

1 修改时间：2021-09-30

2
3 尊敬的编辑部专家：

4 您好！首先，感谢您在百忙之中接收和审阅我的稿件。现将这篇论文《河北
5 冬奥赛区一次冷湖过程形成及消散的数值模拟研究》投到贵刊，请组织审阅。

6 冷空气在山谷或盆地的汇集所引起的降温事件被称为冷湖(冷池)效应，其是
7 一种山区常见的天气气候现象。按照其维持时间长短的不同，可分为间歇性冷湖
8 与持续性冷湖两种。依据加密观测资料及数值模拟的结果，国外学者已对不同的
9 冷湖过程进行了一些机理分析并探究了由冷湖引发的空气污染、山地雾问题。由
10 于下垫面条件的复杂及实测资料的匮乏，我国对于冷湖的研究尚处于起步阶段。
11 已有的冷湖事件研究主要基于天气环境特征分析，对冷湖事件的高分辨数值模拟
12 及形成机理的研究较为缺乏。本文对张家口崇礼赛区的一次冷湖过程进行了高分
13 辨率数值模拟，细致再现了冷湖发生演变的过程，揭示出冷湖的形成机制，这对
14 于山地气象的研究以及边界层气象要素的精细化预报是尤为重要的。

15 第24届冬季奥林匹克运动会将在北京和张家口市崇礼区举办。随着赛事的
16 临近，对复杂下垫面条件下精细化气象服务的需求日益提升。赛场气象观测资料
17 的分析表明间歇性冷湖过程在冬季崇礼赛区频发，对于冷湖过程的细致模拟和机
18 理研究也成为冬奥会气象保障及服务的重要内容。

19 本文利用中尺度数值预报模式(WRF)并采用谱逼近方法，对2021年冬奥
20 测试赛期间的一次冷湖过程进行模拟研究，探究了冷湖发展前后风温场的垂直变
21 化规律，揭示了冷湖形成及消亡的具体原因。研究结果表明，静稳的天气形势是
22 冷湖过程维持及发展的背景条件。冷湖发展期间，逆温层由上至下迅速建立，谷
23 底出现偏东—东南向的冷径流。受重力下坡风的影响，冷空气不断向谷底堆积，
24 冷湖深度增加。日出后，越山的系统风重新建立，逆温层从底部消蚀，冷湖结构
25 被打破。夜间的强辐射冷却作用是冷湖形成的主要原因。辐射冷却强度的不同会
26 引起冷湖降温幅度的差异，后半夜辐射冷却作用的突然加强为冷湖中后期的维持
27 及发展创造了有利条件。通过分析冷湖发生前后位温廓线、摩擦速度及边界层高
28 度随时间的演变，均可印证湍流活动的发展是逆温消散、冷湖结构破坏的重要影
29 响因素。

冬奥崇礼赛区一次冷湖过程形成及消散的数值模拟研究*

王雨斐^{1,2}, 李国平¹, 王宗敏³, 平凡²

1 成都信息工程大学大气科学学院, 成都 610225

2 云降水物理与强风暴重点实验室(LACS), 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

3 河北省气象台, 河北 石家庄 050021

摘要: 本文利用中尺度数值预报模式(WRF)并采用谱逼近方法, 对2021年冬奥测试赛期间的一次冷湖过程进行模拟研究, 探究了冷湖发展前后风温场的垂直变化规律, 揭示了冷湖形成及消亡的具体原因。研究结果表明, 静稳的天气形势是冷湖过程维持及发展的大背景条件。冷湖发展期间, 逆温层由上至下迅速建立, 谷底出现偏东—东南向的冷径流。受重力下坡风的影响, 冷空气不断向谷底堆积, 冷湖深度增加。日出后, 越山的系统风重新建立, 逆温层从底部消蚀, 冷湖结构破坏。夜间的强辐射冷却作用是冷湖形成的主要原因之一。辐射冷却强度的差异会引起冷湖降温幅度的差异, 后半夜辐射冷却作用的突然加强为冷湖中后期的维持及发展创造有利条件。通过分析冷湖发生前后位温廓线、摩擦速度及边界层高度随时间的演变, 均可印证湍流活动的发展是逆温消散、冷湖结构破坏的重要影响因素。

关键词: 冷湖 冬奥赛区 逆温 辐射冷却 湍流

中图分类号 P423.3

Numerical Simulation on Formation and Dissipation of a Cold Air Pool in Chongli Winter Olympic Games Area

Wang Yufei^{1,2}, Li Guoping¹, Wang Zongmin³, Ping Fan²

1 School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China

2 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric

收稿日期: 2021-10-8; 网络预出版日期:

作者简介 王雨斐, 女, 1996年出生, 硕士研究生, 主要从事数值模式及资料同化研究。E-mail: 836686089@qq.com

通讯作者 平凡, 男, 研究员, 博导, 主要从事云微物理过程、中尺度动力学研究。E-mail: pingf@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点研究开发项目(2018YFC1506801, 2018YFF0300102, 2018YFF0300101)

Funded by The National Key Research and Development Program of China (Grant No. 2018YFC1506801, 2018YFF0300102, 2018YFF0300101)

Physics(LACS), Beijing 100029, China

3 Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021, China

Abstract Based on the mesoscale regional numerical model (WRF) and spectral nudging method, this study simulates a cold air pool (CAP) process during the 2021 Winter Olympics test competition. In this paper, the vertical change of the wind temperature field during this process has been analyzed, and the specific reasons for the formation and dissipation of the CAP has been revealed. The results show that the stationary synoptic situation is the general background for the maintenance and development of the CAP. During the development of the CAP, the temperature inversion layer was rapidly established from top to bottom, and the southeast cold air flow appeared at the bottom of the valley. Affected by the downward gravitational wind, the cold air accumulated to the bottom of the valley continuously, and the depth of the CAP increased. After sunrise, the large-scale system winds over the mountain was reestablished. The temperature inversion layer was eroded from the bottom, and the structure of the CAP was destroyed. The strong radiation cooling at night time is the main reason for the formation of the CAP. The difference in the intensity of the radiation cooling will cause the difference in the cooling range of the CAP. The sudden enhancement of the radiation cooling after midnight created favorable conditions for the maintenance and development of the CAP in the middle and later periods. By analyzing the evolution of the potential temperature profile, friction velocity and boundary layer height during the process, it can be confirmed that the development of turbulent activity is an important factor in influencing the dissipation of temperature inversion and the destruction of CAP structure.

Keywords: cold air pool, Winter Olympic Games area, temperature inversion, radiation cooling, turbulence

1 引言

特殊的山地地形对中小尺度天气系统具有较为复杂的影响。一方面,由于复杂山地的机械阻挡作用,显著改变了近地面气流的运动方向和流速,形成阻挡、爬坡、绕流、狭管等效应。另一方面,在复杂下垫面条件下,地表可以直接影响局地温度分布,从而造成局地垂直环流的变化(李国平, 2016)。在晴朗、平静的夜晚,靠近地表的冷空气层会逐渐变冷,如若地势较高,冷空气便会受重力作用从山地较高处向下流泄,聚集在山谷或盆地底部,这种冷空气的汇集被称为冷空气池或冷湖(cold air pool, CAP)。盆地或峡谷中的冷湖是山区常见的气候现象,其直径可达几米到几十千米不等(刘昊野等, 2020; Mahrt et al, 2004; Burt et al,

2010)。

按照维持时间长短的不同,冷湖可分为间歇性冷湖(diurnal CAPs)与持续性冷湖(persistent CAPs)两种。间歇性冷湖常在夜间发展,并于次日晨间消散;持续性冷湖往往维持数周,并伴随着空气质量、能见度的下降(Lu et al, 2014)。国外研究成果表明,间歇性冷湖常与地表辐射冷却及近地面层逆温有关(Price et al, 2011; Zhong et al, 2003)。边界层湍流及大气与地表物理量的交换对冷湖的间歇性消散具有重要作用(Mahrt et al, 2004; Zhong et al, 2003)。由于山地观测数据的稀缺及地形的复杂性,早期关于冷湖的数值模拟大多采用理想化地形及物理配置(Zängl, 2003, 2005a, 2005b)。仅有少数研究试图利用真实地形和大气条件模拟冷湖事件(Smith et al, 2010; Wei et al, 2013)。2010年12月1日至2011年2月7日,持续性冷湖外场试验(the Persistent Cold Air Pool Study, PCAPS)在美国犹他州盐湖谷展开。该试验为10个不同强度及时长的冷湖过程提供了详尽的加密观测资料,为冷湖的相关研究及数值模拟打下坚实的基础(Lareau et al, 2013)。结合外场试验的高密度观测数据,有学者利用WRF模式成功模拟出了一次持续性冷湖事件的边界层结构及演变,捕捉到了逆温的建立、维持与消亡,并再现了尤他盐湖的微弱湖风对持续性冷湖的补偿作用(Lu et al, 2014)。通过详尽的敏感性试验分析,该研究同时得出了与持续性冷湖过程较为适配的初始场及参数化方案。除此之外,由持续性冷湖过程所引发的不同天气现象也是国外研究关注的重点。相关文献研究了持续性冷湖与山地雾出现的相关性问题(Chachere et al, 2016)。通过 χ^2 独立性检验(Chi-square test of independence)及条件概率计算发现,持续性冷湖的存在大大提高了山地雾出现的概率。持续性冷湖过程也会造成该地区空气污染的加剧(Chemel et al, 2015; C. David Whiteman et al, 2014)。研究结果表明,过程中产生的负浮力下坡流会将大气污染物运送至山谷冷湖的上方。该研究还量化了冷湖对污染物浓度的影响,表明污染物浓度的大小与下坡流风速、逆温层高度及冷湖顶高度有关。

我国对冷湖的研究源于上个世纪五十年代(傅抱璞, 1983)。利用观测数据的结果及对三维原始方程数值模式的建立,有学者成功模拟出了盆地中的环流形势及冷湖、逆温的形成和消散过程,揭示了对流边界层的发展对逆温消散的影响,提出辐射冷却和下坡风是盆地冷湖与逆温形成的根本原因(陈明等, 1995)。随

着中尺度数值模式 MM5 及 WRF 的广泛应用, 有研究开始利用数值模式模拟复杂山地地形下近地层的风速变化及典型山谷风的环流特征(吴琮等, 2019; 王瑾等, 2012; 席世平等, 2007)。结果表明, 山谷风环流的起止时间、近地层风力大小不仅受热力作用影响, 还受地形作用、植被覆盖及土壤湿度等因素的共同影响(席世平等, 2007; 张耀存等, 1995)。

第 24 届冬季奥林匹克运动会将在北京和张家口市崇礼区举办。张家口赛区承担着冬季两项(简称冬两)、越野滑雪、跳台滑雪、自由式滑雪等大部分雪上项目。雪上项目大多在沟壑纵横、地形复杂的山区进行。随着赛事的临近, 对复杂下垫面条件下精细化气象服务的需求日益提升(刘昊野等, 2020)。目前, 针对延庆—张家口一带的复杂山地地形, 已有学者详细研究了该地区冬季山谷风的特征, 这对冬季风场预报具有极高的参考价值(贾春晖等, 2019)。按照风持续性类型分类, 崇礼冬两赛区属于小峡谷型。风持续性日变化特征呈单峰分布, 夜间小, 白天大; 平均风速日变化与风持续性分布较为一致。这两点间接验证了该地区冷湖的存在。除此之外, 有学者利用崇礼赛区山坡及谷底的自动气象站观测资料, 揭示了该区夜间冷湖的出现及消亡的时空演变规律(刘昊野等, 2020)。这些成果都为冬两场地山谷冷湖的研究打下了良好的基础。但由于冬两场地探空资料的匮乏(缺少风廓线雷达及微波辐射计资料), 仅有的自动气象站观测资料已无法满足精细化预报的要求。虽然冬两场地已加设气象实验站点, 并构成梯度气象观测系统, 但仍无法精细探索山谷上空风、温场的分布, 这成为研究该地区冷湖过程的主要阻碍。为深入理解复杂山谷地形下间歇性冷湖过程形成及消散的具体原因, 本文拟利用 WRF 模式对北京冬奥崇礼赛区测试赛期间的一次间歇性冷湖过程进行高分辨率模拟, 并依据高分辨率数值模拟结果对该过程进行针对性研究, 以期进一步提升冬两场地的赛区气象预报保障水平, 提高温度预报的准确率。

2 研究区域及背景天气概况

2.1 研究区域及个例概况

本文选定的主要研究区域为张家口市崇礼赛区。崇礼赛区隶属阴山山脉东段至大马山群山支系和燕山余脉的交界地带, 山脉多为东北—西南及东—西走向。

赛区中的观测站点包括云顶站、跳台站、冬两站及越野站（如图 1）。其中，冬季两项 1 号观测站（简称“冬两 1 号站”,B1638）位于国家冬季两项中心靶场的中点，海拔高度约为 1650m。2021 年 2 月 23 日 17 时至 24 日 08 时，冬两 1 号站出现了异常的气温变化。自 23 日 17 时起，冬两 1 号站的气温迅速降低。23 日 23 时至 24 日 08 时，冷湖结构建立，该站的温度稳定维持在-12℃左右。24 日 08 时后，伴随着日出，该站温度快速回升，冷湖消散。与冬两 1 号站相邻的越野 2 号站（B1649）于 23 日夜间至 24 日清晨也有冷湖出现，但其强度远不如冬两 1 号站。冷湖稳定维持期间，冬两 1 号站及越野 2 号站的风速均较小，两站的平均风速为 1—2m/s。

