

# 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区 一次飑线过程发展维持的数值模拟\*

陈明轩<sup>1</sup> 王迎春<sup>2</sup>

CHEN Mingxuan<sup>1</sup> WANG Yingchun<sup>2</sup>

1. 中国气象局北京城市气象研究所, 北京, 100089

2. 北京市气象局, 北京, 100089

1. *Institute of Urban Meteorology, China Meteorological Administration, Beijing 100089, China*

2. *Beijing Meteorological Bureau, Beijing 100089, China*

2010-08-26 收稿, 2011-03-17 改回.

Chen Mingxuan, Wang Yingchun. 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(3):371-386

**Abstract** A preliminary analysis of low-level dynamical and thermo-dynamical effects on a squall line case occurred in North China on 23 July 2009 is implemented, based on 4DVar assimilation to 6 CINRAD radar observations and numerical simulation with a three-dimensional cloud model under a rapid update cycling mode. The results indicate that the squall line is under the conditions of low-level moderate shear environments and the interaction of the low-level vertical wind shear with the cold pool is the key mechanism for structure and evolution of the squall line. There is strong low-level vertical wind shear but weak cold pool during the initial period of squall line development with a ratio of  $C$ , the speed of the cold pool propagation, to  $\Delta U$ , the component of the low-level shear perpendicular to the squall line, less than 1 (i. e.,  $C/\Delta U < 1$ ). The squall line echo observed by the radars leans downshear during the initial period. The buoyant environment with high CAPE and low LFC has a significant effect on development and intensification of the squall line and overcomes the disadvantageous impact of imbalance between the low-level shear and the cold pool to the squall line evolution during the initial period. The cold pool is distinctly enhanced because cold air descends to and deposits near the surface, which results from the convective precipitation induced by squall line storms so as to cause the line-normal low-level shear and the cold pool to gradually attain an approximate balance and optimal state (i. e.,  $C/\Delta U \approx 1$ ) which leads low-level air to generating the strongest vertical updraft during the enhanced and mature phase of the squall line. The squall line has the strongest intensity and the line echo observed by the radars is much more upright lifting during the period. With time and continued precipitation, the disadvantageous conditions that the strength of the storm line system-generated cold pool evidently overmatches the strength of the low-level shear (i. e.,  $C/\Delta U > 1$ ) causes the squall line to gradually dissipate. The storm line echo observed by radars distinctly broadens and tilts upshear with very low height of strong echo top during the decay period of the squall line. Both the qualitative analysis and quantitative calculation from the simulated results show the influence explanation of the low-level shear and cold pool interaction on the squall line development is accordant to the RKW theory for addressing the squall line structure, evolution, and intensity by the relative balance between the cold pool intensity and the low-level shear magnitude that advanced by Rotunno and Weisman et al. In addition, simulated results indicate low-level 0-3 km shear is most important to squall line development whereas 0-6 km shear has also positive effects on squall line evolution, especially while the squall line is at its best survival state.

**Key words** Low-level vertical wind shear, Cold pool, Squall line, Numerical simulation

\* 资助课题: 国家公益性行业(气象)科研专项“京津冀城市群强对流天气短时临近预报关键技术研究”(GYHY200706004)。

作者简介: 陈明轩, 主要从事雷达资料同化反演及强对流天气临近预报技术研究。E-mail: mxchen@ium.cn

**摘要** 利用三维数值云模式和雷达资料四维变分同化技术,通过对 6 部新一代多普勒天气雷达观测资料进行快速更新循环同化和云尺度数值模拟,初步分析了 2009 年 7 月 23 日发生在华北地区的一次飊线过程的低层动力和热动力影响机制。结果表明,这次飊线过程处在低层中等强度切变的环境条件下,低层环境垂直风切变和冷池相互作用是本次飊线过程维持发展和传播的关键机制。在飊线发展的初期,低层垂直风切变较强,但冷池偏弱,冷池传播速度( $C$ )和垂直于飊线的低层切变分量( $\Delta U$ )的比值  $C/\Delta U < 1$ ,飊线回波前倾。而此时环境热力条件(对流有效位能较高和自由对流高度较低)对飊线的发展加强起到了积极作用,克服了这种低层切变和冷池不平衡所形成的不利条件。在飊线的加强和成熟阶段,由于对流降水使冷空气不断下沉,从而导致冷池快速加强,使低层切变和冷池强度逐渐达到近似平衡状态( $C/\Delta U \approx 1$ ),低层大气处于最强的垂直抬升状态,飊线发展最为强盛,飊线回波直立。随着时间的推移,降水累积效应导致冷池强度明显大于低层切变强度( $C/\Delta U > 1$ ),不利的形势导致飊线逐渐趋于消散,飊线回波明显变宽、后倾,回波顶高显著下降。对模拟结果的定性分析和定量计算均表明,影响这次飊线过程发展维持的低层垂直风切变和冷池相互作用机制与 Rotunno 和 Weisman 等用来解释飊线发展演变的 RKW 理论一致。另外,模拟结果显示,低层 0—3 km 风切变对飊线的发展维持最为重要,但是 0—6 km 的中层风切变也有正面作用,特别是在飊线发展旺盛阶段,应该考虑其影响。

**关键词** 低层垂直风切变,冷池,飊线,数值模拟

**中图法分类号** P458.2 P446 P435

## 1 引言

在中纬度地区,例如华北地区,飊线是最为常见的一种中尺度对流系统,经常会形成局地暴雨、短时大风、冰雹等灾害性强对流天气。在环境大气热力条件比较有利的情况下,即如果在一定的对流有效位能(CAPE)和自由对流高度(LFC)较低条件下,从边界层获得能量是保证气流抬升并维持飊线不断发展和加强最为重要的机制。

由于天气系统或者环流形势的影响而形成的低层垂直风切变是飊线发展维持最为重要的边界层特征。早在 20 世纪 50—60 年代,Newton (1950, 1966)、Fujita (1955) 和 Ludlam (1963) 的研究就明确指出,垂直于飊线的环境垂直风切变大小是飊线发展演变的关键因子,首次发展了垂直风切变影响风暴的概念模型,并提出了飊线具有沿风暴线特征不变(即飊线上各个风暴单体的演变特征相似)的二维概念。Thorpe 等(1982)的研究进一步表明,低层环境垂直风切变是影响飊线维持发展的必要特征,如果有足够强的垂直于飊线的低层切变分量,就能够阻止风暴出流(即阵风锋)的快速向前运动,从而维持低层垂直气流的不断抬升,形成飊线内风暴单体长时间发展维持的有利条件,并成功模拟证实了 Newton (1950, 1966)、Fujita (1955) 和 Ludlam (1963) 提出的飊线二维概念模型。观测分析研究也表明(Bluestein, et al, 1985, 1987),不论是强的飊线还是弱的飊线,均伴随有明显的低层垂直风切变,而且垂直于飊线的低层切变分量越强,飊线的强度

越大,生命史越长。

近地面冷池是飊线风暴另一个重要的边界层特征。冷池是由于风暴中降水蒸发冷却导致的冷空气不断下沉扩展而形成的近地面冷空气堆。通常情况下,冷池前部就是风暴出流边界(即阵风锋)的位置。Droegemeier 等(1985, 1987)通过三维数值模拟试验首次发现,如果存在低层风切变,近地面冷池能够触发其前沿空气产生较强的垂直上升运动,对触发新的风暴单体非常有利。Wakimoto (1982) 以及 Mueller 等(1987)的观测分析研究也表明,对于大多数对流风暴来说,其传播速度由风暴产生的冷池的移动速度控制,因为新的风暴单体极易被冷池前沿的阵风锋触发,从而维持整个风暴系统(例如飊线)的发展维持。

Rotunno 等(1988)和 Weisman 等(1988)通过二维和三维云模式的理想数值模拟试验,并对已有的观测研究进行再分析后,首次提出了近地面冷池和低层环境垂直风切变相互作用是飊线发展维持最为重要的动力和热动力机制,形成了描述飊线发展传播的“RKW 理论”。Rotunno 等(1988)和 Weisman 等(1988)明确指出,单独的垂直风切变对超级单体风暴或者深对流风暴的发展演变比较有利,但是,对最为常见的由非超级单体风暴形成的飊线来说,单独的垂直风切变和冷池效应对其发展演变并不是十分有利。为此,RKW 理论首次提出,冷池与低层垂直风切变的相互作用直接与飊线前沿气流垂直抬升的高度和垂直速度的大小相关,是飊线前方不断触发新对流单体最为重要的影响因子,从而决

定了整个飏线系统的发展强度和生命史。事实上,冷池与低层垂直风切变之间的相互作用也就是低层垂直风切变与冷池出流所形成的水平涡度之间的平衡问题。简言之,RKW理论的要点是:(1)当冷池和低层垂直风切变强度相当时,冷池产生的负涡度与低层垂直风切变产生的正涡度达到近似的平衡状态,冷池前沿的上升气流垂直性最强,因此最易沿着出流边界形成新的对流单体,从而最有利于维持飏线的发展传播;(2)当冷池强于低层垂直风切变时,冷池产生的负涡度大于低层垂直风切变产生的正涡度,冷池前沿的上升气流向后倾斜,不利于沿着出流边界形成新的对流单体,从而不利于维持飏线的发展传播;(3)当冷池弱于低层垂直风切变时,冷池产生的负涡度小于低层垂直风切变产生的正涡度,冷池前沿的上升气流向前倾斜,不利于沿着出流边界形成新的对流单体,从而不利于维持飏线的发展传播。

随着对飏线发展演变结构的不断认识,以及计算条件的快速改善,Weisman等(2004)通过一个全新的二维涡流函数模式和设置更加合理、分辨率更高、运算范围更大的三维云模式的模拟分析,对RKW理论进行了评估和验证,确认了其合理性。但是,RKW理论所描述的冷池和低层垂直风切变相互作用的最佳平衡状态是否真的有利于飏线的加强和维持,也引起了后来一些学者的质疑(Stensrud, et al, 2005)。为此,Weisman等(2005)通过进一步分析,再次确认了RKW理论对飏线的发展维持和生命史特征的描述,不但从定性上而且从定量上来讲均是合理的。Bryan等(2006)利用最新的BF云尺度数值模式(Bryan, et al, 2002)以及中尺度数值预报模式ARPS(Xue, et al, 2000)和WRF(Skamarock, et al, 2005),对每个模式用几乎相同的物理参数化方案和网格设置,然后利用相同的热动力探空廓线去驱动每一个模式,更进一步对飏线的结构演变进行理想数值模拟试验,目的在于通过不同的模式对RKW理论进行定性和定量评估,其分析表明,所有模式的模拟结果均证实了RKW理论对飏线系统发展演变的解释是正确和合理的。

