张哲,周玉淑,邓国. 2016. 2013 年7月31日京津冀飑线过程的数值模拟与结构分析 [J]. 大气科学, 40 (3): 528-540. Zhang Zhe, Zhou Yushu, Deng Guo. 2016. Numerical simulation and structural analysis of a squall line that occurred over the Beijing—Tianjin—Hebei region of China on 31 July 2013 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (3): 528-540, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1507.15127.

2013 年 7 月 31 日京津冀飑线过程的数值模拟与结构分析

张哲^{1,2} 周玉淑¹ 邓国³

1 中国科学院大气物理研究所,北京 100029

2 中国科学院大学,北京 100049

3 国家气象中心, 北京 100081

摘 要 利用 WRF(Weather Research and Forecasting Model)模式对 2013 年 7 月 31 日发生在京津冀的一次飑线过程进行了高分辨模拟,对比分析表明模拟结果和实况观测较为一致,因此,利用模拟结果分析得到的飑线结构和发展过程基本可信。模拟飑线系统的探空曲线再现了国外的研究得到的飑线系统具有的经典探空结构,如:层状云区接近饱和,尾流低压区具有"洋葱型"探空结构,以及尾流低压区之后与后方入流相联系的中层干区等。对该次飑线系统的风场、气压场进行的分析揭示出本次飑线过程在成熟阶段气压场呈"低高低"的不对称结构分布。其中,中高压有两个,分别位于飑线北部和中部的对流云区后方。尾流低压较弱,位于飑线中部层状云区后方。飑前低压位于飑线前偏南。飑线在成熟时期前方低层有一支入流,在飑线前部对流云区抬升后分为三支,分别向前方高层、后方高层和后方低层流出。同时后方中层有明显的后方入流,入流同时下沉到近地面辐散流出。对该次飑线的地闪特征进行的统计表明"起电层"中的冰相粒子混合比分布与地闪活动的特点可能有联系。本文的结果对于揭示华北飑线的中尺度结构具有重要参考意义,为进一步研究该次飑线的发生发展机理奠定了基础。关键词 飑线 结构分析 地闪活动

文章编号 1006-9895(2016)03-0528-13

中图分类号 P446

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1507.15127

Numerical Simulation and Structural Analysis of a Squall Line That Occurred over the Beijing–Tianjin–Hebei Region of China on 31 July 2013

ZHANG Zhe^{1, 2}, ZHOU Yushu¹, and DENG Guo³

- 1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029
- 2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049
- 3 National Meteorological Center, Beijing 100081

Abstract A high-resolution simulation of a squall line that occurred over the Beijing–Tianjin–Hebei region of China on 31 July 2013 was carried out using version 3.5 of the WRF (Weather Research and Forecasting) model. The simulation

收稿日期 2015-02-09; 网络预出版日期 2015-07-22

作者简介 张哲,男,1990年出生,硕士研究生,主要从事中尺度动力学与数值模拟研究。E-mail: zhangzhe_ucas@163.com

通讯作者 周玉淑,E-mail: zys@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2014CB441402, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201206004, 国家自然科学基金项目 41475054、41275065、41475097、41375052

Funded by National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2014CB441402), Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grant GYHY201206004), National Natural Science Foundation of China (Grants 41475054, 41275065, 41475097, 41375052)

reproduced many of the features of the squall line quite well, and thus facilitated further analysis of the structures and evolution of the squall line. The simulated vertical sounding of the squall line was consistent with similar studies performed by other researchers in the international science community; for instance, the near saturated sounding within the stratiform region, the "onion shaped" sounding within the wake low, and the mid-level low relative humidity sounding linked to the rear inflow behind the wake low. The study showed that the pressure field of the squall line appeared to be "low-high-low" in its mature stage. Namely meso-highs were located in the northern and middle parts and slightly lagged the convective region. A weak wake low existed at the back of the middle part of the stratiform region and there was a pre-squall low in the front of the southern part of the squall line. In its mature stage, a low-level inflow approached the squall line from the front, ascended in the convective region, and then split into three branches: a leading overturning updraft, an ascending front-to-rear updraft, and a descending front-to-rear downdraft. Besides, a strong rear-to-front inflow descended from the mid-level and diverged as it approached the ground. The characteristics of cloud-to-ground (CG) lightning activity in the squall line were also analyzed. The diagnosis revealed that the mixing ratio of ice-phase particles in the "charging zone" might be linked to the CG lightning. The results presented here are significant in revealing some of the mechanisms involved in squall lines occurring over North China, and lay the foundations for further studies on the development of such phenomena.

Keywords Squall line, Structural analysis, Cloud-to-ground lightning

1 引言

飑线是指线状或带状排列的深对流单体 (Johnson and Hamilton, 1988)。飑线经常产生破 坏性强风、冰雹和下击暴流,有时候甚至会产生龙 卷 (Newton, 1950; Meng et al., 2013)。对飑线的 研究已经持续了大半个世纪, 在结构和机理研究方 面取得了众多成果。如: Newton (1950) 利用探空 资料分析了锋前飑线的三维结构,展示了当时发现 的一些飑线特征。Fujita (1963) 指出飑线的中尺度 气压场存在着中高压和尾流低压。Rotunno et al. (1988) 通过理想模拟实验,研究了不同水平风垂 直切变情况下飑线维持情况,指出冷池出流和低层 水平风垂直切变的平衡,是飑线得以维持的重要原 因。Johnson and Hamilton (1988) 分析了飑线生命 史的各阶段气压场的变化情况,认为尾流低压是后 部流入气流下沉增温的结果,尾流低压区的探空曲 线有典型的"洋葱型"结构。Houze et al. (1989) 通过多普勒雷达展现了飑线的中尺度流场结构,如 高层的从前往后的气流,以及下沉补偿的后部入 流。Parker and Johnson(2004a, 2004b)则是利用 理想数值模拟研究前部层状云型(LS型)飑线,解 释了 LS 型飑线系统中上升和下沉气流的动力学机 理,并说明了水平风的垂直切变、冷池和扰动气压 场在飑线维持和发展中的作用。最近,通过利用相 控阵雷达, Newman and Heinselman (2012) 进一步 获取了飑线的高时间分辨率(小于 1 min)的结构 变化特征,为追踪飑线的发展提供了更好的观测手 段。在飑线的分类方面,Bluestein and Jain(1985)通过研究俄克拉何马州的 40 个飑线个例,根据对流单体的合并方式,把飑线发展方式分为断裂线型(broken line)、后向建立型(back building)、断裂区域型(broken areal)和嵌入区域型(embedded areal)。Parker and Johnson(2000)根据层状云与对流云的相对位置,把中尺度飑线分为了尾部层状云型(trailing stratiform,TS)、前部层状云型(leading stratiform,LS)和平行层状云型(parallel stratiform,PS)。Jirak et al.(2003)进一步根据是否有层状云降水、对流单体的排列方式以及单体间的相互作用把飑线发展方式分为了 16 类。

