

复杂地形对风速廓线的影响

程雪玲^{1,2} 贺园园^{1,3} 朱蓉⁴

¹中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

²中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

³中国科学院大学, 北京 100049

⁴国家气候中心, 北京 100081

摘要 随着风电利用的发展, 越来越多的风电场建立在复杂地形的山区, 为了更好地进行风能评估和风电预报, 就需要了解复杂地形对风速廓线的影响。本文基于薄翼理论和湍流边界层扰动的线性化理论, 采用两层模型对坡度较小的山地在其二维横截面上的风速廓线进行了预测, 该模型能够较为准确地预报地形、压力、稳定度对风速增速的影响, 但对于三维地形或其他因素产生的风速的复杂变化, 需要进一步将其扩展至三维, 并结合数值模拟进行研究。

关键词 风廓线 复杂地形 薄翼理论 两层模型 风能

文章编号

中图分类号

P401

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2301.22181

Effect of complex terrain on the wind speed profile

CHENG Xueling^{1,2}, HE Yuanyuan^{1,3}, ZHU Rong⁴

¹Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

²College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

³University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

⁴National Climate Center, Beijing 100081

Abstract With the development of wind power utilization, more and more wind farms are built in the mountainous areas of complex terrain. In order to better conduct wind energy assessment and wind power forecast, it is necessary to understand the impact of complex terrain on the wind speed profile. Based on the thin airfoil theory and the linearization theory of the disturbance of turbulent boundary layer, the paper predicts the wind profile in the two-dimensional cross section using two-layer model. It can accurately predict the influence of terrain, pressure, stability on the growth of wind speed. But for the three-dimensional terrain or other factors, the model needs to be further extended to three dimensions, and combined with numerical simulation.

Keywords wind profile, complex terrain, thin airfoil theory, two-layer model, wind power

1 引言

边界层受下垫面影响, 风速廓线随高度而变化, 根据 Monin-Obukhov 相似理论, 在平坦地形上, 近地层风速廓线以对数变化。然而, 复杂地形风场与平坦地形风场相比, 受到下

收稿日期 2023-03-09 网络预出版日期

作者简介 程雪玲, 女, 1971 年出生, 博士、研究员, 主要从事大气边界层湍流及风能资源评估研究。Email: chengxl@mail.iap.ac.cn

资助项目 本研究获得国家重点研发计划“风力发电复杂风资源特性研究及其应用与验证”(2018YFB1501101) 资助。

Funded by National Key R&D Program of China (Grant 2018YFB1501101)

垫面影响,相似理论不再适用:地形对风速产生增速效应,在山顶风速增大;在背风坡,由于尾流产生的回流,风速会减小;当大气处于稳定层结时,流线不再平行于地表,而会出现较强的下坡风;且对于有冠层覆盖的复杂地形,风速廓线更加复杂(Finnigan et al., 2020)。

随着风能发展,很多风电场位于复杂的山地,为了更好地进行风能评估和风能预测,需要对其风速廓线进行预报,早在上世纪 70 年代, Hunt (1971)、Smith (1973)、Jackson(1973)等人基于 Townsend(1965)提出的扰动湍流剪切层理论对复杂地形风廓线进行了理论研究,经过发展, Jackson 和 Hunt (1975) 提出了作为后来复杂地形影响下风廓线模型基础的二维山脊上风速廓线两层模型。其中,风速的增速比是基于薄翼理论(thin airfoil theory)。但由于没有考虑压力的影响,内外层的廓线衔接不上(Frank et al., 1993)。Norstrud (1982) 根据经验给出压力沿垂直方向指数变化的形式,得到外层的风速廓线。Taylor 等 (1983) 进一步发展了内层风速廓线模型, Jensen (1983) 和 Taylor 等 (1987) 发展了外层风速廓线。Frank 等 (1993) 考虑压力对增速比的影响,最终形成了内外层统一的风速廓线模型(Emeis, 2013)。近年来,由于计算机的发展,对于复杂地形更多的是用数值模式求解(Uchida and Ohya, 1999; 杨罡 等, 2011; 李磊 等, 2013; Dar et al., 2019),而针对风能评估和风能预报的软件,最初就是基于两层模型, Walmsley 等 (1982) 发展了线性模型 MS3DJH 用于风能预报,丹麦 Riso 国家实验室在此基础上,发展了用于风电场微观选址的风资源分析工具软件 WAsP

(Mortensen and Landberg, 1993)。Kaimal 和 Finnigan (1994) 研究认为此线性理论在计算未发生流动分离时的最大加速效应误差可以小于 15%到 18%。此外,对于稳定度对增速比的影响也是由 Hunt 等 (1984, 1988a) 提出了相应的理论模型,这与山坡下泄流的研究几乎是各自独立展开, Finnigan 等 (2020) 对复杂地形的风场研究进行了全面的总结,目前的研究趋势是考虑植被影响的复杂地形的增速过程(Belcher et al., 2008, 2012)。

本研究利用在山西南桦山风电场观测的风廓线和通量数据,开展复杂地形风速廓线的理论分析,由于当地地形较为平缓,坡度小于 20 度,且为黄土高原,树木稀疏,草木在 30cm 左右,而且冬季植被基本完全凋落(图 1)。因此,采用线性模型对地形、压力及稳定度引起的风速增速效应进行分析,不考虑植被对风速增速的影响。

2 观测数据

山西南桦山复杂地形风特性观测实验场位于山西省忻州市神池县,属于龙源电力集团南桦山风电场二期,场区内包含已建测风塔 1 座。项目观测实验场建设内容包括:在 6759[#]测风塔的 10m 和 80m 高度安装 2 套湍流涡动相关观测系统;在西部山体的西侧、山脊和东侧共布设 4 台 WindcubeV2 激光雷达;在东部山体的北端布设 1 台 WindcubeV2 激光雷达(图 2)。观测从 2020 年 9 月 30 日到 2021 年 3 月 27 日。五台雷达和超声同时有效的数据为 2020 年 9 月 30 日到 2020 年 12 月 14 日。



