

陈渤黎, 吕世华, 罗斯琼. CLM3.5 模式对青藏高原玛曲站陆面过程的数值模拟研究[J]. 高原气象, 2012, 31(6): 1511—1522.

CLM3.5 模式对青藏高原玛曲站陆面过程的数值模拟研究

陈渤黎¹⁻², 吕世华¹, 罗斯琼^{1*}

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室, 甘肃 兰州 730000;

2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 利用通用陆面过程模式(CLM3.5)和青藏高原玛曲站 2010 年 6 月—2011 年 2 月的观测资料进行了 9 个月的单点数值模拟试验。通过比较辐射通量、能量通量、土壤温度及土壤含水量的模拟值和观测值, 结果表明, CLM3.5 模式能较成功地模拟玛曲地区的陆面能量与水分特征。该模式对夏季向上短波辐射的模拟较好, 冬季整体偏小。向上长波辐射的模拟整体较好, 但模拟值稍偏大。净辐射的模拟整体较好, 模拟值与观测值的相关系数为 0.99, 偏差为 $-1.28 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。感热通量的模拟较差, 整体显著偏高。潜热通量的模拟较好, 随季节变化特征明显。土壤热通量的模拟夏季较好, 冬季土壤冻结及消融期的偏差较大, 主要原因与冬季模拟的积雪偏少有关。土壤温度的模拟夏季较好、冬季较差, 6 层土壤温度模拟值与观测值的相关系数均在 0.98 以上, 平均偏差为 $-1.80 \text{ }^\circ\text{C}$ 。模式较好地模拟出了冬季土壤冻结后存留的未冻水, 冻结后土壤含水量的模拟较该模式以前的版本有了很大的改善, 6 层土壤含水量模拟值与观测值的平均相关系数为 0.94, 平均偏差为 $-0.015 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。

关键词: 青藏高原; 陆面过程; 土壤冻融; CLM3.5 模式

文章编号: 1000-0534(2012)06-1511-12 中图分类号: P437 文献标志码: A

1 引言

青藏高原(下称高原)是世界海拔最高的高原, 高原地表至对流层中部对大气环流作用明显, 从而对全球气候, 尤其是对我国的气候有着重要的影响^[1-4]。由于高原的高海拔与独特的地理位置, 使得与同纬度的其他地区相比, 其陆面过程有着特殊性, 成为历来陆面过程研究的热点^[5-8]。高原上广泛分布着冻土下垫面, 主要为多年冻土和季节性冻土, 其地表最显著的特征是土壤的冻结和消融^[9]。土壤冻融在寒区水文和气候系统中有着重要的作用。与北美、俄罗斯等高纬度地区和极地的冻土相比, 高原上的冻土温度较高, 厚度较薄, 在气候变化中更为敏感^[10]。尤其在高原边缘地区, 海拔相对较低, 加之中低纬度地区较大的太阳高度角, 使得这些地区的温度相对较高, 土壤的冻融过程也更

为复杂。

大气模式中高原地气交换过程的合理描述成为模式准确模拟东亚乃至全球气候的有效保证^[11]。研究表明^[12], 陆面过程仍是提高大气环流模式模拟精度和预报精度的主要方面之一。在我国, 多年冻土占国土面积的 21.5%, 季节性冻土占国土面积的 53.5%^[13], 故有必要加强冻土下垫面的陆面过程研究, 并将相关研究成果尽快应用到陆面模式中去。目前, 高原地区陆面过程研究的重要性已得到了进一步的认识, 不少学者也进行了一些单站的模拟对比分析^[14-17]。近年来, 王澄海等^[14-15]利用陆面模式 CoLM 对高原西部狮泉河站、改则站进行了单点数值模拟试验, 结果表明, CoLM 模式能较好地模拟出高原地区的陆面特征, 对能量通量及土壤温湿度有一定的模拟能力。Luo et al^[16] 改进了 CoLM 模式中的土壤冻融过程参数化方案, 并对高

收稿日期: 2012-02-22; 定稿日期: 2012-08-14

基金项目: 全球变化研究国家重大科学研究计划项目(2010CB951402); 国家自然科学基金项目(41130961, 40905032); 中国科学院“西部之光”人才培养计划西部博士项目(290928621)共同资助

作者简介: 陈渤黎(1987—), 男, 江苏无锡人, 硕士研究生, 主要从事陆面过程与数值模拟研究. E-mail: cblbc824@gmail.com

* 通讯作者: 罗斯琼. E-mail: lsq@lzb.ac.cn

原玛曲站进行了模拟试验,发现改进后的方案对冻土水热过程的模拟能力有一定的提高。李震坤等^[17]改进了陆面模式 CLM3.0 中的土壤冻融过程参数化方案,并对高原改则站进行了模拟试验,结果表明,改进的模式对液态水和冰的模拟有明显的改善。

综观以上研究工作,大多使用的是 CLM3.0 和 CoLM 模式。CLM3.5 模式采用了一个新的土壤冻融过程参数化方案^[18],显现了其对于高原地区陆面过程模拟的优势。本文采用位于高原东北部边缘地区玛曲站的观测资料作为驱动,使用 CLM3.5 模式进行了 9 个月的单点数值模拟试验,通过对比模拟与观测的地表能量、土壤温度、土壤湿度等物理量的差异,研究该模式对高原地区的适用性,验证该模式模拟高原冻土地区的能力,以期为该模式的改进和发展提供一定的参考依据。

2 模式简介

CLM3.5 (Community Land Model version 3.5) 模式是 NCAR 发布的新一代陆面过程模式,是 CLM3.0 的升级版,在原模式的基础上做了较大改进,主要采用基于 MODIS 产品的新地表资料集,改进了植被冠层集水截留的参数化方案;采用基于 TOPMODEL 模型的地表和次地表径流,改进了模拟地下水深的地下水模型;提高了土壤水分的利用率,减少了土壤水分的过度蒸发;完善了氮循环对植被生产率的模拟;采用了全新的土壤冻融过程参数化方案^[19]。

CLM3.5 模式的物理过程主要分为 4 部分:(1)生物地球物理过程:主要指地气系统在能量、水分、动量方面的交换过程。(2)生物地球化学过程:主要指地气系统在化学成分方面的交换过程,包括生物通量交换、碳氮循环和粉尘等物质交换。(3)水循环过程:主要包括植被冠层截留、地表次地表径流、土壤蓄水和渗透等水文过程。(4)动态植被过程:主要包括动态的描述植被和环境之间的物质和能量交换以及在气候或环境变化的情况下植被的生长状况^[20]。当然,陆面过程承载了地球系统五大圈层中绝大多数复杂的物理生化过程,反映到陆面模式中也必然是多种过程有机联系的整体。CLM3.5 模式中陆面的非均匀性是由嵌套的次网格层次来描述的,包括网格元胞、陆地单元、土壤柱和植被功能类型。最顶层为网格元胞;第二层次是陆地单元,分为植被、湿地、冰川、湖泊和城市 5

类,这一层体现了下垫面的非均匀性;第三层次是土壤柱,用来取得每一个陆地单元中土壤或积雪状态变量的潜在变化,土壤柱由 10 层土壤和最多 5 层积雪来表示,其主要特征就是模拟土壤和积雪中能量和水分的变化;最底层为植被功能类型,用来描述不同植被在理化过程中的差异。每个土壤柱中可容纳 4~17 种不同植被(包括裸土)。陆面过程中所有的通量都在该层定义^[21]。

3 资料选取和参数设置

中国科学院玛曲黄河源区气候与环境综合观测研究站(下称玛曲站,33.52°N,102.09°E,海拔 3 443 m)位于甘肃省甘南藏族自治州,地处高原东北部边缘地带,年平均温度为 274.3 K,年平均降水量约为 560 mm,主要进行 20 m 高的边界层、涡动相关通量、植被和土壤温湿等方面的长期观测。该地区地表稀疏植被覆盖下广泛分布着季节性冻土。

