

刘香娥, 郭学良. 2012. 灾害性大风发生机理与飑线结构特征的个例分析模拟研究 [J]. 大气科学, 36 (6): 1150–1164, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11212. Liu Xiang'e, Guo Xueliang. 2012. Analysis and numerical simulation research on severe surface wind formation mechanism and structural characteristics of a squall line case [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (6): 1150–1164.

# 灾害性大风发生机理与飑线结构特征的个例分析模拟研究

刘香娥<sup>1,3</sup> 郭学良<sup>1,2</sup>

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国气象科学研究院, 北京 100081

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

**摘要** 2009年6月3日在我国河南发生了历史罕见的强飑线天气过程, 造成了严重的人员伤亡和灾害。为了解此次飑线天气的特征和产生的机理, 本文采用卫星、雷达及地面加密观测资料, 结合中尺度WRF (Weather Research and Forecasting) 数值模式, 研究了此次飑线产生的天气背景、宏微观结构特征及造成灾害性大风的机理。结果表明, 此次飑线过程的主要影响系统是东北冷涡, 其后部横槽引导的南下冷空气与西南暖湿气流在河南新乡南部一带交汇促发强对流过程, 最后演变为飑线。但由于低层西南风偏弱, 水汽条件不足, 飑线发生的环境较为干冷。飑线产生区大气处于条件性不稳定状态, 对流有效位能 (CAPE, Convective Available Potential Energy) 在 1300 J/kg 左右, 并具有适平的垂直风切变。地面气象场显示飑线具有相对冷湿的雷暴高压和强冷池, 飑线过程产生的灾害性天气以大风而非强降水为主。数值模式结果显示飑线下沉气流的最大值仅为 -13 m/s, 而地面风速最大值达到 35 m/s, 是最大下沉气流的 2.7 倍。进一步的数值敏感试验表明, 降水粒子的蒸发和融化冷却过程对降低地面温度和产生地面强风速具有重要影响, 其中雨水蒸发过程产生的最大等效冷却率为 -3 K/min, 远大于霰融化冷却率 -0.7 K/min, 因此雨水蒸发过程是影响冷池强度的关键因素, 而地面强冷池在此次飑线灾害性大风的产生中具有重要作用。

**关键词** 飑线 灾害性大风 冷池 观测与数值模拟

**文章编号** 1006-9895(2012)06-1150-15

**中图分类号** 401

**文献标识码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11212

## Analysis and Numerical Simulation Research on Severe Surface Wind Formation Mechanism and Structural Characteristics of a Squall Line Case

LIU Xiang'e<sup>1,3</sup> and GUO Xueliang<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

<sup>2</sup> Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

<sup>3</sup> Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

**Abstract** An unusually severe squall line resulted in significant losses of lives and property on June 3, 2009, in Henan, China. To better understand the characteristics and production mechanism of the squall line, the data of satellite, radar,

**收稿日期** 2011-11-04, 2012-06-21 收修定稿

**资助项目** 公益性行业(气象)科研专项 GYHY200806001, 国家科技支撑计划资助项目 2006BAC12B03

**作者简介** 刘香娥, 女, 1982年生, 博士, 从事云物理与中小尺度研究。E-mail: lxe3399@mail.iap.ac.cn

**通讯作者** 郭学良, E-mail: guoxl@mail.iap.ac.cn

intensive surface observation, and the mesoscale Weather Research and Forecasting (WRF) model were used to investigate the atmospheric background, macrostructure, and microstructure of the squall line and the formation mechanism of the damaging surface wind. The results show that a northeast cold vortex was the main influencing system of the squall line. The transversal trough located at the back of the northeast cold vortex induced a strong cold airflow, which met with a relatively weak southwesterly warm and moist airflow to produce convection. The system further developed in the study region as a severe squall line. The atmosphere contained weak southwesterly winds and water vapor at low layers; thus, the atmospheric environment of the squall line formation was drier. The atmosphere was conditionally unstable with a convective available potential energy (CAPE) index of approximately 1300 J/kg and adequate wind shear. A relatively cold and moist high with thunderstorms and a strong cold pool on the surface field occurred concurrently with the squall line to produce severe surface wind rather than heavy rain. The results of the WRF model showed that although the maximum downdraft of the squall line was only  $-13 \text{ m/s}$ , the surface outflow wind speed was  $35 \text{ m/s}$ , which exceeds the maximum downdraft by a factor of 2.7. Further investigation revealed that the cooling processes of rain evaporation and graupel melting are the major contributors to the decrease in surface temperature and strong wind production. Among them, the cooling rate due to rain evaporation was approximately  $-3 \text{ K/min}$  while that due to graupel melting was approximately  $-0.7 \text{ K/min}$ . Therefore, the key factor to influence the cold pool intensity was rain evaporation; this cold pool played a critical role in the formation of the severe surface winds during the squall line event.

**Key words** squall line, severe surface winds, cold pool, observation and numerical simulation

## 1 引言

飑线(squall line)是由多个活跃雷暴单体排列成线状或带状的中尺度对流系统(MCS)，其发生时常伴有大风、冰雹、暴雨等剧烈的灾害性天气现象，因此对飑线的研究一直受到普遍关注。

早期对飑线的研究主要是通过地面观测资料研究其发生的天气背景、组织方式、生命史演变、产生及维持机理等方面。Fujita(1955, 1963)根据地面气压场和降水情况提出了飑线的生命史，将其划分为产生、发展、成熟、消散和残余五个阶段。Pedgley(1962)、Zipser(1969, 1977)、Johnson and Hamilton(1988)等研究了中纬度飑线过程地面气压场的变化特征，认为对流层中上层气流的下沉增温、降水的蒸发冷却以及下沉气流绝热增温等物理过程是引起地面气压变化的原因。冷锋、切变线、低涡以及边界层风场辐合等都可以对飑线起到触发和形成作用(丁一汇等, 1982; Sun and Ogura, 1979; 翟国庆和俞樟孝, 1991)。蔡则怡等(1988)提出了华北地区飑线系统生命史的中尺度天气模式，包括组织、扩展和消散三个阶段。何齐强和陆汉城(1992)研究了江淮地区暖区飑线中尺度结构与演变特征。

以上这些观测研究对揭示飑线天气形成的天气背景、飑线的生命史和演变特征等起到了重要作用，但由于缺乏相关探测手段，对飑线系统的内部

动力、微物理结构特征的研究较少。随着多普勒雷达、偏振雷达、风廓线仪、卫星等先进探测技术的应用，飑线系统的内部结构特征得以揭示。Smull and Houze(1985, 1987)、Ogura and Liou(1980)、Rutledge et al.(1988)等对雷达和卫星资料进行分析并给出飑线系统流场结构的概念模型，主要包括飑前近地面入流、对流区内对流尺度的上升和下沉运动、层云区内中上层向后的上升出流和中下层向前的下沉入流。Biggerstaff and Houze(1991)运用雷达、风廓线仪等资料，分析得出飑线系统中上升下沉气流与层状云区的环流有密切关系。Wang and Carey(2005)用雷达资料反演飑线系统的流场结构和对应的微物理量分布。姚建群等(2005)对上海的一次较长生命史的强飑线过程进行了分析，认为此次飑线的主要触发机制是地面锋生和低层辐合、高层辐散造成的强抬升作用，而较强的环境风垂直切变和雷暴内部上升气流与下沉气流的正反馈作用是飑线系统维持较长时间的原因。侯建忠等(2007)对我国黄土高原一次冷涡飑线的卫星云图和环流背景特征进行了分析。孙虎林等(2011)采用多种具有较高时空分辨率的观测资料分析了我国黄淮地区的一次强飑线天气过程，认为在飑线系统成熟阶段，地面雷暴高压和飑前阵风锋达到最强且对流天气现象出现范围最大。飑线弱回波过渡带和层云次强回波区内的中尺度下沉气流的产生和维持是地面产生灾害性大风的关键。

数值模拟有助于揭示飑线结构演变与产生的机理, 二维和三维数值模式的发展为飑线的数值模拟研究提供了可能(李光耀, 1985; 张维桓和张铭, 1987; Tao et al., 1991; 张进和谈哲敏, 2008)。张铭和徐敏(1989)的数值模拟研究发现飑线中对流凝结加热与降水之间存在比较复杂的关系。Zhang and Gao (1989)、Zhang et al. (1989) 利用三维数值模式探讨了飑线后部入流的结构和演变特征, 认为冷却和降水拖曳是后部入流产生下降的主要原因。Biggerstaff and Houze (1991)、Braun and Houze (1994, 1996) 发现飑线过程中降水粒子的融化、蒸发冷却作用对飑线的形成和组织结构等都有重要影响。对我国飑线个例的模拟研究也得到很多与国外研究结果相一致的结论(余清平等, 2002; 王焱等, 2008; 王晓芳等, 2010), 但这些基本侧重飑线形成、演变和结构的研究, 有关我国飑线地面灾害性大风产生机理的深入研究较少。

灾害性地面大风产生的原因很多, 如弓状回波中的 $\gamma$ 中尺度涡旋会造成局地强风(Atkins et al., 2005; Trapp and Weisman, 2003; Weisman and Trapp, 2003); 强单体风暴产生的下击暴流也会导致地面大风的产生(孔繁宇等, 1994; 许焕斌和魏绍远, 1995; Guo et al., 1999; 刘洪恩, 2001); 冰雹重力拖曳和融化过程对强风暴下击暴流的产生具有重要作用(Fu and Guo, 2007); 飑线发生时也常伴随着破坏性很强的龙卷风或下击暴流, 其后部的入流和地面高、低压间的气压梯度力可能是造成飑线大风的原因(Schmidt and Cotton, 1989)。我国河南2009年6月3日中午至4日凌晨发生了一次伴随地面灾害性大风的强飑线天气过程, 19个县市出现了17 m/s(7级)以上的短时大风, 其中商丘地区的永城县22时42分最大风速达29 m/s(11级), 为1957年有气象记录以来的历史极值, 该过程造成商丘地区18人死亡, 81人受伤。本文旨在对卫星、多普勒雷达、地面观测资料分析的基础上, 通过分析中尺度WRF(Weather Research and Forecasting)模式模拟结果探讨此次飑线灾害性大风产生的机理和飑线的结构特征, 以加深对此类天气的认识。

