

DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2018.0037

LI Shiyue, YANG Kai, WANG Chenghai. Bias characteristics of land surface model (CLM4.5) over the Tibetan Plateau during soil freezing-thawing period and its causes[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2018, 40(2): 322-334. [李时越, 杨凯, 王澄海. 陆面模式 CLM4.5 在青藏高原土壤冻融期的偏差特征及其原因[J]. 冰川冻土, 2018, 40(2): 322-334.]

陆面模式 CLM4.5 在青藏高原土壤冻融期的 偏差特征及其原因

李时越, 杨凯, 王澄海

(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, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 利用中国区域地面气象要素数据集制作的大气强迫场驱动通用陆面模式 CLM4.5 (Community Land Model version 4.5) 对青藏高原区域进行离线模拟试验, 模拟结果与 D66、沱沱河 (TTH) 和玛曲 (Maqu) 3 个站点的观测资料以及 GLDAS (Global Land Data Assimilation System)-CLM2 模拟结果进行了对比, 并分析了陆面模式对冻融过程中土壤温度和湿度模拟的偏差及其可能原因。结果表明: CLM4.5 对土壤温度模拟较好 (平均 RMSE $\approx 3\text{ }^{\circ}\text{C}$), 而 GLDAS-CLM2 计算的土壤温度偏高, 偏差较大 (平均 RMSE $> 6\text{ }^{\circ}\text{C}$), 且其偏差大于 CLM4.5, 尤其在冻融期; CLM4.5 能较好地模拟出冻融过程中土壤湿度季节变化, 但土壤湿度的模拟值与观测值存在一定偏差 (平均 RMSE $\approx 0.1\text{ mm}^3 \cdot \text{mm}^{-3}$), GLDAS-CLM2 不能反映出土壤湿度在冻融过程中的变化特征。CLM4.5 的模拟偏差主要来自大气强迫场, 而 GLDAS-CLM2 的偏差除了大气强迫场的不确定性外, 还来自于模式冻融参数化方案的不完善。大气强迫场中的气温和降水对土壤温度和湿度的影响在冻融期和非冻融期表现不同。在非冻融期, 土壤温度的模拟主要受气温的影响 ($r > 0.6$), 气温偏差对土壤温度偏差的贡献率大于 50%; 土壤湿度的变化则主要受降水的影响, 降水偏差对土壤湿度偏差的贡献率为 20% ~ 40%。在冻融期, 受土壤水热相互作用的影响, 气温和降水对土壤温度和湿度的作用效果减弱; 土壤湿度的变化受气温影响显著, 其贡献率为 10% ~ 20%。陆面模式中冻融参数方案的不完善是冻融过程中土壤温度和湿度偏差的重要来源之一。

关键词: 土壤温度; 土壤湿度; 陆面模式; 模拟偏差; 冻融过程

中图分类号: P435 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2018)02-0322-13

0 引言

陆面过程参与陆气之间的能量、动量和水分交换, 陆面的关键参量如土壤湿度、积雪, 对天气和气候有重要影响^[1-3]。相比海洋, 大气与陆地下垫面相互作用的可变性更强^[4]。高山寒区的下垫面比较特殊, 分布着大量积雪和冻土, 冻融过程使得陆面的能量收支和水文循环变得更加复杂^[5-6]。青藏高原 (以下简称高原) 平均海拔在 4 000 m 以上, 由于其独特的地理位置和地形特征, 是高山寒区的典型代表。已有研究表明, 高原陆面冻融过程通过

改变地表非绝热加热对大气环流有着重要影响^[7-9]。

冻融过程通过改变土壤的水热性质影响地表能量收支和水文循环, 从而影响陆面和大气之间的能量与水分的交换^[10]。在冻融过程中, 土壤水热相互作用, 水分传输与热量传输相互关联, 使得冻融过程中的水热传输更加特殊和复杂。在土壤冻结过程中, 土壤向大气传输热量, 土壤温度降低, 地表的感、潜热均减小, 土壤中的液态水冻结成冰, 释放潜热, 同时液态水的减少增大了地表反照率, 影响地表能量收支; 在土壤融化过程中, 大气向土壤

收稿日期: 2017-09-23; 修订日期: 2018-01-17

基金项目: 国家自然科学基金项目(91437217; 41275061; 41471034)资助

作者简介: 李时越 (1992 -), 女, 陕西西安人, 2015 年在中国海洋大学获学士学位, 现为兰州大学在读硕士研究生, 从事数值模式、陆气相互作用研究。E-mail: lishy2015@lzu.edu.cn

通信作者: 王澄海, E-mail: wch@lzu.edu.cn.

传输热量, 土壤温度升高, 土壤中的冰融化转化为液态水, 地表的感、潜热均增大, 陆面与大气之间的能量和水分交换加强, 地表的非绝热加热增强^[11-12]。

陆面模式作为气候模式的陆面模块^[13], 其对陆面水热传输过程的模拟能力是决定气候模式对区域或全球气候模拟能力的重要因素^[14]。目前, 陆面模式对高海拔、高纬度寒区陆面过程的模拟偏差较大^[15-16], 这主要是由于模式对寒区冻融过程中水分和热量传输的模拟仍存在较大偏差^[17-18]。寒区陆面过程的复杂性和特殊性, 增加了模式模拟结果的不确定性。在不同下垫面条件下土壤热力学性质差异很大, 造成土壤温度和湿度的变化特征不同, 通过能水循环影响地表感、潜热的变化, 进而影响到模式对高原地区大气环流和天气气候的模拟效果。为了提高模式在寒区的模拟能力、改善模式对寒区陆面过程的描述, 需要分析冻融过程如何影响陆面模式对寒区土壤水热传输的模拟。

陆面模式对冻融过程模拟的偏差主要来自于两个方面, 一是模式中土壤水热传输参数化方案的不完善, 尤其冻融的参数化偏差较大^[19-20]; 二是大气强迫场的偏差^[21-22], 大气强迫场中的各个要素如气温、降水等, 决定了有多少热量和水分能够进入到土壤中, 不同的大气强迫场驱动陆面模式, 模式模拟的土壤温度和湿度有较大差异。研究表明, 陆面模式对寒区冻融过程的模拟存在着偏差^[23-25], 由于不同陆面模式或同一陆面模式不同版本中的参数化方案的差异, 陆面模式的模拟效果也存在差异。考虑到大气强迫场对陆面模式模拟的重要性, 分析土壤温度和湿度变化与大气强迫场之间的关系, 可以为诊断模式模拟偏差的主要来源提供参考。

研究冻融过程对土壤水热传输过程的影响, 对深入理解寒区水热传输机理有重要作用, 为陆面模式中冻融参数化方案的改进提供理论依据, 有利于加深对陆气相互作用的理解和认识。本文利用中国区域地面气象要素数据集制作的大气强迫场, 驱动 CLM4.5 (Community Land Model version 4.5) 在青藏高原区域进行模拟, 将 CLM4.5 的模拟结果与站点观测及 GLDAS (Global Land Data Assimilation System)-CLM2 进行对比, 分析陆面模式对冻融过程中土壤温度和土壤湿度的模拟能力, 并分析模式中水热参数化和大气强迫场的不确定性对模式模拟效果的影响, 探讨陆面模式对冻融过程模拟偏差的

主要原因。

1 资料方法和试验设计

1.1 资料来源及方法

本文中的大气强迫资料来自中国科学院青藏高原研究所 (Institute of Tibetan Plateau Research) 开发的中国区域地面气象要素数据集 (简称 ITP), 该数据集是以 Princeton 再分析资料、GLDAS 资料、GEWEX-SRB 辐射以及 TRMM 降水资料为背景场, 融合了中国气象局常规气象观测数据制作而成, 包括近地面气温 (K)、气压 (Pa)、相对湿度 (%)、风速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、向下短波辐射 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)、向下长波辐射 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) 和降水 ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$), 其水平空间分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, 数据每 3 h 采集一次。

本文采用的 GLDAS 数据, 是由美国航空航天局 (NASA) 戈达德空间飞行中心 (GSFC)、美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 和美国环境预报中心 (NCEP) 联合开发的全球陆面数据同化系统的数据产品, 包括土壤温度、土壤湿度、气温、降水等, 其水平空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 数据每 3 h 采集一次。