本文采用 2010 年 6 月 1 日—2011 年 2 月 28 日玛曲站自动气象站观测资料作为大气强迫来驱动陆面模式。考虑到陆面模式对初值的敏感性以及模式对土壤有一定的“记忆性”,同时限于观测资料的长度,先进行了一个月的 spin-up,舍去 2010 年 6 月的模拟结果,使用 2010 年 7 月—2011 年 2 月的模拟结果进行对比研究。根据模式的需要,采集了该站的土样,测量了 5, 10, 20 和 40 cm 的土壤成分(表 1)。地表资料的其他物理属性,如土壤颜色、月平均叶面积指数和月平均植被冠层高度等采用模式根据经纬度从全球卫星数据库中提取的对应单点

表 1 玛曲站各层土壤参数初始值的设定

Table 1 Initial values of soil parameters for different soil layers at Maqu station

层次	土壤深度 /m	土壤厚度 /m	初始温度 /K	初始湿度 /(m ³ ·m ⁻³)	土壤成分比例/%	
					砂土	黏土
1	0.0175	0.0175	275.65	0.170	75.25	15.30
2	0.0451	0.0276	275.82	0.174	75.25	15.30
3	0.0906	0.0455	280.15	0.402	75.25	15.30
4	0.1656	0.0750	281.41	0.355	50.10	30.75
5	0.2891	0.1235	282.53	0.290	45.50	25.75
6	0.4930	0.2039	283.57	0.252	45.50	25.75
7	0.8289	0.3359	281.45	0.193	45.00	20.00
8	1.3828	0.5539	279.58	0.150	45.00	20.00
9	2.2961	0.9133	277.34	0.147	45.00	20.00
10	3.4331	1.1370	276.21	0.135	45.00	20.00

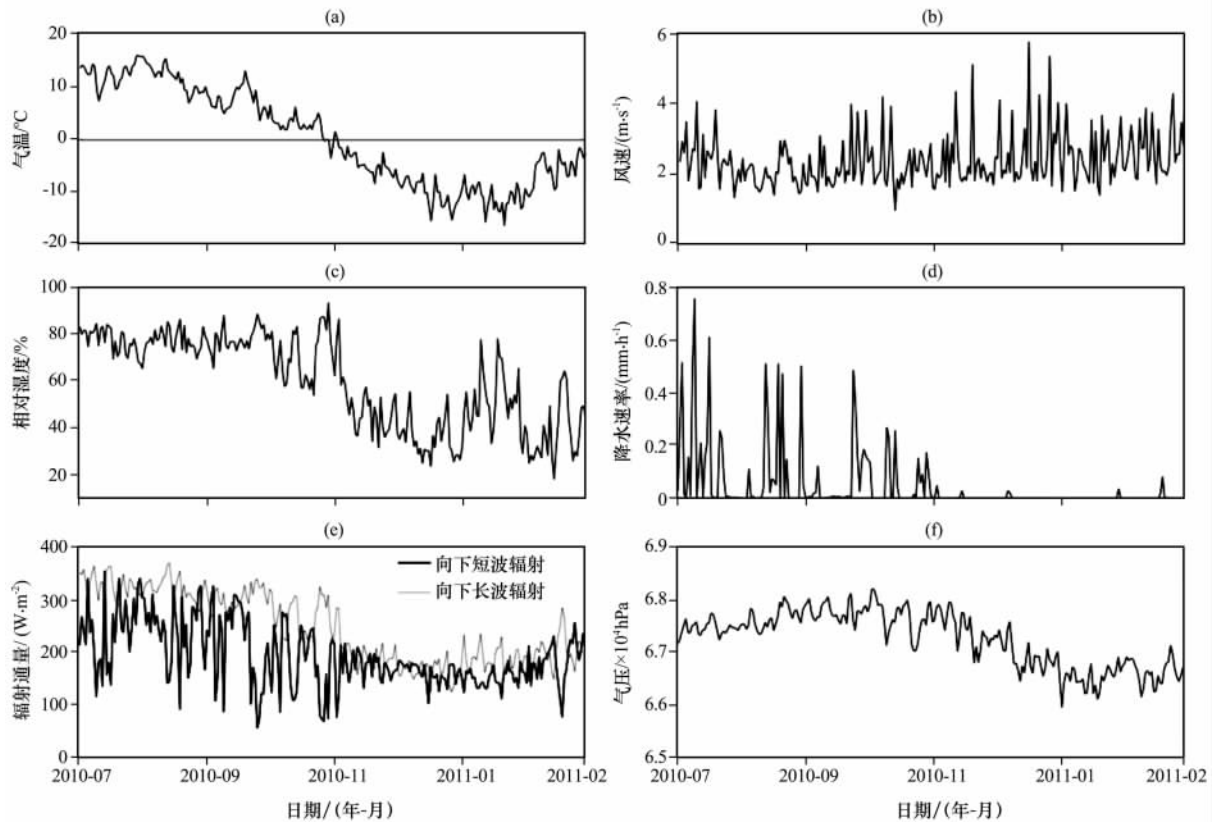


图 1 2010 年 7 月—2011 年 2 月陆面模式输入强迫场随时间的变化

(a) 气温, (b) 风速, (c) 相对湿度, (d) 降水速率, (e) 向下短波和向下长波辐射, (f) 气压

Fig. 1 The variation of forcing input data for land surface model with time from July 2010 to February 2011.

(a) temperature, (b) wind speed, (c) specific humidity, (d) precipitation speed, (e) downward short wave radiation and downward long wave radiation, (f) atmospheric pressure

值^[22]。CLM3.5 模式采用了基于 MODIS 产品的新地表资料数据集。

采用玛曲站每 10 min 一次的观测数据作为大气强迫资料, 每 30 min 输入模式一次。强迫变量为空气温度、水平风速、相对湿度、降水速率、向下短波辐射、向下长波辐射和地面气压, 其中, 风速、温度和湿度为观测塔 4.2 m 处的观测值。图 1 为 2010 年 7 月—2011 年 2 月共 243 天的强迫变量日平均值。从图 1 中可看出, 气温、相对湿度、向下短波辐射、向下长波辐射和气压的日平均值随季节有比较明显的变化。夏半年不仅日平均气温高于冬半年, 而且相对湿度也比冬半年略高, 反映为夏半年气候较湿润, 冬半年则较干燥。入射短波辐射的日变化较大, 且夏季变化幅度明显高于冬季。向下长波辐射也表现为夏季日平均值高于冬季。长期以来, 冬季的降水观测一直是个难点。本文所采用的冬季降水资料可能也存在一些偏差, 也可能对模拟结果产生一定的影响。

为评价模式的模拟效果, 本文采用了如下 4 种统计方法来评估模拟的精度, 分别是相关系数(r)、偏差(Bias)、模拟值相对实测值的标准误差(SEE)和归一化后的模拟值相对实测值的标准误差(NSEE), 公式如下:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}}, \quad (1)$$

$$\text{Bias} = \sum_{i=1}^n \frac{M_i - O_i}{n}, \quad (2)$$

$$\text{SEE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (M_i - O_i)^2}{n-2}}, \quad (3)$$

$$\text{NSEE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (M_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n O_i^2}}, \quad (4)$$

其中: M_i 为模拟值; O_i 为观测值; \bar{M} 为模拟值的

平均值; \bar{O} 为观测值的平均值; n 为样本总数。

4 模拟结果分析

4.1 辐射通量

图 2a~c 给出了观测与模拟的辐射通量日平均值的比较结果, 图 3a~c 给出了上述观测值与模拟值的散点分布及趋势。从图 2a 中可看出, 夏季向上短波辐射的模拟值与观测值基本吻合, 只在个别峰谷值处稍有偏差, 总体而言模拟效果较好。冬季自 12 月开始模拟值比观测值整体偏小, 最大偏差约为 $10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。从图 3a 中也可看出, 向上短波辐射的模拟整体较好, 散点基本位于等值线附近, 个别点的模拟偏小, 这些点为冬季(12 月一次年 1 月)模拟值的偏小点。从偏差的统计结果(表 2)来看, 模拟值与观测值的相关系数为 0.80, 偏差和标准误差分别为 $-3.02 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $8.65 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。向上短波辐射冬季偏差的原因主要是 CLM3.5 模式中积雪参数化方案不够完善。Niu et al.^[23] 分析了 CLM2.0 的积雪参数化方案, 发现模式对积雪覆盖

