

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 Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 290 - 306.

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

房云龙 孙菽芬 李倩 陈文

中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

摘要 依据干旱区陆地下垫面观测结果, 对陆面过程模式 Common Land Model (CoLM) 中反照率、粗糙度长度和土壤热力性质 3 个方面的参数进行了优化, 并按照不同的参数组合形式设计了为加深理解干旱区地气相互作用的控制试验和研究重要参数影响的敏感性试验, 对敦煌戈壁 2000 年 5 月~2004 年 7 月的陆面过程进行了离线 (off-line) 数值模拟分析。控制试验结果表明: 优化参数的模式在干旱区得到了更好的模拟性能, 对地表和深层土壤温度、净短波辐射、净长波辐射以及感热通量的模拟能力较原模式有了明显的提高。敏感性试验的结果表明: 地表温度在全年对反照率都比较敏感, 春季和夏季更为显著; 粗糙度长度和土壤热力性质分别在春夏和秋冬对地表温度有较大影响; 感热通量对反照率和粗糙度长度在夏半年比较敏感, 而土壤热力性质对感热通量的影响并不明显。对敏感性试验的结果进一步分析发现: 原模式在计算地表温度、净辐射和感热通量的过程中存在不同形式的误差抵消的现象, 这就会掩盖模式的模拟误差, 优化参数的模式可以更好的反映干旱区地气相互作用的物理过程。针对模式输出的感热通量和地表热通量的分析发现: 感热通量的季节变化明显, 全年都有由地表向上的感热通量输送, 夏季尤为显著; 相对于感热通量而言, 潜热通量量级很小可以忽略不计。夏季, 净辐射的能量大部分以感热通量的形式返回大气, 其余的能量以地表热通量的形式进入土壤并贮存, 夏季土壤为热汇; 冬季, 夏季贮存的能量又由土壤返回大气, 此时土壤为热源。

关键词 干旱区 陆面过程模式 参数优化 敏感性试验 地气相互作用

文章编号 1006-9895 (2010) 02-0290-17

中图分类号 P461

文献标识码 A

The Optimization of Parameters of Land Surface Model in Arid Region and the Simulation of Land - Atmosphere Interaction

FANG Yunlong, SUN Shufen, LI Qian, and CHEN Wen

Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

Abstract Using the observed data at Dunhuang Gobi site in Northwest China, the optimum values of surface albedo, roughness length and soil thermal properties for the arid region required by the Common Land Model (CoLM) are obtained. In order to understand land - atmosphere interaction and the sensitivity of simulation outputs to different settings of the important parameters, two control tests and three sensitive tests with different combinations of the three parameters are carried out by using the forcing data collected at the same Dunhuang Gobi site from May

收稿日期 2009-01-21, 2009-05-08 收修定稿

资助项目 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-YW-220, 国家自然科学基金资助项目 40730952、40605024

作者简介 房云龙, 男, 1981 年出生, 硕士研究生, 主要从事陆气相互作用研究。E-mail: fang_yunlong@163.com

通讯作者 陈文, E-mail: cw@post.iap.ac.cn

2000 to July 2004. The results from the control tests indicate that the CoLM with the optimum values of the parameters, here called Optimized CoLM, can simulate the land surface processes reasonably. By comparison with the observed data, it is shown that the simulations from Optimized CoLM are much more precise than those from the original CoLM, which uses default values of the parameters. The results from the sensitive tests demonstrate that: (1) Surface albedo has great influence on the ground surface temperature (TGS) all year round, especially in spring and summer; (2) the roughness length and the soil thermal properties can also affect the TGS in spring - summer and autumn - winter, respectively; (3) as to the sensible heat flux (SHF), it is more sensitive to the surface albedo and the roughness length in the summer half-year than in the winter half-year, and less sensitive to the soil thermal properties; (4) when computing the TGS, the net radiation and the SHF in the original CoLM, it is found that there exist error counteractions, which will conceal the simulation error. The reason for the phenomenon is that each default parameter will add some positive or negative errors to the simulation results, but these errors will be offset reciprocally, which make the total simulation error mitigate eventually.

Analyses of the surface heat balance show that: The SHF is the major component and the latent heat flux is so small that it can be omitted; the daily-mean SHF is upward from the ground surface to atmosphere all year round, especially in summer. The big portion of net radiation returns to atmosphere in the form of SHF and the rest becomes the ground heat flux and is stored in the soil in summer, which will be released to atmosphere again in the form of SHF in winter. The soil as a heat reservoir is a heat sink in summer and a heat source in winter.

Key words arid region, land surface processes model, optimization of parameters, sensitive tests, land - atmosphere interaction

1 引言

陆地和大气之间物质和能量的交换是决定气候状态和大气循环的主要物理过程之一 (Dickinson, 1995; 孙菽芬, 2005)。目前, 已经有许多研究指出陆面过程对天气和气候的重要作用: 王万秋 (1991) 研究发现, 地表温度异常变化 1°C 超过 30 天将会对降水、气温等产生较大的影响; Nicholson (2000) 研究了陆面过程对西非 Sahel 地区气候的影响, 指出土壤水热性质对干旱气候的形成起了至关重要的作用; Xue et al. (2004) 分析发现, 不同的陆地下垫面类型对东亚夏季风的建立、北跳以及季风降水的分布有很大的影响; Yasunari (2007) 研究指出, 在干旱、半干旱地区, 土壤湿度是影响大气循环的一个重要因素。因此, 改进和完善与大气循环模式相耦合的陆面模式是提高大气循环模式模拟和预报能力的主要方面之一 (Dickinson, 1995)。

干旱区占世界陆地面积的四分之一, 是陆地上的重要下垫面, 这类地表反照率大, 土壤表层湿度低, 生态十分脆弱, 由于其特殊的气候条件和物理特性, 使得干旱区在全球能量平衡中占有了重要的地位 (Knorr et al., 2001; Konare et al., 2008)。由于地气之间相互作用影响气候是通过感热通量、潜

热通量、水汽通量、动量通量等反馈影响大气环流来实现 (孙菽芬, 2005; Seneviratne and Stockli, 2006), 而沙漠、戈壁等干旱地区植被稀少, 地表干燥, 蒸发量十分微小, 潜热通量相对于感热通量来说可以忽略不计, 地气相互作用主要体现为感热通量输送 (Albertson et al., 1995; Li et al., 2001; 布和朝鲁等, 2002; Veenendaal et al., 2004; 张强等, 2005)。由于感热通量与地表温度以及空气动力学阻抗系数有着密切的关系, 所以, 研究对地表温度和空气动力学阻抗系数有重要影响的地表反照率、粗糙度长度和土壤热力学性质 (土壤热容量和热传导率) 的参数化方案在干旱区的适用性, 对提高陆面模式在干旱区的模拟性能有着重要意义。

关于地表反照率、粗糙度长度和土壤热力学性质在陆面过程模式中的作用, 几十年来已经取得了大量的成果: Charney (1975) 和 Charney et al. (1977) 最早提出了一种地表反照率的异常进而引起沙漠化的理论模型, 并且研究指出, 地表反照率增大可以引起局地降水的明显减少; Hales et al. (2004) 研究发现在植被稀少的干旱区, 地表反照率对降水的影响比湿润区更为明显。粗糙度长度是计算地气之间能量交换的重要参数 (Choudhury et al., 1986; Marticorena et al., 2004; Laurent et al., 2008; Smeets et al., 2008), Sud and Smith (1985)

研究指出, 沙漠区粗糙度长度由 45 cm 减至 0.02 cm 时, 撒哈拉 (Sahara) 沙漠地区的降水明显减少; Reijmer et al. (2004) 研究了粗糙度长度在南极对气候的影响, 结果表明粗糙度长度的减小会引起近地面风速增加, 同时地表温度降低, 大气温度升高, 从而增加了大气的稳定性。土壤热力学性质反映了土壤内部存储和传导热量的能力 (Hanks and Ashcroft, 1980; Noborio et al., 1996), 土壤热力学性质的改变可以直接影响土壤温度, 进而影响地气之间的物质能量交换 (Kluitenberg et al., 1993; Peters-Lidard et al., 1998), 土壤热力学性质的正确选取在模式对气候变化的模拟中产生重要作用 (Lawrence and Slater, 2008; Liu et al., 2008)。

近年来, 在沙漠干旱区进行的大型野外观测试验, 如 HEIFE 试验 (黑河试验核心小组, 1991; Wang et al., 1993)、敦煌试验 (张强等, 2005) 都取得了许多沙漠、戈壁干旱区陆面原始数据, 关于干旱区陆面过程参数化方案也取得了许多研究成果 (左洪超和胡隐樵, 1992; 陈家宜等, 1993; Wang et al., 1993; Chen, 1995; Ren et al., 1995; Tamagawa, 1996; 张强等, 2003, 2005; Zhang et al., 2003; Zhang and Huang, 2004); 同时, 对适用于干旱区的陆面过程模型创建及改进完善等方面也作了大量的工作: 孙菽芬和金继明 (1997)、孙菽芬和牛国跃 (1998) 及 Sun et al. (2003) 对干旱区的表面蒸发公式及土壤热传导系数做了修正, 并发展了一个干旱区水热传输模型; 李倩和孙菽芬 (2007) 发展了通用的土壤水热传输耦合模型, 可用于一般情况下的裸土, 也可用于较为难处理的非均质土、冻融土壤和干旱土壤; 张晶和丁一汇 (1998)、王澄海等 (2002) 及朱德琴等 (2006) 分别用不同的陆面过程模式对西北干旱区进行了数值模拟并做了敏感性试验; 王胜等 (2004, 2006) 对典型干旱区降水条件下的陆面过程进行了数值模拟。

但是, 以往的研究模拟时间较短, 而且关于陆面过程模型中参数的优化选取, 以及不同参数在优化前后的组合方式对模拟结果的影响等方面还没有进行深入研究。因此, 本文利用关于干旱区陆面过程重要参数的最新研究成果对陆面过程模式 CoLM (Common Land Model) (Dai et al., 2001, 2003; Dai and Ji, 2007) 中的某些参数进行优化, 然后进一步利用优化参数的模式和敦煌戈壁干旱区

4 年观测数据, 对敦煌地区进行时间长度为 4 年的数值模拟, 同时, 根据不同的优化参数和原始参数的组合形式设计了敏感性试验, 研究重要参数对干旱区地气相互作用的影响。

