

赖欣, 文军, 岑思弦, 等. 2014. CLM4.0 模式对中国区域土壤湿度的数值模拟及评估研究 [J]. 大气科学, 38 (3): 499–512, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13194. Lai Xin, Wen Jun, Ceng Sixian, et al. 2014. Numerical simulation and evaluation study of soil moisture over China by using CLM4.0 model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (3): 499–512.

CLM4.0 模式对中国区域土壤湿度的数值 模拟及评估研究

赖欣^{1,2,3} 文军¹ 岑思弦⁴ 宋海清⁵ 田辉¹ 史小康⁶ 何媛⁷ 黄曦⁸

1 中国科学院寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室, 兰州 730000

2 成都信息工程学院大气科学学院, 成都 610225

3 成都信息工程学院高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225

4 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072

5 内蒙古自治区生态与农业气象中心, 呼和浩特 010051

6 空军装备研究院航空气象防化研究所, 北京 100085

7 海南省人工影响天气中心, 海口 570203

8 丽江机场气象台, 丽江 674100

摘 要 本文利用普林斯顿大学全球大气强迫场资料, 驱动公用陆面过程模式 (Community Land Model version 4.0, CLM4.0) 模拟了中国区域 1961~2010 年土壤湿度的时空变化。将模拟结果与观测结果、美国国家环境预报中心再分析数据 (National Centers for Environmental Prediction Reanalysis, NCEP) 和高级微波扫描辐射计 (Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS, AMSR-E) 反演的土壤湿度进行了对比分析, 结果表明 CLM4.0 模拟结果可以反映出中国区域观测土壤湿度的空间分布和时空变化特征, 但东北、江淮和河套三个地区模拟值相对于观测值在各层次均系统性偏大。模拟与 NCEP 再分析土壤湿度的空间分布基本一致, 与 AMSR-E 的反演值在 35°N 以北的分布也基本一致; 从 1961~2010 年土壤湿度模拟结果分析得出, 各层土壤湿度空间分布从西北向东南增加。低值区主要分布在新疆、青海、甘肃和内蒙古西部地区。东北平原、江淮地区和长江流域为高值区。土壤湿度数值总体上从浅层向深层增加。不同深度土壤湿度变化趋势基本相同。除新疆西部和东北部分地区外, 土壤湿度在 35°N 以北以减少趋势为主, 30°N 以南的长江流域、华南及西南地区以增加为主。在全球气候变暖的背景下, CLM4.0 模拟的夏季土壤湿度在不同程度上响应了降水的变化。中国典型干旱区和半干旱区土壤湿度减小, 湿润区增加。其中湿润区土壤湿度对降水的响应最为显著, 其次是半干旱区和干旱区。

关键词 CLM4.0 模式 土壤湿度 数值模拟 响应

文章编号 1006-9895(2014)03-0499-14

中图分类号 P426.1

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13194

Numerical Simulation and Evaluation Study of Soil Moisture over China by Using CLM4.0 Model

LAI Xin^{1,2,3}, WEN Jun¹, CEN Sixian⁴, SONG Haiqing⁵, TIAN Hui¹, SHI Xiaokang⁶, HE Yuan⁷,
and HUANG Xi⁸

1 Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change in Cold and Arid Regions, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000

收稿日期 2013-06-14, 2014-01-02 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金项目 41175022、41205009, 中国科学院重点部署项目 KZZD-EW-13, 中国气象局兰州干旱气象研究所行业专项 GYHY201006023, 高原大气与环境四川省重点实验室开放基金项目 PAEKL-2010-C3

作者简介 赖欣, 女, 1984 年出生, 博士研究生, 讲师, 主要从事陆面过程研究。E-mail: nacylai@cuit.edu.cn

2 College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

3 Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

4 Chengdu Institute of Plateau Meteorology, China Meteorology Administration, Chengdu 610071

5 Ecological and Agricultural Meteorology Center of Inner Mongolia Autonomous Region, Hohhot 010051

6 Institute of Aeronautical Meteorology and Chemical Deference, Air Force Academy of Equipment, Beijing 100085

7 Weather Modification Center of Hainan Province, Haikou 570203

8 Lijiang Airport Meteorological Station, Lijiang 674100

Abstract The Community Land Model version 4.0 (CLM4.0) driven by the atmospheric forcing data of Princeton University was used to simulate soil moisture (SM) in China from 1961 to 2010. The simulated SM data were compared with observation data, National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Reanalysis data, and SM data retrieved from the Advanced Microwave Scanning Radiometer–Earth Observing System (EOS; AMSR-E) data. The results showed that although CLM4.0 simulation is capable of capturing the characteristics of spatial distribution and temporal spatial variation of measured SM, the simulated SM was systematically higher than the observations in every layer in northeast China, the Jianghuai basin, and the Hetao region. The spatial patterns of the simulated SM and the NCEP SM demonstrated reasonable consistencies, and the spatial patterns of simulated SM and AMSR-E retrieved SM showed consistencies in the northern area of 35°N. On the basis on the simulated SM from 1961 to 2010, it can be concluded that the spatial distributions in every layer were characterized by a gradually increasing pattern from the northwest to southeast. Dry regions were located in Xinjiang, Qinghai, Gansu, and western Inner Mongolia, whereas the most humid regions were located in the Northeast China Plain, the Jianghuai region, and the Yangtze River basin. The SM generally increased from surface layer to deeper layers. The variation trends essentially showed consistencies in all layers. The SM mainly decreased in the northern area of 35°N except western Xinjiang and partial regions of Northeast China, and increased mainly in the Yangtze River basin, southern and southwestern China. In the global warming background, the simulated SM of summer demonstrated various responses to the variation in precipitation. SM decreased in typical arid and semiarid regions and increased in humid regions. The humid regions responded significant to precipitation, whereas the semiarid and arid regions were ranked second.

Keywords CLM4.0 model, Soil moisture, Numerical simulation, Response

1 引言

土壤湿度是表征陆面状况的一个关键物理量,也是陆—气相互作用过程中的一个重要物理量。土壤湿度通过改变土壤反照率、热容量等下垫面参数来影响地表的感热和潜热输送,进而影响局地的天气和气候变化,其在气候变化中的作用仅次于海温(US National Research Council, 1994; Chahine, 1992)。研究土壤湿度的时空分布及变化,不仅具有重要的天气和气候学理论意义,也在农业干旱监测、生态及经济等领域具有一定的现实意义。

尽管土壤湿度对天气预报和气候预测的重要性越来越受关注,但由于缺少长期的全球高密度观测数据,制约了土壤湿度变化及其影响的研究(Seneviratne et al., 2010)。目前全球可用的土壤湿度观测资料十分有限(Robock et al., 2000)。卫星遥感可以获得全球的、较高时空分辨率的土壤湿度数据,但土壤湿度反演精度受土壤类型等有关参数的不确定性影响存在反演误差。陆面过程模式有很

好的水分迁移物理基础,可以获得时间频次和空间分辨率较高的土壤湿度模拟值,因此在土壤湿度等地表参量研究上应用较为广泛。李明星等(2011)建立基于气象台站观测资料的公用陆面模式(Community Land Model version 3.5, CLM3.5)大气驱动场 ObsFC,并进行陆面过程模拟。结果表明:CLM3.5/ObsFC 合理再现了中国区域土壤湿度的时空特征和长期变化趋势。杜川利等(2008)利用 CLM3.0,以 1979~2003 年 NCEP/DOE 再分析资料(Reanalysis-2)作为外界强迫,对中国区域进行独立模拟试验,并分析了土壤湿度对全球变暖的响应。黄伟等(2004)利用 1998 年 HUCEX 资料对 CLM 的模拟能力进行了验证。结果表明,CLM 不但能够较好地模拟陆—气间各种能量通量,而且还能模拟出土壤中温度的时空分布特征。陈海山等(2010)和熊明明等(2011)评估了 CLM3.0 对中国地区土壤湿度、土壤温度的模拟能力。以上研究表明,陆面过程模式可以合理地再现土壤温度和土壤湿度等地表参量的时空分布特征。

由于受到观测资料的限制,以往基于站点观测的陆面过程模式研究大多集中在单站或者较小区域,并且模拟时间也较短,较难全面反映模式的模拟能力,也难以进行气候变化背景下较大区域的土壤湿度气候学研究。模拟研究中国区域土壤湿度的变化,对于中国土壤湿度的气候学特征研究以及旱涝监测有着重要意义,同时也为进一步改进陆面过程模式的物理过程描述(或参数化)提供依据。CLM 作为世界上发展最为完善的陆面过程模式之一,较新发布的 CLM4.0 改进了 CLM3.5 的水文过程,对土壤水分的动力学过程描述更为准确细致。本研究拟利用普林斯顿大学(Princeton University)强迫场资料驱动 CLM4.0,模拟研究中国区域土壤湿度的空间分布与时空变化特征,并与台站实测、NCEP 再分析和 AMSR-E 反演土壤湿度进行对比验证。进一步从较长时间尺度(1961~2010 年)分析中国区域土壤湿度的时空变化及其对气候变化的可能响应,并总结讨论 CLM4.0 模拟中国区域土壤湿度存在的问题及未来可能的改进方案。

