

杨晓亮,王咏青,杨敏,等. 2014. 一次暴雨与特大暴雪并存的华北强降水过程分析. 气象, 40(12):1446-1454.

一次暴雨与特大暴雪并存的华北强降水过程分析^{* 1}

杨晓亮^{1,2} 王咏青¹ 杨敏³ 李江波² 张叶² 田雨润⁴

1 南京信息工程大学, 南京 210044

2 河北省气象台, 石家庄 050021

3 河北省防雷中心, 石家庄 050021

4 成都信息工程大学大气科学学院, 成都 601225

提 要: 应用常规观测资料、NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料, 对 2012 年 11 月 3—4 日华北地区产生大范围雨雪天气的成因和降水相态进行分析。结果表明: 深厚的低涡和地面气旋是本次过程的直接影响系统, 东南风低空急流带来东部海上的充沛水汽, 使得暴雨雪区整层大气可降水量远高于当月平均值; 低涡和气旋等低层辐合系统与高空辐散叠置, 为强雨雪天气提供了持久强烈的上升运动, 暴雨区、暴雪区分别为对流不稳定、条件性对称不稳定大气层结, 而锋生作用更有利于暴雪产生; 雪花形成和增长的环境条件与雪花下降过程是否融化在判断降水相态方面同等重要, 二者兼具才能保证地面降雪的出现。

关键词: 暴雨雪, 降水相态, 条件性对称不稳定

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.12.003

Analysis on Severe Heavy Precipitation Event with Rainstorm and Large Blizzard in North China

YANG Xiaoliang^{1,2} WANG Yongqing² YANG Min³ LI Jiangbo² ZHANG Ye² TIAN Yurun⁴

1 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

3 Hebei Provincial Lightning Protection Center, Shijiazhuang 050021

4 College of Atmospheric Science, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 601225

Abstract: Based on conventional observations and NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ reanalysis data, causes and precipitation type of the rain and snow weather process in North China during 3—4 November 2012 are analyzed. The results show that the deep low vortex and surface cyclone are the systems that directly impact the process. The southeast low-level jet transporting the abundant moisture from the eastern sea leads to the atmospheric precipitable water over the entire rain and snow storm area, exceeding the average of the month. The high-level divergence systems superimposed on the low-level convergence systems of the vortex and the cyclone provide a strong and lasting upward movement for the severe rain and snow storm. The heavy rain area and the blizzard region respectively stand for the convection instability stratification and the conditional symmetric instability stratification, and the frontogenesis favours the heavy snow storm. The environmental conditions of the snowflake formation and growth, and the melting of the snowflakes falling are equally important in determining the precipitation type. The combinations of the two reasons mentioned above ensure the emergence of snow on the ground surface.

Key words: rain and snow storm, precipitation type, conditional symmetric instability

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206004)、河北省气象局重点项目(12ky34)和河北省气象局“强对流创新团队”共同资助
2013 年 10 月 17 日收稿; 2014 年 3 月 18 日收修定稿
第一作者: 杨晓亮, 主要从事灾害性天气预报工作. Email: hbsqxt087@sina.com

引言

进入冬半年,随着冷空气势力的不断增强,强降雨天气成为华北地区过渡季节主要的灾害性天气,出现雨雪性质的转换、大到暴雪甚至是极值降雪的事件屡见不鲜,近年来由于其高影响性逐渐成为气象专家研究的热点问题,同时也是预报的难点。周雪松等(2008)采用数值模拟的方法,从动力锋生的角度对 2004 年 11 月 24—25 日华北回流降水个例的发生发展机制进行研究,并对雨雪相态转换进行了分析。易笑园等(2009)对 2007 年 3 月 3—5 日江淮气旋造成的北方强降雨雪进行了分析,重点讨论了不同高度干冷空气的活动及其作用。侯瑞钦等(2011)、张迎新等(2011)分别对 2009 年 11 月 10—11 日河北中南部特大暴雪的成因和地形作用进行分析。上述过程都是发生在华北地区过渡季节的强降雨雪天气,伴随雨雪相态的转换,但多数为暖湿空气在低层“冷楔”上爬升而形成的“回流”降雪;2003 年以来华北出现最晚的一次暴雨为 2003 年 10 月 10—12 日,是高低空急流耦合的背景下产生的区域性大暴雨(柴东红等,2005),其余暴雨均发生在暖季,尤其是“七下八上”的盛汛期,伴随西南季风的向北推进,暖湿空气带来充沛的水汽和不稳定层结,多暴雨、强对流和强降水天气。早在 20 世纪 80 年代初,气象学家(丁一汇等,1980)就对华北暴雨的典型特征、天气形势、影响系统等进行了全面的归纳总结,并注意到夏季中纬度大暴雨一般都有来自低纬度系统的影响,孙建华等(2005)对 20 世纪 90 年代华北大暴雨的统计表明,31 例暴雨中约 74% 的个例与低纬度天气系统有关。张文龙等(2012)除了系统地回顾近 50 年华北暴雨的研究进展外,还对复杂地形和下垫面对华北暴雨的影响也进行了归纳总结。

2012 年 11 月 3—4 日,深厚的低涡系统给华北大部带来强降雨雪天气过程,多地日降水量突破历史同期极值,由于过程持续时间长、降水量大、降水相态复杂,期间还伴有对流的性质,使得雷电、雨雪、大风、降温等多种灾害性天气同时出现,暴雨、特大暴雪同时出现更是历史罕见。恶劣天气导致京津冀晋多条高速公路管制或因雪关闭,河北省紧急转移 21 人,农作物受灾面积 3.22 千 hm^2 ,农作物绝收面积 0.186 千 hm^2 ,其中河北张家口雪灾最严重,该市 14 个县、区共计 5.6 万人受灾,蔚县更是遭遇 58 年一

