

付炜,唐明晖,叶成志,2020. 强西南急流背景下湘桂边界两次预报失败的暖区暴雨个例分析[J]. 气象,46(8):1001-1014. Fu W, Tang M H, Ye C Z, 2020. Analysis of two forecast failure cases of warm-sector rainstorms on Hunan-Guangxi border area in severe southwest jet[J]. Meteor Mon, 46(8):1001-1014(in Chinese).

强西南急流背景下湘桂边界两次预报失败的暖区暴雨个例分析*

付 炜^{1,2} 唐明晖^{2,3} 叶成志³

1 湖南省永州市气象台,永州 425000

2 气象防灾减灾湖南省重点实验室,长沙 410007

3 湖南省气象台,长沙 410007

提 要: 利用常规观测资料、FY-2G 卫星黑体亮温(TBB)资料、多普勒天气雷达资料以及 ERA-Interim 再分析资料,对 2016 年 5 月 5 日(以下简称“16·5”过程)和 2018 年 4 月 23 日(以下简称“18·4”过程)两次强西南急流背景下的暖区暴雨预报失败案例进行对比分析。结果表明:两次暖区暴雨过程的水汽分别来源于 925 hPa 西南急流和显著西南风,“16·5”过程的水汽辐合强度及范围较“18·4”过程更强、更广,导致暴雨出现的范围更广;超低空急流断裂处的辐合区叠加在湘桂边界南岭山脉特殊地形上,动力抬升触发及维持作用更加明显。大气层结稳定度对暖区暴雨的发生具有重要指示作用,“16·5”过程大气不稳定度更大导致了更强的暖区暴雨;两次暖区暴雨的湿层厚度较锋面暴雨浅薄,中低层的显著湿区导致了暴雨或大暴雨的出现;“16·5”暖区暴雨发生过程中能量长时间的维持,是西南低空急流暖湿输送导致高温、高湿、高能的对流不稳定层结反复重建的结果,最终导致强降水持续,进而导致了更大的总降水量。“18·4”过程冷锋前 100 km 外相对较弱的水汽辐合区,是暖区暴雨的一个重要预报指标;两次过程中高空槽的经向度是决定暖区暴雨范围大小的重要因子。地形在两次暖区暴雨过程中的降水增幅作用明显,降水中心主要出现在山谷或盆地的迎风坡位置;两次暖区暴雨与边界层的动力辐合、水汽供应关系密切,边界层辐合抬升和地形的作用明显,短期预报需重点关注边界层辐合区及特殊地形位置,对数值预报进行适当订正。雷达风廓线资料揭示了两次暖区暴雨过程西南风厚度的差异对降水强度的影响;垂直风切变的增强、环境风偏弱特征在这两次过程中分别提供了强降水持续维持的信息,对暴雨的预报预警的升级有一定的指示作用。

关键词: 暖区暴雨,强西南急流,地形作用,边界层辐合

中图分类号: P456, P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.08.001

Analysis of Two Forecast Failure Cases of Warm-Sector Rainstorms on Hunan-Guangxi Border Area in Severe Southwest Jet

FU Wei^{1,2} TANG Minghui^{2,3} YE Chengzhi³

1 Yongzhou Meteorological Observatory of Hunan Province, Yongzhou 425000

2 Key laboratory of Preventing and Reducing Meteorological Disaster, Changsha 410007

3 Hunan Meteorological Observatory, Changsha 410007

Abstract: Based on the conventional upper-air and surface observations, temperature of brightness blackbody (TBB) from FY-2G Satellite, Doppler weather radar data and reanalysis data from ERA-Interim, two

* 中国气象局气象预报业务关键技术发展专项[YBGJXM(2017)1A-10、YBGJXM(2018)1A-10]、湖南省气象局预报员专项(XQKJ17C006)和湖南省气象局重点项目(XQKJ17A002)共同资助

