

# 1 一次复杂地形下边界层抬升型暖区暴雨触发条件和可预报性的 2 数值研究\*

3 徐渊<sup>1,2</sup> 闵锦忠<sup>2</sup> 庄潇然<sup>3</sup> 王霄<sup>4</sup> 朱利剑<sup>5</sup>

4 1 江西省气象台, 南昌 330096

5 2 南京信息工程大学 气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

6 3 江苏省气象台, 南京 210008

7 4 凉山州气象局, 凉山 615000

8 5 中国气象局上海台风研究所, 上海 200030

9 **摘要** 长江中下游地区的暖区暴雨过程易受复杂下垫面强迫的影响, 具有较大的预报不确定性,  
10 尤其是其中的对流触发过程。为探讨此类过程的触发条件及揭示其可预报性受限制程度, 本文针对  
11 2020年6月23日一次复杂地形包裹下的长江中下游暖区暴雨展开高分辨率的数值模拟和对流尺度  
12 集合模拟, 通过 Lagrange 气块后向轨迹分析、去除地形和关闭热效应的敏感性试验以及集合敏感  
13 性分析等方法对此次过程的对流触发阶段展开分析。结果表明, 此次过程被抬升气块的主要源地为  
14 1.5 km 以下的边界层, 仙霞岭和杉岭在正午时分因热力作用而驱动的出谷风是引发局地辐合抬升的  
15 动力源, 高低层散度、湿位涡的垂直配置以及偶极型位涡异常对此次对流触发过程具有较好的指示  
16 意义。此外, 该过程对前期近地面 2 m 温度和视热源具有较高的敏感性, 该结果证实下垫面强迫的  
17 精确刻画对于提升暖区暴雨的预报效果至关重要。逐步减小初始场误差的初值敏感性试验进一步表  
18 明, 此次暖区对流过程的可预报性显著低于北边的锋面过程, 表现为锋面对流的偏差总能量能随初  
19 始误差的缩小持续性降低, 而暖区对流的偏差总能量曲线则仍能增长至与原水平相近, 呈现出非线性  
20 辐合收缩特征。因此, 对于天气尺度强迫显著的锋面对流, 或可优先考虑通过加强资料同化能力  
21 等手段降低初始场误差来减小预报误差; 但对于复杂地形下的暖区暴雨对流触发过程, 则需要更加  
22 强调通过集合预报来捕捉其不确定性。

23 **关键词** 暖区暴雨 对流触发 地形 对流尺度集合模拟 可预报性

24 **文章编号** 中图分类号: P456.7 文献标识码: A

---

**收稿日期** 2022-06-16; **网络预出版日期**

**作者简介** 徐渊, 男, 1998 年出生, 硕士研究生, 主要从事对流尺度集合预报和可预报性研究。Email: xuyuanfriend@163.com

**通讯作者** 庄潇然, 主要从事中小尺度数值模拟、集合预报和资料同化研究。Email: zrxz3212009@163.com

**资助项目** 国家自然科学基金项目 42105008, 国家自然科学基金项目 42192553

**Funded by** National Natural Science Foundation of China (Grant 42105008), National Natural Science Foundation of China (Grant 42192553)

25 doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2207.22103

26 **Numerical Study on Convection Initiation Conditions and**  
27 **Predictability of A Warm-sector Rainstorm Lifting from**  
28 **Boundary Layer under Complex Terrain**

29 XU Yuan<sup>1,2</sup>, MIN Jinzhong<sup>2</sup>, ZHAUNG Xiaoran<sup>3</sup>, WANG Xiao<sup>4</sup>, and ZHU lijian<sup>5</sup>

30 1 Jiangxi Meteorological Observatory, Nanchang 330096

31 2 Key Laboratory, Meteorological Disaster of Ministry of Education (KLME) / Collaborative Innovation Center on Forecast  
32 and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science and Technology,  
33 Nanjing 210044

34 3 Jiangsu Meteorological Observatory, Nanjing 210008

35 4 Liangshan Meteorological Bureau, Liangshan 615000

36 5 Shanghai Typhoon Institute, China Meteorological Administration, Shanghai 200030

37 **Abstract** Warm-sector rainstorm events over the middle-lower reaches of Yangtze River (MLRYZ)  
38 usually have large prediction uncertainties due to that they are easily affected by the complex underlying  
39 surface, especially in the convection initiation stage. In this paper, high-resolution numerical simulation  
40 and convection-permitting ensemble simulations are carried out for a warm-sector rainstorm over MLRYZ  
41 on June 23, 2020 that was affected by the complex terrain to investigate the trigger mechanism and reveal  
42 the limited predictability of this event. The Lagrangian backward trajectories analysis of air parcels,  
43 sensitivity experiments of removing terrain and closing thermal effect, and ensemble sensitivity analysis  
44 are used to analyze the convection initiation stage. Results show that the lifted air parcels mainly come  
45 from planet boundary layer below 1.5 km. The valley wind driven by thermal effect of Xianxia and Shan  
46 Mountains is the dominant dynamic source that triggered local convergence and lifting. The divergence of  
47 high and low levels, the vertical configuration of moist potential vorticity and dipole potential vorticity  
48 anomaly have a good indication of the convection initiation. In addition, this event is highly sensitive to  
49 the 2 m temperature and apparent heat source at low level, indicating the importance of accurate  
50 underlying forcing to the warm-sector rainstorm prediction. The initial condition sensitivity experiments  
51 which reduce the initial errors gradually suggest that the predictability of the warm-sector convective  
52 event is significantly lower than that of the frontal event occurred in the north. The RMDTE (Root Mean  
53 Difference Total Energy) of frontal convection can be decreased continuously with the reduction of the  
54 initial errors, while the RMDTE curves of warm-sector convection still reach original level, showing a

55 nonlinear convergence characteristic. Therefore, for the frontal convection with strong synoptic forcing,  
56 data assimilation technique may be prioritized to reduce the initial errors so as to further reduce the  
57 forecast errors. However, for the convection initiation process of warm-sector rainstorm under complex  
58 terrain, more attentions should be paid on ensemble forecasts to represent its uncertainty.

59 **Key words** Warm-sector rainstorm, Convection initiation, Complex terrain, Convection-permitting  
60 ensemble simulations, Predictability

61

## 62 1. 引言

63 强对流过程由大气中旺盛对流所引发，通常伴随短时强降水、雷暴大风、冰雹、龙卷等严重灾  
64 害性天气，给国民经济和生命财产安全带来严重威胁。强对流的发生需要三个基本条件，即水汽、  
65 大气不稳定层结和抬升触发机制（Johns and Doswell, 1992）。其中，抬升触发的尺度往往更小、更  
66 复杂，且存在多尺度系统间的相互作用，这些因素影响了对流触发（Convection Initiation, CI）的  
67 时间、位置和方式（Trier et al., 2004; Burghard et al., 2014; 苏涛, 2020）。所以在中小尺度对流  
68 系统发生发展的历程中，对流触发阶段曾被认为是预测对流性风暴最困难的一环（Lilly, 2010），  
69 也是限制强对流过程可预报性的一个重要方面（Zhang et al., 2019; 徐渊等, 2022）。

70 按照对流触发的高度可将对流触发事件分为边界层触发和高架对流两类（Reif and Bluestein,  
71 2017; Zhang et al., 2019）。边界层触发类通常具有可识别的表面边界作为先导（Wilson and Robert,  
72 2006）；而高架对流的抬升力来源在边界层以上，一般发生于暖季夜间（Reif and Bluestein, 2017），  
73 常与重力内波的上升运动区相联系（Su and Zhai, 2017）。国际水项目（the international H<sub>2</sub>O Project,  
74 IHOP\_2002）曾在美国南部大平原地区展开，其中第二子课题关注于对流触发（Weckwerth et al.,  
75 2004），当时所检测到的对流触发事件多为边界层触发类。边界层抬升型对流触发对于低层要素水  
76 平梯度和垂直切变较为敏感，尤其表现在对湿度的敏感性上，而目前对边界层要素的监测仍存在较  
77 大误差，因而此类对流触发的预报仍然是一个重大挑战（Weckwerth and Parsons, 2006）。边界层辐  
78 合线是触发此类对流最常见的中尺度因子之一，目前国内外研究所关注的边界层辐合线主要包括干  
79 线、阵风锋和海锋等。干线多发于春季和初夏，沿着干线触发对流的具体机制因个例而异，尚未  
80 有统一定论（Trier et al., 2015）。对流很少沿着整个干线触发，干线上容易触发对流的位置或时机  
81 包括：干线上的凸起、逆温层激发重力内波时、非绝热加热引起的沿干线的中低压、边界层循环与  
82 干线的交叉等（Weckwerth and Parsons, 2006）。Xue and Martin（2006）基于高分辨率模拟结果认  
83 为干线和水平对流滚轴相交的最大辐合处是最有利于触发对流的位置。阵风锋是雷暴下部强烈出流

84 的前缘,老的雷暴系统前缘的阵风锋,可以和其他边界或环境气流协同作用触发新对流。Bai et al.  
85 (2019)所研究的个例中,对流触发于准静止的干线的干侧、交叉成扇形模式的阵风锋的顶点。海  
86 风锋出现在冷海、暖陆的春夏海风强盛时段,对沿海地区的对流触发有重要贡献(梁钊明等,2013),  
87 比如澳大利亚的提维群岛常有规律性的中尺度对流系统因海风锋而触发(Carbone et al., 2000)。东  
88 高红等(2018)针对天津海风锋的研究还发现,城市热岛对海风锋具有明显的阻挡作用,从而间接  
89 影响渤海湾的对流触发。除边界层辐合线外,下垫面热动力性质的不均匀性也会显著影响对流触发  
90 过程,如复杂地形所包裹的山区最容易触发对流,Wang et al. (2016)针对大别山区的对流触发事  
91 件研究指出,地形的热力作用(山谷风环流)和动力作用(背风波)等产生的辐合效应相叠置共同  
92 造成了此次对流沿山脊线触发。Du et al. (2020a, 2020b)和 Gao et al. (2022)的研究结果表明华  
93 南暖区暴雨过程中沿海地区对流的触发与海洋边界层急流、沿海地形及岸间对流产生的冷池等因素  
94 密切联系,尤其受夜间急流加速和陆风的影响较大。高时空分辨率的天气雷达和静止气象卫星的应  
95 用为对流触发的临近预报提供了有力的观测支撑(黄亦鹏等, 2019),但尽管如此,数值模拟在对  
96 流触发机制及其可预报性的研究中仍是必不可少的重要手段,而受限于现阶段模式发展水平,对流  
97 触发机制仍未能得到系统、深刻的阐明,模式对其的预报能力也还相当有限。

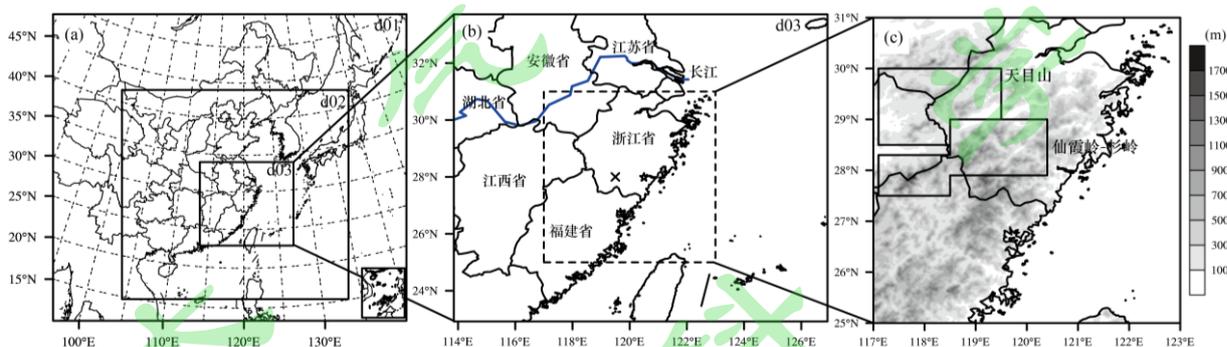
98 长江中下游地区暖季暴雨灾害频发,近年来的研究表明,除传统受梅雨锋影响的锋面暴雨外,  
99 远离天气尺度强迫(100-300 km)的暖区暴雨也是当地另一重要类型的暴雨事件(陈玥等, 2016;  
100 谌芸等, 2019; Sun et al., 2019),且预报不确定性较大(徐渊等, 2022)。按照误差来源可将可预  
101 报性问题分为实际和内在可预报性两类。实际可预报性基于当前数值模式发展水平,源于诸如初值、  
102 物理过程中的不确定性对可预报性的约束;而内在可预报性是在初值和模式都近乎完美的情况下,  
103 由大气内部非线性混沌特性所导致(Nielsen and Schumacher, 2016; 闵锦忠和吴乃庚, 2020)。目  
104 前研究暴雨和强对流过程的可预报性主要通过数值(集合)预报敏感试验方法,特别着眼于误差来  
105 源和时空演变特征的研究(刘建勇等, 2011; 闵锦忠和吴乃庚, 2020)。通过可预报性的研究有助  
106 于深刻理解天气过程的发生发展机制、极端性和预报不确定性来源,以及根据相应的可预报性特征  
107 为对流尺度集合预报系统的构建提供科学指导(杜钧等, 2014; 徐渊等, 2022)。对于下垫面复杂  
108 (如地形、湖泊、城市等)的长江中下游地区,其间的暖区暴雨具有突发性和局地性的特征,尤其  
109 是其中的对流触发过程,其影响因素及可预报性的受限制程度尚未被很好地揭示。因此,本文针对  
110 2020年6月23日一次复杂地形包裹下的典型长江中下游暖区对流过程展开高分辨率数值模拟和对  
111 流尺度集合模拟,关注此次过程对流触发的抬升力来源、影响因素及探寻具有指示性意义的诊断量,  
112 并通过与北边锋面对流可预报性的对比来体现暖区暴雨的特殊性,以期为此类过程的预报提供有效

