

# 华北回流暴雪发展机理个例研究

周雪松 谈哲敏

(南京大学中尺度灾害性天气教育部重点实验室,大气科学系,南京 210093)

**提 要:** 利用新一代中尺度数值模式 WRF 对 2004 年 11 月 24—25 日发生在华北的一次回流暴雪过程进行了数值模拟,并着重对回流暴雪形成发展的机制进行了分析研究。在回流暴雪形成与发展的过程中,动力锋生机制发挥了重要作用;其产生的锋面次级环流是造成这次暴雪的主要原因;降水过程中,雨雪相态的转变与温度廓线有直接关系,随着降水由雨转为雪,雪水混合比增大迅速且其高度有所降低。地形在此次回流暴雪过程中,通过其强迫的、分别位于迎风坡和背风坡的正负垂直速度中心,对降雪起明显的增幅作用,同时对雨水和云水分布产生影响。

**关键词:** 回流暴雪 数值模拟 动力锋生 次级环流 地形

## Case Study on Development Mechanism of a Snowstorm over North China

Zhou Xuesong Tan Zhemin

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, 210093)

**Abstract:** By use of the next generation meso-scale non-hydrostatic model WRF, a backflow snowstorm over North China on Nov. 24—26, 2004 was simulated and analyzed. The development mechanisms of backflow precipitation are analyzed with the reasonable simulation results. The results show that dynamical frontogenesis plays a very important role in the development of backflow snowstorm. The frontogenetical secondary circulation directly causes the snowstorm. Mount Tai plays a very important role in the case and makes the positive and minus extremes of vertical velocity in the upslope and lee, respectively. Meanwhile it affects the distribution of rain water and cloud water.

**Key Words:** backflow snowstorm numerical simulation amical frontgenesis secondary circulation topography

基金项目: 中国气象局“山东半岛冷流暴雪的中尺度特征研究”(CMATG2007Y08), 山东省气象局“山东省精细化数值预报系统的开发”(2006sdqxz08)

收稿日期: 2007 年 5 月 10 日; 修定稿日期: 2007 年 12 月 11 日

## 引 言

冬季暴雪是我国北方地区常见的一种灾害性天气现象。关于暴雪的研究,同处中高纬度的欧美国家暴雪研究已较为深入。Frederick 等<sup>[1-3]</sup>讨论了锋生强迫和对称不稳定对暴雪带的作用,同时应用多普勒雷达研究了暴雪带的结构,分析了大尺度重力波在暴雪中的重要作用。近年来,新的观探测技术和高分辨率数值模式被用于暴雪的研究<sup>[4-5]</sup>。我国对暴雪的研究始于 1970 年代末王文辉等<sup>[6]</sup>对内蒙古锡林浩特盟“77·10”暴雪的分析。进入 1990 年代,张小玲<sup>[7-8]</sup>、隆霄<sup>[9]</sup>、刘宁微<sup>[10]</sup>等应用高分辨率数值模式分析了暴雪过程中切变线、低涡等系统的发生、发展规律,表明中尺度系统在暴雪过程中发挥了重要作用。迟竹萍等<sup>[11]</sup>进行了降雪过程云微物理参数数值模拟研究。王建忠<sup>[12]</sup>、盛春岩<sup>[13]</sup>、池再香<sup>[14]</sup>等研究认为对称不稳定对暴雪发生至关重要。许吟隆等<sup>[15]</sup>认为锋区边界层大气的强斜压性是暴雪关键因子。

尽管如此,对暴雪过程的研究仍比较薄弱。华北冬季降雪主要以回流型降雪为主<sup>[16-17]</sup>。目前,对华北回流天气相关研究较少。华北回流天气指冷空气从东北平原南下,经过渤海,以偏东路径侵入华北平原。徐达生<sup>[18]</sup>研究认为华北平原冬季较大的降雪、春秋季节较大的降水大部分与回流天气有关。张迎新等<sup>[19]</sup>初步分析了华北回流暴雪的结构特征,并发现降水强度与高空风速有很好的对应关系。王东勇<sup>[20]</sup>等对 2004 年末黄淮暴雪分析时也发现在强降雪时近地面 925hPa 附近伴有强东北风超低空急流。

为何回流暴雪强度与高空风速、近地层超低空急流有很好的对应关系,回流暴雪中次级环流如何发展是值得深入讨论的一个科学问题。对华北回流降雪的动力机制进行深

入的分析研究对于更好认识回流暴雪有极其重要的意义。

2004 年 11 月 24—25 日华北发生一次较强暴雪天气过程,具有明显的回流降水特征。本研究主要通过对本次回流暴雪天气过程的数值模拟和分析,试图从锋生动力学的角度,探讨华北回流暴雪发生、发展机理,以试图解释回流暴雪与偏东风超低空急流的关系。同时,研究了地形对华北南部回流暴雪的影响。