遇罕见暴雪,最大积雪深度为 44 cm。据河北民政部门统计,暴雪造成该省直接经济损失 1.03 亿元人民币,受灾人口达 7.31 万人(黄威,2013)。

低涡是华北夏季常见的暴雨天气系统,低涡暴雨一般都有来自低纬的偏南风输送水汽,在无外来水汽供应的情况下很少产生区域性暴雨。但由低涡造成的暴雨和特大暴雪同时存在的现象比较罕见,此时华北地区正值深秋季节,受盛行的冬季风控制,低纬天气系统很难影响到上述地区,那么本次过程的成因如何?低涡背景下雨雪相态转换的温度层结有何特点?本文应用常规观测资料、NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,对上述问题进行分析。

1 雨雪特点概述

2012 年 11 月 3 日 08 时,降雨在河北西部率先开始,之后雨区逐渐向东发展,14 时除河北东北部和天津北部外,京津冀大部出现降雨。20 时以后,河北南部降水逐渐停止,雨区覆盖京、津和河北南部以外的地区,降水范围达到最大。从雨雪分界线随时间的演变来看(图 1a 中棕实线),3 日 14 时河北西北部开始转为降雪,20 时雪区向东扩展至北京西部山区。3 日夜间到 4 日早晨降雪区向南扩展明显,河北北部和中部(包括北京中西部)都出现了降水相态的转变。本次过程河北西北部和北京西部山区出现暴雪,局地特大暴雪(图 1a),北京的延庆最大积雪深度达 48 cm,而河北东北部、北京、天津北部等地出现暴雨,9 个区域站雨量在 100 mm 以上,秦皇岛印庄过程雨量最大达 143.6 mm。从廊坊香河、秦皇岛印庄 2 个自动站逐小时雨量演变发现(图 1b),位于河北中部的香河降雨开始最早,之后雨强迅速增大,3 日 19 时最强达 $17 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,之后雨强普遍维持在 $5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以下,但持续了近 20 h。位于河北东北部的秦皇岛印庄降水始于 4 日凌晨,开始时雨强波动大、强度强,具有明显的中尺度对流特点,前 6 小时雨强普遍在 $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上,05 时最大达 $24 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,之后逐渐减弱。

2 雨雪成因

2.1 环流形势及影响系统

本次过程发生在 500 hPa 东高西低的大尺度经

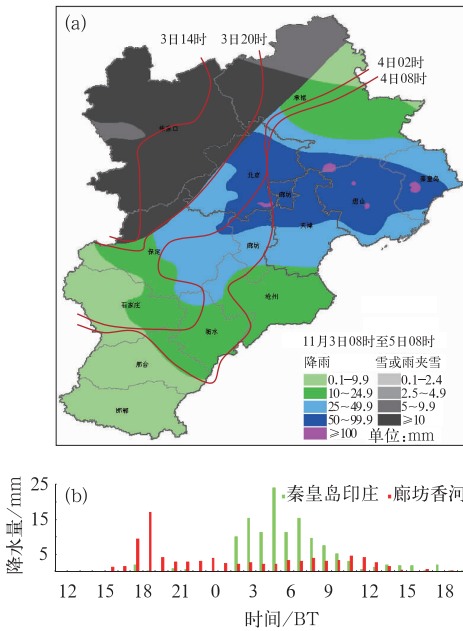


图1 2012年11月3—4日京津冀过程降水量(a,单位:mm;棕实线为雨雪分界线)和11月3日12时至4日20时秦皇岛印庄、廊坊香河逐时降水量演变图(b,单位:mm)

Fig. 1 Amount of precipitation in Beijing, Tianjin, and Hebei (a, unit: mm; brown lines represent the boundary of rain and snow), and the hourly precipitation in Yinzhuan and Xianghe from 12:00 BT 3 November to 20:00 BT 4 November 2012 (b, unit: mm)

向环流背景下(图2a和2b),这和华北夏季暴雨典型形势一致,西风带低槽在东移过程中不断加深,到达 40°N 以南时切断成深厚的低涡,在槽前正涡度平流和暖平流的共同作用下,地面锋面气旋在东移过程中得以发展,同时850 hPa偏南气流不断加大,到河北东北部时形成低空急流,东南风超过 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,源源不断地输送水汽;低空急流出口区左前侧的气流辐合区与200 hPa高空急流出口区左侧的辐散区叠置,使大尺度的垂直运动得以持续发展,低涡中心附近及地面气旋的深厚辐合,造成强的动力抬升机制。可见,本次强降雨天气过程是在深厚的低涡和地面气旋的直接作用下,冷暖空气长时间对峙产生的。

2.2 水汽条件

充沛的水汽条件是产生较大降水的必要条件,由于深秋季节华北主要受变性的极地大陆气团控制,气温低,饱和水汽压小,水汽含量少,因此分析本

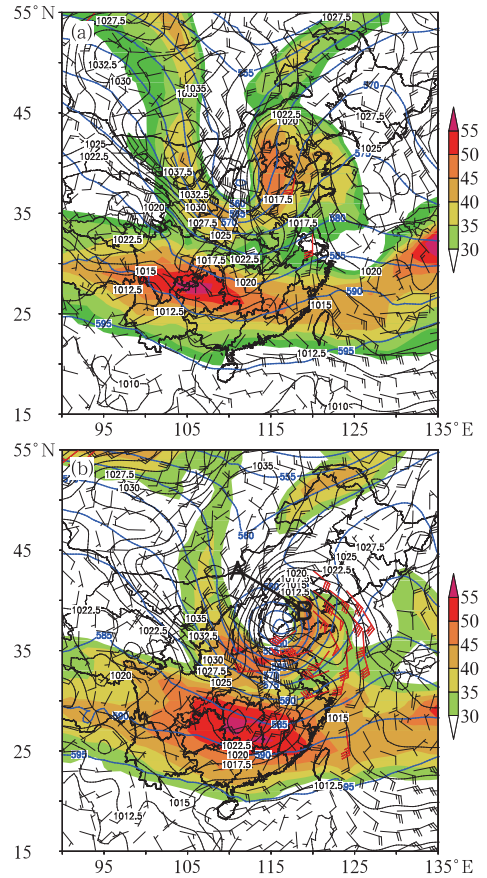


图2 2012年11月3日14时(a)、4日02时(b)500 hPa位势高度(蓝线,单位: dagpm)、850 hPa风场(风矢,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,红色为 $\geq 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 低空急流)、海平面气压(黑线,单位: hPa)和200 hPa超过 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的急流(阴影,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 2 Geopotential height at 500 hPa (blue lines, unit: dagpm), wind at 850 hPa (wind-directing posts, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, the red represents low-level jet), sea level pressure (black lines, unit: hPa), and upper-level jet larger than $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (the shaded area, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) in 2012 (a) 14:00 BT 3 November, (b) 02:00 BT 4 November

