

叶丹, 张述文, 王飞洋, 等. 2017. 基于陆面模式 Noah-MP 的不同参数化方案在半干旱区的适用性 [J]. 大气科学, 41 (1): 189–201. Ye Dan, Zhang Shuwen, Wang Feiyang, et al. 2017. The applicability of different parameterization schemes in semi-arid region based on Noah-MP land surface model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (1): 189–201, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1604.15226.

基于陆面模式 Noah-MP 的不同参数化方案 在半干旱区的适用性

叶丹 张述文 王飞洋 毛伏平 杨茜茜

兰州大学大气科学学院/甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 兰州 730000

摘 要 针对陆面模式 Noah-MP 对兰州大学半干旱气候与环境观测站 (SACOL) 2009 年 8 月地表热通量模拟值偏差大的问题, 通过分析相关物理过程和模拟试验来探究偏差的来源, 并确定合适的参数化方案: 采用 Chen97 方案计算感热输送系数可以改善感热通量的模拟; 采用 Jarvis 气孔阻抗方案能增大植被蒸腾, 改进模式对潜热通量的模拟效果, 同时也使热通量在感热和潜热间的分配比例合理; 采用 LP92 方案可减小土壤蒸发阻抗并有利于土壤蒸发, 使得模式对潜热通量的模拟效果变好。不同参数化方案的组合试验表明: 同时采用 2 组或 3 组新的参数化方案组合可以进一步减小模拟的地表感热和潜热通量的均方根误差, 但是土壤湿度和温度的模拟效果并没有同步改善。

关键词 陆面模式 Noah-MP 半干旱区 参数化方案 潜热通量 感热通量

文章编号 1006-9895(2017)01-0189-13

中图分类号 P404

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1604.15226

The Applicability of Different Parameterization Schemes in Semi-Arid Region Based on Noah-MP Land Surface Model

YE Dan, ZHANG Shuwen, WANG Feiyang, MAO Fuping, and YANG Xixi

College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University/Key Laboratory of Arid Climate Change and Reducing Disaster of Gansu Province, Lanzhou 730000

Abstract Considering the large bias of the simulated surface heat fluxes with Noah-MP model at the Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University (SACOL) in August 2009, an analysis of the physical processes and a series of sensitivity tests are carried out to investigate the main reasons for the large bias and select appropriate parameterization schemes. Results show that the Chen97 parameterization scheme for the surface sensible heat exchange coefficient can improve the sensible heat flux simulation. The Jarvis stomatal resistance parameterization scheme can increase the transpiration of plants and thereby improves the latent heat flux simulation and produces a more reasonable distribution ratio of sensible and latent heat fluxes. The LP92 evaporation parameterization scheme for bare soil can significantly increase the evaporation compared with the original scheme and gives a better simulation of the latent heat

收稿日期 2015-07-06; **网络预出版日期** 2016-06-22

作者简介 叶丹, 女, 1989 年出生, 硕士研究生, 从事陆面过程模拟和参数化方案比较的研究。E-mail: yed13@lzu.edu.cn

通讯作者 张述文, E-mail: zhangsw@lzu.edu.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 2013CB430100, 国家自然科学基金项目 41575098, 高等学校博士学科点专项科研基金 20120211110019

Funded by National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2013CB430100), National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grant 41575098), Specialized Research Fund for the Doctoral Program of Higher Education (Grant 20120211110019)

flux. Finally, according to the results with different combinations of the above three parameterization schemes, it is found that using two or three new parameterization schemes simultaneously can further reduce the RMSE (Root Mean Square Error) of the simulated surface sensible and latent heat fluxes, but the simulated soil moisture and soil temperature are not improved accordingly.

Keywords Noah-MP land surface model, Semi-arid region, Parameterization scheme, Latent heat-flux, Sensible heat flux

1 引言

陆面时刻与大气进行着物质和能量的交换,影响着大气边界层的结构,并最终影响不同时空尺度的天气和气候变化(孙菽芬, 2005)。此外,陆面是大气模式的下边界,改进陆面过程模拟可以间接提升大气预报的准确度(李剑铎等, 2013)。自 20 世纪 80 年代以来,一系列大型国际观测实验相继展开,为陆气相互作用和陆面过程模式的研究提供了第一手观测资料,直接促进了陆面模式的快速发展,最初简单的“水桶”模式已被考虑植被生化过程和碳循环的第三代陆面模式所取代。在陆面模式大量增加的同时,各种陆面参数化方案和陆面模式的比较计划也不断出现(Henderson-Sellers et al., 1995; Dirmeyer et al., 2002)。

干旱和半干旱区是气候和生态系统的过渡带,对全球气候变化的响应十分敏感,同时该区域也是全球陆—气耦合强烈的地方(Koster et al., 2004; 张述文等, 2016)。近年来,在我国干旱半干旱区域已陆续开展了一系列陆面观测实验,获得了不少有价值的观测和分析结果(刘远永等, 2007; 李宏宇等, 2010)。同时也利用不同陆面模式开展了陆面过程的模拟实验,考察不同模式和参数化方案在该区域的适用性(孟祥新和符淙斌, 2009; 房云龙等, 2010; Chen et al., 2010)。

兰州大学半干旱气候与环境观测站(Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University, 简称 SACOL)于 2005 年在甘肃省榆中县建立,可为半干旱区陆面过程的定量研究提供高质量的观测数据(Huang et al., 2008)。虽然已有利用该观测站资料分析地表热通量以及土壤温度和湿度等的成果,但如何选取合适的物理过程参数化方案来提升陆面模式在该区域模拟性能的研究工作尚未深入开展。因此,本文将借用具有多种可选物理参数化方案的陆面模式 Noah-MP(The Community Noah Land Surface Model with Multi-Parameterization Options)(Niu et al., 2011;

Yang et al., 2011),利用 SACOL 站 2009 年 8 月的观测资料,首先进行模式默认参数化方案下的模拟试验,并针对模拟过程中出现的感热和潜热通量偏差较大的问题,从相关物理过程入手分析原因、指导参数化方案的选取,然后分别利用挑选的感热输送系数方案、植被气孔阻抗方案以及土壤蒸发方案进行单独模拟试验和不同方案的组合试验,评估不同参数化方案及其可能的组合在半干旱区的表现,最后对结果进行了分析和讨论。

2 资料与方法

2.1 观测站点及资料

SACOL 站位于兰州大学榆中校区海拔 1965.8 m 的萃英山山顶上(35.95°N, 104.14°E),下垫面为原生植被的黄土高原地貌,年降水量为 381.8 mm,蒸发量为 1528.5 mm,年平均气温为 6.7°C,属于温带半干旱气候。主要选用的观测资料有地面辐射通量、近地层基本气象要素、地表能量通量以及土壤温度和湿度等,其中土壤湿度的观测深度分别为 0.05、0.1、0.2、0.4 和 0.8 m,土壤温度的观测深度分别为 0.02、0.05、0.1、0.2、0.5 和 0.8 m(Huang et al., 2008)。

2.2 模式介绍

Noah LSM(Chen et al., 1996)是包含植物生化过程和碳氮循环的常用陆面模式之一,该模式将土壤分为 4 层,厚度分别为 0.1、0.3、0.6 和 1.0 m。模式既可以单独运行,也可与大气模式耦合。本文所用 Noah-MP 是 Noah LSM version 3.0 的增强版,改进主要有:(1)引入植被冠层,将冠层和地表温度分开计算;(2)改进二流传输方案;(3)引入短期的动态植被模型。除此之外,还更新了地下水模型和雪模型的冻土方案。可供选择的参数化方案有:动态植被、气孔阻抗、控制气孔阻抗的土壤湿度因子、径流和地下水、表层拖拽系数、冻土中的过冷液态水、冻土渗透率、辐射传输、雪面反照率、降雨和降雪的区分等(Niu et al., 2011; Yang et al., 2011)。

本文利用 2009 年 8 月 1~31 日 SACOL 站每 30 分钟的风速风向、空气温度和湿度、大气压强、向下短波辐射、向下长波辐射以及降水速率等作为大气强迫场驱动陆面模式。模式初始土壤温度和湿度利用观测资料线性插值到模式层上。植被类型为草地，土壤类型为粉砂壤土，其他参数则采用模式默认设置。