2 模式简介及参数优化

2.1 陆面过程模式简介

通用陆面模式 CoLM (Dai et al., 2001, 2003; Dai and Ji, 2007) 是近几年发展的较为常用的陆面模式, 它的原始版本 (CLM initial version) 综合了三个陆面过程模式 NCAR LSM (Bonan, 1996)、BATS (Dickinson et al., 1993) 和中国科学院大气物理研究所发展的 IAP94 (Dai and Zeng, 1997) 各自的优点, 在 VALDAI、ABRACOS 资料的驱动下, 模式在雪盖、土壤湿度以及感热、潜热通量等方面的模拟都表现出了比较高的准确性 (Dai et al., 2003)。该模式被广泛的应用于气候模式中, 与 NCAR CCM3 耦合, 替换原来的 NCAR LSM, 结果表明对地表空气温度、地表径流的年循环以及雪盖等方面模拟结果明显优于 LSM (Zeng et al., 2002)。Steiner et al. (2005) 用 CoLM 的原始版本替换了区域气候模式 RegCM 中的陆面模式 BATS, 对东亚地区的气候进行了 1 年的数值模拟, 结果表明: 与 CoLM 的原始版本耦合的 RegCM 模式对东亚地表能量平衡和水分收支的模拟能力较原区域模式 RegCM (与 BATS 耦合) 有所提高。目前的 CoLM 版本与原始版本在结构构成和物理过程的处理上已经有了一定的区别, 具体可参考 Dai and Ji (2007)。

2.2 模型参数优化

由于敦煌荒漠戈壁属于极端干旱区, 其陆面属性和气候特点与一般干旱地区有一定的区别, 原模式在其它干旱区校正的参数在敦煌戈壁未必适用。为使 CoLM 更好的模拟敦煌干旱区域陆面过程, 对模式参数进行了如下优化:

2.2.1 反照率

反照率是陆面过程研究中的一个重要的参数, 反照率的变化会引起地表能量平衡的显著变化 (Charney, 1975; Charney et al., 1977; Hales, 2004)。Oleson et al. (2003) 分析指出, 在沙漠地区, CLM (Community Land Model) 模拟的地表反照率与实际结果有较大的误差, 这一点也为敦煌野

外观测试验的数据所证实。模式在计算反照率时,把太阳辐射分为可见光直射辐射、可见光漫射辐射、近红外光直射辐射、近红外光漫射辐射 4 种,每种辐射都有不同的反照率,模式最后计算出总的反照率在 0.32~0.34 之间;而敦煌试验观测数据的计算结果显示,戈壁地表反照率为 0.255 ± 0.021 (张强等, 2003; Zhang and Huang, 2004), 显然模式计算值偏大。根据敦煌荒漠戈壁地表特性,对于地表反照率的参数化方案采用基于观测资料拟合出的经验公式:

$$\alpha = (1 - 0.0074\tau_w) (0.20 + 0.090e^{-0.01\theta}),$$

其中, α , τ_w , θ 分别是反照率、5 cm 土壤湿度和太阳高度角 (张强等, 2003; Zhang and Huang, 2004)。经证明,该公式能较好地反映敦煌干旱区地表反照率的日变化和季节性变化 (王胜等, 2006)。

2.2.2 粗糙度长度

粗糙度长度是计算地气之间动量、能量交换的重要参数 (Sud and Smith, 1985; Marticorena et al., 2004; Reijmer et al., 2004; Laurent et al., 2008; Smeets and van den Broeke, 2008)。在 CoLM 中,裸土粗糙度长度设置为 0.01 m,而近 10 年来的研究分析表明,在荒漠戈壁地区,粗糙度长度的数量级在 10^{-3} m 左右 (左洪超和胡隐樵, 1992; 陈家宜等, 1993)。张强等 (2005) 根据敦煌野外观测试验的数据估算,在敦煌戈壁地区粗糙度长度约为 0.0019 ± 0.00071 m,所以在模式优化的参数值选择中,对荒漠戈壁地区的粗糙度长度取 0.002 m,替换原模式的 0.01 m。

2.2.3 土壤热力学性质

(1) 土壤体积热容量: 土壤体积热容量表示单位体积的土壤温度升高 1 K 所需要的热量。原模式中土壤体积热容量的计算方案可以表示为土壤颗粒、水的液相和冰相固有的 (intrinsic) 体积热的线性组合,即

$$c = c_s\theta_s + c_l\theta_l + c_i\theta_i,$$

其中, c 为土壤体积热容量 (单位: $\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$), c_s , c_l , c_i 分别为土壤颗粒、水的液相和冰相固有体积热, θ_s , θ_l , θ_i 分别为土壤颗粒、水的液相和冰相的体积百分比 (Dai et al., 2001; Oleson et al., 2004)。由于敦煌地区土壤湿度极低,10 cm 以上土壤水的液相和冰相体积百分比在一年中大部分时间基本都小于 1%,土壤颗粒体积百分比 θ_s 约为 80%~90%,因此,土壤的体积热容量主要取决于

c_s , 即 $c \approx c_s\theta_s$ 。

张强等 (2005) 的研究指出,敦煌地区土壤在 2.5 cm 和 7.5 cm 之间的平均体积热容量为 $1.12 \pm 0.27 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$,这样可得到土壤颗粒 c_s 约为:

$$c_s = \frac{c}{\theta_s} = \frac{1.12 \pm 0.27 \times 10^6}{85\%} =$$

$$1.32 \pm 0.32 \times 10^6 (\text{单位: } \text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}).$$

原模式中,土壤颗粒固相 c_s 取为 $2.14 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$,与实际观测值偏差较大。因此,在模式改进的参数值选择中,土壤颗粒固相的热容量 c_s 取值为 $1.32 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$,替换原来模式中 $2.14 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$ 。

(2) 土壤热传导率: 原模式土壤热传导率的参数化方案为

$$\lambda = \begin{cases} K_e \lambda_{\text{sat}} + (1 - K_e) \lambda_{\text{dry}} & S_r > 1 \times 10^{-7}, \\ \lambda_{\text{dry}} & S_r < 1 \times 10^{-7}, \end{cases}$$

其中, λ 为土壤热传导率 (单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), λ_{sat} , λ_{dry} 为饱和土壤和土壤颗粒固有的 (intrinsic) 热传导率 (单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), S_r 为土壤的相对湿度, K_e 为 Kersten 数,其数值与土壤湿度有关 (Oleson et al., 2004)。根据目前最新的研究成果,戈壁土壤热传导率的数值在 2.5 cm 和 7.5 cm 分别为 $0.177 \pm 0.019 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 和 $0.274 \pm 0.017 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ (张强等, 2005),原模式在相同的深度计算出的土壤热传导率的结果大约在 0.28~0.36 $\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 之间,显然,原模式计算的热传导率偏大。

由于敦煌属于极端干旱区,土壤湿度很小, K_e 的数值在全年大部分时间内 (没有降水的时候) 均接近于 0,土壤热传导率的主要取决于固相土壤颗粒固有的热传导率 λ_{dry} ,因此,本文对 λ_{dry} 这个参数加以优化。原模式 λ_{dry} 统一为 $0.27 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$,由于敦煌戈壁地表为沙砾碎石,随着深度的加深逐渐为粗沙或细沙,因此对 λ_{dry} 的优化分两层考虑: 0~7.5 cm 之间 λ_{dry} 的数值由 2.5 cm 和 7.5 cm 的土壤热传导率的结果进行插值确定,对于深度大于 7.5 cm 的土壤,由于土壤成分和 7.5 cm 更为接近, λ_{dry} 的数值采用 7.5 cm 处的土壤热传导率。

3 选用的资料和试验设计

3.1 选用的资料

本文所用资料是从国家重点基础研究发展规划项目“我国重大气候和天气灾害形成机理和预测理

论的研究”的子课题“西北干旱区陆—气相互作用野外观测试验”设在甘肃敦煌双墩子戈壁的常年气象观测站取得。敦煌荒漠戈壁观测点位于(40°10′N, 94°31′E), 处在敦煌绿洲西侧的双墩子戈壁, 观测站海拔高度为 1150 m, 地表年平均大气压为 873 hPa, 年降水量约为 40 mm。试验场地为平坦的沙石戈壁滩。该试验站主要观测项目有铁塔的风、温、湿梯度观测, 地表各辐射分量观测, 地表和土壤温度、湿度观测, 还有超声观测的风、温、湿脉动量。该站观测设备先进, 项目齐全, 数据的质量有保证, 土壤温度的精度为 $\pm 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$, 大气风速、温度、湿度的精度在 2% 以内, 辐射分量的观测精度在 5% 以内。目前, 敦煌站陆面过程资料已经成为研究我国西北干旱区陆面过程机理及西北干旱区在整个东亚环流中的作用的一套重要资料。敦煌荒漠戈壁的陆地下垫面在我国西北很具有代表性, 因此, 分析敦煌陆面过程的特性对研究整个西北干旱区的大、中尺度陆面模式网格的参数化方案都具有重要意义(张强等, 2005)。

本文选用的资料时间为 2000 年 5 月 26 日至 2004 年 7 月 31 日, 剔除缺测时段(缺测时段主要在 2000 年 7、8、12 月, 2001 年 2、5 月, 2002 年 4、5、12 月和 2003 年 9 月), 共取得 31123 个外强迫资料序列, 时间步长为 1 小时, 涵盖了 4 年春、夏、秋、冬各个季节的太阳短波辐射、大气长波辐射、参考高度(本文取 8 m)水平风速、大气温度和相对湿度。资料时间序列长, 具有一定的代表性和一般性, 可以比较客观真实地检验模式对我国西北极干旱区陆面过程的模拟能力。

3.2 数值试验设计

本文对模式中地表反照率、粗糙度长度和土壤热力性质三个方面的参数进行了优化, 所选择的参数优化数值都是基于敦煌野外观测试验的观测数据取得的最新成果。为了具体分析模式模拟结果对每个参数的敏感程度, 设计了两组控制试验和三组敏感性试验。控制试验称为 CTL1 和 CTL2, 分别用原模式(不对模式参数作任何改变)和优化参数的模式(同时优化三个参数)进行模拟。敏感性试验中, 对于三个参数, 优化其中的两个, 而保留另外一个, 即采取“两新一旧”的参数组合方式。之所以这样设计敏感性试验, 是为了避免在“两旧一新”的组合方式中, 两个旧的参数虽每一个参数对

表 1 控制试验(CTL1、CTL2)和敏感性试验(STV1~3)的参数组合方式

Table 1 The organization for the three parameters in control tests (CTL1, CTL2) and sensitive tests (STV1-3)

数值试验	地表反照率	粗糙度长度	土壤热力性质
CTL1	O	O	O
CTL2	N	N	N
STV1	O	N	N
STV2	N	O	N
STV3	N	N	O

注: O 代表采用原模式的参数默认值; N 代表采用改进的优化值。

模拟结果都有误差, 但组合在一起各自误差此消彼长相互抵消, 从而掩盖了它们各自的不足, 显示不出新参数对提高模拟能力的贡献; 而采用“两新一旧”的参数组合方式, 就可以有效地避免这种误差正负相抵的现象。三组敏感性试验分别称为 STV1~3。控制试验和敏感性试验的参数组合形式见表 1。通过对比敏感性试验和控制试验的模拟结果, 可以分析模式中各物理量对参数的敏感程度。