2 CLM4.0 模式和数据介绍

2.1 CLM4.0 简介

公用陆面过程模式(Community Land Model, CLM)是目前世界上发展最为完善而且也是最具发展潜力的陆面过程模式之一。它综合了生物圈一大气圈传输方案陆面模式(Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme, BATS)(Dickinson et al., 1993)、中国科学院大气物理研究所陆面过程模式(Land surface model which was established at the Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences in 1994, IAP94)(Dai and Zeng, 1997)和 NCAR 的陆面过程模式(Land Surface Model, LSM)(Bonan, 1996)等几个陆面模式的优点,改进了一些物理过程的参数化方案。它是公用地球系统模式(Community Earth System Model, CESM)和公用大气模式(Community Atmosphere Model, CAM)的陆面模块,已被耦合在多个气候模式中。CLM4.0 主要包括生物地球物理、水文循环、生物地球化学和动态植被四个部分。CLM3.5 模式的缺陷之一是模拟的土壤湿度偏大、变化偏小(Oleson et al., 2008a; Decker and Zeng, 2009)。NCAR 发布的较新版本 CLM4.0 改进了 CLM3.5 的水文过程:其中包括修改 Richards 方程的数值求解方案,改进了土

壤下边界条件,使地下水和土壤水直接耦合(Zeng and Decker, 2009; Decker and Zeng, 2009);修改土壤蒸发参数化方案,并考虑了冠层凋落物和冠层内稳定性对蒸发的作用(Sakaguchi and Zeng, 2009);雪模式有了显著的改进(Flanner and Zender, 2005; Flanner and Zender, 2006; Flanner et al., 2007);通过加入 5 层水文不活跃地层,地柱扩展到了 50 m(Lawrence et al., 2008);增加了城市单元(Oleson et al., 2008b);通过改进植被功能类型,显著减少了反照率偏差(Ramankutty et al., 2008; Asner et al., 1998)。通过以上改进,CLM4.0 改进了 CLM3.5 的土壤水分动力学过程,使得土壤湿度变小,变率增加。

2.2 数据简介

试验采用普林斯顿大学 1961~2010 年 3 小时一次,空间分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的全球大气强迫场资料作为陆面模式的驱动数据(Sheffield et al., 2006)。驱动数据包括气温、风速、比湿、降水、近地面气压、大气向下长波辐射通量和太阳向下短波辐射通量共 7 个近地面气象要素。不同学者对该强迫场数据进行了评估,并用其驱动模式(Wang et al., 2011; 李明星, 2010; 陈海山, 2010; 熊明明等, 2011)。土地利用分类、地形、土壤颜色、质地等陆面数据信息来自 CLM4.0 自带的陆面特性参数数据。

模式检验所用站点资料来自国际土壤湿度网(The International Soil Moisture Network)中国区域 1981~1999 年共 40 个台站资料(Robock et al., 2000; Dorigo et al., 2011; Dorigo et al., 2013)。Li et al.(2005)利用该资料对 ERA-40 [the 40-yr European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)] 和 NCEP 再分析资料计算的土壤湿度进行过检验。这些资料已经被处理成土壤体积含水量,可以直接用于模式模拟结果的评估和改进(Levis et al., 2003)。在这 40 个气象台站中有 10 个台站位于灌溉区。为了较为准确的评估模式的模拟状况,将这 10 个灌溉站剔除,仅分析自然条件下中国区域 30 个站点的土壤湿度状况。

3 模拟结果的检验

本研究中模拟区域取($15^{\circ} \sim 55^{\circ} \text{N}$, $70^{\circ} \sim 135^{\circ} \text{E}$)。用 1961~2010 年共 50 年普林斯顿大学强迫场资料作大气强迫驱动模式积分 50 年,然后用所得陆面状态结果作 CLM4.0 初始场,同样使用

1961~2010 年的大气强迫再积分 50 年, 使土壤水分过程充分平衡。最后输出 1961~2010 年空间分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的日和月平均的积分结果。以下对 CLM4.0 模拟的土壤湿度与台站观测、NCEP 再分析和 AMSR-E 反演土壤湿度进行对比验证。

3.1 模拟土壤湿度的空间分布与观测值的比较

在模拟和观测土壤的深度匹配上, 由于 CLM4.0 土壤深度分层与观测深度分层不完全对应, 本文中选取 CLM4.0 的第 1~3 层 (0~9.06 cm) 的平均体积含水量与观测 0~10 cm 的体积含水量对比, CLM4.0 的第 4 层 (9.06~16.56 cm) 与观测 10~20 cm 对比, CLM4.0 第 5 层 (16.56~28.92 cm) 与观测 20~30 cm 对比, CLM4.0 第 6 层 (28.92~49.3cm) 与观测 30~40 cm 和 40~50 cm 两层平均 (即 30~50 cm) 对比。在模拟和观测土壤湿度的空间匹配上, 采用模式输出的格点值与该格点所包含的站点观测值进行对比 (李明星, 2010)。

由于站点观测在北方秋、冬季和初春土壤冻结时停止, 这里选择了夏季观测和模拟土壤湿度空间分布进行对比。用模拟值减去观测值再比上观测值, 得到的百分数即为两者的偏差百分比 (熊明明等, 2011)。从图 1 可以看出, 模拟土壤湿度的空间分布与观测值基本一致。从图 1b 看出, 东北地区是土壤湿度的高值区, 土壤湿度值在 0.25 左右。江淮流域的三个站点土壤湿度值也相对较高。河套地区是土壤湿度的低值区, 土壤湿度值在 0.15 左右。模拟的土壤湿度 (图 1a) 基本上可以反映出东北、江淮流域土壤湿度高值区以及河套地区土壤湿度低值区的空间分布特点。模拟的中国区域土壤湿度空间分布总体上看从西北向东南逐渐增加。从图 1d 看出, 0~50 cm 土壤湿度的空间分布与 0~10 cm 基本一致。其中东北地区大部分站点土壤湿度值较之 0~10 cm 有所增加, 说明东北地区大部分站点土壤湿度从浅层 (0~10 cm) 向深层 (0~50 cm) 有所增加。黄艳和丁裕国 (2007) 也研究表明东北地区绝大多数测站夏季土壤湿度具有上干下湿的特点。模拟的 0~50 cm 土壤湿度 (图 1c) 与观测值空间分布基本一致, 但模拟值较之 0~10 cm 的模拟值在西北、长江以南及西南部分地区有所增加, 其他地区变化不明显, 说明模拟的土壤湿度在部分地区从浅层向深层有所增加。总的来说, CLM4.0 模拟的土壤湿度空间分布特征与之前学者的研

究结果类似 (Li et al, 2011; 杜川利等, 2008; 熊明明等, 2011; 张文君等, 2008), 但在两个层次模拟值较之观测值均系统性偏大。从偏差百分比图 (图 1e、f) 上来看, 0~10 cm 层上, 全国绝大多数站点模拟值较观测值偏高。其中, 东北、河套地区绝大部分站点模拟值较观测值偏高 30% 以上。在 0~50 cm 层上, 全国绝大部分站点模拟值较观测值偏高。其中, 东北地区大部分站点模拟值较观测值偏高, 但相对于 0~10 cm 层, 偏高的站点有所减少, 且大部分站点偏差也有所减小。这是由于东北地区大部分站点观测土壤湿度从浅层 (0~10 cm) 向深层 (0~50 cm) 有所增加, 而模拟土壤湿度在东北地区变化不明显, 使得大部分站点模拟偏差减小。河套地区大部分站点偏差较 0~10 cm 层也有所减小。此外, 为了比较 CLM4.0 和 CLM3.5 在模拟土壤水分时的差异, 对比了同一时间段 CLM4.0 与 CLM3.5 模拟 (图 1g、h) 的中国区域土壤湿度空间分布, 结果表明在 0~9.06 cm 层上, CLM4.0 模拟的土壤湿度较之于 CLM3.5 在西北部分地区偏小, 在内蒙古东部、青海以及西藏北部干旱区范围较大。CLM4.0 模拟值在东北部分地区也偏小。在 30°N 以南, CLM4.0 模拟值较 CLM3.5 在部分地区则偏大。在 0~49.3 cm 层上, CLM4.0 模拟的土壤湿度较 CLM3.5 仍在西北、东北部分地区偏小, 西北干旱区范围较大。其他地区则差异不明显。

3.2 模拟土壤湿度的时间变化与观测值的比较

图 2 为不同深度的 2 层土壤 (0~10 cm, 0~50 cm) 1981~1999 年的年平均模拟和观测土壤湿度的线性变化趋势空间分布图。从观测土壤湿度变化趋势图 (图 2b、d) 看出, 观测土壤湿度在东北的大部和河套地区以减小趋势为主。模拟的土壤湿度 (图 2a、c) 基本上可以反映出观测土壤湿度的时间变化趋势。模拟土壤湿度在东北和河套地区呈减小趋势, 西北也以减小趋势为主。对比同一时期台站观测降水和气温变化趋势图 (图略) 可以发现: 台站降水在东北、河套地区和西北大部呈减小趋势, 长江以南地区以增加趋势为主。台站气温除西南部分地区为减小趋势外, 其他大部分地区均呈增加趋势。土壤湿度变化是多要素相互作用的结果, 并且不同因子作用的强度具有气候带差异性, 在短时间尺度上降水更多的控制着土壤湿度的波动 (D'odorico and Porporato, 2004)。台站

