

陆面过程模式的改进及其检验^{*}

周锁铨 代 刊 陈 涛 屠其璞 陈万隆

(南京气象学院资源环境与城乡规划系, 南京, 210044)

摘 要

文中对陆面过程模式(BATS)进行了改进,改进后的模式能较好地模拟地表物理量的年、季和日变化,它有两方面的特点:采用热扩散方程模拟 7 层土壤温度,模拟的温度可与实测值进行比较;在 BATS 的地表径流方案中,考虑了空间不均匀性的一般地表径流(GVIC)过程,研究表明:(1)模式能很好地模拟各层土壤温度的年、季和日变化。冬季土壤温度下层高于上层,而在夏季上层高于下层,这种上下层温度的转换时间大约在 4 和 10 月份,这与实测土壤温度的年变化非常一致。较为准确地模拟了各层土壤温度日变化的时滞效应。(2)用南京和武汉站的资料,将 BATS 地表径流方案模拟的地表水分分量与 GVIC 方案进行比较,BATS 地表径流方案模拟的地表水分分量,与总水量的平衡相差较大,而 GVIC 模拟的效果相对较好,地表总水量基本上与降水总量达到了平衡。

关键词: 陆面过程, 能量平衡, 水分平衡。

1 引 言

能量平衡和水分平衡是陆面过程模式的物理基础。现行的陆面过程模式可以分为以下几类:(1)大气环流模式使用的陆面过程模式^[1~5],(2)植被平衡模式,检验植被群落的地理分布,植被与气候的关系^[6,7],(3)陆地生物化学模式。在这些模式中,大都采用地表能量平衡方程,计算地表的温度和土壤温度。许多研究表明,陆面过程模式在模拟地表和土壤温度时,仍然存在一些问题。一些工作采用了两层土壤模式^[8~10],尽管这种方法实用、方便,但过于简单的模式在描述土壤温度的年变化、土壤上下层热量的扩散等方面存在着明显的不足,同时模拟两层土壤温度没有实际观测资料可供比较,因而很难评估模拟的效果。同时,在许多模式中,最低层的土壤温度设置为固定的值,事实上从实际资料的分析可以看到,即使在 320 cm 深的土壤,温度仍然具有年变化,对上层土壤温度的影响还是很明显的,为此 Zhuang 等^[11]专门讨论了土壤热力学的问题。

在地表水分平衡方面,陆面过程模式也存在一些问题,首先在地表没有完整的水分平衡分量的观测资料可供研究,因而在研究工作中存在许多不确定性。陆面过程模式比较计划(PILPS^[12,13])的结

果表明,不同的陆面模式对陆面水文过程的模拟结果相差很大,陆面水分循环是陆面模式中考虑最少的部分^[14],这些模式^[15~17]对地面的径流、蒸散蒸发的计算还不够完备和准确^[18,19]。其次,在水循环的空间不均匀性方面,Budyko 的桶式模式高度简化了土壤的渗透和地面蒸发的水文过程,不考虑空间不均匀性。Mahfouf 等^[20]发现 BATS 模拟潜热通量(蒸发)时,产生与观测不一致的年周期。为解决这一问题,Entekhabi 和 Eagleson^[21]在次网格土壤水分和降水变化的条件下,推导了水文通量的表达式。Famiglietti 和 Wood^[22]采用地形和土壤性质控制径流响应(包括土壤水分)的方法,Wood 和 Lettenmaier^[23]用陆面参数化的水平衡模式,表示 GCM 网格内渗透能力的变化。但效果如何,无法进行评估。

为此,本文在以往工作^[24~29]的基础上,以 BATS 模式框架为平台,建立一个具有 7 层土壤、能表达地表径流空间不均匀性的陆面过程模式,进行单站模拟研究。首先,利用黑河流域张掖和沙漠站单点观测资料,模拟和检验了模式的能量平衡模拟能力。其次,利用气象站土壤温度观测资料,对模式模拟的土壤温度进行检验,最后采用 GVIC (General Variable Infiltration Capability)改进 BATS 的地表径流计算方案,进行单站模拟试验,用地表水分平衡

* 初稿时间:2002 年 11 月 27 日;修改稿时间:2003 年 3 月 3 日。

资助课题:国家重点基础研究(973)项目(2001CB309404)和海外杰出青年合作项目 40128001/D05 联合资助。

方法检验模拟的合理性和可靠性。

2 模式的基本结构

本文采用的陆面过程模式是国际上得到普遍认同^[30]的 BATS 模式,该模式描述了陆面-大气之间动量、能量和水汽的传输,包括 10~20 cm 深植被根部的水平衡的计算。土壤温度模式分为浅深两层,上层为 10 cm,下层根据植被根系的深度取为 10, 15 和 20 cm。BATS 的地面水文表达式,包括地面土壤层和根部的水分预报方程,描述了根部降水、雪融、蒸发、地表径流、渗透(或排水)以及土壤层之间的水分交换。降水被植冠截留,或者再蒸发,或者下落到土壤中。土壤水分用 3 个量来模拟计算:表层水分、根层水分和总土壤层水分。土壤水分运动根据土壤模式模拟得到,地表径流在模式中作了简化处理,径流率与降水、融雪的和成正比,与饱和土壤水分含量比率的 4 次方成正比。

由于在陆面过程模式中,辐射是作为观测值输入的,但实际工作中很多气象站点没有辐射同步观测资料,这就限制了使用气象站资料进行陆面过程模拟的研究,因此建立一个具有地表辐射模拟能力的陆面过程模式只有重要的意义,作者根据比尔良德的理论,建立了晴天和云天总辐射参数化公式^[31];并根据大气长波辐射与大气中吸收介质的函数关系,建立了大气长波辐射的公式^[32];这些辐射方案经过了大气环流的数值试验和统计检验,效果良好。

在模拟地表能量平衡的基础上,本文将 BATS 模式的两层土壤模式修改为 5, 10, 20, 40, 80, 160 和 320 cm 7 层土壤,这样设计主要是为了将模拟的土壤温度能与实际观测的土壤温度相比较,其中 320 cm 的最下层温度采用具有年变化的余弦曲线。事实表明,即使是在 320 cm 深的土壤中,温度仍然存在年变化,其年变化幅度 3 °C 左右。因此原 BATS 模式中,将最低层的温度设置为固定不变的温度,在短期的气候的模拟中,也许没有太大的影响,而在季和年变化的气候模拟中,两层土壤温度不能准确地反映各层土壤温度的年变化和垂直变化,同时在 BATS 中表层和根层土壤温度,没有客观的观测资料可供比较,因而无法了解模拟的效果。

2.1 主要计算公式

在没有从地球内部向上输送热量的地方,太阳辐射是唯一控制地气交界处微气候的能量源。地气

系统交界处的能量平衡可以定量地描述为:

$$R_n - F_s - LF_q - G = 0 \quad (1)$$

其中 R_n 为净辐射, F_s 为感热通量, F_q 为蒸发量, G 为土壤热通量,净辐射计算公式可参见文献^[31, 32],采用的感热通量和潜热通量的计算公式与 BATS 一致,感热通量的计算公式为:

$$F_s = \rho_a c_p C_D V_a (T_g - T_a) \quad (2)$$

其中 T_a 为空气温度, $V_a^2 = u_1^2 + v_1^2$, u_1, v_1 为风速分量, ρ_a 为空气的密度, c_p 为空气定压比热, C_D 是陆面拖曳系数, T_g 为表面土壤温度。

蒸发量决定了地表向大气输送潜热通量,蒸发量 F_q 以及上下层之间的传输很难得到有普遍性的参数化。这些表达式取决于田间持水量和土柱的特性,根据多层土壤模式的特点,蒸发量可表示为:

$$F_q = \min(F_{qp}, F_{qm}) \quad (3)$$

其中 F_{qp} 为蒸发潜力, F_{qm} 是湿地表的 最大水汽通量。 F_{qp} 利用以下公式计算:

$$F_{qp} = \rho_a C_D V_a f_g (q_g - q_a) \quad (4)$$

f_g 为土壤湿度因子, q_g 为饱和比湿, q_a 为空气比湿。

$$F_{qm} = E_{vmx0} B^* S_2 \quad (5)$$

其中 B^* 由下式定义:

$$B^* = S_1^{(3+B_f)} S_2^{(B-B_f-1)} \quad (6)$$

$$E_{vmx0} = 1.02 D_{max} C_k / (Z_1 Z_2)^{1/2} \quad (7)$$

$$D_{max} = B \phi_0 K_0 / \rho_{wsat} \quad (8)$$

其中 ρ_{wsat} 是饱和土壤水分密度, K_0 为最大水力传导率常数, ϕ_0 为水势常数,表示土壤的虹吸作用, B 为土壤特性参数, Z_1, Z_2 为第 1 和 2 层的土壤厚度, S_1, S_2 为第 1 和 2 层土壤的容积含水量与最大容积含水量的比。

$$B_f = 5.8 - B / [0.8 + 0.12 \times (B - 4) \lg(100 K_0)] \quad (9)$$

$$C_k = (1 + 1550 D_{min} / D_{max}) \times 9.76 \left[\frac{B(B-6) + 10.3}{B^2 + 40B} \right] \quad (10)$$

D_{min} 的正常值为 $10^{-3} \text{ mm}^2/\text{s}$, D_{min} 的范围为 $10^{-2} \sim 10^{-4} \text{ mm}^2/\text{s}$ 。根据多层土壤模式理论观点,不同深度土壤层的水分传输与两层之间的水量势差成比例,其比例系数决定于土壤深度和 B 指数。

土壤热通量的计算公式如下:

$$G = \int_0^z C \frac{\partial T}{\partial t} dz \quad (11)$$

其中 $\frac{\partial T}{\partial t}$ 代表土壤温度变率, C 是土壤容积热容量, z 为土壤模式的深度。

土壤温度控制方程为:

$$C \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(L_T \frac{\partial T}{\partial z} + L_s \frac{\partial s}{\partial z} \right) = 0 \quad (12)$$

其中: $L_T = \lambda + \rho_w L D_{vT}$, $L_s = \rho_w L D_{vs}$; 由于 D_{vT} , D_{vs} 相对较小, 故式(12)简化为:

$$C \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) = 0 \quad (13)$$

式中 T 为土壤温度, C 和 λ 分别为土壤热容量及热传导系数。方程(13)的求解, 采用两步差分法(见附录)。得到线性方程组为:

$$-A_i T_{i-1}^* + B_i T_i^* - C_i T_{i+1}^* = G_i \quad (14)$$

$$-\bar{A}_i T_{i-1}^{j+1} + \bar{B}_i T_i^{j+1} - \bar{C}_i T_{i+1}^{j+1} = \bar{G}_i \quad (15)$$