图1 南桦山通量塔 6759 周围的地形

Fig. 1 The terrain around flux tower 6759 in Nanhua Hill

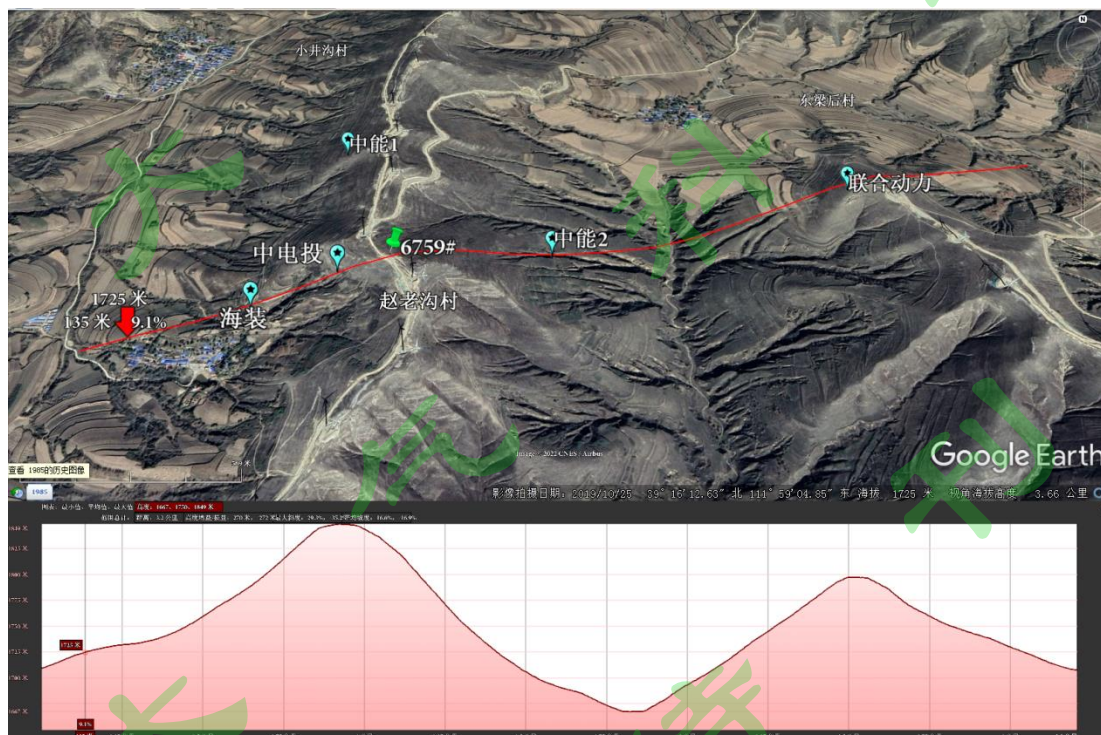


图2 南桦山复杂地形风场观测 上：仪器放置位置及主风向连线（红线）；下：主风向连线的海拔高度
Fig. 2 The observation in the complex terrain of Nanhua Hill. Top: the equipment site and the line of prevailing wind (red); Down: the altitude along the line of prevailing wind.

由于研究山脊增速效应，因此筛选出沿着主风向来流的数据，在主风向上分别在山脚、

山坡、山顶和背风坡放有海装雷达 (hz)、中电投雷达 (zdt)、涡动系统 (6759) 和中能 2 号雷达 (zn2)，主风向角度为 254 度，选取各站点雷达风向廓线在 240-270 度之间的来流作为沿山体截面连线运动的风场进行模拟。

采用 WindCube 激光测风雷达对边界层的气象要素进行探测，最低扫描高度为 50m，探测高度分别为 50、65、70、80、90、100、120、140、170、200、250 和 290m，但 290m 数据信噪比低，不可用。对数据进行 1h 的平均，剔除掉明显错误不合理的数据。

两层 CSAT3A 超声风温仪与 LI-7500 水汽/CO₂ 分析仪分别安装在 10m 和 80m，用于观测三维风速、温度、水汽和 CO₂ 的脉动变化，采样频率为 10 Hz。对于涡动系统数据，首先进行物理合理性判断，并且剔除五倍方差阈值以外的野点。其次，舍弃掉没有通过振幅分辨率检验、僵值检验、高阶统计量检验、平稳性检验的数据之后，对三维超声风速进行坐标旋转，计算湍流统计量。

3 方法

风速廓线受地形影响，会产生增速，最初是根据机翼翼型对其上气流的增速效应理论，即薄翼理论，给出在地形上层无粘无旋气流的增速比 (Norstrud, 1982)。

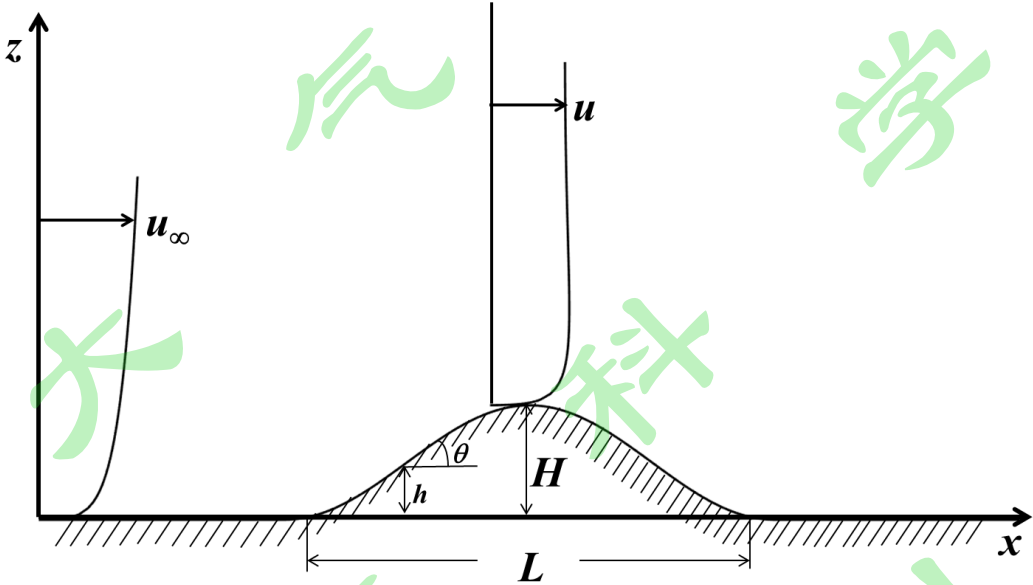


图 3 地形示意图

Fig. 3 The sketch of the terrain

$$u(x)-u_{\infty}=\frac{1}{\pi} \int_{\xi=0}^L v_0(\xi) \frac{1}{x-\xi} d \xi \quad (1)$$

$$v_0(x)=u_{\infty} \frac{d h(x)}{d x}=u_{\infty} \tan \theta(x) \quad (2)$$

增速比为,

$$A(x)=\frac{u(x)}{u_{\infty}} \quad (3)$$

即

$$A(x) = \frac{1}{\pi} \int_{\xi=0}^L \tan \theta(\xi) \frac{1}{x-\xi} d\xi + 1 \quad (4)$$

其中, u_{∞} 为平地来流风速, u 为山地受地形影响后的风速, v_0 为受山地坡度影响产生的风速垂直分量, L 为山体横截面宽度, H 为山脊高度, h 为某处地形高度, θ 为坡度 (图 3)。

由于在上述计算过程中没有考虑近地层内风速剪切效应, 存在误差。Jackson 和 Hunt (1975) 提出了两层模型, 区分近地层和外层的风速廓线增速影响因素, 认为除了地形影响之外, 在近地层内还受到摩擦的影响。但由于没有考虑压力的影响, 使得两层之间风速廓线存在间断 (Frank et al., 1993)。Hunt 等 (1988b) 随后提出了四层模型, 将近地层分为贴地层、剪切层, 外层分为中间层和上层, 增加了压力对风速的影响, 使得各层之间风速廓线能够很好地结合起来。在经过不断的改进之后, 形成了风速增速比的垂直廓线统一表达式 (Emeis, 2013):

$$u(x, z) - u_{\infty} = u_{\infty}(L) \frac{H}{L} \sigma\left(\frac{x}{L}, \frac{z}{L}\right) P_0(z) + \frac{1}{\kappa} \delta u_* \left(\frac{x}{L}\right) \ln\left(\frac{l}{z_0}\right) P_{\delta}(z) \quad (5)$$

外层压力影响的增速因子为

$$P_0(z) = 1 + \frac{\ln\left(\frac{z}{l}\right)}{\ln\left(\frac{l}{z_0}\right)} \exp\left(-\frac{z-z_0}{l}\right) \quad (6)$$

内层压力影响的增速因子为

$$P_{\delta}(z) = \frac{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{l}{z_0}\right)} \exp\left(-2 \left(\frac{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{l}{z_0}\right)}\right)^2\right) \quad (7)$$

