

# 浙北两次相似环流背景下的极端对流性暴雨对比分析

沈晓玲<sup>1</sup> 吴卓亨<sup>1</sup> 陆俊<sup>1</sup> 周弘媛<sup>2</sup>

(1.浙江省绍兴市气象局, 绍兴, 312000; 2.浙江省绍兴市柯桥区气象局, 柯桥, 312030)

**摘要:** 利用常规观测资料、S波段双偏振雷达资料、欧洲中期天气预报中心第五代再分析资料(ERA5, 0.25°×0.25°)等, 对比分析了2023年7月16日、22日浙江两次极端对流性暴雨过程的天气背景、环境条件、中尺度对流系统触发机制、雷达参量特征等, 结果表明: (1) 两次过程发生在500hPa相似的大尺度环流背景下, 西北太平洋副热带高压外围均有西风槽东移、南海或菲律宾以东的西太平洋存在台风或热带低压, 且均由地面中尺度辐合线触发。(2) 中低层环流背景及落区不同, 过程1(2023年7月16日)发生在850hPa冷性切变线中, 暴雨中心位于副高边缘的嘉兴境内, 雨带呈南北向分布。过程2(2023年7月22日)发生在850hPa一致的西南气流中, 暴雨中心位于副高西北侧边缘的杭州境内, 雨带呈东西向分布。(3) 热动力条件不同, 过程1中925hPa东南气流的持续增强, 使暴雨区边界层暖湿平流输送增强, 强降水导致的能量损耗得以及时补充, 同时低层冷暖平流的同步增长并垂直叠加, 大气层结不稳定性强; 且东南气流的持续增强, 造成暴雨区风速辐合, 水平锋生作用强, 同时中高层也有垂直锋生发展。过程2中边界层西南气流弱, 导致暖湿平流输送及层结不稳定性也弱, 强降水的能量损耗得不到及时补充, 整层以垂直锋生为主。(4) 中尺度对流系统及微物理特征不同, 过程1前期由多个对流单体新生后北上合并成中 $\beta$ 尺度的强降水云团造成, 后期由中尺度降水云团“后向传播”和“列车效应”共同造成, 降水粒子以浓度较高的小雨滴为主。过程2前期由多个新生对流单体的“列车效应”造成, 降水以直径大、浓度小的粒子为主, 后期由系统性的线状对流与前期局地生成发展的对流云团合并加强造成, 降水以直径小、浓度高的粒子为主。

**关键词:** 极端暴雨; 锋生; 列车效应; 双偏振参量特征

## Comparative Analysis of Two Extreme Convective Rainfall in the Background of Similar Circulation in Northern Zhejiang

Shen Xiaoling<sup>1</sup> Wu Zhuoheng<sup>1</sup> Lu Jun<sup>1</sup> Zhou Hongyuan<sup>2</sup>

(1. Shaoxing Meteorological Bureau of Zhejiang, shaoxing, 312000;

(2. Shaoxing Keqiao Meteorological Bureau of Zhejiang, keqiao, 312030)

**Abstract:** By using conventional observation data, dual polarization radar data, ERA5(0.25°×0.25°) reanalysis data, the weather background, environmental conditions, triggering mechanism of mesoscale convective system, radar parameter characteristics of the two extreme rainfall processes in Zhejiang on July 16 and 22, 2023 are compared and analyzed, the result show that: (1) The two processes occurs in a similar circulation background of 500hPa with westerly trough moving eastward around the Subtropical High, and the typhoon or tropical depression in the South China Sea or the Western Pacific of east Philippines. Both processes are triggered by the surface mesoscale convergence line. (2) The background of middle-low and precipitation area are different, process 1 (July 16, 2023, 18:00 to 24:00) occurs in cold shear at 850hPa, the rainfall center is located in Jiaxing on the edge of the Subtropical High and the rain belt is distributed in a north-south direction, while process 2 (July 22, 2023, 14:00 to 20:00) occurs in consistent southwest airflow at 850hPa, the rainsfall center is located in Hangzhou on the northwest edge of the Subtropical High and the rain belt is distributed in an east-west direction. (3) The thermal and dynamic conditions are different. In process 1, the continuous enhancement of the southeast airflow at 925hPa enhance the transport of warm and wet advection in the boundary layer of the rainstorm area, and the energy loss caused by heavy rainfall is timely supplemented, while the cold and warm advection increased synchronously and vertically at the same time and the atmospheric stratification is highly unstable. In addition, the continuous enhancement of southeast air flow results in the convergence of wind speed, strong horizontal frontogenesis, and vertical frontogenesis in the middle and high levels. In process 2, the southwest airflow in the boundary layer is weak which resulting the weak warm and humid advection transport and layer instability. The energy loss of heavy

作者简介 沈晓玲, 女, 1980年出生, 学士, 主要从事短期、短临预报预警及服务。E-mail: [13893561@qq.com](mailto:13893561@qq.com)

通讯作者 吴卓亨, E-mail: [1069901189@qq.com](mailto:1069901189@qq.com)

precipitation can not be replenished timely, and the entire layer is mainly dominated by vertical frontogenesis. (4) The mesoscale convective systems and microphysical characteristics are different, in the early stage, it is formed by several convective cells after they were born and merged northward into  $\beta$  scale heavy precipitation cloud clusters, while it is jointly caused by the "backward propagation" and "train effect" of mesoscale precipitation clouds in the later stage, precipitation particles are mainly concentrated small raindrops in process 1. In process 2 it is caused by the "train effect" of multiple newly formed convective cells, with precipitation mainly consisting of particles with large diameters and small concentrations in the early stage, and it is caused by the combination and strengthening of systematic linear convection and locally generated convective cloud clusters, with precipitation mainly consisting of particles with small diameters and high concentrations in the later stage.

**Keywords** Extreme rainfall, Frontogenesis, Train effect, Dual polarization parameter characteristics

## 引言

极端暴雨是我国的主要灾害性天气之一，往往导致严重的城市内涝、山洪泥石流等灾害，影响农业生产，危及社会经济和人民的生命财产安全，由于其致灾性较高，一直以来受到专家和学者的普遍关注。极端暴雨具有较大的地域差异，不同地区极端暴雨的环流背景、影响系统、触发与维持机制、中小尺度特征等存在明显差异 (Lehmann et al, 2015; Li et al, 2006; Zhang et al, 2013; 牛若芸等, 2018)。迟静等 (2021) 对吉林一次极端降水进行了数值模拟分析，发现在高层辐散低层辐合的有利动力条件下，极端的水汽输送与吉林地区西低东高地形的阻挡和强迫抬升是极端降水产生的重要原因。徐珺等 (2018) 分析了 2017 年 5 月 7 日广州局地突发特大暴雨过程的中尺度特征，发现后向传播引起的列车效应是导致极端强降水产生的主要原因之一，同时喇叭口地形增强了风速辐合，地形辐射降温配合城市热岛形成高温度梯度区，也有利于上升运动发展。王红霞等 (2023) 分析了“0711”山西晋城的极端强降水过程，指出由地面中尺度切变线和辐合线触发的多个对流单体及对流复合体是此次极端强降水的直接影响系统，位于极端强降水区上空的中  $\alpha$  尺度 850hPa 暖式切变线与地面干线以及中  $\beta$  尺度的地面切变线和辐合线共同作用触发了极端强降水。

随着我国新一代多普勒天气雷达网的建成以及双偏振体制的升级，使极端暴雨过程中对降水粒子的相态、形状、空间分布等信息的获取成为可能。在不同的气候与环流背景下，降水的云物理过程有显著差别，不同雨滴对应的双偏振参数特征值也不同 (湛芸等, 2019; Kumjian, 2013; Song et al, 2015; 杨忠林等, 2019)。高安春等 (2022) 利用多源观测资料分析了山东高唐县的局地大暴雨过程，发现双偏振雷达参量廓线的分布与强降水特征相吻合。潘佳文等 (2020) 利用 S 波段双偏振雷达对厦门地区的一次极端短时强降水事件进行了分析，发现  $K_{DP}$  (差分相移率) 可作为判断雨强是否增大的指标， $Z_{DR}$  (差分反射率因子) 柱与  $K_{DP}$  柱的演变对于地面雨强的变化具有预示性，特别是在持续降水过程中， $Z_{DR}$  ( $K_{DP}$ ) 柱的再度发展预示着降水系统的再次增强。

浙江省位于我国东南沿海，属于典型的亚热带季风气候，其中浙北地区以平原为主，北面海域与上海毗邻，杭州湾南岸为宁绍平原。根据天气背景可将浙北暴雨分为三类七型：西风带类 (移动低槽型、冷风切变型、暖锋切变型、北槽南涡型)、东风带类 (南海台风型、热带系统型)、台风类 (王镇铭等, 2013)。吴梦雯 (2019) 统计 1981-2015 年中国小时降水数据，发现 39.0% 的极端短时强降水事件发生在副高控制等背景下。沈晓玲等 (2022) 统计浙江极端短时强降水数据，发现极端短时强降水频次与地形密切相关，沿海明显多于内陆，但极端短时强降水强度与地形相关性不大，浙北略大于浙中南。近年来浙江副热带高压及其边缘背景下的极端暴雨时有发生，且具有突发性强、持续时间短的特点，目前对此类暴雨，尤其是局地性极端暴雨的预报能力较弱，常常出现漏报，因此给极端暴雨预报带来极大的挑战。2023 年 7 月 16 日、22 日浙江嘉兴、杭州出现短时极端对流性暴雨，本文利用常规观测资料、S 波段双偏振雷达资料、欧洲中期天气预报中心第五代再分析资料 (ERA5,  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ) 等，对比分析 2 次极端暴雨过程的天气背景、环境条件、中尺度对流系统触发机制、雷达参量特征等，以期加深对此类局地极端暴雨事件的理解，为类似过程的精细化预报提供参考。