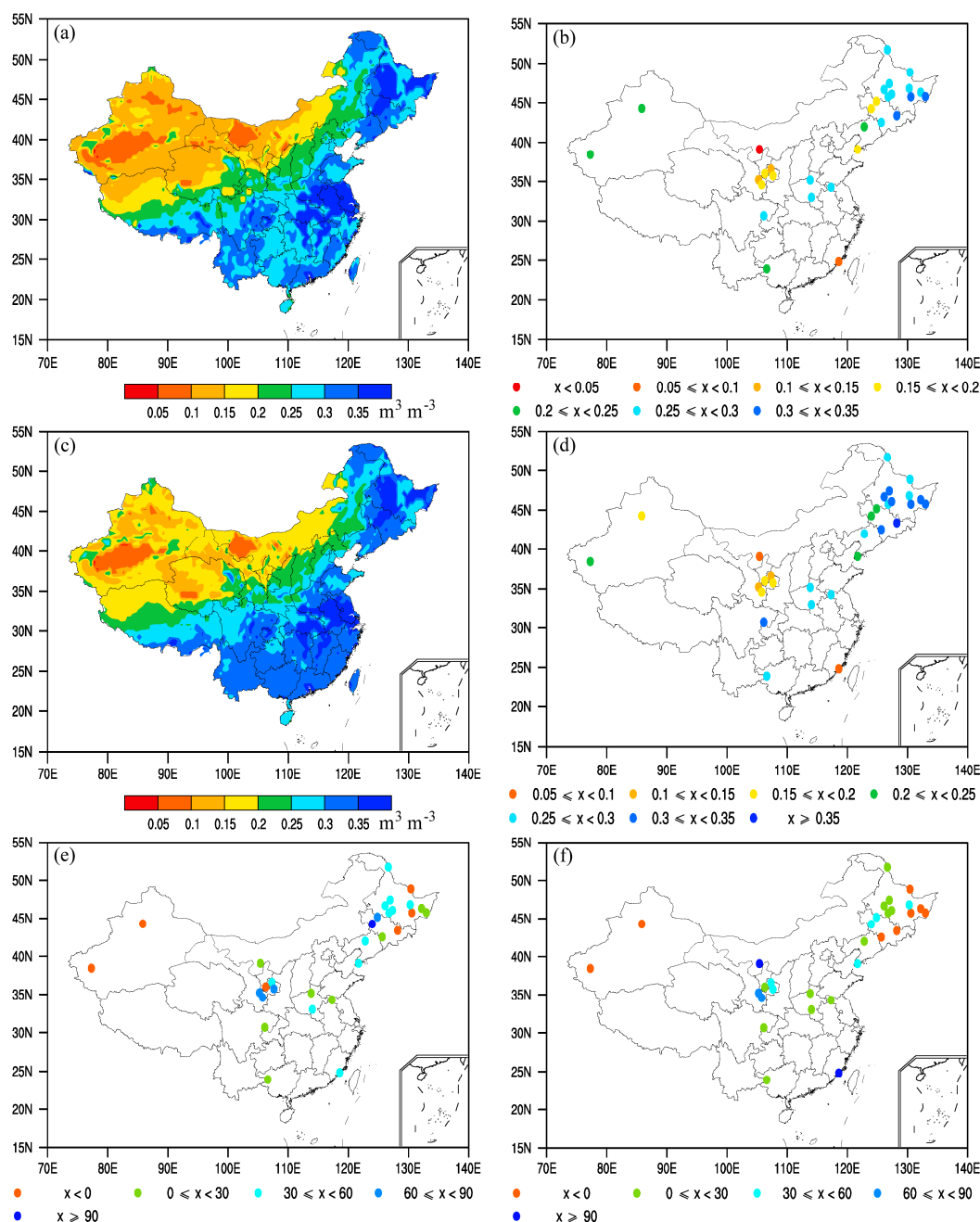


图1 1981~1999年夏季(6~8月)平均模拟和观测土壤湿度空间分布(单位: $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)及偏差: (a) CLM4.0 模拟土壤湿度(0~9.06 cm); (b) 站点观测土壤湿度(0~10 cm); (c) CLM4.0 模拟土壤湿度(0~49.3 cm); (d) 站点观测土壤湿度(0~50 cm); (e) CLM4.0 模拟(0~9.06 cm)与观测(0~10 cm)偏差百分比; (f) CLM4.0 模拟(0~49.3 cm)与观测(0~50 cm)偏差百分比; (g) CLM3.5 模拟土壤湿度(0~9.06 cm); (h) CLM3.5 模拟土壤湿度(0~49.3 cm)

Fig. 1 Spatial distribution (unit: $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) and bias of the simulated and measured mean soil moisture (SM) in the summers (June–August) of 1981–1999: (a) CLM4.0 simulated SM (0–9.06 cm); (b) measured SM (0–10 cm); (c) CLM4.0 simulated SM (0–49.3 cm); (d) measured SM (0–50 cm); (e) bias percent between CLM4.0 simulated (0–9.06 cm) and measured (0–10 cm) SM; (f) bias percent between CLM4.0 simulated (0–49.3 cm) and measured (0–50 cm) SM; (g) CLM3.5 simulated SM (0–9.06 cm); (h) CLM3.5 simulated SM (0–49.3 cm)

观测降水在我国中高纬度地区呈减小趋势, 而气温呈增加趋势, 使得陆面蒸发量增大, 我国中高纬度土壤湿度也呈现减小趋势。这也与杜川利等(2008)模拟的东亚北部地区土壤湿度减少的研究

结果一致。

本文结合地形特征并参考 Nie et al. (2008) 的工作, 将全国分为 3 个区域(图 3)。其中第 1 区为东北地区, 第 2 区为半干旱黄土高原山地区, 第 3

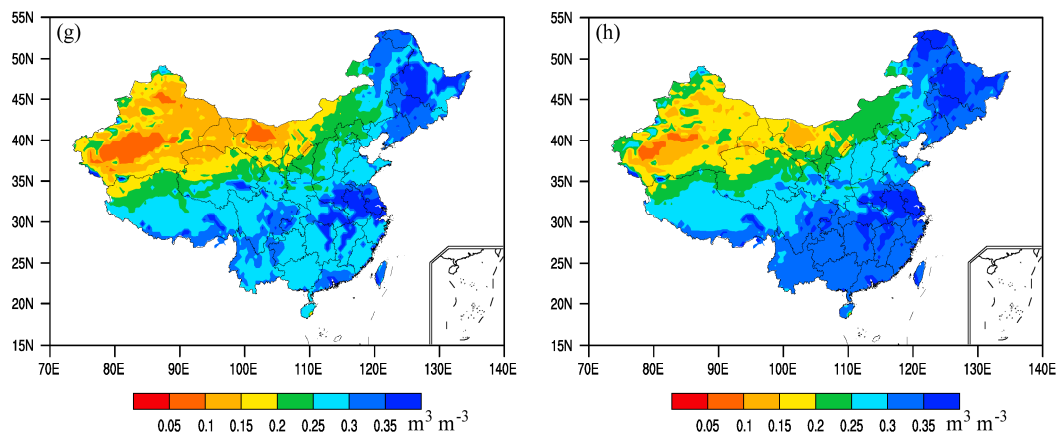


图 1 (续)

Fig. 1 (Continued)

