

崇礼云顶冬奥赛场夜间增温事件的统计特征及其形成机制研究

孔凡超¹ 连志鸾¹

¹ 河北省气象台, 石家庄 050021

摘 要 本文利用 2018 年 11 月-2019 年 3 月、2019 年 11 月-2020 年 3 月期间的自动站资料, 对发生在河北崇礼云顶冬奥赛场的夜间增温事件进行了统计分析, 并基于地基微波辐射、激光测风雷达、风廓线仪以及 NCEP/NCAR 逐 6 小时再分析资料探讨了夜间增温事件可能的形成机制。研究得出: 云顶赛场 11 月到次年三月, 夜间增温事件的发生概率高达 76.9%, 揭示了冬季夜间增温在云顶赛场是一种常见现象, 同时增温次数和增温幅度均随站点海拔高度增加而减小。云顶赛场夜间增温的形成机制可归为四类, 分别为垂直风切变造成的逆温层混合增温、焚风增温、整层下沉增温、中低层暖平流增温。其中第二~四类增温过程中, 增温开始前谷内存在逆温时, 谷底增温幅度可能会明显大于山顶, 从而导致增温幅度随高度增加而减小。此外, 山顶仅受第三类和第四类形成机制影响, 而四类增温机制均可引发山谷增温事件, 这也是增温事件发生频次随高度升高而明显减少的原因。

关键词 夜间增温 形成机制 焚风

文章编号 2021057C

中图分类号 P

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

Statistical Characteristics and Formation Mechanisms of Night Warming Events at Chongli-Yunding Winter Olympic Stadium

Fanchao Kong¹, Zhiluan Lian¹

¹ Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang, 050021

Abstract Based on the observation data from the automatic weather stations during November 2018–March 2019 and November 2019–March 2020 at Yunding Winter Olympic Stadium in Chongli, Hebei Province, the night warming events at the stadium are statistically analyzed in this paper, and then several types of possible formation mechanisms for these events are further discussed through the microwave radiometer, the three-dimension laser radar and the wind profiler data, and the reanalysis data from NCEP/NCAR. The results show that the occurrence probability of night warming events in Yunding Stadium reaches 76.9% from November to the March next year, indicating that warming event is a common phenomenon there. The frequency and amplitude of warming decrease with the increase of the station altitude. The triggering mechanisms of night warming events at Yunding Stadium can be

收稿日期 2021-04-07; **网络预出版日期**

作者简介 孔凡超, 1981 年出生, 副高级工程师, 主要从事天气预报和决策服务研究, E-mail: fanchaok@163.com

通讯作者 连志鸾, E-mail: 2215630212@qq.com

资助项目 国家重点研发计划项目 2018YFF0300101、2018YFF0300104, 河北省技术创新引导计划项目 19975414D

Funded by National Key R&D Program of China (Grants 2018YFF0300104、2018YFF0300101), Technological Innovation Pilot Project of Hebei Province (Grant 19975414D)

classified into four categories such as the mixed warming in the inversion layer caused by vertical wind shears, the foehn warming, the whole-layer sinking warming and the warm advection warming in mid and low level. During the warming process of the second to the fourth types, the warming amplitude at the bottom of the valley may be significantly larger than that at the top of the mountain when there is a temperature inversion in the valley before the start of warming, thereby the warming amplitude decreases with the increase of altitude. The warming at the top of the mountain is only affected by the third and fourth types of formation mechanisms, while all the four types can form warming events at the valley. That is why the occurrence frequency of warming events decreases with the increase of altitude.

Key words Night Warming Events, formation mechanisms, foehn warming

1 引言

一般来讲,日落后,在下垫面辐射降温作用的影响下,近地面气温也随之下降,至日出前后,地面热量由亏损转为盈余的时刻,气温达到最低值。但近些年,随着边界层研究的不断深入,夜间气温明显升高的现象不断被越来越多的观测试验所发现。White (2009) 将这类夜间增温过程统称为夜间增温事件;同时将发生在夜间,增温持续时长(增温峰值时刻与起始时刻差值)小于 1 小时,且过程前后 3 小时内无降水的增温过程定义为夜间突发性增温事件。

以往的分析研究表明,夜间增温事件一年四季均可发生(Nallapareddy et al., 2011; 甘茹蕙等, 2016),其形成机制也较为多样。White (2009) 列举的夜间增温事件形成机制包括:暖锋过境、风速增大导致的辐射逆温层混合、减弱对流风暴导致的热暴流、晴转多云引起的辐射平衡变化、雾或露滴形成过程中的潜热释放和地形造成的干绝热下沉增温。这其中减弱对流风暴导致的热暴流由于仅发生在暖季且较为少见(Mcpherson et al., 2011),并不能解释大多数的夜间增温事件。因此,夜间增温机制研究主要集中在其他几方面。

夜间增温事件既可发生在地形较为平坦区域,也可发生在山地等复杂地形。针对地形较为平坦区域,很多研究表明逆温层扰动是夜间增温事件的重要形成机制。例如:Sanders et al. (1999), Doswell et al. (2007), Nallapareddy et al. (2011) 发现在美国俄克拉荷马州,冷锋过境可引起锋前逆温层扰动增温,一些个例增温幅度最大可达 10℃;同时 Nallapareddy et al. (2011) 还发现 87.4% 的增温个例伴随风速增大。White (2009) 将美国密西西比州夜间突发性增温事件分为四类,且四类增温过程均伴随风速增大,同时 52% 的增温个例(不考虑与锋面的联系)伴随增湿,而增温的形成机制则表现为天气尺度、中尺度冷锋过境以及逆温层内的重力波传播等。Sun et al. (2012, 2015) 分析了夜间稳定层结中波动-湍流相互作用产生的温度和风的振荡,发现温度和风速同位相,温度增加的同时伴随风速增加。钱敏伟等(1996)在我国河北香河县开展的大气边界层综合观测试验中发现,夜间晴空条件下,近地面稳定层结中,湍流的间歇性增强可造成气温在短时间内的大幅升高,且温度的起伏变化与风速完全一致。罗然等(2020)研究表明强湍流混合作用是 2010 年 11 月 26 日北京及周边地区夜间突发性增温的必要机制,增温过程中 300 m 高度下水平风显著增强。此外,陆琛莉等(2015)、王岑等(2017)从热力学方程入手,强调了绝热压缩增温和低层暖平流在增温过程中的贡献。而针对山地等复杂地形下夜间增温事件机制,相关研究则主要集中在焚风效应。Hornsteiner et al. (2005) 分析了欧洲中部在高压系统影响下依萨山谷(Isar Valley)由夜间峡谷风("mini-foehn")造成的风速增加和明显增温。Beffrey et al. (2004), Zängl et al. (2004), Flamant et al. (2006) 利用多种资料分析了焚风增温在山谷冷池演变中的作用。Schicker et al. (2008) 研究了奥地利蒂罗尔(Tyrol)附近山谷焚风导致的夜间温度、风场振

荡的过程。此外，Ma et al. (2015) 通过 WRF 模式模拟了发生在我国黄土高原西北部的夜间增温事件，发现风切变造成的垂直混合是其主要成因。

就冬奥云顶赛场而言，过去两年冬季的观测数据显示夜间增温现象十分普遍。而夜间增温事件及其伴随的其他气象要素的变化不仅会影响预报质量，甚至可能造成雪场雪质变差，进而影响重大体育赛事活动。此外，冬半年云顶赛场受大陆性季风气候影响，冷空气活动频繁；加之赛道位于谷中两侧山坡，谷底到山顶最高处落差达 320 米，夜间增温的形成机制较为复杂。因此，探求该地夜间增温的特征、规律及形成机理对于提高气象要素精细化预报质量，做好赛区气象服务保障有重要意义。

2 资料和方法

2.1 资料

本文采用分布于云顶赛场南坡、北坡以及谷底的 9 个多要素自动站观测资料，对赛场冬季夜间增温事件进行了统计分析，并在此基础上利用地基微波辐射计、激光测风雷达、风廓线仪以及 NCEP/NCAR 逐 6 小时再分析资料对夜间增温事件个例的形成机制进行了分析。

多要素自动站数据来自河北省气象信息中心，且经过了质量控制。包括 2018 年 11 月 1 日到 2019 年 3 月 31 日、2019 年 11 月 1 日到 2020 年 3 月 31 日期间，逐 5 分钟温度、湿度、风、固态降水、气压等。站点部署情况：1 号站、2 号站位于北坡，山顶站、3 号站、4 号站、5 号站、6 号站、山腰站位于南坡，山底站位于谷底（图 1）。

