

厦门地区一次阵风锋与海风锋碰撞触发强对流的 数值模拟研究

吴福浪¹ 施思² 秦婷³ 汪冬冬^{4,5}

1 中国民用航空宁波空中交通管理站气象台, 浙江 宁波 315154

2 中国民用航空厦门空中交通管理站气象台, 福建 厦门 361100

3 民航华东地区空中交通管理局气象中心, 上海 200335

4 宁波市气象局, 宁波 315012

5 宁波市气象台院士工作站, 宁波 315012

摘要: 利用常规观测资料、地面自动站加密观测资料、NCEP/FNL 再分析资料、多普勒雷达资料及 WRF 模式模拟结果, 对厦门地区一次阵风锋与海风锋碰撞触发强对流过程及其机制进行分析。结果表明: 此次过程发生在副高边缘, 高空辐散叠加低层辐合, 上干下湿的不稳定层结及较强的热力不稳定条件为对流发展提供了有利环境。前期对流单体产生的冷性下沉气流向外扩展形成阵风锋, 海风锋则在厦门沿海地区持续发展; 两条辐合线在厦门城区附近碰撞后, 低层辐合和局地抬升显著增强触发对流。WRF 模拟进一步表明, 碰撞发生后, 碰撞区域浅层比湿增加约 2.5 g kg^{-1} , 最大对流有效位能增加超过 1000 J kg^{-1} , 涡度增强至 $25 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$; 表明水汽条件、不稳定能量和动力抬升条件均明显加强; 辐合上升作用促使气块突破自由对流高度, 从而触发并维持对流发展。随后, 碰撞区附近对流单体合并并激发云桥单体, 进一步发展为多单体合并过程; 其后, 碰撞区域后侧的地面辐合线及浅层切变系统维持了较深厚的辐合上升条件, 出现对流再生过程。研究结果对厦门及其沿海地区局地强对流的临近预报和预警具有一定参考作用。

关键词: 阵风锋, 海风锋, 对流初生, 短时强降水, 数值模拟

中图分类号: P458, P435

Numerical Simulation Study of Severe Convection Triggered by the Collision Between Gust Front and Sea-Breeze Front in Xiamen

WU Fulang¹ SHI Si² QIN Ting³ WANG Dongdong^{4,5}

1 Meteorological Observatory of Ningbo Air Traffic Management Station of CAAC, Ningbo 315154

2 Meteorological Observatory of Xiamen Air Traffic Management Station of CAAC, Xiamen 361100

第一作者: 吴福浪, 主要从事民航气象预报工作. E-mail: 15990276093@163.com
宁波市重点研发计划暨“揭榜挂帅”项目(2023Z139)、浙江省“尖兵领雁+X”研发攻关计划项目(2024C03256)、宁波市公益性计划项目(2022S181和2023S065)、宁波市气象科技项目(NBQX2023004B)和浙江省自然科学基金项目(ZJMY25D050017)共同资助

3 Meteorological Department of East China Air Traffic Administration of Civil Aviation, Shanghai 200335

4 Ningbo Meteorological Office of Zhejiang Province, Ningbo 315012

5 Academician Workstation of Ningbo Meteorological Observatory, Ningbo 315012

Abstract:

Using conventional observations, surface automatic station data, NCEP/FNL reanalysis, Doppler radar data, and WRF model simulations, this paper studies a severe convective event triggered by the collision between a gust front and a sea breeze front in the Xiamen region, and also analyzes its underlying mechanisms. The results show that this event occurred at the edge of the subtropical high, where upper-level divergence overlapped with low-level convergence. An unstable thermodynamic stratification characterized by dry upper levels and moist lower levels, together with strong thermal instability, provided a favorable environment for convective development. The cold outflow generated by earlier convective cells expanded outward forming a gust front, while the sea breeze front developed continuously along the Xiamen coast. After the two boundaries collided near the urban area of Xiamen, low-level convergence and local lifting were markedly enhanced, thereby initiating the severe convection. WRF simulations further indicate that following the collision, the shallow-layer specific humidity in the collision zone increased by about 2.5 g kg^{-1} ; the maximum convective available potential energy increased by more than $1,000 \text{ J kg}^{-1}$; and the vorticity intensified to $25 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, which indicate significant enhancement of moisture supply, instability, and dynamic lifting. The convergence-induced ascending motion allowed air parcels to overcome the level of free convection, thereby initiating and sustaining convection. Subsequently, convective cells near the collision zone merged and triggered a cloud-bridge cell, which further developed into a multicellular merging process. Thereafter, a surface convergence line and shallow shear system on the rear side of the collision area maintained a deeper convergence-ascending structure, and, with sufficient moisture and instability, a subsequent convective regeneration process occurred. The findings could provide a useful implication for nowcasting and warning of local severe convection in Xiamen and other coastal regions.

Key words: gust front, sea breeze front, convective initiation, short time severe rainfall, numerical simulation

引言

雷暴通常伴随大风、冰雹和短时强降水等强对流天气，因此长期以来一直备受气象学者关注 (Dickerson et al, 1987; 徐蓉等, 2013; 王婷婷等, 2023)。雷暴的发展依赖于大气的动力、热力及水汽条件，常由近地面中尺度系统触发 (Colby, 1984; 汪雅等, 2013)。雷暴天气的形成与边界层辐合线密切相关 (Wilson and Schreiber, 1986; Wilson and Megenhardt, 1997), 阵风锋、海风锋等边界层辐合系统对雷暴的影响逐渐成为研究热点 (苏爱芳等, 2022; 孙永刚等, 2025)。随着多普勒天气雷达的广泛布设，气象学者进一步开展了对阵风锋与海

67 风锋系统结构 (Banta et al, 1993; 许长义等, 2022) 及其回波带特征和形成机制的研究 (刘
68 娟等, 1996; 刘彬贤等, 2015; 万夫敬等, 2021)。

69 地面加密自动气象观测站 (简称自动站) 资料凭借其高时空分辨率的特点, 可在一定程
70 度上弥补常规观测与雷达探测的不足。因此, 为更清晰揭示中小尺度系统的演变机制, 不少
71 研究借助该类资料深入分析了阵风锋触发对流新生的环境场特征 (何娜等, 2023; 蒋超等,
72 2023)。然而, 边界层辐合线空间尺度较小、持续时间短、形成高度较低, 不仅为雷达探测
73 与自动站分析带来挑战, 也对其机理和结构研究造成困难。为此, 许多学者采用高分辨率数
74 值模式对阵风锋和海风锋系统开展模拟研究。Caniaux et al (1994) 发现在引发阵风锋的快
75 速移动飑线系统中, 中层气压梯度及地面中高压的扩散对系统内部环流具有重要影响, 并强
76 调气压变化与对流系统中水平动量变化密切相关。Crook and Sun (2004) 通过将双多普勒雷
77 达、地面观测网、风廓线仪及10 min一次的分析资料同化至数值模式中, 实现了对阵风锋结
78 构的精细分析与预报。吴福浪等 (2019) 利用高分辨率中尺度模式, 对杭州湾地区一次由海
79 风锋触发的雷暴过程模拟发现, 海风锋能显著增强局地比湿与涡度特征, 为雷暴的发生与发
80 展提供有利的水汽和动力条件。

81 虽然, 目前国内外关于边界层辐合线触发雷暴的研究已取得较多进展, 但国内相关工作
82 多集中于渤海湾、长三角等区域, 针对闽东南地区海陆风、阵风锋触发新生雷暴过程的分析
83 仍相对较少。因此, 本文综合利用各类观测和再分析数据, 利用高分辨率中尺度模式WRF,
84 对2023年8月16日发生在阵风锋与海风锋碰撞触发新生对流天气过程进行模拟与分析, 重点
85 研究边界层辐合线触发对流发生的环流背景、雷达回波演变特征及其物理机制, 以期为厦门
86 地区强对流天气的预报预警提供科学参考。