次雨雪过程的水汽分布及输送显得至关重要。

从3日08时开始,随着低层低涡的靠近,华北上空偏南气流不断增强,20时以后,伴随700 hPa以下东南风低空急流的向北伸展,一条从黄海经渤海到达华北的水汽通道建立,925~850 hPa河北东北部上空东南风普遍在 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,将海上的暖湿空气向强降雨区输送。从4日02时剖面图分析(图3),河北上空500 hPa以下都是水汽通量的正值,中心位于暴雨区(119°E)上空925~850 hPa高度,数值超过 $10^{-2}\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$,水汽

通量散度辐合中心主要位于 700 hPa 以下,暴雨区上空集中在 850 hPa 以下,暴雪区上空在 800 hPa 附近,辐合中心自东向西沿着地形等高线升高,最强辐合在地形迎风坡附近的边界层,达 $-0.35 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ 。选取唐山(代表暴雨区)和崇礼(代表暴雪区)做出 GPS 反演的整层大气可降水量(PWV)随时间的演变曲线(图 4),两地 PWV 值的变化趋势一致,降雪区 PWV 大部时间超过 10 mm,最大在 3 日 20 时至 4 日凌晨,接近 20 mm,暴雨区则从 3 日 09 时以后开始上升,最大值同样出现在 3 日下午到 4 日凌晨,接近 35 mm,时间上和水汽通量及辐合最强的时段吻合。数值方面暴雪区明显小于暴雨区,但均远高于 11 月平均值(陈小雷等,

2007)。可见,低涡前部东南风低空急流使雨雪区的水汽条件十分充沛,低空急流左侧、低涡中心附近的强烈辐合造成水汽在此集中。

2.3 动力条件

3 日 20 时,低涡从低到高呈明显的后倾(图 5a 中粗实线),低涡附近的散度场 400 hPa 以下全为辐合,位于 800 hPa 附近的辐合中心可达 $-150 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,辐合中心基本位于地形等高线东侧的迎风坡,自下而上向西倾斜,与低涡的后倾结构一致。低层辐合区上空 300 hPa 附近为 $90 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 的辐散中心,与该时刻 250 hPa 高空急流出口区对应,河北刚

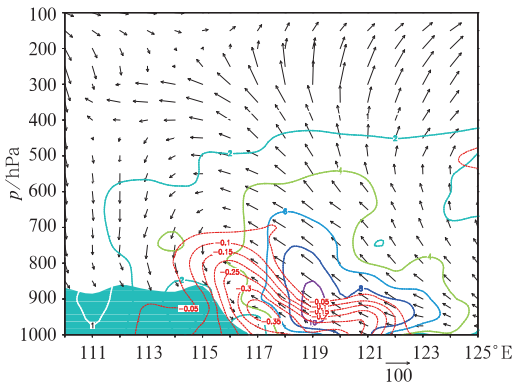


图 3 2012 年 11 月 4 日 02 时水汽通量(实线,单位: $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$),风(风矢,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)及水汽通量散度(虚线,单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$)沿 40°N 的垂直剖面

Fig. 3 Vertical section along 40°N of vapor flux (solid line, unit: $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$), wind (wind vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), and vapor flux divergence (dashed line, unit: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$) at 02:00 BT 4 November

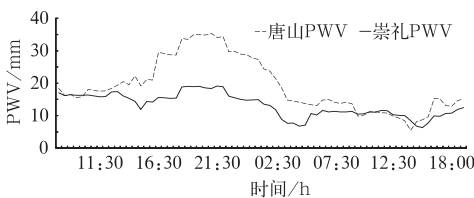


图 4 唐山、崇礼整层大气可降水量 PWV 随时间的演变

Fig. 4 The evolution of the atmospheric precipitable water vapour

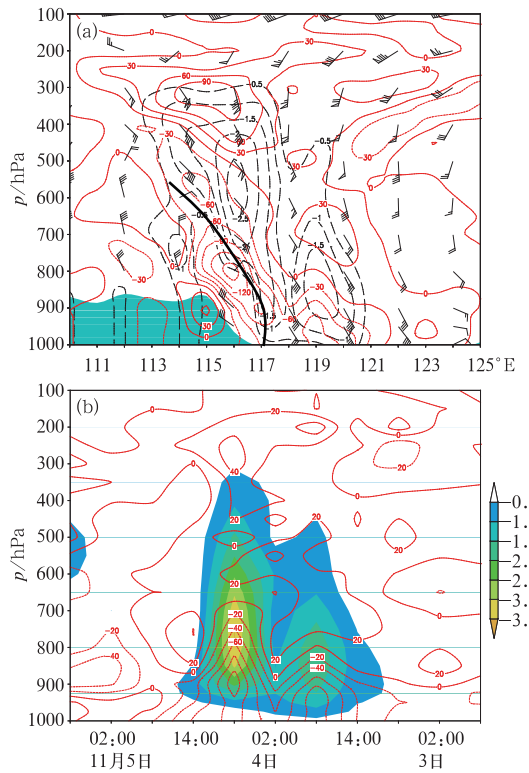


图 5 (a)2012 年 11 月 3 日 20 时沿 40°N 散度(单位: 10^{-6} s^{-1}),上升速度(长虚线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)和风场(风矢,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,粗线为低涡的垂直位置)的剖面,(b) 40°N , 119°E 散度(等值线,单位: 10^{-6} s^{-1})和上升速度(阴影,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)的时间演变