地表摩擦速度影响的增速因子为

$$\delta u_* \left(\frac{x}{L}\right) = u_* \frac{\ln\left(\frac{L}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{l}{z_0}\right)} \frac{H}{L} \Delta \sigma \left(\frac{x}{L}\right) \quad (8)$$

其中, L 为在 $H/2$ 高度处的山体横截面的半宽, l 为近地层高度, $l \ln^2\left(\frac{l}{z_0}\right) = 2\kappa^2 L$, $\kappa=0.4$

为 Karman 常数, z_0 为地表粗糙度, u_* 为地表摩擦速度, σ 为地形影响的增速因子,

$$\sigma = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} f' \frac{x-x'}{(x-x')^2 + z^2} dx', \text{ 对于地表 } z=0 \text{ 处的增速因子 } \sigma = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} f' \frac{1}{x-x'} dx', f \text{ 为地形}$$

形状的函数, 对于有具体函数表达式的理想形状, 可直接将函数表达式代入进行积分, 比如下面给出的钟形山, 而对于实际地形, 比如南桦山, 则要获取地形高程数据 (图 2), 进行分段积分, $\Delta \sigma$ 为相邻两点的影响因子之差。

上述是对于中性层结的风速增速计算，Hunt 等 (1988a) 给出了由于层结作用对风速增速的影响的计算方法。

$$\sigma = \frac{\Delta u}{u_\infty H/L} = \frac{\sigma_0(x/L)}{1+(NL/U_0)^2} + \frac{NL}{U_0} \sigma_\infty(x/L) \quad (9)$$

$$\sigma_\infty = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} f \frac{x-x'}{(x-x')^2 + z^2} dx' \quad (10)$$

其中， σ_0 是中性时 ($F^1=0$) 的地形影响的增速因子，即前文的 σ ， σ_∞ 是极稳定 ($F^1=\infty$) 时的地形影响的增速因子，Froud 数 $F^1=NL/U_0$ ， N 为 Vissala-Brunt 频率，表示稳定度， U_0 为山顶上的外层风速，即在山脊处 $z=l$ 高度的风速。

利用超声风速仪获取的两层温度，可以计算 N ，

$$N^2 = -\frac{g}{\theta_0} \frac{d\theta}{dz} \quad (11)$$

其中， θ 为位温。

这里，对稳定度的判断利用 Obukhov 长度和 Richardson 数相结合的方法，首先根据上下两层的 Obukhov 长度来判断，

$$L_o = -\frac{u_*^3 \theta_0}{\kappa g w' \theta'} \quad (12)$$

其中， u_* 为摩擦速度， θ_0 为地表位温， $\overline{w'\theta'}$ 为感热通量， g 为重力加速度。大气稳定度分类见表 1。

表 1 以 Obukhov 长度划分大气稳定度

Table 1 The atmospheric stability according to Obukhov length

Obukhov 长度 (m)	大气稳定度分类
$0 < L \leq 50$	极稳定
$50 < L \leq 200$	中等稳定
$200 < L \leq 500$	弱稳定
$abs(L) > 500$	中性
$-500 \leq L < -200$	弱不稳定
$-200 \leq L < -50$	中等不稳定
$-50 \leq L < 0$	极不稳定

由于出现上下两层稳定度不同，且这里得到的是静力稳定度，接着我们用整体 Richardson 数，利用上下两层的风速差和温度差计算动力稳定度，进一步确定整层的稳定度（表 2）。

$$R_b = \frac{\frac{g}{\theta_0} \frac{\Delta \bar{\theta}}{\Delta z}}{\left(\frac{\Delta \bar{u}}{\Delta z}\right)^2} \quad (13)$$

其中， $\Delta\bar{\theta}$ 和 $\Delta\bar{u}$ 为高度差为 Δz 的两层位温差和风速差。

表 2 以 Richardson 数划分大气稳定度

Table 2 The atmospheric stability according to Richardson number						
Rb	-2	-1	0	0.25	1	2
静力稳定度	不稳定				稳定	
动力稳定度		不稳定		依赖过去		稳定
气流状态		湍流		依赖过去		层流

4 结果

首先，对理想地形进行增速比计算，并与已有结果进行对比。以钟形山为例，地形的函数表达式为，

$$f\left(\frac{x}{L}\right)=\frac{1}{1+\left(\frac{x}{L}\right)^2} \tag{14}$$

如图 4 所示，图中给出了地形形状，以及高度 $z=0$ 时的地形增速因子 $\sigma(x/L,0)$ ，与该地形增速因子的函数曲线一致（见图 4.4，Emeis 2013）。

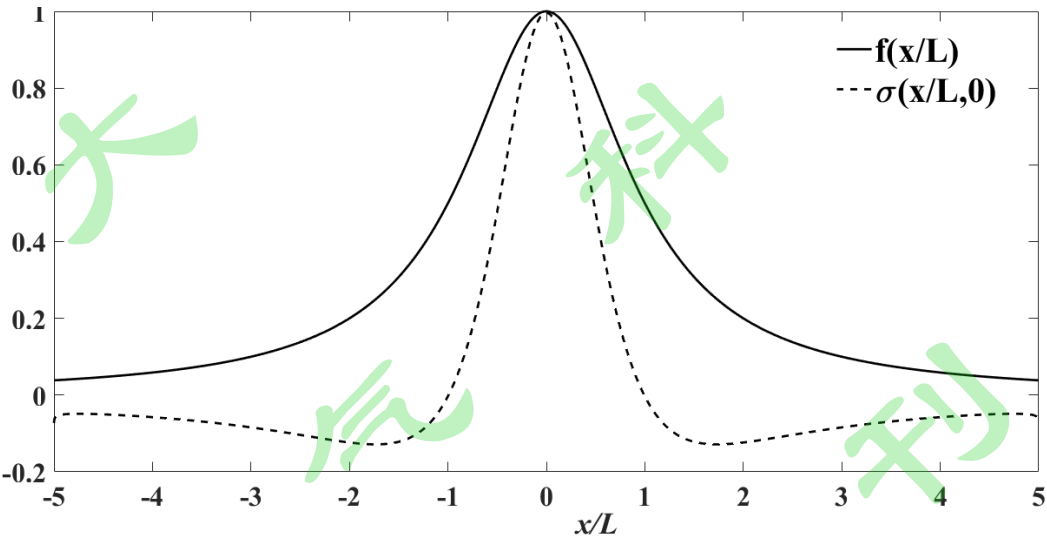


图 4 钟形山的地形形状（实线）与地形增速因子积分结果（虚线）

Fig. 4 The terrain sketch of bell shape hill (solid line) and the integral result of speed-up factor (dot line)

