

高梦竹,陈耀登,章丽娜,等,2017. 对流移入杭州湾后飑线发展机制分析[J]. 气象,43(1):56-66.

# 对流移入杭州湾后飑线发展机制分析<sup>\*1</sup>

高梦竹<sup>1</sup> 陈耀登<sup>1</sup> 章丽娜<sup>2</sup> 王芳<sup>1</sup>

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合  
实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京 210044  
2 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081

**提 要:** 为加深对杭州湾影响下飑线维持机制的理解,利用多普勒天气雷达、常规和加密观测资料以及 NCEP GFS 资料,分析了 2014 年 7 月 27 日浙北飑线成因,并重点探讨了此次飑线过程中对流从北岸和南岸移入杭州湾的演变过程及对飑线整体发展的作用。分析表明:南北向辐合线触发新的雷暴单体生成及中等强度的深层垂直风切变,是此次飑线生成和发展的关键环境条件;飑线中对流从南北两岸移入杭州湾后强度均加强,使得飑线得到更好的维持发展;杭州湾上更好的水汽和更强不稳定能量条件,使从北岸移入杭州湾的对流单体加强并连接苏南、浙北两条线状对流,这是进而使得飑线持续发展的重要原因;杭州湾表面与陆地相当的温度和湿度,以及海上较强的垂直风切变,使南岸入海对流强度维持,并在地面冷池和后侧入流的共同影响下发展成弓形回波,这也是飑线维持的重要因素。

**关键词:** 飑线,强度变化,杭州湾,机制

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.01.006

## Analysis on Influence of Convection After Moving into Hangzhou Bay on the Development of Squall Line

GAO Mengzhu<sup>1</sup> CHEN Yaodeng<sup>1</sup> ZHANG Lina<sup>2</sup> WANG Fang<sup>1</sup>

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education/International Cooperation on Climate Change and Environment Joint Lab/Meteorological Disaster Forecasting and Warning Assessment Collaborative Innovation Center, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044  
2 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

**Abstract:** To enhance the understanding of the squall line maintaining mechanism under influence of Hangzhou Bay, the diagnostic analyses are made on the squall line in northern Zhejiang on 27 July 2014, using Doppler radar data, convective and densely-observed surface data and NCEP GFS data. The focus is on the evolution of convection that moved into Hangzhou Bay from the north and the south coasts and its effect on the overall development of squall lines. The result indicates that the north-south convergence lines and moderate strength of deep vertical wind shear are the key environmental factors of the generation and development of the squall line event. Convections are strengthened after moving into Hangzhou Bay from the north and the south coasts, leading to squall line maintaining. The better moisture conditions and unstable energy conditions in Hangzhou Bay result in the further strengthening of convection from the north shore of Hangzhou Bay, and the connection of two linear convections in southern Jiangsu, northern Zhejiang as well as the sustainable development of the squall line. The temperature and humidity on the

\* 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2013CB430102)、国家自然科学基金面上项目(41675102)、中国气象局预报员专项(CMAY-BY2015-096)及南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室开放课题基金(KLME1311 和 KLME1507)共同资助  
2016 年 2 月 29 日收稿; 2016 年 7 月 18 日收修定稿  
第一作者:高梦竹,主要从事中小尺度天气学和数值模拟。Email:gaomz58@foxmail.com  
通信作者:章丽娜,主要从事强对流天气分析和预报的教学及研究工作。Email:zhangln@cma.gov.cn

surface of Hangzhou Bay is equal to the surface of south coast, and the strong wind shear in Hangzhou Bay leads to the maintaining strength of the convection into Hangzhou Bay from the south coast. Under the interaction of cold pool and rear inflow, bow echo develops on the sea, becoming an important factor for the maintenance of the squall line.

**Key words:** squall line, strength change, Hangzhou Bay, mechanism

## 引 言

飊线是一种线状排列的中尺度对流系统,常伴有雷雨大风、冰雹等强对流天气,具有发展迅速、时空分布不均匀、破坏力强等特点(朱乾根等,2007)。针对陆地上飊线,国内外学者从结构特征、环境条件、组织方式、生命史、维持机理等方面已经开展了不少研究(Bluestein and Jain, 1985; 丁一汇等, 1982; Ogura and Liou, 1980; 陈涛等, 2013; 李娜等, 2013; 马中元等, 2014; 潘玉洁等, 2008; 孙建华等, 2014; 许爱华等, 2014; 李延江等, 2013; 刘莲等, 2015; 郑丽娜和刁秀广, 2016)。

近几年来,随着气象观测资料种类和数量的增加以及中尺度模式的发展,飊线从陆地移入大范围水体的入海过程和相关机制也开始逐步被讨论和研究,探讨了海岸线附近陆地与海面的温度差异,以及冷池与垂直风切变强度对入海飊线发展的影响(Lericos et al, 2007; 沈杭锋等, 2010; Murray and Colle, 2011)。Lombardo and Colle(2010; 2011; 2012; 2013)针对美国东北沿海地区入海飊线的研究表明,除了受到周围环境因子的影响,入海后飊线本身与环境场之间的相互作用,也对其形态、强度变化起着重要作用。

前人关于入海飊线的研究多在较大尺度的海岸线附近,飊线整体入海。我国浙江省北部地区是夏季浙江中尺度对流系统的汇聚地(陈淑琴等, 2011),由于杭州湾具有西窄东宽的细长喇叭型且深入陆地的独特海岸线结构,浙北各类中尺度对流系统(包括飊线)移入杭州湾的几率非常高,且入海前后强度变化显著(何宽科和王坚侃, 2005; 谢磊等, 2005)。而针对飊线这样的线性对流,很多时候只是飊线的一部分对流移入杭州湾,大部分对流仍在陆地上,这种情况下,作为飊线的一部分的对流移入杭州湾后,对流受杭州湾影响会发生怎样的变化,这种变化对飊线整体又将起到什么样的作用等问题,还有待深入研究。

为加深杭州湾影响下飊线发展及维持机制的理解,本文选取 2014 年 7 月 27 日横跨杭州湾的一次飊线过程,在回顾飊线演变过程的基础上,分析了有利于飊线产生的环境条件,并重点探讨了杭州湾南岸对流移入杭州湾后的变化过程、产生原因及它们对飊线发展维持所起的作用。

## 1 雷达回波特征

根据雷达图像特征,按照对流的不同形态可以将对流分为对流单体、线状对流和非线状对流,线状对流与其他两类相比较,最主要区别在于:长度至少为 75 km,长宽比大于 3 : 1,这些特征至少维持 2 h (Gallus et al, 2008)。飊线是一种比较典型的线状对流,其形态、强度和持续时间等有较为严格的规定(Lilly et al, 1979; Maddox et al, 1982)。在以往的研究(Meng and Zhang, 2012; Chen and Chou, 1993; Geerts, 1998; Parker and Johnson, 2000)中,飊线定义为:满足雷达回波强度在 40 dBz 以上,回波带长度超过 100 km,长宽比大于 5 : 1,持续时间  $\geq 3$  h,整个回波带具有共同的前边界等条件的线状对流。