113 借鉴。

## 114 2. 天气过程概况和数值模拟

### 115 2.1 天气过程概况

116 本研究的关注区域如图 1b 所示，该区域位于长江下游，在盛夏梅雨季其北侧江淮流域常停滞  
117 有准静止的梅雨锋，有时还伴随有天气尺度的低涡切变线，这些天气、次天气尺度系统影响下的强  
118 降水过程已取得诸多研究进展，但距离强天气尺度强迫一定距离的暖区内所发生的降水现象，尚有  
119 待进一步解释，本文所探讨的便是一次暖区对流过程。采用中国自动站与 CMORPH 降水产品融合  
120 的逐时降水量网格数据集 1.0 版 ( $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ , <http://data.cma.cn> [2022-07-20]) 作为降水场实况，研  
121 究表明该资料有效利用了地面观测和卫星反演降水各自的优势，在降水量值和空间分布上均较为合  
122 理(沈艳等, 2013)。同时使用欧洲中期天气预报中心提供的 ERA5 逐小时再分析资料( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ )  
123 来检测本次暖区对流过程的环境条件，该资料已被证明能较好地描述实际天气形势。



124

125 图 1 (a) 模拟区域、(b) 模式内区域 d03 和 (c) 图 1b 中虚线框区域及地形高度 (填色, 单位: m)。

126 图 1b 中虚线框为图 1c、图 2 和图 4a~b 的绘图区域, 星形标注 ERA5 分析场的探空点, 叉形标注

127 CTRL 模拟的探空点, 文字标注出长江和周边各省, 图 1c 中黑色边框标注出本过程周边主要山脉,

128 即天目山、仙霞岭和杉岭

129 Fig.1 (a) Simulation domain, (b) simulation inner domain (d03), (c) dashed box domain in Fig.1b and

130 terrain height (shaded, unit: m). Dashed box domain in Fig.1b refers to the plotting domain of Fig.1c,

131 Fig.2, and Fig.4a~b, the symbol of star and fork show the locations of the soundings derived from ERA5

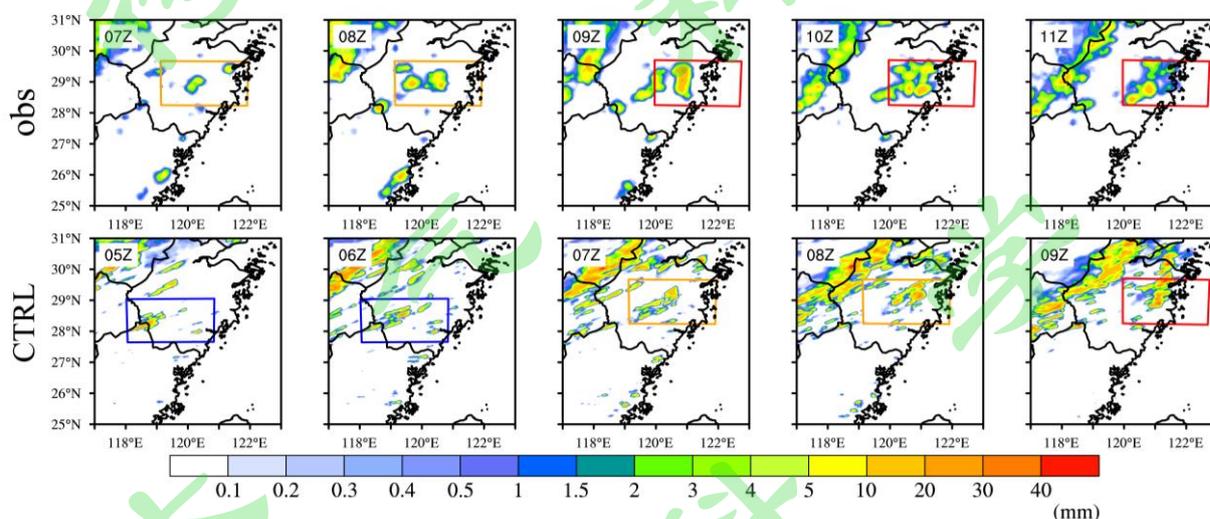
132 and CTRL, the texts indicate the Yangtze River and surrounding provinces, and the black solid boxes in

133 Fig.1c indicate the surrounding mountains of this event, i.e. Tianmu Mountain, Xianxia Mountain and

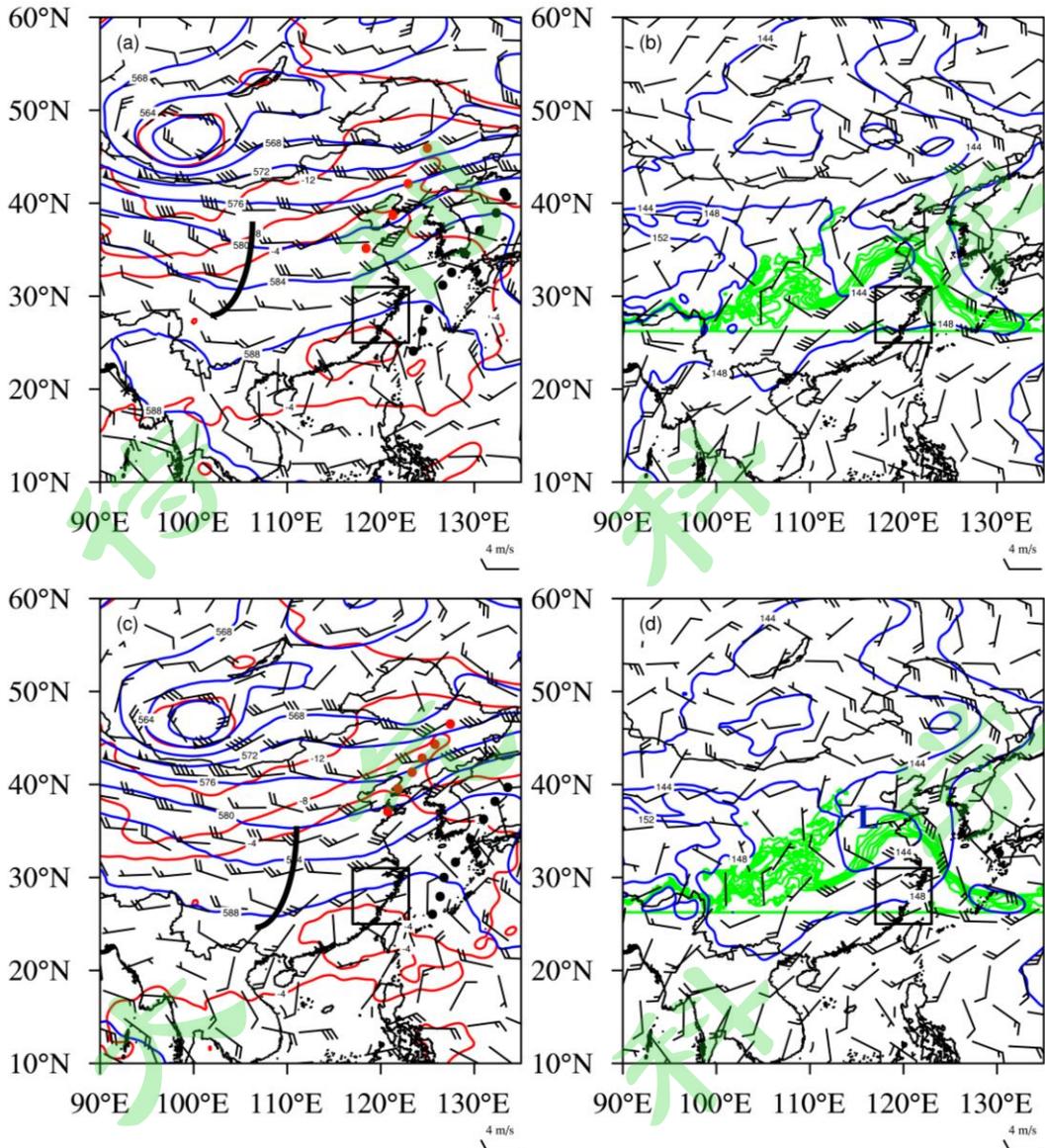
134 Shan Mountain

135 从实况逐小时降水分布 (图 2 第一行) 可见, 本次暖区对流过程约触发于 2020 年 6 月 23 日

136 06-07 时（世界时 UTC，后同）浙江省中部，后分散成若干单体向东北方向沿岸发展，其与西北侧  
 137 大范围雨带的距离约为 200 km，生命期约 8 h。从该过程所处的天气尺度环流场来看，暖区对流的  
 138 发生位置（图 3 黑框）由 500 hPa 脊后槽前的西南气流所支配，但距离高空槽较远，超过 1000 km。  
 139 同时暖脊落后于高度脊，有利于脊的加强和经向环流的维持（图 3a、c）。850 hPa 上，所关注的暖  
 140 区对流位置以北存在典型的梅雨锋（图 3b、d 绿线）和天气尺度切变线，切变线上江淮低涡发展至  
 141 03 时形成闭合环流（图 3d）。但该过程距离上述天气尺度系统超过 200 km，天气尺度斜压性强迫  
 142 不显著，对照湛芸等（2019）和 Sun et al.（2019）的定义，符合典型的暖区降水特征，是长江中下  
 143 游地区一次典型的暖切变型暖区暴雨（陈玥等，2016）。



144  
 145 图 2 观测（第一行）和 CTRL（第二行）逐小时降水量（填色，单位：mm）对比。矩形框为拉格  
 146 朗日观点下选定的暖区降水范围，用以后文集合模拟准确性的检验，演变顺序：蓝-橙-红  
 147 Fig.2 Comparison of hourly precipitation (shaded, unit: mm) between observation (the first row) and  
 148 CTRL (the second row). The rectangular boxes are Lagrangian warm-sector precipitation range to be  
 149 verified later, and the evolution order is blue-orange-red



150

151 图3 2020年6月23日 (a) 00时、(c) 03时 500 hPa 位势高度 (蓝色等值线, 单位: dagpm)、温  
 152 度 (红色等值线, 单位: °C)、风场 (风羽, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 和 (b) 00时、(d) 03时 850 hPa 位势  
 153 高度 (蓝色等值线, 单位: dagpm)、风场 (风羽, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 及相当位温 (绿色等值线, 单位:  
 154 K, 只显示 560-592 K, 表征锋面位置)。黑框为图 1c 绘图区域, 粗黑曲线为高度槽, 黑点线为高  
 155 度脊, 红点线为温度脊,  $L$  表示低涡)

