

Numerical Simulation on a Squall Line Process in Jiangsu Province and Analyses of Its Formation Mechanism

Yongqiang Jiang¹, Mingbo Jiang², Yufeng Zhou², Rui Han³, Huawen Wang⁴, Chaohui Chen¹

¹College of Meteorology and Oceanography, National University of Defense Technology, Nanjing Jiangsu

²Army 61540 of PLA, Beijing

³Army 93117 of PLA, Nanjing Jiangsu

⁴Army 61741 of PLA, Beijing

Email: jyq012@sina.com, qxjlc@163.com, yufeng_pla@163.com, 48127101@qq.com, 1376101387@qq.com, chenchao2001@163.com

Received: Sep. 1st, 2019; accepted: Sep. 12th, 2019; published: Sep. 19th, 2019

Abstract

A squall line process in northern Jiangsu Province on May 16, 2012 was simulated by using a mesoscale numerical model WRF. The maximum horizontal resolution of the model was 5 km with triple nesting. Based on the high resolution model output data, the squall line structures in the surface and middle levels and the squall line development mechanism are analyzed. The results show that there exists a divergence ring and three convergence lines in the simulated surface field. A divergence line formed along the thunderstorm high zone, a convergence line formed in the front and another back of the squall line. There are positive and negative vorticity centers to the south and north sides of the vertical velocity center at 500 hPa, respectively. The airflow in squall line is different from the typical model which contains an upshear updraft and a downshear downdraft. The rear inflow at middle level separates into an updraft and a downdraft which are basically in the same column. The liquid or ice particles produced in the middle and upper levels fall into the downdrafts not dragging the updraft. When they evaporate in the dry downdrafts, they cool the air and then trigger the formation of surface thunderstorm high and cold pool. Based on the vorticity equation, the formation mechanism of mid-level vorticity couple is analyzed. The interaction between vertical wind shear and strong gradient of updraft induces the negative vorticity to the north side of the vertical velocity center and positive vorticity to the south side. The interaction between cold pool in thunderstorm high and vertical wind shear induces thunderstorm regeneration at the front of cold pool, weakening at the back of cold pool, and squall line self-excitation development.

Keywords

Squall Line, Divergence Ring, Vorticity Couple, Cold Pool, Numerical Simulation

江苏一次飊线过程的数值模拟及其形成机制分析

姜勇强¹, 姜明波², 周育锋², 韩锐³, 王华文⁴, 陈超辉¹

¹国防科技大学气象海洋学院, 江苏 南京

²61540部队, 北京

³93117部队, 江苏 南京

⁴61741部队, 北京

Email: jyq012@sina.com, qxjics@163.com, yufeng_pla@163.com, 48127101@qq.com, 1376101387@qq.com, chenchao2001@163.com

收稿日期: 2019年9月1日; 录用日期: 2019年9月12日; 发布日期: 2019年9月19日

摘要

利用WRF中尺度数值模式对2012年5月16日江苏北部一次飊线过程进行了数值模拟, 采用三重嵌套, 模式水平分辨率最高为5 km。利用模式输出的高分辨率资料, 分析了地面和中层的飊线结构及飊线发展机制, 结果表明, 模拟的地面散度场存在一个“散度环”、三条辐合线, 雷暴高压带形成一条辐散线, 其前部和后部各存在一条辐合线, 中层500 hPa上升运动中心南侧和北侧分别存在正涡度和负涡度中心。飊线的气流与经典模式的顺切变和逆切变气流不同, 上升气流和下沉气流基本处在同一垂直气柱中, 并在中层分离。中高空产生的降水物质掉入下半部分的下沉气流中, 不会对上升气流形成拖曳作用, 下降的降水物质在下沉气流中蒸发降温, 在地面形成雷暴高压和冷池。利用涡度方程, 分析了中层涡度偶形成的机制, 垂直风切变和强垂直运动梯度相互作用在上升运动中心北侧形成负涡度, 南侧形成正涡度。雷暴高压中的冷池和垂直风切变相互作用的结果使得雷暴在冷池前缘新生, 而在冷池后部消亡, 飊线自激发展。

关键词

飊线, 散度环, 涡度偶, 冷池, 数值模拟

Copyright © 2019 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

飊线是一种组织性较强的对流系统, 是由多个雷暴单体或雷暴群组成的狭窄强对流天气带, 飊线往往伴随着灾害性大风、暴雨、冰雹等, 具有突发性强、破坏力大等特点。研究飊线形成的大尺度天气背景及生消机理、飊线系统的三维结构, 以及飊线内部中尺度天气系统的发生发展机制, 将为提高飊线的预报准确率、减少飊线造成的灾害提供理论依据。

因为飊线等强对流天气灾害严重, 美国 1985 年开展了 PRE-STORM 中尺度天气试验, 使得飊线成为

中尺度气象学研究的热点问题[1]。针对美国 1985 年 6 月 10~11 日的飊线过程,气象学者开展了大量观测分析和数值模拟研究,这些研究充分利用了无线电探空测风仪、风廓线、地面站、多普勒雷达等高空分辨率资料,探讨了飊线的中尺度结构和发生发展过程,使人们对飊线的中尺度结构了解得更加深入,极大推动了中尺度气象学的发展[2]-[11]。