87

88 1 数据说明

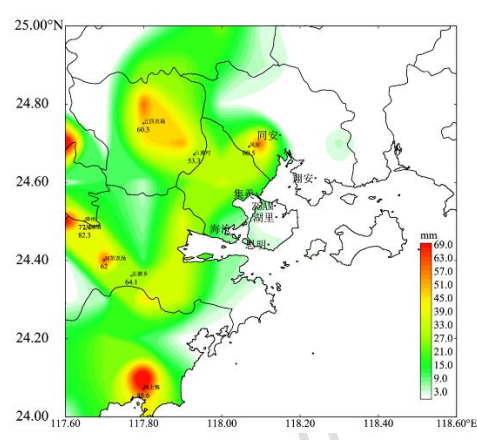
89 文中使用的数据有: 常规探空数据, 时间分辨率为12h; 福建省加密自动站的风场、温
90 度、气压、降水等数据, 时间分辨率为5 min; 环流背景分析以及WRF模式初始条件和边界
91 条件来自NCEP/FNL再分析数据, 时间分辨率为6 h, 空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$; 厦门S波段双偏振
92 多普勒天气雷达基数据, 约6 min扫描一次, 距离分辨率为0.25 km, 最大探测距离为460 km,
93 最大不模糊速度为 30.73 m s^{-1} 。

94

95 2 天气概况

96 2023年8月16日,福建省东南部地区自12:00(北京时,下同)开始先后经历了2次
97 对流天气过程:第1次对流主要发生在14:00—17:00,由海风锋触发,累计降水量总体较小,
98 以小到中雨为主(图略)。第2次对流主要发生在18:00—21:00,闽东南地区有99个站点累
99 计降水量在25~50 mm,23个站点超过50 mm(图1);,其中,共有79站次出现短时强降
100 水(小时雨强 $> 20 \text{ mm h}^{-1}$)。受短时强降水影响,厦门机场航班受到显著影响。由于第2次
101 对流过程具有触发系统尺度小、突发性强、短时降水量大、预报难度高等特点,下文将重点
102 从环流背景、雷达回波演变和对流触发机制等方面,对其进行详细分析。

103
104



105

图1 2023年8月16日18:00—21:00 累计降水量分布

Fig.1 Distribution of accumulated precipitation from 18:00 BT to 21:00 BT 16 August 2023

106
107
108

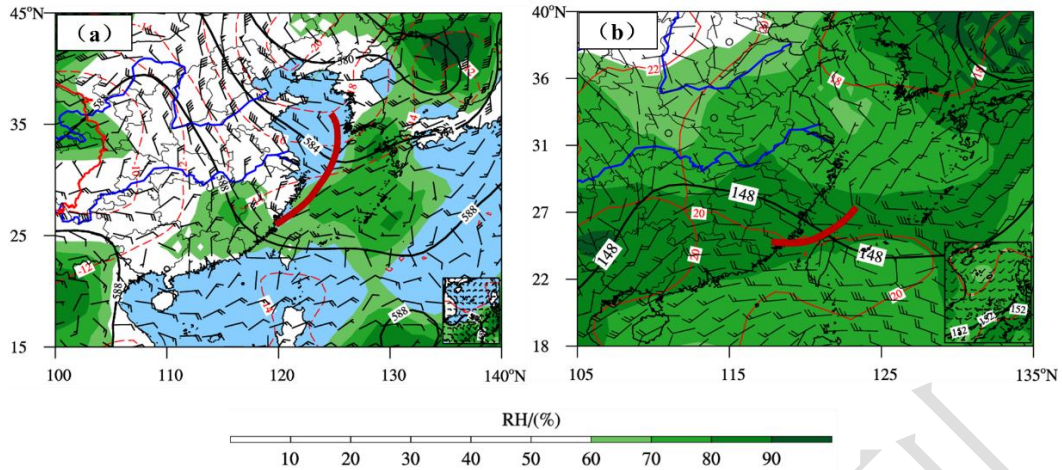
3 环流背景及对流条件分析

3.1 环流背景

111 2023年8月16日08:00,闽东南地区位于200 hPa 南亚高压脊线东侧,辐散条件较好
112 (图略)。15日08:00至16日08:00,2307号台风“兰恩”环流并入北方冷槽,槽线南
113 伸至福建中部沿海,主体位于海上,闽东南地区位于500 hPa 副高588 dagpm 线边缘(图2a)。
114 400 hPa 上我国东部沿海受明显冷槽控制,槽后西北气流较强,福建北部风场与等温线交角
115 接近 90° ,冷平流显著输送(图2a);850 hPa 上闽东南地区则为弱暖平流输送(图2b)。850~
116 400 hPa 存在较为明显的温度差动平流,有利于加强大气不稳定层结,其中以400 hPa 强冷
117 平流的强迫作用为主导,与许爱华等(2014)提出的“高空冷平流强迫”型类似。

118 进一步分析湿度场发现,闽东南地区高空相对湿度普遍低于60%(图2a),而850 hPa
119 及以下则在80%以上(图2b),形成上干下湿的层结配置,亦有利于对流不稳定发展。16

120 日 14: 00 沿海地面存在弱辐合线（图略），有利于抬升触发对流。



121

122

注：图 a 中棕色曲线为 400 hPa 槽线。

123 图 2 2023 年 8 月 16 日 08: 00 (a) 500 hPa 位势高度（黑色等值线，单位：dagpm），400 hPa 风场（风羽）、
124 温度（红色等值线，单位：℃）和相对湿度（填色），(b) 850 hPa 风场（风羽）、温度（红色等值线，
125 单位：℃）和相对湿度（填色）及 14:00 地面辐合线（红色曲线）

126 Fig.2 (a) 500 hPa geopotential height (black contour, unit: dagpm), 400 hPa wind field (barb), temperature (red
127 contour, unit: ℃) and relative humidity (colored) at 08:00 BT, (b) 850 hPa wind field (barb), temperature (red
128 contour, unit: ℃) and relative humidity (colored) at 08:00 BT, and surface convergence line (red curve) at 14:00
129 BT 16 August 2023

130 3.2 对流条件分析

131 16日08: 00厦门探空（图3）显示，500 hPa以下温度露点差 $<3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，表明湿层较为深厚，
132 400 hPa左右温度露点差较大，最大超过 $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，探空曲线呈现“上干下湿”配置，有利于形
133 成雷暴大风（樊李苗和俞小鼎，2013）或者冰雹天气，但是由于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以及湿球 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层
134 高度（WBZ）均较高，不利于产生冰雹。400 hPa以上风随高度逆转，有冷平流，400 hPa以
135 下风随高度顺转，有暖平流，这种明显的上冷下暖的高低空配置有利于热力强迫作用加强，
136 使得大气层结变得不稳定，有利于强对流天气的发生和发展。

137 通常用 $0\sim 6\text{ km}$ 高度的风矢量差表示深层垂直风切变，16日08: 00时 $0\sim 6\text{ km}$ 深层垂直风
138 切变为 7.4 m s^{-1} ，为弱环境风垂直切变（俞小鼎等，2007），但是对流有效位能（CAPE）
139 超过 2500 J kg^{-1} ，弱的 $0\sim 6\text{ km}$ 垂直风切配合高CAPE值也有利于强对流维持和发展。同时，
140 850 hPa和500 hPa的假相当位温差为正值，指示对流不稳定层结，K、SI、LI指数均指示了较
141 好的热力对流条件，易触发新生对流。