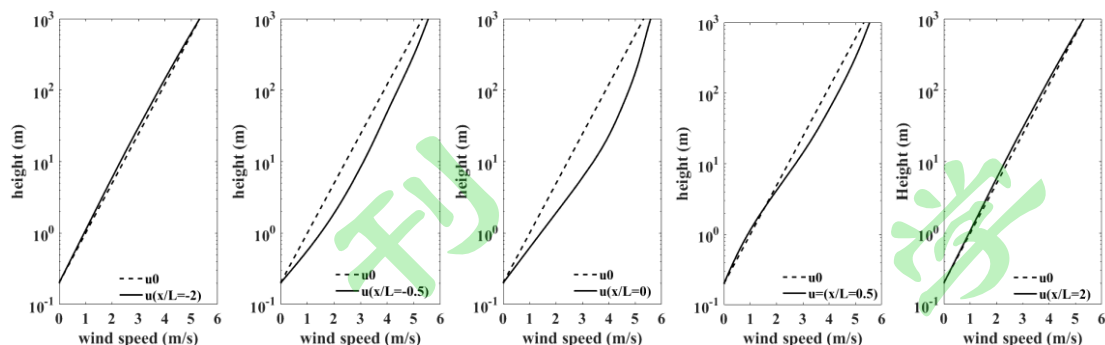


图 5 不同位置风速廓线（虚线为初始风速，实线为当地风速）

Fig. 5 The wind speed profile at different sites (dot line is initial speed, solid line is local speed)

图 5 为地形不同位置 $x/L = -2, -0.5, 0, 0.5, 2$ 的风速廓线，虚线为平地来流， $x/L = -2$ 和 2 的位置是靠近地形影响因子 σ 最小的位置， $x/L = -0.5$ 和 0.5 的位置是地形影响因子 σ 梯度最大的位置， $x/L = 0$ 是地形最高点。我们可以看到在地形最高点，风速在近地层顶部 $l=16.5\text{m}$ 左右的加速效应最强，相比于平地风速，地形上的风速在近地层内剪切增强，而上部剪切减小。在背风坡（图 4 右边两列），可以看到尾流的影响，在近地层内风速减小。

下面将用此方法对南桦山风电场的地形对风速影响进行计算。在风电场内有一座测风塔，安有两层涡动系统，测风塔位于山脊处，利用此观测数据获得拟合所需要的风速、温度、摩擦速度和稳定度（表 3-5），拟合得到当地在 10-12 月期间的地表粗糙度为 0.02m 。

表 3 沿主风向来流在中性层结时山顶两层气象要素

Table 3 The meteorology elements at two levels on the top of hill during neutral prevailing wind

		10m							80m						
		U (m/s)	wd (°)	T (°C)	u- (m/s)	L	tw(K m/s)	U (m/s)	wd(°)	T (°C)	u- (m/s)	L	tw(K m/s)	Rb	
1	2020100300	8.422	266	4.763	0.362	79.71	-0.042	10.28	262.8	5.126	0.564	194.3	-0.065	0.25	
2	2020100301	9.065	264	4.413	0.358	93.48	-0.035	10.54	264.8	4.666	0.609	297.7	-0.053	0.28	
3	2020100302	8.680	267	3.999	0.306	57.32	-0.035	10.07	266.1	4.393	0.378	135.7	-0.028	0.50	
4	2020100305	7.243	266	3.492	0.222	23.70	-0.032	9.03	266.2	4.345	0.204	82.05	-0.007	0.66	
5	2020100601	4.466	264	3.027	0.187	27.42	-0.017	6.059	266.0	3.938	0.082	394.7	-0.000	0.89	
6	2022100822	4.841	257	4.400	0.216	531.1	-0.001	5.351	258.8	4.439	0.337	286.8	-0.009	0.36	
7	2022100823	5.788	266	4.454	0.190	4899.	-0.000	6.396	266.1	4.519	0.387	299.5	-0.013	0.42	
8	2020101421	6.056	258	3.368	0.272	51.74	-0.027	7.072	256.4	3.546	0.425	218.3	-0.024	0.42	
9	2020101621	5.726	256	1.029	0.175	22.41	-0.016	7.244	262.0	1.823	0.205	148.3	-0.004	0.86	
10	2020102002	6.411	255	4.356	0.210	27.53	-0.024	8.308	253.3	5.008	0.155	27.61	-0.009	0.44	
11	2020102003	6.892	255	4.179	0.263	33.82	-0.038	8.911	256.7	4.912	0.268	247.8	-0.005	0.44	
12	2020102404	5.221	260	5.172	0.108	10.93	-0.008	6.161	259.6	5.298	0.156	34.66	-0.007	0.34	
13	2020102405	4.970	256	4.954	0.118	19.53	-0.006	6.217	256.2	5.196	0.141	57.53	-0.003	0.38	
14	2020102504	6.167	259	6.616	0.202	28.68	-0.020	7.051	257.1	6.678	0.256	150.5	-0.008	0.19	
15	2020102505	5.915	259	6.080	0.162	24.34	-0.012	6.834	260.6	6.212	0.197	355.8	-0.001	0.38	
16	2020110322	6.227	264	-0.577	0.187	19.97	-0.022	7.852	268.9	0.454	0.203	115.7	-0.005	0.98	
17	2020110403	7.229	249	0.289	0.269	44.02	-0.031	9.238	261.6	1.425	0.317	72.47	-0.030	0.70	
18	2020110404	8.116	272	0.500	0.328	51.61	-0.048	10.27	271.5	1.450	0.433	146.7	-0.038	0.50	
19	2020110405	8.504	267	0.123	0.316	58.64	-0.037	10.32	266.4	0.896	0.545	268.5	-0.042	0.58	
20	2020110419	5.086	268	3.285	0.199	35.02	-0.016	6.650	269.6	4.020	0.130	62.42	-0.002	0.74	
21	2020110420	5.968	268	2.817	0.197	37.54	-0.014	7.912	269.6	3.841	0.163	25.03	-0.012	0.67	
22	2020110421	6.779	269	2.615	0.191	22.80	-0.021	8.475	268.8	3.699	0.093	-33.79	0.001	0.93	

23	2020110500	7.380	262	2.345	0.275	36.17	-0.040	9.144	265.6	3.174	0.424	168.6	-0.031	0.66
24	2020110518	7.063	271	4.966	0.276	46.52	-0.032	8.367	280.6	5.503	0.210	29.28	-0.022	0.77
25	2020111117	7.403	263	7.269	0.308	73.61	-0.028	8.340	267.8	7.607	0.336	108.6	-0.025	0.94
26	2020111118	7.173	266	6.642	0.346	111.77	-0.026	8.251	267.7	7.064	0.396	250.7	-0.017	0.89
27	2020111119	7.472	263	6.488	0.282	56.66	-0.028	8.633	263.3	6.900	0.484	257.1	-0.031	0.74
28	2020111122	7.173	270	5.293	0.313	56.11	-0.039	8.826	269.8	5.900	0.440	189.2	-0.032	0.54
29	2020111500	2.522	263	5.391	0.112	19.97	-0.005	3.882	258.7	5.805	0.098	14.73	-0.004	0.55
30	2020111501	3.071	261	4.980	0.1114	14.01	-0.007	4.414	262.3	5.325	0.143	∞	0	0.47
31	2020113023	2.957	267	-10.28	0.117	31.99	-0.003	5.089	268.8	-9.305	0.078	15.34	-0.002	0.56
32	2020120100	3.099	269	-10.32	0.148	38.59	-0.005	4.942	274.8	-9.361	0.115	27.90	-0.003	0.74

表 4 沿主风向来流在稳定层结时山顶两层气象要素

Table 4 The meteorology elements at two levels on the top of hill during stble prevailing wind