有关符号说明见附录, 该方程可采用追赶法求解。

利用方程(2), (4), (5), (11) 计算感热通量、潜热通量和土壤热通量, 并利用地表热量平衡方程, 用迭代法求出地表温度, 因而方程(13)的上边界已知, 下边界采用具有年变化的温度, 初始值采用观测资料, 用两步差分法对方程(13)进行数值求解。以上计算公式是以 BATS 模式为基础的, 有关参数值均采用 BATS 的值, 因而计算结果与 BATS 的模拟的结果有可比性。

2.2 BATS 径流计算方案

在暴雨、融雪或土壤高水分的时期, 许多积留在自然表面的水并不渗透到地下水中, 而是直接汇流入溪流、江河中去。土壤水分小于田间持水量时, 土壤表面应有小的地表径流; 当土壤水分达到饱和时, 地表水全部形成地表径流, 用下式参数化地表径流 R_s 。

$$R_s = (\rho_w / \rho_{w\text{sat}})^4 H \quad T_g > 0 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (16)$$

$$R_s = (\rho_w / \rho_{w\text{sat}}) H \quad T_g < 0 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (17)$$

其中 $\rho_{w\text{sat}}$ 是饱和土壤水分密度, ρ_w 为与顶层的土壤加权的水分密度, 由下式定义:

$$\rho_w = \rho_{w\text{sat}} \frac{(S_1 + S_2)}{2} \quad (18)$$

$$H = P_r + S_m - F_q \quad (19)$$

其中 H 为供给表面的净水分, P_r 为降水, S_m 为融雪, F_q 为蒸发。 F_q 负的代表凝结。对于 $H < 0$, $R_s = 0$, 有关符号参见文献[1]。

2.3 流域径流的一般计算方案(GVIC)

假定在土壤缺水没有满足以前不产生径流, 而在土壤缺水满足以后则产生径流。产生的径流

分为地表径流和地下径流两部分。湿润地区由于降雨量充沛, 地下水位高, 不饱和土壤不厚, 上层虽然被蒸发而含水量较低, 但下层常达到田间持水量, 不饱和土壤含水量不大。此外, 在湿润地区或非湿润地区的多雨季节, 植被茂盛, 土壤覆盖层向下渗透能力较大, 在流域内的大部分土地上, 当土壤缺水没有满足时, 所有的降水都被吸收, 而不会产生径流^[33]。可见, 决定径流的是降水量和土壤的渗透能力之间的关系, 或土壤渗透与土壤缺水之间的比值, 径流主要是由土壤缺水量和土壤渗透能力决定。但是有些地区植被稀疏, 土壤紧密, 土壤对降水的渗透能力较差, 降水强度常常比土壤的渗透能力大, 即使较小的降雨, 也能产生地表径流, 径流由降水强度和土壤渗透能力决定。为此, 需要建立既能适用于湿润地区, 径流取决于降水量和土壤的渗透能力; 也适用于土壤紧密的地区, 径流取决于降水强度和土壤渗透能力的一般意义径流模式 GVIC。设流域平均土壤渗透能力随时间的变化为^[34]:

$$\bar{f}(t) = \bar{f}_c + (\bar{f}_0 - \bar{f}_c) e^{-kt} \quad (20)$$

式中: $\bar{f}(t)$ 是 t 时刻流域空间平均的渗透能力 (mm/h), \bar{f}_c 是流域空间平均的渗透能力 (mm/h), \bar{f}_0 是土壤干燥时流域空间平均的渗透能力 (mm/h), k 是土壤物理特性参数, 表示渗透能力随时间的递减系数 (h^{-1})。

设土壤在 t 时刻的水分为 $w(t)$, 并设该土壤水分是经历了 t 时间的水分渗透所产生的 (即使土壤中原来有一定的水分, 也可以这样假设), 当 $t \rightarrow \infty$ 时, $w(t \rightarrow \infty) = \bar{f}_0 / k = W$ 为田间持水量。

由于在建立土壤渗透能力方程时, 描述的是流域平均的土壤渗透能力, 实际上在整个流域上, 各地土壤的渗透能力差别是十分显著的, 为此用以下方法考虑土壤渗透能力的空间不均匀性, 设 f 为流域中某地的土壤渗透力, 随着土壤含水量的增加, 流域内有一部分面积的土壤达到田间持水量, 渗透能力 (基质吸力) 逐渐消失, 只剩下另一部分的土壤产生渗透, 当流域所有地区的土壤含水量都得到满足后, 地表水将不再向下渗透, 产生地表径流。设土壤获得一定的水分后, 整个流域上有占总面积为 α 比例的面积, 其土壤不再由于基质吸力而产生渗透, 因而不均匀渗透流域上的分布曲线为:

$$\alpha = 1 - \left[1 - \frac{f + S_0}{f_{\text{max}}} \right] \quad (21)$$

其中 f_{max} 为流域内最大土壤渗透能力。 S_0 为流域

内一部分达到田间持水量面积的土壤含水量。当不考虑地下径流时,得到流域径流计算公式:

$$R = P - \frac{(1 - e^{-k\Delta t})}{k} (\bar{f}_0 - kw(t)) \cdot \left\{ 1 - \left[1 - \frac{P}{(1+n) \frac{(1 - e^{-k\Delta t})}{k} \bar{f}_0 - S_{01}} \right]^{1+n} \right\} \quad (22)$$

其中:

$$S_{01} = (1+n) \frac{(1 - e^{-k\Delta t})}{k} \bar{f}_0 \left[1 - \left[1 - \frac{kw(t)}{\bar{f}_0} \right]^{1+n} \right] \quad (23)$$

式中 P 为降水量,当 $k\Delta t \geq 4$, 则 $e^{-k\Delta t} \approx 0$.

$$R = P - \frac{\bar{f}_0 - kw(t)}{k} \cdot \left\{ 1 - \left[1 - \frac{P}{(1+n) \frac{\bar{f}_0}{k} - S_{01}} \right]^{1+n} \right\} \quad (24)$$

$$S_{01} = (1+n) \frac{\bar{f}_0}{k} \left[1 - \left[1 - \frac{kw(t)}{\bar{f}_0} \right]^{1+n} \right] \quad (25)$$

3 资料来源

野外观测资料选用 1990~1992 年黑河综合外场观测资料 (HEIFE)。选择张掖站 (38.9°N, 100.6°E) 和沙漠站 (39.6°N, 100.3°E) 两组完整、典型的微气象塔站资料,模拟时间为 1991 年 7 月 7 日 20 时~7 月 17 日 20 时共 10 d, 时间步长为 0.5 h。云量取自常规地面观测资料。

本文所用气象要素分别为气压、气温、相对湿度、水汽压、总云量、风向风速、每日降水量, 每天观测时次为 02, 08, 14 和 20 时。0, 5, 10, 20, 40, 80, 160 和 320 cm 土壤温度观测资料。资料来源于 1998 年 5~8 月武汉和 1999 年南京常规气象站资

料。

4 能量平衡的模拟结果

为了了解云量对辐射的影响,观测资料中 7 月 12 和 16 日 2 d 云量较多,这两天的日射量比 7 月 8~11 日明显偏小,虽然 12 日 12 时的日射量也达 853 W/m^2 , 但一天日射量的分布明显不对称,在 16 日最大日射量并不是出现在 12 时,而是在上午,只有 667 W/m^2 。由此可见,日射量的观测值与云量有明显的对应关系。通过模拟计算得到日射量与观测值如图 1 所示。

张掖站模拟结果(图 1a)显示 7 月 8~11 日与实测值吻合得较好,日周期非常好,同时在 14, 15 和 17 日,模拟的日射量与观测值也是一致的。特别是 12, 13 和 16 日云天的模拟效果大为改进。12 日的日射量最大为 853 W/m^2 , 模拟为 849 W/m^2 , 误差为 0.4%, 且观测日射量的不对称性模拟得也较好,只是在中午的几个观测值比模拟值大,16 日模拟日射量的曲线,与观测值有很好的-一致性,但下午的模拟效果还不够理想。17 日模拟曲线很好地反映了观测值随时间的变化特点,即中午过后日射量迅速减小,速度比上午快。沙漠站(图 1b)模拟的日射量与实测值有非常好的一致性,日变化特征很显著,云量在模式中的作用准确地表现出来了。7 月 8~11 日模拟的相对误差分别为: 3.2%, 2.4%, 0.5% 和 1.0%, 在受云量影响的 12 和 16 日模拟的效果也很好,其相对误差也只有 4.0%, 2.4%。

为进一步了解模式辐射方案计算的可靠性,需要对净辐射的模拟进行讨论。图 2a 是张掖站净辐射的模拟值与观测的比较。由图可见模拟的净辐射与实测一致。7 月 8~11, 14, 15 日净辐射观测值与模拟值很吻合,净辐射不规则的 12, 13 和 16 日模拟的结果也能与观测值吻合。同时夜间模拟的净辐射

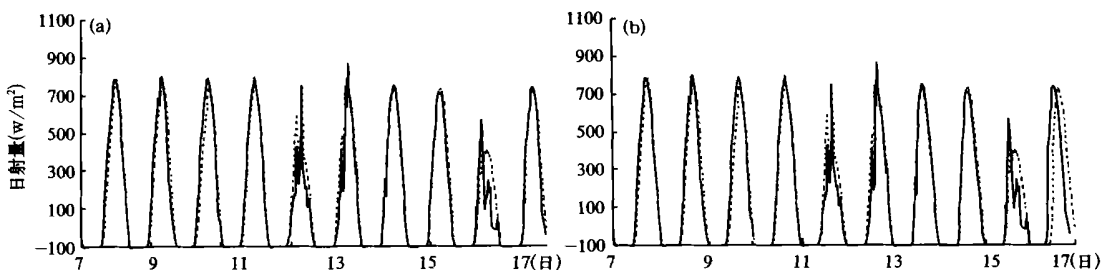


图 1 7 月 7~17 日日射量观测(实线)与模拟值(点线)的比较

(a. 张掖, b. 沙漠站; 单位: W/m^2)