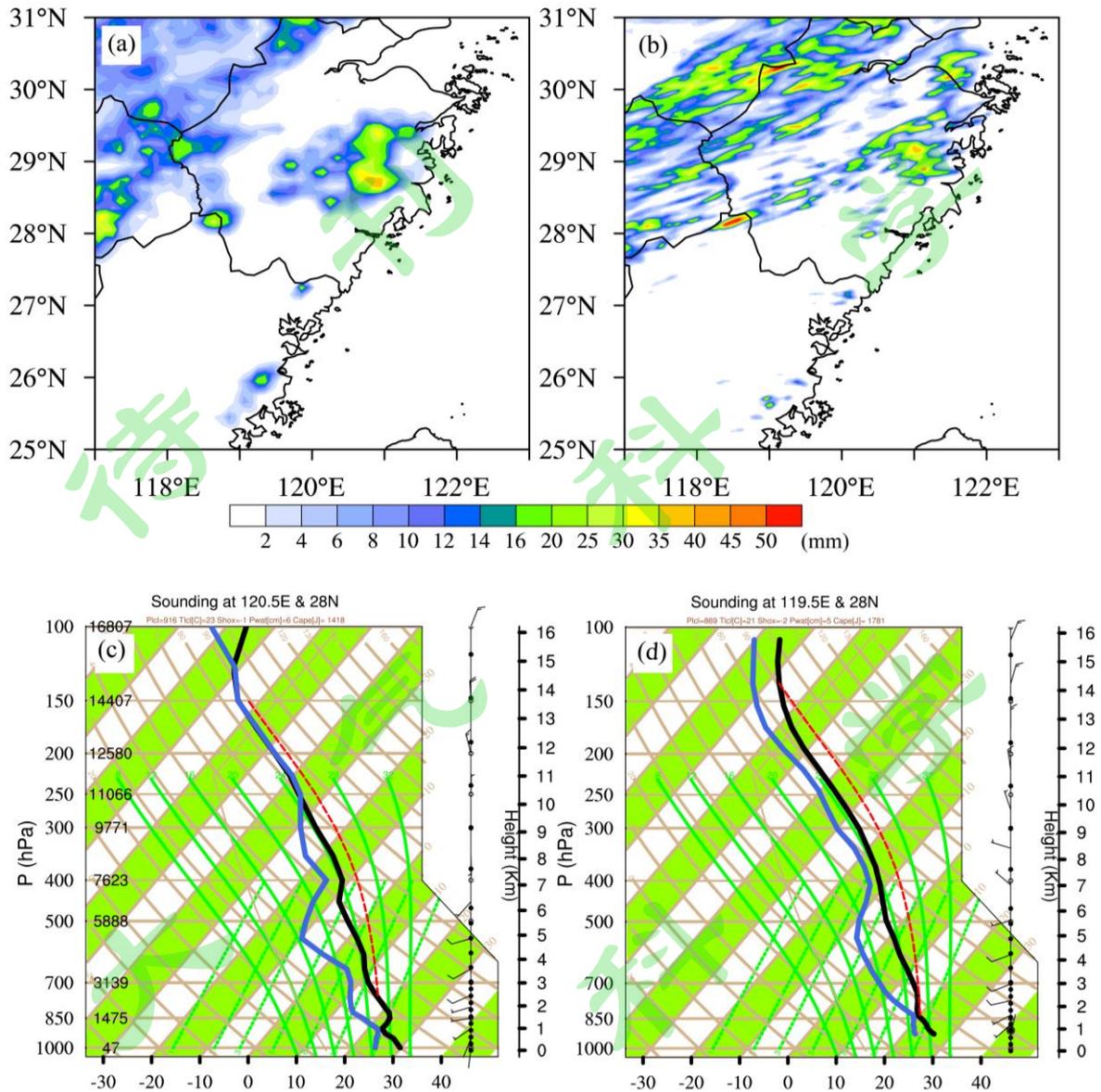
156 Fig.3 500 hPa geopotential height (blue contour, unit: dagpm), temperature (red contour, unit: °C), wind  
 157 field (barb, unit:  $\text{m s}^{-1}$ ) at (a) 0000 UTC and (c) 0300 UTC, and 850 hPa geopotential height (blue contour,  
 158 unit: dagpm), wind field (barb, unit:  $\text{m s}^{-1}$ ) and equivalent potential temperature (green contour, unit: K,  
 159 only 560-592 K is displayed to indicate the position of the front) at (b) 0000 UTC and (d) 0300 UTC on

160 23 June 2020. The black frame is the plotting domain in Fig.1c, the thick black curve represents the  
161 trough of geopotential height, the black and red dot lines represent the ridge of geopotential height and  
162 temperature respectively, and the letter *L* represents low vortex

## 163 2.2 控制预报的模拟和检验

164 对流尺度数值模拟采用基于 WRF-ARW 3.9.1 模式设计的三重单向嵌套网格（由外而内记为  
165 d01-d03），格点数分别为 196×171、376×349 和 466×418，分辨率分别为 27 km、9 km 和 3 km，垂  
166 直层次均为 36 层。其中，d01 覆盖中国东部，d03 覆盖长江中下游地区的大部（图 1a）。控制预报  
167 （CTRL）的初始场和侧边界条件使用水平分辨率为 0.25°×0.25°的 NCEP/NCAR FNL 资料，模拟所  
168 采用的物理过程参数化方案包括 Thompson 微物理方案、RRTM 长波辐射方案、Dudhia 短波辐射方  
169 案、YSU 边界层方案和 Kain-Fritsch 积云对流方案（仅用于 d01 和 d02），这些方案经过调试筛选得  
170 到。模拟的初始时刻为 2020 年 6 月 22 日 18 时（世界时，记为 UTC，后同），整个模拟过程积分  
171 18 h 至 6 月 23 日 12 时。

172 将 CTRL 模拟所得逐小时降水量与实况相比较发现（图 2），模拟的暖区对流过程触发于 04-05  
173 时，较之实况超前约 2 h，但从降水场的分布来看仍然有效地模拟出暖区降水过程从内陆触发，向  
174 东北沿岸移动的整个过程，降水强度略偏大而范围略偏小，忽略时间误差后降水区形态上与观测较  
175 为一致；同时也较好模拟出其西北侧的锋面雨带，但从 07 时开始其北侧杭州湾附近存在一定的虚  
176 报现象。6 h 累积降水的分布也呈现出相似的特征，暖区降水和锋面降水界限分明，模拟的暖区降  
177 水整体位置与实况基本一致，仅部分对流单体（如后文提及的单体 B）中心强度更偏北（图 4a-b）。  
178 总体来看，尽管存在时空、强度上的部分误差，CTRL 的模拟效果尚能还原本次暖区对流过程。同  
179 时从单点探空曲线（图 4c-d，所选单点见图 1b 标注）上来看，对流发生前期 900 hPa 以下为上湿  
180 下干的稳定层，而其上则开始转变为不稳定层，至 550 hPa 出现湿度最小的干层，CTRL 所模拟的  
181 前期层结特征和分析场较为一致。综合降水场和环境场的模拟效果，用 CTRL 的模拟来研究此次过  
182 程是相对可靠的。



183  
 184 图4 (a) 观测的 6 h 累积降水 (2020 年 6 月 23 日 06~12 时, 填色, 单位: mm), (b) CTRL 模拟  
 185 的 6 h 累积降水 (2020 年 6 月 23 日 04~10 时, 填色, 单位: mm), (c) ERA5 再分析资料绘制的  
 186 03 时单点 (图 1b 星形) 探空曲线和 (d) CTRL 模拟的 01 时单点 (图 1b 叉形) 探空曲线  
 187 Fig.4 (a) Observed 6 h cumulative precipitation (0600-1200 UTC on 23 June 2020, shaded, unit: mm), (b)  
 188 6 h cumulative precipitation for CTRL (0400-1000 UTC on 23 June 2020, shaded, unit: mm), and skew  
 189 T-logP diagram derived from (c) ERA5 at 0300 UTC located at star mark and (d) CTRL at 0100 UTC  
 190 located at fork mark in Fig.1b

### 191 2.3 对流尺度集合模拟

192 由于暖区对流尤其是其触发过程模拟难度较大, 可补充采用集合模拟的方式来进一步研究其机

193 制及可预报性。在 CTRL 初始场的基础上，使用动力降尺度方法来产生对流尺度集合：通过提取  
194 TIGGE 计划所提供的 NCEP 全球集合预报产品的分析扰动( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ; <https://apps.ecmwf.int/datasets/>  
195 [2022-07-20]), 进一步插值叠加至各个模拟区域来产生成员数为 20 的集合分析场，并用做集合模  
196 拟的初始场。集合模拟中模式的配置以及积分时长与 CTRL 相同，集合成员间的差异可用于表征预  
197 报的不确定度。

198 一个较优的集合扰动总是希望真实的预报误差分布在集合扰动附近，这种集合在时空上捕捉预  
199 报误差的能力称为集合扰动的准确性，通常使用扰动-误差相关性分析来检验（张涵斌等，2017）。

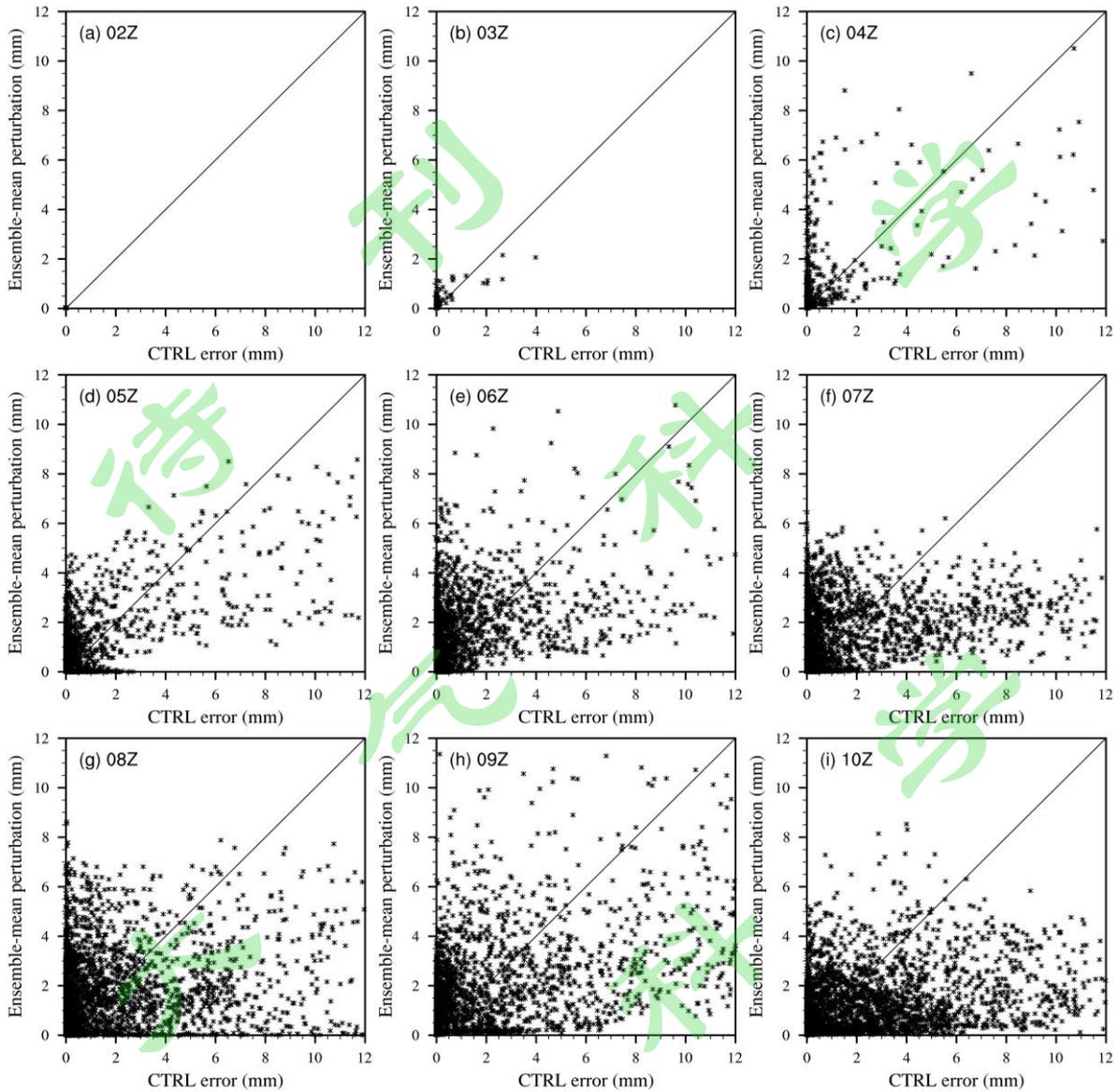
200 定义某时次格点上的控制预报误差  $E(i,j)$  和集合平均扰动  $P(i,j)$  分别为：

$$201 \quad E(i, j) = |f_{ctrl}(i, j) - a(i, j)| \quad (1)$$

$$202 \quad P(i, j) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N |f_k(i, j) - f_{mean}(i, j)| \quad (2)$$

203 其中， $f_{ctrl}$ ， $f_k$ ， $f_{mean}$  和  $a$  分别表示控制预报、集合成员、集合平均预报和分析场， $N$  为成员数。