		10m				80m								Rb
		U (m/s)	wd (°)	T (°C)	u _s (m/s)	L	tw(K m/s)	U (m/s)	wd (°)	T (°C)	u _s (m/s)	L	tw(K m/s)	
1	2020093005	3.372	263	1.358	0.141	48.88	-0.004	4.508	266.5	8.194	0.206	306.5	-0.002	13.2
2	2020093011	5.334	250	3.933	0.224	-15.70	0.051	4.684	250.4	10.23	0.494	-117.1	0.074	36.8
3	2020093015	6.239	260	5.160	0.366	-72.35	0.048	5.821	262.3	11.49	0.700	-457.4	0.054	89.3
4	2020093016	6.945	260	4.908	0.349	-168.1	0.017	6.607	261.4	11.29	0.488	-795.4	0.010	138.
5	2020093017	6.858	262	4.460	0.278	624.0	-0.002	7.009	262.8	10.98	0.319	658.2	-0.003	701.
6	2020093019	8.593	255	3.629	0.329	202.6	-0.012	9.130	255.1	10.02	0.504	-2847.	0.003	54.9
7	2020100600	4.560	254	3.292	0.125	11.42	-0.012	5.488	252.8	3.842	0.134	35.83	-0.004	1.58
8	2020100900	7.042	260	4.401	0.314	1906.	-0.001	7.454	264.3	4.585	0.579	997.8	-0.013	2.68
9	2020101802	4.366	261	3.951	0.120	14.40	-0.008	5.548	265.2	4.605	0.1113	150.4	-0.000	1.16
10	2020110323	6.693	260	-0.730	0.175	24.56	-0.015	8.014	259.0	0.449	0.098	-14.30	0.004	1.70
11	2020110402	7.647	258	0.122	0.228	31.90	-0.026	9.404	258.9	1.432	0.253	73.57	-0.015	1.06
12	2020110417	4.906	266	3.553	0.170	24.90	-0.014	5.718	262.6	4.092	0.181	112.2	-0.003	2.03
13	2020110418	5.332	263	3.286	0.181	26.27	-0.016	6.533	262.5	4.099	0.085	67.41	-0.000	1.40
14	2020110422	6.980	263	2.333	0.235	42.19	-0.021	8.401	265.9	3.340	0.174	675.5	-0.000	1.24
15	2020110508	2.765	268	2.109	0.131	-35.63	0.004	4.166	270.4	2.958	0.079	13.90	-0.002	1.07
16	2020111116	8.396	270	8.188	0.296	-153.3	0.012	8.666	271.2	8.239	0.531	2339.	-0.004	1.70
17	2020113013	2.232	284	-8.751	0.348	-10.99	0.260	2.261	283.8	-8.702	0.156	-2.827	0.091	155.
18	2020113015	4.106	265	-8.934	0.178	-4.747	0.080	3.528	265.3	-8.717	0.169	-29.56	0.0111	1.68
19	2020113020	2.776	268	-10.36	0.108	15.72	-0.005	4.049	268.9	-9.286	0.203	-241.5	0.002	1.74
20	2020120516	3.664	259	-11.86	0.211	-77.74	0.008	4.935	261.5	-10.99	0.252	70.66	-0.015	1.40
21	2020120806	4.010	257	-14.10	0.187	53.83	-0.008	6.064	252.5	-12.21	0.129	45.33	-0.003	1.18
22	2020120812	5.971	260	-8.215	0.329	-23.68	0.102	5.838	257.1	-8.025	0.517	-901.5	0.010	27.5
23	2020120816	3.852	262	-9.740	0.165	-3065.	0.000	4.561	261.8	-8.988	0.336	132.4	-0.019	3.88
24	2020120817	3.433	257	-10.25	0.190	35.911	-0.012	5.348	264.6	-8.798	0.260	75.91	-0.015	1.03
25	2020121117	8.591	265	-8.489	0.317	78.63	-0.027	9.493	268.6	-7.830	0.455	318.0	-0.020	2.10

表 5 沿主风向来流在不稳定层结时山顶两层气象要素

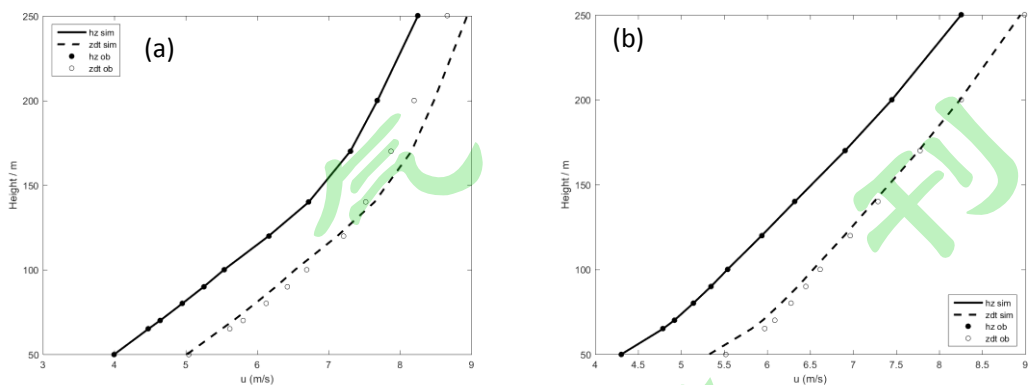
Table 5 The meteorology elements at two levels on the top of hill during unstable prevailing wind

		10m				80m								Rb
		U (m/s)	wd (°)	T (°C)	u _s (m/s)	L	tw(K m/s)	U (m/s)	wd (°)	T (°C)	u _s (m/s)	L	tw(K m/s)	
1	2020100513	5.874	268	4.117	0.247	-3.838	0.278	5.661	273.4	3.498	0.558	-118.3	0.103	-33.
2	2020101019	4.480	253	9.520	0.178	23.15	-0.017	5.555	257.2	9.457	0.211	46.63	-0.014	-0.1

3	2020101020	4.724	263	8.417	0.177	22.31	-0.018	6.122	268.2	8.457	0.195	68.10	-0.007	0.05
4	2020101420	5.753	269	4.776	0.266	83.16	-0.016	6.833	271.5	4.811	0.312	134.0	-0.016	0.07
5	2020102010	5.553	267	6.438	0.349	-19.31	0.158	5.160	268.3	5.860	0.559	-138.8	0.089	-9.1
6	2020102015	9.586	263	8.908	0.472	-67.61	0.112	9.394	266.8	8.343	0.809	-517.2	0.073	-37.
7	2020102016	9.299	267	8.807	0.312	-92.39	0.023	9.427	264.6	8.439	0.716	-777.1	0.003	-54.
8	2020102017	9.549	264	8.260	0.424	254.5	-0.021	9.900	262.5	8.081	0.763	928.1	-0.034	-3.5
9	2020102511	3.549	247	8.578	0.352	-11.97	0.262	2.995	266.3	7.874	0.251	-12.38	0.091	-5.5
10	2020103019	5.586	256	4.686	0.230	62.34	-0.013	6.615	257.3	4.656	0.338	225.2	-0.012	-0.0
11	2020111013	4.575	256	7.488	0.444	-24.39	0.256	4.156	257.7	7.029	0.553	-122.8	0.098	-6.4
12	2020111015	3.564	262	8.143	0.311	-11.72	0.185	3.215	266.9	7.768	0.448	-58.47	0.110	-7.5
13	2020111113	10.07	256	7.979	0.377	-22.64	0.169	9.574	257.3	7.677	0.622	-259.9	0.066	-2.9
14	2020111114	9.389	264	8.571	0.515	-56.15	0.174	8.973	267.4	8.264	0.737	-234.4	0.122	-4.3
15	2020111115	9.176	267	8.620	0.398	-47.79	0.095	9.227	270.7	8.370	0.816	-614.2	0.063	-231
16	2020120518	5.302	257	-11.03	0.239	135.3	-0.006	7.003	257.2	-11.71	0.305	-90.24	0.021	-0.6
17	2020120519	6.153	260	-11.16	0.257	1428.	-0.000	7.031	257.7	-22.90	0.467	-137.2	0.047	-39.