本文所用的站点观测资料为青藏高原 D66、沱沱河 (TTH) 和玛曲 (Maqu) 三个站点的资料 (图 1)。站点观测资料包括大气强迫场数据、土壤温度 ($^\circ\text{C}$) 和湿度 ($\text{mm}^3 \cdot \text{mm}^{-3}$) 数据, 数据每 30 min 采集一次。大气强迫数据包含的气象要素与 ITP 数据一致, 土壤温度和湿度数据在 D66、TTH 站为 0.2 m 深度处的观测数据, 在 Maqu 站为 0.1 m 深度处的观测数据。D66、TTH 站的观测数据取自全球能量水循环之亚洲季风青藏高原试验研究 (GAME/Tibet) 数据集, 时间段为 1997-1998 年, 数据每 30 min 采集一次; Maqu 站的观测数据的时间段为 2007-2008 年。

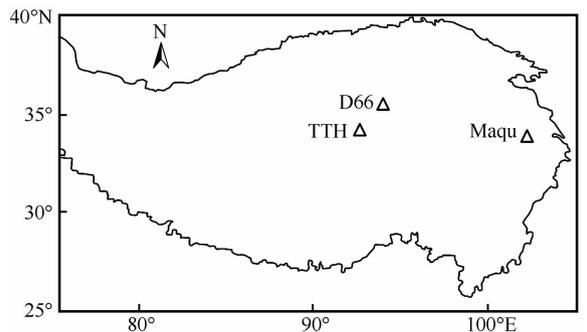


图 1 观测站点分布

Fig. 1 Geographical location of the observation sites

由于 CLM4.5 输出结果是分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的格点数据, GLDAS 数据为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的格点数据, 观测站点与格点在空间上存在着差异, 在进行结果比较时, 选择距离站点最近的格点数据与该站点的观测数据进行对比。

在 CLM4.5 中, 土壤分层为不均匀的 15 层, 模式只计算上面 10 层的土壤湿度, 上面 10 层的分层为 $0 \sim 1.75$ cm、 $1.75 \sim 4.51$ cm、 $4.51 \sim 9.06$ cm、 $9.06 \sim 16.55$ cm、 $16.55 \sim 28.91$ cm、 $28.91 \sim 49.29$ cm、 $49.29 \sim 82.89$ cm、 $82.89 \sim 138.28$ cm、 $138.28 \sim 229.61$ cm、 $229.61 \sim 380.19$ cm。土壤温度和湿度的计算位于各层的中间位置, 对应的土壤深度为 0.71 cm、 2.79 cm、 6.23 cm、 11.89 cm、 21.22 cm、 36.61 cm、 61.98 cm、 103.80 cm、 172.76 cm、 286.46 cm。为了与观测的深度对应, 选取模式第 4 层 (11.89 cm) 的模拟结果与 Maqu 站 10 cm 处的观测值做比较, 选取模式第 5 层 (21.22 cm) 的模拟结果与 D66 站 20 cm 处的观测值做比较。

本文用模拟值与观测值之间的平均偏差 (Bias)、均方根误差 (RMSE) 来评估模式的模拟效果, 计算公式为

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i) \quad (1)$$

$$RMSE = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

式中: S_i 和 O_i 分别为模拟值和观测值; N 为时间序列长度。

为了分析大气强迫场对土壤温度和湿度的影响, 采用偏相关方法, 偏相关系数 (r) 的计算公式为

$$r_{yi-1,2,\dots,m} = - \frac{R_{yi}^*}{\sqrt{R_{yy}^* R_{ii}^*}} \quad (i = 1, 2, \dots, m) \quad (3)$$

式中: y 为因变量; m 为自变量的个数; $r_{yi-1,2,\dots,m}$ 为消除第 $1, 2, \dots, m$ (不包含 i) 变量的影响时第 i 变量与 y 的偏相关系数; R_{ii}^* 为相关矩阵去掉第 i 行、第 i 列后的代数余子式; R_{yy}^* 为相关矩阵去掉第 $m+1$ 行、第 $m+1$ 列后的代数余子式。当 $m=2$ 时, 上式变为

$$r_{y1,2} = - \frac{r_{1y} - r_{12}r_{2y}}{\sqrt{(1-r_{2y}^2)(1-r_{12}^2)}} \quad (4)$$

$$r_{y2,1} = \frac{r_{2y} - r_{12}r_{1y}}{\sqrt{(1-r_{1y}^2)(1-r_{12}^2)}} \quad (5)$$

为了进一步定量分析大气强迫场偏差对陆面模式模拟的土壤温度和湿度偏差的贡献, 采用多元线性回归方法计算某一气象要素变量的贡献率 (CR), 公式为

$$CR_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (B'_{ij}/B_i^2) \quad (j = 1, 2, \dots, m) \quad (6)$$

式中: $B'_{ij} = a_j x_{ij}$, 为第 j 自变量 (如降水) 回归的土壤湿度或土壤温度的第 i 时刻的偏差; a_j 为偏回归系数; x_{ij} 为第 j 自变量的第 i 时刻的偏差; B_i 为土壤湿度或土壤温度的第 i 时刻的偏差; N 为时间序列长度; m 为自变量的个数。

按照土壤是否冻结, 可以将土壤温、湿状况分为冻结期和融化期; 但对于土壤冻结前的融化期和土壤融冻后的融化期, 土壤湿度变化的来源不同。对于前者, 土壤湿度的来源主要是秋、冬季的降水; 而对于后者, 土壤湿度的变化主要是由春季融雪、融冻引起的, 并且在土壤冻结前的融化期和土壤融冻后的融化期土壤温度、湿度的变化特征不同, 地表的水文过程和地表能量收支也存在差异^[26]。为了分析土壤冻融过程的变化特征, 以土壤冻融期为中心, 将整个模拟时段分为冻结前期、冻融期、融化后期三个时段。本文中冻融期 (freezing-thawing period, 简称 FT) 定义为从土壤表层温度连续 3 天低于 0°C 开始到表层温度连续 3 天大于 0°C 为止。冻结前期 (before freezing, 简称 BF) 定义为土壤开始冻结之前的时期, 融化后期 (after thawing, 简称 AT) 定义为土壤完全融化以后的时期。

1.2 模式简介及试验设计

通用陆面模式 CLM 是由美国国家大气研究中心 (NCAR) 开发的新一代陆面模式, 其最新版本为 CLM4.5, 为通用地球系统模式 (Community Earth System Model, CESM) 的陆面模块。CLM4.5 描述陆面的各个方面, 包括地表非均匀性、生物地球物理过程、水文循环、生物地球化学过程、人文影响和生态系统动力过程。相比 CLM 之前的版本 (如 CLM2、CLM3.5、CLM4.0), CLM4.5 中参数化方案得到一些改进, 包括改进的冻土导水参数化^[27]、雪盖参数化^[19] 等, 这些改进使得 CLM4.5 对土壤的水热传输过程模拟更为准确。本文采用 CLM4.5 进行模拟试验。

利用 ITP 大气强迫数据驱动 CLM4.5 离线进行区域 (Regional) 的模拟试验 (简称 Reg), 模拟范围为青藏高原区域 ($25^\circ \sim 40^\circ \text{N}$ 、 $75^\circ \sim 105^\circ \text{E}$, 见图

1), 水平空间分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, 模拟时间段为 1979–2012 年, 取前 5 年为 spin-up (预热) 时间。CLM4.5 所需的下垫面数据取自模式的默认数据集, 包括下垫面类型、土壤砂土和黏土的含量比例、土壤有机质含量等。模式模拟输出为日平均结果。