Fig. 5 (a) The section of divergence (unit: 10^{-6} s^{-1}), vertical velocity (long dashed lines, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and the wind fields (wind vector, thick lines represent the position of low vortex) along 40°N at 20:00 BT 3 November, (b) evolution of divergence (contour line, unit: 10^{-6} s^{-1}) and vertical velocity (shaded area, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) at 40°N , 119°E

好处于急流出口区的左侧,高空辐散明显;对应天气尺度的低层辐合、高层辐散为一致的上升区, $-2.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 的上升中心位于低层辐合和高层辐散中心之间的 600 hPa。在低涡东侧东南风的低空急流区 (119°E 附近),也存在一个 800 hPa 以下辐合、700 hPa 辐散的上升区, $-1.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 上升中心位于 850 hPa 附近,强度和伸展的高度均低于低涡中心,对应河北东北部的降水此时刚刚开始,最强降水位于低涡中心附近。从暴雨区 40°N 、 119°E 上空散度和垂直速度的时序图可见(图 5b),图中持续超过 24 小时的上升运动可分为两个阶段,第一阶段在 3 日 20 时前后,从辐合、辐散的分布和上升速度的大小可以判断,该阶段为图 5a 中低涡东侧东南风的低空急流所产生。第二阶段位于 4 日 08 时前后,低层辐合从边界层向上伸展到 700 hPa,辐散中心出现在 250 hPa 附近,相应的上升区发展到了 300 hPa 高度,800~700 hPa 之间出现的最强上升中心达 $-3.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,此时地面降水也达到最强。可见,高、低空散度场的有利配合和天气尺度上升运动的长时间维持,为降水提供了很好的动力条件。

2.4 暴雪区与暴雨区稳定度对比分析

由于锋区具有随高度向西倾斜的特点(图 6 中粗实线),冷空气首先从近地面南下,像“楔子”一样插到暖湿空气下方,暖湿空气在冷空气之上倾斜上升,锋区附近形成了“下冷上暖”的温度层结。从假相当位温的垂直分布看出,除地面锋面附近有小范围的中性层结外,锋区前后大气层结较稳定,这种稳定层结不支持强雨雪天气的出现。由于本次雨雪天气是暖湿空气沿低层强冷空气做倾斜上升时形成的,因此引入湿位涡的概念,从对称稳定度方面加以诊断。

吴国雄等(1995)从完整的原始方程出发导出精确形式的湿位涡方程,并证明绝热无摩擦饱和湿空气湿位涡的守恒性。近年来,湿位涡理论广泛地应用于暴雨的发生发展、锋面、气旋、低涡等斜压系统的研究中(杨贵名等,2006;张伟等,2006;蔡丽娜等,2009;王建中等,1996;刘还珠等,1996;陶祖珏等,2012a;2012b)。

湿位涡的表达式为 $\zeta_{MPV} = a\zeta_a \cdot \nabla \theta_e$, 将其在 p 坐标下展开 $\zeta_{MPV} = \zeta_{MPV1} + \zeta_{MPV2}$, 其中

$$\zeta_{MPV1} = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p}$$

$$\begin{aligned} \zeta_{MPV2} &= -g(\mathbf{k} \times \frac{\partial \mathbf{v}_h}{\partial p}) \cdot \nabla_h \theta_e \\ &= g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \end{aligned}$$

ζ_{MPV1} 称为湿正压项,表示惯性稳定性和对流稳定性,北半球大气一般是惯性稳定的 ($\zeta_p + f > 0$), ζ_{MPV1} 直接反映的是对流稳定性,对流性不稳定时 ($\partial \theta_e / \partial p > 0$) $\zeta_{MPV1} < 0$,反之 $\zeta_{MPV1} > 0$; ζ_{MPV2} 与风的垂直切变和湿斜压性有关,当大气对流性稳定时, $\zeta_{MPV2} < 0$ 说明大气是条件性对称不稳定的。

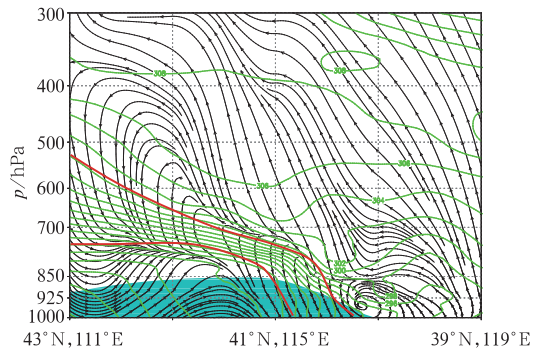


图 6 2012 年 11 月 4 日 02 时垂直于锋区(沿图 2b 中 AB 线)所做假相当位温(实线,单位:K,粗线为锋区位置)和垂直环流(流线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; $-\omega$,阴影,单位: $10^2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)的剖面
Fig. 6 Section of potential pseudo-equivalent temperature (solid lines, unit: K, the thick lines represent the frontal zone) and vertical circulation (flow lines, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; $-\omega$, shaded, unit: $10^2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) perpendicular to the frontal zone (along the line of AB in figure 2b) at 02:00 BT 4 November 2012

选取 40°N 、 115°E 代表暴雪区(附近的蔚县积雪达 44 cm), 40°N 、 119°E 代表暴雨区,分布制作了 ζ_{MPV1} 和 ζ_{MPV2} 的时序演变图。暴雪区上空大气始终处于对流性稳定状态(图 7a),尤其是 3 日 14—18 时锋面过境后,800~700 hPa 出现 ζ_{MPV1} 的正值中心,和假相当位温垂直梯度大值区对应,对比 ζ_{MPV2} 的正值中心和 ζ_{MPV1} 出现的时间大体一致(图 7b),只是高度比 ζ_{MPV1} 中心略低,由于锋区压在暴雪区上空 800 hPa 高度附近,假相当位温的水平梯度也很大,加上上层东北风、下层为西北风,东北风风速甚至超过 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,造成较大的东西风的垂直切变,因此出现了 ζ_{MPV2} 的中心,需要注意的是 3 日下午以后 850 hPa 以下出现了 ζ_{MPV2} 的负值,数值较小,说