率的模拟显著偏小。CLM3.5 模式对积雪参数化方案未做大的改进, 故模拟的积雪覆盖率偏小, 导致反照率偏小, 向上短波辐射也偏小。模式对于较浅积雪($<1 \text{ cm}$)的融化速率过快, 积雪存在的时间比观测的短。这可能也是导致反照率偏小的一个原因。另一方面玛曲站冬季的降水观测存在偏差, 积雪偏少, 造成反照率偏小, 导致模拟值整体偏小。

从图 2b 和图 3b 中可看出, 向上长波辐射整体模拟效果比较理想, 但略偏大, 尤其在 7 月末至 9 月初的这段时间内, 模拟值比观测值偏大, 最大偏差达到 $15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右, 模拟值与观测值的相关系数为 0.99, 偏差和标准误差分别为 $4.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $7.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。向上长波辐射与地表温度密切相关, 这也从另一个角度说明了地表温度模拟结果的合理性。对比降水速率(图 1d)可见, 7 月末至 9 月初是玛曲地区的雨季, 模拟结果显示, 发生降水之后模拟的地表温度下降速率比实际要慢, 可能与模式中表层土壤导水率存在偏差有关, 这在土壤湿度的模拟中也得到了证实(详见 4.3 节)。冬季积雪的

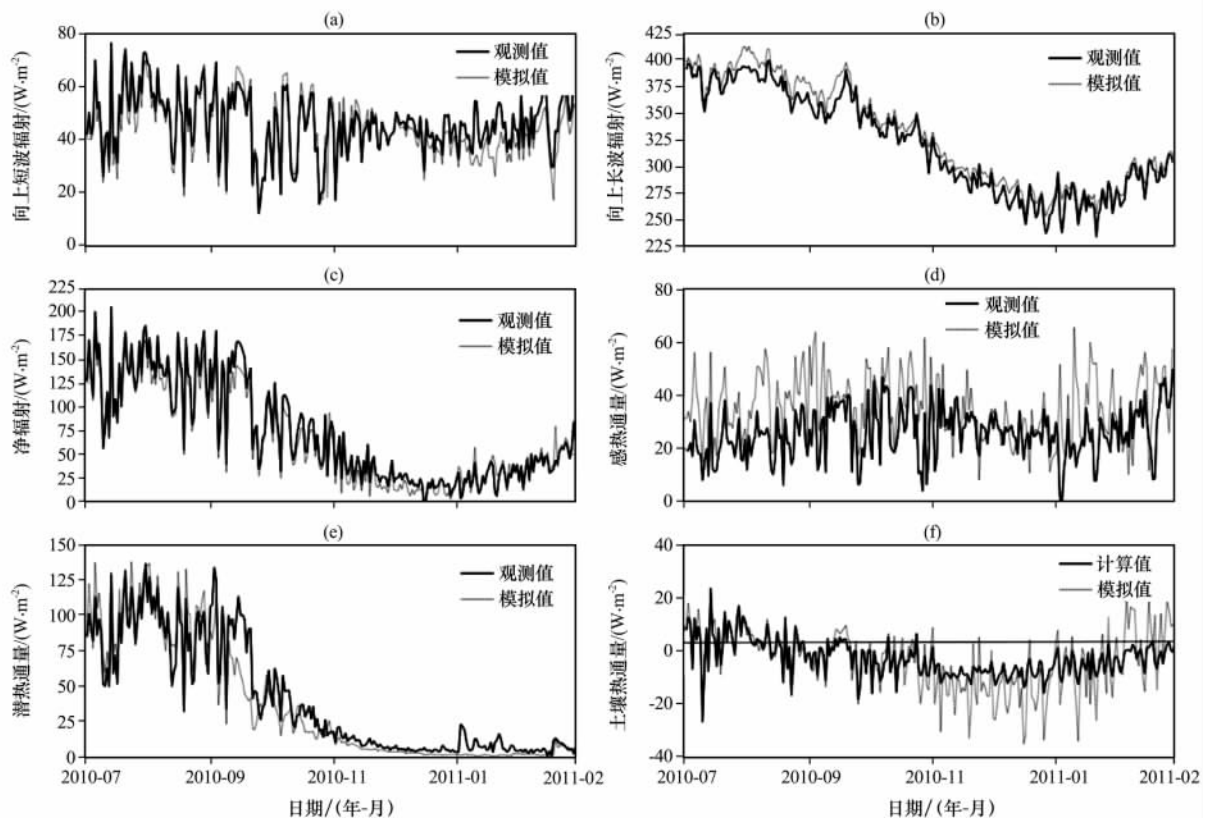


图 2 2010 年 7 月—2011 年 2 月观测和模拟的日平均地表能量通量变化

(a) 向上短波辐射, (b) 向上长波辐射, (c) 净辐射, (d) 感热通量, (e) 潜热通量, (f) 土壤热通量

Fig. 2 Variations of the observed and simulated daily mean surface energy fluxes from July 2010 to February 2011.

(a) upward short wave radiation, (b) upward long wave radiation, (c) net radiation,