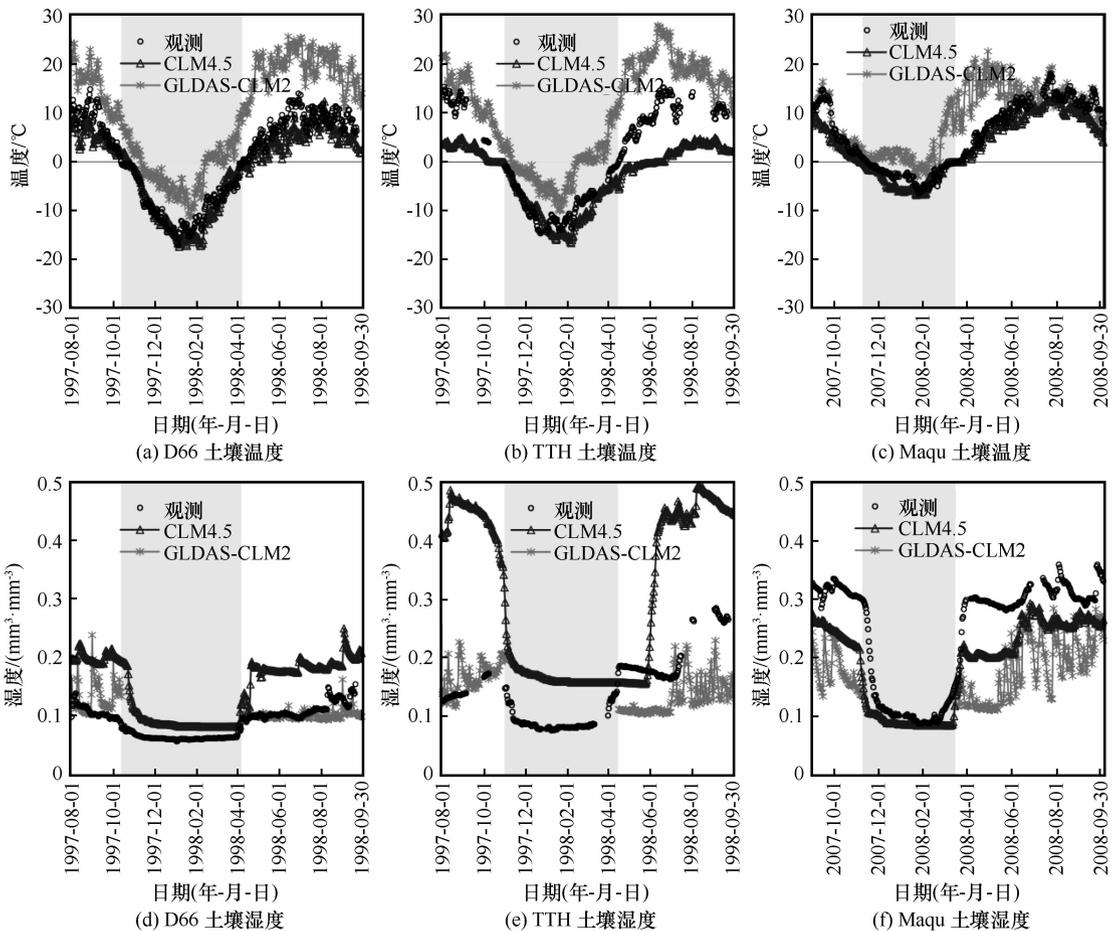
2 CLM 模拟土壤温度和湿度的偏差特征

为了分析陆面模式对冻融过程中土壤温度和湿度模拟的效果, 将模拟结果与站点观测数值进行比较, 分析 CLM4.5 模拟的土壤温度和湿度与观测之间的偏差特征。

图 2 中给出了 CLM4.5 模拟的与 GLDAS-CLM2 模拟的及站点观测的土壤温度、土壤湿度的对比。本文中土壤湿度为土壤液态水含量, 而 GLDAS-CLM2 中土壤湿度为液态水与冰含量之和, 因此, 不分析冻融期 GLDAS-CLM2 土壤湿度的变

化。可以看出, CLM4.5 可以模拟出土壤温度的季节变化特征 ($r > 0.6$, 见表 1), 模拟的土壤温度偏差在冻融时期相对最小 ($RMSE < 3.0^\circ\text{C}$), 模拟土壤温度的偏差为负。GLDAS-CLM2 能再现土壤温度的季节变化特征, 但相比 CLM4.5 模拟结果, 其存在更大的正偏差 (平均 $RMSE > 6^\circ\text{C}$), 尤其在冻融时期, GLDAS-CLM2 与 CLM4.5 模拟效果之间差异更明显, 说明 CLM4.5 对冻融过程模拟比 CLM2 有较大改进。整体而言, CLM4.5 模拟土壤温度的效果更好, 其偏差比 GLDAS-CLM2 小。

对土壤湿度的模拟效果比对土壤温度模拟的效果差。CLM4.5 能反映出土壤湿度的季节变化, 相关系数均为正且通过 95% 信度检验, 对冻融过程中土壤湿度的变化模拟较好, 但对非冻融期 (冻结前期和融化后期) 土壤湿度大小的模拟与观测有较大偏差。对比三个时期的模拟结果, CLM4.5 模拟土壤湿度的效果在冻融期相对较好 ($RMSE < 0.1\text{ mm}^3 \cdot$



注: 图中阴影区为冻融期, 之前为冻结前期, 之后为融化后期。

图 2 CLM4.5 模拟结果与 GLDAS-CLM2 模拟结果及观测结果的比较

Fig. 2 Variations of soil temperatures (a, b, c) and soil moistures (d, e, f) observed, simulated with CLM4.5 and GLDAS-CLM2 at D66 (a, d), TTH (b, e) and Maqu (c, f)

表 1 CLM4.5、GLDAS-CLM2 模拟结果与土壤温度和湿度观测结果之间的偏差、均方根误差及相关系数
Table 1 The Bias, RMSE and correlation coefficient between CLM4.5 simulation and observation, GLDAS-CLM2 simulation and observation for soil temperature and soil moisture before freezing (BF), during freezing-thawing period (FT) and after thawing (AT) at the Stations D66, TTH and Maqu

项 目	D66			TTH			Maqu				
	BF	FT	AT	BF	FT	AT	BF	FT	AT		
温度	GLDAS-CLM2	<i>Bias</i> /°C	7.51	7.40	11.72	5.12	7.16	10.70	0.72	5.17	3.60
		<i>RMSE</i> /°C	7.82	7.60	12.02	5.46	7.53	11.30	1.59	5.82	6.03
		<i>r</i>	0.88 *	0.94 *	0.72 *	0.61 *	0.88 *	0.60 *	0.97 *	0.72 *	0.19 *
	CLM4.5	<i>Bias</i> /°C	-2.90	-0.35	-2.82	-7.90	-1.30	-8.61	-3.11	-1.00	-1.48
		<i>RMSE</i> /°C	3.87	2.21	3.86	8.30	2.73	9.07	4.12	2.28	3.00
		<i>r</i>	0.72 *	0.93 *	0.65 *	0.67 *	0.85 *	0.59 *	0.87 *	0.68 *	0.78 *
湿度	GLDAS-CLM2	<i>Bias</i> /(mm ³ ·mm ⁻³)	0.03	0.08	-0.01	0.02	0.08	-0.07	-0.20	-0.03	-0.20
		<i>RMSE</i> /(mm ³ ·mm ⁻³)	0.04	0.09	0.02	0.04	0.10	0.08	0.20	0.07	0.21
		<i>r</i>	-0.31 *	-0.42 *	0.37 *	0.30 *	-0.23 *	0.52 *	0.72 *	-0.08	0.56 *
	CLM4.5	<i>Bias</i> /(mm ³ ·mm ⁻³)	0.09	0.03	0.07	0.31	0.08	0.13	-0.13	-0.03	-0.12
		<i>RMSE</i> /(mm ³ ·mm ⁻³)	0.10	0.04	0.07	0.31	0.08	0.18	0.14	0.05	0.13
		<i>r</i>	0.16	0.80 *	0.50 *	-0.04	0.46 *	0.38 *	0.28 *	0.59 *	0.54 *

注: *表示通过 95% 的显著性检验; BF 代表冻结前期, FT 代表冻融期, AT 代表融化后期。

mm⁻³), 在非冻融期存在较大的偏差 (RMSE > 0.1 mm³·mm⁻³)。GLDAS-CLM2 的土壤湿度大小整体上与观测值接近, 但其变化振幅偏大。

在整个模拟时段内 GLDAS-CLM2 的土壤温度误差逐渐增大(见表 1)。土壤湿度在冻结前期和融化后期的大小基本相同, 这主要由于冻融期陆气之间的能量和水分交换弱, 而 GLDAS-CLM2 的土壤湿度在融化后的数值却比冻结前的小, 与观测不符。这说明, 由于 CLM4.5 与 CLM2 对冻融过程描述不同引起模拟的冻融过程中土壤温度和湿度变化不同。CLM4.5 比 CLM2 的冻融参数化方案有了较大的改进, 包括基于过冷却水的相变方案^[28]、导水参数化的改进^[19]等, 这些改进使得 CLM4.5 对土壤冻融过程中的水热传输描述更为合理; 而 CLM2 中冻融参数化的不完善使得 GLDAS-CLM2 对冻融过程中土壤温度和湿度的模拟有较大偏差, 该结果与之前的相关研究结论一致^[29]。此外, 在 CLM2 中, 模式未考虑土壤有机质对土壤水热参数(如渗透系数、导热系数等)的影响, 土壤有机质有较大的热容和低的导热率, 其孔隙度大, 导水率高, 对土壤平均的水热参数有较大影响^[28]。对比 CLM 4.5 和 GLDAS-CLM2 的模拟结果可以看出, 模式冻融参数化方案的差异不仅影响冻融过程的模拟, 也会影响融化结束以后土壤水热传输的模拟。