## 2 结果与分析

本文使用的观测资料主要有2009年6月3~4日我国地面自动气象站逐小时及高空观测资料, 包括气压、温度、露点温度、降水、风向、风速等气

象要素; 河南省地面加密观测资料, 主要包括分钟降水、瞬时风向、风速及最大风向风速等气象要素; 商丘单站雷达的逐6分钟回波资料; FY-2C静止气象卫星红外云图资料和NCEP  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料等。

### 2.1 飑线产生的天气背景与大气层结条件

6月3日08时和20时(除特殊说明, 文中使用的时间均为北京时, LST) 500 hPa形势场(图1a, b)显示有一东北冷涡稳定维持在( $50^{\circ}\text{N}, 127^{\circ}\text{E}$ )附近, 其后部在内蒙古中部有一短横槽, 不断引导冷涡后部中层干冷空气南下至黄淮地区, 横槽北部具有明显的西北冷平流, 而且有不断加强的趋势。850 hPa形势场(图1c, d)最明显的特点是飑线发生区域处于暖干中心(温度 $\leq 20^{\circ}\text{C}$ 、温度露点差 $\geq 20^{\circ}\text{C}$ )的前部边缘, 暖干中心不断向东南方向扩展。由于低层的西南风并不强, 飑线发生区域的水汽条件较差。

从大气层结状况看, 郑州08时探空显示925 hPa以下存在强逆温层, 925~500 hPa的温度露点差较大, 最大超过 $40^{\circ}\text{C}$ 以上, 中层大气较干。CAPE(Convective Available Potential Energy)仅为38 J/kg, 若采用14时地面观测值, 按Johnson and Bresch(1991)、卓智祥(2006)、潘玉洁等(2008)等人的做法, 对郑州08时探空进行修正, 可得到14时郑州的CAPE值为1289 J/kg, 而飑线发生区域西南南阳的CAPE在08时为1320 J/kg, 这与潘玉洁等(2008)研究的飑线CAPE值1601 J/kg, 以及Meng and Zhang(2011)给出的我国2007~2009年间伴随热带气旋的飑线平均CAPE值1548 J/kg相比偏小, 与Bryan and Morrison(2011)给出的中纬度飑线CAPE值4200 J/kg相比小很多。因此, 从本次飑线发生前周边探空站08时计算的CAPE值很难判断强对流的发生, 这对早期预报造成困难。另外, 此次飑线成熟期的水平尺度在150~200 km左右, 属于小尺度飑线, 局地性很强, 离周边探空站的距离超过200 km, 因此也说明此次探空的代表性不是很好。

虽然飑线系统发生前的CAPE比统计平均值偏小, 但风切变适平。飑线发生前近地面925 hPa主要为东南风, 850 hPa变为西南风, 风向随高度呈顺时针旋转, 至400 hPa以上基本都是西北偏西风。地面至500 hPa的垂直风切变约为 $1.74 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ , 这与Bluestein and Jain(1985)给出的美国俄克拉何

马春季飑线形成前环境风切变  $1.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  以及秦丽等 (2006) 给出的北京一次雷暴大风发生前的风切变值  $1.9 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  相近。

综上所述, 此次飑线产生的天气背景为高空冷涡, 其后部的干冷空气随短波槽东移南下, 与西南暖气流相遇, 在低层存在较强的切变辐合, 伴随暖干空气的抬升, 形成以雷暴、大风而非强降水为主的强对流天气。

## 2.2 飑线天气观测特征

从图 2 的 FY-2C 静止气象卫星红外云图可以清楚地显示此次飑线系统产生、发展和演变的过程。配合图 3 的雷达观测可以看到, 此次飑线是 18 时 25 分由河南新乡南部产生强对流单体发展和演变成。至 19 时 30 分 (图 2a) 已形成飑线云带, 其后部有一趋于减弱的对流云带 (图 2b), 此对流云带是否促发了其前部强飑线对流云带的产生和发展, 从现有的观测数据很难判别。但飑线云带逐渐发展为椭圆状 (图 2c, d), 并产生大风、冰雹等灾害性天气, 影响河南商丘等地区。23 时之后, 椭圆状云团继续维持并移出河南省。

从郑州雷达显示的回波演变可以看到, 18 时 25 分 (图 3a), 在带状回波 A 前方的河南新乡、郑州之间出现一强对流单体 B。19 时 25 分 (图 3b), 回波 B 迅速发展加强, 与山东西南部出现的新回波单体并合形成新的东北—西南向的两条强回波带 C, 最大回波超过 65 dBZ, 强回波带的西南端出现明显的飑锋 (白色箭头所示)。强回波带以每小时 50~60 km 的速度向东南方向移动, 20 时 40 分左右进入商丘境内, 原来分离的两条回波带合并为一条强回波带, 飑线发展到最强盛期 (图 3c)。飑线左端由于较强的偏西北风影响, 回波带呈现弯曲, 中部向前突出, 与飑线移动方向一致, 成为典型的弓状回波。由于右端回波减弱, 使整个回波形状呈 “S” 型, 强回波带的外围有大范围的层状回波存在 (图 3d)。23 时 “S” 形回波逐渐东移减弱, 移出河南并开始影响安徽和江苏两省。

雷达垂直剖面显示 (图 3e, f), 系统的悬垂回波的穹窿结构明显, 表明系统前部有强烈的上升运动。沿飑线系统走向的垂直回波顶高达 10 km 左右, 对流系统 MCS 中镶嵌多个中尺度的对流单体, 具有典型的飑线结构。

从雷达回波的演变特征看, 此次强对流的组织形成具有断线型特点 (Bluestein and Jain, 1985)。飑

线形成后 (图 3b, c) 对流云基本镶嵌在层状云中, 但层状云部分不明显, 在发展的后期 (图 3d) 层状云部分很明显, 此类结构可以归类为平行结构 (PS) 特征 (Parker and Johnson, 2000)。飑线过程空间尺度约 160 km, 比华北飑线的平均尺度 (200~300 km) 小 (李鸿洲, 1988)。

图 4 (见文后彩图) 为飑线处于发展阶段时 (21 时前) 的地面小时变压、变温和露点差分布。此时雷暴高压中心位于河南东部地区, 水平尺度约 70 km, 中心气压  $> 1004 \text{ hPa}$ , 小时温度露点差变化低于  $-6^\circ\text{C}$ , 并出现  $> 4 \text{ hPa}$  的小时正变压中心; 小时变温低于  $-10^\circ\text{C}$ , 说明雷暴高压下部形成了强冷池, 其对飑线系统的维持和强灾害大风的产生有重要的作用 (Rotunno et al., 1988), 地面冷池也是多单体风暴持续的主要机制 (Sun and Tan, 2001; Stoelinga et al., 2003; Engerer et al., 2008)。雷暴高压中心小时温度露点差降至  $3^\circ\text{C}$  左右表明高压中心小范围水汽条件得到改善; 此时系统内未出现明显的中低压。飑线处于成熟阶段 (21~22 时, 图 4a, b) 时, 地面雷暴高压继续东移, 强度增强且尺度增大, 中心气压  $> 1005 \text{ hPa}$ , 小时变压场对应  $> 4 \text{ hPa}$  正变压区; 雷暴高压后部出现较弱的尾流低压, 在变压场上对应  $2 \text{ hPa}$  左右的负变压区; 降水的站数 (13 个) 和降水强度 ( $17.8 \text{ mm/h}$ ) 达到最大。雷暴高压在温度和湿度场上表现为一个冷湿区; 小时变温和温度露点差分别对应  $< -8^\circ\text{C}$  的负变温区和  $< -6^\circ\text{C}$  的负变湿区。由此可见, 此次飑线过程在地面气象场上表现为具有明显的冷池和雷暴高压。温度露点差在整个过程中一直较大, 表明水汽条件不足, 这与飑线过程降水量不大的现象相对应。

河南境内约 70 个站点的每 10 分钟地面观测风与降水演变由图 5a 给出。可以看到, 此次飑线过程一个显著的特点是阵风较大, 降水较少。最大瞬时风速达到近  $30 \text{ m/s}$  (11 级), 与其他飑线大风个例相似 (姚建群等, 2005; 党英娜和郭庆利, 2009; 廖晓农等, 2008)。瞬时大风主要从 21 时开始出现, 此时飑线系统进入商丘境内并处于强盛发展时期; 至 4 日 00 时, 强风和降水都有所减弱, 气象要素开始回升, 预示系统移出河南; 与大风相对应的地面零星站点每 10 分钟降水量大于  $10 \text{ mm}$ , 这与前节提到的温度露点差不大有密切关系。