根据RKW理论(Rotunno, et al, 1988; Weisman, et al, 1988, 2004)以及其他很多学者的研究(Thorpe, et al, 1982; Fovell, et al, 1988; Houze, et al, 1989; Parker, 1998; Parker, et al, 2004a),飏线具有明显的准二维特征,即飏线上各个风暴单体的

发展演变特征比较相似。在由孤立风暴单体逐渐发展为飏线(或者线状风暴系统)的过程中,飏线的伸展方向将逐渐与低层垂直风切变垂直,以适应冷池和低层垂直风切变对其发展演变的影响,使其进一步发展和加强。飏线发展旺盛时期,在飏线任意一处绘制垂直于飏线的剖面图,其低层的热动力(冷池)和动力(垂直风切变)特征均类似。因此,基于RKW理论,这里给出一张垂直于飏线的飏线风暴发展维持二维概念模型(图1),描述了冷池产生的负涡度与低层垂直风切变产生的正涡度达到近似平衡状态时,冷池前沿的上升气流最强,最易沿着出流边界形成新的风暴单体,从而也最有利于维持整个飏线系统的发展传播。

中国也已经开展了飏线发展演变的中尺度结构,特别是风场特征的分析研究。刘淑媛等(2007)利用多普勒雷达、卫星和自动站资料,对上海市一次飏线过程的水平风场结构和中尺度系统进行了分析,研究这次飏线过程的中尺度结构和流场特征。王俊等(2007)利用双多普勒雷达反演的三维风场研究了山东发生的一次飏线过程的三维风场结构。庄薇等(2010)利用多普勒雷达观测资料和双多普勒雷达反演技术,对新疆发生的一次强飏线过程的中尺度风场结构进行了分析。上述研究工作表明,中国发生的飏线过程其三维风场、中尺度结构及演变特征与国际上多国学者对中纬度飏线的研究分析结论基本一致。

但是,基于RKW理论,利用近地面冷池和低层切变相互作用研究飏线发展维持机制的工作在中国尚不多见,而且,RKW理论是通过理想的云模式模拟得到的,冷池和低层垂直风切变相互作用是否适合于解释华北地区实际发生的飏线系统的维持发展,或者说,是否与利用实际雷达观测资料模拟分析的结果吻合,还有待进一步探讨。

本文不对华北地区飏线系统的外部触发机制或者飏线与大尺度天气系统的相互作用进行深入讨论,而是利用京津冀地区的6部新一代多普勒天气雷达观测资料,通过云尺度数值模式和雷达资料四维变分同化技术(4DVar),对华北地区一次飏线过程的发展维持机制进行数值模拟,并基于RKW理论进行模拟结果分析,重点探讨由飏线自身的内部热动力特征(冷池)及其与低层动力条件(低层垂直风切变)相互作用而导致的飏线风暴的结构变化和

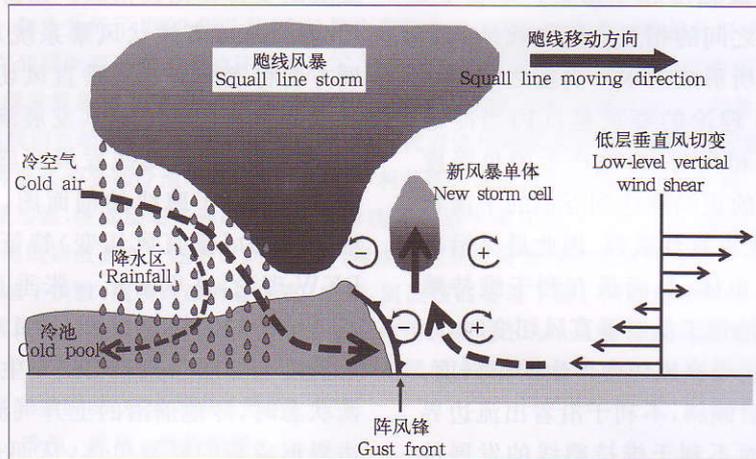


图1 基于R-K-W理论的冷池和低层垂直风切变对飑线风暴发展维持影响的二维(即垂直于飑线)概念模型  
(图中“+”和“-”分别表示正负涡度)

Fig. 1 Two-dimensional (storm line-normal) conceptual model of the influence of the cold pool and low-level vertical wind shear interaction on squall line evolution based on RKW theory (“+” and “-” denote positive and negative vorticities, respectively)

演变特征。

## 2 飑线个例简介及环境条件分析

本文研究的个例是2009年7月23日发生在华北地区的一次飑线过程,整个飑线系统从13时(北京时间,下同)前后在华北西北部地区形成,一直到21时前后到达渤海地区并逐渐消散,维持了约8 h。

从08时的天气形势来看,东北冷涡是触发这次飑线过程的天气尺度影响系统。华北地区位于冷涡底部偏西方向,天气形势有利于西北冷空气南下到达华北地区,同时与低层存在的强西南暖湿气流交汇,非常有利于对流天气的发生(图略)。

由上述可知,低层垂直风切变环境是飑线系统维持传播的一个必要条件。从08时张家口(54401站)和北京南郊观象台(54511站)的探空0—6 km风矢端图可以看出(图2a、2b),华北地区地面以上0—3 km的垂直风切变分别达到12.4 m/s和15.9 m/s。从14时北京南郊观象台的加密探空和风矢端图可以看出(图2c),此时华北地区的低层垂直风切变依然比较明显,0—3 km垂直风切变为16 m/s。总之,华北地区处在中纬度中等强度切变的环境中。而在弱到中等强度切变环境中的飑线,因为较少会包含超级单体风暴,因此,也更加适合于用RKW理

论来解释其发展维持的机制(Weisman, et al, 2004)。

除了低层垂直风切变外,对流有效位能也是影响飑线生消发展比较重要的环境参数,特别是在飑线生成初期,当其内部的热动力条件(冷池)和环境切变没有形成一个动态平衡时,一定的对流有效位能对构成飑线的风暴单体的初生和加强非常重要。观测分析指出(Bluestein, et al, 1985, 1987; Parker, et al, 2000; Weckwerth, 2000),对流有效位能越大,表明环境热力抬升条件越有利于风暴单体的新生,从而也有利于整个飑线系统的维持发展。对飑线的发展演变来说,对流有效位能的变化范围很大,一般而言,当对流有效位能约为1000 J/kg时,对形成一般的飑线系统比较有利,而当其值超过2200 J/kg时,则有可能形成较强的飑线系统。另外,研究也表明(Rotunno, et al, 1988; Weisman, et al, 1988; Takemi, 1999; Parker, et al, 2004b),自由对流高度对飑线系统的强度和生命史也有一定影响。自由对流高度越高,就要求在冷池前沿有越强的上升气流去保证不断触发新的风暴单体,从而维持整个飑线系统的发展传播。因此,基于RKW理论,在低层切变和冷池强度确定的情况下,在自由对流高度较低的环境中,飑线发展演变的时间就会更长,强度也更

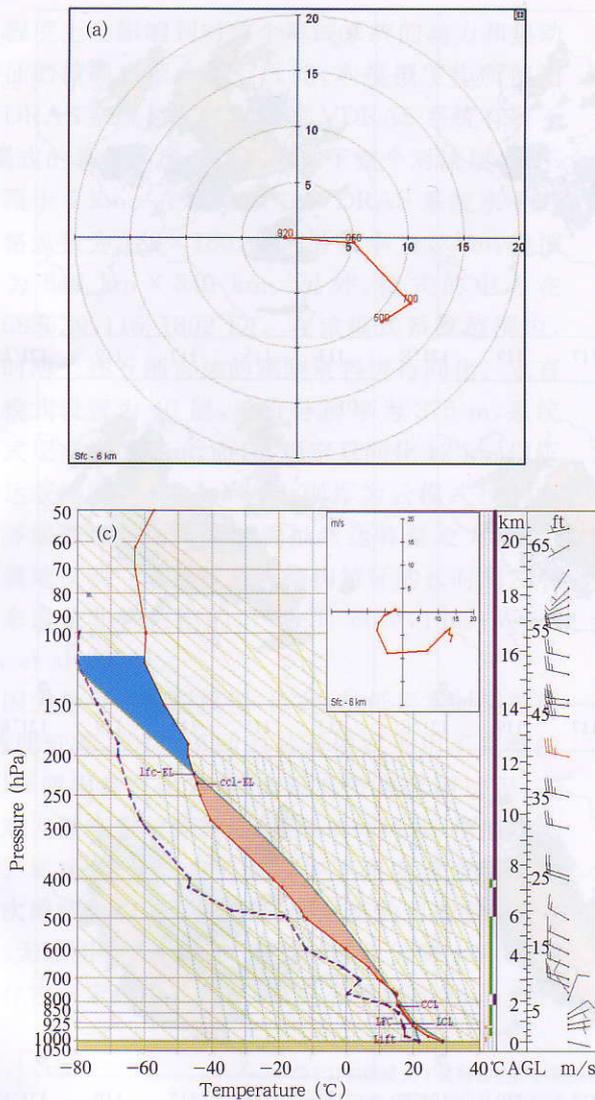


图 2 2009 年 7 月 23 日 08 时张家口站(a)和北京南郊观象台(b)常规探空风矢端图,以及 14 时北京南郊观象台加密探空和风矢端图(c) (图 a 和 b 中坐标为风速,单位:m/s,风矢端图标注为气压层,单位:hPa; 图 c 中右侧风廓线的一长横代表风速 8 m/s,一短横代表风速 4 m/s)