## 1 降水实况对比

2023年7月16、22日浙北出现两次极端暴雨过程，图1为两次过程6小时雨量分布(a、b)及暴雨中心站逐小时雨量分布(c、d)，可以看到，过程1(2023年7月16日)18:00-24:00雨带呈南北向分布，降水集中在嘉兴北部，6站雨量超过200mm，最大为白水塘站295.4mm，小时雨强最大为嘉善国家站135.3mm，破建站以来历史纪录，另有9个站点1h、3h、6h、12h、24h雨量破历史极值，极端暴雨造成多条城市干道积水，75处地下车库不同程度积水，农作物受灾总面积1360亩，企业受灾85家、直接经济损失6326.14万元。

过程2(2023年7月22日)14:00-20:00雨带呈东西向分布，降水集中在杭州东部，2站雨量超过150mm，最大为富阳史家村站206mm，小时雨强最大为富阳大盛村112.4mm，最大3小时雨强为富阳史家村198.1mm，均破当地1h、3h雨量历史纪录，极端暴雨引发大源镇、上官乡等多地发生山洪，直接经济损失1.8亿元。

可见两次过程均具有暴雨范围小、局地性强、降水强度大、强降水时段集中、发展迅速、突发性强等特点。

图1 两次过程6小时雨量分布(a、b，红线为杭州湾)和极端暴雨中心白水塘站(c)、史家村站(d)逐小时雨量分布图(单位：mm)(a：7月16日18:00-24:00，黑点为白水塘站；b：7月22日14:00-20:00，黑点为史家村站)

Fig.1 6-hour rainfall distribution of the two processes (a、b, red line represent Hangzhou Bay) and hourly rainfall of Baishuitang Station (c)、Shijiacun Station (d) (Unit: mm) in the center of extreme rainstorm (a: from 18:00 BT to 24:00 BT 16 July, black dot represent Baishuitang Station; b: from 14:00 BT to 20:00 BT 22 July, black dot represent Shijiacun Station)

## 2 环流背景对比

7月16日08时200hPa(图略)南亚高压断裂成两个中心，西部中心位于90°E以西的西藏南部，东部中心位于日本南部群岛，台湾岛以东的西太平洋上为低压中心，浙北处于两高之间的西风槽前西南气流中，同时也处于高空急流入口区右侧，而浙南及浙东沿海处于低压环流外围的东北气流中，高空辐散场有利于上升运动发展。500hPa(图2a)东亚中高纬为一槽一脊型，一槽位于我国东北至华北，呈东北-西南走向，并在东北形成闭合的低压中心，一脊位于贝加尔湖地区，2304号台风“泰利”位于南海，受其影响，西北太平洋副热带高压(简称副高)断裂成东西两环，西环588dagpm等值线位于105°E以西，东环588dagpm等值线位于125°E以东，受东环副高环流控制，浙北中高层盛行西南风，而浙南盛行东南风。850hPa浙东沿海受副高边缘影响，盛行东南到偏南风，而浙中南受台风外围环流影响，盛行东南风，30°N以北地区为槽后脊前的偏北风南下，在苏南至浙北转为东北风并形成冷性切变线。地面(图略)浙中南沿海也受台风外围环流影响，以偏东气流为主，而浙北杭州湾沿岸台风外围的偏南气流与高压前部的东北气流汇合，形成近乎南北向的辐合线。14时(图略)“泰利”略有西进，850hPa冷性切变线略有南压，浙北处于切变南侧的东南气流中，地面杭州湾沿岸辐合线维持。

7月22日08时200hPa(图略)南亚高压呈东西带状分布，中心横跨我国江南-华南-西南一带，浙江省处于南亚高压东北侧的反气旋式环流中，高空西风急流带位于33°N以北，浙江省位于急流入口区右侧。500hPa(图2b)东亚中高纬为一槽两脊型，一槽位于我国内蒙古中部至华北一带，呈南北向分布，两脊分别位于日本海和巴尔喀什湖以北地区，菲律宾以东的西太平洋上有热带低压发展，副高势力强大，东西向横跨32°N以南地区，588dagpm等值线北抬至江苏中部，浙江省处于副高西北侧边缘，同时也处于西风槽前，盛行西南气流。850hPa环流形势与500hPa相似。地面我国中东部为强烈的低压发展，中心位于山东半岛，浙江省位于低压南侧，以偏南气流为主。14时(图略)500hPa副高略有加强，592线西伸至100°E以东，同时西风槽略有东移，槽底移至安徽中南部地区，引导冷空气东移南压。地面在杭州湾沿岸有东北-西南向的辐合线生成，辐合线南侧为南到西南气流，北侧以偏北气流为主。

分析订正后的16日14时(图2c)、22日14时杭州站T-lnp图(图2d)发现，两次过程中对流有效位能分别达1880、2659J·kg<sup>-1</sup>，远大于我国短时强降水过程的平均值1000J·kg<sup>-1</sup>(樊李苗等，2013)，自由对流高度为999、1003m，也远低于我国短时强降水过程的平均值1300m(樊李苗等，2013)，抬升凝结高度为931、974m，K指数为46、39°C，最佳抬升指数为-7.6、-2.1°C。较大的对流有效位能、较好的抬升条件、长条形探空分布均符合强降水发生的环境条件，除对流有效位能以外，过程1的其余参数更有利于强降水的发生，这是过程1强降水范围、雨强更大的原因之一。另外过程1中相对湿度≥80%的湿层主要位于3000m

以下的低层，而过程 2 湿层主要位于中层 2500-8000m 之间，低层的湿层非常浅薄，仅位于 500m 以下，可见低层的湿层更有利于产生强降水。

图 2 500hPa 高度场（等值线，单位：dagpm）、850 hPa 风场（单位： $m \cdot s^{-1}$ ）（a, b）和 T-lnp 图（c, d）（红点为暴雨中心）（a: 7 月 16 日 08 时；b: 7 月 22 日 08 时；c: 7 月 16 日 14 时；d: 7 月 22 日 14 时）

Fig.2 Distribution of height at 500hPa (contour, Unit: dagpm), wind field at 850hPa (Unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) (a, b) and T-lnp (c, d) (res dot represent the rainstorm center) (a: 08: 00 BT 16 July; b: 08: 00 BT 22 July; c: 14: 00 BT 16 July; d: 14: 00 BT 22 July)

### 3 环境场对比

#### 3.1 水汽条件

图 3a、b 为 925hPa 水汽通量、水汽通量散度、风场分布，可以看到，两次过程浙江均处于水汽通量大值区内。极端暴雨发生前 16 日 18 时全省盛行东南气流，水汽通量值自东南向西北逐渐减小，暴雨中心位于大值区前端，为  $11 g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1}$ ，而 22 日 14 时全省盛行西南气流，浙中南水汽通量值变化不大，浙西北水汽通量值自东南向西北增大，暴雨中心位于大值区南侧，为  $15 g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1}$ ，较过程 1 略偏大。对比水汽通量散度发现，16 日 18 时水汽通量辐合中心位于苏南及浙沪交界，暴雨中心位于辐合中心南侧，辐合强度为  $2 \times 10^{-7} g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1}$ ，而 22 日 14 时浙江境内存在多个水汽通量辐合中心，中心强度较过程 1 明显偏弱，暴雨中心处于水汽通量辐合中心内，强度也为  $2 \times 10^{-7} g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1}$ 。可见两次过程暴雨区的水汽条件差别不大。

对比暴雨中心上空 700、850、925hPa 风速变化（图 4a、b）可以看到，两次过程中三层气流均未达到急流强度，700hPa 风速平稳，变化不大。过程 1 中 850、925hPa 风速整体呈增加趋势，特别是 18 至 22 时，增速最大，与小时雨强变化（图 1c）相对应。过程 2 中 22 日上午 850、925hPa 风速减小，午后到傍晚逐渐增强，其中 925hPa 15 至 19 时风速变化与小时雨强变化（图 1d）相对应。进一步分析 1000-700hPa 散度场（图略）发现，过程 1 辐合大值区集中在 900hPa 以下的边界层内，辐合中心达  $10 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，过程 2 极端暴雨发生前至 17 时，辐合大值区集中在 900hPa 以下，17 时后辐合大值区抬升至 850hPa，辐合中心强度分别为  $8 \times 10^{-5} s^{-1}$ 、 $6 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。可见，两次过程均发生在水汽通量大值区及其辐合中心附近，过程 1 极端暴雨出现在 850hPa 和 925hPa 东南气流增强过程中，925hPa 气流作用更显著，而过程 2 极端暴雨出现在 850hPa 和 925hPa 西南气流增强过程中，前期 925hPa 气流作用显著，后期 850hPa 气流作用更显著。

图 3 7 月 16 日 18 时 (a)、22 日 14 时 (b) 925hPa 水汽通量（黑实线，单位： $g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1}$ ）、水汽通量散度分布（红虚线，单位： $10^{-7} g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1}$ ）（蓝点为暴雨中心）

Fig.3 Water vapor flux (black solid line, Unit:  $g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1}$ ) and water vapor flux divergence (red dashed line, Unit:  $10^{-7} g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1}$ ) at 925hPa at 18: 00 BT 16 July (a), 14: 00 BT 22 July (b) (blue dot represent the rainstorm center)

图 4 暴雨中心上空 700、850、925hPa 风速演变（单位： $m \cdot s^{-1}$ ）（a:7 月 16 日；b: 7 月 22 日）

Fig.4 Evolution of wind speed over the rainstorm center at 700, 850, 925hPa (Unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) (a:16 July; b: 22 July)