图 5b 是飑线经过的永城气象站 10 分钟气象要素随时间演变图, 可以看到飑线过境时风向突变,

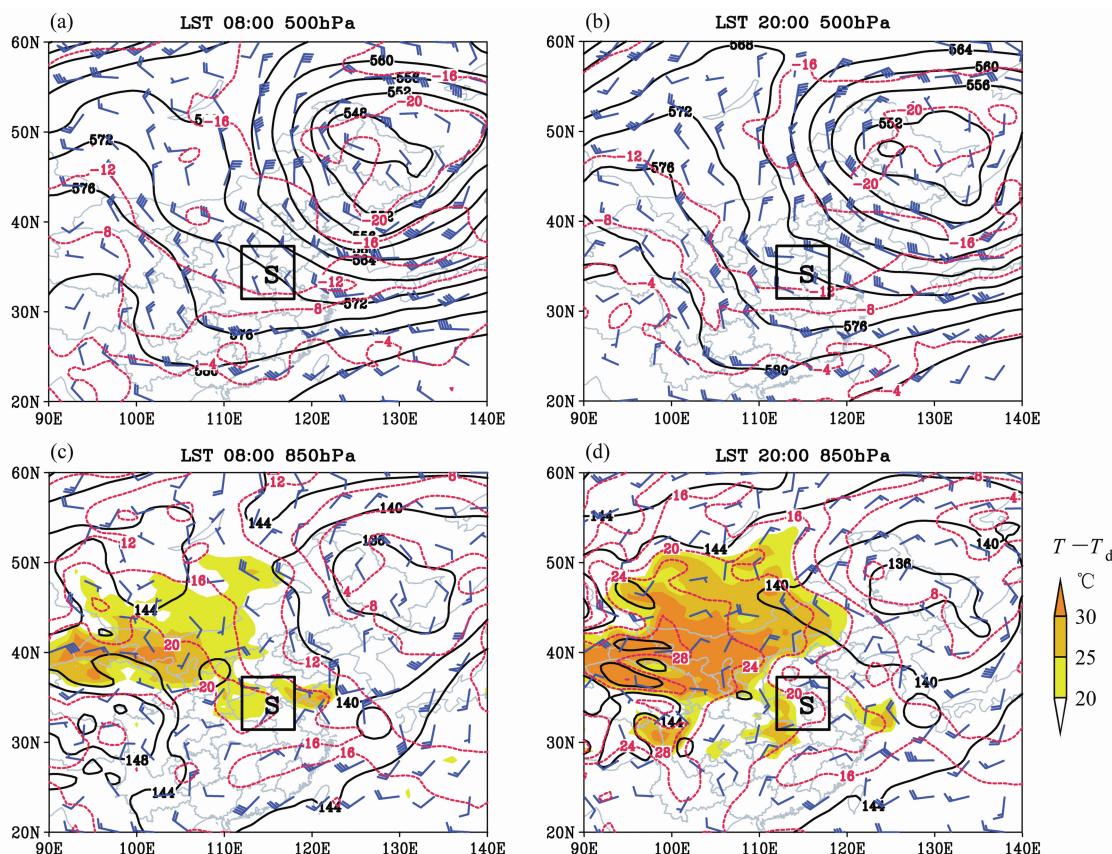


图 1 2009 年 6 月 3 日 (a, c) 08 时与 (b, d) 20 时天气形势: (a, b) 500 hPa; (c, d) 850 hPa。黑实线为等高线, 间隔 4 dagpm; 红虚线为等温线, 间隔为 4°C; 风场, 全杆为 4 m/s; 阴影为温度露点差, 间隔为 5°C; 标有 S 的区域表示飑线系统的发生区域

Fig. 1 The (a, b) 500-hPa and (c, d) 850-hPa isobaric charts at (a, c) 0800 LST and (b, d) 2000 LST on 3 Jun 2009. Black solid lines: geopotential height with 4 dagpm interval; red dashed lines: isotherm with 4°C interval; shaded areas: the temperature-dewpoint spread with 5°C interval; full bar: 4 m/s (horizontal wind); S: the place where squall line system occurred

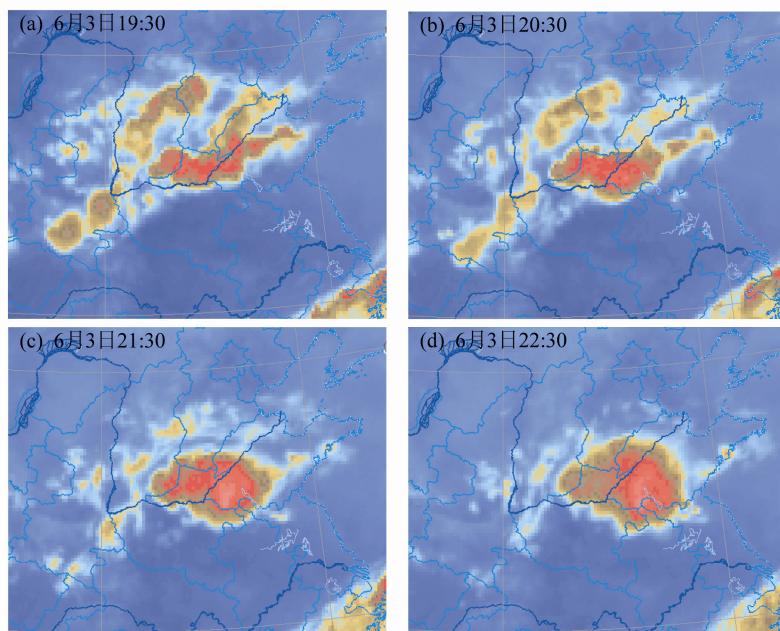


图 2 2009 年 6 月 3 日 FY-2C 卫星红外云图观测的飑线结构与演变: (a) 19:30; (b) 20:30; (c) 21:30; (d) 22:30

Fig. 2 The infrared images from FY-2C satellite illustrating the structure and evolution of squall line at (a) 1930 LST, (b) 2030 LST, (c) 2130 LST, and (d) 2230 LST on 3 Jun

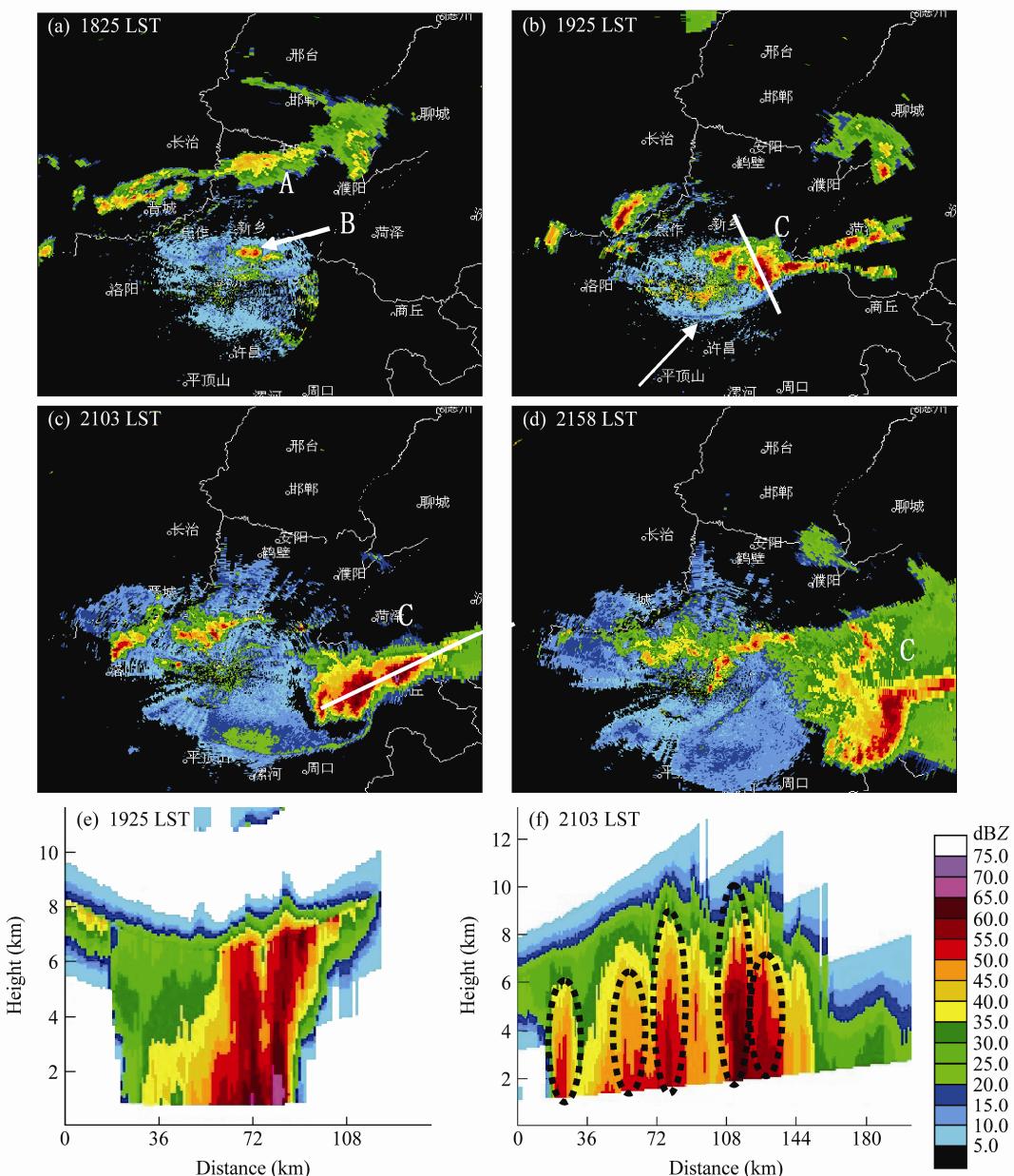


图3 2009年6月3日河南郑州雷达回波演变图(仰角0.6°): (a) 18:25; (b) 19:25; (c) 21:03; (d) 21:58; (e)、(f) 分别为沿图(b)、(c)中所示直线的垂直剖面

Fig. 3 Radar reflectivity from Zhengzhou, Henan Province on 3 Jun 2009: (a) 1825 LST; (b) 1925 LST; (c) 2103 LST; (d) 2158 LST; (e), (f) are the cross sections along lines shown in (c) and (d), respectively

**风速剧增:** 飑线到达前永城站近地层以东南风为主, 风速不大, 至22时30分, 风向急转为西北风, 且风速陡增至20 m/s, 22时42分测得最大风速为29.5 m/s(11级); 有气压涌升现象, 飑线过境时典型的气压特征“气压鼻”现象明显, 22时至23时30分时间段内气压大约上升6 hPa, 表明此时飑线过境, 之后气压开始回升; 气温骤降, 相对湿度增大, 地面有降水出现; 随着飑线雷暴高压的临近, 永城站半小时内温度降低8℃, 相对湿度由50%左

右增至80%, 表明水汽条件有所改善, 同时对应地面出现降水, 10分钟降水量小于10 mm。

### 2.3 飑线的数值模拟与结果验证

为探讨此次飑线过程及大风产生的机理, 本文利用非静力中尺度数值模式WRF3.2.1进行了数值模拟研究。模拟相关参数设置如表1所示。模拟的水平方向采用三重双向嵌套网格, 模式的初始及侧边界条件采用NCEP  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 逐6小时分析资料。为了研究微物理过程在本次飑线过程中的作用, 还增