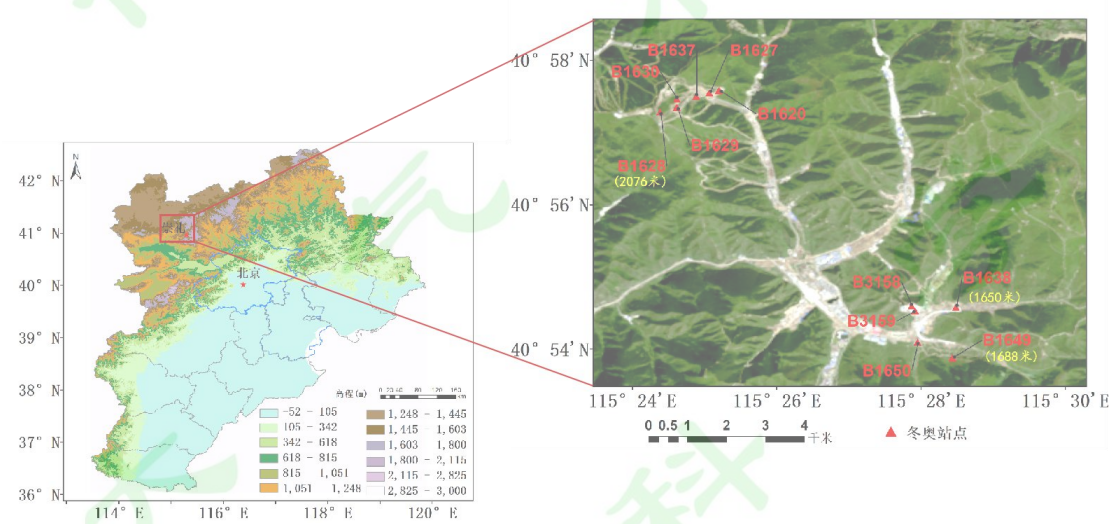


图 1 张家口市崇礼赛区站点分布

Fig.1 Geographical distribution and automatic stations in Competition area of Chongli, Zhangjiakou

2.2 背景天气形势分析

图 2、图 3 为 2021 年 2 月 23 日 20 时的天气形势图。从 FY-2F 卫星的 TBB 图像上可以看出,2 月 23 日夜间，崇礼赛区以多云天气为主，中云覆盖整个赛区。从环流形势上看，该区位于高空 500hPa 高脊前部，受偏西气流控制；700hPa 高度上,崇礼赛区位于高空脊区，以偏西气流为主；850hPa 高度上,该区受偏南风控制，风速较小，平均风速约为 4m/s；在地面天气图上，崇礼赛区位于高低压中心的交界地带，风向以偏东风为主，风速较小。综上所述，在 500 至 850hPa,崇礼赛区受高脊控制，高空以下沉运动为主，低层风速较弱，天气形势静稳。

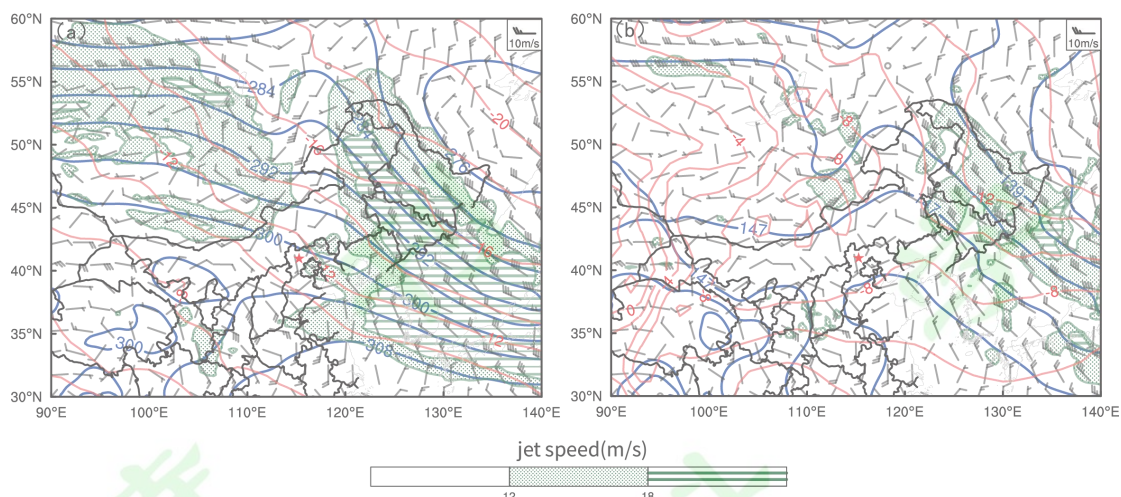


图 2 2021 年 2 月 23 日 20:00(CST)700 (图 a) 及 850hPa (图 b) 位势高度场 (蓝色等值线, 单位: 10gpm)、风场 (风羽, 单位: m/s)、温度场 (红色等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 及急流区 (绿色阴影, 单位: m/s)。红色五角星为崇礼赛区, 下同。

Fig.2 Weather charts of 700hPa (a) and 850hPa (b) at 20:00(CST) 23 February 2021. Geopotential height (blue contour, unit: 10gpm), wind (vector, unit: m/s), temperature (red contour, unit: $^{\circ}\text{C}$), and wind jet (green shaded area, unit: m/s). Competition area of Chongli is distinguished by red star.

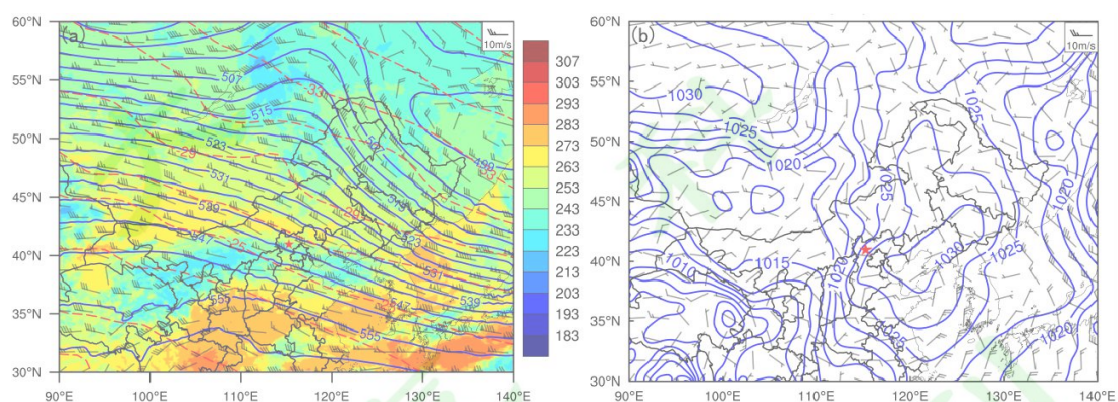


图 3 2021 年 2 月 23 日 20:00 (CST) 500hPa 位势高度场 (蓝色等值线, 单位: 10gpm)、风场 (风羽, 单位: m/s) 及 FY-2F 卫星 TBB (填色, 单位: K) (图 a), 海平面气压场 (蓝色等值线, 单位: hPa) 及地面风场 (风羽, 单位: m/s) (图 b)

Fig.2 Weather charts of 500hPa and sea level pressure field at 20:00(CST) 23 February 2021. Geopotential height (blue contour, unit: 10gpm), wind (vector, unit: m/s), FY-2E TBB (color shadow, unit: K) (a), sea level pressure field (blue contour, unit: hPa) (b)

3 数值模式方案设计

3.1 模式配置

本文选用美国国家大气研究中心（NCAR）等机构开发的 WRF-ARW V4.1.5 作为赛区的预报模式。与以往的中尺度预报模式相比，WRF 模式的精度更高，重点解决时效在 60h 以内的有限区域天气预报和模拟问题，因此可应用于具有日变化的间歇性冷湖过程模拟。WRF 采用地形追随坐标，简化了下边界条件，避免气压坐标或等位温坐标与地面相截所带来的复杂边界问题，使模式对崇礼山区陡峭地形的处理更为合理。本次模拟采用单向三重嵌套，垂直方向为 81 层，模式顶高为 50hPa。三重嵌套网格的水平分辨率依次为 4.05km、1.35km 及 0.45km，格点数均为 361×361。模拟的区域设置如图 4 所示，最内层嵌套包含整个崇礼赛区。

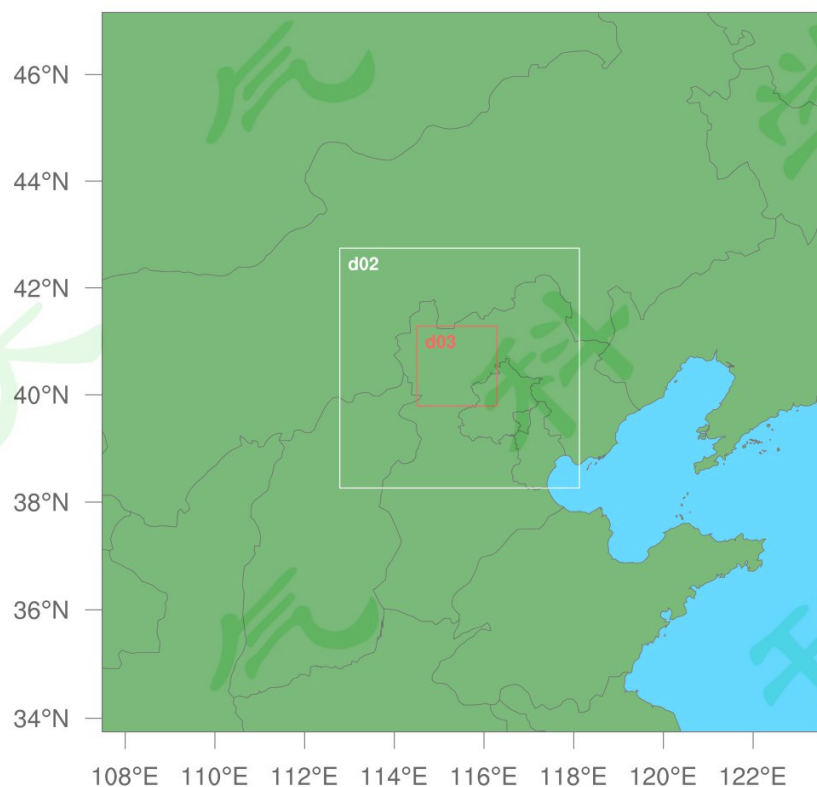


图 4 模拟区域设置

Fig.4 Model domain for numerical simulation

本文的模拟时间选定为 2021 年 2 月 23 日 08 时至 2 月 25 日 20 时（北京时，下同），并已去除 6h 的 spin-up 时间。初始背景场资料（包括初始条件及边界条

件) 采用 ECMWF 提供的 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的 ERA5 再分析资料,每 1h 输入一次。
 通过批量的敏感性试验, 本文优选出最优的参数化方案, 各方案的配置如表 1
 所示。微物理方案采用 Morrison 2-moment 方案、辐射方案选取 RRTMG 短波及长波
 方案、陆面过程采取热交换方案、边界层方案采取更适合复杂地形的 YSU 方案
 以及采用与边界层方案相适配的 MM5 相似理论近地面层方案。

表 1 WRF 模式参数化方案配置

Table 1 Mode parameterization scheme setting

	d01	d02	d03
Microphysics	Morrison 2-moment Scheme		
Longwave Radiation	RRTMG Longwave Schemes		
Shortwave Radiation	RRTMG Shortwave Schemes		
Land Surface Model	Thermal Diffusion Scheme		
Surface Layer	Revised MM5 Scheme		
Planetary Boundary Layer Physics	Yonsei University Scheme		

3.2 牛顿松弛逼近 (Nudging) 方法的应用

牛顿松弛逼近技术, 是在预报开始的一个时段内, 通过在一个或几个预报方
 程中增加一个与预报和实况的差值成比例的虚假倾向项, 借助模式动力框架, 使
 模式输出结果松弛逼近到观测资料或再分析资料的一种四维同化方法。目前, 在
 WRF 模式中, 存在分析逼近法 (Analysis Nudging)、观测逼近法 (Observation
 Nudging) 以及谱逼近法 (Spectral Nudging) 三种。其中, 分析逼近法及观测逼
 近法对欲引入的外源强迫场中的各尺度信息进行无区别对待, 从而向模式添加了
 很多外源性的中小尺度信息。这种外源性的中小尺度信息很可能对模式本身模拟
 出的中小尺度信息造成影响, 从而不利于模拟结果。而谱逼近方法则是利用再分
 析资料作为驱动场, 在谱空间向模式区域内加入逼近项, 对指定模式变量的大尺
 度场进行调整。所添加的强迫项主要在垂直向的较高层面, 这可使模式与驱动场
 在较高层面的大尺度场保持一致, 低层则可自由发展中小尺度活动。针对谱逼近
 方法的这些特点, 可使得区域模式在较高层面上与驱动场的偏差减小, 同时又可

