

张珊, 王宗敏, 黄刚, 等, 2023. 基于 WRF-LES 的崇礼复杂地形局地风场模拟研究[J]. 高原气象, 42(1): 197–209. ZHANG Shan, WANG Zongmin, HUANG Gang, et al, 2023. Local Wind Simulation over Complex Terrain of Chongli Using WRF-LES [J]. Plateau Meteorology, 42(1): 197–209. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000–0534. 2022. 00011

基于 WRF-LES 的崇礼复杂地形 局地风场模拟研究

张珊^{1,2}, 王宗敏^{1,2}, 黄刚³, 薛学武⁴

(1. 河北省气象台, 河北 石家庄 050000;

2. 河北省气象与生态环境重点实验室, 河北 石家庄 050000;

3. 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;

4. 河北省人工影响天气中心, 河北 石家庄 050000)

摘要: 采用四重嵌套的 WRF-LES, 针对 2022 年北京冬奥会张家口崇礼赛区开展局地风场模拟试验, 基于地面自动气象站和激光雷达观测资料, 对一次晴空高压系统控制下的具有明显局地风环流特征的天气个例模拟结果进行检验评估。文中引入了 STRM1 30 m 地形数据、glc2015 27 m 土地利用数据和 CLDAS 的土壤湿度数据用以提高模拟结果的准确性, 并设计了敏感性试验来探讨不同资料对模拟结果的影响。结果表明: (1) WRF-LES 能够呈现出复杂地形下局地风场的时空变化特征, 各站风向绝对误差在 10° ~ 60° , 风速绝对误差在 $0.5\sim 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。在山谷和山沟区域, 模拟风场和观测风场都表现出明显的日变化特征, 海拔较高站点的误差比海拔相对较低站点的误差更小。海拔较低站点在山谷风或上下坡风发展稳定时段风向误差较小, 风向转换时段误差较大。(2) 更新地形、土地利用以及 CLDAS 土壤湿度初始场对模拟结果都有一定程度改善。其中更新 CLDAS 土壤湿度初始场对风向和 2 m 气温的改善效果最为明显, 风向绝对误差减小 4.26° , 2 m 气温绝对误差减小 0.84°C 。更新土地利用对风速的改善效果最明显, 风速绝对误差减小 $0.32\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。(3) CLDAS 土壤湿度较 ERA5 的土壤湿度明显偏小, 较小的土壤湿度会使土壤具有低传导率或低热容量, 这种状态会导致地表温度在白天的升温幅度和夜间的降温幅度都增大, 较强的白天增温垂直高度可延伸至 700~900 m, 较强的夜间降温垂直高度在 200 m 以下, 与此同时, 较小土壤湿度也会使白天低层风速增大, 这些特征在山谷和山沟中更为明显。

关键词: WRF-LES; 复杂地形; 风场模拟; CLDAS 土壤湿度

文章编号: 1000-0534(2023)01-0197-13 **中图分类号:** P435 **文献标识码:** A

DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2022. 00011

1 引言

由于山区地形复杂、环流局地性强, 且气象观测数据较少, 其风场监测和预报成为国际难题。开展复杂地形下局地环流研究在冬奥会气象服务、山区森林火灾, 以及风能资源评估等领域都有迫切需求。很多学者利用外场观测试验来研究山区局地环流问题(林之光和李映江, 1985; 覃军等, 2001; 周立波等, 2007; 贾春晖等, 2019), 但观测资料的

获取存在一定的困难和局限性。随着计算水平的不断提高, 越来越多学者使用中尺度数值模式(如 MM5、RAMS 和 WRF 等)开展复杂地形的局地风场研究(Noppel and Fiedle, 2002; Jiménez et al, 2010; 王颖等, 2010; 程雪玲等, 2015; 周荣卫和何晓风, 2018; 李洪兵等, 2021)。然而在地形、下垫面等具有高度非均匀性的山区, 低层风场具有更强的瞬变性、波动性和间歇性(张飞民, 2014), 利用

收稿日期: 2021-09-08; 定稿日期: 2022-02-15

资助项目: 国家重点研发计划项目(2018YFF0300101); 河北省科技冬奥专项(19975414D); 河北省气象局面上项目(20ky01)

作者简介: 张珊(1988—), 女, 河北石家庄人, 工程师, 主要从事天气预报、数值模拟相关研究. E-mail: 769175314@qq.com

通信作者: 王宗敏(1970—), 男, 河北石家庄人, 正高级工程师, 主要从事天气预报、数值模拟相关研究. E-mail: 18425733@qq.com

数值模式开展复杂地形下边界层风场研究需要更小的网格距,但大多数中尺度模式的大气边界层参数化方案都是建立在粗分辨率网格基础上,其一般采用雷诺平均方式处理 Navier-Stokes 方程的闭合问题,较少考虑水平湍流交换,更适合平坦地形,无法捕捉微小尺度的湍流运动(余梁, 2015; Goger et al, 2018)。

大涡模拟(Large-Eddy Simulation, LES)根据大部分能量由大尺度湍涡传输而小尺度湍涡通过能量串级耗散能量的特征,使用空间滤波函数将可分辨的大尺度含能涡旋和小尺度涡旋分离,显示地计算较大尺度的含能涡旋,通过参数化的方法表征不可分辨小尺度湍流对可分辨率运动的作用(Chow et al, 2013; 刘郁珏等, 2018)。Deardorff(1972)首次将 LES 应用于大气边界层的模拟,随后,Deardorff(1980)和Moeng(1984)先后建立了具有不同动力框架的 LES 模式。不同于传统边界层参数化方案,LES 可分辨大部分的能量湍涡,将中尺度模式与 LES 耦合可作为一种将大尺度过渡到小尺度的有效方式(张嘉荣和程雪玲, 2020)。

受计算条件限制,LES 多用于理想条件下开展试验(Moeng and Sullivan, 1994; Chow et al, 2006; Kang and Lenschow, 2014; 姜平等, 2019)。近年来随着计算水平不断提高,越来越多学者将 LES 应用于真实天气个例的模拟(Talbot et al, 2013; 孙学金等, 2017; Crosman and Horel, 2017; 左全和张庆红, 2016; 刘郁珏等, 2018; 李雪洸等, 2020)。随着网格分辨率的提高,使用 LES 开展真实个例模拟需要与之相匹配的精细陆面资料,如地形、土地利用、土壤类型、土壤温湿度初始场等(Megan, 2010; 孙学金等, 2017)。WRF 作为广泛应用的新一代中尺度天气模式,具备开展 LES 所需的动力框架及物理方案。WRF-LES 被广泛地应用到很多领域,如风能预报(Liu et al, 2011),水文气象和降水预报(Gerber et al, 2018),湍流特征研究(Goger et al, 2018),以及局地环流模拟等(Crosman and Horel, 2017)。还有一些学者针对地形分辨率、相关参数和次网格方案等开展了敏感性试验评估 LES 的适用性(孙学金等, 2017; Liu et al, 2020)。目前采用 WRF-LES 针对复杂地形下局地风场的模拟能力评估研究还较少(刘郁珏等, 2018),需要更多试验对 WRF-LES 在复杂地形下的模拟性能进行系统评估。

本文采用四重嵌套的 WRF-LES,内层分辨率为 100 m,针对 2022 年北京冬奥会崇礼赛区开展

风场模拟试验,该区域属阴山山脉和燕山交界处,海拔在 1000~2200 m,且依托“科技冬奥”项目建设了多套自动气象观测站和激光雷达观测设备。本文选取了一次具有明显局地风环流特征的晴空高压系统控制下天气个例进行模拟试验,用以评估 WRF-LES 对复杂地形下局地风环流的模拟能力。为了提高模拟结果的准确性,本研究引入了 STRM1 30 m 地形数据、基于二级分类的 27 m 土地利用数据和气象局提供的 CLDAS 土壤湿度数据,并设计了敏感性试验探讨不同资料对模拟结果的影响。此外,在短波辐射过程中还考虑了地形坡度和阴影效应对模拟结果的影响。

2 资料来源和方法介绍

2.1 模式配置及模拟时段

本试验基于 WRF(3.8.1 版本)模式,采用四重嵌套(图 1),d04 区域分辨率为 100 m,设有 370×370 个格点,尽可能地包含更多观测站点。各层网格设置见表 1。投影方式设为 lambert,采用地形追随坐标系,外层模拟区域的中心点位于(40.6°N, 113°E),模式垂直方向采用下密上疏的方式共设 52 层,距地 1 km 高度内共设有 18 层,第一层格点距地面高度约为 15 m。模拟区域见图 1,最内层的