142

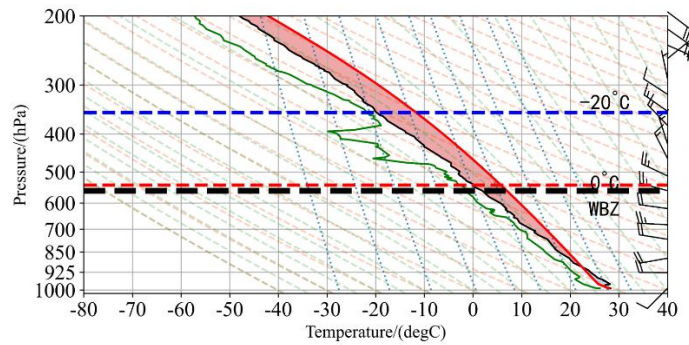


图3 2023年8月16日08:00厦门站T-lnp图

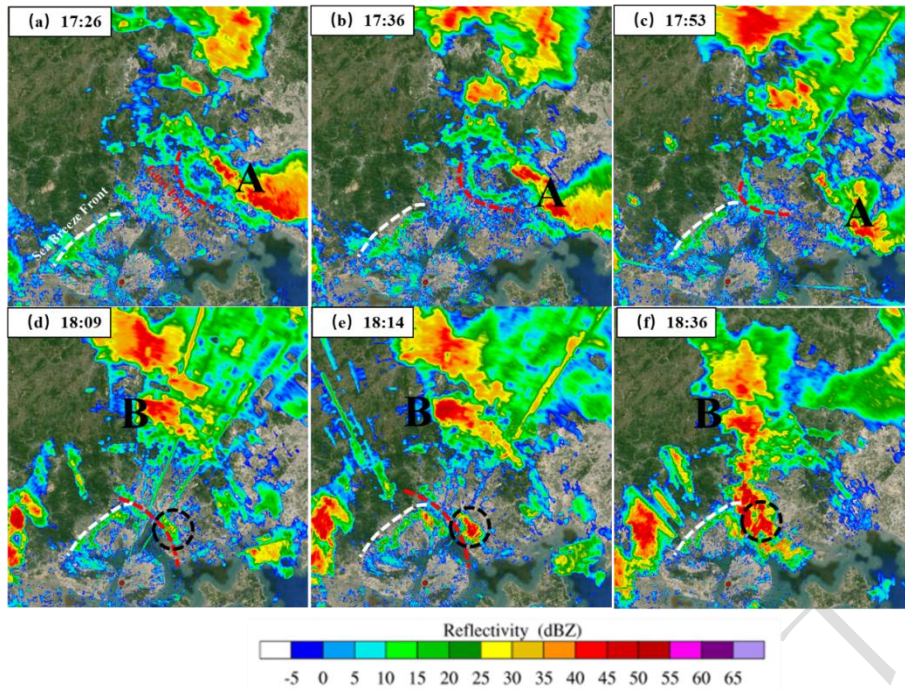
Fig.3 T-lnp diagram of Xiamen Station at 08:00 BT 16 August 2023

143
144
145
146

4 雷达回波特征分析

4.1 水平回波特征

147
148
149 由于海陆温度差异，16日上午厦门沿海有海风锋不断向内陆推进，多普勒雷达0.5°仰
150 角表现为一条弱窄带回波（强度在10~20 dBz），稳定少动（图略）。17:26，由于第1次对
151 流过程已趋于结束，风暴A不断减弱（图4a），其西南侧出现了冷池密度流，即阵风锋（图
152 4a红色虚线），是由风暴A的冷性下沉气流在近地面低层向外扩展，与风暴运动前方的低层
153 暖湿空气交汇而形成的。同时，海风锋稳定少动（图4a白色虚线）。17:36，风暴A强度继续
154 减弱，阵风锋向西南方向移动并不断远离风暴A。17:53，阵风锋向西南方向移动，与海风锋
155 东北段产生碰撞（图4c）。18:09，在两条锋线碰撞区的东南侧激发出新的对流单体（图4d
156 黑色圆圈），即对流初生（CI），但强度和面积均较小。18:14，该对流单体强度迅速加强，
157 超过55 dBz，面积也明显增大（图4e）。18:36，对流单体面积进一步增大并且与其北侧风
158 暴B合并为带状对流（图4f），后续在环境气流引导下，带状对流自东北向西南发展、移动，
159 并在海风锋区域进一步加强，最大超过60 dBz。该带状对流给厦门同安区、集美区、海沧区
160 带来较强短时强降水，影响范围内3 h有11个站累计降水量达25~50 mm，1个站超过50 mm。
161



注：红色虚线表示阵风锋，黑色虚线表示海风锋，下同；字母表示风暴单体，黑色圆圈指示新生对流发展。

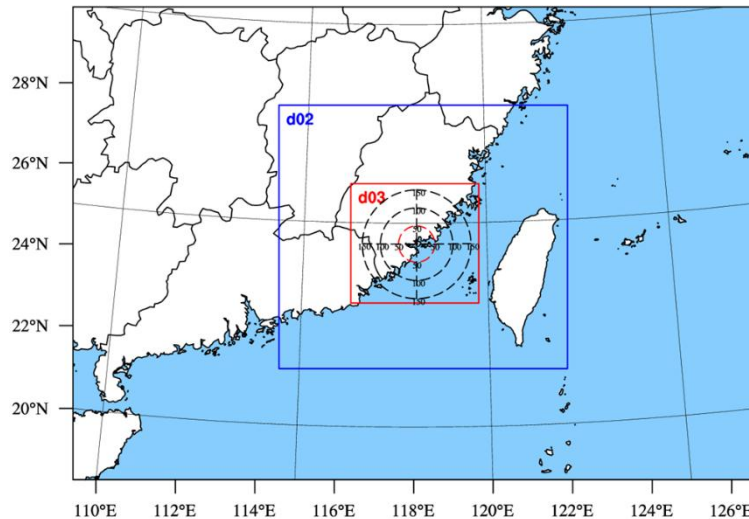
图 4 2023 年 8 月 16 日厦门雷达 0.5°仰角基本反射率因子

Fig.4 Basic reflectivity factor at 0.5°elevation of Xiamen Radar on 16 August 2023

5 数值模拟设计和结果分析

5.1 模拟设计

数值模拟试验采用的模式为WRFV4.1版本，采用Lambert地图投影的三重双向嵌套网格d01、d02和d03（图5），网格分辨率分别为为9、3、1 km，格点数分别为216×150、274×250、364×340，输出时间分别为60、60、10 min。d01和d02模拟时间为2023年8月15日20:00至17日02:00，采用Kessler暖雨方案；d03模拟时间为16日0802:00至17日0202:00，采用Thompson方案。积分步长均为120 s，垂直方向均取不等距的40个 σ （无量纲垂直坐标）层，模式顶层气压为50 hPa。d01采用Kain-Fritsch积云对流方案，由于d02和d03分辨率小于5 km，故关闭积云对流方案（段海霞等，2013；闵锦忠等，2019）。三重网格均采用RRTM长波辐射方案及Dudhia短波辐射方案、Monin-Obukhov近地层方案、MYJ边界层方案和Noah陆面层方案，地形数据选用MODIS_30S。初始场及d01侧边界条件由NCEP/FNL 1°×1°逐6 h再分析资料提供，内层网格的侧边界条件由外网格插值得到。下文主要对d03区域模拟结果进行分析。