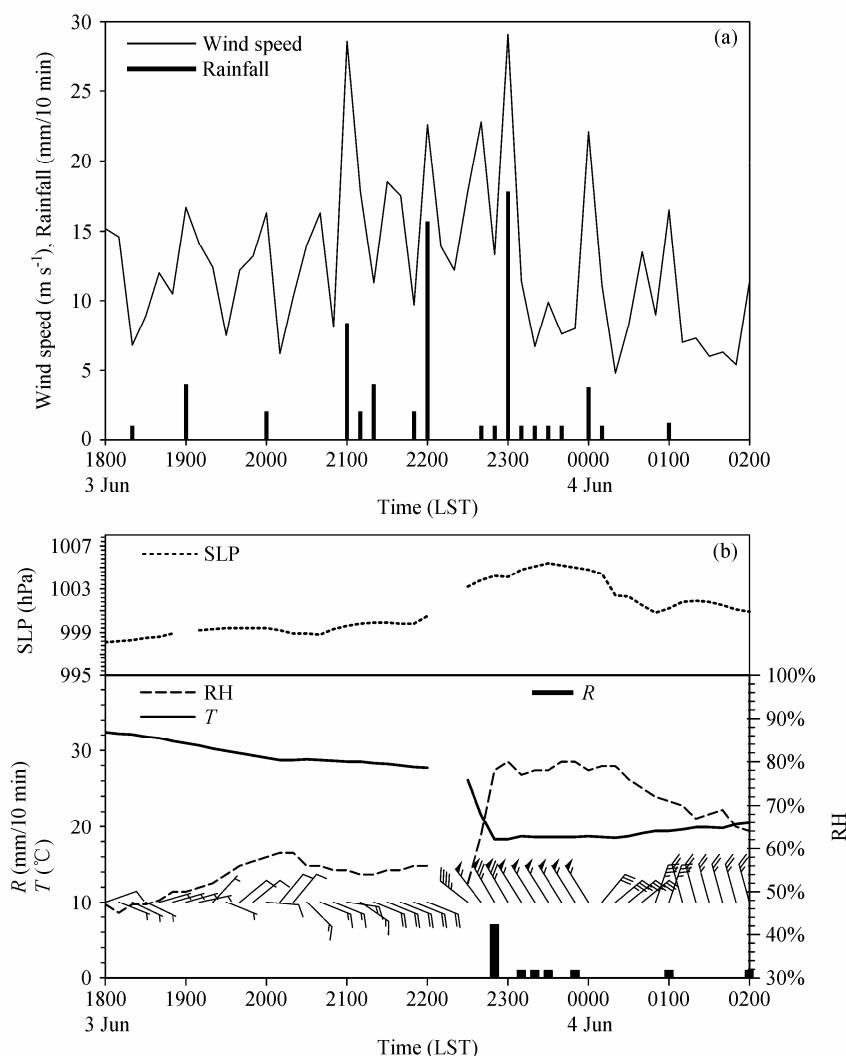


图 5 (a) 河南境内站点 10 分钟最大降水量及瞬时大风时间演变图 (实线: 风速; 柱状: 降水); (b) 颧线过境时永城气象站气象要素变化图。(b) 柱状: 降水量  $R$  (单位: mm/10min); 实线: 温度  $T$ ; 点线: 海平面气压 SLP; 长虚线: 相对湿度 RH; 风向杆: 全杆 4 m/s

Fig. 5 (a) The time evolution of the max wind speed (solid line) and rainfall in ten minutes (histogram) according to stations records of Henan Province; (b) the time evolution of meteorological elements in Yongcheng. In (b), histogram: rainfall ( $R$ ); solid line: temperature; dotted line: sea level pressure (SLP); dashed line: relative humidity (RH); wind barb: full bar is 4 m/s

加了模式中霰融化、雨水蒸发等微物理过程转换及相关项的输出。

为验证数值模式模拟结果, 图 6(见文后彩图)给出模拟的飑线成熟期 21 时 20 分和飑线后期 22 时 20 分两个时次的模拟雷达反射率图, 与 2.2 节图 3c-f 的雷达观测水平和垂直回波结构进行比较。图 6a 与图 3c 显示的水平飑线回波都呈东北西南走向, 水平尺度、回波强度相当, 因此模拟的飑线成熟期的特征基本与观测一致。飑线发展后期模拟的飑线水平分布(图 6b)与雷达观测(图 3d)相比, 强回波的形态模拟出来了, 但是“S”形特征没有观测的明显。沿图 6a 中 AB、CD 线所做的模拟雷达

反射率垂直剖面图 6c 显示 550 hPa 附近有低假相当位温  $\theta_{se}$  的干冷气流进入系统; 而前部低层则有弱的高  $\theta_{se}$  气流进入, 气流在高层向两侧流出, 相对而言, 向系统前部的出流较大(20 m/s 左右), 该出流携带云中降水性粒子向系统前部伸展使得雷达回波显示有弱的前倾结构, 这与图 3e 显示的回波特征类似; 图 6d 则显示沿 CD 线方向水平排列着多个不同尺度的回波单体, 不同单体的回波强度、底高及风场结构等有所区别, 如左右单体中上升气流比较明显, 回波底位于融化层附近, 而中间单体中的上升气流不明显, 高回波区降低至融化层附近, 出现回波接地的现象, 这表明该单体处于成

熟时期, 此时地面应有降水出现; 正是这样多个处于不同发展阶段的单体相互连接排列成线而呈现出飑线的特征, 这与图 3f 所显示的多个不同尺度回波单体水平排列特征同样吻合。

**表 1 WRF-ARW 模式参数设定**

**Table 1 The WRF-ARW model parameters setting**

参数	网格一	网格二	网格三
水平分辨率	13.5km (150×150)	4.5km (214×214)	1.5km (250×250)
垂直分辨率	$\sigma-z$ 地形跟随坐标, 28 层, 模式顶为 50 hPa		
积分时间	2009 年 6 月 3 日 08~18 时		
微物理过程	WDM6 (Double-Moment 6-Class) 双参方案		
辐射方案	长波辐射: RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) 方案; 短波辐射: Dudhia 方案		
积云对流参数化	BMJ(Betts-Miller-Janjic) 无方案	无	无
边界层方案	YSU (Yonsei University) 方案		
地表方案	MOCB (Monin-Obukhov with Carslon-Boland) 方案		
土壤方案	Noah 方案		

注: 除水平分辨率和积云对流参数化方案外, 其他参数设定在三重网格中是一致的。

图 7 是对河南东部飑线过境并产生严重风灾的小区域与模式模拟同区域近地面大风(采用模式第三重嵌套最低层  $\sigma=0.993$  的结果, 取观测和模拟的 10 分钟最大风速值)的对比, 可以看到地面风速自 19 时 30 分逐渐增大, 21 时左右达到最大 35.1 m/s, 比实际监测的 28.6 m/s 稍大; 23 时模拟地面风速出现另一个大风高值 32.2 m/s, 实际监测也出现第二个高值 29.5 m/s; 此后模拟的地面大风值逐渐降低,

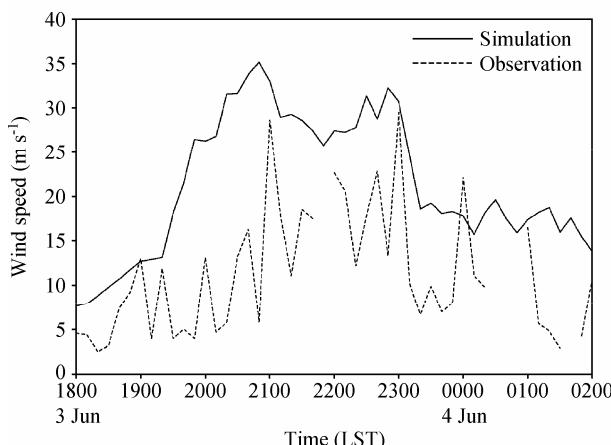


图 7 模拟与实测大风时间演变图(单位: m/s)。点线: 观测大风; 实线: 模拟大风

Fig. 7 The time evolution of the observed and simulated max wind speed

没有出现实际监测的 4 日 00 时 30 左右 24 m/s 的第三个高值。

表 2 是模拟飑线系统整体发展演变过程中的典型物理量与观测值比较, 可以看到, 模拟飑线的生命史、雷达回波、地面风速、降水及变温压等情况基本与观测结果符合。

**表 2 模拟的飑线与部分观测结果比较**

**Table 2 Comparison of the observed and simulated squall line**

参数	模拟	观测
飑线生命史/h	6	6
飑线移动方向	西北—东南	西北—东南
移动速度/km·h <sup>-1</sup>	约 65	50~60
最大回波强度/dBZ	66.8	65~70
最大回波高度/km	10	10
地面最大风速/m·s <sup>-1</sup>	35.1	29.5
最大降水强度/mm·h <sup>-1</sup>	16	17.8
地面最大变压/hPa·30min <sup>-1</sup>	8	6
地面最大变温/°C·30min <sup>-1</sup>	>8	8

#### 2.4 飑线灾害性大风的产生机理

图 8a 给出了模拟的 500 hPa 高度处最大雷达反射率时空演变图, 图中显示模拟飑线约起始于 19 时左右, 随时间发展不断向东南部移动, 飑线持续时间 >4 小时, 水平尺度 >200 km, 最大雷达反射率 >60 dBZ; 图 8b 为对应的地面最小扰动位温演变, 可以看到冷池比雷达回波晚出现近一个小时, 但其随飑线的发展而维持。地面扰动位温 <-6 K 的时间超过 2 小时, 表明在此时间段内飑线的发展比较强盛。

图 9 是数值模拟的 21 时 20 分地面变温和变压分布, 可以看到, 飑线前部低层对应着 >6 hPa 的正变压, 而后部则对应着 6 hPa 左右的负变压, 这呈现一种对称结构 (Parker and Johnson, 2000)。近地层的温度则显示, 飑线两侧的温度梯度较大, 最大温度梯度约有 5°C/10km, 具有比较明显的冷暖空气丘结构 (王焱等, 2008), 气流从中高压即冷空气堆处向外辐散流出, 至系统前沿达到最强, 随后逐渐减速并与前部暖区的气流相汇合。

图 10 是模拟的最大上升、下沉气流, 最大雷达反射率及近地面大风随时间的演变图。可以看到, 最大上升气流自 19 时开始增大, 不到 1 小时便增至 20 m/s 左右, 表明系统处于强烈发展时期; 此后对流系统最大上升气流在 20~25 m/s 之间波动, 并一直持续到 22 时; 之后系统开始消散减弱,