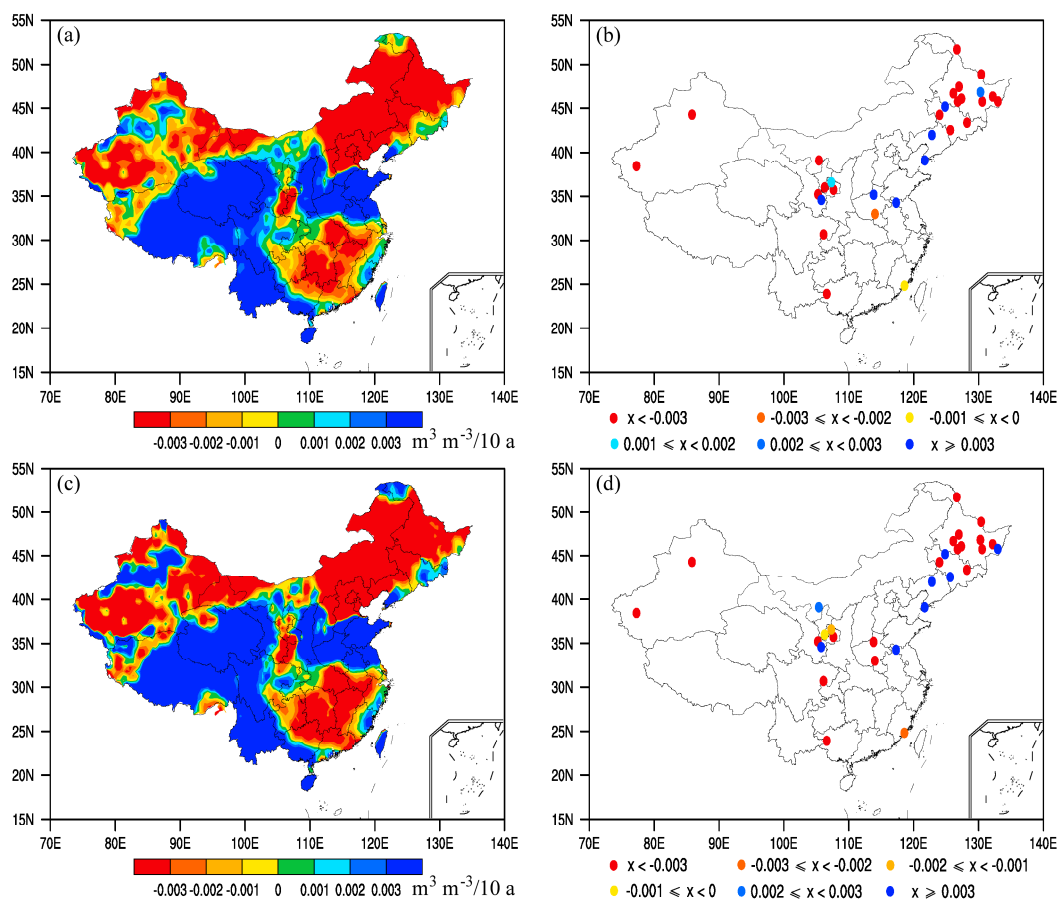


图 2 1981~1999 年 (4~10 月) 平均模拟和观测土壤湿度变化的线性趋势 (单位: $\text{m}^3 \text{m}^{-3} (10\text{a})^{-1}$): (a) CLM4.0 模拟土壤湿度 (0~9.06 cm); (b) 站点观测土壤湿度 (0~10 cm); (c) CLM4.0 模拟土壤湿度 (0~49.3 cm); (d) 站点观测土壤湿度 (0~50 cm)

Fig. 2 Spatial distribution of linear variation trends of simulated and measured mean SM for April to November of 1981–1999 (unit: $\text{m}^3 \text{m}^{-3} (10\text{a})^{-1}$): (a) CLM4.0 simulated SM (0~9.06 cm); (b) measured SM (0~10 cm); (c) CLM4.0 simulated SM (0~49.3 cm); (d) measured SM (0~50 cm)

区为江淮地区。以下将分区讨论土壤湿度的变化情况。

图 4 是观测和模拟的中国 3 个区域土壤湿度月平均值的年际变化。左列是 0~10 cm 的变化图, 右

列是 0~50 cm 的变化图。表 1 是 3 个区域各层观测和模拟土壤湿度月平均值相关系数。从图 4 可以看出, 除了 0~50 cm 的第 1 区以外, 模式基本上可以反映出站点土壤湿度的年际变化和年内变化, 高

值点和低值点也大致可以匹配。结合表 1 可以看出, 2 区和 3 区模式模拟值和观测值在各个层次均显著相关, 通过了 99% 的信度检验, 其中 2 区的相关性最好。1 区仅表层 0~10 cm 模拟值与观测值显著相关。从 1 区 0~50 cm 年际变化图上可以看出,

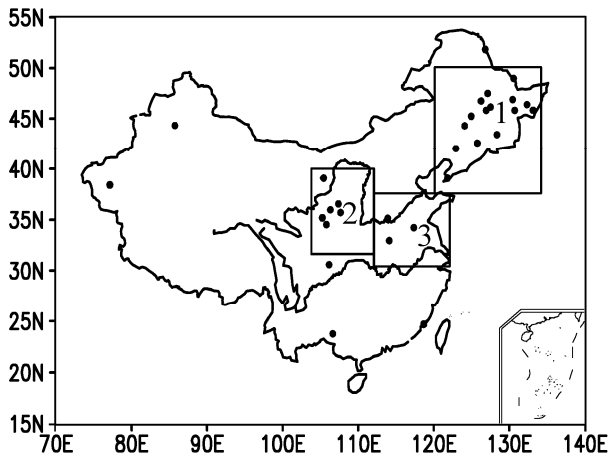


图 3 中国区域土壤湿度站点分布及 3 个分区。1 代表 1 区, 2 代表 2 区, 3 代表 3 区

Fig. 3 Distribution of SM stations and the three sub-regions in China. 1 represents 1 sub-region, 2 represents 2 sub-region, 3 represents 3 sub-region

虽然模拟土壤湿度能够再现土壤湿度年内变化的基本趋势, 但是相对于观测值出现了一定的位相漂移, 使得相关系数为负值。1 区和 2 区模拟值和观测值的相关性随着土壤深度的增加而减弱, 这可能与 CLM4.0 模拟与观测土壤分层对应不一致有关。日和年平均模拟与观测值的相关性也具有类似的特点 (表略)。

表 2 为 3 个区域各层土壤湿度月平均模拟值与观测值均方根误差和模拟偏差。从均方根误差和模拟偏差来看, 在三个区域各个层次模拟值较之观测值均系统性的偏大。其中在 1 区和 3 区, 均方根误差和模拟偏差随着土壤湿度的增加而减小。1 区观测土壤湿度随着深度增加而增加, 而模拟土壤湿度没有明显变化, 使得偏差随深度增加而减小。3 区观测土壤湿度随着深度增加而增加, 模拟土壤湿度随深度增加而减小, 也使得模拟偏差随深度增加而减小。造成模拟值和观测值的差异有多种原因: 观测土壤湿度是在固定的深度进行测定的, 但是土壤湿度的时空分布具有非线性特点, 用固定深度测定的土壤湿度来代表整层的土壤湿度本身具有不确定性; 同样模式是用节点上的土壤湿度来代表整

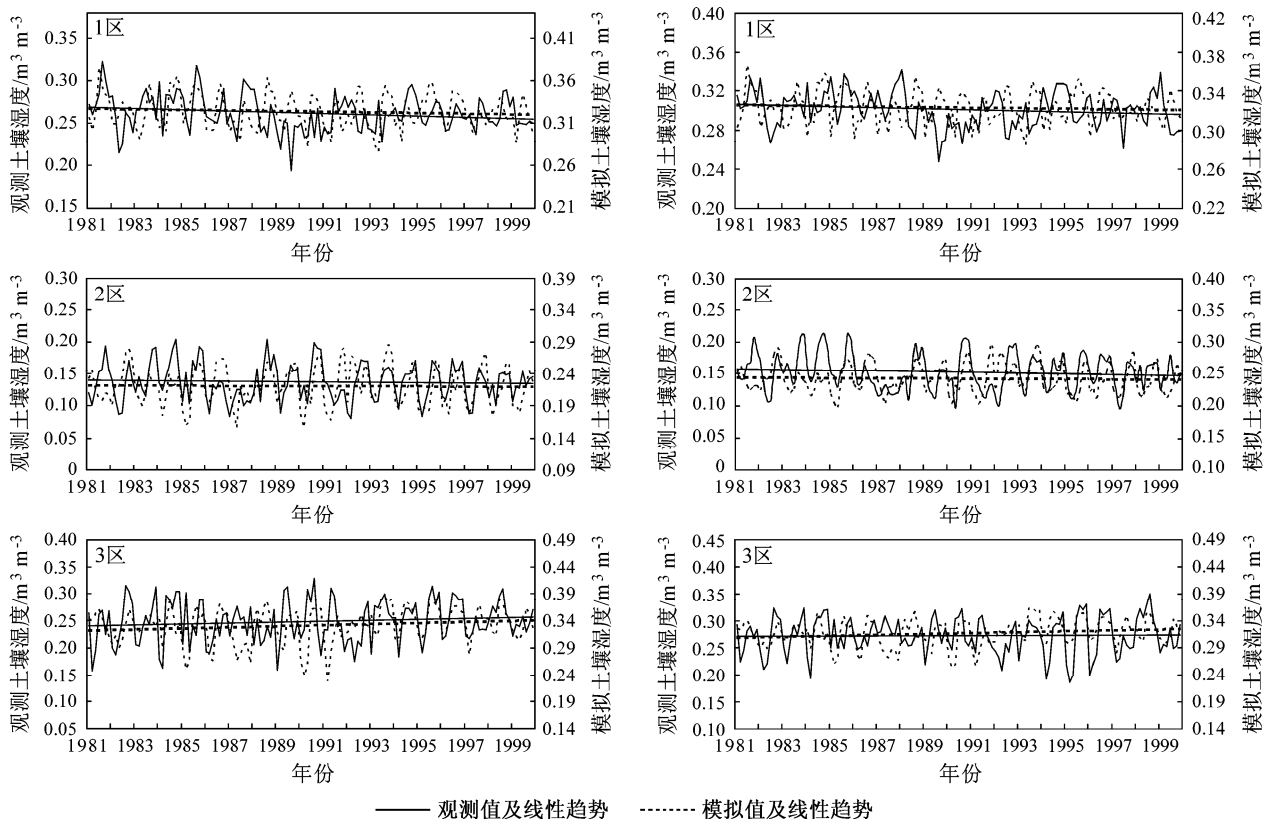


图 4 观测和 CLM4.0 模拟的中国 1、2 和 3 区土壤湿度月平均值的年际变化: 0~10 cm (左); 0~50 cm (右)