选取 2014 年 7 月 27 日横跨杭州湾并持续东移的一次飊线过程,将该过程分为形成、发展和消亡三个阶段,图 1 为各阶段的雷达组合反射率因子图。在飊线形成阶段,27 日 15 时,安徽和江苏南部、浙江北部等地有许多孤立的对流单体,其中区域 A 和 B 的对流相对集中且之后发展强盛(图 1a)。在对流东移发展过程中,不断有新的对流出现(图 1b 中的对流区 C 和图 1d 中的对流区 D),并与 A 区对流相接合并。17:03, A 区和 B 区的对流均为线状排列,但还没有完全连接在一起,两段对流之间的空隙(回波强度低于 40 dBz)正好位于杭州湾海上(图 1e)。

在飊线发展阶段,17:14 在杭州湾北岸有一对流单体入海后加强(第 3.1 节将对此作详细分析),将图 1e 中 A 区和 B 区南北两段线状对流连接起

来,从而形成了呈南北走向、横跨苏南和浙北的飚线。飚线长和宽分别约为 276 和 27 km,最强回波中心达到 60 dBz(图 1f)。根据 Bluestein and Jain (1985)提出的中纬度飚线形成方式,本次过程可以归为 Broken Areal 型,其雷达回波特点是:由零散对流逐渐排列成线状,最后连接形成无空隙的强回波带即飚线。飚线生成后缓慢东移,强盛时期的飚线长宽和对流强度基本维持不变(图 1g)。

飚线消亡阶段,杭州湾以南陆地上的对流减弱,回波强度降到 40 dBz 以下,结构变得松散。从杭州湾南岸入海的对流,在杭州湾上发展成弓形回波(图 1i 中红色圈位置,第 3.2 节将作详细分析),此时飚线北收,长度缩短。之后飚线继续东移,到达东海海域附近,对流强度减弱,19:39 对流在上海南汇附近断裂,20:06 左右 40 dBz 以上的线性对流长度不足 100 km,飚线消亡(图 1l)。

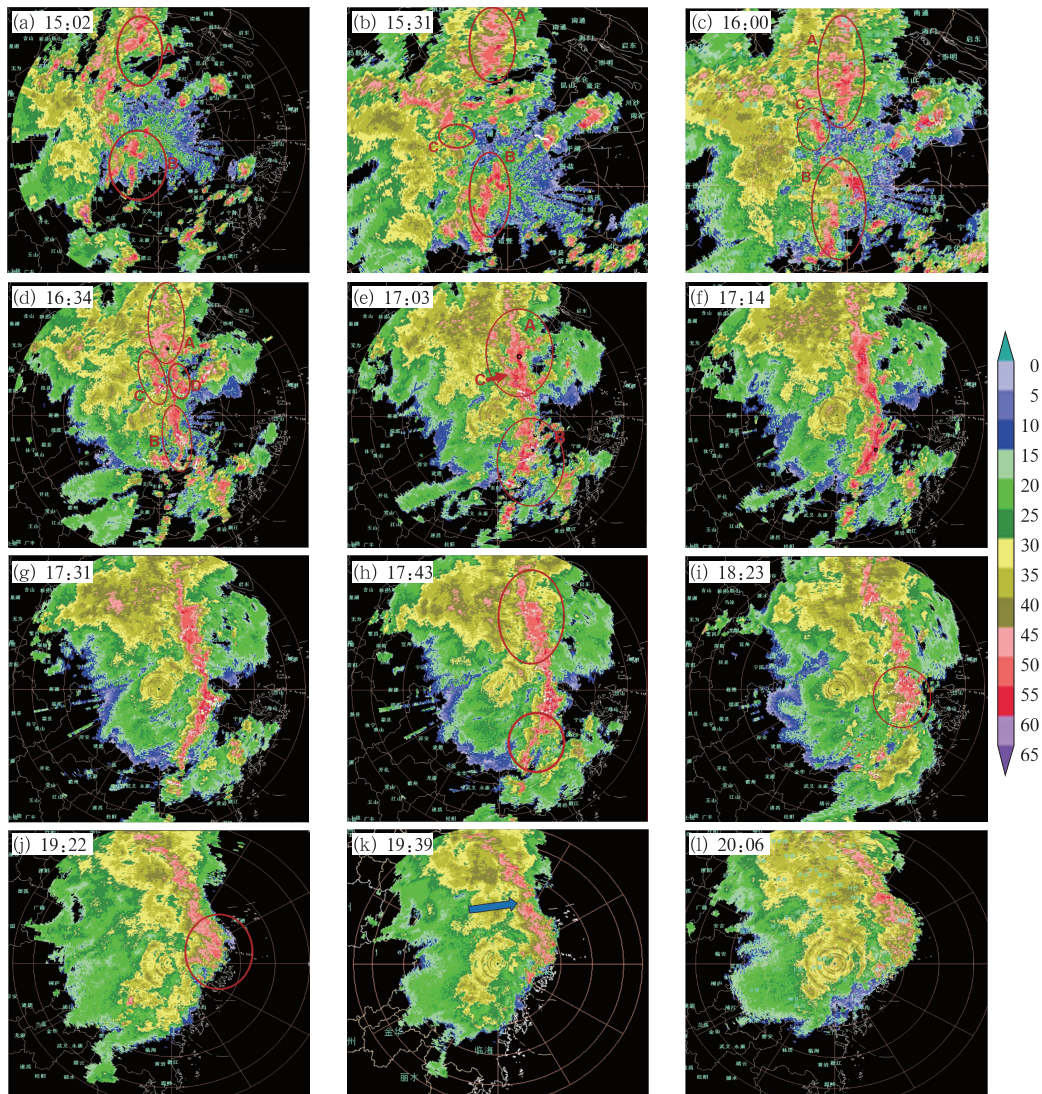


图 1 2014 年 7 月 27 日雷达组合反射率因子分布(单位: dBz)

(红色圈表示不同的对流区,图 1k 中的蓝色箭头表示飚线断裂处;

其中图 1a~1i 为杭州雷达,图 1j~1l 为宁波雷达;宁波雷达与杭州雷达的组合反射率因子相比,对流强度偏弱,但杭州湾上弓形回波的形态更明显)

