

张迎新,姚学祥,侯瑞钦,等. 2009 年秋季冀中南暴雪过程的地形作用分析[J]. 气象,2011,37(7):857-862.

2009 年秋季冀中南暴雪过程的地形作用分析^{* 1}

张迎新^{1,3} 姚学祥² 侯瑞钦¹ 李宗涛¹ 裴宇杰¹

1 河北省气象台,石家庄 050021

2 河北省气象局,石家庄 050021

3 河北省气象与生态环境重点实验室,石家庄 050021

提 要: 2009 年 11 月 10—11 日,河北中南部地区出现了回流暴雪天气,强降雪中心位于太行山喇叭口地形南侧迎风坡处。本文使用 MM5 数值试验结果分析中小尺度地形对于降雪的影响。结果表明:在喇叭口地形作用下北侧为下坡风,南侧为迎风坡,出现上升运动;由于向东开口的喇叭口地形对于气流有汇聚作用,整个喇叭口地形上空到 800 hPa 为地形辐合产生的上升运动。垂直剖面显示低层地形产生的上升运动冲破逆温层(或与逆温层内波动的上升支叠加),与 700 hPa 以上的西风带低槽系统引起的上升支叠加,加强了垂直上升运动,且东北风遇山后呈现出两股气流,一支在山前堆积下沉,一支在山前冷空气堆前上升,且山前冷空气下沉支逐步形成环流圈,说明冷空气在山前堆积,气流在冷空气堆以东上升。这可能是降雪中心在平原而不在山坡的主要原因。

关键词: 暴雪,地形,数值模拟,MM5

Terrain Effect on Heavy Snowstorm in Hebei Province

ZHANG Yingxin^{1,3} YAO Xuexiang² HOU Ruiqin¹ LI Zongtao¹ PEI Yujie¹

1 Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

2 Hebei Meteorological Service, Shijiazhuang 050021

3 Key Laboratory for Meteorology and Eco-Environment of Hebei Province, Shijiazhuang 050021

Abstract: Based on the observed data and output data from MM5, the terrain effect on the blizzard process in central and south of Hebei Province from November 10 to 11 in 2009 is analyzed. The results show that there is a downward motion on the north side of the trumpet-shaped terrain, and an upward motion on the south side; the eastward flow has been brought together due to the role of the trumpet-shaped terrain, the terrain effect exists under the 800 hPa and an upward motion is generated. Vertical profiles show that the low-level upward motion generated by terrain penetrates through the inversion layer, and merged with upward streams caused by westerly trough, thus strengthening the vertical upward movement. The northeast flow encountered Taihang Mountains is divided into two flows, a flow sinking in the piedmont, and the other flow ascending before the cold air heap and gradually forms a piedmont circulation of cold air sinking branch, indicating accumulation of cold air in the piedmont. This may be the main reason for snowfall center occurring generally in the plains and not in the hill.

Key words: blizzard, topography, numerical model, MM5

* 国家自然科学基金项目(40875024)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906011)、河北省自然科学基金项目(D2008001282)、国家科技支撑项目(2008BAC37B01)和中央公益性科研院所科研业务费专项(IUMKY201002)共同资助

2011 年 1 月 11 日收稿; 2011 年 3 月 15 日收修定稿

第一作者:张迎新,主要从事天气预报及技术的研究工作。Email:zhangyx92005@yahoo.com.cn

引言

大到暴雪是华北地区冬半年常见的一种灾害性天气,常伴有大风、寒潮等恶劣天气。给城市交通、电力、农牧业生产和人民生命财产安全带来较大影响和危害。

国内外对暴雪过程做过一些研究。国外认为,欧美的降雪过程大多与温带气旋的形成与发展有关^[1],亚洲日本的降雪(尤其是经过海面又登陆引起的降雪)多与低压系统的发生发展有关^[2]。国内学者对暴雪的研究始于 20 世纪 70 年代末,多是对暴雪个例的天气分析和诊断。随着数值模式的发展,运用中尺度数值模式对暴雪过程进行模拟分析,探讨其成因和机理,人们对暴雪形成机制有了更深层次的研究和更深入的认识^[3-6]。近年来的研究多着重分析暴雪的预报方法,如盛春岩等^[7]、赵桂香等^[8]对华北暴雪过程进行了对称不稳定分析,得出对称不稳定判据能较好地反映强降水区的分布和移向,认为其可作为暴雪等强降水落区预报的一个判据。