国外对飑线的研究有较长历史,目前很多飑线 的结构认知都是基于国外的研究结果得到的。由于 资料和模式限制,我国的飑线研究历程相对于暴雨 等天气过程的研究来说时间较短,早期主要集中在 背景环流方面,如,丁一汇等(1982)的研究给出 了我国飑线发生发展的几种有利的环流背景。由于 缺少高分辨率的观测,采用日常观测网研究飑线具 有很大的限制(Zhang et al., 1989),因此采用高分 辨率的数值模式来模拟研究飑线的结构就有其独 特的优势。Zhang et al. (1989) 详细比较了模拟和 观测的飑线诸多特征,表明了在适当的模式物理框 架和初始条件下,飑线的中尺度结构可以被很好模 拟得到。最近,由于观测资料和数值模拟的发展, 利用数值模拟研究我国的飑线系统结构和机理的 工作得到迅速发展,如: Meng et al. (2013)把中 国东部飑线消散类型分为了反向线状断裂型

(Reversed Broken Line, 简称 RBL)、线状收缩型 (Shrinking Line, 简称 SL) 和反向区域断裂型 (Reversed Broken Areal, 简称 RBA)。他们 (Meng et al., 2012) 对 2007 年发生在中国华南的一次飑 线过程弓状回波进行的诊断分析认为,对流层中层 的后部入流主要是由书夹涡旋(bookend vorticity) 强迫产生。国内其他有关飑线的研究,主要集中在 飑线发展演变的风场特征分析研究(刘淑媛等, 2007; 王俊等, 2007; 庄薇等, 2010) 以及飑线灾 害性大风发生机理分析(梁建宇和孙建华,2012; 刘香娥和郭学良, 2012) 等。最近, 李娜等 (2013) 分析了中国华东地区的一次飑线过程的动热力特 征和对流单体后向新生的环境条件,陈明轩和王迎 春(2012)认为低层环境垂直风切变和冷池相互作 用是华北地区一次飑线维持发展和传播的关键机 制。已有的这些研究在对我国华北地区发生的飑线 所具有的中尺度动热力结构的分析及发生发展机理 方面都还不是很充分。

2013 年 7 月 31 日午后和傍晚,京津冀地区出现一次强飑线的发生发展,造成了短时强降水和强地闪发生。为了揭示华北地区飑线中尺度结构特征,本文利用 WRF(Weather Research and Forecasting Model, Version3.5)模式对该次过程进行了高时空分辨率的数值模拟,希望通过数值模拟资料,加强对我国华北地区飑线中尺度结构的认识及其动力过程的理解,为揭示华北飑线发生发展机理提供参考。

2 天气尺度背景分析和飑线过程概况

2.1 飑线过程概况

利用华北地区雷达组合反射率资料对本次飑线过程进行了跟踪。这次飑线过程起始于 31 日 05:00 (协调世界时,下同)左右,形成于呼和浩特市以东,在此时刻开始出现几个独立的对流单体。随后飑线向东移动并发展,在 06:10 左右各个对流单体连接成线状,进入了山西北部和河北西北部,同时山西太原市西北也有对流单体产生。09:10 飑线大部移入河北后,两段线状对流单体连接形成一条从河北北部一直向西南延伸至山西中东部的线状对流。10:00 飑线进入北京时突然加强。13:00 飑线移动到北京和天津交界处时,有一次断裂和再组织的过程,即飑线从中间断裂成南北两段,随后再合并。此后飑线向东北方移动并逐步减弱,于17:00 整体移出天津后,影响基本结束。

下面利用北京站探空资料来分析这次飑线发生 发展的条件。由06:00 北京站探空图(图1)可以看 出,北京地区处于一个有利于强对流发展的条件下。 低层风呈顺时针旋转,近地面偏东南风,到了 700 hPa 偏转呈偏西南风。 $0\sim3$ km 与 $0\sim6$ km 水平风的 垂直切变均约为 11 m s⁻¹, 对于强对流发展为一适中 的数值 (Markowski and Richardson, 2011)。对流有 效位能 (CAPE) 值很大, 达到 4897 J kg⁻¹, 高于 Bluestein and Jain (1985) 统计的中尺度飑线的对流 有效位能值(2820 J kg⁻¹)。在这种高对流有效位能 的条件下,强对流很容易触发。在850hPa以下,温 度露点差较小,水汽比较丰富,而850hPa以上,温 度露点差较大, 水汽含量较低。在这种边界层水汽 丰富,2~4km 水汽缺少的条件下,容易导致风暴增 强(寿绍文等,2009)。这种有利于对流发生的条件, 可能导致飑线进入北京前后得到发展和加强。

2.2 天气尺度背景场分析

利用欧洲中心再分析资料对本次飑线过程发 生的天气尺度背景场进行分析。总体而言,这次飑 线活动发生在"东高西低"的天气环流背景下,东 部为一稳定的西太平洋副高, 西部蒙古高原地区为 一个稳定的温带气旋,华北地区气压梯度较大。500 hPa 图上(图 2a),我国中西部地区等高线比较平 直,内蒙西部至甘肃中部、四川北部一带有一浅槽。 我国东北至渤海湾一带有一小扰动脊。东亚大槽从 黑龙江北部向日本东北部延伸, 华北地区为弱冷平 流。700 hPa 图上(图 2b),蒙古高原地区为一个稳 定的温带气旋。短波槽移动缓慢,基本保持静止。 在31日06:00,该槽从甘肃以北一直延伸到云南南 部。槽前有一支强西南风气流把西南暖湿空气往华 北一带输送,华北地区为暖平流。850 hPa 图(图 2c) 与 700 hPa 类似,存在一个短波槽,槽前西南 风气流把暖湿空气往华北一带输送,华北地区也为 暖平流,本次飑线过程就在短波槽前产生。东北地 区有一低涡。31 日 06:00 至 12:00 之间, 850 hPa 副高西北部有一小脊发展, 华北地区气压梯度增 加,同时,非地转风分量加强。按照丁一汇等(1982) 对中国飑线发生条件的研究,以上这种环流型属于 飑线发生时较常见的"槽前型"。在低层暖平流, 中高层冷平流的条件下,该地区容易形成不稳定层 结。地面图上(图 2d),在 31 日 00:00~12:00 时, 一支携带湿润水汽的西南气流从云南贵州一带向 华北输送,在内蒙北部存在一个较稳定的温带气