由于中尺度观测资料特别是探空资料的缺乏,人们对飊线中尺度结构的认识还不够深入,因此,数值模拟是一个重要的方法。然而飊线的数值模拟成功率比较低,即使采用最先进的高分辨率非静力数值模式,也只有少部分飊线能够得到较好地模拟,这可能和模式初始场缺少中尺度信息或者模式物理过程描述对流过程不够准确等多种因素有关,这涉及到飊线的可预报性问题。对于一次成功的数值模拟,模式首先要模拟出飊线的中尺度结构,如地面的中高压、尾流低压、中层的双涡结构、回波结构等,进而探讨飊线的发生发展。早期,张群等利用中尺度 η 坐标模式模拟了边界层辐合线激发飊线的过程,在位势不稳定背景场中,用边界层辐合线强迫出飊线,模拟出了地面的中尺度高压、中尺度低压等结构。虽然模式分辨率不够高,但是由于引入了 Fritsch-Chappell 对流参数化方案,模式仍然可以通过参数化的形式较好地模拟出飊线中的下沉气流[12]。Jiang 和 Wang 推导了线涡形成的流场,指出雷暴高压中的强下沉气流可以在地面形成强烈非地风,非地转流出通过地转适应过程产生中尺度气压偶,并利用浅水方程模式模拟出了这种现象,与以往对飊线中尺度高压和中尺度低压形成原因的解釋有所不同[13]。张进和谈哲敏针对一次热带海洋飊线过程,利用一个风暴尺度云分辨数值模式进行数值模拟,采用不同的初始扰动触发对流发展,讨论这些不同初始扰动对飊线演变、生命史及其成熟结构等模拟的影响。结果表明,初始扰动的结构、形态分布及其与环境场的不同配置对具有深对流的飊线具有不同的影响[14]。闵锦忠等应用 WRF 模式及其 3DVar 同化系统,对江苏地区 2009 年 6 月 14 日飊线过程进行了多普勒雷达资料的同化试验研究,结果表明,同化后初始场得到不同程度改善,能够有效改进对模式初始场中 700 hPa 风场和 850 hPa 温度场以及组合反射率因子等要素的分析,进而改善短时降水预报和风暴的垂直结构配置[15]。

目前,越来越多的工作采用 WRF 模式开展飊线的数值模拟。因为该模式对流参数化和微物理过程方案丰富,针对历史个例,采用不同的物理过程方案,可以得到较好地效果。许广等采用 WRF 模式对 2012 年 5 月 16 日江苏北部的一次飊线过程进行了数值模拟,探讨了不同对流参数化过程和云微物理过程对这次飊线的模拟效果,结果表明,在 5 km 模式水平分辨率情况下,采用云微物理过程方案的模拟结果要好于对流参数化方案,而在诸多云微物理过程方案中, Lin 等的方案模拟的结果最接近实际,但他们没有对此次飊线的结构做更细致的分析[16]。本文是在该论文研究基础上进一步对此次飊线过程进行中尺度分析,探讨飊线的发生发展机制。

2. 模式和资料

WRF 模式(Weather Research and Forecasting Model)是美国多所科研机构的科学家们共同研发了业务与研究共用的新一代高分辨率中尺度预报模式,是一种完全可压非静力模式。本文采用 WRF 3.3 版本,模式水平方向采用 Arakawa C 网格,垂直方向采用地形跟随坐标。采用三重嵌套方案,中心为(32°N, 120°E),从外到内区域水平分辨率分别为 45、15、5 km,格点数分别为 181 × 175、133 × 127、100 × 94。垂直分层 35 层,模式顶气压为 50 hPa。对于对流降水的计算,不选择对流参数化方案,采用云微物理过程 Lin 等的方案[17],边界层潜热、感热、动量的垂直通量采用 ACM2 方案[18] [19],长波辐射采用 RRTM 方案[20],短波辐射采用 Dudhia 方案[21]。初始场采用 2012 年 5 月 16 日 0000UTC NCEP 1° × 1° 全球再分析资料,积分 24 h,本文的分析采用 5 km 分辨率资料。

3. 飊线概况及大尺度形势分析

2012 年 5 月 16 日,在东北冷涡背景下发展起来的飊线所带来的冰雹、大风、强降雨袭击苏北地区。

该飊线发生发展直至消亡历时约 7 h。自江苏徐州生成，途经宿迁、淮安、连云港、盐城，而后入海消亡。初生位置位于徐州附近的柳泉站(114.2°E, 39.5°N)。0630UTC，柳泉开始出现几个孤立的对流单体，随后逐渐发展强盛，0830UTC 对流单体发展强盛，回波最大强度达到 65 dBZ。1100UTC，飊线移至盐城附近，强度减弱，其后入海消亡。过程中苏北大片地区出现大风、冰雹和强降水天气，宿迁、睢宁、连云港、灌云、灌南等地出现冰雹，部分地区出现的最大风力达到了 24 m/s 以上。

图 1 为 2012 年 5 月 16 日 0000UTC 初始形势场，为典型的冷涡背景形势。500 hPa 东北冷涡有一横槽，槽后偏北风，槽前西北风。与一般槽线不同的是，槽后为暖平流，槽前到黄河北部一带为冷平流。700 hPa 形势和 500 hPa 类似，且槽前后均有风速大于 12 m/s 的急流，槽后存在偏北风风速超过了 24 m/s 的急流中心。对流层低层 850 hPa 槽后西北风，为冷平流，槽前为西南风，暖平流较强。苏北地区处于高空槽前，该地区这种低层暖平流、中层冷平流的形势可以形成很强的位势不稳定层结，低空西南风急流可以为强对流区域输送大量暖湿空气，并可以形成扰动，有利于低空的辐合，激发飊线的形成。

