易翔,曾新民,郑益群,等. 2016. 高分辨率 WRF 模式中土壤湿度扰动对短期高温天气模拟影响的个例研究 [J]. 大气科学, 40 (3): 604-616. Yi Xiang, Zeng Xinmin, Zheng Yiqun, et al. 2016. Impact of soil moisture perturbation on high resolution simulation of short-range high temperature weather: A WRF case study [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (3): 604-616, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1602.15281.

高分辨率 WRF 模式中土壤湿度扰动对短期 高温天气模拟影响的个例研究

易翔 ' 曾新民 ' 郑益群 ' 王宁 ' 王明 ' 周骁 ' 汪彪 '

1 解放军理工大学气象海洋学院,南京 211101 2 中国人民解放军海军南海舰队海洋气象水文中心,湛江 524001

摘 要 本文利用 WRFV3.6 中尺度预报模式就土壤湿度扰动对 2003 年 7 月 22~23 日和 29~30 日短期高温天气 过程的影响进行了高分辨率模拟研究。结果表明:(1) WRF 模式地表气温对土壤湿度扰动有较强的敏感性,且随 着土壤湿度的增加(减小)而降低(升高)。同时,模式中土壤湿度对地面气温影响的强度对模式分辨率具有较高 的依赖性。(2)不同模式分辨率下气温随土壤湿度变化的规律一致;由于更高分辨率的地形资料的应用,提高分 辨率可在较大程度上改善模拟效果。(3)不同土壤湿度试验模拟的地表感热、潜热通量可直接影响气温变化;(4) 土壤湿度扰动通过间接影响高温发展的近地层各物理过程使得地表气温发生变化。这些过程中,对流(平流)过 程在全天表现为增温(冷却)的作用,强度在白天均随土壤湿度的减小而增加。在较干的土壤条件下,非绝热增 温在白天的主导地位加强;在夜间,非绝热冷却的强度减弱,且小于占据主导的对流绝热增温的强度。以上结果 表明,在模拟和预报高温天气时土壤湿度非常重要,也意味着通过土壤湿度扰动的集合预报方法来改进模式高温

关键词 WRF 模式 高温 土壤湿度 分辨率 物理机理
 文章编号 1006-9895(2016)03-0604-13 中图分类号 P461 文献标识码 A
 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1602.15281

Impact of Soil Moisture Perturbation on High Resolution Simulation of Short-Range High Temperature Weather: A WRF Case Study

YI Xiang¹, ZENG Xinmin¹, ZHENG Yiqun¹, WANG Ning¹, WANG Ming¹, ZHOU Xiao¹, and WANG Biao²

1 College of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

2 Marine Hydrological and Meteorological Center, China People's Liberation Army Navy South Sea Fleet, Zhanjiang 524001

Abstract The Weather Research and Forecasting model version 3.6 (WRFV3.6) is used to investigate the impact of soil moisture on high-resolution simulation of the short-range high temperature weather occurred during 22–23 and 29–30 July 2003. Experimental results indicate that: (1) the simulated surface air temperature (SAT) SAT is highly sensitive to soil moisture perturbation. SAT increases (decreases) significantly in response to soil moisture decrease (increase). Meanwhile, the influence of soil moisture on SAT strongly depends on model resolution; (2) characteristic changes in SAT

收稿日期 2015-09-26; 网络预出版日期 2016-02-25

作者简介 易翔, 男, 1991 年出生, 硕士, 主要从事陆面过程研究。E-mail: YiX_Zlab@163.com

通讯作者 曾新民, E-mail: xm-zeng@foxmail.com

资助项目 国家自然科学基金项目 41275012

Funded by National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grant 41275012)

in response to soil moisture perturbations are similar in results of experiments at different model resolutions, and the model performance for SAT simulation improves with increased resolution; (3) changes in SAT are directly influenced by simulated sensible and latent heat fluxes in the sensitivity experiments; (4) soil moisture perturbation affects SAT simulation through altering the physical processes important for the development of high temperature weather. Among these processes, the convection (advection) exerts a warming (cooling) effect during the entire day, and the effect becomes weak with increases in soil moisture during the daytime. Under dry soil conditions, the diabatic heating plays a dominant role and its effect intensifies during the daytime; the effect of diabatic cooling weakens and weaker than the adiabatic heating of the convection process during the night-time. The above results show that soil moisture is important in the simulation and prediction of high temperature weather. Thereby it is feasible to improve the model ability of simulating and predicting high temperature using ensemble forecast with soil moisture perturbations.

Keywords WRF model, High temperature, Soil moisture, Resolution, Physical mechanism

1 引言

作为我国夏季主要的危害天气之一,高温对人体健康、农林牧业生产、城市供水供电等各方面造成严重的威胁(徐金芳等,2009;朱珍等,2013)。有研究称,高温热浪过程可使得人群超额死亡率达到20%以上(许遐祯等,2011),并可局地减少小麦产量最高达32%(杨绚等,2013)。尤其是2003年夏季席卷欧亚大陆的高温热浪,其持续时间之长、强度之大,创下了历史记录(Stott et al., 2004; Tobías et al., 2010)。可见,提高对高温天气的预测能力以服务于相应的防灾减灾是一项非常重要的工作。

前人从大气环流、海温等方面对于高温天气产 生的原因进行了分析(彭海燕等, 2005; 隋翠娟等, 2014)。实际上,作为反映了陆气间能量、水分、动 量输送和物质交换过程(曾新民等, 2012),陆面过 程对高温的发生发展有着重要的作用(Zeng et al., 2011, 2015)。土壤湿度作为重要的陆面变量,决定 陆气间的通量传输(Song et al., 2009; 李得勤等, 2015), 通过影响陆气相互作用来改变边界层乃至自 由大气的动力和热力特征,对局地气候乃至全球气 候都有着非常重要的作用(周亚军等,1994)。如, Shukla and Mintz (1982) 作了7月全球土壤为永久 性干和永久性湿两个试验,发现 20°S 以北干土壤地 表气温比湿土壤高出 15~20°C。Rowntree and Bolton (1983) 利用全球模式分析了大气对初始土 壤湿度的响应机制,结果表明土壤湿度减少会导致 降水减少、温度升高,土壤湿度增加会导致降水增 多、温度降低。张井勇和吴凌云(2011)的研究则 表明,在中国东部和西南大部分地区,30%~70%的 高温日数和热浪次数由土壤湿度一大气相互作用引 起。这些工作都表明了土壤湿度对气温的重要影响。