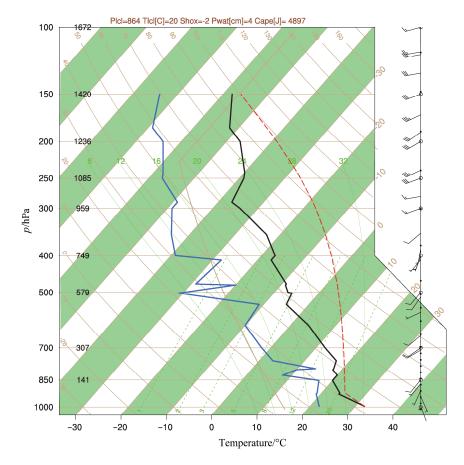


图 1 7月31日06:00(协调世界时,下同)北京站探空曲线。黑色实线表示环境温度曲线,蓝色实线表示环境露点温度曲线。红色虚线与黑色实线 所围的部分表示对流有效位能

Fig. 1 Skew *T*-log *p* diagram for Beijing at 0600 UTC 31 July 2013, with black solid line and blue solid line representing the temperature and dew point, respectively. And the area surrounded by the red dash line and the black solid line is convective available potential energy (CAPE)

旋,内蒙中部到甘肃东部一带有一冷锋,本次飑线过程触发于地面冷锋前。

2.3 飑线地闪特征统计

飑线属于强对流系统,其发生发展往往也会带来强的闪电活动。在此次的飑线过程中我们也注意到了一些有意思的地闪现象。利用中国气象局闪电定位系统(ADTD)观测的地闪数据,经过质量控制,剔除地闪在 15 Ka 以下的数据,选取了(36°N~43°N,110°E~118°E)区域,在 07:00~15:00 时段内的地闪观测做了统计分析(在此时段内,影响该区域的对流性系统基本只有本次飑线过程,可以粗略的认为此区域内的地闪均由本次飑线过程触发),总结出本次飑线过程的地闪现象主要包括(见表 1):(1)地闪活动极值比飑线成熟时间提前。在飑线形成不久后的 07:00,地闪频数就已经超过1000 h⁻¹,并在 09:00 和 10:00 之间达到最高值,而飑线成熟时期则是在 12:00 至 13:00 之间,地闪出

表 1 地闪频率及次数

Table 1 Cloud-to-ground (CG) lightning frequency and counts

时间	总地闪/	正地闪/	负地闪/	正地闪	南段地	北段地
(UTC)	\mathbf{h}^{-1}	h^{-1}	h^{-1}	频率	闪 $/h^{-1}$	闪 $/h^{-1}$
0700	1098	90	999	8.19%	633	456
0800	1445	89	1356	6.16%	938	506
0900	1954	104	1850	5.32%	836	1117
1000	1714	263	1451	15.34%	974	728
1100	1180	219	961	18.55%	739	438
1200	818	138	680	16.87%	645	173
1300	456	116	340	25.44%	275	181
1400	169	41	128	24.26%	57	112
1500	106	18	88	16.98%	67	39

现极大值的时间比飑线成熟时间提前了 2~3 小时左右,在飑线开始逐渐消亡的 14:00 至 15:00 之间,地闪频数就急剧下降到 200 h⁻¹ 以下; (2) 随着飑线发展,正地闪频率增加。在飑线开始发展的 07:00 至 10:00 之间,正地闪频率不超过 10%,而到了飑

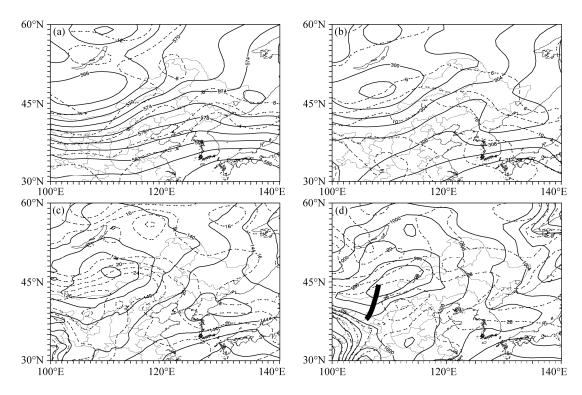


图 2 2013 年 7 月 31 日 06:00 (a) 500 hPa、(b) 700 hPa、(c) 850 hPa 温度、位势高度(单位分别为: °C 和 dagpm)和(d)地面温度及海平面气压(单位分别为: °C 和 hPa)分布。虚线等值线为等温线; (a-c) 实线等值线为高度场; (d) 实线等值线为海平面气压场,黑色短粗线为锋面位置

Fig. 2 The temperature (dashed lines; units: °C) and geopotential height (solid lines; units: dgmp) at (a) 500 hPa, (b) 700 hPa, and (c) 850 hPa; (d) the surface temperature (dashed lines; units: °C) and sea level pressure (solid lines; units: hPa), with the thick solid line representing the front

线成熟的 11:00 至 14:00 之间,正地闪频率均在 15% 以上; (3) 飑线地闪活动高值区位于飑线南部。根据雷达回波特点,以 39.5°N 为界(此纬度约在北京市最南端),把这次飑线分为了南北两段。飑线的发展和消亡时期,都是北段所占面积大,仅在 12:00 左右南北两段所占面积基本相等。尽管如此,从表 1 仍然可以看到:除了 09:00 和 14:00 外,南段地闪频数显著地高于北段地闪频数。