(d) sensible heat flux, (e) latent heat flux, (f) soil heat flux

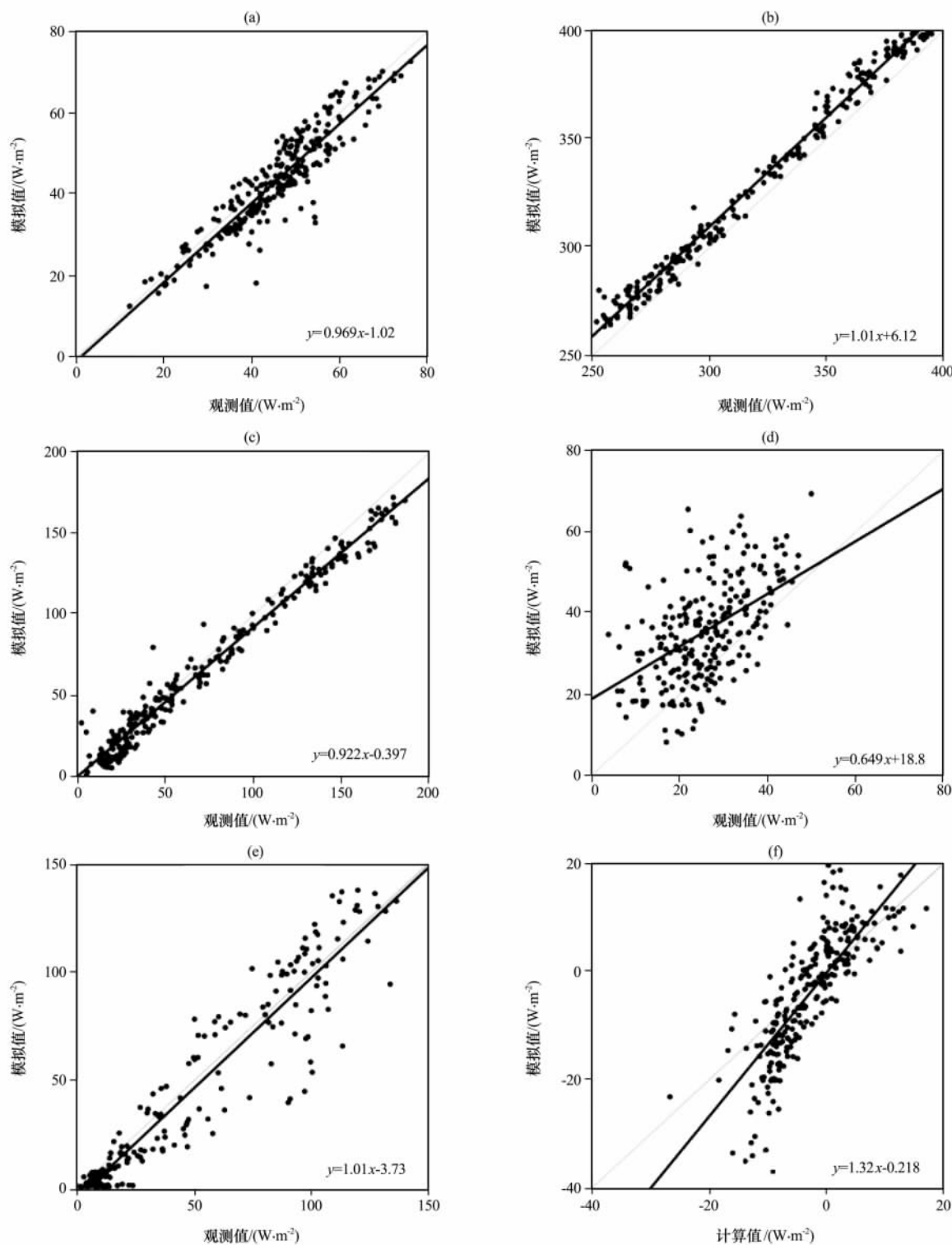


图 3 2010 年 7 月—2011 年 2 月观测和模拟的地表能量通量散点分布

其余说明同图 2

Fig. 3 Scatter diagrams of the observed and simulated surface energy fluxes from July 2010 to February 2011. Others are the same as Fig. 2

模拟偏少导致地表温度稍偏大，这可能是造成冬季向上长波辐射偏大的主要原因。

从图 2c 和图 3c 中可看到，净辐射的模拟值与观测值整体吻合较好，冬季稍偏小。这主要是向上

短波辐射的模拟值偏小所致。模拟值与观测值的相关系数为 0.99, 偏差和标准误差分别为 $-1.28 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $8.16 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

4.2 能量通量

图 2d~f 和图 3d~f 分别给出了观测与模拟的感热、潜热和土壤热通量的对比结果。从图 2d 中可看出, 观测的感热通量日平均值随季节有一定的变化。夏季(7-8月), 感热通量处于低值, 入秋以后有所升高, 冬季开始后感热通量降低, 并在冬季结束后再次升高。从图 2d 和图 3d 中可看出, 整个模拟时段内模拟值均有不同程度的偏高, 最大偏差达到了 $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 模拟值与观测值的相关系数仅为 0.55, 偏差和标准误差分别为 $12.75 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $19.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。模拟的地表温度偏高是感热通量偏高的主要原因。从图 2e 中可看出, 观测的潜热通量的季节变化特征较感热通量更为明显。夏季潜热通量处于高值, 7-8月日平均值约为 $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 入秋之后逐渐减低, 入冬后潜热通量降至低值, 12月一次年2月日平均值 $< 25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。模式对潜热通量的模拟效果较好, 峰谷值都对对应较好, 只是在冬季稍偏低。其主要原因是模式中冬季积雪偏少。

由图 2 中实测资料可见, 冬季降雪后潜热会有几个高值出现, 而模式并不能反映出这一特征, 模拟值与观测值的相关系数为 0.95, 偏差和标准误差分别为 $-3.17 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $13.78 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

上述分析表明, 不同季节高原上感热和潜热通量的分配不同, 夏、秋季(季风中和季风后)以潜热为主, 冬、春季(季风前)以感热为主。图 2f 和图 3f 为地表土壤热通量观测值和模拟值的比较。由于没有地表土壤热通量 G_0 的观测值, 该值通过以下方程计算得到^[24]:

$$G_0 \approx C(\delta_{\text{sfc}} \partial T_{\text{sfc}} + \delta_{5\text{cm}} \partial T_{5\text{cm}} + \delta_{10\text{cm}} \partial T_{10\text{cm}}) / \partial t + G_{10\text{cm}}, \quad (5)$$

其中: $\delta_{\text{sfc}} = 0.01 \text{ m}$; $\delta_{5\text{cm}} = 0.06 \text{ m}$; $\delta_{10\text{cm}} = 0.03 \text{ m}$; T_{sfc} 、 $T_{5\text{cm}}$ 、 $T_{10\text{cm}}$ 分别为地表、5 cm、10 cm 的温度; $G_{10\text{cm}}$ 为 10 cm 处的土壤热通量, 根据玛曲站的实测数据用 7.5 cm 处的土壤热通量观测值代替。 C 为土壤平均体积热容, 即:

$$C = C_{\text{dry}} + \rho_{\text{liq}} c_{\text{liq}} \theta_{4\text{cm}}, \quad (6)$$

其中: $C_{\text{dry}} = 0.90 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$ 为干土的体积热容; $\rho_{\text{liq}} = 1.00 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$; $c_{\text{liq}} = 4.18 \times 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$; $\theta_{4\text{cm}}$ 为 4 cm 的土壤含水量, 用 5 cm 处观测值代替。

从图 2f 中可看到, 土壤热通量的模拟值与计算值在 7-9 月吻合较好, 10 月以后模拟值的波动显著大于计算值, 10 月一次年 1 月的模拟值偏小, 2 月以后的模拟值偏大。从图 3f 中可看出, 有两处偏差较大的区域, 一处计算值 $= -10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右, 模拟值显著偏小, 表明冬季冻结期地表放热偏多。另一处计算值 $= 0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右, 模拟值达到了 $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右, 表明地表吸热偏多, 模拟结果较实际先进入土壤消融期。模拟偏差的可能原因与冬季积雪偏少有关, 即积雪偏少、积雪覆盖率低和积雪厚度薄, 地表缺少了积雪的保温作用, 在土壤冻结期放热过多, 而在积雪消融期, 土壤吸热偏多。土壤热通量的模拟偏差也直接影响土壤温湿度的模拟准确性。从表 2 中可看出, 整个模拟时段土壤热通量的模拟值与观测值的相关系数为 0.81, 偏差和标准误差分别为 $-1.13 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $7.27 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

表 2 观测和模拟的地表能量通量偏差比较

Table 2 Comparison of bias between the observed and simulated surface energy fluxes

能量通量	r	Bias / $(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$	SEE / $(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$	NSEE
向上短波辐射	0.80	-3.02	8.65	0.18
向上长波辐射	1.00	4.30	7.16	0.02
净辐射	0.99	-1.28	8.16	0.09
感热通量	0.55	12.75	19.20	0.69
潜热通量	0.95	-3.17	13.78	0.24
土壤热通量	0.81	-1.13	7.27	0.97

注: 相关系数均通过了 0.01 显著性水平检验

4.3 土壤温度

对比观测和模拟的 6 层土壤温度日平均值(图 4), 可以看出, 模拟值能较好地体现土壤温度随季节变化的特征。20 cm 以上的浅层土壤温度受气温日变化影响比较明显, 呈现出较为剧烈的波动。但模式能够较好地模拟出这一波动, 即变化趋势、峰谷值都与观测值基本一致。随着土壤深度的增加, 土壤温度受气温变化的影响越来越小, 温度曲线也越平滑, 模拟值都能较好地反映这一变化。在 80 cm 以下的土壤深层, 土壤温度受气温的影响已极小。整体来看, 夏季土壤温度的模拟效果较好, 冬季的模拟效果较差。夏季, 20 cm 以上的浅层土壤模拟值稍偏高, 80 cm 及以下的深层偏差较大, 为 $2 \sim 3 \text{ }^\circ\text{C}$ 。冬季, 从 10 cm 开始模拟的土壤温度值显

