

李娜, 冉令坤, 高守亭. 2013. 华东地区一次飑线过程的数值模拟与诊断分析 [J]. 大气科学, 37 (3): 595–608, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12007.
Li Na, Ran Lingkun, Gao Shouting. 2013. Numerical simulation and diagnosis study of a squall line in eastern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (3): 595–608.

华东地区一次飑线过程的数值模拟与诊断分析

李娜^{1,2} 冉令坤¹ 高守亭¹

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 本文利用 ARPS (Advanced Regional Prediction System) 同化多部多普勒雷达观测资料和常规地面探空观测资料, 对 2009 年 8 月 17 日发生在我国华东地区的一次飑线过程进行高分辨率数值模拟; 利用模拟输出资料, 分析该飑线过程的动力和热力特征和对流单体后向新生的环境条件。研究表明: (1) 在飑线系统初生阶段, 从飑线后部 (北方) 的团状对流系统的低层 MCV (mesoscale convective vortex) 中南下的冷空气与西南暖湿气流相遇激发强对流, 促进飑线发展; 随着飑线系统的发展和南移, 团状强对流系统的低层 MCV 的气旋性环流对飑线的影响逐渐减弱, 而飑线本身产生的低层冷池向外辐散的冷空气与环境场西南暖湿气流辐合成为飑线持续发展的主要动力。(2) 本次飑线系统属于典型的后向新生型飑线, 由 4 条处于不同发展阶段的对流线合并而成, 对流线上对流单体的后向新生是动力和热力过程共同作用的结果, 既需要一定的对流抑制能量促进对流有效位能的累积, 也需要一定的环境风场垂直切变、低层风场的辐合和水平涡管向垂直涡度的转化。

关键词 飑线 中尺度对流涡旋 对流线 后向新生

文章编号 1006-9895(2013)03-0595-14

中图分类号 P446

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12007

Numerical Simulation and Diagnosis Study of a Squall Line in Eastern China

LI Na^{1,2}, RAN Lingkun¹, and GAO Shouting¹

1 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

Abstract A squall line that occurred in eastern China on August 17, 2009, was successfully simulated with the Advanced Regional Prediction System (ARPS) by assimilating high-resolution Doppler Radar data and conventional observations. Using the simulation output, we analyzed both the dynamical and thermodynamical characteristics of the squall line and diagnosed the environmental conditions of a back-building convective line that was a part of the squall line. Our major conclusions are as follows: (1) during the formative stage of the squall line, the southward-moving cold air from the low-level mesoscale convective vortex (MCV) in a clustered convective system, which was located to the north of the squall line, encountered southeastern warm moist air. This triggered strong convections and initiated the squall line. As the squall line propagated south, the role of the cyclonic circulation associated with the MCV in the maintenance of

收稿日期 2012-01-11, 2012-09-27 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 2013CB430105, 中国科学院重点部署项目 KZZD-EW-05, 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室开放课题 2009LASW-B15, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY200906004, 国家自然科学基金项目 41175060、41075098、41005005, 国家自然科学基金重点项目 40930950。

作者简介 李娜, 1987 年出生, 女, 博士研究生, 主要从事中尺度动力学和数值模拟研究。E-mail: lina_amy@163.com

通讯作者 冉令坤, E-mail: rlk@mail.iap.ac.cn

the squall line convection was reduced. Instead, cold surface outflow associated with the cold pool, which is an inherent part of the squall line, played a critical role by converging with the ambient air flow from the south. (2) The evolution of the squall line was enhanced by four convective lines that were formed by back-building convective cells. Several dynamical and thermal processes resulted in environmental conditions that favored the formation of the back-building convective cells. These conditions included: a small quantity of convective inhibition, a large amount of convective available potential energy, moderate vertical wind shear, strong low-level convergence, and large helicity.

Keywords Squall line, MCV, Convective line, Back-building

1 引言

飏线是指呈线状或带状排列的中尺度对流复合体 (MCC) (Maddox, 1980), 通常伴随着强风、下击暴流、闪电、冰雹或者龙卷等灾害性天气 (Newton, 1950), 破坏力很强, 常常造成重大人员伤亡和财产损失, 因此加强飏线的研究具有重要的现实意义。飏线长度约几百公里, 宽度约 50~100 km, 持续时间为几小时到十几小时 (寿绍文等, 2003)。飏线内部含有若干更小尺度的雷暴或对流单体, 因此若要深入细致地研究飏线的内部结构, 需要采用高分辨率的资料, 这就决定了目前飏线研究的两个主要方向: 一是利用数值模式的高分辨率输出资料来研究飏线的内部结构、移动和组织形式 (Fovell and Ogura, 1988; Skamarock et al., 1994; Trier et al., 1997; Bluestein and Weisman, 2000; Fovell, 2002; Parker and Johnson, 2004a, 2004b; Parker, 2007a, 2007b; 沈杭锋等, 2010); 二是利用高分辨率的观测资料, 如卫星和雷达观测资料、加密探空观测资料等来研究飏线发展演变过程 (Ogura and Liou, 1980; Wakimoto, 1982; Weisman and Klemp, 1984; Roux, 1988; Grady and Verlinde, 1997; Hilgendorf and Johnson, 1998; Bryan et al., 2005; Engerer et al., 2008; Bryan and Parker, 2010; 姚建群等, 2005; 姚叶青等, 2008; 孙虎林等, 2011)。目前这两个研究领域都取得了有意义的成果。Parker and Johnson (2000) 利用雷达资料对美国中部 88 例线状中尺度对流系统 (MCS) 的发展演变进行了分析, 并将线状 MCS 分为三类: 尾部层云型 (TS 型)、前部层云型 (LS 型)、平行层云型 (PS 型); 在此分类的基础上, Parker and Johnson (2004a, 2004b), Parker (2007a, 2007b) 利用常规观测资料和雷达资料分别对 LS 型和 PS 型 MCS 的内在动力结构和特征进行了分析, 同时利用 ARPS 模式对可能影响对流线发展的关键因子 (如风切变、惯性不稳定等) 进行了敏感性实验, 结果发现: 模拟的 LS 型对流

线在对流层低层系统的前部存在一支入流气流, 入流气流支持了系统中的上升气流及其翻转, 从而导致了流线前部降水的出现, 而对流线前部降水的蒸发作用使对流层中低层的空气冷却加快, 增加了气流的不稳定性 (条件不稳定), 对入流气流又有一定的反馈作用; 模拟的 PS 型对流线要求既有垂直于对流线的垂直风切变, 又有平行于对流线的垂直风切变, 这一方面使对流线右侧不断有单体新生, 另一方面使得对流层中高层有沿着对流线的水凝物输送, 从而使得层状云降水发生在平行于对流线的位置, 并使得系统能够较为持久地维持。孙虎林等 (2011) 采用多种高时空分辨率的地面观测资料, 雷达资料和四维变分同化反演技术得到的高分辨率资料对发生在我国黄淮地区的强飏线过程进行了细致分析并发现: 在飏线系统成熟阶段, 地面雷暴高压和飏前阵风锋达到最强且强对流天气现象出现范围最大, 水平尺度达到 β 中尺度上限, 系统内存在两条对流强回波带; 飏后弱回波过渡带和层云次强回波区在中低层的下沉气流较强是产生地面致灾大风的直接原因。

在以往研究基础上, 本文利用 ARPS (Advanced Regional Prediction System) 模式 (Xue et al., 2000, 2001) 模拟 2009 年 8 月 17 日发生在华东地区的一次飏线过程, 并利用模拟输出的高分辨率资料分析飏线系统的结构特征、对流组织过程和环境条件。本文结构安排如下: 第二节介绍模拟设计方案, 并对模拟结果进行检验; 第三节对模拟飏线系统发展过程的动热力特征进行分析; 第四节对飏线系统发展初期的对流组织特征进行分析; 第五节对组成飏线系统的对流线上单体后向新生的环境条件进行了诊断分析; 第六节给出了文章的总结。

2 数值模拟和结果检验

2.1 数值模拟设计

本文利用 ARPS 对 2009 年 8 月 17 日发生在山东和河南一带的飏线过程进行数值模拟。采用水平

分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的 NCEP/NCAR GFS (Global Forecasting System) 分析场为背景场, 同时利用 ARPS 模式的 ARPS3DVAR 模块对九部多普勒雷达 (商丘、郑州、南阳、浦阳、驻马店、盐城、徐州、连云港和阜阳) 观测资料和常规地面探空观测资料进行三维变分同化和云综合分析, 生成模式初始场。模拟采用单层模式区域 ($31^{\circ}\text{N} \sim 39^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$), 水平分辨率为 2.5 km, 水平格点数为 363×363 , 垂直平均格距为 500 m, 垂直层数为 53 层; 本次模拟采用的物理方案主要包括 Lin-Tao 简单冰相微物理参数化方案, 1.5 阶湍流动能方案, NASA 大气辐射传输方案和两层土壤模式等。模拟的初始时刻为 2009 年 8 月 17 日 0000 UTC, 在开始的 2 h 内进行多部雷达资料间歇性同化, 每隔 15 min 进行一次雷达径向风和反射率同化, 然后从 0200 UTC 开始积分计算 22 h, 模式资料每 15 min 输出一次。