上述研究中模拟工作都是基于较粗分辨率 (>10 km)的全球及区域模式进行的。对局部区 域的精细化预报,需要更高的空间分辨率。本文将 研究我国华南局部区域高温天气对土壤湿度的敏 感性。该区域大部分处在中国的发达地区,城市化 进程较快,包括香港、广州、深圳等人口众多、经 济发达的城市以及大亚湾核电站等重点工业区的 珠三角城市群等。大规模的城市化能对局地气候产 生重要的影响,城市热岛会导致气温、降水等发生 显著变化(郑益群等, 2013)。对区域高温天气的 模拟则需要模式更精细地刻画复杂多变的下垫面 信息和近地表的气象要素(Zeng et al., 2003; 邓莲 堂等,2012),而采用高分辨是满足该要求的重要 途径之一。分辨率的提高能显著提升模式的模拟能 力,对地面气温值、分布范围的模拟渐趋合理(吕 光辉等, 2009; 于恩涛, 2013)。同时, 分辨率的 提高也并非在所有情形下都能改善模拟效果(邓莲 堂等, 2012; Zhang et al., 2013)。可见, 探讨土壤湿 度对华南地区高温事件高分辨率模拟的影响是一 项很有意义的研究。

605

因此,本文在前人工作(Zeng et al., 2011)基 础上,选取 2003 年 7 月 22~23 日和 29~30 日的 高温天气个例,在此期间,西太平洋副热带高压的 异常西伸和持续控制是造成高温异常的主要原因, 并在江南、华南部分省份出现了超过历史记录的温 度值(杨辉和李崇银, 2005)。如图1所示,模拟区 域(图 2 中 D3 区域)范围地表温度从 1971 到 2003 年有整体升高的趋势,在 2003 年 7 月达到最大值 (28.8℃),较气候平均增加近 1.4℃。本文通过设 计不同土壤湿度试验,结合三种模式分辨率(36、 12、4 km)的模拟结果进行对比检验,以定量分析不 同初始土壤湿度对模拟高温的影响及其物理机制。

2 资料方法

2.1 资料介绍

WRF 模拟的初始边界条件采用 NCEP 逐 6 小时 FNL 1°×1°资料;逐月地表气温数据使用 NCEP/NCAR 再分析资料;站点实测温度为气象台站的逐 3 小时观测资料。如图 2a 所示,选取在模拟时间段内均有连续温度记录的站点共计 19 个,其基本覆盖了 D3 区域,具有一定的代表性。

2.2 方案设计

本文使用 WRFV3.6 版本,选取 7 月 22~23 日 和 29~30 日的 24 h 天气过程进行模拟。由于 06:00 UTC (协调世界时,下同)(北京时 14 时)最接近 一天的最高气温,具有很好的代表性,即模拟时间 设置为 7 月 22 (29)日 06:00 UTC 至 23 (30)日 06:00 UTC,时间步长为 90 s,本文则主要分析积分



图 1 1971~2003 年 7 月的 D3 区域平均地表气温的变化

Fig. 1 Temporal variation of the area-averaged surface air temperature over area D3 for July from 1971 to 2003

24 h 后的 06:00 UTC 各物理量的相关变化。在本次 试验中,长波和短波辐射方案分别选择 RRTM (Mlawer et al., 1997)和 Goddard (Chou and Suarez, 1994)方案;边界层和表层参数化方案分别为 YSU (Hong et al., 2006)和 Monin-Obukhov (Hong and Pan, 1996)方案;微物理方案为 Lin 等方案 (Lin et al., 1983);积云对流参数化方案为 BMJ 方案(Janjić, 1994;受到积云对流水平尺度的限制,BMJ 方案仅 应用于分辨率较粗的 D1、D2 区域);陆面方案选 择包含 10、30、60、100 cm 四个土壤层的 Noah 方 案 (Chen and Dudhia, 2001; Ek et al., 2003)。

模拟采用三重嵌套网格, 网格中心点为(29°N, 115°E), D1、D2、D3 区域格点数分别为 79×79、 133×166、154×202, 采用的静态地形数据分辨率 分别为 10'、5'及 2'(约分别对应赤道地区的 18.5 km、 9.3 km、3.7 km),模式水平分辨率分别为 36 km、 12 km 及 4 km,分别记为 R1、R2、R3(图 2a), 垂直方向为不等距的 31 层。对不同土壤湿度条件 下高温随分辨率变化的特征研究采用邓莲堂等 (2012)、于恩涛(2013)的方法,在同种嵌套方 式下分析不同嵌套区域内的物理量值,以代表不同 分辨率的影响。在后续有关统计量的计算时,均针 对 D3 区域。

为考察高温对不同土壤湿度的敏感性,参考 Fischer et al. (2007)的方法,同时改变三重嵌套中 各土壤层的土壤湿度,具体改变幅度(试验名称) 为0(CTL)、+25%(WET25)、+50%(WET50)、 -25%(DRY25)、-50%(DRY50)。图 2b、c 给出 了7月22、29日 CTL 试验的表层土壤湿度分布。



图 2 (a)模拟区域(黑点为观测站点)和 7 月 (b) 22 日、(c) 29 日 CTL 试验初始土壤湿度分布(单位: m³ m⁻³)

Fig. 2 (a) Model domain (the observation sits are denoted by dots) and (b, c) the initial surface soil moisture fields at 0600 UTC for the CTL experiments initialized on 22 and 29 July, respectively (units: $m^3 m^{-3}$)

图中土壤湿度始终为 $1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 的区域即为水体,主 要位于西江入海口、东南沿海以及洞庭湖和鄱阳湖 南部,在大部分模拟区域内土壤湿度值处在 $0.2 \sim 0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 之间。

2.3 物理方程

由热力学第一定律可得温度随时间的变化方程,即:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V \cdot \nabla T - w(\gamma_d - \gamma) + \frac{1}{C_p} \frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}t}, \qquad (1)$$

其中 T 为温度, V 为水平风矢量, w 为垂直速度, γ_d 为干绝热垂直递减率, γ 为温度垂直递减率, c_p 为 定压比热容, Q 为外源加热量。

我们令

$$T_{t} = \int_{t} \frac{\partial T}{\partial t} \mathrm{d}t, \qquad (2a)$$

$$A_{\rm DV} = -\int_{t} \boldsymbol{V} \cdot \nabla T \mathrm{d}t, \qquad (2b)$$

$$C_{\rm ON} = -\int_{t} w(\gamma_d - \gamma) \mathrm{d}t, \qquad (2c)$$

$$D_{\rm H} = \int_{t} \frac{1}{C_P} \frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}t} \mathrm{d}t, \qquad (2\mathrm{d})$$

分别表示温度的局地项、平流项、对流项、非绝热 项,即有

$$T_t = A_{\rm DV} + C_{\rm ON} + D_{\rm H}.$$
 (3)

其中, $A_{\rm DV}$ 表示温度的平流变化,即冷(暖)平流 引起局地温度的下降(升高)。 $C_{\rm ON}$ 表示空气的垂直 运动引起温度的局地改变,层结稳定时 ($\gamma_d - \gamma > 0$),上升运动(w > 0)产生绝热冷却作 用,局地温度降低,下沉运动(w < 0)产生绝热冲 热作用,局地温度升高,当层结不稳定时($\gamma_d - \gamma < 0$)则相反。 $D_{\rm H}$ 表示非绝热作用对温度的影响,主 要过程包括辐射增温(冷却)、湍流交换、凝结潜 热释放等。