Fig. 2 Hodographs from the 54401 sounding station at Zhangjiakou (a) and the 54511 sounding station at Beijing observatory (b) at 08:00 BT 23 July 2009, and rawinsonde observations and hodographs from the 54511 sounding station at Beijing observatory at 14:00 BT 23 July 2009 (c) (The coordinates are wind speed in m/s and marked numbers are pressure levels in hPa in (a) and (b). A long bar and a short bar denote 8 m/s and 4 m/s, respectively, in the right-hand wind profile panel (c))

强。从 14 时北京南郊观象台的加密探空分析来看(图 2c),对流有效位能达到 2425 J/kg,自由对流高度仅有 892 m,因此,对飊线最初的加强和进一步发展非常有利。

在京津冀地区,同时有 6 部新一代天气雷达(北京、天津、石家庄、秦皇岛 S 波段以及张北和承德 C 波段)对这一飊线过程进行了有效的同步组网观测。从这 6 部雷达回波拼图观测(图 3)来看,从 13 时前后开始,在华北西北部的山区,已经开始形成零散的风暴单体并逐渐排列成一条东北—西南走向的风暴线,在 14 时,已经基本形成一条较弱但是结构比较完整的飊线,并不断向东南方向移动和发展。17 时 30 分,飊线经过北京到达天津地区,并发展到最强盛阶段,最大反射率因子超过 65 dBz。19 时,当飊线前沿抵达渤海湾时开始减弱,并在飊线后部形成

明显的层状云降水回波。到 21 时,飊线风暴基本衰亡,只剩下层状云降水回波。整个飊线系统从形成到消散持续约 8 h,这也符合中纬度地区中等强度切变环境中飊线的生命史和演变特征。在飊线发展最旺盛的成熟阶段,产生了明显的地面大风。华北地区的自动站观测表明,多个时次多个站点出现了超过 20 m/s 的大风。从北京和天津雷达的径向速度也可以判断,瞬时极大风速可能超过 24 m/s (图略)。

### 3 模式系统简介及模拟设置

本文使用的模式系统是变分多普勒雷达分析系统(VDRAS)。VDRAS 系统是在 Sun 等(1997, 1998)最初发展研究的包含暖雨参数化方案的三维云模式和雷达资料四维变分同化技术的基础上,并

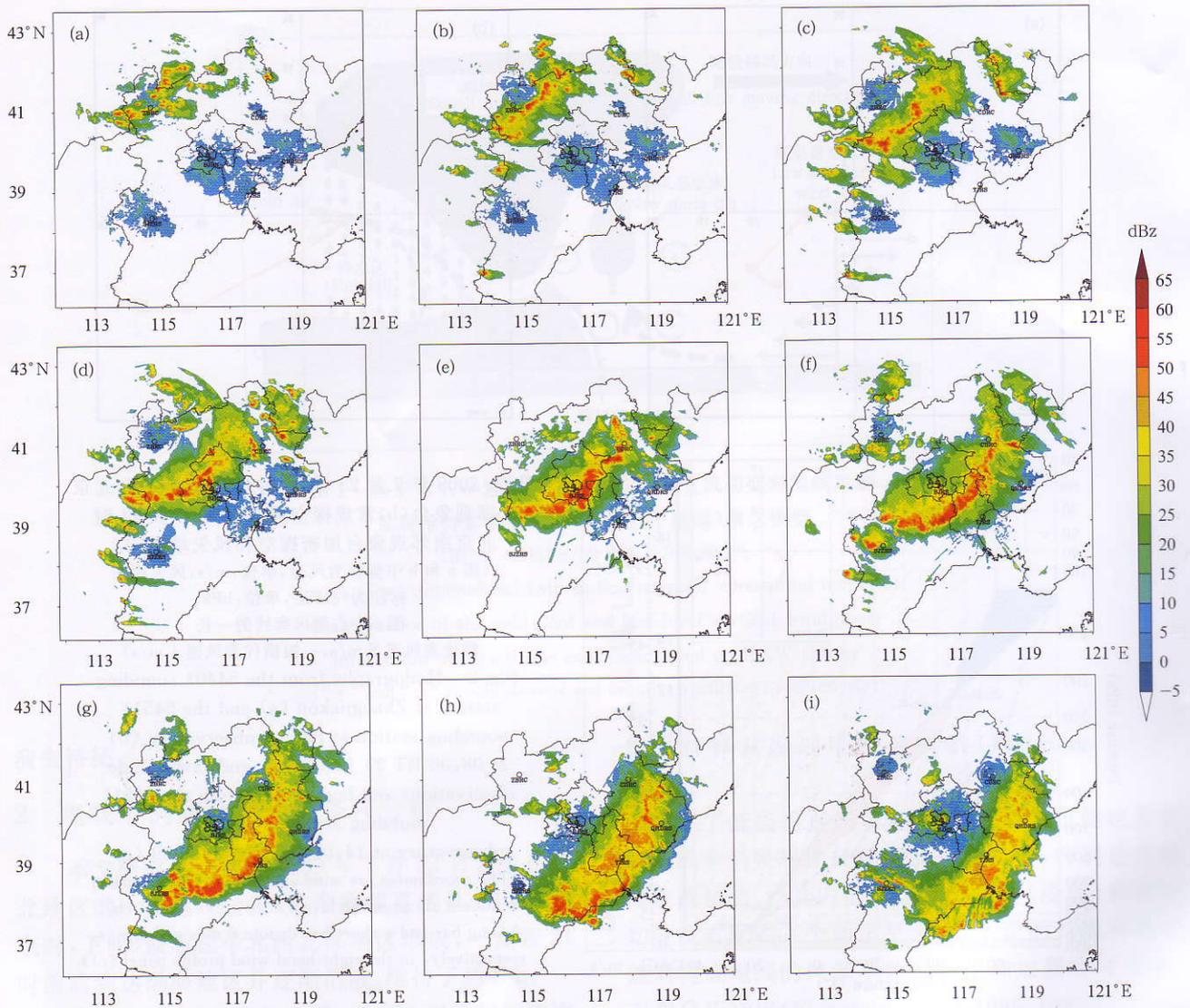


图3 2009年7月23日13—21时(a—i)华北地区6部新一代天气雷达的逐时组合强度回波  
(图中的BJRS、TJRS、SJZRS、QHRS、ZBRC和CDRC分别为北京、天津、石家庄、  
秦皇岛S波段以及张北和承德C波段雷达站的位置)

Fig. 3 Composite reflectivity mosaic from 6 CINRAD radars in North China from 13:00 to 21:00 BT with 1 h interval on 23 July 2009. BJRS, TJRS, SJZRS, QHRS, ZBRC and CDRC denote S-band radar sites of Beijing, Tianjin, Shijiazhuang, Qinhuangdao, and C-band radar sites of Zhangbei and Chengde, respectively. The abscissa and ordinate are for longitudes and latitudes, respectively

经过随后的一系列改进(Sun, et al, 2001, 2010; Chen, et al, 2007; 陈明轩等, 2011), 最终建立起来的一个雷达资料同化分析和预报系统。VDRAS系统通过使用三维云模式和四维变分同化技术, 可以实现对多部多普勒天气雷达资料的快速更新循环同化分析, 从而得到与风暴系统生消发展密切相关的三维动力和热动力特征(Sun, et al, 2008; 陈明轩等, 2011)。本文正是利用VDRAS系统的这一特征, 对影响这次飚线过程发展维持的低层垂直风切

变和冷池特征进行数值模拟分析。关于VDRAS系统的介绍、技术细节及其重要改进, 包括三维云模式和雷达资料四维变分同化技术等可见相关文献(Sun, et al, 1997, 1998, 2001, 2010; Chen, et al, 2007; 陈明轩等, 2011)。

2008年, 经过改进的低层配置的VDRAS系统已经在北京奥运气象保障服务中得到实时应用(陈明轩等, 2011)。但是, 低层配置的系统对3 km以上的动力和热动力特征的模拟受到一定限制, 这在

一定程度上会影响到对整个飊线系统的动力和热动力特征的精确模拟分析。因此,本模拟工作所使用的 VDRAS 系统与实时应用的 VDRAS 系统有所不同,模式的垂直高度已经扩展到了整个对流层,而不仅局限于 5 km。在本模拟中,VDRAS 系统水平方向的格点数为  $180 \times 180$ ,水平分辨率为 3 km,模拟范围为  $540 \text{ km} \times 540 \text{ km}$ 。另外,模式的中心在  $(39.5836^\circ \text{N}, 116.1802^\circ \text{E})$ 。在该模式系统范围内,可同时对上述 6 部雷达的观测资料进行同化。垂直方向模式设置为 40 层,垂直分辨率为 375 m,系统的模式层高为 15 km,而且,规定只同化 12 km 以下的雷达观测资料,12 km 以上则作为云模式顶的海绵边界层处理。这样的配置虽然运算量较大,但对于完整地反映一个飊线系统结构特征的长时间发展演变来说是非常关键的(Fovell, et al, 1989; Weisman, et al, 2004)。

因为是全对流层模拟,因此,与低层实时运行系统(陈明轩等, 2011)不同的是云模式采用了完整的 Kessler 暖雨参数化方案,而没有考虑冰相过程,这可能对发展旺盛的深对流(超级单体风暴)模拟产生影响。然而,本文研究的是在中等强度切变环境中的一次飊线过程,因此,出现深对流的可能性很小。另外,无冰相参数化方案可能对层状云降水和冷池强度存在一定影响。但是,研究表明(Fovell, et al,

1988; Skamarock, et al, 1994),这种无冰相参数化方案对冷池和低层垂直风切变相互作用的影响可以忽略不计。

如上所述,此处 VDRAS 系统使用了京津冀地区 6 部新一代多普勒天气雷达在 VCP21 扫描模式(6 min 左右间隔、9 个仰角)下的同步组网观测资料,包括径向速度和反射率因子(雷达站位置见图 3)。对于多普勒天气雷达,特别是 C 波段雷达,径向速度场容易出现“速度模糊”,从而导致出现虚假和错误的观测。在 VDRAS 同化的 6 部雷达资料中,有两部是 C 波段雷达的观测资料(张北和承德)。因此,在进行雷达资料四维变分同化之前,需要进行径向速度退模糊处理。本文在 VDRAS 的预处理设置中,通过利用雷达资料格点高方差剔除和梯度检查、模式背景风场修正等方法,进行了速度退模糊处理。而且,将 C 波段雷达的径向速度有效观测范围限制在半径 115 km 范围内。技术细节不再详述。另外,在  $540 \text{ km} \times 540 \text{ km}$  的 VDRAS 模式范围内,还使用了京津冀地区 286 个 5 min 自动站的观测资料,包括温度、湿度、气压和风场。