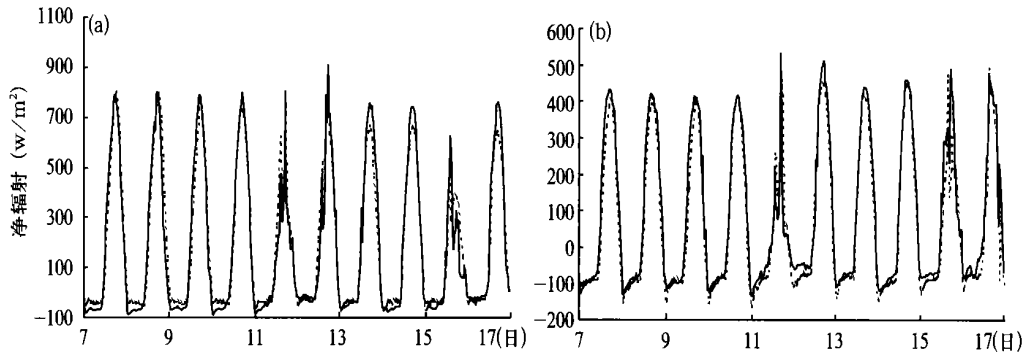


图2 7月7~17日净辐射观测(实线)与模拟值(虚线)的比较

(a. 张掖, b. 沙漠站; 单位: W/m^2)

与实测情况一致, 观测值和模拟值都在 $-50.0 W/m^2$ 左右。图 2b 是沙漠站的情况, 可见地表净辐射的模拟不仅很好地反映了晴天净辐射的日变化, 而且阴天受到云影响的净辐射模拟得也很好, 如 12, 16 和 17 日。模式也能模拟出了夜间日落后净辐射的最小值。与张掖站的模拟结果比较, 沙漠站的净辐射峰值在 $400 \sim 500 W/m^2$ 之间, 而张掖站的净辐射通量高达 $800 W/m^2$ 左右。这种差异明显反映出地表类型不同引起的陆面过程的差异。张掖的下垫面为绿洲植被, 热容量较大, 由蒸散引起的潜热通量也较大。而沙漠站地表为裸露的干燥沙质土壤, 热容量很小, 潜热通量很小, 地表和大气之间主要通过感热进行热量交换, 这两种显著不同的地表特征, 模式都能很好地表现出来。

地表与大气之间热通量计算的准确与否, 关系到土壤温度和土壤水分的模拟是否准确, 为了进一步了解模拟地表与大气之间、地表与下层土壤之间热通量交换的准确性, 这里给出了模拟的感热、潜热和土壤热流量与观测净辐射的比较。根据能量平衡方程, 利用观测的净辐射和模拟的感热、潜热以及向下土壤热通量值之和相等的关系, 检验模式对地表能量平衡模拟能力。图 3 是观测的净辐射(点线)与模拟的地表

热量通量(实线), 张掖和沙漠站模拟的地表热通量与净辐射的日变化和量值上都是一致的。张掖(图 3a)晴天(7~11日)和阴天(12, 16日)模拟的热通量与观测净辐射吻合; 在夜间热通量为负值显示出大气和下层土壤向地表输送热量, 特别是晴天后的夜间热通量的负值较大, 达到 $-80 \sim -90 W/m^2$, 而在阴天的夜间地表热通量的负值相对较小, 只有 $-20 W/m^2$ 左右, 这表明阴天夜间大气和下层土壤向地表输送的热量较小, 地表温度降低较少, 模拟符合实际的情况。沙漠站(图 3b)的热通量模拟的结果与张掖站不同, 白天的地表热通量比张掖地区小, 尽管沙漠白天的地表温度较高, 地表向大气输送的感热通量较大, 但由于土壤水分和潜热通量较小, 因而地表向大气输送的总的热量通量并不大; 而夜间负的热通量比张掖地区大, 达到 $-150 \sim -160 W/m^2$, 这表明模式能很好地模拟夜间土壤下层及大气向地表输送热量, 夜间较大的负热通量, 表明地表温度较低, 大气容易形成辐射逆温, 这符合沙漠的特点。

5 土壤温度的模拟

5.1 土壤温度的年、季和日变化模拟结果

图 4(见彩页)是模拟的 1999 年南京、1998 年武

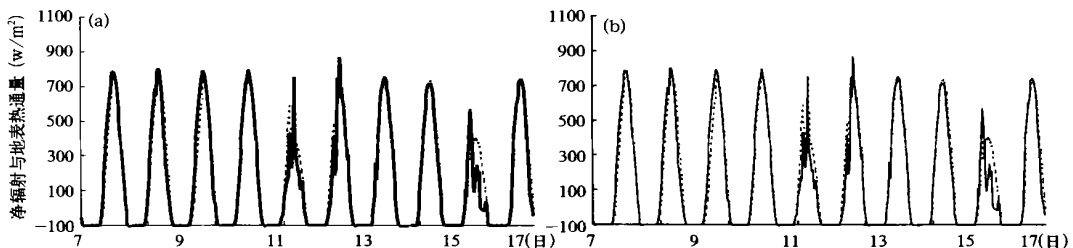


图3 7月7~17日观测的净辐射(实线)与模拟的地表热量通量(虚线)的比较(单位: W/m^2)

(a. 张掖, b. 沙漠站)

汉各层土壤温度的年变化情况,及张掖、沙漠站各层土壤温度的日变化情况,其中 0 cm 地表土壤温度由地表能量平衡方程求解得到,南京、武汉 320 cm 和张掖、沙漠 80 cm 处的土壤温度是模式设定的具有年变化的下边界条件。由图可见,模拟结果基本表现了各层土壤温度变化的以下一些事实。冬半年,表层的土壤温度低于深层土壤温度,且越向深层土壤温度越高;夏半年,表层温度高于深层温度,且越向深层温度越低;这种上下温度转换的时间大约是 4 月上旬和 10 月中旬;上层温度的年变化大于深层温度的年变化,且短期振荡明显比深层强烈,深层土壤将这种短期的温度振荡平滑了;上下土壤层的温度最大值在 1 a 中明显不一致,表层土壤温度在 7 月下旬 8 月上旬达到最大值,随着土壤深度的增加,年温度最大值出现的时间滞后,160 cm 土壤温度年最大值出现在 10 月中下旬,与地表土壤温度最大值出现在 7 月份相比,整整滞后了一个季度。武汉模拟的地温显示出各层土壤温度显著的短期振荡的特点。在高温期间,地表土壤温度显著高于下层土壤温度,而在低温期间,下层土壤温度略高于上层温度,表明上下层土壤温度交替变化的特征,并且表层土壤温度的变率比下层土壤温度大得多。张掖和沙漠站模拟的时间步长为 30 min,可以清晰地表现出各层土壤温度的日变化,以及上下层土壤温度转换

特点,这在晴天特别显著;而在阴天上下层土壤温度的变化幅度比较接近。沙漠土壤温度的日变化较大,这与绿洲张掖有明显的差异。以上这些模拟结果与土壤温度年变化、季变化和日变化的事实是一致的,表明模式客观地反映了土壤热扩散过程。

图 5 是模拟的南京典型季节中特定日期土壤温度随深度的变化,其中点线为相应时间的观测量。12 月 21 日的地表温度最低,并随着土壤深度的增加,温度逐渐增加,模拟结果与实测有一定的误差;4 月 2 日的曲线显示在上下土壤层中,温度变化较小,从地表到第 6 层的 80 cm,温度基本没有变化,与 12 月 21 日的温度曲线比较,上层土壤开始升温,而下层土壤还在继续降温,80 cm 以下的温度比 12 月份的温度还要低,上下层土壤温度处于一个转换的时期,显示出土壤温度变化的滞后效应,模拟符合实际;7 月 30 日的地表土壤温度达到最大,图中可见模拟的情况较好地反映了土壤温度的季节变化;从图中还可以看到这样的事实,即使在 160, 320 cm 深的土壤层中,温度仍然不是一个固定值,还是具有年变化,因此,在模式中将深层土壤温度设置为固定值是不合适的。根据图 4a 的情况,160 或 320 cm 的温度年变化呈现出有规则的余弦曲线变化,因此对深层土壤温度的年变化做一些简化是合适的。上述各特定时间模拟与实测值基本上一致。

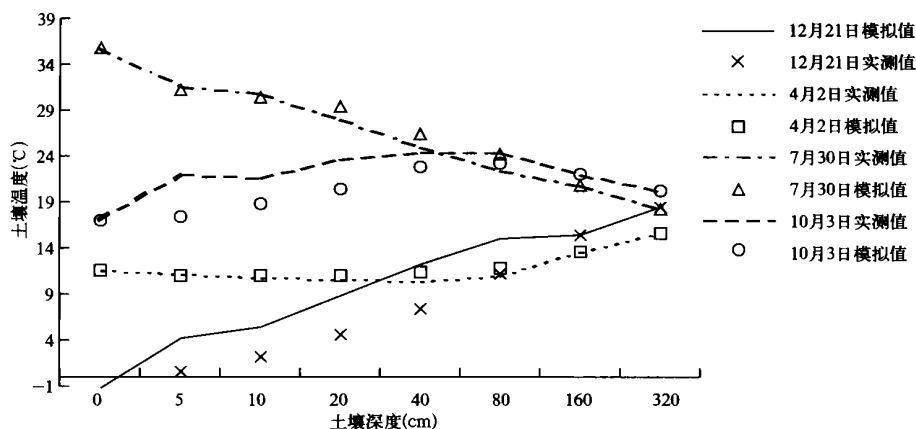


图 5 模拟的南京典型季节各层温度与实测温度的比较

5.2 模拟土壤温度与实测值的比较

从年变化来看(图 6),模拟值与实测值也比较一致。特别是上层 5, 10 cm 的土壤温度的模拟,与实测情况基本是吻合的,模式不仅模拟出了 5 cm 土壤温度的年变化(南京图略),而且模拟出了短期的

温度振荡,在夏季,模式对短期温度的最高值和最低值都能模拟好;在冬季,模式对最高温度模拟得较好,但最低温度误差略大。在 10 cm 的图 6a, 6b 上,模拟的年变化温度与实际状况一致,短期土壤温度的变化也基本表现出来了,但下半年模拟的温度略

高于实测温度。在 20, 40, 80 和 160 cm 深层土壤温度的比较图 6c, 6d 上可以看到, 模拟的温度在 8 月份以前比实测温度低, 9 月份以后比实测温度高, 同时模拟的短期温度的变化幅度比实测温度小, 随土壤深度的增加, 模拟温度比实测更为平滑, 温度年变化最大值和最低值, 也比观测值滞后。武汉(图 7)夏季的模拟基本上与南京一致, 5 cm 模拟值的短期变率较大, 10 cm 模拟值低温比实测大, 高温比实测小, 在 20, 40 cm 模拟值比实测小, 尽管短期的温度位相与实测一致, 但年变化的位相出现滞后。张掖(图 8)、沙漠站(图 9)的结果主要表现了模式对土壤日变化

