

汤浩,陆汉城,储长江,等,2020.天山峡谷穿谷急流触发强下坡风暴的中尺度特征分析[J].气象,46(11):1450-1460. Tang H, Lu H C, Chu C J, et al. 2020. Mesoscale analysis of severe downslope windstorm caused by gap jet in Tianshan Mountain canyon [J]. Meteor Mon, 46(11):1450-1460(in Chinese).

天山峡谷穿谷急流触发强下坡风暴的中尺度特征分析*

汤浩¹ 陆汉城² 储长江³ 孙鸣婧¹ 琚陈相⁴

1 新疆维吾尔自治区气象台,乌鲁木齐 830002

2 国防科技大学气象海洋学院,南京 211101

3 新疆维吾尔自治区气象局,乌鲁木齐 830002

4 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所,乌鲁木齐 830002

提 要: 天山峡谷穿谷急流与峡谷内非对称地形交互作用触发的下坡风暴,造成 2007 年 2 月 28 日新疆吐鲁番盆地境内旅客列车侧翻的重大天气灾害。为了解这次极端大风过程中大尺度环流背景、中尺度系统和复杂地形相互作用触发下坡风暴的机理,使用 WRF 模式进行了数值模拟和中尺度诊断分析,结果表明:在天山两侧强气压梯度作用下,气流爬坡进入天山峡谷后因狭管效应形成穿谷急流,与此同时气流爬坡进入天山峡谷过程中受地形强迫形成重力波,并在背风坡的断崖式突降地形区产生背风波,将穿谷急流的能量向地面传输,最终形成背风坡下坡风暴。在此过程中重力波波破碎形成的湍流活跃层和中低空风向切变的临界层吸收上层波能量向下传输加强了穿谷急流的能量,大气稳定层结则加剧了将能量向地面输送的下沉运动。

关键词: 天山峡谷,穿谷急流,下坡风暴,重力波,临界层

中图分类号: P445, P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.11.006

Mesoscale Analysis of Severe Downslope Windstorm Caused by Gap Jet in Tianshan Mountain Canyon

TANG Hao¹ LU Hancheng² CHU Changjiang³ SUN Mingjing¹ JU Chenxiang⁴

1 Xinjiang Meteorological Observatory, Urumqi 830002

2 College of Meteorology and Oceanography, Defense University of Science and Technology, Nanjing 211101

3 Xinjiang Meteorological Service, Urumqi 830002

4 Institute of Desert Meteorology, CMA, Urumqi 830002

Abstract: Severe downslope windstorm triggered by the interaction between the gap jet and the asymmetrical topography in the Tianshan Mountain canyon caused severe disasters of trains rollover in the Turpan Depression in Xinjiang on February 28, 2007. To understand the mechanism of downslope windstorm between the interaction of large-scale circulation background, mesoscale system and complex topography in this extreme windstorm, we use a WRF model and conduct numerical simulation and mesoscale diagnostic analysis. The results show that under the pressure gradient between north-south sides of the Tianshan Mountain, the air parcel climbed windward slope and flew into the Tianshan Mountain canyon and then formed gap jet due to effect of funnelling, and at the same time, the jet generated gravity waves forced by

* 新疆气象局重点项目(ZD201903)和中国气象局气象预报业务关键技术发展专项(YBGJXM201905)共同资助

2019 年 10 月 13 日收稿; 2020 年 1 月 19 日收修定稿

第一作者:汤浩,主要从事客观天气预报技术和灾害性天气机理研究. E-mail: tanghao72@163.com

the asymmetric terrain of the Tianshan Mountain canyon, and produced lee waves in the leeward, which transmitted the energy of the gap jet to the ground, forming the severe downslope windstorm finally. In this process, the turbulence formed by the wave breaking and the critical layer absorbed the upper layer energy downward, strengthening the energy of the gap jet. Moreover, the atmospheric stability stratification exacerbated the sinking movement which sank energy to the surface.

Key words: Tianshan Mountain canyon, gap jet, downslope windstorm, gravity wave, critical layer

引 言

新疆位于亚欧大陆腹地,是温带干燥型大陆气候区。西风带槽脊系统带来的冷空气东移南下过程中,经常进入新疆地区,另一方面新疆又具有“三山夹两盆”的特殊地形,天气尺度的冷高压和盆地内形成的暖低压造成的强气压梯度力,使得新疆具有高频次大风天气的气候特征。这种气候特征又因新疆大地形的地理分布差异形成了几个主要大风区,如哈密的“百里风区”和吐鲁番的“三十里风区”等等。以往的大量研究工作指出了天气尺度系统和大地形交互作用形成新疆强风区中的基本概念(张家宝等,1986;何毅等,2015)。这些强风区的形成,与新疆高山、盆地相间地形背景下多峡谷、河谷、隘道等局地地形密切相关,多具备下坡风的特征。揭示强风区内局地地形与中尺度环流之间相互作用触发极端大风的机理,可进一步提高对强下坡风的认识和预报能力,具有重要的理论和应用价值。

关于下坡风的动力学机理,国外较早地开展了研究,认为有三种机制形成下坡风:其一是 Scorer and Klieforth(1959)的动力学方程证实了背风谷地面冷空气撤退形成了下坡风;其二是由于低层逆温层的阻塞和有关大振幅背风波造成的理论,这一理论在落基山的观测研究中得到证实(Klemp and Lilly,1975);其三是 Kuttner(1958),Houghton and Kasahara(1968)提出的水跃理论,即动力学弗劳德数(Fr)达到临界状态时,重力使临界气流变为超临界流或者“急流性气流”。在理论研究的基础上,Doyle and Durran(2002)模拟了强下坡风的结构及特征,并于次年利用观测结果表述了强下坡风的结构与大振幅重力波的关系(Doyle and Smith,2003),Jiang and Doyle(2004)对下坡风过程中重力波波破碎进行了模拟研究,Lehner et al(2016)进行了下坡风的外场观测试验和分析。基于观测事实,Sharp and Mass(2004),Belušić et al(2013)研究了

沿河谷或山谷的峡谷流。

国内,叶笃正(1956)研究了小尺度地形对过山气流的影响;桑建国(1989)求解了大气波动方程,给出了下坡运动的分析解;肖庆农和伍荣生(1995)研究了地形的屏障以及大振幅背风与下坡风的形成;臧增亮和张铭(2004)给出了背风波的理论波长及扰动的分析解。目前强下坡风形成的原因归为以下三种:垂直传播的过山波理论、水跃理论、背风波理论,这三种理论不是相互无关的,水跃可能是形成有限振幅背风波的原因,过山波与背风波受临界层的影响也相互联系在一起(李艺苑等,2009)。