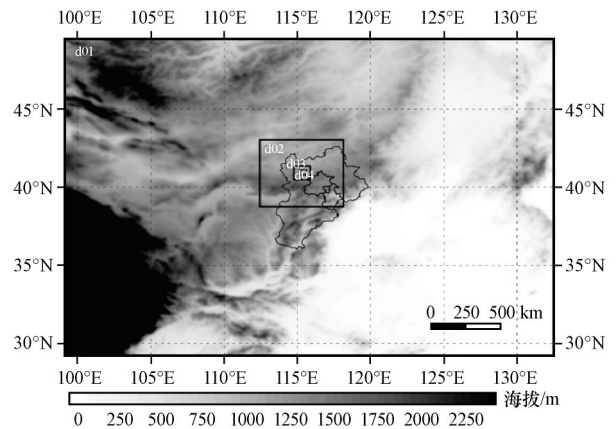


图 1 模拟区域和嵌套设置

阴影区为地形(单位: m)

Fig. 1 The simulated and nested region

表 1 模式网格设置

Table 1 Grid settings for all domains

区域	类型	水平分辨率	格点数	积分步长
d01	中尺度	7500 m	361×301×52	25 s
d02	中尺度	1500 m	301×301×52	5 s
d03	小尺度	300 m	301×301×52	1 s
d04	小尺度	100 m	370×370×52	1/5 s

d04 区域为本文研究的核心区域[图 2(a), (b)]。模拟过程中采用的物理参数化方案包括: Rapid Radiative Transfer Model 长波和短波辐射方案(RRT-

MG)(Iacono et al, 2008)、New Thompson 微物理方案(Thompson et al, 2008)、修订的 MM5 近地层方案以及 Noah 陆面过程模式(Chen and Dudhia, 2001)。

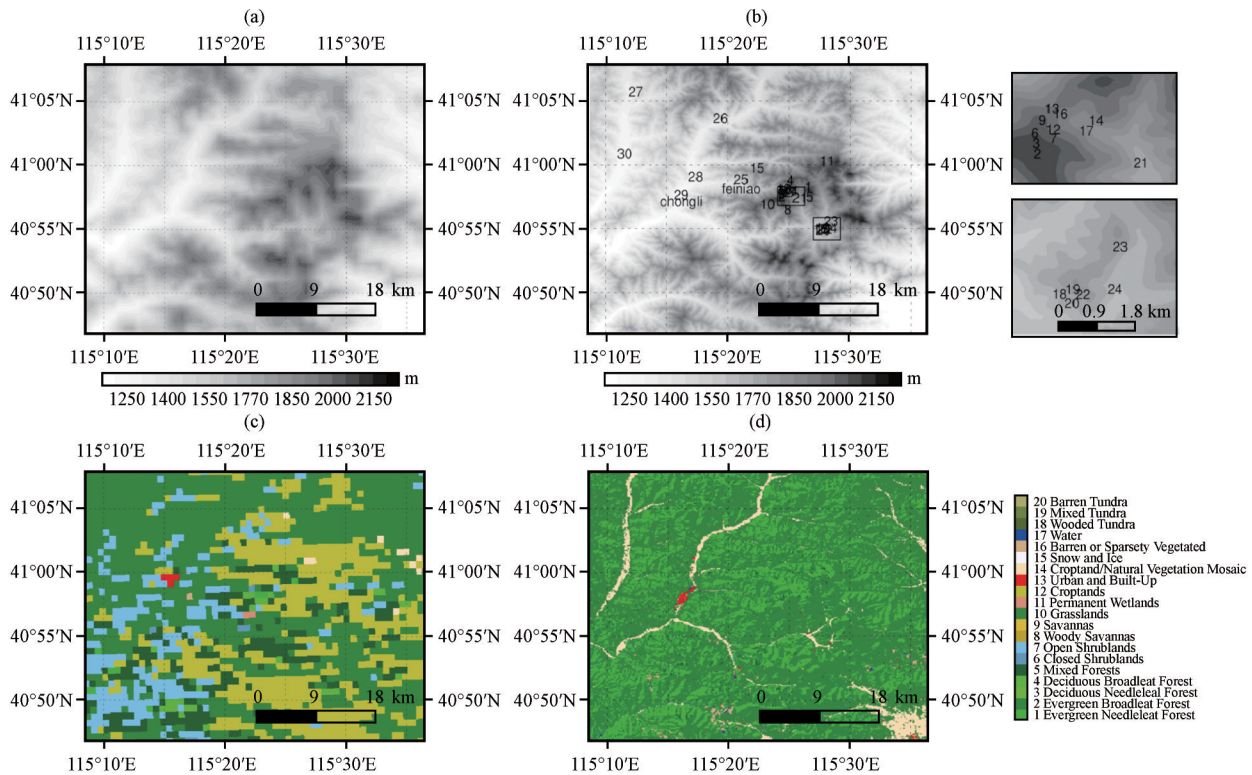


图2 d04区域原始(a, c)和更新后(b, d)的地形(a, b, 单位: m)和土地利用(c, d)分布

Fig. 2 The topography (a, b, unit: m) and land use (c, d) distribution before (a, c) and after updating (b, d) for d04

对于边界层物理方法的选择,当模式网格距远大于含能湍流的长度尺度时,所有湍流均为次网格过程,需要通过参数化方法来模拟湍流输送过程;当模式网格距远小于含能湍流长度尺度时,模式可以直接解析含能湍流,此时可使用大涡模式(LES)进行湍流模拟(Zhou, 2014)。前者水平网格距通常在 4 km 以上,后者水平网格距通常要求小于 100 m,以确保分辨率落在惯性子区。当模式网格距与含能湍流的长度尺度相当时,部分湍流可被模式直接解析,另一部分仍需参数化描述,便出现了湍流参数化的“灰色区域”问题(Zhang et al, 2018)。本次模拟 d01 区域网格距为 7500 m,使用一阶闭合非局地 YSU 湍流参数化方案(Noh et al, 2003); d04 网格距为 100 m,开通大涡模拟,使用 TKE 次网格闭合方案。d02 和 d03 网格距分别为 1500 m 和 300 m,位于湍流参数化的“灰色区域”,d02 将使用与 d01 相同的湍流参数化方案(YSU),d03 将使用与 d04 相同的大涡模拟方案。

初始和边界场使用欧洲中期天气预报中心提供的新一代 ERA5 再分析资料,可作为真实的大气环流驱动场,时间间隔为 1 h,空间分辨率为

0.25°×0.25°。模拟时段为 2019 年 3 月 7 日 08:00 (北京时,下同)至 8 日 20:00,此时段内崇礼区域主要受高压系统控制,天气晴朗,风速相对较小,环流局地性强,可用于评估 WRF-LES 对局地小尺度环流的模拟能力。d04 区域每 5 min 输出一次模拟结果。

2.2 研究区域观测资料介绍

基于冬奥会服务需求,河北省气象局先后在崇礼区域布设了多套自动气象观测站,并开展三维立体气象观测试验。本文将用到的自动气象观测站共 30 套(表 2),其中 54304、B3017、B3018、B3019、CS207 和 CS217 站地面风的测量使用标准 10 m 风向杆,其他站分别为 3 m、3.5 m 或 6 m 风向杆,部分站建于房顶,在对比检验中会存在一定系统误差。崇礼站(54304)和飞鸟假日站(CS203)的激光雷达观测数据将用于风廓线检验。自动气象观测站和激光雷达的位置分布及海拔见表 2、3 和图 2(b),表 2 中的自动气象观测站按海拔从高到低排序,各站序号(1~30)分别在图 2(b)中标示。海拔相对较高的观测站主要分布在云顶区域,这些观测站的风场受地形影响相对较小,可一定程度上代表系

表2 自动气象观测站信息
Table 2 Information of automatic weather stations

序号	站名	站号	海拔/m	序号	站名	站号	海拔/m
1	松林背	CS214	2121.0	16	云顶10号	B2239	1898.5
2	云顶山顶	B3017	2098.0	17	云顶山腰	B3018	1825.0
3	云顶3号	B1628	2075.8	18	跳台山顶	B3157	1794.4
4	小北沟	CS212	2068.0	19	跳台M	B3216	1768.2
5	松林背南	CS215	2036.0	20	跳台L	B3215	1758.7
6	云顶7号	B2236	2031.5	21	云顶山底	B3019	1733.0
7	云顶4号	B1629	2012.1	22	跳台起点	B3158	1729.2
8	东红花	CS208	1999.0	23	冬两5号	B1647	1671.6
9	云顶8号	B2237	1997.5	24	冬两4号	B1646	1670.3
10	西红花	CS213	1972.0	25	飞鸟假日	CS203	1440.0
11	长城岭	B2231	1962.0	26	白旗站	B3189	1360.0
12	云顶5号	B1630	1949.9	27	红旗营海流图	B3200	1327.0
13	云顶9号	B2238	1940.6	28	塔香雪	CS207	1268.0
14	云顶1号	B1620	1923.4	29	崇礼国家站	54304	1239.8
15	小天路	CS217	1899.0	30	红旗营西	B3139	1227.0