Fig. 1 The radar composite reflectivity of squall line in its forming, developing and demising stages (unit: dBz)  
(Red circle represents different convective zones, blue arrow in Fig. 1k represents the break of squall line;  
Figs. 1a–1i are for Hangzhou Radar and (1j–1l) for Ningbo Radar; compared with Hangzhou Radar,  
the convection by Ningbo Radar is weaker, but the shape of bow echo is more obvious)

综合上述雷达回波特征,飊线历时约 3 h。从图 2a 可以看到,在飊线强盛和维持阶段,随着杭州湾喇叭口开口的增大,飊线位于杭州湾上的对流比重越来越大,杭州湾上对流的发展直接影响到飊线持续时间和整体结构。

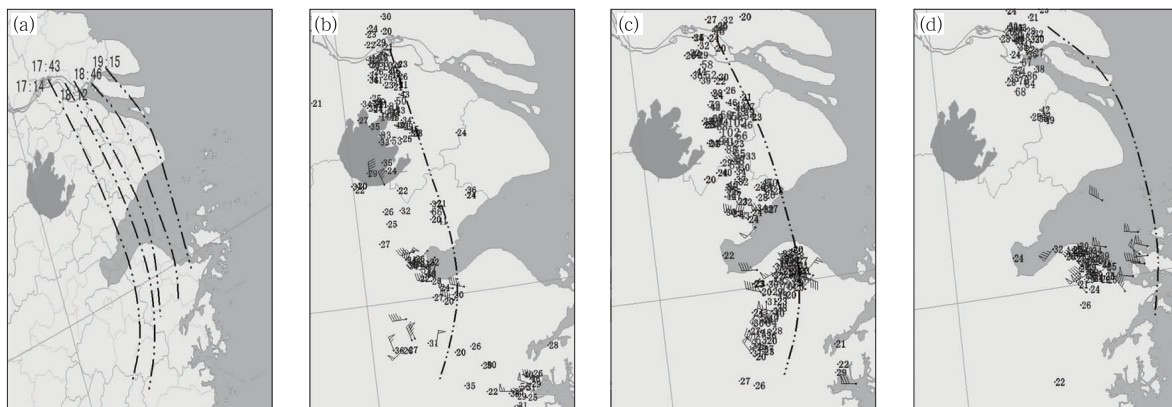


图 2 2014 年 7 月 27 日(a)飊线强盛和维持时期的移动路径,17 时(b)、18 时(c)和 19 时(d)强降水(1 h 降水量超过  $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )和大风(风速  $> 17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )的站点分布

Fig. 2 The moving path of squall line in its peak and sustained periods (a), the distribution of severe precipitation at 17:00 BT (b), 18:00 BT (c), 19:00 BT (d) with 1 h precipitation more than  $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  and wind speed faster than  $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  on 27 July 2014

## 2 飊线发生前环境条件分析

此次飊线天气过程发生前的天气形势:500 hPa 天气图(图 3a)上显示副热带高压加强西伸,与西南地区的大陆高压对峙,位于两高之间的河南—湖北存在高空槽,槽后有冷舌,副热带高压西侧、槽前的大片地区为西南气流控制。850 hPa 图上(图 3b),东部沿海地区仍为副热带高压控制,浙江地区受暖湿气流控制,河南南部有低压中心,并伴有冷暖切变,暖切变位于安徽和江苏中部。

丁一汇等(1982)概括了有利于飊线发生的四种天气类型:槽后、槽前、高后以及台风倒槽型。与丁一汇等(1982)的高后型概略图(图 3)相比较,丁一汇等(1982)模型中的暖湿空气更为深厚,一直延伸到 500 hPa,而本次个例天气形势(图 3c)则是中层 500 hPa 主要受由槽后西北气流带来的干冷空气影响,低层 850 hPa 副热带高压边缘低空急流带来暖湿气流,有利于不稳定能量的积累。

27 日 08 时,华东大部分地区的对流有效位能(CAPE)约为  $1000 \text{ kg} \cdot \text{J}^{-1}$ ,由于地面上江西北部具有较强的不稳定能量(南昌 CAPE 为  $1568 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )并有辐合线触发对流云新生发展(在图 4a 中用 A1 和 A2 表示)。新生对流 A1 和 A2 很快发展、

受此次飊线过程的影响,2014 年 7 月 27 日傍晚,浙江北部、江苏南部出现了较大范围的雷暴大风和短时强降水。期间浙北多地出现  $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上大风,多站出现了  $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  以上的短时强降水(图 2b~2d),降水区主要集中在飊线后侧。

合并为 A3,并沿副热带高压边缘的西南引导气流向东北方向移动,安徽、江苏交界处也有对流在发展(在图 4a 中用 A4 表示)。根据 13:30 NOAA 高分辨率可见光云图(图 4b),可以看到午后的对流云区 A3、A4 较 08 时有明显发展。

与丁一汇等(1982)模型中东西走向的飊线及低层切变线或辐合线不同,本次个例为南北走向。14 时,在对流系统 A3 的东部前沿临安地区存在接近南北走向的地面辐合线,辐合线两侧的温度梯度强 [ $\text{约 } 3.3 \text{ }^\circ\text{C} \cdot (10 \text{ km})^{-1}$ ],同时辐合线东侧有较好的湿度条件。而在对流 A4 的东南前沿,也有东北—西南向的地面辐合线,辐合线的东南一侧具有较好的暖湿条件(图略)。此次过程中飊线生成于地面辐合线附近、靠暖湿一侧,飊线的生成与地面辐合线关系紧密。进一步根据美国国家环境预测中心(NCEP)GFS(Global Forecasting System)逐 3 h 资料进行中尺度环境条件分析,该资料包括逐 6 h 分析场资料(世界时 00、06、12 和 18 时),及其对应的 3 h 预报场资料(03、09、15 和 21 时),空间分辨率  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 。下午 14 时 A3 和 A4 对流区前方的 CAPE 普遍在  $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  以上(图 4c),不稳定能量和抬升条件有利于对流的新生。此外,14 时 0~6 km 垂直风切变也较 08 时显著增强,  $> 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,有利于对流的加强。