204 在拉格朗日的观点下，以图 2 主观选取的矩形区域（即 CTRL 暖区对流的位置）为响应区域，  
205 逐小时降水量为度量变量，由上式得到各时次二者的格点样本散点图（图 5）。结果表明，尽管 05  
206 时开始动力降尺度方法部分低估了控制预报误差，但总体而言散点仍然相对均匀地分散在对角线两  
207 旁，显示出集合扰动较为准确可靠，可以近似地表征真实预报误差。后文将通过 CTRL 和对流尺度  
208 集合模拟来探讨本次暖区对流过程的触发机制和可预报性问题。



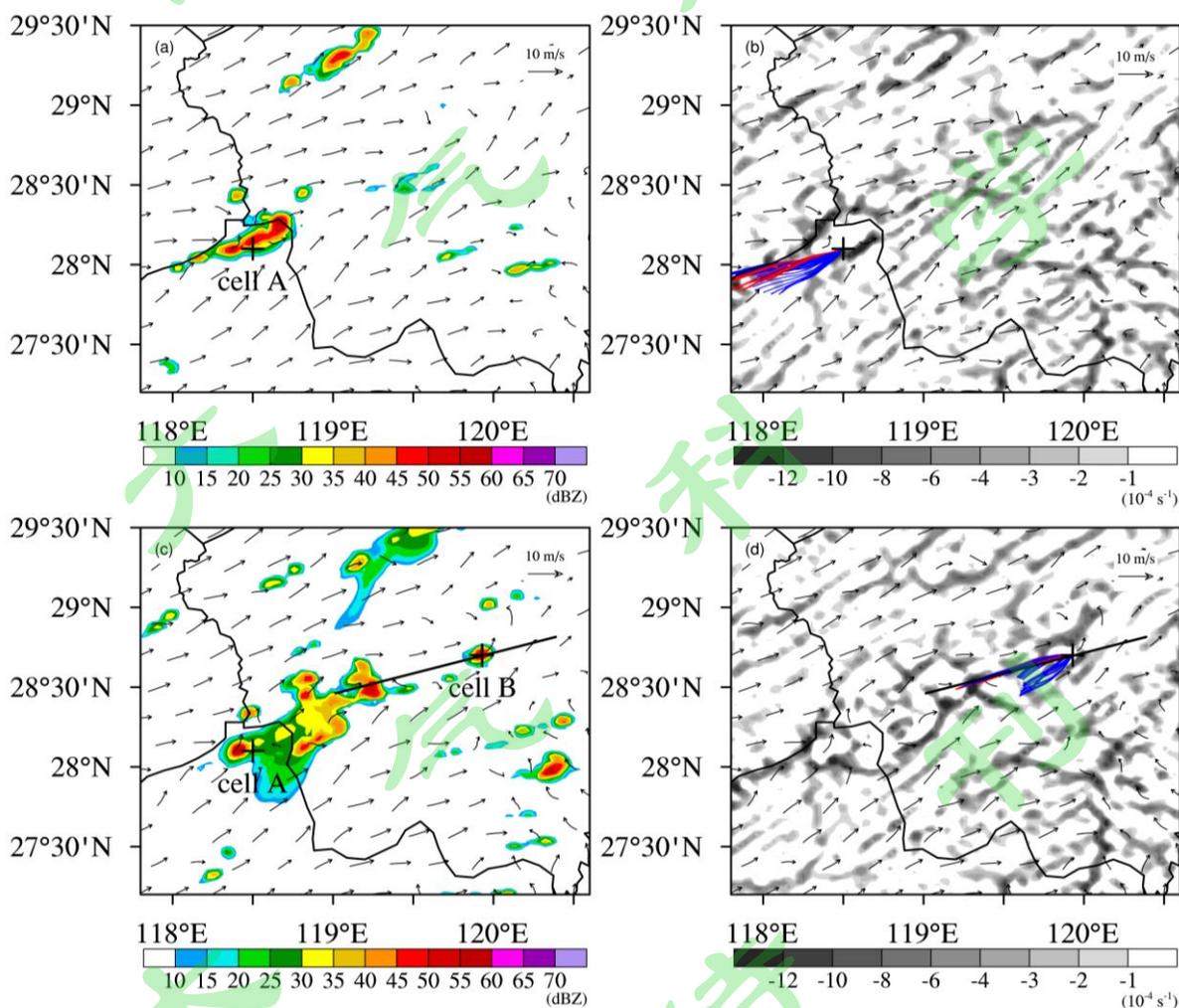
209  
 210 图 5 2020 年 6 月 23 日 02 时~10 时选定响应区域中集合平均扰动和控制预报误差的散点图  
 211 Fig.5 Scatter diagram of ensemble-mean perturbation and CTRL error in the selected response region  
 212 from 0200 UTC to 1000 UTC on 23 June 2020

213 3. 触发条件分析

214 3.1 气块后向轨迹分析

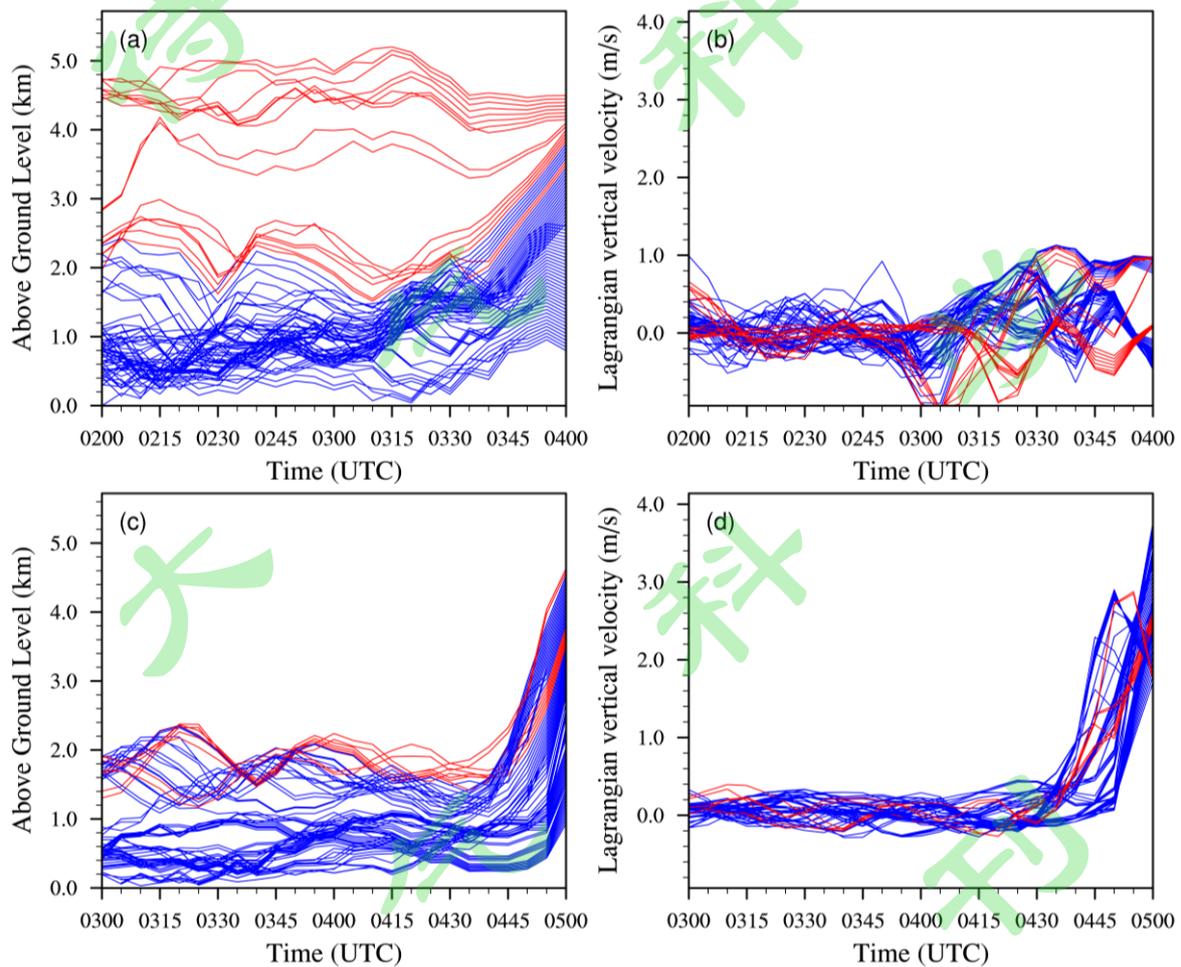
215 在 CTRL 中, 新生暖区对流于 2020 年 6 月 23 日 04 时反射率首次达到 35 dBZ (图 6a, 记为单  
 216 体 A), 该阈值因代表积雨云发展成熟而被广泛用于定义对流触发 (Weckwerth, 2000; Mecikalski et  
 217 al., 2008)。利用 5 min 间隔的高频模式输出资料, 选取其中代表格点 (28.1° N, 118.5° E, 图 6a  
 218 十字) 上不同高度的气块进行后向轨迹分析, 该方法建立在拉格朗日的观点之下, 可以直观显示选

219 定气块的来源 (Abulikemu et al., 2019; Zhang et al., 2019)。结合图 6b、c、d 可以看出, 绝大多  
 220 数气块在 03 时前后获得正的垂直加速度(图 6d), 0310-0315 UTC 以后被加速抬升(垂直速度向上),  
 221 并且这些被抬升的气块高度多在离地高度 1.5 km 以内 (图 7a 蓝线), 约占被抬升气块的 85.9%, 因  
 222 而应当认为边界层过程在此次对流触发事件中占有重要作用。轨线的水平投影 (图 6b) 显示, 被  
 223 抬升的气块主要来源于对流触发位置的西西南方向, 与地面风的方向相一致, 同时对流触发位置伴  
 224 随有较明显的辐合。追踪 05 时触发于浙江中部的另一单体 (单体 B, 后续快速发展成为中尺度对  
 225 流系统中反射率最强的部分) 上的气块 (28.7°N, 119.93°E) 也可以得到类似的结论, 被抬升的气  
 226 块垂直方向上主要来源于离地高度 1.5 km 以内的边界层(图 7c), 水平方向上主要来源于西西南(图  
 227 6d), 且抬升速度大于单体 A (图 7d), 这也是单体 B 发展更为快速的重要原因。



228  
 229 图 6 2020 年 6 月 23 日 (a) 04 时 CTRL 模拟的组合反射率因子 (填色, 单位: dBZ) 和 10 m 风场  
 230 (矢量, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ), (b) 10 m 风场 (矢量, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、散度 (填色, 单位:  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ), 以及到

231 达单体 A 气块的 2 h 后向轨迹的水平投影, (c) 同 Fig.6a, 但为 05 时, (d) 同 Fig.6b, 但为 05 时  
 232 和到达单体 B 的气块。十字显示对流单体 A 和 B 的位置, 后同  
 233 Fig.6 (a) Model-derived composite radar reflectivity (shaded, unit: dBZ) and 10 m wind field (vector, unit:  
 234  $\text{m s}^{-1}$ ), (b) 10 m wind field (vector, unit:  $\text{m s}^{-1}$ ), divergence (shaded, unit:  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ), and horizontal  
 235 projection of 2 h backward trajectory for air parcels arrived at cell A at 0400 UTC on 23 June 2020, (c) the  
 236 same as Fig.6a, but for 0500 UTC, (d) the same as Fig.6b, but for 0500 UTC and cell B. The crosses show  
 237 the positions of convective cells A and B, the same as later

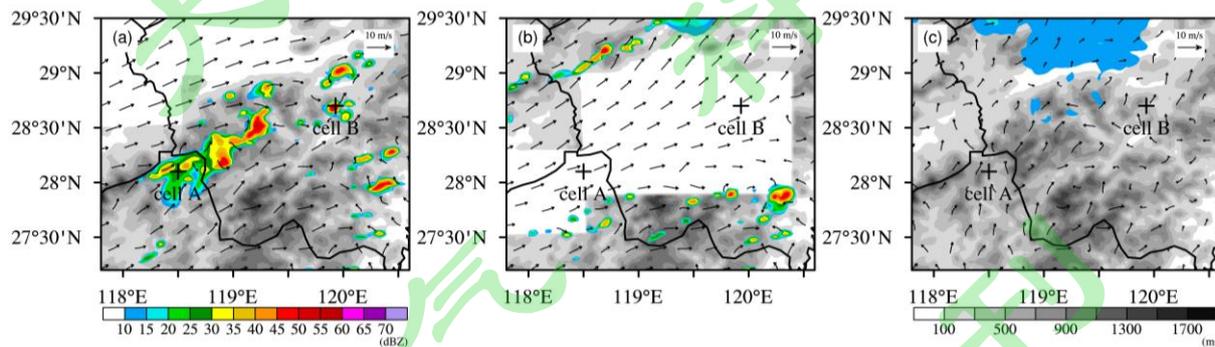


238  
 239 图 7 到达 (a) 单体 A, (c) 单体 B 气块的 2 h 后向轨迹的时间-高度剖面, 到达 (b) 单体 A, (d)  
 240 单体 B 气块的垂直速度随时间变化。Fig.7a, b 中, 0310 UTC 时离地高度高于 1.5 km 的气块显示红  
 241 线, 低于 1.5 km 显示蓝线; Fig.7c, d 中, 0430 UTC 时离地高度高于 1.5 km 的气块显示红线, 低于  
 242 1.5 km 显示蓝线  
 243 Fig.7 The time-height section of 2 h backward trajectory arrived at (a) cell A and (c) cell B, Lagrangian