表3 激光雷达站信息
Table 3 Information of lidar stations

站名	站号	海拔/m
崇礼站	54304	1239.8
飞鸟假日站	CS203	1440

统风。其他大部分观测站受地形影响较大，在晴空高压系统控制下风场的局地特征也相对明显。

2.3 陆面输入资料

本次模拟试验分辨率可达 100 m，WPS 静态数据库中原始地形和土地利用数据(约 1 km)已不能满足模拟需求，本研究将采用清华大学宫鹏团队制作的基于二级分类的土地利用数据集 glc2015 (http://data.ess.tsinghua.edu.cn/fromglc2015_v1.html)，分辨率约 27 m，将其基于静态数据集的 MODIS 20 类分类标准进行重新分类。此外，还引入了 STRM1(Shuttle Radar Topography Mission, 30 m)地形数据。分别将上述土地利用数据和地形数据接入到 WPS 的静态数据集中。图 2 给出了 d04 区域原始和更新后的地形和土地利用分布图，可以看出更新后的地形和土地利用分布可反映出更精细的地表信息。

研究表明，土壤水含量对土壤物理性质起着关键作用，土壤湿度的空间和时间分布对下边界与大气之间的热量和水汽交换有重要作用(Banta and Gannon, 1995; Patton et al, 2005)，其初始值的准

确性对低层风场的影响较大(Chow et al, 2006; Megan, 2010)。本次研究使用的 Noah 陆面模式中土壤湿度和土壤温度垂直分为四层，分别为 0~10 cm、10~40 cm、40~100 cm、100~200 cm。本文将使用中国气象局陆面数据同化系统(CLDAS-V2.0)近实时产品数据集中的上述四层土壤湿度代替原土壤湿度初始值进行试验，CLDAS 产品分辨率为 0.0625°×0.0625°。对比更新前后的各层土壤湿度可以发现，与 CLDAS 相比 ERA5 提供的土壤水含量不仅分辨率较低，且河北北部大部分地区明显偏大。图 3 为 d04 区域更新前后 0~10 cm 和 10~40 cm 土壤水含量之差，可以看出更新后土壤水含量可减少 0.1~0.2 m³·m⁻³。

2.4 试验方案

为比较不同分辨率的地形和土地利用数据、CLDAS 土壤湿度数据及地形坡度和阴影对模拟结果的影响，设计了五组对比试验。控制试验 CTL 采用更新后的地形和土地利用数据、考虑地形坡度和阴影对辐射影响、并使用 CLDAS 土壤湿度数据进行初始场替换。地形敏感性试验 TOPO_30s 使用原始 30 s 地形数据，土地利用敏感性试验 LU_30s 使用原始 30 s 土地利用数据，土壤湿度试验 ERA5_sm 仍使用 ERA5 提供的土壤湿度数据作为初始场，无地形坡度和阴影影响试验 NO_shd 关闭地形坡度和阴影相关设置，各组试验方案见表 4。

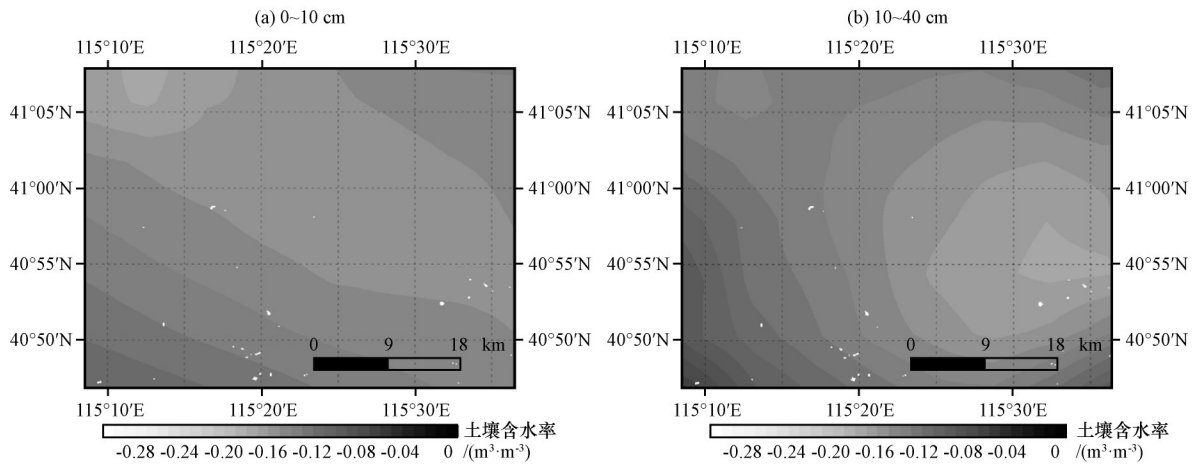


图3 d04区域更新后土壤水含量与原始土壤水含量之差(单位: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)

Fig. 3 The soil water content change after the replacement of CLDAS in d04 area. Unit: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$

表4 5组试验方案

Table 4 Description of the five simulation experiments

试验名称	地形分辨率(d03、d04)	土地利用分辨率(d03、d04)	初始土壤湿度(d01~d04)	地形坡度和阴影(d02~d04)
CTL	STRM1: 1 s	GLC2015: 0.9 s	CLDAS	slope_rad=1; topo_shading=1
TOPO_30s	gtopo2010: 30 s	GLC2015: 0.9 s	CLDAS	slope_rad=1; topo_shading=1
LU_30s	STRM1: 1 s	MODIS: 30 s	CLDAS	slope_rad=1; topo_shading=1
ERA5_sm	STRM1: 1 s	GLC2015: 0.9 s	ERA5	slope_rad=1; topo_shading=1
NO_shd	STRM1: 1 s	GLC2015: 0.9 s	CLDAS	slope_rad=0; topo_shading=0

3 结果分析

3.1 模拟结果检验评估

3.1.1 低层环流和单站风模拟结果评估

图4给出d04区域内叠加地形显示的10 m风水平分布,其中蓝色风矢为模拟结果,红色风矢为观测数据。选取3月7日16:00[图4(a)]和8日04:00

[图4(b)]风场分别代表白天和夜间环流。

在西侧的三条山沟中布设有6个地面观测站(25~30号站),就本次研究时段来看,模拟和观测都呈现出明显的日变化特征,且变化趋势一致。白天时段风基本沿着山沟方向从海拔较低地区吹向海拔较高地区,夜间则相反。在山沟向两侧较高海拔地区的坡面上,风向也存在明显的日变化特征,

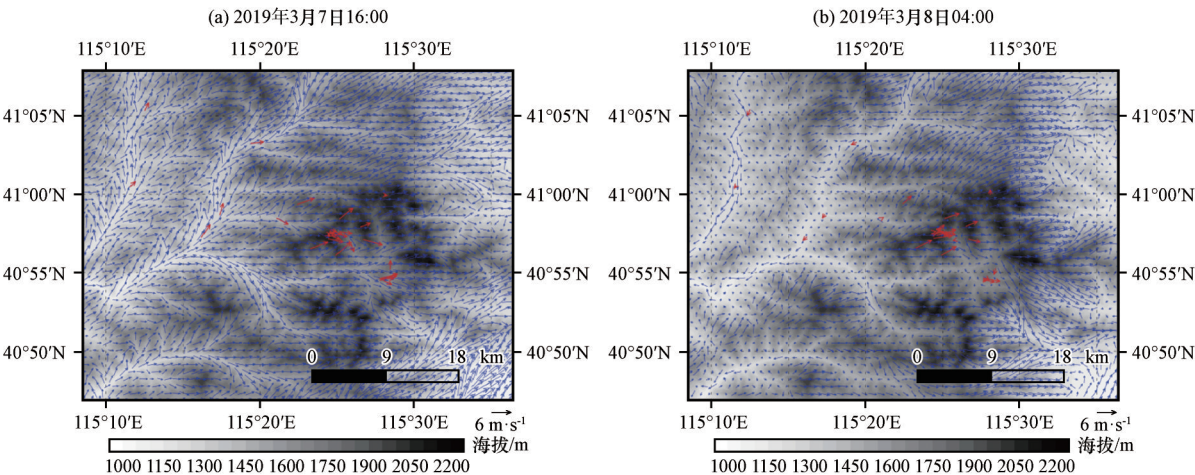


图4 d04区域CTL试验模拟的10 m风场叠加观测(矢量,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和地形分布(阴影区,单位: m)蓝色矢量为模拟结果,红色矢量为观测值