## 1 天气过程概况

### 1.1 暴雪的时空分布

受强冷空气和西南暖湿气流的共同影响,11 月 24—25 日,华北南部出现大范围的雨雪天气,大部地区出现大到暴雪或雨夹雪。淄川降水量最大为 37.5mm。降水主要集中在山东中南部、安徽和江苏北部(图 1)。

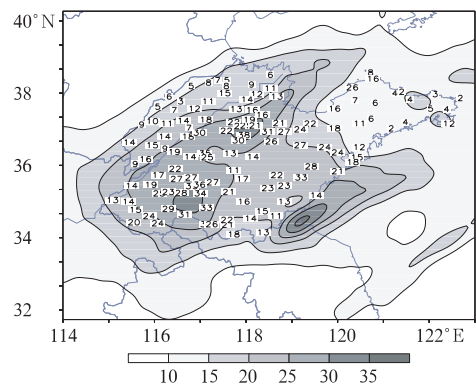


图 1 2004 年 11 月 24 日 08 时至 26 日 08 时暴雪过程降水量实况与数值模拟的总降水量(数字为实况总降水量,阴影为模拟的总降水量,单位:mm)

本次暴雪过程主要降水时段在 24 日 20 时至 25 日 20 时(北京时间,下同)。24 日 20 时,降水主要发生在山东中南部,降水形式以雨为主。到了 25 日 02 时,降水范围扩展到整个华北南部,降水强度迅速增大,主要降水中心在山东中南部,降水形式转变为雪,一直

到 25 日 20 时,山东省都维持较强的降雪。此后,降水区逐渐减弱东移,降雪停止。

## 1.2 天气背景

暴雪过程开始前,在欧亚维持两槽一脊形势,脊前贝加尔湖到内蒙古有一低槽,槽中有冷空气南下影响我国。24 日,有较强冷空气南下,受其影响,华北大部分地区的气温明显下降。在地面图上有清晰的冷锋,24 日锋面经过山东省后,地面风转为东北风。在 500hPa 上有中支槽发展东移并与北支合并。在 700hPa 上有低空急流逐渐加强,24 日 20 时已经达到鲁南附近。南北温度梯度增大,引起强烈锋生,降水迅速增大。25 日 20 时后,冷空气大范围东移南下,暴雪过程随之结束。

在此暴雪过程中,对流层低层一直维持强劲的东北风,700hPa 以上维持西南风,构成华北地区冬季典型的回流降水形势。

## 2 数值模拟

### 2.1 试验方案设计

本研究利用 WRF<sup>[21-22]</sup> 对本次过程进行数值模拟。模拟采用二重嵌套区域。采用时间间隔为 6 小时的 NCEP 再分析资料作为模式初始场。模式模拟的起始时间为 24 日 08 时,模拟 48 小时。详细设置及物理参数化方案如表 1。

### 2.2 数值模拟结果对比

对数值模拟结果和实况进行对比分析,地面、850hPa、700hPa、500hPa 形势场基本一致(图略),模拟的降水落区、时段和降水量与实况几乎相同(图 1)。降水最大区域在山东中南部降水量均为 30mm 左右。可见数值模拟较真实地再现了这一暴雪天气过程,可以使用模拟结果进一步探讨本次暴雪过程的发生和发展机理。

表 1 模式参数设置

项目	分项目	设置
区域	模式中心	36°N、116°E
	水平格点数	150×124(大区)、120×97(小区)
	水平分辨率	30km(大区)、10km(小区)
	垂直分层	31
时间	积分时间	48 小时
	积分步长	180 秒
	模式输出间隔	3 小时(大区)、1 小时(小区)
	微物理过程方案	Lin 等的方案
参数化方案	长波辐射方案	Rrtm 方案
	短波辐射方案	Dudhia 方案
	近地面层方案	Monin-Obukhov 方案
	陆面过程方案	Noah 陆面过程方案
	边界层方案	YSU 方案
	积云参数化方案	浅对流 Kain-Fritsch (new Eta) 方案

## 3 过程分析

本次华北回流暴雪过程发生、发展过程主要可分为开始、发展、结束 3 个阶段。

### 3.1 开始阶段

24 日 20 时,地面冷锋经过山东境内,随着对流层低层水平温度梯度加大,在锋前暖区引起上升运动,最大上升速度有  $0.06\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,在锋后有下沉气流。从垂直风场看,在 24 日 20 时鲁南的上空已经形成一个与冷锋相垂直的中尺度锋面次级环流。