Fig. 4 The interannual variations of CLM4.0 simulated and measured monthly mean SM for regions 1, 2, and 3: 0~10 cm depth (left); 0~50 cm depth (right)

层土壤湿度,也具有不确定性;模式对于土壤湿度的分层与观测分层不一致,也会引入计算误差;模式模拟的土壤湿度是一个单位格点(0.5°×0.5°)内的平均值,观测土壤湿度是特定地理位置的单点观测值,对于模拟值与观测土壤湿度的比较本身就具有不一致性;模式大气强迫场的质量有待提高,普林斯顿大学强迫场的降水数据与中国实际观测数据相比还存在一定偏差,在长期变化趋势绝对值上比观测数据偏小约一个量级,而土壤湿度对于强迫场中的降水又十分敏感(Qian et al., 2006),这也会造成模拟偏差;模式自带的包括地形、土壤属性、植被功能类型、土地利用分类等信息的陆面数据空间分辨率有限,并且与中国实际陆面数据相比存在差异;同时模式水文过程、热传导过程等物理过程描述的不完善,都会造成模拟偏差。以上也是下一步工作拟研究的问题。

表 3 是中国各区域土壤湿度模拟值与观测值在各个不同时间尺度的线性趋势系数。在日、月和年

表 1 各区域各层模拟和观测土壤湿度月平均值相关系数
Table 1 The correlation coefficients between simulated and measured monthly mean SM in each layer over the sub-regions

	0~10 cm	10~20 cm	20~30 cm	30~50 cm	0~50 cm
1 区	0.18*	-0.09	-0.26	-0.34	-0.2
2 区	0.43**	0.35**	0.34**	0.3**	0.35**
3 区	0.23**	0.23**	0.29**	0.32**	0.3**

注: *表示通过了 95%的信度检验, **表示通过了 99%的信度检验,下同

表 2 各区域各层土壤湿度月平均模拟值与观测值的均方根误差和模拟偏差(单位: m³ m⁻³)
Table 2 The RMSEs and biases between simulated and measured monthly mean SM in each layer over the sub-regions (unit: m³ m⁻³)

	0~10 cm		10~20 cm		20~30 cm		30~50 cm		0~50 cm	
	RMSE	偏差	RMSE	偏差	RMSE	偏差	RMSE	偏差	RMSE	偏差
1 区	0.067	0.062	0.039	0.028	0.032	0.013	0.03	0.004	0.035	0.022
2 区	0.09	0.084	0.088	0.081	0.093	0.088	0.1	0.095	0.094	0.09
3 区	0.094	0.083	0.068	0.054	0.059	0.045	0.041	0.022	0.057	0.044

表 3 各区域土壤湿度模拟值与观测值的线性趋势系数

Table 3 Linear trend coefficients of simulated and measured SM over the sub-regions

	日时间尺度				月时间尺度				年时间尺度			
	0~10 cm		0~50 cm		0~10 cm		0~50 cm		0~10 cm		0~50 cm	
	观测	模拟	观测	模拟	观测	模拟	观测	模拟	观测	模拟	观测	模拟
1 区	-0.15**	-0.13*	-0.15**	-0.09	-0.19*	-0.1	-0.17	-0.08	-0.34	-0.29	-0.27	-0.3
2 区	-0.05	-0.02	-0.1*	-0.02	-0.06	-0.02	-0.11	-0.04	-0.2	-0.16	-0.28	-0.17
3 区	0.1*	0.14**	0.02	0.14**	0.13	0.17	0.02	0.19*	0.29	0.29	-0.02	0.32

的时间尺度上,3 个区域 0~10 cm 和 0~50 cm 模式模拟值和观测值的长期线性变化趋势基本一致,1 区、2 区观测值和模拟值在两个层次均呈减小趋势,3 区观测值和模拟值在两个层次大多呈增加趋势,说明 CLM4.0 对于不同土壤深度和不同时间尺度的土壤湿度长期线性变化趋势具有较好的模拟能力。总的来看,模式对于浅层 0~10 cm 土壤湿度线性变化趋势的模拟要好于对深层 0~50 cm 土壤湿度线性变化趋势的模拟,趋势值偏差更小。

为了进一步比较用实际数据驱动模式以及用普林斯顿大学驱动场所模拟结果的差异,选取青海省祁连县中东部地区的阿柔乡草大板村瓦王滩牧场的阿柔冻融观测站进行模拟分析。阿柔站经度为 100.46°E,纬度为 38.03°N,海拔高度为 3032.8 m。其中观测强迫场的气压、风速、温度、湿度、辐射及降水数据均来自于该站每小时一次的观测数据。观测土壤湿度为 10 cm 土壤湿度,模拟土壤湿度为 9.06 cm 土壤湿度。从图 5 可以看出,采用实际观测值作为强迫场模拟的阿柔站土壤湿度较之于普林斯顿大学强迫场模拟值有了明显的改进。观测值与普林斯顿大学强迫场模拟值之间的相关系数为-0.287,而观测值与观测强迫场模拟值之间的相关系数为 0.217,通过了 99%信度检验。同时偏差由原来的 0.317 减少到了 0.19,均方根误差由原来的 0.322 减少到了 0.203。可见用实际观测数据作为强迫场驱动模式在某些地区可以改进模式模拟性能。

3.3 模拟土壤湿度与再分析土壤湿度、遥感反演土壤湿度的比较

NCEP 的气候预报系统再分析(Climatic Forecast System Reanalysis, CFSR)月土壤湿度产品具有较高空间分辨率,可用于长时间尺度的气候学研究。通过与 NCEP 再分析土壤湿度的对比,可以验证模式的模拟结果。从浅层(图 6a、b)来看,模拟土壤湿度与再分析土壤湿度的空间分布基本一致。两者的土壤湿度均从西北向东南逐渐增加,

新疆塔里木盆地和内蒙古西部为 2 个低值中心。分布差异上, CLM4.0 的土壤湿度高值中心位于江淮地区, NCEP 土壤湿度的高值区则位于青藏高原东部、长江中下游和华南。总体上看, CLM4.0 模拟的土壤湿度比 NCEP 土壤湿度在中国大部分地区系统性偏小。

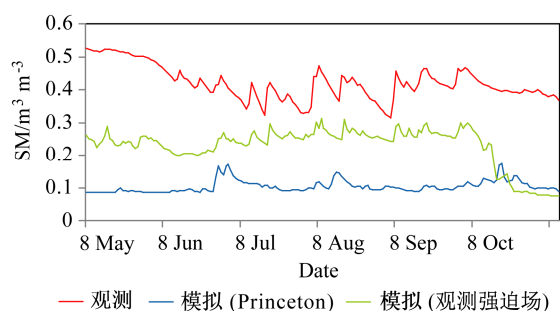


图 5 观测和 CLM4.0 模拟的阿柔站 2008 年 5~10 月土壤湿度日变化
Fig. 5 The daily variations of measured and CLM4.0 simulated SM in Arou station for May to October of 2008

微波遥感观测具有全天候, 多极化等优势, 对土壤的介电常数比较敏感, 被认为是目前陆地表层土壤湿度遥感探测最具发展潜力的方法 (乔平林等, 2007)。AMSR-E 的土壤湿度产品已应用于气象、农业等各个领域。本文中的 AMSR-E 日土壤湿度产品来自美国国家冰雪数据中心 (National Snow and Ice Data Center) (Njoku et al., 2003; Parkinson, 2003)。对比分析了 CLM4.0 模拟土壤湿度和 AMSR-E 反演土壤湿度的空间分布 (图 6c、d)。结果表明: 两者土壤湿度在 35°N 以北的分布基本一致, 均能反映出塔里木盆地和内蒙古西部的低值区, 东北土壤湿度的相对高值区。从分布差异来看, 模拟的土壤湿度高值区位于江淮地区和长江中下游。反演土壤湿度在江淮地区和长江中下游则为相对低值区。这表明微波遥感土壤湿度在植被覆盖区和人类活动较大区的精度有待进一步提高 (Wen and Su, 2003a, 2003b; Wen et al., 2003)。总体上