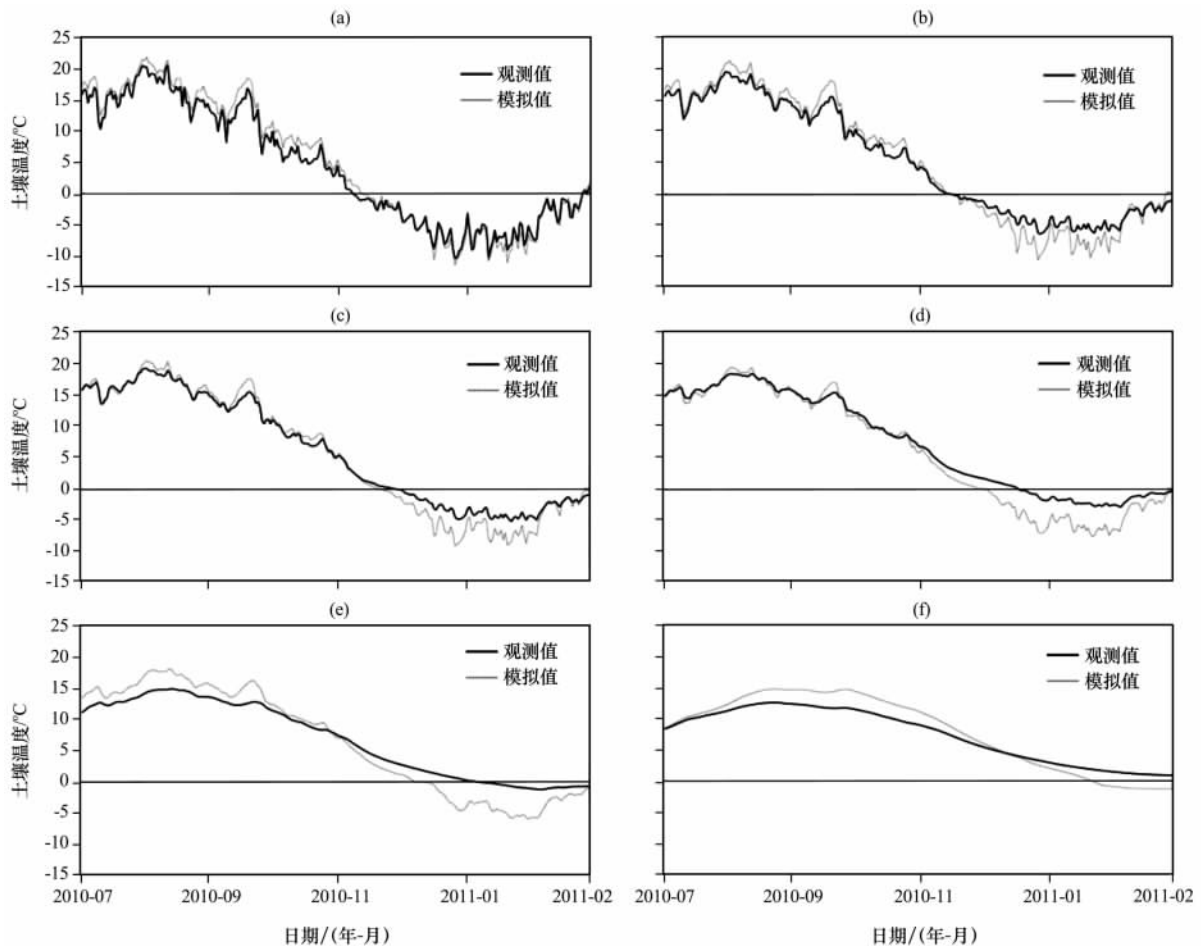


图 4 2010 年 7 月—2011 年 2 月观测和模拟的日平均土壤温度变化

(a) 5 cm, (b) 10 cm, (c) 20 cm, (d) 40 cm, (e) 80 cm, (f) 160 cm

Fig. 4 Variations of the observed and simulated daily mean soil temperatures from July 2010 to February 2011

著偏低, 10~20 cm 处土壤温度平均偏低 2~3 °C, 40~80 cm 处温度平均偏低 4~5 °C, 160 cm 处观测值始终高于 0 °C, 即该深度以下土壤在整个冬季不发生冻结, 但模拟值仍然低于 0 °C, 模拟的冻结深度偏大。

值得注意的是, 20 cm 以上的浅层, 土壤温度约在 11 月中旬降至 0 °C, 土壤发生冻结。模拟值在浅层的冻结时间上与观测值吻合较好。40 cm 处, 观测的土壤温度在 12 月中旬左右降至 0 °C, 而模拟值 12 月初就降至 0 °C, 模拟的冻结时间偏早约半个月。80 cm 处, 这一偏差更加明显。6 层模拟值与观测值的相关系数均在 0.98 以上, 平均偏差和平均标准误差分别为 -1.80 °C 和 2.37 °C。5 cm 处的土壤温度偏差和标准误差最小, 分别为 -0.85 °C 和 1.89 °C; 40 cm 处的最大, 分别为 -3.02 °C 和 3.31 °C。

通过比较观测与模拟的土壤温度时间—深度剖

面图(图 5)可以看到, CLM3.5 模式基本上反映了土壤温度随深度变化的特征, 且对随土壤深度的增加温度变化滞后于时间变化也有较好的反映。夏季模拟的 15 °C 等温线能到达 155 cm 深度处, 但实际观测只有 120 cm 及以上的土壤层才能升至该温度。冬季, 模拟的冻结深度已经超过了 160 cm, 而实际观测只有 150 cm 左右。模式对于土壤深层温度的模拟存在较大的偏差, 夏季温度显著偏高, 冬季又显著偏低。从模式分层的角度来看, 由于土壤浅层物理量的梯度较大, 浅层土壤分层更细, 层数多于深层(表 1)。对物理量的表述浅层显然优于深层, 加之浅层模拟的误差随着深度产生累积效应, 深层的模拟误差就会更大。夏季各层土壤温度的模拟值均偏高, 而冬季则均偏低, 说明模式中的土壤热传导率偏大, 使得热量能够传输到更深的层次, 出现了图 5 所示的暖舌和冷舌均比观测值要明显偏大的现象。

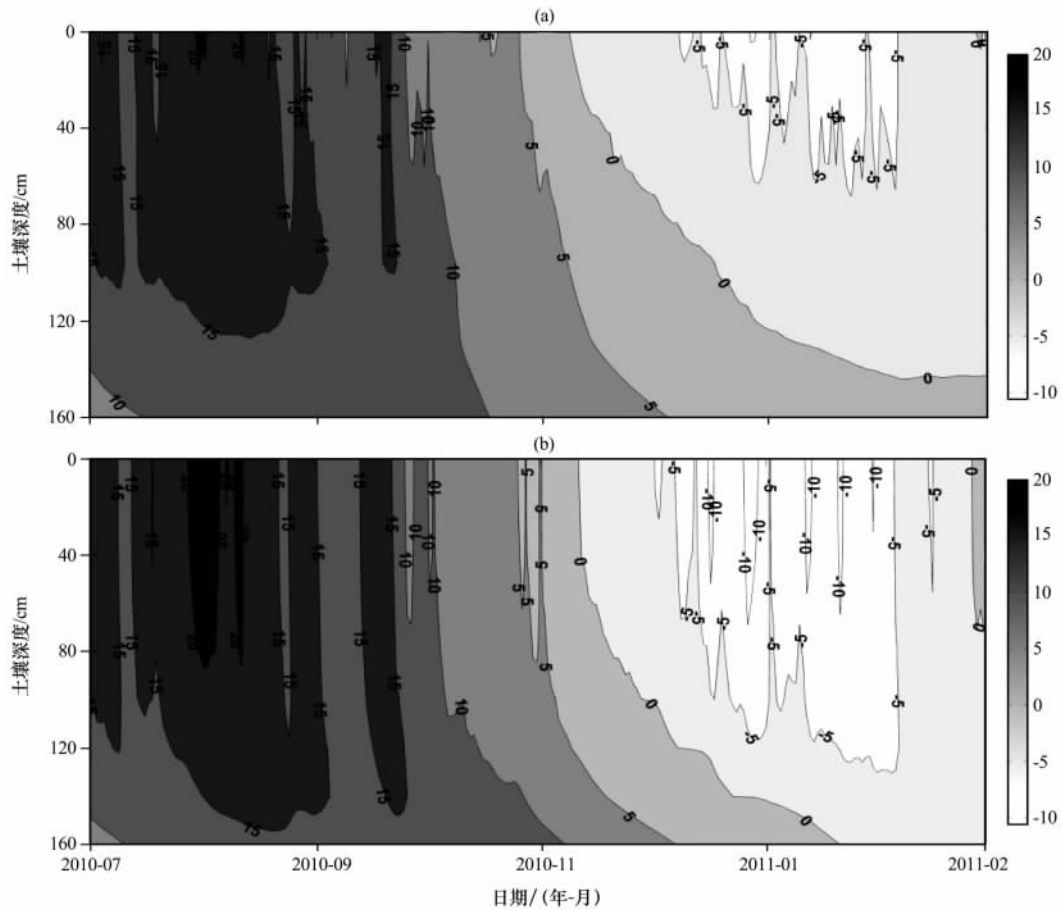


图 5 2010 年 7 月—2011 年 2 月观测(a)和模拟(b)的日平均土壤温度时间—深度剖面(单位: °C)