值得注意的是, *D*_H在模式中的计算非常复杂。 我们这里可利用基于地形随附模式的近地层(约为 30 m 高)输出,直接计算*T_t*、*A*_{DV}和*C*_{ON},并由方 程(3)诊断出*D*_H项,从而根据各项的大小,可理 解不同物理过程在短期高温天气中的贡献程度。

3 模拟结果

3.1 空间分布

图 3 给出了 R3 分辨率下 23 日 06:00 UTC 地表 气温的分布(图 3b-f)、不同土壤湿度试验与 CTL 的偏差分布(图 3g-j)以及 R1、R2 分辨率下的 DRY25 试验(图 3k、1)。与 NCEP 分析场(图 3a) 相比,可以看到 CTL 试验(图 3b)能够很好地模 拟出地表气温的高值中心位置、范围及强度。在模 拟区域整体呈现"北高南低"的分布形势,参照我 国的高温标准(Zeng et al., 2011),大于 35°C 的高 温区域主要位于 26°N 以北,而低值区则主要集中 在东南沿海地区。模式较为准确地模拟出了的东、 西两个高值中心,其中的温度值达到了 38°C 甚至 更高。但不足的是,对于西中心的位置模拟的偏西, 且未能较好模拟出(27°N, 115°E)附近的高值中 心。

607

从不同土壤湿度试验(图 3c-f)及其与 CTL 的偏差分布(图 3g-j)中能够看到,土壤湿度扰动 能够显著地改变地表气温的模拟结果。与 CTL 相 比,WET25 试验(图 3c)能够模拟出东、西两个 高值中心,高温发生的范围基本未发生改变。从图 3g 的偏差分布可以看到, WET25 试验在大部分区 域均模拟出偏低的温度值,而在东南沿海模拟出偏 高的温度值,但前者较后者的偏差量要高出1℃左 右,因此在整个模拟区域表现为较 CTL 平均降低 0.73℃。WET50 试验(图 3d) 模拟的大于 35℃ 的 高温范围有所缩小,造成的气温偏差分布(图 3h) 与 WET25 类似, 但温度降低的范围和强度更大, 在部分区域可达 2.5℃ 以上,区域平均温度值较 CTL 降低 1.3℃。DRY25 试验(图 3e) 模拟的气温 高值中心范围有所增大,并出现了 40℃ 以上的高 温。与 CTL 的气温偏差分布(图 3i)和 WET 试验 正好相反,在大部分区域温度升高1℃以上,在东 南沿海降低 0.5℃ 左右, 与 CTL 相比模拟的区域平 均温度偏高 0.9°C。在 DRY50 试验(图 3f)中,在 25°N 以北的整个区域几乎都模拟出了大于 38℃ 的 高温,较CTL明显地扩大了高值中心的范围。土壤 湿度减小引起的气温升高更为明显,除了东南沿海 小部分地区外几乎在整个区域都模拟出高于 2.5℃ 的温度偏差(图 3i)。对比 CTL 试验, 区域平均温 度值升高 2.3°C, 在部分地区最大超过 8°C。

对比 R3 (图 3e)和 R1、R2 (图 3k、l)分辨 率下的 DRY25 试验。可以看到,在不同分辨率下 土壤湿度扰动都能够引起气温的显著变化,与 R3 相比,R1、R2 都能够模拟出高温发生的范围和气 温高值中心的位置。但 R3 对地表气温分布形势的 刻画要明显比 R1、R2 更为细致,而 R2 又较 R1 更 好。随着分辨率的提高,模拟的高温强度有所增大,



图 3 7月23日06:00 UTC(协调世界时,下同)地表气温空间分布(b-j, k, 1分别在R3、R1、R2分辨率下;单位: °C) Fig. 3 Spatial distributions of surface air temperature at 0600 UTC 23 July simulated at R3 (b-j), R1(k) and R2(l) resolutions (units: °C) and from NCEP reanalysis (a) NCEP; (b) CTL; (c) WET25; (d) WET50; (e) DRY25; (f) DRY50; (g) WET25-CTL; (h) WET50-CTL; (i) DRY25-CTL; (j) DRY50-CTL; (k) DRY25_R1; (l) DRY25_R2

尤其在 R1 中能够看到,东、西两个高值中心的范 围较 R2、R3 有所缩小,强度也有所减弱。其他土 壤湿度试验也有类似结论。

图 4 给出了 R3 分辨率下 30 日 06:00 UTC 时刻 CTL 试验地表气温的分布(图 4b)、WET50 和 DRY50 试验与 CTL 的偏差分布(图 4c、d)以及 R1、R2 分辨率下的 DRY25 试验(图 4c、d)以及 R1、R2 分辨率下的 DRY25 试验(图 4e、f)。与 23 日 06:00 UTC 结果类似,WRF 模式能较好地再现 气温的空间分布形势(对比图 4a 与 b),减小或增 大土壤湿度都会明显改变气温的模拟结果。如图 4c、d 所示,相比于 CTL,WET50 可造成大部分地 区的气温降低(平均降低 1.31°C),DRY50 则使得 几乎所有区域的气温升高(平均升高 2.36°C)。对 比 R1、R2(图 4e、f)的分辨率下的 DRY25 试验, 高分辨模式能够更准确地模拟出气温的分布状况 且对土壤湿度的变化十分敏感。

可以看到,在不同分辨率下,土壤湿度增加(减 小)都会导致气温的降低(升高),高分辨率的WRF 模式能够更好地再现气温的空间分布形势。这与张 井勇和吴凌云(2011)所得到的陆一气耦合过程中 土壤湿度与地表气温间的作用关系一致。另外,与 WET 试验相比, DRY 试验造成的温度偏差更大, 这表明地表气温对土壤湿度减小的敏感性强于土 壤湿度的增加。

表1给出了各试验 R1、R2、R3 分辨率下针对 D3 范围的平均地表气温(即对应三种分辨率的 T_{R1} 、 T_{R2} 、 T_{R3})。可以看到,土壤湿度的增加使不同分辨 率的气温值在 06:00 UTC 和 24 h 都有所降低,且在 高温发展最旺盛的 06:00 UTC 气温降低的幅度最 大,如在 22~23 日的 24 h 模拟中 T_{R2} 两试验 DRY50 -DRY25 的差异在 06:00 UTC、24 h 分别为 1.45°C、 0.56°C,又如 29~30 日的 24 h 模拟中 T_{R3} 两试验 DRY25-CTL 的差异在 06:00 UTC、24 h 分别达到 0.94°C、0.44°C。这也说明,无论何种分辨率条件 下,相对于平均气温,模拟的极端高温对土壤湿度 扰动有很强的敏感性。