4 结果分析

4.1 土壤温度

土壤温度是检验陆面过程模式模拟性能的重要指标, 尤其是地表温度, 直接或间接地制约了向上的地面长波辐射、净辐射以及土壤与大气的感热通量等能量交换; 土壤温度异常会影响地表能量平衡, 进而影响大气环流。目前, 已有许多研究指出土壤温度的变化对气候产生的重要影响(王万秋, 1991; Zheng et al., 2002; Gonzalez et al., 2003; Zhang et al., 2005)。因此, 正确模拟土壤温度是陆面过程模式数值模拟过程的一个重要环节。本节首先分析敦煌荒漠戈壁土壤温度的日变化及季节变化特征, 然后利用控制试验和敏感性试验的模拟结果检验土壤温度对地表反照率、粗糙度长度和土壤热力性质的敏感程度。

4.1.1 地表温度的日变化

为简化分析过程并不失一般性, 本文对各试验在典型夏季(2000 年 7 月 1~6 日)和典型冬季(2004 年 1 月 1~6 日)的模拟结果进行分析。如图 1a 所示, 夏季, 敦煌荒漠戈壁的地表温度有着非常明显的日变化, 晴天(2000 年 7 月 2~4 日), 地表温度峰值在午后基本都能达到 $55\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上, 多云或阴

天天气(2000年7月1日和5日),峰值也超过 40°C ;夜间,地表温度最低值在晴天能降到 15°C 以下,而多云或阴天时夜间温度一般都高于 20°C 。日温差在晴天和阴天分别为 40°C 和 20°C 左右。由于敦煌荒漠戈壁在夏季大部分时间为晴天,因此峰值温度高、昼夜温差大是夏季地表温度日变化的主要特征。

控制试验的模拟结果表明:原模式(CTL1)模拟的地表温度在夜间与观测值比较接近,但白天模拟值明显小于观测值,在个别时段甚至偏低 10°C 以上;优化参数后(CTL2)模拟曲线已经很接近观测曲线,这表明优化参数明显提高了模式的模拟能力。敏感性试验的结果表明:白天,三组敏感性试验的结果均优于 CTL1,但是不如 CTL2,其中 STV1 和 STV2 的结果与 CTL2 相差较大,这表明在白天,土壤温度对地表反照率和粗糙度长度这两个参数很敏感,STV1 计算的反照率偏大,STV2 中粗糙度长度设置偏大,分别使计算的反射辐射和感热通量出现误差,结果均减少土壤净得到的能量,从而使模拟的地表温度偏低;STV3 与 CTL2 的偏差比较小,表明在夏季土壤热力性质对地表温度影响不大,这是由于在夏季地表得到了大量的太阳辐射能量,由土壤热力性质的改变引起的土壤热通量的变化相对于进入土壤的热量来说是一个小量,因此在夏季,土壤热力性质不会显著影响地表温度。

图 1b 为模式在典型冬季对地表温度的模拟情况。冬季地表温度的昼夜温差也比较大,一般能达到 $25\sim 30^{\circ}\text{C}$,白天峰值温度在 10°C 左右,夜间最低温度基本低于 -15°C 。原模式(CTL1)对冬季地表温度的模拟白天偏低,夜间偏高。参数优化以后(CTL2),模式的模拟结果明显改善,模拟的最高和最低温度在大小和出现时间上与观测值比较接近,能更准确地模拟出冬季地表温度的逐日变化。敏感性试验的模拟结果与夏季表现出了较大的不同,主要是 STV3 与 CTL2 偏差显著变大,这说明地表温度在冬季对土壤热力性质非常敏感。由于冬季土壤内部整体热量传输量级较小,不同深度土壤热通量的变动相对于整体能量传输来说就不再是小量,因此能在比较大的程度上影响地表温度。原模式计算的土壤热容量偏大,使得地表温度变化趋于平稳,从而使日夜温差减小;而原模式热传导率偏

大,白天,进入土壤的热量过多地传向深层,使地表温度模拟偏低;夜间是个相反的过程,热传导率偏大使深层土壤传到地表的热量又大于实际,进而造成地表温度模拟偏高。优化土壤热力性质参数以后,就可以比较真实地反映土壤热容量和不同深度土壤之间的热通量传输,从而提高了对地表温度的模拟能力。

需要指出的是,本文各数值试验的模拟时间均为 2000 年 5 月至 2004 年 7 月,上文仅选取典型夏季和典型冬季两个时段进行分析。事实上,优化参数的模式在全年各个季节对地表温度逐日变化的模拟均比原模式有了不同程度的改善(图略);敏感性试验的结果显示,地表温度在春季对各参数的敏感性类似于夏季,而秋季则与冬季类似(图略),但各参数在春季和秋季对地表温度的影响不如夏季和冬季明显。

4.1.2 日平均地表温度的模拟及其季节变化

图 2a 为各试验模拟的日平均地表温度,数值为 2000 年 5 月至 2004 年 7 月 4 年同日平均的结果,并作前后 15 天的滑动平均处理(观测资料缺失时段的数值不参加平均,下文同)。可以看出,地表温度日平均值有着非常明显的季节变化特征:3~5 月为春季过渡季节,温度迅速回升,3 月初日平均温度在 $0\sim 5^{\circ}\text{C}$ 之间,到了 5 月末,已经接近 30°C ;夏季(6~8 月)维持在 $30\sim 35^{\circ}\text{C}$,基本没有太大的波动;9~11 月为秋季过渡季节,地表温度迅速回落,到冬季日平均地表温度基本低于 0°C 。敦煌戈壁日平均温度的季节变化明显,季节性转换比较剧烈,日平均温度年温差接近 50°C 。

图 2b 为各试验的模拟误差。原模式(CTL1)模拟的误差较大,而且误差随季节出现了比较大的波动:从 2 月到 10 月,模拟的地表温度小于观测值,其中 5 月至 8 月这 4 个月的误差绝对值最大,模拟值基本都偏低 $2\sim 3^{\circ}\text{C}$;从 11 月至次年 1 月,模拟的地表温度高于观测值 1°C 左右,在 12 月某时段的误差超过 2°C 。优化参数后,CTL2 的模拟结果比 CTL1 有了很大的改善,尤其是降低了原模式在夏季和冬季的模拟误差。全年大部分时间里,误差都控制在 $\pm 1^{\circ}\text{C}$ 之内,表 2 进一步给出了各试验模拟结果的误差分析。可以看出,CTL2 在四个季节和全年的均方根误差和平均偏差均比优化参数前减小很多,全年的均方根误差和平均偏差分别由

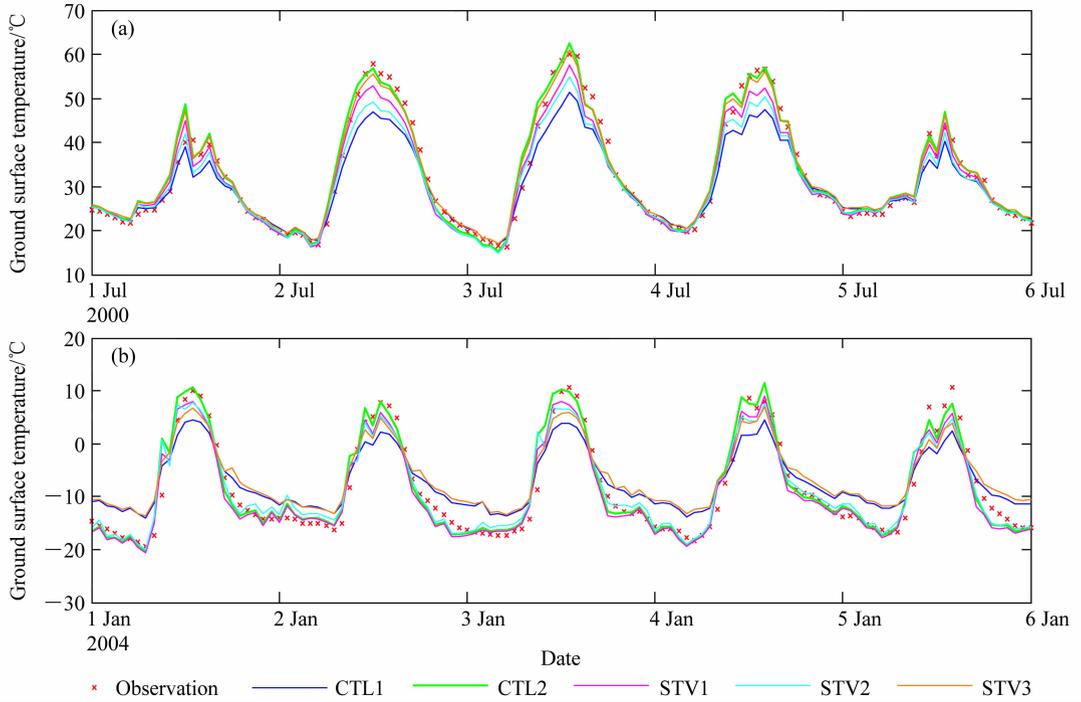


图1 控制试验和敏感性试验模拟的 (a) 典型夏季和 (b) 典型冬季的地表温度逐日变化及与观测值的比较
 Fig. 1 The comparisons between the ground surface temperatures observed and simulated in the two control tests and the sensitive tests over (a) 1-6 Jul 2000 and (b) 1-6 Jan 2004

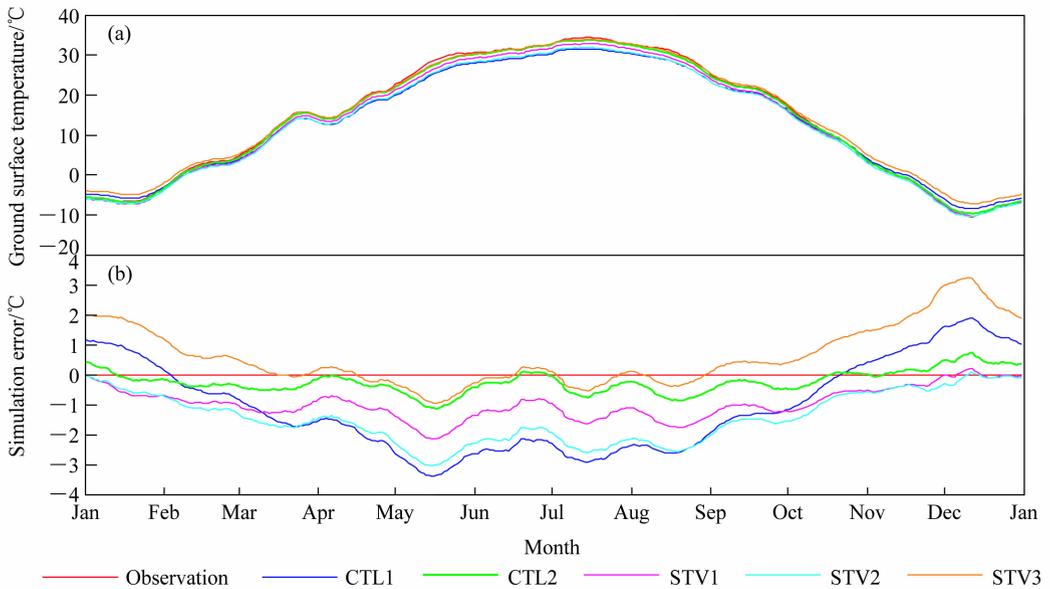


图2 控制试验和敏感性试验模拟的 (a) 日平均地表温度及与观测值的比较以及 (b) 模拟误差
 Fig. 2 (a) The comparisons between daily mean ground surface temperatures observed and simulated in the two control tests and the three sensitive tests; (b) the simulation errors