发挥区域模式的优点自主发展对流层低层的中小尺度过程(王淑莉等, 2016)。当使用谱逼近法向模拟区内某变量的大尺度谱空间添加逼近项时, 以如下公式进行:

$$\alpha_R(L_G \cap L_R) = [1 - \eta(\delta)]\alpha_R^*(L_G \cap L_R) + \eta(\delta)\alpha_G(L_G \cap L_R) \quad (1)$$

其中, L_G 和 L_R 代表全球和区域模式中的大尺度谱空间; $(L_G \cap L_R)$ 代表大尺度驱动场和区域模式场通过傅里叶变换进行谱分解后, 在长波谱区域的交集; α_G 、 α_R 、 α_R^* 分别为大尺度驱动场、逼近场和区域模式模拟场中的变量; η 为逼近系数, 其为高度的函数; 参数 δ 为垂直坐标。

本次模拟在上述参数化方案确定的基础上, 将谱逼近方法引入模拟过程中。在冷湖过程开始前的 14h (2 月 23 日 02 时至 23 日 16 时) 中, 将谱逼近方法添加在模式最外层, 从而使得冷湖过程开始前控制模式的积分预报与大尺度驱动场资料能够保持一致, 并可保留其自身产生的小尺度信息。随后的一小时 (23 日 16 时至 23 日 17 时) 内逐渐关闭谱逼近, 由模式自身模拟预报整个冷湖过程。模拟结果显示, 谱逼近方法大大改善了冷湖过程中近地面温度的模拟。

3.3 其他资料的分析应用

本文利用河北崇礼赛区 2021 年 2 月 23 日 08 时至 24 日 18 时 8 个自动站点的逐小时 2m 温度资料用于模拟结果的对比分析; 利用分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的 ERA5 再分析数据绘制 2021 年 2 月 23 日 20 时的环流形势图; 利用国家卫星中心的 FY-2F 卫星红外云顶黑体亮温 (TBB) 资料对同时刻的天气形势进行辅助分析。

4 模拟结果验证

图 5 给出了 2021 年 2 月 23 日 08 时至 24 日 18 时崇礼赛区 8 个测站的 2m 温度模拟结果与观测值的对比。可以看出, WRF 模式较好地模拟出了近地面温度的日变化特征, 模拟结果的高值区均出现在下午 2 时左右, 低值区均出现在夜间, 模拟与观测的高低值区分布较为一致。结合表 2 可以看出, 云顶站区 (B1620、B1627、B1628、B1629、B1630、B1637、B1638, 6 个站点) 内, 各站点与观测

的相关系数均达到 0.90 及以上, B1627、B1637 两站的相关系数高达 0.97。云顶站区内各站点的均方根误差也较小, 各站点的均方根误差不超过 2.31℃, B1629 站的均方根误差更是低至 1.04℃。以上分析均表明, 模式对云顶站区 2m 温度的模拟具有很好的模拟效果。越野 2 号站 (B1649) 也具有较好的模拟效果, 模拟结果与观测曲线的趋势较为一致, 但其对日间最高温度与夜间低温的模拟仍存在一定的偏差。在冬两 1 号站 (B1638), 模式同样能模拟出近地面温度的演变趋势, 模拟结果与观测结果具有很高的相关性。但模式对该站夜间低温的模拟略显不足, 模拟的温度偏高。夜间产生的暖偏差与地表能量模拟的偏差有直接关系。可能由于模式低估了该站夜间的长波辐射损失, 使得夜间模拟出的净辐射的能量损失较小, 这是夜间出现暖偏差的直接原因。虽然冬两 1 号站的模拟效果与实况相比仍具有一定的差距, 但其与前期的敏感性试验结果及历史偏差订正结果相比已经得到了较大程度的改善, 具有一定的指示意义。

从图 5 中近地面温度观测值的演变趋势上看, 23 日夜间冬两 1 号站的降温幅度相比于其他站点更为剧烈, 最低温度的持续时间也更长, 满足冷湖过程生成和发展的条件, 是一个较为明显的冷湖过程。所以, 冬两 1 号站及周边区域的冷湖生消发展是本文研究的重点。相比于冬两 1 号站, 在越野 2 号站夜间, 冷湖也具有一定程度的发展, 但其强度明显弱于冬两 1 号站, 可用于本文的对比分析。

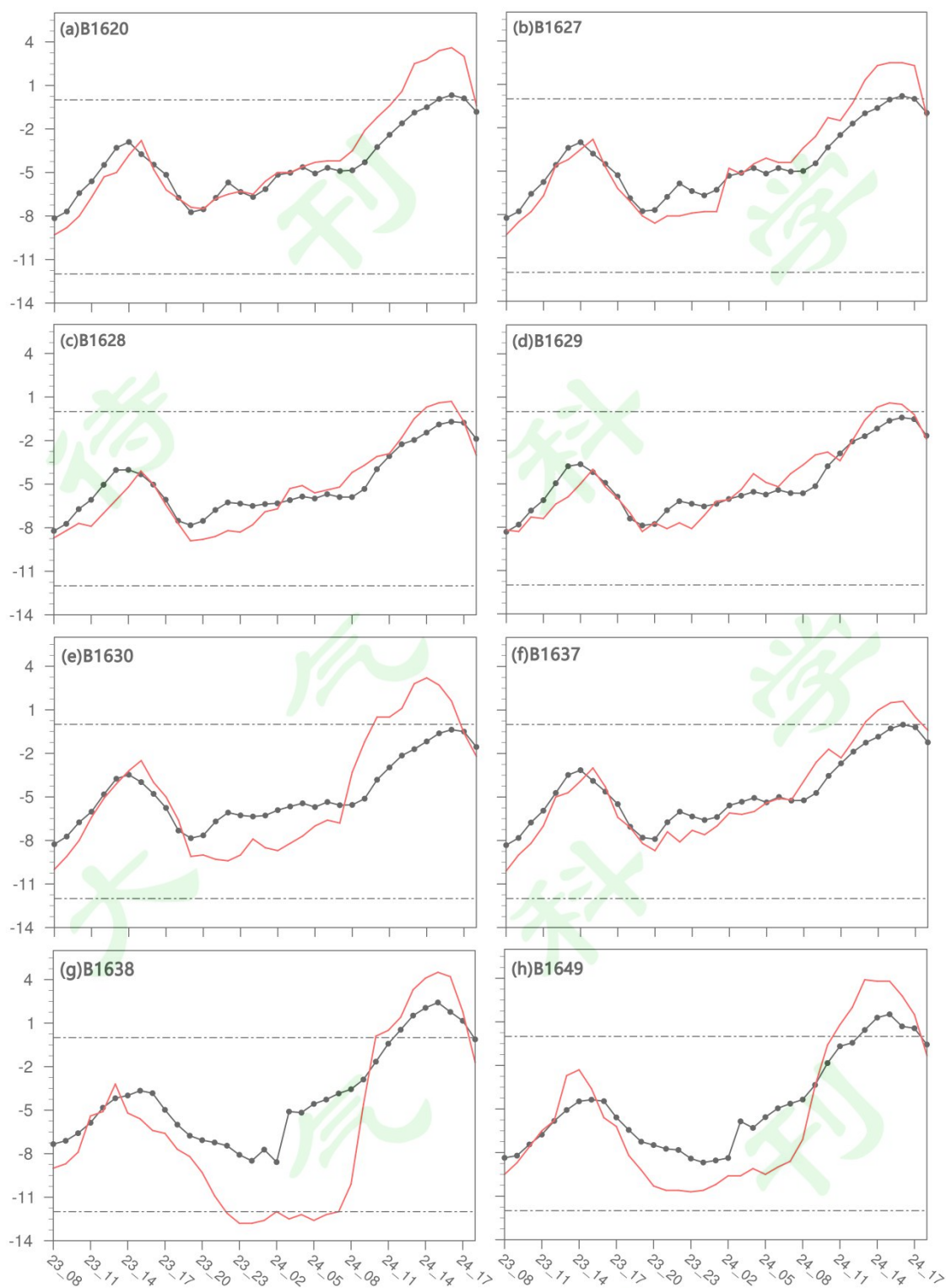


图5 2021年2月23日08时至24日18时崇礼赛区8个测站的2m温度观测值(红色实线)与模拟值(黑色带圈实线)的比较。(纵坐标为2m温度,单位:℃;横坐标为时间,每3h间隔)

Fig.5 Comparison of 2m temperature observations (red solid lines) and simulated values (black solid lines with circles) at 8 stations in the Chongli competition area from 08:00 on 23 February

to 18:00 on 24 February 2021. (The ordinate is 2m temperature, unit: °C; the abscissa is time,
every 3h interval)

表 2 8 个测站 2m 温度的模拟效果分析

Table 2 Analysis of Simulation Effect of 2m Temperature at 8 automatic stations

	B1620	B1627	B1628	B1629	B1630	B1637	B1638	B1649
相关系数(corr)	0.96	0.97	0.93	0.93	0.90	0.97	0.89	0.94
均方根误差(rmse)/°C	1.58	1.38	1.19	1.04	2.31	1.12	3.83	2.23

5 模拟结果分析

5.1 局地环流对冷湖过程的影响

5.1.1 局地垂直环流的日变化

从图 1 中可以看出, 冬两 1 号站 (B1638) 位于两座相对山脉间的沟壑之中, 属于小峡谷型地形(贾春晖等, 2019)。为了更好地分析冬两 1 号站及周边地区的冷湖发展及演变趋势, 本文利用 WRF 的模拟结果, 分别沿 115.47° E、40.91° N (即 B1638 站所在位置) 绘制风场及位温场的垂直剖面图。陈明等学者 (1995) 曾将盆地中具有日周期变化的局地环流系统清楚地分为夜间环流型、晨间转换型、白天环流型及夜间转换型四种类别。参考陈明等学者的研究成果并依据本次冷湖过程的发展特点, 本文分别选取 2021 年 2 月 23 日 18 时 (夜间转换型)、24 日 01 时 (夜间环流型)、24 日 08 (晨间转换型) 时及 24 日 15 时 (白天环流型) 这四个代表性时次进行研究。

图 6 为上述四个时次沿冬两 1 号站东西向截取的垂直剖面图, 红色三角为站点所在位置。冬两 1 号站位于谷底区域, 峡谷内 (115.45° E~115.49° E) 部地势稍有起伏, 但总体上以东高西低的地势分布为主。其中, 图 6(a)为日落前后 (23 日 18 时) 的风温场配置。可以看出, 在该时刻, 高层以平直西风为主, 风速随高度的降低逐渐减小。在约 2km 的高度上, 存在风向垂直切变。此处风向反向, 以较弱的东风为主。近地面层上, 温度已相对较低, 风沿山脉走势缓慢向西流动, 推动冷空气缓慢向西汇集。结合此时刻的温度层结曲线 (图略), 可看出在 18 时高空的逆温层结已经形成, 冷湖过程已逐渐开始建立。

随后,随着时间的推移,由于地面通过长波辐射不断损失热量,峡谷中的逆温层结迅速加强并不断向低层扩展(如图 8(a))。至 24 日 01 时,逆温层厚度已达到最大并稳定维持。同时,结合夜间环流型图像(图 6(b)),可看出冷湖结构随时间不断发展、加深,峡谷中地势较低处伴随着冷空气的不断堆积并向上蔓延。此时刻,高层仍以水平东移的系统风为主。在大气低层,稳定层结已经建立,风沿地势由东向西缓慢移动,并产生一定的重力下坡风。该密度流不断叠加在冷垫之上,造成冷空气下泄汇聚。需要注意的是,此时风向切变的高度已由 2km 下移至 1.88km。相比上一个时次,高空中存在一定程度的动量下传。

从夜间环流型向白天环流型的转变过程中,温度场及流场的变化变得较为复杂。由于受到太阳短波辐射的影响,至 24 日 08 时(图 6(c)),冬两 1 号站及相邻低谷区的冷湖快速消亡,115.52° E 附近仍存在一些冷湖残留。由图 8(b)中可以看出,随着地表加热的不断增强,湍流活动逐渐增强,低层的逆温由于湍流活动的增强而逐渐消失。在此刻,高空 2000 至 2300m 处仍有部分夜间逆温残余,形成一个明显的稳定核区。从流场上看,24 日 08 时,高空风场逐渐增强。伴随着地面的不断加热,近地层风速也逐渐增大。随着系统风的增强,冷湖发展维持期间的微弱东风已逐渐被越山的系统西风气流所取代。

24 日 08 时后,地表加热继续增强,对流边界层继续向上发展,逆温厚度逐渐变薄。至 24 日 12 时,逆温层已经消失。24 日 15 时(图 6(d)),峡谷上空的位温场整体增强,达到 290k 以上。值得注意的是,在峡谷的边缘高地(115.49° E)上,由于受热强烈,存在明显的上升运动,并引发高地两侧的强上坡风环流。