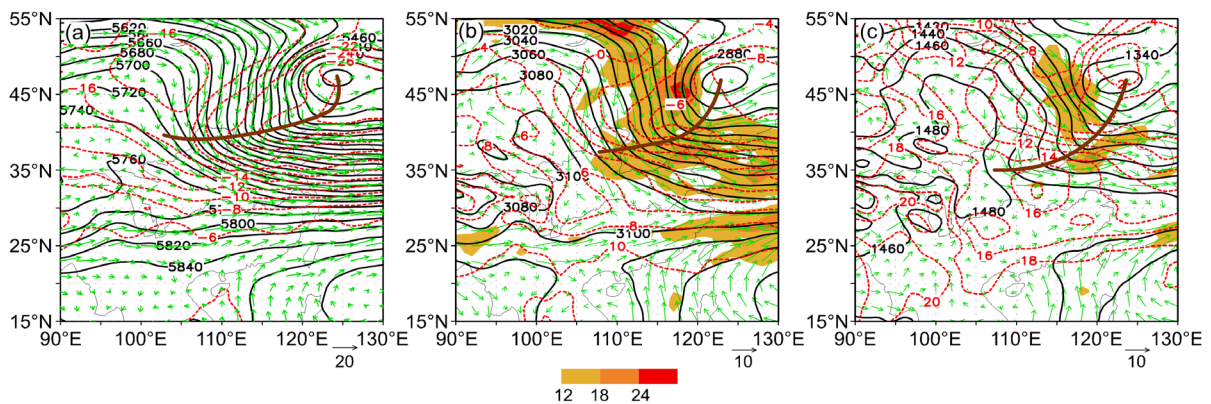


Figure 1. Synoptic pattern at 0000 UTC on 16 May 2012 ((a) 500 hPa; (b) 700 hPa; (c) 850 hPa, the black solid line denotes geopotential height (gpm), the red dashed line denotes temperature ($^{\circ}\text{C}$), the green arrow denotes wind (m/s), the brown thick line denotes trough, and the shading denotes the wind speed greater than 12 m/s)

图 1. 2012 年 5 月 16 日 0000UTC 形势场((a) 500 hPa; (b) 700 hPa; (c) 850 hPa, 黑实线为位势高度(gpm), 红色虚线为等温线($^{\circ}\text{C}$), 绿色箭头为风矢(m/s), 棕色粗实线为槽线, 阴影区为风速大于 12 m/s 的区域)

4. 模拟飊线的中尺度结构及发展机制分析

4.1. 雷暴高压、尾流低压和中尺度辐合线

图 2 为积分 7~10 h 的逐时地面形势图和 1 h 累积降水量，图 3 为对应时刻流线和等风速区。积分 7 h 未出现明显的降水，东部海上有一个 α 中尺度低压，苏北地区风场为西北风和西风，此时飊线尚未生成(图 2(a)、图 3(a))。积分 8 h 时，在(34.3°N, 118.7°E)附近开始出现降水，1 h 累积降水量不到 2 mm，但已经出现雷暴高压，中心气压值超过 1004 hPa(图 2(b))，同时，降水区北部风速有所加大，局部超过 6 m/s，地面雷暴高压前部出现一条尺度约 100 km 的辐合线(图 3(b))，风速也没有明显加大，此时飊线处于初生阶段。积分 9 h，降水区面积大幅度扩大，沿东北—西南向排列着几个强降水中心，最大 1 h 累积降水量超过 10 mm。强降水中心前部为一系列雷暴高压，高压中心最强达到 1005 hPa，雷暴高压后部出现较弱的尾流低压，飊线处于发展阶段。而此时的风场沿着雷暴高压四周向外辐散，向前的辐散风与环境的西北风一致，风速很大，中心超过 15 m/s，向后的辐散风与环境风场不一致，有所抵消，风速较小，为西南风。由此，在中尺度高压带前方和后方分别形成了两条中尺度辐合线，沿中尺度高压中心形成一条中尺度辐散线(图 2(c)、图 3(c))。积分 10 h，飊线向东南方向移动，降水区进一步扩大，飊线长度约 300 km。

沿着大范围的雷暴高压，分布着几个强降水中心，并产生辐散风，最强地面风速已经达到约 27 m/s，飊线达到最强盛阶段，雷暴高压后部的尾流低压也十分明显。

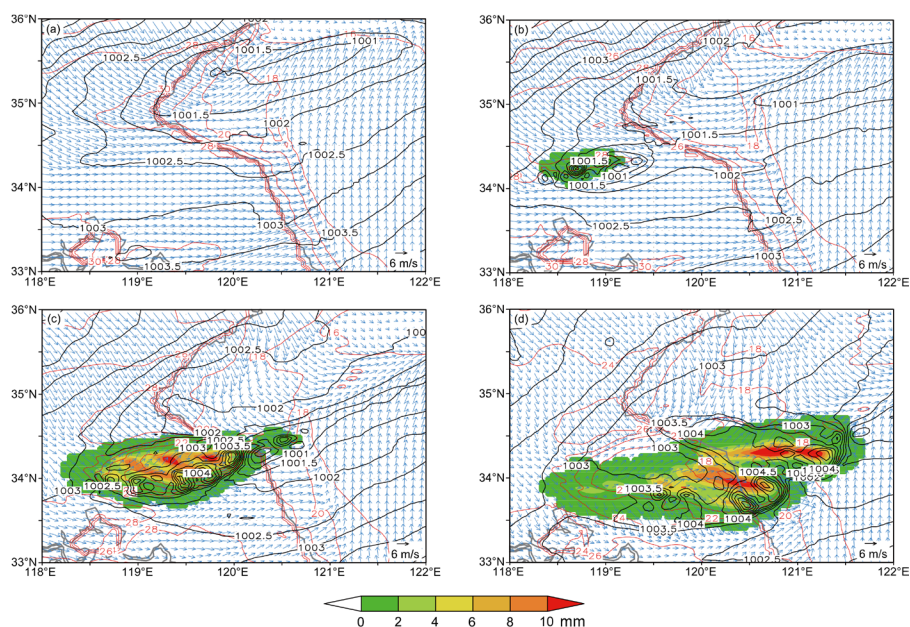


Figure 2. Simulated surface pattern((a) $t = 7$ h, (b) $t = 8$ h, (c) $t = 9$ h, (d) $t = 10$ h. The black solid line denotes sea level pressure (hPa), the red solid line denotes temperature ($^{\circ}\text{C}$), the blue arrow denotes wind (m/s), and the shading denotes 1 h accumulated precipitation (mm)

图 2. 模拟地面图((a) 积分 7 h, (b) 积分 8 h, (c) 积分 9 h, (d) 积分 10 h, 黑色实线为海平面气压(hPa), 红色实线为温度($^{\circ}\text{C}$), 蓝色矢线为风矢(m/s), 阴影区为 1 h 累积降水量(mm))