2.2 模拟结果检验及飑线系统的发展

为检验模拟结果, 首先对比观测 (图 1a, c) 和模拟 (图 1b, d) 的 6 h 累积降水量。2009 年 8 月 17 日 0600~1200 UTC 时段观测的 6 h 累积降水的主要落区位于山东的西部及河南与安徽交界的区域, 呈东北西南走向, 降水中心位于山东西南边境 (图 1a 中的 “A” 所示), 中心降水量在 40 mm 以上。此外, 湖北西部也有小的降水中心, 中心降水量约 20 mm。对比图 1a 和图 1b 发现, 模式模拟的 6 h 累积降水的落区与实况基本一致, 强降水中心的位置基本可以反映实际强降水的发生区域 (图 1b 中的 “B” 所示)。但模拟的降水区的东西跨度比实况广, 南北跨度则略小于实况, 并且模拟的降水量显著大于实况, 这可能与观测降水的台站水平分布比较稀疏 (插值后约 30 km) 而本次模拟采用的水平分辨率较高 (2.5 km) 有关。1200~1800 UTC 时段, 观测的 6 h 累积降水的主要落区有所东移、面积缩小, 最强降水中心位于山东中部地区, 其降水极大值达 160 mm 以上, 此雨区包括安徽北部地区; 另外, 在湖北北部还存在两个小块降水中心, 但强度较弱: 左侧 (湖北西部) 的中心降水量约为 10 mm, 右侧 (湖北东部) 的中心降水量约 20 mm。模式模拟的 1200~1800 UTC 6 h 累积降水分布的主要特征与观测基本一致 (图 1d): 主要降水区位于山东中部, 中心降水量约 200 mm, 3 个较弱的降水中心分别位于安徽中部, 湖北东北部及湖北西北部, 中心

降水量分别为 10 mm、20 mm、40 mm。但是, 模拟的山东中部及湖北东北部的降水与实况相比偏强。由以上的分析可以看出, 本次模拟试验较好地再现了此次强降水过程, 模拟的降水落区的位置及范围基本能够反映实况。

以上从地面降水的角度检验了本次数值模拟的效果, 下面通过对比观测和模拟的雷达组合回波进一步检验本次模拟结果。从观测 (图 2a~d) 的雷达组合反射率时间演变可以看出, 本次飑线系统初生与山东和河南两省交界地区的团状对流系统密切相关, 飑线生成后向东南方向移动, 先后影响江苏、安徽和湖北省等地区。2009 年 8 月 17 日 0700 UTC 团状对流系统的西南侧带状回波逐渐增强 (图 2a), 代表飑线初生; 随着飑线系统发展和成熟, 飑线北端的团状对流系统逐渐减弱 (图 2b); 在飑线系统减弱消亡后, 团状对流系统又重新加强 (图 2d)。对比模拟 (图 2e~h) 和观测的雷达回波可以看出, 模拟结果较好地复制了飑线初生、发展和消亡的演变过程: 模拟飑线系统约在模拟 3 h 后 (2009 年 8 月 17 日 0500 UTC) 生成, 模拟的飑线呈东北—西南带状结构, 向东南方向缓慢移动, 先后经过山东、河南、安徽、江苏和湖北等地, 于模拟 13 h 后 (1500 UTC) 减弱消亡, 共持续约 10 h, 其生命周期与实况基本一致。如图 2e 所示, 0700 UTC (模拟 5 h) 处于初生阶段的飑线系统主体部分位于安徽与河南的交界处, 内含许多小尺度对流单体, 此外, 湖北西北部 (径向距离约 100~200 km, 纬向距离约 100 km 左右的区域内) 还存在一个尺度较小的对流系统, 回波强度在 45 dBZ 以上; 小尺度对流系统的后部 (北部) 以及初生飑线的西南端不断地有新的对流单体生成, 二者逐渐融为一体, 形成一条东西跨度大的飑线系统。飑线主体的后侧 (西北侧) 河南中部地区为弱回波区。1000 UTC (图 2f) 飑线系统呈东北—西南走向, 长度约为 700 km, 宽度约为 100~200 km, 飑线内对流单体呈弧形线状排列。飑线的东北端与团状对流系统 MCS (Mesoscale Convective System) 相连, 但 MCS 的强度较 0700 UTC 时刻明显减弱。在飑线向东南方向移动过程中, 飑线西南端新生对流单体并入飑线主体, 而飑线中强对流区逐渐与团状 MCS 中的强对流区断裂。1200 UTC (图 2g) 飑线内强回波区的范围明显减小, 强回波区主要位于有新对流单体生成的飑线西南端, 而飑线东北端的雷达回波强

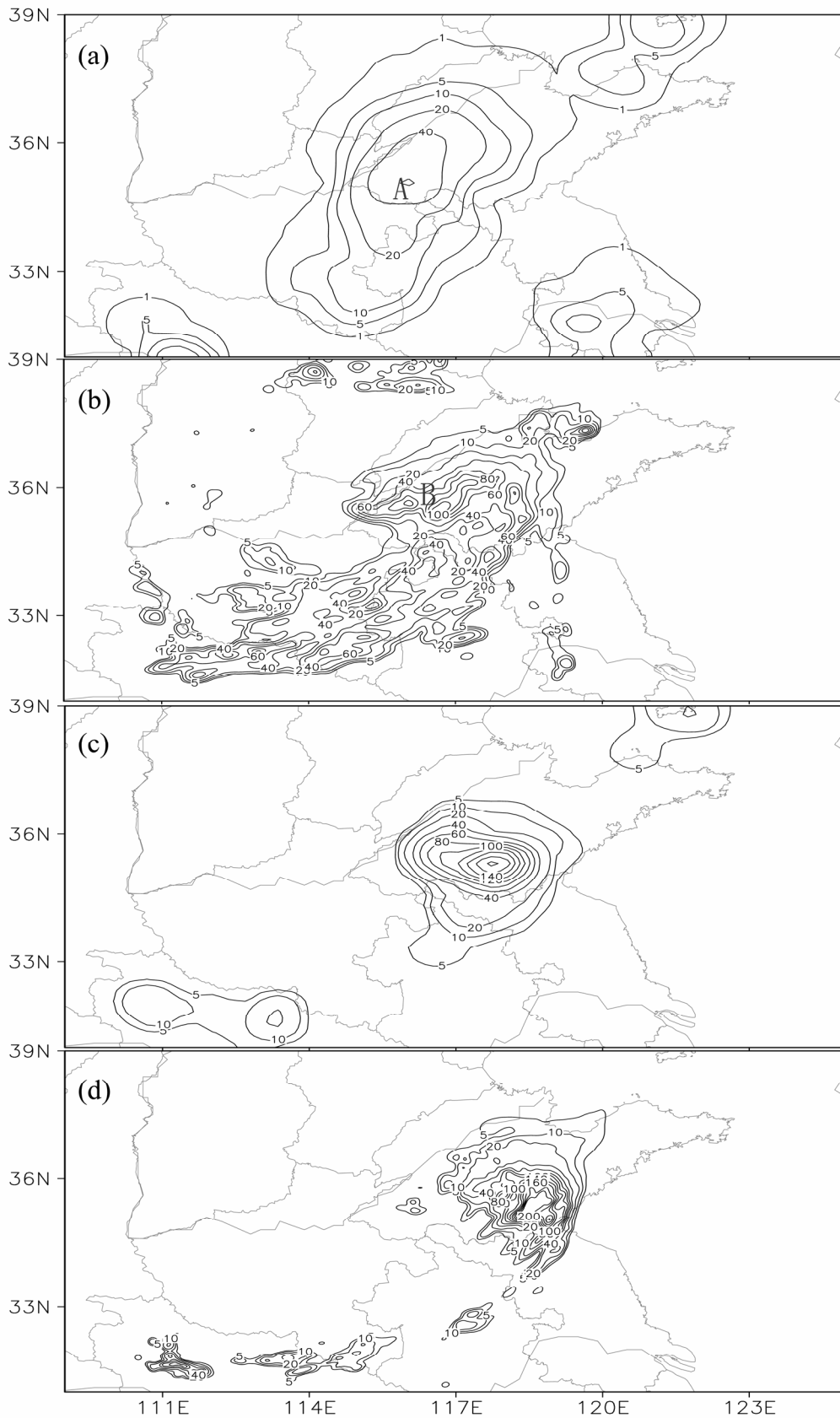


图1 2009年8月17日(a, b) 0600~1200 UTC时段和(c, d) 1200~1800 UTC时段观测(a, c)和模拟(b, d)的6 h累积降水(单位: mm)
Fig. 1 The (a, c) observed and (b, d) simulated 6-h accumulated precipitation (mm) for (a, b) 0600–1200 UTC and (c, d) 1200–1800 UTC on August 17, 2009