锋面次级环流南侧上升气流把对流层低层大量水汽带到高空,形成了大片的高湿区,相对湿度大于 90% 的湿度区主要位于 600~900hPa。此时,降水开始出现,但由于对流层低层温度还较高,降水形式以雨为主。

### 3.2 发展阶段

随时间增加,锋区进一步加强,到 25 日 08 时,在 850hPa 相当位温场上,华北南部地区出现较大的相当位温线密集区(图 2a)。同时,在山东的泰山附近区域出现了逆温层,说明锋面已有很大的发展。锋面次级环流进

一步加强,在冷锋的暖、冷边界处出现了明显的上升和下沉运动,锋面次级环流发展旺盛。同时,对流层低层东风加大,东西风分量达  $-10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,在高层 600hPa 以上的高度为西风(图 2b)。

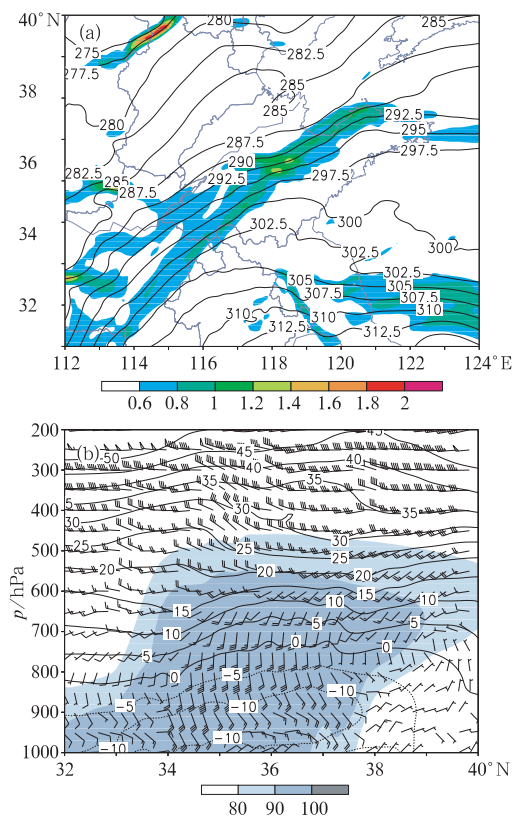


图 2 模拟的 2004 年 11 月 25 日 08 时 850hPa 相当位温场(a)和过 117°E 垂直剖面图(b) 850hPa 相当位温场等值线间隔为 2.5K,阴影区域为相当位温梯度大值区;(b)中阴影区为大于 80%相对湿度区,实线为 U 分量等值线,单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,矢量为  $v-w$  风速矢量

此时,由于锋前上升气流的影响,湿区的范围也进一步的增大,并向高层发展,相对湿度大于 90%的区域从地面一直到 600hPa,垂直上升气流达到最强,系统发展最为旺盛。华北南部降水强度也达到最大阶段。山东大部地区降水已经全部变为降雪。

### 3.3 结束阶段

由于干冷空气的整体南移,锋面向南推进,降水系统逐步南移。至 25 日 20 时,低层东风分量开始减弱,同时锋面次级环流减弱。随着次级环流减弱,锋前湿度变小,湿区高度也开始降低,华北南部转为一致的西北风,本次过程基本结束。

## 4 机制分析

锋和急流及其次级环流与中尺度天气有密切的联系。与锋面正交方向的垂直环流(也称锋面次级环流)是锋面强烈天气现象的启动机制。本次暴雪过程中,锋生次级环流与暴雪形成、发展有密切的关系,因此,为了认识本次华北回流暴雪的发生、发展机理,对锋面及其次级环流进行更深入的分析研究。

锋生划分为运动学锋生(消)和动力学锋生(消),完整的锋生不仅包括温度场的锋生,而且还包括动力场的锋生。锋生(消)的运动学条件考虑了空气运动对等温线的影响,即注意变形场对于水平温度梯度的作用,然而流场和温度场之间有一个相互作用的过程,从动力学分析锋生对于了解锋生的实质更重要。温度和流场之间存在着相互作用,等位温线分布改变后,原来的地转平衡和热成风平衡关系就遭破坏,空气运动也随之发生改变,而这种变化又进一步影响锋生。

### 4.1 水平风切变

24 日 20 时,冷锋开始影响华北南部,925hPa 温度场上,等温度线开始密集,水平温度梯度随时间加大,导致热成风平衡破坏。为维持热成风的平衡,风的垂直切变将相应增大,即高层西风增强,低层西风减弱。根据地转偏差和加速度的关系,造成非地转分量,进而强迫出次级环流,锋面次级环流又对锋