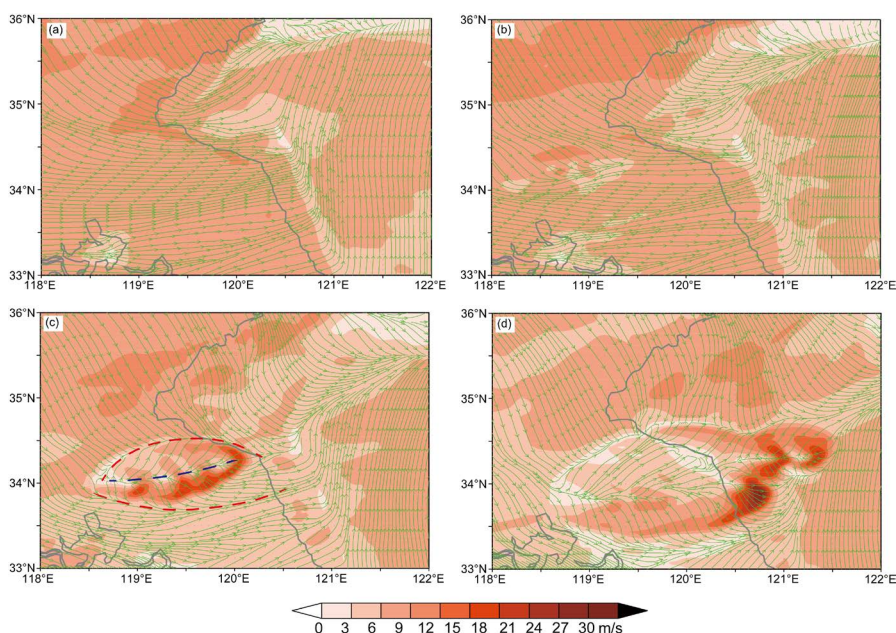


Figure 3. Simulated surface streamlines and isotachs (m/s) ((a) $t = 7$ h, (b) $t = 8$ h, (c) $t = 9$ h, (d) $t = 10$ h. The green arrow denotes stream line, the shading denotes isotach (m/s), the red and blue dashed lines in (c) denote convergence and divergence lines, respectively)

图 3. 模拟地面流线和等风速区((a) 积分 7 h, (b) 积分 8 h, (c) 积分 9 h, (d) 积分 10 h, 绿色矢线为流线, 阴影为等风速区(m/s), (c) 中红色和蓝色虚线分别为辐合线和辐散线)

图4为模拟地面散度图。积分8 h,在雷暴高压中心附近为小范围的辐散区,散度值约为 $1.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,在雷暴高压的南北两侧为带状的辐合区,大小约为 $-0.8 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (图略)。积分9 h,雷暴高压的强度增大,范围明显扩大,雷暴高压前部的最大风速由积分8 h的4 m/s迅速增加到20 m/s,雷暴高压附近依旧为辐散,但其最大值增加到 $3.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,而且积分8 h的辐合区域扩展到整个飑线系统的外侧,形成一个明显的环状辐合带,称为“散度环”。在飑线的后部,散度环两侧气流南北方向的分量方向相反,导致辐合;在飑线的前部,由于后方风速大于前方风速,导致辐合,故而产生散度环。积分10 h,散度环范围继续扩大。其后,随着飑线减弱,散度环逐渐消散。

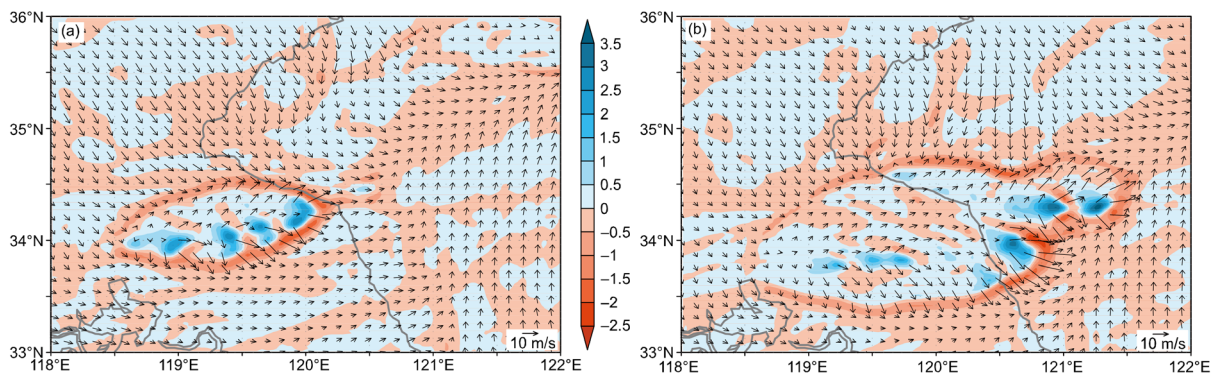


Figure 4. Simulated surface divergence and wind field ((a) $t = 9 \text{ h}$, (b) $t = 10 \text{ h}$. The black arrow denotes wind (m/s), and the shading denotes divergence ($10^{-3}/\text{s}$)

图 4. 模拟地面散度和风场((a) 积分 9 h, (b) 积分 10 h, 黑色矢线为风场(m/s), 填色区为散度($10^{-3}/\text{s}$))