新疆天山峡谷由于地形特殊,在特定的天气形势下往往形成穿谷急流,并与峡谷内非对称地形交互作用,在陡峭背风坡形成强下坡风并造成灾害。其中最为严重的为2007年2月28日02时左右,由乌鲁木齐开往阿克苏的5807次旅客列车行至吐鲁番境内珍珠泉至红山渠之间,因大风造成11节车厢脱轨侧翻的重大交通事故,在当年中国十大天气气候事件排在首位(中国气象局,2007),引起诸多学者的关注。马国忠等(2010)使用MM5对此次大风过程进行了模拟,证实了模式水平分辨率对强风模拟性能的作用;汤浩等(2011)认为强的气压梯度和特殊的地形是大风形成的主要原因,定性地分析了狭管效应和下坡风的作用;王澄海等(2011)指出强气压梯度作用下的动量下传和非绝热加热引起的近地层湍流是大风的成因,马媛媛等(2014)使用三种不同的边界层参数化方案进行了本次大风的模拟,对比分析了其中能量转化和地形影响的差异。以上研究未涉及天山峡谷穿谷急流的形成及其与峡谷内非对称地形交互作用产生强下坡风的中尺度特征,也没有讨论背风坡重力波的作用。

近10多年来,WRF模式系统不断被完善,其模拟预报性能有了很大的提高,在与风相关的机理研究和预报业务中得到广泛应用(盛春岩等,2014;张弛等,2015;叶小岭等,2019)。本文将在上述研究的基础上,使用WRF模式针对这次极端大风天气过

程进行数值模拟和中尺度特征分析,并凝练其概念模型。

1 天山峡谷地形及天气形势

1.1 天山峡谷非对称地形概述

天山山脉呈东西向分布,长度约2000多千米,在中部(87.5°~89.0°E)地区存在峡谷地带,峡谷呈东南—西北走向,长约80 km,平均宽度约20 km,峡谷两侧山体平均海拔高度为2000 m以上,最高海拔超过3500 m,峡谷成为连接南北疆两个盆地的气流通道,乌鲁木齐在马鞍型峡谷的西北开口区,峡谷的东南开口区为吐鲁番盆地(图1)。当冷空气入侵影响新疆时,可形成峡谷南北两侧较大的气压梯度,往往出现吐鲁番盆地的西北大风。兰州到新疆铁路的头道河车站至后沟车站的30 km区域正好位于这个强风区域,这就是所谓的“三十里风区”,是新疆著名的大风区,年平均大风日数为150 d,且盛行风向与交通线路夹角较大,往往出现横风,是威胁交通安全的主要气象灾害(马焜娟等,2012),曾多次发生货运列车因强风脱轨事故(张家宝等,1986)。

东南—西北走向的峡谷区存在非均匀的陡峭台式地形(图1b),峡谷北侧从盆地进入峡谷为缓慢的上坡,由F点到B点的地形抬升作用明显,由B点到D点长度约80 km峡谷区内的地形缓慢抬升峡谷逐渐变窄,但存在局地起伏且峡谷收缩变窄程度不一。D点到E点为断崖式突降下坡地形,这种上坡缓、下坡陡的非对称地形,为极端下坡风暴的产生提供了有利的地形条件(肖庆农和伍荣生,1995)。

1.2 大尺度环流背景分析

2007年2月26日起的数十小时内,欧亚地区500 hPa高度上维持“两脊一槽”的形势(图2a,2b),新疆处于脊前持续加强的冷平流之下。随着环流经向度的加大,地面冷高压持续加强,地面图上(图2c,2d),26日20时位于里海以北的冷高压中心达1036.2 hPa,高压东部伸到了北疆地区,巴尔喀什湖以南气压达1024.1 hPa。与此同时,南疆塔里木盆地的热低压开始形成并发展,天山峡谷两侧气压梯度逐渐加大。至2月27日20时,冷高压中心东移南下至威海,中心强度达到1038.9 hPa,巴尔喀

什湖以南的气压达到1037.8 hPa,冷高压的东部已经到了天山北坡。与此同时,南疆盆地热低压中心东移到吐鲁番盆地,中心降至997.7 hPa,天山两侧气压差超过20 hPa。因天山地形的阻挡,冷空气在天山北侧形成深厚堆积,天山北侧出现密集的等压线。这是形成事故所在地“三十里风区”下坡风暴的典型大尺度背景,在这样的大尺度背景下,冷空气充分进入天山峡谷,在强气压梯度和天山峡谷特殊地形的作用下,形成“三十里风区”的大风(张家宝等,1986)。

2 中尺度数值模拟方案及模拟结果验证

2.1 模拟方案设计

使用WRF V3.8.1对这次下坡风暴过程进行了数值模拟,采用27 km/9 km/3 km三重双向嵌套,具体模拟范围如图1a所示,垂直方向为38层,层顶为50 hPa,并对低层进行了加密,采用了适用于新疆地区天气气候特点的最优物理过程和参数化方案(汤浩和贾丽红,2014),WSM6微物理方案,YSU边界层方案,RRTM长波辐射方案,Dudhia短波辐射方案,Monin-Obukhov近地层方案。使用NCEP 1°×1°的FNL数据驱动,从2007年2月26日08时起积分60 h,逐小时输出模拟结果。

2.2 模拟效果验证

列车侧翻事故地点最近的珍珠泉大风监测站(距离事故地点约2 km)观测资料显示(图3b),珍珠泉站27日凌晨开始起风,27日白天平均风速在20 m·s⁻¹左右,瞬间风速最大达到30 m·s⁻¹,27日夜间至28日凌晨,有多个时次平均风速达到或接近30 m·s⁻¹,瞬间风速在28日01时达到最大值(39.1 m·s⁻¹),28日白天风速逐渐减小。

27 km/9 km/3 km分辨率的模拟结果都能刻画珍珠泉站风速随时间的变化总趋势,分辨率越高,模拟的风速越大(图3a),其中3 km模拟结果在28日02时达到最大(34.3 m·s⁻¹)。选取乌鲁木齐和吐鲁番两站进一步验证海平面气压及天山两侧气压梯度的模拟效果(图3c,3d),模式较好地模拟了吐鲁番站的气压及变化趋势,乌鲁木齐站气压模拟

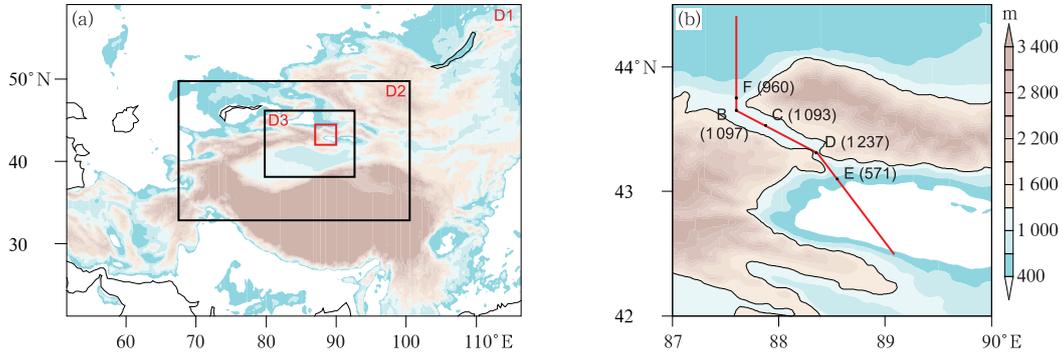


图 1 模式模拟区域和地形

(a)模式三重嵌套区域(D1:27 km,D2:9 km和D3:3 km)和地形高度(填色),

(b)图 1a 中红色矩形区域内地形高度(填色)