明暴雪区存在弱的条件性对称不稳定。暴雨区上空从 2 日夜间开始,800 hPa 以下大气处于对流性不稳定状态(图 7c),3 日 08—14 时之间对流不稳定最强,这和探空曲线一致(3 日 14 时乐亭探空站 CAPE 达 $317.8 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,图略),不稳定能量释放将增大暴雨区上空的垂直速度,加强降雨。随着降水的开始,不稳定能量被释放,不稳定层结越来越浅薄, ζ_{MPV1} 负值区范围逐渐缩小,到 4 日 08 时以后 ζ_{MPV1} 负值区消失殆尽,大气转为对流性稳定状态。

因此对流性不稳定是暴雨区的主要不稳定机制,但不稳定层结仅限于对流层的底层,800 hPa 以上大气始终维持 $\zeta_{MPV1} > 0 (\partial\theta_e/\partial p < 0)$,处于对流性稳定状态,对比图 7d,从 4 日凌晨开始 800 hPa 附近 ζ_{MPV2} 维持负值并出现负中心,暴雨区上空此高度上满足 $\zeta_{MPV2}/(\partial\theta_e/\partial p) > 0$,根据倾斜涡度发展理论(吴国雄等,1997),垂直涡度将得到较大的增长,有利于降水增强。

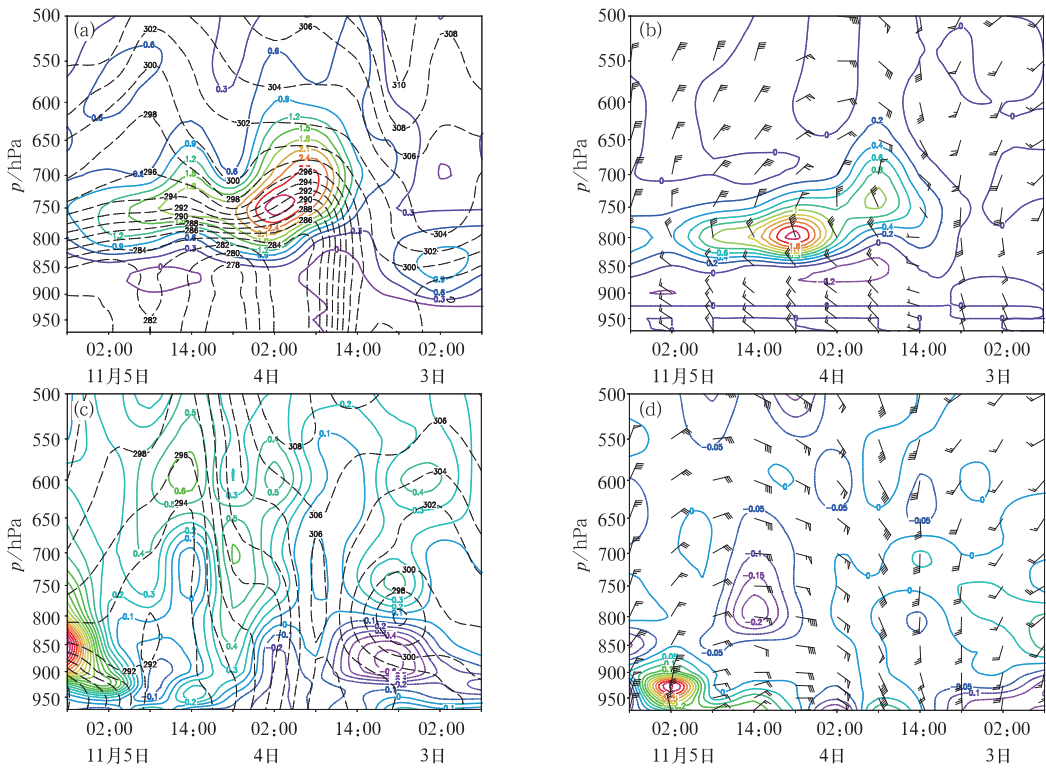


图 7 (a) 暴雪区($40^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}\text{E}$) ζ_{MPV1} (实线和点线,单位: PVU) 和假相当位温(长虚线,单位: K) 的时序图, (b) 暴雪区 ζ_{MPV2} (实线和点线,单位: PVU) 和风场(风矢,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 的时序图, (c) 同(a), (d) 同(b), 但为暴雨区($40^{\circ}\text{N}, 119^{\circ}\text{E}$)

Fig. 7 (a) Evolution of ζ_{MPV1} (solid lines and dotted lines, unit: PVU) and potential pseudo-equivalent temperature (long dashed lines, unit: K) over the snow storm area ($40^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}\text{E}$), (b) evolution of ζ_{MPV2} (solid lines and dotted lines, unit: PVU) and wind (wind vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) over the snow storm area, (c) same as (a), (d) same as (b), but for those over the rain storm area ($40^{\circ}\text{N}, 119^{\circ}\text{E}$)

2.5 锋生对降雪的作用

如上节讨论,暴雪区大气是对流性稳定的,虽然 850 hPa 以下存在弱的条件性对称不稳定,但由于此处海拔普遍接近 1000 m,显然弱而浅薄的条件性对称不稳定不能很好地解释暴雪成因。做出暴雪区

($40^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}\text{E}$) 上空 Q 矢量锋生函数的时空剖面图(图 8),从 3 日夜间开始(3 日 14 时已转为降雪),暴雪区上空 900 hPa 以上存在明显的锋生,直到 4 日夜间较强的锋生作用维持了近 24 h,最强锋生出现在 4 日 08 时 850 hPa 高度附近,此时地面降雪达到最强。可见,暴雪的产生是弱的条件性对称不稳定