2019 年 7 月 10 日收稿; 2020 年 6 月 13 日收修定稿

第一作者:付炜,主要从事天气预报技术研究. E-mail:fuwei_0302@126.com

通讯作者:唐明晖,主要从事短时临近预报预警的研究. E-mail:3617176@qq.com

forecast failure cases of warm-sector rainstorm forecasts in severe southwest jet on 5 May 2016 and 23 April 2018 are analyzed. The results are as follows. The water vapor sources of the two warm-sector rainstorms came from strong southwest jet at 925 hPa and southwest wind respectively. The water vapor convergence in the former rainstorm had higher intensity and wider range than the latter, resulting in a broader range of torrential rain. The superposition between the strong convergence and the special topography of Nanling Mountain on the Hunan-Guangxi border could result in a stronger dynamic uplift and a longer lifetime of rainstorm. Strong atmospheric instability in the former process led to more severe rainstorms in warm sectors. The wet layers of the two rainstorms were more shallow than that in typical frontal rainstorms. And the significant wet sectors in the middle and lower layers led to the occurrence of rainstorms. The energy maintained a long time in the former process which was caused by the warm moist air mass transport of the low-level jet that led to repetitive formation of low-level convective instability with high temperature, high humidity and high energy, finally resulting in longer rainfall duration and more precipitation. The weaker moisture convergence zone ahead of the front was an important predictor of the warm-sector rainstorms in the April 2018 process. So attention must be paid to the relationship between the trough and warm-sector rainstorms. The length of meridional trough was an important factor for the precipitation zone forecast in the warm-sector rainstorms. The topography contributed to the precipitation in these two rainstorms. The rainstorm centers mainly appeared on the windward slope of valleys or basins. The rainstorms were closely related to the dynamic convergence of the boundary layer and the water vapor supply. Therefore, in forecasting operation, we should pay attention to the convergence area of the boundary layer, the special topographies and locations, and make appropriate empirical revisions to numerical forecasts so as to improve its accuracy. The radar wind profile data analysis showed that the enhancement of vertical wind shear can indicate the occurrence of rainstorms. The differences of the southwest wind thickness can reflect the difference of precipitation intensity, providing an important reference for the ascertaining of the alert level.

Key words: warm-sector rainstorms, severe southwest jet, effect of topography, PBL convergent

引 言

暖区暴雨为发生在地面锋面南侧暖区,或是南岭附近至南海北部没有锋面存在、华南未受冷空气或变性冷高压脊控制时产生的暴雨(黄土松,1986),数值预报模式对暖区暴雨的预报能力有限,业务预报中经常出现误报、漏报、雨量预报偏小。近年来,专家学者认为对流系统在动力结构、大气不稳定机制、中尺度雨团活动等方面存在明显差异,是造成暖区暴雨较锋面暴雨预报困难的原因(张晓慧和倪允琪,2009;赵玉春等,2008;汪玲瑶等,2018);此外,数值模式对于边界层风速预报偏弱影响预报员判断对流动力触发也是导致暖区暴雨漏报的原因之一(Sui et al, 2007;伍志方等,2018)。近年来,暖区暴雨的触发机制成为研究热点,研究表明其触发条件与边界层内侵入的浅薄冷空气(慕建利等,2008)、复杂地

形(孙健等,2002;景丽等,2004;王珏等,2008)以及海陆分布密切相关(梁海河等,2004)。

何立富等(2016)根据天气系统配置及触发因子,提炼出了3类华南暖区暴雨类型:边界层辐合线型、偏南风风速辐合型、强西南急流型。刘瑞鑫等(2019)对华南暖区暴雨事件的筛选与分类开展了研究,将华南暖区暴雨分为:切变线型、低涡型、南风型和回流型。当前对华南中南部至沿海的暖区暴雨研究相对较多,而针对华南北部湘桂边界的暖区暴雨研究较少,湘桂边界地处华南南岭山脉,地形复杂,预报暖区暴雨更为困难。2016年5月5日(以下简称“16·5”过程)和2018年4月23日(以下简称“18·4”过程)湘桂边界发生了两次强西南急流型暖区暴雨,数值预报模式和预报员暴雨预报均失败,上述两次过程预报失败的主要原因是什么?暴雨落区存在异同是什么原因所致?湘桂边界复杂地形在暖区暴雨预报中能提供怎样的订正信息?为此,本文对