(F点:海拔为 960 m,位于天山峡谷北端入口外;B点:海拔为 1097 m,位于峡谷北端入口;

C点:海拔为 1093 m,位于峡谷中部;D点:海拔为 1237 m,位于峡谷最窄处;

E点:海拔为 571 m,为列车侧翻事故地点。红色折线为图 7 中气流穿越峡谷下坡的垂直横截面位置)

Fig. 1 Model domains and topography

(a) the triply nested domains with grid lengths of 27 km (D1), 9 km (D2), and 3 km (D3), terrain heights (colored),

(b) terrain heights (colored) within the red rectangle in Fig. 1a

(Point F: 960 m MSL, located near the north of saddle gap; Point B: 1097 m MSL, located at the entrance of saddle gap; Point C: 1093 m MSL, located at the center of saddle gap;

Point D: 1237 m MSL, at the most narrow slot of the saddle gap;

Point E: 571 m MSL, slot where the train rolled over; red line: locations of cross sections in Fig. 7)

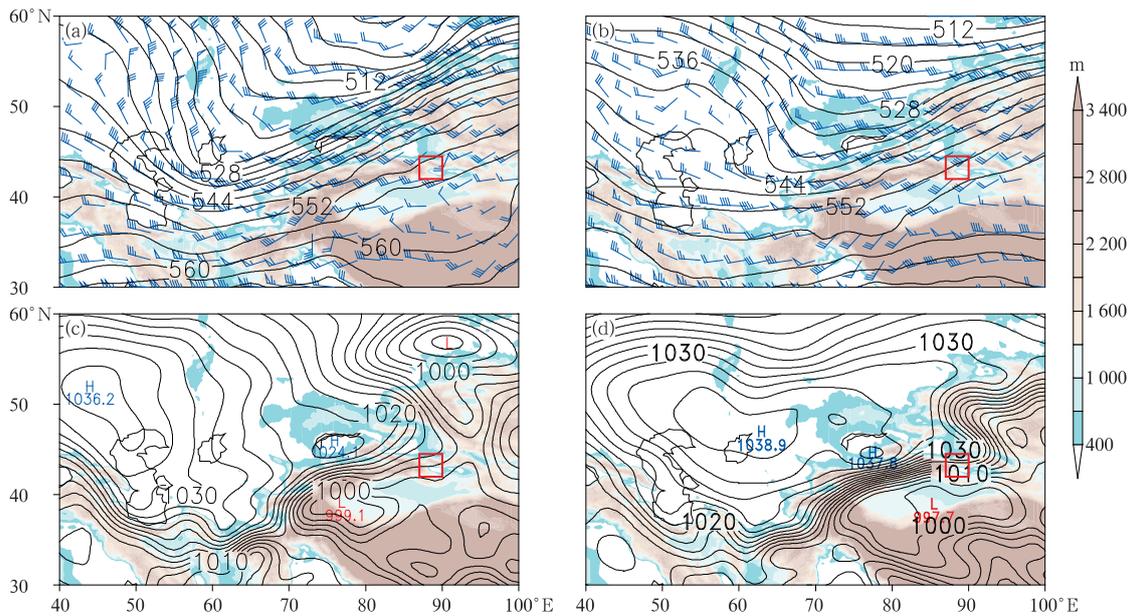


图 2 2007 年 2 月 26 日 20 时(a,c)和 27 日 20 时(b,d)500 hPa 高度场(单位:dagpm)

和 风 场(a,b)及 海 平 面 气 压 场(c,d;单 位:hPa)

(红 色 矩 形 框 同 图 1a)

Fig. 2 Geopotential heights (unit: dagpm) band winds at 500 hPa (a, b) and sea-level pressure (c, d; unit: hPa)

at 20:00 BT 26 (a, c) and 20:00 BT 27 (b, d) February 2007

(Red rectangle is same as Fig. 1a)

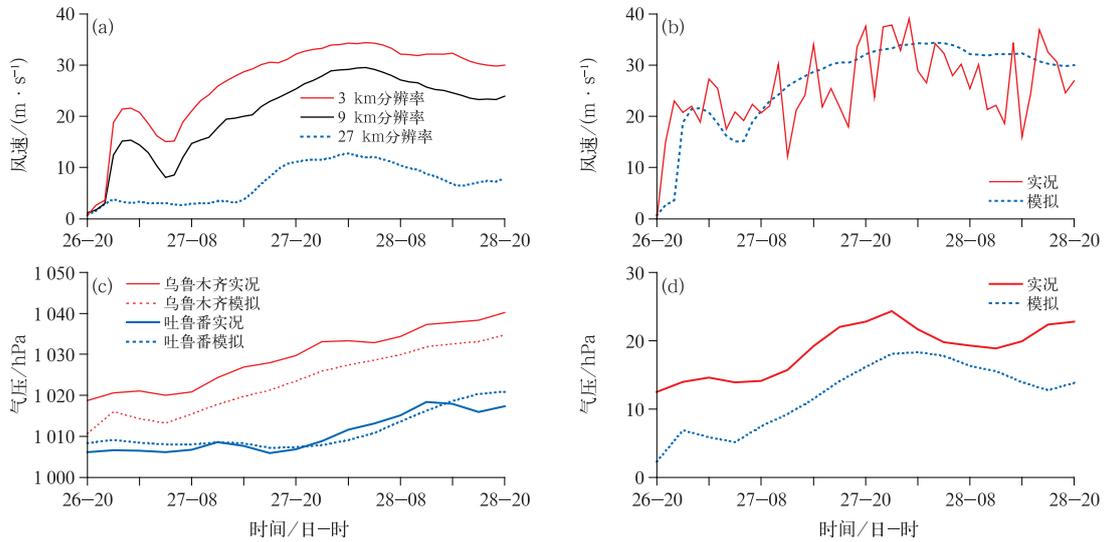


图 3 2007 年 2 月 26 日 20 时至 28 日 20 时模拟效果验证

(a) 珍珠泉大风监测站风速模拟结果, (b) 3 km 模拟结果与实况风速对比,

(c) 乌鲁木齐和吐鲁番海平面气压, (d) 天山两侧气压梯度

Fig. 3 Verification of simulation results for the period from 20:00 BT 26 to 20:00 28 February 2007

(a) simulated wind speed, (b) wind speed comparison of 3 km grid simulation and observation,

(c) sea-level pressure in Urumqi and Turpan, (d) pressure gradient on both sides of Tianshan Mountain

