

刘佳, 沈新勇, 张大林, 等. 2013. 台风“麦莎”的强度对台风前部飢线发展过程影响的研究 [J]. 大气科学, 37 (5): 1025–1037, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12134. Liu Jia, Shen Xinyong, Zhang Dalin, et al. 2013. Impact of typhoon intensity on the development of a pre-Tropical Cyclone squall line [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (5): 1025–1037.

台风“麦莎”的强度对台风前部飢线 发展过程影响的研究

刘佳¹ 沈新勇¹ 张大林² 许映龙³ 毕明玉¹

1 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

2 马里兰大学大气和海洋科学系, 美国马里兰州 20742

3 国家气象中心, 北京 100081

摘 要 对 2005 年 8 月 5 日 16 时 (UTC, 下同) 至 6 日 00 时发生的一次台风前部飢线过程进行了数值模拟, 分析表明: 台前飢线在母体台风和副高之间的湿区生成。台风为这次台前飢线过程提供了有利的条件, 包括强的低空急流输送充沛的水汽, 强的不稳定环境产生大的对流有效位能以及强的地表辐合, 使得初始的离散的对流单体组织发展形成台前飢线。成熟时期的台前飢线虽然比中纬度和热带飢线的变压强度小, 但是具有更强的低层暖湿空气入流, 中层的入流范围也更加宽广。敏感性试验结果表明: 台风强度越强, 其台前飢线的回波强度越强, 移动速度更快, 生命史也越长。强台风使得低空垂直风切变更大, 有利于台前飢线的生成和发展, 在台风前部飢线发展成熟后, 低空垂直风切变强度减小, 不利于台前飢线的维持, 加之低空水汽输送的减少, 使其逐渐趋向衰亡。

关键词 台风麦莎 台前飢线 低空垂直风切变 位涡反演 敏感性试验

文章编号 1006-9895(2013)05-1025-13

中图分类号 P444

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12134

Impact of Typhoon Intensity on the Development of a Pre-Tropical Cyclone Squall Line

LIU Jia¹, SHEN Xinyong¹, ZHANG Dalin², XU Yinglong³, and BI Mingyu¹

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Department of Atmospheric and Oceanic Science, University of Maryland, College Park, Maryland 20742, USA

3 National Meteorological Center, Beijing 100081

Abstract A severe pre-TC (Tropical Cyclone) squall line that preceded Typhoon Matsa (2005) was investigated using the non-hydrostatic “Weather Research and Forecast” model. The results showed that this pre-TC squall line formed in the moist transition zone between the parent TC and a subtropical high. It was found that Matsa may have contributed to convective development in the squall line by producing conditional instability and enhancing low-level moisture convergence, leading to the organization of the early discrete convection into a linear rainband. Although the pre-TC

收稿日期 2012-08-21, 2013-01-17 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2013CB430103, 国家公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY200806009, 国家自然科学基金资助项目 41075039、41175065, 江苏省普通高校研究生科研创新计划项目

作者简介 刘佳, 女, 1983 年出生, 博士研究生, 研究领域为台风动力学及数值模拟。E-mail: liujia83324@126.com

通讯作者 沈新勇, E-mail: shenxy@nuist.edu.cn

squall line caused fewer surface pressure perturbations at its mature stage than is typically observed at mid-latitudes, it exhibited stronger moisture convergence in the boundary layer and a larger area of inflow in the mid-troposphere. Sensitivity analyses showed that stronger TCs give pre-TC squall lines that are longer lived and faster moving, with more intense rainfall. The results showed that a stronger TC tends to produce more low-level vertical wind shear in the transition zone, which favors the organization of early discrete convection into a squall line. However, low level vertical wind shear in the vicinity of the pre-TC squall line decreases when the mature stage is entered. This, in addition to the likelihood of a reduced low-level moisture supply, appears to be one of the factors that is unfavorable for the pre-TC squall line being maintained.

Keywords Typhoon Matsa, Pre-TC squall line, Low level vertical wind shear, PV (potential vorticity) inversion, Sensitivity experiment

1 前言

飊线是对流性气团凝聚在一起形成长生命史 (>3 h) 的离散的实体。由于飊线侧向排列有许多雷暴对流单体, 因此可能会发生暴雨、大风、冰雹等剧烈的灾害性天气。以往的研究指出, 飊线是一种准线性的中尺度对流系统, 对于它的发生条件已经有许多的研究 (丁一汇等, 1982; Laing and Fritsch, 2000)。国外学者利用雷达回波资料分析了飊线的统计学特征和中尺度对流组织模型 (Houze, 1977; Chen and Chou, 1993; Parker and Johnson, 2000), 并给出了成熟飊线的概念模型。国内学者也从地面中尺度物理特征、非绝热加热过程、边界层中尺度辐合线、地形对飊线结构的诱发和维持以及初始对流和云物理方案对飊线数值模拟结果的影响 (高坤和张大林, 1994; 翟国庆和俞樟孝, 1991; 沈杭锋等, 2010; Zhang, 1992; 李鸿洲等, 1999; 张进和谈哲敏, 2008; 董昊等, 2012;) 等方面做了很多的研究。而这些研究大多以中尺度飊线和热带飊线为主要研究对象。

台风前部飊线 (简称台前飊线) 是产生在台风外围前部的强对流回波带, 成弧状的对流群。它与台风外围螺旋雨带不同之处在于台前飊线的传播速度比螺旋雨带快的多。此外, 对流发生在台风外围雨带的内部或者尾部, 而台前飊线的对流则发生在其引导边缘 (Powell, 1990)。近年来, 雷达、卫星等先进的探测手段提供了大量的实时观测资料。陈永林等 (2009) 利用多种观测资料, 对台风“麦莎”的螺旋云带做了细致的研究, 并发现在螺旋云带登陆过程中, 不断分离出台前飊线, 并且定量的分析了台前飊线的回波特征、组织方式及其带来的大风暴雨的灾害性天气。梁佳等 (2009) 利用高分

辨率模拟资料分析了台前飊线的中尺度特征。Meng and Zhang (2010) 对 17 例台前飊线做了观测研究和统计分析, 得到台前飊线的统计学动力学特征, 发现与中纬度飊线相比, 台前飊线的生命史较短但是具有更强的回波强度。并通过敏感性试验, 台风的尺度和强度增强均对台前飊线发展有利。由于台前飊线是由台风外围螺旋云雨带分离出来的, 母体台风对它的发生发展至关重要。关于台风和中尺度气流之间的相互作用已经有所研究 (Chen and Pan, 2010), 台前飊线是台风外围的中尺度系统, 而关于台风具体是怎样影响其台前飊线这方面的研究工作则相对较少。本文在得到较好模拟结果基础上, 运用 Wang and Zhang (2003) 的位涡反演方法, 研究母体台风对其台前飊线发展过程的影响。

2 台风“麦莎”台前飊线系统的数值模拟验证

本文使用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式模拟台风“麦莎”登陆前最大强度 [5 日 06 时 (协调世界时, 下同)] 到登陆时产生台前飊线 (5 日 16 时) 以及飊线消亡后的过程。模拟区域为 3 个, 采用双向嵌套, 格距分别为 18 km, 6 km, 2 km, 模拟时段为 24 h (2005 年 8 月 5 日 06 时至 6 日 06 时)。积分步长 60 s。初始场采用 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 NCEP 每 6 h 一次再分析资料。微物理方案采用 WSM-3 混合冰相方案, 仅粗网格采用 Kain-Fritsch (new Eta) 积云对流参数化方案。行星边界层方案采用 YSU 方案, 大气辐射参数化方案采用 Dudhia 的云辐射方案。采用细网格 (2 km) 的输出结果对这次台前飊线过程进行分析研究。模拟区域设置见图 1, 相关的模式参数化方案设置见表 1。

表 1 模式参数设置

Table 1 Configurations of the WRF model parameters in the control simulation

区域	格点数	格距	垂直层次	微物理过程方案	积云对流参数化方案
d01	371×351	18 km	46	WSM3 方案	KF 方案
d02	301×352	6 km	46	WSM3 方案	无
d03	550×550	2 km	46	WSM3 方案	无

从模拟结果来看，模拟得到的台风路径与实况基本一致（图 2），误差不超过 60 km。比较实况和模拟的台风中心最低气压及最大风速（图 2）可以看出，前 12 h，最低气压和实况较为吻合。12 h 之后，模拟的最低气压比实况偏强一些。整个模拟过程最大风速与观测最大风速非常吻合。