#### 3.2 热力条件

假相当位温  $\theta_{se}$  反映了大气的温湿状况，可以代表大气中的能量、垂直稳定度、大气湿斜压性的水平分布和垂直分布。分析暴雨中心上空  $\theta_{se}$  及其平流变化（图 5a、b）可以看到，过程 1 中 16 日午后 600hPa 以下  $\theta_{se}$  等值线分布密集，且随高度增加而减小，表明大气中已有不稳定能量积聚，并处于层结不稳定状态。15 时后 925hPa 有暖平流强烈发展，尤其是 17-23 时中心强度维持  $4 \times 10^{-4} K \cdot s^{-1}$  以上，与 925hPa 东南气流增强时间吻合，可见低空东南气流的持续增强，输送了大量暖湿气流到暴雨区，强暖平流的输送可以导致暴雨区不稳定能量持续补充，以补充应强降水导致的能量损耗（程正泉等，2014）。另外垂直方向上平流从低层到中高层呈现“暖-冷-暖-冷”分布，使大气不稳定层结加强，暴雨中心最强降水时段（20-22 时）出现在低层冷暖平流最强阶段。24 时后中高层冷平流加强，边界层暖平流迅速减弱，降水也迅速减弱。过程 2 的中低层  $\theta_{se}$  等值线分布较过程 1 更密集，尤其是边界层  $\theta_{se}$  值达 370K 以上，表明大气具有更高的不稳定能量，但整个过程中冷暖平流明显较弱，导致中低层层结不稳定性较弱。

综上所述，过程 1 中 925hPa 东南气流的持续增强，使暴雨区边界层暖湿平流输送增强，强降水导致的能量损耗得以及时补充，同时低层冷暖平流的同步增长并垂直叠加，使大气层结不稳定性进一步增强，有

利于强降水发生，而过程 2 中虽然大气不稳定能量高，但 925hPa 西南气流弱，导致暖湿平流输送及层结不稳定性也弱，强降水导致的能量损耗得不到及时补充，这也是过程 1 暴雨中心降水量大于过程 2 的原因之一。

图 5 过暴雨中心  $\theta_{se}$  (单位: K) 及其平流 (单位:  $K \cdot s^{-1}$ ) 的垂直分布 (a: 沿  $30.75^{\circ}N$ 、 $121^{\circ}E$ , 7 月 16 日 14:00 至 17 日 02:00; b: 沿  $30^{\circ}N$ 、 $120^{\circ}E$ , 7 月 22 日 10:00 至 22:00)

Fig.5 Vertical distribution of  $\theta_{se}$  (Unit: K) and its advection (Unit:  $K \cdot s^{-1}$ ) through the rainstorm center (a: along  $30.75^{\circ}N$ 、 $121^{\circ}E$ , from 14:00 BT 16 July to 02:00 BT 17 July; b: along  $30^{\circ}N$ 、 $120^{\circ}E$ , from 10:00 BT to 22:00 BT 22 July)

### 3.3 动力条件

研究表明，局地锋生和对流发展之间存在类似 CISK 机制，两者之间有正反馈作用，中尺度对流发展会增强局地锋生，而局地锋生有助于中尺度对流系统趋向组织化发展 (蒙伟光等, 2012; 王宗敏等, 2014)。分析过暴雨中心的水平锋生、垂直锋生的垂直剖面图 (图 6a) 发现，过程 1 水平锋生区集中在边界层 925hPa 以下，午后锋生增强，特别是 17 时后锋生最明显，中心强度达  $12 \times 10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ，结合图 4a 可以看到，水平锋生的变化趋势与 925hPa 东南气流增强的变化一致，可见 925hPa 东南气流的增强不仅提供暴雨所需的水汽，并通过暖湿气流的输送为极端暴雨提供有利的动力条件。而边界层垂直锋生较弱，中层强垂直锋生区集中在 600-700hPa 之间，中心强度为  $8 \times 10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ，高层强垂直锋生区集中在 450hPa，中心强度为  $18 \times 10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ 。水平锋生主要由水平风场汇合造成，从 20 时 925hPa 风场分布 (图略) 也可以看到，从沿海到暴雨区有东南风的风速辐合，水平锋生一方面提供水汽输送，另一方面加强辐合抬升，当中层和低层均有锋生，且中层为垂直锋生，低层为水平锋生时，既有不稳定条件，又有水汽条件，有利于强降雨的发生 (郭英莲等, 2014)。

过程 2 整个对流层的水平锋生均较弱，但垂直锋生明显较过程 1 偏强，垂直锋生是发生降水的能量条件和触发条件之一 (郭英莲等, 2014)。图 6b 显示，15 时起中高层垂直锋生逐渐增强，这与 925hPa 西南气流增强时间一致 (图 4b)，17 时达到最强，900-800hPa 达  $12 \times 10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ，尤其是高层 400hPa 达  $44 \times 10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ，有利于不稳定能量的触发 (郭英莲等, 2014)，产生极端暴雨，19 时后迅速减弱。综上分析，两次过程中锋生演变均与 925hPa 气流增强和暴雨中心小时雨强相对应，过程 1 中 925hPa 东南气流的持续增强，造成暴雨区风速辐合，水平风场辐合导致水平锋生，同时中高层也有垂直锋生发展，而过程 2 中 925hPa 西南气流弱，暴雨区风速辐合不明显，水平锋生也弱，整层以垂直锋生为主，这也是过程 1 降水强度更强的原因之一。

图 6 过暴雨中心的水平锋生 (阴影, 单位:  $10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ )、垂直锋生 (黑线, 单位:  $10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ) 垂直剖面图 (a: 7 月 16 日 08:00 至 17 日 05:00; b: 7 月 22 日 08:00 至 22:00)

Fig.6 Vertical profile of horizontal frontogenesis (shadow, Unit:  $10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ), vertical frontogenesis (black line, Unit:  $10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ) through the rainstorm center (a: from 08:00 BT 16 July to 05:00 BT 17 July; b: from 08:00 BT to 22:00 BT 22 July)

### 4 中尺度对流触发机制对比

两次过程的极端暴雨均集中在 4 小时内发生。从地面风场、温度场和未来 1 小时雨量分布图分析，7 月 16 日 18:00 (图 7a) 原来在嘉兴-绍兴北部呈东北-西南向的地面辐合线，转为近乎南北向，辐合线两侧为西北和东南气流，温度梯度不大，东侧气温较西侧偏高  $2^{\circ}C$  左右，此时嘉兴雷达组合反射率因子图 (图略) 显示，辐合线两侧已出现层状云降水，但强度不大，小时雨量均在 10mm 以下。18:20 (图 8a) 海宁、平湖交界有对流单体生成，初始强度为 50dBZ，生成后在 700hPa 西南气流引导下，向北偏东方向移动，同时在其南侧又有新的单体生成 (图 8b)，由于移动速度快，北上过程中新旧单体合并加强。19:00 (图 7b) 辐合线两侧温度梯度加大，杭州湾南岸慈溪北部出现  $30^{\circ}C$  的暖湿中心，表明暖湿气流加强，为极端暴雨提供有利的热力条件。19:25 该中尺度降水云团反射率因子增强至 57 dBZ，造成新丰镇  $86 mm \cdot h^{-1}$  的短时强降水。同时海盐一带的辐合线附近不断有中  $\gamma$  尺度的对流单体新生，北上过程中与云团合并 (图 8c)，使原来的中尺度降水云团范围增大，强度增强，20:25 至 23:00 (图 8d、e、f) 该云团北抬过程中，其后侧有多个新的对流单体生成，与之合并后缓慢北上，“后向传播”特征明显。由于后向传播速度的向南分量抵消或近似抵消了中尺度对流系统平流速度的向北分量，导致中尺度对流系统移动缓慢或呈准静止，往往会造成局地的

短时强降水 (Schumacher et al, 2005; 孙敏等, 2015)。实况嘉善站、白水塘站 20:00-22:00 连续 2 小时出现  $90 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  以上的短时强降水。23:00 后中尺度降水云团逐渐减弱, 其后侧也未再有对流单体新生, 降水迅速减小。可见过程 1 的极端暴雨前期是由多个对流单体新生于地面辐合线附近后, 沿辐合线北上合并, 形成中  $\beta$  尺度的强降水云团造成的, 后期则是由中尺度降水云团“后向传播”和“列车效应”共同造成, 降水中心位于地面辐合线西侧的偏北气流中, 雨带走向与地面辐合线一致, 呈南北向分布。

过程 2 极端暴雨集中在 7 月 22 日 16-19 时。13:00 杭州与绍兴西北交界处已有地面弱辐合线生成, 辐合线两侧升温明显且温差非常小, 14:00 辐合线两侧有对流单体初生并迅速发展, 14:30 北侧单体回波中心强度已增强至  $61\text{dBZ}$ , 造成楼家塔村出现 20 分钟  $17.9\text{mm}$  的短时强降水, 由于降水粒子蒸发冷却, 地面气温下降, 形成冷池, 从 15:00 的地面风场和温度场 (图 7c) 也可以看到, 辐合线两侧温度梯度加大, 冷池中心气温降至  $29^\circ\text{C}$ , 冷池内部密度较大的冷空气产生的出流增强, 地面暖空气遇到干冷下沉气流侵入, 在热力强迫作用下暖空气易于被抬升 (章翠红等, 2018), 促进辐合线加强。15:01 辐合线附近的暴雨中心史家村站西南方向有对流单体初生 (图 8g), 生成后沿辐合线缓慢东移北抬, 15:25 (图 8h)、15:49 (图 8i)、16:26 (图 8j) 其上游方向又有多个对流单体新生, 尤其是 16:00 后, 新生单体东移北抬过程中迅速加强并与下游的对流云团合并, 使暴雨区降水逐渐增强。另外在浙赣交界以及杭州西部的淳安、桐庐等地, 也有分散性的回波新生发展, 并于 17:00 前后 (图 8k) 合并发展为长约  $100\text{km}$  的线状对流。图 7d 显示, 17:00 辐合线维持, 冷池加强, 中心气温降至  $26^\circ\text{C}$ , 同时其西南方向形成暖湿中心, 中心气温高达  $31^\circ\text{C}$ , 辐合线上温度梯度进一步加大, 有利于对流继续发展加强。17:38 (图 8l) 史家村站附近的对流云团与东移过来的线状对流合并, “列车效应”持续, 最终导致史家村站 16:00-18:00 连续 2 小时出现  $70\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$  以上的短时强降水。18:00 后, 地面辐合线略有南压, 其周围温度梯度明显减弱, 气温分布趋于均匀, 线状对流东移过程中逐渐减弱, 降水也随之减弱。可见过程 2 的极端暴雨前期是由多个对流单体新生于地面辐合线附近后加强发展, 沿辐合线东移北抬过程中依次经过暴雨中心产生的, 后期是由系统性的线状对流与前期局地生成发展的对流云团合并加强造成, 两个阶段“列车效应”均十分明显, 雨带走向与地面辐合线基本一致, 呈东西向分布。