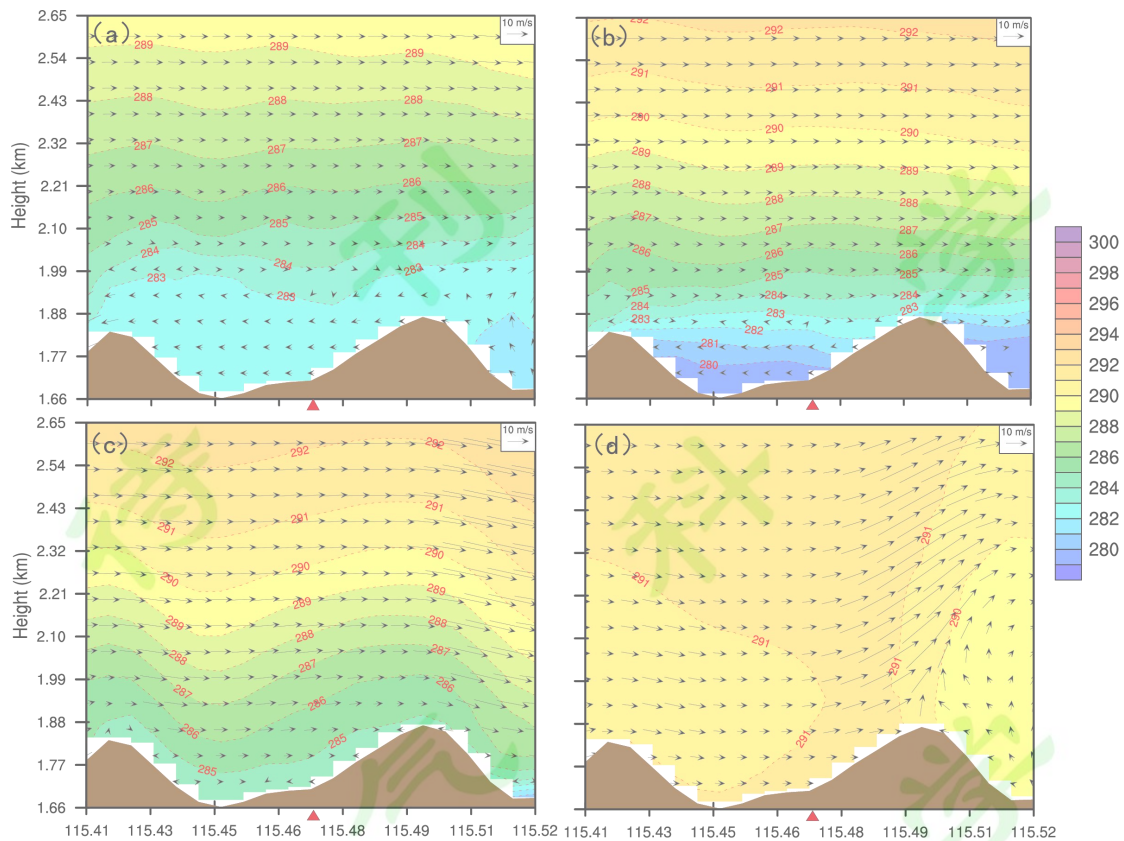


图 6 2021 年 2 月 23 日 18 时(a)、24 日 01 时(b)、24 日 08 时(c)及 24 日 15 时(d)沿冬两 1 号测站东西剖面上的风温场。(图中棕色区域为地形；黑色箭头为矢量风，单位：m/s；填色及等值线为位温，单位：K) 红色三角为站点所在位置(下同)

Fig.6 The wind temperature field on the east-west section of Dongliang No.1 station at 18:00 (a) on 23 February, 01:00 (b), 08:00 (c), and 15:00 (d) on the 24 of February 2021. (The brown area is the terrain; the black arrow is the vector wind, unit: m/s; the color and the contour are the potential temperature, unit: K) The red triangle is the location of the station (the same below)

类似地，图 7 为相同时次冬两 1 号站南北向剖面的风温场。23 日 18 时(图 7(a))，谷底的冷却过程已经开始。谷中的温度已下降至 283k,峡谷南侧的沟壑处(40.84—40.88° N)温度已下降至 282k。风场上，高空以偏北气流为主；近地层以偏南气流为主，风速较小。在峡谷及南侧沟壑上方约 2.32 至 2.46km 高度上，存在一定程度的下沉运动，南侧沟壑处的下沉运动略强于峡谷上方的下沉运动，此时冷湖逐渐发展建立。至 24 日 01 时(图 7(b))，峡谷上方及南侧沟壑处的冷湖已完全建立。由于深度更深，南侧沟壑处的冷空气堆积更为剧烈，冷湖结构更加

深厚。流场上，高空已完全被较弱的偏南气流控制。贴地层上，峡谷中仍以微弱
 的偏南气流为主，而南侧沟壑中则以微弱的偏北气流为主导。24 日 08 时(图 7(c))
 为清晨转换流型。可以看出，此时峡谷中的冷湖结构已经消亡，南侧沟壑处仍保
 留一些冷湖残余。流场上，高空已转变为系统性的偏北风，风速与上个时次相比
 明显增大。峡谷上方 1.88 至 2.21km 高度上出现较强的上升运动，致使逆温层逐
 渐被破坏，直至消失。至 24 日 15 时，冷湖过程已完全消散。位于 40.89°N 的
 山地两侧出现明显的上坡风。两侧上坡风在山地上空交汇，产生出较强的上升运
 动。

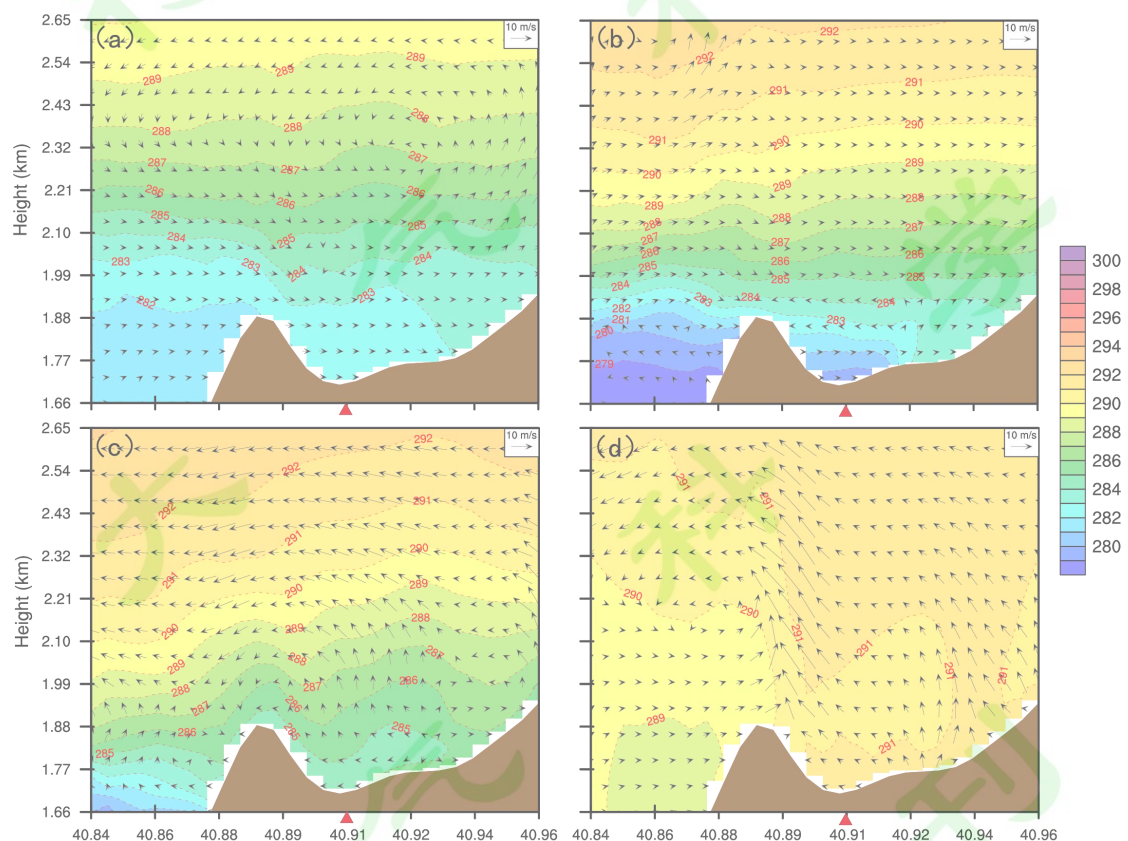


图 7 2021 年 2 月 23 日 18 时(a)、24 日 01 时(b)、24 日 08 时(c)及 24 日 15 时(d):沿冬两 1
 号测站南北剖面上的风温场。(图中棕色区域为地形；黑色箭头为矢量风，单位：m/s；填
 色及等值线为位温，单位：K)

Fig.7 The wind temperature field on the north-south section of Dongliang No.1 station at 18:00 (a)
 on 23 February, 01:00 (b), 08:00 (c), and 15:00 (d) on the 24 of February 2021. (The brown area
 is the terrain; the black arrow is the vector wind, unit: m/s; the color and the contour are the
 potential temperature,unit:K)

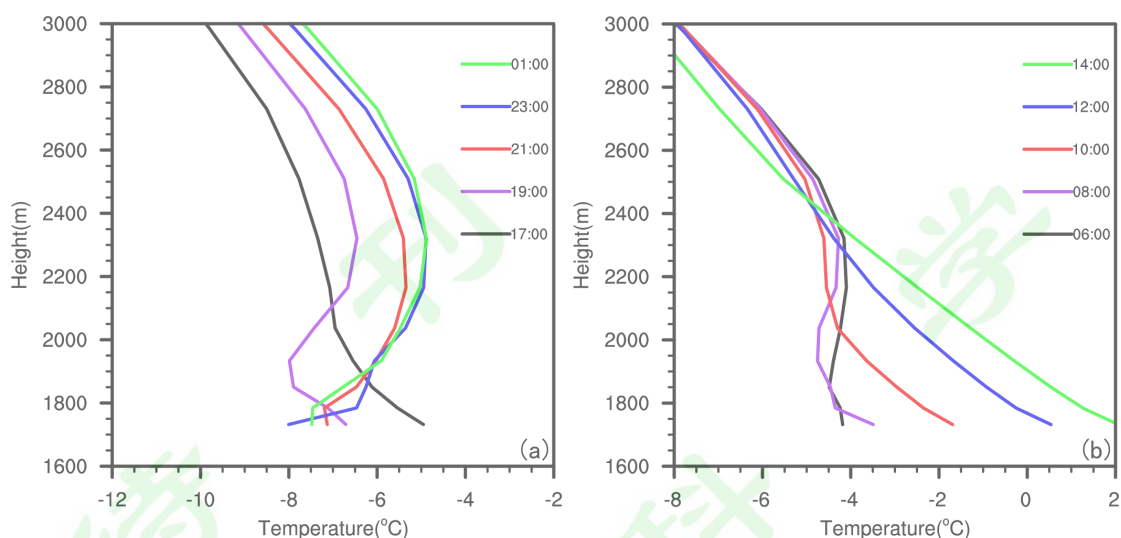


图 8 冬两 1 号站点各不同时刻温度随高度的变化

Fig.8 Changes of temperature with altitude at different times at Dongliang No. 1 station

5.1.2 地形影响下的局地环流差异对冷湖过程带来的影响

从图 5 近地面温度的演变趋势上看，相比于其他站点，冬两 1 号站及越野 2 号站均具有一定程度的冷湖发展，但越野 2 号站在夜间的冷湖强度明显弱于冬两 1 号站。下面，本文便从环流的角度解释两站冷湖强度差异性的原因。

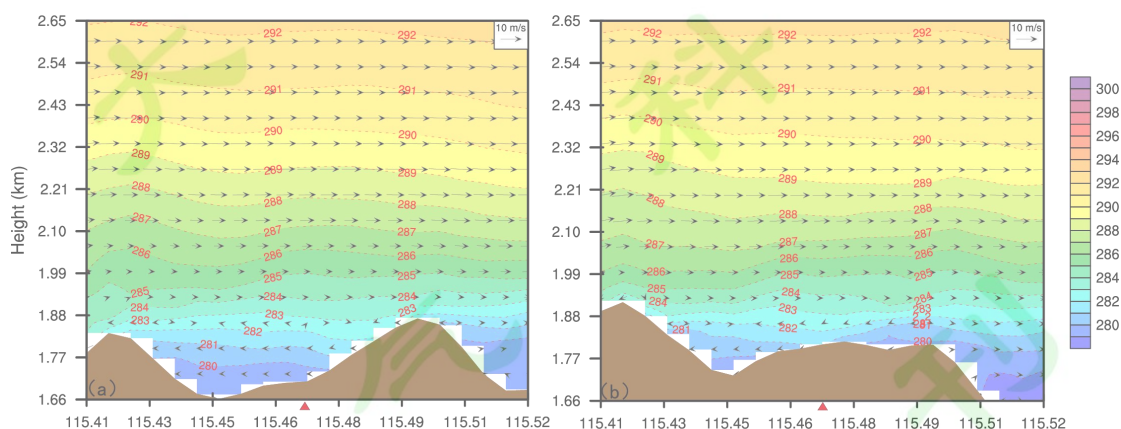


图 9 2 月 24 日 01 时冬两 1 号站（图 a）及越野 2 号站（图 b）沿各站所在纬度剖取的风温场的垂直剖面图(其中，棕色区域为地形；黑色箭头为矢量风，单位：m/s；填色及等值线为位温，单位：K)（红色三角代表各站所在位置，下同）