与低层配置的 VDRAS 实时系统相似(陈明轩等, 2011),本模拟也设置 VDRAS 以快速更新循环的方式(图 4)运行,以实现雷达资料的快速和有效同化分析。设定每个 4DVar 循环为 18 min,包含上

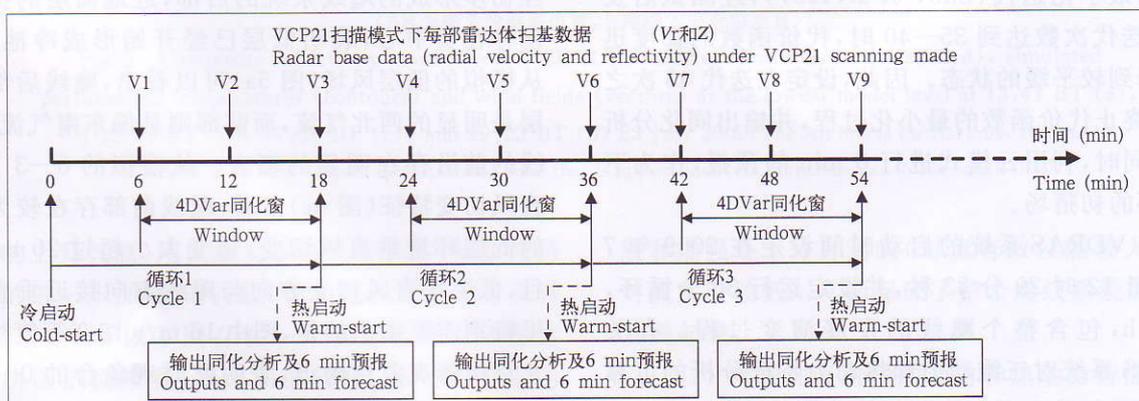


图 4 VDRAS 四维变分快速更新循环同化流程

(V1—V9 表示同化的雷达体扫资料;时间轴的分钟数表示每个雷达体扫的结束时间;在每个循环(冷启动或热启动)开始时执行背景场分析,循环结束时输出同化分析结果及用作下一循环初猜场的 6 min 预报结果)

Fig. 4 Illustration of VDRAS 4DVar assimilation and rapid update cycles

(The labels V1 - V9 on top of the diagram represent the input radar volume scan data to be assimilated. The times in minute illustrate the end times of each radar volume scan. The background analysis is performed at the start of each cycle and the final analysis is written out at the end of each cycle. A six-minute forecast follows each cycle for the first guess field of warm-start)

述每部雷达在 VCP21 模式下 3 组体扫资料的同化,并利用云模式进行 6 min 预报,作为下一次热启动的初猜场。虽然 6 部雷达均设置了同步扫描处理,但仍发现,精确的雷达体扫资料的时间间隔仍然可能比 6 min 多几秒,所以设定同化窗为 730 s,以确保每个 4DVar 循环都能够同化每部雷达的 3 组体扫资料(其中第 1 组体扫资料的 6 min 观测时间未包括在内)。

对于开始的冷启动,首先从基于 WRF 模式 (Skamarock, et al, 2005) 和三维变分同化技术的 3 h 快速更新循环数值预报业务系统 (BJ-RUC) 提供的 9 km 分辨率的分析或预报结果中,提取出 25 km 间隔的模式探空廓线。然后,利用距离权重插值方法和 Barnes 方法 (Barnes, 1964),将 BJ-RUC 模式探空廓线插值到 VDRAS 模式格点后,即可得到 VDRAS 的初猜场。对于热启动,用上一个循环的 6 min 预报作为下一个循环的初猜场。然后,将初猜场与经过 Barnes 方法插值后的雷达速度-方位显示 (VAD) 风廓线结果相融合,得到高空分析场,将地面自动站观测经 Barnes 插值分析后得到地面分析场。最后,利用垂直最小二乘拟合法和距离权重修正方法对地面和高空分析场进行合成,从而得到最终的中尺度背景场。

VDRAS 利用有限元准牛顿迭代算法进行代价函数的最小化迭代 (Sun, et al, 1997),经测试后发现,当迭代次数达到 35—40 时,代价函数的梯度迅速下降到较平缓的状态。因此,设定在迭代 45 次之后,即终止代价函数的最小化过程,并输出同化分析结果,同时,利用云模式进行 6 min 的预报,作为下一循环的初猜场。

将 VDRAS 系统的启动时间设定在 2009 年 7 月 23 日 12 时 29 分 33 秒,并设定运行 30 个循环,约合 9 h,包含整个飊线的发展演变过程。有关 VDRAS 系统对三维动力和热动力特征分析的可靠性验证见相关文献 (Chen, et al, 2007; Sun, et al, 2010; 陈明轩等, 2011)。

## 4 模拟结果分析

### 4.1 定性分析

Thorpe 等 (1982) 和 Weisman 等 (1988) 的模拟结果均表明,飊线的发展传播对 2.5—3.0 km 以下的低层风切变比对 5—6 km 以下的中层风切变更

为敏感,说明 0—3 km 低层风切变对飊线发展的贡献更大。Wyss 等 (1988) 的观测统计分析也指出,3 km 以下的低层风切变对中纬度飊线的发展最为重要。因此,在本模拟结果分析中,重点关注环境风场结构、0—3 km 低层环境垂直风切变以及指示冷池结构的模式低层扰动温度的变化情况。这里选取能够代表整个飊线过程从最初发展、加强、成熟到消亡的 4 个时次 (分别是 13 时 41 分、15 时 29 分、17 时 35 分、19 时 23 分),进行飊线发展演变的低层动力和热动力特征的定性分析。从模拟的最低层 187.5 m 和 3187.5 m 高度的风场计算得到低层 3 km 之间的垂直风切变大小和切变矢量,用来近似代表 0—3 km 的垂直风切变特征。另外,如上所述,根据 RKW 理论和其他很多学者的研究,飊线具有明显的准二维特征,即飊线上各个风暴单体发展演变特征比较相似。这样,在飊线上任意一处绘制垂直于飊线的剖面,其低层的动力和热动力特征均类似,也就是说,任意一处剖面都能够代表整个飊线系统最主要的动力和热动力垂直特征。基于此,使用垂直于飊线的剖面图来分析雷达回波观测以及模拟的风场和扰动温度的垂直结构,从而可以更加直观地指示低层垂直风切变和冷池特征。

#### (1) 飊线发展初期的动力和热动力特征

从低层扰动温度的模拟结果 (图 5a) 来看,在已经初步形成的飊线系统的后部,近地面层的扰动温度存在负中心,表明低层已经开始形成冷池结构。从模拟的低层风场 (图 5a) 可以看出,飊线后部的低层是明显的西北气流,而前部则是偏东南气流,在飊线的前沿存在明显的辐合。从模拟的 0—3 km 垂直风切变特征 (图 6a) 来看,飊线前部存在较为明显的低层环境垂直风切变,切变大小超过 20 m/s,而且,低层垂直风切变方向与飊线方向接近垂直。这里特别需要指出的是,图中 16 m/s 切变等值线经过北京南郊观象台附近,表明此时观象台的 0—3 km 低层切变的大小接近 16 m/s,而且切变方向为东偏南方向,这与上述利用 14 时北京南郊观象台加密探空观测分析得到的低层切变特征非常一致,同时也验证了此模拟结果是可信的。从同一时次垂直于飊线的模拟风场和扰动温度以及雷达回波拼图观测的剖面 (图 7a) 来看,飊线前部低层存在明显的垂直风切变,特别是在 0—3 km (也就是模式层 187.5—3187.5 m) 切变较强。在飊线主体回波的前沿,是