产生作用。

从模拟的位于泰山附近区域垂直风廓线的演变图(图 3a)上,可以非常明显的看到,在 24 日 20 时以后,对流层低层风速增大,从 14 时的  $8\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  增大到  $16\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。地面东北风也加大到  $10\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  并维持。相对应地,对流层中高层却发现西风的显著增强,特别是 200hPa 高度上西风风速从 24 日 20 时开始一直增大并维持在  $50\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上。高低层风向风速的变化表明水平风切变明显加大。

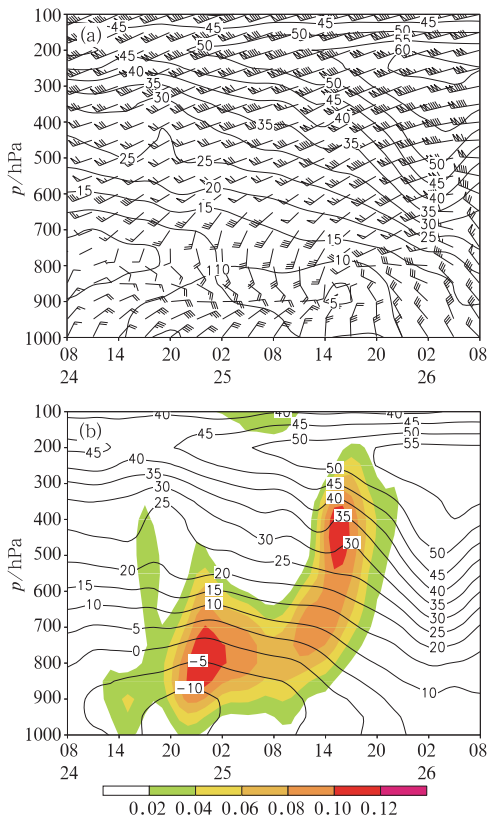


图 3 2004 年 11 月 24—26 日泰山附近( $36.5^{\circ}\text{N}$ 、 $117^{\circ}\text{E}$ )垂直风廓线及垂直速度时间演变  
a. 水平风矢(箭头)和水平等风速线(实线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ );  
b. U 分量等值线(实线,阴影区为  $\geq 0.02\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  垂直速度大值区)

#### 4.2 次级环流

在暴雪过程中,动力锋生机制扮演了重要的角色,其产生的锋面次级环流是造成降

水的直接中尺度系统。随着冷空气南下,地面锋面进一步加强。根据锋面动力学的理论,锋面附近,由于垂直风切变的增大,造成地转偏差与加速度的不协调,最终在高层强迫出非地转的南风分量,低层强迫出非地转的北风分量。由于水平温度梯度在锋区最大,水平温度梯度随时间的增大在锋区最快,因此,非地转的南、北风分量在锋区为最大。由于地转偏差在锋区内外分布不均匀,在低层锋区的暖边界处有地转偏差辐合,其相应的地区上空则有地转偏差辐散,引起上升运动。与其相反,锋面的冷边界的高层有地转偏差辐合,低层有地转偏差辐散,引起下沉运动,于是必然强迫出垂直于冷锋的横向非地转环流。次级环流出现后,又对锋生发生作用,进一步使高低空锋区的水平温度梯度加强。

从模拟的位于泰山附近区域西风分量及垂直速度的演变图上(图 3b),可以非常明显地看到,低层东西风分量为负值,中高层西风分量显著增强。从 24 日 20 时开始,对流层中低层相对应的垂直速度迅速增大,最大达到  $0.1\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,并一直保持在  $0.08\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上。此时表明,在低层东风增强,高层西风增强,同时,冷锋与锋面次级环流有很大的发展(图 3b),正是次级环流的迅速发展,造成锋区降水强度显著增强。

通过对本次华北回流暴雪分析,可以明显地看到华北回流降水中动力锋生机制发挥了重要的作用。动力锋生机制中,动量场和温度场之间相互作用是造成锋面和次级环流加强的根本原因,而锋面次级环流与高湿区的配合是造成本次暴雪的根本原因。动力锋生机制是华北回流暴雪中对流层低层偏东风超低空急流形成的重要原因,其产生的锋面次级环流是华北回流暴雪的启动机制和主要中尺度系统。