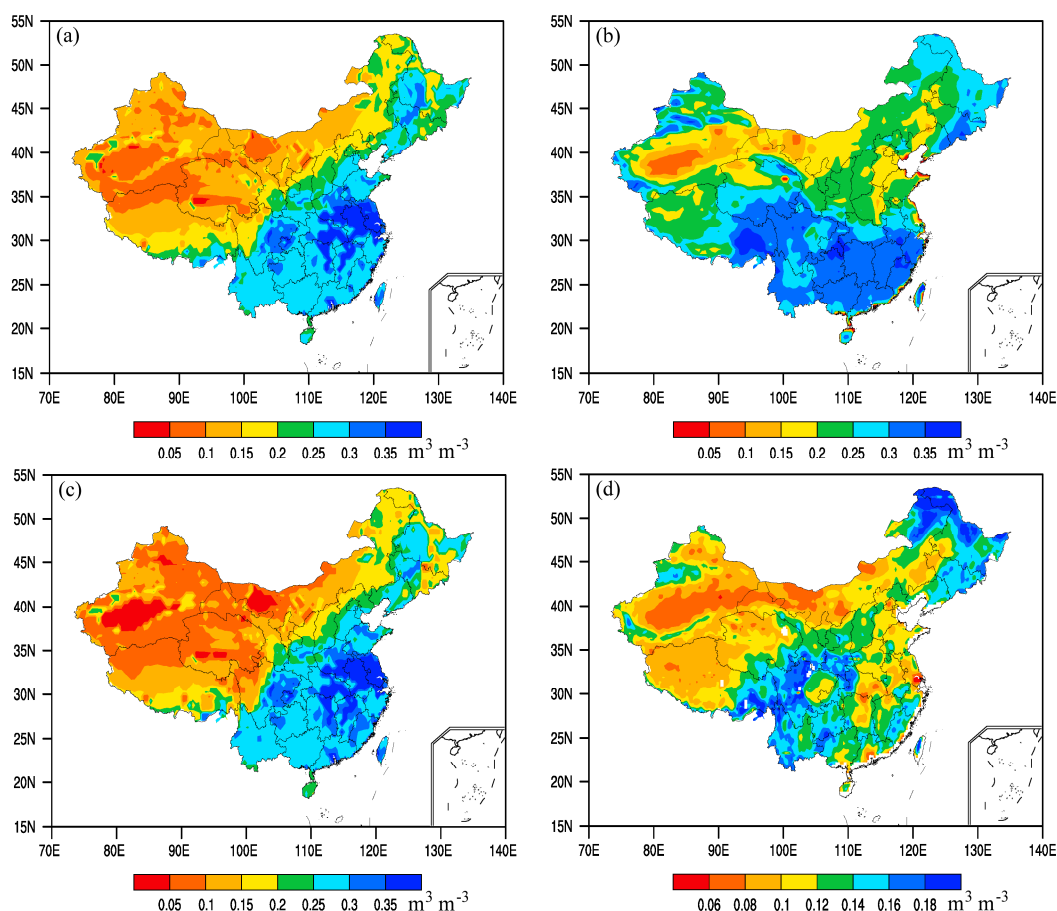


图 6 CLM4.0 模拟和 NCEP 再分析、AMSR-E 反演土壤湿度空间分布的比较 (单位: $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$): (a) CLM4.0 模拟 1979~2009 年土壤湿度 (0~9.06 cm); (b) NCEP 再分析 1979~2009 年土壤湿度 (0~10 cm); (c) CLM4.0 模拟 2010 年土壤湿度 (0~4.51 cm); (d) AMSR-E 反演 2010 年表层土壤湿度
Fig. 6 Spatial distribution of CLM4.0 simulated, NCEP, and AMSR-E retrieved annual mean SM (unit: $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$): (a) CLM4.0 simulated SM (0~9.06 cm) for 1979~2009; (b) NCEP SM (0~10 cm) for 1979~2009; (c) CLM4.0 simulated SM (0~4.51 cm) in 2010; (d) AMSR-E retrieved SM in surface layer in 2010

看, CLM4.0 模拟的土壤湿度在中国区域大部分地区比 AMSR-E 反演土壤湿度值偏大, 并且空间上的变化值更大。

4 中国区域土壤湿度的时空变化及其对气候变化的可能响应

由于北方秋、冬季至初春土壤冻结, 故选取夏季作为代表季节模拟研究土壤湿度的空间分布、时空变化及其对气候变化的可能响应。用 CLM4.0 模拟了 1961~2010 年夏季不同深度 (0~9.06 cm、9.06~16.56 cm、16.56~28.92 cm、28.92~49.3 cm 层、0~49.3 cm 层) 土壤湿度的空间分布 (图略)。总体上看, 各层土壤湿度呈现出从西北向东南逐渐增加的空间分布格局。土壤湿度低值区主要分布在新疆、青海、甘肃和内蒙古西部地区。这些地区降水量少, 辐射强, 平均土壤湿度值 (0~49.3 cm) 在 0.2 以下。东北平原、江淮地区和长江流域土壤湿度值最高。这些地区降水量相对较大, 平均土壤湿度值 (0~49.3 cm) 在 0.35 以上。西北干旱区、西南和华南土壤湿度随土壤深度增加有所增加。28.92~49.3 cm 层土壤湿度增加最为明显, 全国除西北部分地区外, 其他地区土壤湿度值均在 0.3 以上。中国土壤湿度总体上从浅层向深层逐渐增加。

图 7 为不同深度的两层土壤 1961~2010 年夏季 (6~8 月) 平均土壤湿度变化的线性趋势。总体上看, 不同深度土壤湿度线性变化趋势基本相同。除新疆西部和东北部分地区外, 两个层次土壤湿度在 35°N 以北以减少趋势为主。30°N 以南的长江流域、华南及西南地区土壤湿度以增加趋势为主。其中

0~49.3 cm 层西北大部分地区变化显著, 南方变化显著的地区主要分布在西南地区。35°N 以北的干旱、半干旱地区土壤湿度减小趋势随着深度的增加变得更为显著, 说明随着深度增加, 北方土壤干旱化趋势加剧。南方土壤湿度增加趋势随着深度增加略有加强, 变化不明显。CLM4.0 模拟的中国区域土壤湿度趋势分布也与杜川利等 (2008) 的研究结果一致。结合同一时间段 (1961~2010 年) 夏季气温与降水的变化趋势图 (图略) 可以得出: 气温在中国绝大部分区域呈增加趋势, 降水在 35°N 以北除新疆、东北部分地区呈增加趋势以外, 其他地区以减小趋势为主; 35°N 以南的江淮地区、长江流域和华南降水呈增加趋势, 西南部分地区也呈增加趋势。这也与台站观测气温和降水变化基本一致 (赖欣等, 2010)。在中国气候变暖的背景下, CLM4.0 模拟的土壤湿度响应了降水的变化, 北方大部土壤变干, 南方江淮部分地区、长江中下游和华南土壤变湿, 并且在较深层这种变化表现的更加明显。

由于土壤湿度的变化趋势以及对不同气候要素变化的响应具有区域差异性 (Li et al., 2011), 并且数值模拟的土壤湿度对于强迫场中的降水十分敏感 (Qian et al., 2006), 本文选取了 1961~2010 年土壤湿度变化相对显著的我国西北部干旱区、华北半干旱区和长江中下游、华南湿润区, 分别讨论 1961~2010 年土壤湿度的变化趋势及其对降水变化响应的区域差异。图 8 为典型区域模拟土壤湿度 (0~9.06 cm) 和普林斯顿大学强迫场降水量变化趋势比较。干旱区土壤湿度呈显著减小趋势 (通过

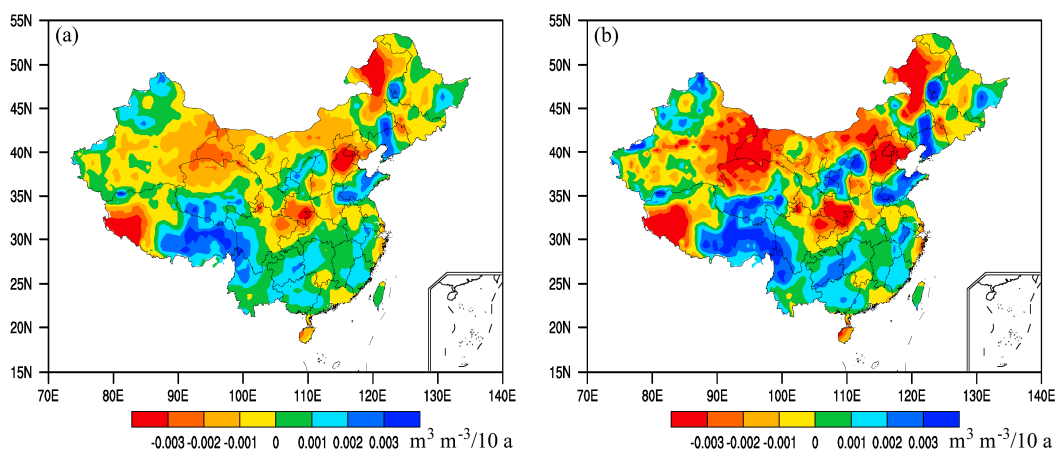


图 7 1961~2010 年夏季 (6~8 月) 平均模拟土壤湿度线性变化趋势 (单位: $\text{m}^3 \text{m}^{-3} (10 \text{a})^{-1}$): (a) 0~9.06 cm; (b) 0~49.3 cm

Fig. 7 Spatial distribution of simulated mean SM linear variation trends for the summers (June–August) of 1961–2010 (unit: $\text{m}^3 \text{m}^{-3} (10 \text{a})^{-1}$): (a) 0~9.06 cm; (b) 0~49.3 cm