3 模拟设计与验证

3.1 模拟设计

模拟采用 WRF (ARW) 模式 3.5 版本,网格分辨率为 3 km 嵌套 1 km, 水平格点数均为 1081×892。垂直层数均为 51 层, 微物理过程采用 Morrison (2 moments)方案, 边界层方案采用: ACM2 (Pleim)方案。模式初始时刻为 2013 年 7 月 31 日 00:00,积分 24 h, 模式初始条件和边界条件由欧洲中心(the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)的 ERA-Interim 再分析资料 (Dee et al., 2011)提供,分辨率为 0.25°×0.25°,

时间间隔为6h。

3.2 模拟结果验证

为了验证模式结果的准确性,我们用实况资料和 3 km 分辨率模拟结果作了比较。结果表明,这次模拟在很多方面和观测资料较为一致,主要包括:飑线起始时间和位置;多个时次的雷达组合反射率形态;飑线类型、飑线发展方式和消散方式;1小时累积降水量。具体对比分析如下:

首先,利用华北多普勒雷达的组合反射率和模拟结果输出的组合反射率作比较。通过雷达组合反射率可以发现,本次飑线过程起始于 2013 年 7 月 31 日 05:00 附近(图 3a, a1),雷达反射率呈东北一西南走向的带状分布。大部位于山西省以北的内蒙古自治区内,从河北省西北部的内蒙古自治区一直延伸到陕西和山西北部边界,大部分为层状云区,层状云区中前部有几个孤立的对流单体,呈线状排列。模拟结果飑线起始位置和雷达组合反射率大小和实况基本一致,对流单体的分布与实况相比,较为分散,雷达组合反射率高值区(大于 40 dBZ)较为偏西南。在此之后,飑线继续发展并向

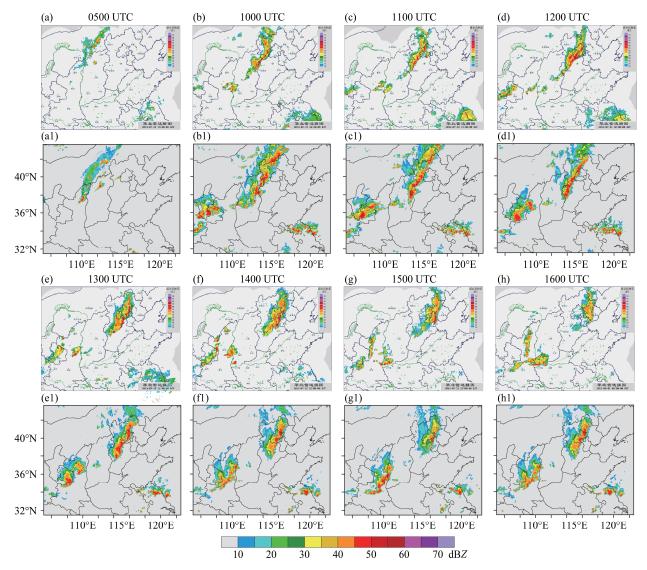


图 3 (a—h) 实况与 (a1—h1) 模拟的雷达组合反射率 (单位: dBZ): (a, a1) 05:00; (b, b1) 10:00; (c, c1) 11:00; (d, d1) 12:00; (e, e1) 13:00; (f, f1) 14:00; (g, g1) 15:00; (h, h1) 16:00

Fig. 3 The (a-h) observed and (a1-h1) simulated composite radar reflectivity (units: dBZ) at (a, a1) 0500 UTC, (b, b1) 1000 UTC, (c, c1) 1100 UTC, (d, d1) 1200 UTC, (e, e1) 1300 UTC, (f, f1) 1400 UTC, (g, g1) 1500 UTC, and (h, h1) 1600 UTC

东移动,于 10:00 前后进入北京境内(图 3b, b1, 图 3c, c1),进入北京境内前飑线分为两段,北段位于河北西北部,南段位于山西东北部。进入北京境内之后,飑线得到进一步发展增强,南北两段飑线连接起来,强度也得以增加。飑线对流云区整体约在 12:00(图 3d, d1)移入北京,进入北京后强度达到最大。在 13:00(图 3e, e1)附近时,飑线有一个断裂后再重组的过程。移出北京之后,飑线强度逐渐减弱并于 17:00 左右消散。模拟输出结果与观测比较一致,包括进入北京前飑线分为两段,与进入北京后合并后增强的过程,以及 13:00 的断裂和再重组过程等,模拟的时间和形态与观测均比

较一致。与实况相比,本次模拟雷达组合反射率有些方面也还有差异,主要为:模拟的飑线在发展阶段(07:00~10:00)比实况强盛;成熟阶段后,模拟的飑线位置比实况有所滞后,这是因为模拟飑线进入北京后移动速度比实况慢所导致;以及成熟时期代表对流云区的大于 40 dBZ 的雷达组合反射率区(Parker and Johnson,2000)在东西方向比实况有所偏宽。尽管如此,总体而言,本次模拟的雷达组合反射率与实况吻合仍然是较好的。

其次对比实况与模拟的飑线类型、飑线发展方式以及消散方式。飑线类型采用的是 Parker and Johnson (2000) 的定义(见其图 4)。他们根据飑

线成熟时期层状云区相对于对流云区的位置, 把飑 线分为了三类:尾部层状云型(即层状云区位于对 流云区之后),前部层状云型(即层状云区位于对 流云区之前)和平行层状云型(即层状云区与对流 云区位置基本平行)。通过比较观测和模拟结果中 飑线在成熟时期的形态,发现观测和模拟结果中 (图 3d, d1), 飑线层状云区均位于对流云区之后, 为尾部层状云型,这也是飑线最常见的形态。 飑线 发展方式采用的是 Jirak et al. (2003)的定义,他根 据是否有层状云降水、对流单体的排列方式以及单 体间是否相互作用把飑线发展方式分为了16类(见 Jirak et al., 2003, 其图 8)。实况和模拟的飑线发展 方式对比表明, 实况与模拟的飑线在发展过程中对 流单体附近无层状云降水(Not embedded),对流单 体的组织形式为线性(Line),对流单体之间随后合 并有相互作用 (Merger),则该次飑线的发展方式为 非嵌入线性合并型(Not embedded Line Merger)(图 3b-d, b1-d1), 模拟对其得到了正确反映。飑线消 散方式采用 Meng et al. (2013) 的定义 (见其图 6)。 他们根据飑线消散过程中对流单体的消散情况,把 中国东部飑线分为了反向线状断裂型(即线状对流 云区断裂成若干的对流单体,随后对流单体逐渐消 失),线状收缩型(即线状对流云区两端不断向中 间收缩,随后消失)和反向区域断裂型(即线状对 流云区演变成散乱的对流单体,随后消失)。本次 模拟对飑线的消散方式得到了正确反映,实况和模 拟的飑线消散均为线状对流云区断裂成若干个对 流单体,对流单体再逐渐消失,因此实况和模拟的 飑线消散方式均表现为反向线状断裂型(图 3f-h, fl-h1)。飑线的不同类型以及飑线发展和消散的不 同方式,是由影响飑线的动热力因子决定的,本次 模拟对这三者均有正确反映,因此,模拟结果所揭 示的飑线动力热力结构是可以反映实况的。