较实况偏小,但变化趋势比较一致,天山两侧气压梯度最大值出现时间略早于风速最大值。模拟值相对偏小,但变化趋势与实况较为一致,这也许是模拟风速较实况偏小的原因。

总体而言 3 km 分辨率模拟的结果更接近观测,可以用于诊断触发大风过程中的中尺度天气系统。

3 模拟结果分析

3.1 气流过山与山前弗劳德数

气流从天山峡谷北端爬坡进入峡谷是形成峡谷内大风的必要条件,气流过山问题研究中,山前 Fr 数是描述过山气流特征的一个重要参数,它的定义为 $Fr=U/(N \times h)$,其中 U 为气流平均速度, h 为山高, N 为气层静力稳定度, $N=[(g/T)(\partial\theta/\partial z)]^{1/2}$ 。 Fr 数决定过山气流的特征: $Fr>1$ 时,气块具备的动能大于翻山所克服势能,能够翻山; $Fr<1$ 时,气块较难沿山坡爬升,而会沿山侧面绕行或在山腰停留(张强,2001)。

峡谷北端 F 点(图 1b)900~700 hPa Fr 数随时间的变化(图 4)表明,在 26 日 23 时和 24 时,气流

具有爬升进入峡谷的能力,随后的 6 h 爬升能力下降;27 日 08 时, Fr 数稳定维持在 1 以上并逐渐增大,表明随着北疆冷高压的增强及气压梯度的增大,气流能够持续进入峡谷;27 日 14 时起, Fr 数保持在 1.5 以上,其中 27 日 22 时 Fr 数达到最大值,为 2.3,表明冷空气爬坡能力达到最大。迎风坡低层 Fr 数的这种变化反映了天气系统的总体特性,是发生下坡风暴的典型天气形势。

3.2 水平风场结构分析

首先分析 10 m 风场。气流持续进入峡谷,引起

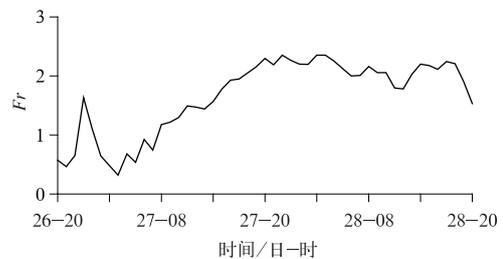


图 4 2007 年 2 月 26—28 日山前

F 点 900~700 hPa 的 Fr 数

Fig. 4 Fr Number of Point F at windward slope 900—700 hPa during 26—28 February 2007

峡谷内风速的显著变化。10 m 风场的模拟结果可见(图 5),气压梯度力产生的偏北风进入山谷前的风速为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,风速比较均匀(图 5a);随着冷平流向峡谷南部伸展,风速逐渐加强,气流进入峡谷后狭管效应和气压梯度力作用的共同结果使风速持续加强,风向也因峡谷内地形走向强制由北风转为西北风,并形成穿谷急流,风速超过 $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 5b,5c);28 日 02 时(列车侧翻时刻,图 5d),穿谷急流下坡过程中形成下坡风暴,E 点附近出现风速超过 $35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大风区。这种穿谷急流爆发性增加是由三种原因造成:其一是气压梯度力不断增强,峡谷区南北两侧的气压差从 27 日 08 时到 28 日 02 时的 18 h 内,每 6 h 气压梯度值分别从 5 hPa 迅速增加到 10、15、20 hPa,从而引起气压梯度力对气块的加速作用不断加强;其二是气流进入谷区后受狭管效应的作用风速再次增强;其三是峡谷南端背风坡地形陡降,气流下山过程中势能转为动能,引发 E 点下坡风暴。

继续分析 850 hPa 风场(图 6),与图 5 所示的地

面风场相比,差异在穿谷流风速最大值峡谷出口位置,地面风速最大值出现在峡谷的背风坡。穿谷流的形成和加速在 850 hPa 图上表现更加明显,风速最大时刻与地面风场同为 28 日 02 时(图 6d),穿谷流对背风坡强下坡风暴的形成起到了至关重要的作用。

3.3 穿谷流剖面结构及重力波作用分析

气块在翻山过程中,受迎风坡的阻挡作用而强迫抬升,翻山爬坡以后,重力作为一种恢复力,有使气块恢复到原来高度的趋势,在此作用下空气质点产生垂直震荡,这种震荡水平传播形成重力波。本次天气过程中,翻山气流处于非饱和状态,这样的状态下气块在干绝热变化过程中位温是守恒的,可用于表征重力波的传播(杨大升等,1980)。

图 7 所示为气流沿图 1b 中折线所示路径翻山过程中的风速、位温、垂直运动、地形高度等多要素剖面,其中对于风速进行了投影处理,将 U 、 V 在折线上进行投影并求和,竖线 B、C、D、E 分别与图 1b 中的相应点对应。

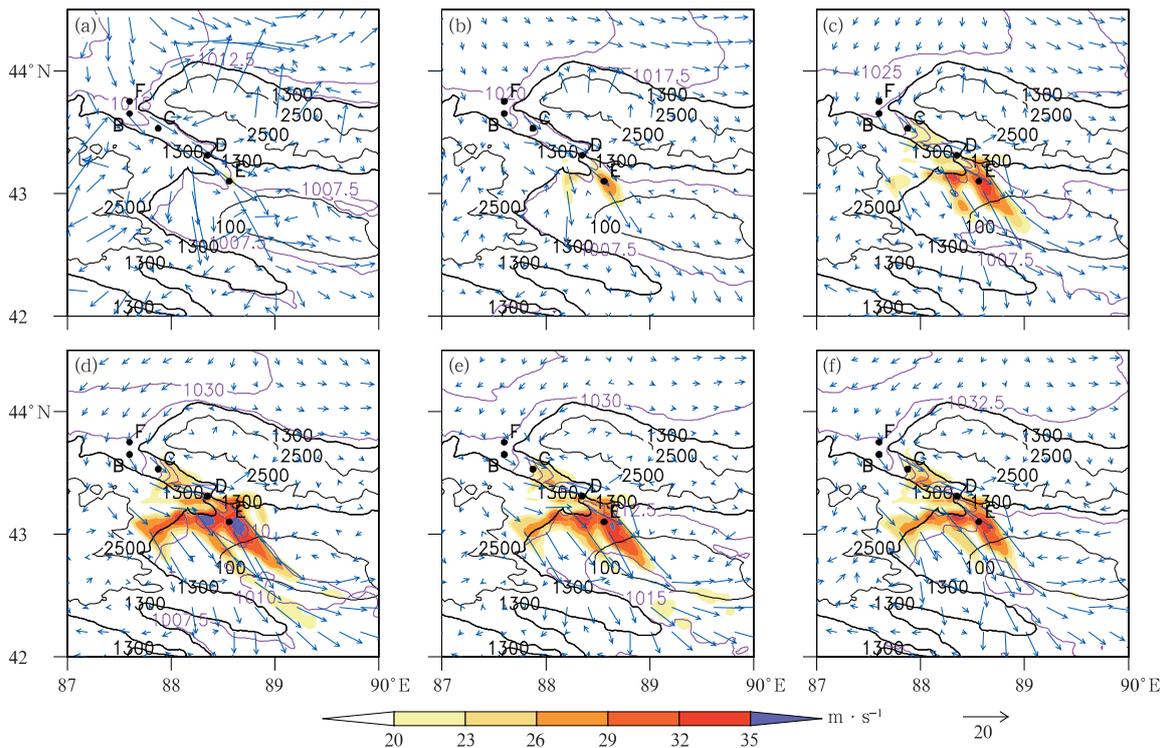


图 5 2007 年 2 月 27 日 08 时(a),14 时(b),20 时(c),28 日 02 时(d),08 时(e),14 时(f)地面风场模拟(黑线:地形等高线,单位:m;紫线:海平面气压,单位:hPa;箭头:风矢;填色:风速;F、B、C、D、E 点同图 1b)