Fig. 4 The 10-meter wind field (vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) with terrain map (the shaded, unit: m) at 16:00 on 7 (a) and at 04:00 on 8 (b) March 2019. The blue vector denotes CTL simulation, red vector is observation

白天存在风从山谷吹向两侧山坡的分量,夜间相反,此外,东侧海拔较低区域,白天为明显的上坡风(偏东风)与西侧来的空气交汇,夜间风速明显减小且伴随着复杂的风向转变,模式能够较好地模拟出这些局地环流变化特征。

从局地风的转换时段来看(图略),傍晚时段观测的风向转变主要发生在18:00—20:00,而模拟的风向转变则滞后1~2 h,上午时段模拟结果和实际观测的风向转变基本都在08:00—10:00。在海拔相对较高的云顶区域,模拟结果和实际观测的风速都有一定日变化特征,风向受系统风影响更大。可以看出,WRF-LES模式能够呈现出晴空弱系统复杂地形下局地风场的变化特征,可作为研究山地小尺度环流的有效手段(图略)。

从单站风向风速的模拟结果与观测对比来看

(图5,图6),模式可以很好地再现各站风向和风速日变化特征。对于海拔较高的云顶山顶站(B3017)和CS217站,其风向主要受系统风影响,以偏西风或西南风为主,风速在下午和夜间时段出现峰值。位于云顶山底南北向山沟中的B3019站,受地形动力作用,7日08:00至8日08:00模拟和观测的风向均为偏北风,8日08:00以后受系统风影响都转为偏南风。位于云顶山腰的B3018站,受地形动力和热力共同影响,前期风向以西北风或偏西风为主,后期转为偏东风或偏南风。位于西侧第二条山沟中的CS207和54304站,日变化特征明显,白天风向以西南风为主(上坡风),夜间风向以东北风为主(下坡风),54304站白天风速大,午后出现峰值,夜间风速变小。这些变化特征的模拟结果与观测数据都有很好的一致性。

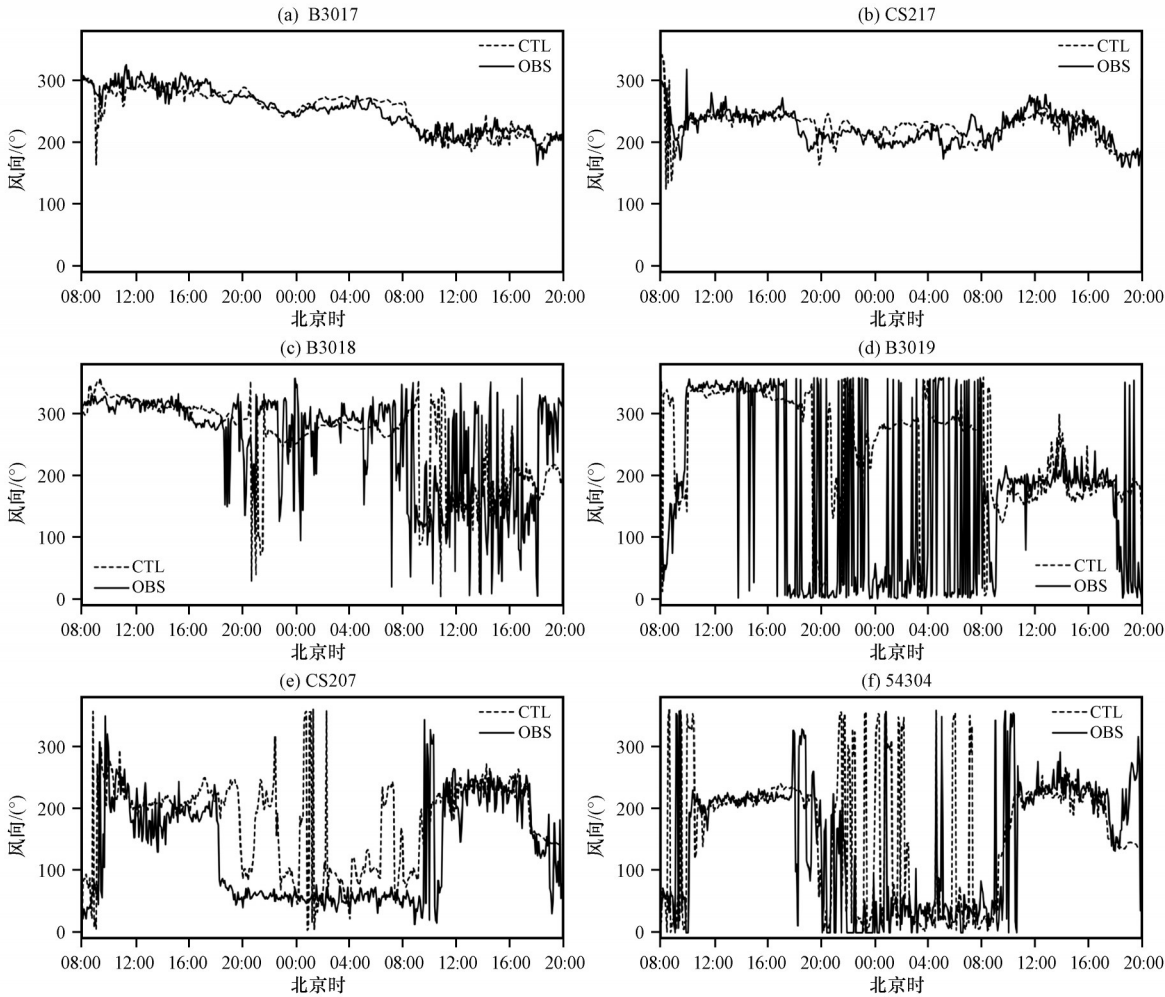


图5 2019年3月7日08:00至8日20:00各代表站观测(实线)和模拟(虚线)的10 m风向变化特征
按各站海拔由高到低排序

Fig. 5 10-meter wind direction of observations (solid lines) and CTL simulation (dotted lines) from 08:00 on 7 to 20:00 on 8 March 2019. The stations are resorted based on the elevation from high to low

各站风向平均绝对误差在10°~60°,平均误差41.2°。各站风速绝对误差在2 m·s⁻¹以下,平均为1.39 m·s⁻¹。从风向误差日变化[图7,其中高海拔站包括海拔在1900 m以上的站(序号1~9),低海拔