2.3 参数化方案简介

2.3.1 感热输送系数

总体输送系数是计算不同下垫面与大气之间物质和能量交换的关键参数。针对感热输送系数 C_h ，Noah-MP 模式提供了两种选择，分别为 Monin-Obukhov 方案（以下简称 M-O 方案）和 Chen97 方案（Chen et al., 1997）。M-O 方案公式为

$$C_h = \kappa^2 \{ \ln[(z - d_0) / z_{0m}] - \psi_m[(z - d_0) / L] \}^{-1} \cdot \{ \ln[(z - d_0) / z_{0h}] - \psi_h[(z - d_0) / L] \}^{-1}, \quad (1)$$

Chen97 方案为

$$C_h = \kappa^2 [\ln(z / z_{0m}) - \psi_m(z / L) + \psi_m(z_{0m} / L)]^{-1} \cdot [\ln(z / z_{0h}) - \psi_h(z / L) + \psi_h(z_{0h} / L)]^{-1}, \quad (2)$$

其中， κ 为 von Kármán 常数（取 0.4）， L 为 Monin-Obukhov 长度， ψ_m 和 ψ_h 分别为动力和热力的稳定度修正函数， d_0 为零平面位移，取为植被冠层高度的 0.65 倍， z 为参考高度， z_{0h} 和 z_{0m} 分别表示热力学和动力学粗糙度，根据植被类型，本文 z_{0m} 取 0.06 m，M-O 方案中 $z_{0h} = z_{0m}$ ，Chen97 方案中 $z_{0h} = z_{0m} \exp(-\kappa C_{zil} \text{Re}^{-1/2})$ ，其中 C_{zil} 为经验常数，取 0.1， $\text{Re} = u_* z_{0m} / \nu$ 为粗糙度雷诺数， u_* 为摩擦速度， ν 为运动学黏度系数（Chen et al., 1997）。

上述两种方案的主要差别在于热力粗糙度的计算：M-O 方案认为热力粗糙度与动力粗糙度相等；Chen97 方案则利用附加阻尼（等于 $\kappa C_{zil} \text{Re}^{-1/2}$ ）和动力粗糙度共同计算热力粗糙度。任军芳等（1999）的研究发现动力粗糙度比热力粗糙度大约 3~10 个数量级；周荣卫等（2007）也指出，用动力粗糙度代替热力粗糙度会造成感热通量与实际值偏差较大。

2.3.2 气孔阻抗

植被蒸腾是陆面蒸散的重要组成部分，而气孔则是植被水分蒸发的主要通道，它控制着植被水分的丢失。Noah-MP 模式提供两种气孔阻抗方案，分别为 Ball-Berry（Ball et al., 1987）方案和 Jarvis（Jarvis, 1976）方案。Ball-Berry 方案为

$$r_c^{-1} = m A_n e_a p_a / [c_a e_s(T_v)] + g_{\min}, \quad (3)$$

其中， r_c 是气孔阻抗， A_n 为净光合速率， c_a 为叶片表面 CO_2 浓度， e_a 为叶片表面水汽压， p_a 为大气压强， T_v 为植被冠层表面温度， $e_s(T_v)$ 为叶片内饱和水汽压， g_{\min} 为最小气孔导度，其值由植被类型决定，文中取 $2000.0 \text{ umol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ， m 与 CO_2 通量有关，其值越大，叶片会消耗更多的水，文中取 9.0。Jarvis 方案为

$$r_c = r_{c\min} / (\text{LAI} F_1 F_2 F_3 F_4), \quad (4)$$

$$F_1 = (r_{c\min} / r_{c\max} + f) / (1 + f), \quad (5a)$$

$$F_2 = 1 / \{1 + h_s [Q_s(T_a) - Q_a]\}, \quad (5b)$$

$$F_3 = 1 - 0.0016 (T_{\text{ref}} - T_a)^2, \quad (5c)$$

$$F_4 = \sum_{i=1}^4 (\theta_i - \theta_{\text{wlt}}) d_{zi} / [(\theta_{\text{fc}} - \theta_{\text{wlt}})(d_{z1} + d_{z2})], \quad (5d)$$

其中， $f = 2 \times \text{PAR} \times \text{RGL}$ ，PAR 为光合有效辐射，RGL 为计算辐射压力函数的参数，文中取 100； F_1 、 F_2 、 F_3 和 F_4 分别代表太阳辐射、水汽压的亏损、大气温度以及土壤湿度因子对气孔阻抗的影响；LAI 为叶面积指数； $r_{c\max}$ 和 $r_{c\min}$ 分别为最大和最小气孔阻抗，取 5000 和 40 s m^{-1} ； $Q_s(T_a)$ 表示温度 T_a 时饱和水汽混合比； $T_{\text{ref}} = 298 \text{ K}$ ； θ_i 为第 i 层的土壤体积含水量， θ_{fc} 和 θ_{wlt} 分别为田间持水量和萎蔫值，文中分别为 0.36 和 $0.084 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ； d_{zi} 则表示第 i 层土壤厚度， h_s 为计算水汽压亏损的参数，取 36.35。

Jarvis 方案为经验模型，假设气孔导度（为气孔阻抗的倒数）是太阳辐射、水汽压亏损、空气温度和土壤湿度等叶片周围环境因子间乘积，形式简单，但参数较多且没有考虑不同因子之间相互作用（王治海等，2012）。Ball-Berry 方案是一个半经验模型，基于植物气孔的生理生化规律，认为气孔导度和净光合速率之间存在线性关系，所需参数较少，但在 CO_2 浓度较低或土壤较干时预测能力很低，同时其气孔导度与叶面相对湿度的关系还存在争议（Aphalo and Jarvis, 1993）。随着研究对象、环境条件等的不同，Jarvis 方案和 Ball-Berry 方案对气孔阻抗的模拟能力存在差异。

2.3.3 土壤蒸发

土壤蒸发是土壤中水分以水蒸汽形态扩散到大气中的过程，是陆一气之间物质和能量交换的重要过程之一。目前已发展了较多土壤蒸发方案，总体可归为 3 类： α 方案（Philip, 1957; McCumber and Pielke, 1981; Jacquemin and Noilhan, 1990）、 β 方案（Noilhan and Planton, 1989; Kondo et al., 1990）以及 α 和 β 组合方案（下文简称组合方案）（Avisar and

Mahrer, 1988; Sakaguchi and Zeng, 2009)。Noah-MP 模式采用组合方案, 公式如下

$$E_g = \rho_a \beta (\alpha q_s(T_g) - q_a) / r_a, \quad (6)$$

其中, ρ_a 为空气密度, $q_s(T_g)$ 为地表温度 T_g 下饱和空气比湿, q_a 为参考高度处空气比湿, r_a 为空气动力学阻抗。 α 的计算如下 (Philip, 1957):

$$\alpha = \exp(\psi_1 g / 10^3 R_{wv} T_g), \quad (7)$$

其中, R_{wv} 为水汽的气体常数, g 为重力加速度, ψ_1 为表层土壤基质势。目前较为常用的 β 因子的计算方法有以下两种, 方法 1 (Sakaguchi and Zeng, 2009):

$$\beta = r_a / (r_a + r_{soil}), \quad (8)$$

$$r_{soil} = L / D, \quad (8a)$$

$$L = d_1 [\exp(1 - \theta_1 / \theta_s)^5 - 1] / (e - 1), \quad (8b)$$

$$D = 2.2 \times 10^{-5} \theta_s^2 (1 - \theta_1 / \theta_s)^{2+3b}, \quad (8c)$$

其中, d_1 为表层土壤厚度, θ_s 为饱和土壤体积含水量, 取 $0.476 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, b 为一个与土壤类型有关的参数, 取 5.33。方法 2 (Lee and Pielke, 1992):

$$\beta = \begin{cases} [1 - \cos(\pi\theta / \theta_{fc})]^2 / 4 & \theta_1 < \theta_{fc} \\ 1 & \theta_1 \geq \theta_{fc} \text{ or } q_a > \alpha q_s(T_g) \end{cases} \quad (9)$$

其中 θ_1 为表层土壤体积含水量。对应的等效土壤阻抗为 $r_{soil} = (\beta^{-1} - 1) r_a$ 。

Noah-MP 模式只采用方法 1 计算土壤阻抗, 没有其他选项。但 SACOL 站 2009 年 8 月潜热通量的模拟值明显小于观测值, 通过分析相关物理过程, 发现土壤阻抗计算值偏大。因此, 为了解决 SACOL 站模拟的土壤蒸发量偏小问题, 本文采用方法 2 (下文简称 LP92) 代替原有方法 1 (下文简称 SZ09)。