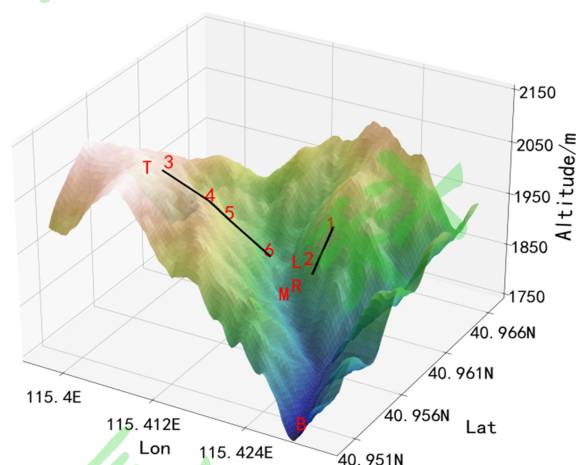


图 1 云顶赛场站点分布图，1-6 为 1-6 号自动气象站，T 为山顶站，M 为山腰站，B 为山底站，“R”为微波辐射计，“L”为三维激光雷达，短黑线为雪上技巧赛道，长黑线为坡面障碍技巧赛道

Fig. 1 Site distribution of Genting Venue, 1-6 red number is No. 1-6 automated weather station, “T” is hilltop station, “M” is middle station, B is bottom station, “R” is microwave radiometer, L “is 3D lidar, short black line is Mogul venue, long black line is Slopestyle venue

地基微波辐射计、激光测风雷达、风廓线仪数据，均来自北京城市气象研究院牵头的国家重点研发计划“科技冬奥”专项--“冬奥会气象条件预测保障关键技术”项目。设备在部署前均已在邢台沙河进行了对比观测，数据质量满足业务需求。地基微波辐射计（MWP967KV）部署于云顶赛场山谷中（图 1），可实时反演大气温度、湿度、水汽等多种大气参数。探测时间分辨率为 2min，垂直方向空间分辨率依次为 0.05km（0 到 0.5km），0.1km（0.5 到 2km），0.25km（2 到 10km）。资料时间为 2019 年 1 月 22 日到 3 月 31 日，2020 年 1 月 1 日到 3 月 31 日。激光测风雷达（Wind Analyzer-50H）部署于 2 号站附近（图 1），可实时探测 0-70 度仰角径向速度。探测时间分辨率为秒级，空间分辨率为 0.03km。资料时间为 2020 年 1 月

21 日到 3 月 31 日。风廓线仪（Airda3000J），部署于云顶赛场西侧的万隆滑雪场（图略），可探测垂直方向上水平风速、垂直风速。资料时间分辨率为 2min，垂直方向空间分辨率依次为 0.05km（0 到 1km），0.1km（1km 到 3km）。资料时间为 2019 年 1 月 14 日到 3 月 31 日。

此外，本文还使用了 NCEP/NCAR 逐 6 小时 FNL 再分析资料，资料的水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，主要气象要素包括：位势高度、温度、风、相对湿度和垂直速度。

2.2 夜间增温事件标准

本文统计的夜间增温事件遵循以下标准：增温幅度（ $T_m - T_s$ ）至少在 1°C 以上；增温过程中太阳总辐射 $\leq 5\text{W/m}^2$ （Nallapareddy et al., 2011）；增温事件前后 3 小时内无降水。同时定义气温开始升高的时刻为增温起始时刻 t_s ，对应温度为起始温度 T_s ；气温达到峰值的时刻为峰值时刻 t_m ，对应温度为峰值温度 T_m ；气温重新降至起始温度（或者首次小于起始温度）的时刻为结束时刻 t_e ，对应温度为结束温度 T_e 。此外定义 t_s 到 t_m 时段为增温持续时长， t_s 到 t_e 时段为增温事件时长（图 2）。

由于夜间突发性增温事件（增温持续时长小于 1 小时）时间尺度较小，其形成机制更多表现为逆温层扰动增温，而崇礼云顶赛场夜间增温事件不仅包含突发性增温还包含中尺度和天气尺度的增温，形成机制也更加多元，因此本文未对增温持续时长做限定。

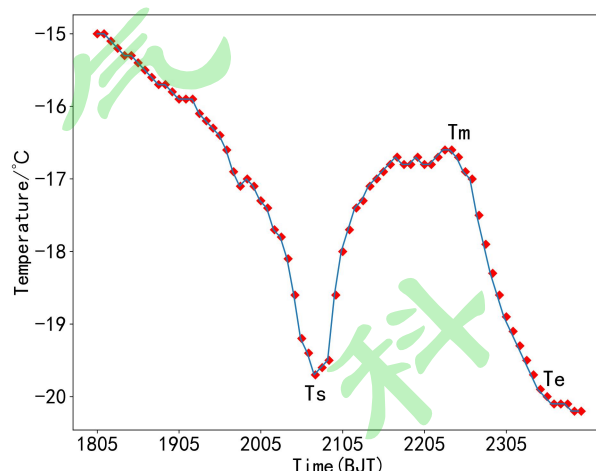


图 2 云顶赛场山底站增温事件个例， T_s 为起始温度， T_m 为峰值温度， T_e 为结束温度

Fig. 2 Nocturnal warming case of bottom station of Genting Venue. T_s is the temperature at the beginning of warming, T_m is the temperature at the peak time, and T_e is the temperature at the end

2.3 分析方法

2.3.1 平均弗劳德数

为了检验与山地相联系的气流加速运动，参照 Yu et al. (2005) 引入平均弗劳德数（mean Froude number）

$$F_{rm} = \frac{\theta_0 u_m^2}{g h_T \Delta \theta} \quad (1)$$

其中 h_T 为从地面向上逆温层高度， u_m 为 h_T 高度内平均风速， θ_0 为 h_T 处的位温， $\Delta \theta$ 为 h_T 高度内位温差。当背风坡气流处于超临界状态时（ $F_{rm} > 1$ ），下坡气流将加速，反之当背风坡气流处于亚临界状态时（ $F_{rm} < 1$ ）下坡气流将减速。

2.3.2 Scorer 数

Scorer 参数常作为判定和预报背风波形成的依据。产生背风波，需要其上部 Scorer 数

足够的减小，且具有不连续性（寿绍文，2009）。Scorer 参数的定义式为

$$l^2 \cong \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \frac{g}{U^2} \quad (2)$$

其中 θ 为位温， g 为重力加速度， U 为风速。

2.3.3 温度局地变化

大、中尺度的温度局地变化主要决定于温度平流项、垂直运动项和非绝热加热项（依次对应公式 3 等式右边的 3 项）。即

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla T + \omega \frac{RT}{pg} (\gamma_d - \gamma) + \frac{\dot{Q}}{c_p} \quad (3)$$

上式中均为气象常用符号。

3 夜间增温事件统计特征

3.1 夜间增温事件温度变化特征

云顶赛场 9 个多要素自动站，分布在山底到山顶的不同高度上。统计 2018 年 11 月 1 日到 2019 年 3 月 31 日、2019 年 11 月 1 日到 2020 年 3 月 31 日两个时段，总共 303 个夜晚中有 233 个夜晚出现了增温事件，出现概率达到 76.9%，9 个自动站共发生 1937 次夜间增温事件。其中 2019 年 1 月 23 日夜間，9 站共计出现 21 次增温事件，2020 年 2 月 11 日夜間单站出现增温事件最多达 5 次（云顶 2 号站）。由此可见，冬季夜间增温在云顶赛场是一种常见现象。

逐月平均增温事件次数（图略）显示，1 月份夜间增温事件最多，为 500 次。导致 1 月份增温事件总数较其他月份明显偏多的主要原因是，单站 1 个夜晚发生 3 次及以上增温事件的情况多数出现在 1 月份。Nallapareddy et al. (2011) 研究俄克拉荷马州夜间增温事件时也有类似发现。

增温起始时刻的统计情况显示（图 3a），73.7% 的夜间增温事件起始时刻出现在 18 时（北京时，下同）到 00 时。起始时刻为 18 时-19 时的增温事件最多达到 339 次，之后依次递减，05 时-06 时出现的增温事件最少，仅为 14 次。此外，18 时-00 时，2℃ 以上的增温达到 784 次，占 2℃ 以上的明显增温总数（967 次）的 81%，后半夜急剧减少，05 时-06 时仅有两次。但 1-2℃ 的增温事件在 18 时-05 时均较多。由此说明云顶赛场增温事件起始时刻主要出现在 00 时前，且大部分 2℃ 以上的增温事件也在这个时间段开始，而 1-2℃ 的增温在除 05-06 时外的其他时刻均较多。这与 Nallapareddy et al (2011) 和甘茹蕙等 (2016) 得到突发性增温集中出现在 02 时之后有很大不同。