图 7 地面风场、温度场 (红线, 单位:  $^\circ\text{C}$ )、地形高度 (阴影, 单位:  $\text{m}$ ) 和未来 1 小时雨量分布 (蓝点为小时雨量  $20\text{-}50\text{mm}$  的站点, 红点为小时雨量  $50\text{mm}$  以上的站点, 蓝线为地面辐合线) (a: 7 月 16 日 18:00; b: 7 月 16 日 19:00; c: 7 月 22 日 15:00; d: 7 月 22 日 17:00)

Fig.7 Distribution of ground wind, temperature (red line, Unit:  $^\circ\text{C}$ ), terrain height (shadow, Unit:  $\text{m}$ ) and rainfall in the next hour (blue dots represent stations with hourly rainfall of  $20\text{-}50\text{mm}$ , red dots represent stations with hourly rainfall of  $50\text{mm}$  or more, blue line represent the ground convergence line) (a: 18:00 BT 16 July; b: 19:00 BT 16 July; c: 15:00 BT 22 July; d: 17:00 BT 22 July)

图 8 嘉兴 (a、b、c、d、e、f)、宁波 (g、h、i、j、k、l) 雷达组合反射率因子图 (为暴雨中心) (a: 7 月 16 日 18:20; b: 7 月 16 日 18:44; c: 7 月 16 日 19:37; d: 7 月 16 日 20:25; e: 7 月 16 日 21:18; f: 7 月 16 日 22:06; g: 7 月 22 日 15:01; h: 7 月 22 日 15:25; i: 7 月 22 日 15:49; j: 7 月 22 日 16:26; k: 7 月 22 日 17:02; l: 7 月 22 日 17:38)

Fig.8 Combined reflectivity factor of Jiaxing radar (a、b、c、d、e、f), Ningbo radar (g、h、i、j、k、l) ( represent the rainstorm center) (a: 18:20 BT 16 July; b: 18:44 BT 16 July; c: 19:37 BT 16 July; d: 20:25 BT 16 July; e: 21:18 BT 16 July; f: 22:06 BT 16 July; g: 15:01 BT 22 July; h: 15:25 BT 22 July; i: 15:49 BT 22 July; j: 16:26 BT 22 July; k: 17:02 BT 22 July; l: 17:38 BT 22 July)

## 5 双偏振参量特征对比

双偏振多普勒雷达除了能获取常规雷达的监测信息外, 还能获取差分反射率因子 ( $Z_{DR}$ )、差分相移率 ( $K_{DP}$ )、相关系数 ( $CC$ ) 等偏振参数, 从而获取有关降水粒子的形状、尺寸大小、相态分布、空间取向等更为具体的气象信息 (冯晋勤等, 2018; 刁秀广等, 2021)。

从图 1c 可知, 过程 1 降水集中在 20:00-22:00, 分析该时间段内强降水中心及其附近  $1.5^\circ$  仰角  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$  的演变 (图略) 可以看到, 除个别时次  $50\text{dBZ}$  以上强回波区的  $Z_{DR}$  为  $2.5\text{-}3 \text{ dB}$ ,  $K_{DP}$  为  $1\text{-}1.5^\circ\cdot\text{km}^{-1}$ , 其余时次  $Z_{DR}$  均在  $2\text{dB}$  以下,  $K_{DP}$  均在  $2.5\text{-}5^\circ\cdot\text{km}^{-1}$  以上, 21:54 后  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$  均逐渐减小。可见过程 1 中降水粒子以浓度较高的小雨滴为主。过程 2 降水集中在 16:00-19:00, 从该时段强降水中心及其附近  $1.5^\circ$  仰角  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$  的演变可以发现 (图略), 17:26 前  $50 \text{ dBZ}$  以上强回波区的  $Z_{DR}$  基本为  $3\text{-}4.5\text{dB}$ ,  $K_{DP}$  基

本为  $0.1-0.75 \text{ } ^\circ \cdot \text{km}^{-1}$ , 17:32 后强回波区的  $Z_{DR}$  有所减小, 为  $1-2.5\text{dB}$ , 而  $K_{DP}$  增大至  $1.6-2.5 \text{ } ^\circ \cdot \text{km}^{-1}$ , 18:21 后  $Z_{DR}$  减小至  $1\text{dB}$  以下,  $K_{DP}$  减小至  $0.5 \text{ } ^\circ \cdot \text{km}^{-1}$  以下, 可见过程前期降水粒子以直径较大的大雨滴为主, 但浓度较小, 而后期以小雨滴为主, 浓度较高, 18:21 后降水粒子的尺寸和浓度继续减小, 与小时雨强减弱相对应。

图 9 为白水塘站、史家村站  $Z_H$  (图 9a、b)、 $Z_{DR}$  (图 9c、d)、 $K_{DP}$  (图 9e、f) 的时间高度剖面图及分钟级降水量 (图 9g、h) 演变, 可以看到, 两站上空先后均有多个对流风暴经过, “列车效应”明显, 两次过程中对流单体回波均呈垂直状态,  $50\text{dBZ}$  以上的强回波质心高度较低, 均在  $6\text{km}$  以下, 呈现暖云低质心降水回波特征。过程 1 降水可分为两个阶段, 第一阶段 19:30-22:00 为降水集中期, 该阶段对流风暴发展旺盛,  $35\text{dBZ}$  回波顶高伸展至  $15\text{km}$  以上,  $Z_{DR} \geq 1\text{dB}$  且  $K_{DP} \geq 2 \text{ } ^\circ \cdot \text{km}^{-1}$  的伸展高度到达  $0^\circ\text{C}$  以上, 表明存在  $Z_{DR}$  柱和  $K_{DP}$  柱, 这与风暴内强上升气流相对应 (Kumjian et al, 潘佳文等, 2020), 且  $Z_{DR}$  柱和  $K_{DP}$  柱的变化较降水量的变化具有一定的提前量, 对降水量的增强具有一定的指示意义。第二阶段 22:00-23:30 为降水减弱期, 该阶段对流风暴发展强度减弱, 高度降低,  $35\text{dBZ}$  回波顶高降至  $10\text{km}$  以下, 最大反射率因子降至  $55\text{dBZ}$ , 低层  $Z_{DR}$  减弱较快, 同时  $K_{DP}$  减小至  $0.5-1 \text{ } ^\circ \cdot \text{km}^{-1}$ , 表明此阶段降水粒子直径略有减小, 浓度则迅速减小。过程 2 降水也可分为二个阶段, 第一阶段由 4 个对流风暴产生, 该阶段风暴生消速度快,  $35\text{dBZ}$  回波顶高在  $8\text{km}$  附近,  $Z_{DR} \geq 2\text{dB}$  的伸展高度也到达  $0^\circ\text{C}$  以上,  $Z_{DR}$  柱的变化对降水量增强也具有一定的提前量, 该阶段降水以直径大、浓度小的粒子为主。第二阶段降水由 1 个对流风暴产生, 该风暴持续时间增长,  $35\text{dBZ}$  回波顶高延伸至  $12\text{km}$ , 但  $Z_{DR}$  柱高度下降, 强度减小, 而  $K_{DP}$  柱高度和强度均维持较长时间, 表明该阶段降水以直径小、浓度大的粒子为主。综上分析, 过程 1 风暴发展更旺盛, 粒子直径虽然较过程 2 偏小, 但粒子浓度更高, 这是过程 1 降水中心、小时雨强更大的原因之一。

图 9 嘉善站 (a、c、e、g)、史家村站 (b、d、f、h)  $Z_H$  (a、b, 单位:  $\text{dBZ}$ )、 $Z_{DR}$  (c、d, 单位:  $\text{dB}$ )、 $K_{DP}$  (e、f, 单位:  $^\circ \cdot \text{km}^{-1}$ ) 的时间高度剖面图和分钟级降水量 (g、h, 单位:  $\text{mm}$ ) 演变

Fig.9 Time and altitude profile of  $Z_H$  (a, b, Unit:  $\text{dBZ}$ ),  $Z_{DR}$  (c, d, Unit:  $\text{dB}$ )、 $K_{DP}$  (e, f, Unit:  $^\circ \cdot \text{km}^{-1}$ ) and evolution of per minute precipitation (g,h, Unit:  $\text{mm}$ ) of Jiashan Station (a、c、e、g), Shijiacun Station (b、d、f、h)

## 6 结论和讨论

针对 2023 年 7 月 16 日、22 日浙江两次极端暴雨过程, 利用常规观测资料、S 波段双偏振雷达资料、ERA5 ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ) 再分析资料等, 对比分析了两次过程的天气背景、环境条件、中尺度对流系统触发机制、雷达参量特征等, 结果表明:

(1) 两次过程发生在  $500\text{hPa}$  相似的环流背景下, 副高外围均有西风槽东移、南海或菲律宾以东的太平洋存在台风或热带低压, 但中低层环流形势有所不同,  $850\text{hPa}$  过程 1 中  $30^\circ\text{N}$  以北的偏北风与浙中台风外围的东南风交汇, 在杭州湾沿岸形成冷性切变线, 过程 2 中全省为一致的西南气流。

(2) 两次过程均由地面中尺度辐合线触发, 并沿辐合线发展, 雨带形状与辐合线基本一致, 但极端暴雨的落区、强度、雨带走向、中尺度系统及其微物理特征均有所不同。过程 1 暴雨落区位于  $500\text{hPa}$  副高边缘的嘉兴境内, 暴雨中心位于辐合线西侧的偏北气流中, 前期由多个对流单体新生于地面辐合线附近后, 沿辐合线北上合并, 形成中  $\beta$  尺度的强降水云团造成的, 后期则是由中尺度降水云团“后向传播”和“列车效应”共同造成, 雨带呈南北向分布, 降水粒子以浓度较高的小雨滴为主。过程 2 暴雨落区位于  $500\text{hPa}$  副高西北侧边缘的杭州境内, 暴雨中心位于辐合线北侧的偏东气流中, 前期由多个对流单体新生于地面辐合线附近后加强发展, 沿辐合线东移北抬过程中依次经过暴雨中心产生, 降水以直径大、浓度小的粒子为主, 后期由系统性的线状对流与前期局地生成发展的对流云团合并加强造成, 降水以直径小、浓度高的粒子为主, 两个阶段“列车效应”均十分明显, 雨带呈东西向分布。