3 模拟结果分析

为更好地评价 Noah-MP 模式的模拟效果, 文中采用统计分析的方法, 所用统计量有: (1) 均方根误差 (RMSE, Root-Mean-Square Error), 它可以直观地给出模拟值与观测值之间的偏差, 其值越小, 说明模拟值越接近观测值; (2) 模式效率指数 (NSE, Nash-Sutcliffe forecasting Efficiency) (Nash and Sutcliffe, 1970), 它用来评估模式可预报性能力, 其取值范围从负无穷到 1.0, 等于 1.0 时, 模拟值与观测值完全一样, 说明模式完美。计算公式分别如下:

$$\text{RMSE} = \sqrt{N^{-1} \sum_{i=1}^N [X_{\text{sim}}(i) - X_{\text{obs}}(i)]^2}, \quad (10)$$

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N [X_{\text{obs}}(i) - X_{\text{sim}}(i)]^2}{\sum_{i=1}^N [X_{\text{obs}}(i) - \bar{X}_{\text{obs}}]^2}, \quad (11)$$

式中, X_{obs} 为观测值, X_{sim} 为模拟值, \bar{X}_{obs} 为观测值的平均, N 为观测数。

3.1 基于默认参数化方案的模拟结果分析

3.1.1 土壤温度和湿度

从整个模拟时段中选取 8 月 10 日 00 时 (北京时, 下同) 至 20 日 00 时为代表, 比较模拟的土壤湿度与温度和 SACOL 站对应观测值。比较时, 采用线性插值方法将所在模式层的模拟值分别插值到观测点处。

图 1 为土壤湿度模拟值与观测值的比较, 模拟值能够很好地反映 SACOL 站土壤湿度的变化特征。当有较强降水发生时 (如 16 日凌晨和 18 日上午), 最上面 2 个观测点处土壤湿度模拟值与观测值均迅速增加, 但峰值略有差别 (图 1a 和 1b); 从上往下第 3 个观测点处模拟值也增加, 但增加幅度略大于观测值且时间超前 (图 1c); 第 4 点的观测值几乎不变, 模拟值大于观测值且偏差逐渐增大 (图 1d)。

就整个 8 月而言 (对应表 1 中的试验 1), 土壤湿度模拟效果最好的是在第 2 个观测点, 该点的 NSE 为 0.80, RMSE 为 $0.021 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, 第 1 点的模拟效果仅次于第 2 点, 第 4 点的误差逐渐增大, 加之观测的土壤湿度几乎不变, 使得 NSE 为非常大的负值, 效果很差。尽管如此, 土壤湿度的模拟误差基本在仪器误差范围之内; 除较深的第 4 点外, 土壤湿度的模拟效果总体较好。第 4 点处模拟较差的原因是: 由于缺乏土壤性质和植被根系分布的观测, 本研究只能采用模式自带数据, 假设土壤性质均匀并采用模式默认分层 (4 层, 厚度分别为 0.1、0.3、0.6 和 1.0 m), 土壤层数较少且每层较厚, 模拟误差不可避免 (张述文等, 2009, 2010); 此外, 由于模拟值为所在层土壤湿度的平均值, 而观测值为所在点处的土壤湿度, 加之为了对比模拟值与观测值, 采用线性插值方法, 这对于本文表层土壤较湿而深层较干的情形, 插值会造成很大误差, 如本文用模式第 3 层和第 4 层模拟值来求第 4 个观测点处 (0.8 m 深) 的土壤湿度, 这些因素直接造成模拟的第 4 点土壤湿度偏大。与此同时, 我们又采用较细网格重新进行模拟试验, 发现这可以明显降低

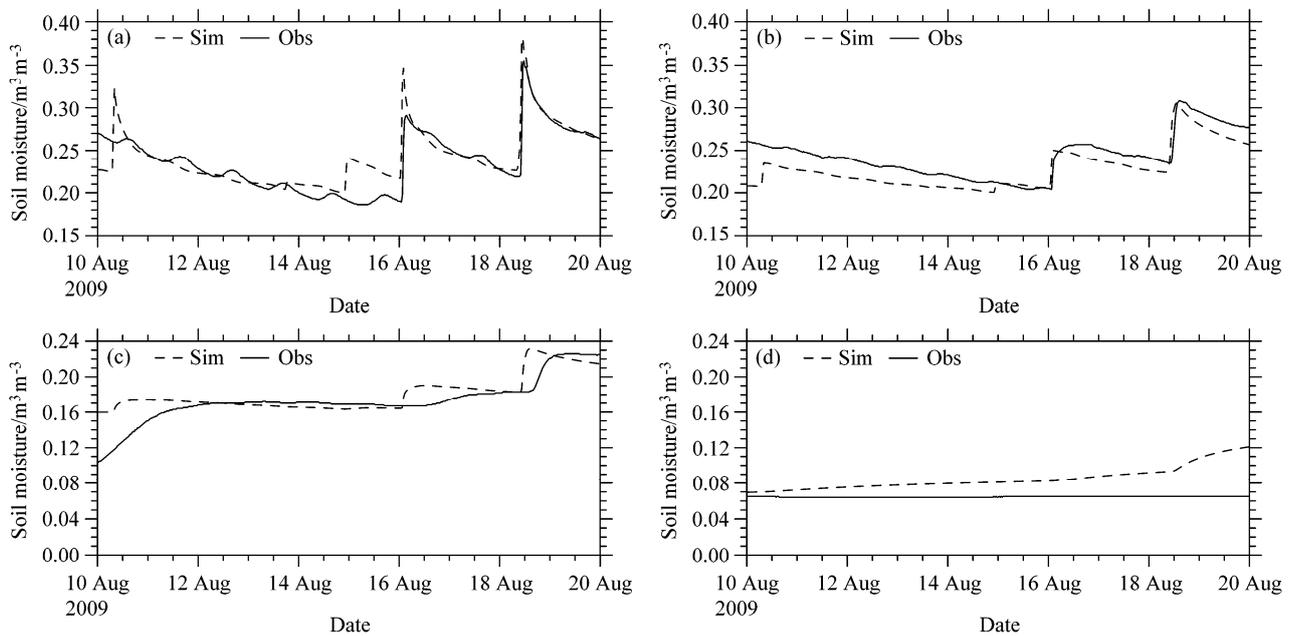


图 1 土壤湿度的模拟值与观测值对比，土壤深度分别为 (a) 0.05 m、(b) 0.2 m、(c) 0.4 m 和 (d) 0.8 m
Fig. 1 Comparisons between simulated and observed soil moisture at depths of (a) 0.05 m, (b) 0.2 m, (c) 0.4 m, and (d) 0.8 m, respectively

第 4 点处土壤湿度以及下面要讨论的土壤温度模拟值的误差 (图略)，这进一步说明上面分析的合理性。

表 1 不同试验模拟的整个 8 月不同深度处土壤湿度的 RMSE 和 NSE

Table 1 RMSE and NSE for the soil moisture at different depths with different experiments in August

试验 编号	不同深度土壤湿度的 RMSE/m ³ m ⁻³				不同深度土壤湿度的 NSE			
	0.05 m	0.2 m	0.4 m	0.8 m	0.05 m	0.2 m	0.4 m	0.8 m
1	0.023	0.021	0.028	0.048	0.76	0.80	0.71	-14935.63
2	0.023	0.025	0.028	0.040	0.74	0.71	0.72	-10443.30
3	0.035	0.033	0.030	0.033	0.41	0.49	0.68	-7144.51
4	0.050	0.045	0.036	0.021	-0.20	0.05	0.54	-2842.92
5	0.035	0.036	0.032	0.029	0.41	0.39	0.65	-5287.44

图 2 对比了土壤温度的模拟值与观测值的日变化特征。在 4 个观测点处土壤温度日变化趋势一致但存在微小相位偏差，模拟值比观测值偏小但偏差随深度增加逐渐减小。就整个 8 月的 NSE 而言 (表 2 第 1 行)，在第 1 点处为 0.73，而在第 3 点处为 -0.16，说明模式可预报性在第 1 点处最好，而在第 3 点处最差。模拟值偏小的原因与下文讨论的参数化方案选取有关，同时观测的土壤温度沿深度变化较大，而模式仅采用 4 层较厚的网格划分，因此难于准确模拟随深度变化较快的温度场。

表 2 不同试验模拟的整个 8 月不同深度处土壤温度的 RMSE 和 NSE

Table 2 RMSE and NSE for the soil temperature at different depths with different experiments in August