不同增温幅度对应的增温次数表明（图 3b），云顶赛场 1-2℃ 增幅的增温事件（50.1%）与 2℃ 以上的增温事件数量基本相当。随着增温幅度的增大，对应增温次数急剧减小，增温幅度最大值为 10.6℃（云顶山底站），仅有一次。另据增温持续时间统计结果显示（图 3c），增温持续时长在 3 小时以下的增温次数达到 1010 次，占总数的 52.1%。增温持续时长越长，发生的概率越小，其中超过 12 小时的仅有 5 次，最大增温持续时长为 12 小时 24 分（云顶山顶站）。不同增温持续时长的平均增温幅度（图 3d）明显表现为时长越长，平均增幅越大，30 分钟以下的增温持续时长对应的平均增幅仅为 1.3℃，而超过 12 小时的增温持续时长对应平均增幅达到 6.5℃。

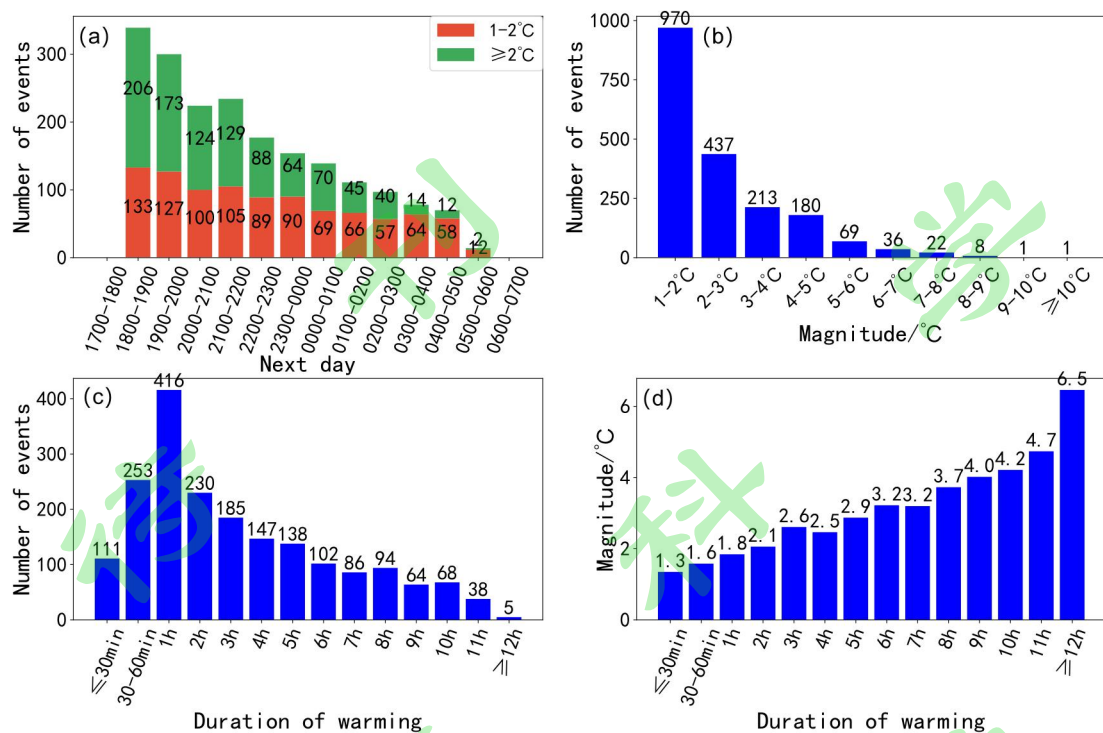


图3 (a) 夜间增温起始时刻对应的增温次数; (b) 不同增温幅度对应的增温次数; (c) 不同增温持续时长对应的增温次数; (d) 不同增温持续时长对应的平均增温强度

Fig.3 (a) Warming number at different warming star-time; (b) warming number under different warming ranges; (c) warming number under different warming duration; (d) average warming magniude under different warming duration

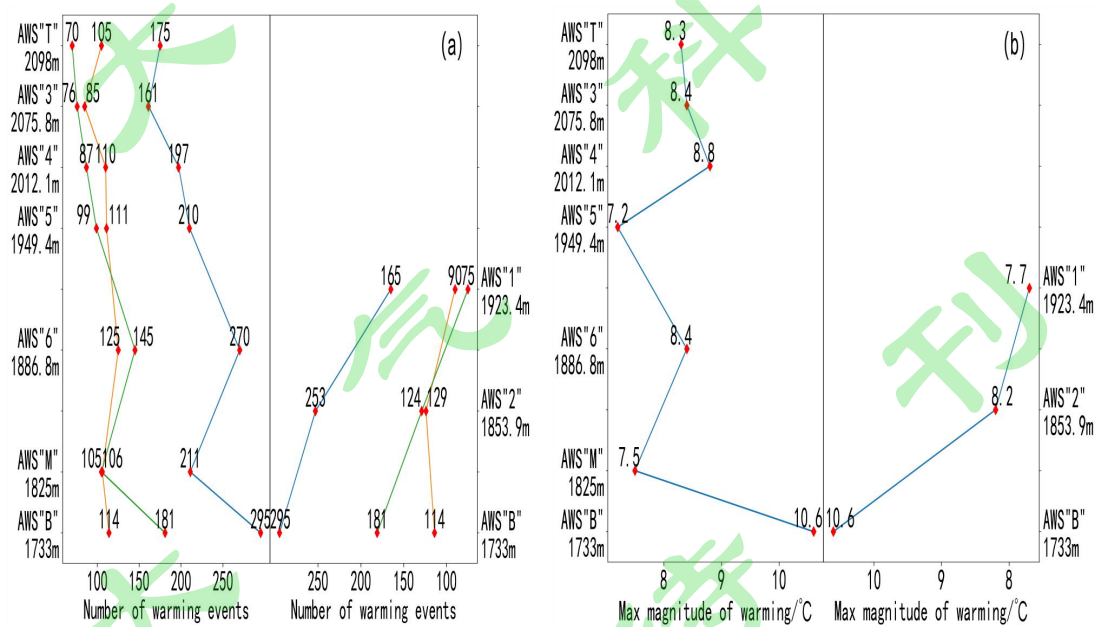


图4 (a) 云顶各站增温事件总数 (蓝色), 2°C以上增温事件次数 (浅红色), 1-2°C增温事件次数 (绿色); (b) 云顶各站最大增温幅度

Fig. 4 (a) Total number of warming events (blue), above 2°C (light red), 1-2°C (green) at each station at Genting venue; (b) maximum warming amplitude at each station at Genting venue

云顶赛场夜间增温事件垂直分布特征显示（图 4a），位于谷底的山底站增温次数最多为 295 次，其中 1-2℃的增温事件达到 181 次（61.3%），明显多于 2℃以上的增温事件。伴随着海拔的升高，南北两侧坡面上增温总次数均明显减少，但 2℃以上的增温次数在不同海拔高度上几乎相差不大，均在 100 次左右。这反映出在 2℃以上增温事件中，不同海拔同时出现增温的可能性较大。而 1-2℃的增温事件对海拔高度更为敏感，海拔升高，增温次数明显减少。此外，最大增温幅度在垂直方向变化显示（图 4b），位于谷底的云顶山底站最大增幅达到 10.6℃，次大值为 9.5℃，其他各站的最大增幅基本处于 7-9℃之间。这表明在增温过程中，谷底更易出现增温极大值。

3.2 增温过程中伴随其他要素的变化

增温阶段的平均风速与增温开始前 1 小时内的平均风速对比情况显示(图 5a)，总体上 67.4%的增温事件（其中增温持续时长小于 1 小时的突发性增温事件 69.5%，其他 66.8%）中伴有风速增强的情况。而发生在地形相对平坦的美国俄克拉荷马州的突发性增温事件中，87.4%伴有风速增大（Nallapareddy et al., 2011）。由此可见，云顶赛场的夜间增温事件形成机制更为复杂。增温阶段的平均露点温度（简称露点）与增温开始前 1 小时内的平均露点对比情况看，总体上 44.5%的增温事件（其中增温持续时长小于 1 小时的突发性增温事件 44.4%，其他 44.5%）中伴有变干（露点减小）的情况，55.5%（其中增温持续时长小于 1 小时的突发性增温事件 55.6%，其他 55.5%）伴有变湿（露点增大）的情况(图 5b)，这与 White（2009）在美国密西西比州的研究（48%的突发性增温事件露点减小，52%露点增加）类似。