## 5 雨雪相态转化分析

通过对地面天气图实况进行分析,发现本次降水前期以雨为主,后期转为雪。在 24 日 20 时以前,山东以西河南、河北地区以降雪为主,而山东大部地区以雨为主。25 日 02 时后,鲁西北和鲁中地区部分地区转为雪,到 25 日 08 时山东大部地区转雪。降水相态的变化即降水由雨转雪的预报是华北回流天气的一个预报难点。为此,重点分析本次降水过程中雨雪相态的变化及与温度层结曲线的关系。

雨雪相态与温度层结性质关系密切。24 日 20 时降雨后,对流层低层 975hPa 温度在

0°C 以上,1000hPa 在 3°C 左右;在 25 日 02 时左右开始转为降雪,此时对流层低层 975hPa 在 -1°C 以下,1000hPa 温度接近 1°C;25 日 08 时,温度进一步降低,1000hPa 已经达到 -3°C(图 4a)。而对流层底层温度接近或小于 0°C 是产生降雪的必要条件。

通过对数值模拟结果中雪水和雨水混合比研究,发现在雨雪转变过程中,雪水混合比增长较快,同时最大值高度有所降低,这也与垂直速度廓线有很好的对应关系(图 4b)。在 24 日 20 时雪水混合比为  $16 \times 10^{-5} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,最大值高度在 600hPa。在 25 日 02 时,雪水混合比为  $27 \times 10^{-5} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,最大值高度有所降低。此后,雪水混合比进一步增

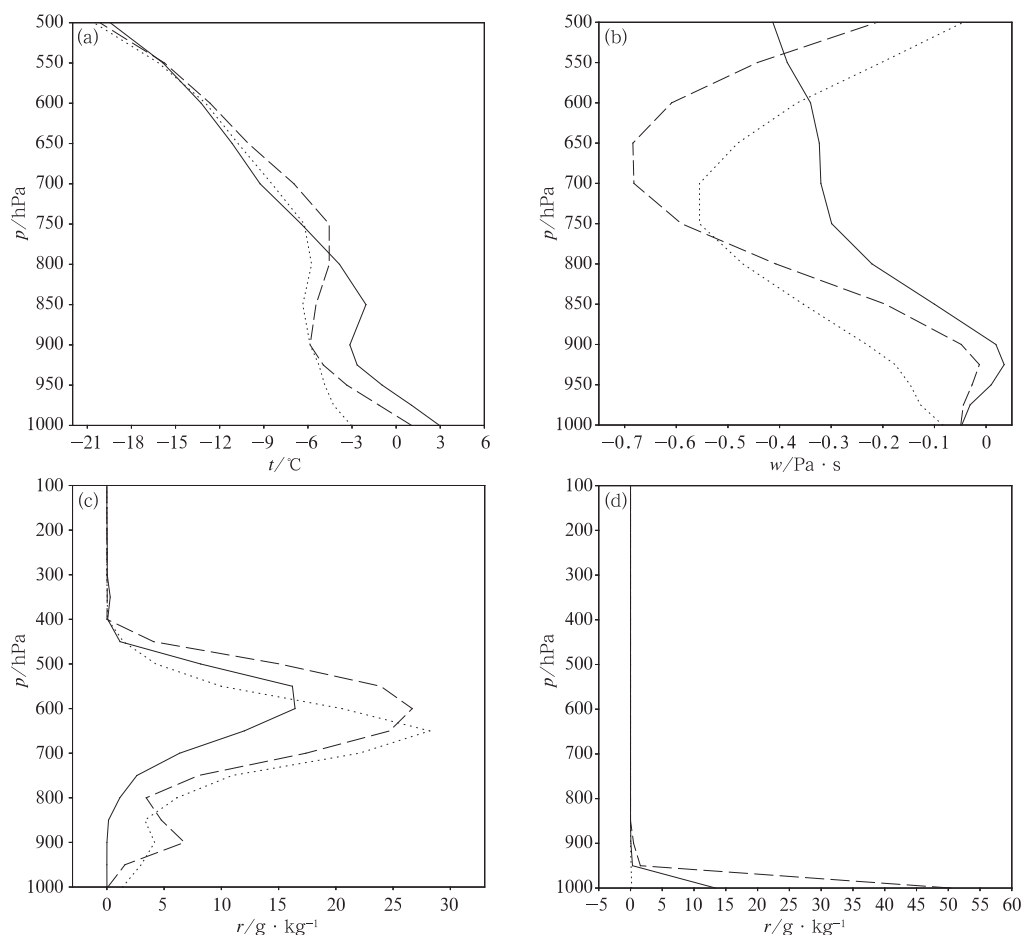


图 4 泰山附近 2004 年 11 月 24 日 20 时、25 日 02 和 08 时温度、垂直速度、雪水和雨水混合比廓线  
a. 温度; b. 垂直速度; c、d. 雪水混合比和雨水混合比; 实线、虚线、点线分别为 24 日 20 时、25 日 02 和 08 时值