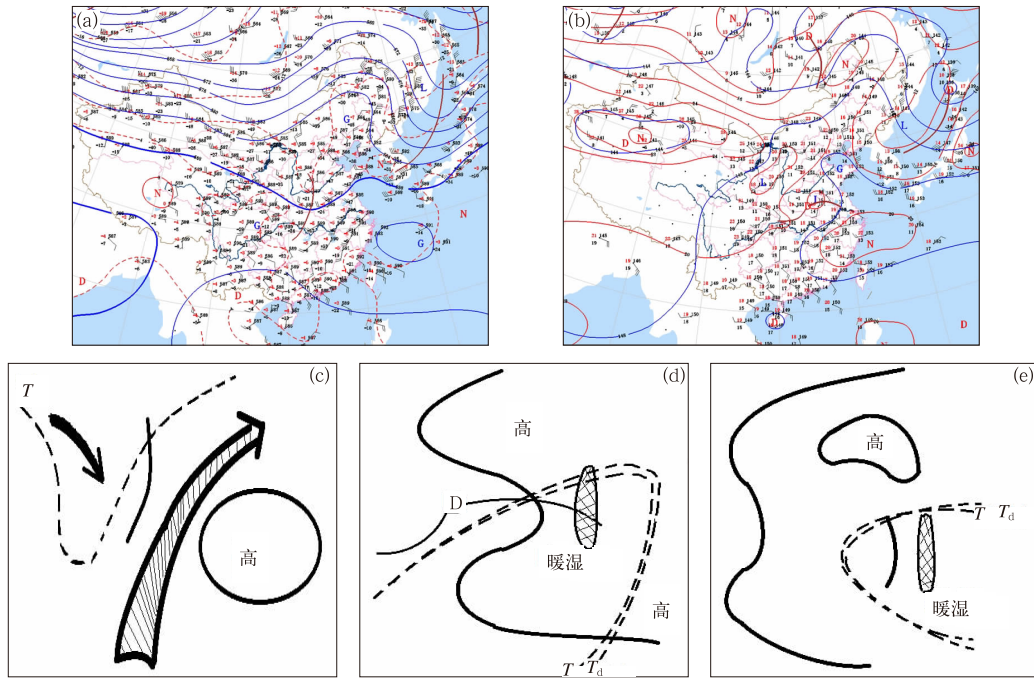


图 3 基于 2014 年 7 月 27 日 08 时 500 hPa(a)和 850 hPa(b)实况天气图，以及本次个例对应的 500 hPa(c)、850 hPa(d)和地面(e)天气形势概略图 (图 c 中黑色网状箭头表示副热带高压边缘西南气流,黑色实心箭头表示槽后西北气流,图 d 和 e 的网格区域表示飑线)

Fig. 3 The 500 hPa (a) and 850 hPa (b) weather maps based on observation and the schematic figure of 500 hPa (c), 850 hPa (d), ground (e) circulation

(In Fig. 3c, the black reticular arrow refers to the southwest flow at the edge of subtropical high, black shaded arrow is the northwest flow after trough; in Figs. 3d and Fig. 3e, reticular shadow is the squall line position)

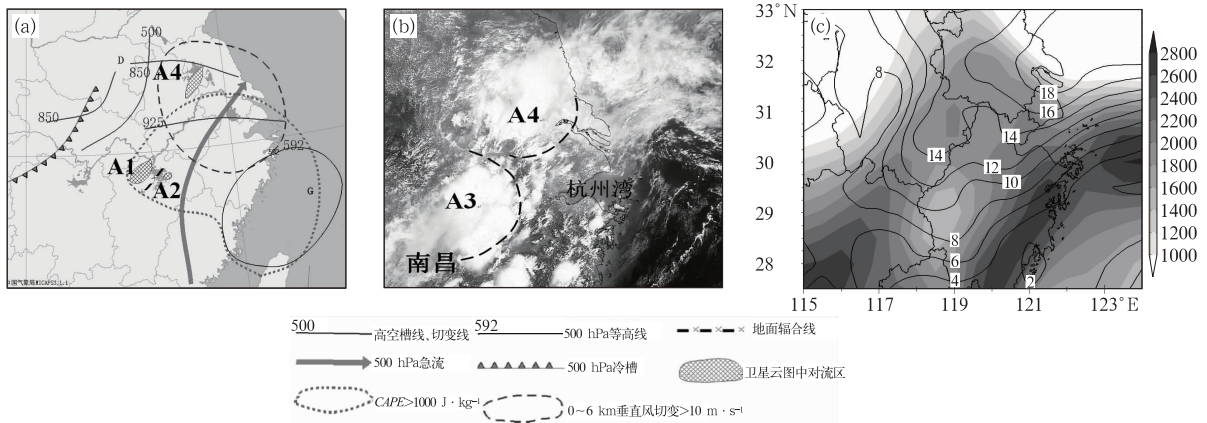


图 4 2014 年 7 月 27 日(a)08 时基于实况和 GFS 资料的中尺度环境条件分析，(b)13:30 NOAA 高分辨率可见光云图(虚线表示对流系统 A3 和 A4 前沿)，(c)14 时基于 GFS 资料的地面 CAPE(阴影,单位: $J \cdot kg^{-1}$ )和 0~6 km 垂直风切变(等值线,单位: $m \cdot s^{-1}$ )

Fig. 4 Mesoscale analysis of circulation based on observation and GFS data at 08:00 BT 27 July 2014 (a), NOAA high resolution visible cloud image at 13:30 BT (Dashed line represents the leading edge of the convection A3 and A4) (b), the ground CAPE based on GFS data (shaded area, unit:  $J \cdot kg^{-1}$ ) and 0-6 km vertical wind shear (contour, unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) at 14:00 BT (c)

### 3 对流移入杭州湾后的变化及其对飊线的影响

从第 1 节的分析可知,作为飊线的重要组成部分——杭州湾上加强发展的对流对于飊线较长时间维持有重要作用。这些对流大多不是在海面上直接生成,而是从南北两岸移入杭州湾。根据飊线东移过程中,杭州湾对流的回波特征,可以将杭州湾上对流的发展分为两个部分,一是,从杭州湾北岸入海的对流单体的加强使得飊线维持;二是,多个从南岸入海的对流发展成的弓形回波有利于飊线的进一步维持。本节将进一步分别对这两个部分对飊线发展和

维持机制进行讨论。

#### 3.1 从杭州湾北岸入海并加强的对流单体

##### 3.1.1 对流单体入海前后演变过程

根据杭州雷达组合反射率因子图,17:03 已有对流从杭州湾两岸入海,但强度普遍在 40 dBz 以下(图略)。17:14 杭州湾上的回波中心强度超过 55 dBz,40 dBz 以上对流区与苏南、浙北线状对流相连、形成飊线。之后又有多个对流入海加强,其中最为典型的是 17:26 从嘉兴平湖入海并且是北岸入海对流中的强度最强的对流单体(记为 X7),最强回波中心在 60 dBz 以上(图 5a)。对流单体 X7 入海后面积不断扩大,且 17:31 能够识别出中气旋,这种小涡旋