1.88°C和1.63°C减小到0.57°C和0.46°C, 模拟结果有了显著提高。总体来看, 优化参数的模式比原模式更好地反映了敦煌干旱区地表温度的季节变化

特征。

敏感性试验中, STV1和STV2的模拟曲线在全年基本都低于CTL2(图2b), 这表明原模式中

表 2 控制试验和敏感性试验模拟的地表温度的均方根误差与平均偏差

Table 2 The root mean square errors and mean bias for the ground surface temperatures from the two control tests and the three sensitive tests

	均方根误差/°C					平均偏差/°C				
	CTL1	CTL2	STV1	STV2	STV3	CTL1	CTL2	STV1	STV2	STV3
春季	2.27	0.70	2.33	1.86	0.83	2.11	0.59	2.23	1.75	0.67
夏季	2.54	0.60	2.35	1.96	0.76	2.50	0.50	2.30	1.91	0.69
秋季	1.06	0.42	1.58	1.04	1.06	0.92	0.34	1.49	0.90	0.82
冬季	1.15	0.51	1.13	0.66	1.80	0.98	0.41	1.02	0.54	1.53
全年	1.88	0.57	1.92	1.49	1.19	1.63	0.46	1.76	1.28	0.93

反照率和粗糙度长度的参数化方案都会使模拟的土壤温度偏低, 出现不同程度的负误差。STV3 模拟曲线在夏半年和 CTL2 比较接近, 但在整个冬半年和 CTL2 偏离较大, 这说明土壤热力性质主要在冬半年对地表温度有较大的影响, 由于原模式计算的土壤热容量和热传导率均偏大, 一方面, 土壤热容量偏大减小了地表温度的年温差; 另一方面, 热传导率的偏大会增加不同深度土壤之间传导的热量, 注意到在冬季, 热量总体上是由深层传向地表, 这样, 表层得到了过多的热量, 从而造成地表温度模拟偏高, 从而引起正误差。改进了土壤热力性质以后, 就可以显著提高模式在冬季对地表温度的模拟能力。表 2 中敏感性试验模拟结果的均方根误差和平均偏差在不同季节有比较大的波动, 这也说明了各参数对地表温度的影响随季节的不同而不同。地表温度在全年对反照率都比较敏感, 尤其是春季和夏季; 粗糙度长度和土壤热力性质分别在春夏和秋冬对土壤温度有较大的影响。

4.1.3 多因子影响下的模式模拟误差检验

当一个物理量同时受到几个因子共同影响, 并且各因子对该物理量的模拟误差贡献并不一样时, 分析最后结果的模拟误差就要综合考虑各因子引起的误差。如果所有因子引起的误差均为正误差或者均为负误差, 那么最后总的误差将大于每个因子单独引起的误差; 如果因子之间引起的误差有正有负, 这些误差就有可能出现此消彼长相互抵消的现象, 掩盖了它们各自的不足, 从而造成模拟结果的“虚假正确”。

在本次数值试验中, 地表反照率、粗糙度长度和土壤热力性质相当于影响地表温度的三个因子。如图 2b, STV1 和 STV2 的模拟值在全年均低于 CTL2, 说明原模式中的地表反照率和粗糙度长度

在全年都会对地表温度产生负误差; 土壤热力性质在夏季会引起比较小的负误差, 在冬半年会引起比较大的正误差。因此在冬半年, 不同因子引起的正误差和负误差同时存在, 这时就要格外注意因子之间引起的误差相互抵消的现象。

如图 2b, 冬半年, STV3 的模拟误差大于 CTL1。表 2 中, STV3 在冬季的均方根误差和平均偏差分别为 1.80°C 和 1.53°C, 高于 CTL1 中的 1.15°C 和 0.98°C。从表面来看, 在冬季优化了地表反照率和粗糙度长度参数之后, 模拟的结果似乎反而不如原模式。其实不然, 注意到原模式 (CTL1) 中的反照率和粗糙度长度比实际偏大, 这样土壤得到的能量偏少, 使地表温度低于实际而产生负误差; 而原模式土壤热力性质的设置会使模拟的地表温度出现正误差, 这样, 负误差就会抵消一部分正误差, 从而使总误差有所减小。STV3 中, 由于优化了反照率和粗糙度长度参数, 就大大减小了对地表温度引起的负误差, 这样就不会对正误差进行抵消, 因此, STV3 的误差大于 CTL1, 从而造成优化了部分参数之后模式模拟结果反而变坏的假象, 其实这是旧的参数引起的误差相互抵消。同样的道理可以解释在 2 月、3 月和 10 月, STV1 和 STV2 的误差大于 CTL1 的问题 (图 2b)。这种因子之间引起的误差相互抵消的现象正是采用“两新一旧”的参数组合方式的原因, 这样能避免两个旧的参数对最后的模拟误差相互抵消, 从而可以更清楚地检验优化的参数对模拟结果的影响。

4.1.4 深层土壤温度的季节变化

由于土壤的热容量远大于大气, 在和大气进行能量交换的过程中, 土壤在夏季为热汇, 热量从大气进入土壤并向深层传播; 冬季, 土壤为热源, 热量会从深层土壤向地表和大气传播 (Hanks and

Ashcroft, 1980)。因此,分析深层土壤温度对了解年际尺度的陆气之间的能量平衡十分重要。由于 100 cm 以下的土壤温度日变化已经很小,因此,对深层(本文取 100 cm 和 180 cm)的土壤温度,直接给出全年的模拟结果以分析其季节变化。

图 3a、b 分别为 100 cm、180 cm 模拟和观测的土壤温度(图中间断部分为观测资料缺测时段)。可以看出,深层土壤也有比较明显的季节变化,均随着季节的转换有着近似正弦曲线的变化规律。随着深度的增加,年温差逐渐减小,100 cm 处的土壤温度年温差只有 20℃ 左右。各试验模拟结果之间的差别没有在表层明显,两组控制试验的结果基本都能模拟出深层土壤温度的季节变化特征,但 CTL2 比 CTL1 更接近于观测值,说明优化参数之后模式对深层土壤温度的模拟能力也有一定程度的提高。

敏感性试验中,STV1 和 STV2 在大部分时间内都是小于 CTL2,这与上文分析反照率和粗糙度长度对地表温度的影响是一样的,原模式的这两个参数使得反射辐射和感热通量偏大,从而进入土壤的热量减少,造成土壤温度模拟偏低。STV3 结果夏半年大于 CTL2,这是由于原模式的浅层土壤热传导率偏大,导致过多的热量传输到深层土壤致使深层土壤温度模拟偏高;冬季和夏季相反,土壤热传导率的偏大使从深层土壤上传的热量偏大,从而深层土壤的温度模拟偏低。不过,从各敏感性试验与控制试验模拟结果的差别来看,深层土壤温度对这些参数的敏感程度不如表层土壤明显。

为更清楚地检验模式对土壤温度的模拟情况,分析不同深度土壤温度的季节性变化特征趋势,给出土壤日平均温度的时间-深度剖面图(图 4),图 4 a、b、c 分别是观测、CTL2 的模拟值以及 CTL2 的模拟误差(图中空白部分为观测资料缺测时段)。如图 4 所示,不同深度的土壤日平均温度有类似的季节性变化特征,但随着深度的增加,土壤温度的季节性的变动幅度逐渐减小(图 4a)。优化参数的模式对各个深度土壤温度都有很好的模拟,模拟的夏季的“暖舌”和冬季的“冷舌”与观测值形态上十分接近,量级上基本一致。模式能反映出深层土壤的温度变化滞后于浅层土壤的现象(Hanks and Ashcroft, 1980),具体表现为随着深度的增加,“暖舌”和“冷舌”都会向右倾斜,这种现象在模拟

图中也有比较好的体现(图 4b)。模拟的误差基本在 $\pm 1^\circ\text{C}$ 之内,只有小部分区域的模拟偏差大于 2°C ,整体的模拟结果在 4 年之内并没有出现大的波动,具有比较高的模拟精度(图 4c)。

4.2 净辐射

净辐射的组成可以表示为:

$$R_{\text{ng}} = S_{\text{ng}} + L_{\text{ng}},$$

其中, R_{ng} , S_{ng} , L_{ng} 分别为净辐射、净短波辐射和净长波辐射(单位: W/m^2)。为检验优化参数对模拟结果的影响,有必要对净短波辐射和净长波辐射分别进行分析。

净短波辐射可以表示为: $S_{\text{ng}} = S_{\downarrow} - S_{\uparrow}$, 其中 S_{\downarrow} , S_{\uparrow} 分别为向下的太阳短波辐射和向上的反射辐射(单位: W/m^2), 反射辐射 $S_{\uparrow} = \alpha S_{\downarrow}$, α 为地表反照率。由于太阳短波辐射 S_{\downarrow} 为模式运行的外强迫场,因此,影响净短波辐射的计算精度只有地表反照率这一个参数,这里用两组控制试验的结果进行分析。图 5a、b 比较了 CTL1 和 CTL2 模拟与观测的日平均净短波辐射的散点分布图。原模式(CTL1)对净短波辐射的模拟偏小(图 5a),趋势直线和 1:1 等值线也偏离较大。这主要是由于原模式对于干旱区地表反照率模拟偏大所导致。采用了优化参数的反照率之后(CTL2),模式的模拟性能有了很大的改善(图 5b),散点集中分布在等值线两侧。表 3 进一步给出了模拟结果的误差分析,可以看出,优化参数后,模式的模拟性能在各个季节都有所提高,夏季最为明显,均方根误差、平均偏差分别由优化参数前的 $36.85 \text{ W}/\text{m}^2$ 和 $22.06 \text{ W}/\text{m}^2$ 减小到 $14.56 \text{ W}/\text{m}^2$ 和 $7.60 \text{ W}/\text{m}^2$,模拟性能提高非常显著。