大,高度进一步降低,最大值高度降低到 650hPa(图 4c)。然而,与雪水混合比相比较,在降水完全转雪后,雨水混合比含量急剧下降,同时其主要存在于对流层的底层(图 4d)。

## 6 地形作用

对于地形对降水的影响,李子良等<sup>[23]</sup>进行了地形降水试验和背风回流降水机制研究,表明不同尺度地形造成的云雨分布不同。地形是否在华北回流降水中也发挥了重要的作用呢?为了更好地分析地形对华北回流降水的影响,设计并进行了去除地形的控制实验,分析了在华北回流暴雪过程中地形影响下垂直环流、水汽、雨水、雪水、云水分布的状况。

华北南部的鲁中山区地形比较特殊,在华北平原中南部是相对孤立的以泰山为主的鲁中丘陵,鲁中丘陵以西是鲁西平原(图 5a),因此重点研究孤立的中尺度山脉的影响。为了

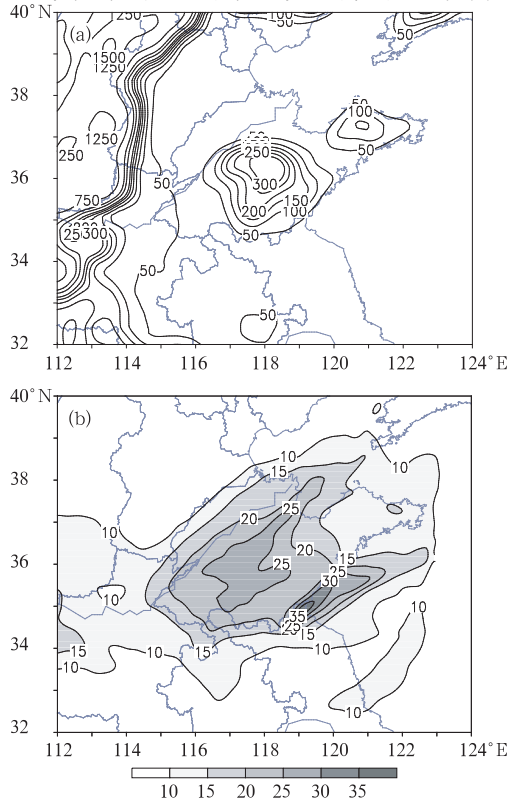


图 5 试验模式地形(a.单位:m)和无地形时(b.单位:mm)模拟的 2004 年 11 月 24 日 08 时—26 日 08 时总降水

分析地形对回流降水的影响,设计试验 A 和 B。在 A 中去除泰山山脉,在 B 中保留所有地形。

通过进行地形影响的模拟实验,发现,在去除泰山山脉的地形后,本次回流降水的降水中心最大值比有地形时减小,同时降水超过 25mm 的区域面积变小(图 5b),因此可以看出,泰山山脉对本次华北回流降水有较大的增幅作用。

### 6.1 垂直环流

有关理论研究表明,气流过山会引起波动,而波动又会引起整个环流的调整。为此,给出有无地形情况,通过泰山(117°E)处的垂直剖面,分析地形影响作用。本次过程中,无地形的试验(图 6a)中大气垂直环流主要表

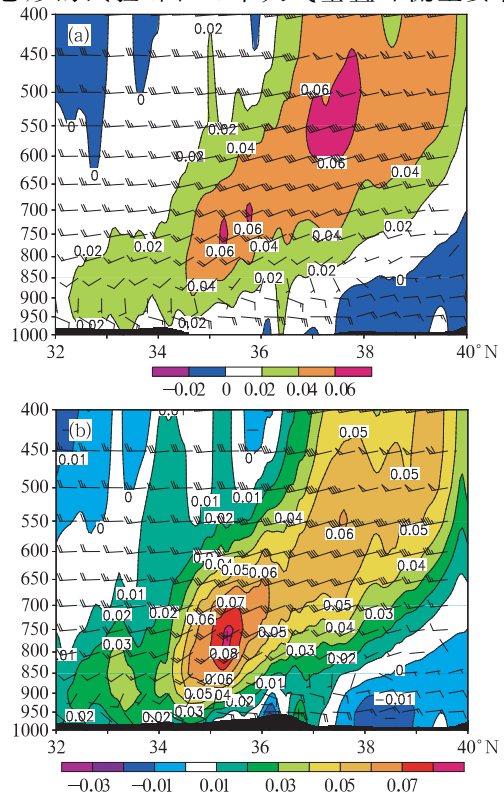


图 6 无地形(a)和有地形(b)