最后比较实况和模拟的 1 小时累积降雨量,实况降雨量采用的是全国逐小时累计降水量数据。本次飑线过程的 1 小时累积降雨量呈东北一西南走向,与飑线位置基本重合,量级多在 25 mm h⁻¹以下(图 4a-d)。而模拟的 1 小时累积降雨量前期位置与实况基本一致(图 4e-h),飑线进入北京后,由于模拟的飑线比实况移动慢,导致模拟的降雨落区比实况要偏西。模拟的累积降雨量的分布也呈东北一西南走向,虽然雨区在东西方向比实况稍偏窄,但是位置和量级均与实况较为接近。

综上所述,本次对 2013 年 7 月 31 日影响京津 冀的飑线模拟,不但较好地反映了飑线起始、发展 和消亡的各个过程中的位置和形态,也正确反映了 飑线类型、发展和消散方式以及雷达回波和降水特 征,因此,利用模拟结果分析此次飑线的动热力学 发展机理和中尺度结构等是可信的,以下就利用模 拟结果对这次飑线的中尺度结构进行分析。

4 飑线系统动力热力学特征分析

前面一节就模式结果验证做了多方面的分析, 本节将利用模式结果,来分析本次飑线系统的一些 动力和热力结构特征。

4.1 中尺度温压场及风场特征

本次飑线过程的中尺度气压场呈"低高低"的 结构,即在成熟阶段存在位于层状云后部的尾流低 压,位于对流云区后方的中高压以及位于飑线前方 的飑前低压(图5)。中高压在飑线形成不久之后即 出现(07:00)。最初出现中高压的位置位于飑线中 部的对流云区,后来随着飑线的继续发展,在北部 和南部对流较强的区域也出现了中高压。尾流低压 在飑线接近成熟时出现(11:00),位于层状云区后 方,强度较弱。在飑线成熟时期(12:00),飑线的 "低高低"结构呈现不对称分布,中高压有两个, 强度较强的一个位于飑线北部对流云区后方,另一 个位于飑线中部偏南的层状云区后方,强度较弱。 中高压中有气流辐散向外流出。尾流低压位于飑线 中部偏南的对流云区后方,强度较弱。飑前低压位 于飑线前南部,强度较强,范围也较宽广。以往的 对飑前低压研究(Fritsch and Chappell, 1980)认为, 飑前低压的形成是由于飑线前的下沉补偿引起绝 热增温导致的。但由图 6 可以看出,本次飑线过程 前方的下沉补偿气流不是很明显。同时, 在飑线发 生时期河北省南部到河南省一带有一暖低压存在 (图 1d), 所以本次飑线过程的飑前低压的形成, 也许并不能单纯用飑线前方高层气流下沉补偿引 起绝热增温来解释。飑前低压范围较大,可能主要 是天气尺度低压的作用, 而飑线成熟时飑前低压强 度加强,则可能是飑线前方下沉气流补偿的绝热增 温作用, 使低压强度得到加强。以上关于飑前低压 形成原因只是初步猜想,还需进一步根据机理分析 来揭示其形成的动力过程。

图 6 为飑线在成熟时期(11:00~12:00)的雷达反射率、相当位温和风暴相对风速的垂直剖面

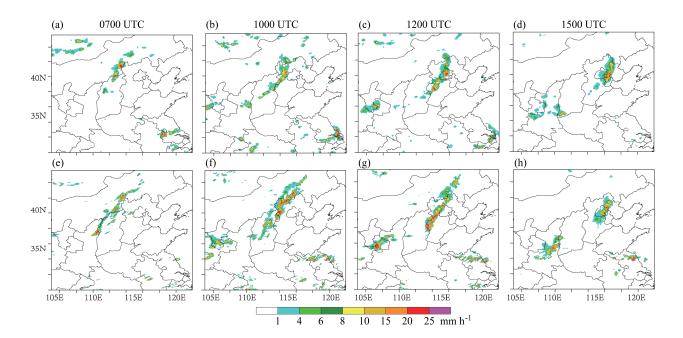


图 4 (a-d) 实况与 (e-f) 模拟的 1 小时累积降水量分布 (彩色阴影为 1 小时降水量大于 1 mm 区域): (a, e) 07:00; (b, f) 10:00; (c, g) 12:00; (d, h) 15:00

Fig. 4 The (a-d) observed and (e-f) simulated 1 h accumulated precipitation (color shading denotes areas where the 1 h accumulated precipitation was larger than 1 mm): (a, e) 0700 UTC; (b, f) 1000 UTC; (c, g) 1200 UTC; (d, h) 1500 UTC

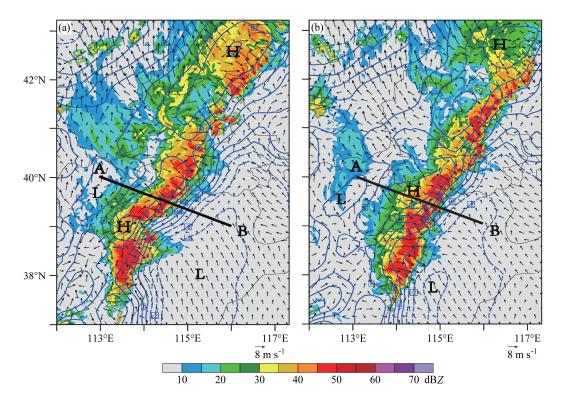


图 5 模式模拟雷达组合反射率(彩色填图,单位: dBZ)、海平面扰动气压(蓝色等值线,间隔为 1 hPa,为海平面气压场与海平面平均气压场的差值)以及地面上方 10 m 高度风场(黑色矢量箭头):(a)11:00;(b)12:00。图中的"H"和"L"分别表示高压中心和低压中心