图5(a)为积分9h 500 hPa 反射率因子和海平面气压,图5(b)为沿图5(a)中的紫色线的垂直剖面图,该剖面大致沿着飑线移动方向并通过雷暴高压和尾流低压区。从图5(a)中可以看出,500 hPa 反射率因子沿飑线分布数个强回波中心,与雷暴高压位置基本一致,最强回波超过50 dBz。图5(b)中强回波垂直呈柱状结构,-20 dBz 回波顶高约为300 hPa,超过50 dBz的最强回波区在450 hPa以下。对流带后部环境场为深厚的西北风,平直的后部气流在流入强对流区前,500 hPa以下的低层气流先有上升运动,上升气流到达中层(图5(b)中黄色粗箭头),在流入强对流区前,在700 hPa~600 hPa之间分为两支,上部分转为向前方倾斜的上升运动,在对流区出口转为下沉气流(图5(b)中棕色粗箭头);下半部转为向前方倾斜的下沉运动,到达近地面后,又转为上升气流(图5(b)中蓝色粗箭头),这与经典超级单体的气流模式有很大不同。在经典的强对流气流模式中,前部为顺切变上升气流,后部逆切变下沉气流,上升气流产生的降水物质掉入倾斜下沉的气流中,不会对上升气流产生拖曳作用,因此对流会维持很久。而本例的上升气流和下沉气流虽然基本处在同一垂直气柱中,但是由于上升气流源于中空,其中高空产生的降水物质掉入下半部分的下沉气流中,也不会对上升气流形成拖曳作用,同时,下降的降水物质在下沉气流中蒸发降温,在地面形成雷暴高压(图5(b)蓝色椭圆处),并产生强辐散气流,冲击对流体前方的近地层暖湿空气,产生上升运动,和上层在对流区前方的下沉气流在700 hPa以下低层汇合,有利于对流体前部产生新的对流。由图5(b)还可以看出,强对流区后部低层119.6°E附近有一个相对湿度区,700 hPa~600 hPa后部入流的低层部分来源于该湿区,水汽充沛、温度较高,中层部分来源于中空,水汽含量较少、温度较低,有利于对流不稳定。

强对流后部有较大范围的弱回波区,该区域主要是拖曳层状云区,降水强度也较弱。中低层的后部入流在该区域下沉,因降水强度弱,蒸发量少,在下沉过程中绝热增温,造成气压下降,形成尾流低压(图5(b)红色椭圆处)。

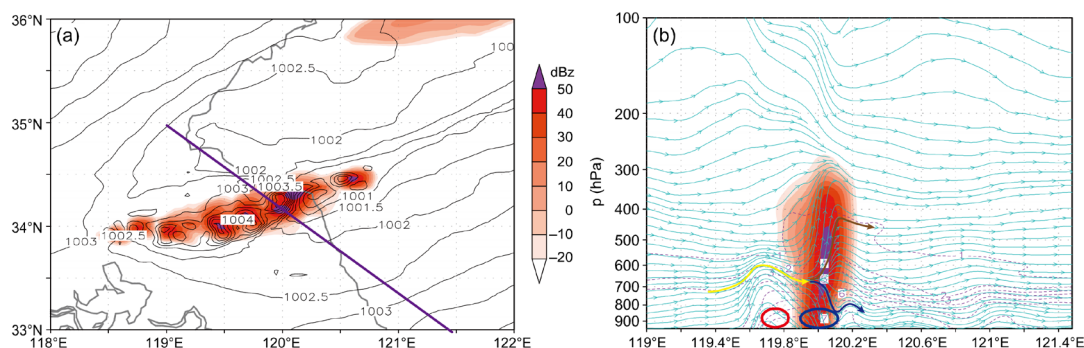


Figure 5. (a) 500 hPa reflectivity (shading, dBz) and sea level pressure (black solid line, hPa) at $t = 9$ h, (b) vertical cross section of circulation (chirg line), reflectivity (shading, dBz), and specific humidity (purple dashed line, 10^{-3} g/kg) along the purple line in (a). The red and blue ellipses denote the positions of wake low and thunderstorm high, respectively. The yellow arrow denotes rear inflow, and the brown and blue arrow denote updraft and downdraft, respectively)

图 5. (a) 积分 9 h 500 hPa 反射率因子(填色区, dBz)和海平面气压(黑色实线, hPa), (b) 经过(a)图中紫色剖线的垂直环流(青色矢线)、反射率因子(填色区, dBz)及比湿(紫色虚线, 10^{-3} g/kg)垂直剖面, 红色和蓝色椭圆处分别为尾流低压和雷暴高压位置, 黄色箭头表示中层入流, 棕色和蓝色箭头表示上升和下沉气流)

4.2. 对流层中层涡度偶

图 6 为积分 9 h 500 hPa 涡度、垂直速度和流线。沿着爬线, 前部为正涡度带, 正涡度带后部为一条负涡度带。正涡度最强超过 $2.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, 负涡度最强超过 $-3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。并且强的正负涡度中心大致呈现成对出现的结构(涡度偶结构)。把图 6(a)图中红色方框处放大, 如图 6(b)所示。从图中可以看出, 对于该处局部的对流区, 北侧为负涡度, 南侧为正涡度, 正负涡度区之间为上升运动区, 上升运动最强超过 11 m/s。由于对流的存在, 500 hPa 西北风气流出现明显扰动, 北侧产生反气旋性弯曲, 南侧产生气旋性弯曲。

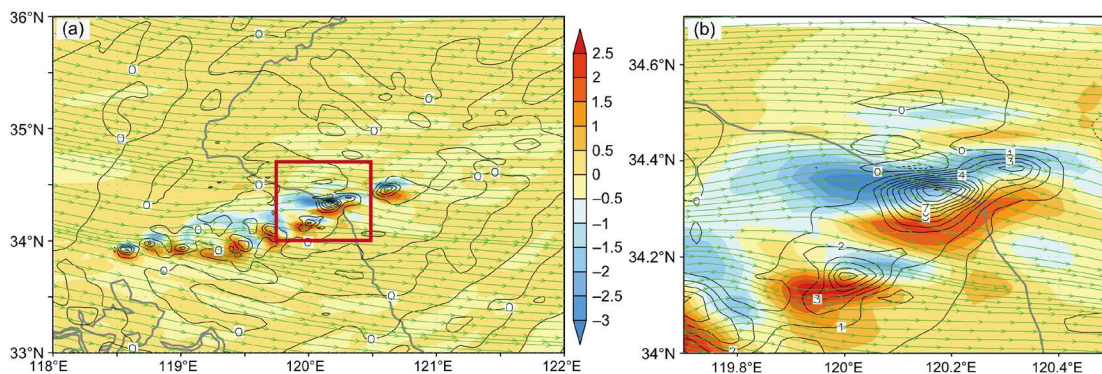


Figure 6. (a) Simulated 500 hPa vorticity (shading, 10^{-3} s^{-1}), vertical velocity (black line, m/s), and stream line (green arrow) at $t = 9$ h, (b) The magnification in the red box in (a)