注：圆圈由小到大分别表示厦门雷达 50、100、150 km 探测范围。

图 5 模拟试验的三重嵌套区域

Fig.5 Triple nested area of simulation experiment

179

180

181

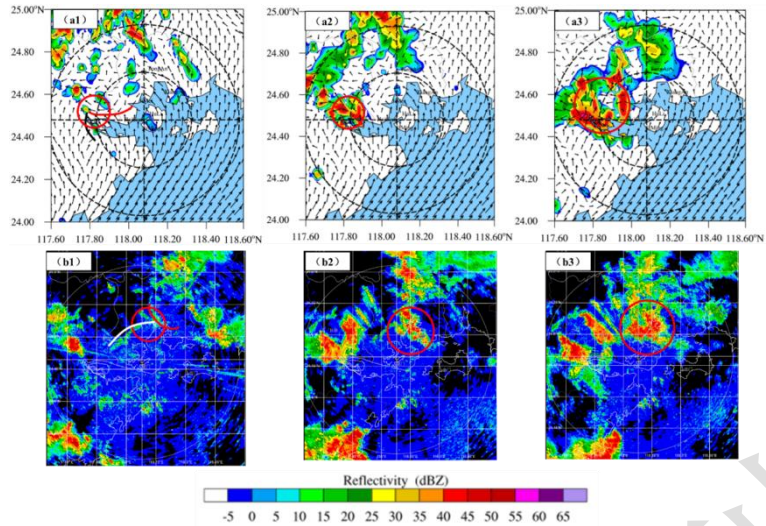
182

183

184 5.2 雷达回波模拟与实况对比

185 图 6 为实况和模拟的厦门雷达 0.5° 仰角基本反射率因子对比。模拟的阵风锋与海风锋在
 186 17:30 左右发生碰撞(图 6a₁ 红色圆圈),同时碰撞区域附近有 CI 发生,强度约在 25~35 dBz。
 187 而实况则是在 17:53 左右发生碰撞(图 6b₁ 红色圆圈),但 CI 是在 18:09,强度在 30~35 dBz。
 188 即模拟的阵风锋与海风锋碰撞时间较实况偏晚,且位置偏西,相差约 36 km,同时模拟的阵
 189 风锋与海风锋碰撞与 CI 同时发生,但实况则是先发生碰撞,后出现 CI。

190 在对流发展阶段,模拟的对流单体于 18:20 开始显著增强,回波强度增至 45~50 dBz,
 191 范围略有扩大;实况对流强度增强至 50~55 dBz 且范围略增大。19:20,模拟的对流单体进
 192 一步增强至 55~60 dBz,同时其东北侧约 5 km 处又有新的对流单体发展;实况中对流强度
 193 仍维持较强水平,并持续向东北侧扩展。即无论是对流单体强度变化趋势还是多单体组织形
 194 式,模拟较实况的演变趋势一致,即对流在海风锋和阵风锋碰撞触发后并未快速消散,而是
 195 持续维持、增强并伴随新单体生成。



注：红色圆圈指示新生对流发展。

图 6 2023 年 8 月 16 日厦门雷达 0.5° 仰角基本反射率因子

(a) 模拟, (b) 实况

Fig.6 Basic reflectivity factor at 0.5 °elevation of of Xiamen Radar on 16 August 2023

(a) simulation , (b) observation

由于模拟的碰撞后 CI 位置与实况存在差距,导致 1 h 累计降水量分布也有所不同。18:00—19:00, 模拟降水带位置与实况降水带相距约 30 km, 模拟的中心降水量 (约 73 mm) 略偏大 (图 7a)。19:00—20:00, 模拟的降水带位置和形态均与实况接近, 降水范围偏小, 中心降水量 (约 74.2 mm) 略偏大 (图 7b)。1 h 模拟降水量级偏大可能是由分辨率造成的虚假强降水中心引起的 (朱好奇等, 2024)

需要指出的是, CI 具体位置及降水量级的偏差, 恰恰反映了中小尺度对流系统的局地性、突发性和非线性特征。虽然模拟在对流触发的绝对时刻和空间位置上与实况存在一定差异, 但其能够较好地再现阵风锋与海风锋碰撞触发 CI、CI 原地增强以及多单体接力发展的关键特征, 说明模拟结果在过程演变和机制识别上具有较高可信度。因此, 后文将基于模拟资料开展物理量分析, 进一步揭示阵风锋与海风锋碰撞触发强对流的动力、热力机制。

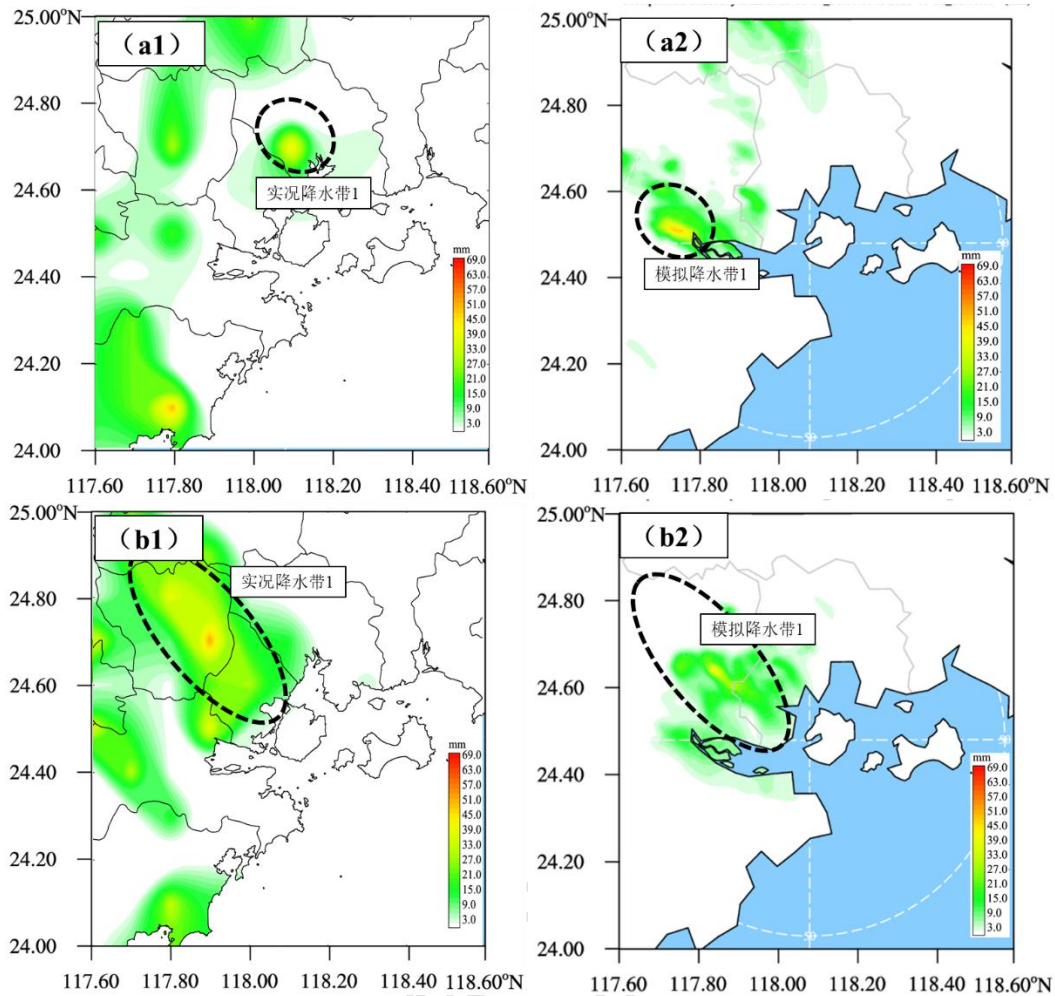


图7 2023年8月16日 (a) 18:00-19:00, (b) 19:00-20:00 h 累计降水量分布

(a₁, b₁) 实况, (a₂, b₂) 模拟

Fig.7 Distribution of 1 h accumulated precipitation from (a) 18:00 BT to 19:00 BT and (b) 19:00 BT to 20:00 BT