3 大气强迫场偏差对土壤温度和湿度的影响

大气强迫场对陆面模式的模拟结果有很大影响, 尤其对土壤湿度^[30]。为了探讨陆面模式对冻融过程模拟偏差的产生原因, 分析了大气强迫场对土壤温度和湿度的影响。

土壤温度的模拟与地表能量平衡方程有关, CLM4.5 中描述地表能量平衡的方程为

$$h = S_{\text{soil}} - L_{\text{soil}} - H_{\text{soil}} - \lambda E_{\text{soil}} \quad (7)$$

式中: h 为进入土壤的热通量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); S_{soil} 为地表吸收的太阳短波辐射 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); L_{soil} 为地表吸收的长波辐射 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$, 定义向上为正方向); H_{soil} 为地表感热通量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); λE_{soil} 为地表潜热通量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)。从大气进入到土壤中的热量由地表净辐射和地表感、潜热决定, 而地表感、潜热决定于地-气的温差与湿度差, 降水会影响地表温度的变化, 土壤温度的模拟与气温关系密切, 也与降水有关。

在陆面模式中, 土壤湿度随时间的变化可由地表水平衡方程计算得到, 即

$$\frac{dW}{dt} = Pr - ET - Rof \quad (8)$$

式中: W 为土壤湿度 (mm); t 为时间 (s); Pr 为降水率 ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$); ET 为蒸散发 ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$); Rof 为地表径流 ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$)。蒸发的强弱决定于气温的

高低, 而径流受降水量和土壤持水能力等的影响, 故土壤湿度的变化主要与气温和降水有关。

大气强迫场对土壤温度、湿度的影响比较复杂^[21-22], 辐射、相对湿度、气压以及风速等对陆地之间的水分、能量和动量也都有影响。本文主要分析降水和气温对土壤温度和湿度模拟的影响。

为了分析土壤温度、湿度与大气强迫场中气温、降水之间的关系, 表 2 给出了 CLM4.5、GLDAS-CLM2 模拟结果及土壤温度和湿度观测结果与地表气温、降水之间的偏相关系数。可以看出, 模拟结果和观测结果均反映出土壤温度与气温在三个时期呈显著正相关, 说明土壤温度的变化受气温变化的影响显著。在冻结前期, 二者的相关性最好; 在冻融期, 土壤水热相互作用明显, 土壤温度受气温的影响比冻结前期弱; 在融化后期, 随着降水增多和辐射等其他因子变化, 气温对土壤温度影响减弱, 但仍是主要影响因子(平均 $r > 0.6$, 通过 95% 显著性检验)。降水与土壤温度的相关性在各个站点、各个时期不同, 且模式在反映相关关系时存在不确定性。观测结果显示, 从冻结前期到融化后期, 土壤温度与气温的相关性呈减小趋势而与降水的相关性呈增大趋势。在 D66 站, 降水对土壤温度的影响不显著, 这可能是由于 D66 站的降水少。总体而言, 土壤温度的变化主要受气温的影响, 且在冻结前期最为显著, 降水对土壤温度的影

响相对较弱, 且与降水量、降水强度和持续时间有关; 在冻融过程中, 气温对土壤温度的影响减弱, 但仍为主要影响因子。

为了分析土壤湿度与对应的气温和降水之间的关系, 根据式(6), 本文采用土壤湿度前后两个时刻的变化($\Delta w_n = w_n - w_{n-1}$)来计算土壤湿度变化与降水和气温之间的偏相关。对比通过 CLM4.5、GLDAS-CLM2 模拟结果及观测结果计算的土壤湿度与降水和气温之间偏相关结果(表 2)可以看出, 降水与土壤湿度变化之间的关系在站点之间和不同时期之间存在明显的差异。非冻融期土壤湿度变化与降水之间呈显著正相关, 在 D66 站二者关系不显著, 主要由于该站的降水少, 且土壤湿度偏干, 降水对土壤湿度变化的影响弱。在 Maqu 站, 二者的关系很显著, 说明降水对相对湿润地区的土壤湿度变化有较大影响。在冻结前期, 土壤湿度变化受土壤温度的控制, 且这一时期的降水少, 土壤中水分发生冻结, 使得土壤中的液态水含量始终维持在较低水平, 故降水对土壤湿度变化的影响不显著。根据观测资料, 土壤湿度与气温之间的关系在非冻融期不显著; 在冻融期二者均为显著正相关, 说明气温变化显著影响着冻融过程中土壤湿度变化。因为在冻融过程中土壤湿度变化与土壤温度的变化关系密切, 而土壤温度变化主要受气温变化的影响。总体而言, 在非冻融期, 降水对土壤湿度变化有显著影响, 这一时期气温对土壤湿度影响小; 在冻融

表 2 CLM4.5、GLDAS-CLM2 模拟结果及观测结果与地表气温、降水之间的偏相关系数

Table 2 The partial correlation coefficient between soil temperature, soil moisture and air temperature and precipitation for CLM4.5 simulation, GLDAS-CLM2 simulation and observation during 3 periods

项 目	D66			TTH			Maqu				
	BF	FT	AT	BF	FT	AT	BF	FT	AT		
温度	GLDAS-CLM2	降水	-0.24 *	0.17 *	-0.37 *	-0.15	-0.02	-0.28 *	0.26 *	0.12	-0.28 *
		气温	0.95 *	0.89 *	0.86 *	0.98 *	0.84 *	0.69 *	0.98 *	0.71 *	0.45 *
	CLM4.5	降水	0.01	-0.07	0.01	0.12	0.05	0.02	-0.01	0.18 *	0.11
		气温	0.90 *	0.94 *	0.91 *	0.88 *	0.76 *	0.74 *	0.94 *	0.88 *	1.00 *
	观测	降水	-0.02	0.08	0.11	-0.21 *	0.15 *	0.32 *	0.11	-0.05	0.15 *
		气温	0.95 *	0.89 *	0.83 *	0.97 *	0.78 *	0.80 *	0.96 *	0.80 *	0.61 *
湿度	GLDAS-CLM2	降水	0.72 *	0.46 *	0.56 *	0.68 *	0.26 *	0.70 *	0.84 *	0.56 *	0.74 *
		气温	-0.16	0.00	-0.06	-0.32 *	0.12	-0.08	-0.39 *	0.15	-0.34 *
	CLM4.5	降水	0.24 *	-0.06	0.17 *	0.42 *	0.04	0.34 *	0.20	0.02	0.57 *
		气温	-0.06	-0.09	0.08	0.40 *	-0.17 *	-0.23 *	0.10	0.30 *	-0.18 *
	观测	降水	-0.17	0.00	-0.04	0.64 *	0.01	0.32 *	0.57 *	0.10	0.30 *
		气温	0.28 *	0.19 *	0.29 *	-0.66 *	0.30 *	-0.10	0.16	0.31 *	-0.08