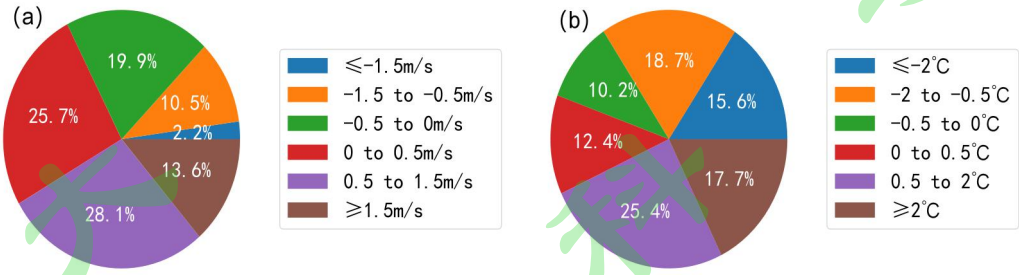


图 5 云顶 9 站增温阶段与增温开始前 1 小时内的平均风速变化 (a)；平均露点变化 (b)
Fig.5 Comparison between the average wind speed(a) and dew point temperature(b) at the warming stage and within 1 hour before the warming at Genting venue

4 夜间增温形成机制分析

以下将通过分析三个夜间增温过程中，1 号站（接近北坡山顶）、2 号站（坡面上）、山底站（处于谷底）的要素变化及背景场，探讨夜间增温可能的形成机制及其特征。但需要说明的是，这些个例并非不同形成机制的典型个例。此外，同一增温过程中也可以多种形成机制并存。

4.1 逆温层混合增温、焚风增温过程

2020 年 2 月 8 日夜間，天气晴朗，云顶赛场出现一次增温天气过程，其中山底站增幅达到 5℃。总体来看，增温过程可分为 8 日 19:40 到 9 日 00:00 和 9 日 00:00 到 06:00 两个阶段。

增温过程的天气背景显示，在第一阶段，8 日 20 时 500hPa（图 6a），蒙古国大部、内蒙古中西部受高压脊控制。赛场处于脊前西北气流中，有暖平流存在，700、800hPa 与 500hPa 形势类似。赛场上空局地温度变化中温度平流项与垂直运动项之和，对 400hPa 以下的增温

有正的贡献(图 6b)。而在第二阶段, 伴随着高压脊持续东移, 800-700hPa 风向与等温线的夹角减小, 平流不明显。

图6 2月8日20时, (a) 500hPa 风场 (单位: m/s) 和温度场 (单位: $^{\circ}\text{C}$); (b) 局地温度变化平流项和垂直运动项之和 (单位: $\times 10^{-4}\text{K/s}$)

4.1.1 逆温层混合增温

8 日 18:00, 日落后, 太阳辐射增温作用消失。云顶各站气温明显下降, 同时由于地形的阻挡, 谷中风力较小, 湍流交换弱, 且谷中的降温率要明显大于山顶, 逆温结构迅速形成。19:00, 云顶 1 号站与山底站的温差已达 3.5°C 。8 日 19:40 到 22:00, 云顶 1 号站和山底站的气温、风速均表现出明显的波状起伏, 但小尺度湍流造成的高频振荡较多 (图 7a、c)。为了更好反映增温过程的中尺度扰动, 利用 Butterworth 递归带通滤波器提取时间尺度在 60 分钟以上的低频振荡, 气温和风速的波动变化更加清晰。图 7b、d 表明 19:40 后, 气温和风速的波动频率完全一致, 同升同降, 亦即气温升高 (气温降低), 风速增加 (风速减小)。这一现象在 1 号站、山底站均有体现。分析 19:50 到 20:55 时段温度和风速变化发现, 1 号站先降温降速, 然后升温增速。而位于谷底的山底站, 气温和风速的变化趋势与 1 号站完全相反, 1 号站气温和风速为峰值时, 山底站则为谷值, 反之亦然。

增温过程中两站露点温度的变化表现为一致的上升。这主要是因为高压脊前暖平流中水汽含量较赛场高,进而直接造成1号站水汽含量增加,同时垂直切变造成的扰动混合令山底站水汽含量也持续增加。

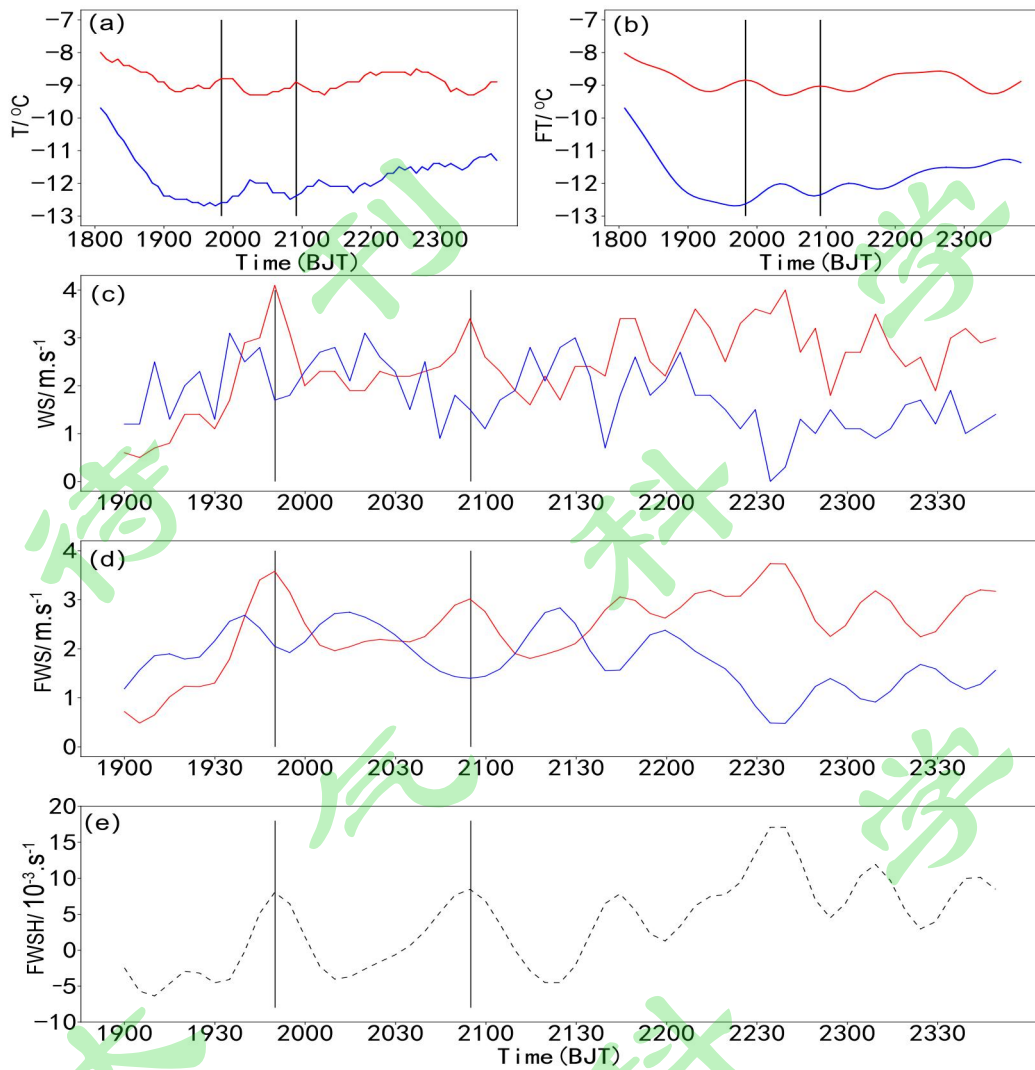


图7 8日18:00-9日00:00, 1号站(红色)、山底站(蓝色)温度(T)变化曲线(a), 滤波温度(FT)变化曲线(b); 8日19:00-9日00:00, 1号站(红色)、山底站(蓝色)风速(WS)变化曲线(c), 滤波风速(FWS)变化曲线(d); 8日19:00-9日00:00, 1号站与山底站之间空气层的滤波垂直风切变(FWSH)变化曲线(e)

Fig. 7 The curves of temperature(T) (a) and filtered temperature(FT) (b) of station 1 (red) and bottom station (blue) from 18:00 on February 8 to 00:00 on February 9; (c)the curves of wind speed(WS) (c) and filtered wind speed (FWS) (d) of station 1 (red) and bottom station (blue) from 19:00 on February 8 to 00:00 on February 9; (e) filtered wind shear(FWSH) curve of air layer between station 1 and bottom station from 19:00 on February 8 to 00:00 on February 9