地形与降水的强度与分布密切相关,太行山东麓地区是华北气象工作者关注的地形暴雨多发区之一,郭彦波等^[9]统计得出太行山东麓是暴雨中心,还发现当 700 hPa 以下为偏东风时,在太行山东麓迎风坡地区,多出现暴雨且降水强度极大。徐国强等^[10]、范广洲等^[11]分别用 MM4、RegCM2 模式,通过削减数值模式地形高度的试验得出地形高度降低后,迎风坡抬升作用减弱,减少了山前降水。张立凤等^[12]对一次华南暴雨的数值模拟研究表明,地形抬升作用占最低层上升速度的一半,且对系统有阻挡作用。因而,太行山地形在暴雪过程中的作用值得进行研究。本文使用中尺度数值模式 MM5v3.6 对暴雪天气过程进行试验,试图揭示太行山地形在暴雪过程中的作用。

1 暴雪概况及降水分布特征

2009 年 11 月 9—12 日,河北省出现了历史罕见的暴雪天气。此次降雪过程主要分两阶段:回流降雪和高空槽降雪^[13-15]。11 月 10 日白天到夜间是回流降雪阶段,地面以东到东北风为主,降雪出现在华北中南部地区,强降雪出现在太行山及以东地区,

降雪中心没有出现在太行山区——东风的迎风坡上,而是出现在石家庄市,石家庄本站日降雪量达 69.9 mm(图 1),积雪深度为 50 cm,突破了石家庄 11 月单日降水量的极大值和积雪深度最大值。由于降雪强度大,又伴有全省范围的强寒潮,河北中南部出现雨雪冰冻灾害,导致部分火车停开,市内交通严重堵塞,高速公路和机场一度关闭,大部分中小学校停课;雨雪冰冻天气对工农业生产也造成危害,据省民政部门统计,因灾造成直接经济损失达 15.2743 亿元。

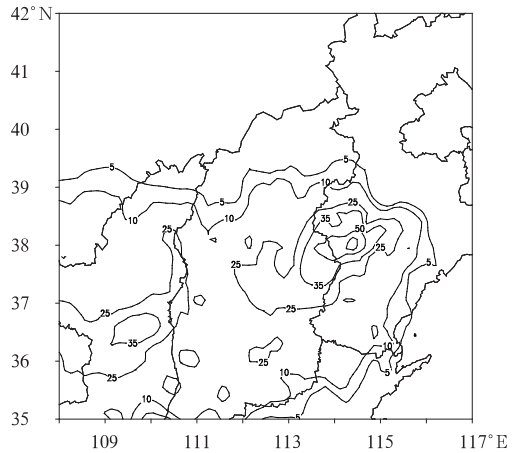


图 1 2009 年 11 月 10 日 08 时至 11 日 08 时降雪量(单位:mm)

Fig. 1 The total snowfall (unit: mm) during 08:00 BT 10 to 08:00 BT 11 November 2009

石家庄位于太行山东麓喇叭口地形处,日常业务中发现,降雨与降雪过程的降水分布有所不同,为此以石家庄为例给出太行山东麓的降水分布特征。选取 1972—2007 年石家庄市 17 个观测站逐日降水资料(20—20 时)进行统计^[9]。图 2a 和 2b 分别是暴雨、大到暴雪的分布图。由图 2a 可见:暴雨发生次数分别从西北和东南向内部逐渐减少,即西北和东南部多,而中部少,暴雨中心出现在喇叭口地形北侧山坡,海拔高度 200 m 以上(图 3)。暴雪的发生次数与暴雨不同,西北和东南部少,而中部偏多(图 2b),暴雪中心出现在喇叭口地形的南侧山前及平原,海拔高度 100 m 以下(图 3)。