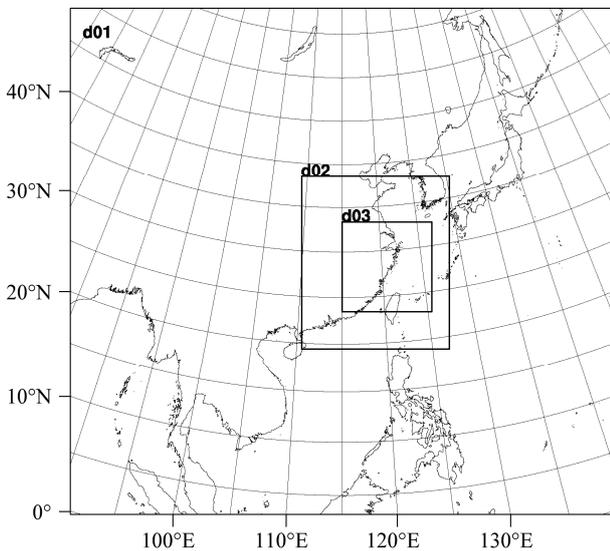


图 1 模式模拟区域

Fig. 1 Domains of the numerical simulation

陈永林等（2009）利用卫星、雷达及自动站资料，详细的分析了台风“麦莎”螺旋云带和台前飢线在登陆过程中的回波特征。从实况的雷达回波图 [见陈永林等（2009）图 5] 可以看出：5 日 12 时在台风东北象限海面上有若干对流单体生成，随后向西北方向运动并迅速发展成为成熟的台前飢线（5 日 15 时 32 分）。由于模拟的台风登陆时刻比实况晚了 3 h 左右，所以模拟的飢线生成时刻比实况晚了 3 h 左右，使得模拟的飢线每个阶段都比实况晚了 3 h。且模拟的台前飢线位置也比实况偏南约 40 km。尽管模拟的台前飢线与实况有一些差异，但是较为准确的再现了该系统的发展过程。成熟时刻回波东西宽约 300 km，南北宽约 20 km。生命史内平均移动速度为 13 m s^{-1} ，约为台风移动速度 (3.8 m s^{-1}) 的 3.3 倍。35 dBZ 回波区与母体台风完全分离，最大回波强度达 65 dBZ，符合 Meng and Zhang (2010) 对台前飢线的定义。

3 台前飢线的生成条件和典型结构特征

3.1 台前飢线生成环境条件

5 日 10 时（即飢线生成前 6 h），“麦莎”处于登陆前期，中心最低气压为 950 hPa。500 hPa 上 5880 gpm 线主体位于台风环流东北侧（图 3a），使得初始对流发生区域处于副高外围的对流活跃区内。此时副热带高压与台风低压环流之间很强的气压梯度形成了较强的偏南风低空急流。此急流带南北长 800 km，东西宽 300 km，把“麦莎”南侧海面上的暖湿气流源源不断的向北输送，这也是其东侧

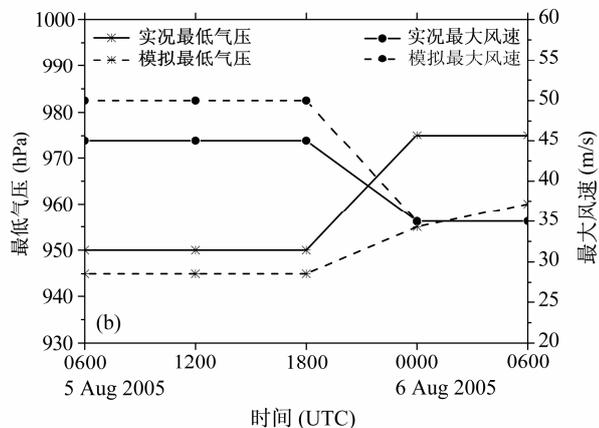
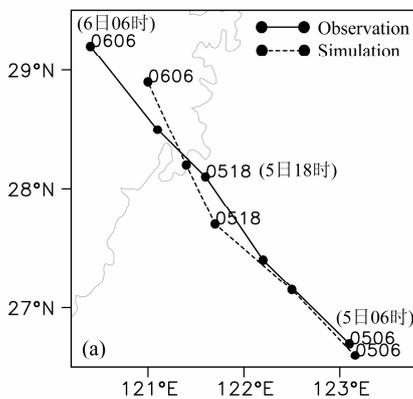


图 2 台风麦莎的模拟和实况 (a) 路径、(b) 最低气压和最大风速对比

Fig. 2 Comparison of (a) the typhoon track and (b) time series of the minimum sea-level pressure and the maximum surface wind from model simulation and observational data

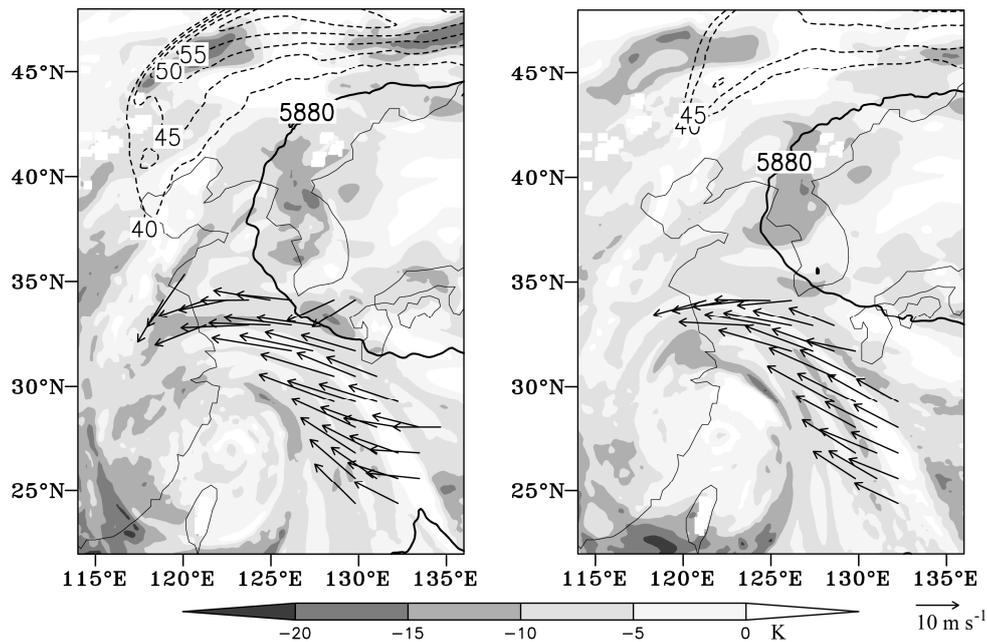


图3 2005年8月5日(a)10时、(b)16时模拟的背景场。阴影:700 hPa和850 hPa之间 θ_{se} 的差值(700-hPa θ_{se} -850-hPa θ_{se})。单位:K;粗实线:副高位置;箭头: $>10\text{ m s}^{-1}$ 的850 hPa风速(低空急流);虚线: $>40\text{ m s}^{-1}$ 的200 hPa风速(高空急流)

Fig. 3 The background fields at (a) 1000 UTC and (b) 1600 UTC on 5 Aug 2005. Shaded area: 700-hPa θ_{se} -850-hPa θ_{se} , unit: K; thick solid line: position of the subtropical high; arrow: wind speed $>10\text{ m s}^{-1}$ at 850 hPa; short-dashed line: wind speed exceeding 40 m s^{-1} at 200 hPa

象限中尺度对流天气系统多发的重要原因之一(高帆和王洪庆,2008)。而高层的高空急流位于 37°N , 120°E 附近,没有形成低空急流和高空急流相互配合的天气形势。可见这一个例中、低空急流对于台前飚线的影响比高空急流重要。稳定的副高和台风环流使得这种有利的天气形势一直维持。5日16时,在低空急流的西南侧、台风东北侧螺旋雨带外围有若干对流单体排列成行,这些对流单体中存在一些相对独立的较小尺度的上升运动中心(也是暖湿中心)。分析此时台风前沿3个纬度内各层假相当位温 θ_{se} (图略)可以看出,对流单体区域900 hPa高度上有一中心值为350 K的高 θ_{se} 向上伸展,700 hPa以下为 θ_{se} 的大值区,以上为 θ_{se} 的小值区,这意味着潜在不稳定有利于对流的发展。从图3b可以看出,700 hPa和850 hPa之间的 θ_{se} 差值(700-hPa θ_{se} -850-hPa θ_{se})最大达到-20 K,且与对流初始化的位置很好的对应,表明低层大气的不稳定能量有了一定程度的积累。