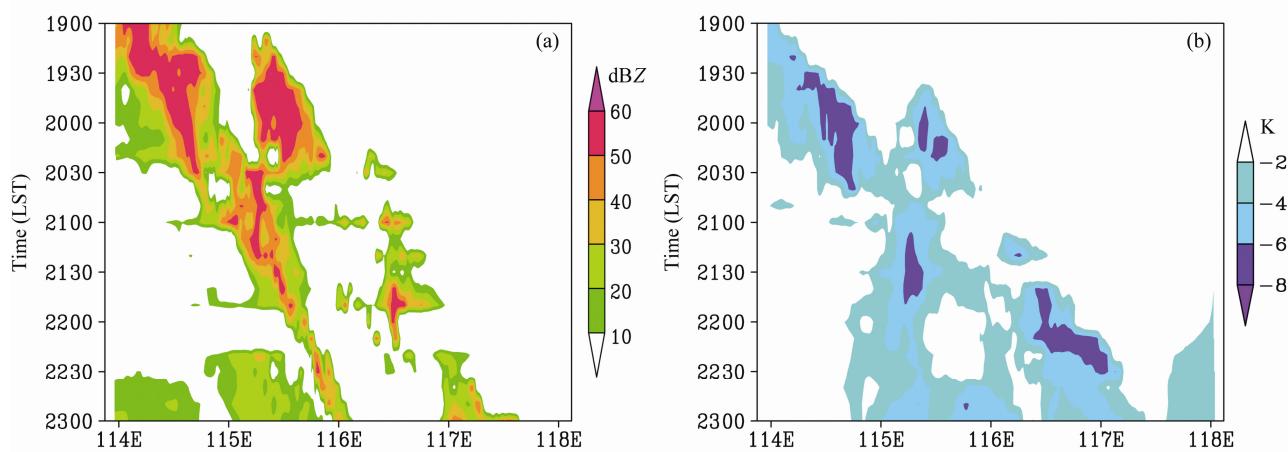


图8 (a) 500 hPa 高度最大雷达反射率和 (b) 地面扰动最小位温时空演变图

Fig. 8 The space-time evolution of (a) the maximum radar reflectivity at 500 hPa and (b) the minimum potential temperature perturbation

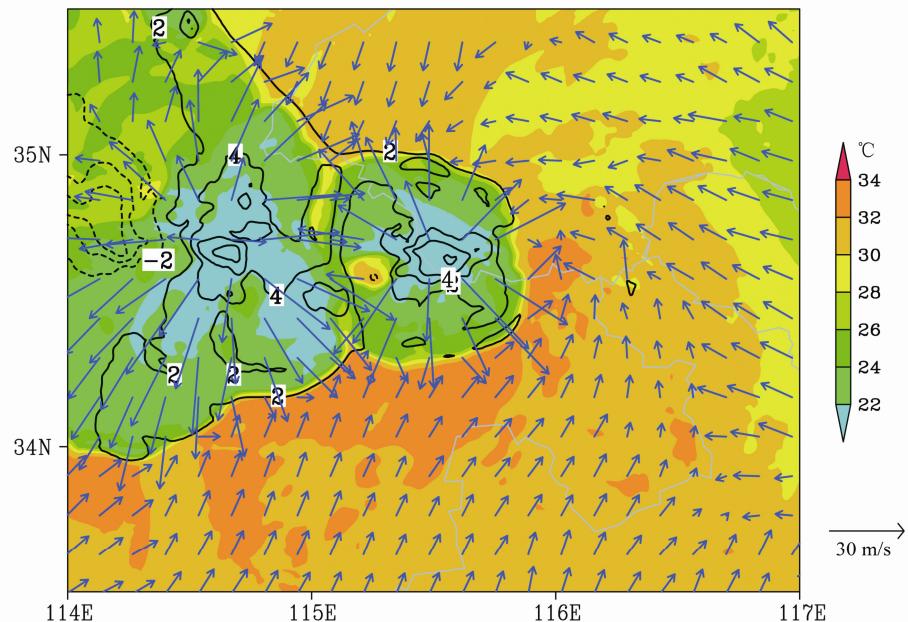


图9 21时20分地面气象场分布。填色代表温度，间隔为2℃；黑线为等变压线，间隔为2 hPa；箭头：水平风场

Fig. 9 Surface element fields at 2120 LST. Shaded areas: surface temperature with 2°C interval; black lines: isallobars with 2 hPa interval; arrows: horizontal wind

最大上升气流也减小，至23时减至约8 m/s；最大下沉气流在开始阶段也是逐渐增大，至20时30分附近达到本次过程的最大值−13 m/s；此后下沉气流略有减弱，保持在−10 m/s左右至22时30分。最大雷达反射率的变化趋势与上升气流变化基本一致，只是在系统发展的后期，强回波的维持是来自下沉气流中粒子的贡献。

比较最大下沉气流和地面风速的大小和变化可以发现，下沉气流远远小于地面风速，最大下沉气流最大值为−13 m/s，而地面风速最大值达到35 m/s，是最大下沉气流的2.7倍，这说明地面大

风的产生是多种因素共同作用的结果。

为探讨地面大风产生的原因，参照Takemi and Satomura (2010) 分析霰和雨水的拖曳作用。图11是最大下沉速度、霰及雨比含水量随时间—高度的分布。总体来看，大的下沉气流在高（低）层与霰（雨水）的比含水量有较好的对应关系，下沉速度的大值区分别对应着比较高的霰（雨水）比含水量。在融化层以上主要是由霰的重力拖曳作用驱动下沉气流产生，而在融化层之下又通过雨水的拖曳作用使下沉气流得到加强。

为揭示降水性粒子的融化蒸发过程在地面

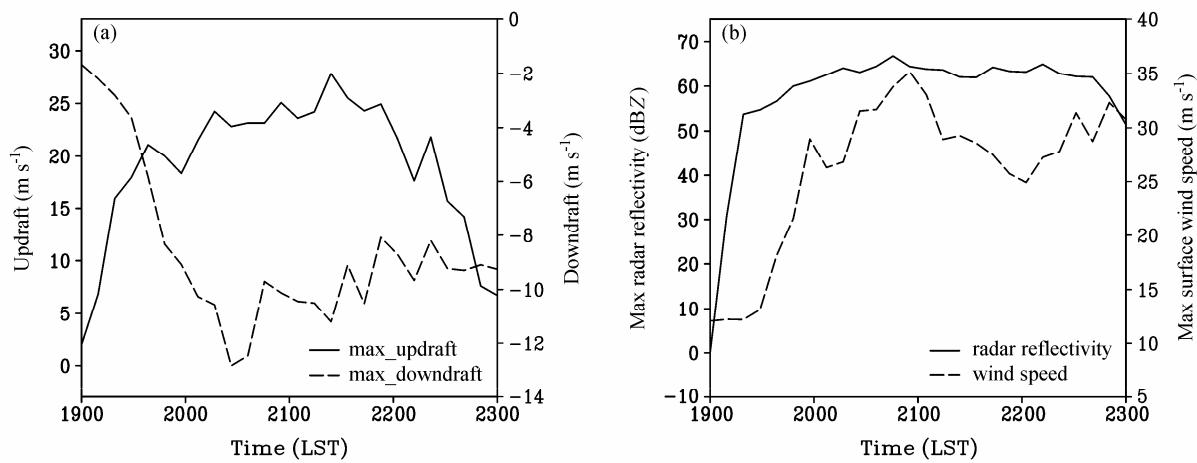


图 10 (a) 最大下沉速度(黑实线)与最大上升速度(黑虚线)随时间演变图; (b) 最大雷达反射率(黑实线)与地面风速(黑虚线)随时间演变图

Fig. 10 (a) The time distribution of the maximum updraft (solid lines) and downdraft (dashed lines); (b) the time distribution of the maximum radar reflectivity (solid lines) and surface wind speed (dashed lines)

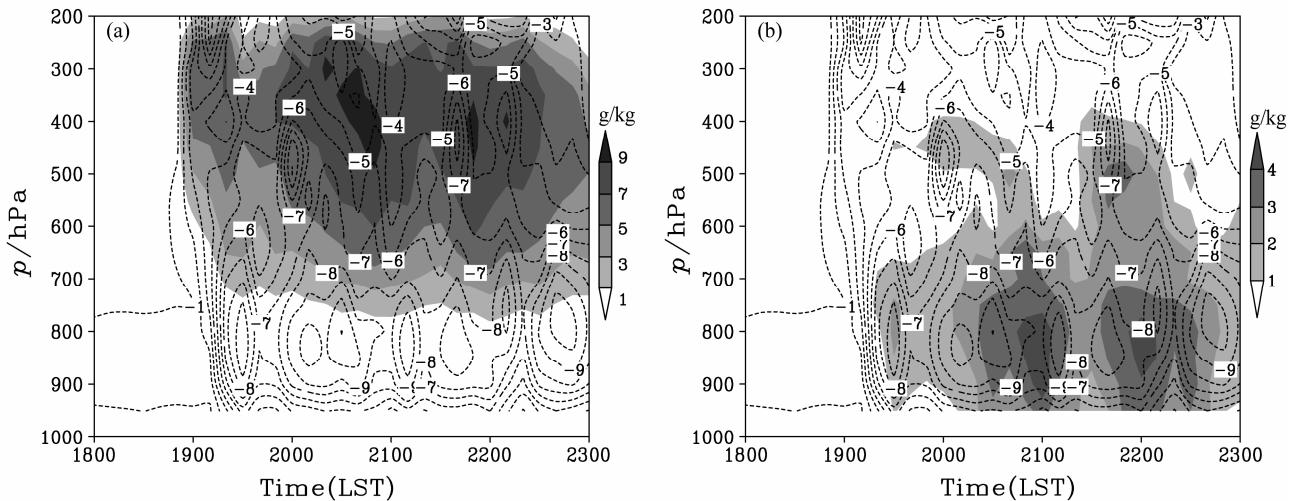


图 11 最大下沉速度(黑虚线, 单位:  $\text{m/s}$ )与(a)霰及(b)雨水比含水量(阴影)随时间—高度分布图

Fig. 11 The time-height distribution of the maximum downdraft (black dashed lines, units:  $\text{m/s}$ ), (a) graupel and (b) rain mixing ratio (shaded)

冷池形成中的作用, 参照 Stoelinga et al. (2003) 设置了敏感性试验, 将模式中的融化蒸发项在对流产生前一小时关掉。敏感性试验的结果显示, 与控制试验相比(图 12, 控制和敏感性试验分别以 CRT 和 NOC 表示), 融化、蒸发项关掉后模拟的地面最大风速和最小扰动位温均有较大程度的减小, 最大极值风速由  $35 \text{ m/s}$  减小为  $25 \text{ m/s}$ , 减小  $10 \text{ m/s}$ , 减小幅度约  $30\%$ ; 而最小扰动位温由  $-7 \text{ K}$  升至  $-4.8 \text{ K}$ , 地面冷池的变化也很明显。因此可以得到, 降水性粒子融化、蒸发过程能显著影响冷池的强弱, 进而影响到地面大风的产生或加强, 这与前期的一些研究结果基本一致(Corfield, 2003; Engerer et al.,