244 vertical velocity for air parcels arrived at (b) cell A, (d) cellB. Backward trajectories of parcels higher  
245 (lower) than 1.5 km above ground level (AGL) at 0310 UTC in Fig.7a~b and 0430 UTC in Fig.7c~d are  
246 colored in red (blue)

### 247 3.2 敏感性试验和触发条件诊断

248 由于对流触发位置处于复杂的地形条件下，其北侧为天目山，南侧为仙霞岭和杉岭（图 1c），  
249 因而地形对对流触发的贡献首先需要被考虑。通过移除特定地形区的敏感性试验来确定影响对流触  
250 发的主要山体，其中，天目山的范围采用 117.1~118.5 E、28.5~30.0 N 和 118.5~119.5 E、29.0~30.0 N  
251 两个矩形域的叠加；仙霞岭和杉岭的范围采用 117.1~118.5 E、27.5~28.3 N 和 118.5~120.4 E、  
252 27.9~29.0 N 两个矩形域的叠加（图 1c）。在地形敏感性试验中，相应地形范围内海拔高度高于 50 m  
253 的格点，其高度被设置为 50 m；而低于 50 m 的格点则保持不变。试验结果发现，移除北侧的天目  
254 山（notianmu）对对流触发的影响很小，仅在对流的形态上略有差异（对比图 6c 和图 8a），而移除  
255 其南侧的仙霞岭-杉岭（noxianxia-shan）则直接导致对流无法正常触发（图 8b），由此判断仙霞岭-  
256 杉岭在本次对流触发过程中具有显著作用。排除临近存在的其他中尺度环流系统，可以认为中尺度  
257 环流对于对流触发的贡献主要由仙霞岭-杉岭提供。同时，关闭辐射参数化方案、地表感热和潜热  
258 通量的 noheat 试验（Wang et al., 2016）未触发目标对流，表明地形的热力作用是本次对流触发过  
259 程的决定性因素，而非其动力作用。



260  
261 图 8 (a) notianmu, (b) noxianxia-shan, (c) noheat 2020 年 6 月 23 日 05 时组合反射率因子（填  
262 色，单位：dBZ）和 10 m 风场（矢量，单位：m·s<sup>-1</sup>）和地形高度（填色，单位：m）

263 Fig.8 Model-derived composite radar reflectivity (shaded, unit: dBZ), 10 m wind field (vector, unit: m s<sup>-1</sup>),  
264 and terrain height (shaded, unit: m) for (a) notianmu, (b) noxianxia-shan, (c) noheat at 0500 UTC on 23  
265 June 2020

266 图 9 前三列给出了 CTRL、noxianxia-shan 和 noheat 各诊断量沿图 6c 实线的垂直剖面。由图可

267 见, CTRL 单体 B 触发位置 (见表表征反射率因子的绿色等值线) 在触发对流时存在明显的低层湿区  
268 和低层辐合、高层辐散的配置, 因连续性方程而带来的垂直运动一直延申到 5 km 高度, 同时伴随  
269 有偶极型位涡异常 (Weijenborg et al., 2015) 和湿位涡低层负、高层正的垂直结构, 位涡和湿位涡  
270 的三维结构能较好地指示该对流单体的触发过程。而去除仙霞岭和杉岭的 noxianxia-shan 几乎不存  
271 在上述结构, 去除热效应的 noheat 则无论是散度场, 还是位涡和湿位涡, 均未能形成类似 CTRL  
272 的三维结构, 地形区上散度场仅在水平方向正负交错, 而垂直方向符号一致, 不能有效配合迫使气  
273 块抬升, 位涡和湿位涡场上有利于对流触发的结构也未能成形, 且此时自由对流高度较高达到 3 km,  
274 对湿对流的抑制作用明显。

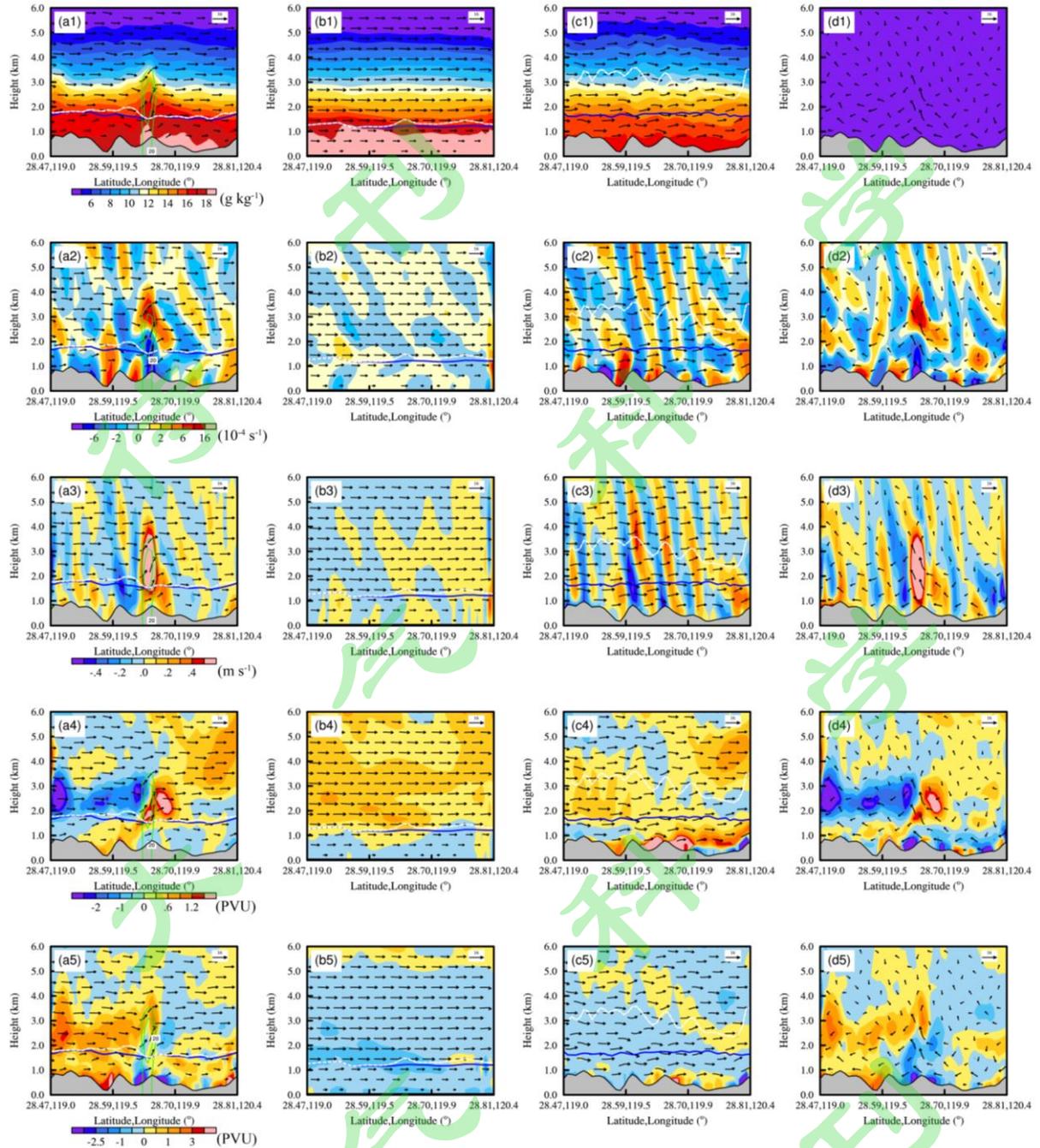
275 在上述敏感性试验的基础上, 进一步采用因子分离的方法来孤立仙霞岭-杉岭的热力作用, 用  $f$   
276 来表示研究变量, 则  $f$  在地形热力作用下可表示为 (Stein and Alpert, 1993; Horvath et al., 2006):

$$277 \quad f_{ter-thermal} = (f_{ctrl} - f_{noxianxia-shan}) + (f_{ctrl} - f_{noheat}) - (f_{ctrl} - f_{nboth}) \quad (3)$$

278 即

$$279 \quad f_{ter-thermal} = f_{ctrl} - f_{noxianxia-shan} - f_{noheat} + f_{nboth} \quad (4)$$

280 其中,  $f_{nboth}$  表示同时去掉仙霞岭-杉岭及关闭热效应的敏感性试验, 其余试验意义上, 此处  
281 地形热力作用即指仙霞岭-杉岭和大气非绝热加热的相互作用。(3) 式右边三项分别表征地形作用  
282 (A)、热效应 (B) 和二者的累加 ( $A \cup B$ ), 则左边即代表地形的热力作用 ( $A \cap B$ )。在 (3) 或  
283 (4) 式的计算过程中, 地形的动力作用以及大尺度的热输送等其余因素均已被除去。图 9 最后一  
284 列给出了地形热力效应下各诊断量的垂直剖面。从中可见, 纯粹地形热力作用对水汽分布的贡献较  
285 小, 水汽分布仍然主要取决于大尺度输送、大气层结及地形的动力作用 (图 9 d1)。但是, 因山比  
286 谷在午后更直接地接受辐射加热, 在对流触发位置以东地形坡度较大处由于热力作用驱动了明显的  
287 谷风, 带来的辐合抬升和上升运动几乎与 CTRL 强度相当 (图 9 d2-d3), 且地形热力作用仍然保留  
288 了 CTRL 中位涡偶极型异常和湿位涡低层负高层正的垂直结构 (图 9 d4-d5), 这些结果都表明地形  
289 热力作用所驱动的谷风参与辐合是本次过程对流系统抬升触发的主要动力源



290

291

292

293

294

295

296

297

图9 2020年6月23日0420 UTC (a1~c1) 水汽混合比(填色, 单位:  $\text{g kg}^{-1}$ )、(a2~c2) 散度(填色, 单位:  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ )、(a3~c3) 垂直速度(填色, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、(a4~c4) 位涡(填色, 单位: PVU)、(a5~c5) 湿位涡(填色, 单位: PVU)和模式反算的反射率因子(绿色等值线, 单位: dBZ)、风场(矢量, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ , 垂直速度放大10倍)、抬升凝结高度(蓝色实线)、自由对流高度(白色虚线)、地形高度(灰色填充)沿图6c中黑色实线的剖面,(a1~a5)为CTRL,(b1~b5)为noxianxia-shan,(c1~c5)为noheat,(d1~d5)表示地形的热力作用

Fig.9 Vertical section along the black solid line in Fig.6c of (a1~c1) water vapor mixing ratio (shaded, unit:

298 g kg<sup>-1</sup>), (a2~c2) divergence (shaded, unit: 10<sup>-4</sup> s<sup>-1</sup>), (a3~c3) vertical velocity (shaded, unit: m s<sup>-1</sup>), (a4~c4)  
299 potential vorticity (shaded, unit: PVU), (a5~c5) moist potential vorticity (shaded, unit: PVU) and  
300 model-derived composite radar reflectivity (green contour, unit: dBZ), wind field (vector, unit: m s<sup>-1</sup>,  
301 vertical velocity enlarged by 10 times), lifting condensation level (blue solid line), level of free convection  
302 (white dashed line) and terrain height (gray filled), a1~a5, b1~b5, c1~c5 are from CTRL, noxianxia-shan,  
303 noheat respectively, and d1~d5 denote thermal effect of Xianxia Mountain and Shan Mountain