Fig. 5 Simulated composite radar reflectivity (color shading; units: dBZ), surface perturbation pressure (blue lines; interval: 1 hPa), and wind at 10 m above the ground (black vectors) at (a) 1100 UTC and (b) 1200 UTC ("H" and "L" denote high and low pressure, respectively)

图。其中风暴相对风速为环境风速减去风暴移速。本次飑线过程在成熟时期恰好经历了一次下坡过程,飑线从太行山山脉移动到华北平原。11:00 和12:00 雷达反射率均表现为飑线前部为一带状高值区(雷达反射率高于 40 dBZ),这里是对流发展的区域,从地面一直上升到 300 hPa 以上。在反射率高值区之后,为一片广阔的反射率低值区(小于 40 dBZ),此处为层状云区。相对风暴的气流从飑线前方低层流入,在对流云区前部上升,把飑线前方低层高相当位温的气流带入飑线。随后分为两支,偏小的一支从对流云区上方高层翻转流出,并在飑线前方高层形成云砧。主要部分在穿过对流云区后,先稍微下沉,再分为两支,一支继续上升,从飑线尾部高层流出,形成后方高层的云砧区;另一支下

沉,与飑线后方入流在层状云区中层与后方入流汇合,随后继续下沉从飑线尾部近地面层流出。本次飑线过程在成熟时期的一个显著特点是有一支强劲的后方入流。这支后方入流在约 11:00 时出现,但是组织还比较混乱。入流最大处位于对流层中层约 500 hPa 处,在此时后方入流并没有能侵入到飑线的层状云区。随着飑线继续发展成熟,后方入流范围扩大,强度增强,12:00 最大入流高度也在 500 hPa 附近,但后方入流已经可以到达飑线的层状云区,在入流的同时逐渐下沉至 700 hPa 附近,并与前方入流的一支汇合后,继续下沉,大部分从飑线后部低层流出,一小部分向飑线前方流出,在近地面形成辐散气流。在相当位温的分布上也清楚展示了后方入流的结构。后方入流高度为相当位温低值

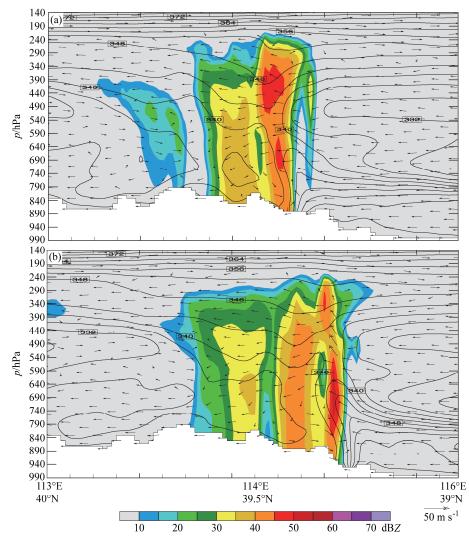


图 6 沿图 5 中 AB 实线的模拟雷达反射率(彩色阴影区),相当位温(黑色线,间隔为 4 K)及相对风暴风矢量(黑色矢量箭头,其中垂直速度放大了 5 倍)剖面: (a) 11:00; (b) 12:00

Fig 6 Cross sections of radar reflectivity (color shading), equivalent potential temperature (black lines; interval: 4 K), and the storm-relative wind component (black vectors with vertical velocity amplified five times) along line AB shown in Fig. 5: (a) 1100 UTC; (b) 1200 UTC

区,后方入流把飑线后方中层的低相当位温空气带入飑线层状云区低层,下沉接近地面的时候辐散,导致层状云区低层有一面积较大的低相当位温区。由于本次飑线过程尾流低压出现时间与后方入流出现时间基本一致(11:00 左右),同时尾流低压也在后方下沉入流最明显的 12:00 时刻最为明显,所以可以认为,后方入流下沉带来的绝热增温作用,是尾流低压出现的成因(Johnson and Hamilton,1988)。

模拟探空图也清楚反应了本次飑线过程的一些风温特征。在飑线成熟时期的 12:00,对飑线的一剖面上进行了若干个垂直探空分析(剖面位置见图 5b中的黑实线)。之所以选择这个剖面,是因为这条剖面位于飑线发展比较强盛的区域,并且跨过飑前低压,中高压和尾流低压区。选择这一剖面是希望获得能代表本次飑线过程成熟时期典型位置的探空特点。图 7a 和 7b 分别表示飑线前和飑线对流云区的探空图。可以看出他们的最大特点是处于

较大的不稳定区。对流有效位能(CAPE)值均超 过了 2000 J kg⁻¹。此外,飑线前和飑线对流云区水 平风垂直切变不大, 低层以南风和西南风为主。对 流云区后方是层状云区(图 7c),层状云区处于比 较稳定的大气层结中, 对流有效位能较小, 水平风 的垂直切变较大,近地面为西北风,风向随高度逆 时针旋转,700 hPa 以上为偏西南风为主。层状云 区温度露点差较小,600 hPa 以上基本接近饱和。 尾流低压区(图7d)位于层状云区后方,由后方入 流下沉增温形成, 尾流低压区的低层风向切变很 大, 在地面到 850 hPa 附近风向转变达 180 度, 同 时,探空曲线呈"洋葱型"结构(Zipser, 1977), 即在地表是个冷湿的区域,地表以上的低层为一暖 干区域,最暖最干区位于离地面约 600~800 m 处 (800 hPa 附近), 在 700 hPa 以上, 空气再度接近 饱和。这是因为在尾流低压区,后方入流下沉的绝 热增温作用超过了降水蒸发带来的冷却作用,在离 地面 800 m 左右形成了一个暖干层。图 7e 是尾流

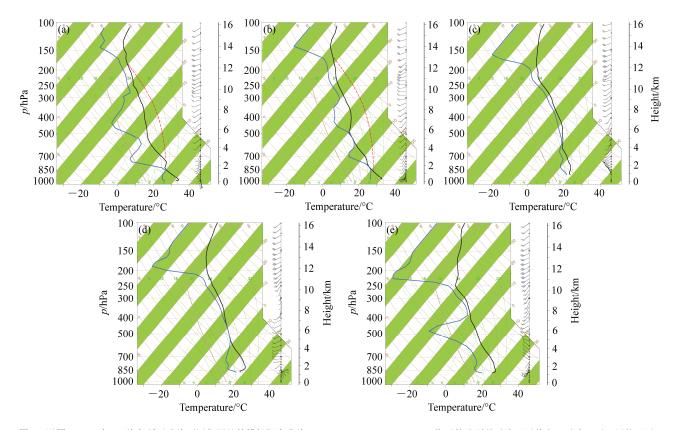


图 7 沿图 5 (b) 中 AB 线段所示飑线不同位置处的模拟探空曲线,(a)、(b)、(c)、(d)、(e) 指示的分别是对流云区前方、对流云区、层状云区、尾流低压区、尾流低压区后方的探空曲线,黑色实线表示环境温度曲线,蓝色实线表示环境露点温度曲线。红色虚线与黑色实线所围的部分表示对流有效位能.