的模拟能力。总的来说, 模拟的土壤温度日变化与实测基本上是一致的, 上层的误差较小, 深层的误差较大, 模拟的最高温度较好, 最低温度误差较大。

图 10 上可以清楚地了解到模拟与实测值的关系, 5, 10 cm 模拟的温度与实测对应关系较好, 误差较小, 但 20, 40 cm 及其以下深度模拟的误差相对较大, 模拟值与观测值对应关系直线, 在模拟值坐标上有截距, 且该截距在深层土壤增大, 表明模拟值与观测值之间还是存在一定的系统误差, 这些还需要进一步改进。南京站模拟的高温偏低, 低温偏高; 武汉站 1998 年 5~ 8 月土壤温度的模拟值与实测值相比, 仍然存

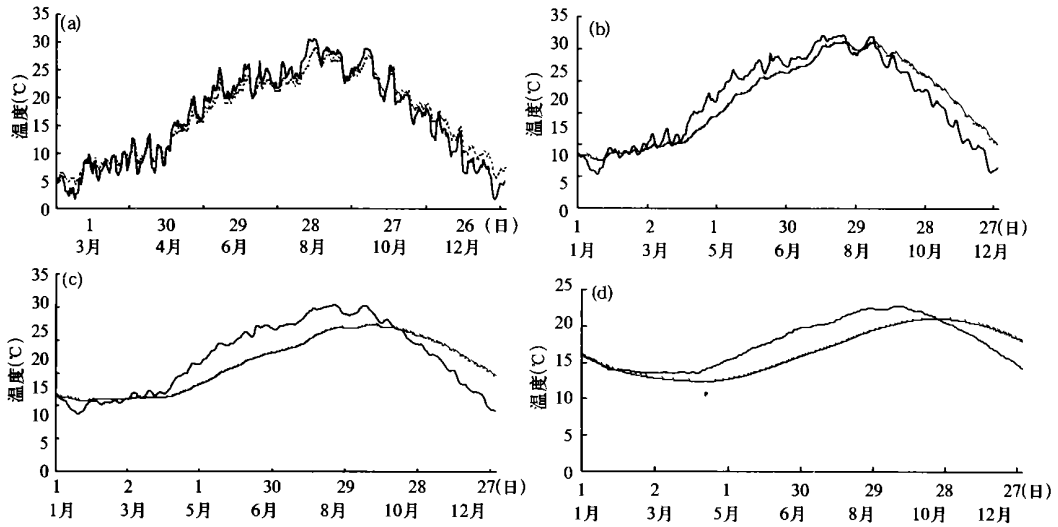


图 6 南京各层土壤温度变化模拟与实测值的比较

(a. 10 cm, b. 20 cm, c. 80 cm, d. 160 cm; 实线: 实测, 虚线: 模拟; 单位: °C)

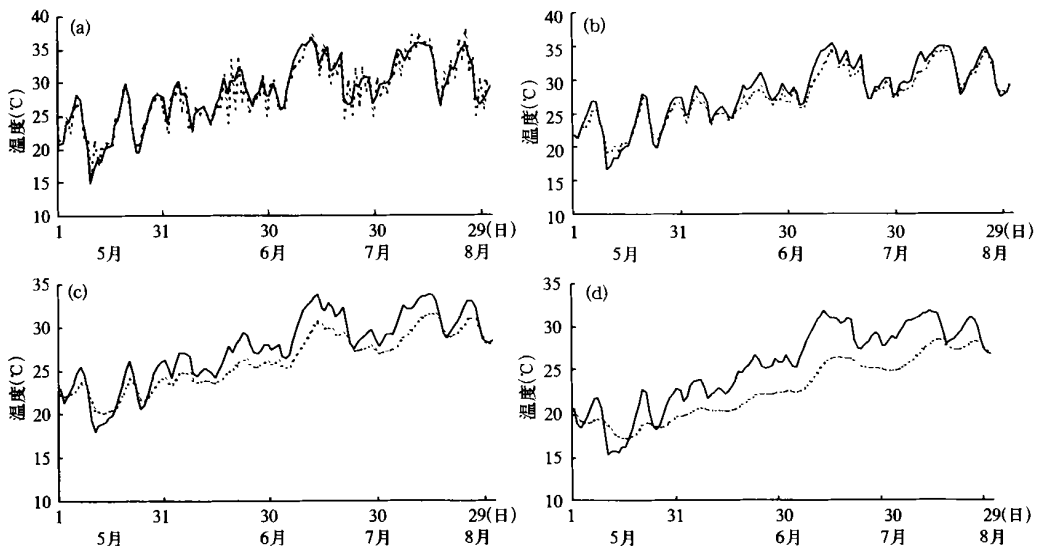


图 7 武汉各层土壤温度变化模拟与实测值的比较

(a. 5 cm, b. 10 cm, c. 20 cm, d. 40 cm; 实线: 实测, 虚线: 模拟; 单位: °C)

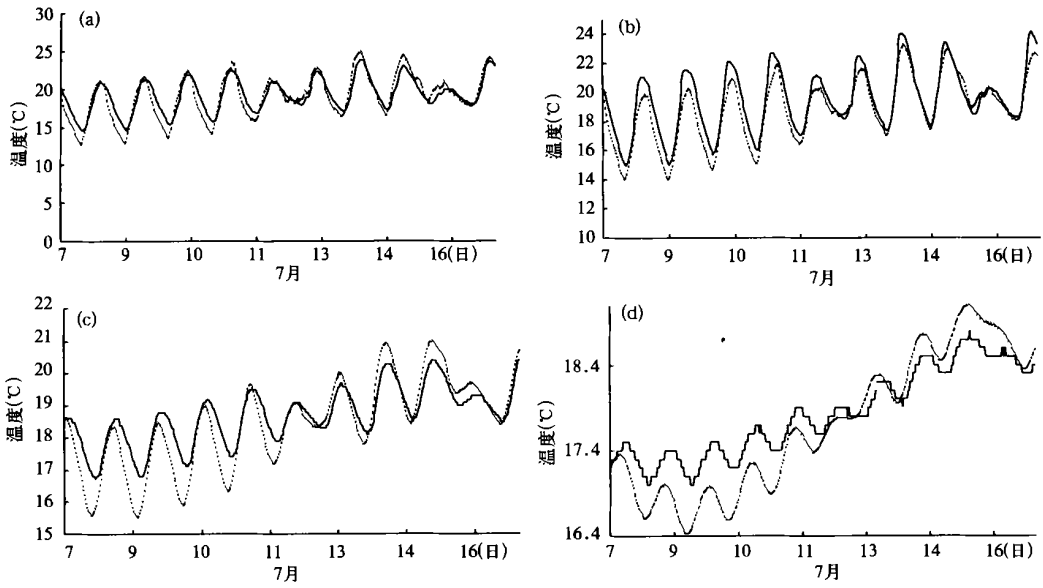


图 8 张掖各层土壤温度变化模拟与实测值的比较
(a. 5 cm, b. 10 cm, c. 20 cm, d. 40 cm; 实线: 实测, 虚线: 模拟; 单位: $^{\circ}\text{C}$)

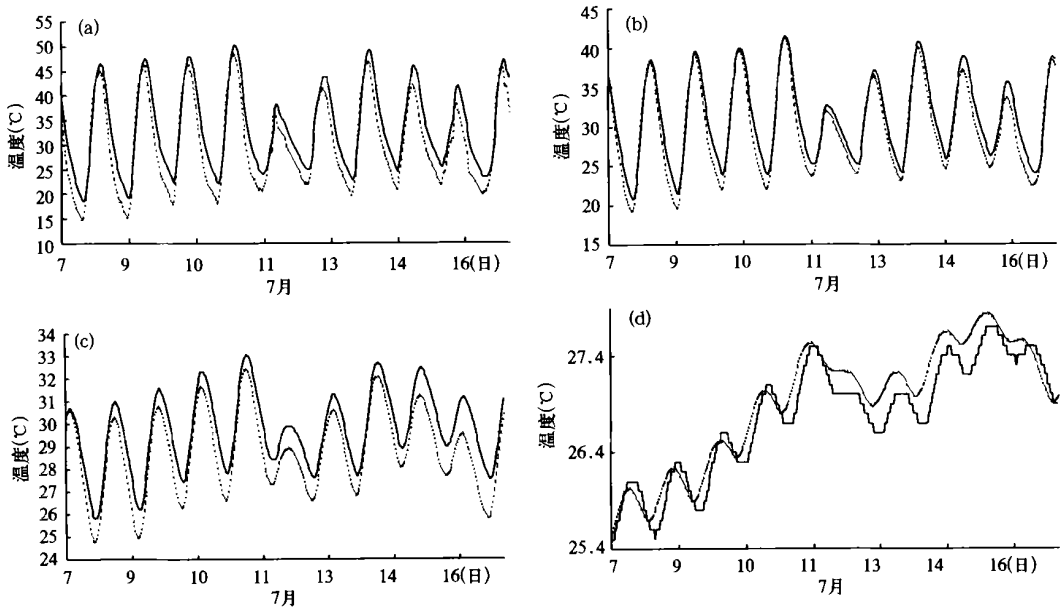


图 9 沙漠站各层土壤温度变化模拟与实测值的比较
(a. 5 cm, b. 10 cm, c. 20 cm, d. 40 cm; 实线: 实测, 虚线: 模拟; 单位: $^{\circ}\text{C}$)

在一些误差,特别是深层存在系统的误差(40 cm 处及以下深度,图略)。沙漠站模拟效果较好,张掖站略差。

5.3 BATS 方案模拟的情况

为了与 BATS 方案的模拟效果进行对比,本文利用 BATS 方案对以上各站点的土壤温度,在相同条件下进行了模拟。图 11 是利用 BATS 两层土壤

模式模拟的土壤温度与实测温度的比较。由于 BTAS 模式分为表层土壤和深层土壤,根据文献 [1],一般认为表层为 10 cm 的土壤温度,深层为植被根层,其深度取决于所选择的植被类型,不是一个固定的深度,无法与实测的土壤温度相比较。由于气象站点观测场地一般多为草地,因此本文用 BATS 方案模拟的深层土壤温度与 40 cm 观测温度