Meng and Zhang (2010)指出:天气尺度的抬升不再是产生对流的最直接的强迫因子,而其减弱的对流有效抑制能(CIN)和增强的对流有效位能(CAPE)则为对流发展提供了有益的环境。对比对流单体生成前6 h(5日10时)及生成时(5

日16时),环境CAPE从 2200 J kg^{-1} 增加到 2400 J kg^{-1} ,而对流单体生成位置的CAPE则从 2200 J kg^{-1} 增加到 3000 J kg^{-1} (图4a,b),可见此时大气的对流不稳定性极大地增强。相应时刻的CIN值则非常小,约为 24 J kg^{-1} 左右(图略)。对比两个时刻的地面散度场可以看出(图略),5日10时,对流单体相应位置地面上基本没有辐合辐散,而5日16时对流单体相应位置地面上则有明显的辐合。这是由于对流单体内的上升运动造成的。且在其附近右侧(对流单体的后侧)是辐散结构。这种配置使得冷出流快速嵌入暖湿入流的下部,两者之间的密度锋区抬升加速入流(姚建群等,2005),加强上升气流,使得对流单体迅速发展。地面温度露点差($T-T_d$)达到 4°C ,是较为饱和的湿区,为对流单体的发展提供了有利的水汽条件。

由此看出,稳定维持的台风环流和副高之间形成的强的低空急流将南部充沛的水汽源源不断的输送到台风东北侧的气旋环流中。低层水汽增加导致了CAPE的增加,大气不稳定能量积累,同时低层辐合的增强都为对流单体的生成提供了重要的条件,与Meng and Zhang (2010)得到的台前飚线生成时期的统计学特征相吻合。

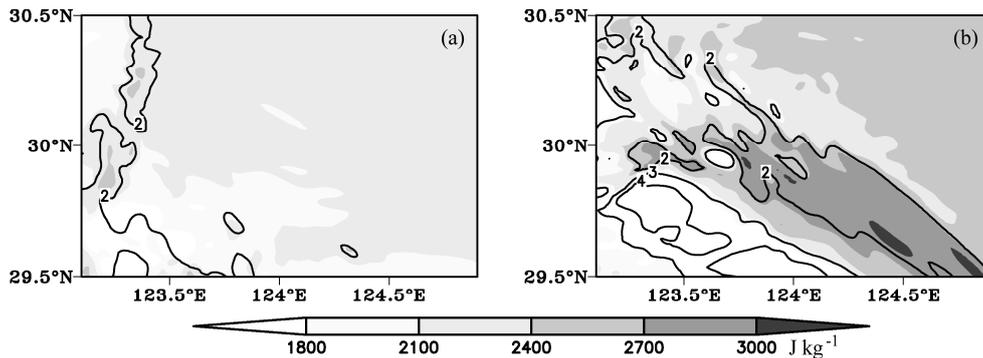


图4 模拟的地面有效位能(阴影, $>1800 \text{ J kg}^{-1}$)和温度露点差(等值线, $>2^\circ\text{C}$): (a) 2005年8月5日10时; (b) 2005年8月5日16时
Fig. 4 The simulated CAPE (shaded, $>1800 \text{ J kg}^{-1}$) and temperature-dewpoint spread ($T-T_d$) (contour, $>2^\circ\text{C}$) at the surface at (a) 1000 UTC and (b) 1600 UTC on 5 Aug 2005

3.2 成熟飢线的发展过程及其三维结构

此次模拟很好的再现了台前飢线的整个发展过程。模拟的雷达回波图显示: 5日16时, 海上 30°N , 124°E 附近出现若干点状回波(图5a)。1h后点状回波强度增强, 范围扩大(图5b), 并向西北偏西方向移动, 移动过程中在其前方陆上也有点状回波生成, 此时回波较为离散(图5c)。5日19时, 离散的点状回波继续向西运动, 同时强度增强, 在海上和陆上分别形成两个短弧回波。这些短弧回波迅速发展并向西快速移动(图5d), 移动前方同时有新的短弧回波生成, 回波强度也进一步增强。20时到21时, 这些短弧回波在运动过程中通过合并使得范围扩大, 强度不断增强, 最大回波强度达 65 dBZ , 形成成熟时刻的台前飢线(图5e、f)。发展成熟的时期有中尺度辐合线与强回波带对应(图略)。

选取5日20时台前飢线成熟时刻诊断分析台前飢线系统的三维结构。由于台前飢线位于强的台风环流之中, 因此5日20时海平面气压场上并没有像中纬度飢线或热带飢线强度的雷暴高压中心, 但是台前飢线区域有两个弱的变压中心(变压 1.2 hPa), 分别与雷达回波强中心对应。过最强雷达回波中心(图5e中ab直线)的垂直剖面图(图6a、b)可以看出: 飢线发生在等 θ_{se} 线漏斗区域。其前部 7 km 以下均为正涡度, 最大涡度中心位于 3 km 左右。飢线后部 1.5 km 、 5 km 均有负的涡度中心。 7 km 以上飢线前后均为负涡度中心。飢线前部有两条入流, 一条位于低层 1 km 附近, 是 θ_{se} 值较大的暖湿空气入流。通过辐合上升进入飢线内部, 而在其后部低层则有很强的干冷气流流出, 在后部低层形成了辐散区。这与王晓芳等(2010), 梁建宇和

孙建华(2012)的研究结果一致。和中纬度飢线热带飢线相比, 由于台风带来的充沛的水汽, 台前飢线具有更强的低层暖湿空气入流。另一条位于中层 $3\sim 5 \text{ km}$ 处, 是 θ_{se} 值较小的干冷空气入流, 这条入流通过飢线中层的辐合上升在飢线后部高层流出。与台风外围中尺度系统的高空出流在高层形成高空急流(孙建华等, 2006)不同的是, 台前飢线的出流在高层没有形成高空急流。

选取飢线系统经过的一定点(图5e中的O点), 做飢线过境前后物理量场时间高度剖面图(图7a、b), 可以看出: 12时到19时, 飢线经过该点之前, 4 km 以下始终保持 $\partial\theta_{se}/\partial z < 0$ 的位势不稳定状态, 上下层差值约为 18 K , 非常有利于对流的发展。低层 3 km 以下均为相对湿度 85% 以上湿区, 而中高层则相对湿度较小。陶诗言等(1980)指出暴雨过程的强盛期常对应湿垂直运动的中心区, 此次飢线过程也不例外。20时飢线经过该点时, 垂直方向存在着深厚的等 θ_{se} 区, 即湿垂直运动的中性区, 低层湿区向上延伸到 7 km 高度处。此时低层 $2\sim 6 \text{ km}$ 均为正涡度, 高层有负涡度, 相应低层辐合高层辐散。这种垂直结构使得低层入流进入飢线内部后形成深厚的上升运动, 平衡低层辐合和高层的辐散, 加快飢线后部的两条流出气流, 使得飢线迅速的发展。6日00时, 飢线移出该点, 由于飢线尾部小对流单体的影响, 低层只有较弱的辐散。