(3) 两次过程的水汽、动热力条件也有较大差异, 暴雨中心小时雨强的演变与边界层气流变化密切相关。过程 1 极端暴雨出现在  $850$  和  $925\text{hPa}$  东南气流增强过程中, 尤其是  $925\text{hPa}$  东南气流的持续增强, 使暴雨区边界层暖湿平流输送增强, 强降水导致的能量损耗得以及时补充, 同时低层冷暖平流的同步增长并垂直叠加, 大气层结不稳定性强。另一方面, 东南气流的持续增强, 造成暴雨区风速辐合, 水平风场辐合导致水平锋生, 同时中高层也有垂直锋生发展。而过程 2 极端暴雨出现在  $925\text{hPa}$  西南气流增强过程中, 但

由于西南气流弱，导致暖湿平流输送及层结不稳定性也弱，强降水的能量损耗得不到及时补充。同时水平锋生较弱，整层以垂直锋生为主。

深入认识极端暴雨的发生发展机理可以提高对极端暴雨过程的认识，并形成经验认识应用到业务预报中。在相似的大尺度天气背景下，极端降水的落区、强度、动热力条件等仍可能存在明显差异，今后的预报着眼点不仅要关注中低层，尤其是边界层系统的演变，短临预报预警中也要关注中尺度对流系统演变及其微物理特征。本文仅对两次相似大尺度背景下的极端暴雨进行了对比分析，今后还需积累多个个例进行分析和模拟，以便深入地分析此类背景下极端暴雨的影响机制及其差异，提高预报准确率。

## 参考文献 (References)

程正泉, 林良勋, 沙天阳, 等. 2014. “尤特”特大暴雨过程的热力条件分析[J]. 气象, 40(12): 1507-1512. Cheng Z Q, Lin L X, Sha T Y, et al. 2014. Analysis of atmosphere stratification in extremely heavy rainfall event associated with severe typhoon Utor[J]. Meteor Mon, 40(12): 1507-1512. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2014.12.009

章翠红, 夏茹娣, 王咏青. 2018. 地形、冷池出流和暖湿空气相互作用造成北京一次局地强降水的观测分析[J]. 大气科学学报, 41(2): 207-219. Zhang C H, Xia R D, Wang Y Q. 2018. Observational analysis of a local heavy rainfall in Beijing caused by terrain, cold pool outflow and warm moist air interactions[J]. Trans Atmos Sci, 41(2): 207-219. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20160115001

牛若芸, 刘清华, 刘为一, 等. 2018. 1981-2015年中国95°E以东区域性暴雨过程时空分布特征[J]. 气象学报, 76(2): 182-195. Niu R Y, Liu C H, Liu W Y, et al. 2018. Characteristics of temporal and spatial distribution of regional rainstorm processes to the east of 95°E in China during 1981-2015[J]. Acta Meteorologica Sinica, 76(2): 182-195. doi: 10.11676/qxxb2017.092

迟静, 周玉淑, 冉令坤, 等. 2021. 吉林一次极端降水发生发展动热力过程的数值模拟分析[J]. 大气科学, 45(6): 1400-1414. Chi J, Zhou Y S, Ran L K, et al. 2021. Numerical simulation analysis on the generation and evolution of the dynamic and thermodynamic processes of an extreme rainfall in Jilin Province[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 45(6): 1400-1414. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.20183

徐琨, 毕宝贵, 谌芸, 等. 2018. “5·7”广州局地突发特大暴雨中尺度特征及成因分析[J]. 气象学报, 76(4): 511-524. Xu J, Bi B G, Shen Y, et al. 2018. Mesoscale characteristics and mechanism analysis of the unexpected local torrential rain in Guangzhou on 7 May 2017[J]. Acta Meteorologica Sinica, 76(4): 511-524. doi: 10.11676/qxxb2018.016

王洪霞, 苗爱梅, 邱贵强, 等. 2023. “0711”山西晋城极端强降水过程的宏微观特征分析[J]. 高原气象, DOI:10.7522/j.issn.1000-0534.2022.00103. Wang H X, Miao A M, Qiu G Q, et al. 2023. Macro and Micro Characteristics of Extreme Heavy Rainfall Process in Jincheng of Shanxi Province on 11 July 2021[J]. Plateau Meteor, doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2022.00103

沈晓玲, 黄海迅, 章雨娜. 2022. 2010-2019年浙江暖季短时强降水特征分析[J]. 气象科技, 50(1): 103-113. Shen X L, Huang H X, Zhang L N. 2022. Characteristics of short-term heavy precipitation in warm season of Zhejiang Province from 2010 to 2019[J]. Meteorological science and technology, 37(1): 103-113. doi:10.19517/j.1671-6345.20210049

王镇铭, 杜惠良, 杨诗芳, 等. 2013. 浙江省天气预报手册[M]. 北京: 气象出版社, 2013, 189-190. Wang Z M, Du H L, Yang S F, et al. 2013. Weather forecast handbook of Zhejiang Province[M]. Beijing: Meteorological publishing house, 2013, 189-190.

吴梦雯. 2019. 中国极端小时降水的天气背景及其与城市化的关系研究[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 111pp. Wu M W. 2019. Synoptic situations of extreme hourly precipitation over China and its observed link to urbanization[D]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences, 111pp.

谌芸, 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, Chen T, Wang L Y, et al. 2019. A review of the warm sector rainstorms in China. Torrential Rain Disaster, 38(5): 483-493. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2019.05.

010

潘佳文, 蒋璐璐, 魏鸣, 等. 2020. 一次强降水超级单体的双偏振雷达观测分析[J]. 气象学报, 78(1): 86-100. Pan J W, Jiang L L, Wei M, et al. 2020. Analysis of a high precipitation supercell based on dual polarization radar observations[J]. Acta Meteor Sinica, 78(1): 86-100. doi:10.11676/qxxb2020.003

高安春, 申高航. 2022. 多源资料分析鲁西局地大暴雨成因及降水的微物理特征[J]. 气象, 48(11): 1475-1486. Gao A C, Shen G H. 2022. Causes and precipitation microphysical characteristics of localized heavy rainstorm in western Shandong based on multisource data[J]. Meteor Mon, 48(11): 1475-1486. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2022.052601

杨忠林, 赵坤, 徐坤, 等. 2019. 江淮梅雨期极端对流微物理特征的双偏振雷达观测研究[J]. 气象学报, 77(1): 58-72. Yang Z L, Zhao K, Xu K, et al. 2019. Microphysical characteristics of extreme convective precipitation over the Yangtze-Huaihe river basin during the Meiyu season based on polarimetric

radar data[J].Acta Meteorologica Sinica, 77(1): 58—72.doi:10.11676/qxxb2018.040

冯晋勤, 张深寿, 吴陈锋, 等.2018.双偏振雷达产品在福建强对流天气过程中的应用分析[J].气象, 44(12): 1565-1574.Feng J Q, Zhang S S, Wu C F, et al.2018.Application of dual polarization weather radar products to severe convective weather in Fujian[J].Meteor Mon, 44(12): 1565-1574.doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2018.12.006

孙敏, 戴建华, 袁招洪, 等.2015.双多普勒雷达风场反演一次后向传播雷暴过程的分析[J].气象学报, 73(2): 247-262.Sun M, Dai J H, Yuan Z H, et al.2015.An analysis of a back-propagating thunderstorm using the three-dimensional wind fields retrieved by the dual-Doppler radar data[J].Acta Meteorologica Sinica, 73(2): 247-262. doi:10.11676/qxxb2015.012

蒙伟光, 戴光丰, 张艳霞, 等.2012.华南局地锋生及对流系统发展的模拟分析研究[J].气象学报, 70(2): 387-401. Meng W G, Dai G F, Zhang Y X, et al.2012. Analysis and simulative study of the local frontogenesis and convection development over South China[J].Acta Meteorologica Sinica, 70(3): 387-401.0577-6619/2012/70(3)-0387-01

王宗敏, 丁一汇, 张迎新, 等.2014.副高外围对流雨带中的对流一不对称不稳定及锋生的诊断分析[J].大气科学, 38(1): 133-145. Wang Z M, Ding Y H, Zhang Y X, et al.2014.Analysis of convective-symmetric instabilities and frontogenesis in a convective rain band on the northwest edge of WPSH[J].Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 38(1): 133-145. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12206

刁秀广, 郭飞燕.2021.2019年8月16日诸城超级单体风暴双偏振参量结构特征分析[J].气象学报, 79(2): 181-195.Diao X G, Guo F Y.2021.Analysis of polarimetric signatures in the supercell thunderstorm occurred in Zhucheng on 16 August 2019[J]. Acta Meteorologica Sinica, 79(2): 181-195. doi:10.11676/qxxb2021.010

郭英莲, 王继竹, 李才媛, 等.2014.锋生作用对2011年梅汛期湖北暴雨的影响[J].气象, 40(1):86—93.Guo Y L, Wang J Z, Li C Y, et al.2014.Effect of Frontogenesis on rainstorm in HuBei during Meiyu period 2011[J]. Meteor Mon, 40(1):86—93.doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.01.010

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 M, Yu X D.2013.Characteristic analyses on environmental parameters in short-term severe convective weather in China[J].Plateau Meteor, 32(1):156-165.doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00016

Li B, Wielicki B A, Minnis P, et al, 2006.The effect of environmental conditions on tropical deep convective systems observed from the TRMM satellite[J].J Climate, 19(22): 5745—5761.doi:10.1175/jcli3940.1

Kumjian M R, 2013.Principles and applications of dualpolarization weather radar.Part II: warm-and cold-season applications[J].Journal of Operational Meteorology, 1(20): 243-264.doi:10.15191/nwajom.2013.0120

Zhang D L, Lin Y H, Zhao P, et al, 2013.The Beijing extreme rainfall of 21 July 2012: “Right results”but for wrong reasons[J].Geophys Res Lett, 40(7): 1426-1431.doi:10.1002/grl.50304

Lehmann J, Coumou D, Frieler K, 2015.Increased record-breaking-precipitation events under global warming[J].Climatic Change, 132(4): 501-515.doi:10.1038/s41598-023-32372-3

Song H J, Sohn B J, 2015.Two heavy rainfall types over the Korean Peninsula in the humid East Asian summer environment: A satellite observation study[J]. Mon Wea Rev, 143(1): 363—382.doi:10.1175/mwr-d-14-00184.1

Schumacher R S, Johnson R H, 2005.Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J].Mon Wea Rev, 133(4): 961-976.