在沿着主风向的数据中，利用 Obukhov 长度判断多数为稳定层结分布，但根据 Richardson 数判断，多数弱稳定是中性、甚至弱不稳定，而 Obukhov 长度判断上下层稳定度不同的，利用 Richardson 数将其稳定度最终确定。表 3 为中性层结，表 4 为稳定层结，表 5 为不稳定层结。

分别对上述风廓线进行拟合。首先，利用中性层结的风廓线拟合公式（5）对中性层结的风廓线进行拟合，图 6 给出了第 9、14、15、16 组的模拟结果。由于并不知道 $u_{\infty}(z)$ 的大小，因此，采用山脚的海装雷达的观测数据作为已知的 $u(x,z)$ ，即已知公式（5）左端经过山地增速后的 $u(x,z)$ ，用公式（5）反推出平地来流 $u_{\infty}(z)$ ，再根据来流计算山坡上的中电投雷达，并与观测结果进行对比。图中点为观测风速，实线为拟合风速。这里的海装雷达观测风速，由于作为已知的经过增速后的风速来求解平地来流，因此再次用公式（5）计算出的风速与观测风速是完全重合的，因此，中电投雷达的观测风速用来检验模拟效果。接着，考虑稳定度影响的风廓线，对于不稳定层结，仍然用公式（5）进行拟和，公式（9）对稳定层结风廓线进行拟合，图 7 给出了稳定层结第 6、8、11、12 组的模拟结果。图 8 给出了不稳定层结第 2、3、8、10 组的模拟结果。



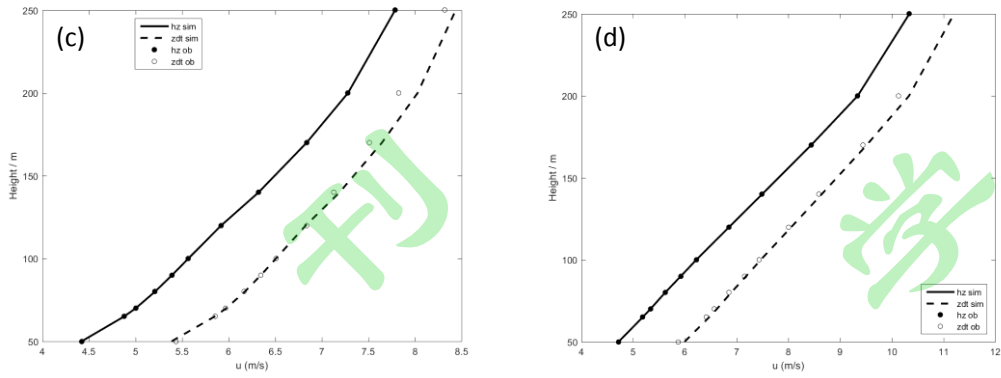


图 6 中性层结下(a) 9, (b) 14, (c) 15, (d)16 组的拟合风速廓线

Fig. 6 The fitting speed profile of (a) No. 9, (b) No. 14, (c) No. 15, (d) No. 16 under neutral stratification

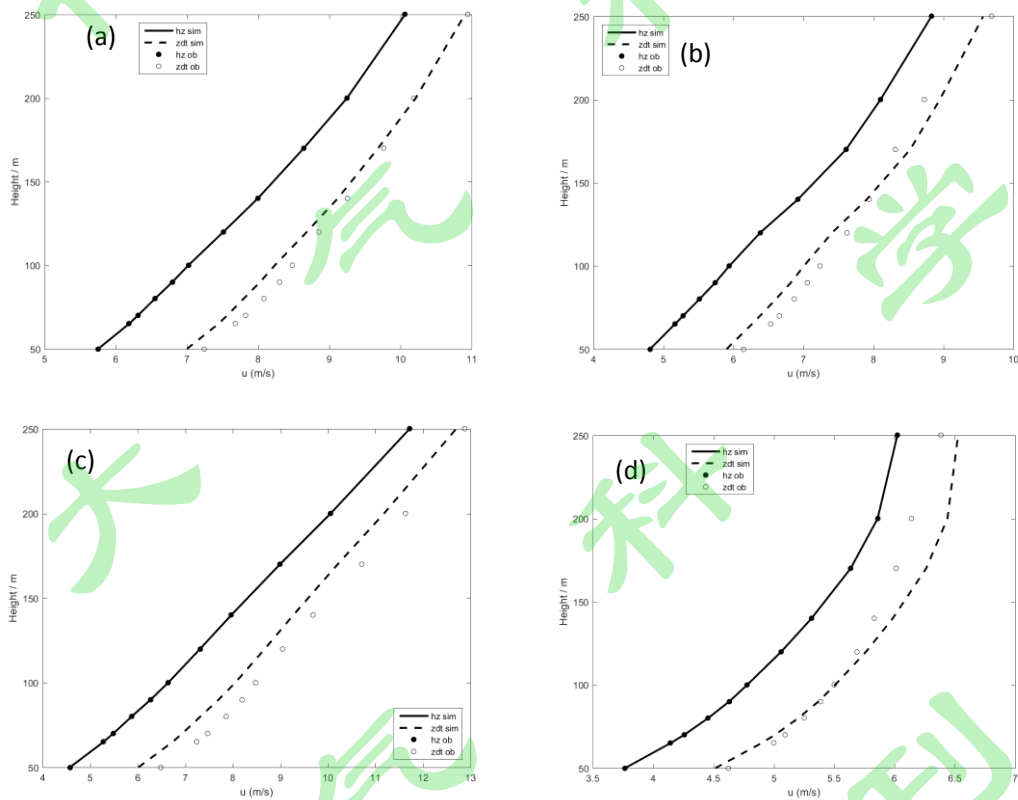


图 7 稳定层结下(a) 6, (b) 8, (c) 11, (d)12 组的拟合风速廓线

Fig. 7 The fitting speed profile of (a) No. 6, (b) No. 8, (c) No. 11, (d) No. 12 under stable stratification