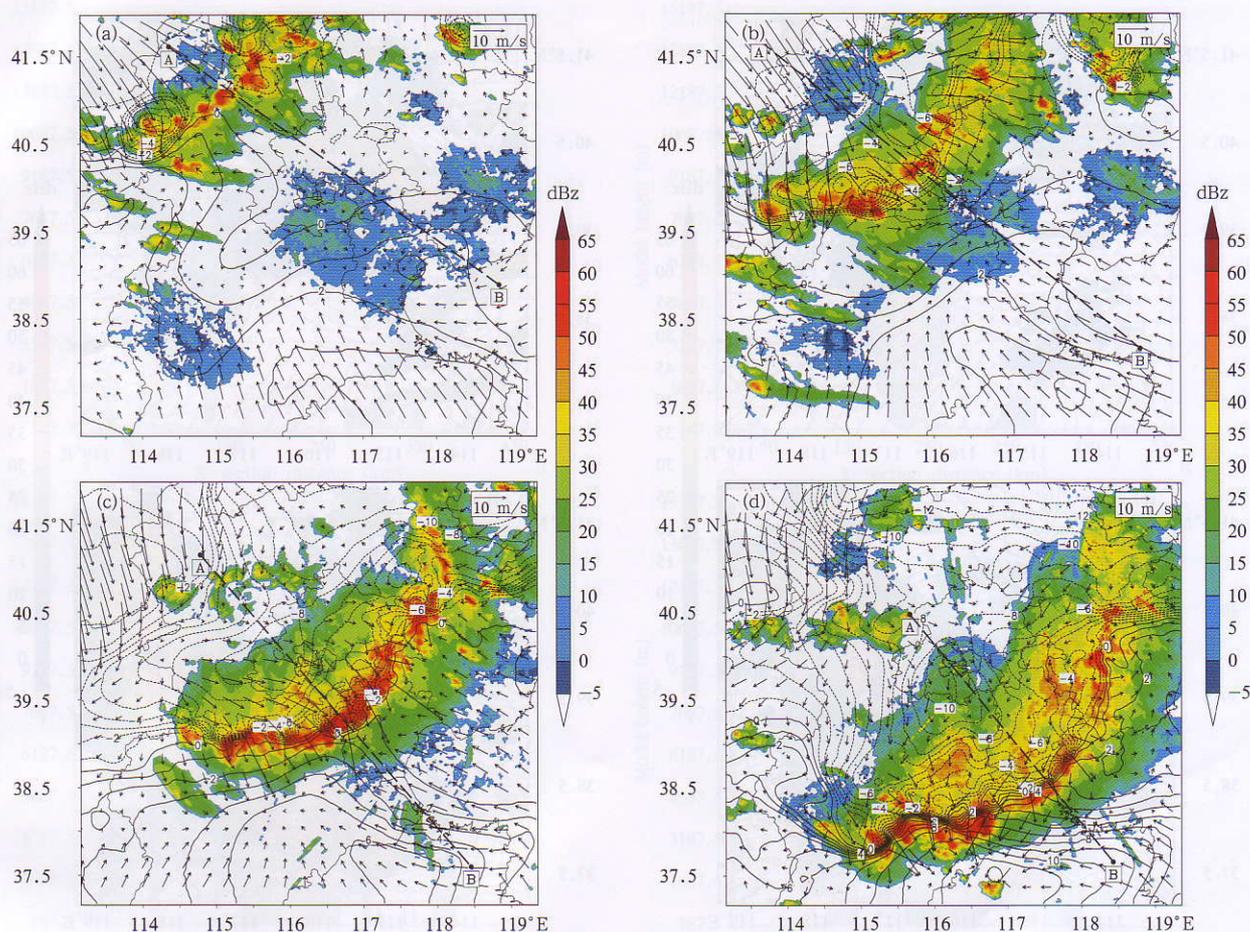


图5 北京时间13时41分(a)、15时29分(b)、17时35分(c)、19时23分(d)雷达组合反射率因子拼图(彩色区)以及模拟的模式最低层扰动温度(等值线)和风场(矢线)(AB为图7的剖面位置,与飊线方向近似垂直)

Fig. 5 Composite reflectivity mosaic from 6 CINRAD radar observations (color shaded), simulated perturbation temperatures (contours) and wind fields (vectors) at the lowest model level at 13:41 BT (a), 15:29 BT (b), 17:35 BT (c), and 19:23 BT (d) 23 July 2009 (The AB line is for the cross section direction as in Fig. 7 at the corresponding time that is approximately perpendicular to the squall line)

明显的上升气流,用以激发新的风暴单体,从而维持飊线的进一步加强和传播。而在飊线回波下方及后部,低层3 km以下则存在一个弱的冷池。从雷达回波拼图剖面来看,飊线回波较窄,35 dBz的雷达回波顶在9 km左右。而且,从该剖面 and 水平组合反射率因子拼图(图5a)上均可以看出,飊线回波具有明显的前倾特征。上述分析表明,在飊线发展的初期阶段,前方低层的垂直风切变强于冷池,从而导致飊线回波出现前倾趋势,这与RKW理论是一致的。需要说明的是,根据RKW理论,这样的条件对飊线最初的发展并不是十分有利。但是,如探空分析所言,此时的环境热力条件本身对飊线风暴的发

展和加强是十分有利的(对流有效位能较大和自由对流高度较低),从而保证了整个飊线系统能够逐渐发展起来。

(2) 飊线加强阶段的动力和热动力特征

从15时29分的雷达组合反射率因子拼图以及模拟的模式最低层扰动温度和风场特征(图5b)可见,飊线在向东南移动的过程中,不断发展加强。从此时低层扰动温度的模拟结果来看,由于风暴降水导致冷空气不断下沉扩散,近地面层温度持续下降,使得与整个飊线系统相伴随的冷池结构更加明显,冷池中心的最低扰动温度达到-9℃。从低层风场来看,飊线后部的西北气流和前方的东南气流也已

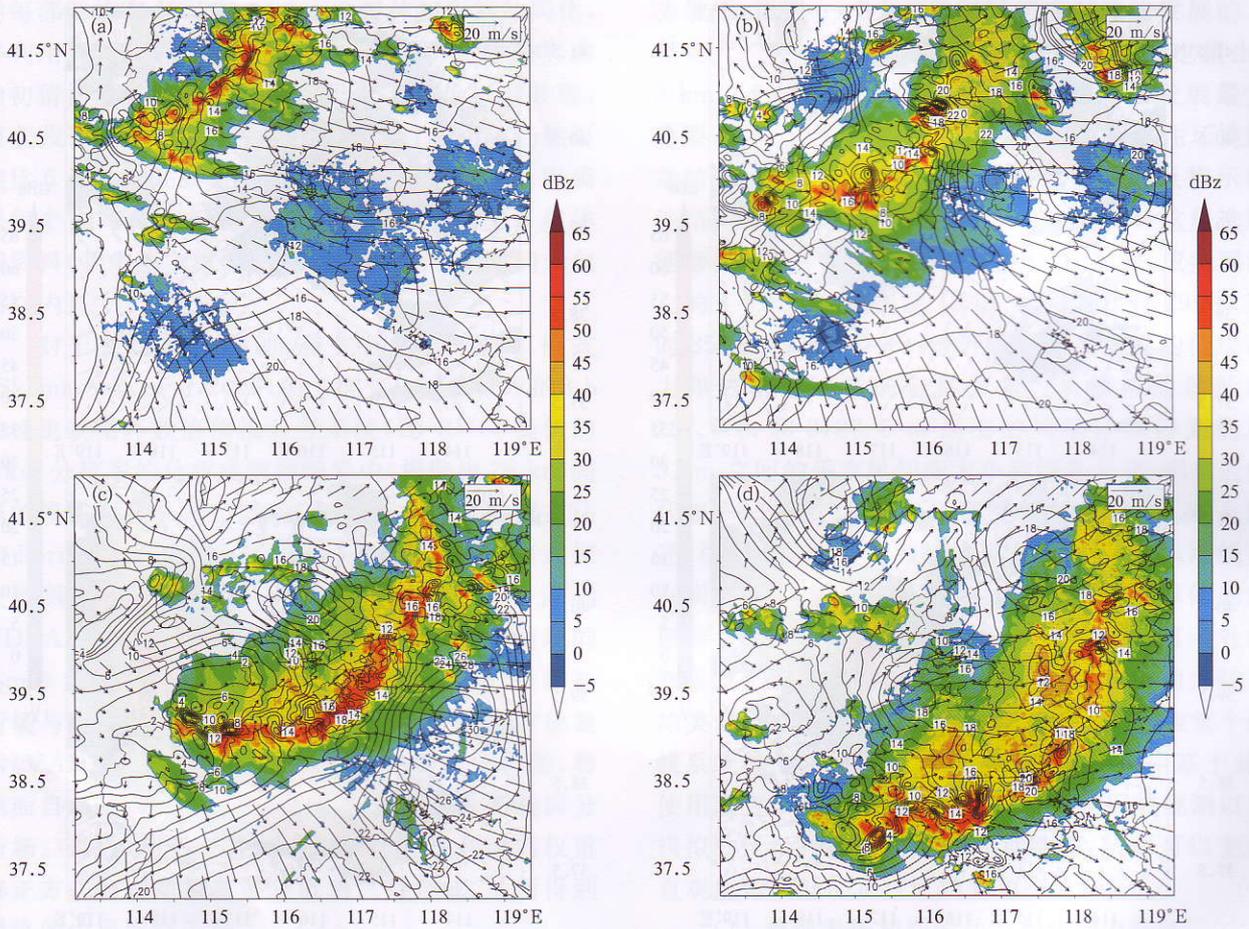


图6 北京时间13时41分(a)、15时29分(b)、17时35分(c)、  
19时23分(d)的雷达组合反射率因子拼图(彩色区)  
以及模拟的0—3 km垂直风切变大小(等值线)和切变矢量(矢线)

Fig. 6 As in Fig. 5 but for simulated 0–3 km shear magnitudes (contours) and shear wind vectors

经加强,在飑线前沿形成更加明显的辐合。从模拟的该时刻0—3 km垂直风切变特征(图6b)来看,飑线前部的低层切变也已经加强,切变最大值超过24 m/s,而且,切变方向与飑线方向的垂直特性更加明显,表明对飑线发展至关重要的垂直于飑线的切变分量明显增强。从相应的风场和扰动温度模拟结果以及回波拼图观测的剖面(图7b)来看,飑线前部的低层垂直风切变有所加强,特别是由于模式最低层187.5 m的东南气流不断加强(比较图7a、7b),使0—3 km(模式层187.5—3187.5 m)高度的低层风切变加强。而在飑线回波的下方及后部,3 km以下的冷空气堆显著增强,冷池结构更加明显。从雷达回波剖面图来看,回波直立,35 dBz以上回波顶高接近12 km,飑线风暴明显加强。根据以上分析和RKW理论,由于降水导致冷空气不断

下沉,从而使近地面冷池不断加强,逐渐与增强的低层风切变接近平衡,垂直抬升明显增强,不断激发新的更强的飑线风暴,最终导致整个飑线系统亦加强。

(3) 飑线成熟阶段的动力和热动力特征

从17时35分的雷达组合反射率因子拼图以及模式模拟的最低层扰动温度和风场特征(图5c)可见,此时的飑线回波发展到最强阶段,线状特征非常明显,整个飑线长度超过450 km。虽然此时次张北和石家庄的雷达缺测,但是,可以看出缺测并没有影响对飑线主体的观测。从模拟的低层扰动温度来看,由于降水持续且不断增强的缘故,使飑线后部冷空气不断下沉扩散,从而导致冷池进一步加强,范围不断扩大,最低扰动温度超过-10℃。从模拟的低层风场来看,与前面的形势类似,在飑线的后部依然是西北气流,而在前方则是东南气流。值得一提的