Kumjian M R, Ryzhkov A V, 2008.Polarimetric signatures in supercell thunderstorms[J].J Appl Meteor Climatol, 47(7): 1940-1961.doi:10.1175/2007jamc1874.1

## 浙北两次相似环流背景下的极端对流性暴雨对比分析

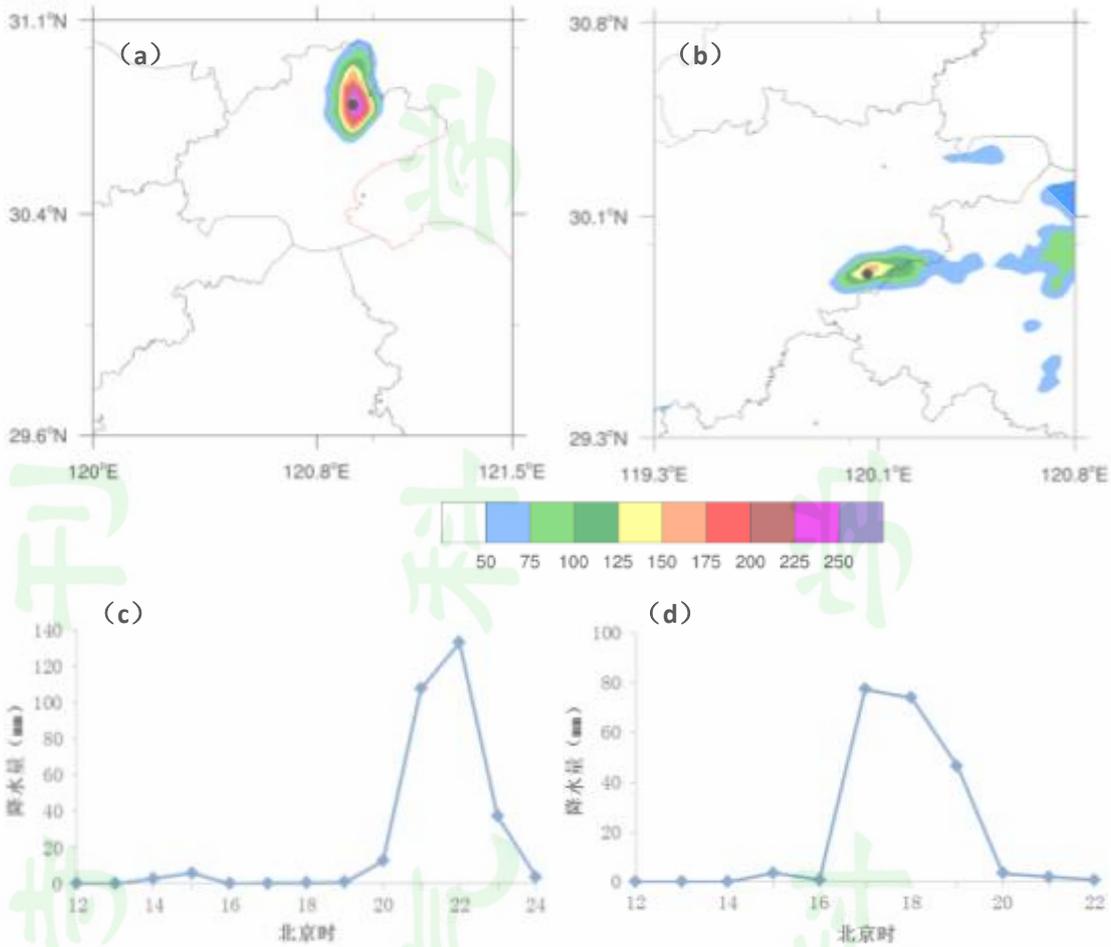
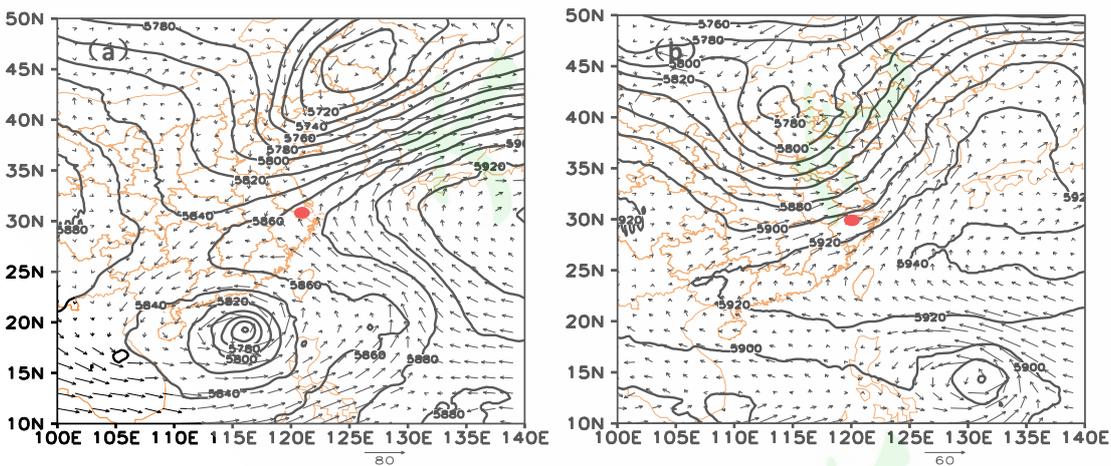


图1 两次过程6小时雨量分布(a、b, 红线为杭州湾)和极端暴雨中心白水塘站(c)、史家村站(d)逐小时雨量分布图(单位: mm)(a: 7月16日18:00-24:00, 黑点为白水塘站; b: 7月22日14:00-20:00, 黑点为史家村站)



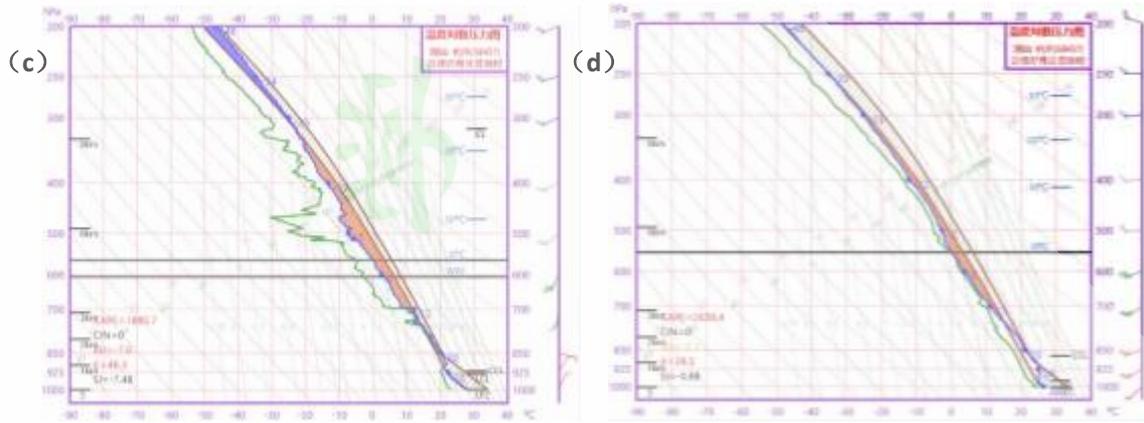


图2 500hPa 高度场（等值线，单位： $\text{dagpm}$ ）、850 hPa 风场（单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）（a, b）和 T-lnp 图（c, d）（红点为暴雨中心）  
（a: 16日 08时；b: 22日 08时；c: 16日 14时；d: 22日 14时）

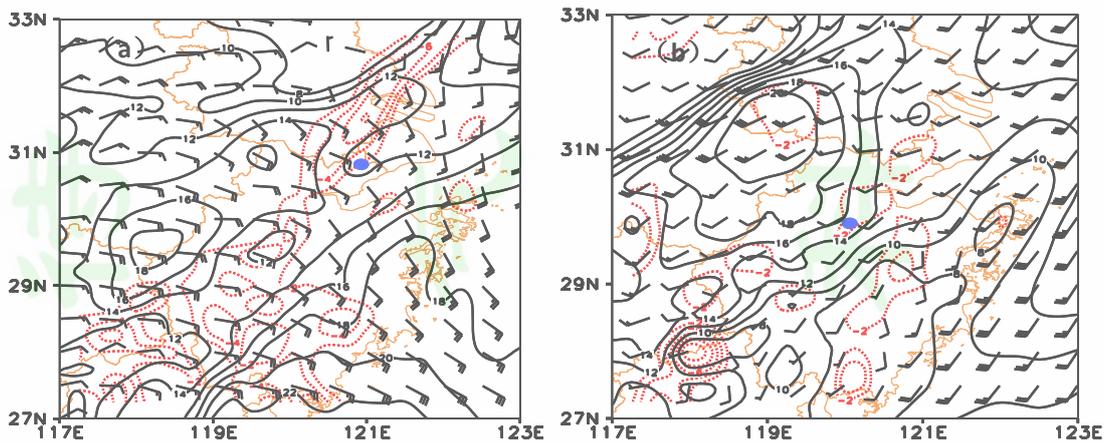


图3 7月16日18时（a）、22日14时（b）925hPa 水汽通量（黑实线，单位： $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ ）、水汽通量散度分布（红虚线，单位： $10^{-7} \text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ ）（蓝点为暴雨中心）