试验中垂直环流对比  
(矢量为  $vw$  风速矢量,等值线与阴影为垂直速度,单位:  $m \cdot s^{-1}$ )

现为规则的锋面次级环流,即锋面的冷边界下沉,锋面的暖边界上升,最大上升速度 $0.06\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。但是,在有地形的试验 B(图 6b)中垂直环流变得复杂,主要特征为:在对流层低层山脉的迎风坡上有上升速度中心存在,最大上升速度在 $0.02\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右;在对流层低层山脉的北风坡有下沉速度中心存在,最大下沉速度在 $0.02\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右;最大上升速度区高度较低,速度较大,达 $0.08\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上(图 6)。

通过分析发现,地形对华北回流暴雪环流影响主要表现在对流层低层,在地形的迎风坡和北风坡有正负上升速度中心产生。

### 6.2 云雨分布

在对云和降水的研究中发现,鲁中丘陵对此过程中雪水影响不大。在有无地形情况下,雪水面积、浓度、位置都没有大的差别。但是,地形对雨水和云水影响程度较大。无地形的试验(图 7a)中最大雨水中心在 $34^{\circ}\text{N}$ 附近,最大浓度为 $5\times 10^{-5}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,而在有地形的试验(图 7b)中最大降水中心北移到 $35^{\circ}\text{N}$ 附近,最大浓度中心变大,为 $6\times 10^{-5}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。

地形对云水的影响也较大,主要表现在地形使云水浓度增大。无地形的试验(图 7c)中最大浓度为 $9\times 10^{-5}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,而在有地形的试

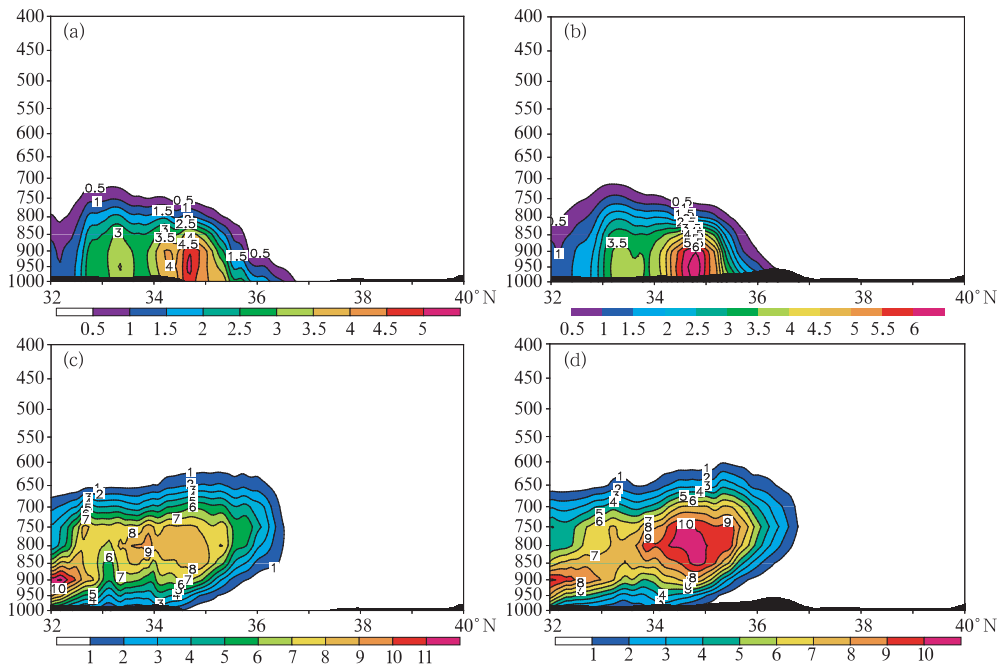


图 7 有无地形试验中雨水和云水混合比分布对比(单位: $10^{-5}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )  
a、b 分别为无地形和有地形试验的雨水混合比;c、d 分别为无地形和有地形试验的云水混合比

验(图 7d)中最大降水中心北移到 $35^{\circ}\text{N}$ 附近,最大强度中心变大,为 $10\times 10^{-5}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。