图 6. 积分 9 h 500 hPa 涡度(填色区, 10^{-3} s^{-1})、垂直速度(黑色实线, 正值为上升运动, m/s)和流线(绿色矢线), (b)图 为(a)图中红色方框中的放大图

对于涡度偶产生的原因, 一种解释是: 在有较强的垂直风切变环境中发展起来的风暴, 从低层流入风暴的暖湿空气, 它的流向与环境风方向相反, 当热力上升气流与迎面的环境相对风相遇时, 在风暴的中层便有双涡产生, 即气流绕过风暴南边有利于造成气旋性旋转, 气流绕过风暴北边有利于造成反气旋性旋转。在风暴中层发展起来的双涡, 其旋转的方向有助于把环境气流阻塞住, 而低层气流由于同环境相对风的方向相反, 双涡之间便将吸入更多的空气, 能很有效地维持风暴内部的高速上升气流, 从而风暴能维持而不受环境风的干扰。

然而，通过绕流产生的曲率涡度实际上很难达到爬线中层涡度那么大的量级，应该有其它的因素使涡度得到增强。这里采用涡度方程，对涡度的收支进行诊断分析[22]。

当 $\frac{fD}{SL} \ll 1$ (D 、 L 分别为上升运动的垂直和水平尺度， S 为垂直风切变的强度尺度)时，由科氏力作用引起的垂直涡度变化和倾斜项引起的垂直涡度变化相比是比较小的。因为在强对流环境里， $\frac{fD}{SL} \sim 0.01$ ，因此可以忽略科氏力项的影响；斜压项对垂直涡度的直接影响也比较小，如果考虑 Boussinesq 近似，斜压项为零(斜压项可以通过生成水平涡度，再通过倾斜项的作用间接影响垂直涡度)。这里，不考虑科氏力和斜压对垂直涡度的影响，涡度方程为：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} &= -\mathbf{V} \cdot \nabla \zeta + \boldsymbol{\omega} \cdot \nabla \boldsymbol{\omega} \\ &= -u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y} - w \frac{\partial \zeta}{\partial z} + \xi \frac{\partial w}{\partial x} + \eta \frac{\partial w}{\partial y} + \zeta \frac{\partial w}{\partial z} \\ &= -u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y} - w \frac{\partial \zeta}{\partial z} + \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \frac{\partial w}{\partial x} + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \frac{\partial w}{\partial y} + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \quad (1)$$

其中， $\boldsymbol{\omega}$ 为涡度矢量， ζ 为涡度垂直分量， η 、 ξ 为涡度水平分量，其它为常用物理量。上式右边前三项为平流项，第四、五项为倾斜项，第六项为拉伸项。

对垂直涡度方程进行线性化。令 $u = \bar{u}(z) + u'$ ， $v = \bar{v}(z) + v'$ ， $w = w'$ ， $\zeta = \zeta'$ ，代入(1)式并忽略扰动对垂直涡度的作用，得：

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \zeta'}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \zeta'}{\partial y} + \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \frac{\partial w'}{\partial y} - \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \frac{\partial w'}{\partial x} = -\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \zeta' + \mathbf{S} \times \nabla w' \cdot \mathbf{k} \quad (2)$$

其中， $\mathbf{S} = \frac{\partial \bar{\mathbf{V}}}{\partial z}$ 为平均风垂直切变或者环境风垂直切变。由(2)式可见，涡度的变化由右边第一项涡度平流项和第二项倾斜项构成，因为平流项只是影响涡度的再分布，不会生成涡度，因此涡度的源项主要为倾斜项。倾斜项的大小取决于垂直风切变的大小和垂直速度的水平梯度。在图 6(b)中，该对流区域，500 hPa 西偏北风风速大，往低层风速逐渐小，垂直风切变产生指向偏北的水平涡度，在上升运动中心南侧，垂直速度往北加大，因此水平涡管北侧向上倾斜形成正的垂直涡度；在上升运动中心北侧，垂直速度往南加大，因此水平涡管南侧向上倾斜形成负的垂直涡度。倾斜项的作用可以用图 7 来表示。图 7(a)、图 7(b) 分别表示涡管倾斜前后的状态，图 7(c)为根据式(2)中倾斜项在对流区产生的垂直涡度。由图可见，正(负)涡度分别产生于上升运动南(北)侧垂直速度梯度大值区，可以解释图 6(b)中涡度偶产生的原因。

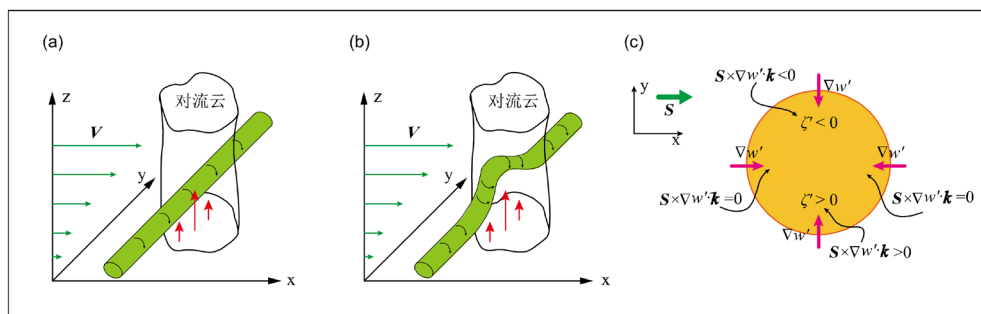


Figure 7. Schematic representation of the inclination of the vortex tube (The green thin arrow denotes the ambient wind V , the red arrow denotes the updraft, and the thin arrow on the green vortex tube denotes the rotation direction of the vortex tube)
图 7. 涡管倾斜示意图(图中绿色细箭头为环境风 V ，红色箭头为上升运动，绿色涡管上的细箭头代表涡管旋转方向)

