

一次典型强对流天气的温度场结构特点

肖 现 陈明轩 孔 荣

(中国气象局北京城市气象研究所, 100089)

提 要: 利用多普勒雷达四维变分分析系统(VDRAS)对2008年9月4日一次雹暴、大风的典型强对流天气进行了反演和分析。结果表明 VDRAS 对温度场、垂直速度场等进行了较好的模拟, 温度场的冷暖池结构对维持风暴的发展起到了很大的作用, 而风暴的传播也对冷池的传播有一定的影响, 大风的形成与降水区较干的空气及冷池紧邻降水区附近有关。

关键词: 对流风暴 温度场 大风 雷达伴随同化分析系统

引 言

大风和冰雹灾害是强对流天气引起的一种剧烈的气象灾害, 是北京夏季主要的高影响灾害性天气。由于强风暴和冰雹天气的突然性和剧烈性, 所以常常给人民的生活和财产造成严重的损失。例如, 2004年7月10日、2007年6月13日、2007年7月10日等强对流天气, 均造成部分市区交通瘫痪、周边农业损失严重, 特别是2007年7月10日的雹暴大风天气给平谷、怀柔地区农业造成超过4000万元的损失。北京市位于华北平原的北端, 北起燕山山脉, 西接太行山山脉, 东南部为华北平原, 北京市城区夏季往往有热岛、干岛或湿岛的情况发生, 非常有利于强对流天气的形成或加强, 所以对于北京地区的雹暴大风天气的预报一直是气象工作者的难题和挑战。

不同研究者, 从不同的角度对于对流天气进行了深入的研究, 早在1970年, 雷雨顺等^[1-2]针对我国华北地区的雷雨、冰雹等强对流天气, 形成了暴雨、冰雹等强对流天气的能量学预报方法, 王笑芳等^[3]探讨了北京地区强对流天气的预报方法, 这些研究侧重于统

计学、较大天气尺度的研究; 肖辉等^[4]、郭学良等^[5]分别从云物理和中小尺度方面研究了冰雹云早期识别, 以及强下沉气流的形成原因; 而刘娟等^[6]、刘勇等^[7]利用多普勒雷达对阵风锋进行观测, 得到大风形成原因的第一手资料。上述的科学研究对雹暴大风等强对流天气的形成机理、发展过程有了深入的研究, 但是由于观测手段和模式自身的局限性, 对结合云尺度的温度场和风场结构研究很少, 所以为了提高北京地区的强对流天气和降水预报的定点、定时预报, 从不同角度对对流天气的形成和演变机理进行研究是十分必要的。本文利用多普勒四维变分云尺度模式, 对2008年9月4日发生的一次典型雹暴、大风天气过程进行模拟研究, 探讨了强风暴过程的形成和演变机制, 特别是冷暖空气的相互作用和风场的相互影响对风暴的影响以及大风形成的原因。

1 多普勒雷达四维变分分析系统(VDRAS)介绍

1.1 模式概况

对于基于多普勒天气雷达资料同化技术, Wolfsberg 采用了 4d-var 等技术开展了多

普勒雷达资料反演问题的研究,在此基础上美国 NCAR 建立 VDRAS 系统, Sun 改良了多普勒四维变分分析系统, 发展了暖云模式, 并投入了业务应用。

VDRAS 模式是暖云模式, 采用运动学微物理模式, 用伴随技术给定动力学变量反演微物理变量, 可以采用多部(4 部)多普勒雷达观测, 直接同化 PPI (plane position indicator) 资料, 背景场采用分析场, 反演湿对流过程的三维风场、温度场、气压场和微物理量场。

1.2 基本原理

Sun 应用多普勒四维变分分析系统作循环计算(将前一次的循环结果作为下一个循环的初始猜测场和背景场), 其用来同化一系列的单部或多部多普勒雷达观测资料, 用云尺度数值模拟描述大气运动状况。

1.2.1 控制方程

数值模式包括 5 个预报方程, 采用 Boussinesq 近似

$$\frac{dv}{dt} - \delta_3 \frac{g\theta}{\Theta_0} k + \nabla \pi - \mu \nabla^2 v = 0 \quad (1)$$

$$\frac{d\theta}{dt} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} - \kappa + \nabla^2 \theta = 0 \quad (2)$$

$$\nabla^2 \cdot v = 0 \quad (3)$$

$$\frac{d\eta}{dt} - \kappa_\eta \nabla^2 \eta = 0 \quad (4)$$

1.2.2 目标函数

因为雷达观测集中在一定范围内, 所以模式区域内有资料缺失的情况, 结合 VAD 分析和地面中尺度分析(WRF-RUC)利用最小二乘法拟合产生背景。

1.2.3 物理过程

VDRAS 采用显式暖云方案, 预报量包括雨水和总水的混合比, 假设云中不存在过饱和, 即水汽一旦达到饱和便全部凝结为云水, 而诊断出云水含量。即云水向雨水的自动转化、云水向雨水的碰并、雨滴在未饱和空气中的蒸发, 这 3 类物理过程参数化分别为