这两次暖区暴雨个例进行对比分析,以期为今后湘桂边界相似类型的暖区暴雨预报提供有效的参考。

1 资料及主、客观预报回顾

本文所用资料包括中国气象局下发的各类常规数值预报产品、常规地面和高空观测资料、区域自动气象观测资料、FY-2G 卫星 TBB 资料、多普勒天气雷达资料及 ERA-Interim 再分析资料(Dee et al, 2011; Berrisford et al, 2011; Trenberth et al, 2011)。其中, ERA-Interim 资料为欧洲中期天气预报中心(ECMWF)最新再分析资料(分辨率为 $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$)。

1.1 “16·5”过程主、客观预报回顾

根据湖南省气象局预报业务相关规定,当地气象台每日 16 时之前需制作发布城镇短期预报,此时可供参考的资料主要有当日 08 时高空资料,16 时之前的地面观测资料、卫星云图和雷达资料,以及 08 时起报的欧洲中心模式(EC 模式)和其他模式预报产品。2016 年 5 月 4 日 08 时,500 hPa 欧亚高纬为两槽一脊形势,高原东南侧西南涡深厚,588 dagpm 位于华南至华东沿海;湘桂边界处于槽前 850~500 hPa 强盛西南气流当中,500 hPa 西南风速超过 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,850 和 700 hPa 均达到急流标准;探空资料显示,湘桂边界一带具备较好的不稳定条件和水汽条件,垂直风切变也超过 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,但能量条件较差,广西桂林站对流有效位能(CAPE)仅为 $3.9 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。4 日 08—14 时,地面低压维持于四川盆地,湘桂边界处于地面低压东南侧,广西东北部至湖南中南部均有地面辐合线存在。湘桂边界附近区域 14 时前普遍出现小到中雨,降水的发生导致能量释放,使得预报员判断夜间的能量条件会更差,进而判断不会在夜间出现强降水和对流性天气。EC 模式 4 日 08 时起报的的预报场显示 4 日 20 时至 5 日 08 时,湘桂边界 925~500 hPa 维持强盛偏南风,低空急流出口区位于湖北北部至湖北中南部,低涡切变线随西南涡东移维持于华中,500 hPa 高空槽配合西南涡往东北方向移动,湘桂边界处于远离低涡切变线的一致西南风中,EC 模式 4 日 20 时至 5 日 08 时仅预报小雨量级降水,其他模式基本与欧洲中心预报一致。结合实况资料外推和数值模式预报,最终造成短期预报暴雨完全漏报。

1.2 “18·4”过程主、客观预报回顾

2018 年 4 月 22 日 08 时,500 hPa 欧亚高纬为两槽一脊形势,588 dagpm 呈带状分布于海南岛以南,西南地区东部至华南西部有短波槽;湘桂边界 850~500 hPa 为强盛西南气流,川渝黔交界有西南涡存在,850 和 700 hPa 切变线均位于贵州西北部—重庆—湖北中部一线。湘桂边界湿层较浅薄,大气层结较为稳定,能量条件一般,垂直风切变较大,强对流或强降水潜势总体条件一般;22 日 08 时地面冷高压主体位于贝加尔湖东南至黑龙江西部,冷空气前沿至湖北北部,贵州地面低压向东北延伸至冷锋前沿,贵州中部至湖南中部有地面辐合线,至 14 时低压移至云南西部,冷锋缓慢南下至湖北中南部,14 时之前,雨区主要位于长江中下游地面锋线以北,此外华南北部湘桂交界处也出现弱降水,使得预报员认为之后能量条件减弱,再结合上游降水及大气稳定性和水汽条件判断此次过程为典型锋面降水,降水将在锋面到达湘桂边界之后开始。EC 模式在 22 日 08 时起报的预报资料显示 23 日 05 时之后冷锋前沿抵达湘桂边界,切变线也在此时段抵达湘桂边界,预报降水从此时开始,EC 模式预报 22 日 20 时至 23 日 08 时湘桂边界主要为大雨量级稳定性降水,对流性降水分量很小,而日本和 T639 模式预报仅为小到中雨量级,进一步影响预报员的判断,最终导致此次暖区暴雨漏报。