4.3. 冷池和飊线自激发展机制

图 8 为积分 9 h 经过图 5(a)中剖线的垂直环流和 θ 垂直剖面图。由图可以看出位温随高度升高, 在 120°E 附近低层下沉气流处有一冷中心, 位温低于 295 K, 即为雷暴高压中的冷池, 其上空 600 hPa ~ 500 hPa 上升运动区等位温线向下弯曲, 温度相对周围较高, 为凝结潜热释放的结果。

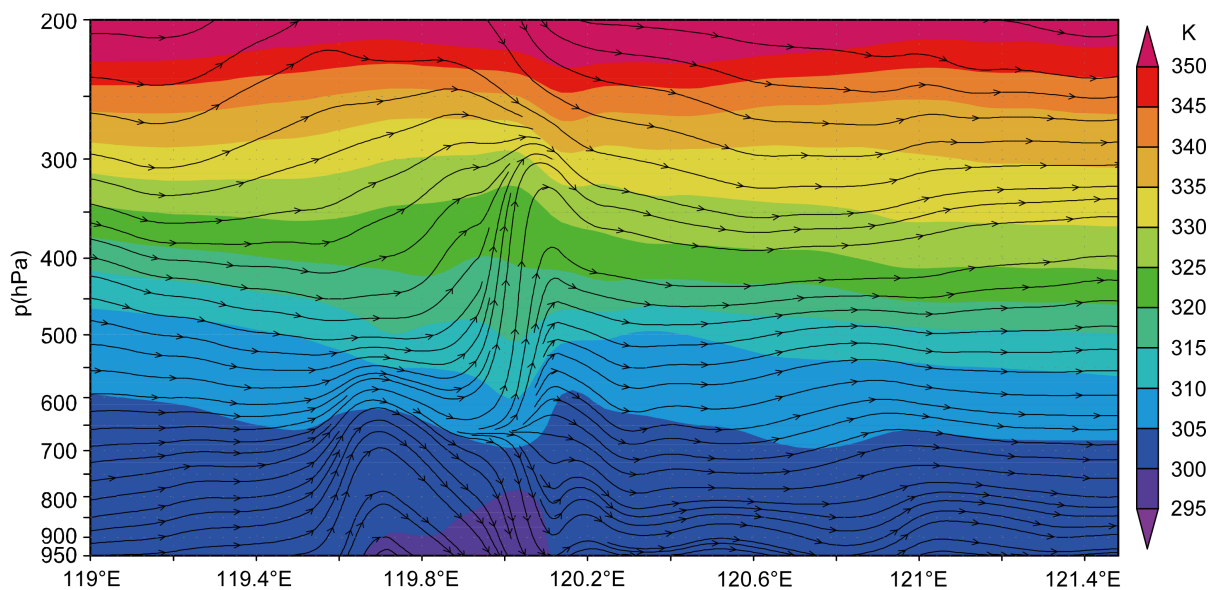


Figure 8. Vertical cross section of circulation and θ (K) along the purple line in Figure 5(a) at $t = 9$ h

图 8. 积分 9 h 沿图 5(a)中紫色剖线的垂直环流和 θ (K)垂直剖面图

700 hPa 以下低层, 冷池中下沉气流向前后流出, 因下沉出流风速大, 冲击前方和后方的空气, 辐合产生上升运动, 前方和后方的上升运动在 120.1°E、119.6°E 附近, 这两处形成新的水平涡度, 如图 9 所示。前方(后方)的垂直环流分别形成不同方向的水平涡度。冷池后部由于冷空气造成的环流与环境风场的环流方向相反, 导致上升运动减弱, 飊线后部雷暴消亡; 而冷池前部由于环境风速随高度增大产生的环流和冷池产生的垂直环流方向一致, 两环流迭加造成低层新的上升运动, 飊线向前自激发展。该理论即为 Rotunno 等提出的冷池和垂直风切变相互作用导致飊线移动方向前方新生单体的理论(即 RKW 理论) [23]。

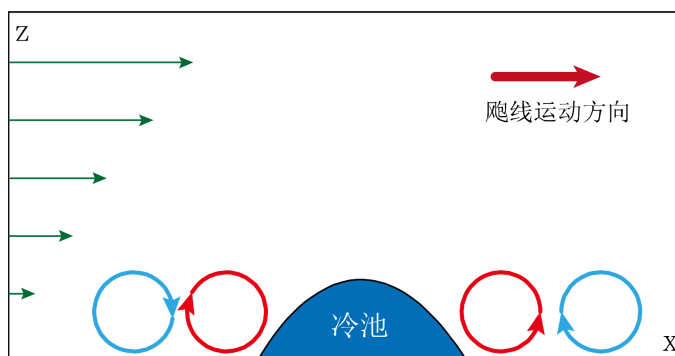


Figure 9. Schematic representation of interaction between cold pool and vertical wind shear (The green arrow denotes the environmental wind, the red circle denotes the circulation generated by cold pool, and the blue circle denotes the circulation generated by vertical environmental wind shear)

图 9. 冷池和垂直风切变相互作用示意图(绿色箭头为环境风的垂直分布, 红色圆圈为冷池产生的环流, 蓝色圆圈为环境风垂直切变产生的环流)

5. 结论

采用 WRF 中尺度数值模式对 2012 年 5 月 16 日江苏北部一次飊线过程进行数值模拟,分析该次飊线天气过程的大尺度背景场、飊线地面和高空的中尺度特征,以及中层涡度偶和飊线自激发展的机制,得到如下结论:

1) 东北冷涡南部低槽是飊线过程的大尺度背景形势,飊线发生在低层暖平流、中层冷平流的形成强位势不稳定层结大气中。

2) 云微物理过程 Lin 等的方案能够成功模拟此次飊线过程,模拟的雷暴高压、尾流低压及降水等天气过程与实况接近,模拟地面最大风速达到 27 m/s。模拟的地面散度场存在一个“散度环”,雷暴高压带形成一条辐散线,其前部和后部各存在一条辐合线。

3) 飊线的气流与经典模式的顺切变和逆切变气流不同,上升气流和下沉气流基本处在同一垂直气柱中。由于上升气流源于中空,其中高空产生的降水物质掉入下半部分的下沉气流中,不会对上升气流形成拖曳作用,同时,下降的降水物质在下沉气流中蒸发降温,在地面形成雷暴高压。