Fig.9 The wind temperature field on the east-west section of Dongliang No.1 station and Yueye No.2 Station at 01:00 on the 24 of February. (The brown area is the terrain; the black arrow is the vector wind, unit: m/s; the color and the contour are the potential temperature,unit:K) The red triangle is the location of the station (the same below)

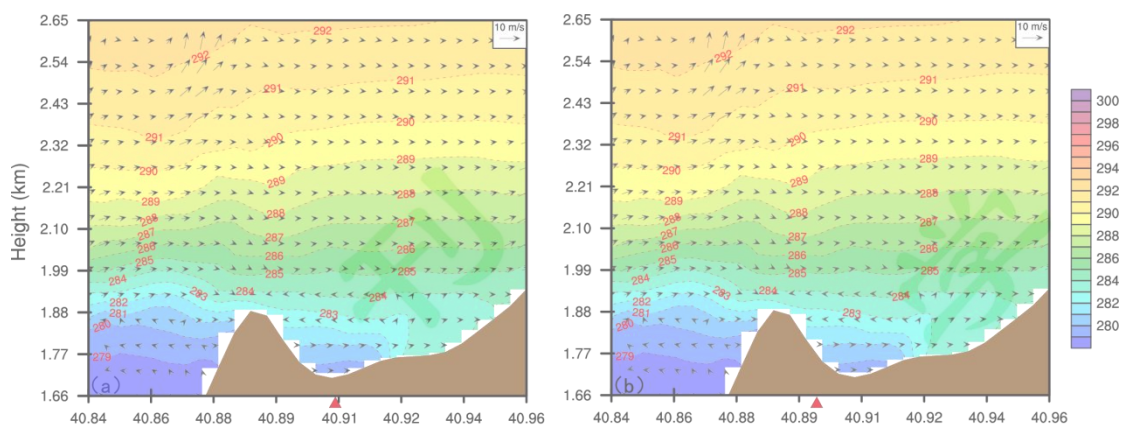


图 10 2 月 24 日 01 时冬两 1 号站（图 a）及越野 2 号站（图 b）沿各站所在经度剖取的风温场的垂直剖面图（其中，棕色区域为地形；黑色箭头为矢量风，单位：m/s；填色及等值为位温，单位：K）

Fig.10 The wind temperature field on the north-south section of Dongliang No.1 station and Yueye No.2 Station at 01:00 on the 24 of February . (The brown area is the terrain; the black arrow is the vector wind, unit: m/s; the color and the contour are the potential temperature,unit:K) The red triangle is the location of the station (the same below)

图 9、10 为 24 日 01 时（即冷湖在夜间稳定维持的时刻）冬两 1 号站与越野 2 号站风温场剖面图的对比。其中，图 9 分别沿两站所在纬度进行剖面，图 10 沿两站所在经度进行剖面，红色三角代表两站所处位置。由图可见，由于本次冷湖过程以静稳天气为背景，近地面多受小风或静风控制，所以两站在近地面风速大小上并无太大差异。但两站所处地形却有较大不同。冬两 1 号站位于两座相对山脉间的狭长沟壑之中，且该沟壑以东高西低的地势分布为主（如图 9（a））。而越野 2 号站却处在山坡之上，其站点高度比冬两 1 号站高出 37.3 米左右。在天气条件静稳、背景风较小时，山顶冷空气易受重力作用下沉。于冬两 1 号站而言，南侧较高的相对山脉会为该站带来具有偏南分量的下坡风（图 10（a））；东高西低的狭长沟壑会为该站带来偏东分量的下谷风（图 9（a））。寒冷的下坡风与下谷风在冬两 1 号站缓慢交汇、下沉，最终在冬两 1 号站形成较强的冷湖过程（图 12）。越野 2 号站由于海拔较高，在图 9（b）中可看出该站并不处于东西向沟壑之中。所以，越野 2 号站主要受下坡风影响，而受下谷风的影响较弱。另一方面，由于所受到的下坡风、下谷风以偏东或偏东南气流为主，所以两站在近地面风场上均表现为东南风（图 11）。

综上所述，冬两 1 号站在南—北向及东—西向均处于较低的地势之中。这种较低地势一方面更有利于寒冷的下坡风及下谷风的形成，另一方面也利于各冷径流的汇集，所以更易在夜间生成较强冷湖。而越野 2 号站海拔相对较高，较高地势及仅有的下坡流不足以产生强度更强的冷湖。所以，地形影响下的局地环流不同是造成两站冷湖强度差异的原因之一。

以上分析较为清楚地再现了冬两 1 号测站及周边地区冷湖生消发展过程中的流场及位温场的变化并从局地环流的角度探索了两测站冷湖强度差异性的原因。为进一步探究冷湖形成及消散的根本原因，本文将从辐射、湍流活动两方面入手，针对本次冷湖过程进行更为细致的分析。

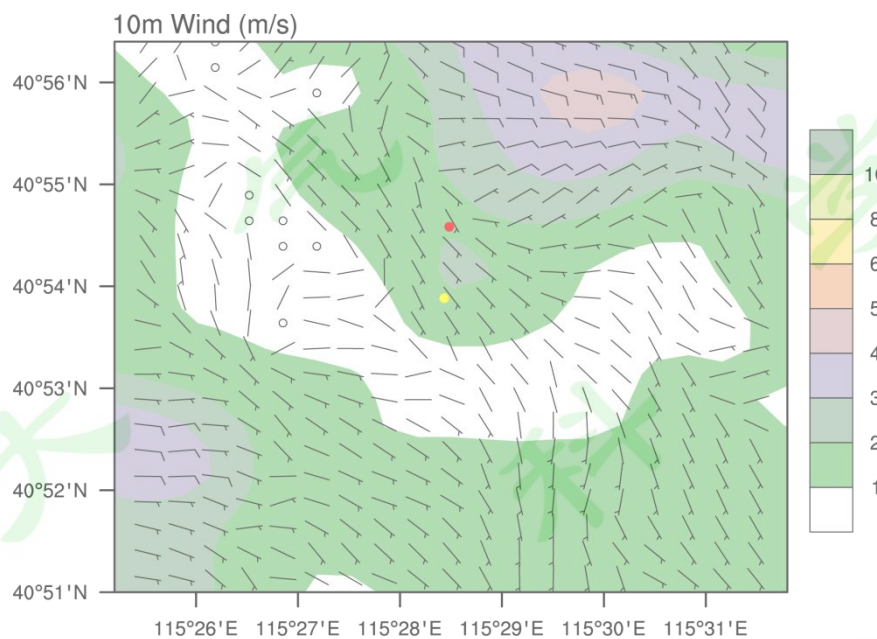


图 11 24 日 01 时冬两赛区内 10 米风场平面图（黑色箭头为矢量风，填色代表风速大小。

单位：m/s）（红色圆点代表冬两 1 号站；黄色圆点代表越野 2 号站）

Fig.11 10m wind vectors in Dongliang area at 01:00 on the 24 of February (the black arrow is the vector wind, the color is the wind speed, unit: m/s)



图 12 冬两赛区高分辨率地形截图（黄色三角为冬两 1 号站位置）

Fig.12 High resolution terrain screenshots of Dongliang area (The yellow triangle is the location of Dongliang No.1 station)

5.2 辐射作用对冷湖过程的影响

地面净辐射为地面接收到的来自太阳和大气层中的各种辐射与地表向外放射和反射的各种辐射的差额(李玉海, 1977)。地面接收到的短波辐射有两种，一种为太阳直接辐射，另一种是太阳辐射被大气层散射后射向地面的散射辐射。地面接收到的唯一长波辐射为大气逆辐射。这三种辐射共同构成地面的辐射收入。地面向大气的支出辐射也有三种，分别为地面长波辐射、地面对太阳短波辐射的反射及地面对大气逆辐射的反射（该量值甚微）。根据组成地面净辐射的各个辐射因子，可将地面净辐射方程式列出如下：

$$B = (S' + D + E_A) - (R_K + E_B) \quad (2)$$

式中，地面净辐射以 B 表示； S' 为水平面上的太阳直接辐射； D 为大气散射辐射； E_A 为大气逆辐射； R_K 为地面短波散射辐射； E_B 为地面长波辐射。若将地面有效辐射定义为 $E = E_A - E_B$ ，地面反射率定义为 $A_K = R_K / (S' + D)$ ，地面净辐射则可用地面吸收的太阳辐射与地面有效辐射的代数和表示：

$$B = (S' + D) \cdot (1 - A_K) + E \quad (3)$$

5.2.1 崇礼赛区瞬时地表净辐射通量分布

为进一步探究辐射作用对本次冷湖过程生消发展带来的影响，本文分别绘制了崇礼赛区 2021 年 2 月 23 日 18 时、24 日 01 时、24 日 04、24 日 08 时及 24 日 15 时的瞬时地表净辐射通量分布（图 13、14）。可以看出，在 23 日 18 时，崇礼赛区大部分区域均以净辐射支出为主。云顶站区向外释放的辐射通量略强于冬两 1 号站及越野 2 号站。至 24 日 01 时，由于山顶积雪具有较大的反射率，云顶站区向外释放出更多的辐射能量。而在此时，冬两 1 号站及越野 2 号站所释放的辐射与上个时次相比并无太大变化。而到 24 日 04 时，冬两 1 号站及越野 2 号站向外释放的辐射通量显著增加，辐射冷却作用明显增强。向外释放的辐射能量甚至超过云顶站区。这为本次冷湖过程中后期的维持发展创造极为有利的条件。至 24 日 08 时，受太阳短波辐射的影响，此时整个崇礼赛区以净辐射输入为主。冬两 1 号站及越野 2 号站近地面的能量不断积累，冷湖快速打破、消亡。24 日 15 时，太阳辐射持续加热地面，崇礼赛区瞬时地表净辐射通量已至 282 W/m^2 及以上。地面的强烈受热会引起湍流热交换加剧，并引发前文提到的上坡风环流。

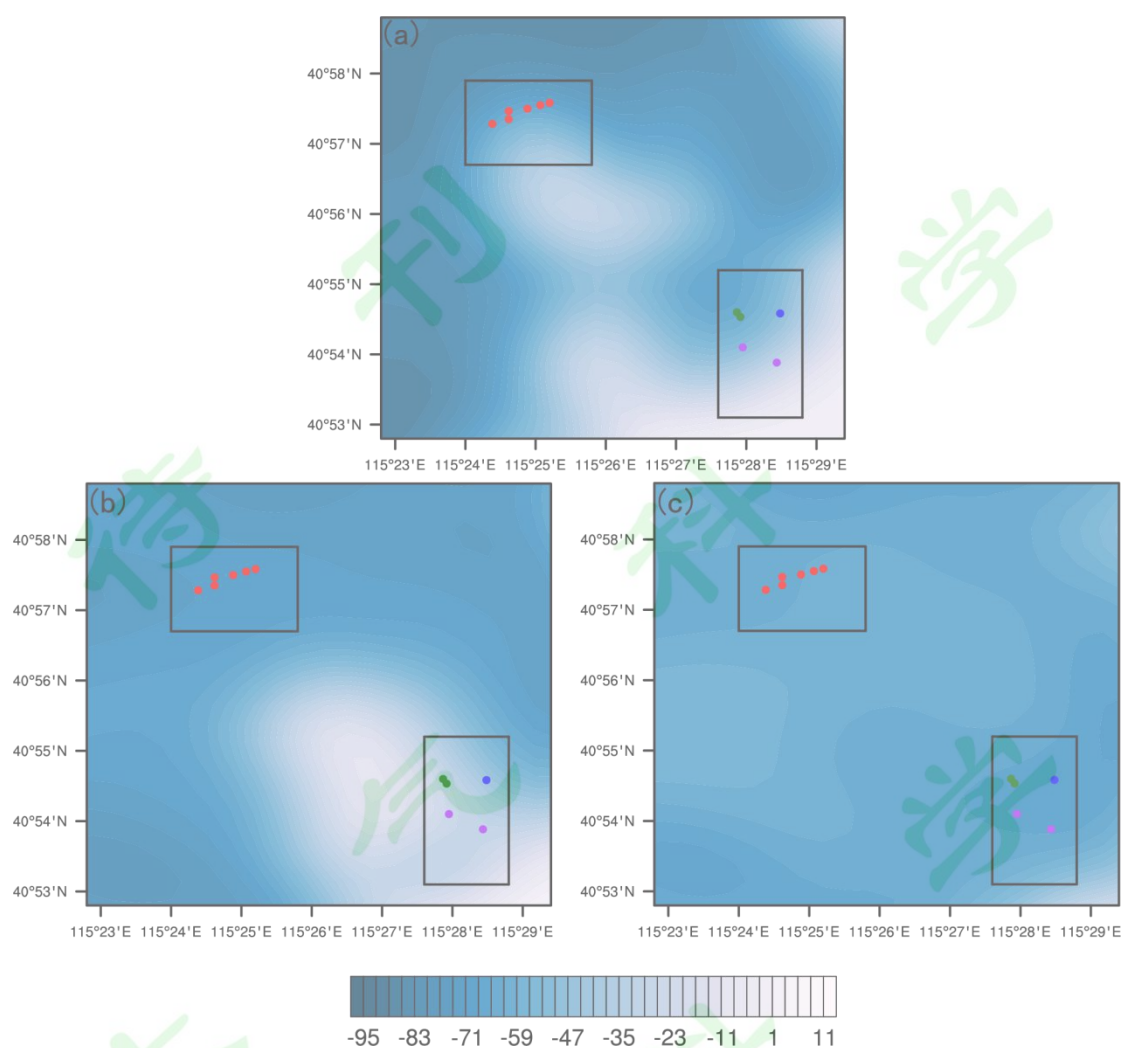


图 13 崇礼赛区 2021 年 2 月 23 日 18 时(a)、24 日 01 时(b)和 24 日 04(c)的瞬时地表净辐射
通量（单位：W/m²）分布。图中红色圆点代表云顶站区、蓝色圆点代表冬两 1 号站、紫色
圆点为越野站区、绿色圆点为跳台站区（下同）