Fig. 5 Time-depth cross-sections of the observed (a) and simulated (b) daily mean soil temperatures from July 2010 to February 2011. Unit: °C

CLM3.5 模式中的热传导方案采用的是 Farouki 方案, 罗斯琼等^[26]发现该方案明显高估了高原地区土壤热传导率。由 4.2 节可知, 冬季冻结期模拟的地表热通量显著偏小, 土壤放出的热量较实际偏多, 使得土壤降温过多。另外, 冬季土壤冻结, 土壤温度的模拟比夏季未冻结时效果更差的原因与模式模拟的冻结土壤含水量、含冰量存在较大的偏差有关。

总之, 土壤温度的模拟比较理想, 夏季各层的偏差均较小, 冬季 10 cm 及以下层次温度的模拟值有不同程度的偏低。

4.4 土壤含水量

图 6 为 2010 年 7 月—2011 年 2 月观测和模拟的 6 层土壤含水量日平均值。从图 6 中可看到, 夏季浅层模拟的土壤含水量的变化对降水过程有较为明显的响应, 尤其是 5 cm 和 10 cm 层土壤含水量波动较大, 几个波峰都对应着夏季多雨期(图 1d)。模拟的 5 cm 土壤含水量波峰值与观测值很接近。

实际观测到波峰后土壤含水量有一个明显的回落过程, 降水后土壤含水量会迅速下降。这与高原地区富含砂质土壤有关。砂土孔隙度较低, 土壤颗粒表面能较小, 水分易流失, 保持的水分便较少。模式并不能很好地模拟出这一现象。模拟值在峰值后有所回落, 但是下降幅度较小, 波峰、波谷不明显。说明模式中表层土壤导水率偏小。随着土壤深度的增加, 土壤含水量受降水的影响越来越小, 曲线趋于平缓, 模式能较好地反映出这一特征。40 cm 及以下深度, 土壤含水量几乎不受降水的影响。冬季, 当土壤冻结后, CLM3.5 模式较成功地模拟出了未冻水, 20 cm 及以上层次土壤未冻水含量的模拟值略偏高。5 cm 处土壤未冻水含量的模拟值较观测值偏高约 $0.05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 这一偏差随着土壤深度的增加逐渐减小。

结合图 4 和图 6 对比分析各层土壤温度与含水量的关系。11 月上旬, 5 cm 土壤温度降到冰点以下, 开始发生冻结(见图 4a)。此时, 土壤含水量下

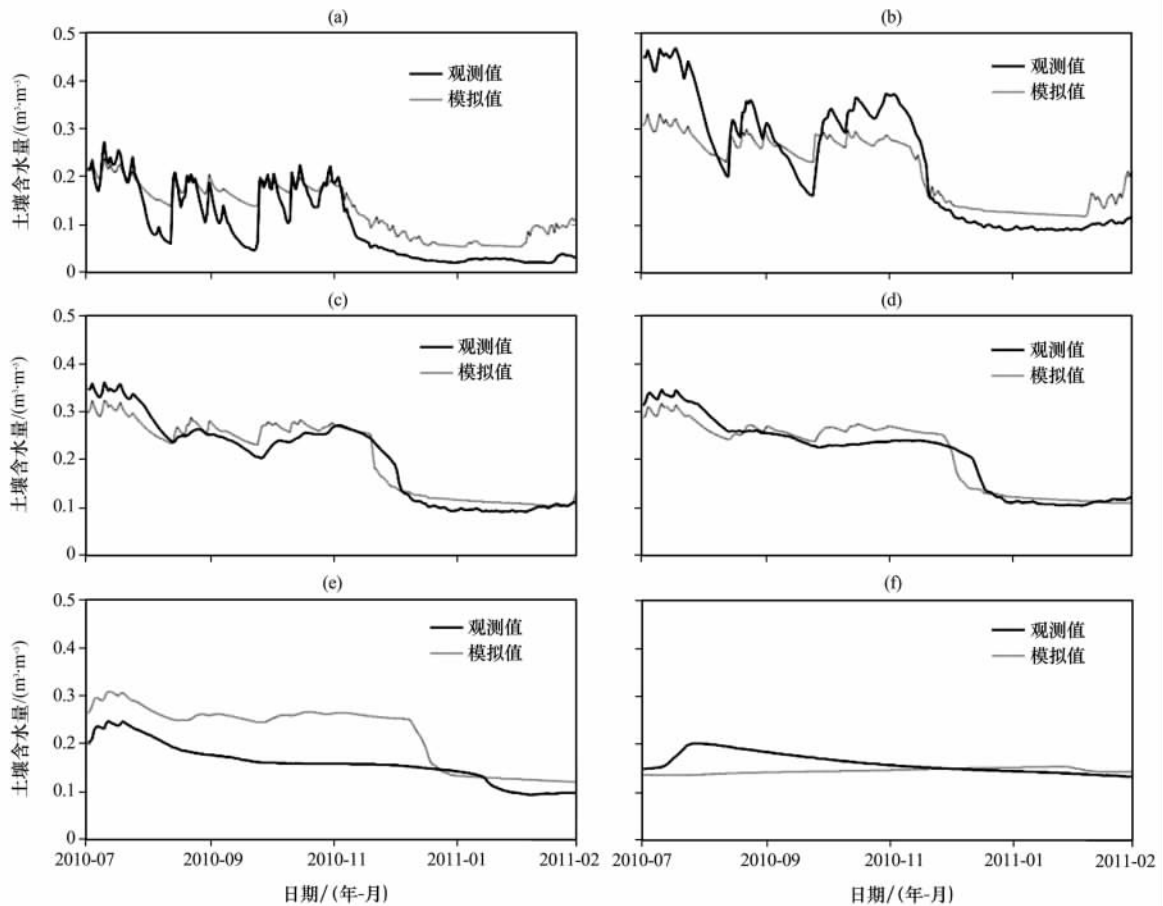


图 6 2010 年 7 月—2011 年 2 月观测和模拟的日平均土壤含水量变化

(a) 5 cm, (b) 10 cm, (c) 20 cm, (d) 40 cm, (e) 80 cm, (f) 160 cm

Fig. 6 Variations of the observed and simulated daily mean soil water content from July 2010 to February 2011

降, 部分水分发生冻结, 但始终留存部分未冻结水(图 6a)。随着深度的增加, 各层土壤陆续发生冻结。在 80 cm 土壤深度处, 由于土壤温度冬季的模拟值偏低, 土壤在 12 月中旬已经冻结, 而实际是 1 月中旬左右才发生冻结。这也反映在 80 cm 的土壤含水量(图 6e)上, 模拟的水分骤降点比观测早了约一个月。6 层土壤湿度的模拟值与观测值的平均相关系数为 0.94, 平均偏差及平均标准误差分别为 $-0.015 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 和 $0.044 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。5 cm 处土壤含水量偏差最小, 为 $0.015 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$; 10 cm 处土壤温度偏差及标准差最大, 达到了 $-0.037 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 和 $0.078 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。

图 7 为 2010 年 7 月—2011 年 2 月观测和模拟的日平均土壤含水量、模拟的月平均含冰量的时间—深度剖面图。从图 7 中可看到, 未冻结时模拟的土壤含水量等值线比观测的偏大。模拟值中没有含水量超过 $0.3 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 的区域, 但实际在 20~80 cm 之间有一含水量的高值带, 含水量最高可达