2008)。

另外参照 Hjelmfelt et al. (1989)、郭学良和付丹红 (2003) 的做法绘制了霰融化、雨水蒸发转换成等效冷却率随时间和高度的分布图(图 13)。图中显示霰融化等效冷却率的大值出现在 20 时 40 分左右  $700 \text{ hPa}$  高度附近, 值约为  $-0.4 \text{ K/min}$ , 而雨水蒸发的等效冷却率最大值低于  $-3 \text{ K/min}$ , 出现在 20 时 40 分左右的  $800 \text{ hPa}$  高度附近, 因此相比霰的融化, 雨水的蒸发致冷作用更明显, 导致近地面降温幅度更大; 几分钟之后地面出现的风速极值  $35 \text{ m/s}$  与 20 时 40 分这两种物质最大致冷作用紧密相关, 特别是雨水蒸发作用

的影响相对更大。

伴随降水过程形成的下沉气流一般比较湿冷,如果环境湿度较大,湿冷气流在下降过程中不会出现较大的蒸发,气流的变冷、下沉加速作用相对较小,地面形成的冷池较弱,此时下沉气流强度主要取决于风暴强弱,进而影响地面辐散风的大小;但当环境湿度很小时,湿冷气流在下降过程中由于动力夹卷作用,蒸发过程会显著加强,导致下沉气流变冷、加速,到达地面后会形成强冷池和强辐散出

流。由于冷池本身是由高密度的冷空气组成,与周围相比是一高气压区(雷暴高压),因此,强冷池的形成导致近地面形成强雷暴高压,加强了地面辐散出流速度,产生了灾害性局地大风。系统前部入流和上升气流的阻挡作用会使得强冷池出流在接近系统主上升气流时厚度加强,这样不但有利于强风速的产生,而且还有利于抬升其前部空气,形成新的对流,这一点在图 14 有关冷池强度和系统垂直气流结构中有明显的反映。

图 14 是沿垂直于大风区(大风区近似南北方向)所做的剖面图,可见在初始阶段,地面冷池有一定的厚度但强度不大,−3 K 等温线位于 0.5 km 以下。随着系统的发展,云下蒸发融化致冷作用加强,下沉气流也有所增加(向下的垂直速度>6 m/s),至 20 时 50 分,−3 K 等温线所显示的冷池厚度达到 1 km,温度的垂直和水平梯度相比前一时次有显著增加,这对地面大风的产生无疑也起到了增强作用。

### 3 结论与讨论

本文利用多种观测资料并采用数值模拟手段针对 2009 年 6 月 3 日我国河南的飑线过程,对其发生的天气背景、层结、飑线的宏观特征、地面气象要素的变化及地面大风产生的机理等方面进行了研究,主要得到以下的结论:

(1) 本次飑线过程的主要影响系统是东北冷涡,其后部短横槽引导冷空气南下,与弱的暖湿气

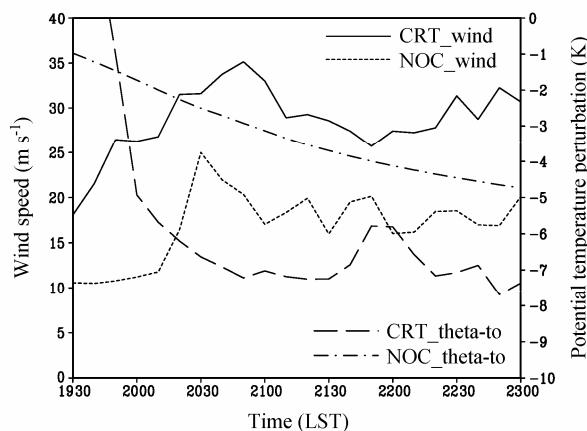


图 12 控制 (CRT) 和敏感 (NOC) 试验地面最大风速 (单位: m/s) 和最小扰动位温 (单位: K) 随时间的演变图。实(虚)线: CRT (NOC) 的地面最大风速; 长虚(点划)线: CRT (NOC) 的最小扰动位温  
Fig. 12 The time distributions of surface max wind speed and min potential temperature perturbation from control (CRT) and no-cooling (NOC) tests. Solid (dashed) lines represent CRT (NOC) wind speed; long dashed (dash-dotted) lines represent CRT (NOC) potential temperature perturbation

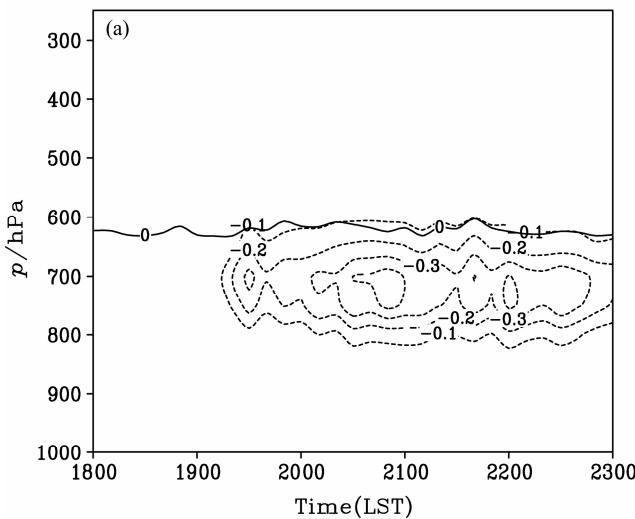
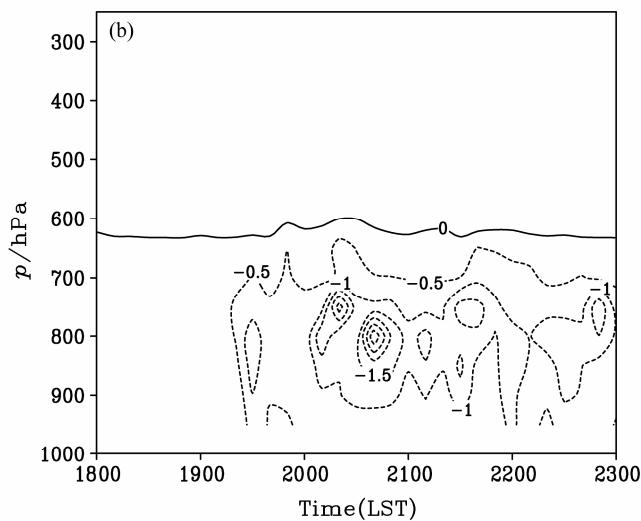


图 13 (a) 霰融化和 (b) 雨水蒸发最大等效冷却率(虚线, 单位: K/min) 随时间—高度的分布图。黑实线表示零度层(单位°C)

Fig. 13 Time-height distribution of maximum cooling rates of hydrometeors (dashed line, units: K/min) due to (a) graupel melting and (b) rain evaporation. Black lines show zero temperature (°C) level



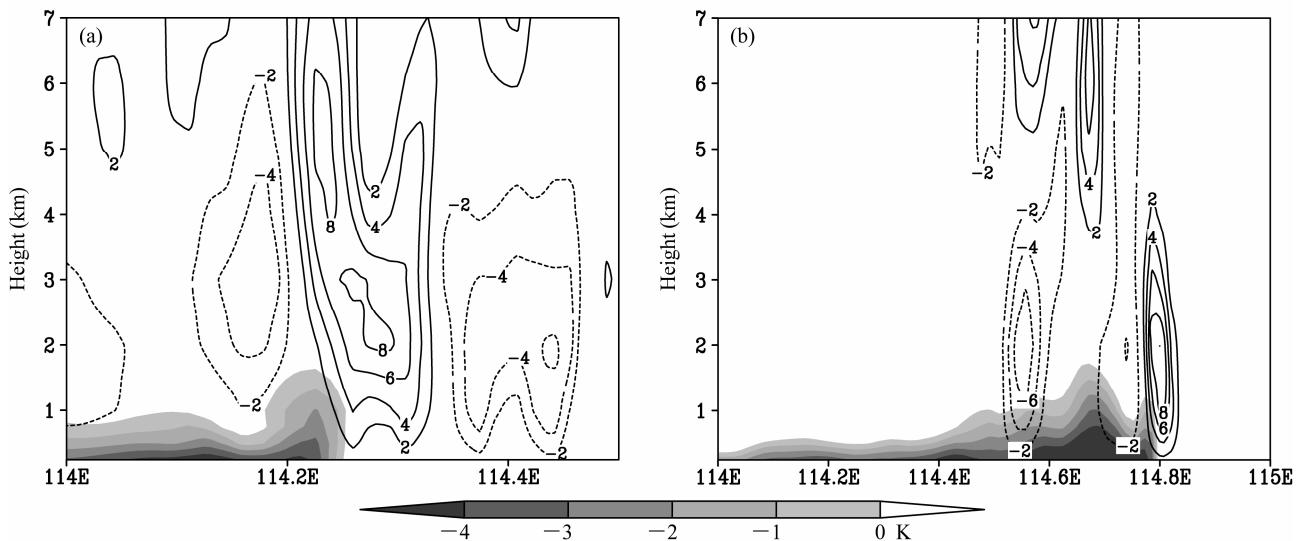


图 14 (a) 2010 LST 北纬  $34.8^{\circ}\text{N}$  和 (b) 2050 LST 北纬  $34.6^{\circ}\text{N}$  的纬向剖面图。阴影: 扰动位温; 等值线: 垂直速度 (单位: m/s)

Fig. 14 Cross sections of potential temperature perturbation (shaded) and vertical velocities (solid and dashed lines) (a) along  $34.8^{\circ}\text{N}$  at 2010 LST and (b) along  $34.6^{\circ}\text{N}$  at 2050 LST

流交汇形成飑线天气。飑线发生区域处于低层较干燥的环境中; 系统发生前的 CAPE 值比统计平均值小, 但风切变适平。

(2) 卫星和雷达观测显示飑线系统是由一强对流单体发展和演变形成。飑线成熟期强回波带中镶嵌多个更小尺度的单体, 飑线的组织方式具有断线型特点, 并且空间尺度不大。

(3) 飑线发生时在地面气象场上具有明显的冷湿雷暴高压, 其下部有强冷池, 温度露点差较大; 飑线过境时有典型的气压涌升、风向突变、风速剧增、气温骤降等特点。

(4) 数值模拟的研究结果显示下沉速度的大值区在高(低)层分别对应着比较高的霰(雨水)比含水量区, 因此霰的重力拖曳在融化层以上驱动下沉气流产生, 而融化层之下则是雨水的拖曳作用使下沉气流得到加强和维持。