暴雨、暴雪中心不一致的可能原因主要有两条:一是暴雨常与东南气流相伴,喇叭口地形北侧为迎风坡;而暴雪过程常在低层有东北或偏东气流(据统计华北地区冬季降雪近 3 成与回流天气有关),喇叭口地形南侧为迎风坡;二是暴雨过程中,东南气流的

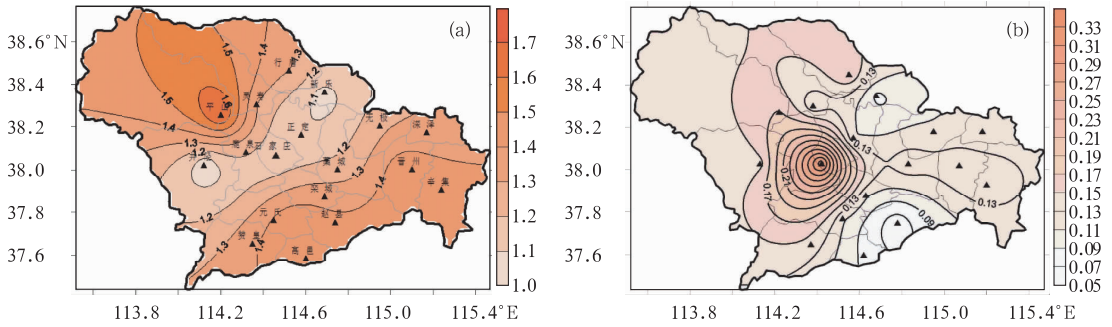


图 2 1972—2007 年石家庄暴雨(a)、暴雪(b)平均日数地理分布(注:图 2a 摘自文献[9])

Fig. 2 The geographical distributions of annual mean rainstorm (a, quoted the reference 9) and snowstorm (b) days in Hebei Province during 1972—2007

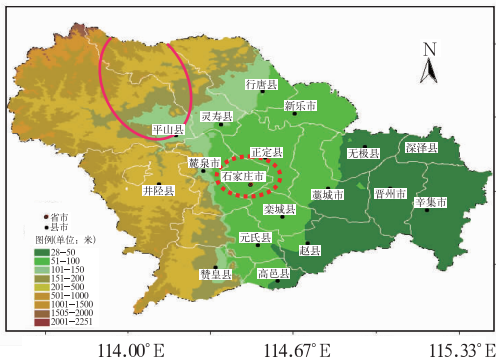


图 3 石家庄地形图及暴雨(实线)、暴雪(虚线)平均日数中心

Fig. 3 Topographic map and the center of annual mean rainstorm (solid line) and snowstorm (dotted line) days in Shijiazhuang

性质是暖湿的,与中高层的冷空气形成对流不稳定层结;暴雪过程中东北气流的性质是冷干的,起冷垫作用,中层为西南暖湿气流,大气层结稳定。另外,可能还与云物理过程有关,如暴雨过程中大雨滴的下落末速度平均约为 $8\sim 9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,而暴雪中的霰或雪粒子的下落末速度平均约为 $2\sim 3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,其下落过程中降雪比降雨向下风方漂移距离要远。

2 环流形势演变特征和影响系统

图 4 是 2009 年 11 月 9—10 日 500 hPa 平均高度场,亚欧中高纬地区呈两槽一脊型,槽分别位于鄂霍次克海到我国东北地区 and 巴尔喀什湖一带, 40°N 附近为纬向环流。从贝加尔湖地区南下的冷空气到达我国东北地区后,遇长白山阻挡从东北平原南下经渤海侵入华北平原。位于巴尔喀什湖附近的槽底