### 7 结 语

(1) 新一代中尺度数值模式 WRF 对华

北回流暴雪有较好模拟能力。

(2) 本次暴雪过程由西风槽系统与冷锋共同造成,在降水过程中,低层维持东北风,高层维持西南风,是一次典型的冬季回流暴雪。

(3) 在过程中,动力锋生机制发挥了重要作用,是华北回流暴雪主要动力机制。

(4) 回流暴雪过程中锋面次级环流与暴



雪发生、发展关系密切,是造成本次暴雪的主要中尺度系统。

(5) 降水过程中,雨雪相态的转变与温度廓线有直接关系,随着降水由雨转为雪,雪水混合比增大迅速且其高度有所降低。

(6) 地形对华北回流暴雪的垂直环流影响较大,在对流层低层地形的迎风坡和背风坡可分别造成正负垂直速度中心,同时加强冷锋前部的上升速度中心,对降水有明显增幅作用。

(7) 地形对华北回流暴雪的雨水和云水影响较大,对雪水基本无影响。

### 参考文献

- [1] Frederick S, Lance F, Bosart. Mesoscale Structure in the Megalopolitan Snowstorm of 11-12 February 1983. Part I: Frontogenetical Forcing and Symmetric Instability [J]. J. Atmos Sci, 1985, 42(10):1050-1061.
- [2] Frederick S, Lance F, Bosart. Mesoscale Structure in the Megalopolitan Snowstorm of 11-12 February 1983. Part II: Doppler Radar Study of the New England Snowband [J]. J. Atmos Sci, 1985, 42(13):1398-1407.
- [3] Frederick S, Lance F, Bosart. Mesoscale Structure in the Megalopolitan Snowstorm of 11-12 February 1983. Part III: A Large-Amplitude Gravity Wave [J]. J. Atmos Sci, 1986, 43(9):924-939.
- [4] Michael J, Brennan and Gary M, Lackmann. Observational Diagnosis and Model Forecast Evaluation of Unforecasted Incipient Precipitation during the 24-25 January 2000 East Coast Cyclone [J]. Monthly Weather Review, 2006, 134(8):2033-2054.
- [5] Steenburgh, W, James, Daryl J, Onton. Multiscale Analysis of the 7 December 1998 Great Salt Lake-Effect Snowstorm [J]. Monthly Weather Review, 2001, 129(6):1296-1317.
- [6] 王文辉,徐德祥.锡盟大雪过程和“77·10”暴雪分析 [J]. 气象学报,1979,37(3):80-86.
- [7] 张小玲,程麟生.“96·1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断 I:涡度和涡度变率诊断 [J]. 高原气象,2000,19:285-294.
- [8] 张小玲,程麟生.“96·1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断 II:散度和散度变率诊断 [J]. 高原气象,2000,19:459-466.
- [9] 隆霄,程麟生.“95·1”高原暴雪及其中尺度系统发展和演变的非静力模式模拟 [J]. 兰州大学学报:自然科学版,2001,37(2):141-148.
- [10] 刘宁微.“2003·3”辽宁暴雪及其中尺度系统发展和演变 [J]. 南京气象学院学报,2006,29(1):129-135.
- [11] 迟竹萍,龚佃利.山东一次连续性降雪过程云微物理参数数值模拟研究 [J]. 气象,2006,32(7):25-32.
- [12] 王建忠,丁一汇.一次华北强降雪过程的湿对称不稳定性研究 [J]. 气象学报,1995,53(4):451-459.
- [13] 盛春岩,杨晓霞.一次罕见的山东暴雪天气的对称不稳定性分析 [J]. 气象,2002,28(3):33-37.
- [14] 池再香,胡跃文,白慧.“2003. 1”黔东南暴雪天气过程的对称不稳定性分析 [J]. 高原气象,2005,24(5):792-796.
- [15] Xu Yinlong, Qian Fenlan, Chen zhi, et al. Observational Analyses of Baroclinic Boundary Layer Characteristics during One Frontal Winter Snowstorm [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2002, 19(1):153-168.
- [16] 曹钢锋,张善君,朱官忠,等.山东天气分析与预报 [M]. 北京:气象出版社,1988:215-216.
- [17] 王迎春,钱婷婷,郑永.北京连续降雪过程分析 [J]. 应用气象学报,2004,5(1):58-65.
- [18] 徐达生.1956年2月22-25日的华北锢囚结构和降水 [J]. 天气月刊,1957(5):5-10.
- [19] 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.
- [20] 王东勇,刘勇,周昆.2004年末黄淮暴雪的特点分析和数值模拟 [J]. 气象,2006,32(11):30-35.
- [21] 章国材.美国 WRF 模式的进展和应用前景 [J]. 气象,2004,30(12):27-31.
- [22] J. Dudhia. The Weather Research and Forecasting Model: 2007 Annual update [R]. 8th WRF Users' Workshop, Boulder CO, U. S. A. 2007.
- [23] 李子良.地形降水试验和背风回流降水机制 [J]. 气象,2006,32(5):10-15.