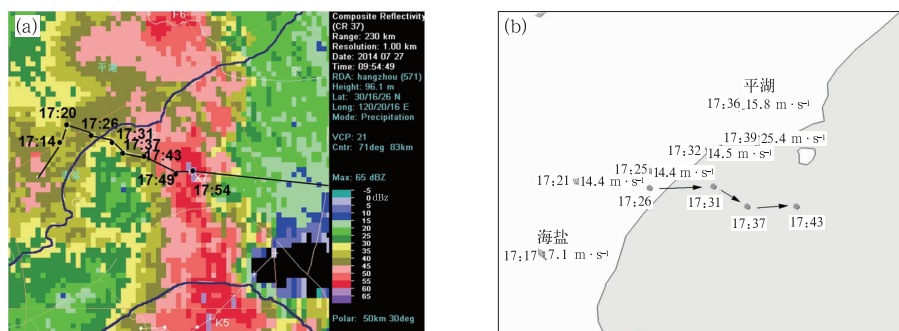


图 5 (a)强对流单体 X7 的移动路径和 17:54 组合反射率因子  
(黑点和黑线分别表示单体位置和移动路径,蓝色线表示杭州湾海岸线位置);  
(b)杭州湾北岸测站的极大风的出现位置、时间及风速  
和对流单体 X7(圆点)入海前后移动路径和时间

Fig. 5 The moving path of convective cell X7 in Hangzhou Bay and the radar composite reflectivity at 17:54 BT (a), the location, velocity and the occurrence time of maximum wind in north shore of Hangzhou Bay and the moving path before and after convective cell X7 into the sea (b)

(In Fig. 5a, black points and line mean the location and path of the convection, the blue line mean the Hangzhou Bay shoreline)

有利于单体的发展。17:37 以后回波  $>40$  dBz 的面积增加。17:54 以后 X7 减弱。从图 5a 还可以看到,17:31 以后,对流单体 X7 主要位于杭州湾的北部,它与从杭州湾南岸入海的对流连接,使得 17—18 时接近南北走向的飊线形态没有被破坏。

##### 3.1.2 对流单体入海后强度变化及原因分析

根据对流单体 X7 相关特征的时间变化表(表 1)可以看出 X7 单体在进入杭州湾后经历了强度先增强后减弱两个阶段。强度增强阶段,从 17:14 开始的半个小时内,X7 的最大反射率因子保持在 60 dBz 左右。回波高度逐渐升高,到 17:26 最大反射率因子位于 6 km 左右,17:31 达到最高,约 8 km,说明单体发展到最强盛。对应 17:14—17:31,

垂直液态水含量维持在较大值  $60 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$  左右。强度减弱阶段,17:37 最大反射率因子高度下降到 4 km 以下,垂直液态水含量也降至  $40 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ,单体趋于减弱。17:43 最大反射率因子高度继续下降,垂直液态水含量继续减少,单体减弱明显。对流以单

表 1 单体 X7 相关特征时间变化表

	17:14	17:20	17:26	17:31	17:37	17:43
$M_{\text{dBz}}/\text{dBz}$	60	60	61	63	62	56
$VIL/\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$	63	60	60	60	40	35
$HGT/\text{km}$	2	4.4	5.9	8.3	3.7	2.5

注: $M_{\text{dBz}}$ 为最大反射率因子, $VIL$ 为垂直累积液态含水量, $HGT$ 为最大反射率因子所在高度。

Note: $M_{\text{dBz}}$  means maximum reflectivity,  $VIL$  is vertical,  $HGT$  means the height of maximum reflectivity.

体形式存在,生命史较短。在 X7 入海后的十几分钟内,平湖及其海岸线附近出现大风,极大风速达到 7 级甚至以上(图 5b)。

由于缺乏杭州湾海上的探测资料,主要利用 GFS 资料诊断分析,解释单体入海增强的可能原因。基于 GFS 资料计算的 CAPE 表明,17 时浙北及杭州湾北岸的 CAPE 由 14 时的  $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  左

右增加到  $2200 \sim 2400 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 6a)。此外,与 14 时相比,17 时杭州湾上水汽通量辐合明显加强,且海上的水汽辐合略高于北边的陆地(图 6b)。杭州湾西段的  $0 \sim 6 \text{ km}$  垂直风切变也较 14 时有所增加,数值约  $12 \sim 15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 6a)。上述分析表明,杭州湾上的热力和动力条件均有利于对流 X7 从北岸进入杭州湾后发展、加强。

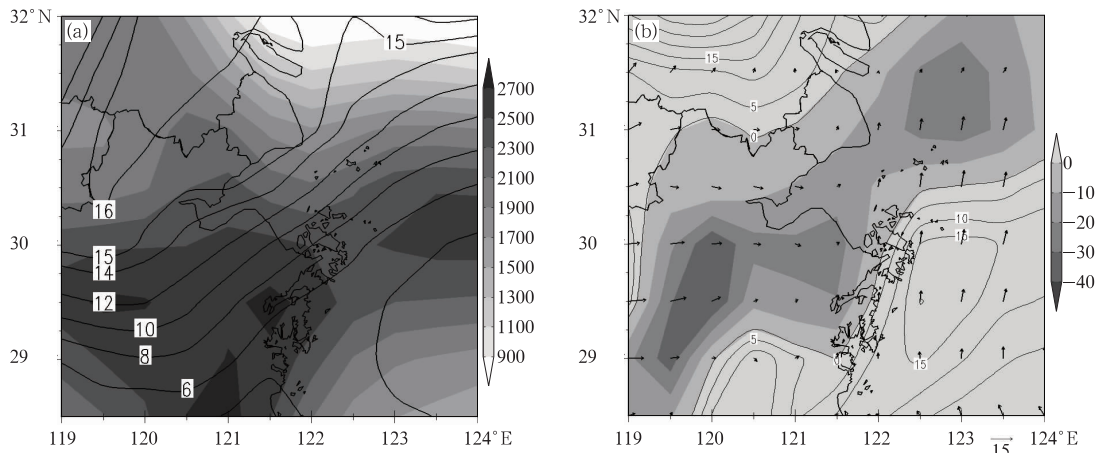


图 6 2014 年 7 月 27 日 17 时,基于 GFS 资料(a)地面 CAPE(阴影,单位:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )、 $0 \sim 6 \text{ km}$  垂直风切变(等值线,单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), (b)850 hPa 水汽通量散度(阴影,单位:  $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )和风场(矢量)

Fig. 6 Based on GFS data, the ground CAPE shaded area (shaded area, unit:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),  $0 \sim 6 \text{ km}$  vertical wind shear (isoline, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) (a), 850 hPa moisture flux divergence (shaded, unit:  $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and wind (vector) at 17:00 BT 27 July 2014 (b)

从  $0.5^\circ$  仰角的反射率因子图和速度图可以看出(图略),当 17:14 飑线形成后,很快在紧贴飑线前方的位置形成了强的出流边界。在对流单体入海前后 17:20—17:37 近 20 min 内,单体前方维持较强的出流边界,最大速度约  $20 \sim 27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,与杭州湾北岸附近地面大风的出现时间一致(图 5b),强的出流对于入海单体 X7 的加强和维持也有重要作用。17:43 低层出流边界变弱,单体 X7 强度减弱。