$$R_a = \begin{cases} a(q_c - q_{crit}) & q_c > q_{crit} \\ 0 & q_c < q_{crit} \end{cases} \quad (5)$$

$$R_c = a q_c q_r^{7/8} \quad (6)$$

$$R_e = a(q_v - q_{es})(nq_r)^{0.65} \quad (7)$$

设 $\alpha = 0.001 \text{ s}^{-1}$, $\beta = 0.0486 \text{ s}^{-1}$, $\gamma = 0.002 \text{ s}^{-1}$, $q_{crit} = 1.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。雨水下降末速度按照 Marshall - Palmer 滴谱分布计算

$$V_{tm} = 5.40 \alpha (nq_r)^{0.125} \quad (8)$$

其他的价值函数和目标等函数可具体看文献[8-12]。

模拟域范围为 $300 \text{ km} \times 300 \text{ km} \times 6 \text{ km}$, 网格距为 $3 \text{ km} \times 0.5 \text{ km}$ 。

1.2.4 分析过程

VDRAS 分析采取连续循环过程, 同化窗是 12 分钟, 包含风暴模式的 3 个雷达体扫, 目标函数迭代 40 步。

2 天气实况

2008 年 9 月 4 日夜到凌晨, 受对流云团的影响, 北京市普降中到大雨, 雨强达到 $15 \sim 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 在北京地区东部和南部雨强甚至超过 $40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。此次强对流天气以雷雨大风为主, 在通州区永乐店镇东南部受到大风、暴雨和冰雹袭击, 据气象人员调查, 当地经济作物受灾严重。

结合 9 月 3—4 日的高低空天气图和卫星云图, 可以发现: 北京和天津地区受华北渤海小高压(高压鼻)控制, 而位于蒙古的冷气旋(地面天气图)、冷槽(高空 850 hPa 、 500 hPa 天气图)不断缓慢东移并加强, 而华北渤海小高压处于不断缓慢东退过程。受渤海小高压的影响, 北京处于东南风带, 东南方向的暖湿气流为降水的发生提供了充足的暖湿水汽, 而冷槽东移带来的中高层的冷空气叠加在底层原有的暖空气之上, 构成了有利于形成强对流发生的下暖湿上干冷配置。结合逐小时的自动站温度、湿度、风场图可以发现, 受东南暖湿气流影响, 北京地区的低层相对

湿度一直较大,均大于70%,中心城区维持着明显的热岛特征。城区及平原地区近地面层一直维持东南风和东风,受山体的阻碍作用,在山前至平原地区聚集了大量的暖湿水汽。

图1为9月4日14时北京站的环境温度廓线。由图1中可以看出,从地面到500hPa,风向随高度增高由偏南风顺转为偏西风,风速随高度增加,中低层暖平流;在500hPa以上,风向随高度增加由偏南风逆转为西南风,高层冷平流,最大垂直风切变角度为 260° ,最大风速变化为 $20.3\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,较强的垂直风切变从低层一直维持在200hPa(11km)以上;而从图1的温度廓线中可以看出,在850~650hPa为饱和或准饱和层,在高层600hPa以上相对较冷干,大气表现为典型的上层冷干下层暖湿的对流不稳定层结;因此低层的暖湿空气由于风切变的作用,被源源不断地输送到上升气流中,有助于强对流风暴的形成。另外在925~850hPa则存在逆温层(国外的一些研究表明,低空的逆温层是不稳定能量的储存机制),当高空冷槽入侵,破坏低空逆温层的能量储存机制,有助于强对流天气的形成。综上,此时大气表现为明显的不稳定,非常有利于强对流天气的发生发展。