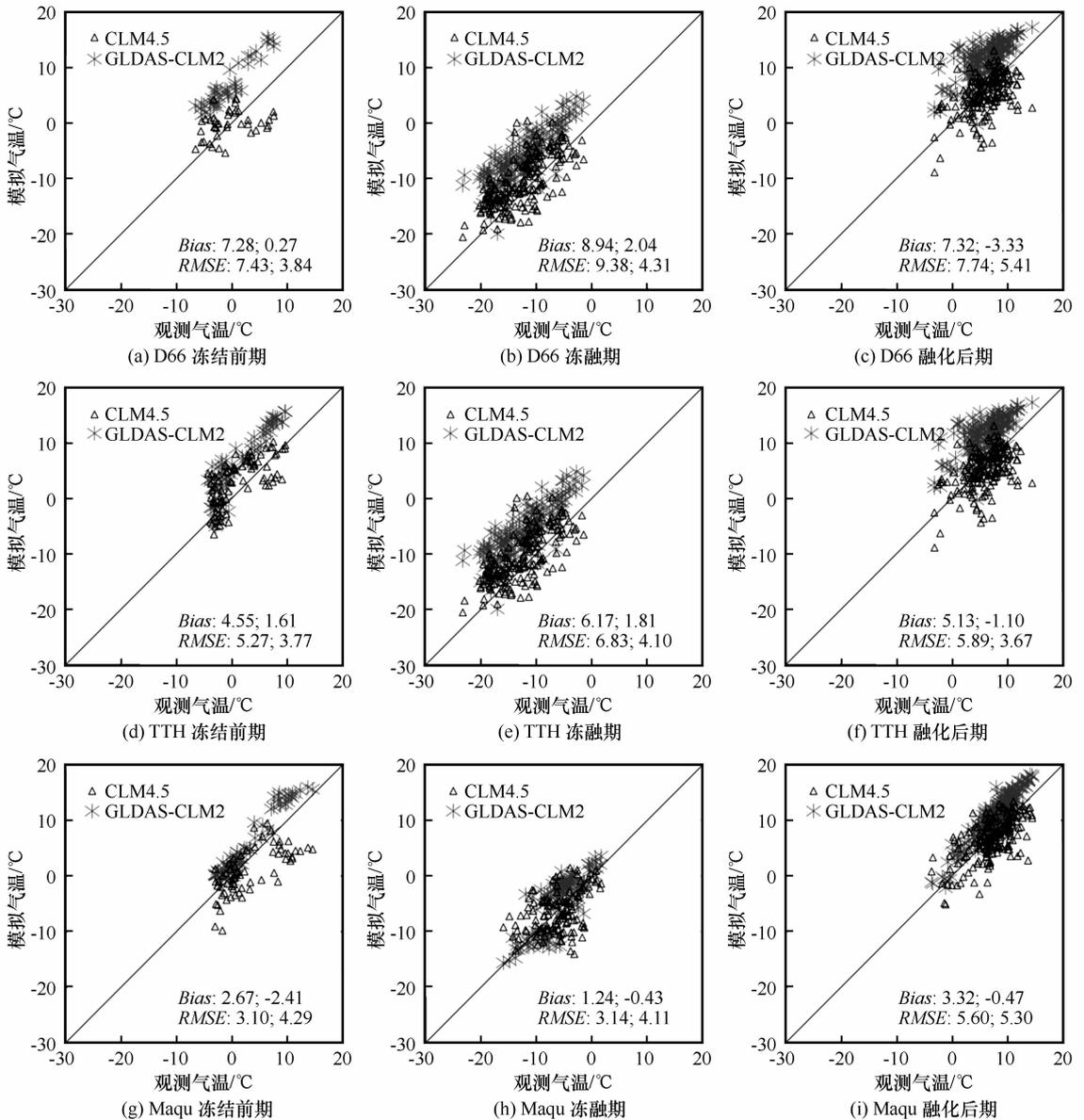
注: * 表示通过 95% 的显著性检验; BF 代表冻结前期, FT 代表冻融期, AT 代表融化后期。

期,降水对土壤湿度影响不明显,土壤湿度变化与气温密切相关。此外,由观测值计算出的土壤湿度与气温、降水之间的偏相关系数在三个时期的变化可以看出,气温和降水与土壤湿度的相关程度呈相反变化,即气温与土壤湿度的相关性增强时,对应降水与土壤湿度的相关性不显著,反之亦然。

通过对影响土壤温度和湿度模拟主要因素的分析可以得出,土壤温度与气温在三个站点的各个时期均存在显著正相关,但降水对土壤温度的影响没有一致的相关性;土壤湿度与降水在非冻融期有显著相关,而在冻融期,土壤湿度的变化与气温有更

显著的相关性。

为了分析不同时期土壤温度和湿度模拟偏差的主要来源,定量比较了在非冻融期和冻融期降水、气温的偏差对土壤温度和湿度模拟偏差的贡献。图3给出了三个站点、三个时期 CLM4.5 和 GLDAS-CLM2 大气强迫场中的气温模拟值与观测值的散点分布。可以看出,CLM4.5 的模拟气温大小与观测值大体一致, RMSE 为 3 ~ 5 °C (表 3)。在 Maqu 站,对比 CLM4.5 气温偏差分布与土壤温度偏差分布,二者在数值上接近,且气温偏差与土壤温度偏差的正负号相符。在 D66 站与 TTH 站,尽管前两



注:图中 Bias 和 RMSE 前一个值为 GLDAS-CLM2 的,后一个值为 CLM4.5 的。

图 3 CLM4.5 和 GLDAS-CLM2 大气强迫场中的模拟气温与观测值的散点分布

Fig. 3 Scatter plots of the air temperature in atmospheric forcing field versus the observations at D66 (a-c), TTH (d-f) and Maqu (g-i) before freezing (BF), during freezing-thawing period (FT) and after thawing (AT)

表 3 CLM4.5、GLDAS-CLM2 模拟的与观测的气温与降水的偏差、均方根误差及相关系数
Table 3 The Bias, RMSE, and correlation coefficient between CLM4.5 simulation, GLDAS-CLM2 simulation and observation for air temperature and precipitation during 3 periods

项 目			D66			TTH			Maqu		
			BF	FT	AT	BF	FT	AT	BF	FT	AT
气温	GLDAS-CLM2	<i>Bias</i> /°C	7.28	8.94	7.32	4.55	6.17	5.13	2.67	1.24	3.32
		<i>RMSE</i> /°C	7.43	9.38	7.74	5.27	6.83	5.89	3.10	3.14	5.60
		<i>r</i>	0.78*	0.85*	0.59*	0.87*	0.81*	0.65*	0.97*	0.81*	0.61*
	CLM4.5	<i>Bias</i> /°C	0.27	2.04	-3.33	1.61	1.81	-1.10	-2.41	-0.43	-0.47
		<i>RMSE</i> /°C	3.84	4.31	5.41	3.77	4.10	3.67	4.29	4.11	5.30
		<i>r</i>	0.25*	0.74*	0.27*	0.67*	0.70*	0.49*	0.70*	0.41*	0.42*
降水	GLDAS-CLM2	<i>Bias</i> /mm	0.12	0.05	0.03	-0.23	-0.04	-0.40	0.28	0.19	0.42
		<i>RMSE</i> /mm	1.09	0.32	0.30	2.06	0.56	2.52	2.31	0.51	4.21
		<i>r</i>	-0.07	0.18*	0.26*	-0.02	0.02	0.36*	0.52*	0.27*	0.40*
	CLM4.5	<i>Bias</i> /mm	1.23	0.00	0.62	-0.06	-0.08	0.06	-0.07	0.18	0.78
		<i>RMSE</i> /mm	2.87	0.22	1.38	2.85	0.57	3.64	2.26	1.01	5.00
		<i>r</i>	-0.01	0.07	-0.01	0.00	-0.04	0.09	0.08	-0.02	0.22*