4 台前飢线影响因子敏感性试验

研究台前飢线的方法除了与中纬度飢线和热带飢线对比研究以外(因为关于中纬度飢线和热带飢线的构成类型、运动、生命史等的特征都有了较

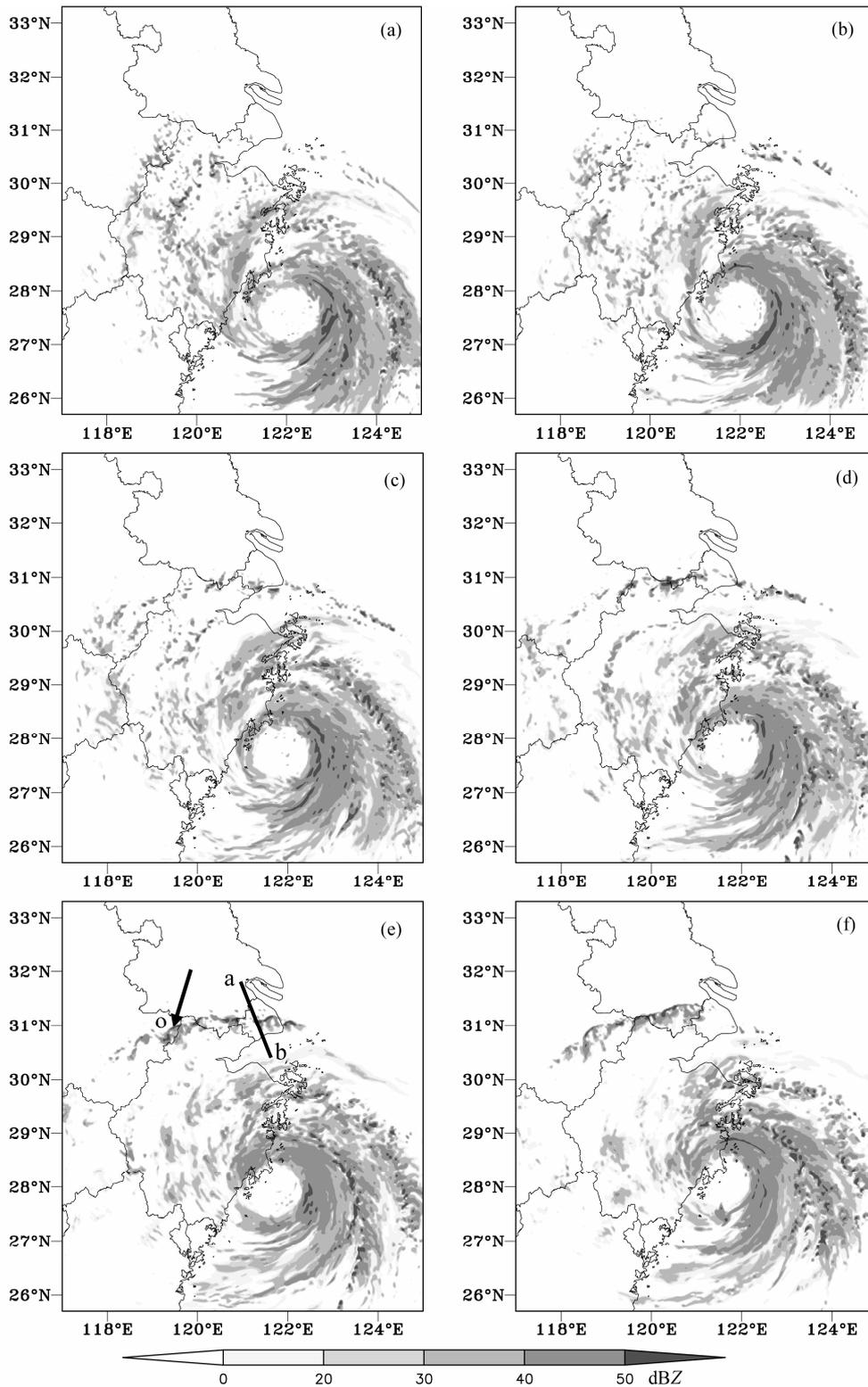


图 5 2005 年 8 月 5 日 16~20 时模拟的 850 hPa 雷达回波 (单位: dBZ): (a) 5 日 16 时; (b) 5 日 17 时; (c) 5 日 18 时; (d) 5 日 19 时; (e) 5 日 20 时; (f) 5 日 21 时。ab 线段为图 6 中的剖面; O 点是图 7 的定点

Fig. 5 The simulated radar reflectivity (unit: dBZ) at 850 hPa at (a) 1600 UTC, (b) 1700 UTC, (c) 1800 UTC, (d) 1900 UTC, (e) 2000 UTC, (f) 2100 UTC on 5 Aug 2005. Line ab indicates the location of cross section shown in Fig. 6; point O indicates the position of cross section shown in Fig. 7

多、较完善的研究), 由于台前飚线是发生在台风环流环境中的准线性中尺度对流系统, 有必要考虑

台风会对它的发展起到怎样的作用。因此我们通过敏感性试验, 分析研究母体台风对其台前飚线发展

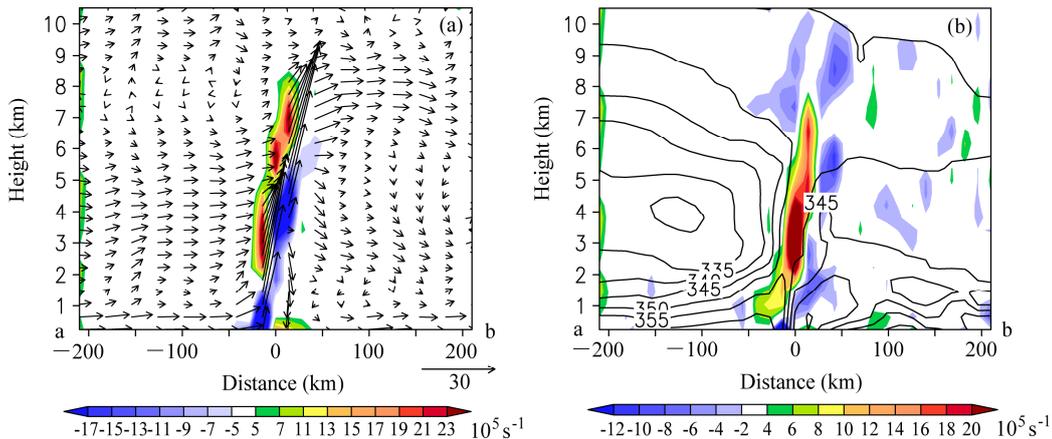


图6 5日20时沿着图5e中ab直线的垂直剖面：(a) 散度（阴影，单位： $10^{-5} s^{-1}$ ）、风场（箭矢： $(u, w \times 10)$ ， u 和 w 单位： $m s^{-1}$ ）；(b) 涡度（阴影，单位： $10^{-5} s^{-1}$ ）、 θ_{se} （实线，单位：K）

Fig. 6 Vertical cross sections along line ab in Fig. 5e at 2000 UTC 5 Aug 2005: (a) Divergence (shaded, unit: $10^{-5} s^{-1}$); wind vectors ($u, w \times 10$), units of u and w : $m s^{-1}$; (b) relative vorticity (shaded, unit: $10^{-5} s^{-1}$), θ_{se} (contour, unit: K)

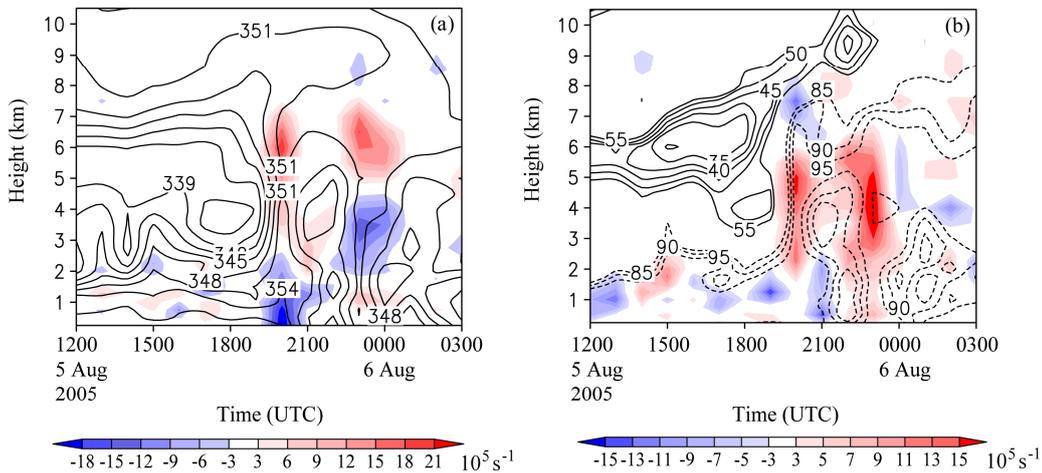


图7 2005年8月5日12时至6日03时在定点O的时间—高度剖面 (a) 散度场（阴影，单位： $10^{-5} s^{-1}$ ）、 θ_{se} （等值线，单位：K）和 (b) 涡度场（阴影，单位： $10^{-5} s^{-1}$ ）、相对湿度（等值线，实线： $<55\%$ ；虚线： $>85\%$ ）

Fig. 7 Time—height cross section at point O from 1200 UTC 5 to 0300 UTC 6 Aug 2005: (a) Divergence (shaded, unit: $10^{-5} s^{-1}$), θ_{se} (contour, unit: K); (b) relative vorticity (shaded, unit: $10^{-5} s^{-1}$), relative humidity (solid lines: $<55\%$, dashed lines: $>85\%$)