试验 编号	不同深度土壤温度的 RMSE/°C				不同深度土壤温度的 NSE			
	0.05 m	0.2 m	0.5 m	0.8 m	0.05 m	0.2 m	0.5 m	0.8 m
1	2.04	1.90	1.40	0.73	0.73	0.25	-0.16	0.16
2	2.00	1.82	1.27	0.61	0.74	0.31	0.05	0.41
3	3.30	3.04	2.34	1.49	0.29	-0.94	-2.21	-2.50
4	3.55	3.27	2.58	1.70	0.18	-1.23	-2.89	-3.53
5	3.32	3.06	2.36	1.50	0.28	-0.96	-2.25	-2.56

3.1.2 地表热通量

图 3a 为模拟的净辐射与观测值的对比，模式很好地模拟出净辐射的日变化特征，整个 8 月模拟值的 RMSE 为 16.24 W m⁻²，NSE 为 0.99，其中 13~15 时 RMSE 为 22.30 W m⁻²，为偏差相对最大时段，NSE 为 0.99；23~02 时 RMSE 为 4.54 W m⁻²，NSE 为 0.97。总体而言，净辐射的模拟效果很好。

图 3b 和 3c 显示模式能够模拟出潜热通量、感热通量的日变化趋势，但白天峰值处偏差较大。模拟的潜热通量明显比观测值小，其中 13~15 时 RMSE 为 141.27 W m⁻²，偏差非常大，但是夜间偏差较小。感热通量的模拟值在白天明显比观测值偏高而夜间则轻微偏低，其中 13~15 时 RMSE 为 171.47 W m⁻²，大于潜热通量模拟值的偏差，NSE

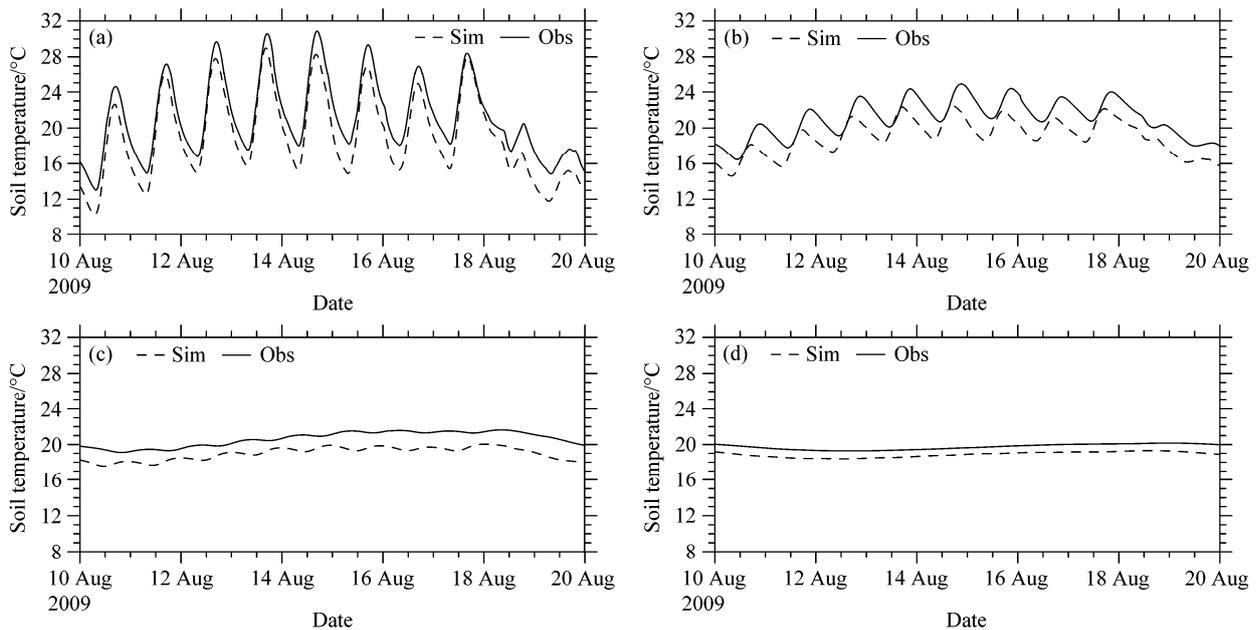


图2 土壤温度的模拟值与观测值的对比, 土壤深度分别为 (a) 0.05 m, (b) 0.2 m, (c) 0.5 m 和 (d) 0.8 m

Fig. 2 Comparisons between simulated and observed soil temperature at depths of (a) 0.05, (b) 0.2, (c) 0.5, and (d) 0.8 m, respectively

为-11.09, 可预报性也比潜热通量的差。

上述采用模式默认参数化方案的模拟结果表明: 在对净辐射模拟非常好的情形下, 即使考虑到该站点观测值在8月的能量闭合度为85.67%, 模式对感热和潜热通量的模拟偏差仍然很大, 更重要的是感热和潜热通量分配比例不合理, 同时考虑到对热通量有直接影响的表层土壤温度和湿度都模拟得较好, 以及采用较细网格可以改进深处(即第4点)土壤温度和湿度的模拟但对热通量模拟的改善很小(图略), 因此我们认为联系陆面和其上大气的物理过程参数化方案可能不合理, 以下各节将通过相关物理过程的分析以及模拟试验来挑选合适的参数化方案。

3.2 不同感热输送系数方案的模拟结果比较

从图3c可知, 采用默认参数化方案模拟的感热通量在中午时段明显偏大, 经过分析与感热通量有关的物理过程和参数, 发现问题出在感热输送系数的参数化方案。模式默认方案为M-O方案, 对应感热输送系数明显偏大(图4a), 直接导致中午时段感热通量模拟值远大于观测值。为克服模拟的感热通量偏大的问题, 我们选取Chen97方案替代默认的M-O方案。

图4a表明Chen97方案计算的感热输送系数 C_h 明显比M-O方案小, 峰值几乎是M-O方案的一

半。此外, 根据观测的感热通量、地表温度、空气温度和水平风速等可反解 C_h 的“真实值”, 据此可以估计整个模拟时段感热输送系数的RMSE和NSE, 其中M-O方案在整个8月的RMSE为0.036, NSE为-29.54, 而Chen97方案的RMSE为0.011, NSE为-1.80。因此, Chen97方案计算的感热输送系数较合理。

图4b对比两种方案模拟的感热通量, Chen97方案在峰值处的模拟值小于M-O方案, 在整个8月13~15时, 感热通量的RMSE减小了 42.79 W m^{-2} , 其NSE也从-11.09增加到-5.81, 但对潜热通量的模拟影响较小(表3)。在夜间, M-O方案模拟的感热通量偏低, 而在使用Chen97方案后这一问题得到一定程度缓解, 其在23~02时时段的RMSE变为 13.66 W m^{-2} , 相比于M-O方案减少了30.94%, NSE为-0.17, 增加了1.21。

使用Chen97方案后模拟的土壤湿度与M-O方案的基本一致, 而土壤温度的模拟略有改善, 从上往下4个观测点处土壤温度的RMSE分别减少了0.14、0.21、0.25和 0.22°C 。在向前积分过程中, Noah-MP模式首先借助地表能量平衡方程迭代求解地表温度, 然后依次求解地表感热和潜热通量、对地热流量, 最后求解土壤温度和湿度方程。因此, 不同参数化方案除改变地表热通量大小外, 也会间