Fig. 5 Simulated wind field at 10 m at 08:00 BT (a), 14:00 BT (b) and 20:00 BT (c) 27 February 2007 and at 02:00 BT (d), 08:00 BT (e) and 14:00 BT (f) 28 February 2007 (black line: elevation, unit: m; purple line: SLP, unit: hPa; arrow: wind vector; colored: wind speed; Points F, B, C, D, E same as in Fig. 1b)

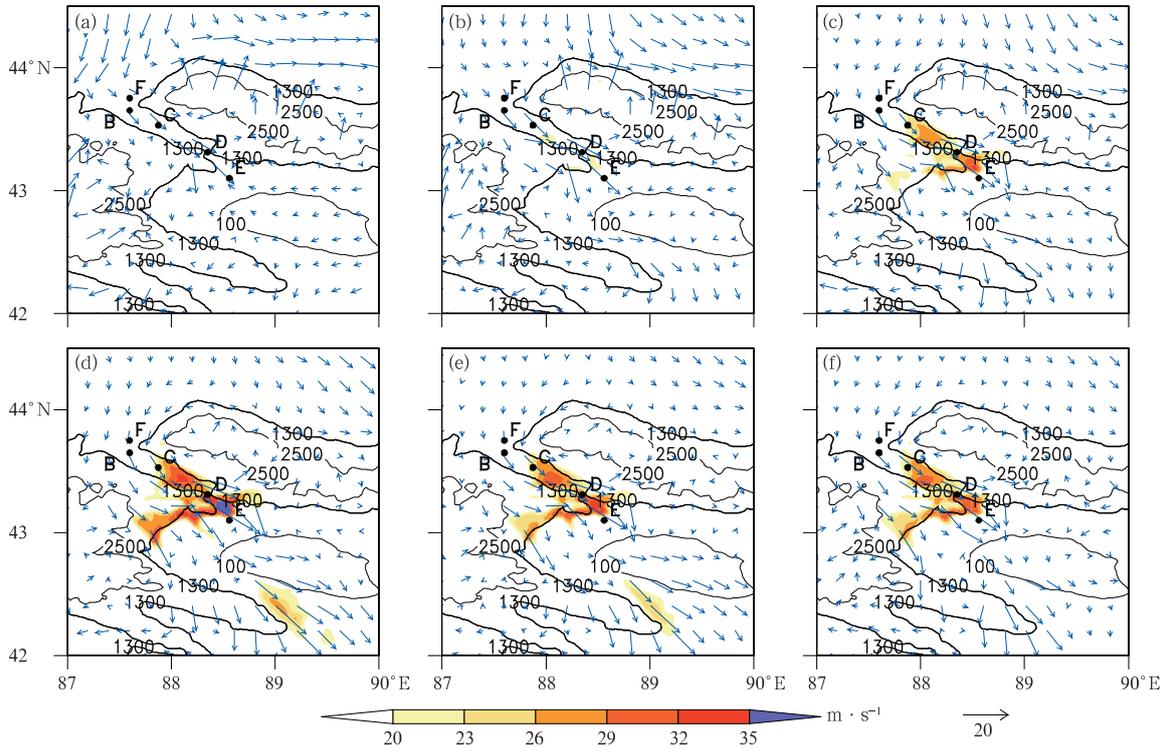


图 6 同图 5, 但为 850 hPa 风场

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for wind fields at 850 hPa

27 日 08 时(图 7a)迎风坡上空等位温线相对平直,峡谷内等位温线出现弱波动,表明地形的强迫抬升已经激发产生重力波,但此时谷内风速较小,重力波的振幅也较小,其波长与半山宽度相当。背风坡上空等位温线折向地面,出现弱的下沉运动。27 日 14 时(图 7b)位温线出现折点,峡谷内重力波振幅加大,其位相逐渐向气流的上游倾斜,280 K 等位温线由最初的在背风坡处接地,逐渐开始抬升至地面以上,重力波振幅加大,随着背风坡上空的等位温线与地面夹角进一步加大,过山气流在背风坡产生明显的水跃现象,即产生大振幅重力波。27 日 20 时(图 7c)在气压梯度力及狭管作用下,峡谷内出现超过 $23 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的水平风速,28 日 02 时(图 7d),峡谷两端压差达到最强,峡谷内低空风速达也到最大,其数值超过 $32 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,进一步验证了图 5、图 6 所分析的穿谷流的存在,穿谷流的中心大致在 850 hPa,此刻等位温线的振幅达到最大,在背风坡几乎与地面垂直,与其相应的下沉运动超过 $1.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,重力波位相向气流的上游方向进一步倾斜,其水平相速度与水平风速的不匹配造成重力波的非线性传播并产生波破碎,波破碎相伴的湍流加强了穿谷流能量

向地面的输送,在事故地点及其下风方出现两处地面风速超过 $35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的区域,与等位温线的波动相对应。之后峡谷两端的压差减小,穿谷流风速减弱,重力波振幅变小,下坡风逐渐变弱。

4 大气层结对下坡风暴的增强作用

4.1 临界层与逆温层分析

临界层是指水平风向在垂直方向上正负变化的过渡层,其最显著的作用就是对波能量的吸收,气流过山后在背风坡处形成垂直传播的重力波,临界层的存在能够吸收高空传递下来的波能量并向上传输到地面形成强风(谭本旭和伍荣生,1992;岳显昌和易帆,2005)。图 8 反映出背风坡处存在风向转换的临界层,临界层的位置在 850~750 hPa。临界层之上为东南风,之下存在强西北风,其中 28 日 02 时(图 8b)事故地点的低空风速为 $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,切变达到最强,背风坡临界层的存在和维持,吸收了上层的能量并下传,增加了穿谷流的能量,最终增大了急流的风速。