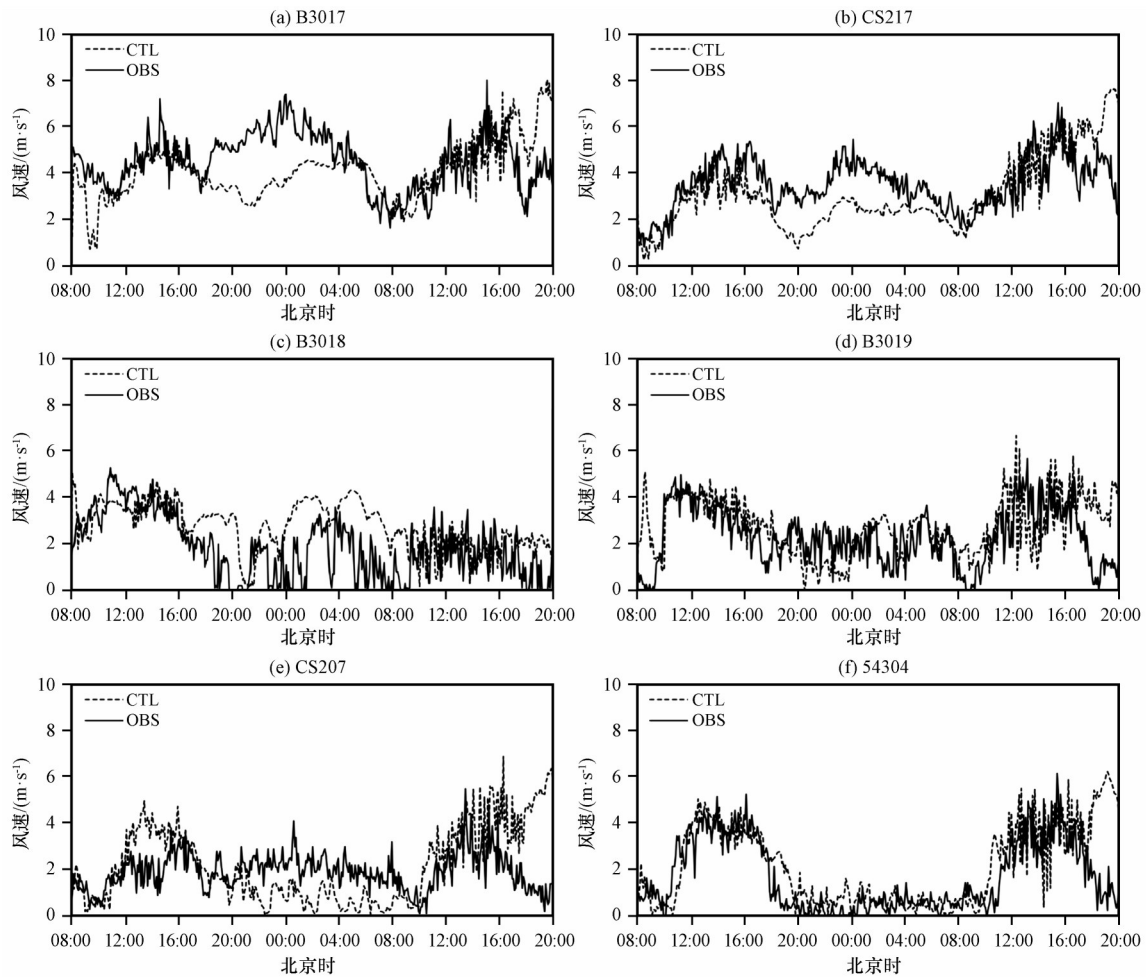


图6 2019年3月7日08:00至8日20:00各代表站观测(实线)和模拟(虚线)的10 m风速变化特征
按各站海拔由高到低排序

Fig. 6 10-meter wind speed of observations (solid lines) and simulations (dotted lines) from 08:00 on 7 to 20:00 on 8 March 2019. The stations are resorted based on the elevation from high to low

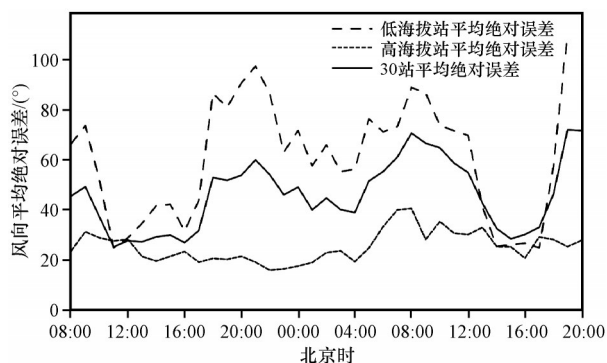


图7 CTL试验模拟的10 m风向绝对误差随时间变化特征
Fig. 7 Diurnal variation of mean absolute error (MAE) from CTL simulations for 10-meter wind direction

站包括海拔在1800 m以下的站(序号18~30)]可以看出,海拔较低站点风向的误差明显大于海拔较高站点风向的误差,海拔较高站点风向的误差主要为系统风向误差,无明显日变化特征。海拔较低站在山谷风或上下坡风发展较为稳定时段风向

误差较小,风向转换时段误差较大,误差谷值在12:00—16:00和02:00—04:00,峰值在18:00—20:00和08:00—10:00。风速误差(图略)与海拔无明显关系,大部分时段风速的模拟结果较实况都偏大,夜间更为明显,峰值在02:00—06:00。

3.1.2 风廓线模拟结果评估

图8给出崇礼站和飞鸟假日站激光雷达观测和模拟(CTL试验)的边界层风廓线随时间的变化,其中崇礼站激光雷达观测的最低高度为100 m,垂直分辨率为60 m,飞鸟假日站观测的最低高度为45 m,垂直分辨率30 m。总体来说,模式可以准确呈现出风随高度及时间的变化趋势,白天湍流混合较强,边界层的风速大小随高度变化相对较小,夜间400 m以下的低层风速明显减小,高层风速加大。从风向来看,模拟和观测的低层风向转变都出现在19:00—20:00和09:00—10:00,两站观测和模拟的风受地形影响的高度在200~300 m。

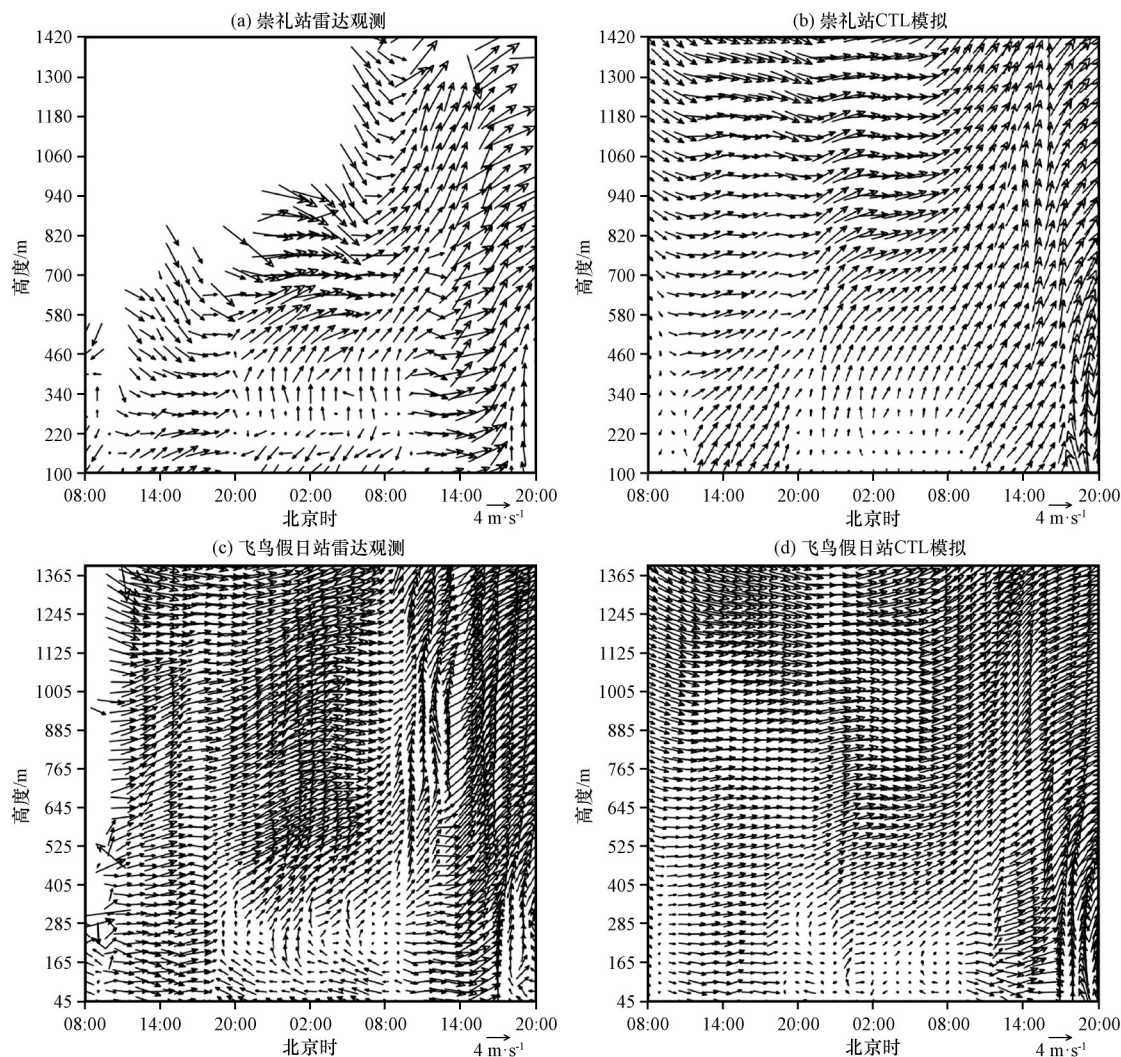


图8 崇礼站(a, b)和飞鸟假日站(c, d)风矢廓线(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 8 Diurnal variation of wind vector profiles for Chongli (a, b) and Feiniiao (c, d) station. Unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$