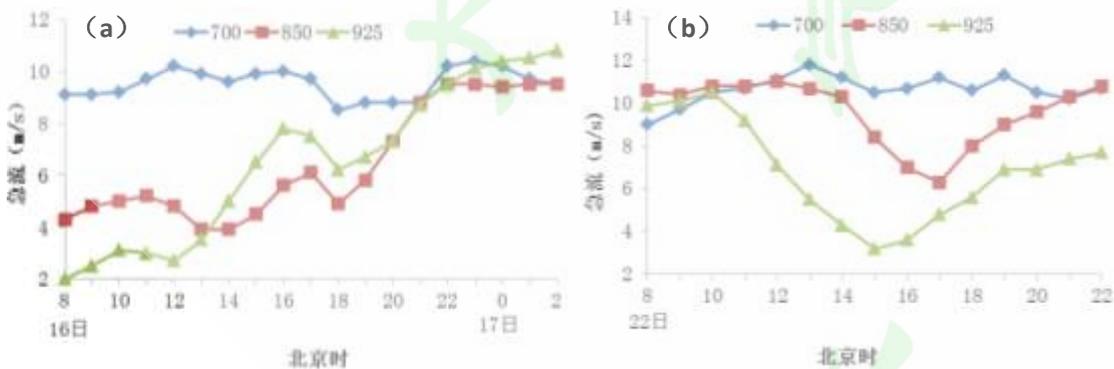


图4 暴雨中心上空700、850、925hPa 风速演变（单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）  
（a:7月16日；b: 7月22日）

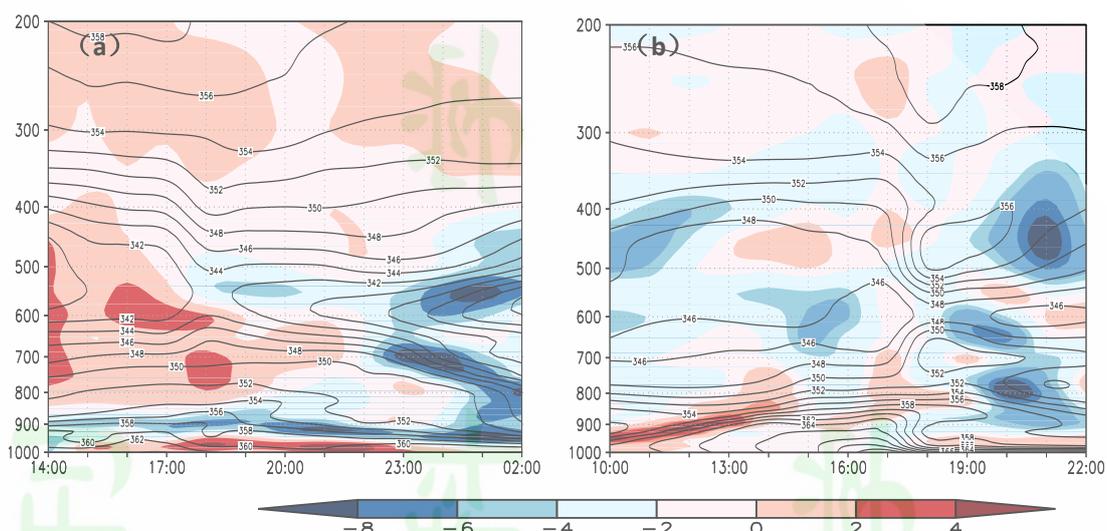


图5 过暴雨中心  $\theta_{se}$  (单位:  $K$ ) 及其平流 (单位:  $K \cdot s^{-1}$ ) 的垂直分布  
 (a: 沿  $30.75^{\circ}N$ 、 $121^{\circ}E$ , 16日 14:00 至 17日 02:00;  
 b: 沿  $30^{\circ}N$ 、 $120^{\circ}E$ , 22日 10:00 至 22:00)

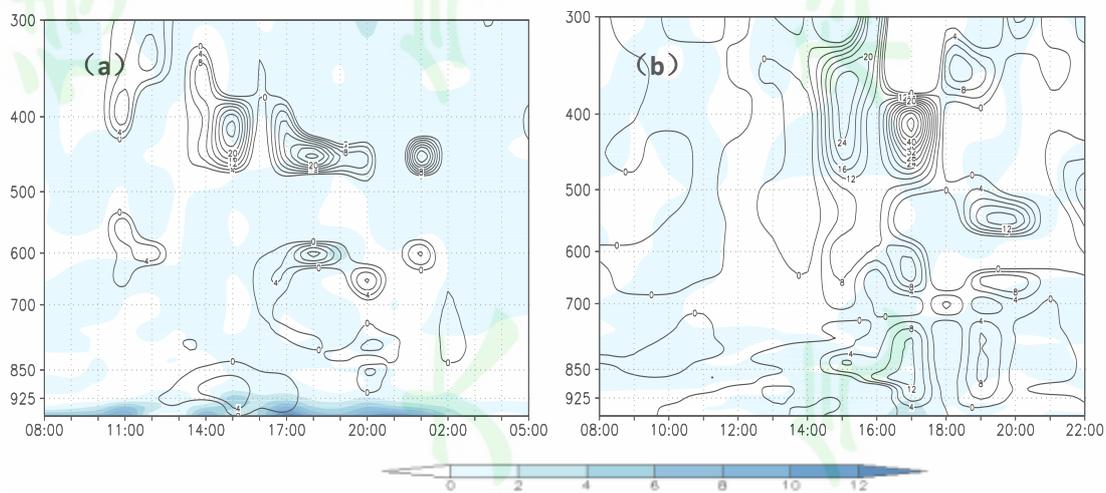


图6 过暴雨中心的水平锋生 (阴影, 单位:  $10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ )、垂直锋生  
 (黑线, 单位:  $10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ) 垂直剖面图  
 (a: 16日 08:00 至 17日 05:00; b: 22日 08:00 至 22:00)

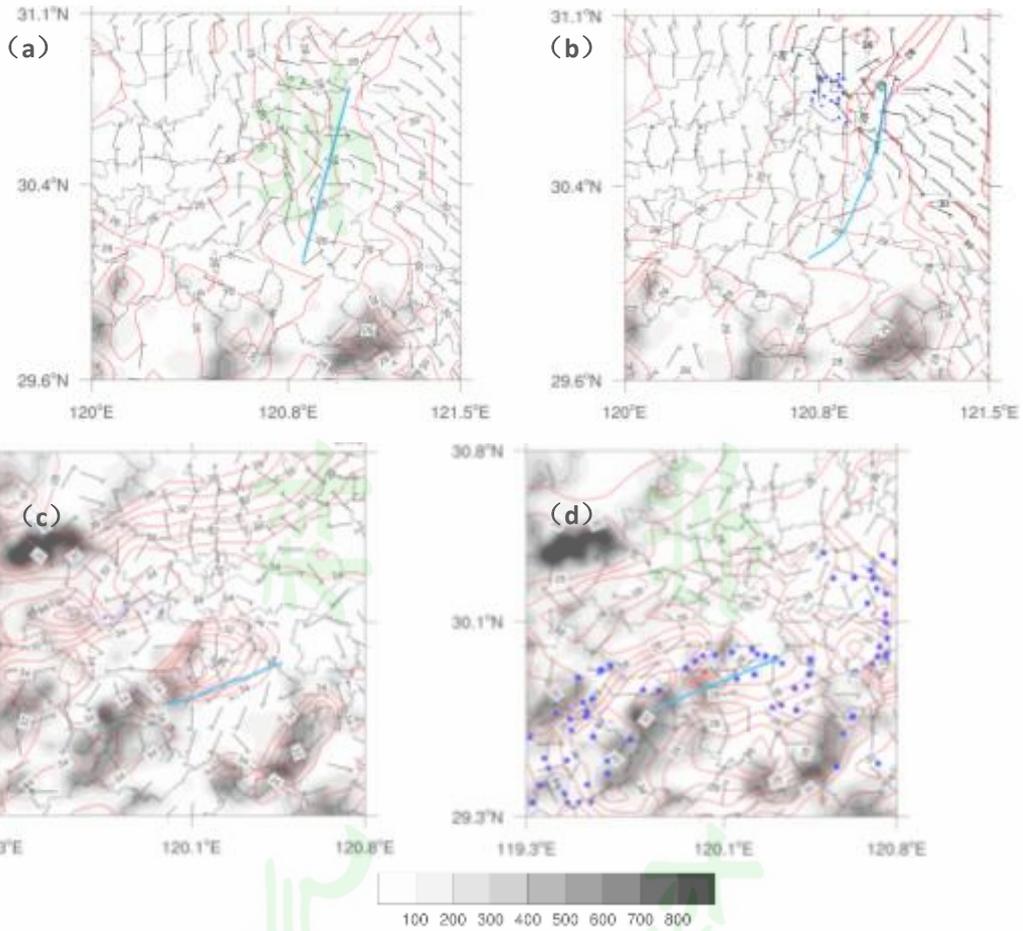
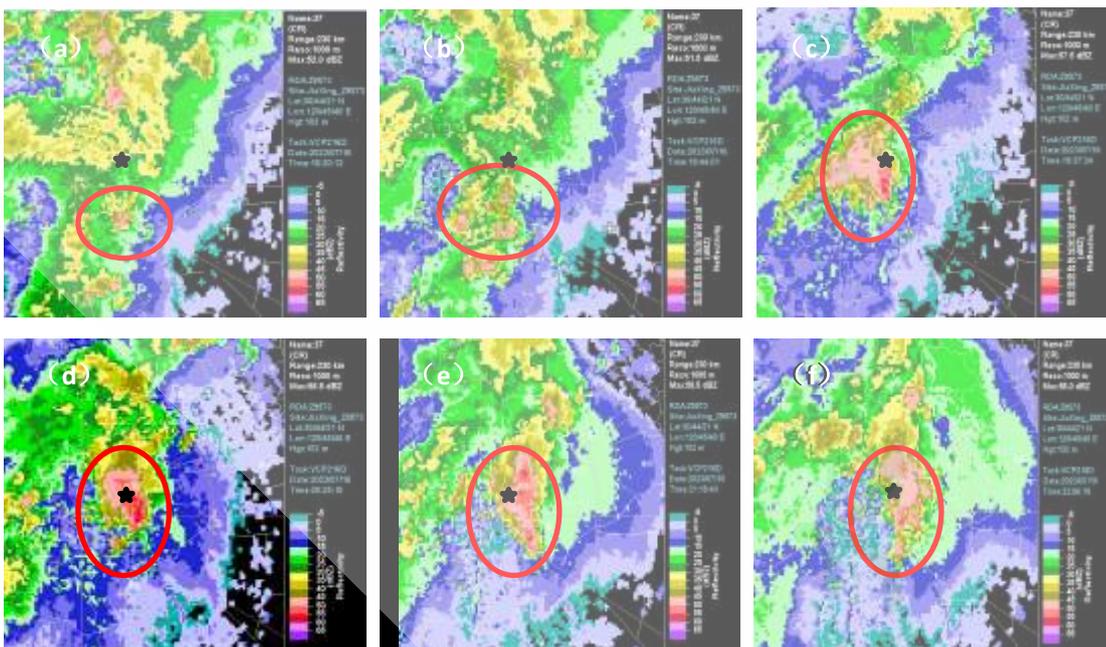