过程的影响。

4.1 位涡反演方法和敏感性试验设计

自1985年Hoskins et al. (1985)详细阐述了位涡反演的性质以来，位涡反演方法逐步发展成熟。Charney (1955)提出的非线性平衡基础上的位涡反演方法得到了广泛地应用。然而这种方法也有不少的缺点，最主要的一点是略去了辐合辐散而不能很好的反演出中尺度系统。Wang and Zhang (2003)提出了PV- ω 反演方法。其做法是在通过PV方程和 nonlinear 平衡方程反演得到平衡流场的基础上，利用准平衡 ω 方程得出准平衡条件下的垂直运动和辐散风分量，使得位涡反演方法能够很好的应用于中尺度系统的诊断，也使得反演技术在包含

天气尺度和中尺度大气运动的理解、诊断和预测方面表现出很强的应用背景。

为了研究台风对台前飢线发展过程的影响，我们运用Wang and Zhang (2003)的PV- ω 位涡反演方法，通过改变某一时刻的相应范围内的位涡值，从而达到改变TC的目的。并将改变强度后的台风涡旋做为初始条件，再次放到模式主模块里面积分，得到敏感性试验的模拟结果。本文中我们选取控制试验的初始积分时刻作为位涡反演的时刻，分别设计三组敏感性试验，三组试验采用同样的边界条件：

第一组：以台风中心为圆心，半径550 km区域内的位涡扰动减小为原始位涡扰动的0.25倍；

第二组：以台风中心为圆心，半径 550 km 区域内的位涡扰动减小为原始位涡扰动的 0.5 倍；

第三组：以台风中心为圆心，半径 550 km 区域内的位涡扰动增大为原始位涡扰动的 1.5 倍；

反演后，初始时刻的台风变化如表 2 所示：

表 2 控制和敏感性试验中台风中心最低气压、最大风速的对比

Table 2 Comparison of the control-simulated minimum sea-level pressure and maximum surface wind to those in sensitivity simulations

	控制试验	敏感性试验 1	敏感性试验 2	敏感性试验 3
最低气压	945 hPa	980 hPa	960 hPa	920 hPa
最大风速	45 m s ⁻¹	22 m s ⁻¹	35 m s ⁻¹	52 m s ⁻¹

4.2 台前爬线影响因子敏感性试验

分析敏感性试验 1 的雷达反射回波（图略）可以看出，当台风强度减小到一定程度时，没有台前爬线产生。可见母体台风对台前爬线的发生发展过程起重要的作用。下面将通过敏感性试验 2、3 的结果，分析讨论母体台风对台前爬线发展过程的影响。

分析敏感性试验 2、3 的雷达反射回波可以看出：与控制试验相比，试验 2 中（图 8a、b）由于台风中心最低气压增加 15 hPa，眼墙及其外围区域的回波范围减小了很多。5 日 14 时，台风东北象限海上有若干对流单体生成，之后的 4 h 中，一部分对流单体消亡，一部分对流单体向西移动进入陆

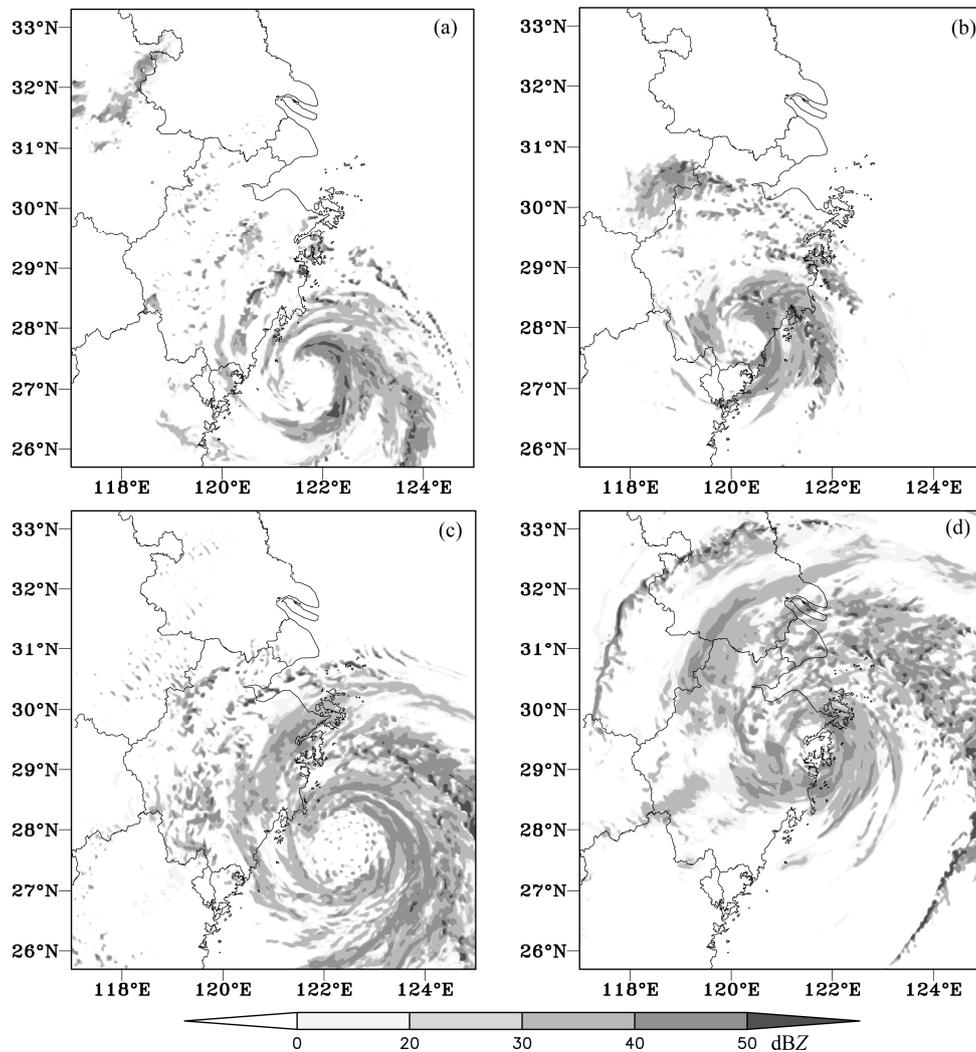


图 8 850 hPa 雷达反射回波：(a) 敏感性试验 2，5 日 14 时；(b) 敏感性试验 2，6 日 01 时；(c) 敏感性试验 3，5 日 14 时；(d) 敏感性试验 3，6 日 01 时

Fig. 8 The simulated radar reflectivity at 850 hPa: (a) 1400 UTC 5 Aug in sensitivity experiment 2; (b) 0100 UTC 6 Aug in sensitivity experiment 2; (c) 1400 UTC 5 Aug in sensitivity experiment 3; (d) 0100 UTC 6 Aug in sensitivity experiment 3

上。这些离散的对流单体逐渐发展并向西偏北方向移动，在移动过程中与新生成的对流单体合并发展。到了成熟时刻形成长约为 200 km，宽 70 km 的回波带，长宽比约为 3，35 dBZ 以上的大值回波区较为连续，基本符合台前飢线的定义。

试验 3 中 (图 8c、d)，台风中心最低气压减小了 25 hPa，眼墙及其外围区域的回波范围和强度均有明显的增加。台前飢线生成时刻 (5 日 14 时)，台风东北象限海上 30.5°N，123°E 附近的对流单体成线状排列，回波较强。其西侧台风螺旋雨带外围也有若干对流单体排列成行。随后的几小时内 (5

日 15 时至 6 日 01 时)，这些线状的对流单体迅速发展，像西北偏西方向移动，在移动的过程中逐渐合并。形成了长度达到 500 km，宽度达 80 km 的成熟时刻的台前飢线，长宽比约为 6，最大回波强度达 65 dBZ，生命史持续了 10 h，是一条剧烈的台前飢线。

对比台前飢线生成时期的环境条件可以看出，控制试验中 (图 9a、b)，飢线生成时期 (5 日 14 时到 16 时) 对流单体位置及附近区域均有地表辐合，只不过附近区域的辐合较弱。而敏感性试验 2 中仅在对流单体位置 (29°N，123°E) 附近有较弱