Fig.13 Distribution of instantaneous net radiation flux (unit: W/m²) in Chongli competition area at
18:00(a) on 23 February , 01:00(b) and 04:00(c) on 24 February, 2021. The red dots in the picture
represent the Yunding station area, the blue dot represents the Dongliang No. 1 station, the purple
dots are the Yueye station area, and the green dots are the Tiaotai station area (the same below)

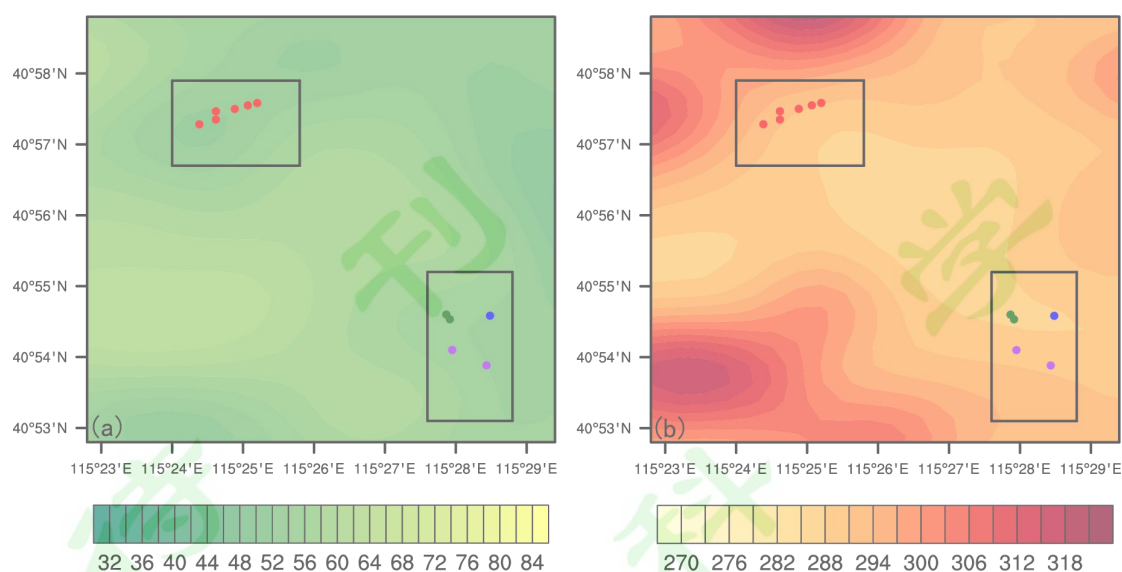


图 14 崇礼赛区 2021 年 2 月 24 日 08 时（图 a）、24 日 15 时（图 b）的瞬时地表净辐射通量（单位： W/m^2 ）分布。

Fig.14 Distribution of instantaneous net radiation flux (unit: W/m^2) in Chongli competition area at 8:00(a) and 15:00(b) on 24 February, 2021.

5.2.2 不同情况下地表净辐射及各辐射因子的日变化特征

下面，本文将组成地表净辐射（net radiation, R_n ）的各项辐射因子分为地面接收的短波辐射（downward shortwave radiation, DSR）、地面向上反射的短波辐射（upward shortwave radiation, USR）、大气逆辐射（downward longwave radiation, DLR）及地面长波辐射（upward longwave radiation, ULR）四类。由前述分析已知（图 5），越野 2 号站（B1649）在 23 至 24 日夜间也具有一定程度的冷湖发展，但其强度明显弱于冬两 1 号站（B1638）。为进一步从辐射角度揭示两站冷湖发展强度差异的原因，本文分别绘制了两站净辐射及各辐射因子的日变化曲线。同理，为进一步分析冬两 1 号测站冷湖期间与非冷湖期间地面净辐射及各辐射因子的差异性，本文选取了该测站的下一个非冷湖时段（24 日 08 时至 25 日 09 时）进行对比分析。出于控制变量的要求，所选取的非冷湖个例在夜间仍以小风速为主，平均风速不超过 2m/s 。

图 15 为地表净辐射与各辐射因子在越野 2 号站、冬两 1 号站及其非冷湖情况下的日变化曲线。可以看出，三种情况下，地面接收的短波辐射通量（DSR）与地面向上反射的短波辐射通量（USR）均具有相似的日变化特征（图 15(a)、

(b))。正午时段，日照充足，地面接收及反射的短波辐射均较大。而随着太阳落山（18 时后），地面缺少短波辐射补给，从而使得地面接收及反射的短波通量值骤降为 0。其次，通过对比三种不同情况下 DSR、USR 辐射量值的变化趋势，发现越野 2 号站与冬两 1 号站均具有相似的 DSR、USR 变化特征，仅在正午时段二者的 DSR、USR 辐射量值才稍显不同。非冷湖个例在白天接收及反射的短波辐射量值更大。非冷湖个例与冷湖个例的 DSR、USR 辐射量值的最大差异体现在正午时段。

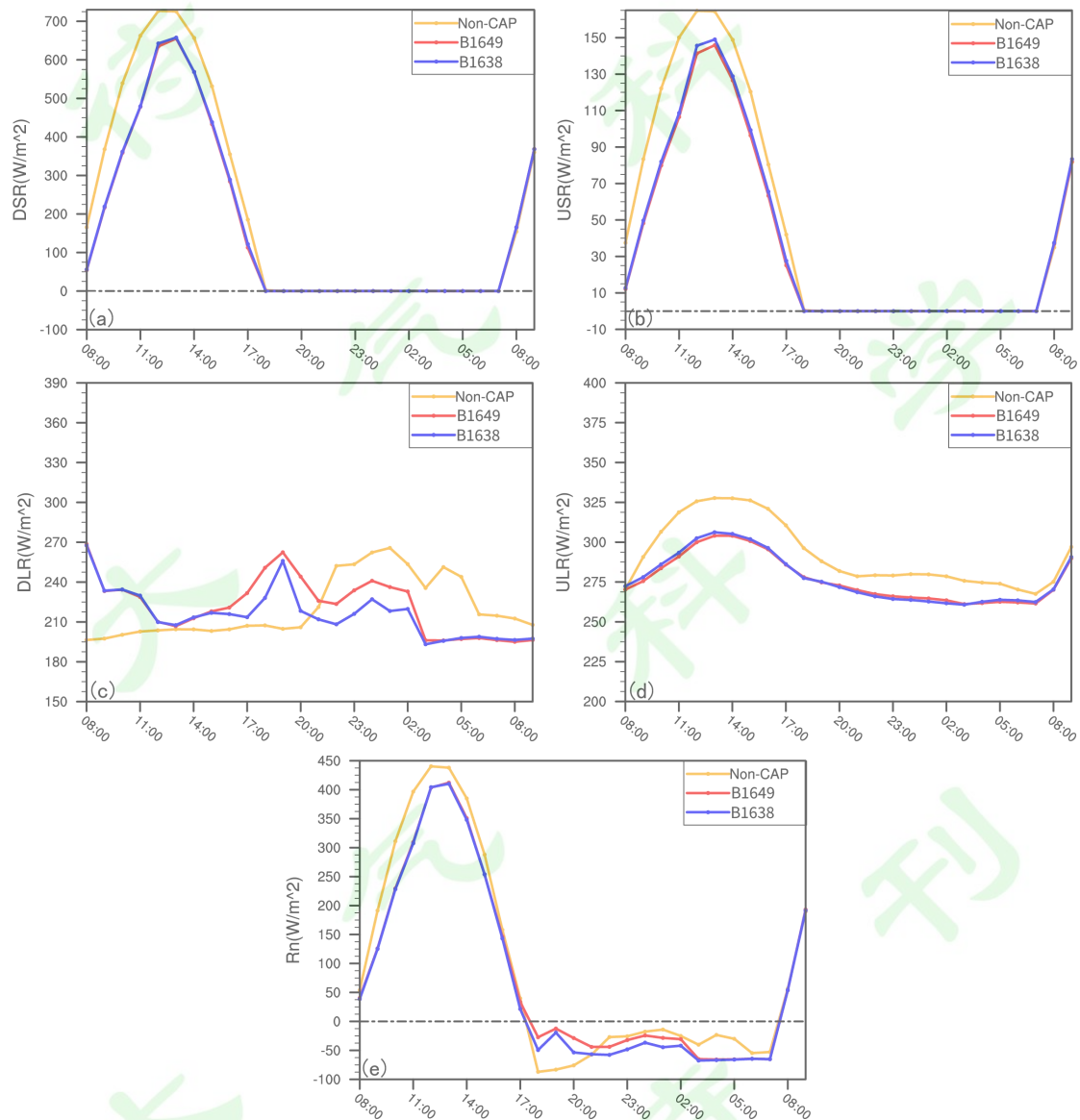


图 15 地面接收的短波辐射（DSR，图 a）、地面反射的短波辐射（USR，图 b）、大气逆辐射（DLR，图 c）、地面长波辐射（ULR，图 d）及净辐射（Rn，图 e）通量在越野 2 号站（B1649）、冬两 1 号站（B1638）及其非冷湖时段（24 日 08 时至 25 日 09 时）的日变化情况

Fig.15 Diurnal variation of (a)downward shortwave radiation(DSR), (b)upward shortwave radiation(USR), (c)downward longwave radiation(DLR), (d)upward longwave radiation(ULR) and (e) net radiation at Yueye No.2 Station (B1649), Dongliang No. 1 Station (B1638) and other Non-CAP period(from 08:00 on the 24th to 09:00 on the 25th)

图 15 (c)、(d) 体现地面长波辐射的收支变化情况。可以看出, 21 时前, 非冷湖个例中地面接收的长波辐射 (DLR) 均小于冷湖个例; 21 时后, 非冷湖个例中的逆辐射通量值逐渐增强, 并逐渐反超冷湖个例。另一方面, 15 时前和次日 03 时后, 越野 2 号站与冬两 1 号站的逆辐射通量值基本相同。其余时段, 两站的 DLR 辐射通量值出现明显差别, 越野 2 号站的 DLR 量值均大于冬两 1 号站。针对地面释放的长波辐射 (ULR) 的日变化特征, 可看出, 越野 2 号站与冬两 1 号站的 ULR 曲线变化趋势及辐射量值基本相同。非冷湖个例的 ULR 辐射量值均大于冷湖个例, 且三者的辐射量值差异性随时间缓慢减小。这是因为地面释放的长波辐射通量与地表温度的四次方成正比。由于在日间, 非冷湖个例中, 地表吸收了更多的太阳短波辐射, 相对而言地表温度便比其他个例高, 从而释放的长波辐射量值也就更大。夜间, 由于无短波辐射补给, 非冷湖个例中的地表温度不断下降, 从而地面释放的长波辐射便也不断减小, 非冷湖个例与其他个例的 ULR 量值差距也因此不断减小。

各辐射因子共同组成地表的净辐射 (R_n) 通量值。由图 15 (e) 可看出, 08 时至 17 时, 越野 2 号站与冬两 1 号站在日间得到的地面净辐射通量较为一致, 并无明显差异。17 时后, 太阳落山, 两站的净辐射通量差异逐渐体现。可以看到, 17 时至次日 03 时, 冬两 1 号站向外释放的辐射能量总是大于越野 2 号站, 即冬两 1 号站的辐射冷却作用更强。通过前述对各辐射因子日变化趋势的分析, 可得出该时段越野 2 号站接收的逆辐射量值均大于冬两 1 号站, 而二者释放的长波辐射却几乎无差别。所以, 地面接收的逆辐射通量值差异是造成该时段两站净辐射通量值 (或辐射冷却强度) 差异的主要原因。若除去两站地形高度差异 (越野 2 号站比冬两 1 号站高约 37m 左右) 及下垫面差异带来的影响, 夜间辐射冷却强度的不同应是造成两站冷湖强度差异的主要原因之一。

另一方面, 在白天 (08 时至 17 时), 非冷湖个例相较于冷湖个例在近地面

具有更强的净辐射能量积累。通过计算,得出非冷湖个例比冷湖个例的日间净辐射累积量高出 421.64 W/m^2 。18 时至 21 时,非冷湖个例的辐射冷却程度明显高于冷湖个例,但在 21 时后,非冷湖个例的辐射支出明显减弱。这是由于 21 时后,地面接收的大气逆辐射突然增加,地面释放的长波辐射缓慢减少所造成的。冬两 1 号站冷湖个例的辐射支出虽在前半夜较弱,但在次日 03 时突然加强。这种辐射支出的突然加强可能与地面接收的逆辐射通量在 03 时突然降低有关。总的来说,冬两 1 号站冷湖个例的夜间辐射冷却累积量比非冷湖个例高出 144.96 W/m^2 。