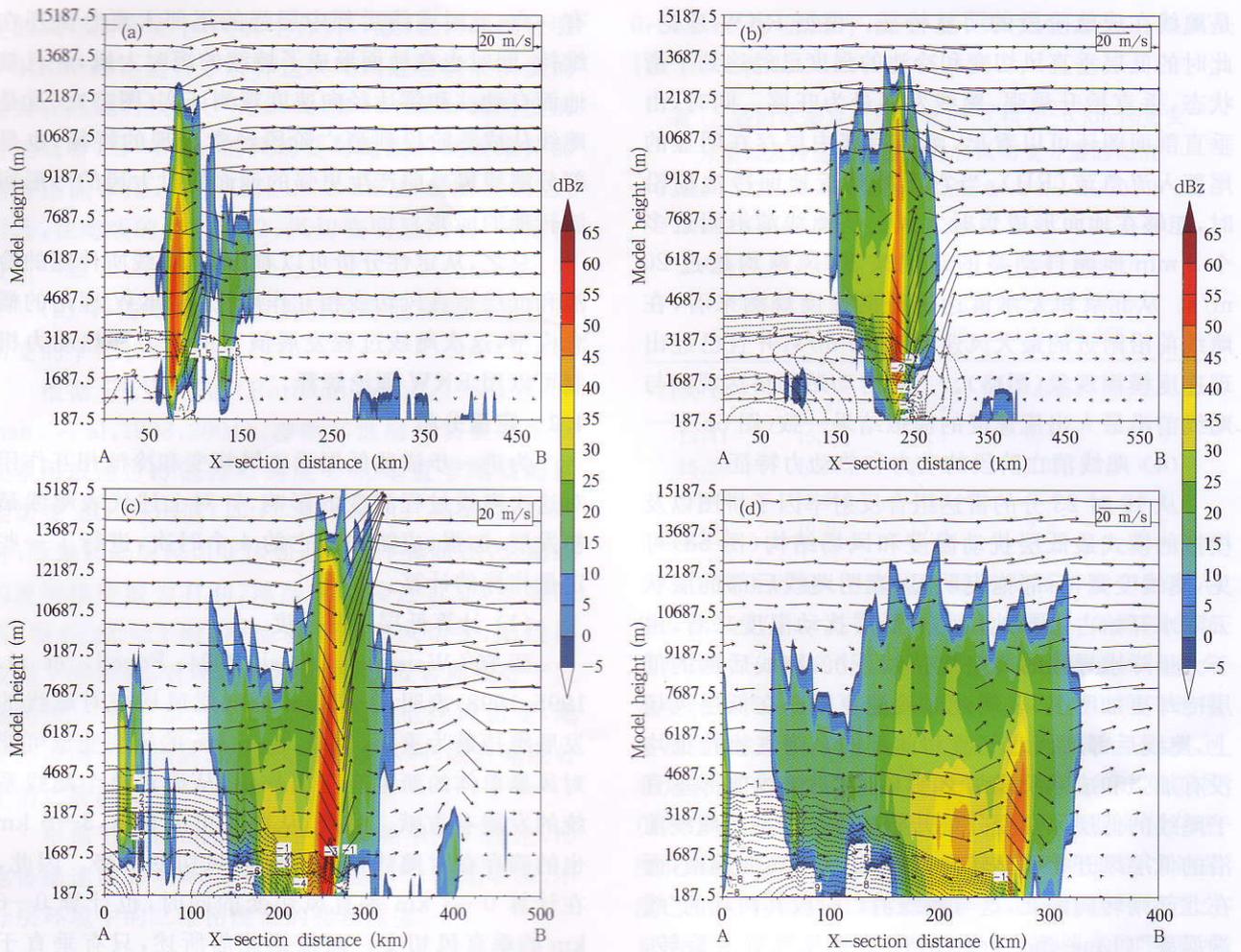


图7 北京时间13时41分(a)、15时29分(b)、17时35分(c)、

19时23分(d)垂直于飊线方向(沿图5的AB线)的剖面

(彩色区是雷达三维反射率因子拼图;等值线为模拟的不大于-1°C的扰动温度;矢量为风场)

Fig. 7 Cross sections of the three-dimensional reflectivity from 6 CINRAD radar observations (color shaded), simulated perturbation temperatures less than or equal to  $-1^{\circ}\text{C}$  (contours) and wind fields (vectors)

at 13:41 BT (a), 15:29 BT (b), 17:35 BT (c), and 19:23 BT (d) 23 July 2009 as done along the AB line in Fig. 5

是,从风场来看,飊线前沿的风暴出流明显增强,模拟的最大风速达到  $25\text{ m/s}$ 。从模拟的该时刻  $0\text{--}3\text{ km}$  垂直风切变特征(图6c)来看,飊线前部的低层切变继续加强,切变最大值超过  $30\text{ m/s}$ 。但是值得注意的是,此时飊线前沿的切变方向与飊线方向的垂直性不如飊线加强阶段那么显著,也就是说,切变方向与飊线方向存在小于  $90^{\circ}$  的夹角。而根据上述所言,只有垂直于飊线的切变分量才对飊线的发展维持起作用,因此,可以说在飊线成熟阶段,虽然低层切变整体继续加强,但是对维持飊线发展的垂直风切变分量则并没有再明显增强。从该时次模拟的风场和扰动温度以及回波拼图观测的剖面(图

7c)来看,在飊线回波的下方及后部,  $3\text{ km}$  以下的冷空气堆进一步加强,飊线后部  $2\text{ km}$  以下的扰动温度降到  $-5^{\circ}\text{C}$  以下,表明近地面冷池非常强盛。从风场剖面来看,虽然最低层风速与飊线加强阶段(以15时29分为代表)相比有所加大,但是  $3187.5\text{ m}$  高度的风速有所减小,因此总体来说,垂直于飊线的  $0\text{--}3\text{ km}$  切变在加强阶段和成熟阶段相差不大。从雷达回波剖面图来看,在飊线发展成成熟期,回波直立,发展旺盛,  $35\text{ dBZ}$  以上回波顶高超过  $12.5\text{ km}$ 。另外,回波开始出现后倾趋势,表明飊线后部的降水在不断增强。而在飊线主体回波的前沿,则是非常强的上升气流,用以维持整个飊线系统的发展,这也

是飊线在成熟阶段的明显特征。根据 RKW 理论, 此时的低层垂直风切变和冷池的强度已经达到平衡状态, 垂直抬升最强, 飊线发展最为旺盛。同时, 由垂直剖面图还可以看出, 飊线后部中层存在明显的尾部入流急流(RIJ), 当它下冲到近地面冷池前沿时, 能够在地面形成短时大风。从飊线前沿附近多个 5 min 地面自动站的观测来看, 风速均超过 20 m/s。从北京和天津雷达的径向速度观测来看, 在飊线前沿附近的最大风速超过 25 m/s, 并且已经出现速度模糊现象(图略)。上述自动站和雷达观测与飊线前沿最大出流速度的模拟结果一致(图 5c)。

#### (4) 飊线消亡阶段的动力和热动力特征

从 19 时 23 分的雷达组合反射率因子拼图以及模拟的模式最低层扰动温度和风场结构(图 5d)可见, 飊线变宽, 后部拖曳明显, 表明飊线后部的层状云降水开始占主导地位。从低层扰动温度来看, 由于大量降水导致的冷空气持续下沉, 飊线后部的低层冷却更加明显, 表明此时冷池更强。在低层风场上, 飊线后部的西北气流和前部的东南气流特征均没有加强和成熟阶段那么明显, 表明飊线前部垂直于飊线的低层风切变分量开始减弱。特别是飊线前沿的低层风开始明显转向, 在飊线南部转向偏南, 而在北部则转向偏北, 这与飊线消亡阶段其两端的“线端涡旋”(Line-end Vortex, 南端是反气旋式旋转, 北段是气旋式旋转)不断加强有直接联系。研究表明(Weisman, et al, 1998), “线端涡旋”加强是飊线趋于衰亡的重要特征。从模拟的该时刻 0—3 km 垂直风切变特征(图 6d)可见, 飊线前部的低层切变强度明显减弱, 特别是垂直于飊线的切变分量更小。从相应的回波拼图观测以及风场和扰动温度模拟结果的剖面(图 7d)来看, 此时飊线回波变得比较宽, 35 dBz 以上强回波顶高显著下降, 出现明显的后倾现象, 这主要是因为飊线消亡阶段, 后部出现大量层状云降水所致。在飊线回波的下方及后部, 由于大量降水, 3 km 以下的冷空气堆进一步加强, 其中, 飊线后部 2 km 以下的扰动温度降到约  $-6^{\circ}\text{C}$ , 表明近地面冷池更加强盛。而垂直于飊线的 0—3 km 切变则显著减弱, 这与平面图的分析结论一致。另外可以看出, 此时在回波前沿也没有强的上升气流, 垂直抬升明显减弱。因此, 可以说此时冷池明显强于垂直于飊线的低层风切变, 而且飊线回波具有明显的后倾现象, 根据 RKW 理论, 飊线即将消亡。还

有一点, 此时飊线后部中层强的尾部入流急流还在维持, 同时也在地面形成了持续的短时大风, 并且被地面自动站和雷达径向速度观测证实(图略)。这是飊线从成熟阶段到消亡阶段经常出现的特征, 也是部分飊线风暴向产生更强的地面短时大风的弓形回波转换的前兆。

总之, 从定性分析可以看出, 与飊线所伴随的冷池和低层垂直风切变相互作用符合 RKW 理论的概念模型, 这次飊线过程发展演变的动力和热动力机制可以用 RKW 理论解释。