同时,分辨率的提高会在 06:00 UTC 和 24 h 模 拟出更低的地表气温,即 $T_{R1} > T_{R2} > T_{R3}$,且一般 $T_{R1} - T_{R2} > T_{R2} - T_{R3}$ 。 $T_{R1} = T_{R2}$ 的 24 h 平均差异尤 为显著,最大可达到 3.7°C (DRY50 试验),而 T_{R2} 与 T_{R3} 的差异在 06:00 UTC 却小得多(如对 DRY50, $T_{R2} - T_{R3}$ 约 0.02°C)。这些结果也说明,极端高温及



图 4 7月 30 日 06:00 UTC 地表气温空间分布(b-d, e, f 分别在 R3、R1、R2 分辨率下; 单位: ℃)

Fig. 4 Spatial distributions of surface air temperature at 0600 UTC 30 July simulated at R3 (b–d), R1 (e) and R2(f) resolutions and from NCEP reanalysis (units:°C) (a) NCEP; (b) CTL; (c) WET50-CTL; (d) DRY50-CTL; (e) DRY25_R1; (f) DRY25_R2

平均气温对土壤湿度表现出的敏感性是有赖于具体模式分辨率的(表1)。

表 1 不同分辨率(R1, R2, R3)下 22~23(29~30)日 试验 06:00 UTC(协调世界时,下同)及 24 h 平均地表气 温(单位:°C)

Table 1 Surface air temperature at 0600 UTC and averaged for 24 h simulated at different resolutions (R1, R2, R3) for the period 22 to 23 (29 to 30) July (units: °C)

	$T_{\rm I}$	RI	T	12	T _{R3}			
	0600	24 h	0600	24 h	0600	24 h		
试验	UTC	平均	UTC	平均	UTC	平均		
DRY50	36.24	34.43	36.06	30.72	36.04	30.70		
	(35.99)	(34.30)	(35.72)	(30.64)	(35.67)	(30.60)		
DRY25	34.76	33.24	34.61	30.16	34.59	30.15		
	(34.32)	(32.94)	(34.09)	(29.99)	(34.05)	(29.95)		
CTL	33.87	32.49	33.77	29.72	33.75	29.71		
	(33.34)	(32.12)	(33.14)	(29.55)	(33.11)	(29.51)		
WET25	33.13	31.86	33.04	29.35	33.03	29.34		
	(32.62)	(31.51)	(32.45)	(29.20)	(32.42)	(29.16)		
WET50	32.57	31.41	32.48	29.12	32.46	29.11		
	(32.10)	(31.07)	(31.95)	(28.95)	(31.94)	(28.91)		

3.2 模拟误差

为考察高分辨率 WRF 模式中土壤湿度扰动对 短期高温天气的影响,这里利用 MICAPS 地面观测 资料,并将 22~23 日的高温模拟的结果分别插值 到观测站点(图 2a)上进行检验。检验采用模拟结 果与观测资料的偏差(BIAS)、均方根误差(RMSE) 以及相关系数(CORR),即:

$$BIAS = \overline{M} - \overline{O}, \qquad (4)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (M_i - O_i)^2} , \qquad (5)$$

$$CORR = \frac{\sum_{i=1}^{N} (M_i - \overline{M})(O_i - \overline{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} (M_i - \overline{M})^2 \cdot \sum_{i=1}^{N} (O_i - \overline{O})^2}}, \quad (6)$$

其中, *M* 为 06:00 UTC 地表气温的模拟值, *O* 为相应的观测值。

从图 5a 能够看到,与之前结论一致的是,不同分辨率下 BIAS 值都是随着土壤湿度的增加而减小的,亦即高的土壤湿度导致模拟气温降低。R3 中 DRY (WET)试验均模拟出正(负)的温度偏差,且土壤湿度扰动越强偏差程度越大,其中DRY50 偏大 2.2℃,DRY25 偏大 0.6℃,WET25 偏小 1.3℃,WET50 偏小 2.2℃。这说明了在高分辨率条件下,总体上与实测一致的土壤湿度可模拟出



图 5 不同分辨率下各试验模拟的 06:00 UTC 地表气温与观测的(a) 偏差、(b) 均方根误差和(c) 相关系数

Fig. 5 The (a) BIAS, (b) RMSE, and (c) CORR for surface air temperature simulated at different resolutions

与实际一致的高温,但也会放大土壤湿度扰动的影响。再结合 R1、R2 可发现,且随着分辨率的增加, DRY、WET 试验的 BIAS 与 CTL 的差异有所增加, 即,随着分辨率的增加,模拟高温对土壤湿度扰动 的敏感性也有所增大。

类似的,从均方根误差的变化(图 5b 中可以 发现,更小的土壤湿度扰动对应更小的 RMSE 值。 分辨率的提高会使得 CTL 和 WET 试验的 RMSE 值 减小、DRY 试验的 RMSE 增大。在不同分辨率下, 相关系数有随着土壤湿度的增加而减小的趋势(图 5c);随着分辨率的提高,各试验的 CORR 值先增 大后减小,在 R2 达到最大(如 DRY50 为 0.58)。 各土壤湿度试验的平均差异在 R1、R2 中明显大于 R3,即前两者的 CORR 对土壤湿度的敏感性更强。

综合来看,采用高分辨率的WRF模式能够在一 定程度上优化对短期高温天气的模拟;在各分辨率 下,BIAS、RMSE、CORR对土壤湿度扰动均较为 敏感,且这些敏感性随分辨率的变化而有所变化。

4 机理讨论

4.1 地表热通量

由于在不同分辨率下土壤湿度扰动对短期高 温天气的影响机制一致,本文主要针对于 22~23 日模拟试验的 R3 分辨率进行分析。土壤湿度扰动 主要通过改变陆面反照率、土壤热力、水力特性量 和水热平衡特征来影响陆气间的水汽和能量交换, 从而造成陆面和低层大气温度梯度的变化 (Song et al., 2009)。其中,感热、潜热通量是陆气间能量交 换的主要方式,且与水汽相变密切相关,能够充分 反映温度对土壤湿度扰动的响应,并影响地表气温 的变化 (蔡福等, 2011)。

对比图 6a 与图 3b, CTL 试验感热通量的高(低) 值区正好对应地表气温的高(低)值区,高温中心 的感热通量在部分区域达到了 300 W m⁻²。不同敏 感性试验与 CTL 的感热通量偏差(图 6b-e)和地 表气温偏差(图 3g-j)的正负值区也对应一致,且 热通量的偏差幅度最大能超过±150 W m⁻²。这表 明,土壤湿度减小(增大)引起感热输送增加(减 少),从而直接导致地表气温升高(降低)。同样, 潜热通量与地表气温的对应关系正好相反(图略)。 这是因为感热、潜热通量是净辐射能在地表分配的 两种形式,在净辐射稳定少变的情况下,感热通量 的增加(减少)势必会导致潜热通量的减少(增加)。