综上所述,崇礼赛区的地面净辐射通量具有明显的日变化特征。由于崇礼赛区下垫面性质较为复杂,不同性质的地表吸收和放射辐射的特性具有很大差异,因此影响地面净辐射也具有较大差异。云顶站区由于海拔较高,地表受积雪覆盖,反射率较强。因此,相较于冬两 1 号站及越野 2 号站,云顶站区在前半夜具有更强的辐射冷却。对比冬两 1 号站及越野 2 号站净辐射通量随时间的演变,可看到两站的辐射冷却强度在夜间具有明显差异,这应是造成两站夜间冷湖强度差异的主要原因之一。通过对比强冷湖个例与非冷湖个例的净辐射通量差异性,可以看出,虽然非冷湖个例在日落后具有较强的瞬时辐射能量支出,但其辐射能量支出强度会在短时间内迅速减弱。在冷湖个例中,后半夜(次日 03 时)辐射冷却作用的突然加强为冷湖过程中后期的维持、发展创造有利条件。

5.3 边界层及湍流发展对冷湖消散过程的影响

通过以上分析可得出,从夜间环流型向白天环流型转变的过程中,由于受太阳短波辐射的影响,地表能量得以不断累积。伴随着地表的强烈受热,湍流活动及边界层高度也会发生一系列变化。下面,从动力场的角度分析边界层及湍流活动的发展对本次冷湖的消散过程带来的影响。

图 16 为本次冷湖过程维持阶段和结束阶段两站的位温垂直廓线。有研究指出(Heffter et al,1980; Marsik et al,1995),位温垂直廓线可间接确定边界层的高度,并能反映边界层下的湍流活动情况。可以看出,在 24 日 01 时至 24 日 04 时,即冷湖的维持发展阶段,冬两 1 号站和越野 2 号站的位温廓线均十分平缓,近地面的湍流活动十分微弱。至 24 日 08 时,两站的位温廓线在近地面高度均有拐点出现,且其梯度逐渐增大。说明在此时,近地面已有一定的湍流活动向上发

展。湍流活动的发展使得谷底堆积的冷空气不断与其上空的较暖空气混合，从而造成冷湖结构的破坏。11 时，在 2200m 以下高度，冬两 1 号测站的位温廓线已大体垂直，伴随着湍流混合作用的剧烈发展，对流边界层快速升高。而对于越野 2 号站，此时该站的位温梯度略小于冬两 1 号站，湍流混合强度不及冬两 1 号站。由于两站在近地面均表现出较强的湍流混合，11 时谷底冷湖已完全消失。至当日 14 时，两站的位温廓线均接近垂直，且在约 2500m 高度上有明显拐点。拐点所在位置，与白天的对流边界层高度相对应。

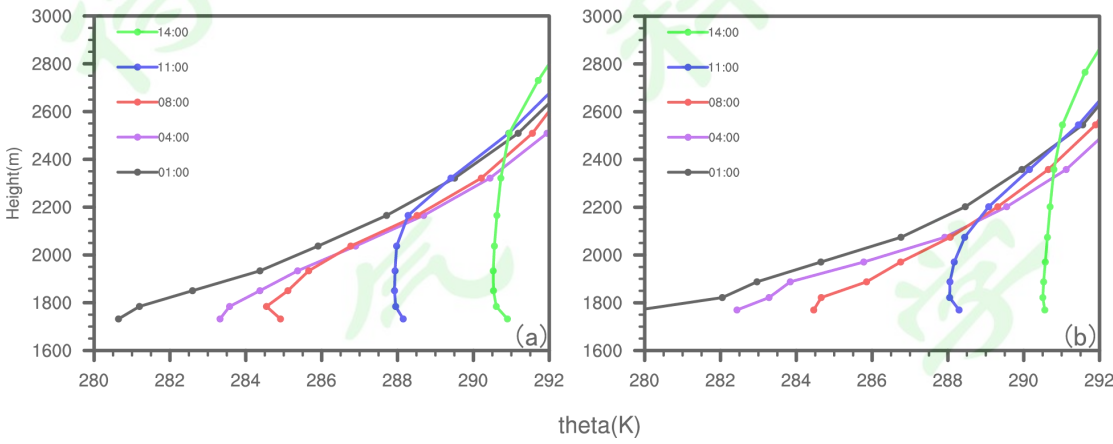


图 16 2021 年 2 月 24 日 01 时、04 时、08 时、11 时、14 时冬两 1 号站（B1638，图 a）及越野 2 号站（B1649，图 b）位温的垂直廓线

Fig.16 Potential temperature profiles in different times over Dongliang No. 1 Station (B1638, fig. a) and Yueye No.2 Station(B1649, fig.b)

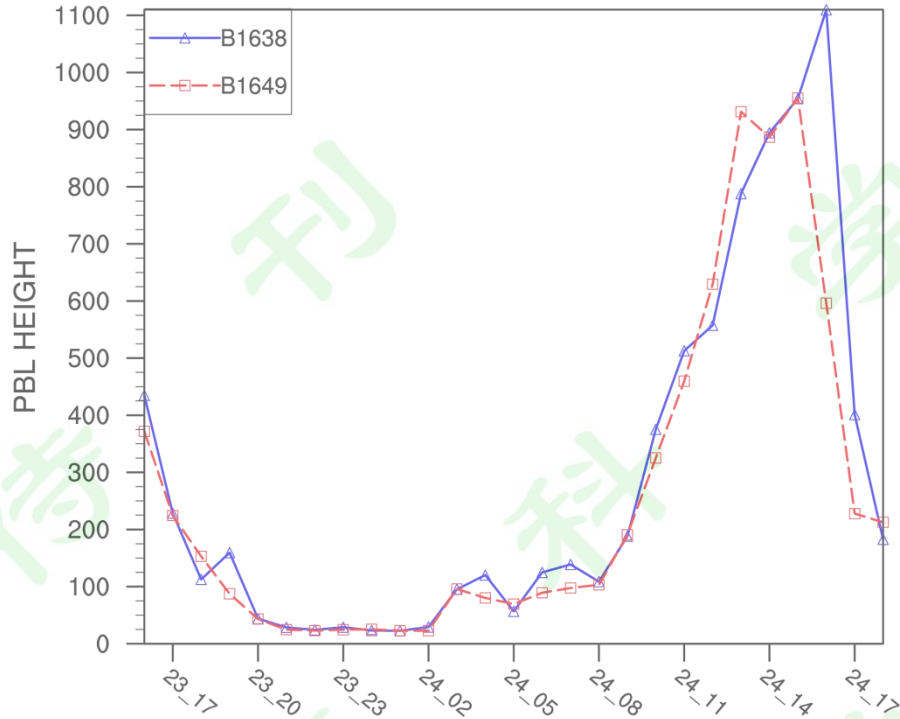


图 17 冬两 1 号站 (B1638) 及越野 2 号站 (B1649) 边界层距地面高度 (单位: m) 的变化特征

Fig.17 The change characteristics of the planetary boundary layer height (above ground level, AGL,unit: m) of Dongliang No. 1 Station (B1638) and Yueye No. 2 Station (B1649) (unit: m)

图 17 给出了两测站边界层高度随时间的演变特征。需要注意的是, 此处的边界层高度为边界层顶距地表的垂直距离(Above ground level, AGL), 并不包括地形高度本身。可以看出, 23 日 16 时至 23 日 20 时, 边界层高度迅速降低。23 日 20 时至 24 日 02 时, 即冷湖维持初期及发展阶段, 对流边界层达到一日中的最低高度, 其上部维持夜间稳定的逆温层结。24 日 02 时至 24 日 08 时, 冷湖过程的中后期, 边界层相比于前一时段有所抬升。冬两 1 号站边界层高度随时间具有一定程度的波动, 但其发展高度并不高, 维持在距地面约 125 米的高度上。此时段内, 有较为微弱的湍流活动。24 日 08 时之后, 由于太阳短波辐射加热地表, 近地层的湍流作用迅速增强, 对流边界层随之向上发展。在此过程中, 冷湖结构破坏, 逆温厚度迅速变薄 (图 8), 直至消失。

摩擦速度表征了湍流运动中水平动量的垂直通量(罗然等, 2020), 为描述近地面层湍流特征的重要参数。图 18 反映了两测站近地面层摩擦速度随时间的演

变。从总体上看，摩擦速度随时间具有一定程度的波动。对于冷湖结构更为深厚的冬两 1 号站，在冷湖发生发展过程中，该站的最大摩擦速度不超过 0.33m/s，最小摩擦速度可达 0.02m/s。因此，在该时段内，近地层的湍流活动虽有波动，但其强度并不大。至 24 日 08 时后，冬两 1 号站的摩擦速度逐步攀升，并于 14 时达到最大，此时近地面的湍流活动最为强烈。

通过分析冷湖发生前后位温廓线、摩擦速度及边界层高度随时间的演变趋势，均可印证近地层湍流活动的发展对冷湖过程带来的重要影响。冷湖发生发展时期，湍流作用较为微弱，对应边界层高度发展很低。稳定的近地层环境为冷湖加深加强创造出极为有利的条件。日出后，随着地表加热不断增强，湍流活动逐渐旺盛，对流边界层不断向上发展，致使峡谷中的逆温破坏，冷湖消散。

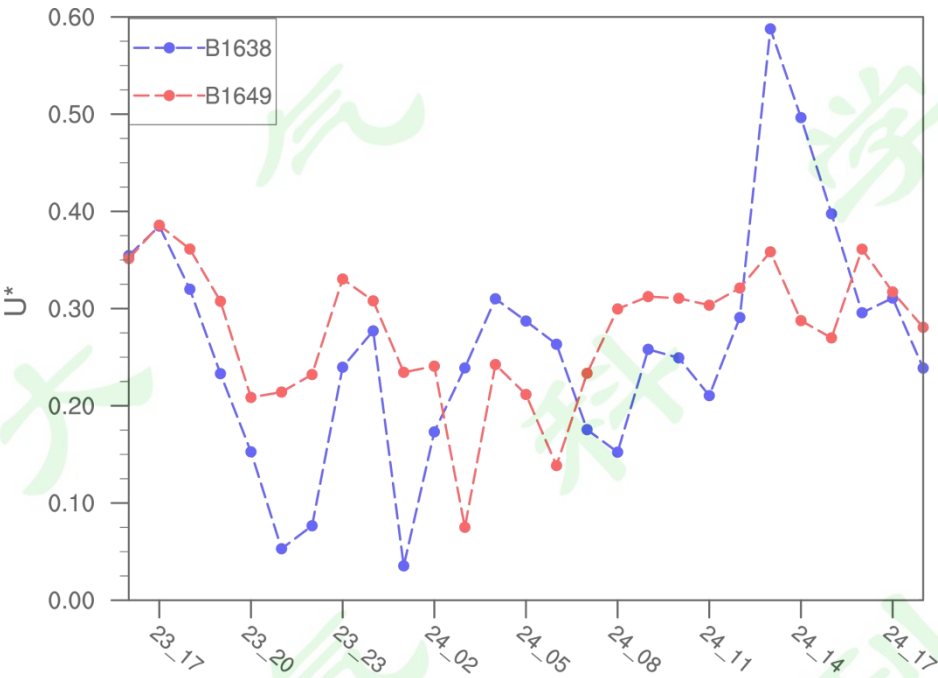


图 18 冬两 1 号站 (B1638) 及越野 2 号站 (B1649) 摩擦速度 (单位: m/s) 随时间演变的曲线。

Fig.18 The curve of friction speed (unit: m/s) evolving with time at Dongliang No. 1 Station (B1638) and Yueye No. 2 Station (B1649).