不断有短波槽分离并快速东移,冷空气亦随着东移。表现在地面图上(图 5),一条冷锋从渤海向西移动(锋后为偏东风),同时另一条冷锋从河西走廊东移,两者在河套地区相遇,形成锢囚锋。对应在 700 hPa 图上(图略),南支槽偏北且与西风带短波槽同位相叠加,在槽前形成强盛的西南风急流,与蒙古反气旋底部的偏东风在河北中部、山西中部、陕西北部至兰州一线形成切变线,由于冷暖空气势力相当,因而切变线稳定维持。从 10 日 08 至 11 日 08 时的 24 小时降雪量可见(图 1),东西向雪区与切变线配合,且有两个雪量中心:一个在陕西与山西交界处,另一个在河北省西南部与太行山东麓。陕西与山西交界处的雪量中心,是由于锢囚过程的强烈降水所造成;另一雪量中心,是由冷锋后部偏东风、中高层为低槽前部西南气流及地形所造成。强劲的偏东风遇太行山,地形的作用使得太行山东麓雪量加大,这也正是华北地区回流降水的典型形势^[13-14]。杨贵名等^[15]、张迎新等^[16-17]对此次暴雪过程中的形势演变、水汽来源、动力机制等进行了详细分析。10 日白天河北中南部观测到正负闪电,最强雷达回波为 $45\sim 50\text{ dBz}$ ^[15],说明 10 日降雪过程中存在对流。从 10 日 08 时邢台探空图可见(图略),假定气块从逆温层顶上升,可获得弱对流有效位能,数值较小为 $11.7\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,不足以解释 $45\sim 50\text{ dBz}$ 的强回波。Bennetts 等^[18]把一个粗略的潜热释放模式引入到对称不稳定理论中,从而得到了“条件性对称不稳定”。简单地说,当对称稳定的大气由于潜热释放的作用变为对称不稳定时,便可以说这种大气是“条件性对称不稳定”。他们指出湿球位涡小于零是大气发生条件性对称不稳定的充分必要条件。为此分析湿位涡的垂直和水平分布。沿降雪中心 38°N 做湿

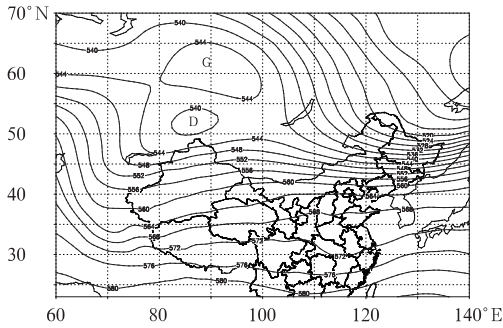


图 4 2009 年 11 月 9—10 日 500 hPa 平均高度场 (单位: dagpm)

Fig. 4 Average 500 hPa geopotential height field (unit: dagpm) from 08:00 BT 9 to 08:00 BT 10 November 2009

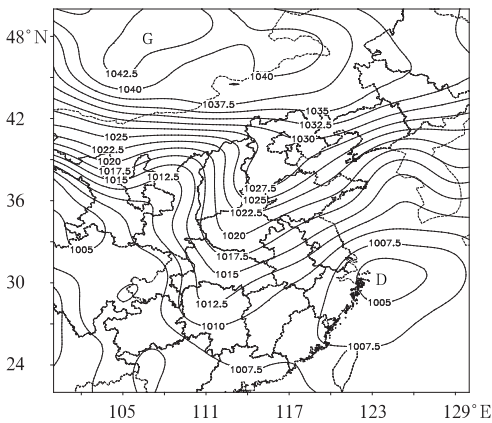


图 5 2009 年 11 月 9—10 日平均海平面气压场 (单位: hPa)

Fig. 5 Average sea-level pressure field from (unit: hPa) 08:00 BT 9 to 08:00 BT 10 November 2009

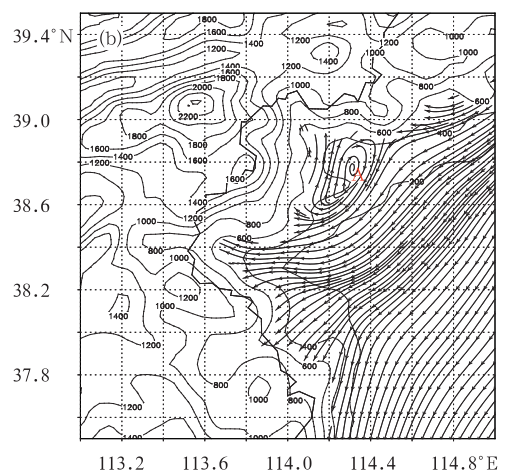
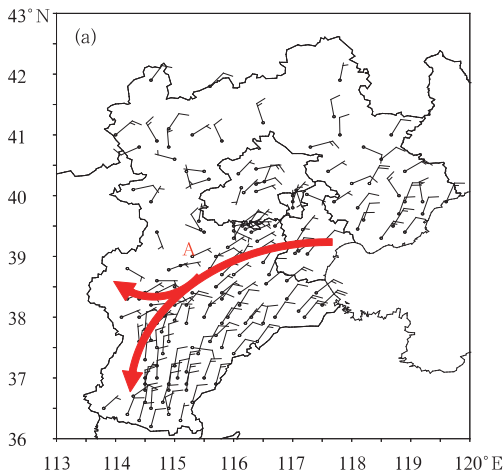