图 7 给出了各试验模拟的地表气温及感热、潜 热通量的逐时变化。可以看到三者的变化趋势近似 一致,数值出现较大转折的时刻都在 11:00 UTC 和 22:00 UTC 左右(分别对应白天与夜间的转换时 间)。具体来看,图 7a 的地表气温变化在模拟初始 的 4 h 内变化缓慢,而从进入夜间开始,温度逐渐 降低,自 22:00 UTC 起,温度迅速回升并在 06:00 UTC 达到最大。不同土壤湿度条件下气温的差异也 十分显著,且白天地表气温对土壤湿度扰动的敏感 性要强于夜间。感热通量的变化则强烈依赖于太阳 辐射的变化,在夜间由于地面辐射冷却,陆面向低 层大气输送热量,感热通量为一致的负值(图7b)。 在夜间不同土壤湿度间的差异明显小于白天,如 DRY50-CTL在夜间仅为0.13Wm⁻²,而在白天则 达到89.4Wm⁻²。潜热通量的24h变化趋势与感热 通量类似(图7c)。但不同的是,由于WET试验中 土壤湿度的增加造成了更大的水汽蒸发,由水汽相 变释放的潜热因此也大量增加,从而使得WET试 验模拟的潜热通量高于DRY试验。总的来说,白 天(夜间)较强(弱)的热通量传输对应较高(低) 的气温,土壤湿度扰动造成的热通量差异越大(小) 导致气温的差异也越大(小)。

表2给出了各试验在06:00 UTC 及不同时段(24 h、白天、夜间)地表气温与热通量的具体数值。计 算不同土壤湿度试验感热通量的差值: 148.6 W m⁻² $(DRY50-CTL), 51.5 W m^{-2} (DRY25-CTL),$ 50.1 W m^{-2} (CTL-WET50), 33.6 W m^{-2} (CTL-WET25)。可以看出 WET 试验造成的感热通量变化 幅度要明显小于 DRY 试验,这与之前气温对 DRY 试验敏感性更强的结论相对应。潜热通量也有类似 结论。我们还可以看到,不同土壤湿度试验间各物 理量值及其差异,即以 06:00 UTC 时刻为最高,时 段平均值中白天值>24 h 值>夜间值,如对 R3 试 验地面气温 T_{R3},对应各个时刻、时段值为 1.75℃ (06:00 UTC)、1.1°C(白天)、0.8°C (24 h)、0.5°C (夜间)。这是因为在白天(06:00 UTC 时刻较为典 型),土壤湿度增大导致土壤水分大量蒸发,潜热 通量增加得更为强烈,对地表产生冷却作用,同时 感热通量减小,最终表现为地表气温的下降。土壤 湿度减小的情况则与之相反。此外,可以看出,29~ 30 日试验结果类似 22~23 日试验, 如, 06:00 UTC 的 DRY25 较 CTL 试验区域平均感热通量增加约 40 W m⁻², 气温增加约 0.8°C (表 2)。

4.2 大气内部物理过程

上述土壤湿度对气温的改变是通过地表热通 量的变化来实现的。但更为重要的是,这些热通量 导致了大气内部对气温有直接影响的物理过程的 变化。

表 3 给出了各试验中(3)式各项在各时段(24h、白天、夜间)的积分结果,类似地,下面仅分析 22~23 日的模拟结果。各试验中 *A*_{DV}、*C*_{ON}、*D*_H 三项对气温局地变化的平均贡献在白天(夜间)依 次为-3.33、3.44、7.35°C(-9.61、29.99、-24.15°C)。 *C*_{ON} 项在 24 h 和夜间对温度的局地变化贡献最大,



图 6 7月23日06:00 UTC 感热通量空间分布(单位: W m⁻²)

Fig. 6 The spatial distributions of sensible heat flux at 0600 UTC 23 July (units: $W m^{-2}$) (a) CTL; (b) WET25-CTL; (c) WET50-CTL; (d) DRY25-CTL; (e) DRY50-CTL



图 7 各试验模拟的区域平均的 (a) 地表气温 (单位: °C)、(b) 感热通量 (单位: W m⁻²) 和 (c) 潜热通量 (W m⁻²) 的 24 h 变化 (虚线为白天 与夜间的转换时间)

Fig. 7 Diurnal variations of area-averaged (a) surface air temperature (units: $^{\circ}$ C), (b) sensible heat flux (units: W m⁻²), and (c) latent heat flux (units: W m⁻²) for each experiment (dotted lines represent the dividing line between day and night)

表 2 22~23 (29~30) 日试验 06:00 UTC 和 24 h、白天 (06:00~11:00 UTC+22:00~06:00 UTC)、夜间 (11:00~22:00 UTC) 平均的地表气温 (°C)、感热通量和潜热通量 (W m⁻²)

Table 2 Averaged surface air temperature (°C) and sensible and latent heat fluxes (W m^{-2}) at 0600 UTC, their 24-hour averages and daytime (0600–1100 UTC+2200–0600 UTC) and night-time averages (1100–2200 UTC) from simulation for the period of 22 to 23 (29 to 30) July

	T _{R3}				感热通量				潜热通量			
试验	0600 UTC	24 h	白天	夜间	0600 UTC	24 h	白天	夜间	0600 UTC	24 h	白天	夜间
DRY50	36.04	30.70	33.07	27.92	276.8	89.0	171.8	-8.8	232.3	93.2	159.9	14.5
	(35.67)	(30.60)	(32.67)	(28.15)	(300.4)	(94.9)	(184.4)	(-11.0)	(195.9)	(76.5)	(131.7)	(11.2)
DRY25	34.59	30.15	32.24	27.68	179.7	57.2	113.1	-9.0	365.3	138.3	241.6	16.2
	(34.05)	(29.95)	(31.77)	(27.80)	(199.6)	(61.3)	(121.6)	(-10.1)	(321.6)	(122.3)	(214.9)	(12.8)
CTL	33.75	29.71	31.68	27.40	128.2	40.5	82.4	-9.1	433.9	162.5	284.9	17.9
	(33.11)	(29.51)	(31.20)	(27.51)	(153.4)	(45.6)	(92.5)	(-9.9)	(380.1)	(145.1)	(255.7)	(14.4)
WET25	33.03	29.34	31.19	27.17	94.5	29.4	62.1	-9.2	480.1	180.9	317.5	19.5
	(32.42)	(29.16)	(30.76)	(27.27)	(124.0)	(35.0)	(72.8)	(-9.7)	(418.0)	(161.1)	(284.4)	(15.4)
WET50	32.46	29.11	30.89	27.02	78.1	23.2	50.7	-9.3	502.5	190.4	334.5	20.1
	(31.94)	(28.91)	(30.46)	(27.09)	(106.3)	(28.4)	(60.5)	(-9.6)	(442.9)	(172.0)	(303.6)	(16.4)