16 August 2023

(a₁, b₁) observation, (a₂, b₂) simulation

5.3 模拟的阵风锋水平和垂直结构

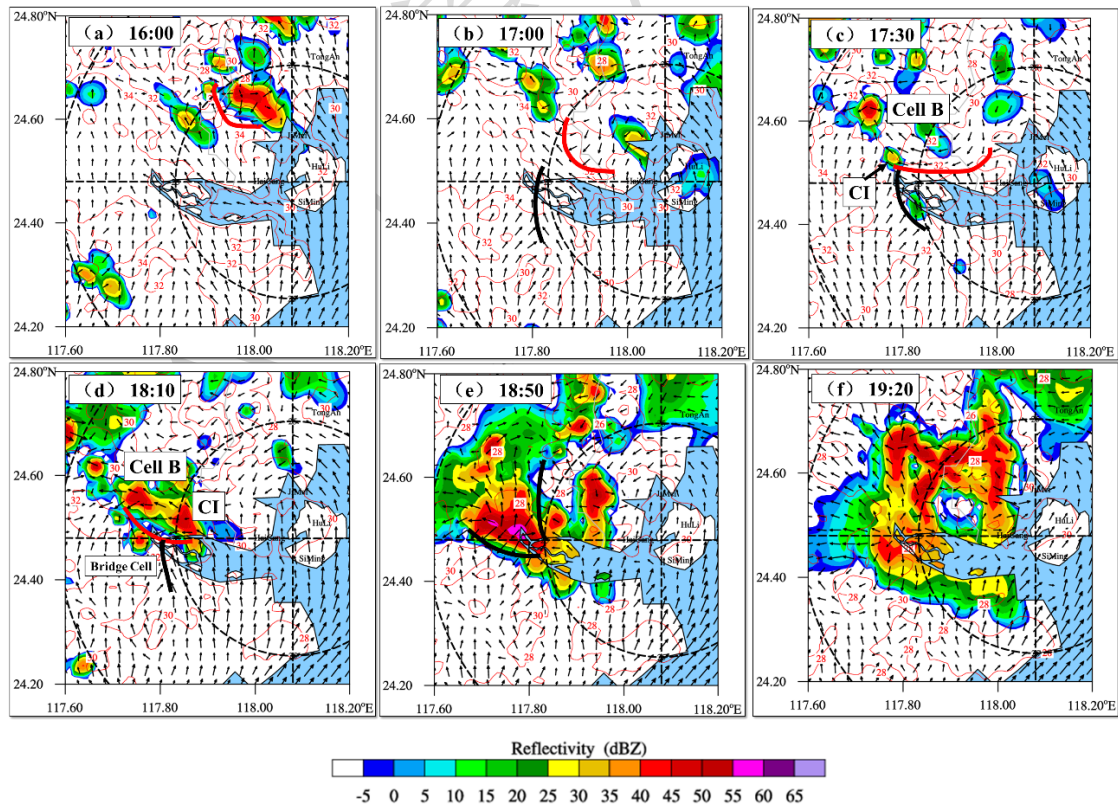
5.3.1 阵风锋水平结构

对流风暴产生的冷性下沉气流抵达近地面层向外扩散,与低层暖湿空气交汇形成中尺度边界,该边界即为阵风锋,阵风锋实际上是对流内部下沉冷空气和近风暴环境暖空气之间的分界线(许长义和王彦, 2021)。图8绘制了模拟的最低层基本反射率、10 m风场以及2 m温度分布。

16:00 (图8a), 前期发展的对流单体逐渐减弱, 下沉气流向西南方向扩展, 与环境风在单体前侧约10 km位置形成风向辐合线, 虽然WRF模式没有直接模拟出辐合线对应的弱窄带回波, 但是辐合线前侧为暖区(34 °C), 后侧为冷池(27 °C), 密集的温度锋区基本呈西北—东南走向, 冷池强度较大(约为0.35 °C · km), 是对流内部下沉形成的阵风锋(图8a红色

231 曲线), 对应于实况雷达上17:26 (图5a红色虚线) 0.5°仰角观测到的阵风锋。17:00 (图8b),
 232 模拟的对流单体进一步减弱, 阵风锋向西南方向移动并不断远离单体, 阵风锋前后温差超过
 233 5 °C。同时阵风锋西南侧约15 km存在海风 (东南风) 与西南风之间的辐合线, 即海风锋 (图
 234 8b黑色曲线)。17:30 (图8c), 阵风锋与海风锋约发生碰撞, 同时碰撞区域附近有CI发生,
 235 强度约25~35 dBz。同时在CI西北侧有对流单体B发展, 强度超过45 dBz。18:10 (图8d),
 236 对流单体B和阵风锋与海风锋碰撞区域的对流不断加强并合并, 强度45~50 dBz; 在两者合
 237 并时, 由于下沉气流在低层产生的辐合作用, 在两个单体之间激发出云桥单体C (Simpson et
 238 al, 1980; 易笑园等, 2012), 之后三者不断合并加强。18:50 (图8e), 合并后的对流单体发
 239 展至最强, 最大反射率因子达到58.1 dBz。该强对流单体对应的冷性下沉气流在近地面辐散,
 240 并在单体西南侧及东北侧均形成辐合线 (图8e黑色曲线)。随后, 该强对流单体逐渐减弱。
 241 19:20 (图8f), 碰撞区域对流单体逐渐减弱, 但是单体后侧东北方向有新单体发展, 并继续
 242 影响厦门地区。20:30 (图略) 之后, 整体回波东移入海减弱, 对流过程趋于结束。

243 综上所述可知, 尽管WRF模式未能直接模拟出阵风锋或海风锋对应的弱窄带状回波特
 244 征, 但较好地再现了海风与环境风场相互作用所形成的海风锋辐合结构, 以及雷暴单体减弱
 245 后其后侧冷出流与前侧环境暖空气之间形成的阵风锋水平结构。模拟结果进一步表明, 阵风
 246 锋与海风锋的碰撞作用触发并促进了新生对流的发展与增强。



247

248 图8 2023年8月16日模拟的最低仰角基本反射率因子(填色), 10 m 风场(风矢)和 2 m 温度(红
249 色等值线, 单位: °C)

250 Fig.8 Simulated Basic reflectivity factor (colored) at minimum elevation ,10 m wind field (vector), and 2
251 m temperature (red contour, unit: °C) on 16 August 2023