注: * 表示通过 95% 的显著性检验; BF 代表冻结前期, FT 代表冻融期, AT 代表融化后期。

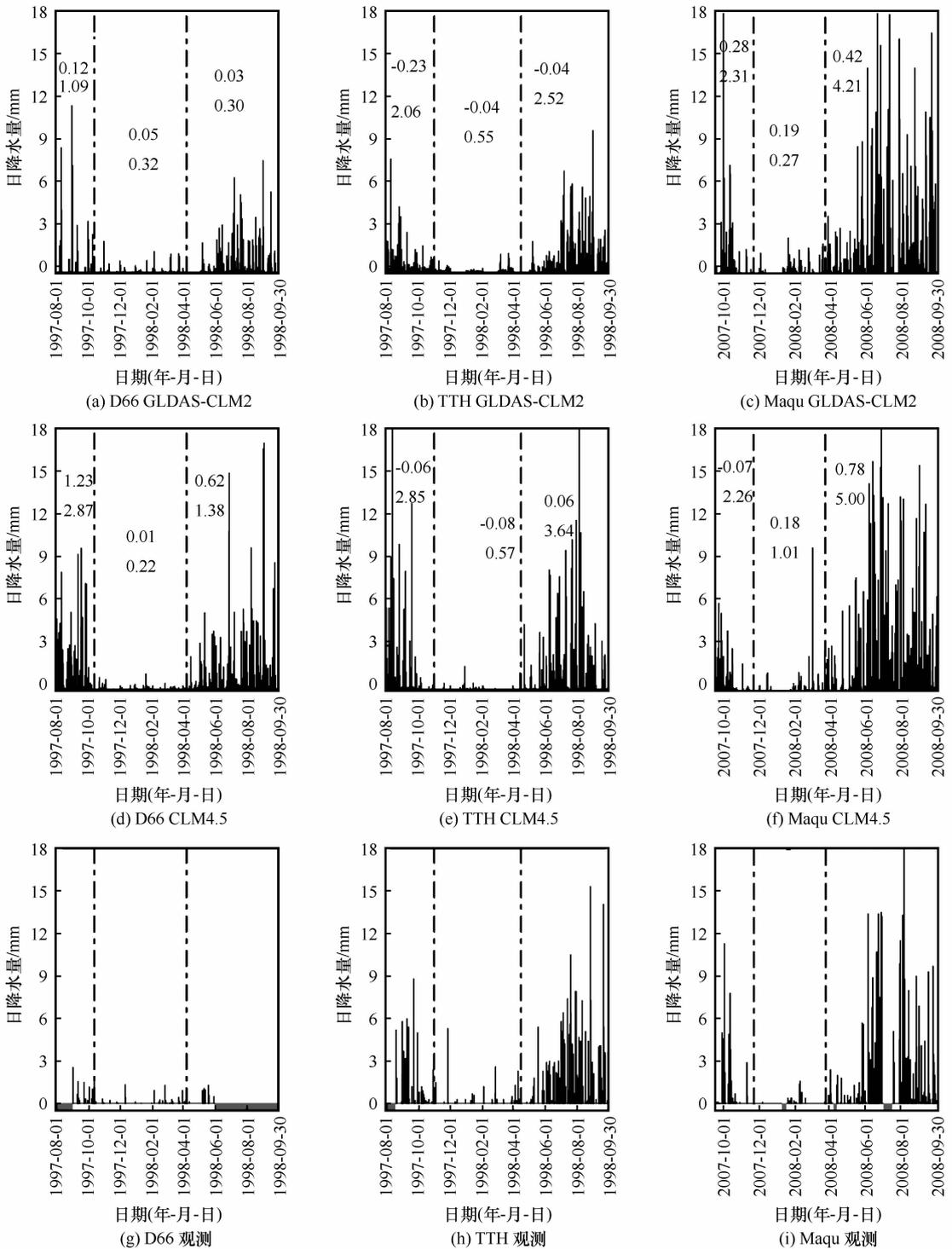
个时期的气温为正偏差, 土壤温度的偏差依然为负, CLM4.5 模拟的土壤湿度偏大, 增大了土壤的平均热容量, 使土壤温度偏低。相比观测结果, GLDAS-CLM2 模拟的气温存在较大正偏差, 气温的偏差特征分布与 GLDAS-CLM2 的土壤温度偏差分布一致, 说明 GLDAS-CLM2 的土壤温度偏差主要是由气温的偏差引起的。

为了进一步分析大气强迫场中降水的偏差及其对土壤湿度模拟的影响, 图 4 给出了三个站点的 CLM4.5、GLDAS-CLM2 模拟的与观测的降水时间分布。可以看出, 相比观测值, CLM4.5 和 GLDAS-CLM2 模拟的降水在 D66 和 Maqu 站均偏大(表 3), 降水偏差分布特征与土壤湿度偏差分布一致。

表 4 给出了气温、降水对土壤温度和土壤湿度模拟偏差的回归贡献率。可以看出, 对比 GLDAS-CLM2 的模拟结果, CLM4.5 对土壤温度的模拟偏差更多地来自于大气强迫场的准确性。在 Maqu 站, CLM4.5 模拟的冻结前期土壤温度比 GLDAS-CLM2 的结果差很多, 主要原因是在这个时期 CLM4.5 的气温偏差要比 GLDAS-CLM2 的更大(表 3)。结合表 1 和表 4 可以看出, GLDAS-CLM2 的土壤温度偏差在经过冻融期之后增加明显, 但大气强迫场的误差的贡献却在降低, 说明 GLDAS-CLM2 的土壤温度偏差除了来自气温、降水的偏差外, 还来自冻融参数化方案的不完善。总体而言,

气温偏差是土壤温度偏差的重要来源, 尤其在冻结前期, 随着土壤冻结, 气温偏差对土壤温度偏差的贡献降低, 但仍是主要影响因子; 陆面模式中冻融参数化方案的不完善, 是引起土壤温度偏差的重要因素, 其对土壤温度模拟的影响比气温的影响更大。

降水偏差对土壤湿度的模拟效果有较大影响。对于 CLM4.5, 降水偏差对土壤湿度偏差的贡献在冻结前期最大(20%~40%); 在冻融期, 由于土壤湿度的变化主要与土壤温度变化相关, 降水的贡献最小(<10%, 见表 4), 在这一时期, 气温偏差对土壤湿度偏差贡献增大, 平均贡献率约为 10%; 在融化后期, 降水偏差对土壤湿度偏差贡献增大, 但由于这一时期各气象因子变化均增大, 其贡献率比冻结前期小。对比三个站点, 降水的贡献率存在差异: 在 D66 站, 降水少, 降水偏差对土壤湿度偏差的贡献最小; 在 Maqu 站, 降水相对多, 降水的贡献率最大。对于 GLDAS-CLM2, 其降水和气温偏差对土壤湿度偏差的贡献在不同时段特征与 CLM4.5 中的类似, 但降水的贡献率大小与 CLM4.5 存在较大差异, 这可能是由于 CLM4.5 和 CLM2 中参数化方案不同造成的。总体而言, 降水偏差对土壤湿度偏差有显著贡献, 且与该地区平均降水量大小有关; 在冻融期, 降水偏差对土壤湿度偏差的贡献减小, 温度偏差是土壤湿度偏差的重要



注：图中左边的虚线为冻结开始日期，右边虚线为融化结束日期；(g)~(i)中的灰色区域表示对应时段观测值缺失；图中数值上方为 Bias，下方为 RMSE。

图4 CLM4.5、GLDAS-CLM2 模拟的及观测的大气强迫场中降水时间分布

Fig. 4 Variations of precipitation in atmospheric forcing field of GLDAS-CLM2 simulation (a, b, c), CLM4.5 simulation (d, e, f) and observation (g, h, i) data at Stations D66 (a, d, g), TTH (b, e, h) and Maqu (c, f, i)

贡献来源。

影响陆面模式模拟土壤温度和湿度效果的因素是多方面的^[31]，为了分析土壤质地对陆面模式中冻融过程模拟的影响，图5给出了CLM4.5默认地

表数据中D66、TTH及Maqu站的土壤质地垂直分布。对比已有研究^[23]给出的Maqu站土壤质地垂直分布可以看出，CLM4.5对Maqu站表层土壤的含砂量有低估，土壤有机质含量仅为观测值的一半。

表 4 气温、降水偏差对土壤温度和湿度模拟偏差的多元回归贡献率

Table 4 Multiple regression contribution of air temperature and precipitation bias to soil temperature and soil moisture bias

项 目	D66			TTH			Maqu				
	BF	FT	AT	BF	FT	AT	BF	FT	AT		
温度	GLDAS-CLM2	降水	3.6	2.5	0.7	5.1	6.1	0.9	6.7	3.1	2.5
		气温	73.4	32.5	27.4	94.3	33.1	13.4	22.6	0.3	0.7
	CLM4.5	降水	11.3	9.2	1.4	3.2	4.1	1.3	3.1	16.2	9.5
		气温	66.7	70.0	64.6	19.1	49.4	12.6	65.5	60.5	46.2
湿度	GLDAS-CLM2	降水	68.9	16.3	40.2	56.9	3.0	17.1	39.3	6.3	28.9
		气温	5.2	13.2	19.5	17.3	16.5	40.7	6.6	22.5	19.2
	CLM4.5	降水	20.0	9.6	12.5	23.4	5.0	18.8	40.7	1.7	39.8
		气温	15.4	18.0	54.3	6.6	5.6	13.8	17.8	10.2	8.0