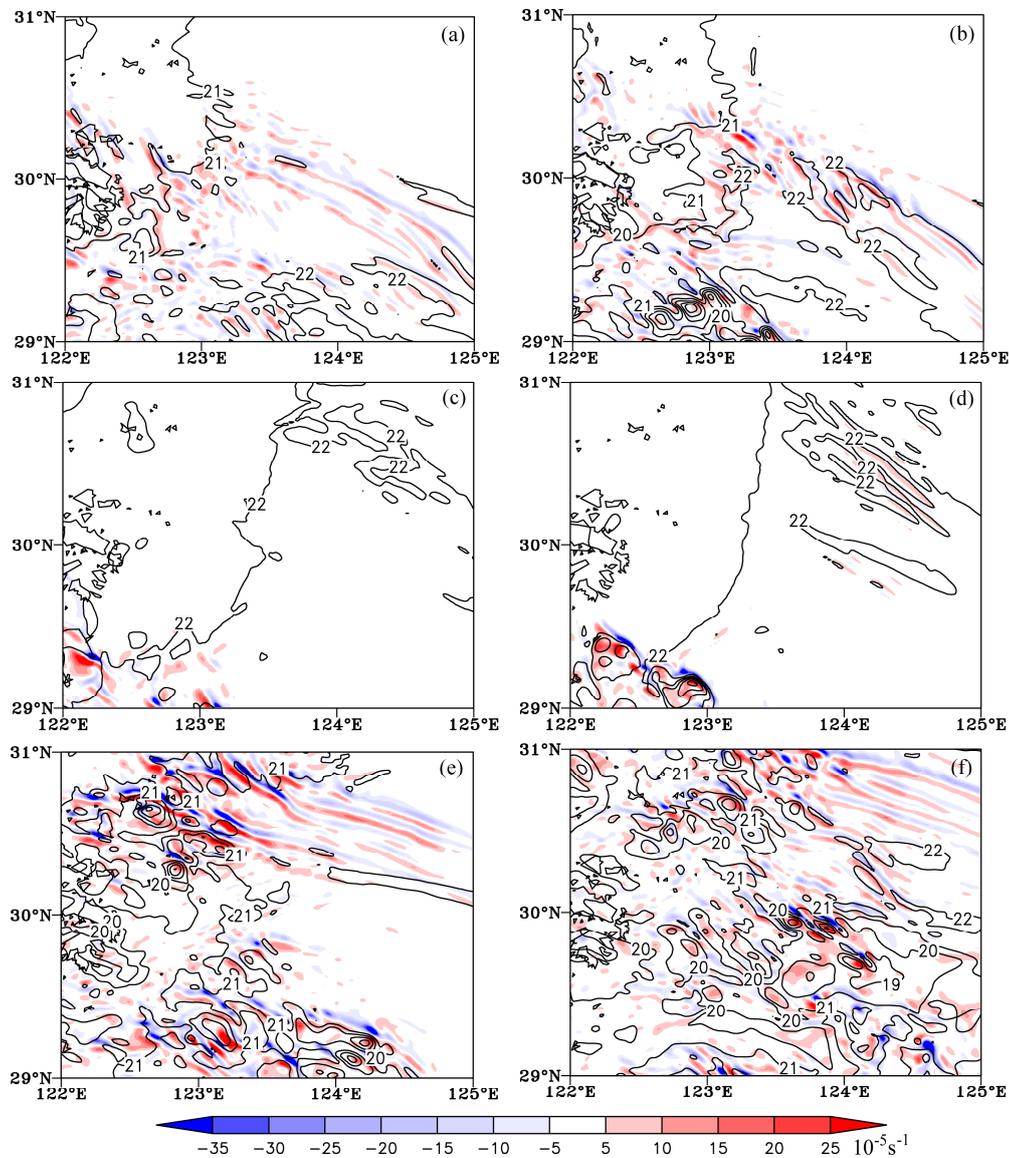


图 9 模拟的地面散度 (阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1})、水汽混合比 (等值线, 单位: $10^{-3} \text{ g kg}^{-1}$)。 (a) 控制试验: 5 日 14 时; (b) 控制试验: 5 日 16 时; (c) 敏感性试验 2: 5 日 14 时; (d) 敏感性试验 2: 5 日 16 时; (e) 敏感性试验 3: 5 日 14 时; (f) 敏感性试验 3: 5 日 16 时
Fig. 9 The simulated divergence (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}) and Q , (contour, unit: $10^{-3} \text{ g kg}^{-1}$) at the surface: (a) 1400 UTC and (b) 1600 UTC on 5 Aug in control experiment; (c) 1400 UTC and (d) 1600 UTC on 5 Aug in sensitivity experiment 2; (e) 1400 UTC and (f) 1600 UTC on 5 Aug in sensitivity experiment 3

的辐合 (图 9c、d), 对比地面水汽混合比, 虽然数值达到 $21 \times 10^{-3} \text{ g kg}^{-1}$, 但水汽范围较小。而控制试验中水汽范围更大。敏感性试验 3 中飊线生成时刻 (图 9e、f) 地表辐合强度强, 范围大。水汽混合比 (Q_v , water vapor mixing ratio) 的强度和敏感性试验 2 相当, 但是范围大许多, 为台前飊线创造了有利的生成条件。从敏感性试验中台前飊线成熟时期的环境条件可以看出, 对比控制试验 (图 10a、

b), 较弱的台前飊线 (敏感性试验 2) 对应较弱的冷池 (图 10c、d), 降温约为 3°C , 而较强的台前飊线 (敏感性试验 3) 对应较强的冷池 (图 10e、f), 降温达到 6°C 。控制试验和敏感性试验的水汽强度相当, 只是强的台前飊线对应的水汽范围更大。上述分析表明, 强的台风为台前飊线对流发生时提供了更加充沛的水汽和地表的辐合条件, 增加环境输送, 从而给飊线提供更多的外部强迫使其迅速