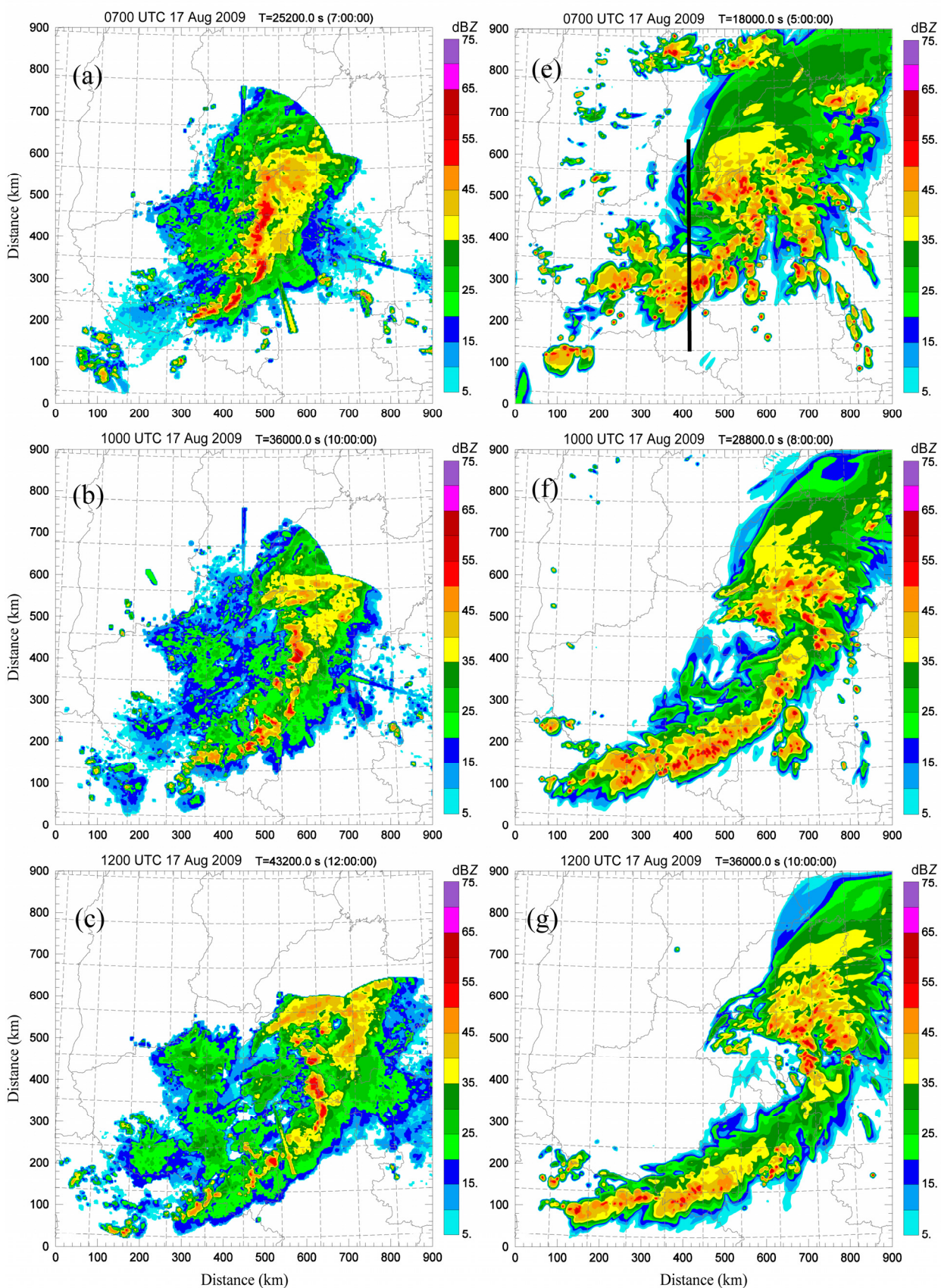


图2 2009年8月17日0700 UTC, 1000 UTC, 1200 UTC, 1500 UTC 多部多普勒雷达组合回波 (a-d) 与 ARPS 模式模拟的组合回波 (e-h)
Fig. 2 (a-d) The observed Doppler composite radar echoes and (e-h) the simulated composite radar echoes by ARPS at 0700 UTC, 1000 UTC, 1200 UTC, and 1500 UTC on August 17, 2009

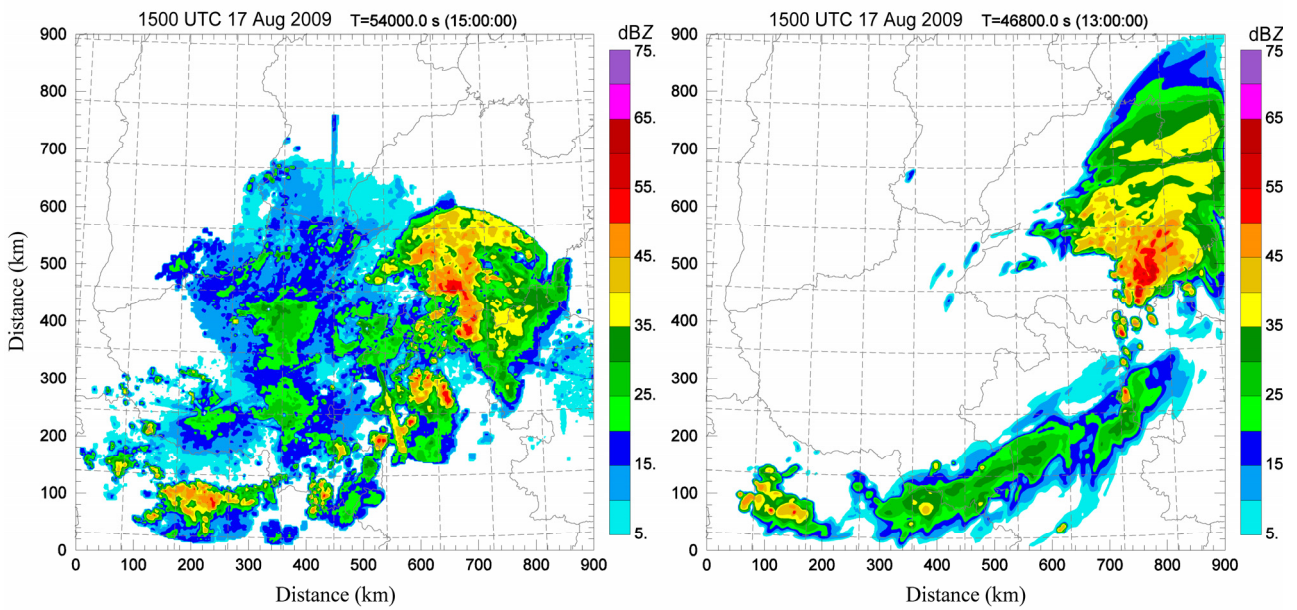


图 2 (续)

Fig. 2 (Continued)

度在 35 dBZ 以下, 对应的降水主要为层状云降水, 此时与飑线主体断裂的东北侧团状 MCS 开始重新发展, 其雷达回波强度有所加强, 水平覆盖范围也扩大。1500 UTC (图 2h), 飑线系统进入消亡阶段, 与团状 MCS 完全分离, 仅在西南端残存部分强回波区, 而团状对流系统则继续发展东移。

综上所述, 本次数值模拟不但较好地反映了强对流系统的降水特征, 对飑线的影响范围和发展演变过程也有较好的描述。在本次飑线系统的初生阶段, 山东省西部团状对流系统的左下方存在带状弱对流系统, 其西南端不断有新对流单体产生, 并逐渐与湖北境内小尺度对流系统相接, 形成一条有组织的东北西南走向的飑线。在飑线发展阶段, 飑线西南端的新生对流单体进一步增强, 飑线东北端对流单体减弱, 并逐渐脱离团状 MCS。可见, 本次飑线过程是一次典型的后侧新生型 (back-building) 飑线, 飑线的初生和发展与其西南段新对流单体的产生密切相关。在消亡阶段, 飑线系统与团状 MCS 完全分离, 尺度明显减小, 主要为层状云降水, 仅在西南端存在小尺度对流单体。