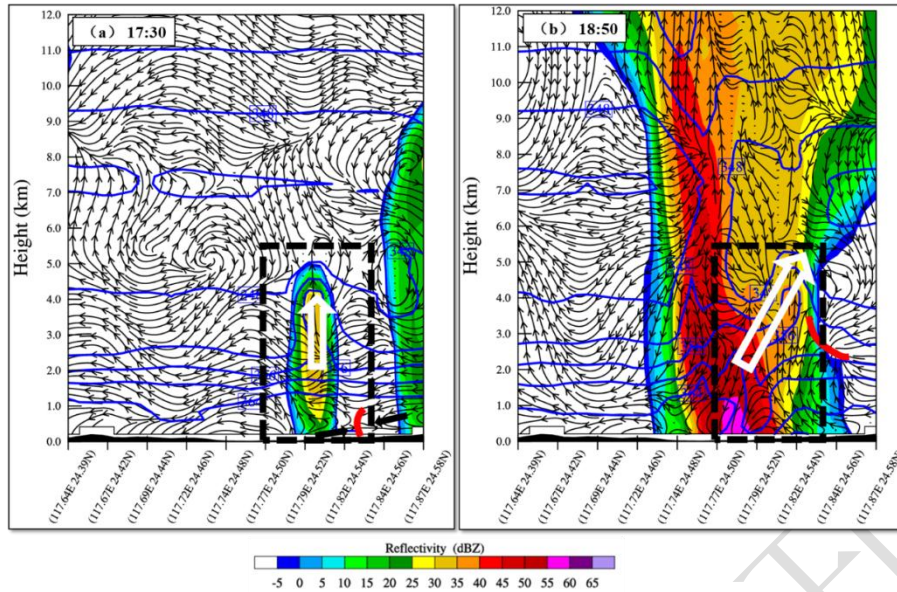
253 5.3.2 垂直结构

254 图9为沿着图10c线段AB(从A至B)方向作模拟的基本反射率、风场、假相当位温(θ_{se})
255 等要素的垂直剖面。

256 模拟的17:30, 碰撞区域内117.82 E、24.54 N附近, 前侧低层为西南风, 后侧为东北风,
257 两支气流交汇造成辐合上升, 形成阵风锋(图9a, 红色实线)。由上文分析可知, 模拟的10 m
258 高度风场(图10a、c)显示有海风锋, 但是可能由于海风锋发展高度较低, 因此模拟的垂直
259 剖面图上无法捕捉到海风锋。碰撞区域内 θ_{se} 上凸(图9a白色箭头), 表明有上升运动且湿度
260 大(朱乾根等, 2007), 同时5 km高度以下 θ_{se} 随高度递减, 大气为不稳定层结, 在有利的水
261 汽、不稳定层结以及阵风锋辐合抬升共同作用下, 碰撞区域内开始触发新生对流。

262 实况的18:36(图略), 触发的对流单体发展至最强, 强回波高度(>50 dBz)超过-20 °C
263 层, 后续对流单体不断沿着海风锋方向移动, 给厦门带来较大范围长时间的强降水天气。模
264 拟的18:50, 碰撞区域内 θ_{se} 向后侧东北方向倾斜上凸(图9b白色箭头), 表明对流单体后侧有
265 倾斜上升运动, 同时地面至5 km高度大气维持不稳定层结状态, 超过40 dBz的回波伸展至11
266 km以上, 此时对流发展到最强(57.1 dBz)。由图8e可知, 模拟的地面对流单体西南和东北
267 方向均出现了边界层辐合线, 同时刻垂直剖面图上对流单体右侧东北方向2.5~3.5 km高度存
268 在风向切变(图10d红色曲线), 近地面至5 km高度涡度均超过 $20 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$, 表明对流单体右
269 侧东北方向地面辐合线至浅层切变提供更为深厚的辐合上升条件; 而对流单体左侧西南方向
270 近地面至5 km高度涡度分布在 $0 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 附近(图略), 辐合抬升条件较差。在有利不稳定能
271 量、水汽条件、地面辐合线至浅层切变的深厚辐合抬升共同作用下, 后续东北方向有新对流
272 单体发展并与其他单体合并加强, 继续给厦门地区带来短时强降水天气。

273 综上分析可知, WRF模式能够较好再现阵风锋与海风锋碰撞触发新生对流的主要演变过程。
274 在有利不稳定能量、水汽条件以及地面辐合线至浅层切变共同作用下, 模拟结果显示碰撞后
275 续阶段仍可维持对流再生和增强过程, 进一步说明阵风锋与海风锋碰撞对强对流的触发与维
276 持具有重要作用。



277

278 图9 2023年8月16日模拟的的雷达基本反射率（填色，单位：dBz）以及风场（风矢量）、假相当位温
279 θ_{se} （蓝色等值线，单位：K）和地形高度（填色，单位：km）垂直剖面。

280 Fig.9 Simulated vertical cross-section of radar reflectivity (colored, unit: dBZ), wind field (vector),
281 pseudo-equivalent potential temperature, θ_{se} (blue contour, unit: K), and terrain height ((colored, unit: km) on 16
282 August 2023.

283

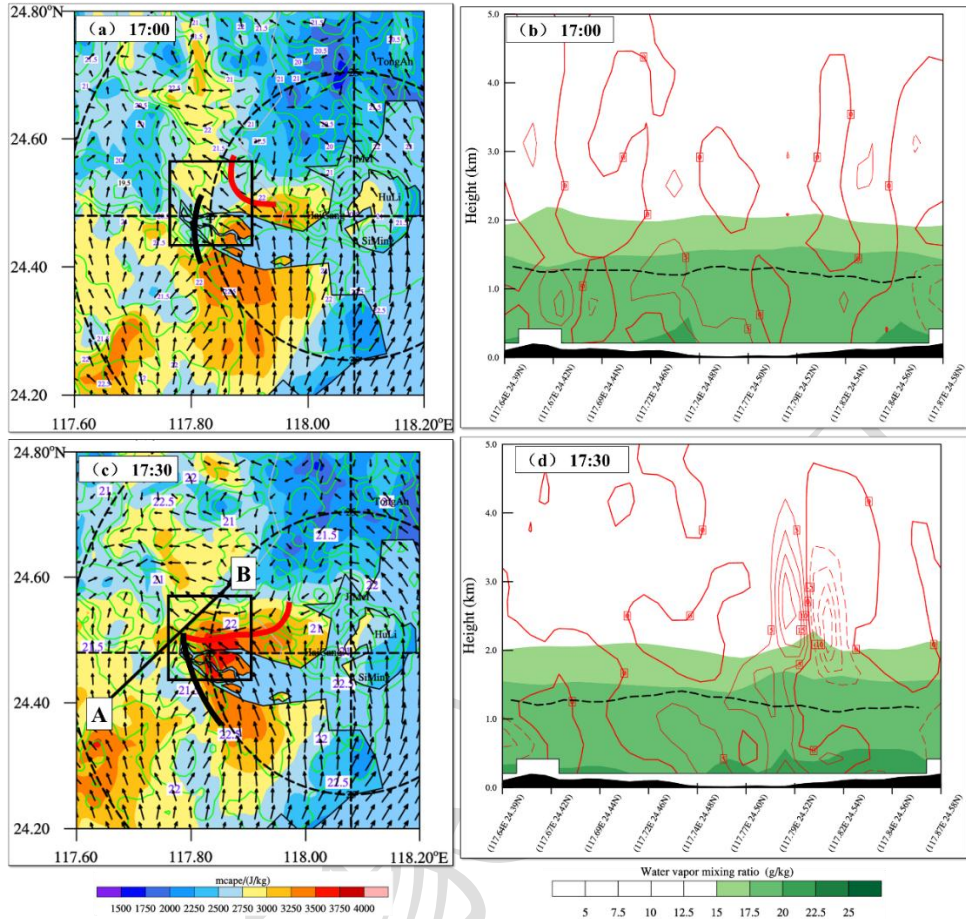
284 5.4 阵风锋与海风锋碰撞前后物理量变化

285 图10绘制了模拟的阵风锋与海风锋碰撞前与碰撞时的最大对流有效位能(MCAPE)、2 m
286 比湿以及10 m风场的分布。17:00（图10a），阵风锋与海风锋碰撞前，碰撞区域（图10a黑色
287 方框）内2 m比湿约为 $21.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，MCAPE值在 $2000 \sim 2750 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。17:30（图10c），阵风
288 锋与海风锋碰撞时，碰撞区域内2 m比湿增加了 $1.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，MCAPE值增加超过 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