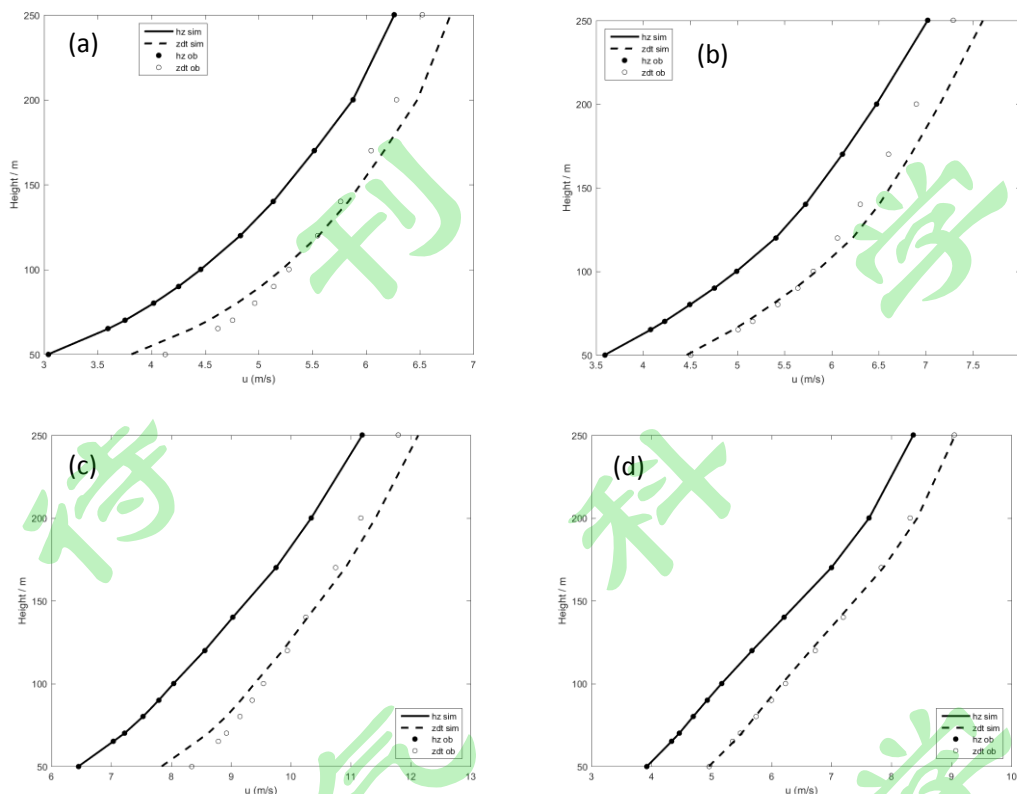


图 8 不稳定层结下(a) 2, (b) 3, (c) 8, (d)10 组的拟合风速廓线

Fig. 8 The fitting speed profile of (a) No. 2, (b) No. 3, (c) No. 8, (d) No. 10 under unstable stratification

同样的方法可以反推出背风坡的中能2号雷达风廓线,但是由于中能2号雷达在背风坡,通常在二维地形情况下可以假设风向不变,三维地形的影响,使得风向变化,很难保持与迎风坡的海装雷达和中电投雷达观测风向一致,在所有有效的观测数据中,只有两组风向沿着三个观测地点连线变化范围在 240-270 度之间,图 9 给出了在这两种情况下拟合的背风坡的中能 2 号雷达的风廓线。可以看到,在迎风坡,随着地形的增高,风速的增速比增大,风速增大,达到山顶风速最大,而在背风坡,由于地形的影响,形成尾流,整体风速小于迎风坡风速。同样地,海装雷达观测风速作为已知风速求解平地来流,中能 2 雷达检验背风坡的模型效果。

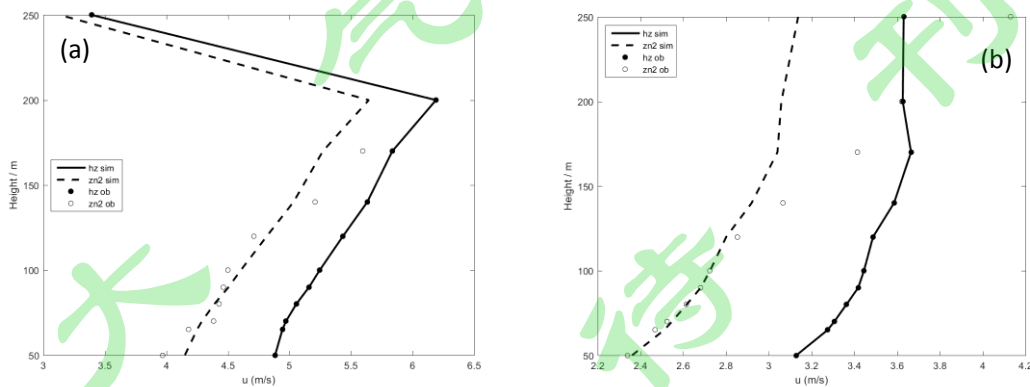


图 9 对背风坡中能 2 号雷达在(a) 2020 年 10 月 5 日 13 点, (b) 2020 年 11 月 10 日 15 点拟合的风速廓线

Fig. 9 The fitting speed profile of Lidar zn2 at leeward slope on (a) 13:00 October 5, 2020, and (b) 15:00 November 10, 2020.

表 5-7 给出了中性层结和非中性层结分别用相应公式计算的风速与中电投雷达观测风速的均方根误差，误差在 0.01m/s 到 0.12m/s 之间，表明用该模拟方法可以很好地模拟山坡的增速效应。

表 5 中性层结下中电投雷达观测风速的拟合均方根误差

Table 5 The root mean square error of the fitting speed of Lidar zdt under neutral stratification

组号	RMSE(m/s)	组号	RMSE(m/s)	组号	RMSE(m/s)	组号	RMSE(m/s)
1	0.05	9	0.02	17	0.06	25	0.02
2	0.05	10	0.05	18	0.08	26	0.02
3	0.05	11	0.04	19	0.05	27	0.02
4	0.04	12	0.05	20	0.03	28	0.04
5	0.03	13	0.03	21	0.03	29	0.06
6	0.03	14	0.01	22	0.03	30	0.09
7	0.09	15	0.01	23	0.04	31	0.12
8	0.04	16	0.01	24	0.02	32	0.05

表 6 稳定层结下中电投雷达观测风速的拟合均方根误差

Table 6 The root mean square error of the fitting speed of Lidar zdt under stable stratification

组号	RMSE(m/s)	组号	RMSE(m/s)	组号	RMSE(m/s)	组号	RMSE(m/s)
1	0.03	8	0.02	15	0.03	22	0.01
2	0.04	9	0.03	16	0.03	23	0.02
3	0.01	10	0.03	17	0.03	24	0.05
4	0.02	11	0.05	18	0.02	25	0.03
5	0.02	12	0.01	19	0.04		
6	0.02	13	0.02	20	0.03		
7	0.02	14	0.03	21	0.09		

表 7 不稳定层结下中电投雷达观测风速的拟合均方根误差

Table 7 The root mean square error of the fitting speed of Lidar zdt under unstable stratification

组号	RMSE(m/s)	组号	RMSE(m/s)	组号	RMSE(m/s)	组号	RMSE(m/s)
1	0.06	6	0.02	11	0.02	16	0.02
2	0.02	7	0.03	12	0.02	17	0.02
3	0.02	8	0.03	13	0.02		
4	0.04	9	0.01	14	0.04		
5	0.02	10	0.01	15	0.03		

在观测期间存在天气过程，以 2020 年 11 月 4 日为例，从地面天气图可以看出，早晨 08 时蒙古国西部一个锋面形成，观测实验场 02 时至 14 时一直受高压天气系统控制；随着锋面向西南方向的移动，14 时至 20 时观测场区迅速转变为低压天气系统控制（图 10），我们计算的风速廓线分别为 02-05 时和 17-22 时，图 7(c)为 02 时的风速廓线，图 7(d)为 17 时

的风速廓线,可以看到低压控制下,风速减弱,风速剪切减小,但对于地形影响下的风速廓线,增速效应主要受地形、稳定度的影响,天气过程并没有影响风速的廓线变化,因此模拟的结果在天气转折前后基本是一致的。