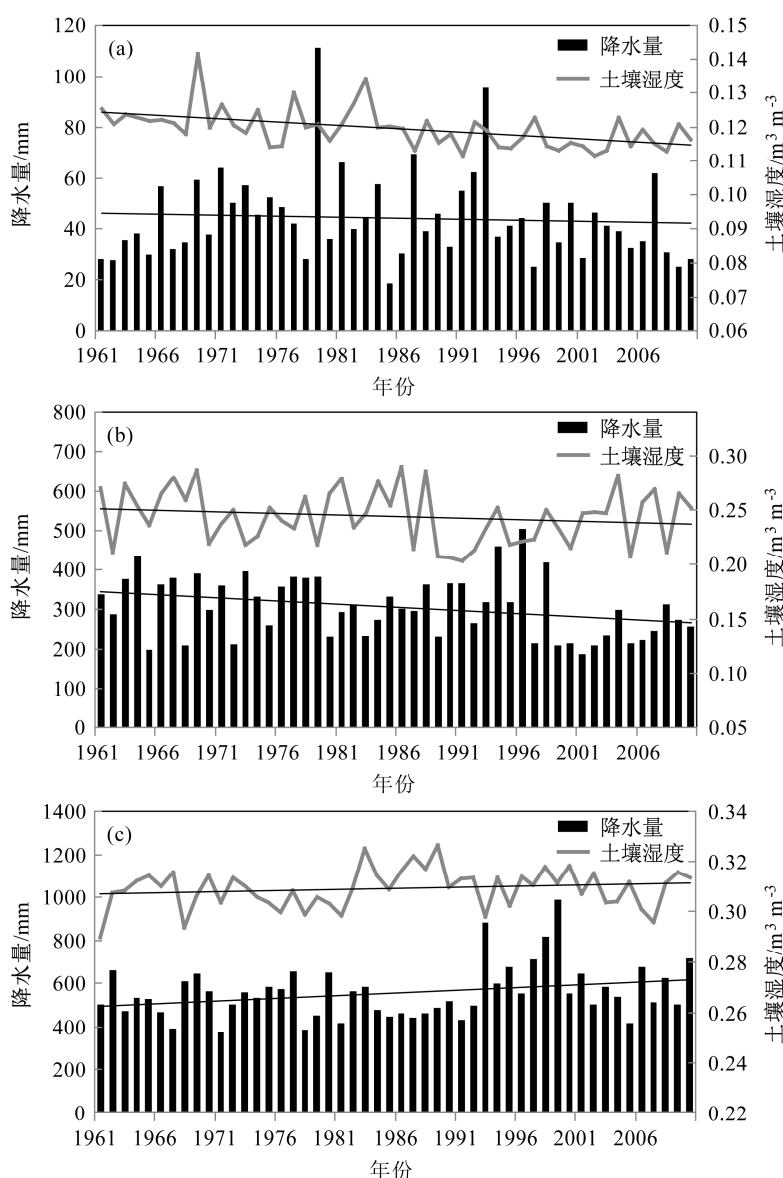


图 8 1961~2010 年夏季(6~8 月)典型区域模拟土壤湿度(0~9.06 cm)和强迫场降水量变化趋势比较:(a)干旱区;(b)半干旱区;(c)湿润区

Fig. 8 Comparison of simulated summer (June–August) SM and forcing precipitation variation trends in typical regions for the period 1961–2010: (a) Arid region; (b) semiarid region; (c) humid region

了 99%信度检验),降水也呈减小趋势。半干旱区土壤湿度与降水呈现弱的减小趋势。湿润区土壤湿度与降水呈现弱的增加趋势。气温在三个区域均呈增加趋势,且干旱与半干旱区增温显著。三个典型区域土壤湿度对降水变化的响应程度存在差异。其中湿润区月土壤湿度与月降水量的相关系数为 0.47,半干旱区为 0.36,均通过了 99%信度检验。干旱区相关系数为 0.16,通过了 95%信度检验。湿润区降水量大,土壤湿度值较高,蒸散发等过程的影响较小,土壤湿度主要受降水量的影响。而半干旱和干旱区土壤湿度值相对较低,土壤湿度受降

水的影响相对降低,受各种气候、地表属性等影响相对提高(李明星,2010)。总体上看,在气候变暖的背景下,CLM4.0 模拟的土壤湿度大致响应了降水的变化,并与降水呈显著的正相关,这也与之前的研究结果类似(马柱国等,2000)。中国西北部干旱区、华北半干旱区降水量下降,南方湿润区降水量增加。CLM4.0 模拟的土壤湿度对于降水有着不同程度的响应,中国西北部干旱区和华北半干旱区土壤湿度减少,南方湿润区土壤湿度增加。这也与观测降水的变化基本一致,其中湿润区对降水的响应最为显著,其次是半干旱区和干旱区。

5 总结和讨论

本文利用普林斯顿大学 1961~2010 年的全球大气强迫场资料,驱动 CLM4.0 模拟,获得了中国区域 1961~2010 年的土壤湿度数据集。将模拟数据与观测、NCEP 再分析和 AMSR-E 反演土壤湿度进行了对比分析,并讨论了土壤湿度的时空变化特征及其对气候变化的响应。结论如下:

(1) 普林斯顿大学的全球大气强迫场资料基本上可以反映出中国观测气温和降水的空间分布和时间变化趋势,可以用于驱动 CLM4.0 对中国区域土壤湿度的模拟。通过与观测、NCEP 再分析和 AMSR-E 反演土壤湿度的比较检验得出,CLM4.0 可以反映出中国区域土壤湿度的空间分布和时空变化特征。CLM4.0 能反映出观测土壤湿度在东北、江淮流域为土壤湿度高值区,河套地区为土壤湿度低值区的空间分布特点。东北、河套地区和江淮地区模拟值较之于观测值在 0~10 cm、10~20 cm、20~30 cm 及 30~50 cm 各个层次均系统性偏大;CLM4.0 可以反映出不同深度和不同时间尺度观测土壤湿度的变化趋势。在各个层次和各个时间尺度上,东北、河套地区观测和模拟的土壤湿度均呈减小趋势,江淮地区大多呈增加趋势,且模式对于浅层土壤湿度线性变化趋势的模拟要好于对深层的模拟。东北地区 10 cm 以下观测和模拟土壤湿度的相关性不显著,其他两个地区各个层次观测和模拟土壤湿度均显著相关;模拟土壤湿度与 NCEP 再分析土壤湿度的空间分布基本一致,与 AMSR-E 反演土壤湿度在 35°N 以北的分布基本一致。

(2) 从 1961~2010 年中国区域夏季(6~8 月)土壤湿度模拟结果分析得出,各层模拟的中国区域土壤湿度空间分布总体上从西北向东南逐渐增加。土壤湿度低值区主要分布在新疆、青海、甘肃和内蒙古西部地区。东北平原、江淮地区和长江流域为土壤湿度高值区。中国土壤湿度总体上从浅层向深层逐渐增加;在变化趋势上,不同深度土壤湿度线性变化趋势基本相同。除新疆西部和东北部分地区外,各层次土壤湿度在 35°N 以北以减少趋势为主。30°N 以南的长江流域、华南及西南地区土壤湿度以增加趋势为主。0~49.3 cm 层西北大部分地区变化显著,并且随着深度增加 35°N 以北的干旱、半干旱地区土壤湿度减小趋势变得更为显著;在气候变暖的背景下,CLM4.0 模拟的夏季土壤湿度在不

同程度上响应了北方除西北西部以外夏季降水量以减少为主,南方江淮地区、长江中下游和华南夏季降水量增加的变化特点。中国西北部典型干旱区和华北半干旱区土壤湿度减少,典型南方湿润区土壤湿度增加。其中典型湿润区对降水的响应最为显著,相关系数为 0.47,其次是半干旱区和干旱区,相关系数分别为 0.36 和 0.16。

虽然利用普林斯顿大学强迫场驱动的 CLM4.0 基本能够反映出中国区域土壤湿度的空间分布和时空变化特征,但对土壤湿度的模拟存在着系统性偏大的误差。这与模式自带的陆面数据,大气驱动场的质量以及模式物理过程描述不完善等有关。同时,观测和模拟土壤湿度在各自深度和地理位置上的比较本身具有不一致性。模式自带的土壤质地等地表数据集不一定符合中国区域实际情况。普林斯顿大学强迫场的降水数据在长期变化趋势绝对值上比观测数据偏小约一个量级,而模式模拟的土壤湿度对于强迫场中的降水又十分敏感。影响模式土壤水分传输的因素有渗透、地表和地下径流、梯度扩散、重力作用、从植被根部吸收水分的冠层蒸散及其与地下水的相互作用等,而模式对于土壤水热传输过程的描述并不完善。这些都可能造成模拟的偏差。因此在下一步的工作中,我们将考虑采用更高质量、适合中国区域的陆面数据和大气驱动场,研究模式中土壤水分迁移的物理过程并进行模式参数化改进,提高 CLM4.0 对中国区域土壤湿度的模拟能力。

参考文献 (References)