## 4.2 定量分析

为进一步描述低层垂直风切变和冷池相互作用对这次飊线过程演变的影响, 针对上述代表飊线最初发展、加强、成熟和消亡的 4 个时次, 进行了一些定量指标的计算。

### (1) 计算低层切变强度

研究(Weisman, et al, 2004; Fovell, et al, 1995, 1998)表明, 0—3 km 的低层风切变对飊线的发展维持最为重要, 但是, 3—6 km 的风切变也可能对风暴单体的新生有正面作用, 从而对整个飊线系统的发展有贡献。另外, 从图 7 可以看出, 3—6 km 也的确存在对飊线发展有利的风切变形势。因此, 在计算 0—3 km 垂直风切变的同时, 也计算 0—6 km 的垂直风切变。而根据此前所述, 只有垂直于飊线的风切变分量才对飊线的发展维持起作用。所以, 在此仅计算飊线前部垂直于 35 dBz 以上飊线主回波的 0—3 km(即 187.5—3187.5 m)和 0—6 km(即 187.5—6187.5 m)的风切变分量, 并给出一定区域内的风切变平均值。为避免飊线风暴出流对计算的影响, 风切变的计算从飊线主回波前 50 km 开始。对前 3 个时次(13 时 41 分、15 时 29 分、17 时 35 分), 取飊线主回波前 50—150 km 的平均值。而对于第 4 个时次(19 时 23 分), 因为飊线已经接近模式运算范围的东南部, 所以只能取飊线主回波前 50—100 km 的平均值。在前面已提到, 模拟的风切变总体形势对飊线的发展是有利的(即近地面层风向向着飊线, 而 3 和 6 km 层风向离开飊线), 所以, 在这里仅计算垂直于飊线的风切变分量的绝对值, 即  $|\Delta U_{03}|$  和  $|\Delta U_{06}|$ , 具体计算结果如表 1 所示。

由表 1 可以看出, 飊线在最初发展、加强到成熟的 3 个阶段, 垂直于飊线的 0—3 km 切变分量约为 15 m/s, 表明这次飊线过程处在一个中纬度中等强

度的风切变环境中,与探空分析一致,也再一次证明了 RKW 理论适合于解释这次飑线过程发展演变的动力和热动力机制。从 0—3 和 0—6 km 风切变的对比来看,3—6 km 的风切变对飑线的发展维持的确有正面作用,只是没有 0—3 km 那么明显而已。另外,在飑线的消亡阶段,风切变明显减弱,与定性分析一致。

(2) 评估飑线不同发展阶段冷池和低层垂直风切变的平衡状态

根据 RKW 理论 (Rotunno, et al, 1988; Weisman, et al, 1988, 2004), 冷池和低层风切变的平衡关系可以通过冷池传播速度  $C$  和垂直于飑线的低层切变  $\Delta U$  的比值 (即  $C/\Delta U$ ) 表示。当  $C/\Delta U \approx 1$  时,冷池和低层风切变达到近似的平衡状态,对飑线的发展维持最为有利,飑线回波接近直立,发展旺盛;当  $C/\Delta U < 1$  时,冷池弱于低层风切变,飑线回波向下游倾斜,对飑线的发展不利,或者飑线处于发展初期。当  $C/\Delta U > 1$  时,冷池强于低层风切变,飑线回波向上游倾斜,对飑线的发展不利,或者飑线处于消亡阶段。

根据 Benjamin (1968) 的工作和 RKW 理论,冷池传播速度  $C$  实际上可以看作是一个在无限深、不分层环境中的二维密度流的移动速度

$$C^2 = 2 \int_0^H (-B) dz \quad (1)$$

式中,  $H$  是冷池深度,  $B$  是浮力项, 并且

$$B \equiv g \left[ \frac{\theta - \bar{\theta}}{\bar{\theta}} + 0.61(q_v - \bar{q}_v) - q_c - q_r \right] \quad (2)$$

式中,  $g$  是重力加速度,  $\theta$  是位温,  $\bar{\theta}$  是平均位温, 所以  $\theta - \bar{\theta}$  就是 VDRAS 模拟的扰动位温;  $q_v$ 、 $q_c$  和  $q_r$  分别是 VDRAS 模拟的水汽混合比、云水混合比和雨水混合比, 而  $\bar{q}_v$  是平均的水汽混合比。在计算中, 对于  $\bar{\theta}$  和  $\bar{q}_v$ , 取 VDRAS 每次热启动循环所用背景场的平均值。因为在冷池上部, 浮力项  $B$  逐渐接近于零, 而且, 随高度的变化很小, 所以, 对于冷池深度, 只需要选取最具有代表性的高度即可。这里, 参照 Weisman 等 (2004) 的工作, 选取从冷池前沿向后的 100 km 范围内  $-5^\circ\text{C}$  等温线的平均高度作为冷池的深度。这样, 就可以计算每个时次与冷池相关的浮力项  $B$  的平均值, 从而得到平均的冷池传播速度  $C$ 。对于垂直于飑线的低层风切变分量, 则采用上述计算结果。这样, 就可以计算出冷池与 0—3 和

0—6 km 切变的平衡指标, 即  $C/|\Delta U_{03}|$  和  $C/|\Delta U_{06}|$  (表 1)。

表 1 各时次垂直于飑线的 0—3 和 0—6 km 风切变分量以及冷池传播速度与各风切变分量的比值

Table 1 The components of the 0—3 km and 0—6 km shear perpendicular to the squall line,  $|\Delta U_{03}|$  and  $|\Delta U_{06}|$ , as well as the ratio of  $C$ , the speed of the cold pool propagation, to  $|\Delta U_{03}|$  and  $|\Delta U_{06}|$  at 13:41, 15:29, 17:35, and 19:23 BT

时次 (BT)	$ \Delta U_{03} $ (m/s)	$ \Delta U_{06} $ (m/s)	$C/ \Delta U_{03} $	$C/ \Delta U_{06} $
13:41	15.3	20.1	0.7	0.5
15:29	15.2	21.6	0.9	0.6
17:35	14.9	21.8	1.3	0.9
19:23	10.0	13.3	2.2	1.7

由表 1 可见, 在飑线的最初发展阶段 (13 时 41 分),  $C/|\Delta U_{03}| = 0.7$ , 冷池明显偏弱。在飑线的加强阶段 (15 时 29 分), 垂直于飑线的低层风切变分量变化不大, 但是  $C/|\Delta U_{03}| = 0.9$ , 表明此时冷池明显加强, 并逐渐与低层风切变接近于平衡状态, 达到非常有利于飑线加强发展的形势。到飑线成熟阶段 (17 分 35 分), 垂直于飑线的低层风切变分量依然变化不大, 但是  $C/|\Delta U_{03}| = 1.3$ , 表明此时的冷池强度已经大于垂直于飑线的 0—3 km 低层风切变分量的大小。而根据 RKW 理论, 在飑线的加强和成熟阶段,  $C/|\Delta U_{03}| \approx 1$  才最有利于飑线的发展, 与此计算结果有一定的出入。这是因为在飑线成熟阶段, 在低层切变的计算中没有考虑强的尾部入流急流效应造成的。根据 Lafore 等 (1989) 和 Weisman (1992) 的研究, 在飑线的成熟阶段, 尾部入流急流成为飑线系统环流的重要组成部分。这样, 冷池内尾部入流急流形成的垂直切变可以被包括在 RKW 理论中,  $C/\Delta U$  改为  $C/(\Delta U + \Delta U_j)$ 。在定性分析中曾提到, 在飑线的成熟阶段, 后部中层的确存在明显的尾部入流急流。而在此计算中, 并未考虑成熟阶段飑线风暴的尾部入流急流, 也即没有考虑  $\Delta U_j$  的效应, 故计算出的  $C/|\Delta U_{03}| > 1$ 。这时, 可以考虑计算  $C$  与 0—6 km 风切变的比值。从表 1 可见, 在飑线成熟阶段,  $C/|\Delta U_{06}| = 0.9$ , 表明此时冷池强度与垂直于飑线的 0—6 km 风切变分量的大小相当, 正如所述, 此时 3—6 km 的风切变对飑线的发展维持有正面作用。这与 Weisman 等 (2004) 的研究结果类似。到了 19 分 23 分, 由表 1 可见, 0—3 和 0—6 km

的风切变均明显减弱,  $C/|\Delta U_{03}|$  和  $C/|\Delta U_{06}|$  则分别达到 2.2 和 1.7, 表明此时冷池明显强于切变, 根据 RKW 理论, 这种形势非常不利于飊线的继续发展, 飊线进入消亡阶段。

## 5 总结和讨论

利用实际的多部多普勒天气雷达观测资料, 通过云尺度数值模式和雷达资料四维变分同化技术, 对 2009 年 7 月 23 日发生在华北地区的一次飊线过程的低层动力和热动力机制进行了数值模拟分析。结果表明, 低层垂直风切变和冷池相互作用是本次飊线过程维持发展和传播的关键机制, 实际的数值模拟结果与用来解释飊线发展演变的 RKW 理论一致。主要结论如下:

(1) 环境条件有利于这次飊线过程的加强和发展维持, 华北地区处在中纬度地区中等强度风切变的环境中, 这次飊线过程也符合中纬度中等强度风切变环境中飊线的生命史和演变特征。基于 RKW 理论的低层风切变和冷池相互作用比较适合于解释这次飊线过程发展维持的动力和热动力机制。另外, 在飊线发展的初期, 环境热力条件(对流有效位能较高和自由对流高度较低)对飊线风暴的发展加强起到了积极作用, 克服了低层风切变和冷池的不平衡所形成的不利形势。

(2) 模拟结果的定性分析表明, 在飊线的最初发展时段, 低层垂直风切变很强, 但是冷池较弱。雷达观测也显示此时飊线回波相对较窄, 并且具有前倾趋势。随着时间的推移, 低层切变持续加强, 同时对流降水使冷空气不断下沉, 从而导致冷池快速加强, 低层风切变和冷池逐渐达到平衡状态。在这种形势下, 低层大气处于最强的垂直抬升状态, 飊线发展强盛。雷达观测也表明, 此时的飊线回波发展最为旺盛, 逐渐达到直立状态, 35 dBz 以上回波顶高超过 12 km。到飊线发展的后期阶段, 低层风切变不断减弱, 飊线后部大量的层状云降水导致冷池强度明显大于低层风切变强度, 不利的形势导致飊线逐渐趋于消散。此时的雷达观测也显示, 飊线回波变宽、后倾, 主要是因为飊线后部出现了大片的层状云降水区。同时, 回波顶高明显下降。