图 6 2009 年 11 月 10 日 13 时自动站风场(a)、模式输出的地形等高线(实线,间隔 200 m)及流场(b)

Fig. 6 The AWS wind field (a), and the terrain contours (solid lines, at intervals of 200 m) and streamline field (b) at 13:00 BT 10 November 2009

位涡剖面(图略),降雪区边界层和 600 hPa 附近的湿位涡为负,说明存在条件性对称不稳定。从 925 hPa 湿位涡的空间分布可见(图略),湿位涡负值区走向与降雪区走向基本一致,这说明低层的条件性对称不稳定对这次降雪带的形成起主要作用。而太行山东麓的降雪中心(图 1)与湿位涡的负值中心不吻合(但陕西与山西交界处的降雪中心与负值中心配合较好),对照 700 hPa 的锋生函数分布(图略),此降雪中心位于 700 hPa 锋生函数正值与 925 hPa 湿位涡负值叠加处。可以认为在弱对称不稳定的情形下锋生强迫可能是暴雪天气的一种触发机制,这也与王建中等^[19]分析得出的结论基本一致。太行山地形在降雪中作用如何? 本文重点分析太行山地形在冀中南地区降雪的作用。

3 地形对冀中南降雪作用的数值模拟分析

使用美国 MM5V3.6 非静力中尺度模式进行三层嵌套模拟,粗网格中心点为 38°N、110°E,三层嵌套水平分辨率分别为 45, 15 和 5 km,计算网格点空间分布分别为 100×100, 112×100 和 214×187;垂直分辨率 $K_v=37$ 层;模式顶 $p_t=100$ hPa。初始化的资料包括:NCEP 的 1°×1°再分析资料及每日两次的探空资料和每日四次的地面资料。积分开始时间是 2009 年 11 月 9 日 20 时,积分时间长度为 36 小时,时间步长分别为 120, 40 和 13.3 s。对 5 km 模拟结果进行分析。由模拟降雪量看(图略),模式

模拟中心比实况略偏西,且中心值最大为 40 mm,比实况(69.9 mm)偏小。但模式预报中雪范围基本与实况一致,且 20 mm 线区域也与实况接近,因此模式基本能再现本次降雪天气。由于地形作用可使气流产生汇聚、爬坡、绕流等运动(图 6a),而模式输出的流场也存在这种结构(图 6b),因此可用模式输出结果分析太行山地形的作用。

由图 3 可见,石家庄西部位于太行山的喇叭口地形处。那么中小尺度地形作用如何?图 7 是过降雪中心石家庄本站的经向剖面图,箭矢是南北风与垂直速度的合成。图中看到,在喇叭口地形南北方向上由于山脉作用,喇叭口地形北侧为下坡风(粗箭头),贴近地面为下沉运动,南侧为迎风坡,上升运动;从过石家庄的纬向剖面图上可见(图略),东西方向由于 850 hPa 以下吹东北风,在迎风坡处为上升运动。另外由于向东开口的喇叭口地形对于气流有汇聚作用,因此整个喇叭口地形上空到 800 hPa 为地形辐合产生的上升运动,而在喇叭口地形南侧与东北风几乎垂直的迎风坡处上升运动最强,中心值可达 $0.06 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图略)。图 7 中等值线为等温线,在 850~650 hPa 存在逆温层,逆温层内有波动(粗实线)。当地形引起的上升运动冲破逆温层(或与逆温层内波动的上升支叠加),与 700 hPa 以上的西风带低槽系统引起的上升支叠加,便加强了垂直上升运动。