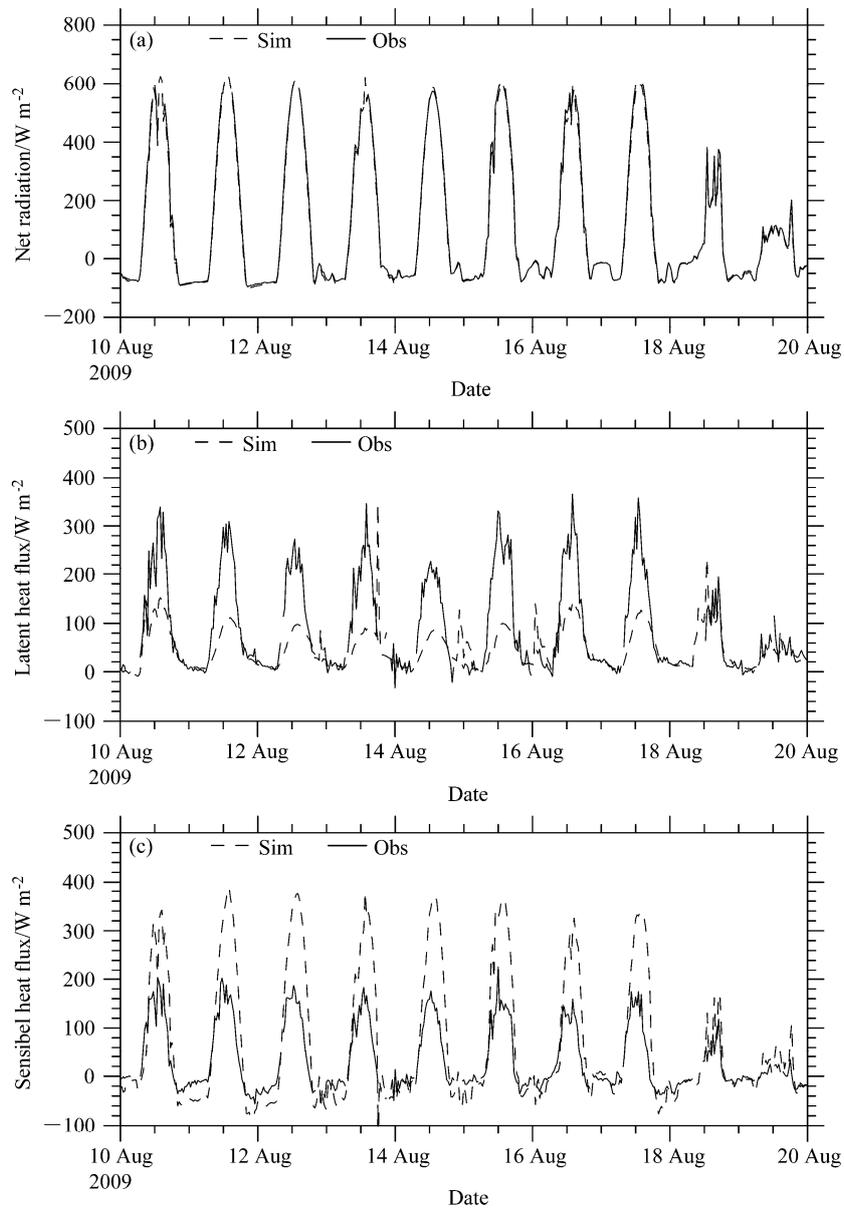


图3 (a) 净辐射通量、(b) 潜热通量和 (c) 感热通量模拟值与观测值的对比
Fig. 3 Comparisons of simulated and observed (a) net radiation flux, (b) latent heat flux and (c) sensible heat flux

接影响地表温度。由于没有对应地表温度的直接观测，这里只比较新方案与原方案求解的地表温度间差异(下文有关地表温度的比较与此相同)。与 M-O 方案相比，采用 Chen97 方案得到的地表温度在 13~15 时时段平均偏高约 1.91°C，而 23~02 时时段则平均偏低 0.94°C，即两个时间段的表现相反。

3.3 不同气孔阻抗和土壤蒸发方案的模拟结果

3.3.1 气孔阻抗方案

植被气孔阻抗控制植被的蒸腾、光合作用和能量分配，影响地气间的水热平衡(孙菽芬，2005)。

在有植被覆盖的地方，其蒸散通常由土壤蒸发、冠层水蒸发和植被蒸腾 3 部分构成。图 5 为采用模式默认的 Ball-Berry 气孔阻抗方案以及更换为 Jarvis 气孔阻抗方案后计算出的植被蒸腾潜热。由于 Jarvis 方案的气孔阻抗明显小于 Ball-Berry 方案的，因此前者模拟的植被蒸腾的潜热释放明显大于后者。

图 6 为两种气孔阻抗方案对应的潜热通量和感热通量。相比 Ball-Berry 方案，Jarvis 方案大大提高了中午时段潜热通量的模拟值，其 RMSE 减小了

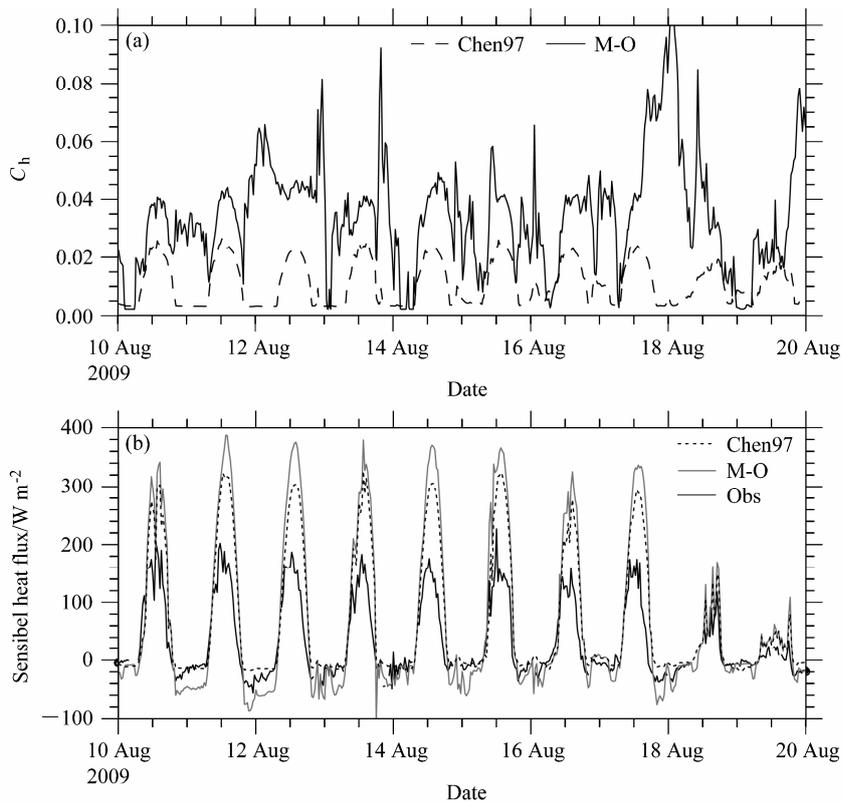


图4 (a) 感热输送系数及 (b) 对应的感热通量

Fig. 4 Comparisons of (a) heat exchange coefficient and (b) corresponding sensible heat flux

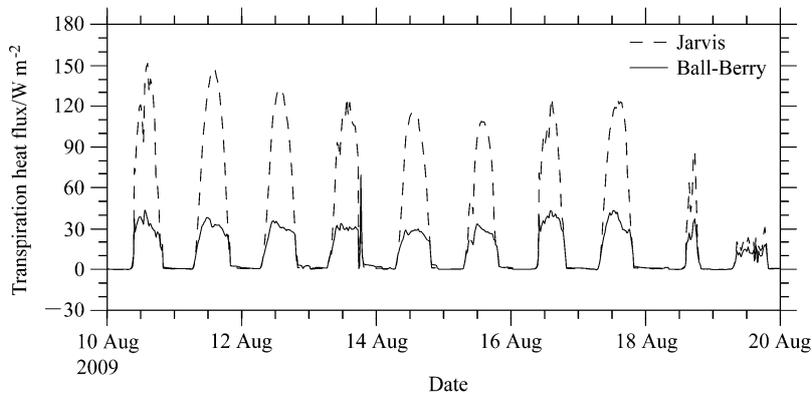


图5 Ball-Berry 和 Jarvis 方案模拟的蒸腾热

Fig. 5 Comparison of simulated transpiration heat fluxes using Ball-Berry and Jarvis schemes, respectively

60.12 W m⁻², 同时降低感热通量的峰值, RMSE 减小了 55.42 W m⁻²。对比 NSE, 热通量的可预报性也有较大提升, 但是误差仍然很大, 尤其在中午时段 (表 3)。

Jarvis 方案使植被蒸腾作用明显增强, 而强蒸腾会消耗更多水分, 因此相比于 Ball-Berry 方案, 土壤湿度模拟值轻微下降, 其中最上面两个点土壤湿度的 RMSE 分别增加了 0.0005 和 0.0043 m³ m⁻³, 但是模拟的地表温度和不同深度的土壤温度几乎

表3 8月13~15时(北京时,下同)不同参数化方案模拟热通量的 RMSE 和 NSE

Table 3 RMSE and NSE for the latent and sensible heat fluxes simulated with different parameterization schemes from 1300 BT (Beijing Time) to 1500 BT in August

方案	RMSE/W m ⁻²		NSE	
	潜热通量	感热通量	潜热通量	感热通量
默认	141.27	171.47	-1.17	-11.09
Chen97	132.85	128.68	-0.91	-5.81
Jarvis	81.15	116.05	0.29	-4.54
LP92	68.78	95.02	0.49	-2.71