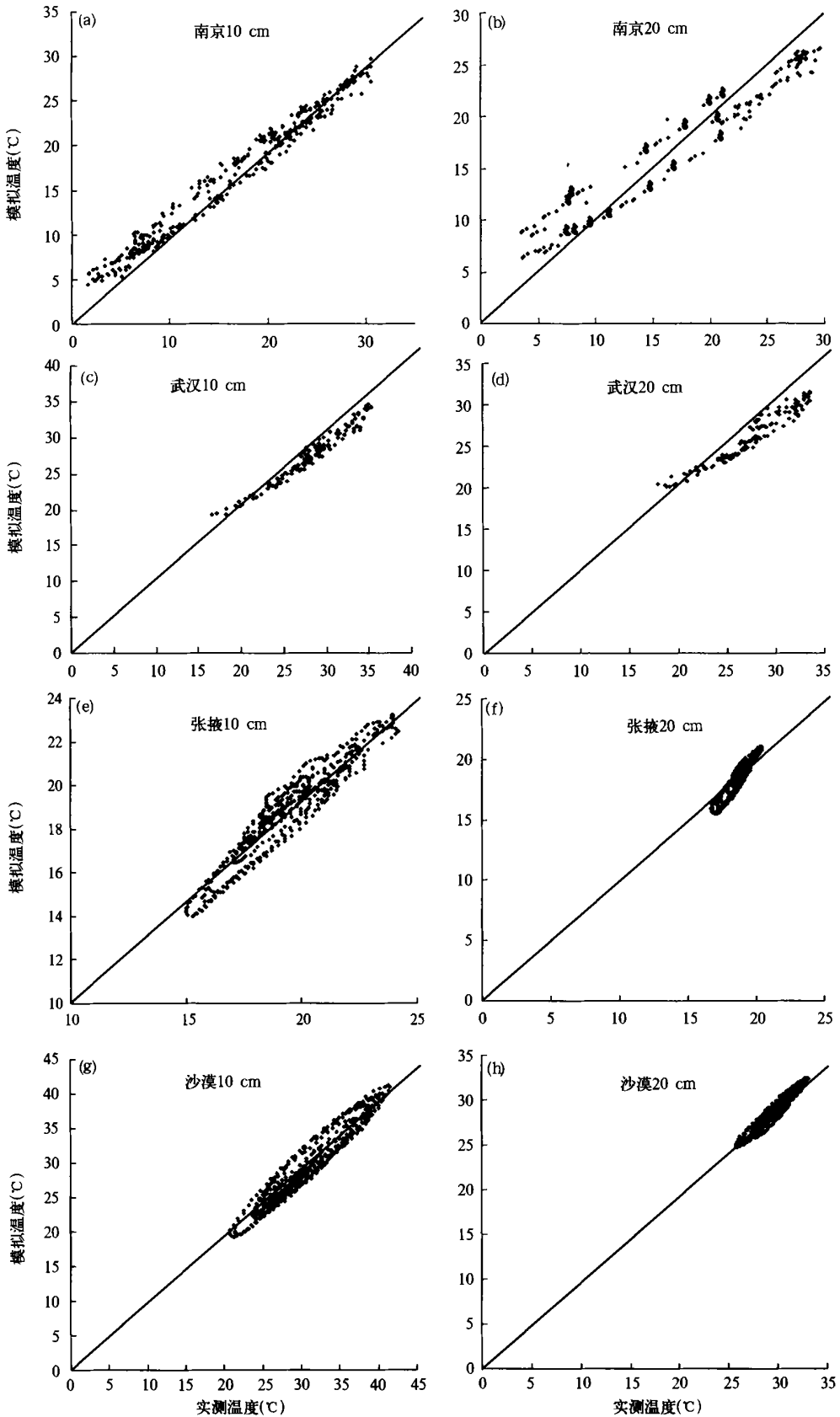


图 10 不同站点土壤温度模拟值与实测值之间的相关关系

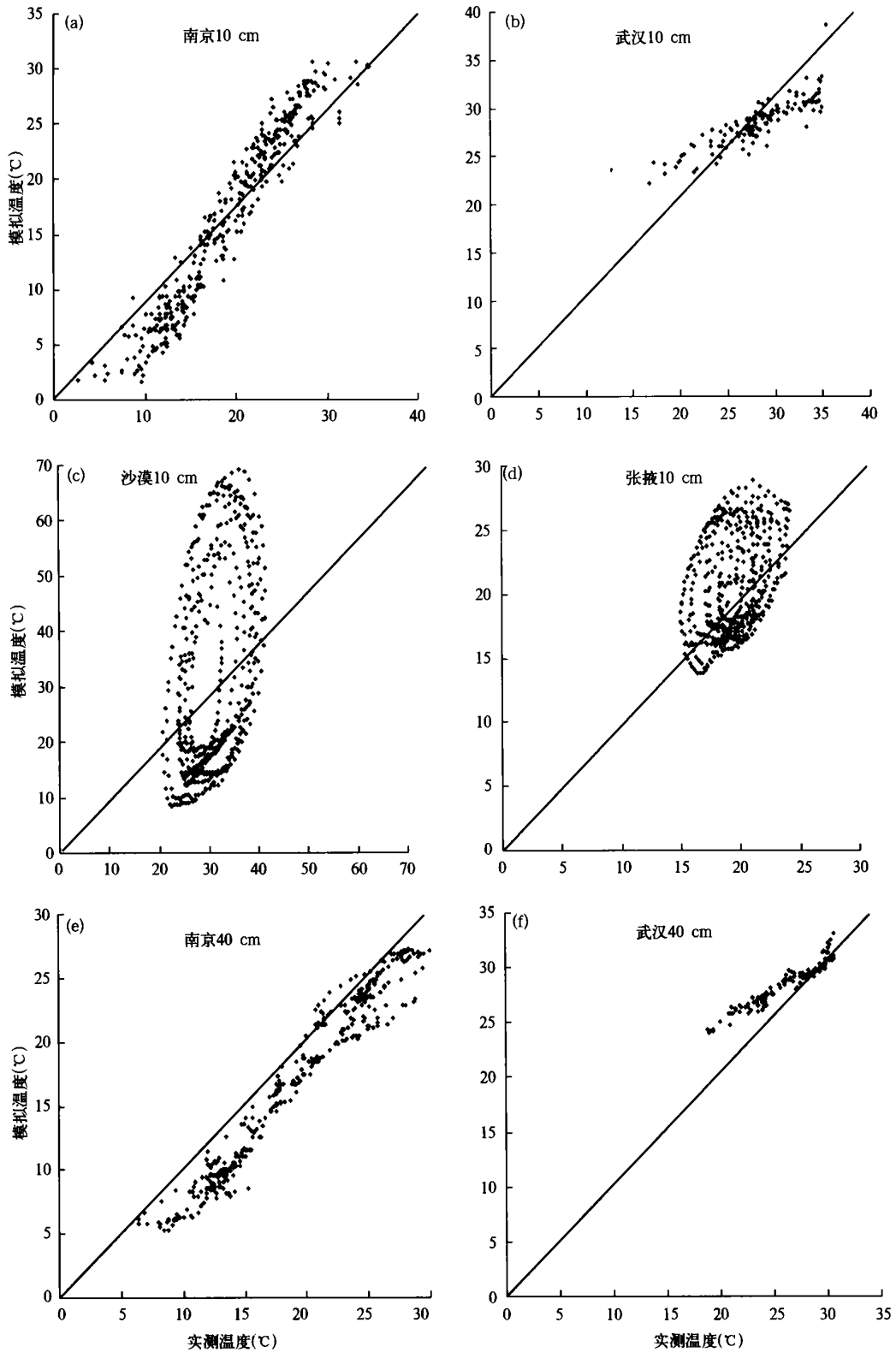


图 11 不同站点土壤温度 BATS 方案模拟值与实测值之间的相关关系

相比较是合适的, 并且两者的关系也最好。南京站模拟的土壤温度效果不太好, 且模拟温度偏低, 对应点线的轨迹闭合, 相关点在图中出现循环变化, 表明

模拟的土壤温度年变化与实测的年变化的位相不一致; 武汉模拟结果还是较好的, 表层低温偏高, 高温偏低; 在深层模拟温度偏高。在张掖和沙漠 10 cm

土壤温度日变化的图上, 模拟值与观测值差异非常明显, 基本上不在 45° 的对角线上。当然, 其中的误差一部分可能由于观测深度与模拟深度不一致产生的, 但 BATS 方案模拟的误差较大是确定的。

6 水分平衡的模拟

6.1 不同径流方案的比较

为了避免模拟结果的偶然性, 本文对武汉 1998 年 5~8 月雨季和南京 1999 年全年土壤水分循环进行了长时间的模拟。土壤水分的模拟表明(图略), 武汉和南京表层土壤水分较高, 一般维持在 20~60 mm 之间, 最高的土壤水分出现在夏季, 达到 60 mm 左右, 最低出现在南京冬季 11 月份为 20 mm 左右。通过与降水比较发现, 武汉和南京地区的每一次降水, 都会引起表层土壤水分的上升。当出现一次大的降水过程时, 表层土壤高水分能维持较长的时间, 如 1998 年 7 月 28~30 日武汉的一次强降水过程, 1999 年 6 月中下旬和 8 月下旬到 9 月上旬南京的降水。当土壤达到田间持水量时, 多余的水量形成地表径流。

降落到地面的有效降水除去下渗、积水、蒸发等部分外, 其余形成地表径流, 地表积水最终也可以形成渗透和蒸发, 因此到达地表的降水最后有 3 种形式: 蒸发、径流和渗透。图 12 是用两种不同方案模拟的武汉 1998 年 7 月 13 日到 8 月 6 日大暴雨期间的地表径流(图 12a), 时间步长为 6 h。比较两种方法的模拟结果发现, 在降水量大时, GVIC 比 BATS 方案模拟的地表径流小, 特别是在大暴雨过程中尤为明显, 如 7 月 19~23, 29 日这几次大暴雨和特大暴雨。但是在 7 月 13, 17 日这两天降水不太大时, GVIC 模拟的径流比 BATS 大。南京 1999 年用两种方案模拟的径流(图 12b), 与图 12a 的结果类似, 如 6 月 16 日和 8 月 30 日 GVIC 径流比 BATS 小, 这与 Wood 的 VIC 结论有类似之处: GVIC 不像 BATS 那样, 对降水的形态很敏感, 从而减少了与短期降水有关的误差漂移, 不会出现地表径流量的剧烈振荡^[35]。但究竟是那种方案更合理, 模拟的径流更准确? 需要进一步的研究。为此本文用两种地表径流方案模拟得到的地表径流、蒸发和渗透, 计算各方案的水分平衡量。