### 304 3.3 集合敏感性分析

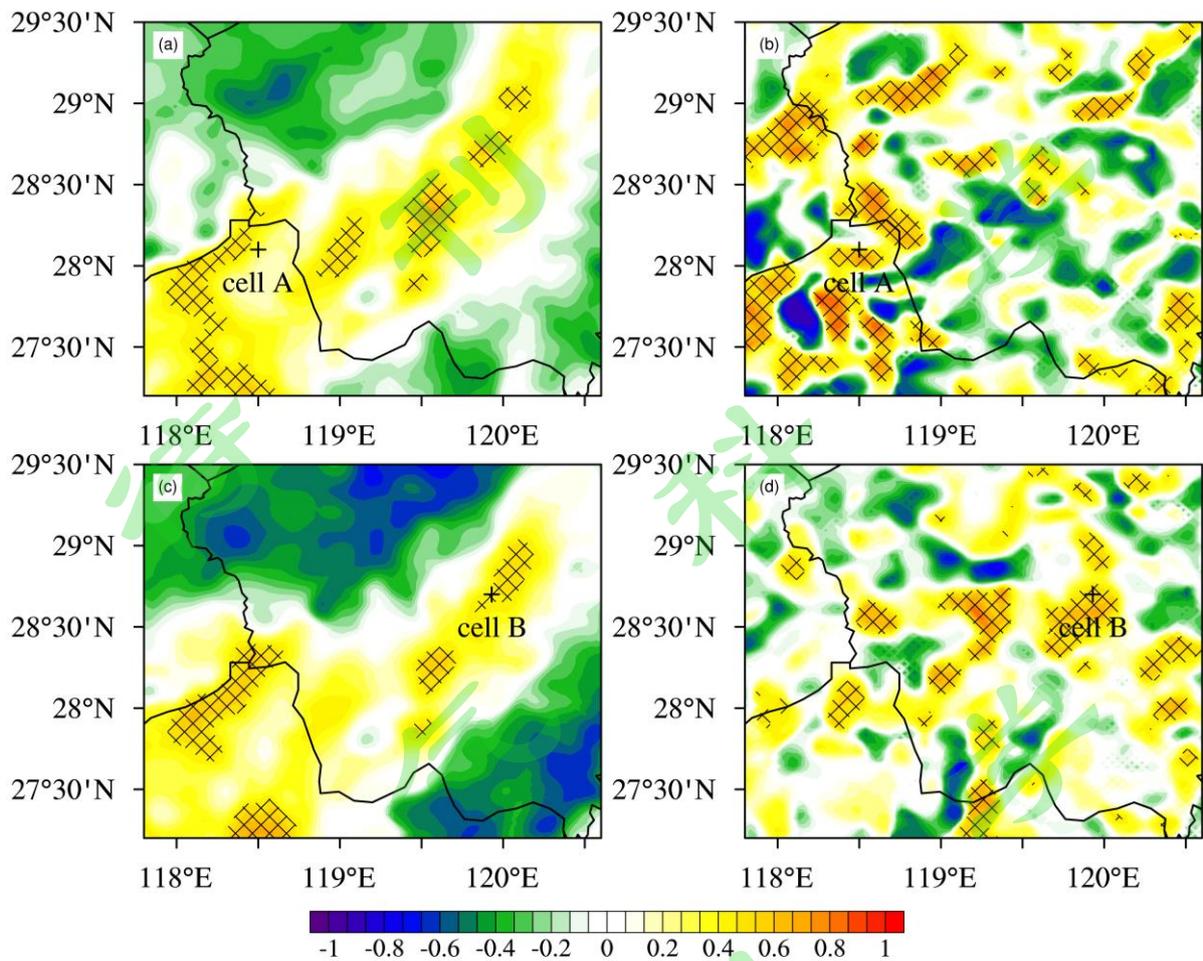
305 集合敏感性分析 (Ensemble Sensitivity Analysis, ESA) 方法用以检测集合预报结果相对于前期  
306 预报变量的线性相关性 (Ansell and Hakim, 2007; Zhang and Meng, 2018), 标准化场的集合敏感  
307 性即为 pearson 相关系数。图 10 给出了单体 A 和单体 B 在对流触发时刻相对于 2 h 前近地面 2 m  
308 温度场和模式底层视热源 (经标准化处理) 的集合敏感性分布, 其中, 大气视热源定义为 (郭玉娣  
309 等, 2014):

$$310 \quad Q = C_p \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V}_h \cdot \nabla_h T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \quad (5)$$

311 上式中,  $Q$  为大气视热源;  $T$ 、 $p$ 、 $\theta$ 、 $\mathbf{V}_h$ 、 $\omega$  分别为温度、气压、位温、水平风和  $p$  坐标下垂直速  
312 度;  $R$  和  $C_p$  为比气体常数和定压热容;  $p_0$  为地面标准气压, 大气视热源可表征单位质量空气的加  
313 热率。

314 从敏感性模态上可见, 单体 A 和 B 触发时的反射率均与触发前环境场的 2 m 温度和模式底层  
315 视热源呈正相关, 且对 2 m 温度的敏感性模态表现为东北-西南向狭长的带状, 基本与仙霞岭和杉  
316 岭的走向相一致 (对比图 8a), 而对模式底层视热源的敏感性模态还要强于 2 m 温度场, 同样与地  
317 形区有较好的对应关系, 只是局地性更加明显。

318 3.2 节的敏感性试验及本节集合敏感性分析的结果进一步说明, 地形 (仙霞岭和杉岭) 的热力  
319 作用所驱动的局地辐合抬升是影响此次过程对流触发的重要因素, 针对此类过程, 在实际预报业务  
320 中, 应重点关注地面温度、加热率的变化以及高低层散度、湿位涡和偶极型位涡异常的结构配置,  
321 以期密切追踪对流触发的时间和落区。



322

323 图 10 2020 年 6 月 23 日 04 时单体 A 的组合反射率因子对 02 时 (a) 2 m 温度、(b) 模式底层视热  
 324 源及 05 时单体 B 的组合反射率因子对 03 时 (c) 2 m 温度、(d) 模式底层视热源的集合敏感性。  
 325 划斜线区域通过了信度为 95% 的显著性检验

326 Fig.10 Ensemble sensitivity of cell A's composite radar reflectivity at 0400 UTC to (a) 2 m temperature,  
 327 (b) apparent heat source at the bottom of mode level at 0200 UTC, and cell B's composite radar  
 328 reflectivity at 0500 UTC to (c) 2 m temperature, (d) apparent heat source at the bottom of mode level at  
 329 0300 UTC. The slashed area passed the significance test with a reliability of 95%

#### 330 4. 可预报性研究

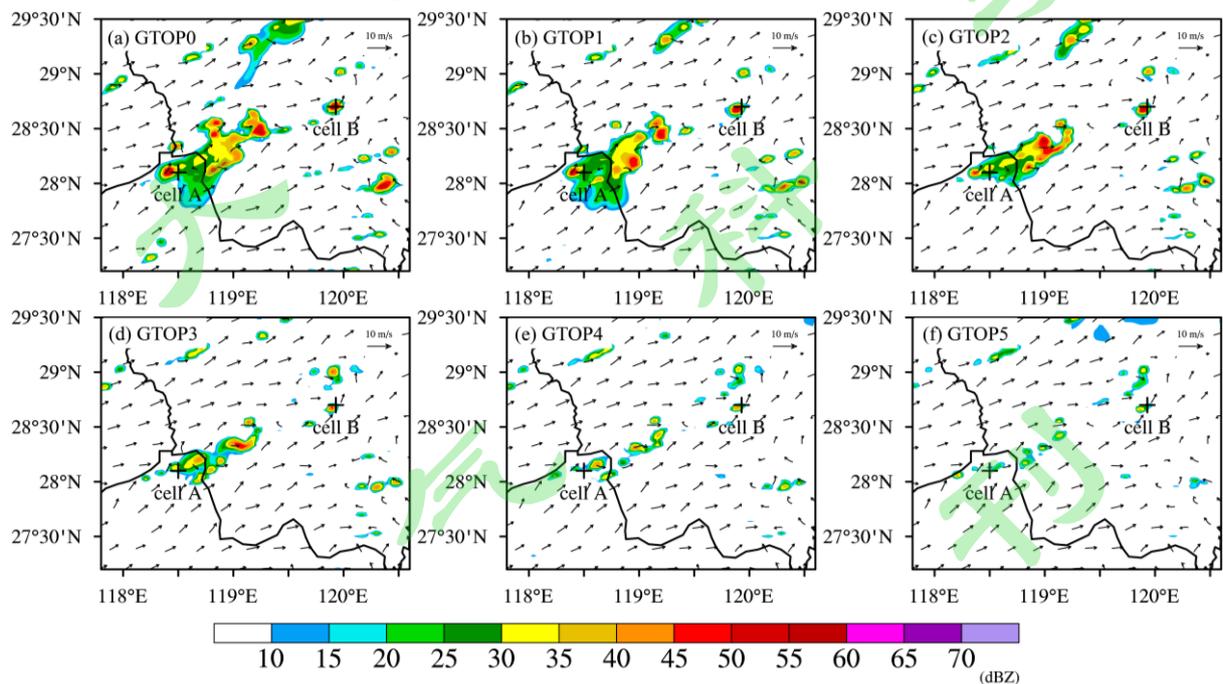
##### 331 4.1 初值敏感性试验

332 暂不考虑模式误差，即采用完美模式假设 (Johnson and Wang, 2016)，通过初值敏感性试验探  
 333 究此次复杂地形条件下暖区对流过程的实际和内在可预报性及其与北侧天气尺度锋面对流的差异。  
 334 参考 Melhauser and Zhang (2012)、Wu et al. (2020) 的做法，于初始时刻 (2020 年 6 月 22 日 18

335 时), 提取成功触发暖区对流的 CTRL 和暖区对流预报较弱的 6 号成员的 d03 初始场, 并线性内插  
 336 产生 4 组新的初始场, 嵌套 CTRL d01 和 d02 的初始场, 分别进行 18 h 预报, 记为 GTOPI (即 Good  
 337 to Poor),  $i = 0, 1, \dots, 5$ , 其中 GTOPO 即 CTRL, 这样共产生 6 组预报, 其 d03 的初始场遵循下  
 338 式:

$$339 \quad GTOPI = \frac{1}{5} [(5-i) \times GTOPO + i \times GTOPI5], i=0,1,\dots,5 \quad (6)$$

340 图 11 绘制了 GTOPO-GTOP5 在 2020 年 6 月 23 日 05 时的组合反射率因子和 10 m 风场, 该图  
 341 显示了因初值差异所导致的暖区对流强度由强至弱的渐变过程。具体来说, GTOPO 也即 CTRL 于  
 342 04 时成功触发对流单体 A, 发展至 05 时较为旺盛, 分裂出若干新的对流单体, 同时对流单体 B  
 343 也于 05 时成功触发。而随着试验序号的增长, 目标暖区对流单体的强度逐步减弱, 至 GTOPI3 以后  
 344 对流单体 A 的反射率已减至较弱水平, 而对流单体 B 也开始极其微弱。该现象表明, 本次过程暖  
 345 区对流的发生发展对初始场较为敏感, 当过程主要受到由初值所主导的实际可预报性限制时, 在现  
 346 阶段采用较优的初始场仍能有效改进预报结果。



347  
 348 图 11 2020 年 6 月 23 日 05 时 GTOPO0-GTOP5 的组合反射率因子 (填色, 单位: dBZ) 和 10 m 风场  
 349 (矢量, 单位:  $m s^{-1}$ )

350 Fig.11 Model-derived composite radar reflectivity (shaded, unit: dBZ) and 10 m wind field (vector, unit:  
 351  $m s^{-1}$ ) for GTOPO0-GTOP5 at 0500 UTC on 23 June 2020