$0.45 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。冻结后模拟的土壤含水量等值线比观测的浅, 模拟的 $0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 含水量等值线最深处约为 50 cm, 而实际约为 80 cm。比较图 7b 与 c 可知, 冬季土壤含冰量较大处土壤含水量较小。在 60~100 cm 之间有一个土壤含冰量高值带, 含冰量达到了 $0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 这个区域基本与土壤含水量的低值带相符。根据土壤温度的分析, 发现冬季土壤温度的模拟显著偏低, 冻结深度的模拟也要深于观测, 故土壤含冰量的模拟也是偏高的。由于水和冰在导热率、热容量和导水率等物理属性方面的差异, 导致土壤的水热属性发生了较大的偏差, 这是土壤温度、含水量模拟偏差的主要原因。另外, 高原土壤中存在较多的砾石可能也是造成土壤导水率偏差的原因之一。

总的来说, 对于土壤含水量的模拟是比较理想的, 模式较成功地模拟了土壤冻结后存留的未冻水, 土壤含水量的模拟值在各层偏差均较小(表 3)。

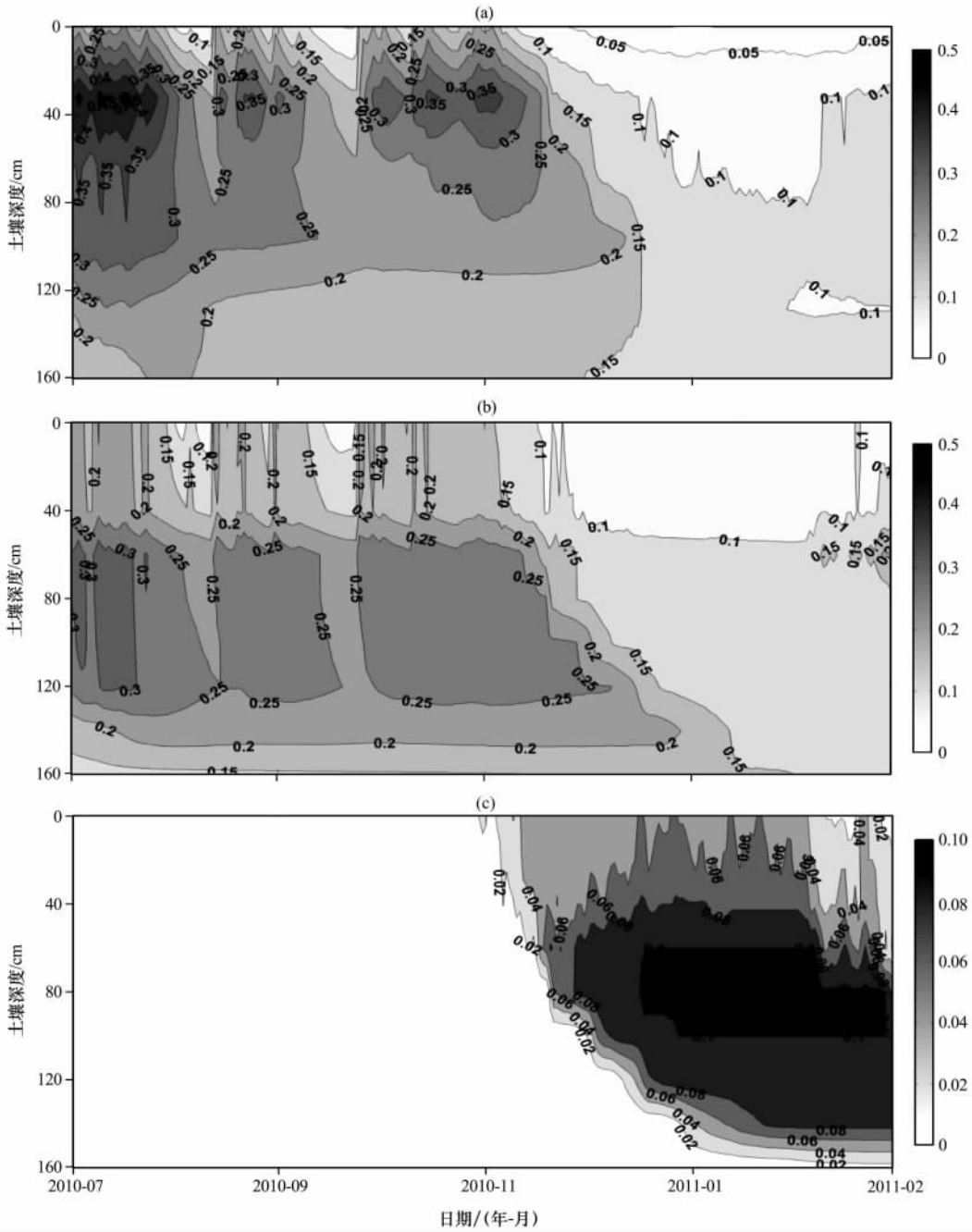


图 7 2010 年 7 月—2011 年 2 月观测(a)和模拟(b)的日平均土壤含水量和模拟的日平均土壤含冰量(c)的时间—深度剖面(单位: $m^3 \cdot m^{-3}$)

Fig. 7 Time-depth cross-sections of the observed (a) and simulated (b) daily mean soil water content and the simulated daily mean soil ice content (c) from July 2010 to February 2011. Unit: $m^3 \cdot m^{-3}$

5 结论与讨论

通过上述分析,得到以下主要结论:

(1) 玛曲地区辐射通量的模拟值基本体现了辐射通量随季节的变化。其中,向上短波辐射的模拟值在夏季较好,冬季呈整体偏小的现象。主要原因是模式对积雪的模拟偏少导致地表反照率偏小。

向上长波辐射的模拟整体较好,但模拟值略偏大,尤其是夏季多雨时,主要原因是雨后地表温度的模拟偏高所致。净辐射的模拟效果整体较好,模拟值与观测值的相关系数为 0.99,偏差为 $-1.28 W \cdot m^{-2}$,标准误差为 $8.16 W \cdot m^{-2}$ 。

(2) 感热通量的模拟显著偏高,模拟值与观测值的相关系数仅为 0.55,偏差为 $15.75 W \cdot$

表 3 观测和模拟的各层土壤温度和土壤含水量的偏差比较

Table 3 Comparison of bias among observed and simulated soil temperatures and soil water content at different soil layers

土壤深度 /cm	<i>r</i>		Bias		SEE		NSEE	
	温度	含水量	温度	含水量	温度/℃	含水量/(m ³ ·m ⁻³)	温度/℃	含水量/(m ³ ·m ⁻³)
5	0.986	0.968	-0.845	0.015	1.881	0.034	0.183	0.272
10	0.983	0.964	-1.576	-0.037	2.242	0.078	0.222	0.297
20	0.985	0.956	-2.155	-0.024	2.611	0.041	0.252	0.184
40	0.985	0.934	-3.015	-0.033	3.307	0.046	0.316	0.201
80	0.988	0.957	-2.158	0.021	2.663	0.025	0.294	0.151
160	0.986	0.829	-1.044	-0.034	1.487	0.038	0.176	0.232
平均值	0.986	0.935	-1.800	-0.015	2.365	0.044	0.241	0.223

注: 相关系数均通过了 0.01 显著性水平检验

m⁻²。潜热通量的模拟效果较好, 随季节变化特征明显, 模拟值与观测值的相关系数为 0.95, 偏差为 -3.17 W·m⁻²。土壤热通量的模拟夏季较好, 冬季土壤冻结及融解期偏差较大。主要原因是与冬季积雪偏少有关。模拟值与观测值的相关系数为 0.81, 偏差为 -1.13 W·m⁻²。