289 进一步沿图10c线段AB（从A至B）绘制比湿、涡度以及自由对流高度（LFC）的垂直
290 剖面（图10b, 10d）。由图可知，17:00，近地面至LFC高度（图10b黑色虚线）比湿约在 $17.5 \sim$
291 $20.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，表明对流发生前的水汽条件较为充沛；然而此时涡度值较小，基本分布于零
292 线附近，表明动力抬升条件较弱。17:30（图10d），碰撞区域低层比湿增加至 $20 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上，
293 涡度增强至 $25 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ，辐合抬升明显加强，强辐合抬升作用将近地面湿空气抬升至LFC以
294 上，此时模拟的近地面有新生对流触发（图8c）。10 min后，强辐合抬升作用将比湿超过 22.5
295 $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的水汽抬升至LFC以上（图略），对流单体进一步发展加强。

296 综上所述可知，在阵风锋与海风锋发生碰撞前后，碰撞区域内不稳定能量、浅层比湿及

297 涡度均出现明显增长；在不稳定能量、水汽条件与强辐合抬升机制的共同配合下，边界层内
 298 的暖湿不稳定空气被抬升至自由对流高度以上，从而触发新生对流并促使其后继发展与加强，
 299 该结果与何娜等（2023）关于碰撞型阵风锋触发对流的环境场特征研究结论一致。



300

301 注：方框表示阵风锋和海风锋碰撞区域；图c、d中阴影代表地形，单位：km。

302 图 10 2023 年 8 月 16 日模拟的 (a, c) MCAPE (填色, 单位: $J \cdot kg^{-1}$), 2 m 比湿 (绿色等值线,
 303 单位: $g \cdot kg^{-1}$) 和 10 m 风场 (风矢), (b, d) 沿图 10c 线段 AB 的比湿 (填色, 单位: $g \cdot kg^{-1}$), 涡度 (红
 304 色等值线, 单位: $10^{-4}s^{-1}$) 和 LFC (黑色等值线, 单位: km) 的垂直剖面。

305 Fig.10 Simulated (a, c) MCAPE (colored, unit: $J \cdot kg^{-1}$), 2 m specific humidity ($g \cdot kg^{-1}$) and 10
 306 m wind field (vector), (b, d) cross-section of specific humidity (colored, unit: $g \cdot kg^{-1}$), vorticity (red contour, unit:
 307 $10^{-4} s^{-1}$) and LFC (black contour, unit: km) along line AB in Fig.10c on 16 August 2023

308

309 6 结论与讨论

310 本文利用常规观测资料、地面自动站加密观测资料、NCEP/FNL 再分析资料、多普勒雷
 311 达资料等, 对 2023 年 8 月 16 日副高边缘, 阵风锋和海风锋共同触发新生对流的影响过程进
 312 行分析, 并借助高分辨率中尺度模式 WRF 进行数值模拟, 主要结论如下:

313 (1) 此次雷暴天气发生在副高边缘, 高层辐散叠加低层辐合, 在较为显著的高低空温

314 度差动平流和“上干下湿”造成的不稳定大气层结下,对流由地面辐合线触发实况雷达低层
315 回波和自动站显示阵风锋西南侧有一条海风锋存在;在阵风锋向该海风锋靠近并碰撞过程中,
316 两者之间的辐合区域触发对流。

317 (2) WRF 模式较好地再现了海风与环境风场相互作用所形成的海风锋辐合结构,以及
318 雷暴单体减弱后其后侧冷出流与前侧环境暖空气之间形成的阵风锋水平和垂直结构。

319 (3) 阵风锋与海风锋碰撞发生后,低层辐合和局地抬升显著增强,并在充足水汽和不
320 稳定能量配合下触发对流发展。模式结果进一步表明,碰撞后续阶段仍可维持对流再生与组
321 织化增强过程,对强降水的维持具有重要作用。

322 本文通过比较合理的一次模拟结果分析推断出中小尺度对流发生发展的过程以及 CI 发
323 生机理。但是目前通过数值模式完全合理模拟出局地对流的发展过程还较为困难,后续应加
324 强相关加密观测资料同化技术的应用,进一步深入分析中小尺度发生发展特征以及 CI 发生
325 机理。

326

327 参考文献

328 宝兴华,夏茹娣,罗亚丽,等,2022.“21·7”河南特大暴雨气象和水文雨量观测对比[J].应用气象学报,33(6):
329 668-681. Bao X H, Xia R D, Luo Y L, et al, 2022. Comparative analysis on meteorological and hydrological rain
330 gauge observations of the extreme heavy rainfall event in Henan Province during July 2021[J]. J Appl Meteor Sci,
331 33(6): 668-681 (in Chinese).

332 常国旭,董秀辉,刘红艳,等,2009.加密自动气象站实时短信报警查询系统[J].安徽农业科学,37(1):
333 427-428. Chang G X, Dong X H, Liu H Y, et al, 2009. Real-time short message alarming and information query
334 system for intensive automatic weather station network[J]. J Anhui Agric Sci, 37(1): 427-428 (in Chinese).

335 段海霞,刘新伟,蒲朝霞,2013.不同云方案对祁连山降水模拟的影响[J].大气科学学报,36(3):367-378.
336 Duan H X, Liu X W, Pu Z X, 2013. Cloud microphysical processes on simulation of precipitation in Qilian
337 Mountains[J]. Trans Atmos Sci, 36(3): 367-378 (in Chinese).

338 樊李苗,俞小鼎,2013.中国短时强对流天气的若干环境参数特征分析[J].高原气象,32(1):156-165. Fan L
339 M, Yu X D, 2013. Characteristic analyses on environmental parameters in short-term severe convective weather in
340 China[J]. Plateau Meteor, 32(1): 156-165 (in Chinese).

341 何娜,俞小鼎,丁青兰,等,2023.北京地区雷暴阵风锋触发对流新生的环境场特征分析[J].高原气象,42(5):
342 1285-1297. He N, Yu X D, Ding Q L, et al, 2023. Analysis of environmental field characteristics of convective
343 initiation triggered by thunderstorm gust fronts in Beijing area[J]. Plateau Meteor, 42(5): 1285-1297 (in Chinese).

344 蒋超,才奎志,杨磊,等,2023.辽东湾北部海风锋与阵风锋碰撞形成的一次雷暴大风天气过程分析[J].气
345 象与环境学报,39(5):19-27. Jiang C, Cai K Z, Yang L, et al, 2023. Analysis of a thunderstorm gale process
346 formed by the collision of sea breeze front and gust front in the northern Liaodong Bay[J]. J Meteor Environ, 39(5):
347 19-27 (in Chinese).

348 刘彬贤,王彦,刘一玮,2015.渤海湾海风锋与阵风锋碰撞形成雷暴天气的诊断特征[J].大气科学学报,
349 38(1):132-136. Liu B X, Wang Y, Liu Y W, 2015. Diagnostic features of thunderstorm events triggered by
350 collision between sea breeze front and gust front over Bohai Bay[J]. Trans Atmos Sci, 38(1): 132-136 (in Chinese).