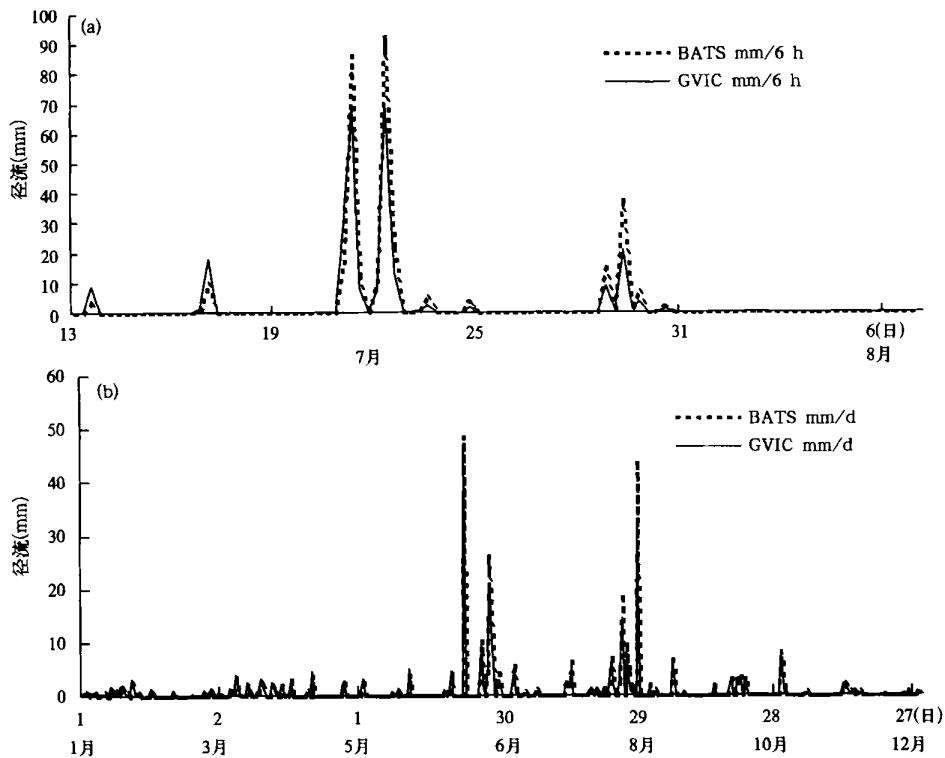


图 12 GVIC 和 BATS 方案模拟的武汉和南京地表径流
(a. 武汉, b. 南京)

6.2 地表水平衡的模拟

本文用 GVIC 和 BATS 两种不同地表径流方案, 分别对南京 1999 年、武汉 1998 年 5~8 月的地表径流、蒸发(包括植被的蒸腾蒸散)和渗透进行了模拟, 求出模拟时间的每个量的总和(表 1), 并与同期的降水量相比较。由表可见 BATS 方案模拟的 1998 年 5~8 月的蒸发、径流和渗透的和为 966 mm, 与同期的 1055 mm 降水量相比, BATS 方案地表水模拟少了 89 mm, 相对误差 8.4%, 没有达到水分平衡。而同样条件的 GVIC 模拟的水分分量和为 1052 mm, 虽然也没有达到绝对平衡, 但绝对误差只有 3 mm。对南京 1999 年的模拟情况是, BATS 模拟的地表水分总量比同期降水高 81 mm, 相对误差 6.6%, 而 GVIC 模拟的降水只高 15 mm, 相对误差 1.2%。

表 1 不同径流方案模拟的武汉(1998 年)、南京站(1999 年)地表水平衡各分量(单位: mm)

| 站点 | 地表径流方案 | 蒸发 | 径流 | 渗透 | 合计 | 降水 | 水分平衡绝对误差 | 相对误差 |
|----|--------|-----|-----|-----|------|------|----------|---------|
| 武汉 | BATS | 381 | 390 | 195 | 966 | 1055 | - 89 | - 8.4% |
| | GVIC | 385 | 396 | 271 | 1052 | 1055 | - 3 | - 0.00% |
| 南京 | BATS | 837 | 387 | 71 | 1295 | 1214 | + 81 | + 6.6% |
| | GVIC | 838 | 302 | 89 | 1229 | 1214 | + 15 | + 1.2% |

7 结论与讨论

采用作者提出的短波和大气长波辐射计算方案, 利用 BATS 陆面过程模式的框架, 模拟了黑河流域张掖站、沙漠站的地表短波辐射(日射量)、净辐射和地表热量平衡, 结果显示模式模拟的辐射量与实测值非常吻合, 模式在有云的条件下也能很好地模拟出辐射量。净辐射的模拟表明, 模式对辐射平衡的模拟效果较好。对热量平衡, 本文模拟的地表感热、潜热和土壤热通量的和, 与实际观测的净辐射基本吻合, 这完全符合地表热量平衡方程, 表明辐射方案在陆面过程中的应用是成功的。

本文建立的 7 层土壤模式模拟的南京、武汉、张掖和沙漠站土壤温度的年、季和日变化比 BATS 模式有明显的改进。该模式模拟出了上层土壤温度的短期振荡; 在冬季下层土壤温度高于上层温度, 在夏季上层土壤温度高于下层, 上下层土壤温度的季节转换时间大约是 4 和 10 月份; 下层土壤温度的年变化明显滞后上层温度, 在热传导过程中, 土壤对上层温度的短期振荡起着平滑作用, 上下层土壤温度日变化周期具有明显的时滞效应等重要的土壤温度变

化特征。这些特征是符合实际的, 是 BATS 的两层土壤模式所不能模拟的。模拟的效果表明, 模拟值与实际值的相关关系较好, 上层误差小, 下层误差略大, 模拟的上半年深层土壤温度偏低, 下半年偏高。这显示出对土壤的热传导性能的描述还需进一步改进。

对武汉 4 个月、南京 12 个月长时间的水分平衡模拟, 应该说基本不存在模拟结果的偶然性。从模拟的水分平衡分量来看, BATS 方案模拟的两个站点的渗透明显比 GVIC 方案小, 特别是强降水的 1998 年这两种方案的差别特别明显。尽管 1998 年 BATS 模拟的大暴雨期间的径流比 GVIC 方案大, 但 4 个月的总径流两种方案相差不大, 主要是 GVIC 产生的径流与土壤水分密切相关, 当强降水过后, 土壤高水分使得较小的降水, 也能产生比 BATS 方案更大的地表径流, GVIC 模拟的径流量, 比 BATS 径流量的变化范围小。1999 年南京全年土壤水分较低, GVIC 的径流量比 BATS 小。两者的蒸发量模拟基本接近。由此可见 BATS 方案模拟的地表水分偏离平衡较大, 这不仅导致径流的计算不准确, 而且影响到土壤对地表降水的渗透量。

陆面过程模式中地表径流的计算, 对准确模拟陆面水分平衡有着重要意义。但长期以来陆面过程模式(如 BATS)和气候数值模式对地表径流的描述, 还存在一些不足, 这不仅影响了地表径流的计算, 而且使得土壤渗透计算不准确, 直接结果就是产生地表水分计算的不平衡, PILPS 试验和本文的水分平衡模拟结果都表明, 不同的地表径流计算方案得到地表水分分量差异是明显的, 但是任何地表径流计算方案模拟的陆面水分都必须保持平衡。BATS 模拟的陆面水分分量与总降水量不平衡, GVIC 模拟的水分虽然也不能绝对达到平衡, 但基本上接近地表水分平衡。通过分析这两种径流方案模拟分量的差别, 可以发现 BATS 方案模拟的土壤渗透偏小, 这样就使得地表径流可能存在不真实的短期强烈的变化性。

造成这两种径流方案计算结果差异的原因, 从理论上讲, BATS 的式(16)表明, 任何大于蒸发的降水 $H > 0$ 都能产生径流, 事实上这种情况未必出现, 当土壤水分较小时, 降水几乎完全渗透, 不产生径流, 因而模拟的径流偏大, 如 1999 年南京的径流量比 GVIC 大 85 mm。另一方面如果出现强降水过程, 土壤水分大于田间持水量, BATS 的方案将不再有土壤渗透, 降水全部产生地表径流, 这是不准确的, 因为土壤的重力渗透始终存在的。可见 BATS 地表径流方案存在桶式模式的某些特征, 因而在大暴雨期间模拟的径流偏大, 如 1998 年武汉站的情况。此外, BATS 只是考虑了地表均匀的情况, 对地表非均匀的情况 BATS 还无法考虑, 而 GVIC 比较好地解决了这些问题。

致谢: 感谢美国亚利桑那州立大学杨忠良博士为本文提供了模式程序。在本文及后继研究工作中, 始终得到美国加利福尼亚大学伯克利分校宫鹏教授、加拿大多伦多大学陈镜明教授的关心和帮助, 中国科学院兰州寒旱所的王介民教授为本文提供了资料, 谨致谢意!

附录 土壤热传导方程的差分方程

Crank-Nicholson 第一步差分, 计算估计值(写到 1 至 $[M-2]$ 层上, 第 0 层为地表, 第 $M-1$ 层为下边界层。总共有 M 层)。

由方程(13)得:

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = C_i \frac{T_i^* - T_i^j}{\Delta t/2} \quad (A1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) &= \frac{\dot{\lambda}_{+\frac{1}{2}}(T_{i+1}^* - T_i^* + T_{i+1}^j - T_i^j)}{2\Delta z_1 \Delta z_2} - \\ &\frac{\dot{\lambda}_{-\frac{1}{2}}(T_i^* - T_{i-1}^* + T_i^j - T_{i-1}^j)}{2\Delta z_3 \Delta z_2} \\ &= \frac{\dot{\lambda}_{-\frac{1}{2}}}{2\Delta z_3 \Delta z_2} T_{i-1}^* - \frac{1}{2\Delta z_2} \left(\frac{\dot{\lambda}_{+\frac{1}{2}}}{\Delta z_1} + \right. \\ &\left. \frac{\dot{\lambda}_{-\frac{1}{2}}}{\Delta z_3} \right) T_i^* + \frac{\dot{\lambda}_{+\frac{1}{2}}}{2\Delta z_1 \Delta z_2} T_{i+1}^* \\ &\left\{ \frac{\dot{\lambda}_{-\frac{1}{2}}}{2\Delta z_3 \Delta z_2} T_{i-1}^j - \frac{1}{2\Delta z_2} \left(\frac{\dot{\lambda}_{+\frac{1}{2}}}{\Delta z_1} + \right. \right. \\ &\left. \left. \frac{\dot{\lambda}_{-\frac{1}{2}}}{\Delta z_3} \right) T_i^j + \frac{\dot{\lambda}_{+\frac{1}{2}}}{2\Delta z_1 \Delta z_2} T_{i+1}^j \right\} \quad (A2) \end{aligned}$$