由图 3 可见,暴雨中心分布在山坡上,而暴雪中心却出现在平原,或者说暴雪出现在山脚到平原。为了了解暴雪过程中东风遇山后的垂直结构,选取

降雪强度较大时段两个时次进行分析。图 8 分别是 2009 年 11 月 10 日 15 和 20 时沿 38°N 所做的剖面。15 时太行山以东的低层基本以下沉运动为主,即冷空气自东北南下(流场上表现为东北风),遇山后呈现出两支,一支山前堆积下沉,一支山前冷空气堆前上升(图 8a),至 20 时,山前冷空气下沉支呈现出一环流圈(图 8b)。说明东风回流冷空气遇山后减速,首先在山前堆积、绕流,逐步在山前形成冷空气垫,回流过来位于冷空气垫上的冷空气沿地形迎风坡被抬升凝结形成雪。这可能是降雪中心在平原而不在山坡的原因。

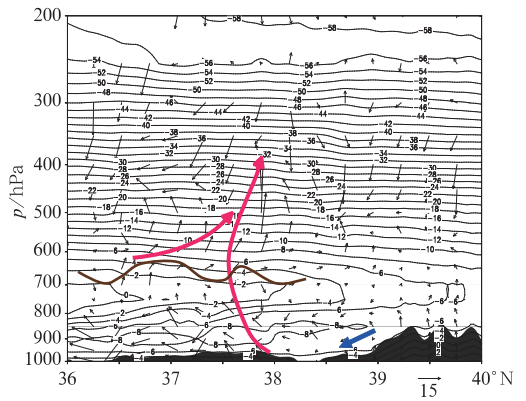


图 7 2009 年 11 月 10 日 10 时模式输出温度场(单位: $^\circ\text{C}$, 实线)、南北风与垂直运动的合成(箭矢)沿 114°E 的剖面
Fig. 7 The cross section along 114°E at 10:00 BT 10 November 2009 for temperature (unit: $^\circ\text{C}$, solid line) and composite wind (arrow, unit: $10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

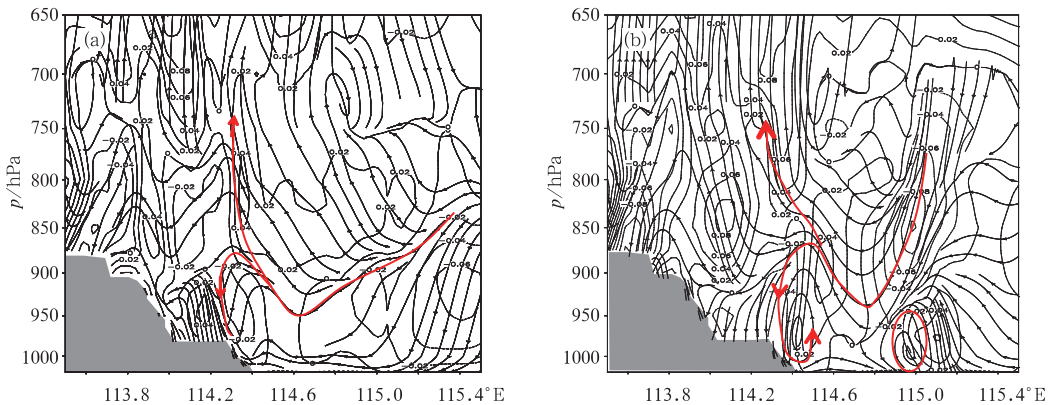


图 8 模式输出垂直速度(等值线)、东西风与垂直运动的合成(箭矢)沿 38°N 的剖面
(a) 2009 年 11 月 10 日 15 时; (b) 2009 年 11 月 10 日 20 时
Fig. 8 The cross sections along 38°N at 15:00 BT (a) and 20:00 BT (b) on 10 November 2009 respectively

4 结论与讨论

使用 MM5 数值试验结果分析太行山喇叭口地形(中小尺度地形)对于降雪的影响。得出以下结论:

(1) 南北方向上由于山脉作用,在喇叭口地形北侧为下坡风,贴近地面为下沉运动,南侧为迎风坡,上升运动;东西方向由于 850 hPa 以下层吹东北风,在迎风坡处为上升运动。另外由于向东开口的喇叭口地形对于气流有汇聚作用,因此整个喇叭口地形上空到 800 hPa 为地形辐合产生的上升运动,而在喇叭口地形南侧与东北风几乎垂直的迎风坡处上升运动最强。

(2) 低层地形产生的辐合冲破逆温层(或与逆温层内波动的上升支叠加),与 700 hPa 以上的西风带低槽系统引起的上升支叠加,加强了垂直上升运动。

(3) 垂直剖面上:东北风遇山后呈现出两支气流,一支在山前堆积下沉,一支在山前冷空气堆前上升,且山前冷空气下沉支逐步形成环流圈,说明冷空气在山前堆积,气流在冷空气堆以东上升。这可能是降雪中心在平原而不在山坡的主要原因。

参考文献

- [1] Ulbrich U, Fink A H, Klawe M, et al. Three extreme storms over Europe in December 1999[J]. *Weather*, 2001, 56(3): 70-80.
- [2] Ninomiya K. Polar low development over the east coast of Asian Continent on 9-11 December 1985[J]. *J Meteor Soc Japan*, 1991, 69(6): 669-685.
- [3] 刘建军,程麟生.“97.12”高原暴雪过程中尺度热量和水汽收支诊断[J]. *气象*, 2002, 28(6): 16-22.
- [4] 宗志平,刘文明. 2003 年华北初雪的数值模拟和诊断分析[J]. *气象*, 2004, 30(11): 2-8.
- [5] 秦华锋,金荣花.“0703”东北暴雪成因的数值模拟研究[J]. *气象*, 2008, 34(4): 30-38.
- [6] 王东勇,刘勇,周昆. 2004 年末黄淮暴雪的特点分析数值模拟[J]. *气象*, 2004, 32(1): 30-35.
- [7] 盛春岩,杨晓霞. 一次罕见的山东暴雪天气的对称不稳定分析[J]. *气象*, 2002, 28(3): 33-37.
- [8] 赵桂香,程麟生,李新生.“04.12”华北大到暴雪过程切变线的动力诊断[J]. *高原气象*, 2007, 26(3): 615-623.
- [9] 郭彦波,陈静,王丽荣,等. 石家庄气象灾害防御[M]. 石家庄:河北人民出版社, 2010: 28-29.
- [10] 徐国强,胡欣,苏华. 太行山地形对“96.8”暴雨影响的数值试验研究[J]. *气象*, 1999, 25(7): 7-14.
- [11] 范广洲,吕世华. 地形对华北地区夏季降水影响的数值模拟研究[J]. *高原气象*, 1999, 18(4): 659-666.
- [12] 张立凤,查石祥,张铭. 一次华南暴雨过程的数值模拟和试验[J]. *气象科学*, 2000, 20(2): 120-128.
- [13] 张迎新,侯瑞钦,张守保. 回流暴雪过程的诊断分析和数值试验[J]. *气象*, 2007, 33(9): 25-32.
- [14] 张迎新,张守保. 华北平原回流天气的结构特征[J]. *南京气象学院学报*, 2006, 29(1): 107-113.
- [15] 杨贵名. 2009 初冬北方大范围初雪持续成因和强降雪机理分析[G]//第六届灾害性天气会议文集, 2009.
- [16] 张迎新,裴玉杰,范军红,等. 2009 年初冬华北暴雪过程成因分析[G]//第六届灾害性天气会议文集, 2009.
- [17] 张迎新,张守保,裴宇杰,等. 2009 年 11 月华北暴雪过程的观测分析[J]. *高原气象*, 2011, 已录用.
- [18] Bennetts D A, Hoskins B J. Conditional symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1979, 105: 945-962.
- [19] 王建中,丁一汇. 一次华北强降雪过程的是对称不稳定的诊断分析[J]. *气象学报*, 1995, 53(11): 451-460.