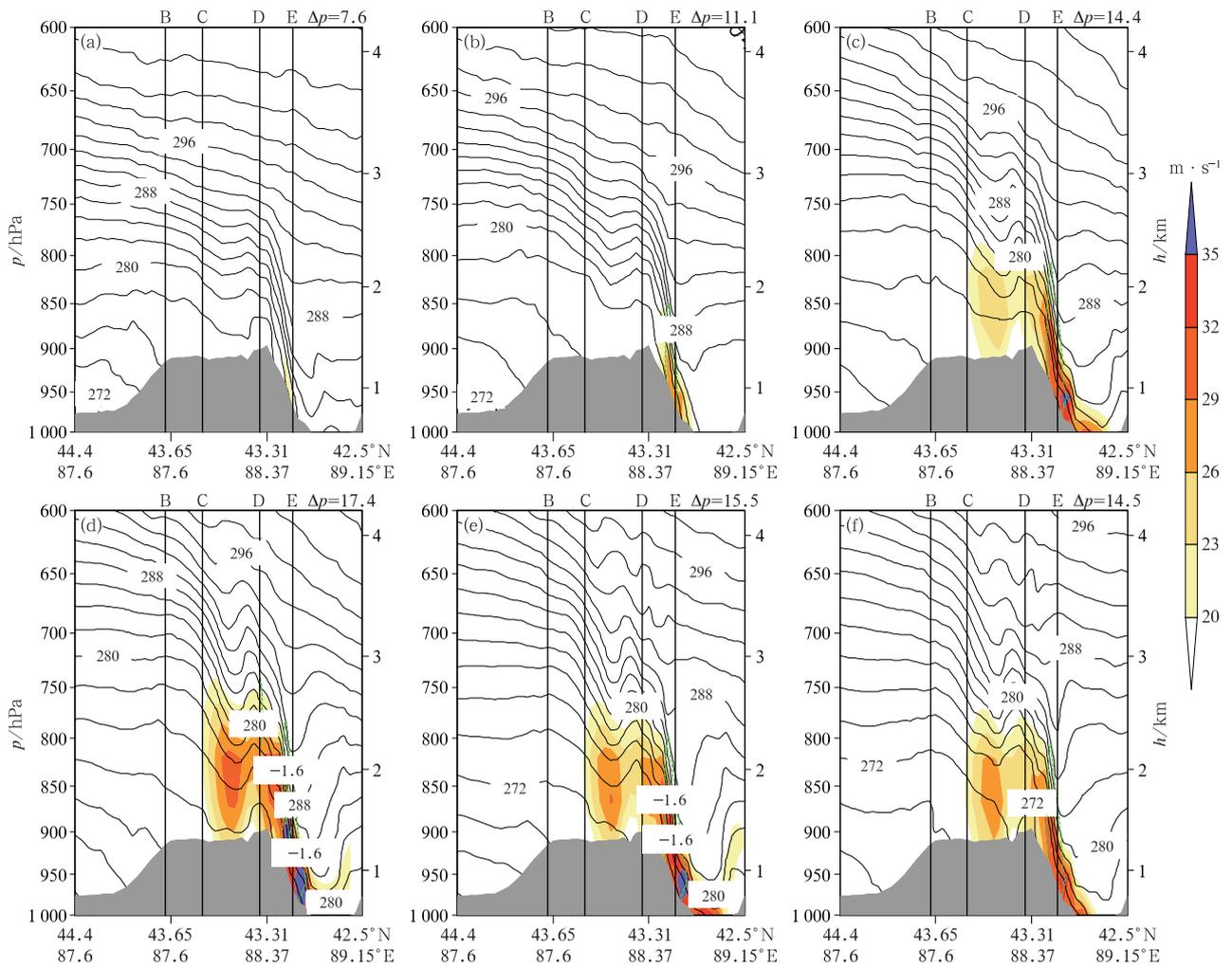


图 7 同图 5, 但为气流过山垂直结构剖面

(黑线:位温, 单位:K; 绿线:垂直运动, 单位: $m \cdot s^{-1}$; 填色: 风速; 灰色: 地形高度; 竖线 B、C、D、E 与图 1b 相应点对应; Δp 为 F 点与 E 点的气压差, 单位: hPa)

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for cross-section of airflow over mountain

(black line: potential temperature, unit, K; green line: vertical speed, unit, $m \cdot s^{-1}$; wind speed; colored; elevation: gray; vertical lines B, C, D, E correspond to the points in Fig. 1b; Δp shows difference of SLP, unit: hPa)

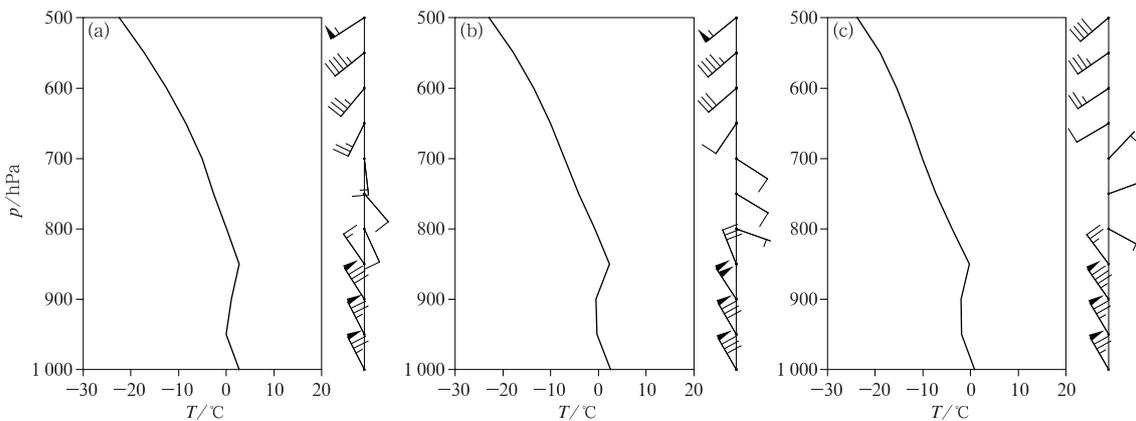


图 8 2007 年 2 月 27 日 20 时 (a), 28 日 02 时 (b), 08 时 (c) 背风坡 (E 点) 上空温度、风速模拟

Fig. 8 Simulated temperature and wind profile at Point E at 20:00 BT 27 (a), 02:00 BT 28 (b) and 08:00 BT 28 (c) February 2007

背风坡的温度-高度曲线显示,事故地点存在弱的逆温层,逆温层顶高在 850 hPa 附近,略高于峡谷内坡顶高度。逆温层对于下坡风暴的发展具有重要意义,因为它倾向于抑制地形的抬升作用和加强地形的阻挡作用(Lin, 2007)。Klemp and Lilly (1975), Brinkmann(1974)早期的研究也指出,下坡风暴都伴有逆温层或强稳定层结存在,如果没有则下坡风暴发展不起来。

4.2 大气层结稳定度分析

为定量表述大气层结稳定度,引入布伦特-维赛拉(Brunt-Väisälä)频率,也称浮力频率。其定义为 $N^2 = [(g/T)(\partial\theta/\partial z)]$ 。浮力频率值 $> 2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ 时认为大气为稳定层结,值越大层结越稳定(卢冰等, 2014)。