定义:

$$\begin{aligned} A' &= \frac{\dot{\lambda}_{-\frac{1}{2}}}{2\Delta z_3 \Delta z_2} \\ B' &= \frac{1}{2\Delta z_2} \left(\frac{\dot{\lambda}_{+\frac{1}{2}}}{\Delta z_1} + \frac{\dot{\lambda}_{-\frac{1}{2}}}{\Delta z_3} \right) \end{aligned}$$

$$C' = \frac{\dot{\lambda}_{+\frac{1}{2}}}{2\Delta z_1 \Delta z_2}$$

$$G' T = A' T_{i-1}^j - B' T_i^j + C' T_{i+1}^j$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) = A' T_{i-1}^* - B' T_i^* + C' T_{i+1}^* + G' T \quad (A3)$$

$$\begin{aligned} C_i \frac{T_i^* - T_i^j}{\Delta t/2} - (A' T_{i-1}^* - B' T_i^* + C' T_{i+1}^* + G' T) &= 0 \\ -A' T_{i-1}^* + (B' + 2C_i/\Delta t) T_i^* - C' T_{i+1}^* - \\ (2C_i T_i^j/\Delta t + G' T) &= 0 \end{aligned}$$

定义

$$A_i = A'$$

$$B_i = B' + 2C_i/\Delta t$$

$$C_i = C'$$

$$G_i = 2C_i T_i^j/\Delta t + G' T$$

得:

$$-A_i T_{i-1}^* + B_i T_i^* - C_i T_{i+1}^* = G_i \quad (A4)$$

对于 $i \in [1, M-2]$, 可得方程组:

$$+ B_1 T_1^* - C_1 T_2^* = G_1 + A_1 T_0^*$$

$$- A_2 T_1^* + B_2 T_2^* - C_2 T_3^* = G_2$$

……

$$- A_{M-2} T_{M-3}^* + B_{M-2} T_{M-2}^* - C_{M-2} T_{M-1}^* = G_{M-2}$$

第二步差分—预报(写到 1 至 $[M-2]$ 层上, 第 0 层为地表, 第 $M-1$ 层为下边界层。总共有 M 层)。

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = C_i^{j+} \frac{1}{2} \frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\Delta t} \quad (A5)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{\dot{\lambda}_{i+\frac{1}{2}}^{j+} (T_{i+1}^{j+1} - T_i^{j+1} + T_{i+1}^j - T_i^j)}{2\Delta z_1 \Delta z_2} -$$

$$\frac{\dot{\lambda}_{i-\frac{1}{2}}^{j+} (T_i^{j+1} - T_{i-1}^{j+1} + T_i^j - T_{i-1}^j)}{2\Delta z_3 \Delta z_2}$$

$$= \frac{\dot{\lambda}_{i-\frac{1}{2}}^{j+}}{2\Delta z_3 \Delta z_2} T_{i-1}^{j+1} - \frac{1}{2\Delta z_2} \left(\frac{\dot{\lambda}_{i+\frac{1}{2}}^{j+}}{\Delta z_1} + \frac{\dot{\lambda}_{i-\frac{1}{2}}^{j+}}{\Delta z_3} \right) T_i^{j+1} +$$

$$\frac{\dot{\lambda}_{i+\frac{1}{2}}^{j+}}{2\Delta z_1 \Delta z_2} T_{i+1}^{j+1} + \left\{ \frac{\dot{\lambda}_{i-\frac{1}{2}}^{j+}}{2\Delta z_3 \Delta z_2} T_{i-1}^j - \frac{1}{2\Delta z_2} \cdot \right.$$

$$\left. \left(\frac{\dot{\lambda}_{i+\frac{1}{2}}^{j+}}{\Delta z_1} + \frac{\dot{\lambda}_{i-\frac{1}{2}}^{j+}}{\Delta z_3} \right) T_i^j + \frac{\dot{\lambda}_{i+\frac{1}{2}}^{j+}}{2\Delta z_1 \Delta z_2} T_{i+1}^j \right\} \quad (A6)$$

定义:

$$\begin{aligned}
 A'' &= \frac{\lambda_{i-\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}}}{2\Delta z_3\Delta z_2} \\
 B'' &= \frac{1}{2\Delta z_2} \left[\frac{\lambda_{i-\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}}}{\Delta z_1} + \frac{\lambda_{i-\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}}}{\Delta z_3} \right] \\
 C'' &= \frac{\lambda_{i-\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}}}{2\Delta z_1\Delta z_2} \\
 G''_T &= A''T_{i-1}^{j+1} - B''T_i^j + C''T_{i+1}^{j+1} \\
 \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) &= A''T_{i-1}^{j+1} - B''T_i^{j+1} + C''T_{i+1}^{j+1} + G''_T \quad (A7) \\
 C_i^{j+\frac{1}{2}} \frac{T_{i-1}^{j+1} - T_i^j}{\Delta t} - (A''T_{i-1}^{j+1} - B''T_i^{j+1} + C''T_{i+1}^{j+1} + G''_T) &= 0 \\
 A''T_{i-1}^{j+1} + B'' + C_i^{j+\frac{1}{2}} / \Delta t T_{i-1}^{j+1} - C''T_{i+1}^{j+1} - (T_i^j / \Delta t + G''_T) &= 0 \quad (A8)
 \end{aligned}$$

定义:

参考文献

- Dickinson R, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1E as coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR, Tech Note. NCAR/TN-387+STR, 1993, 72pp
- Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation modes. J Atmos Sci, 1986, 43(6): 505~53
- Pollard D, Thompson S L. Use of a land-surface-transfer scheme (LSX) in a global climate model (GENRESIS): The response to doubling stomatal resistance. Global Planet Change, 1995, 10: 129~161
- Bonan G B. Land-atmosphere CO₂ exchange simulated by a land surface process model coupled to an atmospheric general circulation model. J Geophys Res, 1995, 100: 2871~2831
- Chase T M, Pielk R A, Kittel T G, et al. Sensitivity of a general circulation model to global changes in leaf index. J Geophys Res, 1996, 101: 7393~7408
- Prentice I C, Cramer W, Harrison S P, et al. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. J Biogeogr, 1992, 19: 117~134
- Neilson R P, Marks D. A global perspective of regional vegetation and hydrologic sensitivities from climatic change. J Veg Sci, 1994, 5: 715~730
- 高志球, 卞根林, 程彦杰等. 利用生物圈模型(SiB2)模拟青藏高原那曲草原近地面层能量收支. 应用气象学报, 2002, 13(2): 129~141
- 王守荣, 黄荣辉, 丁一汇等. 分布式水文-土壤-植被模式的改进及气候水文 off-line 模拟试验. 气象学报, 2002, 60(3): 290~299
- 王守荣, 黄荣辉, 丁一汇等. 水文模式 DHSVM 与区域气候模式 RegCM2/China 嵌套模拟试验. 气象学报, 2002, 60(4): 421~426
- Zhuang Q, Romanovsky V E, McGuire A D. Incorporation of a permafrost model into a large-scale ecosystem model: Evaluation of temporal and spatial scaling issues in simulating soil thermal dynamics. J Geophys Res, 2001, 106(D24), 33: 649~33670
- Henderson-Sellers A, McGuffie K, Pitman A J. The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS): 1992 to 1995. Climate Dyn, 12: 849~859
- Henderson-Sellers A, Pitman A J, Love P K, et al. The project for intercomparison of land surface parameterization schemes (PILPS): Phases 2&3. Bull Amer Soc, 1995, 76: 489~503
- 史秀丽. 陆面过程模式研究简评. 应用气象学报, 2001, 12(1): 102~112
- Cox P M, Betts R A, Bunton C B, et al. The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. Cl

$$\begin{aligned}
 \bar{A}_i &= A'', \bar{B}_i = B'' + C_i^{j+\frac{1}{2}} / \Delta t, \bar{C}_i = C'', \\
 G_i &= T_i^j / \Delta t + G''_T \\
 -\bar{A}_i T_{i-1}^{j+1} + \bar{B}_i T_i^{j+1} - \bar{C}_i T_{i+1}^{j+1} &= \bar{G}_i \quad (A9)
 \end{aligned}$$

对于 $i \in [1, M-2]$, 同样可得方程组:

$$\begin{aligned}
 +\bar{B}_1 T_1^{j+1} - \bar{C}_1 T_2^{j+1} &= \bar{G}_1 + \bar{A}_1 T_0^{j+1} \\
 -\bar{A}_2 T_1^{j+1} + \bar{B}_2 T_2^{j+1} - \bar{C}_2 T_3^{j+1} &= \bar{G}_2 \quad (A10) \\
 \dots \dots
 \end{aligned}$$

$$-\bar{A}_{M-2} T_{M-3}^{j+1} + \bar{B}_{M-2} T_{M-2}^{j+1} - \bar{C}_{M-2} T_{M-1}^{j+1} = \bar{G}_{M-2}$$

其中: Δt 为时间步长, $\Delta z_1 = z_{i+1} - z_i$, $\Delta z_3 = z_i - z_{i-1}$, $\Delta z_2 = \frac{\Delta z_1 - \Delta z_2}{2}$, T_i^j 为 j 时刻 i 格点上的 T

值, T_i^* 为 $j + \frac{1}{2}$ 时刻 i 格点上的 T 的估计值, T_{i+1}^{j+1}

为 $j + 1$ 时刻 i 格点上的 T 预报值, $\lambda_{i+\frac{1}{2}} = \frac{\lambda_{i+1} + \lambda_i}{2}$,

$\lambda_{i-\frac{1}{2}} = \frac{\lambda_i + \lambda_{i-1}}{2}$, $\lambda_{i+\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}} = \frac{\lambda_{i+\frac{1}{2}}^{j+1} + \lambda_{i+\frac{1}{2}}^{j+1}}{2}$, $\lambda_{i-\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}} =$

$\frac{\lambda_{i-\frac{1}{2}}^{j+1} + \lambda_{i-\frac{1}{2}}^{j+1}}{2}$, C_i^j 为 j 时刻 i 格点上的 C 值, $C_i^{j+\frac{1}{2}} =$