3 飑线系统的动力和热力特征

图 3 为模拟的地面水平风场与扰动位温 (图 3a, c) 和扰动气压 (图 3b, d)。在 2009 年 8 月 17 日 0700 UTC 飑线初生阶段 (图 3a, b), 强回波区对应的地面扰动位温结构从北到南表现为“冷—

暖—冷—暖”, 扰动气压场结构表现为“低—高—低”。初生飑线系统的强对流区对应低层“南部冷池”(36°N 左右), 该冷池呈东北—西南走向的离散块状, 与强回波区走向一致。飑线系统的前部因西南暖湿气流而存在东北—西南走向的带状暖区。系统后部的冷空气与系统前部的暖空气相遇形成了一条东北—西南走向的冷锋, 位于初生飑线系统的前缘。在扰动气压场上, 冷锋的前部为与西南暖湿气流有关的低压带, 冷锋的后部为与冷池有关的高压中心, 而整个强对流系统 (包括团状 MCS 和初生飑线) 的后部还存在气旋性低压中心, 为中尺度涡旋 (MCV)。初生飑线系统的流场特征主要表现为: MCV 北部 (山东西北部, 纬向约 37°N 处) 的气流辐散, MCV 西部南下的东北气流在经过冷区后有明显加强, 其中一部分转化为西北气流, 与西南气流产生偏南北向的辐合, 另一部分气流与东南气流形成偏东西向的辐合 (两条辐合线如图 3a 中灰色实线所示)。辐合线阻挡了大部分偏北冷空气的南下, 但是, 在偏南北向的辐合线西南端仍然有部分冷气流继续南下, 并与西南暖湿气流相遇产生强对流。由以上分析可见, 初生阶段的飑线系统与其北部的 MCV 密切相关, MCV 西部的干冷空气南下, 抬升西南暖湿气流, 触发不稳定能量释放, 从而为飑线系统的发展提供了能量。随着飑线系统的发展, 其东北端与团状对流系统逐渐分离 (图 2g), 飑线逐渐演变成一个独立的具有自维持机制的对

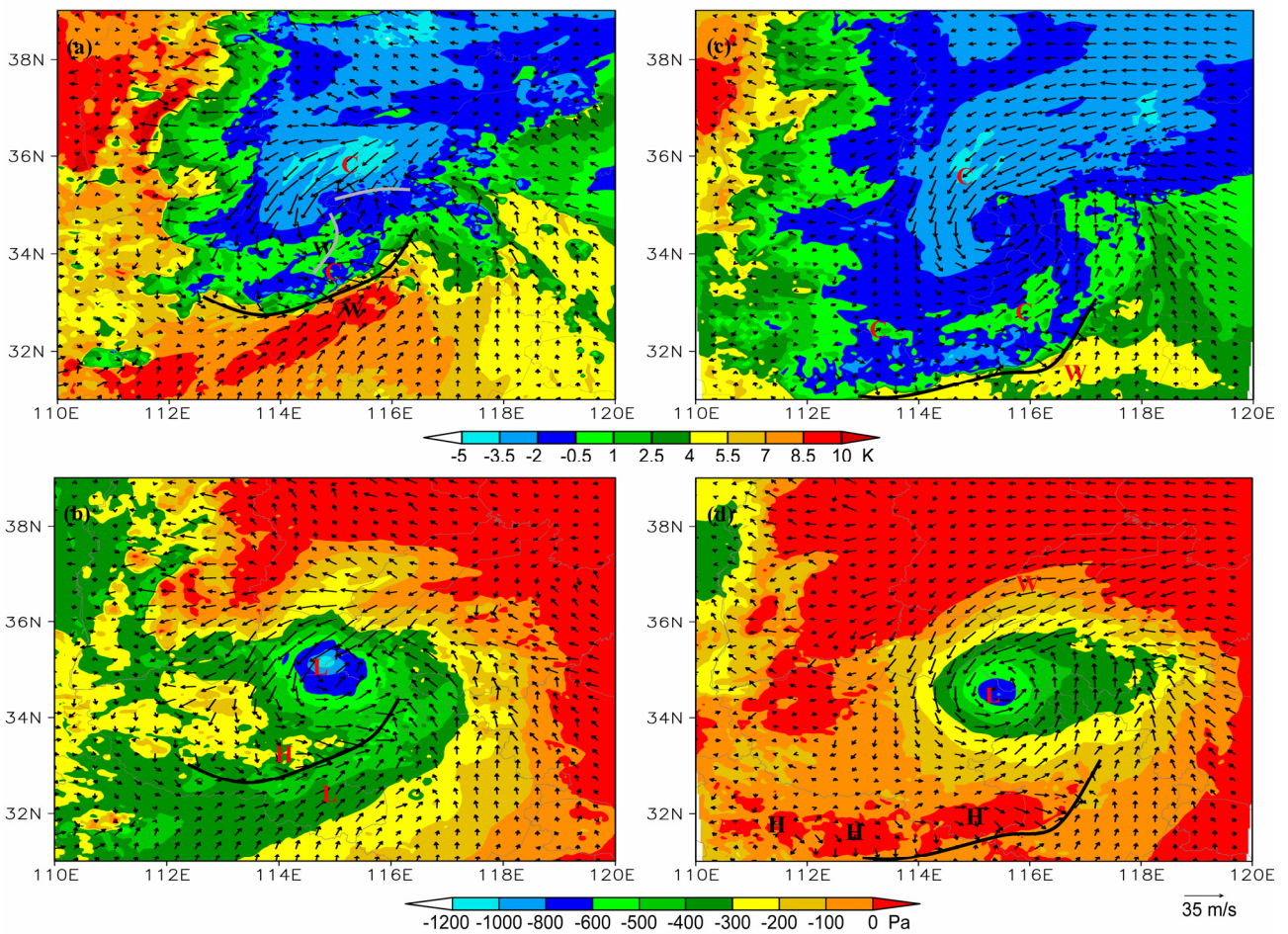


图3 2009年8月17日 (a, b) 0700 UTC 和 (c, d) 1200 UTC 地面的 (a, c) 扰动位温场 (阴影区, K) 和 (b, d) 扰动气压场 (阴影区, Pa)。矢量箭头表地面风场; “C”和“W”分别表示冷中心和暖中心; “L”和“H”分别表示低压中心和高压中心; 黑色实线代表冷锋

Fig. 3 The surface (a, c) perturbation potential temperature (colored areas) and (b, d) perturbation pressure (colored areas) at (a, c) 0700 TUC and (b, d) 1200 UTC on August 17, 2009. The arrows are surface winds; “C” and “W” represent cold centers and warm centers, respectively; “L” and “H” represent low pressure and high pressure, respectively; the black solid line is the cold front

流系统。如图 3c 和 3d 所示, 1200 UTC 飊线系统前缘的冷锋推进到了湖北和安徽中部地区 (纬向 31.5°N 左右), 冷锋后部为高压区, 对应着东北—西南走向的块状冷池; 此时冷池向外辐散的气流与西南暖湿气流相遇产生强对流, 这是飊线系统发展和维持的主要机制; 此时 MCV 西侧的偏北气流已经转为西南气流, 不再支持飊线系统的发展。

为了探讨飊线系统的动力、热力和云微物理垂直结构的主要特征, 分析了经向 114.5°E 垂直剖面 (图 2e 中的黑色实线代表其水平位置, 用距离表示约为经向 409 km)。如图 4a 所示, 0700 UTC 水凝物混合比的异常区 (>0.1 g/kg) 呈柱状, 高值中心位于 33.3°N 左右, 水凝物混合比在 5 g/kg 以上, 并对应着强上升运动, 说明飊线内的强对流产生了比较强的降水。由水凝物混合比的高值区可判断初

生飊线大致位于 33°N~34.2°N 之间 (图 2 中纬向 240~360 km)。34.2°N~35°N 之间 (图 2 中纬向 360~460 km 之间) 为飊线后方的弱回波区。此时, 飊线底部冷池层 (等位温线) 比较深厚, 由地面垂直伸展到 2 km 高度, 冷池的前沿 (约 32.8°N) 及冷池中心前沿 (约 33.3°N), 等位温线密集而且陡立, 说明飊线系统的底层具有强斜压性。垂直方向上, 组成飊线系统内部环流的气流主要有两支, 一支为飊前指向飊后的斜上升气流, 另一支为飊后指向飊前的下沉气流 (如图 4a 中箭头)。来自于南方的斜上升气流经过飊线系统的主对流区, 为强对流提供丰富的水汽和能量。在以往的研究中, 通常认为斜上升气流起源于边界层同时能够支持垂直对流的发展。Cotton et al. (1995) 和 Mechem et al. (2002) 则发现由对流系统前方流向后方的斜上升