净长波辐射可表示为 $L_{\text{ng}} = L_{\downarrow} - L_{\uparrow}$, 其中

表 3 两组控制试验模拟的净短波辐射的均方根误差与平均偏差(单位: W/m^2)

Table 3 The root mean square errors and mean bias for net short wave radiation from the two control tests (units: W/m^2)

	均方根误差		平均偏差	
	CTL1	CTL2	CTL1	CTL2
春季	28.24	13.27	16.21	5.72
夏季	36.85	14.56	22.06	7.60
秋季	24.44	8.70	13.63	4.29
冬季	19.47	11.47	10.12	4.03
全年	28.71	12.34	15.99	5.56

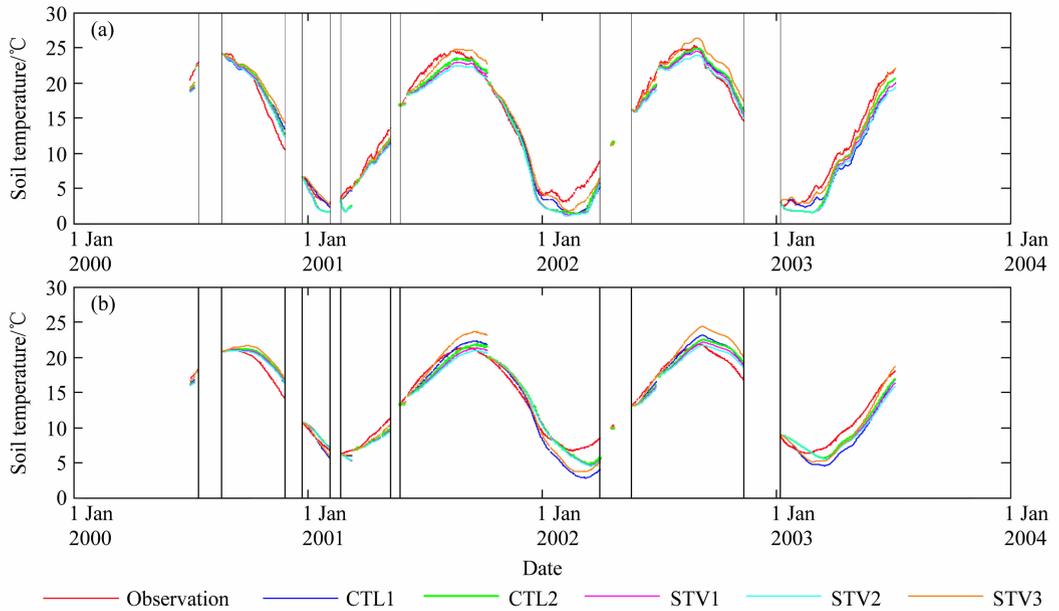


图 3 控制试验和敏感性试验模拟的深层土壤温度的季节变化及与观测值的比较: (a) 100 cm; (b) 180 cm

Fig. 3 The comparisons between seasonal variations of soil temperatures observed and simulated in the two control tests and the three sensitive tests; (a) 100-cm depth; (b) 180-cm depth

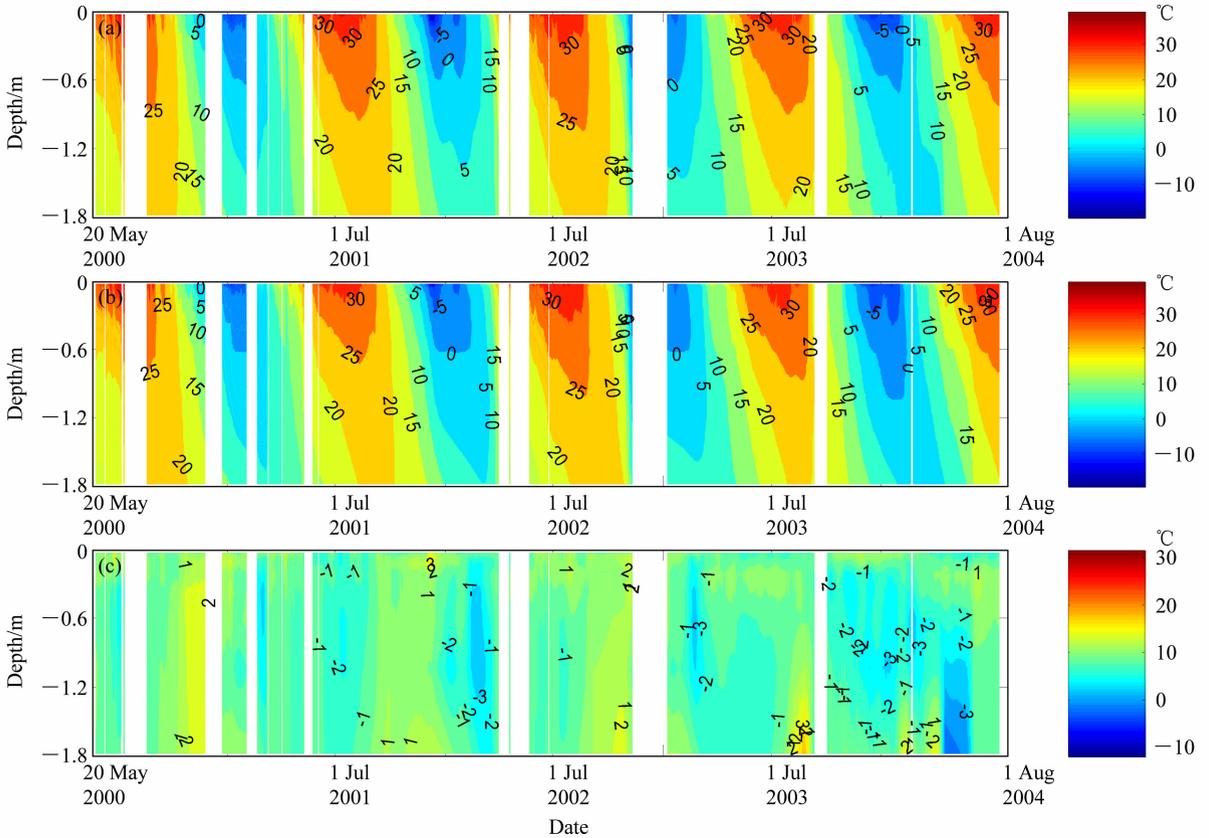


图 4 日平均土壤温度的垂直分布: (a) 观测; (b) CTL2 的模拟值; (c) CTL2 模拟误差

Fig. 4 Vertical distributions of daily averaged soil temperatures (a) observed and (b) simulated in test CTL2; (c) the simulation error of CTL2

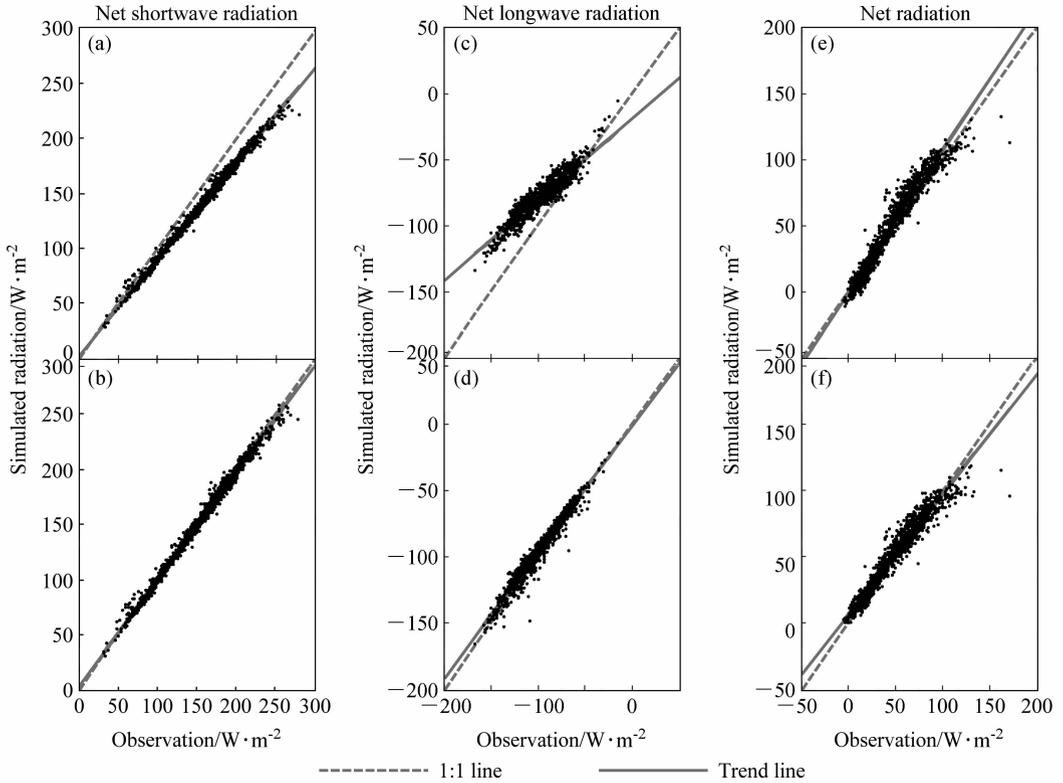


图5 两组控制试验 CTL1 (a, c, e) 和 CTL2 (b, d, f) 模拟的辐射通量的散点分布: (a, b) 净短波辐射; (c, d) 净长波辐射; (e, f) 净辐射
Fig. 5 The scatter diagrams between radiation fluxes observed and simulated in control tests CTL1 (a, c, e) and CTL2 (b, d, f); (a, b) Net short-wave radiation; (c, d) net long-wave radiation; (e, f) net radiation

L_{\downarrow} , L_{\uparrow} 分别为向下的大气长波辐射 (大气逆辐射) (单位: W/m^2) 和向上的地面长波辐射 (单位: W/m^2)。 $L_{\uparrow} = \varepsilon_g \sigma (T_{gs})^4$, ε_g , σ 分别为地表放射率 (0.96, 无量纲常数) 和 Stefan-Boltzmann 常数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$), T_{gs} 为地表温度 (单位: K)。由于 L_{\downarrow} 为模式运行的外强迫场, 而 L_{\uparrow} 又唯一决定于 T_{gs} , 因此净长波辐射对各参数的敏感性同地表温度一致, 为避免重复, 本节直接给出控制试验对净长波辐射的模拟结果。如图 5c 所示, 优化参数前 (CTL1), 趋势直线与 1:1 等值线有较大的倾角, 散点基本上位于等值线的上方, 模拟值明显偏大, 这主要是地表温度模拟偏低所导致。模式优化参数后 (CTL2), 趋势直线与 1:1 等值线几乎重合, 模拟结果有了很大的改善 (图 5d)。表 4 为模拟结果的误差分析: 优化参数后的模拟误差在各个季节均比原模拟明显减小, 同净短波辐射类似, 改进的效果在夏季最为明显。图 5c、d 和表 4 的结果说明, 优化参数的模式对净长波辐射的模拟比原模式有了显著的提高。