大气被锋生强迫的结果,这和张迎新等(2011)得出的结论一致。

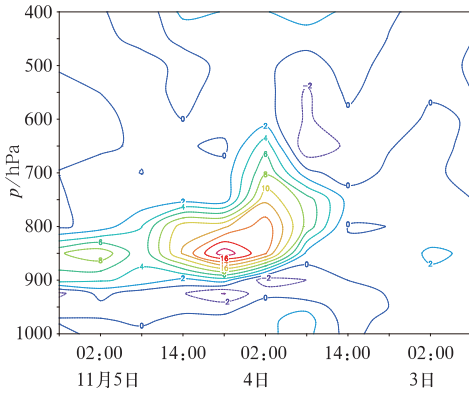


图8 暴雪区(40°N,115°E) Q 矢量锋生函数(单位: $10^{-16} \text{ K}^2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) 时间-高度剖面图

Fig. 8 Time-height section of Q vector frontogenetical function over the snow storm area (40°N, 115°E) (unit: $10^{-16} \text{ K}^2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

3 降水相态分析

由于东移的地面气旋在华北地区达到最强,移速减慢,处于气旋不同部位的京津冀各地出现了不同的天气。气旋东侧的河北东北部、天津等地受暖平流控制,温度始终较高,降水相态基本为雨,河北西北部的张家口受冷空气影响最早,地面降温明显,3日14时转为雨夹雪(表1),之后转雪,降雪时间最长、雪量最大。北京地区先后出现雨—雪—雨夹雪—雨等相态的转换,降雪仅持续约6 h。而比北

表1 张家口、北京和饶阳降水相态和地面温度

Table 1 Precipitation type and surface air temperature in Zhangjiakou, Beijing and Raoyang

	张家口	北京	饶阳
3日11时	雨(3.7)	—	—
14时	雨夹雪(0.2)	雨(9.8)	雨(8.6)
17时	雪(-1.3)	雨(9.5)	雨(6.8)
20时	雪(-2.6)	雨(5.2)	雨(5.4)
23时	雪(-4.1)	雨(2.9)	雨(3)
4日02时	雪(-4.2)	雪(1.1)	雪(0.4)
05时	雪(-4)	雪(1.6)	雪(0.4)
08时	雪(-4.1)	雨夹雪(2.4)	雪(0.4)
11时	雪(-4.4)	雨(2.9)	雪(0.8)
14时	雪(-4.4)	雨(3.5)	雨(2.6)
17时	雪(-3.4)	雨(4.4)	雨(4)

注: 括号内数值为地面气温,单位: C

京更偏南的饶阳,几乎与北京同时由雨转雪,直到4日14时前后才再次转为降雨,比北京降雪持续时间长,因此有必要对上述雨雪转换的条件进行分析。

影响降水相态的因素涉及到云物理、环境大气温度等(廖晓农等,2013),但要保证雪花降落到地面必须满足两条,一是云中有适宜冰雪形成和增长的条件,二是雪花降落的过程没有被融化成雨滴。从张家口上空各层等压面温度来看(图略),700 hPa以上各层温度虽有降低但幅度不大,较大的降温集中在850 hPa及以下,从08时降雨到17时后转为雪,850 hPa到地面温度下降均超过 10°C ,雨夹雪(14时)是在温度下降的过程中出现的。如果认为云中温度低于 -10°C 的部分为冰雪区, $-10^\circ\text{C} \sim -4^\circ\text{C}$ 为冰雪和过冷却水的混合区, $-4^\circ\text{C} \sim 0^\circ\text{C}$ 为过冷却水区,由图9a可见,降水开始时云中冰雪区很薄,云中主要为混合区和过冷却水,同时云底还有暖云区(温度超过 0°C),此时降水相态一定为雨;14时冰雪区的厚度增长到接近云体的1/2,云底的温度降低到接近 0°C ,暖云变薄,同时云底高度较低,雪花从云底降至地面的距离较短,因此出现雨夹雪;20时,云体3/4以上基本上为冰雪区,虽然云底有所抬高,但此时整层温度都在 0°C 以下,相态以纯雪为主,此后冰雪区几乎占据整个云体,降雪相态不变。值得注意的是4日08时开始,探空图上在850~800 hPa出现明显的逆温层(图10a),这与“回流”降雪相一致,但由于此处位于自下而上后倾低涡的西北象限,因此逆温层上下风向分别为偏东风和西北风,这一点和“回流”形势逆温层上下分别为西南风和偏东风几乎相反。

从北京上空温度变化来看(图9b),4日08时雪—雨等相态的转换,降雪仅持续约6 h。而比北京更偏南的饶阳,几乎与北京同时由雨转雪,直到4日14时前后才再次转为降雨,比北京降雪持续时间长,因此有必要对上述雨雪转换的条件进行分析。 0°C 层下降到925 hPa附近,冰雪层增厚,降水相态在4日02—08时之间从雨转雪(雨夹雪),4日20时 0°C 层仍维持在925 hPa附近, -10°C 和 -4°C 层高度较08时继续降低,但降雪从08时以后又逐渐转为降雨。显然,高层冷空气的入侵并不是降水相态为雪的充分条件,08时以后相态从雪转为雨的原因可能有两点:一是随着系统东移,云层变薄(14时之后降水量只有0.1 mm),云顶下降,结果是冰雪区变薄,雪花增长的条件变差;二是云底抬高,925

hPa 以下温度上升,从北京 L 波段探空温度层结曲线演变看出(图 10b),与 08 时相比,20 时 850 hPa 以上温度明显降低,925 hPa 以下升温明显,近地面