## 352 4.2 暖区和锋面对流的可预报性比较

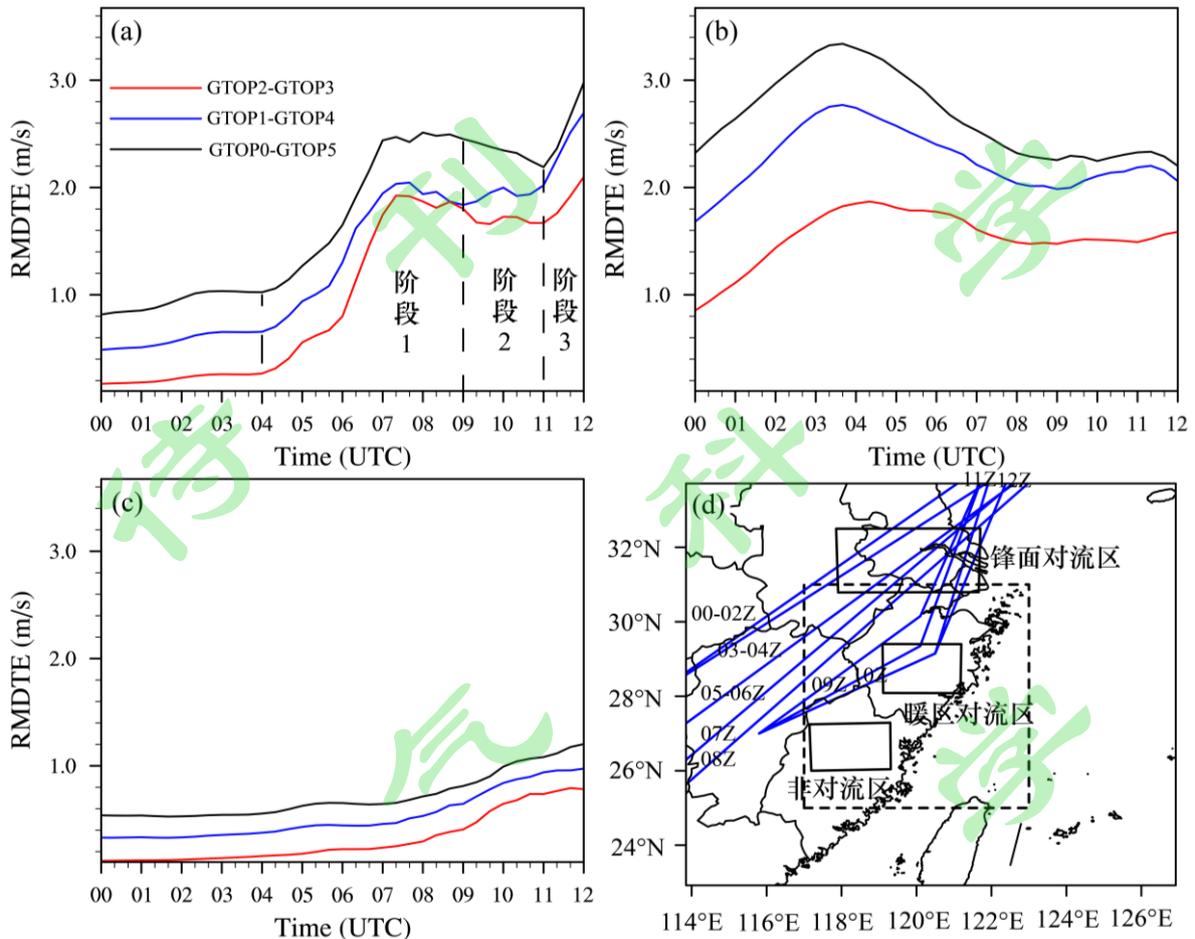
353 用区域平均的偏差总能量（Root Mean Difference Total Energy, RMDTE）来综合衡量某个区域  
354 内两个试验间的预报差异，其数学表达式为（Zhang et al., 2003）：

$$355 \quad RMDTE_t = \left\{ \frac{1}{IJ} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J [(u_{i,j,t}^1 - u_{i,j,t}^2)^2 + (v_{i,j,t}^1 - v_{i,j,t}^2)^2 + \kappa(T_{i,j,t}^1 - T_{i,j,t}^2)^2] \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

356 式中， $\kappa = C_p T_r^{-1}$ ， $C_p = 1004.9 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ，参考温度取  $T_r = 270 \text{ K}$ ， $u$ ， $v$ ， $T$  分别为试验的纬向风、  
357 经向风和温度， $I$ 、 $J$  分别为纬向和经向的格点数。

358 为分析和比较此次复杂地形下暖区对流过程的内在可预报性，图 12a-c 分别给出了暖区对流区、  
359 锋面对流区、非对流区 GTOPO-GTOP5（黑色实线）、GTOPI-GTOP4（蓝色实线）和 GTOPI-GTOP3  
360 （红色实线）的 RMDTE 时间序列曲线。其中，选取的三个区域及暖区对流北侧天气尺度锋面的具  
361 体位置分别见图 11d 黑色矩形框和蓝色等时线。从图中可见，随着初始场差异的缩小，锋面对流区  
362 （图 12b）和非对流区（图 12c）的 RMDTE 能够持续性降低，表明没有对流发生或仅为锋面对流  
363 时，大气过程主要受实际可预报性限制。而暖区对流区（图 12a）在触发暖区对流后则经历了三个  
364 阶段，阶段 1 为暖区对流发生发展阶段（04-09 时），随着 04 时暖区对流的触发，RMDTE 不能随  
365 初始场差异的缩小线性降低，反而在时间序列曲线间逐渐出现辐合收缩的非线性特征，至 06-09 时  
366 最显著，此时缩小初始误差难以改善预报效果，表明该阶段内在可预报性显著受限；阶段 2 为暖区  
367 对流消散阶段（09-11 时），此阶段内由于暖区对流消散，可预报性逐渐恢复；阶段 3 为锋面入境阶  
368 段（11-12 时），此时该区域暖区对流已消散而锋面南压，因此该阶段与图 12b 类似，主要受实际可  
369 预报性限制。

370 综上所述，从初始误差的增长而言，暖区对流过程的可预报性显著低于锋面对流过程。锋面对  
371 流过程主要受由初始场所导致的实际可预报性限制，即使初始场误差在较低水平时，仍能够通过加  
372 强资料同化能力等手段减小初始场误差来达到改进预报效果的目的；而暖区对流过程除此之外还受  
373 到由大气非线性混沌特性所导致的内在可预报性限制，此时即便减小初始场误差，仍有可能出现预  
374 报误差增长至与原水平相近的情况（如图 12a 阶段 1），容易导致单一确定性预报的失败，因而对  
375 于这类过程，需要更加强调集合预报的重要性。



376

377 图 12 (a)暖区对流区, (b)锋面对流区, (c)非对流区的 RMDTE 时间序列, 黑线为 GTOPI0-GTOPI5,  
 378 蓝线为 GTOPI1-GTOPI4, 红线为 GTOPI2-GTOPI3; (d) CTRL 的锋面等时线 (蓝色实线) 和选取的  
 379 暖区对流区、锋面对流区及非对流区 (黑色实线框), 黑色虚线框为图 1c 绘图区域

380 Fig.12 RMDTE time series for (a) warm-sector convection region, (b) frontal convection region, (c) non  
 381 convection region, where black line represents GTOPI0-GTOPI5, blue line represents GTOPI1-GTOPI4, red  
 382 line represents GTOPI2-GTOPI3, and (d) isochron of front (dark blue lines) for CTRL, black solid boxes  
 383 represent warm-sector, frontal, and non convection region, black dashed box represents the plotting  
 384 domain of Fig.1c

### 385 5. 结果和讨论

386 本文针对 2020 年 6 月 23 日一次复杂地形下的典型长江中下游暖区暴雨过程展开高分辨率数值  
 387 模拟和对流尺度集合模拟, 利用高频输出资料对代表性对流单体进行了后向轨迹分析, 进而通过去  
 388 除地形 (notianmu、noxianxia-shan) 和关闭热效应 (noheat) 的敏感性试验及基于集合的敏感性分  
 389 析探讨了对流触发的影响因素和具有指示性意义的关键诊断量, 最后比较了此次暖区对流的过

390 面锋面暴雨过程的可预报性差异，全文得出以下结论：

391 (1) 本次暖区对流触发过程中，被抬升的气块主要来源于 1.5 km 高度内的边界层，属于边界  
392 层抬升型对流触发，这类过程与下垫面的热动力状态具有较高的关联性；

393 (2) 敏感性试验的结果表明，北侧的天目山对此次过程影响较小，而正午时分，南侧仙霞岭-  
394 杉岭的热力作用所驱动的出谷风是形成局地辐合抬升的主要动力源，高低层散度、湿位涡的垂直配  
395 置以及位涡三维结构中的偶极型异常均对此类对流的触发有较好的指示意义，需予以更多关注；

396 (3) 基于集合的敏感性分析则表明，对流触发过程对前期近地面温度场和视热源具有较高的  
397 敏感性，且敏感性模态和地形的分布及走向匹配程度较高，这不仅证实了地形热力作用的重要性，  
398 对此次过程的预报也具有一定的参考价值；

399 (4) 逐步减低初始场误差的初值敏感性试验指出，在锋面对流区或暖区对流区的锋面入境阶  
400 段，RMDTE 能随初始场误差的降低而持续性降低；而在暖区对流发生发展阶段，RMDTE 曲线间  
401 会产生非线性的辐合收缩特征，这是内在可预报性受限的表征，因而暖区暴雨具有更大的预报不确  
402 定性，其可预报性显著低于锋面暴雨。

403 本文虽然只建立在一次个例分析的基础上，但许多相关研究也得到了类似的结论。如 Wang et al.  
404 (2016) 通过敏感性试验指出大别山热力作用所驱动的辐合抬升是触发对流的重要抬升源之一，且  
405 该过程尺度小难以精确捕捉；陈茂钦等 (2012) 从模式误差的角度考虑，也指出华南暖区暴雨可预  
406 报性低于江淮锋面暴雨。以上结果进一步表明，针对锋面对流过程，可优先考虑通过加强资料同化  
407 能力等手段改善初始场，从而有效降低预报误差；而当暖区对流发展旺盛时，改善初始场预报效果  
408 有限，此时集合预报的重要性应该更加被强调。Zhuang et al. (2020)、Wu et al. (2020) 分别比较  
409 了长江中下游暖区暴雨及华南暖区暴雨与当地锋面暴雨的可预报性差异，所得结果均表明锋面暴雨  
410 主要受初值、模式等误差所导致的实际可预报性限制，而暖区暴雨内在可预报性的限制更为突出。  
411 所以，上述结论对于中国南方暴雨过程应一定程度上具有普适性，该结论有助于业务上针对不同的  
412 可预报性特征，采取不同的方式优化预报性能。同时，暖区对流的触发与下垫面的物理状态联系紧  
413 密，除本文研究的个例外，Du et al. (2020b)、Gao et al. (2022) 针对华南暖区暴雨关于海陆热力  
414 差异及沿海地形的论述也有所体现。因此，应当通过使用更符合实际的下垫面资料减小下边界误差，  
415 或是追加采用下边界扰动以更优地捕捉此类过程的预报不确定性。

#### 416 参考文献 (References)

417 Abulikemu A, Wang Y, Gao R X, et al. 2019. A numerical study of convection initiation associated with a  
418 gust front in Bohai Bay region, North China[J]. *J. Geophys. Res.*, 124(24): 13843-13860. doi:

419 10.1029/2019JD030883

420 Ancell B, Hakim G J. 2007. Comparing adjoint- and ensemble-sensitivity analysis with applications to  
421 observation targeting[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 135(12): 4117-4134. doi: 10.1175/2007MWR1904.1

422 Bai L Q, Meng Z Y, Huang Y P, et al. 2019. Convection initiation resulting from the interaction between a  
423 quasi-stationary dryline and intersecting gust fronts: A case study[J]. *J. Geophys. Res.*, 124,  
424 2379-2396. doi: 10.1029/2018JD029832

425 Burghardt B J, Evans C, Roebber P J. 2014. Assessing the predictability of convection initiation in the  
426 high plains using an object-based approach. *Wea. Forecasting*, 29(2): 403-418. doi:  
427 10.1175/WAF-D-13-00089.1

428 Carbone R E, Wilson J W, Keenan T D, et al. 2000. Tropical island convection in the absence of  
429 significant topography. Part I: Life cycle of diurnally forced convection[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128(10):  
430 3459-3480. doi: 10.1175/1520-0493(2000)128<0.CO;2

431 陈茂钦, 徐海明, 刘蕾, 等. 2012. WRF3.1 微物理参数化方案对两例暴雨的集合预报试验及可预  
432 报性分析[J]. *气象科学*, 32(3): 237-245. Chen M Q, Xu H M, Liu L, et al. 2012. Ensemble  
433 simulation and predictability analysis on rainstorms via WRFV3.1 with different microphysical  
434 parameterization schemes[J]. *Sci. Meteor. Sin.* (in Chinese), 32(3): 237-245. doi:  
435 10.3969/2012jms.0031

436 陈玥, 湛芸, 陈涛, 等. 2016. 长江中下游地区暖区暴雨特征分析[J]. *气象*, 42(6): 724-731. Chen Y,  
437 Chen Y, Chen T, et al. 2016. Characteristics analysis of warm-sector rainstorms over the  
438 middle-lower reaches of the Yangtze River[J]. *Meteor. Mon.* (in Chinese), 42(6): 724-731. doi:  
439 10.7519/j.issn.1000-0526.2016.06.008