4.1.2 焚风增温

9日00:50后, 1号站和山底站气温波动式振荡已经消失。其中1号站气温变化不大, 但山底站气温迅速攀升。01:20, 山底站气温超过1号站, 逆温结构被彻底清除。此后气温继续攀升, 02:40之后, 山底站气温和1号站气温差值稳定在 1°C 以上, 最大差值为 1.4°C (图8a)。2号站附近的激光雷达径向风剖面图表明(图8b), 01:30, 自山顶到雷达站高度, 其西北方向表现为一致的入流, 这表明有西北风由山顶下沉流入山谷。同时, 在空气自山顶流入山谷过程中, 云顶山底站位温持续升高, 至03:00, 山底站位温达到 279.9K (图8c), 与山顶站的位温几乎一致。这两点表明此时西北风自山顶流入山谷的过程属于等熵干绝热下沉运动。需要特别注意的是赛场西侧的山谷中位温并未升高, 并一直保持稳定层结。说明上游空气在赛场西侧的迎风坡所在的山谷中堆积, 风从稳定层结空气的上方越过山顶后干绝热

下沉，造成山底气温升高。 Seibert (1990)， Yu et al. (2005) 等均对这种背风波强迫下沉类型的焚风做过深入研究。

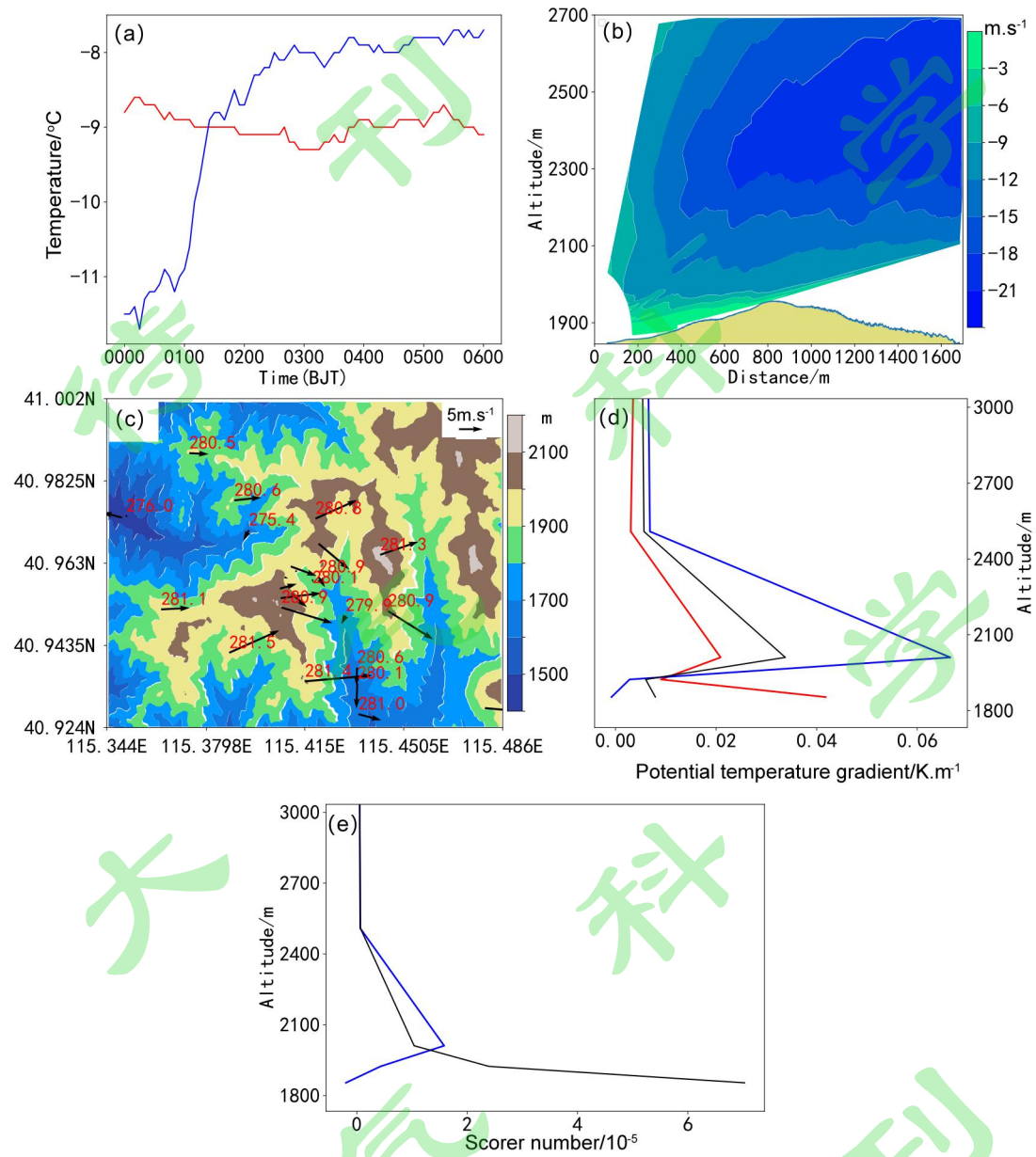


图 8 (a) 9 日 00:00-06:00, 1 号站 (红色)、山底站 (蓝色) 温度变化; (b) 9 日 01:30 激光雷达径向速度 (西北方向 300 度), 黄色区域为地形; (c) 9 日 03:00 地面风场 (单位: m/s, 黑色箭头) 和位温分布 (单位: K, 红色数字); (d) 位温梯度廓线, 红色为 8 日 20:00, 黑色为 9 日 02:00, 蓝色为 9 日 08:00; (e) 为 Scorer 数廓线, 黑色为 9 日 02:00, 蓝色为 9 日 08:00。

Fig 8 (a) time series of temperature at station 1 (red), station 2 (black) and bottom station (blue) from 00:00 to 06:00 on February 9, (b) lidar radial velocity (300 degrees northwest) on February 9, the yellow area is terrain, (c) ground wind (units:m/s, black arrow) and potential temperature (units:K, red digit) distribution at 03:00 on February 9, (d) temperature gradient profile, red: 20:00 on February 8, black: 02:00 on February 9, blue: 08:00 on February 9, (e) Scorer number profile, black: 02:00 on February 9, blue: 08:00 on February 9

分析焚风产生的背景, 8 日 20:00 后, 山谷内较山顶以上更加稳定, 在增温作用下, 谷内位温梯度逐渐减小 (图 8d)。9 日 02:00 之后, 位温梯度垂直分布表现为随高度先增大后减

小，亦即 2000 米高度附近层结最为稳定，其下方和上方的稳定度相对较小。Scorer 数的垂直分布显示(图 8e), 9 日 02:00 至 08:00, 2000 米以下 Scorer 数持续减小, 到 9 日 08:00, Scorer 数在垂直方向明显表现为随高度先增大后迅速减小。由此可以判定 9 日 02:00 之后位于 2000 米附近的相对稳定层结下的赛场山谷中出现了背风波。焚风的下沉运动正是由背风波造成。

平均弗劳德数的时间演变显示(图 9b), 9 日 01:05 开始 Fr_m 首次大于临近值 1, 这与实际观测中山底站风速开始加大的时段基本吻合。此后 Fr_m 一直维持在 1 以上, 山底站风速波动式上升(图 9a)。由此可见, 背风波强迫产生加速下沉运动, 也是产生焚风前后, 风速明显增加的原因。

分析焚风发生前和发生过程中的露点温度变化, 各站露点温度始终维持上升的趋势, 这主要是暖平流携带的少量水汽持续令山顶空气湿度增加, 但远未达到饱和。微波辐射计水汽密度廓线图表明, 海拔 4000 米以下水汽密度在增温过程中整体呈现增加趋势, 山顶附近增加幅度最大, 为 0.5g/m^3 (图略)。位于山顶的空气在干绝热下沉过程中, 同样造成山底的露点温度持续上升。

焚风增温的特点: 在背风波强迫产生的加速下沉影响下, 谷中和谷底的气温升高、风速增大, 并最终使谷中稳定性达到中性(上下层位温基本相同), 谷中及谷底温度高于山顶。如果焚风增温开始前, 谷中存在逆温, 山底的增温幅度将明显大于山顶。同逆温层混合增温一样, 焚风增温过程中露点变化也完全取决于背景场。