2 实况对比

2016 年 5 月 4 日 20 时至 5 日 08 时(图 1a)和 2018 年 4 月 22 日 20 时至 23 日 08 时(图 1b)广西东北部到湖南西南部中雨及其以上量级降水量分布如图 1 所示,“16·5”过程湘桂边界附近共有 158 个站 12 h 降水量超过 50 mm,44 个站超过 100 mm,最大降水量为 190.6 mm,最大小时雨强为 $65.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,此外,湖南道县在 5 日 03—06 时的 3 h 降水量达到 131.2 mm,并在 03:28 出现 $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的雷暴大风,“18·4”过程湘桂边界附近共计 37 个站出现暴雨,最大降水量为 96.0 mm,最大小时雨强为 $51.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,广西鹿寨 23 日 04:32 出现 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的雷暴大风。从暴雨范围和强度比较,“16·5”过程明显强于“18·4”过程,对强降水发生时段的小时雨强分布情况进行对比,两次过程都主

要出现在 01—07 时(图略),但两次过程强降雨带(区)移动存在差异,“16·5”过程为准东北—西南向强降雨带自西向东移动,而“18·4”过程为孤立强降雨区自西北向东南移动。

3 天气系统配置对比

“16·5”过程为典型强西南急流型暖区暴雨,暴雨发生在急流中,如图 2a 所示,2016 年 5 月 4 日 20 时湖南南部及广西东北部处于上下一致强盛西南风中,西南地区东部 500 hPa 高空槽经向度较大,东移动速度较慢,地面辐合线位于广西东北部及湖南中部;华南大部湿层深厚,850 与 500 hPa 温差在 25℃ 以上,925 hPa 低空显著西南风及 850 和 700 hPa 急流与 200 hPa 高空急流耦合于湘桂黔交界附近,湖

南中南部及广西大部 $CAPE > 900 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,上述暴雨发生前的天气形势及相关物理量条件表明,此次过程具备较好的大气不稳定层结、水汽和热力能量条件,也具备一定的触发及动力条件,具有发生短时强降水的潜势,但实际预报业务中,类似的天气形势配置在湘桂边界经常出现,但出现大量级降水的案例非常少,预报员很难把握降水强度及落区预报。

“18·4”过程湘桂边界的暴雨也为强西南急流型暖区暴雨,但其出现在锋前 100 km 以外的暖区当中,如图 2b 所示,2018 年 4 月 22 日 20 时,500 hPa 湘桂黔交界位置有短波槽东移,700 hPa 切变线位于贵州南部至湖南西北部,850 hPa 切变线位于广西北部至湖南西北部,700 和 850 hPa 均有西南急流经暴雨区至湘东北,925 hPa 辐合线位于桂黔交界至湖南东北部,地面冷锋至湘北,地面辐合线位

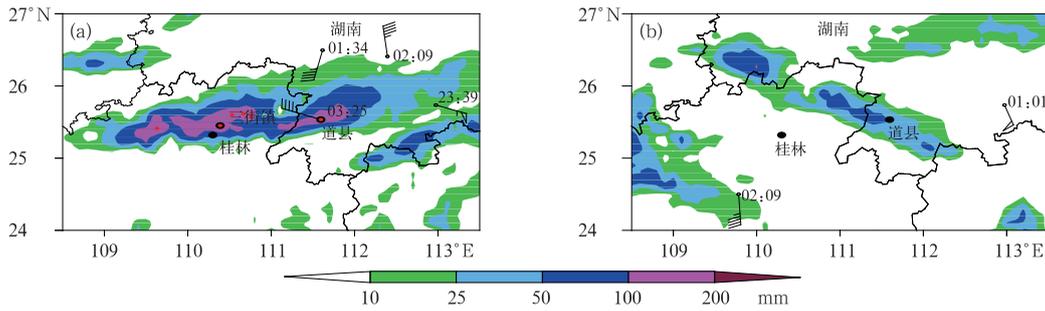


图 1 2016 年 5 月 4 日 20 时至 5 日 08 时(a)和 2018 年 4 月 22 日 20 时至 23 日 08 时(b) 广西东北部到湖南西南部降水量及雷暴大风(风向杆,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)分布

Fig. 1 Distribution of 12 h accumulated precipitation and thunderstorm gale (wind barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) in the northeast of Guangxi to the southwest of Hunan from 20:00 BT 4 to 08:00 BT 5 May 2016 (a) and from 20:00 BT 22 to 08:00 BT 23 April 2018 (b)