(3) 土壤温度的模拟还存在一定程度的偏差。6 层模拟值与观测值的相关系数均在 0.98 以上, 平均偏差及标准误差为 -1.80 °C 和 2.37 °C; 5 cm 处的土壤温度偏差及标准误差最小, 分别为 -0.85 °C 和 1.89 °C; 40 cm 处的最大, 分别为 -3.02 °C 和 3.31 °C。模式能够体现土壤温度随季节的变化, 以及浅层土壤温度受气温变化的影响。其中夏季浅层土壤温度的模拟比较理想, 深层模拟的温度略有偏高。冬季土壤温度的模拟存在较大的偏差, 10 cm 及以下各层温度有着不同程度的偏低。且冻结深度的模拟值较观测值偏大, 冻结时间的模拟较观测提前。模式中土壤热传导率在高原地区偏大可能是造成土壤温度模拟偏差的主要原因。

(4) 土壤含水量的模拟整体比较理想。6 层模拟值与观测值的相关系数平均为 0.94, 平均偏差及标准误差分别为 -0.015 m³·m⁻³ 和 0.044 m³·m⁻³; 5 cm 处土壤含水量偏差最小, 为 0.015 m³·m⁻³; 10 cm 处土壤含水量偏差及标准误差最大, 分别为 -0.037 m³·m⁻³ 和 0.078 m³·m⁻³。模式能够体现出土壤含水量随季节的变化, 以及浅层土壤含水量受降水的影响。夏季降水后浅层土壤含水量的迅速下降在模式中体现的不够明显。冬季土壤冻结后, 模式较成功地模拟出冻结土壤中的未冻水, 但是未冻水含量的模拟值在浅层却显著偏高。未冻水及冰含量模拟的偏差, 导致土壤热导率、水

导率产生了偏差。

尽管对玛曲站的模拟取得了比较好的结果, 但本次试验仅在单个测站进行的, 由于该模式的参数可调性较大, 且模式中冬季降水资料也存在一些偏差, 仍然不足以说明 CLM3.5 模式具有很好的模拟高原季节性冻土区域的能力, 仍有待对更多测站进行进一步的验证研究。同时, 模式本身的土壤水热参数化方案还需不断地改进和完善。

致谢: 感谢中国科学院玛曲黄河源区气候与环境综合观测研究站提供的观测数据。

参考文献

- [1] 刘新, 李伟平, 许晁雄, 等. 青藏高原加热对东亚地区夏季降水的影响[J]. 高原气象, 2007, 26(6): 1287-1292.
- [2] 钱永甫, 张艳, 郑益群. 青藏高原冬季积雪异常对中国春夏季降水的影响[J]. 干旱气象, 2003, 21(3): 1-7.
- [3] 赵声蓉, 宋正山, 纪立人. 青藏高原热力异常与华北汛期降水关系的研究[J]. 大气科学, 2003, 27(5): 881-893.
- [4] 陈兴芳, 宋文玲. 冬季高原积雪和欧亚积雪对我国夏季旱涝不同影响关系的环流特征分析[J]. 大气科学, 2000, 24(5): 585-592.
- [5] 马耀明, 姚檀栋, 王介民. 青藏高原能量和水循环试验研究[J]. 高原气象, 2006, 25(2): 344-351.
- [6] 马耀明, 仲雷, 田辉, 等. 青藏高原非均匀地表区域能量通量的研究[J]. 遥感学报, 2006, 10(4): 542-547.
- [7] 马耀明, 姚檀栋, 王介民, 等. 青藏高原复杂地表能量通量研究[J]. 地球科学进展, 2006, 21(12): 1215-1223.
- [8] 马耀明, 刘东升, 苏中波, 等. 卫星遥感藏北高原非均匀陆表地表特征参数和植被参数[J]. 大气科学, 2004, 28(1): 23-31.
- [9] 孙菽芬, 金继明. 陆面过程模式研究中的几个问题[J]. 应用气象学报, 1997, 8(增刊): 50-57.
- [10] 罗斯琼, 吕世华, 张宇, 等. CoLM 模式对青藏高原中部 BJ 站陆面过程的数值模拟[J]. 高原气象, 2008, 27(2): 259-271.

- [11] 陈海山, 孙照渤. 青藏高原单点地气交换过程的模拟试验[J]. 高原气象, 2005, 24(1): 9—15.
- [12] 辛羽飞, 卞林根, 张雪红. CoLM 模式在西北干旱区和青藏高原区的适用性研究[J]. 高原气象, 2006, 25(4): 567—574.
- [13] 徐学祖, 王家澄, 张立新. 冻土物理学[M]. 北京: 科学出版社, 2001.
- [14] 王澄海, 师锐. 青藏高原西部陆面过程特征的模拟分析[J]. 冰川冻土, 2007, 29(1): 73—81.
- [15] 王澄海, 师锐, 左洪超. 青藏高原西部冻融期陆面过程的模拟分析[J]. 高原气象, 2008, 27(2): 239—248.
- [16] Luo S, Lü S, Zhang Y. Development and validation of the frozen soil parameterization scheme in Common Land Model[J]. Cold Regions Science and Technology, 2009, 55(1): 130—140.
- [17] 李震坤, 武炳义, 朱伟军, 等. CLM3.0 模式中冻土过程参数化的改进及模拟试验[J]. 气候与环境研究, 2011, 16(2): 137—148.
- [18] Niu G Y, Yang Z L. Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale[J]. J Hydrometeorol, 2006, 7(5): 937—952.
- [19] Oleson K W, Niu G Y, Yang Z L, et al. CLM3. 5 Documentation[Z]. Nation Center for Atmospheric Research, Bollder, USA, 2007.
- [20] 杜川利, 刘晓东. 公用陆面模式(Community Land Model 3.0)简介[J]. 陕西气象, 2005(6): 13—14.
- [21] Oleson K W, Dai Y, Bonan G, et al. Technical description of the community land model (CLM)[R]. NCAR Tech. Note TN—461+ STR, 2004: 174.
- [22] Vertenstein M, Oleson K, Levis S, et al. Community Land Model version 3.0 (CLM3. 0) user's guide[Z]. National Center for Atmospheric Research, Boulder, USA, 2004.
- [23] Niu G Y, Yang Z L. An observation-based formulation of snow cover fraction and its evaluation over large North American river basins[J]. J Geophys Res, 2007, 112: D21101.
- [24] 郭东林, 杨梅学, 李敏, 等. 青藏高原中部季节冻土区地表能量通量的模拟分析[J]. 高原气象, 2009, 28(5): 978—987.
- [25] 罗斯琼, 吕世华, 张宇, 等. 青藏高原中部土壤热传导率参数化方案的确立及在数值模式中的应用[J]. 地球物理学报, 2009, 52(4): 919—928.

Simulation Analysis on Land Surface Process at Maqu Station in the Qinghai-Xizang Plateau Using Community Land Model

CHEN Bo-li¹⁻², LÜ Shi-hua¹, LUO Si-qiong¹

(1. Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change in Cold and Arid Regions, Cold and Arid Regions Environment Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;
2. University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Using the Community Land Model version 3.5 of NCAR (CLM3.5) and the observed data at Maqu station in the Qinghai-Xizang Plateau during June 2010 to February 2011, a single point simulation experiment has been done. The comparison of the simulated and observed physical variables such as radiation fluxes, energy flux, soil temperature and soil moisture proved that the model simulated the land surface process successfully. The simulation of the upward short wave radiation in summer is better, but bias occurs during winter. The simulation of the upward long wave radiation is good but the result is a little higher. The simulation of the net radiation is also good, the correlation coefficient of the observed value and the simulated value is 0.99 and the bias is $-1.28 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. The simulated result of the sensible heat flux is higher than the observed value in total while the simulation of the latent heat flux is good enough. The simulation of the soil heat flux is better in summer but worse in winter. A shallower of the simulated snow depth may lead to the bias. The comparison of the simulated and observed soil temperature showed that the result in summer is better than that in winter. The correlation coefficients of the six soil layers are all above 0.98, and the mean bias is $-1.80 \text{ }^\circ\text{C}$. The simulated the unfrozen water is successfully when the soil is frozen, which is a big improvement in soil moisture simulation comparing with the previous version of the CLM model. The mean correlation coefficient of the six soil layers is 0.94, and the mean bias is $-0.015 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$.

Key words: Qinghai-Xizang Plateau; Land surface process; Soil freezing and thawing; CLM3.5 model