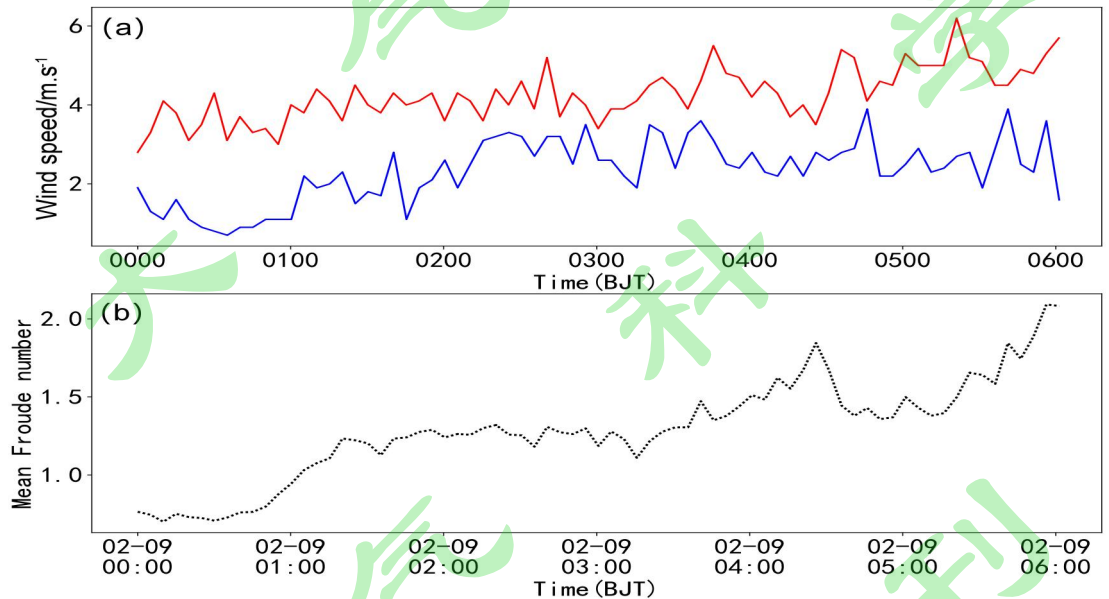


图 9 (a) 9 日 00:00-06:00 1 号站 (红色)、山底站 (蓝色) 风速变化; (b) 谷中平均弗劳德数 (Fr_m) 时间序列

Fig. 9 (a) time series of wind speed at station 1 (red) and bottom station (blue) from 00:00 to 06:00 on September 9; (b) time series of mean Froude number (Fr_m) in the valley

4.2 高压控制下的下沉增温过程

2019 年 3 月 6 日夜间, 云顶赛场各站均出现夜间增温事件。云顶 1 号站、2 号站和山底站气温演变趋势显示, 7 日 00:25, 1 号站最先开始增温, 2 号和山底站略晚, 三站结束时间均在 7 日 04:30 前后 (05 时之后, 太阳总辐射超过 5W/s , 增温不再考虑)。云顶 1 号站增温幅度最大为 4.7°C , 山底站增温幅度最小为 1.2°C (图 10a 上)。增温过程中云顶各站露点

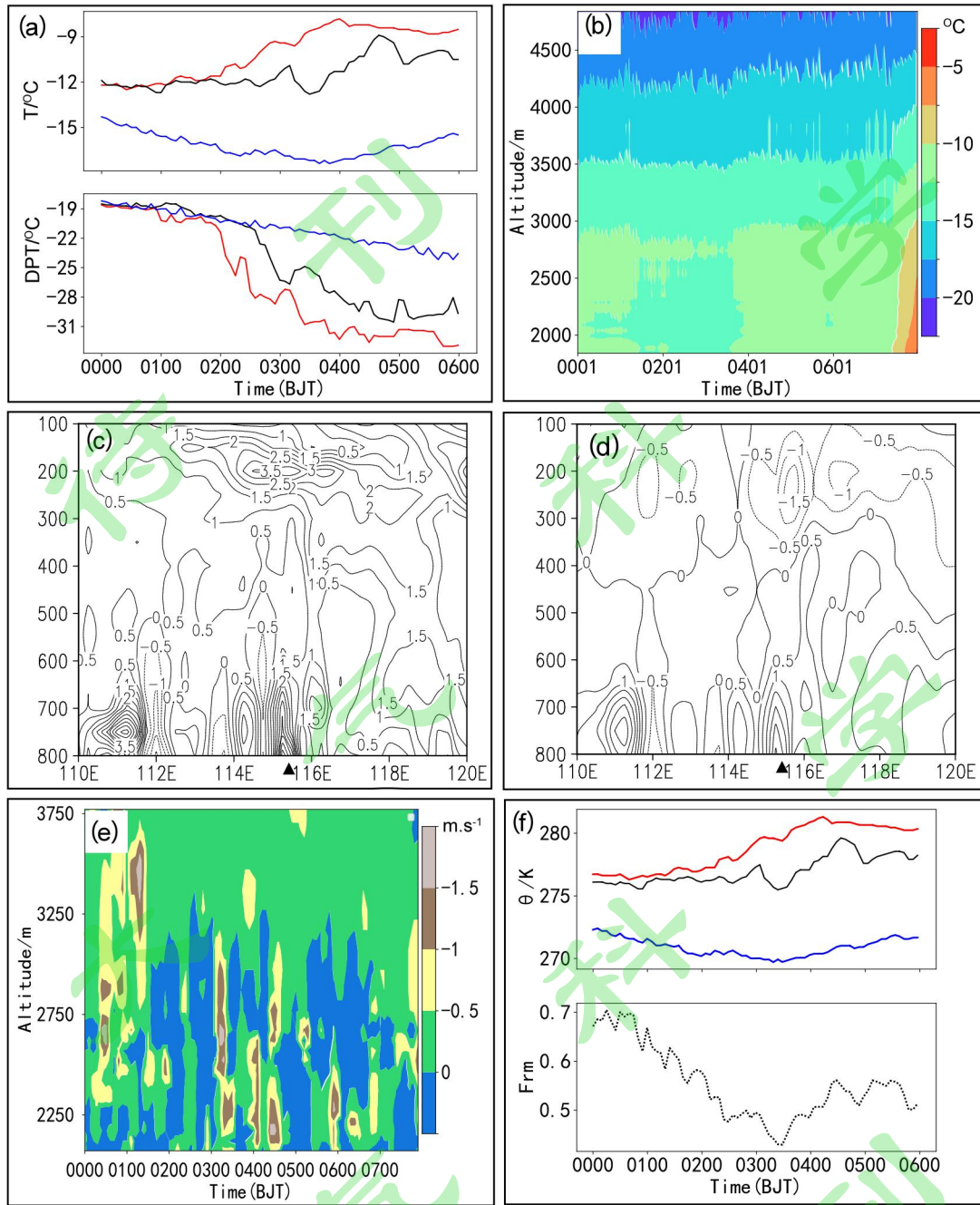


图 10 (a) 温度 (T, 上图)、露点 (DPT, 下图) 时间序列 (红色代表 1 号站, 黑色代表 2 号站, 蓝色代表山底站); (b) 位于北坡中段的微波辐射计反演温度垂直廓线演变 (单位: $^{\circ}\text{C}$); (c) 7 日 02 时局地温度变化垂直运动项 (单位: $\times 10^{-4}\text{K/s}$); (d) 7 日 02 时局地温度变化垂直运动项与温度平流项之和 (单位: $\times 10^{-4}\text{K/s}$); (e) 赛场附近风廓线仪垂直速度廓线演变 (单位: m/s); (f) 位温 (θ , 上图)、平均弗劳德数 (F_{rm} , 下图) 时间序列

Fig. 10 (a) temperature (T, above) and dew point temperature (DPT, below) time series (red stands for station 1, black stands for station 2, blue stands for bottom station); (b) vertical temperature profile of microwave radiometer located in the middle part of the north slope (units: $^{\circ}\text{C}$); (c) vertical transmission term of local temperature change (units: $\times 10^{-4}\text{K/s}$) at 02:00 on March 7; (d) sum of vertical transmission term and temperature advection of local temperature change (units: $\times 10^{-4}\text{K/s}$) at 02:00 on March 7; (e) Evolution of vertical velocity profile of wind profile radar near Genting venue (units: m/s); (f) potential temperature (θ , above) and mean Froude number (F_{rm} , below) time series in the Valley

温度明显降低,其中云顶1号站降幅达到 13.4°C (图10a下)。此外风速时间演变显示,靠近山顶的1号站风速增大,而谷中和谷底速变化趋势不明显。

微波辐射计廓线图表明,7日01:00后,海拔3000米以下(地面以上1160米以内)均出现明显的升温(图10b),水汽密度在增温过程中则持续减小,过程前后,山顶附近减小幅度为 0.8g/m^3 (图略)。

7日02时天气形势分析显示,500hPa上,赛场位于高压脊前西北气流中,700hPa和850hPa上受偏北风控制,风速为4-6m/s,且三层风向与温度场夹角较小,平流不明显(图略)。地面图上,赛场处于高压中心附近,中心气压值为1032.5hPa。赛场及周边地区的大范围夜间增温就是发生在这种高压控制下的晴朗夜空的天气形势下。增温过程中,净辐射表现为负值,因此温度局地变化中的非绝热加热项对增温没有正的贡献。7日02时温度局地变化的垂直运动项剖面显示(图10c),赛区上方受下沉运动影响,温度变化均表现为正值,中低层(600hPa以下)的增温率大于 $1\times 10^{-4}\text{K/s}$ (0.36K/hr);最大值为 $4.5\times 10^{-4}\text{K/s}$ (1.62K/hr),在800hPa附近。垂直运动项和温度平流项两项之和(图10d)也表明,垂直运动的增温作用强于弱冷平流带来的降温作用,650hPa以下两项合计增温率大于 $1\times 10^{-4}\text{K/s}$ (0.36K/hr),800hPa附近的最大值为 $3\times 10^{-4}\text{K/s}$ (1.06K/hr)。