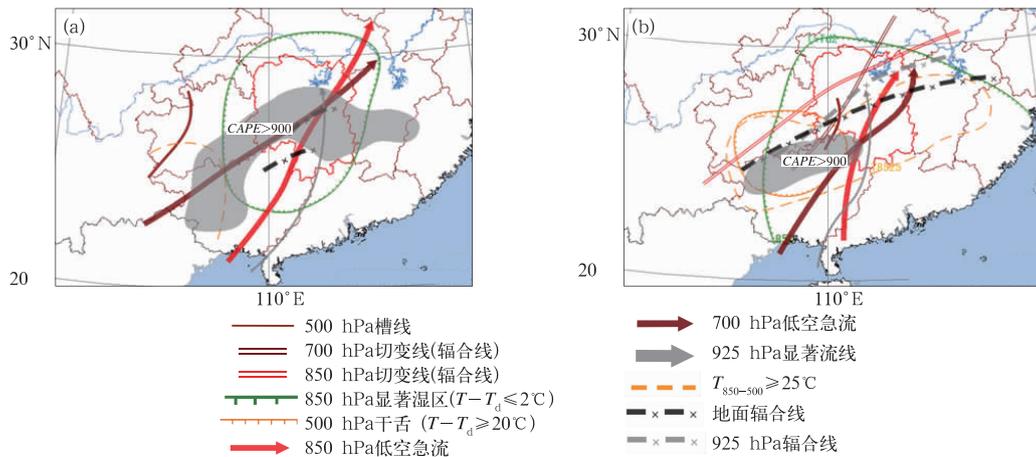


图 2 2016 年 5 月 4 日 20 时(a)和 2018 年 4 月 22 日 20 时(b)天气形势综合配置图

Fig. 2 Comprehensive configuration of weather situation at 20:00 BT 4 May 2016 (a) and 20:00 BT 22 April 2018 (b)

于桂黔交界至湘中。长江以南区域 850 hPa 为显著湿区,广西北部到贵州南部为 500 hPa 为干区,同时贵州到广西北部及湖南南部 850 与 500 hPa 温差在 25℃以上,大气层结不稳定,广西北部到湖南西南部 $CAPE > 900 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,从天气形势及相关物理量配置来看,此次过程前期具备了较好的能量条件、水汽条件和不稳定层结条件。

4 大气环境背景场对比

4.1 水汽条件

造成暴雨所需的水汽往往由低层强盛西南急流提供,水汽通量散度变化能很好地反映水汽的汇集情况(孙继松,2017)。利用欧洲中心 ERA-Interim 再分析资料(下同)对“16·5”和“18·4”过程中低层

水汽通量散度对比分析如下。

如图 3 所示,“16·5”过程发生前 5 月 4 日 20 时 925 hPa(图 3a)在广西北部有明显的水汽辐合中心($-12 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$),至 5 日 02 时(图 3b,对应于强降水即将发生)水汽辐合大值区有所扩大,中心强度增大到 $-14 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,至 08 时(图 3c)强降水基本结束,水汽辐合中心强度减小为 $-6 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; 850 hPa 水汽辐合区在 4 日 20 时(图 4a)主要位于湖南西南至湖南南部,中心值为 $-4 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,5 日 02 时(图 4b)水汽辐合区主要位于湖南西部至贵州东北部,中心值为 $-8 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,至 08 时(图略)水汽辐合区移至湖南北部,中心值维持在 $-8 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,但在湘南水汽辐合中心仍有 $-4 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。对经过强降水落