注: BF 代表冻结前期, FT 代表冻融期, AT 代表融化后期。

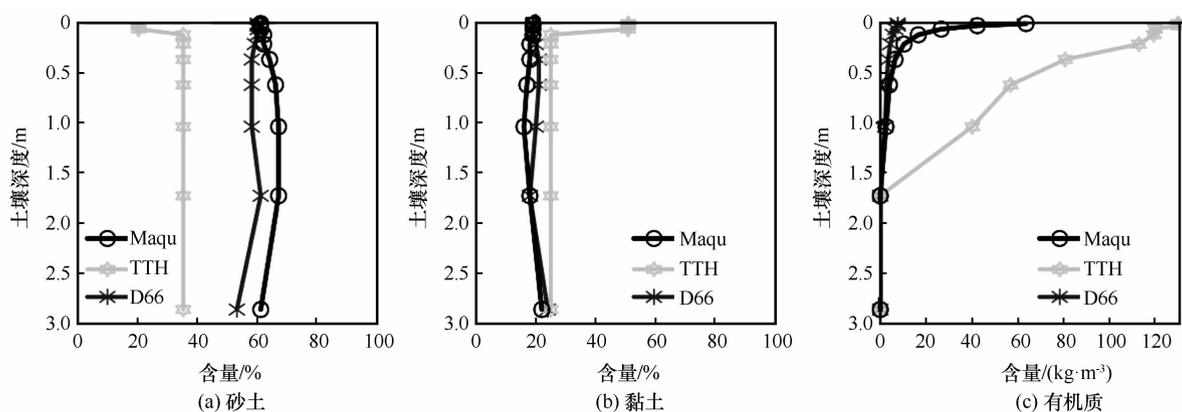


图 5 D66、TTH 和 Maqu 站的土壤砂土、黏土和有机质含量的垂直变化

Fig. 5 Content profiles of sandy soil (a), clay (b) and organic matter (c) at Stations D66, TTH and Maqu

土壤中的砂土和有机质含量偏低会使土壤的渗透性较小。通过之前的分析看出, Maqu 站降水模拟值比观测值偏大, 而模拟的浅层(10 cm)土壤湿度却比观测值偏差小, 可能是由于模式中对表层土壤含砂量的高估和对土壤有机质的低估。土壤有机质对土壤温度有较大影响^[7], 相比土壤矿物质成分(砂土、黏土), 土壤有机质有相对较大的热容量和较低的导热率。在 D66 和 TTH 站, CLM4.5 模拟的土壤湿度偏大, 也是由于初值比观测值大引起的。

4 结论

本文通过陆面模式 CLM4.5 在青藏高原区进行的模拟试验, 对模拟结果与观测资料及 GLDAS-CLM2 模拟结果进行了对比, 分析了陆面模式对冻融过程中土壤温度和湿度的模拟能力及其偏差的原因, 得到以下结论:

(1) CLM4.5 能够较好地模拟冻融过程中土壤温度的变化, 模拟的土壤温度大小与观测结果接近

(平均 RMSE < 3 °C); CLM4.5 对土壤湿度的模拟效果比土壤温度差: 虽然能在一定程度上反映其季节变化特征, 但模拟的非冻融期的土壤液态水含量存在较大偏差, 其平均 RMSE 约为 $0.1 \text{ mm}^3 \cdot \text{mm}^{-3}$ 。GLDAS-CLM2 对土壤温度的模拟效果较差, 与观测值间存在较大偏差(RMSE > 6 °C), 尤其在冻融期和融化后期的偏差更大; GLDAS-CLM2 不能反映土壤湿度在冻融过程中的变化特征。CLM4.5 对冻融过程中土壤温度和湿度的模拟效果比 GLDAS-CLM2 更好。

(2) CLM4.5 模拟偏差主要来自大气强迫场的不确定性。相比 CLM4.5, CLM2 的冻融参数化方案不完善, 引起了 GLDAS-CLM2 在冻融过程中土壤温度和湿度较大的偏差, 其对土壤温度和湿度模拟的影响比大气强迫场的影响更大。

(3) 在非冻融期和冻融期造成模式模拟偏差的原因不同。在非冻融期土壤温度和湿度的偏差主要来自于大气强迫场中气温和降水的偏差, 冻融期土

壤温度和湿度的模拟偏差主要是由模式冻融参数化引起的。在非冻融期,气温偏差对土壤温度偏差为主要贡献,尤其在冻结前期(贡献率 $>50\%$),而降水偏差对土壤温度偏差的贡献很小(贡献率 $<10\%$);土壤湿度模拟的偏差一部分来自降水偏差(贡献率为 $20\% \sim 40\%$),气温偏差的影响在这段时期内可忽略。在冻融期,土壤水分传输与热量传输相互影响,气温偏差对土壤温度偏差的贡献减小($<30\%$),土壤湿度的变化主要与土壤温度变化相关,降水偏差对土壤湿度偏差的贡献减小($<10\%$)。对比 CLM4.5 和 GLDAS-CLM2 的结果,气温和降水偏差对冻融过程中土壤温度和湿度模拟偏差的贡献与陆面模式中冻融参数化方案有关,较为完善的冻融参数化方案使气温和降水的贡献更为凸显。

本文对比分析了冻融过程对陆面模式模拟能力的影响,比较了在不同时期气温和降水对土壤温度和湿度的影响和贡献的差异。在冻融时期,陆面与大气间的动量、能量和水分交换减弱,气温对土壤温度变化的影响和降水对土壤湿度变化的影响均减弱,土壤水热相互作用加强。对比 GLDAS-CLM2 和 CLM4.5 的结果,二者模拟的差异在冻融过程中最大,这说明模式中冻融参数方案对模式模拟冻融过程的重要性。

参考文献 (References):

- [1] Yang Kai, Wang Chenghai, Bao Hongyan. Contribution of soil moisture variability to summer precipitation in the Northern Hemisphere[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, 121(20): 12108–12124.
- [2] Wang Chenghai, Yang Kai, Li Yiling, et al. Impacts of spatio-temporal anomalies of Tibetan Plateau snow cover on summer precipitation in East China[J]. *Journal of Climate*, 2017, 30: 885–903.
- [3] Yang Kai, Hu Tiantian, Wang Chenghai. A numerical study on the relationship between the spring-winter snow cover anomalies over the northern and southern Tibetan Plateau and summer precipitation in East China[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2017, 41(2): 345–356. [杨凯, 胡田田, 王澄海. 青藏高原南、北积雪异常与中国东部夏季降水关系的数值试验研究[J]. *大气科学*, 2017, 41(2): 345–356.]
- [4] Dai Yongjiu, Zeng Qingcun. Study on land surface process[J]. *Advances in Water Science*, 1996 (Suppl 1): 40–53. [戴永久, 曾庆存. 陆面过程研究[J]. *水科学进展*, 1996(增刊1): 40–53.]
- [5] Wang Chenghai, Shi Rui. Simulation of the land surface processes in the western Tibetan Plateau in summer[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2007, 29(1): 73–81. [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.]
- [6] Cui Yang, Wang Chenghai. Problems in reanalysis of sense latent heat in the western Tibet Plateau and their causes[J]. *Progress in Natural Science*, 2008, 18(11): 1279–1287. [崔洋, 王澄海. 季节转换期青藏高原西部地区感潜热再分析资料存在的问题及原因[J]. *自然科学进展*, 2008, 18(11): 1279–1287.]
- [7] Wang Chenghai, Shi Rui, Zuo Hongchao. Simulation and analysis of land surface process in western Tibet Plateau during frozen-thaw period[J]. *Plateau Meteorology*, 2008, 27(2): 239–248. [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.]
- [8] Shang Dacheng, Wang Chenghai. The effect of the frozen-thaw process in Tibetan Plateau on summer monsoon over Eastern Asia[J]. *Journal of Arid Meteorology*, 2006, 24(3): 19–22. [尚大成, 王澄海. 高原地表过程中冻融过程在东亚夏季风中的作用[J]. *干旱气象*, 2006, 24(3): 19–22.]
- [9] Gao Rong, Wei Zhigang, Zhong Hailing. Relationship between land surface characteristics in the Tibetan Plateau and summer precipitation in China[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2017, 39(4): 741–747. [高荣, 韦志刚, 钟海玲. 青藏高原陆表特征与中国夏季降水的关系研究[J]. *冰川冻土*, 2017, 39(4): 741–747.]
- [10] Wang Chenghai, Dong Wenjie, Wei Zhigang. Study on relationship between the frozen-thaw process in Tibet Plateau and circulation in East-Asia[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2003, 46(3): 309–316. [王澄海, 董文杰, 韦志刚. 青藏高原季节冻融过程与东亚大气环流关系的研究[J]. *地球物理学报*, 2003, 46(3): 309–316.]
- [11] Yang Meixue, Yao Tandong, He Yuanqing, et al. The water cycles between land surface and atmosphere in northern part of Tibetan Plateau[J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2002, 22(1): 29–33. [杨梅学, 姚檀栋, 何元庆, 等. 藏北高原地气之间的水分循环[J]. *地理科学*, 2002, 22(1): 29–33.]
- [12] Chen Boli, Luo Siqiong, Lü Shihua, et al. Land surface characteristics in soil freezing and thawing process on the Tibetan Plateau based on Community Land Model[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2017, 39(4): 760–770. [陈渤黎, 罗斯琼, 吕世华, 等. 基于 CLM 模式的青藏高原土壤冻融过程的陆面特征研究[J]. *冰川冻土*, 2017, 39(4): 760–770.]
- [13] Dickinson R E, Oleson K W, Bonan G, et al. The community land model and its climate statistics as a component of the community climate system model[J]. *Journal of Climate*, 2010, 19(11): 2302–2324.
- [14] Gao Yanhong, Xiao Linhong, Chen Deliang, et al. Quantification of the relative role of land-surface processes and large-scale forcing in dynamic downscaling over the Tibetan Plateau[J]. *Climate Dynamics*, 2016, 48(5/6): 1–17.
- [15] Hurrell J W, Holland M M, Gent P R, et al. The community earth system model: a framework for collaborative research[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2013, 94(9): 1339–1360.
- [16] Bao Hongyan, Yang Kai, Wang Chenghai. Characteristics of GLDAS soil-moisture data on the Tibet Plateau[J]. *Sciences in Cold and Arid Regions*, 2017, 9(2): 127–141.
- [17] Toure A M, Rodell M, Yang Zongliang, et al. Evaluation of the snow simulations from the Community Land Model, version 4 (CLM4)[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2016, 17(1): 153–170.
- [18] Wang Chenghai, Dong Wenjie, Wei Zhigang. Research progress of parameterization of soil frozen-thaw process in Land Surface Model[J]. *Advances in Earth Science*, 2002, 17(1): 44–52.