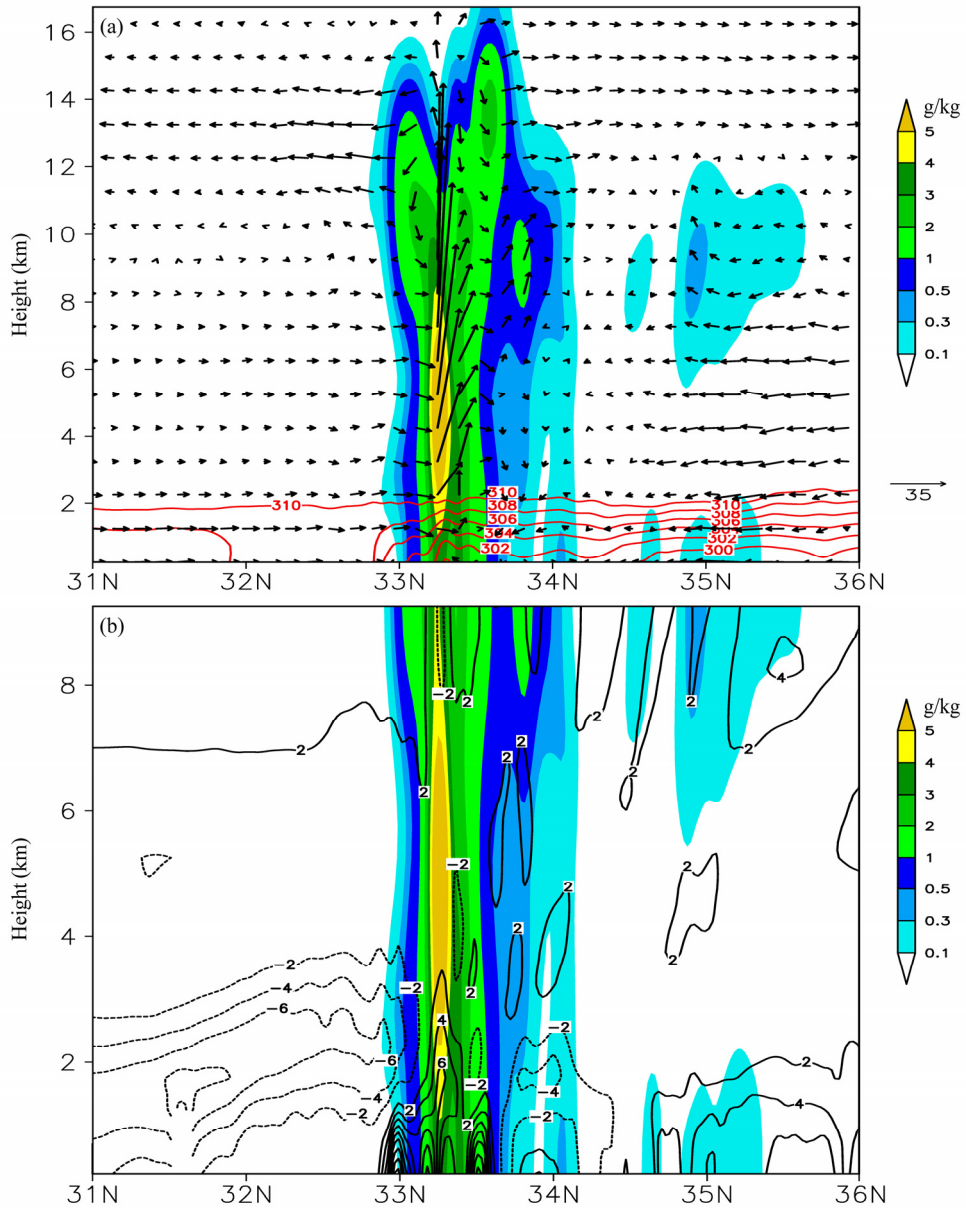


图4 2009年8月17日0700 UTC沿114.5°E的垂直剖面: (a) 风场 ($v, 100w$) (矢量箭头), 低层位温场 (实线, K), 水凝物混合比 (阴影区, g/kg); (b) 对流稳定度 $\partial\theta_e/\partial z$ (实线为正, 虚线为负), 水凝物混合比 (阴影区, g/kg)。

Fig. 4 Vertical cross sections along 114.5°E at 0700 UTC 17 Aug 17 2009: (a) Wind field ($v, 100w$) (arrows), low-level potential temperature (solid lines, units: K), and mixed ratio of hydrometeors (colored area); (b) convective stability $\partial\theta_e/\partial z$ and mixed ratio of hydrometeors (colored area), the solid lines denote the positive values, while the dotted lines denote the negative values

气流能够在对流不稳定边界层以上3~5 km的高度上发展起来。本文的研究进一步证明了这一事实: 在图4a中, 流入飊线系统内部的偏南气流进入对流区时, 在2 km以上表现为上升气流, 而在2 km以下的冷池边界层中则为下沉气流(图4a中箭头), 这说明斜上升气流是在边界层顶或边界层以上发展起来。另外, 由于系统中不同的单体又存在各自的环流, 斜上升气流在穿过飊线系统时某些地区穿

插了下沉运动, 例如图4a中的33.5°N左右的对流层中高层。飊线中的下沉气流主要位于系统的后部, 除了系统本身气流的下沉, 还有一部分来自系统后部的偏北气流, 其中系统本身下沉气流的绝热增温作用加热了对流层中低层大气, 加上其所携带的降水物的蒸发对大气的加湿作用而使飊线系统后部虽然为下沉气流仍表现有对流不稳定(图4b, $\partial\theta_e/\partial z < 0$, θ_e 为湿位温)。由于缺乏足够的水汽供

应和动力抬升，飊线后部并未有强对流发生。飊线系统内部低层由于冷池作用以及强对流的已经发生（不稳定能量已释放）而为稳定区（图 4b, $\partial\theta_e/\partial z > 0$ ）。飊线系统的前部（南方）对流层中下层（4 km 以下），由于来自南方的暖湿气流的作用为广阔的对流不稳定区（ $\partial\theta_e/\partial z < 0$ ）并呈倾斜分布，这为飊线进一步向南发展创造了条件。当飊线低层冷池中的冷空气侵入到此不稳定区中，不稳定能量释放能够产生强烈的对流，从而促使飊线系统向南发展。1200 UTC（图略）飊线系统向南移动了约 150 km（31.7°N 左右），对应的冷池也相应地向南推移了约 100 km，伴随有强降水发生。

4 飊线系统中对流线的组织过程

0900 UTC（图 5i），成熟的飊线系统包含小的“飊段”，每个“飊段”中均含有多个小的对流系统（水平尺度约为 20 km 左右），整个飊线系统是由几条不同的对流线发展而来。为了研究飊线系统中对流线的组织过程，本节对 0700 UTC~0900 UTC 时段内初生飊线的发展过程进行诊断分析。如图 5 所示，0700 UTC 初生飊线中含有两条对流线（分别标号为“1”和“2”）。对流线“1”长度较短，约 100 km，呈东北—西南走向，整个对流线上含有 4 个主要对流单体。对流线“2”长度较长，约 250 km 左右，呈东北—西南走向，组成对流线的对流单体分布不均匀，对流线中部的对流单体比较强盛。对流线“2”后方（西北方）对流单体的分布较为散乱（图 5a 的椭圆形内）。0715 UTC 初生飊线中四条对流线（标号为“1”、“2”、“3”和“4”）都呈东北—西南走向，其中“3”和“4”为新发展的对流线。与前一时刻相比，对流线“1”明显增强，长度增大到约 200 km，对流线“1”西南端新生成三个对流单体，但这三个新对流单体和对流线主体之间并不连续。对流线“2”上较小的对流单体消亡，几个较大的对流单体呈不规则排列。对流线“2”的后方（西北方），原来对流单体分布散乱的地区（图 5a 的椭圆形内）发展出两条新的有组织的对流线“3”和“4”。对流线“3”上约有 4 个对流单体，对流线“4”上约有 5 个单体，不连续分布，呈断线型（Bluestein and Jain, 1985）。0730 UTC 对流线“1”东北段的对流单体明显增多加强。对流线“2”的对流单体数目减少，并且大的对流单体都减弱为小单体。对流线“3”