图7 地面风场、温度场（红线，单位： $^{\circ}\text{C}$ ）、地形高度（阴影，单位： $\text{m}$ ）和未来1小时雨量分布

（蓝点为小时雨量 20–50mm 的站点，红点为小时雨量 50mm 以上的站点，蓝线为地面辐合线）  
 (a: 7月16日 18:00; b: 7月16日 19:00; c: 7月22日 15:00; d: 7月22日 17:00)



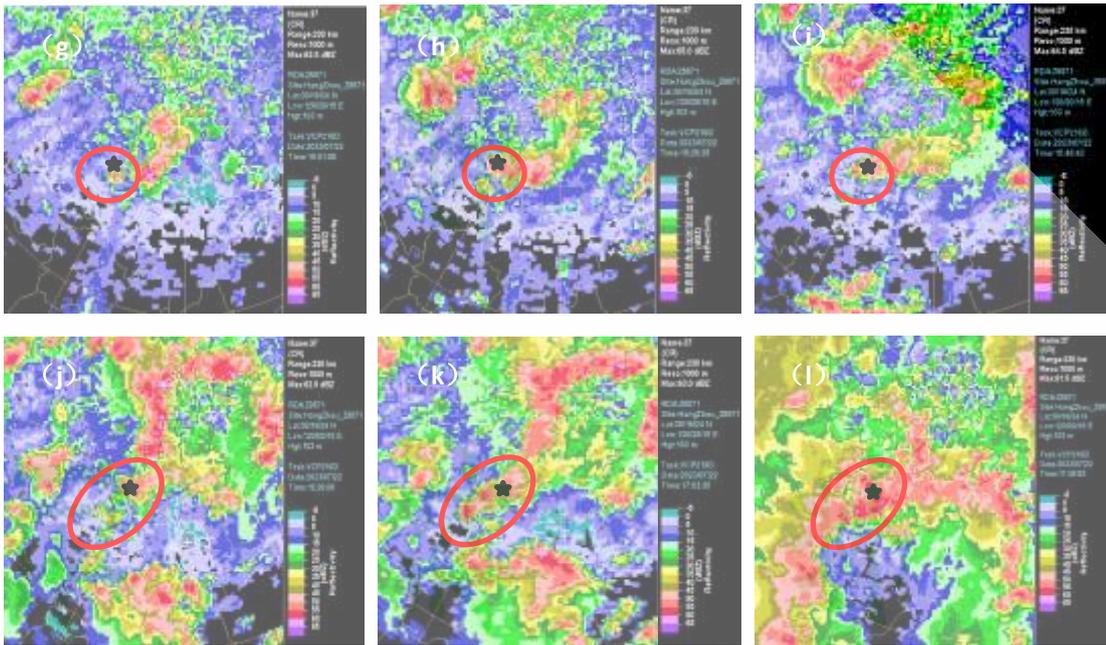
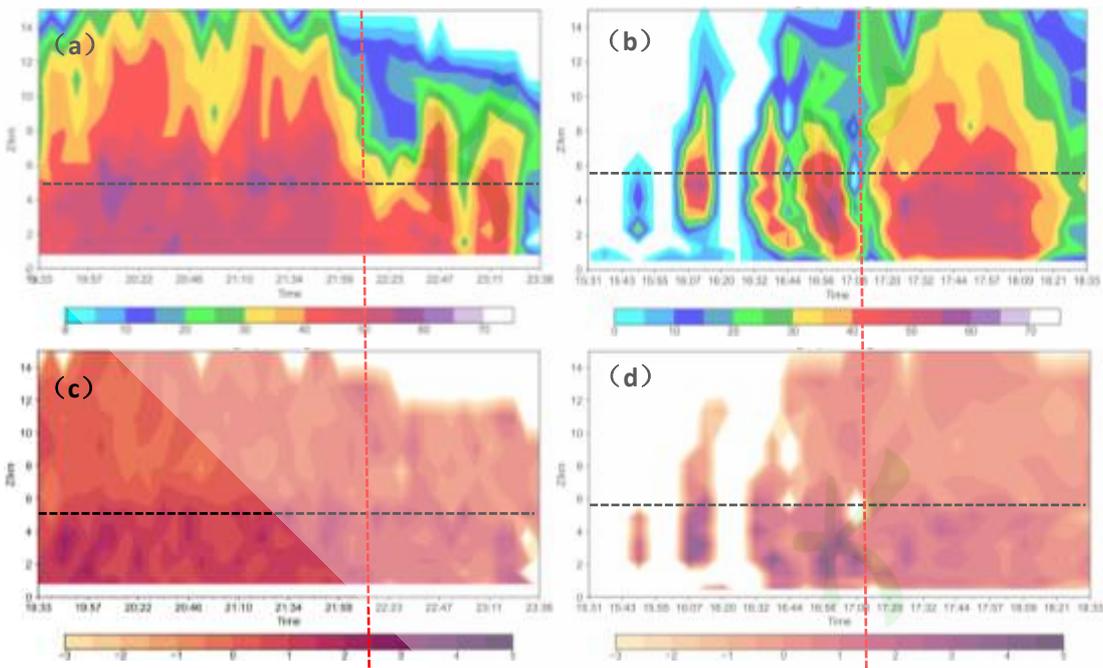


图8 嘉兴 (a、b、c、d、e、f)、宁波 (g、h、i、j、k、l)  
多普勒雷达组合反射率因子图 ( \* 为暴雨中心)

(a: 16日 18:20; b: 16日 18:44; c: 16日 19:37; d: 16日 20:25;  
e: 16日 21:18; f: 16日 22:06; g: 22日 15:01; h: 22日 15:25;  
i: 22日 15:49; j: 22日 16:26; k: 22日 17:02; l: 22日 17:38)



待 气 科 刊

待

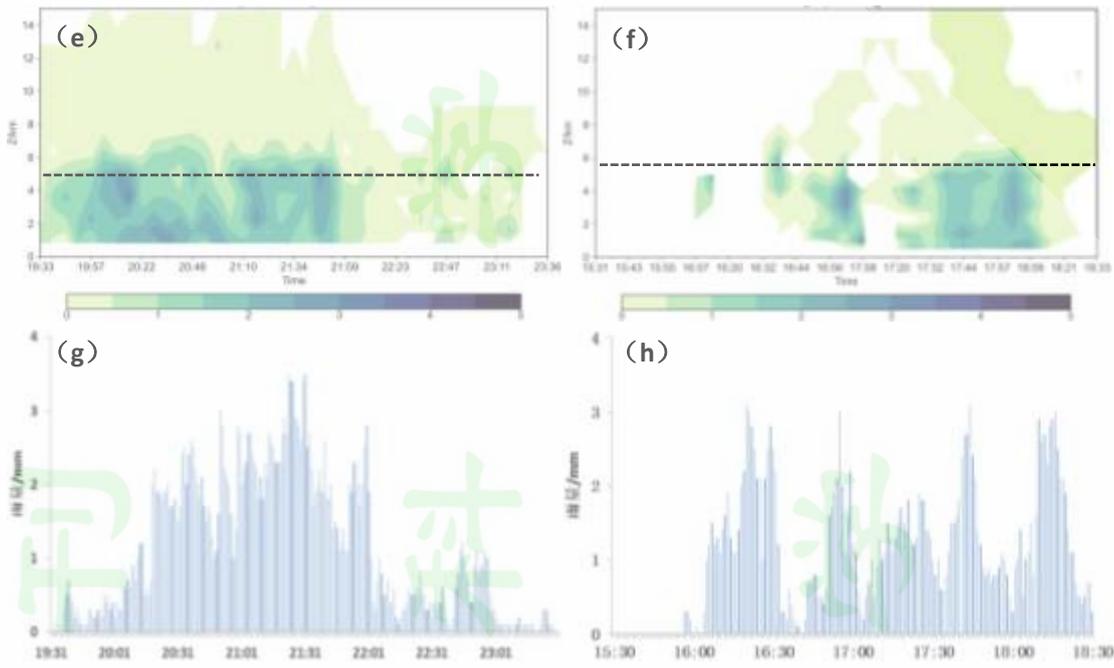


图9 嘉善站 (a、c、e、g)、史家村站 (b、d、f、h)  $Z_H$  (a、b, 单位: dBZ)、 $Z_{DR}$  (c、d, 单位: dB)、 $K_{DP}$  (e、f, 单位:  $^{\circ} \cdot \text{km}^{-1}$ ) 的时间高度剖面图和分钟级降水量 (g、h, 单位: mm) 演变