表 3 22~23(29~30)日试验(3)式中各项在 24 h、白天(06:00~11:00 UTC+22:00~06:00 UTC)、夜间(11:00~22:00 UTC)各时段的积分结果(单位:°C)

Table 3 Results of each term in equation (3) from simulations over 22 to 23 (29 to 30) July averaged over 24 h, and over daytime (0600–1100 UTC+2200–0600 UTC) and night-time (1100–2200 UTC)

	T_t			$A_{ m DV}$			$C_{ m ON}$			$D_{ m H}$		
试验	24 h	白天	夜间	24 h	白天	夜间	24 h	白天	夜间	24 h	白天	夜间
DRY50	3.00	8.58	-5.58	-13.89	-3.51	-10.38	32.69	3.96	28.73	-15.79	8.13	-23.93
	(2.98)	(7.47)	(-4.49)	(-16.46)	(-6.10)	(-10.36)	(29.48)	(5.96)	(23.52)	(-10.04)	(7.61)	(-17.65)
DRY25	2.77	7.81	-5.03	-13.25	-3.45	-9.80	32.34	3.53	28.81	-16.32	7.72	-24.04
	(2.80)	(6.82)	(-4.02)	(-15.13)	(-5.37)	(-9.76)	(29.49)	(5.67)	(23.82)	(-11.56)	(6.52)	(-18.08)
CTL	2.64	7.34	-4.70	-12.76	-3.16	-9.60	32.39	3.32	29.07	-16.99	7.18	-24.17
	(2.68)	(6.44)	(-3.76)	(-14.41)	(-4.91)	(-9.50)	(29.26)	(5.34)	(23.92)	(-12.17)	(6.00)	(-18.17)
WET25	2.56	6.92	-4.37	-12.54	-3.25	-9.29	32.29	3.19	29.10	-17.34	6.99	-24.18
	(2.55)	(6.09)	(-3.54)	(-13.48)	(-4.46)	(-9.02)	(29.20)	(5.18)	(24.02)	(-13.17)	(5.37)	(-18.54)
WET50	2.49	6.62	-4.13	-12.25	-3.27	-8.98	32.44	3.17	29.27	-17.55	6.73	-24.43
	(2.47)	(5.86)	(-3.39)	(-12.96)	(-4.25)	(-8.71)	(29.77)	(5.11)	(24.66)	(-14.35)	(5.00)	(-19.35)

在白天则为 *D*_H项,相对而言 *A*_{DV}项的贡献最小,但 仍不能忽略。这与前人得出的在高温日全天中,相 对于温度平流因子的作用,非绝热因子才是高温产 生的关键的结论一致(尹东屏等,2006)。

具体来看,模拟区域气温分布呈"北高南低"的形势且处在盛行偏南风的控制下,这导致冷平流 在高温期间占据主导,使 *A*_{DV} 项在所有时段都表现 为一致的负值。平流作用在白天的相对贡献比夜间 高出约 8.3%,土壤湿度增加通过冷却气温高值区的 下垫面来减弱冷平流的强度,从而减小 *A*_{DV} 项的负 贡献。这种土壤湿度扰动引起的平流变化幅度在夜 间(0.67℃)较白天(0.14℃)更大,如,CTL 与 DRY50 在夜间、白天的差异分别为 0.78、0.35℃。 在异常加强的 WPSH 下沉气流的控制下, C_{ON} 项无论在白天还是夜间都表现为绝热增温的作用, 且夜间的贡献比白天高出 25.56℃。由于土壤湿度 扰动可影响白天和夜间的层结稳定性,在更干的土 壤湿度条件下, C_{ON} 项的绝热加热作用在白天更强、 在夜间更弱。如, DRY25-CTL 在白天和夜间的值 分别为 0.21、-0.26℃。土壤湿度扰动造成的 C_{ON} 的 变化幅度在各时段平均为 0.27℃,较其他项要小很 多,这表明对流作用对土壤湿度的敏感性最弱。

在白天,气流下沉增温弱于以辐射加热(感热输送)为主的非绝热增温过程, $D_{\rm H}$ 项的正贡献大于 $C_{\rm ON}$ 项。在夜间,由于近地层逆温,陆面向低层大气传输感热, $D_{\rm H}$ 项为负贡献且强于白天的增温

作用;但由于下沉绝热增温在夜间更为强大, $D_{\rm H}$ 项的绝对值小于 $C_{\rm ON}$ 项。虽然 $D_{\rm H}$ 项在数值上夜间较白天更大,但对气温变化的相对贡献在白天反而更大,在所有项的贡献中占据了一半以上(52.1%)。 非绝热加热的强度在白天随着土壤湿度的减小而增大,而非绝热冷却作用在 24 h 和夜间都随着土壤湿度的减小而减弱。如,从WET50 到WET25, $D_{\rm H}$ 项的绝对值在白天增加 0.26°C,在 24 h 和夜间分别减少 0.21°C、0.25°C。这与 Fischer et al.(2007)在研究 2003 年欧洲高温热浪时提出的土壤湿度偏低显著地降低了潜在的冷却作用,因此放大了地面温度异常的结论一致。 $D_{\rm H}$ 项各土壤湿度试验间的平均差异在各项中也是最大的,达到了 1.11°C。

总的来说,土壤湿度扰动通过对各物理过程强度的改变使地表气温呈现规律性的变化。在白天, D_H占据一半的贡献以上, C_{ON}的贡献略大于 A_{DV}; 在夜间, C_{ON}相对最重要,其次为 D_H、 A_{DV}; 24 h 的情形与夜间类似。各项对土壤湿度扰动的敏感性在 24 h 和白天 D_H 最强、在夜间 A_{DV} 最强。A_{DV}、 C_{ON}、 D_H 三项对气温变化的贡献最终表现为温度在白天的升高和夜间的降低,以及在干土壤湿度条件下的升高和湿土壤湿度条件下的降低。

5 结论

本文利用高分辨率 WRFV3.6 模式,采用三种 不同分辨率 (36 km、12 km、4 km)的嵌套方案, 对 2003 年 7 月 22 至 23 以及 29 至 30 日的 24 h 短 期高温天气过程进行模拟,考察了 5 种水平的土壤 湿度扰动(控制试验,及在此基础上 25%、50%幅 度的湿度增减试验)对高温模拟的影响,并结合热 通量、热力学方程定性、定量分析了影响的机理。 结果表明:

(1)采用高分辨率 WRF 模式及相应的高分辨 率地表特征资料能够明显改善 CTL 试验的模拟效 果,模拟高温对土壤湿度扰动的敏感性随着分辨率 的提高而增大(如,12 km 与4 km 分辨率在24 h 内模拟的地表气温考察区域平均差异可达到 3.7°C),这也说明,模式中陆气反馈的强度对模式 分辨率具有高度的依赖性。此外,不同分辨率下土 壤湿度影响温度的规律一致,即,土壤湿度的减小 (增加)会导致气温的升高(降低),且气温对土 壤湿度减小的敏感性更强。