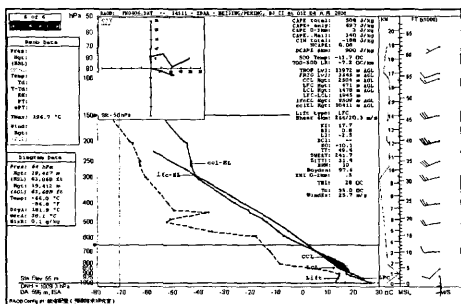


图1 2008年9月4日14时环境温度廓线

3 雷暴的雷达回波特征

9月4日傍晚河北省中北部有大量对流

云生成,从17:11的北京S雷达反射率因子图(见图2a,见彩图第5页,其中北京雷达位于南郊观象台)上可以看到,在石家庄市东北方向有一片东北—西南走向的对流云系,强度在35~45dBz,强回波中心的最大可达50dBz,此后云系向北、向东发展;与此同时,在怀柔区同时有条状的对流单体向东部传播,强回波中心超过40dBz。此时在北京地区大兴南部出现了弧形的雷达回波,回波值达到24dBz,水平尺度达到30km左右,宽度为2~3km,这条回波即回波的冷出流与低层暖空气形成的阵风锋。一个小时后(图2b见彩图第4页),随着对流云的不断发展,北边的回波带向西已离开北京,而南边的回波带已经到达北京西南部房山一带,回波中心发展为北和西南两部分,均大于50dBz,此时原有的阵风锋位置仍然不变,但是强度大大减弱,水平尺度为20km左右。19:35的强回波给北京通州地区带来了强降水、大风和冰雹。从图2c(见彩图第5页)上可见,回波前部边缘出现阵风锋,阵风锋紧贴回波,在回波的右前部有不明显的弱回波区产生。从此时的多普勒速度场(图2d,见彩图第5页)可以看出,当时在通州地区多普勒速度超过 $24\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,形成大风天气,此后回波带继续向东移动,渐渐减弱。

4 风暴传播时温度场的结构特点

为了研究温度场在强对流风暴传播时起到的作用,本文采用了VDRAS反演系统的伴随分析资料。VDRAS反演了扰动温度场、垂直速度场等重要产品。为了研究的方便,本文将40dBz内的雷达回波定为降水区。

垂直上升气流与下沉气流是强风暴发展的重要因素。图3a(见彩图第5页)是利用VDRAS反演出的18:47垂直速度场,此时强风暴处于发展阶段。对比VDRAS反演出的辐合场(图略),发现上升气流对应地面辐合、高空辐散;下沉气流对应地面辐散、高空辐合;

这与理论上辐合场与垂直速度场的分析相一致,说明反演效果较好。在图 3a(见彩图第 5 页)中可以看出,在降水区的右前侧有较强的上升气流存在,较强的上升气流构成了对流单体前部的入流,维持了风暴的发展^[13]。

图 3b(见彩图第 5 页)是同时刻 VDRAS 模式反演出的扰动温度场(即格点温度与环境场温度的差)。从图 3b(见彩图第 5 页)中可以看出,模式较好地反演出了强对流系统的冷池和暖区对应存在的结构,对比当时的自动站图(图略)可以发现,模拟结果与实际基本一致,反演结果较好。冷池位于降水回波的后方 10 ~ 20km 处,冷池的大小约为 50km² 左右,其最底层(0.18km 左右)的温度比环境温度低 8 ~ 10℃,随着高度的升高,冷池环境逐渐减弱,在高于 2km 处冷池消失,其主要维持在 0 ~ 3km 左右;而对应冷池的是在降水回波右前方的暖区,暖区的面积较大,但是暖区的最高温度比环境温度高 2 ~ 3℃,结合不同层的温度以及 a—b 方向剖面图中可以看出,随着高度的升高,暖区向冷池上方倾斜,值得注意的是在 5km 处上方均为暖空气(高于周围温度 2℃左右)控制。强降水回波处于冷暖空气交汇处,结合雷达回波演变图可以看出,雷达回波沿着上下温度梯度最大方向向暖区传播。结合当时的相对湿度场(图略),可以发现冷池位于相对湿度较高区域,而暖区位于相对干区。这说明强对流风暴的结构是由冷湿空气侵入暖空气的下方,由于冷湿空气比重大,而暖干空气比重小,所以造成暖区向冷池上方倾斜,冷池上空为暖区的结构。对比图 3a(见彩图第 5 页),可以发现对流风暴前的上升气流处于暖区。这说明冷空气在后方冷池的推动下,向暖空气入侵,强迫暖空气抬升,可以保证对流单体前方暖空气的抬升,维持对流单体右前方的上升入流,同时造成较大的温度梯度,这也造成了向温度梯度最大的方向传播。

图 3c 是 4 日 18:47 扰动温度的时间变化图(即后 12 分钟的扰动温度减去前一个

时刻的扰动温度,见彩图第 5 页),从图中可以看出,随着降水回波的向前传播,冷池处温度升高(0.6 ~ 1.2℃);而在降水回波处,由于降水的降温作用,所以导致较大的降温,达 2 ~ 4℃。这说明由于降水回波的远离,导致原冷池的温度升高,而由于降水的降温作用,造成原有的降水回波的温度降低,形成新的冷池。所以从下几个时刻的扰动温度图可以看出,冷池沿降水回波的移动方向传播,而冷池落后于降水回波。