温度接近 5℃,雪花下落过程被融化的可能性增大。
由于饶阳距周围探空站较远,故用 NCEP 资料计算出了饶阳附近上空探空曲线。雨转雪的过程中

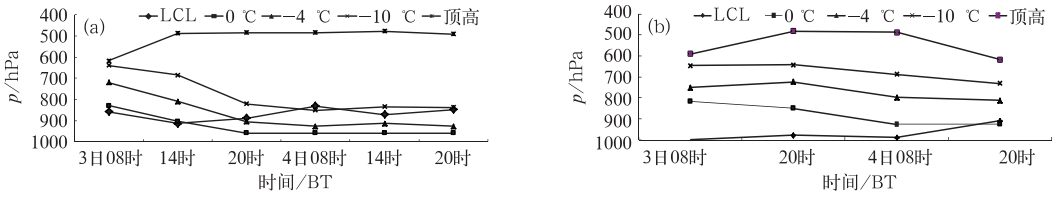


图 9 2012 年 11 月 3—4 日张家口(a)、北京(b)上空温度层结的演变
Fig. 9 Evolution of temperature stratification in Zhangjiakou (a) and Beijing (b) during 3 to 4 November 2012

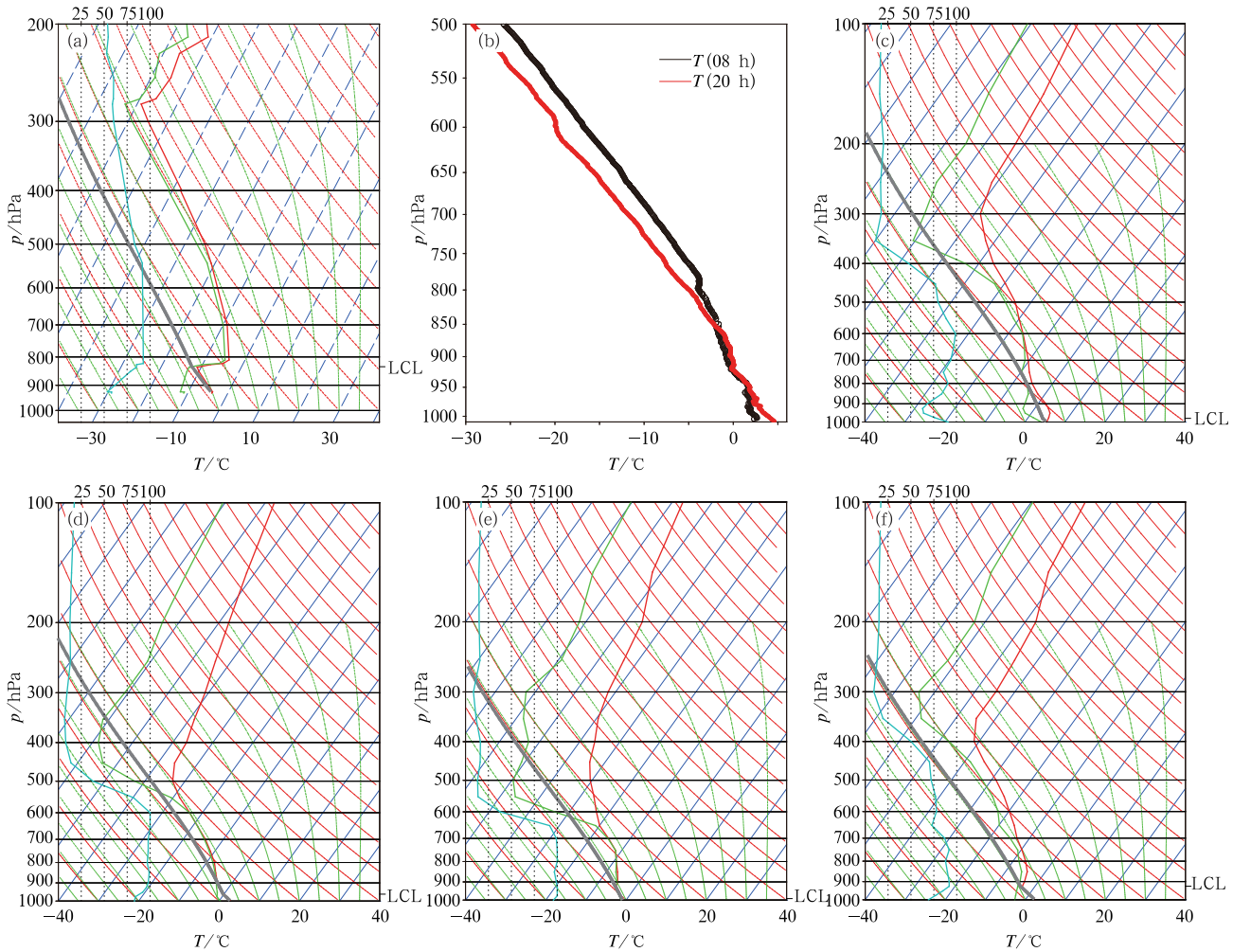


图 10 2012 年 11 月 4 日 08 时(a)张家口探空曲线,(b)北京上空 L 波段探空温度曲线演变;
(c)3 日 20 时,(d)4 日 02 时,(e)4 日 08 时,(f)4 日 14 时饶阳附近探空曲线
(红线:温度层结;绿线:露点层结;蓝线:相对湿度)

Fig. 10 Stratification curve in Zhangjiakou (a), temperature evolution of L-band sounding in Beijing (b) at 08:00 BT 4 November, stratification curve in Raoyang (c) at 20:00 BT 3 November, (d) 02:00 BT 4 November, (e) 08:00 BT 4 November, (f) 14:00 BT 4 November (Red, green and blue lines represent temperature, dew-point temperature, and relative humidity respectively)

(图 10c, 10d, 10e), 抬升凝结高度变化不大, 始终在 950 hPa 以下, 500 hPa 以下整个温度曲线都有所降低, 0°C 层从 875 hPa 降至 975 hPa 甚至地面, 但更明显的变化出现在云顶, 相比 3 日 20 时, 4 日 02 时 -10°C 以上的饱和层明显增厚, 饱和层接近 -25°C 上空, 保证了冰雪的形成和增长, 同时环境温度的下降避免雪花下降过程的融化, 非常利于降雪的出现。4 日 08 时, -10°C 以上的饱和层变薄, 说明降雪的条件在变差, 14 时后准饱和层已经非常浅薄且位于 -10°C 以下(图 10f), 同时抬升凝结高度抬高到 925 hPa, 降雪再次转为降雨。整个过程, 探空曲线均未出现逆温层。