西南端新生 3 个对流单体，呈不连续分布，为典型的后向新生型对流线（Bluestein and Jain, 1985）。对流线“4”东北段的对流单体减弱，西南段的新生对流单体逐渐加强，并有相连的趋势。0745 UTC 对流线“1”的变化不明显，但由于对流单体中层状云降水的出现而使回波区连成一片。对流线“2”基本消亡，仅在飊线前缘的新生对流单体处存在微弱的线状结构。对流线“3”和“4”中的对流单体由于层状云的发展而逐渐连成一片。0800 UTC 对流线“1”上的对流单体更加有组织化，对流单体排列更加紧密；对流线“2”重新加强，新生四个对流单体，其中一个单体生成于对流线的东北端，三个生成于对流线的西南段，各个单体之间呈断线型排列；对流线“3”和“4”内部层状云增多，单体间的回波区连成一体，组织化更加明显。0815 UTC，对流线“1”由于对流单体的合并数目明显减少；对流线“2”上的新生单体开始出现层状云降水，对流线的宽度略有增加；对流线“3”位于对流线“4”之前，二者几乎平行分布。0830 UTC，对流线“1”长度有所减小，其前方的层状云降水范围加大；对流线“2”中对流单体合并，强度增大，此时与对流线“1”的回波区已基本连在一起。对流线“3”和“4”的回波区更加靠近，但因对流线“3”位于对流线“4”之前，可能阻止对流线“4”的水汽和能量来源，二者相靠越近，对流线“4”的发展可能越受到抑制。0845 UTC 对流线“1”和“2”的弱回波区已经连为一体，对流线“3”与不断向飊线靠近的湖南地区小尺度对流系统融合，形成一条长的对流线，而对流线“4”仅剩下层状云区和弱对流单体。0900 UTC 对流线“1”、“2”、“3”的回波区基本合并联结成一条成熟的飊线。

由上述飊线初生阶段其内部对流线组织化过程可见，此次飊线系统是几条处于不同发展阶段的对流线合并联结而成。飊线初生阶段对流单体排列不规则，但随着系统内对流单体的消亡和后向新生，对流单体的排列逐渐变得规则，组织化程度提高，形成 4 条东北—西南走向的对流线。通过水汽和能量的有效调整，其中 3 条对流线首尾相接，避免了对流线重叠而阻挡水汽和能量的输送，最后发展成为一条生命期持久连续分布的飊线。各条对流线的发展又具有独自特点：对流线“1”开始为嵌入型（Bluestein and Jain, 1985），随后其西南侧有新对

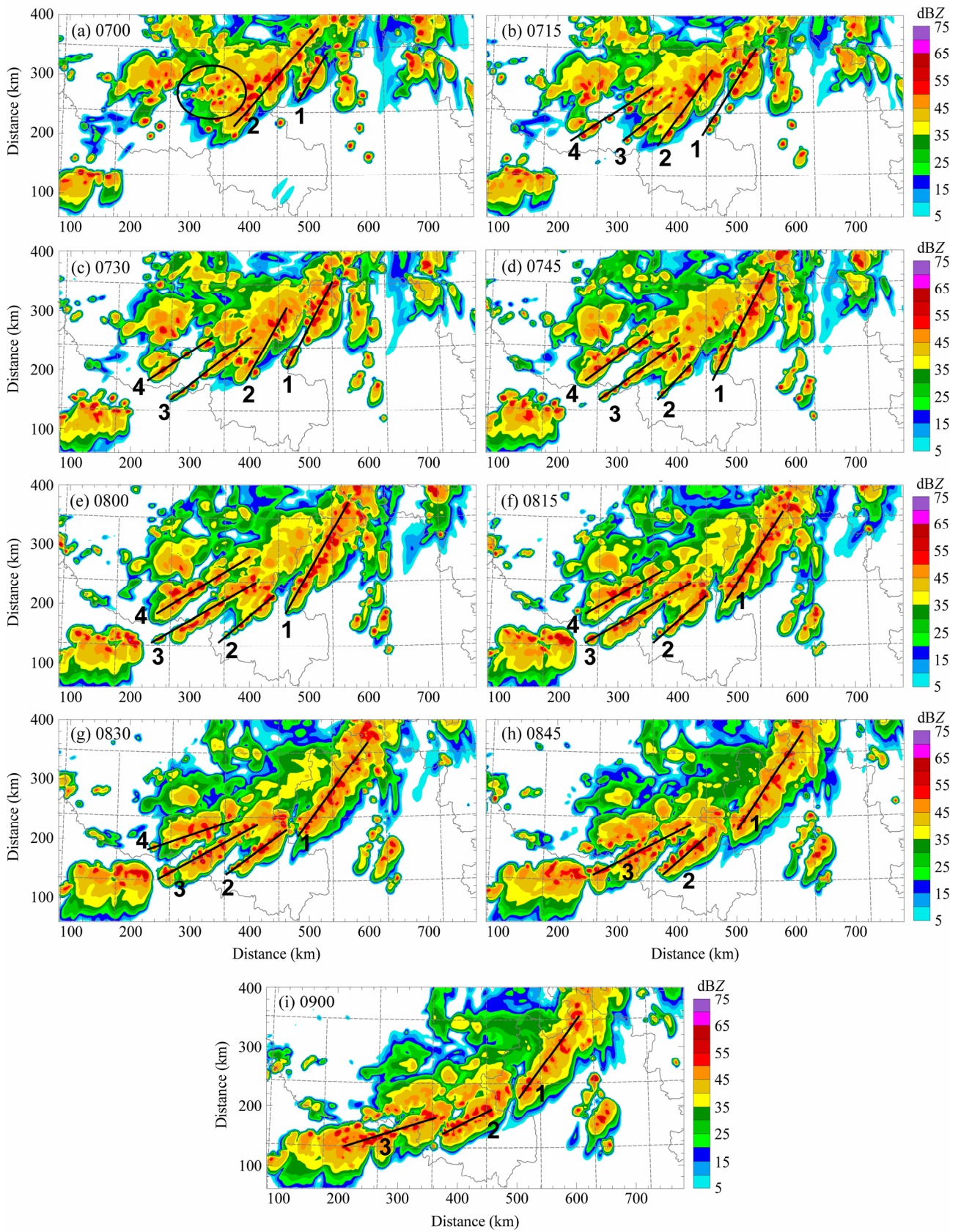


图5 2009年8月17日0700 UTC~0900 UTC时刻模拟飑线系统的组合回波图, 时间间隔为15 min

Fig. 5 The composite radar echoes of simulated squall line system from 0700 TUC to 0900 UTC on August 17, 2009. The time interval is 15 min

流单体的生成, 变为后向新生型, 但新生单体与主对流线并不连续, 层状云区的出现把二者联结起来; 对流线“2”经历了先减弱后增强的过程, 开始时对流线“2”内的对流单体排列不规则并逐渐减弱, 随后在飑线的前缘因新生对流单体而使对流线“2”获得重新发展。对流线“3”和“4”由分布散乱的对流单体和后向新生的对流单体发展而来, 但生成后对流体内单体呈断线型分布, 随着新生对流单体不断发展增强和层状云的出现, 对流线“3”和“4”才逐渐成为一条连续的对流线。因此, 在飑线初生阶段, 四条对流线的发展主要与后向新生的对流单体有关, 但对流单体新生后, 这些单体并不连续, 属断线型, 而层状云在对流单体间起了联结作用。

5 后向新生型对流单体的诊断分析

后向新生为对流线发展的常见形式, Bluestein and Jain (1985) 通过观测分析发现后向新生型对流线常发生在强垂直风切变、高 CAPE (对流有效位能)、小粗里查逊数和高相对螺旋度的环境中。本节以对流线“3”为例, 分析飑线系统中对流单体后向新生的环境条件。

5.1 对流有效位能和对流抑制能量

对流有效位能 (CAPE, convective available potential energy) 又称浮力能, 表示单位质量空气在正浮力作用下由自由对流高度上升到对流零浮力层高度 (又称平衡高度) 的过程中, 环境对气块所作的功, 其表达式为:

$$Q = \int_{z_1}^{z_2} g \frac{(\theta_p - \theta_{env})}{\theta_{env}} dz, \quad (1)$$

其中, z_1 表自由对流高度 (LFC), z_2 表平衡高度 (EL), θ_p 为气块位温, θ_{env} 为环境位温, Q 为对流有效位能 CAPE。对流风暴是大气中不稳定能量释放的产物, 不稳定能量的多少与对流风暴的强度和类型有关, 而 CAPE 则能够较精确地指示大气中不稳定能量的多少。一般 $0 \sim 1000 \text{ J kg}^{-1}$ 的 CAPE 被认为是深对流的下限值, $1000 \sim 2500 \text{ J kg}^{-1}$ 可产生中等强度的对流, $2500 \sim 4000 \text{ J kg}^{-1}$ 可产生强对流, 超过 4000 J kg^{-1} 的 CAPE 可能是极端对流。