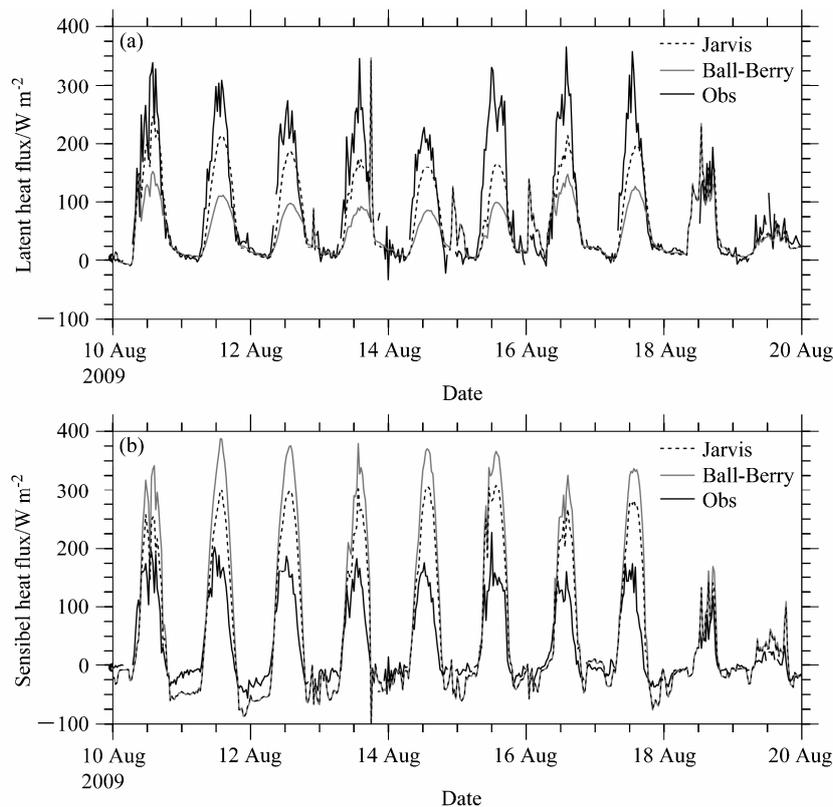


图6 Ball-Berry 和 Jarvis 方案模拟的 (a) 潜热通量和 (b) 感热通量与对应观测值的比较

Fig. 6 Comparisons of (a) latent heat fluxes and (b) sensible heat fluxes observed and simulated with Ball-Berry and Jarvis schemes, respectively

保持不变。

3.3.2 土壤蒸发方案

Jarvis 气孔阻抗方案改进了对植被蒸腾的潜热释放模拟，进而改善潜热和感热通量的模拟，但是模拟值与观测值之间依然存在一定差距。为此，我们从影响潜热大小的另一个因素土壤蒸发方案入手，采用公式 (10) 代替默认方案中公式 (9) 来计算 β 因子，以降低土壤蒸发阻抗 (Lawrence et al., 2011)。图 7a 显示 LP92 方案的土壤蒸发潜热明显大于 SZ09 方案，在部分时间点甚至高出 2~3 倍，同时中午时段潜热通量的模拟也随之明显改善 (图 7b)。

8 月份 13~15 时时段 LP92 方案模拟潜热通量的 RMSE 由 SZ09 方案的 141.27 W m^{-2} 减少到 68.78 W m^{-2} ，其 NSE 也从 -1.17 增加到了 0.49；同时，感热通量的 RMSE 减小了 76.45 W m^{-2} ，其 NSE 从 -11.09 增加到 -2.71 (表 3)。相比于 SZ09 方案，LP92 土壤蒸发量的增加会消耗更多土壤水分，导致模拟的土壤湿度有所降低，前 3 个点土壤湿度的 RMSE 分别增加了 0.026、0.020 和 $0.005 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ；对土壤温度的模拟也略有影响，模拟的土壤温度轻微下

降。而 LP92 方案模拟的地表温度与 SZ09 方案相比，在 13~15 时时段平均偏低约 3.31°C ，同时在 23~02 时时段也平均偏低约 1.38°C ，即 LP92 方案模拟的地表温度整体低于 SZ09 方案。

3.4 不同参数化方案的组合试验及讨论

上面通过对影响感热和潜热通量的关键物理过程分析，采用一次只更换一组参数化方案的办法来验证其对相应物理量模拟性能的改善，但热通量仍有较大改进空间，同时由于受地表能量平衡和土壤水分守恒的双重约束，不同物理过程之间存在内在联系，因此有必要对上述 3 组选择方案进行适当组合，探究是否可以进一步改善热通量的模拟效果以及对土壤温度和湿度的可能影响。为此设计 5 组试验：第 1 组参数化方案组合试验为采用模式默认的参数化方案，即控制试验，第 2~4 组为采用 2 个建议方案和 1 个原方案的组合，第 5 组为全部采用 3 个建议的参数化方案 (表 4)。

13~15 时时段，采用模式默认参数化方案 (试验 1) 模拟的潜热和感热通量与观测值偏差较大，而全部更换 3 个参数化方案后 (试验 5)，潜热通量

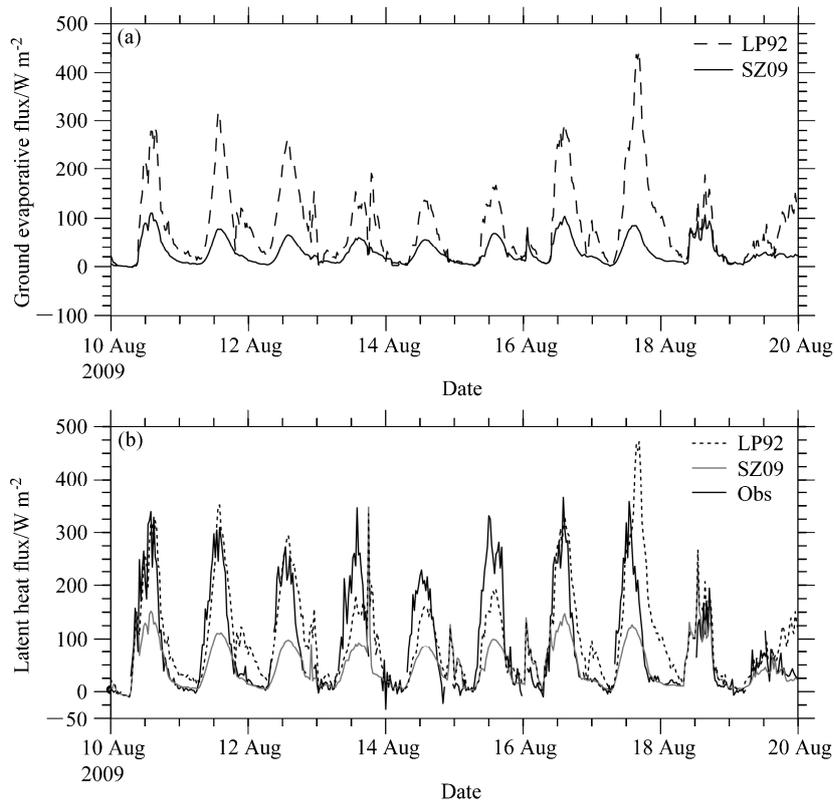


图 7 两种不同地表蒸发方案模拟的 (a) 土壤蒸发潜热以及 (b) 潜热通量

Fig. 7 Comparisons of simulated (a) bare soil evaporative heat fluxes and (b) latent heat fluxes with two different evaporation schemes

和感热通量的 RMSE 比试验 1 分别减少了 80.94 W m^{-2} 和 131.59 W m^{-2} , 其 NSE 也分别增加了 1.77 和 11.44 (表 5), 模拟效果明显提高。相比试验 1、试验 2 和试验 4 的 RMSE 也明显减小, 其中试验 4 的感热通量好于试验 2 的, 但都明显大于试验 3 和试验 5 的。与试验 5 相比, 试验 3 模拟的潜热通量较好而感热通量较差。

表 4 不同试验对应参数化方案组合

Table 4 Combinations of parameterization schemes in different experiments

试验编号	不同参数化方案		
	感热输送系数	植被气孔阻抗	土壤蒸发
1	M-O	Ball-Berry	SZ09
2	Chen97	Jarvis	SZ09
3	Chen97	Ball-Berry	LP92
4	M-O	Jarvis	LP92
5	Chen97	Jarvis	LP92

进一步比较试验 3 与试验 5 的热通量随时间变化特征发现, 试验 5 在中午潜热通量峰值附近略高于试验 3 (13~15 时平均高了 15.06 W m^{-2}), 但后者较接近于观测值; 模拟的感热通量则是试验 3 高