表 4 同表 3, 但为净长波辐射 (单位: W/m^2)

Table 4 Same as Table 3, but for net long-wave radiation (units: W/m^2)

	均方根误差		平均偏差	
	CTL1	CTL2	CTL1	CTL2
春季	36.09	20.27	23.16	16.10
夏季	43.69	25.15	29.88	19.64
秋季	26.85	19.01	17.00	15.78
冬季	18.13	16.11	13.07	12.38
全年	33.57	20.78	21.44	16.27

分析了净短波辐射和净长波辐射之后, 可以分析参数优化前后模式对净辐射的模拟情况。如图 5e、f 所示, 表面来看, 两组控制试验中趋势直线与 1:1 等值线的倾角都比较小, 模拟结果似乎差别不大, 但由上文分析, 原模式模拟的净短波辐射偏小, 使计算的净辐射出现负偏差; 对净长波辐射模拟偏大, 从而使净辐射出现正偏差; 正负偏差相互抵消, 所以原模式模拟的净辐射和观测比较接近 (图 5e), 但这并不代表原模式能准确描述净辐射的

内部物理过程。由于优化参数的模式能较准确地反映地表反照率和地表温度, 因此能更准确地描述向上的反射辐射和地面长波辐射, 模拟的净辐射比原模式在物理构成上更具有可信度。

4.3 感热通量

感热通量是干旱区地气能量交换的主要部分, 有很多研究指出在沙漠、戈壁等干旱地区, 由于植被稀少, 地表干燥, 蒸发量十分微小, 地表热量平衡中感热占绝对优势, 感热通量比潜热通量大至少一个量级, 因此潜热通量相对于感热通量来说可以忽略不计 (Albertson et al., 1995; Li et al., 2001; 布和朝鲁等, 2002; Veenendaal et al., 2004)。针对于敦煌戈壁, 张强等 (2005) 研究指出, 在夏季晴天, 感热通量、潜热通量分别占到净辐射的 83.6% 和 1.64%, 感热通量比潜热通量大将近两个量级。因此, 正确模拟感热通量在干旱区的日变化及季节变化特征就显得至关重要。

4.3.1 加强观测期感热通量的模拟

敦煌野外陆面试验常规观测中没有感热通量的项目, 只是在加强观测期间 (2000 年 5 月 26 日至 6 月 17 日) 为为期 20 天左右的感热通量的观测。为简化分析过程并不失一般性, 本文选取同时包含晴天和多云 (或阴天) 的时段进行分析。图 6a 为 2000 年 5 月 29 日至 6 月 3 日各数值试验模拟的感热通量及与观测值的对比, 可以看出, 在敦煌戈壁干旱区, 感热通量具有非常明显的日变化特征, 夜间基本是负值, 表示感热通量由大气向地面传播; 白天的感热通量都非常大, 晴天 (2000 年 5 月 29、30 日, 6 月 2 日) 的峰值都在 400 W/m^2 左右, 多云或阴天时 (2000 年 5 月 31 日、6 月 1 日), 峰值也能达到 $200 \sim 300 \text{ W/m}^2$ 。由于敦煌戈壁全年大部分为晴天, 因此, 夏季平均感热通量很大 (张强等, 2005), 这在其它地区是很罕见的 (布和朝鲁等, 2002)。

鉴于感热通量计算的复杂性, 在分析模式的模拟性能之前, 有必要了解 CoLM 计算感热通量的物理机制。感热通量计算公式为

$$H_g = \rho c_p \frac{T_{gs} - T_{atm}}{r_{ah}} = \rho c_p \frac{\Delta T}{r_{ah}},$$

其中, H_g 为感热通量 (单位: W/m^2), 方向由地面指向大气, ρ 为空气密度 (单位: kg/m^3), c_p 为干空气定压比热 ($1.00464 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), T_{atm} , T_{gs} 分

别为参考高度 (8 m) 大气温度 (单位: K) 和地表温度 (单位: K), $\Delta T = T_{gs} - T_{atm}$, r_{ah} 为感热通量空气动力学阻抗系数 (单位: s/m), r_{ah} 是根据 Monin-Obukhov 相似理论求出, 其数值与大气温度、风速、湿度、粗糙度长度等多个因素有关 (Dai et al., 2001; Oleson et al., 2004)。本文优化的三个参数中, 反照率和土壤热力性质主要是通过影响地表温度进而影响 ΔT , 而粗糙度长度则同时影响 r_{ah} 和 ΔT 两方面。

由公式可知, H_g 与 ΔT 成正比, 与 r_{ah} 成反比。对上式进行变形:

$$H_g = \rho c_p \frac{T_{gs} - T_{atm}}{r_{ah}} = R_h \Delta T,$$

其中, $R_h = \rho c_p / r_{ah}$ (单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$), 这样就把感热通量转化为 R_h 和 ΔT 两部分的乘积。为检验模式对感热通量的模拟性能, 首先分析模式对 R_h 和 ΔT 的模拟情况。

图 6b 为各试验模拟的 ΔT 。前文已经指出, 优化参数的模式能显著提高对地表温度的模拟能力, 而 T_{atm} 为模式运行的外强迫变量, 因此, CTL2 对 ΔT 的模拟结果比优化参数前 (CTL1) 有了很大提高, CTL1 模拟的 ΔT 在午后比观测值小 10°C 左右, 只是观测值的一半多一点, CTL2 模拟结果更接近观测值。

图 6c 为各试验对 R_h 的模拟情况, 可以看出 CTL2、STV1、STV3 的结果几乎重合, 而 CTL1 和 STV2 的结果几乎重合。这主要是由于各数值试验采用了不同的粗糙度长度 (记为 z_{0m})。前三个数值试验采用优化的 z_{0m} (0.002 m), 而后两个数值试验使用原模式 z_{0m} (0.01 m)。这说明 R_h 对 z_{0m} 非常敏感, 而反照率和土壤热力性质基本不对 R_h 产生影响。根据阻抗系数 r_{ah} 与 z_{0m} 的关系可知, 优化参数后, z_{0m} 由 0.01 m 减小到 0.002 m , 使阻抗系数 r_{ah} 变大, 进而 R_h 减小 (Oleson et al., 2004)。如图 6c, CTL2 计算出的 R_h 比 CTL1 的结果几乎减小一半, R_h 的数值在 z_{0m} 优化前后差别很大。

分析了 ΔT 和 R_h 之后, 再来看感热通量。由于 CTL2 中 R_h 的计算结果比 CTL1 普遍小一半左右 (图 6c), CTL2 的 ΔT 大约是 CTL1 的 2 倍 (图 6b), 而 $H_g = R_h \Delta T$, 这样, 两组控制试验计算出的感热通量的数值差别不大 (图 6a), 但其内在的计

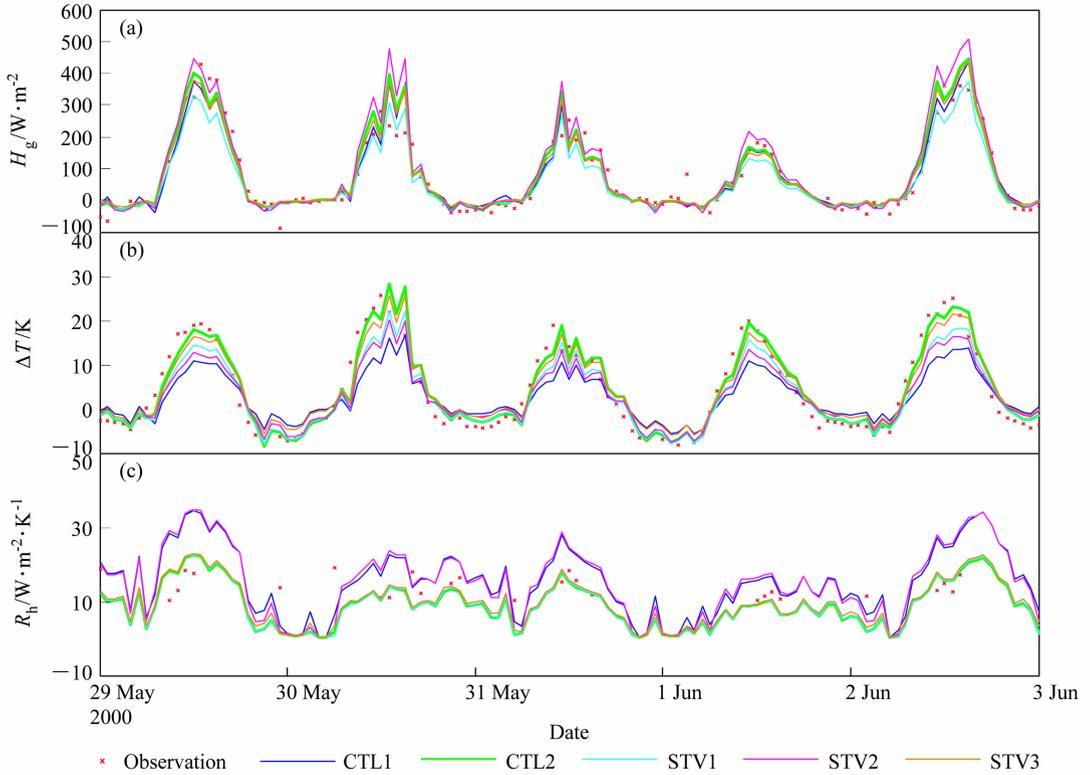


图 6 控制试验和敏感性试验模拟的与感热通量有关的各物理量及与观测值的对比: (a) 感热通量 H_g ; (b) ΔT ; (c) R_h

Fig. 6 The comparisons between physical quantities observed and simulated in the two control tests and the three sensitive tests: (a) Sensible heat flux H_g ; (b) ΔT ; (c) R_h

算过程却有很大的差别, CTL1 的模拟结果与观测值比较接近只是数值计算上的一个巧合, 并没有真实地反映其内部的物理过程; 优化参数的模式能比较准确模拟地气之间的温差与阻抗系数, 因此模拟结果也比原模式更有可信度。

敏感性试验中, 反照率和土壤热力性质只是影响了地表温度, 即通过对 ΔT 的影响间接影响感热通量, STV1 和 STV3 模拟的 ΔT 偏小, 均对感热通量引起负误差。而粗糙度长度对感热通量的影响更加复杂, 一方面, 原模式的 z_{0m} 使 ΔT 偏小 (图 6b), 进而使感热通量有减小的趋势; 另一方面, 原模式的 z_{0m} 使 R_h 偏大 (图 6c), 又会使感热通量有增大的趋势。所以, 考察粗糙度长度对感热通量的影响, 必须综合考虑两方面的结果。图 6a 中 STV2 模拟的感热通量普遍大于 CTL2, 说明原模式的 z_{0m} 使 R_h 计算偏大占据主导地位, 引起感热通量计算的正误差。综上所述, 感热通量对粗糙度长度很敏感, 正确设置粗糙度长度在计算感热通量过程中显得至关重要。