Fig. 7 Simulated skew T-log p diagram taken along line AB shown in Fig. 5b: (a) Ahead of the line; (b) within the convective region; (c) within the stratiform region; (d) within the wake low; (e) behind the wake low, with black solid line and blue solid line representing the temperature and dew point, respectively. And the area surrounded by the red dash line and the black solid line is convective available potential energy (CAPE)

低压区后方的探空曲线。其最显著的特点是在对流层中层 400~500 hPa 之间有一干层,最强处位于500 hPa 左右,同时这里也是相对湿度梯度最大的地方。这一干层与本次飑线过程强劲的后方入流相联系,强劲的后方入流把飑线后方的干空气带入飑线中,并逐渐下沉。在这个干层之上(300~400 hPa)和以下(700~850 hPa),温度露点差均较小,处于接近饱和的状态。

4.2 模拟冰相粒子与地闪特征的初步诊断

2.3 小节中统计了本次飑线过程的地闪活动具有这样一些特征: 地闪活动极值比飑线成熟时间提前; 飑线地闪活动高值区位于飑线南部; 随着飑线

发展,正地闪频率增加。一般来说,-20~0°C 层被认为是主要的"起电层"(Lynn and Yair, 2010),闪电活动与该层次中的冰相粒子有密切关系,因此,本节将利用模式输出的冰相粒子分布与实况地闪活动特点进行对比。图 8 展示了几个时次模拟的-20~0°C 平均冰相粒子混合比与地闪的分布状况(由于本次模拟结果飑线比实况移动缓慢,导致地闪分布密集区域比模拟的平均冰相粒子混合比高值区偏东,但这并不影响我们对南北段地闪频数不同的原因分析)。可以看出,冰相粒子在飑线形成时期含量较少,在飑线发展时期的 09:00 时,冰相粒子含量最高值已经超过 0.7 g kg⁻¹,同时分布范围

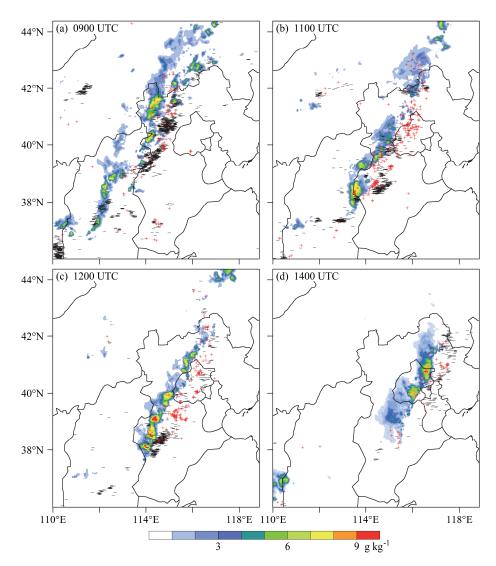


图 8 模拟 $-20\sim0$ °C 层平均冰相粒子(霰粒子、冰粒子和雪粒子的总和)混合比(彩色填图,单位: $g kg^{-1}$)与实况地闪(黑色 "-" 与红色 "+" 分别表示负、正地闪)分布: (a) 09:00; (b) 11:00; (c) 12:00; (d) 14:00

Fig. 8 Simulated mixing ratio of ice-phase particles (including graupel, ice, and snow; units: $g \ kg^{-1}$; color shading) averaged in the -20° C to 0° C layer and observed CG lightning (black minus signs and red plus signs denote negative and positive CG lightning, respectively): (a) 0900 UTC; (b) 1100 UTC; (c) 1200 UTC; (d) 1400 UTC

较为广泛。在飑线成熟的 12:00 时, 冰相粒子混合 比高值区超过 0.8 g kg⁻¹, 但是分布范围却比较集中 于对流最强烈的飑线对流云区。而在飑线刚开始消 散的 14:00 时刻,冰相粒子混合比则是剧烈降低。 因此,"起电层"中的冰相粒子混合比可以一定程 度上解释地闪活动极值比飑线成熟时间提前的现 象: 在本次飑线过程中, 冰相粒子混合比在飑线成 熟前已经达到较高值,而在飑线成熟不久后便开始 下降,这可能导致地闪活动极值比飑线成熟时间提 前。冰相粒子混合比高值区的位置也可以解释飑线 地闪活动主要分布于北段或者南端的原因。在飑线 地闪活动北段较多的 09:00 和 14:00 时,冰相粒子 混合比高值区也位于飑线北段。而在地闪活动集中 于南段 11:00 和 12:00 时,冰相粒子混合比高值区 位于飑线南段。也就是说,在以39.5°N 把飑线分为 南北两段的基础上, 虽然北段飑线所占面积较大, 但是地闪活动并不是与飑线面积呈简单正相关关 系,而是与飑线中对流单体的关系更为密切。本次 飑线过程中大部分时间对流在飑线南段比北段强 烈(见图1,雷达反射率高值区),气流在发展较强 烈的对流单体中抬升强烈,产生了较多的冰相粒 子,导致大部分时间内均为南段产生的地闪比北段 要多。此外,随着飑线发展,正地闪比例增加。Carey and Buffalo (2007) 指出,正地闪容易发生在云底 高度更高、暖云厚度更小的环境下。尤其是暖云的 厚度,是控制地闪极性的重要因素。考虑到本次飑 线过程经历了从太行山脉到华北平原的下山过程, 并且随着飑线的发展, 上升气流把云底抬升得更 高,同时减少了暖云的厚度,这些都有可能是导致 本次飑线过程正地闪比例逐渐增加的原因。但是由 于模式输出资料中还没有与闪电相关的诊断量,还 需要结合动力过程和微物理过程的分析在接下来 的工作中对以上猜想进行验证。