以上分析可以看出, 对流层中下层温度的下降有利于雨雪相态的转变, 但并不充分, 只有同时满足云中有适宜冰雪形成和增长的环境, 也就是保证云中冰雪层有一定的厚度, 才能使得雪花降落至地面。

4 结论和讨论

本文对 2012 年秋冬过渡季节华北地区影响最大的一次雨雪过程进行分析, 重点讨论天气成因及雨雪相态的转换, 初步得到以下结论:

(1) 罕见的暴雨雪天气是在 500 hPa 经向环流背景下, 由深厚的低涡系统直接产生。高空急流的辐散区和对流层中下层的低涡、地面气旋等构成的深厚辐合区, 保证天气尺度的上升运动强而持久。低涡的加强使得低层偏南风加大, 850 hPa 低涡前部超过 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的东南风急流将东部洋面上空充沛的水汽输送到暴雨雪区上空, 低空急流左侧、低涡中心附近的强烈辐合造成水汽在此集中, 暴雨、暴雪区上空的大气可降水量均远高于 11 月平均值。

(2) 低涡附近散度场分布是高层辐散、低层辐合, 有较强的上升中心配合, 并持续较长时间。湿位涡诊断表明, 暴雨区在对流层底层存在明显的对流不稳定, 不稳定能量释放将增大暴雨区上空的垂直速度, 但 800 hPa 以上大气始终处于对流性稳定状态, 随着 4 日凌晨 800 hPa 附近 ζ_{MPV2} 负值中心的出现, 暴雨区上空满足 $\zeta_{MPV2}/(\partial\theta_e/\partial p) > 0$, 垂直涡度将得到较大的增长, 有利于强降水。暴雪是弱的条件性对称不稳定大气被锋生强迫的结果。

(3) 选取的三个代表站探空曲线分析表明, 雨转雪(或雨夹雪)天气除了要关注对流层中下层的温度层结是否降低到能够保证雪花不被融化外, 更要关注冰雪层的厚度, 只有 -10°C 层高度以上有足够厚的饱和层, 才能保证雪花形成和增长。随着冰雪

层的变薄或消失, 即使 850 hPa 以下温度没有升高, 降雪还有可能转为降雨, 这也许是预报实践中用特性层温度预报降水相态失败的原因之一。低涡西北象限雨转雪后出现明显的逆温层, 但逆温层上下风向与“回流”形势接近相反, 这与本次低涡后倾的结构有关, 低涡的南部, 虽然出现了降水相态转换, 但没有逆温层。

参考文献

- 蔡丽娜, 隋迎玖, 刘大庆, 等. 2009. 一次爆发性气旋引发的罕见暴风雪过程分析. 北京大学学报(自然科学版), 45(4): 693-700.
- 柴东红, 宋晓辉, 傅昺珊, 等. 2005. 2003 年秋季华北地区一次区域性大暴雨分析. 气象, 31(9): 57-61.
- 陈小雷, 景华, 全美然, 等. 2007. 地基 GPS 遥测大气可降水量在天气分析诊断中的应用. 气象, 33(6): 19-22.
- 丁一汇, 李吉顺, 孙淑清, 等. 1980. 影响华北夏季暴雨的几类天气尺度系统分析. 中国科学院大气物理研究所集刊, 暴雨及强对流天气的研究. 北京: 科学出版社, 1-13.
- 侯瑞钦, 张迎新, 范俊红, 等. 2011. 2009 年深秋河北省特大暴雪天气成因分析. 气象, 37(11): 1352-1359.
- 黄威. 2013. 2012 年 11 月大气环流和天气分析. 气象, 39(2): 259-264.
- 廖晓农, 张琳娜, 何娜, 等. 2013. 2012 年 3 月 17 日北京降水相态转变的机制讨论. 气象, 39(1): 28-38.
- 刘还珠, 张绍晴. 1996. 湿位涡与锋面强降水天气的三维结构. 应用气象学报, 7(3): 275-283.
- 孙建华, 张小玲, 卫捷, 等. 2005. 20 世纪 90 年代华北大暴雨过程特征的分析研究. 气候与环境研究, 10(3): 492-506.
- 陶祖钰, 郑永光. 2012a. 位温、等熵位涡与锋和对流层顶的分析方法. 气象, 38(1): 17-27.
- 陶祖钰, 周小刚, 郑永光. 2012b. 从涡度、位涡、到平流层干侵入——位涡问题的缘起、应用及其歧途. 气象, 38(1): 28-40.
- 王建中, 马淑芬, 丁一汇. 1996. 位涡在暴雨成因分析中的应用. 应用气象学报, 7(1): 19-27.
- 吴国雄, 蔡雅萍. 1997. 风垂直切变和下滑倾斜涡度发展. 大气科学, 21(3): 273-282.
- 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展. 气象学报, 53(4): 387-404.
- 杨贵名, 毛冬艳, 姚秀萍. 2006. “强降水和黄海气旋”中的干侵入分析. 高原气象, 25(1): 16-28.
- 易笑园, 李泽榕, 陈涛, 等. 2009. 2007 年 3 月 3—5 日强雨雪过程中的干冷空气活动及其作用. 南京气象学院学报, 32(2): 306-313.
- 张伟, 陶祖钰, 胡永云, 等. 2006. 气旋发展中平流层空气干侵入现象分析. 北京大学学报(自然科学版), 42(1): 61-67.
- 张文龙, 崔晓鹏. 2012. 近 50 a 华北暴雨研究主要进展. 暴雨灾害, 31(4): 384-391.
- 张迎新, 姚学祥, 侯瑞钦, 等. 2011. 2009 年秋季冀中南暴雪过程的地形作用分析. 气象, 37(7): 857-862.
- 周雪松, 谈哲敏. 2008. 华北回流暴雪发展机理个例研究. 气象, 34(1): 18-26.