图 9 所示为迎风坡(F点)、背风坡(E点)浮力频率的高度-时间图。峡谷北端迎风坡 850 hPa 以下大气层结稳定度弱(图 9a),背风坡 900 hPa 以下为稳定层结,最强时段在 27 日 20 时至 28 日 08 时(图 9b),这也是下坡风最强的时段,垂直运动在稳定层结中得到充分发展,将更多穿谷流能量输送到地面,加强了下坡风的强度。

5 结论与讨论

北方冷空气东移南下过程中受天山大地形阻挡,在天山北侧形成深厚堆积,与此同时,塔里木盆

地热低压发展,天山两侧强气压梯度推动冷空气进入天山峡谷,在狭管效应和下坡风的作用下,造成新疆“三十里风区”2007 年 2 月 28 日大风及旅客列车侧翻事故。本次大风过程具备“三十里风区”大风典型的大尺度环流背景,有较好的代表性。为进一步分析其中尺度特征,使用 WRF 模式进行了数值模拟和诊断分析,提出了本次强风的形成机理模型,主要结论如下:

(1)北方强冷空气东移南下过程中受天山山脉大地形阻挡在其北侧形成深厚堆积,与此同时天山南侧塔里木盆地热低压发展,天山两侧形成强气压梯度。在气压梯度力的作用下,冷空气爬坡进入天山中部的峡谷,受狭管效应作用形成穿谷急流,风速超过 $35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,为下坡风暴的形成提供了能量。

(2)穿谷急流自北向南穿越天山峡谷北缓南陡的非对称地形时,地形的阻挡强迫产生沿峡谷传播的大振幅重力波,重力波在背风坡产生水跃形成背风波,将穿谷急流的能量向地面输送。重力波位相倾斜导致波破碎形成湍流活动,加剧了波能量的向地面输送,从而形成地面下坡风暴。

(3)峡谷北端迎风坡的不稳定层结,有利于气流抬升爬坡引入峡谷,而峡谷南端背风坡逆温层及强稳定层结加强了上层能量向地面输送的下沉运动的发展。背风坡低空存在风向切边的临界层,临界层吸收上层波能量向下传播,再次增大了输送到地面的能量,使下坡风达到极端大风强度。

(4)本文给出了此次强下坡风暴的机理模型,但

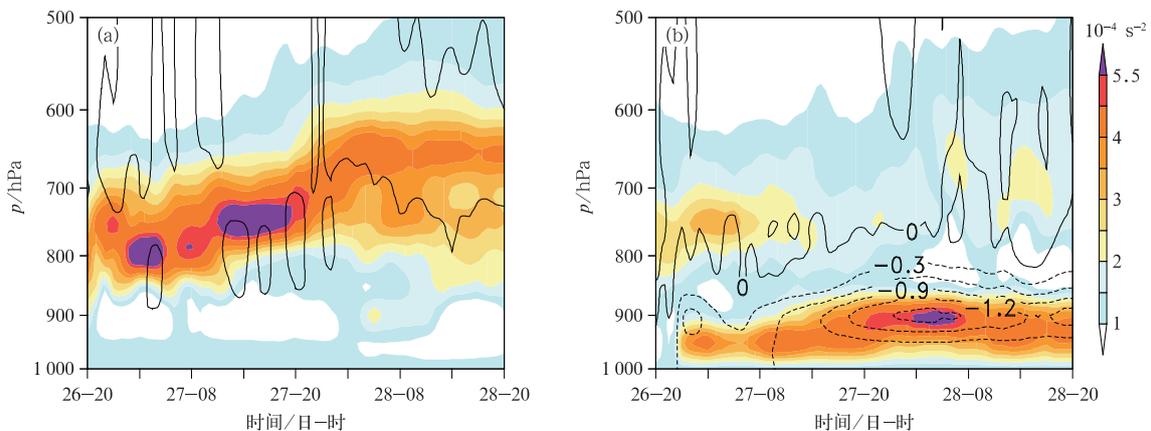


图 9 2007 年 2 月 26—28 日迎风坡(a),背风坡(b)的浮力频率、垂直运动高度-时间模拟

(填色:浮力频率;等值线:垂直运动,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 9 Height-time profiles of Brunt-Väisälä frequencies at Point F (a) and Point E (b) during 26—28 February 2007

(colored: Brunt-Väisälä frequencies; contour: vertical motion, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

狭管效应和下坡过程对气流加速的更多细节还有待进一步明确;峡谷内的非对称地形、大气层结稳定度、风向转化临界层的强度和高度对下坡风暴的贡献,重力波的强度及其产生的垂直运动对能量的输送和下传问题还有待更多个例和敏感试验进行研究。