### 3.2 从杭州湾南岸入海对流发展过程分析

从 18 时开始,随着杭州湾喇叭形开口变大,飑线位于海上的对流比重越来越大,并且这些对流以从南岸入海为主,通过雷达图像可以看到,对流 K5、R0、V9 等从南岸慈溪附近入海。飑线过境后,其后侧(西边)降温明显,飑线前侧(东边)具有较好的温湿条件。慈溪、宁波海岸线附近的温度和露点相对

较内陆地区高出  $1 \sim 2^\circ\text{C}$ (图略)。而基于 17 时 GFS 资料的计算表明,对流入海海域的地面温度和露点与南岸陆地相比没有明显变化(图略),同时  $0 \sim 6 \text{ km}$  垂直风切变在  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上(图 6a),使得这些对流从南岸入海后强度没有减弱,并发展为弓形回波,在沿海地区产生了  $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上的大风(图 7)。从图 1i~1k 可以看到,海上的弓形回波组成了飑线南段,使得飑线南段的形态和强度能够维持较长时间。进一步对弓形回波的回波特征及影响机制进行分析。

#### 3.2.1 南岸入海对流发展成弓形回波过程分析

进一步分析这个对飑线后期的维持具有重要作用的弓形回波的特征。虽然弓形回波从生成到成熟最后到消散只有 1 h,但弓形回波的主要特征还是非常清晰:(1)在反射率因子图中,35 dBz 以上的强回波带呈现弓形,回波前沿有较明显的反射率因子

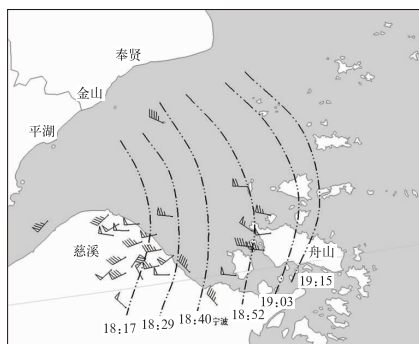


图 7 弓形回波演变(点划线表示弓形回波前沿)和 18—19 时极大风速超过  $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的站点分布

Fig. 7 The evolution of bow echo frontier, and the position and velocity of maximum wind faster than  $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  from 18:00 to 19:00 BT

梯度,后侧有入流缺口。在 18:29 的  $2.4^\circ$  仰角反射率因子图上可以看到弓形前沿的反射率因子超过  $50 \text{ dBz}$ (图 8a);(2)在 18:12—18:35 期间,与反射率因子图的后侧入流缺口对应,速度图上出现了较大风速的后侧入流(如图 8b),18:29,  $0.5^\circ$  和  $1.5^\circ$  仰角的径向速度图上,高度约  $2\sim 4 \text{ km}$  处出现了  $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  左右的中层后侧入流。一方面强的后侧入流有助于中层气流加速进入对流系统,使在系统中心的对流单体加速向前运动,有助于弓形回波系统的形成和维持(Fujita,1978);另一方面,后侧入流使得中层干空气卷入,有利于加强对流中的下沉运动,同时

本身具有较大动能的中层入流进入下沉气流后,动量下传,容易在地面造成大风(图 7)。(3)弓形回波的中尺度流型表现为北端的气旋式旋转和南端的反气旋式旋转,使回波的两端进一步向后弯曲。根据舟山雷达资料,18:12—18:29,弓形回波北侧能识别出中气旋(图 8c 中黑色圈标注),南侧有反气旋式旋转(图 8c 中粉色圈标注)。(4)弓形回波中层存在径向辐合,代表了由前向后强上升气流和后侧入流之间的过渡带(图 8d,图 9b)。

在弓形回波强盛阶段,沿弓形回波的回波顶点、并沿雷达径向方向分别做反射率因子和径向速度图的垂直剖面(基线位置见图 8a),进一步分析弓形回波的结构特征。在图 9a 中,  $3\sim 4 \text{ km}$  左右高度反射率因子最大,回波强度和高度远小于强盛时期的单体 X7。而在速度剖面图中(图 9b),有很明显的后侧入流急流,大风区随着下沉气流一直延伸到地面,风暴中的下沉气流到地面形成冷的出流(对应地面冷池和雷暴高压,图 10)。从速度剖面图中还可以看到,暖湿上升气流位于地面冷池上方,即地面雷暴高压上方存在低压,低层雷暴高压气流辐散,中空则对应有补偿性的辐合气流(对应图 8d 和图 9b 中层径向辐合,中层径向辐合高度约  $3\sim 6 \text{ km}$ ),因而位于风暴后侧的补偿气流反作用于后侧入流急流。可见,后侧入流和地面的冷池和雷暴高压存在相互作用,后侧入流的强度与地面冷池和雷暴高压的强度密切相关。

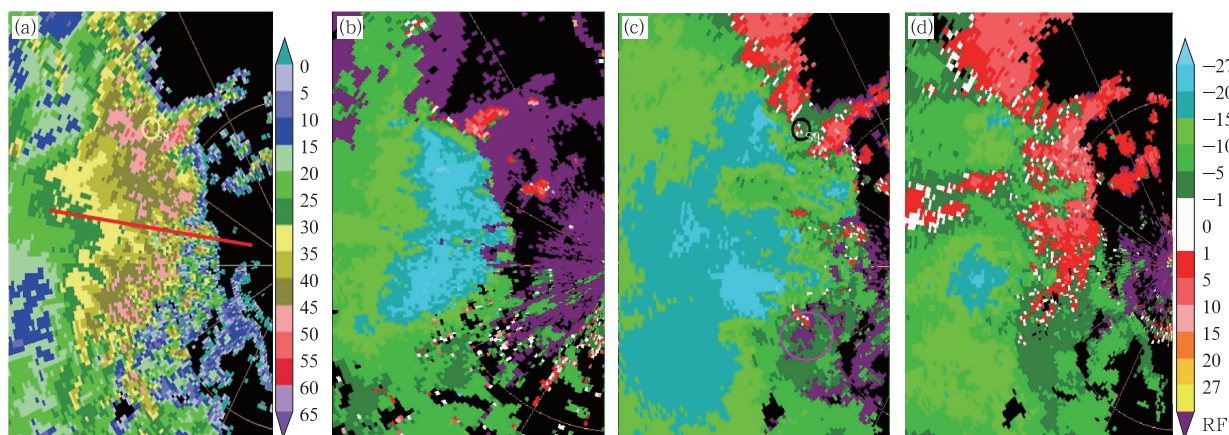


图 8 2014 年 7 月 27 日 18:29 舟山雷达(a)反射率因子( $2.4^\circ$ 仰角),(b) $0.5^\circ$ 仰角径向速度,(c) $2.4^\circ$ 仰角径向速度,(d) $3.4^\circ$ 仰角径向速度(红色直线为图 9 剖面基线位置)