于试验 5 的 (13~15 时平均高了 19.00 W m^{-2}) 并都高于观测值, 但后者较接近观测值 (图略)。由于没有单独土壤蒸发和植被蒸腾的观测, 因此无法对两组参数化方案组合的优劣做进一步推断。

表 5 8 月 13~15 时段不同试验的潜热通量和感热通量的 RMSE 和 NSE

Table 5 RMSE and NSE for the latent and sensible heat fluxes in different experiments from 1300 BT to 1500 BT in August

试验编号	RMSE/ W m^{-2}		NSE	
	潜热通量	感热通量	潜热通量	感热通量
1	141.27	171.47	-1.17	-11.09
2	75.13	80.24	0.39	-1.65
3	45.27	58.88	0.78	-0.43
4	75.42	67.95	0.38	-0.90
5	60.33	39.88	0.61	0.35

总之, 相对于默认参数化方案, 不论是单独采用一个建议方案还是 2 个或 3 个方案的组合, 它们都可以不同程度改进地表潜热通量和感热通量的模拟效果, 使模拟值较为接近对应涡动相关法的观测值, 但是偏差仍然存在并且大于仪器容许的误差范围, 尤其在中午时段。上文指出: SACOL 站 8

月份的能量闭合度为 85.67%，存在能量损失，但单点离线运行的陆面模式没有考虑能量损失的影响，而是按地表能量平衡要求把可利用能量在感热和潜热通量间分配，因而模拟的热通量很难与观测值完全一致。

相比地表热通量的模拟，土壤湿度的表现较为复杂（表 1）。对比默认方案（试验 1），后 4 组试验模拟的土壤湿度在第 4 点处 RMSE 均减小，其中试验 4 减小了一半以上（ $0.27 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ），改善明显，但在前 3 个观测点 RMSE 均没有减小，试验 4 甚至增大了一倍，只有试验 2 改变最小。后 4 组试验通过或增加植被蒸腾或增大土壤蒸发来提高潜热通量，但这会加速土壤变干，土壤湿度随之减小，同时由于默认方案模拟的土壤湿度在第 4 个观测点处系统性地偏大（图 1d），而在前 3 点处 RMSE 很小，所以就出现后 4 组试验在第 4 点处模拟值变好而在前 3 点变差的不同表现。后 4 组试验中试验 2 相对表现最好，原因是只采用 Jarvis 方案而没有采用 LP92 方案（表 4），因此土壤变干的程度很轻。

对土壤温度的模拟，试验 2 表现最好，模拟值都比采用默认参数化方案的 RMSE 小，尽管减小得非常少（最大仅为 0.13°C ）。其余试验模拟土壤温度的 RMSE 都不同程度地增大，除 0.05 m 处外，其余各处的 NSE 均变为负值（表 2）。原因是采用新的参数化方案后，净辐射在感热、潜热和对地热流量间分配比例随之发生变化；与默认方案相比，除潜热增大和感热减小外，后 3 组试验对地热流量减小，所以土壤温度的模拟值也进一步降低，RMSE 随之增大，而第 2 组试验的对地热流量有较小增加，造成土壤温度轻微上升，对应 RMSE 减小。

与原有方案相比，试验 3~5 模拟的地表温度在 13~15 时时段分别平均偏低 2.49、3.32 和 2.51°C ，在 23~02 时时段分别平均偏低 1.92、1.37 和 1.93°C ，即试验 3~5 整体低于原有方案模拟的地表温度，这与单独使用 LP92 方案的表现一致。试验 2 与原有方案相比，其模拟的地表温度在 13~15 时时段平均偏高约 1.55°C ，但在 23~02 时时段平均偏低约 1.02°C ，两个时段的表现相反，这与单独使用 Chen97 方案时的表现相同。

需要说明的是上述所有组合试验也是采用模式自带的土壤和植被参数，并假设土壤均匀且性质不随深度变化，并把较厚模式层上模拟值（为所在

层平均值）直接线性插值到观测点上，这些都会造成额外误差（张述文等，2009, 2010），尤其是与之直接相关的土壤温度和湿度的模拟。当然，在参数化方案确定后，还可以采用优化算法来进一步改善模拟性能（李剑铎等，2013；李得勤等，2013, 2015），但这样得出的“最优”参数可能不符合实际。此外，模式可能还存在其他误差源或缺陷，如本文采用默认参数化方案模拟的潜热通量明显偏小而感热明显偏大，但表层土壤湿度却非常接近观测值（图 1 和图 3），这样就出现一个两难情况，若想增加地表潜热通量，就必须增大地表蒸散发，但这会加速土壤变干，使模拟的土壤湿度远离观测值，本文组合试验就证实这点。已有的业务实践表明：在现有模式水平下，为了提升天气预报准确率，有时会把土壤湿度作为参数而非真实物理量来进行调节（Callies et al., 1998）。由于研究陆面过程的目的之一是为大气模式提供准确的通量下边界条件，因此在目前陆面模式（包括陆—气耦合过程）还不完善情形下，人们可能更关心地表热通量的模拟是否准确。

4 总结

利用 Noah-MP 陆面模式对兰州大学半干旱气候与环境观测站（SACOL）2009 年 8 月的陆面过程进行模拟。若采用默认参数化方案，模式能很好地模拟出地表热通量和土壤湿量的日变化特征，但模拟的潜热通量明显小于观测值而感热通量峰值却远大于观测值。

物理过程分析和模拟试验对比表明：若感热输送系数选用 Chen97 方案可以克服原有 M-O 方案感热通量模拟值偏大的问题；若选用 Jarvis 气孔阻抗方案可以有效增大植被蒸腾作用，从而提高潜热通量模拟值，同时也使热通量在感热和潜热间的分配更为合理；若采用 LP92 方案可解决 SZ09 方案土壤阻抗过大问题，从而增加土壤蒸发，明显改善潜热通量的模拟效果。

不同参数化方案组合试验表明，相比一次只更换一种默认方案，同时采用两组新的参数化方案来替换默认方案，模拟的感热通量和潜热通量的 RMSE 会进一步降低，但程度有所差别；若全部更换原有 3 种参数化方案，模拟的感热通量是所有试验中 RMSE 最小的，但潜热通量的 RMSE 并不是最小的，表现在中午时段出现过度蒸散发。与地表感热和潜

热通量的表现不同,土壤湿度和温度的模拟效果并没有同步得到改善,相反绝大部分组合试验的模拟效果轻微变差。这种模拟效果上下不一致可能与土壤和植被参数不准确有关,也可能与模式误差有关,尚需深入探究。此外,所得结果是基于单个站点在夏季一个月观测资料,此时表层土壤相对较湿,选取的3组参数化方案是否在黄土高原半干旱区具有代表性还需要更多高质量观测资料来进一步验证。

致谢 感谢兰州大学半干旱气候与环境观测站(the Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University, SACOL)提供的观测资料。

参考文献 (References)