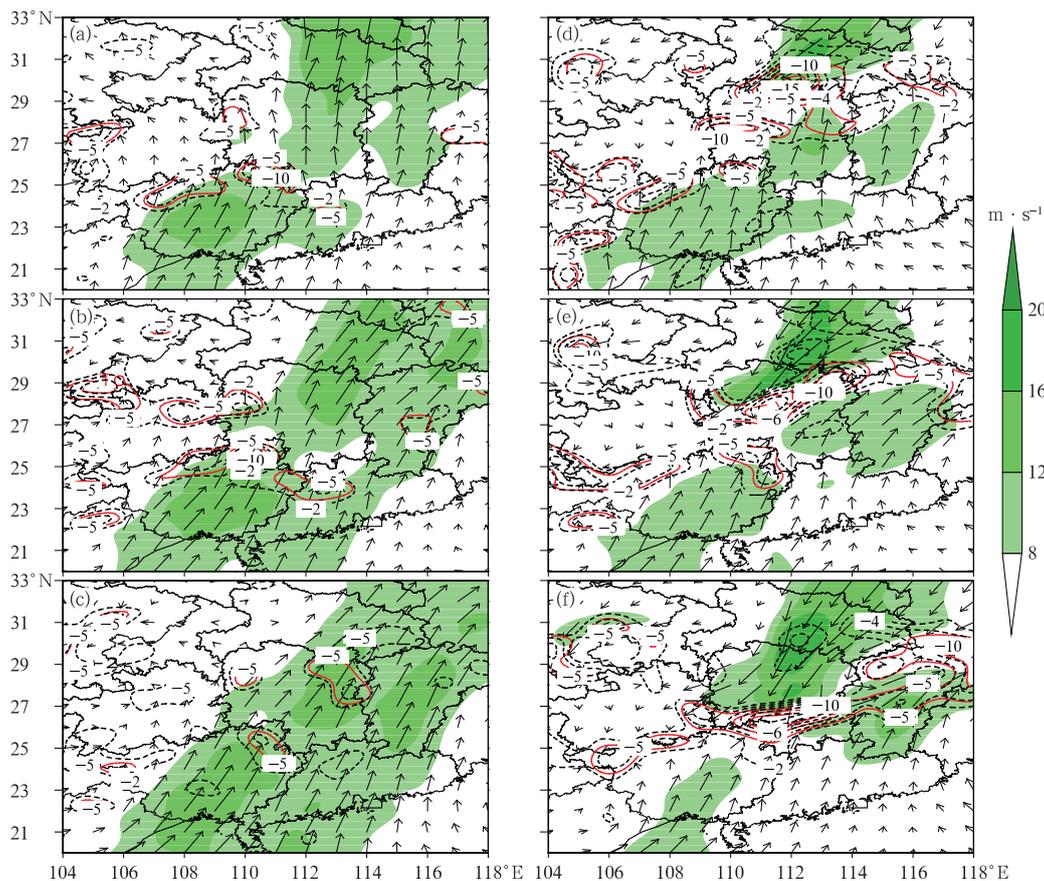


图 3 2016 年 5 月 4 日 20 时(a)、5 日 02 时(b)和 08 时(c),以及 2018 年 4 月 22 日 20 时(d)、23 日 02 时(e)和 08 时(f)的 925 hPa 水汽通量散度(红线,单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)、风场(风矢,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、全风速(填色)和散度场(黑虚线;单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 3 Vapor flux divergence (red line, unit: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), wind filed (arrow, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), wind speed (colored area) and divergence field (black dashed line, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 925 hPa at 20:00 BT 4 (a), 02:00 BT 5 (b), 08:00 BT 5 (c) May 2016, and 20:00 BT 22 (d), 02:00 BT 23 (e) and 08:00 BT 23 (f) April 2018