(2) 地表热通量变化是土壤湿度影响气温的直

接因子。土壤湿度减小会引起地面向上的感热通量 增加并直接加热地表和低层大气,同时由于蒸发、 蒸腾等过程的减弱,会造成水汽相变释放的潜热通 量减少,因此对地表的冷却效果减弱,最终导致气 温的升高。土壤湿度增加的情况与之相反。白天(夜 间)较强(弱)的热通量传输对应较高(低)的气 温,土壤湿度扰动造成的热通量差异越大(小)导 致气温的差异也越大(小),即,土壤湿度扰动主 要是通过白天地表强烈加热的时段对模拟高温产 生影响的。

(3) 土壤湿度扰动通过间接改变大气内部高温 发展中的各物理过程来影响地表气温。各物理过程 中,平流作用在各时段的重要性都相对较小。对流 项在各时段都表现为绝热增温的作用,白天(夜间) 的绝热增温强度在干(湿)的土壤条件下更大。非 绝热加热的强度在白天(夜间)随着土壤湿度的减 小而增大(减小)。在白天,以感热输送为主的非 绝热增温占据主导,且受到土壤湿度扰动的影响最 大;在夜间,由于低层逆温,非绝热项起冷却作用, 以绝热增温过程为主;在24h,绝热增温占据主导, 但非绝热加热过程对土壤湿度扰动的敏感性最强。

本工作显示了高温天气高分辨率模拟对土壤 湿度很强的敏感性,这些结果也进一步说明了高温 模式模拟与预报时土壤湿度的重要性。由于土壤湿 度并非气象台站常规观测量等因素,准确的土壤湿 度值的获取在实际应用中存在困难。这也意味着类 似前人对降水事件模拟中地表参数的处理(王洋等, 2014),通过土壤湿度扰动的集合预报方法来改进 模式高温模拟预报是具有潜力的。

由于区域模式的特点,本文的研究与模拟时段、模式初边界条件、模拟区域和参数化方案等紧密相关(Zeng et al., 2011)。在后续的研究中可通过更多的个例来分析土壤湿度对气温变化规律的影响,帮助我们更好地理解短期高温天气发生发展的物理机制及提高模式模拟高温天气的能力。

参考文献(References)

- 蔡福,周广胜,李荣平,等. 2011. 陆面过程模型对下垫面参数动态变化 的敏感性分析 [J]. 地球科学进展, 26 (3): 300–310. Cai Fu, Zhou Guangsheng, Li Rongping, et al. 2011. Sensitivity of land surfaces model to dynamic land surface parameters [J]. Adv. Earth Sci. (in Chinese), 26 (3): 300–310, doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2011.03.0300.
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land-surface hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model

description and implementation [J]. Mon. Wea. Rev., 129 (4): 569–585, doi:10.1175/15200493(2001)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2.

- Chou M D, Suarez M J. 1994. An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models [R]. NASA Tech. Memo., 104606, 3: 85.
- 邓莲堂, 史学丽, 闫之辉. 2012. 不同分辨率对淮河流域连续暴雨过程 影响的中尺度模拟试验 [J]. 热带气象学报, 28 (2): 167–176. Deng Liantang, Shi Xueli, Yan Zhihui. 2012. Mesoscale simulation of a heavy rainfall in the Huaihe River valley in July 2003: Effects of different horizontal resolutions [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 28 (2): 167–176, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2012.02.003.
- Ek M B, Mitchell K E, Lin Y, et al. 2003. Implementation of Noah land surface model advances in the national centers for environmental prediction operational mesoscale Eta model [J]. J. Geophys. Res., 108 (D22): 8851, doi:10.1029/2002JD003296.
- Fischer E M, Seneviratne S I, Vidale P L, et al. 2007. Soil moisture–atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave [J]. J. Climate, 20 (20): 5081–5099, doi:10.1175/JCLI4288.1.
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. Mon. Wea. Rev., 134 (9): 2318–2341, doi:10.1175/MWR3199.1.
- Hong S Y, Pan H L. 1996. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model [J]. Mon. Wea. Rev., 124 (10): 2322–2339, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<2322:NBLVDI>2.0.CO;2.
- Janjić Z I. 1994. The step-mountain Eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sub-layer and turbulence closure schemes [J]. Mon. Wea. Rev., 122 (5): 927–945, doi:10.1175/1520-0493(1994)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2.
- 李得勤,段云霞,张述文,等. 2015. 土壤湿度和土壤温度模拟中的参数 敏感性分析和优化 [J]. 大气科学, 39 (5): 991–1010. Li Deqin, Duan Yunxia, Zhang Shuwen, et al. 2015. Quantifying parameter sensitivity and calibration in simulating soil temperature and moisture [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 39 (5): 991–1010, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1503.14276.
- Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model [J]. J. Climate Appl. Meteor., 22 (6): 1065–1092, doi:10.1175/1520-0450(1983)022<1065:BPOTSF>2.0.CO;2.
- 吕光辉,于恩涛,向伟玲,等. 2009. WRF 模式分辨率对新疆异常降雨天 气要素模拟的影响 [J]. 气候与环境研究, 14 (1): 85–96. Lü Guanghui, Yu Entao, Xiang Weiling, et al. 2009. Effect of horizontal and vertical resolution on WRF simulation of the unusual rainfall event in Xinjiang [J]. Climatic Environ. Res. (in Chinese), 14 (1): 85–96.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave [J]. J. Geophys. Res., 102 (D14): 16663–16682, doi:10. 1029/97JD00237.
- 彭海燕, 周曾奎, 赵永玲, 等. 2005. 2003 年夏季长江中下游地区异常高温 的分析 [J]. 气象科学, 25 (4): 355–361. Peng Haiyan, Zhou Zengkui, Zhao Yongling, et al. 2005. The analysis of abnormal high temperature in 2003 summer [J]. Sci. Meteor. Sinica (in Chinese), 25 (4): 355–361.
- Rowntree P R, Bolton J A. 1983. Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 109

(461): 501-526, doi:10.1002/qj.49710946105.