参考文献

- 何毅,杨太保,陈杰,等,2015. 1960—2013年南北疆风速变化特征分析[J]. 干旱区地理,38(2):249-259. He Y, Yang T B, Chen J, et al, 2015. Wind speed change in north and south Xinjiang from 1960 to 2013[J]. Arid Land Geogr, 38(2): 249-259 (in Chinese).
- 李艺苑,王东海,王斌,2009. 中小尺度过山气流的动力问题研究[J]. 自然科学进展,19(3):310-324. Li Y Y, Wang D H, Wang B, 2009. Dynamics research of meso- and micro-scale airflow over mountain[J]. Progress Nat Sci, 19(3): 310-324 (in Chinese).
- 卢冰,史永强,王光辉,等,2014. 新疆克拉玛依强下坡风暴的机理研究[J]. 气象学报,72(6):1218-1230. Lu B, Shi Y Q, Wang G H, et al, 2014. Numerical study of severe downslope winds at Kelamayi, Xinjiang[J]. Acta Meteor Sin, 72(6): 1218-1230 (in Chinese).
- 马国忠,张广兴,马玉芬,2010. 颠覆列车强风数值模式参数敏感性对比分析[J]. 中国沙漠,30(6):1458-1463. Ma G Z, Zhang G X, Ma Y F, 2010. Contrast analysis of numerical parameters sensitivity in train-overthrowing gale simulation[J]. J Desert Res, 30(6): 1458-1463 (in Chinese).
- 马媛媛,杨毅,胡小明,等,2014. WRF中三种边界层参数化方案对新疆“2·28”大风过程模拟的对比分析[J]. 沙漠与绿洲气象,8(3):8-18. Ma Y Y, Yang Y, Hu X M, et al, 2014. Evaluation of three planetary boundary layer parameterization schemes in WRF model for the February 28th, 2007 gust episode in Xinjiang[J]. Desert Oasis Meteor, 8(3): 8-18 (in Chinese).
- 马韞娟,马淑红,张云惠,等,2012. 新疆高速公路强横风区间安全行车对策研究[J]. 干旱区地理,35(2):209-220. Ma Y J, Ma S H, Zhang Y H, et al, 2012. Measures for safe driving at violent-wind section of Xinjiang Expressway[J]. Arid Land Geogr, 35(2): 209-220 (in Chinese).
- 桑建国,1989. 下坡运动的分析解[J]. 气象学报,47(2):191-198. Sang J G, 1989. Analytical solutions of downslope motions[J]. Acta Meteor Sin, 47(2): 191-198 (in Chinese).
- 盛春岩,李建华,范苏丹,2014. 地形及下垫面对渤海大风影响的数值研究[J]. 气象,40(11):1338-1344. Sheng C Y, Li J H, Fan S D, 2014. Numerical study of terrain and underlying surface effect on Bohai gale[J]. Meteor Mon, 40(11): 1338-1344 (in Chinese).
- 谭本旭,伍荣生,1992. 临界层理论研究的进展[J]. 气象学报,50(4):492-503. Tan B K, Wu R S, 1992. Advance in studies of critical layers of waves in shear flow[J]. Acta Meteor Sin, 50(4): 492-503 (in Chinese).
- 汤浩,贾丽红,2014. 背景场和物理过程对WRF模式在新疆区域预报性能的影响[J]. 沙漠与绿洲气象,8(3):27-33. Tang H, Jia L H, 2014. The influence of background field and physical process on forecasting performance of WRF in Xinjiang[J]. Desert Oasis Meteor, 8(3): 27-33 (in Chinese).
- 汤浩,李如琦,贾丽红,2011. 新疆“2.28”大风的中尺度数值模拟[J]. 气象,37(11):1365-1371. Tang H, Li R Q, Jia L H, 2011. Mesoscale numerical simulation of the 28 February 2007 gale in Xinjiang[J]. Meteor Mon, 37(11): 1365-1371 (in Chinese).
- 王澄海,靳双龙,杨世莉,2011. 新疆“2.28”大风过程中热、动力作用的模拟分析[J]. 中国沙漠,31(2):511-516. Wang C H, Jin S L, Yang S L, 2011. Simulation and analysis of the thermal-dynamics characteristics of “2.28” severe wind event in Xinjiang with WRF Model[J]. J Desert Res, 31(2): 511-516 (in Chinese).
- 肖庆农,伍荣生,1995. 地形对于气流运动影响的数值研究[J]. 气象学报,53(1):38-49. Xiao Q N, Wu R S, 1995. Numerical experiments of influence of topography on atmospheric motion[J]. Acta Meteor Sin, 53(1): 38-49 (in Chinese).
- 杨大升,刘余滨,刘式适,1980. 动力气象学[M]. 北京:气象出版社:19-37. Yang D S, Liu Y B, Liu S K, 1980. Dynamic Meteorology [M]. Beijing: China Meteorological Press: 19-37 (in Chinese).
- 叶小岭,支兴亮,邓华,2019. 基于WRF模式的风电场短期风速集成预报方法研究[J]. 气象,45(1):88-98. Ye X L, Zhi X L, Deng H, 2019. Integrated forecasting method research of short-term wind speed in wind power plant based on WRF model[J]. Meteor Mon, 45(1): 88-98 (in Chinese).
- 叶笃正,1956. 小地形对于气流的影响[J]. 气象学报,27(3):241-262. Yeh T C, 1956. Topographical effect on the airflow[J]. Acta Meteor Sin, 27(3): 241-262 (in Chinese).
- 岳显昌,易帆,2005. 重力波波包在临界层附近的传播[J]. 中国科学E辑 工程科学 材料科学,35(11):1215-1232. Yue X C, Yi F, 2005. Propagation of gravity wave packet near critical level[J]. Sci China Series E Eng Mater Sci, 48(5): 538-555 (in Chinese).
- 臧增亮,张铭,2004. 三层模式背风波的理论研究[J]. 气象学报,62(4):395-400. Zang Z L, Zhang M, 2004. Theoretical study on trapped lee waves on three-layers model[J]. Acta Meteor Sin, 62(4): 395-400 (in Chinese).
- 张弛,王东海,巩远发,2015. 基于WRF/CALMET的近地面精细化风场的动力模拟试验研究[J]. 气象,41(1):34-44. Zhang C, Wang D H, Gong Y F, 2015. Dynamic modeling study of highly resolved near-surface wind based on WRF/CALMET[J]. Meteor Mon, 41(1): 34-44 (in Chinese).
- 张家宝,苏起元,孙沈清,等,1986. 新疆短期天气预报指导手册[M]. 乌鲁木齐:新疆人民出版社:330-336. Zhang J B, Su Q Y, Sun S Q, et al, 1986. Guide Manual of the Short-Term Weather Forecast in Xinjiang[M]. Urumqi: Xinjiang People's Press: 330-336 (in Chinese).
- 张强,2001. 地形和逆温层对兰州市污染物输送的影响[J]. 中国环境科学,21(3):230-234. Zhang Q, 2001. The influence of terrain and inversion layer on pollutant transfer over Lanzhou City[J]. China Environ Sci, 21(3): 230-234 (in Chinese).

- 中国气象局,2007. 2007:哪些天气气候事件影响了我们的生活[EB/OL]. http://www.cma.gov.cn/kppd/kppdqxsj/kppdtqqh/201212/t20121217_197722.html. China Meteorological Administration Official Website; Which weather and climate events influence us in 2007(in Chinese).
- Belušić D, Hrastinski M, Vecenaj Z, et al, 2013. Wind regimes associated with a mountain gap at the northeastern Adriatic coast[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 52(9):2089-2105.
- Brinkmann W A R, 1974. Strong downslope winds at Boulder, Colorado[J]. *Mon Wea Rev*, 102(3):592-602.
- Doyle J D, Durran D R, 2002. The dynamics of mountain-wave-induced rotors[J]. *J Atmos Sci*, 59(2):186-201.
- Doyle J D, Smith R B, 2003. Mountain waves over the Hohe Tauern; influence of upstream diabatic effects[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 129(588):799-823.
- Houghton D D, Kasahara A, 1968. Nonlinear shallow fluid flow over an isolated ridge[J]. *Commun Pure Appl Math*, 21(1):1-23.
- Jiang Q F, Doyle J D, 2004. Gravity wave breaking over the central Alps: role of complex terrain[J]. *J Atmos Sci*, 61(18):2249-2266.
- Klemp J B, Lilly D K, 1975. The dynamics of wave-induced downslope winds[J]. *J Atmos Sci*, 32(2):320-339.
- Kuttner, 1958. The rotor flow in the lee of mountain Schweia[J]. *Aero Rev*, 33:208-215.
- Lehner M, Whiteman C D, Hoch S W, et al, 2016. The METCRAX II field experiment: a study of downslope windstorm-type flows in Arizona's Meteor Crater[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 97(2):217-235.
- Lin Y L, 2007. *Mesoscale Dynamics*[M]. Cambridge: Cambridge University Press; 630.
- Scorer R S, Klieforth H, 1959. Theory of mountain waves of large amplitude[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 85(364):131-143.
- Sharp J, Mass C F, 2004. Columbia gorge gap winds: their climatological influence and synoptic evolution[J]. *Wea Forecasting*, 19(6):970-992.