(3) 从垂直于飊线的低层风切变分量的定量模拟计算来看, 再次证实了此次飊线过程处在一个中纬度中等强度风切变的环境中, RKW 理论适合于

用来解释其发展演变的动力和热动力机制。从冷池和低层垂直风切变的平衡指标来看, 在飊线的最初发展、加强和成熟、消亡阶段, 冷池传播速度和垂直于飊线的低层风切变分量的比值分别小于、接近和大于 1。这从定量计算的角度表明, 在飊线的最初发展时段, 低层风切变强于冷池。当飊线进入加强和成熟阶段时, 风切变与冷池达到近似的平衡状态。在飊线的消亡阶段, 冷池和低层垂直风切变的平衡被打破, 冷池明显强于低层风切变。上述的定量计算结果与定性分析及 RKW 理论是一致的。另外, 分析可见, 低层 0—3 km 的风切变对飊线的发展维持最为重要, 但是, 0—6 km 的中层风切变对飊线的发展维持也有正面作用, 特别是在飊线发展旺盛的成熟阶段, 这种影响应该考虑。

从本文分析可以看出, 在中纬度中等强度风切变的环境中, 基于低层垂直风切变和冷池相互作用的 RKW 理论可以用来解释实际飊线过程的发展维持和传播机制。冷池传播速度和垂直于飊线的低层风切变分量的比值可以用来简单解释飊线的二维演变特征, 从而有助于预测飊线的强度和生命史。在实际应用中, 从观测的角度来说, 探空和边界层风廓线雷达均可以探测到低层的环境垂直风切变形势。但是, 对于冷池来说, 因为它是由飊线中的风暴单体产生的, 对风暴单体的发展演变特征非常敏感, 所以估测冷池的强度和深度比较困难。为此, 冷池传播速度  $C$  可以近似地通过冷池经过时的地面气压变化计算得到。因为地面气压变化是整个冷池经过时的累积效应, 从而避开了计算冷池的深度。另外, 在实际应用中, 可以忽略水汽混合比、云水混合比和雨水混合比的影响。这样, 冷池传播速度  $C$  可以简化为

$$C^2 = 2 \frac{\Delta P}{\rho} \quad (3)$$

式中,  $\Delta P$  是冷池内外的地面气压变化,  $\bar{\rho}$  是地面空气的平均密度。至此, 冷池传播速度  $C$  就可以很方便地计算得到。

当然, 从理想的云模式数值模拟方法得到的 RKW 理论与实际飊线过程的发生发展还存在一定的差别, 而本研究是利用了实际的雷达观测资料进行的云尺度数值模拟, 所以, 其与理论模拟也存在一定差异。另外, 单一个例的模拟分析也不具有普适性, 还需要开展大量个例的数值模拟分析。还有, 本

研究并未考虑影响飏线发展演变的天气尺度特征(比如冷涡、西来槽等)的影响及其与飏线的相互作用,也没有过多地强调环境热力作用(比如对流有效位能和对流抑制能量(CIN))以及地形对飏线生消发展的影响,而这些因子对飏线的发展演变也可能非常重要。因此,仍需要进行深入研究。

致谢:本文的数值模拟工作得到美国国家大气科学研究中心(NCAR)孙娟珍博士的悉心指导,谨此致谢。

### 参考文献

- 陈明轩,王迎春,高峰等. 2011. 基于雷达资料 4DVar 的低层热力反演系统及其在北京奥运期间的初步应用分析. *气象学报*, 69(1): 64-78
- 刘淑媛,孙健,杨引明. 2007. 上海 2004 年 7 月 12 日飏线系统中尺度分析研究. *气象学报*, 65(1): 84-93
- 王俊,朱君鉴,任钟冬. 2007. 利用双多普勒雷达研究强飏线过程的三维风场结构. *气象学报*, 65(2): 241-251
- 庄薇,刘黎平,薄兆海等. 2010. 新疆一次强飏线过程双多普勒雷达观测的中尺度风场结构分析. *气象学报*, 68(2): 224-234
- Barnes S L. 1964. A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J Appl Meteor*, 3(4): 395-409
- Benjamin T B. 1968. Gravity currents and related phenomena. *J Fluid Mech*, 31(2): 209-248
- Bluestein H B, Jain M H. 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J Atmos Sci*, 42(16): 1711-1732
- Bluestein H B, Marx G T, Jain M H. 1987. Formation of mesoscale lines of precipitation: Nonsevere squall lines in Oklahoma during the spring. *Mon Wea Rev*, 115(11): 2719-2727
- Bryan G H, Fritsch J M. 2002. A benchmark simulation for moist nonhydrostatic numerical models. *Mon Wea Rev*, 130(12): 2917-2928
- Bryan G H, Knievel J C, Parker M D. 2006. A multimodel assessment of RKW theory's relevance to squall-line characteristics. *Mon Wea Rev*, 134(10): 2772-2792
- Chen M X, Sun J, Wang Y C. 2007. A Frequent-updating high-resolution analysis system based on radar data for the 2008 summer Olympics// Preprints, The 33rd International Conference on Radar Meteorology. Cairns, Australia: Amer Meteor Soc, 4A. 7
- Droegemeier K K, Wilhelmson R B. 1985. Three-dimensional numerical modeling of convection produced by interacting thunderstorm outflows. Part I: Control simulation and low-level moisture variations. *J Atmos Sci*, 42(22): 2381-2403
- Droegemeier K K, Wilhelmson R B. 1987. Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part 1: Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics. *J Atmos Sci*, 44(8): 1180-1210
- Fovell R G, Ogura Y. 1988. Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions. *J Atmos Sci*, 45(24): 3846-3879
- Fovell R G, Ogura Y. 1989. Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure. *J Atmos Sci*, 46(20): 3144-3176
- Fovell R G, Dailey P S. 1995. The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part I: Modes of behavior. *J Atmos Sci*, 52(11): 2073-2095
- Fovell R G, Tan P H. 1998. The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part II: The convective cell life cycle and cell regeneration. *Mon Wea Rev*, 126(3): 551-577
- Fujita T T. 1955. Results of detailed synoptic studies of squall lines. *Tellus*, 7(4): 405-436
- Houze R A Jr, Biggerstaff M I, Rutledge S A, et al. 1989. Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. *Bull Amer Meteor Soc*, 70(6): 608-619
- Lafore J P, Moncrieff M W. 1989. A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *J Atmos Sci*, 46(4): 521-544
- Ludlam F H. 1963. Severe local storms: A review// Atlas D. Meteor Monograph. Boston: American Meteor Society, 5(27): 1-30
- Mueller C K, Carbone R E. 1987. Dynamics of a thunderstorm outflow. *J Atmos Sci*, 44(15): 1879-1898
- Newton C W. 1950. Structure and mechanism of the prefrontal squall line. *J Meteor*, 7(3): 210-222
- Newton C W. 1966. Circulations in large sheared cumulonimbus. *Tellus*, 18(4): 699-713
- Parker D J. 1998. The dependence of cold-pool depth on source conditions. *Mon Wea Rev*, 126(2): 516-520
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Mon Wea Rev*, 128(10): 3413-3436
- Parker M D, Johnson R H. 2004a. Structures and dynamics of quasi-2D mesoscale convective systems. *J Atmos Sci*, 61(5): 545-567
- Parker M D, Johnson R H. 2004b. Simulated convective lines with leading precipitation. Part I: Governing dynamics. *J Atmos Sci*, 61(14): 1637-1655
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines. *J Atmos Sci*, 45(3): 463-485
- Skamarock W C, Weisman M L, Davis C A, et al. 1994. The evolution of simulated mesoscale convective systems in idealized environments// Preprints, Sixth Conference on Mesoscale Processes. Portland, OR: Amer Meteor Soc, 407-410
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2005. A description of the advanced research WRF version 2. NCAR Tech. Note NCAR/TN-468\_STR, 88pp.
- Stensrud D J, Coniglio M C, Davies-Jones R P, et al. 2005. Comments on "A theory for strong long-lived squall lines" revisi-

- ted." *J Atmos Sci*, 62(8): 2989-2996
- Sun J Z, Crook N A. 1997. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint: I. Model development and simulated data experiments. *J Atmos Sci*, 54(12): 1642-1661
- Sun J Z, Crook N A. 1998. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint: II. Retrieval experiments of an observed Florida convective storm. *J Atmos Sci*, 55(5): 835-852
- Sun J Z, Crook N A. 2001. Real-time low-level wind and temperature analysis using single WSR-88D data. *Wea Forecasting*, 16(1): 117-132
- Sun J Z, Zhang Y. 2008. Analysis and prediction of a squall line observed during IHOP using multiple WSR-88D observations. *Mon Wea Rev*, 136(7): 2364-2388
- Sun J Z, Chen M X, Wang Y C. 2010. A frequent-updating analysis system based on radar, surface, and mesoscale model data for the Beijing 2008 Forecast Demonstration Project. *Wea Forecasting*, 25(6): 1715-1735
- Takemi T. 1999. Structure and evolution of a severe squall line over the arid region in northwest China. *Mon Wea Rev*, 127(6): 1301-1309
- Thorpe A J, Miller M J, Moncrieff M W. 1982. Two-dimensional convection in non-constant shear: A model of mid-latitude squall lines. *Quart J Roy Meteor Soc*, 108(458): 739-762
- Wakimoto R M. 1982. The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with Doppler radar and rawinsonde data. *Mon Wea Rev*, 110(8): 1060-1082
- Weckwerth T M. 2000. The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation. *Mon Wea Rev*, 128(12): 4017-4030
- Weisman M L, Klemp J B, Rotunno R. 1988. Structure and evolution of numerically simulated squall lines. *J Atmos Sci*, 45(14): 1990-2013
- Weisman M L. 1992. The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems. *J Atmos Sci*, 49(19): 1826-1847
- Weisman M L, Davis C A. 1998. Mechanisms for the generation of mesoscale vortices within quasi-linear convective systems. *J Atmos Sci*, 55(16): 2603-2622
- Weisman M L, Rotunno R. 2004. "A theory for strong long-lived squall lines" revisited. *J Atmos Sci*, 61(4): 361-382
- Weisman M L, Rotunno R. 2005. Reply. *J Atmos Sci*, 62(8): 2997-3002
- Wyss J, Emanuel K A. 1988. The pre-storm environment of midlatitude prefrontal squall lines. *Mon Wea Rev*, 116(3): 790-794
- Xue M, Drogemeier K K, Wong V. 2000. The Advanced Regional Prediction System (ARPS)-A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model dynamics and verification. *Meteor Atmos Phys*, 75(3-4): 161-193