$\frac{C_{i+1}^j + C_i^j}{2}$, C_i^* 为 j 时刻 i 格点上的 C 的估计值。

- mate Dyn, 1999, 15: 183~ 203
- 16 Zheng X, Elfatih A, Elahir B. The role of vegetation in the dynamics of west Africa monsoons. *J Climate*, 1998, 11: 2078~ 2096
- 17 Varejao-Silva M A, Franchito S H, Rao V B. A coupled biosphere atmosphere climate model suitable for studies of climate change due to land surface alternate. *J Climate*, 1998, 11: 1749~ 1766
- 18 Ducoudre N I, Laval K, Perrier A. SECHIBA, a new set of parameterization of the hydrologic exchange at the land-atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *J Climate*, 1993, 6: 248~ 269
- 19 Change S, Hahn D, Yang C H, et al. Validation study of the CAPS model land surface scheme using the 1987 Cabaum/PILPS dataset. *J Climate*, 1999, 38: 405~ 422
- 20 Mahfouf J F, et al. Analysis of transpiration results from the RICE and PILPS workshop. *Global Planet Change*, 1996, 13: 73~ 88
- 21 Entekhabi D, Eagleson P S. Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgride scale spatial variability. *J Climate*, 1989, 2: 816~ 831
- 22 Famiglietti J S, Wood E F. Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance process. *Water Resources Research*, 1990, 30 (11): 3061~ 3078
- 23 Wood E F, Lettenmaier D P, Zartarian V G. A land-surface hydrology parameterization with subgride variability for general circulation models. *J Geophys Res*, 1992, 97(D3): 7217~ 2728
- 24 周锁铨, 陈万隆, 等. 青藏高原及其周围地区植被对夏季气候影响的套网格数值试验比较. *南京气象学院学报*, 1998, 21(1): 85~ 94
- 25 周锁铨, 陈万隆, 王格丽. 夏季我国高原植被气候效应的数值研究 1: 模式及降水、流场的效应. *南京气象学院学报*, 1997, 20(2): 156~ 164
- 26 周锁铨, 边巴次仁, 陈万隆等. 江苏沿海滩涂开发利用对气候影响的数值试验. *气象科学*, 1999, 19(4): 323~ 334
- 27 周锁铨, 陈万隆. 青藏高原植被下垫面对东亚大气环流影响的数值试验. *南京气象学院学报*, 1995, 18(4): 536~ 542
- 28 陈万隆, 王格丽, 周锁铨. 植被分布对青藏高原东侧暴雨过程影响的数值模拟. *高原气象*, 1997, 16(2): 165~ 173
- 29 王格丽, 陈万隆, 周锁铨. 土壤和植被对东亚气候影响的数值试验. *高原气象*, 1997, 20(3): 213~ 222
- 30 Yang Z-L. Investigating impact of anomalous land-surface conditions on Australian climate with an advanced land-surface model coupled with the BMRC GCM. *International Journal of Climatology*, 1995, 15: 137~ 174
- 31 周锁铨, 翁笃鸣. 数值模式中一种新的辐射方案数值研究. *气象科学*, 1997, 17(4): 158~ 166
- 32 周锁铨, 翁笃鸣. 数值模式中长波辐射参数化方案的对比试验. *气象科学*, 1997, 17(2): 1~ 8
- 33 赵人俊. 新安江流域模型. 北京: 水利电力出版社, 1984. 255~ 269
- 34 文康, 李蝶娟, 管金生等. 流域产流计算数学模型. 见: 长江流域规划办公室汇编. 水文预报论文选集. 北京: 水利电力出版社, 1985. 10~ 17
- 35 Wood E F, Lettenmaier D P, Zartarian V G. A land-surface hydrology parameterization with subgride variability for general circulation models. *J Geophys Res*, 1992, 97(D3): 7217~ 2728

THE IMPROVEMENT AND VERIFICATION OF LAND SURFACE PROCESS MODEL(BATS)

Zhou Suoquan Dai Kan Chen Tao Tu Qipu Chen Wanlong

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Abstract

The energy and hydrological balance are the physical basis of land surface process. There are some description limitations about heat diffusion between the up and down soil layers. Besides, many surface models fix the bottom soil temperature. In fact, the soil temperature of 320 cm has still annual variation according to the observation. This variation impacts obviously that of upper layer. Secondly, land process model has also some problems about hydrological balance. There are many uncertainties such as runoff, evaporation calculation due to the short of the completely observation data of the surface hydrological components.

So, this paper suggested a seven-layer soil model in terms of BATS framework, which can represent the horizontal inhomogeneity of surface runoff. First step, the paper established parameterized formul of the clean

and cloudy global radiation and atmospheric long-wave radiation according to the functional relationship between atmospheric long-wave radiation and absorption medium in atmosphere. Second step, the seven-layer soil model with 0, 5, 10, 20, 40, 80, 160 cm and 320 cm modifies the two-layer soil model of BATS. The soil heat diffusion equation was numerically resolved by the two-step difference method, where 320 cm-bottom soil temperature was represented by cosine annual variation. The simulating soil temperature was verified by meteorological data. Final step, BATS runoff scheme was modified by GVIC with the horizontal infiltration inhomogeneity whose rationality and reliability were verified by surface hydrological balance.

The results show that the simulating global and net radiations are completely agreed with the observed value, even in cloudy sky. The simulated total of heat components, such as sensitive heat, latent heat and soil heat flux are equal to the observed net radiation, which meet with the surface heat balance equation. The seven-layer soil model improved significantly the soil temperature simulation. It modeled the soil temperature annual variation, and showed that the soil temperature of the down layer was higher than that of the up layer in winter, and the reverse was in summer. The annual variation phase of the soil temperature of the down layer is obviously later than the phase of the up layer. The soil played a smooth role in the short-term fluctuation of soil temperature in heat conductive process. The characteristics are consistent with the observation, and cannot be simulated by two-soil-layer model of BATS.

The calculation of surface runoff plays an important role in the simulation of land surface hydrological balance. The results showed that the BATS total of surface hydrological components cannot be balanced with the precipitation. GVIC, a runoff scheme that this paper suggested, simulated the components that almost reach the hydrological balance with the precipitation. It found that the soil infiltration of BATS was on the low side by the analysis of the difference between these two runoff schemes. This soil infiltration may result in untruthful strong variation of short-term runoff.

The reasons, which bring the significant difference between these two runoff schemes, are theoretically as follows: 1. The runoff of BATS, when the rainfall is greater than the evaporation, must be created. In fact, it is not always true. Because the slight rainfall almost all infiltrates and can't create runoff. So the simulated runoff by BATS is on the high side. For example, the simulated runoff by BATS is 85 mm more than that by GVIC, so that the total of components is over 81 mm more than the precipitation in Nanjing Station. 2. On the other hand, all precipitation will not penetrate any more for BATS when the soil moisture reaches the field capacity at the heavy precipitation, for example, Wuhan 1998. 3. Finally, the BATS did not consider the horizontal inhomogeneity. In fact, it is an important factor for the surface hydrological calculation.

Key word: Land surface process, Energy balance, Hydrology balance.

周锁铨等：陆面过程模式的改进及其检验

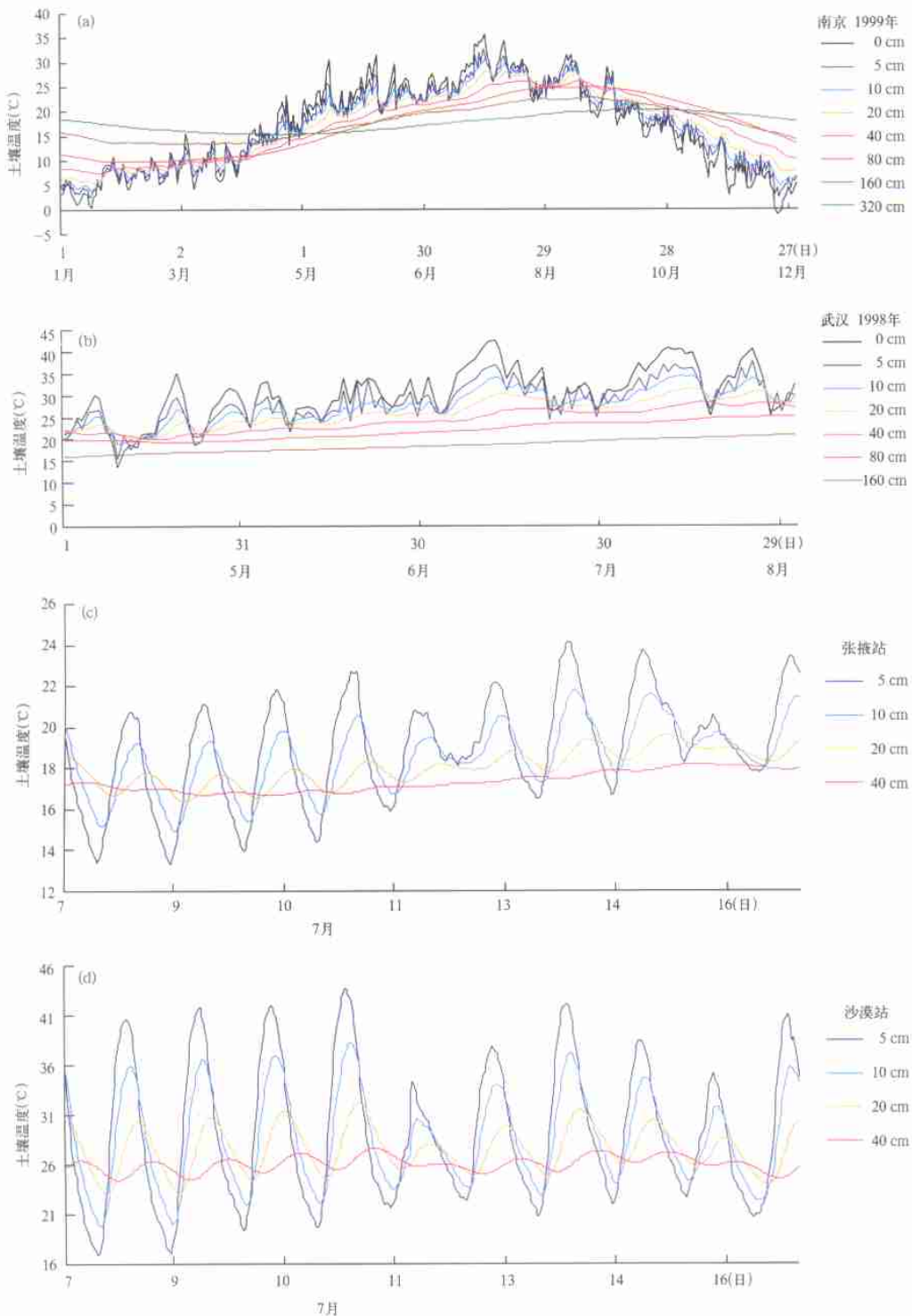


图4 模拟各层土壤温度的年变化、季变化和日变化