3.2 不同试验模拟结果对比

从不同试验的平均误差情况来看(表5),更新地形、土地利用以及土壤湿度初始场后模拟结果都有一定程度改善。更新土壤湿度初始场后风向和2 m气温误差的改善效果最为明显(CTL与ERA5_sm试验比较),其中风向绝对误差减小4.26°,2 m气温绝对

误差减小0.84 °C,风速也有一定程度改善。通过图9(a)可以看出,更新土壤湿度初始场后全天大部分时段风向误差都有所减小,尤其是在7日14:00—16:00、02:00—06:00以及8日08:00—12:00。ERA5_sm试验模拟的2 m气温10:00—17:00时段较实况偏低2~5 °C,22:00—06:00较实况偏高3~5 °C[图9

表5 不同试验模拟的10 m风向、风速和2 m气温平均误差

Table 5 Mean errors of 30 stations for 10m wind direction, 10-meter wind speed and 2-meter temperature, for different test

物理量	误差指标	CTL	TOPO_30s	LU_30s	ERA5_sm	NO_shd
10 m 风向/(°)	平均绝对误差	41.42	43.7	41.75	45.68	42.55
	平均均方根误差	55.06	56.08	55.68	59.55	56.3
10 m 风速/($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	平均绝对误差	1.39	1.51	1.71	1.48	1.41
	平均均方根误差	1.72	1.84	2.09	1.81	1.75
2 m 温度/°C	平均绝对误差	2.78	2.63	2.93	3.62	2.76
	平均均方根误差	3.32	3.08	3.42	4.23	3.3

(c)], 更新土壤湿度初始场后(CTL 试验)对应时段误差可减小 1~3 °C。ERA5_sm 试验模拟的 10:00—

16:00 风速较实况明显偏小, 更新土壤湿度初始场后此时段风速增大, 误差变小[图 9(b)]。

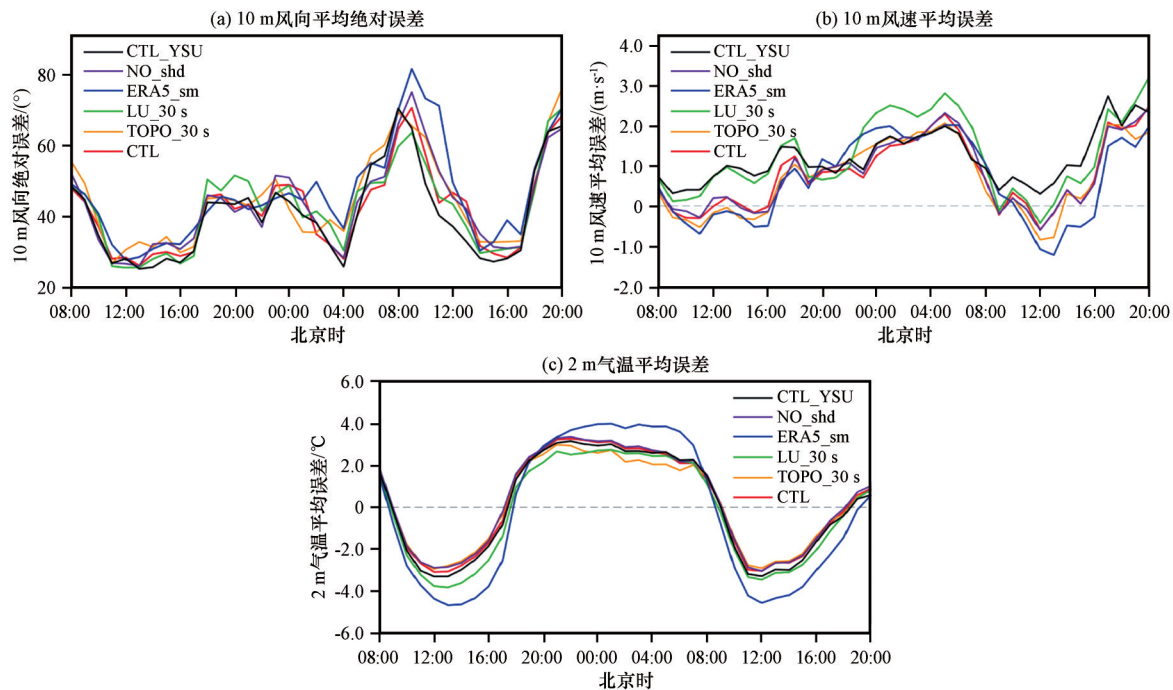


图9 不同试验的30站平均的误差随时间变化

Fig. 9 Diurnal variation of average errors from 30 stations in different experiments

更新土地利用对风速的改善效果最为明显(CTL 与 LU_30s 试验比较), 绝对误差减小 $0.32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 对风向和 2 m 气温也有一定改善, 绝对误差分别减小为 0.33° 和 0.15°C 。从图 9(b)可以看出, 更新土地利用后大部分时段的风速较更新前都有所减小, 误差变小。另外, 更新土地利用后白天时段 2 m 气温的模拟效果也有所改善。

更新地形后风向和风速模拟效果都有所改善(CTL 与 TOPO_30s 试验比较), 绝对误差分别减小 2.28° 和 $0.12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 但 2 m 气温的绝对误差相比更新前增加 0.15°C 。另外, 开通地形坡度和阴影对辐射的影响后(CTL 与 NO_shd 试验比较), 风向和风速的误差也分别减小 1.13° 和 $0.02 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

3.3 CLDAS 土壤湿度的作用

通过不同试验模拟结果的对比分析(表 5)可以看出, 模拟结果对土壤湿度的敏感性较高。土壤湿度通过改变垂直热量输送来影响近地面层的能量收支, 从而使得边界层风场发生改变。前面通过对两种初始时刻土壤湿度的比较(图 3), 发现研究区域内 CLDAS 土壤湿度较 ERA5 的土壤湿度明显偏小, 较小的土壤湿度会使土壤具有低传导率或低热容量, 这就意味着使用 CLDAS 土壤湿度数据后, 地表温度在白天的升温和白天的降温幅度都会增大[图 10(a), (b)], 且幅度变化值的大小与地形分

布相关, 山谷和山沟的白天增温幅度和夜间降温幅度最高达 $6\sim 8^\circ\text{C}$ 。在部分山顶区域地表温度白天略有下降, 夜间略有升高, 这可能是由热量水平交换引起的。从图 11(a)可以看出, 使用 CLDAS 土壤湿度数据后, 较强幅度的白天增温垂直高度可延伸到 $700\sim 900 \text{ m}$, 时间可从 10:00 持续到 23:00。而较强幅度的夜间降温垂直高度位于 200 m 以下, 持续时间为 02:00—09:00。

另外, 使用 CLDAS 土壤湿度数据后, 白天除山顶区域, 其他大部分地区低层风速都有所增大[图 10(c)], 尤其在山沟和山谷中风速增大更明显, 可增大 $1\sim 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。夜间山顶区域附近风速增加, 而山沟、山谷和山坡区域的风速差没有明显分布特征(图略)。白天大部分时段风速在距离地面 $600\sim 900 \text{ m}$ 以下的低层明显增大[图 11(b)], 相应地中层风速减小, 这可能是由于白天低层增温使边界层的湍流混合更强。

4 结论

采用四重嵌套的 WRF-LES, 开展张家口崇礼复杂地形下高分辨率风场模拟试验, 并且基于地面自动气象站和激光雷达观测资料, 针对一次晴空高压系统控制下的具有明显局地风环流特征的天气个例模拟结果进行检验评估。试验中引入了