5 小结与讨论

本文利用 WRF 模式对 2013 年 7 月 31 日发生于京津冀的一次飑线过程进行了高分辨率 (3 km 嵌套 1 km)数值模拟,较好地再现了飑线的发展过程以及降水特点。利用 WRF 输出资料分析了飑线的温压风场的结构特征。结果表明:本次飑线过程在成熟阶段气压场呈"低高低"的不对称性分布。中高压有两个,分别位于飑线北部和中部偏南对流云区偏后方,其中北部的中高压强度较强。尾流低压

较弱,位于飑线中部层状云区后方。 飑前低压位于 飑线前偏南。飑线前方低层有一支上升气流,上升 之后分为三支, 一支翻转向飑线前方高层流出, 另 外两支分别向飑线后方高层和低层流出。飑线在接 近成熟时期开始出现后方入流,入流高度在 500~ 600 hPa 之间最为明显,入流的同时下沉,与飑线 前方入流的其中一支汇合后在层状云区辐散流出, 以向后流出为主。后方入流的出现时间与尾流低压 出现时间较为一致,说明后方入流下沉带来的绝热 增温作用,是尾流低压出现的成因。模拟探空图也 展现出飑线的一些典型特征, 主要为对流云区前及 对流云区的不稳定能量较大,层状云区接近饱和的 探空曲线,尾流低压区的"洋葱型"探空结构,以 及尾流低压区之后与后方入流相联系的中层干区 等。此外,对本次飑线过程的一些地闪特征也作了 简单分析,结果表明起电层的冰相粒子混合比对本 次飑线地闪活动特征有较好的指示作用。但这还只 是一个粗浅的分析,对本次飑线动力过程和闪电活 动特征及其之间的可能联系, 飑线发展过程中不同 尺度的后方入流来源等都将是我们下一步的研究 重点。此外,本次飑线系统从太行山脉进入华北平 原后有整体加强的现象,这种加强是否与地形作用 有关也还需要进一步深入分析。

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.

Carey L D, Buffalo K M. 2007. Environmental control of cloud-to-ground lightning polarity in severe storms [J]. Mon. Wea. Rev., 135 (4): 1327–

陈明轩, 王迎春. 2012. 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 [J]. 气象学报, 70 (3): 371–386. 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 [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 70 (3): 371–386.

Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137 (656): 553–597.

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 (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 6 (1): 18–27.

Fritsch J M, Chappell C F. 1980. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part II. Mesoscale model [J]. J.

- Atmos. Sci., 37: 1734-1762.
- Fujita T T. 1963. Analytical mesometeorology: A review [J]. Meteor. Monogr., 27: 77–125.
- Houze R A, Biggerstaff M I, Rutledge S A, et al. 1989. Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 70 (6): 608–619.
- Jirak I L, Cotton W R, McAnelly R L. 2003. Satellite and radar survey of mesoscale convective system development [J]. Mon. Wea. Rev., 131: 2428–2449.
- 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.
- 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. 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.
- 梁建宇, 孙建华. 2012. 2009 年 6 月一次飑线过程灾害性大风的形成机制 [J]. 大气科学, 36 (2): 316–336. Liang Jianyu, Sun Jianhua. 2012. The formation mechanism of damaging surface wind during the squall line in June 2009 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 316–336.
- 刘淑媛, 孙健, 杨引明. 2007. 上海 2004 年 7 月 12 日飑线系统中尺度分析研究 [J]. 气象学报, 65 (1): 84–93. Liu Shuyuan, Sun Jian, Yang Yinming. 2007. Structural analysis of meso-scale convective systems in the squall line process on 12 July 2004 in Shanghai [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 65 (1): 84–93.
- 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. 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.
- Lynn B, Yair Y. 2010. Prediction of lightning flash density with the WRF model [J]. Adv. Geosci., 23: 11–16.
- Markowski P M, Richardson Y P. 2011. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes [M]. Barcelona: John Wiley & Sons, 430pp.
- Meng Z Y, Yan D C, Zhang Y J. 2013. General features of squall lines in East China [J]. Mon. Wea. Rev., 141: 1629–1647.

- Meng Z Y, Zhang F Q, Markowski P, et al. 2012. A modeling study on the development of a bowing structure and associated rear inflow within a squall line over South China [J]. J. Atmos. Sci., 69: 1182–1207.
- Newman J F, Heinselman P L. 2012. Evolution of a quasi-linear convective system sampled by phased array radar [J]. Mon. Wea. Rev., 140 (11): 3467–3486
- Newton C W. 1950. Structure and mechanism of the prefrontal squall line [J]. J. Meteor., 7: 210–222.
- 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.
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines [J]. J. Atmos. Sci., 45: 463–485.
- 寿绍文, 励申申, 寿亦萱, 等. 2009. 中尺度大气动力学 [M]. 北京: 高等教育出版社, 385pp. Shou Shaowen, Li Shenshen, Shou Yixuan, et al. 2009. Mesoscale Atmospheric Dynamics (in Chinese) [M]. Beijing: Higher Education Press, 385pp.
- 王俊, 朱君鉴, 任钟冬. 2007. 利用双多普勒雷达研究强飑线过程的三维风场结构 [J]. 气象学报, 65 (2): 241–251. Wang Jun, Zhu Junjian, Ren Zhongdong. 2007. A study of 3-D wind structure of a strong squall line using dual-Doppler weather radar data [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 65 (2): 241–251.
- 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.
- 庄薇, 刘黎平, 薄兆海, 等. 2010. 新疆一次强飑线过程双多普勒雷达观测的中尺度风场结构分析 [J]. 气象学报, 68 (2): 224-234. Zhuang Wei, Liu Liping, Bo Zhaohai, et al. 2010. Study of the mesoscale wind field structure of a strong squall line in the Xinjiang Uygur Autonomous Region based on the dual-Doppler radar observations [J]. Acta Meteor. Sinica, 68 (2): 224-234.
- Zipser E J. 1977. Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure [J]. Mon. Wea. Rev., 105: 1568–1589.