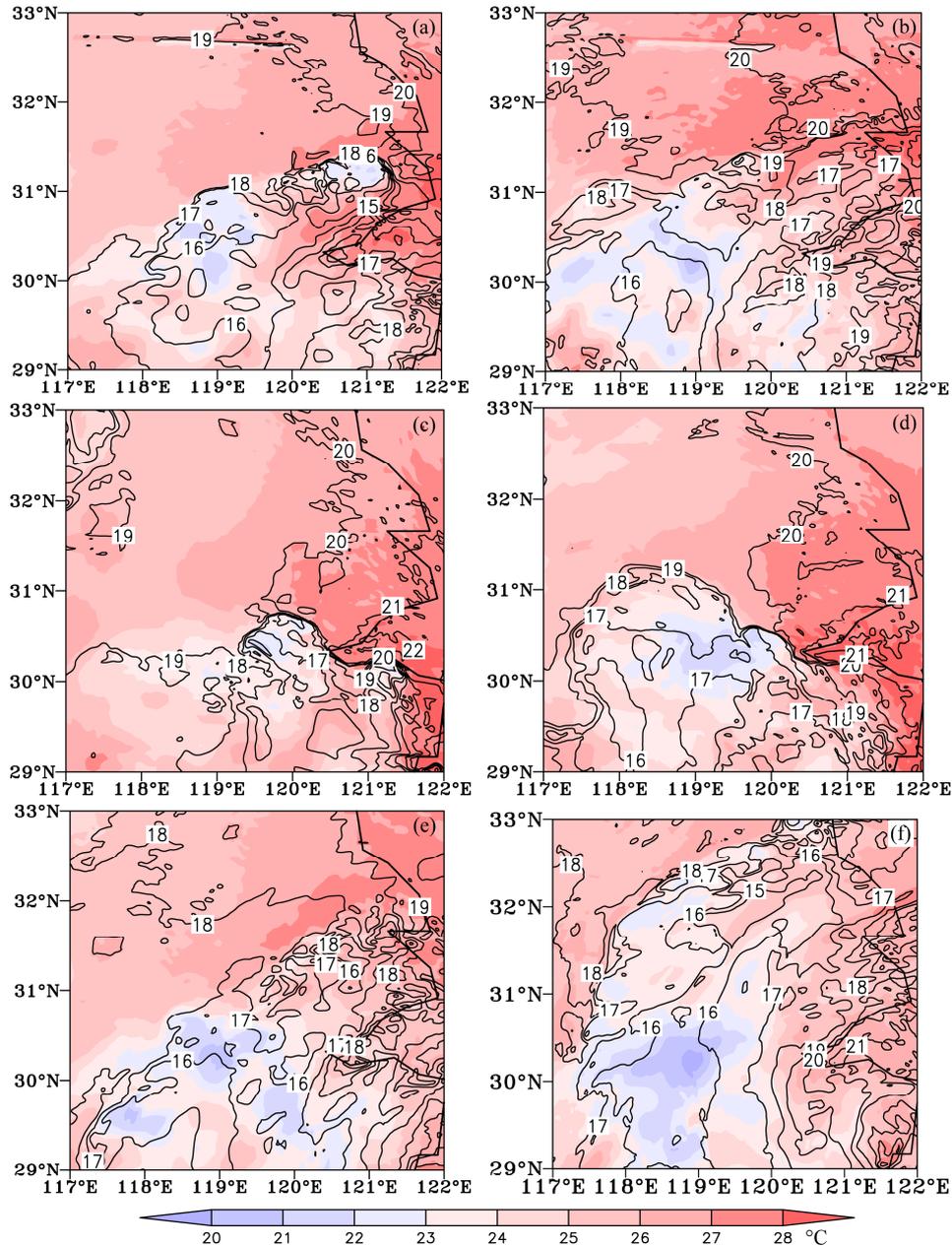


图 10 模拟的地面温度 (阴影, 单位: $^\circ\text{C}$)、水汽混合比 (等值线, 单位: $10^{-3} \text{ g kg}^{-1}$)。 (a) 控制试验: 5 日 20 时; (b) 控制试验: 6 日 01 时; (c) 敏感性试验 2: 5 日 20 时; (d) 敏感性试验 2: 6 日 01 时; (e) 敏感性试验 3: 5 日 20 时; (f) 敏感性试验 3: 6 日 01 时
Fig. 10 The simulated temperature (shaded, unit: $^\circ\text{C}$) and Q_v (contour, unit: $10^{-3} \text{ g kg}^{-1}$) at the surface: (a) 2000 UTC 5 Aug and (b) 0100 UTC 6 Aug in control experiment; (c) 2000 UTC 5 Aug and (d) 0100 UTC 6 Aug in sensitivity experiment 2; (e) 2000 UTC 5 Aug and (f) 0100 UTC 6 Aug in sensitivity experiment 3

发展。

以往的研究表明，地面冷出流与环境切变的相互作用经由前沿新单体的再生促成了对流系统的组织化和维持 (Rotunno et al., 1988; Weisman and Davis, 1998)。Laing and Fritsch (2000) 指出低空垂直风切变对对流风暴的发展有重要的影响。由于台

前飢线发生在台风背景中，在台风北部区域生成，因此我们选取台前飢线生成到发展成熟阶段内母体台风北部 2 纬度范围内 700 hPa、850 hPa、900 hPa 等压面上水平风的 u 、 v 分量做区域平均，计算得到低空垂直风切变。飢线生成前图 (11a)，低空垂直风切变的方向由西北指向东南，切变强度约为

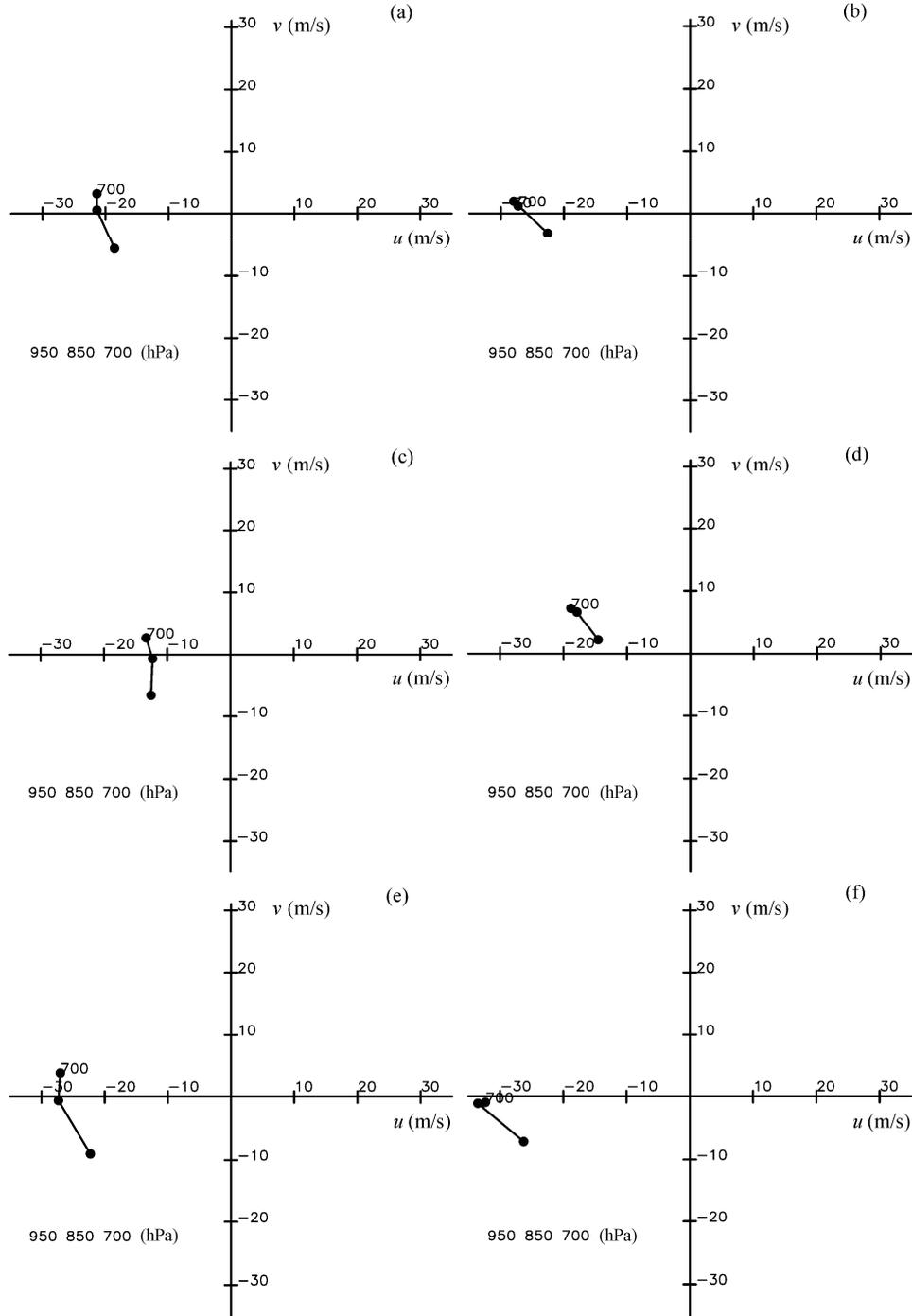


图 11 低空垂直风切变: (a) 控制试验, 5 日 12 时; (b) 控制试验, 5 日 21 时; (c) 敏感性试验 2, 5 日 12 时; (d) 敏感性试验 2, 5 日 21 时; (e) 敏感性试验 3, 5 日 12 时; (f) 敏感性试验 3, 5 日 21 时。拐点对应等压面依次为 950 hPa、850 hPa、700 hPa
Fig. 11 The area-averaged hodographs from the model-simulated winds at 950 hPa, 850 hPa, 700 hPa: (a) 1200 UTC and (b) 2100 UTC 5 Aug in control experiment; (c) 1200 UTC and (d) 2100 UTC 5 Aug in sensitive experiment 2; (e) 1200 UTC and (f) 2100 UTC 5 Aug in sensitive experiment 3

11 m s^{-1} , 到成熟时期 (图 11b), 切变方向变化不大, 而强度减小到 7 m s^{-1} 。整个过程中切变减小了 4 m s^{-1} 。从敏感性试验中的低空垂直风切变可以看出: 敏感性试验 2 中, 当台风较弱时, 飏线生成前 (图 11c) 的低空垂直风切变方向由北指向南, 切变强度约为 9 m s^{-1} , 到了成熟时期 (图 11d), 低空垂直风切变方向转为自西北指向东南, 切变强度减小到 6 m s^{-1} 。而敏感性试验 3 中, 当台风较强时, 飏线生成前 (图 11e) 的低空垂直风切变方向由西北指向东南, 切变强度约为 15 m s^{-1} 。到了成熟时期 (图 11f), 低空垂直风切变方向基本不变, 强度减小到 9 m s^{-1} 。姚建群等 (2005) 指出: 若垂直风切变较小, 使得下沉气流不能与上升气流分开, 下沉气流的出现和增强导致上升气流的减弱, 雷暴的生命周期结束, 不能进一步维持。对比控制试验和敏感性试验的低空垂直风切变可以看出, 在台前飏线生成时刻, 低空垂直风切变相对较大, 且较强的台风使得的低空垂直风切变更大, 非常有利于对流单体的发展。随着台前飏线发展成熟, 较弱台风的低空垂直风切变减小到 6 m s^{-1} , 不利于台前飏线的继续发展维持。而当台风较强时, 低空垂直风切变虽然减小了 6 m s^{-1} , 但是切变强度仍然有 9 m s^{-1} , 因此其台前飏线的生命史维持的时间更久。