4) 利用线性化涡度方程,分析了飊线中层涡度偶形成的机制,垂直风切变和强垂直运动梯度相互作用在上升运动中心北侧形成负涡度,南侧形成正涡度。模拟的垂直环流和冷池分析验证了 RKW 理论,即雷暴高压中的冷池和垂直风切变相互作用的结果使得雷暴在冷池前缘新生,而在冷池后部消亡,飊线自激发展。

基金项目

国家自然科学基金资助项目 41975128、41275099、41205073、41275012 共同资助。

参考文献

- [1] Cunning, J.B. (1986) The Oklahoma-Kansas Preliminary Regional Experiment for STORM-Central. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **67**, 1478-1486. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1986\)067<1478:TOKPRE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1986)067<1478:TOKPRE>2.0.CO;2)
- [2] Leary, C.A. and Rappaport, E.N. (1987) The Life Cycle and Internal Structure of a Mesoscale Convective Complex. *Monthly Weather Review*, **115**, 1503-1527. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1503:TLCAIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1503:TLCAIS>2.0.CO;2)
- [3] Smull, B.F. and Houze Jr., R.A. (1987) Rear Inflow in Squall Lines with Trailing Stratiform Precipitation. *Monthly Weather Review*, **115**, 2869-2889. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<2869:RIISLW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<2869:RIISLW>2.0.CO;2)
- [4] Rutledge, S.A., Houze Jr., 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. *Monthly Weather Review*, **116**, 1409-1430. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<1409:TOMCSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<1409:TOMCSO>2.0.CO;2)
- [5] Johnson, R.H. and Hamilton, P.J. (1988) The Relationship of Surface Pressure Features to the Precipitation and Air-flow Structure of an Intense Midlatitude Squall Line. *Monthly Weather Review*, **116**, 1444-1473. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<1444:TROSPF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<1444:TROSPF>2.0.CO;2)
- [6] Stumpf, G.J., Johnson, R.H. and Smull, B.F. (1991) The Wake Low in a Midlatitude Mesoscale Convective System Having Complex Convective Organization. *Monthly Weather Review*, **119**, 134-158. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<0134:TWUIAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<0134:TWUIAM>2.0.CO;2)
- [7] Biggerstaff, M.I. and Houze Jr., R.A. (1991) Kinematic and Precipitation Structure of the 10-11 June 1985 Squall Line. *Monthly Weather Review*, **119**, 3034-3065. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<3034:KAPSOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<3034:KAPSOT>2.0.CO;2)
- [8] Biggerstaff, M.I. and Houze Jr., R.A. (1993) Kinematics and Microphysics of the Transition Zone of the 10-11 June 1985 Squall Line. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **50**, 3091-3110. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1993\)050<3091:KAMOTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<3091:KAMOTT>2.0.CO;2)
- [9] Braun, S.A. and Houze Jr., R.A. (1994) The Transition Zone and Secondary Maximum of Radar Reflectivity behind a Midlatitude Squall Line: Results Retrieved from Doppler Radar Data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **51**, 2733-2755. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051<2733:TTZASM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<2733:TTZASM>2.0.CO;2)
- [10] Zhang, D.L., Gao, K. and Parsons, D.B. (1989) Numerical Simulation of an Intense Squall Line during 10-11 June

- 1985 PRE-STORM. Part I: Model Verification. *Monthly Weather Review*, **117**, 960-994. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0960:NSOAIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0960:NSOAIS>2.0.CO;2)
- [11] Zhang, D.L. and 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. *Monthly Weather Review*, **117**, 2067-2094. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<2067:NSOAIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<2067:NSOAIS>2.0.CO;2)
- [12] 张群, 张维桓, 姜勇强. 边界层辐合线发展成飑线的数值试验[J]. 气象科学, 2001, 21(3): 308-315.
- [13] Jiang, Y.Q. and Wang, Y. (2010) The Effects of Strong Ageostrophic Outflows on the Formation of Surface Mesoscale Pressure Systems in Squall Lines. *Acta Meteorologica Sinica*, **24**, 225-238.
- [14] 张进, 谈哲敏. 启动对流的初始扰动对热带飑线模拟的影响[J]. 大气科学, 2008, 32(2): 309-322.
- [15] 闵锦忠, 王修莹, 沈菲菲, 等. 多普勒雷达资料同化对江苏一次飑线过程的数值模拟[J]. 气象科学, 2015, 35(3): 248-257.
- [16] 许广, 费建芳, 黄小刚, 等. 一次飑线过程的云微物理参数化方案数值试验及其成因分析[J]. 气象科学, 2017, 37(3): 283-292.
- [17] Lin, Y.L., Farley, R.D. and Orville, H.D. (1983) Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 1065-1092. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1983\)022<1065:BPOTSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1983)022<1065:BPOTSF>2.0.CO;2)
- [18] Pleim, J.E. (2007) A Combined Local and Non-Local Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. Part I: Model Description and Testing. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 1383-1395. <https://doi.org/10.1175/JAM2539.1>
- [19] Pleim, J.E. (2007) A Combined Local and Nonlocal Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. Part II: Application and Evaluation in a Mesoscale Meteorological Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 1396-1409. <https://doi.org/10.1175/JAM2534.1>
- [20] Mlawer, E.J., Taubman, S.J., Brown, P.D., et al. (1997) Radiative Transfer for Inhomogeneous Atmospheres: RRTM, a Validated Correlated-k Model for the Longwave. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 16663-16682. <https://doi.org/10.1029/97JD00237>
- [21] Dudhia, J. (1989) Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46**, 3077-3107. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2)
- [22] Markowski, P. and Richardson, Y. (2010) *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell, Hoboken, 224-227. <https://doi.org/10.1002/9780470682104>
- [23] Rotunno, R., Klemp, J.B. and Weisman, M.L. (1988) A Theory for Strong Long-Lived Squall Lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 463-485. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<0463:ATFSLL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<0463:ATFSLL>2.0.CO;2)