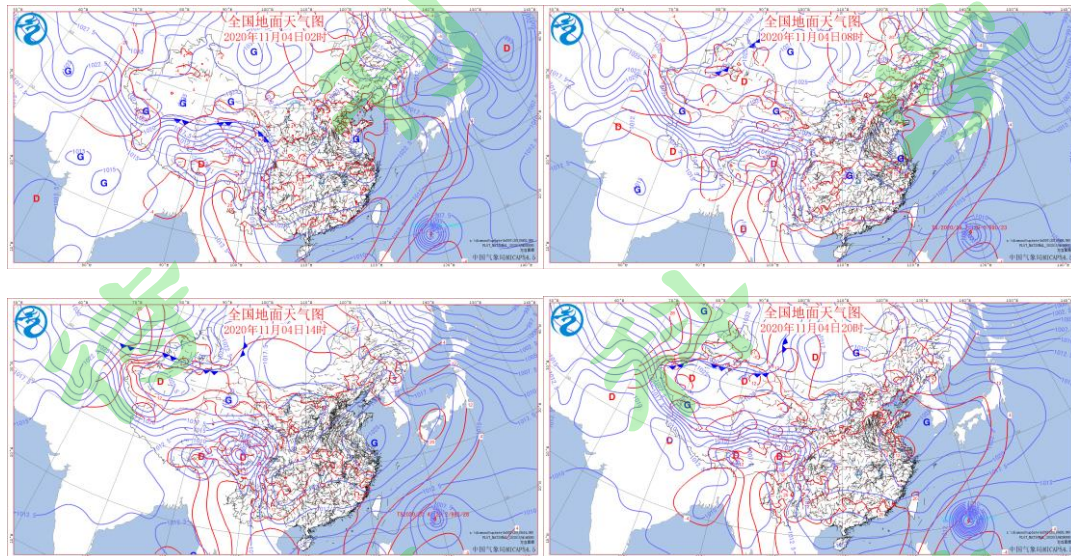


图 10 2020 年 11 月 4 日 08 至 20 时天气形势

Fig. 10 The weather situation from 08:00 to 20:00 November 4, 2020

4 结论

本文针对复杂地形风场进行了风廓线拟合的研究,利用线性的两层模型模拟了沿山脊截面上二维风场的风廓线由于地形影响产生的增速效应,该模型能够很好地模拟二维风廓线在地形、压力和稳定度变化影响下的变化。对于三维风场风廓线的增速效应,还需要进一步结合数值模拟进行。

通过对沿着翻越山脊的主风向的来流进行山脚、山坡和背风坡风廓线的拟合,可以看到,由于地形的影响,风速在迎风坡会增大,而由于压力梯度的影响,在背风坡会减小。但是,由于地形引起的风场变化复杂,特别是在背风坡,很难保证风向与来流风向一致,使得模拟效果并不好,对于这种情况,需要采用数值模拟进行三维风场模拟。本研究适用于这种坡度较缓的山脊地形的风速廓线的拟合。

参考文献

- Belcher S E, Finnigan J J, Harman I N. 2008. Flows through forest canopies in complex terrain [J]. *Ecological Applications*, 18(6): 1436-1453. doi: 10.1890/06-1894.1
- Belcher SE, Harman I N, Finnigan J J. 2012. The wind in the willows: flow in forest canopies in complex terrain [J]. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 44: 479-504. doi: 10.1146/annurev-fluid-120710-101036
- Dar A S, Berg J, Troldborg N, et al. 2019. On the self-similarity of wind turbine wakes in a complex terrain using large eddy simulation [J]. *Wind Energy*, 4(4): 633-644. doi: 10.5194/wes-4-633-2019

- Emeis S. 2013. Wind Energy Meteorology [M]. Springer, Germany.
- Finnigan J, Ayotte K, Harman I N, et al. 2020. Boundary layer flow over complex topography [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 177: 247-313. doi: 10.1007/s10546-020-00564-3
- Frank H, Heldt K, Emeis S, et al. 1993. Flow over an embankment: speed-up and pressure perturbation [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 63: 163-182. doi: 10.1007/BF00705381
- Hunt J C R. 1971. A theory for the laminar wake of a two-dimensional body in a boundary layer [J]. *J. Fluid Mech.*, 49: 159-178. doi: 10.1017/S0022112071001988
- Hunt J C R, Richards K J. 1984. Stratified airflow over one or two hills [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 30: 223-259. doi: 10.1007/BF00121956
- Hunt J C R, Richards K J, Brighton P W M. 1988a. Stably stratified shear flow over low hills [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114: 859-886. doi: 10.1002/qj.49711448203
- Hunt J C R, Leibovich S, Richards K J. 1988b. Turbulent shear flows over low hills [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114: 1435-1470. doi: 10.1002/qj.49711448405
- Jackson P S. 1973. The flow around obstacles in boundary layers [D]. Ph.D. dissertation, Cambridge University.
- Jackson P S, Hunt J C R. 1975. Turbulent wind flow over a low hill [J]. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 101: 929-955. doi: 10.1002/qj.49710143015
- Jensen N O. 1983. In 'Discussion of session 21' papers at sixth international conference on wind engineering, session 21, Rapporteur, AJ Bowen [J]. *J. Wind Eng. and Indust. Aerodynam*, 15: 253-255. doi: 10.1016/0167-6105(83)90195-2
- Kaimal J, Finnigan J. 1994. Atmospheric boundary layer flows - their structure and measurement [M]. Oxford, Oxford University Press, 289pp.
- 李磊, 陈柏纬, 杨琳, 等. 2013. 复杂地形与建筑物共存情况下的风场模拟研究 [J]. *热带气象学报*, 29(2): 315-320. Li L, Chan P W, Yang L, et al. 2013. Study on numerical simulation of wind field around buildings over complex terrain [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 29(2): 315-320. doi: 10.3969/j.issn.1004-4965.2013.02.016
- Mortensen N G, Landberg L. 1993. Wind Atlas Analysis and Application Program (WASP) User's Guide [R]. Roskilde, Denmark, Riso National Laboratory.
- Norstrud H. 1982. Wind flow over low arbitrary hills [J]. *Boundary Layer Meteorology*, 23: 115-124. doi: 10.1007/BF00116115
- Smith F T. 1973. Laminar flow over a small hump on a flat plate [J]. *J. Fluid Mech.*, 57: 803-824. doi: 10.1017/S002211207300203X
- Taylor P A, Mason P J, Bradley E F. 1987. Boundary-layer flow over low hills [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 39: 107-132. doi: 10.1007/BF00121870
- Taylor P A, Walmsley J L, Salmon J R. 1983. A simple model of neutrally stratified boundary-layer flow over real terrain incorporating wavenumber-dependent scaling [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 26: 169-189. doi: 10.1007/BF00121541
- Townsend A A. 1965. Self-preserving flow inside a turbulent boundary layer [J]. *J. Fluid Mech.*, 22: 773-797. doi: 10.1017/S0022112065001143
- Uchida T, Ohya Y. 1999. Numerical simulation of atmospheric flow over complex terrain [J]. *Journal of Wind Engineering*, 81: 283-293. doi: 10.1016/S0167-6105(99)00024-0
- Walmsley J L, Salmon J R, Taylor P A. 1982. On the application of a model of boundary-layer flow over low hills to real terrain [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 23: 17-46. doi: 10.1007/BF00116110

杨罡, 刘树华, 朱蓉, 等. 2011. 鄱阳湖地区大气边界层特征的数值模拟 [J]. 地球物理学报, 54(4): 896-908. Yang G, Liu S H, Zhu R, et al. 2011. Numerical simulation of features of boundary-layer over Poyang Lake area [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 54(4): 896-908. doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.04.003