5 结论

本文通过数值模拟发生在 2005 年 8 月 5 日 16 时至 6 日 00 时的一次台前飏线过程, 诊断分析了其生成的环境条件和成熟时期三维结构, 并通过敏感性试验分析了台风强度对台前飏线发展过程的影响, 得到以下结论:

(1) 台风为台前飏线提供了有利于产生对流的天气尺度环境场, 这些有利条件包括: 副高与台风低压间很强的气压梯度形成的强低空急流, 把南侧的暖湿气流源源不断的向北输送, 造成台风东侧象限中尺度对流天气系统多发。强的不稳定环境存在很大的对流有效位能以及地表辐合。

(2) 成熟台前飏线的变压强度比中纬度飏线和热带飏线小, 仅存在弱的变压中心 (变压 1.2 hPa) 与雷达回波强中心对应。台前飏线发生在等 θ_{se} 线漏斗区域。具有更强的低层暖湿空气入流, 并通过辐合进入飏线内部倾斜上升, 在其后部低层形成很强的干冷气流流出。而中层的入流是一支范围宽的 θ_{se} 值较小的干冷空气入流, 这条入流通过飏线中层

的辐合上升在飏线后部高层流出。

(3) 敏感性试验结果表明: 较弱的台风其台前飏线的强度较弱, 移动速度较慢且生命史较短。而较强的台风, 其台前飏线的强度强, 移动速度快生命史也 longer。较弱的台风为台前飏线的生成提供了较弱的水汽条件和地表辐合。而较强的台风则为台前飏线提供了强度大范围广的水汽及和地表辐合条件。由于强台风使得中层冷空气入流增强及飏线中蒸发冷却的强下沉气流增强使得飏线的冷池更强。强的台风使得低空垂直风切变更强, 因此台风强度大更有利于其台前飏线的发展。随着台前飏线发展成熟, 低空垂直风切变逐渐减小, 不利于台前飏线的继续发展维持, 加之低空水汽输送的减少, 使其趋向衰亡。

本文通过数值模拟和敏感性试验, 研究了母体台风对于其台前飏线发展过程的影响。这一个例中台前飏线产生在台风螺旋雨带的前沿, 如果台前飏线在远离螺旋雨带的位置产生, 其结构会发生什么样的变化? 这将是未来值得深入研究的问题。

致谢 感谢审稿专家对本文提出的诸多有益建议!

参考文献 (References)

- Charney J G. 1955. The use of the primitive equations of motion in numerical prediction [J]. *Tellus*, 7 (1): 22–26.
- 陈永林, 王智, 曹小刚, 等. 2009. 0509 号台风 “Matsa” 登陆螺旋云带的增幅及其台前飏线的特征研究 [J]. *气象学报*, 67 (5): 828–839.
- Chen Y L, Wang Z, Cao X G, et al. 2009. Characteristic analysis of the strengthening spiral bands and the preceding squall lines in association with the 0509 typhoon “Matsa” [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 67 (5): 828–839.
- Chen G T, Chou H C. 1993. General characteristics of squall lines observed in TAMEX [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121 (3): 726–733.
- Chen H, Pan W Y. 2010. Targeting studies for the extratropical transition of Hurricane Fabian: Signal propagation, the interaction between Fabian and midlatitude flow, and an observation strategy [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 138 (8), 3224–3242.
- 丁一汇, 李鸿洲, 章名立, 等. 1982. 我国飏线发生条件的研究 [J]. *大气科学*, 6 (1): 18–27. Ding Yihui, Li Hongzhou, Zhang Mingli, et al. 1982. A study on the formation condition of squall line in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 6 (1): 18–27.
- 董昊, 徐海明, 罗亚丽. 2012. 云凝结核浓度对 WRF 模式模拟飏线降水的影响: 不同云微物理参数化方案的对比研究 [J]. *大气科学*, 36 (1): 145–169. Dong Hao, Xu Haiming, Luo Yali. 2012. Effects of cloud condensation nuclei concentration on precipitation in convection permitting simulations of a squall line using WRF model: Sensitivity to

- cloud microphysical schemes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (1): 145–169.
- 高帆, 王洪庆. 2008. 台风麦莎 (0509) 的数值模拟及结构演变特征分析 [J]. 北京大学学报 (自然科学版), 44 (3): 385–390. Gao Fan, Wang Hongqing. 2008. Numerical simulation and structure analysis of typhoon Matsa (0509) [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis (in Chinese), 44 (3): 385–390.
- 高坤, 张大林. 1994. 非绝热物理过程在模拟飑线系统中 β 尺度结构中的作用 [J]. 气象学报, 52 (3): 321–331. Gao Kun, Zhang Dalin. 1994. The effects of diabatic physical processes on the simulation of meso- β scale structure of a squall line system [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 52 (3): 321–331.
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111: 877–946.
- Houze R A Jr. 1977. Structure and dynamics of a tropical squall line system [J]. Mon. Wea. Rev., 105 (12): 1540–1567.
- Laing A G, Fritsch J M. 2000. The large scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes [J]. Mon. Wea. Rev., 128 (8): 2756–2776.
- 李鸿洲, 蔡则怡, 徐元泰. 1999. 华北强飑线生成环境与地形作用的数值试验研究 [J]. 大气科学, 23 (6): 713–721. Li Hongzhou, Cai Zeyi, Xu Yuantai. 1999. A numerical experiment of topographic effect on genesis of the squall line in North China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23 (6): 713–721.
- 梁佳, 丁治英, 万瑜, 等. 2008. 0509 号台风“麦莎”外围飑线的数值模拟 [J]. 科技信息, 26: 20–23. Liang Jia, Ding Zhiying, Wan Yu, et al. 2008. The simulation of the pre-TC squall line of Matsa [J]. Science and Technology Information (in Chinese), 26: 20–23.
- 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): 316–335. Liang Jianyu, Sun Jianhua. 2012. The formation mechanism of damaging surface wind during the squall line in June [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese), 36 (2): 316–335.
- Meng Z Y, Zhang Y J. 2010. On the squall lines preceding landfalling tropical cyclones in China [J]. Mon. Wea. Rev., 140 (2): 445–470.
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. Mon. Wea. Rev., 128 (10): 3413–3436.
- Powell M D. 1990. Boundary layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part I: Mesoscale rainfall and kinematic structure [J]. Mon. Wea. Rev., 118 (4): 891–917.
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong long-lived squall lines [J]. J. Atmos. Sci., 45 (3): 463–485.
- 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 (6): 1127–1139. 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 (6): 1127–1139.
- 孙建华, 齐琳琳, 赵思雄. 2006. 9608 号台风登陆北上引发北方特大暴雨的中尺度对流系统研究 [J]. 气象学报, 64 (1): 57–71. Sun Jianhua, Qi Linlin, Zhao Sixiong. 2006. A study on mesoscale convective systems of the severe heavy rainfall in north China by 9608 typhoon [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 64 (1): 57–71.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 12–173. Tao Shiyan. 1980. Rain of China (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 12–173.
- 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 (2): 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 (2): 471–485.
- Wang X B, Zhang D L. 2003. Potential vorticity diagnosis of a simulated hurricane. Part I: Formulation and quasi-balanced flow [J]. J. Atmos. Sci., 60 (13): 1593–1607.
- Weisman M L, Davis C A. 1998. Mechanisms for the generation of mesoscale vortices within quasi-linear convective systems [J]. J. Atmos. Sci., 55 (16): 2603–2622.
- 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 (6): 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 (6): 746–753.
- 翟国庆, 俞樟孝. 1991. 华东飑线过程中的地面中尺度物理特征 [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 (in Chinese), 15 (6): 63–69.
- 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 Zheming. 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.
- Zhang D L. 1992. The formation of a cooling-induced mesovortex in the trailing stratiform region of a midlatitude squall line [J]. Mon. Wea. Rev., 120 (12): 2763–2785.