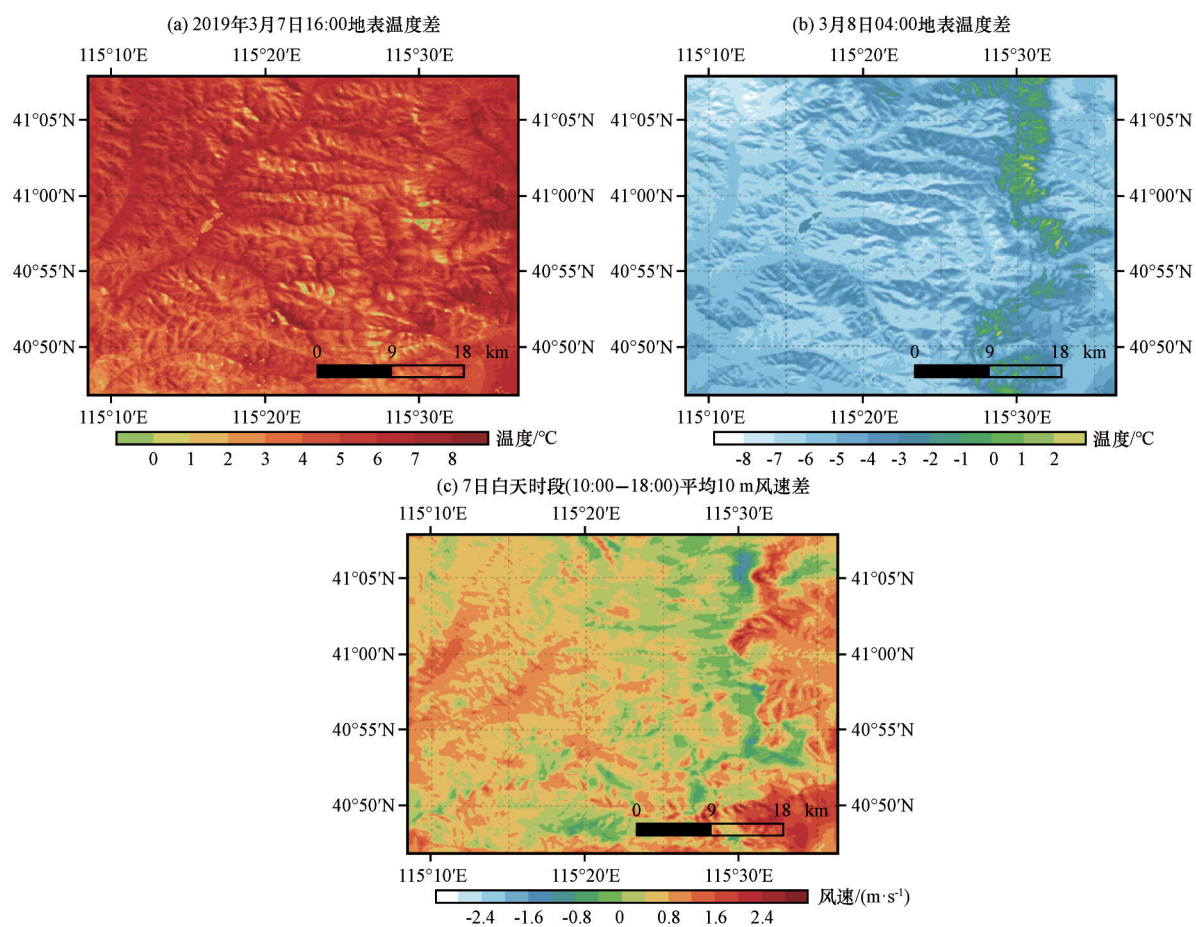


图 10 d04 区域 CTL 和 ERA5_sm 试验模拟的地表温度差(a, b, 单位: $^{\circ}\text{C}$)和 10 m 风速差(c, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)水平分布
Fig. 10 Surface skin temperature differences (a, b, unit: $^{\circ}\text{C}$) and 10-meter wind speed difference (c, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) between CTL and ERA5_sm test

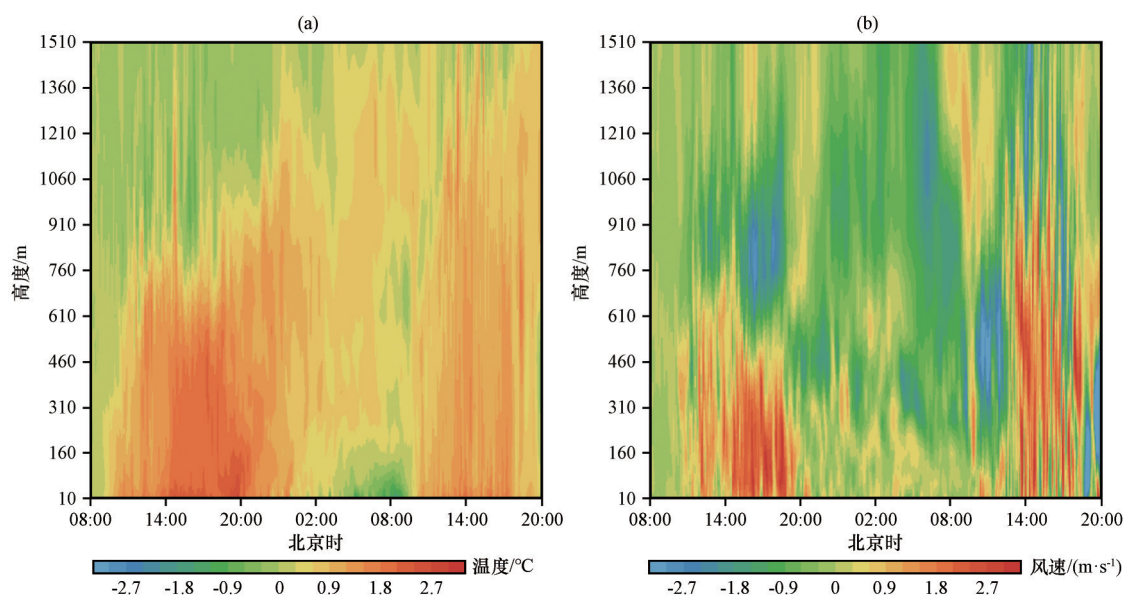


图 11 崇礼站 CTL 和 ERA5_sm 试验模拟的气温差(a, 单位: $^{\circ}\text{C}$)和风速差(b, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)的高度—时间分布
Fig. 11 Vertical-temporal changes of temperature difference (a, unit: $^{\circ}\text{C}$) and wind speed difference (b, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) between CTL and ERA5_sm test at Chongli station

STRM1 30 m 地形数据、glc2015 27 m 土地利用数据和 CLDAS 土壤湿度数据用以提高模拟结果准确性,并设计了 5 组对比试验,探究不同分辨率的地形和土地利用数据、CLDAS 土壤湿度初始场及地

形坡度和阴影对模拟结果的影响。主要结论如下:

(1) 模拟的风向和风速空间分布和时间变化特征与观测一致性较好,在山谷和山沟区域,模拟和观测风场都呈现出明显的日变化特征,在海拔较高区域,风场受系统风影响更大。海拔较高站点风向的误差比海拔相对较低站点风向的误差小。海拔较低站点在山谷风或上下坡风发展稳定时段风向误差较小,风向转换时段误差较大。各站风向绝对误差在 $10^{\circ}\sim 60^{\circ}$, 风速绝对误差在 $0.5\sim 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。可以看出, WRF-LES 模式能够呈现出复杂地形下局地风场的变化特征,可作为研究山地环流的有效手段。

(2) 更新地形、土地利用及 CLDAS 土壤湿度初始场对模拟结果都有一定程度改善。其中使用 CLDAS 土壤湿度作为初始场后风向和 2 m 气温的改善效果最为明显,风向绝对误差减小 4.26° , 2 m 气温绝对误差减小 0.84°C 。更新土地利用对风速的改善效果最为明显,绝对误差减小 $0.32\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。使用 STRM1 地形数据,以及考虑地形坡度和阴影对短波辐射的影响后风向和风速的模拟效果都有不同程度改善。

(3) CLDAS 土壤湿度较 ERA5 的土壤湿度明显偏小,较小的土壤湿度会使土壤具有低传导率或低热容量,这种状态会导致地表温度在白天的升温幅度和夜间的降温幅度都增大,较强幅度的白天升温垂直高度可延伸至 $700\sim 900\text{ m}$,较强幅度的夜间降温垂直高度位于 200 m 以下,与此同时,较小的土壤湿度也会使白天 $600\sim 900\text{ m}$ 以下的低层风速增大,这些特征在山谷和山沟中更为明显。

目前 CLDAS 提供的土壤湿度分辨率约 6 km ,对于百米级的复杂地形下风场模拟还远不够,在以后的工作中需要通过其他手段(如高分辨率陆面模式或水文模式)得到更为精细的土壤湿度来进一步改善模拟结果。另外,由于计算资源限制,本研究只选取了一次天气个例,未来需要对不同天气形势下的个例进行模拟评估。

参考文献:

Banta R M, Gannon R T, 1995. Influence of soil moisture on simulations of katabatic flow[J]. *Theory and Applied Climatology*, 52 (1): 85–94.

Chen F, Dudhia J, 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity [J]. *Monthly Weather Review*, 129(4): 569–585.

Chow F K, Street R L, Rotach M W, et al, 2006. High-resolution

large-eddy simulations of flow in a steep Alpine valley, Part I: Methodology, verification, and sensitivity studies[J]. *Journal of Applied Meteorology & Climatology*, 45(1): 63–86.

Chow F K, Wekker S F J D, Snyder B J, 2013. Mountain weather research and forecasting[M]. Netherlands: Springer Netherlands.