强对流的发生需要释放不稳定能量, 这就需要在强对流发生前必须贮存较高的不稳定能量, 并且不会因为一般的对流过程而零碎地释放出来。这一

过程与行星边界层顶的稳定层或逆温层对对流的抑制程度有关, 行星边界层顶因大范围的下沉运动而产生稳定层或逆温层, 对对流活动有一定的抑制作用, 使得对流不能轻易发生, 从而有利于不稳定能量的积聚; 不稳定能量积聚到一定程度就可能冲破稳定层, 强烈释放不稳定能量而形成强对流。衡量对流抑制作用的物理量称为对流抑制能量 (CIN, convective inhibition), 表示单位质量气块由地面 (z_0) 上升到自由对流高度 (z_1) 对环境所做的功:

$$P = - \int_{z_0}^{z_1} g \left(\frac{\theta_p - \theta_{env}}{\theta_{env}} \right) dz, \quad (2)$$

其中 P 表示对流抑制能量, 其他参数同方程 (1)。通常为了给深对流创造条件, CIN 不能为 0, 但也不能太大而使深对流无法发生。在本次飑线过程中, 0730 UTC 对流线“3”西南端后向新生三个对流单体 (图 5c), 为了对这些单体新生的环境条件进行分析, 本文给出了对流线“3”西南端 (x : $200 \sim 360 \text{ km}$, y : $100 \sim 240 \text{ km}$) 单体新生 (0730 UTC) 的前一时次 0715 UTC 的 CAPE 及 CIN 的水平分布。0715 UTC 初生飑线的西南部 (图 6a) 的 CAPE 数值较大, 基本大于 2000 J kg^{-1} , 存在 4 条明显的 CAPE 高值带 (虚线), 其共同特点是呈东北—西南走向的狭长线状分布, 这些线状不稳定区为飑线中对流线的发展创造了重要条件。未来单体新生处 (黑色实线) 的 CAPE 数值在 2500 J kg^{-1} 以上, 达到了发生深对流的标准, 但并未对应 CAPE 的高值中心, 而是位于 CAPE 的高值带与相对低值带之间。初生飑线西南端的对流抑制能量 CIN (图 6b) 主要维持在 $-4 \sim 0 \text{ J kg}^{-1}$ 之间, 但未来单体新生处的为 CIN 的负高值中心, 中心值约为 -16 J kg^{-1} , 呈东北—西南走向。由以上分析可见, 对流单体后向新生与对流线西南端不稳定能量的积聚有密切关系, CAPE 为强对流的产生创造了不稳定条件, 而 CIN 则有利于不稳定能量的积聚从而更有利于强对流的发生。

5.2 粗里查逊数

上节的分析表明, 对流单体的新生与不稳定能量储存和对流抑制能量有密切关系, 但衡量不稳定能量多少的 CAPE 的高值中心与对流单体的新生位置并不完全对应, 这说明对流风暴的产生不仅受到热力条件的影响, 动力条件很可能也起重要作用,

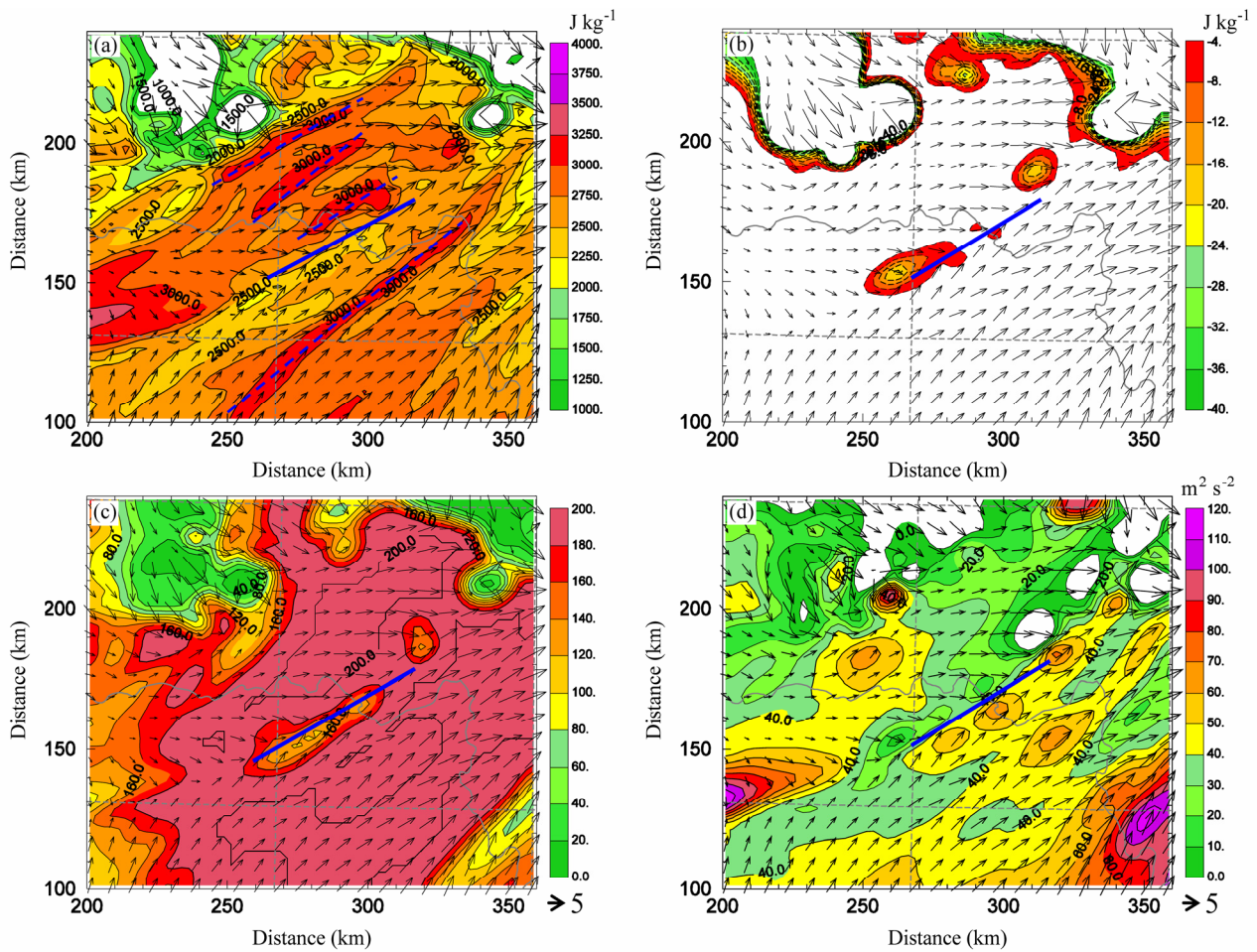


图6 2009年8月17日0715 UTC时刻地面 (a) 对流有效位能 CAPE、(b) 对流抑制能 CIN、(c) 粗理查逊数, 以及 (d) 0~3 km 的总螺旋度。黑色箭头表示地面风场, 蓝色实线表示对流单体新生的位置

Fig. 6 (a) Convective available potential energy (CAPE) on the surface, (b) convective inhibition (CIN), (c) bulk Richardson number, and (d) total helicity from the surface to the height of 3 km at 0715 UTC on August 17, 2009. The black arrows are surface winds and the blue solid line represents the location where the convective cells are born

这意味着对流风暴是环境动力和热力过程综合作用的结果。这种综合作用或许可用粗里查逊数 (Bulk Richardson number, R) 表示:

$$R = \frac{Q}{\frac{1}{2} \left[(\bar{U}_6 - \bar{U}_{0.5})^2 + (\bar{V}_6 - \bar{V}_{0.5})^2 \right]} \quad (3)$$

其中, Q 为 CAPE, $(\bar{\cdot})_6$ 和 $(\bar{\cdot})_{0.5}$ 表大气最低 6 km 和 0.5 km 密度权重平均风速。 R 可以代表由浮力产生的有效能量和由垂直风切变产生的有效能量之比。Weisman and Klemp (1984) 通过观测与数值模拟研究发现 R 与风暴类型有密切关系, 当 R 值在 15~35 之间时, 对流风暴一般为超级单体; 当 R 值在 40 以上时对流风暴一般为多单体风暴。如图 6c 所示, 0715 UTC 粗里查逊数 R 的异常值区与未来单体新生的位置 (黑色实线) 相对应, 并呈东北一

西南走向的椭圆型分布, 与未来三个新生单体的走向一致。这一地区的 R 值在 100~180 之间, 有利于多单体的生成, 这也与 0730 UTC 三个对流单体并排新生的结果相一致。未来的 0730 UTC (图略) 这一地区的 R 高值中心减小到了 60 左右, 多单体可能向超级单体发展。

5.3 螺旋度

螺旋度是用来衡量风暴入流的强弱及沿入流方向的涡度分量大小的参数。对于对流风暴的低层气流一般采用风暴相对螺旋度 H_{s-r-T} :

$$H_{s-r-T} = \int_0^h (\mathbf{V} - \mathbf{C}) \cdot \boldsymbol{\omega} dz, \quad (4)$$