(5) 降水粒子的蒸发和融化过程的敏感性试验显示, 飑线系统地面最大水平风速由控制试验的  $35 \text{ m/s}$  降至  $25 \text{ m/s}$ , 最小扰动位温由  $-7 \text{ K}$  升至  $-4.8 \text{ K}$ , 因此蒸发和融化冷却对增加地面最大水平风速和降低扰动温度的贡献很大, 其中雨水蒸发过程产生的最大等效冷却率为  $-3 \text{ K/min}$ , 远大于霰融化冷却率  $-0.7 \text{ K/min}$ , 因此雨水蒸发过程是影响冷池强度的关键因素, 而地面强冷池在此次飑线灾害性大风的产生中具有重要作用。

**致谢** 感谢评审专家对本文提出的宝贵意见, 此外文中所用的资料来自中国气象科学研究院资料室和国家气象信息中心, 在此表示感谢。

## 参考文献 (References)

- Atkins N T, Bouchard C S, Przybylinski R W, et al. 2005. Damaging surface wind mechanisms within the 10 June 2003 Saint Louis bow echo during BAMEX [J]. Mon. Wea. Rev., 133: 2275–2296.
- Biggerstaff M I, Houze R A. 1991. Kinematic and precipitation structure of the 10–11 June 1985 squall line [J]. Mon. Wea. Rev., 119: 3034–3065.
- 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.
- Braun S A, Houze R A. 1994. The transition zone and secondary maximum of radar reflectivity behind a midlatitude squall line: Results retrieved from Doppler radar data [J]. J. Atmos. Sci., 51: 2733–2733.
- Braun S A, Houze R A. 1996. The heat budget of a midlatitude squall line and implications for potential vorticity production [J]. J. Atmos. Sci., 53: 1217–1240.
- Bryan G H, Morrison H. 2012. Sensitivity of a simulated squall line to horizontal resolution and parameterization of microphysics [J]. Mon. Wea. Rev., 140: 202–225.
- 蔡则怡, 李鸿洲, 李焕安. 1988. 华北飑线系统的结构与演变特征 [J]. 大气科学, 12 (2): 191–199. Cai Zeyi, Li Hongzhou, Li Huan'an. 1988. Structure and evolution of squall lines systems in North China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 12 (2): 191–199.
- Corfidi S F. 2003. Cold pools and MCS propagation: Forecasting the motion of downwind-developing MCSs [J]. Wea. Forecasting, 18 (6): 997–1017.
- 党英娜, 郭庆利. 2009. 烟台地区一次飑线过境引起的大风分析 [J]. 安

- 徽农业科学, 37 (34): 17237–17239. Dang Yingna, Guo Qingli. 2009. The analysis of heavy winds with squall line in Yantai [J]. Journal of Anhui Agricultural Sciences (in Chinese), 37: 17237–17239.
- 丁一汇, 李鸿洲, 章名立, 等. 1982. 我国飑线发生条件的研究 [J]. 大气科学, 6 (1): 18–27. Ding Yihui, Li Hongzhou, Zhang Mingli, et al. 1982. A study on the genesis conditions of squall line in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 6 (1): 18–27.
- Engerer N A, Stensrud D J, Coniglio M C. 2008. Surface characteristics of observed cold pools [J]. Mon. Wea. Rev., 136: 4839–4849.
- Fu D H, Guo X L. 2007. Numerical study on a severe downburst-producing thunderstorm on 23 August 2001 in Beijing [J]. Advances Atmospheric Sciences, 24 (2): 227–238.
- Fujita T T. 1955. Results of detailed synoptic studies of squall lines [J]. Tellus, 7: 405–436.
- Fujita T T. 1963. Analytical mesometeorology: A review [J]. Meteor. Monogr., 5 (27): 77–125.
- Guo X L, Niino H, Kimura R. 1999. Numerical modeling on a hazardous microburst-producing hailstorm [C]//Towards Digital Earth—Proceedings of the International Symposium on Digital Earth. Beijing: Science Press, 1: 383–398.
- 郭学良, 付丹红. 2003. 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, 48 (S2): 65–69. Guo Xueliang, Fu Danhong. 2003. The formation and microphysical characteristics of a hazardous microburst producing hails and heavy winds in Beijing [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 48 (S2): 65–69.
- 何齐强, 陆汉城, 张铭. 1992. 江淮地区暖区飑线中尺度观测研究 [J]. 气象学报, 50 (3): 290–300. He Qiqiang, Lu Hancheng, Zhang Ming. 1992. A mesoscale study of squall line in warm sector of Jianghuai area [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 50 (3): 290–300.
- Hjelmfelt M R, Roberts R D, Orville H D, et al. 1989. Observational and numerical study of a microburst line-producing storm [J]. J. Atmos. Sci., 46: 2731–2744.
- 侯建忠, 王繁强, 方建刚, 等. 2007. 黄土高原一次冷涡飑线的综合分析与数值模拟 [J]. 高原气象, 26: 353–362. Hou Jianzhong, Wang Fanqiang, Fang Jian'gang, et al. 2007. Comprehensive analyses and numerical simulation for a cold vortex squall line over China Loess Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26: 353–362.
- Johnson R H, Hamilton P J. 1988. The relationship of surface pressure features to the precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line [J]. Mon. Wea. Rev., 116: 1444–1473.
- Johnson R H, Bresch J F. 1991. Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May–June 1987 TAMEX [J]. Mon. Wea. Rev., 119: 2540–2557.
- 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 1994. 微下击暴流的数值模拟 [J]. 大气科学, 18 (1): 11–21. Kong Fanyou, Huang Meiyuan, Xu Huaying. 1994. Numerical simulation of the microburst [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmosferica Sinica) (in Chinese), 18 (1): 11–21.
- 李光耀. 1985. 飑线特征与结构的数值模拟 [J]. 热带气象, 1 (4): 358–363. Li Guangyao. 1985. Numerical simulation experiments on characteristics and structures of squall line [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 1 (4): 358–363.
- 李鸿洲. 1988. 区域地面天气图上华北飑线的特征及其临近预报 [J]. 大气科学, 12 (1): 42–48. Li Hongzhou. 1988. Features of squall lines on regional surface weather map and their nowcasting in North China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmosferica Sinica) (in Chinese), 12 (1): 42–48.
- 廖晓农, 俞小鼎, 王迎春. 2008. 北京地区一次罕见的雷暴大风过程特征分析 [J]. 高原气象, 27: 1350–1362. Liao Xiaonong, Yu Xiaoding, Wang Yingchun. 2008. Analysis on an exceptionally strong wind gust event in Beijing [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27: 1350–1362.
- 刘洪恩. 2001. 微下击暴流的特征及其数值模拟. 气象学报, 59 (2): 183–195. Liu Hongen. 2001. Characteristics and numerical simulation of microburst [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 59 (2): 183–195.
- Meng Z Y, Zhang Y J. 2012. On the squall lines preceding landfalling tropical cyclones in China [J]. Mon. Wea. Rev., 140: 445–470.
- Ogura Y, Liou M T. 1980. The structure of a midlatitude squall line: A case study [J]. J. Atmos. Sci., 37: 553–567.
- 潘玉洁, 赵坤, 潘益农. 2008. 一次强飑线内强降水超级单体风暴的单多普勒雷达分析 [J]. 气象学报, 66 (4): 145–160. Pan Yujie, Zhao Kun, Pan Yinong. 2008. The single-doppler radar observation of a high precipitation (HP) supercell accompanied with the 12 April 2004 severe squall line in Fujian [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66 (4): 621–636.
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of Midlatitude mesoscale convective systems [J]. Mon. Wea. Rev., 128: 3413–3436.
- Pedgley D E. 1962. A meso-synoptic analysis of the thunderstorms on 28 August 1958. British Meteorological Office Geophysical Memoirs, 106, 74 pp.
- 秦丽, 李耀东, 高守亭. 2006. 北京地区雷暴大风的天气—气候学特征研究 [J]. 气候与环境研究, 11 (06): 754–762. Qin Li, Li Yaodong, Gao Shouting. 2006. The synoptic and climatic characteristic studies of thunderstorm winds in Beijing [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (6): 754–762.
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong long-lived squall lines [J]. J. Atmos. Sci., 45: 463–464.
- Rutledge S A, Houze R A, Biggerstaff M I, et al. 1988. The Oklahoma-Kansas mesoscale convective system of 10–11 June 1985: Precipitation structure and single-Doppler radar analysis [J]. Mon. Wea. Rev., 116: 1409–1430.
- Schmidt J M, Cotton W R. 1989. A high plains squall line associated with severe surface winds [J]. J. Atmos. Sci., 46 (3): 281–302.
- Smull B F, Houze R A. 1985. A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain. Radar and satellite observations [J]. Mon. Wea. Rev., 113: 117–133.
- Smull B F, Houze R A. 1987. Dual-Doppler radar analysis of a midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain [J]. J. Atmos. Sci., 44: 2128–2149.
- Stoelinga M T, Locatelli J D, Schwartz R D, et al. 2003. Is a cold pool necessary for the maintenance of a squall line produced by a cold front aloft? [J]. Mon. Wea. Rev., 131: 95–115.
- 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. 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.
- Sun T K, Tan Z M. 2001. Numerical simulation study for the structure and evolution of tropical squall line [J]. Adv. Atmos. Sci., 18 (1): 117–138.
- Sun W Y, Ogura Y. 1979. Boundary-layer forcing as a possible trigger to a squall-line formation [J]. J. Atmos. Sci., 36: 235–254.
- Takemi T, Satomura T. 2010. Numerical experiments on the mechanisms for the development and maintenance of long-lived squall lines in dry environments [J]. J. Atmos. Sci., 57: 1718–1740.
- Tao W K, Simpson J, Soong S T. 1991. Numerical simulation of a subtropical squall line over the Taiwan Strait [J]. Mon. Wea. Rev., 119: 2699–2723.
- Trapp R J, Weisman M L. 2003. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part II: Their genesis and implications [J]. Mon. Wea. Rev., 131: 2804–2823.
- Wang J J, Carey L D. 2005. The development and structure of an oceanic squall-line system during the south china sea monsoon experiment [J]. Mon. Wea. Rev., 133: 1544–1561.
- 王晓芳, 胡伯威, 李灿. 2010. 湖北一次飑线过程的观测分析及数值模拟 [J]. 高原气象, 29: 471–485. Wang Xiaofang, Hu Bowei, Li Can.
2010. Observation study and numerical simulation of the structure for a squall line case in Hubei [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29: 471–485.
- 王焱, 潘益农, 潘玉洁. 2008. 一次飑线过程的数值模拟及诊断分析 [J]. 南京大学学报 (自然科学版), 44 (6): 583–597. Wang Yan, Pan Yinong, Pan Yujie. 2008. A case study on squall line: Numerical simulation and diagnosis analysis [J]. Journal of Nanjing University (Natural Sciences) (in Chinese), 44 (6): 583–597.
- 许焕斌, 魏绍远. 1995. 下击暴流的数值模拟研究. 气象学报, 53(2): 168–175. Xu Huanbin, Wei Shaoyuan. 1995. The modeling study of downburst [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 53 (2): 168–175.
- Weisman M L, Trapp R J. 2003. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part I: Overview and dependence on environmental shear [J]. Mon. Wea. Rev., 131: 2779–2803.
- 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: 746–753. Yao Jianqun, Dai Jianhua, Yao Zuqing. 2005. Case analysis of the formation and evolution of 12 July 2004 severe squall line [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 16: 746–753.
- 余清平, 王兴宝, 陈中一. 2002. 一次飑线过程的数值模拟和动力分析 [J]. 解放军理工大学学报 (自然科学版), 3 (1): 79–85. Yu Qingping, Wang Xingbao, Chen Zhongyi. 2002. Numerical modeling and dynamical analysis of a squall line [J]. Journal of PLA University of Science and Technology (Natural Sciences) (in Chinese), 3 (1): 79–85.
- 翟国庆, 俞樟孝. 1991. 华东飑线过程中的地面尺度物理特征 [J]. 大气科学, 15 (6): 63–69. Zhai Guoqing, Yu Zhangxiao. 1991. The mesoscale surface characteristics in the squall line events over East China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmosferica Sinica) (in Chinese), 15 (6): 63–69.
- Zhang D L, Gao K. 1989. Numerical simulation of an intense squall line during 10–11 June 1985 PRE-STORM. Part II: Rear inflow, surface pressure perturbations and stratiform precipitation [J]. Mon. Wea. Rev., 117: 2067–2094.
- Zhang D L, Gao K, Parsons D B. 1989. Numerical simulation of an intense squall line during 10–11 June 1985 PRE-STORM. Part I: Model verification [J]. Mon. Wea. Rev., 117: 960–994.
- 张进, 谈哲敏. 2008. 启动对流的初始扰动对热带飑线模拟的影响 [J]. 大气科学, 32 (2): 309–322. Zhang Jin, Tan Zhemin. 2008. Impacts of initial convection-triggering perturbations on numerical simulation of a tropical squall line [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (2): 309–322.
- 张铭, 徐敏. 1989. 对流凝结加热对飑线生成和演变的数值实验 [J]. 大气科学, 13 (1): 44–51. Zhang Ming, Xu Min. A simulation study on impacts of convective latent heating on initiation and evolution of squall lines [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 13 (1): 44–51.
- 张维桓, 张铭. 1987. 对流凝结潜热激发飑线的数值试验 [J]. 气象学报, 45 (3): 282–289. Zhang Weihuan, Zhang Ming. 1987. A numerical experiment of squall-line formation with convective condensation heating [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 45 (3): 282–289.
- 卓智祥. 2006. 梅雨季北台湾雷暴系统之中尺度分析 [D]. 台湾大学大气科学研究所硕士学位论文. Zhuo Zhixiang. 2006. Mesoscale analysis about thunderstorms during Meiyu season in Taipei [D]. M. S. thesis (in Chinese), Department of Atmospheric Sciences, Taiwan University, Taiwan, China.
- Zipser E J. 1969. The role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance [J]. J. Appl. Meteor., 8: 799–814.
- Zipser E J. 1977. Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line circulation [J]. Mon. Wea. Rev., 105: 1568–1589.