赛场西侧万隆雪场的风廓线仪垂直速度廓线显示(图10e),6日后半夜,海拔3000米以上持续表现为一致的下沉气流,3000米以下大部分时段表现为下沉气流。3:06至4:48,低层下沉速度明显增加,这与云顶1号站、2号站和山底站的主要增温时段吻合。其中在04:00,利用风廓线仪垂直速度和微波辐射计反演温度计算的山顶附近垂直运动项增温率达到 $8\times 10^{-4}\text{K/s}$ (2.88K/hr)。受下沉气流到达山顶附近后的辐散作用影响,山顶附近的1号站风速明显增加。但在整个增温过程中,山谷中的平均弗罗德数 Frm 始终维持在0.6以下(图10f下),同时1号站与山底站位温差逐渐增大(图10f上),谷中静力稳定度增强。这表明补偿气流进入山谷后有减速运动,垂直运动产生的增温作用也有所减小,因此山底站风速没有增加,且气温增幅小于1号站。

整层下沉增温的主要特点:增温过程中赛场受高压控制,中低层处于一致的西北气流中,有明显的下沉运动,各站均表现为长时间的升温并伴有露点温度的明显下降。此外山顶附近在下沉辐散作用下,风速会加强,但如果下沉运动不能清除谷内逆温层,补偿气流进入山谷会减速,谷中和谷底风速不一定增加。

4.3 暖平流增温

2019年2月1日夜間,云顶赛场在暖平流作用下出现一次明显增温天气过程。增温主要时段为00:40至04:00,云顶赛场各站增温幅度均在 2°C 以上,山底站增温幅度最大达到 7.8°C (图11a上)。增温过程中各站露点温度的变化特征则表现为先减小后增大(图11a下)。同时各站风向风速时间演变显示(图11c),00:40至01:45山底站风速变化不大,风向由升温前的偏北下谷风转为偏东风,此时山底站开始升温,02:00至2:35,风向转为偏南风的同时,风速明显增大,此阶段山底站升温最为迅速。而2号站在00:35至2:30的升温阶段,风向由升温前的偏西下谷风转为偏东上谷风,风速也略有增大。

微波辐射计温度廓线显示(图略),海拔3500米(地面以上1700米)以下均出现明显升温,且越靠近地面升温越明显,其中地面附近200米内,平均升幅在 4°C 左右。同时水汽密度廓线显示(图11b),2日01:00开始,海拔3500米以下水汽密度减小,03:00之后又逐渐增加。这与各站露点温度先减小后增大的演变趋势十分一致,这反映了暖平流中水汽分布的不均匀性。

增温过程中,赛场上空,500hPa受偏西风影响,700hPa和800hPa位于高空槽前的西南气流中。2日02时温度平流的垂直分布显示(图略),赛场上空600hPa以下为暖平流,平

流最大强度为 $1.2 \times 10^{-4} \text{K/s}$ (0.432K/hr)，中心位于 800hPa 附近。在暖平流影响下，赛场上方表现为弱的上升运动。综合温度平流项和垂直运动项（图 11d），赛场上方两项合计最大增温率 $1 \times 10^{-4} \text{K/s}$ (0.36K/hr)。

2 日 02:00 各站风场分布显示（图 11e），赛场周边山顶上表现为一致的西南风，位于谷底的山底站为东南风（上谷风），气流沿着山谷向北吹。可见系统风所带来的暖输送可以从东南方向的谷口北上进入赛场。系统性暖湿输送和弱上升运动共同作用下，赛场上方中云量增多（图略），长波辐射降温作用大大减弱，这为气温的大幅增加创造了有利条件。此外由于增温前谷中存在逆温，因此山底的增幅要大于山顶。

中低层暖平流增温的特点：中低层西南气流中暖平流不但可以影响山顶附近的站点，当偏南分量较大时也可通过赛场所在山谷的东南入口北上，给谷底带来增温，且偏南风越强，增温作用越明显。此外云量增加也对增温有一定贡献。增温过程中，各站露点变化总的来看，增温后较增温前有所增加。

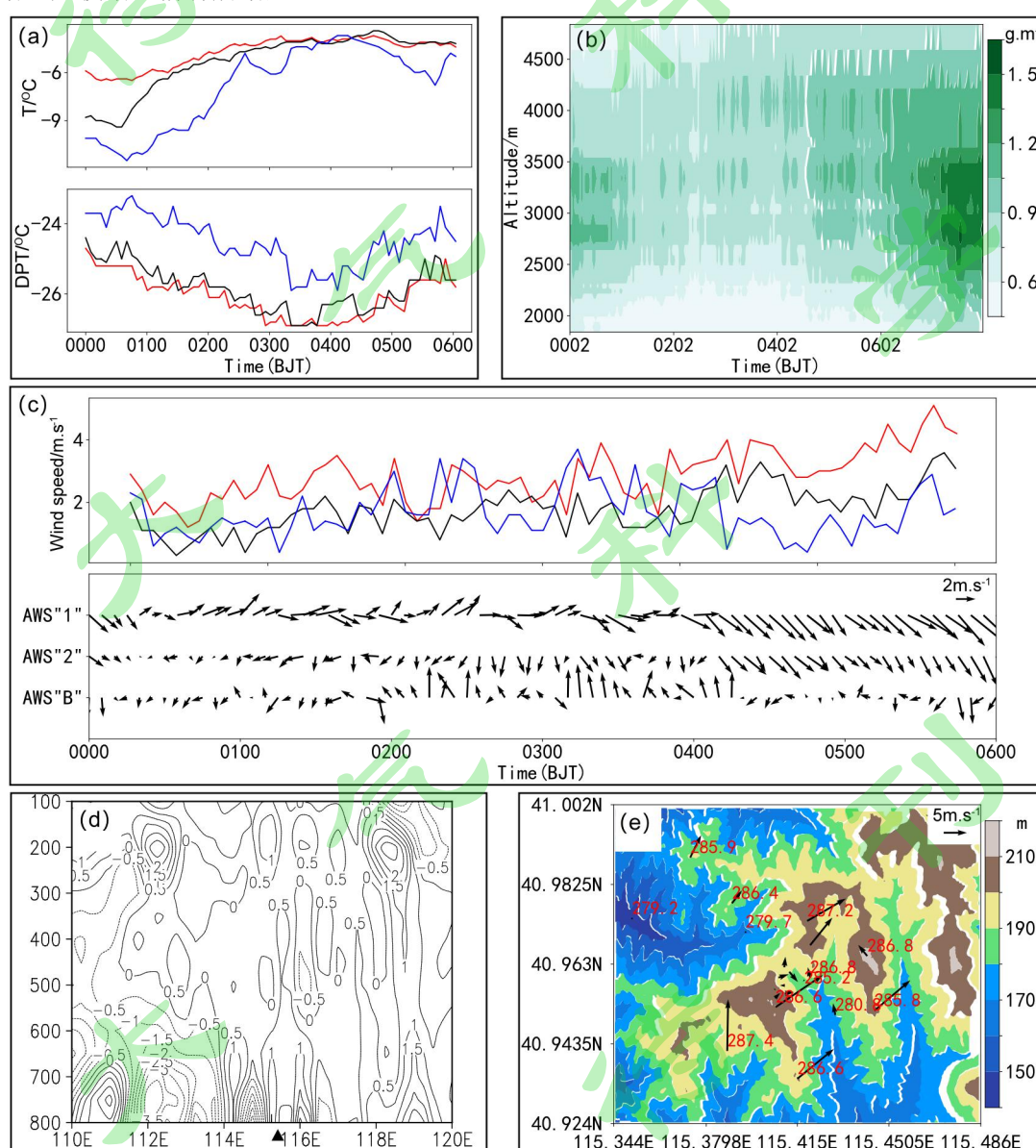


图 11 (a) 温度 (T, 上图)、露点 (DPT, 下图) 时间序列 (红色代表 1 号站, 黑色代表 2 号站, 蓝色代表山底站); (b) 位于北坡中段的微波辐射反演水汽密度垂直廓线演变 (单位: $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$); (c) 风速 (上图, 红色代表 1 号站, 黑色代表 2 号站, 蓝色代表山底站)、风矢量 (下图) 时间序列; (d) 2 日 02

时局地温度变化垂直运动项与温度平流项之和(单位: $\times 10^{-4} \text{K/s}$); (e) 2 日 02 时 地面风场(单位: m/s , 黑色箭头)和温度分布(单位: $^{\circ}\text{C}$, 红色数字)。