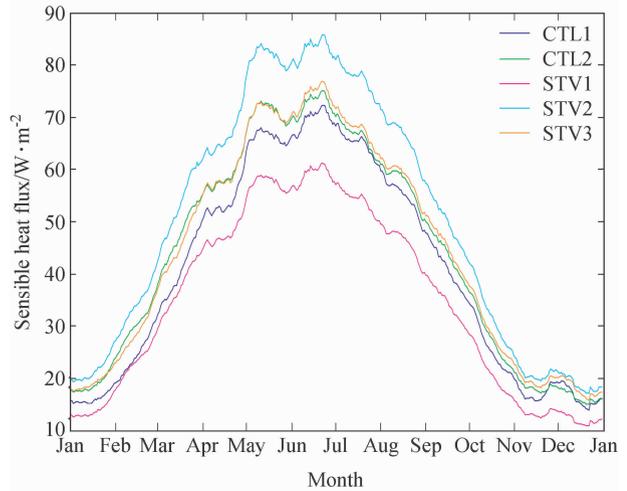


图 7 同图 2a, 但为感热通量

Fig. 7 Same as Fig. 2a, but for sensible heat flux

4.3.2 感热通量的季节变化特征及对参数的敏感性分析

由于干旱、半干旱区的大气状况在很大程度上取决于感热通量, 因此, 分析感热通量的季节变化

对了解干旱区陆气相互作用有着至关重要的作用。在敦煌野外观测试验中, 感热通量不是常规观测项目, 因此分析其季节变化规律只能通过模式输出的结果。

图7为各试验模拟的日平均感热通量, 数值采用2000年5月至2004年7月的同日平均, 并作前后15天的滑动平均。可以看出, 各试验模拟的感热通量虽有着相同的变化趋势, 但在数值上差别较大。由上文可知, 优化参数之后的模式在加强观测期对感热通量、 ΔT 和 R_h 都有较好的模拟, 因此, 这里对CTL2的模拟结果进行分析。如图7所示, 从2月到4月, 感热通量大幅度上升, 2月初日平均感热通量仅为 $20\sim 30\text{ W/m}^2$, 到4月末已经接近 70 W/m^2 ; 5~7月达到全年的顶峰, 日平均值比较平稳, 变化幅度较小, 基本维持在 $65\sim 80\text{ W/m}^2$ 左右; 8~10月为过渡期, 感热通量迅速下降, 11月~次年1月其量级较小, 变动也不大, 基本维持在 $15\sim 25\text{ W/m}^2$ 之间。感热通量随季节的转换而有规律的变化, 全年都有向上的感热通量输送。

控制试验CTL1的模拟结果在全年均小于CTL2, 差别在大部分时间都小于 5 W/m^2 , 这里就存在 ΔT 和 R_h 引起的误差相互抵消的问题。敏感性试验中, 感热通量对反照率和粗糙度长度比较敏感, STV1、STV2分别引起感热通量计算的负误差与正误差, STV3的模拟曲线与CTL2差别较小, 这是由于土壤热力性质主要在冬季对地表温度有比较显著的影响, 而冬季的感热通量以及整体的能量平衡量级比较小, 所以土壤热力性质对感热通量的影响不如反照率和粗糙度长度明显。

4.4 地表能量季节平衡

地表能量平衡方程为:

$$G = R_{ng} - H_g - L_g,$$

其中, G 为地表热通量(单位: W/m^2), R_{ng} 为净辐射(单位: W/m^2), H_g , L_g 分别为地气之间的感热通量和潜热通量(单位: W/m^2)。由于潜热通量很小, $L_g \approx 0$, 故地表热量平衡中, 主要是净辐射、感热通量和地表热通量起作用, 即 $G \approx R_{ng} - H_g$ 。前文已经分别讨论了各参数对净辐射和感热通量的敏感性, 因此分析地表热通量的季节变化时, 只给出控制试验的结果。对于地表热通量的计算采用两种方案:

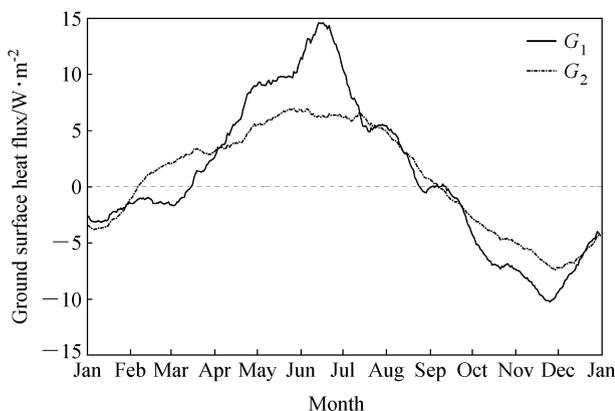


图8 地表热通量的季节变化

Fig. 8 The seasonal variations of the ground surface heat fluxes

$$\begin{cases} G_1 = R_{ng,o} - H_{g,C2}, \\ G_2 = R_{ng,C2} - H_{g,C2}, \end{cases}$$

其中, G_1 是用观测的净辐射计算的结果, G_2 是CTL2模拟的结果。对于净辐射分别采用观测值 $R_{ng,o}$ 和CTL2模拟值 $R_{ng,C2}$, 由于感热通量没有观测值, 这里采用CTL2模拟值 $H_{g,C2}$ 。首先分析 G_1 , 如图8所示, 地表热通量随季节转换作周期性的变动。夏季, 大量的净辐射能量入射到地表, 除了以感热通量的形式返回输送到大气之外, 还有盈余的能量以地表热通量的形式进入土壤并储存起来, 土壤在夏季为热汇; 冬季, 由于净辐射比夏季的减少很多, 不足以提供足够的能量平衡由地表到大气, 这样, 就有向上的地表热通量输送以满足地表能量平衡, 因此, 冬季土壤为热源。夏季储存的能量在冬季又释放回大气, 这样就解释了干旱区年际尺度地表能量平衡的特征。

之后看 G_2 , 模拟曲线也基本反映了地表热通量的季节变化特征, 只是在大小和出现的时间上与 G_1 稍有差别, 这是净辐射和感热通量的模拟误差造成的。总体来看, 模式基本上能够模拟出干旱区年平均状态下的地表能量平衡。

5 结论

根据干旱区陆面过程的特点, 对陆面过程模式Common Land Model (CoLM)中反照率、粗糙度长度和土壤热力性质等三个方面的参数进行了优化, 并按照不同的参数组合形式设计了控制试验和敏感性试验对敦煌典型干旱区2000年5月~2004年7月的陆面过程进行了离线(off-line)数值试验。

主要结论如下:

(1) 参数优化后可以显著地提高模式对土壤温度的模拟能力,这在表层体现得更为明显。地表温度在全年对反照率都比较敏感,春季和夏季更为显著;粗糙度长度和土壤热力性质分别在春夏和秋冬对地表温度有较大影响。

(2) 参数优化后模式对净短波辐射和净长波辐射的模拟性能比原模式有了很大的改善。夏季,净辐射的能量大部分以感热通量的形式返回大气,其余的能量以地表热通量的形式传入土壤并贮存,夏季土壤为热汇;冬季,能量又由土壤传向大气,此时土壤为热源。

(3) 针对感热通量的模拟分析表明,优化参数的模式能比较好地反映感热通量的日变化特征;感热通量的季节变化非常明显,全年都有由地表向上的感热通量输送,夏季尤为显著;感热通量对反照率和粗糙度长度比较敏感,而土壤热力性质对感热通量的影响比较小。

(4) 原模式在计算地表温度、净辐射以及感热通量时存在不同类别的误差相互抵消的问题,使得原模式的模拟结果有时会呈现“虚假正确”的现象:对于地表温度而言,在冬季,反照率和粗糙度长度引起的负误差与土壤热力性质引起的正误差相互抵消;对于净辐射而言,则是净短波辐射引起的负误差抵消了净长波辐射的正误差;针对于感热通量,计算过程中地表与大气之间的温差引起的负误差与阻抗系数引起的正误差相互抵消;这些都会掩盖模式的模拟误差。优化参数的模式可以更加真实的反映干旱区陆气相互作用的物理特征。

参考文献 (References)

Albertson J D, Parlange M B, Katul G G, et al. 1995. Sensible heat-flux from arid regions: A simple flux-variance method [J]. *Water Resour. Res.*, 31 (4): 969–973.

Bonan G B. 1996. A land surface model (LSM version1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and user's guide [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-417+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO.

布和朝鲁, 纪立人, 崔茂常. 2002. 夏季我国干旱、半干旱区陆面过程能量平衡及其局地大气环流 [J]. *气候与环境研究*, 7 (1): 61–73.

Bueh Cholaw, Ji Liren, Cui Maochang. 2002. Energy balance of land surface process in the arid and semi-arid regions of China and its relation to the regional atmospheric circulation in

summer [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 7 (1): 61–73.

Charney J G. 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 101 (428): 193–202.

Charney J G, Quirk W J, Chow S, et al. 1977. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions [J]. *J. Atmos. Sci.*, 34 (9): 1366–1385.

陈家宜, 王介民, 田光宇. 1993. 一种确定地表粗糙度的独立方法 [J]. *大气科学*, 17 (1): 21–26.

Chen Jiayi, Wang Jiemin, Tian Guangning. 1993. An independent method to determine the surface roughness length [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 17 (1): 21–26.

Chen J Y. 1995. Atmospheric boundary layer wind field in the HEIFE area [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73 (6): 1245–1261.

Choudhury B J, Reginato R J, Idso S B. 1986. An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent-heat flux [J]. *Agric. For. Meteor.*, 37 (1): 75–88.

Dai Y J, Zeng Q C. 1997. A land surface model (IAP94) for climate studies Part I: Formulation and validation in off-line experiments [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 14 (4): 433–460.

Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E. 2001. Common Land Model: Technical documentation and user's guide [R/OL]. <http://climate.eas.gatech.edu/dai/clmdoc.pdf>.

Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E, et al. 2003. The Common Land Model [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84 (8): 1013–1023.

Dai Y J, Ji D Y. 2007. The Common Land Model User & Developer's Guide [R/OL]. <http://globalchange.bnu.edu.cn/>

Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. 1993. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-387+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO.

Dickinson R E. 1995. Land-atmosphere interaction [J]. *Rev. Geophys.*, 33: 917–922.