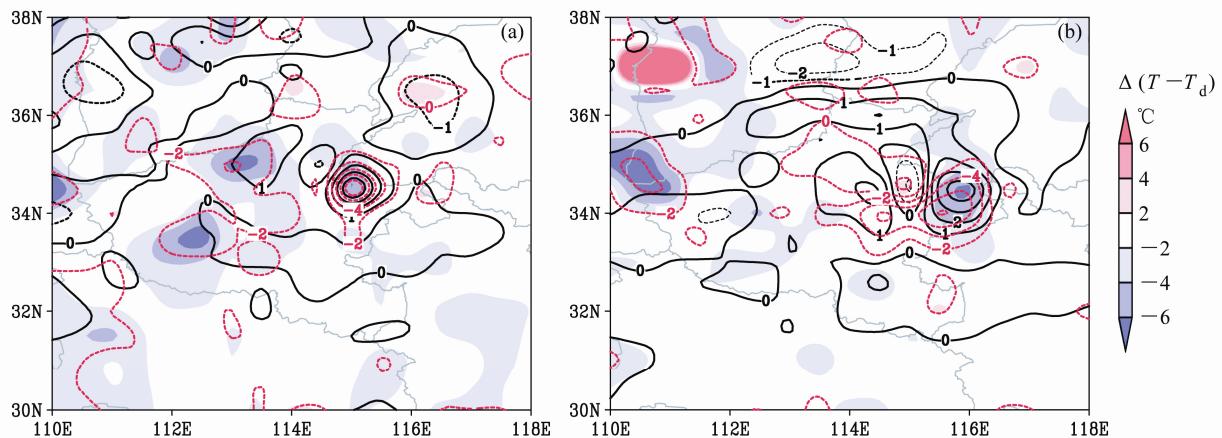


图4 2009年6月3日(a)21时和(b)22时地面图。黑实线: 小时等变压线, 间隔为1 hPa; 红虚线: 小时等变温线, 间隔为2°C; 填色: 小时等温度露点差, 间隔为2°C

Fig. 4 Surface mesoscale analyses of hourly variations of pressure, temperature, and dew point temperature for (a) 2100 LST and (b) 2200 LST on 3 Jun 2009. Black solid: hourly isoalobar with 1 hPa interval; red dashed lines: isallotherm with 2°C interval; shaded areas: the difference between temperature and dewpoint temperature with 2°C interval

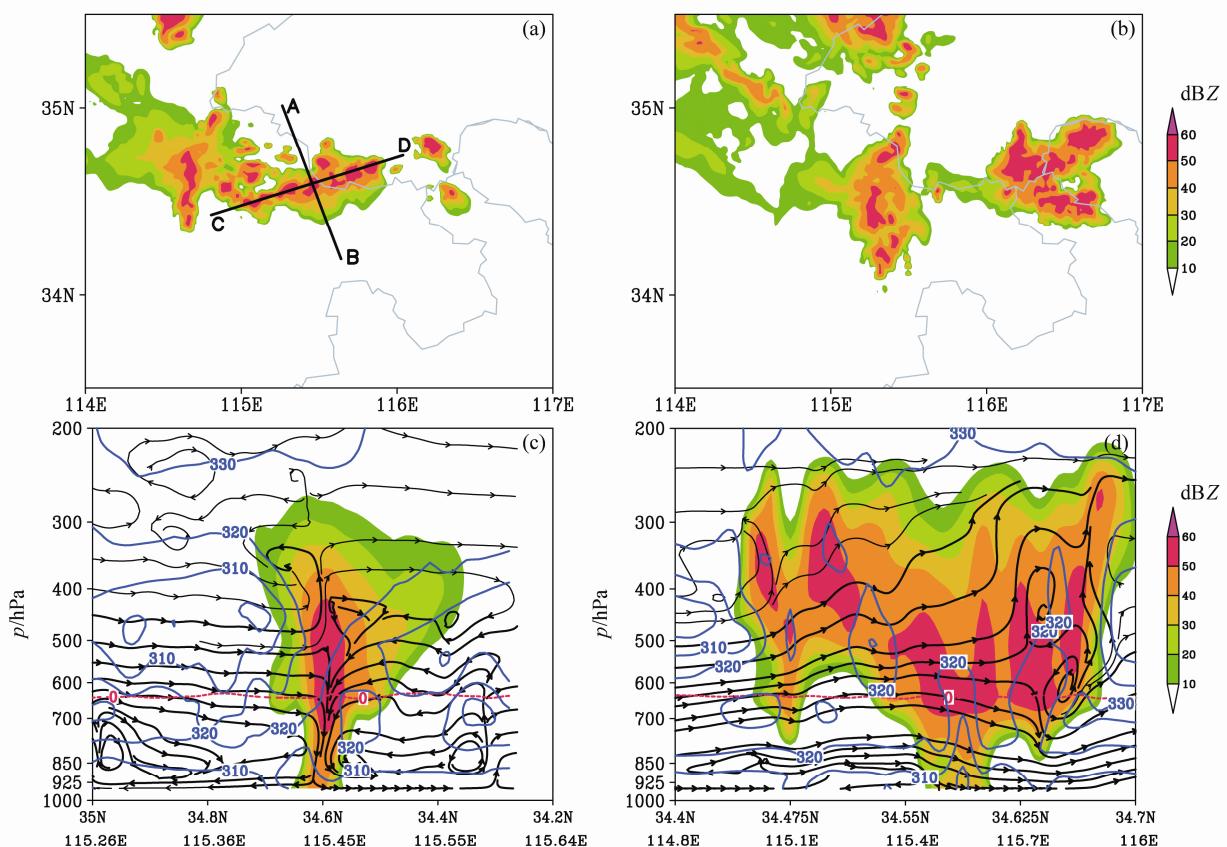


图6 (a, b) 模拟的(a)21:20与(b)22:20的500 hPa雷达回波图; (c, d)沿图a中(c)AB和(d)CD线所做的雷达回波垂直剖面图。填色: 雷达反射率; 蓝线: 假相当位温(单位: K); 流线: 风场

Fig. 6 (a, b) Simulated radar reflectivity at 500 hPa at (a) 2120 LST and (b) 2220 LST; (c, d) cross sections along (c) line AB and (d) line CD in Fig. 6a. Shaded areas: radar reflectivity with 10-dBZ interval; blue lines: potential pseudo-equivalent temperature with 10-K interval; streamline: wind field