- Asner G P, Wessman C A, Schimel D S, et al. 1998. Variability in leaf and litter optical properties: Implications for BRDF model inversions using AVHRR, MODIS, and MISR [J]. *Remote Sens. Environ.*, 63 (3): 243–257.
- Bonan G B. 1996. A Land Surface Model (LSM version 1.0) for Ecological, Hydrological, and Atmospheric Studies: Technical Description and User's Guide, PB-97-131494/XAB [R]. Climate Glob Dyn Div, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO (United States). 1–150.
- Chahine T M. 1992. The hydrological cycle and its influence on climate [J]. *Nature*, 359 (6394): 373–380.
- 陈海山, 熊明明, 沙文钰. 2010. CLM 3.0 对中国区域陆面过程的模拟试验及评估 I: 土壤温度 [J]. *气象科学*, 30 (5): 621–630.
- Chen Haishan, Xiong Mingming, Sha Wenyu. 2010. Simulation of land surface processes over China and its validation Part I: Soil temperature [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 30 (5): 621–630.
- 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.
- Decker M, Zeng X B. 2009. Impact of modified Richards equation on global soil moisture simulation in the community land model (CLM3.5) [J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 1 (3), doi:10.3894/JAMES.2009.1.5.
- Dickinson R, Henderson-Sellers A, Kennedy P. 1993. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1 as Coupled to the NCAR Community Climate Model [R]. NCAR Tech Note, NCAR/TN387 + STR, 1–77.
- D'odorico P, Porporato A. 2004. Preferential states in soil moisture and climate dynamics [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 101 (24): 8848–8851.
- Dorigo W A, Oevelen P, Wagner W, et al. 2011. A new international network for in situ soil moisture data [J]. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, 92 (17): 141–142.
- Dorigo W A, Xaver A, Vreugdenhil M, et al. 2013. Global automated quality control of in situ soil moisture data from the International Soil Moisture Network [J]. *Vadose Zone Journal*, 12 (3), doi:10.2136/vzj2012.0097.
- 杜川利, 刘晓东, Wu Wanli. 2008. CLM3 模拟的 1979~2003 年中国土壤湿度及其对全球变暖的可能响应 [J]. *高原气象*, 27 (3): 463–473.
- Du Chuanli, Liu Xiaodong, Wu Wanli. 2008. CLM3-Simulated Chinese soil moisture during 1979–2003 and its possible response to global warming [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 27 (3): 463–473.
- Flanner M G, Zender C S. 2005. Snowpack radiative heating: Influence on Tibetan Plateau climate [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32(6): L06501.
- Flanner M G, Zender C S. 2006. Linking snowpack microphysics and albedo evolution [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.* (1984–2012), 111 (D12), doi:10.1029/2005JD006834.
- Flanner M G, Zender C S, Randerson J T, et al. 2007. Present-day climate forcing and response from black carbon in snow [J]. *J. Geophys. Res.*, 112(D11): D11202, doi:10.1029/2006JD008003.
- 黄伟, 郭振海, 宇如聪. 2004. CLM 在淮河流域数值模拟试验 [J]. *气象学报*, 62 (6): 764–775. Huang Wei, Guo Zhenhai, Yu Rucong. 2004. Numerical simulation of CLM over Huaihe basin [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 62 (6): 764–775.
- 黄艳, 丁裕国. 2007. 东北地区夏季土壤湿度垂直结构的时空分布特征 [J]. *气象科学*, 27 (3): 259–265. Huang Yan, Ding Yuguo. 2007. Temporal and spatial characteristics of summer soil moisture vertical distribution in Northeast China [J]. *Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 27 (3): 259–265.
- 赖欣, 范广洲, 董一平, 等. 2010. 近 47 年中国夏季日降水变化特征分析 [J]. *长江流域资源与环境*, 19 (11): 1277–1282. Lai Xin, Fan Guangzhou, Dong Yiping, et al. 2010. Analysis of summer daily precipitation variation characteristics in China during 1961–2007 [J]. *Resources and Environment in the Yangtze Basin (in Chinese)*, 19 (11): 1277–1282.
- Lawrence D M, Slater A G, Romanovsky V E, et al. 2008. Sensitivity of a model projection of near-surface permafrost degradation to soil column depth and representation of soil organic matter [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (F2), F02011, doi:10.1029/2007JF000883.
- Levis S, Wiedinmyer C, Bonan G B, et al. 2003. Simulating biogenic volatile organic compound emissions in the community climate system model [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D21), 4659, doi:10.1029/2002JD003203.
- Li H B, Robock A, Liu S X, et al. 2005. Evaluation of reanalysis soil moisture simulations using updated Chinese soil moisture observations [J]. *J. Hydrometeorol.*, 6 (2): 180–193.
- 李明星. 2010. 中国区域土壤湿度变化的模拟研究 [D]. 中国科学院研究生院博士学位论文. Li Mingxing. 2010. Modeling study on the variation of soil moisture in China [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese). Beijing: Graduate University of Chinese Academy of Sciences.
- Li Mingxing, Ma Zhuguo, Niu Guoyue. 2011. Modeling spatial and temporal variations in soil moisture in China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 56 (17): 1809–1820.
- 马柱国, 魏和林, 符淙斌. 2000. 中国东部区域土壤湿度的变化及其与气候变率的关系 [J]. *气象学报*, 58 (3): 278–287. Ma Zhuguo, Wei Helin, Fu Congbin. 2000. Relationship between regional soil moisture variation and climatic variability over East China [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 58 (3): 278–287.
- Nie Suping, Luo Y, Zhu J. 2008. Trends and scales of observed soil moisture variations in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (1): 43–58.
- Njoku E G, Jackson T J, Lakshmi V, et al. 2003. Soil moisture retrieval from AMSR-E [J]. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41 (2): 215–229.
- Oleson K W, Niu G Y, Yang Z L, et al. 2008a. Improvements to the community land model and their impact on the hydrological cycle [J]. *J. Geophys. Res.-Biogeosci.*, 113 (G1), doi:10.1029/2007JG000563.
- Oleson K W, Bonan G, Feddesma J, et al. 2008b. An urban parameterization for a global climate model. 1. Formulation and evaluation for two cities [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47 (4): 1038–1060.
- Parkinson C L. 2003. Aqua: An Earth-observing satellite mission to examine water and other climate variables [J]. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41(2): 173–183.
- Qian T, Dai A, Trenberth K E, et al. 2006. Simulation of global land surface conditions from 1948 to 2004. Part I: Forcing data and evaluations [J]. *J. Hydrometeorol.*, 7 (5): 953–975.
- 乔平林, 张继贤, 王崔华. 2007. 应用 AMSR-E 微波遥感数据进行土壤湿度反演 [J]. *中国矿业大学学报*, 36 (1): 262–265. Qiao Pinglin, Zhang Jixian, Wang Cuihua. 2007. Soil moisture retrieving by AMSR-E microwave remote sensing data [J]. *Journal of China University of Mining & Technology (in Chinese)*, 36 (1): 262–265.
- Ramankutty N, Evan A T, Monfreda C, et al. 2008. Farming the planet: 1. Geographic distribution of global agricultural lands in the year 2000 [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 22 (1): GB1003, doi: 10.1029/2007GB002952.
- Robock A, Vinnikov K Y, Srinivasan G, et al. 2000. The global soil moisture data bank [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81 (6): 1281–1299.
- Sakaguchi K, Zeng X B. 2009. Effects of soil wetness, plant litter, and under-canopy atmospheric stability on ground evaporation in the Community Land Model (CLM3.5) [J]. *J. Geophys. Res.*, 114 (D1), doi: 10.1029/2008JD010834.
- Seneviratne S I, Corti T, Davin E L, et al. 2010. Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review [J]. *Earth-Sci. Rev.*, 99 (3): 125–161.
- Sheffield J, Goteti G, Wood E F. 2006. Development of a 50-year

- high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling [J]. *J. Climate*, 19 (13): 3088–3111.
- U S National Research Council. 1994. GOALS (Global Ocean–Atmosphere–Land System) for Predicting Seasonal-to-International Climate [M]. Washington D C: National Academy Press, 103.
- Wang A H, Lettenmaier D P, Sheffield J. 2011. Soil moisture drought in China, 1950–2006 [J]. *J. Climate*, 24 (13): 3257–3271.
- Wen J, Su Z B. 2003a. The estimation of soil moisture from ERS wind scatterometer data over the Tibetan plateau [J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28 (1): 53–61.
- Wen J, Su Z B. 2003b. A time series based method for estimating relative soil moisture with ERS wind scatterometer data [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (7), 1397, doi:10.1029/2002GL016557.
- Wen J, Su Z B, Ma Y M. 2003. Determination of land surface temperature and soil moisture from tropical rainfall measuring mission/microwave imager remote sensing data [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D2), ACL 2-1–ACL 2-10.
- 熊明明, 陈海山, 俞淼. 2011. CLM3.0 对中国区域陆面过程的模拟试验及评估 II: 土壤湿度 [J]. *气象科学*, 31 (1): 1–10. Xiong Mingming, Chen Haishan, Yu Miao. 2011. Simulation of land surface processes over China and its validation. Part II: Soil moisture [J]. *Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 31 (1): 1–10.
- Zeng X, Decker M. 2009. Improving the numerical solution of soil Moisture–Based richards equation for land models with a deep or shallow water table [J]. *J. Hydrometeor.*, 10 (1): 308–319.
- 张文君, 周天军, 宇如聪. 2008. 中国土壤湿度的分布与变化 I. 多种资料间的比较 [J]. *大气科学*, 32(3): 581–597. Zhang Wenjun, Zhou Tianjun, Yu Rucong. 2008. Spatial distribution and temporal variation of soil moisture over China Part I: Multi-data intercomparison [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (3): 581–597.