González-Rouco F, von Storch H, Zorita E. 2003. Deep soil temperature as proxy for surface air-temperature in a coupled model simulation of the last thousand years [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (21), 2116, doi: 10.1029/2003GL018264.

Hales K, Neelin J D, Zeng N. 2004. Sensitivity of tropical land climate to leaf area index: Role of surface conductance versus albedo [J]. *J. Climate*, 17 (7): 1459–1473.

Hanks R J, Ashcroft G L. 1980. Applied Soil Physics: Soil Water and Temperature Applications [M]. Berlin: Springer-Verlag. 159 pp.

黑河试验核心小组. 1991. 黑河地区地气相互作用观测试验研究 (HEIFE) [J]. *地球科学进展*, 6 (4): 34–38.

The Core Working Group of the HEIFE. 1991. Atmosphere-land surface processes experiment at HEIFE River basin (HEIFE) [J]. *Advances in Earth Sciences (in Chinese)*, 6 (4): 34–38.

- Kluitenberg G J, Ham J M, Bristow K L. 1993. Error analysis of the heat pulse method for measuring soil volumetric heat capacity [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57 (6): 1444-1451.
- Knorr W, Schnitzler K G, Govaerts Y. 2001. The role of bright desert regions in shaping North African climate [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (18): 3489-3492.
- Konare A, Zakey A S, Solmon F, et al. 2008. A regional climate modeling study of the effect of desert dust on the West African monsoon [J]. *J. Geophys. Res.*, 113, D12206, doi: 10.1029/2007JD009322.
- Laurent B, Marticorena B, Bergametti G, et al. 2008. Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database [J]. *J. Geophys. Res.*, 113, D14218, doi: 10.1029/2007JD009484.
- Lawrence D M, Slater A G. 2008. Incorporating organic soil into a global climate model [J]. *Climate Dynamics*, 30 (2-3): 145-160.
- 李倩, 孙菽芬. 2007. 通用的土壤水热传输耦合模型的发展和改进研究 [J]. *中国科学 (D辑)*, 37 (11): 1522-1535. Li Qian, Sun Shufen. 2007. Development of the universal and simplified soil model coupling heat and water transport [J]. *Science in China (Series D) (in Chinese)*, 37 (11): 1522-1535.
- Li W P, Theo C C, Liu X, et al. 2001. Atmospheric diabatic heating and summertime circulation in Asia-Africa area [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18: 257-269.
- Liu H Z, Wang B M, Fu C B. 2008. Relationships between surface albedo, soil thermal parameters and soil moisture in the semi-arid area of Tongyu, northeastern China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (5): 757-764.
- Marticorena B, Chazette P, Bergametti G, et al. 2004. Mapping the aerodynamic roughness length of desert surfaces from the POLDER/ADEOS bi-directional reflectance product [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 25 (3): 603-626.
- Nicholson S. 2000. Land surface processes and Sahel climate [J]. *Rev. Geophys.*, 38 (1): 117-139.
- Noborio K, McInnes K J, Heilman J L. 1996. Measurements of soil water content, heat capacity, and thermal conductivity with a single TDR probe [J]. *Soil Science*, 161 (1): 22-28.
- Oleson K, Dai Y J, Bonan G B, et al. 2004. Technical description of the Community Land Model (CLM) [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-461+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO.
- Oleson K W, Bonan G B, Schaaf C, et al. 2003. Assessment of global climate model land surface albedo using MODIS data [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (8), 1443, doi: 10.1029/2002GL016749.
- Peters-Lidard C D, Blackburn E, Liang X, et al. 1998. The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures [J]. *J. Atmos. Sci.*, 55 (7): 1209-1224
- Reijmer C H, van Meijgaard E, van den Broeke M R. 2004. Numerical studies with a regional atmospheric climate model based on changes in the roughness length for momentum and heat over Antarctica [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 111 (2): 313-337.
- Ren L X, Lei W F, Lu W X, et al. 1995. The physical and chemical characteristics of desert aerosols in the HEIFE region [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73 (6): 1263-1268.
- Seneviratne S I, Stockli R. 2006. The role of land-atmosphere interactions for climate variability in Europe [C]. *Workshop on Climate Variability and Extremes in the Past 100 Years*, Switzerland.
- Smeets C J P P, van den Broeke M R. 2008. Temporal and spatial variations of the aerodynamic roughness length in the ablation zone of the Greenland ice sheet [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 128 (3): 315-338.
- Steiner A L, Pal J S, Giorgi F, et al. 2005. The coupling of the Common Land Model (CLM0) to a regional climate model (RegCM) [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 82 (3-4): 225-243.
- Sud Y C, Smith W E. 1985. Influence of local land-surface processes on the Indian monsoon: A numerical study [J]. *J. Appl. Meteor.*, 24 (10): 1015-1036.
- 孙菽芬, 金继明. 1997. 陆面过程模式研究中的几个问题 [J]. *应用气象学报*, 8 (A00): 50-57. Sun Shufen, Jin Jiming. 1997. Some problems on the study of land surface process model [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 8: 50-57.
- 孙菽芬, 牛国跃, 洪钟祥. 1998. 干旱及半干旱区土壤水热传输模式研究 [J]. *大气科学*, 22 (1): 1-10. Sun Shufen, Niu Guoyue, Hong Zhongxiang. 1998. A water and heat transport model in arid and semiarid regions [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 22 (1): 1-10.
- 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 Meteorology Press, 307pp.
- Sun S F, Zhang X, Wei G A. 2003. A simplified version of the coupled heat and moisture transport model [J]. *Glob. Planet. Change*, 37 (3-4): 265-276.
- Tamagawa I. 1996. Turbulent characteristics and bulk transfer coefficients over the desert in the HEIFE area [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 77 (1): 1-20.
- Veenendaal E M, Kolle O, Lloyd J. 2004. Seasonal variation in energy fluxes and carbon dioxide exchange for a broad-leaved semi-arid savanna (Mopane woodland) in Southern Africa [J]. *Global Change Biology*, 10 (3): 318-328.
- 王澄海, 董文杰, 韦志刚, 等. 2002. 典型干旱地区陆面特征的模拟及分析 [J]. *高原气象*, 21 (5): 466-472. Wang Chenghai, Dong Wenjie, Wei Zhigang, et al. 2002. The simulation and analysis of land-surface processes on the typical arid area [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 21 (5): 466-472.

- 王胜, 张强, 卫国安. 2004. 敦煌干旱区一次降水过程陆面特征模拟 [J]. 干旱气象, 22 (4): 46-50. Wang Sheng, Zhang Qiang, Wei Guoan. 2004. Simulation of land-surface characteristic under precipitation condition in Dunhuang arid region [J]. Arid Meteorology (in Chinese), 22 (4): 46-50.
- 王胜, 张强, 卫国安. 2006. 降水条件下的典型干旱区陆面特征模拟验证 [J]. 地球物理学报, 49 (2): 383-390. Wang Sheng, Zhang Qiang, Wei Guoan. 2006. Modeling land-surface characteristics under precipitation in a typical arid region of China [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 49 (2): 383-390.
- Wang J M, Gao Y X, Hu Y Q, et al. 1993. An overview of the HEIFE experiment in the Peoples Republic of China [C]. International Symposium on Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales, Yokohama, Japan, 397-403.
- 王万秋. 1991. 土壤温湿异常对短期气候影响的数值模拟试验 [J]. 大气科学, 15 (5): 115-123. Wang Wanqiu. 1991. Numerical experiments of the soil temperature and moisture anomalies' effects on the short term climate [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 15 (5): 115-123.
- Xue Y K, Juang H M H, Li W P, et al. 2004. Role of land surface processes in monsoon development: East Asia and West Africa [J]. J. Geophys. Res., 109, D03105, doi: 10.1029/2003JD003556.
- Yasunari T. 2007. Role of land-atmosphere interaction on Asian monsoon climate [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 85B: 55-75.
- Zeng X B, Shaikh M, Dai Y J, et al. 2002. Coupling of the common land model to the NCAR community climate model [J]. J. Climate, 15 (14): 1832-1854.
- 张晶, 丁一汇. 1998. 一个改进的陆面过程模式及其模拟试验研究第一部分: 陆面过程模式及其“独立 (off-line)”模拟试验和模式性能分析 [J]. 气象学报, 56 (1): 1-19. Zhang Jing, Ding Yihui. 1998. An improved land-surface processes model and its simulation experiment Part I: Land-Surface Processes Model (LPM-ZD) and its “off-line” tests and performance analyses [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 56 (1): 1-19.
- 张强, 王胜, 卫国安. 2003. 西北地区戈壁局地陆面物理参数的研究 [J]. 地球物理学报, 46 (5): 616-623. Zhang Qiang, Wang Sheng, Wei Guoan. 2003. A study on parameterization of local land-surface physical processes on the Gobi of northwest China [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 46 (5): 616-623.
- 张强, 黄荣辉, 王胜, 等. 2005. 西北干旱区陆-气相互作用试验 (NWC-ALIEX) 及其研究进展 [J]. 地球科学进展, 20 (4): 427-441. Zhang Qiang, Huang Ronghui, Wang Sheng, et al. 2005. NWC-ALIEX and its research advances [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 20 (4): 427-441.
- Zhang Q, Huang R H, Tian H. 2003. A parameterization scheme of surface turbulent momentum and sensible heat over the Gobi underlying surface [J]. Adv. Atmos. Sci., 20 (1): 111-118.
- Zhang Q, Huang R H. 2004. Parameters of land-surface processes for Gobi in north-west China [J]. Bound.-Layer Meteor., 110 (3): 471-478.
- Zhang Y, Chen W J, Smith S L, et al. 2005. Soil temperature in Canada during the twentieth century: Complex responses to atmospheric climate change [J]. J. Geophys. Res., 110, D03112, doi: 10.1029/2004JD004910.
- Zheng Y Q, Qian Y F, Yu G, et al. 2002. Simulations of the effects of soil temperature and humidity disturbances on regional climate of China [J]. Meteor. Atmos. Phys., 81 (1-2): 85-102.
- 朱德琴, 高晓清, 陈文. 2006. 陆面模式 (SSiB) 对敦煌荒漠戈壁下垫面陆面过程的模拟及敏感性试验 [J]. 中国沙漠, 26 (3): 466-472. Zhu Deqin, Gao Xiaoqing, Chen Wen. 2006. Validation of SSiB model over Gobi in Dunhuang and its sensitivity to vegetation parameters [J]. Journal of Desert Research (in Chinese), 26 (3): 466-472.
- 左洪超, 胡隐樵. 1992. 黑河试验区沙漠和戈壁的总体输送系数 [J]. 高原气象, 1 (4): 371-380. Zuo Hongchao, Hu Yinqiao. 1992. The bulk transfer coefficient over desert and Gobi in HEIFE region [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 1 (4): 371-380.