图 4a(见彩图第 5 页)是降雹时的扰动温度图。可以发现由于冰雹的降温作用大大加剧了降温作用(扰动温度的时间变化图大于 8℃),所以导致当时的强降水回波位置和冷池位置(冷池温度比周围温度小于 10℃以上)基本一致。而扰动温度时间变化的图(图 4b 见彩图第 5 页)可以看出,由于两者太近则使降温没有原来强烈,所以导致冷池不能很好地向前传播,所以导致风暴的减弱。

在雷暴的消亡阶段,从冷池的范围高度上看,冷池大大减小,冷池温度仅仅比周围温度低 4 ~ 5℃左右,此时的冷池基本在降水区附近,结合同时刻的垂直速度场可以发现,当时垂直速度较弱。

综上所述,冷池在对流风暴的后方,它推动冷湿空气向前侵入,抬升前方的暖干空气,促进对流风暴前部的上升入流运动,而冷池的强弱对应着风暴的强弱。反过来由于降水回波的降温作用,导致冷池的传播随着降水回波的传播而传播,而冷池在后方的出流作用,推动了冷空气的向前传播;而冷池与降水回波之间的空间距离,正好保证了结构传播的存在。当对流单体发展到成熟最强时,由于强降水的降温作用,冷池邻近降水回波,破坏了此结构,破坏了冷池的传播,减弱了上升气流,减弱了风暴。

5 大风发生的原因

地面阵风是强风暴气流场的一个重要特

征,它是灾害天气的主要因素。而形成此时大风的原因有:

(1)从图 4b(见彩图第 5 页)可以看出,在降雹时对应地区的底层空气与周围相比相对湿度较小,为相对于干区。当云内的降雹进入相对于干区后,造成蒸发冷却,形成强烈的下沉气流(从图中可以看出下沉气流中心在降雹处附近)。

(2)由于强烈的降温作用,导致冷池位置与降水回波接近,加剧了温度的降低,也就加剧了蒸发冷却作用,加剧了下沉气流,配合冷池本身的出流,到达地面后形成很强的地面出流向并四周辐散,最终导致了很强的局地大风。

6 总结

利用 VDRAS 伴随模式对北京 2008 年 9 月 4 日一次雹暴、大风天气进行了反演。结果表明:

(1)VDRAS 较好地反演了风暴的特征,冷池的大小由风暴的强弱决定。

(2)风暴的冷暖池结构和降水传播互相作用,降水传播保证了冷池的传播,冷池的存在保证了风暴的上升气流存在。

(3)较干底层空气,降雹的降温作用和冷池接近降水回波是形成大风的原因。

参考文献

- [1] 雷雨顺,吴宝俊,吴正华. 用不稳定能量理论分析和预报夏季强风暴的一种方法[J]. 大气科学,1978, 2(4):297-306.
- [2] 雷雨顺. 强对流天气的几个问题[J]. 大气科学, 1980,4(1):94-102.
- [3] 王笑芳,丁一汇. 北京地区强对流天气短时预报方法的研究[J]. 大气科学,1994,18(2):173-183.
- [4] 肖辉,樊鹏,等. 旬邑地区冰雹云的早期识别及数值模拟[J]. 高原气象,2002,21(2):159-166.
- [5] 郭学良,付丹红. 北京一次典型灾害性雹暴、大风的形成过程与云物理特征[J]. 科学通报,2003,48(2): 65-69.
- [6] 刘娟,宋子忠,李金城. 一次强雹暴系统及其阵风锋的雷达回波研究[J]. 气象,1995,22(1):13-17.
- [7] 刘勇,王楠,刘黎平. 陕西两次阵风锋的多普勒雷达和自动气象站资料分析[J]. 高原气象, 2007, 26(2):380-387.
- [8] Sun J, Flicker D., and Lilly. Recovery of three-dimensional wind and temperature fields from single-Doppler radar data[J]. Atmos. Sci.,1991,48:876-890.
- [9] Sun J, Crook N. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments[J]. Atmos. Sci., 1997, 54: 1642-1661.
- [10] Sun J, Crook N. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part II: Retrieval experiments of an observed Florida convective storm[J]. Atmos. Sci., 1998, 55: 835-852.
- [11] Wu B., Verlinde J., Sun J. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations of a deep convective cloud[J]. Atmos. Sci., 2000, 57: 262-283.
- [12] 杨艳蓉,李柏,张沛源. 多普勒雷达资料同化[J]. 应用气象学报,2004,15(1):95-110.
- [13] 张培昌,杜秉玉,戴铁丕编. 雷达气象学[M]. 北京:气象出版社,2001:356-417.