- Aphalo P J, Jarvis P G. 1993. An analysis of Ball's empirical model of stomatal conductance [J]. *Ann. Bot.*, 72 (4): 321–327, doi:10.1006/anbo.1993.1114.
- Avissar R, Mahrer Y. 1988. Mapping frost-sensitive areas with a three-dimensional local-scale numerical model. Part I. Physical and numerical aspects [J]. *J. Appl. Meteor.*, 27 (4): 400–413, doi:10.1175/1520-0450(1988)027<0400:MFSAWA>2.0.CO;2.
- Ball J T, Woodrow I E, Berry J A. 1987. A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions [M]//Biggins J, Ed. *Progress in Photosynthesis Research*. Netherlands: Springer, 221–224, doi:10.1007/978-94-017-0519-6_48.
- Callies U, Rhodin A, Eppel D P. 1998. A case study on variational soil moisture analysis from atmospheric observations [J]. *J. Hydrol.*, 212–213: 95–108, doi:10.1016/S0022-1694(98)00204-2.
- Chen F, Janjić Z, Mitchell K. 1997. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 85 (3): 391–421, doi:10.1023/A:1000531001463.
- Chen F, Mitchell K, Schaake J, et al. 1996. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations [J]. *J. Geophys. Res.*, 101 (D3): 7251–7268, doi:10.1029/95JD02165.
- Chen Y Y, Yang K, Zhou D Q, et al. 2010. Improving the Noah land surface model in arid regions with an appropriate parameterization of the thermal roughness length [J]. *J. Hydrometeorol.*, 11 (4): 995–1006, doi:10.1175/2010JHM1185.1.
- Dirmeyer P, Gao X, Oki T. 2002. The second global soil wetness project (GSWP-2) science and implementation plan [R]. IGPO Publication Series No. 37, 64pp.
- 房云龙, 孙菽芬, 李倩, 等. 2010. 干旱区陆面过程模型参数优化和地气相互作用特征的模拟研究 [J]. *大气科学*, 34 (2): 290–306. Fang Yunlong, Sun Shufen, Li Qian, et al. 2010. The optimization of parameters of land surface model in arid region and the simulation of land-atmosphere interaction [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 34 (2): 290–306, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.02.05.
- Henderson-Sellers A, Pitman A J, Love P K, et al. 1995. The project for intercomparison of land surface parameterization schemes (PILPS): Phases 2 and 3 [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76 (4): 489–503, doi:10.1175/1520-0477(1995)076<0489:TPFIOL>2.0.CO;2.
- Huang J P, Zhang W, Zuo J Q, et al. 2008. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess Plateau [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (6): 906–921, doi:10.1007/s00376-008-0906-7.
- Jacquemin B, Noilhan J. 1990. Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 52 (1–2): 93–134, doi:10.1007/BF00123180.
- Jarvis P G. 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field [J]. *Philos. Trans. Roy. Soc. B: Biol. Sci.*, 273 (927): 593–610, doi:10.1098/rstb.1976.0035.
- Kondo J, Saigusa N, Sato T. 1990. A parameterization of evaporation from bare soil surfaces [J]. *J. Appl. Meteor.*, 29 (5): 385–389, doi:10.1175/1520-0450(1990)029<0385:APOEFB>2.0.CO;2.
- Koster R D, Dirmeyer P A, Guo Z C, et al. 2004. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation [J]. *Science*, 305 (5687): 1138–1140, doi:10.1126/science.1100217.
- Lawrence D M, Oleson K W, Flanner M G, et al. 2011. Parameterization improvements and functional and structural advances in version 4 of the Community Land Model [J]. *J. Adv. Mod. Earth Syst.*, 3 (3), doi:10.1029/2011MS000045.
- Lee T J, Pielke R A. 1992. Estimating the soil surface specific humidity [J]. *J. Appl. Meteor.*, 31 (5): 480–484, doi:10.1175/1520-0450(1992)031<0480:ETSSSH>2.0.CO;2.
- 李得勤, 张述文, 段云霞, 等. 2013. SCE-UA 算法优化土壤湿度方程中参数的性能研究 [J]. *大气科学*, 37 (5): 971–982. Li Deqin, Zhang Shuwen, Duan Yunxia, et al. 2013. Calibration of parameters in soil moisture equation with shuffled complex evolution algorithm [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 37 (5): 971–982, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.
- 李得勤, 段云霞, 张述文, 等. 2015. 土壤湿度和土壤温度模拟中的参数敏感性分析和优化 [J]. *大气科学*, 39 (5): 991–1010. Li Deqin, Duan Yunxia, Zhang Shuwen, et al. 2015. Quantifying parameter sensitivity and calibration in simulating soil temperature and moisture [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 39 (5): 991–1010, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1503.14276.
- 李宏宇, 张强, 王胜. 2010. 陇中黄土高原夏季陆面辐射和热量特征研究 [J]. *地球科学进展*, 25 (10): 1070–1081. Li Hongyu, Zhang Qiang, Wang Sheng. 2010. Research on characteristics of land-surface radiation and heat budget over the Loess Plateau of central Gansu in summer [J]. *Adv. Earth Sci. (in Chinese)*, 25 (10): 1070–1081, doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2010.10.1070.
- 李剑锋, 段青云, 戴永久, 等. 2013. CoLM 模拟土壤温度和湿度最敏感参数的研究 [J]. *大气科学*, 37 (4): 841–851. Li Jianduo, Duan Qingyun, Dai Yongjiu, et al. 2013. A study of the most sensitive parameters for simulating soil temperature and moisture of CoLM [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 37 (4): 841–851, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12046.
- 刘远永, 文军, 韦志刚, 等. 2007. 黄土高原塬区地表辐射和热量平衡观测与分析 [J]. *高原气象*, 26 (5): 928–937. Liu Yuanyong, Wen Jun, Wei Zhigang, et al. 2007. Observation and analysis of the land surface

- radiation and energy balance over the Loess Plateau mesa region [J]. *Plateau Meteor.* (in Chinese), 26 (5): 928–937.
- McCumber M C, Pielke R A. 1981. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model: 1. Soil layer [J]. *J. Geophys. Res.*, 86 (C10): 9929–9938, doi:10.1029/JC086iC10p09929.
- 孟祥新, 符淙斌. 2009. 不同陆面过程模式对半干旱区通榆站模拟性能的检验与对比 [J]. *气候与环境研究*, 14 (4): 352–362. Meng Xiangxin, Fu Congbin. 2009. Comparative evaluation of land surface models BATS, LSM, and CoLM at Tongyu station in semi-arid area [J]. *Climatic Environ. Res.* (in Chinese), 14 (4): 352–362.
- Nash J E, Sutcliffe J V. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles [J]. *J. Hydrol.*, 10 (3): 282–290, doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6.
- Niu G Y, Yang Z L, Mitchell K E, et al. 2011. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements [J]. *J. Geophys. Res.*, 116 (D12), doi:10.1029/2010JD015139.
- Noilhan J, Planton S. 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117 (3): 536–549, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2.
- Philip J R. 1957. Evaporation, and moisture and heat fields in the soil [J]. *J. Meteor.*, 14 (4): 354–366.
- 任军芳, 苏炳凯, 赵鸣. 1999. 标量粗糙度对地气交换的影响 [J]. *大气科学*, 23 (3): 349–358. Ren Junfang, Su Bingkai, Zhao Ming. 1999. Influence of scalar roughness lengths on the biosphere-atmosphere transfer [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 23 (3): 349–358, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1999.03.11.
- Sakaguchi K, Zeng X B. 2009. Effects of soil wetness, plant litter, and under-canopy atmospheric stability on ground evaporation in the Community Land Model (CLM3.5) [J]. *J. Geophys. Res.*, 114 (D1), doi:10.1029/2008JD010834.
- 孙菽芬. 2005. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型 [M]. 北京: 气象出版社, 307pp. Sun Shufen. 2005. Parameterization Study of Physical and Biochemical Mechanism in Land Surface Processes (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 307pp.
- 王治海, 刘建栋, 刘玲, 等. 2012. 几种气孔导度模型在华北地区适应性研究 [J]. *中国农业气象*, 33 (3): 412–416. Wang Zhihai, Liu Jiandong, Liu Ling, et al. 2012. Research on the applicability of several stomatal conductance models on the North China Plain [J]. *Chinese J. Agrometeor.* (in Chinese), 33 (3): 412–416, doi:10.3969/j.issn.1000-6362.2012.03.014.
- Yang Z L, Niu G Y, Mitchell K E, et al. 2011. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 2. Evaluation over global river basins [J]. *J. Geophys. Res.*, 116(D12), doi:10.1029/2010JD015140.
- 张述文, 李得勤, 邱崇践. 2009. 三类陆面模式模拟土壤湿度廓线的对比研究 [J]. *高原气象*, 28 (5): 988–996. Zhang Shuwen, Li Deqin, Qiu Chongjian. 2009. A comparative study of the three land surface models in simulating the soil moisture profile [J]. *Plateau Meteor.* (in Chinese), 28 (5): 988–996.
- 张述文, 李得勤, 刘彦华, 等. 2010. 土壤湿度方程求解方法的比较 [J]. *兰州大学学报 (自然科学版)*, 46 (4): 46–52, 57. Zhang Shuwen, Li Deqin, Liu Yanhua, et al. 2010. A comparative study of difference algorithms for solving the soil moisture equation [J]. *J. Lanzhou Univ. (Nat. Sci.)* (in Chinese), 46 (4): 46–52, 57.
- 张述文, 刘源, 曹帮军, 等. 2016. GLDAS 和 CMIP5 产品的中国土壤湿度—降水耦合分析及变化趋势 [J]. *气候与环境研究*, 21 (2): 188–196. Zhang Shuwen, Liu Yuan, Cao Bangjun, et al. 2016. Soil moisture-precipitation coupling and trends in China, based on GLDAS and CMIP5 products [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 21 (2): 188–196, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15112.
- 周荣卫, 蒋维楣, 刘罡, 等. 2007. 热力粗糙度引入精细城市边界层模式的初步应用 [J]. *大气科学*, 31 (4): 611–620. Zhou Rongwei, Jiang Weimei, Liu Gang, et al. 2007. A study of introducing temperature roughness length into a fine urban boundary layer model [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 31 (4): 611–620, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.04.06.