351 刘娟,宋子忠,李金城,1996.一次强雹暴系统及其阵风锋的雷达回波研究[J].气象,22(1):13-17. Liu J,

352 Song Z Z, Li J C, 1996. Radar echo of a severe hail storm system and its gust front[J]. Meteor Mon, 22(1): 13-17
353 (in Chinese).

354 闵锦忠, 靳奎峰, 陈虹杏, 等, 2019. CCN 浓度对安徽一次强对流天气影响的数值模拟[J]. 大气科学学报,
355 42(4): 542-551. Min J Z, Jin K F, Chen H X, et al, 2019. Numerical simulation of the influence of CCN
356 concentration on a strong convective weather event in Anhui[J]. Trans Atmos Sci, 42(4): 542-551 (in Chinese).

357 苏爱芳, 郑永光, 张宁, 等, 2022. 边界层辐合线触发深厚湿对流研究进展[J]. 气象学报, 80(2): 177-189. Su
358 A F, Zheng Y G, Zhang N, et al, 2022. A review of research on boundary convergence lines triggering of deep and
359 moist convection[J]. Acta Meteor Sin, 80(2): 177-189 (in Chinese).

360 孙永刚, 孟雪峰, 计燕霞, 等, 2025. 河套地区边界层辐合线形成及其对流触发作用[J]. 气象, 51(1): 85-96.
361 Sun Y G, Meng X F, Ji Y X, et al, 2025. Formation of boundary layer convergence lines in Hetao area and their
362 convection triggering effect[J]. Meteor Mon, 51(1): 85-96 (in Chinese).

363 万夫敬, 孙继松, 孙敏, 等, 2021. 山东半岛海风锋在一次飑线系统演变过程中的作用[J]. 气象学报, 79(5):
364 717-731. Wan F J, Sun J S, Sun M, et al, 2021. Impacts of sea breeze front over Shandong Peninsula on the
365 evolution of a squall line[J]. Acta Meteor Sin, 79(5): 717-731 (in Chinese).

366 汪雅, 苗峻峰, 谈哲敏, 2013. 宁波地区海—陆下垫面差异对雷暴过程影响的数值模拟[J]. 气象学报, 71(6):
367 1146-1159. Wang Y, Miao J F, Tan Z M, 2013. Numerical study of the impact of differences between sea and land
368 underlying surface on thunderstorm in the Ningbo area[J]. Acta Meteor Sin, 71(6): 1146-1159 (in Chinese).

369 王婷婷, 朱文剑, 姚凯, 等, 2023. 2021 年吉林中部一次极端雷暴大风的中尺度成因分析[J]. 气象, 49(10):
370 1215-1226. Wang T T, Zhu W J, Yao K, et al, 2023. Mesoscale analysis of an extreme thunderstorm gale in central
371 Jilin Province in 2021[J]. Meteor Mon, 49(10): 1215-1226 (in Chinese).

372 吴福浪, 李晓丽, 於敏佳, 等, 2019. 盛夏杭州湾一次海风锋触发雷暴的数值模拟分析[J]. 大气科学学报,
373 42(4): 581-590. Wu F L, Li X L, Yu M J, et al, 2019. Numerical simulation study on a thunderstorm triggered by
374 sea breeze front in Hangzhou Bay in summer[J]. Trans Atmos Sci, 42(4): 581-590 (in Chinese).

375 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,
376 40(4): 400-411. Xu A H, Sun J S, Xu D B, et al, 2014. Basic synoptic situation classification and element character
377 of severe convection in China[J]. Meteor Mon, 40(4): 400-411 (in Chinese).

378 许长义, 王彦, 2021. 渤海湾阵风锋垂直结构特征及维持机制分析[J]. 海洋预报, 38(6): 21-32. Xu C Y, Wang
379 Y, 2021. Analysis on the characteristics and maintenance mechanism of the vertical structure of thunderstorm gust
380 front in the Bohai Bay[J]. Mar Forecasts, 38(6): 21-32 (in Chinese).

381 许长义, 卜清军, 黄安宁, 2022. 环渤海湾连续两条阵风锋的关联与成因分析[J]. 气象, 48(6): 729-745.

382 Xu C Y, Bu Q J, Huang A N, 2022. Analyses on correlation and causes for the consecutive thunderstorm gust fronts
383 over the Bohai Sea Bay[J]. Meteor Mon, 48(6): 729-745 (in Chinese).

384 徐蓉, 苗峻峰, 谈哲敏, 2013. 南京地区城市下垫面特征对雷暴过程影响的数值模拟[J]. 大气科学, 37(6):
385 1235-1246. Xu R, Miao J F, Tan Z M, 2013. Numerical simulation of the impact of urban underlying surface
386 characteristics on thunderstorm in Nanjing[J]. Chin J Atmos Sci, 37(6): 1235-1246 (in Chinese).

387 易笑园, 张义军, 沈永海, 等, 2012. 一次海风锋触发的多单体雹暴及合并过程的观测分析[J]. 气象学报,
388 70(5): 974-985. Yi X Y, Zhang Y J, Shen Y H, et al, 2012. Observational analysis of a multicell hailstorm triggered
389 by a sea-breeze front and its merging process[J]. Acta Meteor Sin, 70(5): 974-985 (in Chinese). 俞小鼎, 姚秀萍,
390 熊廷南, 等, 2007. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京: 气象出版社: 130-163. Yu X D, Yao X P,
391 Xiong T N, et al, 2007. Principle and Operational Application of Doppler Weather Radar[M]. Beijing: China
392 Meteorological Press: 130-163 (in Chinese).

393 朱好奇, 平凡, 谭桂容, 等, 2024. 一次北京冰雹形成的数值模拟及微物理机制研究[J]. 大气科学, 48(5):
394 1796-1816. Zhu H Q, Ping F, Tan G R, et al, 2024. Numerical simulation and the microphysical mechanism of hail
395 formation in Beijing[J]. Chin J Atmos Sci, 48(5): 1796-1816 (in Chinese).

396 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等, 2007. 天气学原理和方法: 第4版[M]. 北京: 气象出版社: 71-72. Zhu Q G, Lin
397 J R, Shou S W, et al, 2000. Principles and Methods of Atmospheric Science[M]. 4th ed. Beijing: China
398 Meteorological Press: 71-72 (in Chinese).

399 Banta R M, Olivier L D, Levinson D H, 1993. Evolution of the Monterey bay sea-breeze layer as observed by
400 pulsed Doppler lidar[J]. *J Atmos Sci*, 50(24): 3959-3982.

401 Caniaux G, Redelsperger J L, Lafore J P, 1994. A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall
402 line. Part I: general description and water and heat budgets[J]. *J Atmos Sci*, 51(14): 2046-2074.

403 Colby F P Jr, 1984. Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME II[J]. *Mon Wea Rev*,
404 112(11): 2239-2252.

405 Crook N A, Sun J Z, 2004. Analysis and forecasting of the low-level wind during the Sydney 2000 forecast
406 demonstration project[J]. *Wea Forecasting*, 19(1): 151-167.

407 Dickerson R R, Huffman G J, Luke W T, et al, 1987. Thunderstorms: an important mechanism in the transport of
408 air pollutants[J]. *Science*, 235(4787): 460-465.

409 Simpson J, Westcott N E, Clerman R J, et al, 1980. On cumulus mergers[J]. *Arch Meteorol Geoph Biokl Ser A*,
410 29(1-2): 1-40.

411 Wilson J W, Schreiber W E, 1986. Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence
412 lines[J]. *Mon Wea Rev*, 114(12): 2516-2536.

413 Wilson J W, Megenhardt D L, 1997. Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida
414 boundary layer convergence lines[J]. *Mon Wea Rev*, 125(7): 1507-1525.

415