440 湛芸, 陈涛, 汪玲瑶, 等. 2019. 中国暖区暴雨的研究进展[J]. *暴雨灾害*, 38(5): 483-493. Chen Y,  
441 Chen T, Wang L Y, et al. 2019. A review of the warm-sector rainstorms in China[J]. *Torr. Rain. Dis.*  
442 (in Chinese), 38(5): 483-493. doi: 10.3969/j.issn.1004-9045.2019.05.010

443 东高红, 李英华, 刘一玮, 等. 2018. 天津城市热岛效应对海风(锋)环流影响的数值模拟试验[J]. *气  
444 象*, 44(6): 825-836. Dong G H, Li Y H, Liu Y W, et al. 2018. Numerical simulation test of Tianjin  
445 urban heat island effect on sea breeze (front) circulation[J]. *Meteor. Mon.* (in Chinese), 44(6):  
446 825-836. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.06.010

447 杜钧, Grumm R H, 邓国. 2014. 预报异常极端高影响天气的“集合异常预报法”: 以北京 2012 年 7  
448 月 21 日特大暴雨为例[J]. *大气科学*, 38(4): 685-699. Du J, Grumm R H, Deng G. 2014. Ensemble

449 anomaly forecasting approach to predicting extreme weather demonstrated by extremely heavy rain  
450 event in Beijing[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38(4): 685-699. doi:  
451 10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13218

452 Du Y, Chen G X, Han B, et al. 2020a. Convection initiation and growth at the coast of South China. Part I:  
453 Effect of the marine boundary layer jet[J]. Mon. Wea. Rev., 148(9): 3847-3869. doi:  
454 10.1175/MWR-D-20-0089.1

455 Du Y, Chen G X, Han B, et al. 2020b. Convection initiation and growth at the coast of South China. Part  
456 II: Effects of the terrain, coastline, and cold pools[J]. Mon. Wea. Rev., 148(9): 3871-3892. doi:  
457 10.1175/MWR-D-20-0090.1

458 Gao X Y, Luo Y L, Lin Y L, et al. 2022. A source of WRF simulation error for the early-summer  
459 warm-sector heavy rainfall over South China coast: Land-sea thermal contract in the boundary  
460 layer[J]. J. Geophys. Res., 127(4): e2021JD035179. doi: 10.1029/2021JD035179

461 郭玉娣, 徐祥德, 陈渭民, 等. 2014. “鱼尾”状地形热力效应对天山降水系统及水资源的影响[J]. 高  
462 原气象, 33(5): 1363-1373. Guo Y D, Xu X D, Chen W M, et al. 2014. Heat source over ‘fishtail’  
463 type topography effects on Tianshan Mountain regions precipitation systems and water resources[J].  
464 Plateau Meteor. (in Chinese), 33(5): 1363-1373. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00120

465 Horvath K, Fita L, Romero R, et al. 2006. A numerical study of the first phase of a deep Mediterranean  
466 cyclone: Cyclogenesis in the lee of the Atlas Mountains[J]. Meteor. Z., 15(2): 133-146. doi:  
467 10.1127/0941-2948/2006/0113

468 黄亦鹏, 李万彪, 赵玉春, 等. 2017. 基于雷达与卫星的对流触发观测研究和临近预报技术进展[J].  
469 地球科学进展, 34(12): 1273-1287. Huang Y P, Li W B, Zhao Y C, et al. 2017. A review of radar-  
470 and satellite-based observational studies and nowcasting techniques on convection initiation[J]. Adv.  
471 Earth. Sci. (in Chinese), 34(12): 1273-1287. doi: 10.11867/j.issn.1001-8166.2019.12.1273

472 Johns R H, Doswell C A. 1992. Severe local storms forecasting[J]. Wea. Forecasting, 7(4): 588-612. doi:  
473 10.1175/1520-0434(1992)007<0588:slsf>2.0.co;2

474 Johnson A, Wang X G. 2016. A study of multiscale initial condition perturbation methods for  
475 convection-permitting ensemble forecasts[J]. Mon. Wea. Rev., 44(7): 2579-2604. doi:  
476 10.1175/MWR-D-16-0056.1

477 梁钊明, 高守亭, 王东海, 等. 2013. 城市下垫面对渤海湾海风锋特征影响的一次数值试验[J]. 大气

478 科学, 37(5): 1013–1024. Liang Z M, Gao S T, Wang D H, et al. 2013. A numerical study of the  
479 urban underlying surface effect on the characteristics of a sea breeze front in the Bohai Bay region[J].  
480 Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37(5): 1013–1024. doi:  
481 10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12153

482 Lilly D K. 2010. Numerical prediction of thunderstorms—has its time come?[J]. Quart. J. Roy. Meteor.  
483 Soc., 116(494): 779-798. doi: 10.1002/qj.49711649402

484 刘建勇, 谈哲敏, 顾思南. 2011. 梅雨期暴雨系统的流依赖中尺度可预报性[J]. 大气科学, 35(5):  
485 912-926. Liu J Y, Tan Z M, Gu S N. 2011. Flow-dependent mesoscale predictability of Meiyu heavy  
486 rainfall[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35(5): 912-926. doi:  
487 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.05.11

488 Mecikalski J R, Bedka K M, Paech S J, et al. 2008. A statistical evaluation of GOES cloud-top properties  
489 for nowcasting convective initiation[J]. Mon. Wea. Rev., 136(12): 4899-4914. doi:  
490 10.1175/2008MWR2352.1

491 Melhauser C, Zhang F Q. 2012. Practical and intrinsic predictability of severe and convective weather at  
492 the mesoscales[J]. J. Atmos. Sci., 69(11): 3350-3371. doi: 10.1175/JAS-D-11-0315.1

493 闵锦忠, 吴乃庚. 2020. 近二十年来暴雨和强对流可预报性研究进展[J]. 大气科学, 44(5): 1039-1056.  
494 Min J Z, Wu N G. 2020. Advances in atmospheric predictability of heavy rain and severe  
495 convection[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(5): 1039-1056. doi:  
496 10.3878/j.issn.1006-9895.2020.19186.

497 Nielsen E R, Schumacher R S. 2016. Using convection-allowing ensembles to understand the  
498 predictability of an extreme rainfall event[J]. Mon. Wea. Rev., 144(10): 3651-3676. doi:  
499 10.1175/MWR-D-16-0083.1

500 Reif D W, Bluestein H B. 2017. A 20-year climatology of nocturnal convection initiation over the central  
501 and southern great plains during the warm season[J]. Mon. Wea. Rev., 145(5): 1615-1639. doi:  
502 10.1175/MWR-D-16-0340.1

503 沈艳, 潘昉, 宇婧婧, 等. 2013. 中国区域小时降水量融合产品的质量评估[J]. 大气科学学报, 36(1):  
504 37-46. Shen Y, Pan Y, Yu J J, et al. 2013. Quality assessment of hourly merged precipitation product  
505 over China[J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 36(1): 37-46. doi: 1074-7097(2013)01-0037-10

506 Stein U, Alpert P. 1993. Factor separation in numerical simulations[J]. J. Atmos. Sci., 50(14): 2107-2115.

507 doi: 10.1175/1520-0469(1993)050<2107:fsins>2.0.co;2

508 Sun J H, Zhang Y C, Liu R X, et al. 2019. A review of research on warm-sector heavy rainfall in China[J].  
509 Adv. Atmos. Sci., 36(2): 1299-1307. doi: 10.1007/s00376-019-9021-1

510 苏涛, 董美莹, 余贞寿, 等. 2020. 浙江天目山背风坡对流触发个例的对比分析[J]. 气象, 46(2):  
511 158-168. Su T, Dong M Y, Yu Z S. et al, 2020. Comparative analysis of convective initiation on the  
512 lee side of the Tianmu Mountain[J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 46(2): 158-168. doi:  
513 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.02.002

514 Su T, Zhai G Q. 2017. The role of convectively generated gravity waves on convective initiation: A case  
515 study[J]. Mon. Wea. Rev., 145(1): 335-359. doi: 10.1175/MWR-D-16-0196.1

516 Trier S B, Chen F, Manning K W. 2004. A study of convection initiation in a mesoscale model using  
517 high-resolution land surface initial conditions[J]. Mon. Wea. Rev., 132(12): 2954-2976. doi:  
518 10.1175/MWR2839.1

519 Trier S B, Romine G S, Ahijevych D A. et al, 2015. Mesoscale thermodynamic influences on convection  
520 initiation near a surface dryline in a convection-permitting ensemble[J]. Mon. Wea. Rev., 143(9):  
521 3726-3753. doi: 10.1175/MWR-D-15-0133.1

522 Wang Q W, Xue M, Tan Z M. 2016. Convective initiation by topographically induced convergence  
523 forcing over the Dabie Mountains on 24 June 2010[J]. Adv. Atmos. Sci., 33(10): 1120-1136. doi:  
524 10.1007/s00376-016-6024-z

525 Weckwerth T M. 2000. The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation[J]. Mon.  
526 Wea. Rev., 128(12): 4017-4030. doi: 10.1175/1520-0493(2000)1292.0.CO;2

527 Weckwerth T M, Parsons D B. 2006. A review of convection initiation and motivation for IHOP\_2002[J].  
528 Mon. Wea. Rev., 134(1): 5-22. doi: 10.1175/MWR3067.1

529 Weckwerth T M, Parsons D B, Koch S E, et al. 2004. An overview of the International H<sub>2</sub>O Project  
530 (IHOP\_2002) and some preliminary highlights[J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 85(2): 253-277. doi:  
531 10.1175/BAMS-85-2-253

532 Weijenborg C, Friederichs P, Hense A. 2015. Organisation of potential vorticity on the mesoscale during  
533 deep moist convection[J]. Tellus A, 67(1): 25705-25720. doi: 10.3402/tellusa.v67.25705

534 Wilson J W, Roberts R D. 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP:  
535 Observational and modeling perspective[J]. Mon. Wea. Rev., 134(134): 23-47. doi:

536 10.1175/MWR3069.1

537 Wu N G, Zhuang X R, Min J Z, et al. 2020. Practical and intrinsic predictability of a warm-sector  
538 torrential rainfall event in the south China monsoon region[J]. *J. Geophys. Res.*, 125(4):  
539 e2019JD031313. doi: 10.1029/2019JD031313

540 Xue M, Martin W J. 2006. A high-resolution modeling study of the 24 May 2002 dryline case during  
541 IHOP. Part II: Horizontal convective rolls and convective initiation[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134(1):  
542 172-191. doi: 10.1175/MWR3072.1

543 徐渊, 闵锦忠, 庄潇然. 2022. 基于对流尺度集合模拟的长江中下游暖区对流过程的可预报性研究  
544 [J]. *高原气象*, 41(3): 684-697. Xu Y, Min J Z, Zhuang X R. 2022. Predictability study of  
545 warm-sector convective event over the middle-lower reaches of the Yangtze River: Based on  
546 convection-allowing ensemble simulation[J]. *Plateau Meteor. (in Chinese)*, 41(3): 684-697. doi:  
547 10.7522/j.issn.1000-0534.2021.00028

548 Zhang F Q, Snyder C, Rotunno R. 2003. Effects of moist convection on mesoscale predictability[J]. *J.*  
549 *Atmos. Sci.*, 60(9): 1173-1185. doi: 10.1175/1520-0469(2003)060<1173:EOMCOM>2.0.CO;2

550 张涵斌, 李玉焕, 范水勇, 等. 2017. 基于动力降尺度的区域集合预报初值扰动构建方法研究[J]. *气*  
551 *象*, 43(12): 1461-1472. Zhang H B, Li Y H, Fan S Y, et al. 2017. Study on initial perturbation  
552 construction method for regional ensemble forecast based on dynamic downscaling[J]. *Meteor. Mon.*  
553 (in Chinese), 43(12): 1461-1472. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.12.002

554 Zhang M R, Meng Z Y. 2018. Impact of synoptic-scale factors on rainfall forecast in different stages of a  
555 persistent heavy rainfall event in South China[J]. *J. Geophys. Res.*, 123(7): 3574-3593. doi:  
556 10.1002/2017JD028155

557 Zhang M R, Meng Z Y, Huang Y P, et al. 2019. The mechanism and predictability of an elevated  
558 convection initiation event in a weak-lifting environment in central-eastern China[J]. *Mon. Wea. Rev.*,  
559 147(5): 1823-1841. doi: 10.1175/MWR-D-18-0400.1

560 Zhuang X R, Min J Z, Zhang L, et al. 2020. Insights into convective-scale predictability in east China:  
561 Error growth dynamics and associated impact on precipitation of warm-season convective events[J].  
562 *Adv. Atmos. Sci.*, 37(8): 893-911. doi: 10.1007/s00376-020-9269-5