Crosman E T, Horel J D, 2017. Large-eddy simulations of a Salt Lake Valley cold-air pool[J]. *Atmospheric Research*, 193(1): 10–25.

Deardorff, 1972. Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 29 (1): 91–115.

Deardorff, 1980. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a 3-dimensional model[J]. *Boundary Layer Meteorological*, 18(4): 495–527.

Gerber F, Besic N, Sharma V, et al, 2018. Spatial variability in snow precipitation and accumulation in COSMO-WRF simulations and radar estimations over complex terrain [J]. *The Cryosphere*, 12 (10): 3137–3160.

Goger B, Rotach M W, Gohm A, et al, 2018. The impact of three-dimensional effects on the simulation of turbulence kinetic energy in a major alpine valley [J]. *Boundary Layer Meteorology*, 168 (4): 1–27.

Iacono M J, Delamere J S, Mlawer E J, et al, 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: calculations with the AER radiative transfer models [J]. *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, 113(D13): 1–8.

Jiménez P A, Gonzálezrouco J F, Garcíaabustamante E, 2010. Surface wind regionalization over complex terrain: evaluation and analysis of a high-resolution WRF simulation [J]. *Journal of Applied Meteorology & Climatology*, 49(2): 268–287.

Kang S L, Lenschow D H, 2014. Temporal evolution of low-level winds induced by two-dimensional mesoscale surface heat-flux heterogeneity [J]. *Boundary Layer Meteorology*, 151 (3): 501–529.

Liu Y B, Warner T, Liu Y W, et al, 2011. Simultaneous nested modeling from the synoptic scale to the LES scale for wind energy applications [J]. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 99(4): 308–319.

Liu Y J, Liu Y B, Hu F, et al, 2020. Simulation of flow fields in complex terrain with WRF-LES: sensitivity assessment of different PBL treatments [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 59(9): 1481–1500.

Megan H D, 2010. Soil moisture in complex terrain: quantifying effects on atmosphere boundary layer flow and providing improved surface boundary conditions for mesoscale models [D]. California: University of California.

Moeng C H, 1984. A large eddy simulation model for the study of planetary boundary layer turbulence [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 41(13): 2052–2062.

Moeng C H, Sullivan P P, 1994. A comparison of shear and buoyancy driven planetary boundary layer flows [J]. *Journal of Atmosphere Science*, 51(7): 999–1022.

Noh Y, Cheon W G, Hong S Y, et al, 2003. Improvement of the K-

- profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data[J]. *Boundary Layer Meteorology*, 107(2): 401–427.
- Noppel H, Fiedler F, 2002. Mesoscale heat transport over complex terrain by slope winds—A conceptual model and numerical simulations[J]. *Boundary layer Meteorology*, 104(1): 73–97.
- Patton E G, Sullivan P P, Moeng C H, 2005. The influence of idealized heterogeneity on wet and dry planetary boundary layers coupled to the land surface[J]. *Journal of Atmospheric Science*, 62(7): 2078–2097.
- Talbot C, Bouzeid E, Smith J, 2013. Nested mesoscale large-eddy simulations with WRF: Performance in real test cases[J]. *Journal of Hydrometeor*, 13(5): 1421–1441.
- Zhang X, Bao J W, Chen B, 2018. A three-dimensional scale-adaptive turbulent kinetic energy scheme in the WRF-ARW model[J]. *Monthly Weather Review*, 146(7): 2023–2045.
- Zhou B W, 2014. The convective boundary layer in the terra incognita[J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 71(7): 2545–2563.
- 程雪玲, 胡非, 曾庆存, 2015. 复杂地形风场的精细数值模拟[J]. *气候与环境研究*, 20(1): 1–10.
- 贾春晖, 窦晶晶, 苗世光, 等, 2019. 延庆-张家口地区复杂地形冬季山谷风特征分析[J]. *气象学报*, 77(3): 475–488.
- 姜平, 刘晓冉, 朱浩楠, 等, 2019. 复杂地形下局地山谷风环流的理想数值模拟[J]. *高原气象*, 38(6): 1272–1282. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00019.
- 李洪兵, 邵爱梅, 李兰倩, 2021. 基于谱逼近和地面资料同化的降尺度模拟研究[J]. *高原气象*, 40(4): 919–931. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2020.00068.
- 李雪洮, 梁捷宁, 郭琪, 等, 2020. 利用大涡模式模拟黄土高原地区对流边界层特征[J]. *高原气象*, 39(3): 523–531. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00050.
- 林之光, 李映江, 2018. 天山天池山谷风的气候研究[J]. *地理研究*, 1985(1): 63–70.
- 刘郁珏, 苗世光, 胡非, 等, 2018. 冬奥会小海陀山赛区边界层风场大涡模拟研究[J]. *高原气象*, 37(5): 1388–1401. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2018.00034.
- 孙学金, 李岩, 张燕鸿, 等, 2017. 基于 WRF-LES 的干旱湖区近地面风场模拟与敏感性研究[J]. *高原气象*, 36(3): 835–844. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2016.00058.
- 覃军, 袁业畅, 李燕, 等, 2001. 山区复杂地形条件下的风场分析[J]. *气候与环境研究*, 6(4): 493–497.
- 王颖, 张镭, 胡菊, 等, 2010. WRF 模式对山谷城市边界层模拟能力的检验及地面气象特征分型[J]. *高原气象*, 29(6): 1397–1407.
- 余梁, 2015. 基于 WRF-LES 模式的中小尺度数值天气模拟[D]. 天津: 中国民航大学.
- 张嘉荣, 程雪玲, 2020. 基于 CFD 降尺度的复杂地形风场数值模拟研究[J]. *高原气象*, 39(1): 172–184. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00005.
- 张飞民, 2014. WRF-3DVAR 对近地层风速预报改进的数值试验[D]. 兰州: 兰州大学.
- 周立波, 邹捍, 马舒坡, 等, 2007. 南亚夏季风对珠穆朗玛峰北坡地面风场的影响[J]. *高原气象*, 26(6): 1173–1186.
- 周荣卫, 何晓凤, 2018. 新疆哈密复杂地形风场的数值模拟及特征分析[J]. *高原气象*, 37(5): 1413–1427. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2018.00021.
- 左全, 张庆红, 2016. 大涡模拟在华北地区一次冬季辐射雾过程中的应用[J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 52(5): 819–828.

Local Wind Simulation over Complex Terrain of Chongli Using WRF-LES

ZHANG Shan^{1,2}, WANG Zongmin^{1,2}, HUANG Gang³, XUE Xuewu⁴

(1. Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050000, Hebei, China;

2. Key Laboratory of Meteorology and Ecological Environment of Hebei Province, Shijiazhuang 050000, Hebei, China;

3. Key Laboratory of Numerical Modeling, For Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

4. Weather Modification Office of Hebei Province, Shijiazhuang 050000, Hebei, China)

Abstract: Utilizing four nested domains of large eddy simulation with Weather Research and Forecasting Model (WRF-LES), this paper carries out wind simulation test in Chongli area, where is one of the host locations of 2022 Beijing Winter Olympics. Based on surface and lidar data, a clear-sky case with high-pressure system is chosen to evaluate the performance of the model. STRM1 30 m topographic data, glc2015 27 m land use data, and China Meteorological Administration Land Data Assimilation (CLDAS) soil moisture data are introduced to improve the simulated results. In addition, sensitive tests are conducted to evaluate effects of different input data. Results show that: (1) Spatial and temporal changes of simulated winds reasonably agree with observations. The mean absolute error (MAE) of wind direction is $10^{\circ}\sim 60^{\circ}$ and the wind speed is $0.8\sim 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. For wind direction, errors of higher-elevation areas are less than that of lower-elevation areas. The errors are less during the developed period of valley-wind or slope-wind but grow higher when wind shifts. (2) Positive effects are concluded after the update of terrain, land use and soil moisture data. The improvements are most obvious for both wind direction and 2-meter temperature after using CLDAS soil moisture, with MAE values reduced by 4.26° and 0.84°C , respectively. The wind speed is more sensitive to land use, and the error is reduced by $0.32\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. (3) The CLDAS soil moisture is obviously lower than that of ERA5. Lower soil moisture can create lower conductivity or lower heat capacity, this state can create stronger surface warming during daytime and cooling at night, and the vertical height of the stronger daytime warming can reach 700~900 m, while the intense nighttime cooling is below 200 m. An apparent wind increase is also noted in lower layers during daytime. These changes are more obvious in valleys and ravines.

Key words: WRF-LES; complex terrain; wind simulation; CLDAS soil moisture