其中, \mathbf{C} 为风暴移速, $\mathbf{V} - \mathbf{C}$ 为相对风暴移速, $\boldsymbol{\omega}$ 为三维涡度矢量。风暴相对螺旋度反映了一定气层厚度内环境风场的旋转程度的大小和输入到对流风暴体内环境涡度的多少。如果水平涡度在风暴的

入流方向较大, 则水平涡度被输入风暴, 由于强烈的垂直运动而产生垂直涡度, 从而有利于增强风暴的旋转, 使风暴变得更加强烈(寿绍文等, 2003)。本文主要研究对流风暴生成之前的环境, 因而采用如下计算公式:

$$H_T = \int_0^h \mathbf{V} \cdot \boldsymbol{\omega} dz, \quad (5)$$

其中, H_T 为从 0 到 h 的局地螺旋度的垂直积分。图 6d 为 0715 UTC 对流单体新生前初生飑线西南端的螺旋度(0~3 km 积分)水平分布, 未来新生单体组成的对流线如蓝线所示。如图 6d 所示, 对流线“3”西南端的未来新生单体产生于西北气流与西南气流的切变辐合线上。螺旋度的高值中心位于未来新生对流线的南侧, 强度约为 40~70 m^2/s^2 。未来 0730 UTC (图略) 新生对流线北侧的西北干冷气流侵入到对流线南侧的西南暖湿气流之中, 迫使其抬升, 产生强烈的上升运动, 从而使对流单体迅速产生; 与此同时, 西南暖湿气流所携带的水平涡度在西北干冷气流的抬升作用下有可能转化为垂直涡度, 从而有利于风暴强度的增强。

6 结论

本文利用 ARPS 对 2009 年 8 月 17 日发生在我国河南和山东两省交界地区的飑线过程进行高分辨率(水平格距 2.5 km)数值模拟。模拟结果较好地再现了观测到的飑线降水特征和发展演变过程。利用高分辨率的模拟输出资料, 首先分析了飑线发生发展过程中的动力和热力特征, 结果表明: 本次飑线系统是一次典型的后向新生型飑线, 其生命期可分为初生、发展和消亡三个阶段; 初生飑线的发展与其后部(北方)的团状对流系统密切相关, 团状对流系统低层的 MCV 中干冷气流南下与西南暖湿气流相遇产生辐合, 并触发强对流是飑线发展的主要动力; 随着飑线系统的发展成熟, 飑线主要靠系统本身低层冷池向外的辐散气流与西南暖湿气流的辐合来维持自身的发展。然后分析了飑线初生阶段(0700 UTC~0900 UTC)其内部对流线的组织结构特征: 本次飑线系统是由 4 条处于不同发展阶段的对流线连接而成, 这些对流线在飑线形成初期呈不规则排列, 后通过水汽和能量调整, 首尾相接, 发展成为一条生命期持久的飑线。这种发展模式既有利于各对流线有效地利用能量和水汽来维持自身的发展, 同时也有利于整个飑线系统的维

持。通过进一步分析对流线“3”上对流单体后向新生的环境条件, 发现对流线“3”上对流单体的后向新生是动力和热力过程共同作用的结果, 既需要一定的对流抑制能量使对流有效位能有效地积聚, 同时还需要有一定的环境风切变, 低层风场的辐合和较高的螺旋度等动力条件配合。

参考文献 (References)

- Bluestein H B, Jain M H. 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring [J]. *J. Atmos. Sci.*, 42: 1711–1732.
- Bluestein H B, Weisman M L. 2000. The interaction of numerically simulated supercells initiated along lines [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128: 3128–3149.
- Bryan G H, Parker M D. 2010. Observations of a squall line and its near environment using high-frequency rawinsonde launches during VORTEX2 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 138: 4076–4097.
- Bryan G, Ahijevych D, Davis C, et al. 2005. Observations of cold pool properties in mesoscale convective systems during BAMEX [C]// Preprints, 11th Conference on Mesoscale Processes, JP5J. 12. Albuquerque, NM: American Meteorological Society.
- Cotton W R, Weaver J F, Beitle B A. 1995. An unusual summertime downslope wind event in Fort Collins, Colorado on 3 July 1993 [J]. *Wea. Forecasting*, 10: 786–797.
- Engerer N A, Stensrud D J, Coniglio M C. 2008. Surface characteristics of observed cold pools [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 136: 4839–4849.
- Fovell R G. 2002. Upstream influence of numerically simulated squall-line storms [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128: 893–912.
- Fovell R G, Ogura Y. 1988. Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45: 3846–3879.
- Grady R L, Verlinde J. 1997. Triple-Doppler analysis of a discretely propagating, long-lived, High Plains squall line [J]. *J. Atmos. Sci.*, 54: 2729–2748.
- Hilgendorf E R, Johnson R H. 1998. A study of the evolution of mesoscale convective systems using WSR-88D data [J]. *Wea. Forecasting*, 13: 437–452.
- Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complexes [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61: 1374–1387.
- Mecham D B, Houze R A Jr, Chen S S. 2002. Layer inflow into precipitating convection over the western tropical Pacific [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128: 1997–2030.
- Newton C W. 1950. Structure and mechanism of the prefrontal squall line [J]. *J. Atmos. Sci.*, 7: 210–222.
- Ogura Y, Liou M T. 1980. The structure of a midlatitude squall line: A case study [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37: 553–567.
- Parker M D. 2007a. Simulated convective lines with parallel stratiform precipitation. Part I: An archetype for convection in along-line shear [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64: 267–288.
- Parker M D. 2007b. Simulated convective lines with parallel stratiform precipitation. Part II: Governing dynamics and associated sensitivities [J].

- J. Atmos. Sci., 64: 289–313.
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128: 3413–3436.
- Parker M D, Johnson R H. 2004a. Simulated convective lines with leading precipitation. Part I: Governing dynamics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61: 1637–1655.
- Parker M D, Johnson R H. 2004b. Simulated convective lines with leading precipitation. Part II: Evolution and maintenance [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61: 1656–1673.
- Roux F. 1988. The West African squall line observed on 23 June 1981 during COPT 81: Kinematics and thermodynamics of the convective region [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45: 406–426.
- 沈杭锋, 翟国庆, 朱补全, 等. 2010. 浙江沿海中尺度辐合线对飑线发展影响的数值试验 [J]. *大气科学*, 34: 1127–1140, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.06.08. Shen Hangfeng, Zhai Guoqing, Zhu Buquan, et al. 2010. A model study of impact of coastal mesoscale convergence line on development of squall line over Zhejiang Province [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34: 1127–1140, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2010.06.08.
- 寿绍文, 励申申, 姚秀萍. 2003. 中尺度气象学 [M]. 北京: 气象出版社. 83. Shou Shaowen, Li Shenshen, Yao Xiuping. 2003. *Mesoscale Meteorology (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press. 83.
- Skamarock W C, Weisman M L, Klemp J B. 1994. Three-dimensional evolution of simulated long-lived squall lines [J]. *J. Atmos. Sci.*, 51: 2563–2584.
- 孙虎林, 罗亚丽, 张人禾, 等. 2011. 2009年6月3~4日黄淮地区强飑线成熟阶段特征分析 [J]. *大气科学*, 35 (1): 105–120, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.01.09. Sun Hulin, Luo Yali, Zhang Renhe, et al. 2011. Analysis on the mature-stage features of the severe squall line occurring over the Yellow River and Huaihe River basins during 3–4 June 2009 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (1): 105–120, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.01.09.
- Trier S B, Skamarock W C, Lamone M A. 1997. Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE squall line: Organization mechanisms inferred from numerical simulation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 54: 386–407.
- Xue M, Droegemeier 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 [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 75: 161–193.
- Xue M, Droegemeier K K, Wang V, et al. 2001. The Advanced Regional Prediction System (ARPS) — A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part II: Model physics and applications [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 76: 143–165.
- Wakimoto R M. 1982. The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with Doppler radar and rawinsonde data [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110: 1060–1082.
- Weisman M L, Klemp J B. 1984. The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 112: 2479–2498.
- 姚建群, 戴建华, 姚祖庆. 2005. 一次强飑线的成因及维持和加强机制分析 [J]. *应用气象学报*, 16: 736–754. Yao Jianqun, Dai Jianhua, Yao Zuqing. 2005. Case analyses of the formation and evolution of 12 July 2004 severe squall line [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 16: 736–754.
- 姚叶青, 余小鼎, 张义军, 等. 2008. 一次典型飑线过程多普勒天气雷达资料分析 [J]. *高原气象*, 27: 373–381. Yao Yeqing, Yu Xiaoding, Zhang Yijun, et al. 2008. Analysis on a typical squall line case with Doppler weather radar data [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 27: 373–381.