6 结论与展望

利用 WRF 中尺度模式并引入谱分析方法，本文对 2021 年 2 月 23 日 17 时

至 24 日 08 时冬奥崇礼赛区一次典型的冷湖过程进行模拟,详细分析了冷湖发展前后风温场的垂直变化特征,探究了冷湖过程形成及消散的可能原因。具体结论如下:

(1) 静稳的天气形势是冷湖过程维持、发展的大背景条件。在此过程中,崇礼赛区在 500 及 700hPa 均处于脊前位置,高空以下沉运动为主,近地层风速微弱,大气稳定度较高。

(2) 冬两 1 号站及邻近区为本次冷湖结构最为深厚的区域。通过研究该区域垂直风温场的演变情况,可清楚地再现本次冷湖的生消发展过程。日落时分,低层的稳定层结已开始建立,近地层出现沿地势流动的冷径流。夜间环流型期间,逆温层由上至下迅速建立,冷湖结构明显。冷湖的出现与谷底的偏东—东南风相配合。受重力下坡风影响,冷空气不断向谷底堆积,冷湖深度增加。日出后,越山的系统风重新建立,近地层的微弱东南风逐渐被系统风取代。逆温层不断消蚀,仅在上层存在夜间的逆温残余,成为一明显的稳定核区。随后,上坡风不断发展,逆温完全侵蚀,冷湖过程结束。

(3) 崇礼赛区的地面净辐射通量具有明显的日变化特征。针对冬两 1 号站,非冷湖个例在夜间的辐射能量总支出明显低于冷湖个例,说明了辐射冷却作用对冷湖过程的积极影响。后半夜该站辐射冷却作用的突然加强为冷湖过程中后期的维持发展创造了有利条件。

(4) 冬两 1 号站及越野 2 号站的局地环流差异及辐射冷却强度差异是造成两站夜间冷湖强度不同的主要原因之一。

(5) 通过分析冷湖发生前后位温廓线、摩擦速度及边界层高度随时间的演变,均可印证湍流活动的发展是逆温消散、冷湖结构破坏的主要原因。

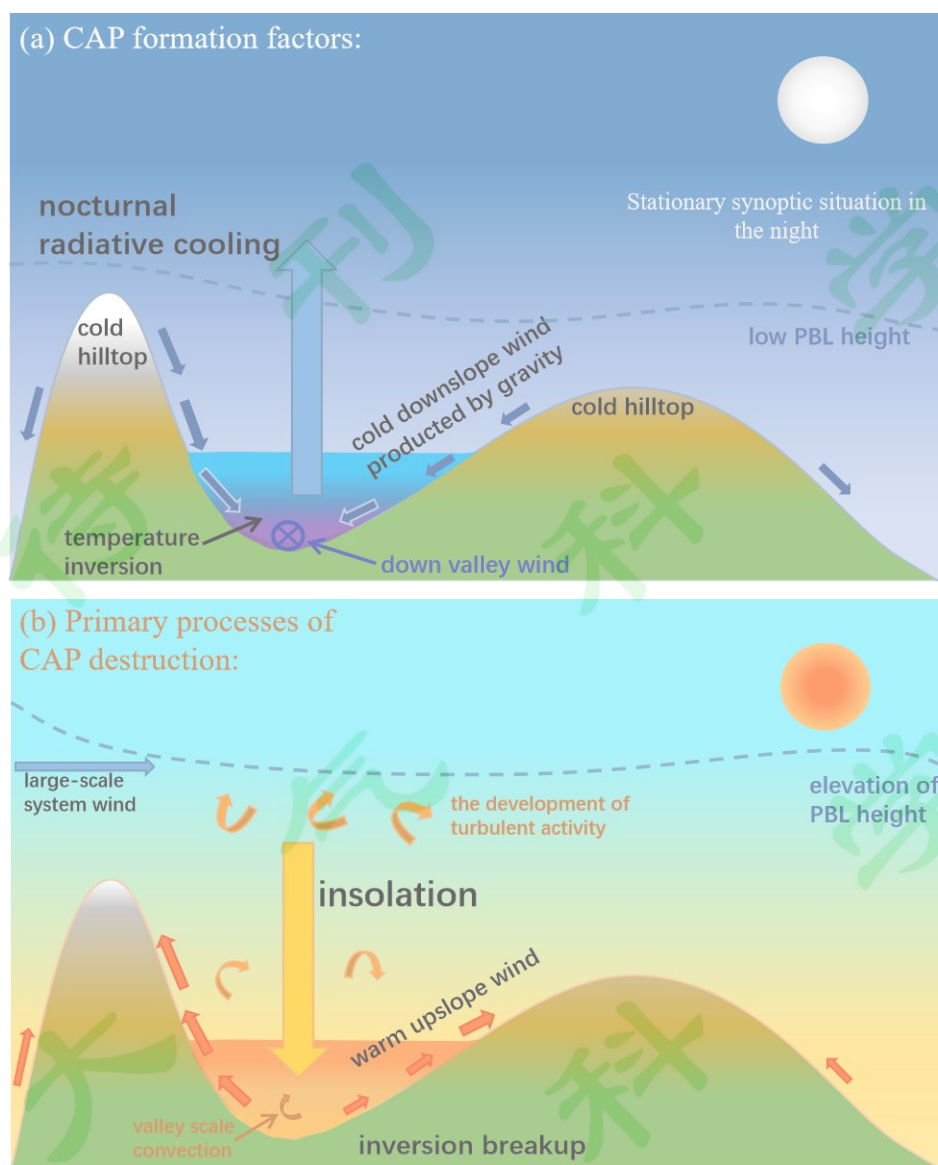


图 19 冷湖形成（图 a）及消散（图 b）的概念模型图

Fig.19 Conceptual model of CAP formation (a) and dissipation (b)

总体来说，此次模拟能较好地再现冬两场地冷湖及逆温的生消过程，得出重力下坡风及夜间辐射冷却作用是谷地冷湖形成的具体原因，日出后湍流活动的快速发展是造成冷湖结构破坏的重要影响因素（其概念模型如图 19 所示）。但是，本项工作仅是冷湖过程研究的开端，大量工作还需进一步进行：

（1）由于崇礼赛区的下垫面条件复杂，WRF 自带的地形数据可能不能很好的反映赛区地形特征。在后续的研究中，可引入空间分辨率更高的地形数据（如 30m 空间分辨率的 ASTER GDEM 地形数据）和动态陆面资料（如 CLDAS-V2.0 陆面数据），用以完善下垫面环境。同时，可尝试采用多源观测资料融合同化的

方式进行模拟,以期更加精细地描绘小地形风场,从而进一步探索局地环流的不同对冬两 1 号站及越野 2 号站冷湖强度带来的影响。

(2) 可对近 2-3 年内冬季赛区不同的冷湖过程进行筛选和分类,利用多过程合成分析方法对冷湖的消长发展进行具体分析,进一步探索冬两 1 号站在夜间温度骤降的原因,提高对该类事件的甄别及预报能力。

参考文献(References)

- 李国平.近 25 年来中国山地气象研究进展[J].气象科技进展,2016,6(03):115-122. Li Guoping. 2016. Progress and Prospects in Research of Mountain Meteorology in China During the Past 25 Years[J]. Advances in Meteorological Science and Technology(in Chinese), 6(03):115-122.
- 刘昊野,段宇辉,李彤彤,王宗敏.北京 2022 年冬奥会冬季两项场地冷湖结构观测分析[J].干旱气象,2020,38(06):929-936. LIU Haoye, DUAN Yuhui, LI Tongtong, et al 2020. Observation Analysis on Cold Air Lake Structure in the Biathlon Venue for Beijing 2022 Winter Olympic Games[J]. Journal of Arid Meteorology(in Chinese), 38(06):929-936.
- Mahrt, L., Vickers, D., Nakamura, R., Soler, M., Sun, J., Burns, S., & Lenschow, D. (2004). Shallow Drainage Flows. Boundary-Layer Meteorology, 101(2), 243-260.
- Burt,P.J.A.(2010),Roger G.Barry,2008. Mountain Weather and Climate,Cambridge University Press, Cambridge,UK.ISBN 978-0-521-86295-0. xxiv + 506 pp. Met. Apps, 17: 382-382.
- Lu, W., and Zhong, S. (2014), A numerical study of a persistent cold air pool episode in the Salt Lake Valley, Utah, J. Geophys. Res. Atmos., 119, 1733– 1752, doi:10.1002/2013JD020410.
- Price, J. D.,and Coauthors, 2011: COLPEX: Field and Numerical Studies over a Region of Small Hills Bull.Amer.Meteor.Soc.,92,1636–1650.
- Zhong, S., Bian, X., & Whiteman, C. (2003). Time scale for cold-air pool breakup by turbulent erosion. Meteorologische Zeitschrift, 12, 229-233.
- Zängl, G. (2003), The impact of upstream blocking, drainage flow and the geostrophic pressure gradient on the persistence of CAPs, Q. J. R. Meteorol. Soc., 129(587),117–137.
- Zängl, G. (2005a), Wintertime CAPs in the Bavarian Danube Valley Basin: Data analysis and idealized numerical simulations, J. Appl.Meteorol.,44(12),1950–1971.
- Zängl, G. (2005b), Dynamical aspects of wintertime CAPs in an Alpine valley system, Mon.

664 Weather Rev., 133(9), 2721–2740.

665 Smith, S. A., A. R. Brown, S. B. Vosper, P. A. Murkin, and A. T. Veal (2010), Observations and
 666 simulations of CAPing in valleys, *Boundary Layer Meteorol.*, 134, 85–108.

667 Wei, L., Z. Pu, and S. Wang (2013), Numerical simulation of the life cycle of a persistent
 668 wintertime inversion over Salt Lake City, *Boundary Layer Meteorol.*, 148, 399–418.

669 Lareau, N. P., E. Crosman, C. D. Whiteman, J. D. Horel, S. W. Hoch, W. O. J. Brown, and T. W.
 670 Horst (2013), The persistent CAP study, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 94, 51–63.

671 Chachere, C.N., Pu, Z. Connections Between Cold Air Pools and Mountain Valley Fog Events in
 672 Salt Lake City. *Pure Appl. Geophys.* 173, 3187–3196 (2016).

673 Chemel, C., Burns, P. Pollutant Dispersion in a Developing Valley Cold-Air Pool. *Boundary-Layer*
 674 *Meteorol* 154, 391–408 (2015).

675 C. David Whiteman, Sebastian W. Hoch, John D. Horel, Allison Charland, Relationship between
 676 particulate air pollution and meteorological variables in Utah's Salt Lake Valley, *Atmospheric*
 677 *Environment*, Volume 94, 2014, Pages 742-753, ISSN 1352-2310,

678 傅抱璞. 山地气候[M]. 北京: 科学出版社, 1983:105-112. Fu Baopu. 1983. Mountain climate(in
 679 Chinese)[M]. Beijing: Science Press, 105-112.

680 陈明, 傅抱璞. 盆地环流型及冷湖的形成和消散的数值研究[J]. 气象科学, 1995(2):28-37. Chen
 681 Ming, Fu Baopu. Numerical Study of Circulation in Basin with Formation and Dissipation of
 682 Cold Air Lake[J]. *Journal of the Meteorological Sciences*(in Chinese), 1995(2):28-37

683 吴琼, 徐卫民. 湖陆山地复杂地形下近地层风速预报研究[J]. 干旱气象, 2019, 37(03):384-391.
 684 WU Qiong, XU Weimin. 2019. Near Ground Wind Speed Prediction Under Complex
 685 Topography with Lake, Plain and Mountains[J]. *Journal of Arid Meteorology*(in Chinese),
 686 37(03):384-391.

687 王瑾, 张镭, 王腾蛟, 鲍婧, 曹贤洁, 张北斗, 周忠玉. 兰州附近山谷典型日环流特征对比分析[J]. 干
 688 旱气象, 2012, 30(02):169-177. WANG Jin, ZHANG Lei, WANG Tengjiao, et al. 2012.
 689 Comparative Analysis of Mountain-valley Wind Circulation Characteristics over Semi-arid
 690 Areas Nearby Lanzhou[J]. *Journal of Arid Meteorology*(in Chinese), 30(02):169-177.

691 席世平, 寿绍文, 郑世林, 谷秀杰. 复杂地形下山谷风的数值模拟[J]. 气象与环境科
 692 学, 2007(03):41-44. Xi Shiping, Shou Shaowen, Zheng Shilin, et al. 2007. Numerical
 693 Simulation of Mountain-valley Wind in Complex Terrain[J]. *Meteorological and Environmental*

694 Sciences(in Chinese), 2007(03):41-44.

695 张耀存. 植被对山谷风环流形成与演变过程影响的数值试验[J]. 气象科学, 1995, 15 (3) :
696 245-253 . Zhang Yaocun. 1995. Numerical Experiments of the Effects of Vegetation of
697 Mountain-Valley Wind Circulation. Journal of the Meteorological Sciences(in Chinese), 15(3):
698 245-253.

699 贾春晖, 窦晶晶, 苗世光, 等. 延庆—张家口地区复杂地形冬季山谷风特征分析[J]. 气象
700 学报, 2019, 77 (3) : 475—488. Jia Chunhui, DouJingjing, MiaoShiguang, et al. 2019. Analysis
701 of characteristics of mountain-valley winds in the complex terrain area over
702 Yanqing-Zhangjiakou in the winter[J]. Acta Meteorologica Sinica(in Chinese), 77 (3) : 475—
703 488.

704 王淑莉,徐祥德,康红文,等.应用谱逼近方法模拟 2008 年初南方持续性降水过程及其水汽通道
705 周期特征分析.大气科学,2016,40(3):476~488 Wang Shuli, Xu Xiangde, Kang Hongwen, et al.
706 2016. The simulation of continuous rainfall over South China in early 2008 with the spectral
707 nudging method and the periodicity characteristics of the water vapor channel [J]. Chinese
708 Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (3): 476-488

709 李玉海. 地面净辐射 [J]. 气象, 1977(01):31-32. Li Yuhai. 1977. Surface net radiation[J].
710 Meteorological Monthly (in Chinese), (01):31-32.

711 桂胜. 地表净辐射的卫星遥感研究[D].武汉大学,2010. Sheng Gui. 2010. Satellite Remote
712 Sensing of Surface Net Radiation[D]. Wuhan University.

713 Heffter J L. Transport layer depth calculations [A] . In: Proceedings of the 2nd joint conference
714 on applications of air pollution modeling [C] . American Meteorological Society, 1980. 787
715 -791.

716 Marsik F J, Fischer K W, McDonald T D, et al. Comparison of methods for estimating mixing
717 height used during the 1992 Atlanta eld intensive [J] . J Appl Meteorol, 1995, 34: 1802 —
718 1814.

719 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
720 象,2020,46(04):478-489. Luo ran, Zheng Yongguang, Chen min. Cause analysis of a rare
721 sudden strong warming event at night in Beijing [J]. Meteorology (in Chinese), 2020,46 (04):
722 478-489.

723