Fig. 11 (a) temperature (T, above) and dew point temperature(DPT, below) time series (red stands for station 1, black stands for station 2, blue stands for bottom station); (b)vertical water vapor profile of microwave radiometer located in the middle part of the north slope(units: g/m^3); (c) wind speed change curve every 5 minutes; (d) sum of vertical transport term and advection term of the local temperature change at 02:00 on February 2 (units: $\times 10^{-4} \text{K/s}$); (e) ground wind (units: m/s , black arrow) and temperature (units: $^{\circ}\text{C}$, red digit)distribution at 02:00 on February 2

5 结论与讨论

本文利用 2018 年 11 月-2019 年 3 月、2019 年 11 月-2020 年 3 月期间的自动站资料对发生在河北崇礼云顶冬奥赛场的冬季夜间增温事件进行了统计分析,并基于地基微波辐射、激光测风雷达、风廓线仪以及 NCEP/NCAR 逐 6 小时再分析资料探讨了夜间增温事件可能的形成机制。

(1) 11 月到次年三月,夜间增温在云顶赛场是一种常见现象,出现概率达到 76.9%。夜间增温平均增幅与平均持续时长成正比。同时在赛场所在山谷中,增温次数和增温幅度均随站点海拔高度增加而减小。此外,多数增温事件(67.4%)伴有风速增大的情况,但变湿和变干比例基本相当。

(2) 垂直切变造成的逆温层混合增温特征表现为:垂直风切变迫使逆温层中热量、动量垂直混合,从而造成下层升温、增速。焚风增温特征表现为:背风波强迫产生的加速下沉气流促使谷中和谷底的气温升高、风速增大,并最终使谷中稳定性达到中性。

(3) 整层下沉增温特征表现为:受高压脊前系统性下沉运动影响,温度局地变化垂直运动项的增温作用明显。山顶附近在辐散下沉作用下,风速会加强。中低层暖平流增温特征表现为:偏南风较大时,中低层暖平流可以从山谷的东南入口北上,从而对不同海拔的站点产生增温影响,此外云量增加也对增温有一定贡献。

(4) 焚风增温、整层下沉增温、中低层暖平流增温过程中,当增温开始前谷内存在逆温时,谷底增温幅度可能会明显大于山顶,从而导致增温幅度随高度增加而减小。此外,山顶仅受整层下沉增温和中低层暖平流增温机制的影响,而谷中,四类增温机制均可形成增温事件,这也导致增温事件次数随高度升高而明显减少。

致谢:成都信息工程大学李国平教授对增温事件的形成机制给予了很好的建议。

参考文献 (References)

- Beffrey G, Jaubert G, Dabas A. 2004. Föhn flow and stable air mass in the Rhine valley: The beginning of a MAP event [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130(597): 541-560. doi: 10.1256/qj.02.228
- Doswell C A III, M J Haugland. 2007. A comparison of two cold fronts-Effects of the planetary boundary layer on the mesoscale [J]. *Electronic J. Severe Storms Meteor.*, 2(4): 1-12. <https://ejssm.org/ojs/index.php/ejssm/article/view/30/23> [2021-04-01]
- Flamant C, Drobinski P, Furger M, et al. 2006. Föhn/cold-pool interactions in the Rhine valley during MAP IOP15 [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132(621C): 3035-3058. doi:10.1256/qj.06.36
- 甘茹蕙, 马媛媛, 杨毅, 等. 2016. 兰州地区突发性夜间增温的统计特征 [J]. *兰州大学学报(自然科学版)*, 52(5): 652-659. Gan R, Ma Y, Yang Y, et al. 2016. Statistical characteristics of sudden nocturnal warming events in Lanzhou region [J]. *Lanzhou. Univ. Nat. Sci (in Chinese)*, 52(5): 652-659. doi:10.13885/j.issn.0455-2059.2016.05.014

- Hornsteiner, M. 2005. Local foehn effects in the upper Isar Valley, part 1: Observations [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 88(3-4): 175-192. doi:10.1007/s00703-003-0073-4
- 罗然, 郑永光, 陈敏. 2020. 北京一次罕见夜间突发性强增温事件成因分析 [J]. *气象*, 46(4): 478-489. LUO Ran, ZHENG Yongguang, CHEN Min. 2020. Mechanism of a Rare Night Sudden Intense Warming Event in Beijing and Surrounding Area [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 46(4): 478-489. DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.04.003
- 陆琛莉, 潘士雄, 盛文斌, 等. 2015. 杭州湾北岸一次极端高温过程分析 [J]. *气象科技*, 43(3): 522-529. Lu C, Pan S, Sheng W, et al. 2015. Analysis of an Extreme Heat Process along North Shore of Hangzhou Bay [J]. *Meteor. Sci. Technol. (In Chinese)*, 43(3): 522-529. doi:10.19517/j.1671-6345.2015.03.030
- McPherson R A, Lane J D, Crawford K C, et al. 2011. A climatological analysis of heat bursts in Oklahoma(1994-2009) [J]. *Int. J. Climatol.*, 1(4): 531-544. doi:10.1002/joc.2087
- Ma Y Y, Yang Y, Hu X M, et al. 2015. Characteristics and mechanisms of the sudden warming events in the nocturnal atmospheric boundary layer: a case study using WRF [J]. *J. Meteor. Res.*, 29(5): 747-763. DOI:10.1007/s13351-015-4101-3
- Nallapareddy A, Shapiro A, Gourley J J. 2011. A Climatology of Nocturnal Warming Events Associated with Cold-Frontal Passages in Oklahoma [J]. *Appl. Meteor. Climatol.*, 50(10): 2042-2061. doi:10.1175/JAMC-D-11-020.1
- 钱敏伟, 李军. 1996. 夜间近地面稳定边界层湍流间歇与增温 [J]. *大气科学*, 20(2): 250-254. Qian M, Li J. 1996. Intermittent Turbulence and Temperature Burst in the Nocturnal Surface Layer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 20(2): 250-254. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1996.02.16
- 寿绍文. 2009. 中尺度气象学 [M]. 2 版. 北京: 气象出版社, 55-56. Shou Shaowen. 2009. *Mesoscale Meteorology (in Chinese)* [M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press, 55-56.
- Sanders F, Kessler E. 1999. Frontal analysis in the light of abrupt temperature changes in a shallow valley [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 127(6): 1125-1133. doi:10.1175/1520-0493(1999)127<1125:FAITLO>2.0.CO;2
- Seibert, P. 1990. South foehn studies since the ALPEX experiment [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 43(1): 91-103. doi:10.1007/BF01028112
- Sun J, Mahrt L, Banta R M, et al. 2012. Turbulence Regimes and Turbulence Intermittency in the Stable Boundary Layer during CASES-99 [J]. *J. Atmos. Sci.*, 69(1): 338-351. doi:10.1175/JAS-D-11-082.1
- Sun J, Mahrt L, Nappo C, et al. 2015. Wind and Temperature Oscillations Generated by Wave-Turbulence Interactions in the Stably Stratified Boundary Layers [J]. *J. Atmos. Sci.*, 72(4): 1484-1503. doi:10.1175/JAS-D-14-0129.1
- Schicker I, Seibert P, Mursch E. 2008. Investigation of observed and modelled nocturnal wind and temperature oscillations in an Alpine valley [J]. 1-4. https://www.researchgate.net/publication/228980677_13A_INVESTIGATION_OF_OBSERVED_AND_MODELLED_NOCTURNAL_WIND_AND_TEMPERATURE_OSCILLATIONS_IN_AN_ALPINE_VALLEY [2021-04-01]

- White L D. 2009. Sudden Nocturnal Warming Events in Mississippi [J]. Appl. Meteor. Climatol., 48(4): 758-775. doi:10.1175/2008JAMC1971.1
- Zängl G, Chimani B, Hberli C. 2004. Numerical simulations of the Foehn in the Rhine Valley on 24 October 1999 (MAP IOP 10) [J]. Mon. Wea. Rev., 132(1): 368-389. doi:10.1175/1520-0493(2004)132<0368:NSOTFI>2.0.CO;2
- 王岑, 任保华, 郑建秋, 等. 2017. 2015年12月29日北极地面爆发性增温的成因分析 [J]. 大气科学, 41(6): 1343-1351. Wang C, Ren B, Zheng J, et al. 2017. Mechanism Analysis of the Sudden Arctic Surface Warming On 29 December 2015 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41(6):1343-1351. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1705.16287
- Yu Y, Cai X, King J C, et al. 2005. Numerical simulations of katabatic jumps in coastal land, Antarctica [J]. Bound-Layer Meteor., 114: 413-437. doi:10.1007/s10546-004-9564-1