- [王澄海, 董文杰, 韦志刚. 陆面模式中土壤冻融过程参数化研究进展[J]. 地球科学进展, 2002, 17(1): 44-52.]
- [19] Swenson S C, Lawrence D M, Lee H. Improved simulation of the terrestrial hydrological cycle in permafrost regions by the Community Land Model[J/OL]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2012, 4(3) [2018-01-02]. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2012MS000165>.
- [20] Niu Guoyue, Yang Zongliang. Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2006, 7(5): 937-952.
- [21] Fekete B M, Vörösmarty C J, Roads J O, et al. Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates[J]. *Journal of Climate*, 2003, 17(2): 294-304.
- [22] Sheffield J, Ziegler A D, Wood E F, et al. Correction of the high-latitude rain day anomaly in the NCEP NCAR reanalysis for land surface hydrological modeling[J]. *Journal of Climate*, 2004, 17(19): 3814-3828.
- [23] Chen Boli, Lü Shihua, Luo Siqiong. Research of simulation at Maqu station on the Tibet Plateau with Land Surface Model CLM3.5[J]. *Plateau Meteorology*, 2012, 31(6): 1511-1522. [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.]
- [24] Xiong Jiansheng, Zhang Yu, Wang Shaoying, et al. Effect of CLM4.0 soil moisture transmission scheme improvement on land surface process simulation on the Tibet Plateau[J]. *Plateau Meteorology*, 2014, 33(2): 323-336. [熊建胜, 张宇, 王少影, 等. CLM4.0 土壤水分传输方案改进在青藏高原陆面过程模拟中的效应[J]. 高原气象, 2014, 33(2): 323-336.]
- [25] Li Suosuo, Lü Shihua, Liu Yuanpu, et al. Determination of aerodynamic parameters and their application in land surface process at Maqu Station in the upper Yellow River area[J]. *Plateau Meteorology*, 2010, 29(6): 1408-1413. [李锁锁, 吕世华, 柳媛普, 等. 黄河上游玛曲地区空气动力学参数的确定及其在陆面过程模式中的应用[J]. 高原气象, 2010, 29(6): 1408-1413.]
- [26] Ge Jun, Yu Ye, Li Zhenchao, et al. Influence of soil freeze-thaw process on surface energy flux in permafrost regions of Tibet Plateau[J]. *Plateau Meteorology*, 2016, 35(3): 608-620. [葛骏, 余晔, 李振朝, 等. 青藏高原多年冻土区土壤冻融过程对地表能量通量的影响研究[J]. 高原气象, 2016, 35(3): 608-620.]
- [27] Oleson K W, Lawrence D M, Bonan G B, et al. Technical description of version 4.5 of the Community Land Model (CLM) [R/OL]. [2018-01-02]. <http://opensky.ucar.edu/islandora/object/technotes:515>.
- [28] Lawrence D M, Slater A G. Incorporating organic soil into a global climate model[J]. *Climate Dynamics*, 2008, 30(2/3): 145-160.
- [29] Douville H. Relevance of soil moisture for seasonal atmospheric predictions: is it an initial value problem[J]. *Climate Dynamics*, 2004, 22(4): 429-446.
- [30] Wang Aihui, Zeng Xubin, Guo Donglin. Estimates of global surface hydrology and heat fluxes from the Community Land Model (CLM4.5) with four atmospheric forcing datasets[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2016, 17(9): 2493-2510.
- [31] Wang Chenghai, Yang Kai. A new scheme for considering soil water-heat transport coupling based on Community Land Model: model description and preliminary validation[J/OL]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2018 [2018-01-02]. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017MS001148>.

Bias characteristics of land surface model (CLM4.5) over the Tibetan Plateau during soil freezing-thawing period and its causes

LI Shiyue, YANG Kai, WANG Chenghai

(College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University / Key Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction of Gansu Province, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The offline simulation experiments over the Tibetan Plateau was conducted through CLM4.5 (Community Land Model version 4.5) forced by China Meteorological Forcing Dataset. The observations in three sites (D66, TTH and Maqu) were chosen. The CLM4.5 simulation was compared to the observation and GLDAS (Global Land Data Assimilation System)-CLM2 simulation to analyze the biases of land surface model in simulating soil temperature and moisture during freezing-thawing process and its possible causes. The results showed that simulated soil temperature of CLM4.5 generally agreed with the observation (averaged RMSE ≈ 3 °C), while soil temperature of GLDAS-CLM2 was higher than the observation with the biases (averaged RMSE > 6 °C) larger than that in CLM4.5, especially in freezing-thawing period; CLM4.5 can reproduce the seasonal variation of soil moisture, but content of soil moisture had some differences from the observation (averaged RMSE $\approx 0.1 \text{ mm}^3 \cdot \text{mm}^{-3}$); GLDAS-CLM2 cannot reproduce the seasonal variation of soil moisture. The biases of CLM4.5 simulation mainly come from the uncertainties of atmospheric forcing, while the biases of GLDAS-CLM2 mainly come from the imperfection of frozen soil parameterizations, besides the uncertainties of atmospheric forcing. Air temperature and precipitation in atmospheric forcing have different effects on the performance of land surface model in freezing-thawing period and non-freezing-thawing period. In non-freezing-thawing period, simulation of soil temperature is mainly affected by the air temperature ($r > 0.6$), especially before freezing period, the contribution of air temperature biases to soil temperature biases is larger than 50%, the variation of soil moisture is mainly influenced by precipitation, the contribution of precipitation biases to soil moisture biases is about 20%–40%. In freezing-thawing period, soil water flow and heat flux are coupled, the effects of air temperature and precipitation on soil temperature and moisture have reduced, the variation of soil moisture is significantly influenced by air temperature; contribution of air temperature biases to soil moisture biases is 10%–20%. The imperfection of freezing-thawing parameterization schemes in land surface model is the main factor for simulation biases of soil temperature and moisture during freezing-thawing; its effects are larger than the impacts of atmospheric forcing.

Key words: soil temperature; soil moisture; land surface model; simulation bias; freezing-thawing process

(本文编辑: 武俊杰)