Fig. 8 Zhoushan radar reflectivity at elevation  $2.4^\circ$  (a), vertical velocities at elevation  $0.5^\circ$  (b), elevation  $2.4^\circ$  (c) and elevation  $3.4^\circ$  (d) at 18:29 BT 27 July 2014 (red line represents the position of cross section baseline in Fig. 9a)



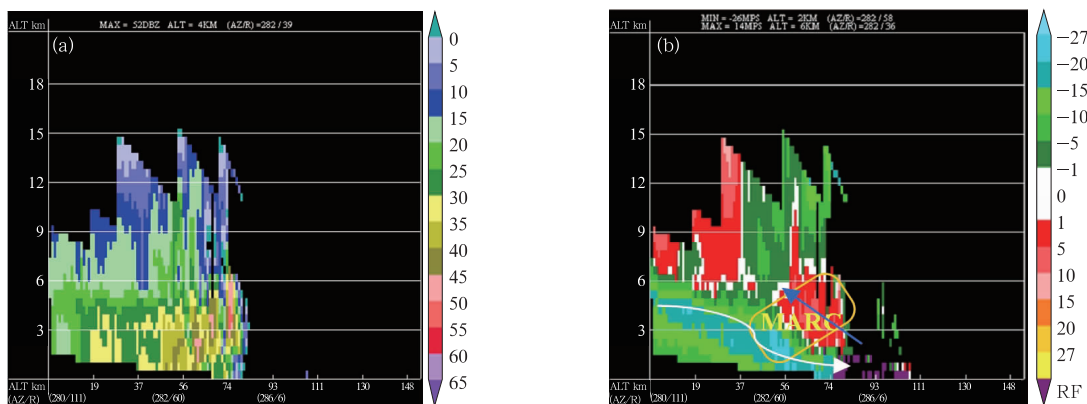


图 9 2014 年 7 月 27 日 18:29 舟山雷达(a)反射率因子垂直剖面图(单位: dBz)

(b)径向速度垂直剖面图(单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),

(图中白色箭头代表下沉气流,蓝色箭头代表上升气流,黄色框为 MARC 区域)

Fig. 9 Cross section of Zhoushan radar reflectivity (unit: dBz),

velocity cross section (unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 18:29 BT 27 July 2014 (b)

(White arrow represents downdraft, blue arrow is updraft, and yellow box is MARC)

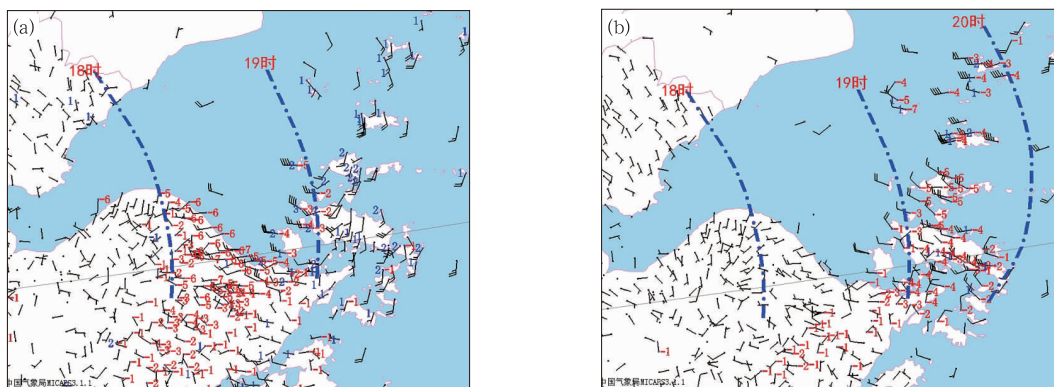


图 10 2014 年 7 月 27 日 19 时(a)和 20 时(b)1 h 变温(红色,只显示负变温)、

1 h 变压(蓝色,只显示 1 hPa 以上)和风场

(蓝色点划线表示弓形回波前沿)

Fig. 10 One-hour temperature change (red, only negative),

1 h pressure change (blue, only more than 1 hPa)

and wind at 19:00 BT (a), 20:00 BT (b) 27 July 2014

(Blue dashed line represents bow echo frontier)

### 3.2.2 南岸入海过程对流的影响机制分析

在弓形回波中,如果地面冷池和雷暴高压越强,则后侧入流越强,越有利于对流的发展。图 10a 是 27 日 19 时与 18 时地面加密自动站的温度差(红色)、气压差(蓝色),可以看出在杭州湾南岸陆地地上有明显的降温、升压区域,最强降温中心可达  $7^{\circ}\text{C}$ ,降温主要集中在回波前沿的后方,在降温区附近升压明显,最大达  $2\sim 3$  hPa,表明该地区的冷池

范围较大、强度较强,较强的冷池有利于 19 时从南岸入海的弓形回波发展。随着对流从南岸陆地移入杭州湾,下垫面的改变引起冷池强度变化,降温和升压区域仍然存在,但降温幅度减小,冷池强度和范围减弱(图 10b)。受地面减弱的冷池影响,后侧入流急流的速度减小,使得后侧入流急流与上升气流之间的速度差减小,进而使得中层径向辐合 MARC 特征变弱,使得弓形回波的垂直结构和强度发生变化,

对应 20 时之后弓形回波强度减弱,结构变松散(图 11)。而且根据雷达图显示,27 日 20 时之后,飊线已东移进入东海宽阔海域。在杭州湾开口处、舟山群岛附近的 CAPE 不足  $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,但总体仍在  $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  以上,而  $0 \sim 6 \text{ km}$  和  $0 \sim 3 \text{ km}$  的垂直风切变都减小到  $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以下(图略)。虽然上述地区的能量条件依然存在,冷池仍维持一定强度(图 10b),但垂直风切变弱,使得冷池和垂直风切变之间不能相互平衡,飊线结构难以维持,很快消亡。

## 4 结论与讨论

本文针对 2014 年 7 月 27 日发生在浙北南北向横跨杭州湾、并持续东移的一次飊线过程,通过时空分辨率较高的多普勒雷达回波剖析了飊线的形态和生消演变过程,并利用实况观测资料和 GFS 资料,分析了有利于此次飊线发生发展的环境条件,并重点对飊线东移过程中,飊线中对流移入杭州湾后的变化特征及其对飊线整体的发展维持机制展开了分析。得到以下结论:

(1)区别于丁一汇等概括出的飊线发展的天气概略模型,本次飊线的大尺度环境为高层干冷,低层由副热带高压西北侧的西南气流带来暖湿气流。同时,南北向的地面辐合线的东侧高温、高湿带来的较大对流有效位能,以及中等强度的深层垂直风切变,是此次飊线生成和发展的关键中尺度环境因素。

(2)飊线东移过程中横跨杭州湾两岸,从南北岸移入杭州湾。飊线中对流单体从北岸入海后强度加强,连接苏南、浙北两条线状对流,使得飊线持续发展;飊线中多个对流从南岸入海后逐渐发展成弓形回波,使得飊线南段的形态和强度维持了较长时间。

(3)相比北岸陆地,由于杭州湾上的水汽通量辐合更明显、对流有效位能更大,且保持了较强的垂直风切变,使得从北岸移入杭州湾的对流单体入海后发展加强,从而连接苏南、浙北两条线状对流,进而使得飊线得到持续发展。

(4)杭州湾南岸附近的海表温度和露点与南岸地表相当,同时具有较强的垂直风切变,使得南岸的对流入海后强度维持,进而在地面较强的冷池和 中 层 较 大 风 速 后 侧 入 流 的 共 同 影 响 下,在 杭 州 湾 海 面 上 发 展 成 弓 形 回 波,从 而 使 飊 线 得 到 进 一 步 维 持。

由于高空观测资料和 GFS 资料时空分辨率的限制,关于杭州湾海温、水体上方大气的热力、动力特征对入海对流强度的影响,风暴的热动力结构及中层后侧入流与冷池之间的相互关系等问题,我们正在进行高分辨率的数值模拟研究,以及杭州湾对飊线发展作用的数值模拟敏感性试验。

## 参考文献

- 陈淑琴,黄辉,周丽琴,等,2011. 对流单体在杭州湾入海时的强度变化分析[J]. 气象,37(7):889-896.
- 陈涛,代刊,张芳华,2013. 一次华北飊线天气过程中环境条件与对流发展机制研究[J]. 气象,39(8):945-954.
- 丁一汇,李鸿洲,章名立,等,1982. 我国飊线发生条件的研究[J]. 大气科学,6(1):18-27.
- 何宽科,王坚侃,2005. 舟山海域一次强对流天气过程多普勒雷达资料分析[J]. 海洋预报,22(2):67-71.
- 李娜,冉令坤,高守亭,2013. 华东地区一次飊线过程的数值模拟与诊断分析[J]. 大气科学,37(3):595-608.
- 李延江,景华,李江波,等,2013. 一次渤海强对流天气系统监测与大风成因探讨[J]. 海洋预报,30(1):25-35.
- 刘莲,王迎春,陈明轩,2015. 京津冀一次飊线过程的精细时空演变特征分析[J]. 气象,41(12):1433-1446.
- 马中元,苏俐敏,湛芸,等,2014. 一次强飊线及飊前中小尺度系统特征分析[J]. 气象,40(8):916-929.
- 潘玉洁,赵坤,潘益农,2008. 一次强飊线内强降水超级单体风暴的单一多普勒雷达分析[J]. 气象学报,66(4):621-636.
- 沈杭锋,翟国庆,朱补全,等,2010. 浙江沿海中尺度辐合线对飊线发展影响的数值试验[J]. 大气科学,34(6):1127-1140.
- 孙建华,郑淋淋,赵思雄,2014. 水汽含量对飊线组织结构和强度影响的数值试验[J]. 大气科学,38(4):742-755.
- 谢磊,唐跃,徐珊君,等,2005. 浙北沿海一次多单体线性风暴天气过程分析[J]. 海洋预报,22(4):20-26.
- 许爱华,孙继松,许东蓓,等,2014. 中国中东部强对流天气的天气形势分类和基本要素配置特征[J]. 气象,40(4):400-411.
- 郑丽娜,刁秀广,2016. 一次华北飊线的阵风锋天气过程分析[J]. 气象,42(2):174-182.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等,2007. 天气学原理和方法[M]. 北京:气象出版社.
- 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(42):1711-1732.
- Chen G T J, Chou H C, 1993. General Characteristics of Squall Lines Observed in TAMEX[J]. Mon Wea Rev, 121(3):726-733.
- Fujita T T, 1978. Manual of downburst identification for project NIMROD. SMRP Research paper No. 156[Z]. University of Chicago, 104.
- Gallus W A, Snook N A, Johnson E V, 2008. Spring and summer

- severe weather reports over the midwest as a function of convective mode: A preliminary study[J]. *Wea Forecasting*, 23(1): 101-113.
- Geerts B, 1998. Mesoscale convective systems in the Southeast United States during 1994—1995: a survey[J]. *Wea Forecasting*, 13(3): 860-869.
- Lericos T P, Fuelberg H E, Weisman M L, et al, 2007. Numerical simulations of the effects of coastlines on the evolution of strong, long-lived squall lines[J]. *Mon Wea Rev*, 135(5): 1710-1731.
- Lilly D K, 1979. The dynamical structure and evolution of thunderstorms and squall lines[J]. *Ann Rev Earth Plan Sci*, 7(1): 117-161.
- Lombardo K A, Colle B A, 2010. The spatial and temporal distribution of organized convective structures over the Northeast and their ambient conditions[J]. *Mon Wea Rev*, 138(12): 4456-4474.
- Lombardo K A, Colle B A, 2011. Convective storm structures and ambient conditions associated with severe weather over the Northeast United States[J]. *Wea Forecasting*, 26(26): 940-956.
- Lombardo K A, Colle B A, 2012. Ambient conditions associated with the maintenance and decay of quasi-linear convective systems crossing the Northeastern U. S. Coast[J]. *Mon Wea Rev*, 140(12): 3805-3819.
- Lombardo K A, Colle B A, 2013. Processes controlling the structure and longevity of two quasi-linear convective systems crossing the southern New England Coast[J]. *Mon Wea Rev*, 141(11): 3710-3734.
- Maddox R A, Rodgers D M, Howard K W, 1982. Mesoscale convective complexes over the United States during 1981—Annual Summary[J]. *Mon Wea Rev*, 110(10): 1501-1514.
- Meng Z Y, Zhang Y, 2012. On the squall lines preceding landfalling tropical cyclones in China[J]. *Mon Wea Rev*, 140(2): 445-470.
- Murray J C, Colle B A, 2011. The spatial and temporal variability of convective storms over the Northeast United States during the warm season[J]. *Mon Wea Rev*, 139(139): 992-1012.
- Ogura Y, Liou M T, 1980. The structure of a midlatitude squall line: A case study[J]. *J Atmos Sci*, 37(3): 553-567.
- Parker M D, Johnson R H, 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 128(10): 3413-3436.