- Shukla J, Mintz Y. 1982. Influence of land surface evapotranspiration on the earth climate [J]. Science, 215 (4539): 1498–1501, doi:10.1126/ science.215.4539.1498.
- Song Y M, Guo W D, Zhang Y C. 2009. Numerical study of impacts of soil moisture on the diurnal and seasonal cycles of sensible/latent heat fluxes over semi-arid region [J]. Adv. Atmos. Sci., 26 (2): 319–326, doi:10.1007/s00376-009-0319-2.
- Stott P A, Stone D A, Allen M R. 2004. Human contribution to the European heatwave of 2003 [J]. Nature, 432 (7017): 610–614, doi:10.1038/ nature03089.
- 隋翠娟, 潘丰, 蔡怡, 等. 2014. 从副高及海温角度分析 2013 年夏季长 江中下游地区高温干旱原因 [J]. 海洋预报, 31 (5): 76-81. Sui Cuijuan, Pan Feng, Cai Yi, et al. 2014. Study of hot-dry weather over the mid-lower reaches of the Yangtze River in summer of 2013 [J]. Mar. Forecasts (in Chinese), 31 (5): 76-81, doi:10.11737/j.issn.1003-0239. 2014.05.012.
- Tobías A, de Olalla P G, Linares C, et al. 2010. Short-term effects of extreme hot summer temperatures on total daily mortality in Barcelona, Spain [J]. Int. J. Biometeorol., 54 (2): 115–117, doi:10.1007/s00484-009-0266-8.
- 王洋,曾新民,葛洪彬,等. 2014. 陆面特征量初始扰动的敏感性及集合 预报试验 [J]. 气象, 40 (2): 146–157. Wang Yang, Zeng Xinmin, Ge Hongbin, et al. 2014. Sensitivity simulation of heavy rainfall to land surface characteristics and ensemble forecast test [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 40 (2): 146–157, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2014.02.002.
- 徐金芳, 邓振镛, 陈敏. 2009. 中国高温热浪危害特征的研究综述 [J]. 干旱气象, 27 (2): 163–167. Xu Jinfang, Deng Zhenyong, Chen Min. 2009. A summary of studying on characteristics of high temperature and heat wave damage in China [J]. J. Arid Meteor. (in Chinese), 27 (2): 163–167, doi:10.3969/j.issn.1006-7639.2009.02.012.
- 许遐祯,郑有飞,尹继福,等. 2011. 南京市高温热浪特征及其对人体健 康的影响 [J]. 生态学杂志, 30 (12): 2815–2820. Xu Xiazhen, Zheng Youfei, Yin Jifu, et al. 2011. Characteristics of high temperature and heat wave in Nanjing city and their impacts on human health [J]. Chinese J. Ecol. (in Chinese), 30 (12): 2815–2820.
- 杨辉, 李崇银. 2005. 2003 年夏季中国江南异常高温的分析研究 [J]. 气 候 与环境研究, 10 (1): 80-85. Yang Hui, Li Chongyin. 2005. Diagnostic study of serious high temperature over South China in 2003 summer [J]. Climatic Environ. Res. (in Chinese), 10 (1): 80-85, doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2005.01.008.
- 杨绹, 汤绪, 陈葆德, 等. 2013. 气候变暖背景下高温胁迫对中国小麦产 量的影响 [J]. 地理科学进展, 32 (12): 1771–1779. Yang Xun, Tang Xu, Chen Baode, et al. 2013. Impacts of heat stress on wheat yield due to climatic warming in China [J]. Progr. Geogr. (in Chinese), 32 (12): 1771–1779, doi:10.11820/dlkxjz.2013.12.006.
- 尹东屏,严明良, 裴海瑛,等. 2006. 副热带高压控制下的高温天气特征 分析 [J]. 气象科学, 26 (5): 558–563. Yin Dongping, Yan Mingliang, Pei Haiying, et al. 2006. Synoptic character analysis on high temperature appearing under the control of subtropical high [J]. Sci. Meteor. Sinica (in Chinese), 26 (5): 558–563, doi:10.3969/j.issn.1009-0827.2006.05.014.
- 于恩涛. 2013. 我国东北地区季节降雪高分辨率数值模拟 [J]. 科学通报,

58 (8): 690–698. Yu Entao. 2013. High-resolution seasonal snowfall simulation over Northeast China [J]. Chinese Sci. Bull. (in Chinese), 58 (12): 1412–1419, doi:10.1007/s11434-012-5561-9.

- Zhang H L, Pu Z X, Zhang X B. 2013. Examination of errors in near-surface temperature and wind from WRF numerical simulations in regions of complex terrain [J]. Wea. Forecasting, 28 (3): 893–914, doi:10.1175/ WAF-D-12-00109.1.
- Zeng X M, Zhao M, Su B K, et al. 2003. Effects of the land-surface heterogeneities in temperature and moisture from the "combined approach" on regional climate: A sensitivity study [J]. Global Planet. Change, 37 (3–4): 247–263, doi:10.1016/S0921-8181(02)00209-6.
- Zeng X M, Wu Z H, Xiong S Y, et al. 2011. Sensitivity of simulated short-range high-temperature weather to land surface schemes by WRF [J]. Sci. China Earth Sci., 54 (4): 581–590, doi:10.1007/s11430-011-4181-6.
- 曾新民, 吴志皇, 宋帅, 等. 2012. WRF 模式不同陆面方案对一次暴雨事 件模拟的影响 [J]. 地球物理学报, 55 (1): 16–28. Zeng Xinmin, Wu Zhihuang, Song Shuai, et al. 2012. Effects of land surface schemes on the simulation of a heavy rainfall event by WRF [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 55 (1): 16–28, doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.01.002.

Zeng X M, Wang N, Wang Y, et al. 2015. WRF simulated sensitivity to land

surface schemes in short and medium ranges for a high-temperature event in East China: A comparative study [J]. J. Adv. Model. Earth Sys., 7 (3): 1305–1325, doi:10.1002/2015MS000440.

- 张井勇, 吴凌云. 2011. 陆—气耦合增加中国的高温热浪 [J]. 科学通报, 56 (23): 1905–1909. Zhang Jingyong, Wu Lingyun. 2011. Land– atmosphere coupling amplifies hot extremes over China [J]. Chinese Sci. Bull. (in Chinese), 56(31): 3328–3332, doi:10.1007/s11434-011-4628-3.
- 郑益群, 贵志成, 强学民, 等. 2013. 中国不同纬度城市群对东亚夏季风 气候影响的模拟研究 [J]. 地球物理学进展, 28 (2): 554–569. Zheng Yiqun, Gui Zhicheng, Qiang Xuemin, et al. 2013. Simulation of the impacts of urbanization in different areas of China on East Asia summer monsoon climate [J]. Progr. Geophys. (in Chinese), 28 (2): 554–569, doi:10.6038/pg20130204.
- 周亚军, 陈葆德, 孙国武. 1994. 陆面过程研究综述 [J]. 地球科学进展, 9 (5): 26–31. Zhou Yajun, Chen Baode, Sun Guowu. 1994. Review of land surface processes [J]. Adv. Earth Sci. (in Chinese), 9 (5): 26–31.
- 朱珍,章开美,陈胜东,等. 2013. 江西省盛夏极端高温的气候变化及短 期气候预测 [J]. 气象与减灾研究, 36 (3): 12–17. Zhu Zhen, Zhang Kaimei, Chen Shengdong, et al. 2013. The climatic features and short-term forecast of extreme high temperature of midsummer in Jiangxi [J]. Meteor. Dis. Reduct. Res. (in Chinese), 36 (3): 12–17.