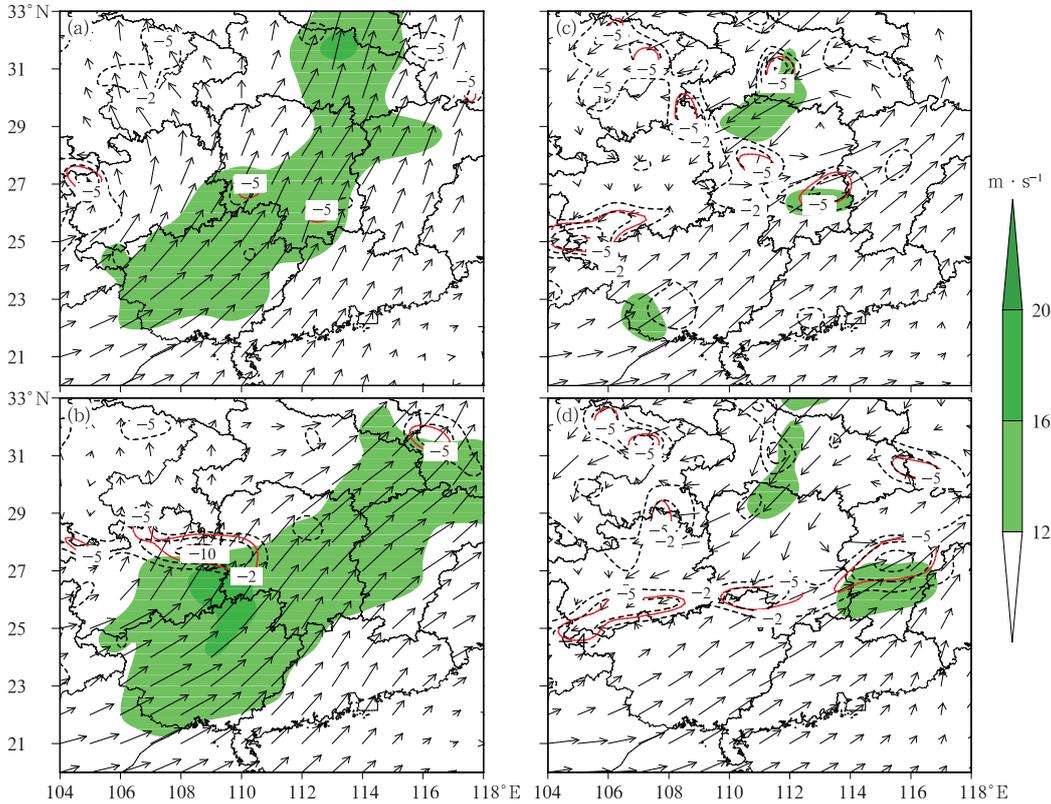


图 4 2016 年 5 月 4 日 20 时(a)、5 日 02 时(b),以及 2018 年 4 月 23 日 02 时(c)和 08 时(d)的 850 hPa 水汽通量散度(红线,单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)、风场(风矢,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、全风速(填色)和散度场(黑虚线;单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 4 Vapor flux divergence (red line, unit: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), wind filed (arrow, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), wind speed (shaded area) and divergence field (black dashed line, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 850 hPa 20:00 BT 4 (a), 02:00 BT 5 (b) May 2016, and 02:00 BT 23 (c), 08:00 BT 23 (d) April 2018

区(25.5°N)的水汽通量散度经向垂直分布情况进行分析,4日20时(图5a)水汽辐合区主要位于桂林至道县之间的(经向坐标三角形之间)900 hPa以下,至5日02时(图5b)水汽辐合中心位于桂林低层,最强达到 $-14 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,道县上空水汽辐合扩展到650 hPa,但强度较小,至08时(图略)桂林附近低层仍有明显的水汽辐合区,但道县850 hPa以下基本为水汽辐散区,850~600 hPa为水汽辐合区。

“18·4”过程发生前4月22日20时(图3d)925 hPa水汽辐合中心($-9 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)位于广西东北角与湖南交界位置,至4月23日02时(图3e)水汽通量散度强于 $-4 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 范围扩大至湖南西南边缘,至08时(图3f)水汽辐合中心强度增大至 $-18 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,湘桂边界强水汽辐合区滞后于强降水的出现。

850 hPa水汽辐合区在22日20时至23日02时(图4c)主要位于湖南西南至湖南南部,中心值为 $-5 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,至23日08时(图4d)水汽辐合区移到贵州至湖南南部,中心值为 $-8 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。水汽辐合区的位置变化与强降水区同样存在滞后。对“18·4”过程经过强降水区(25.5°N)的水汽通量散度经向垂直剖面进行分析,4月22日20时(图略)水汽辐合区位于桂林附近900 hPa以下,道县上空低层为水汽辐散层,至23日02时(图5c)水汽辐合区位于桂林至道县附近850 hPa以下,中心强度为 $-9 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,23日08时(图5d)水汽辐合中心至道县附近800 hPa以下,中心强度超过 $-11 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

对比两次过程的水汽条件,“16·5”和“18·4”过程最强水汽辐合区均处于925 hPa或以下,但两次过程发生前(分别对应20时和02时)的水汽辐合强

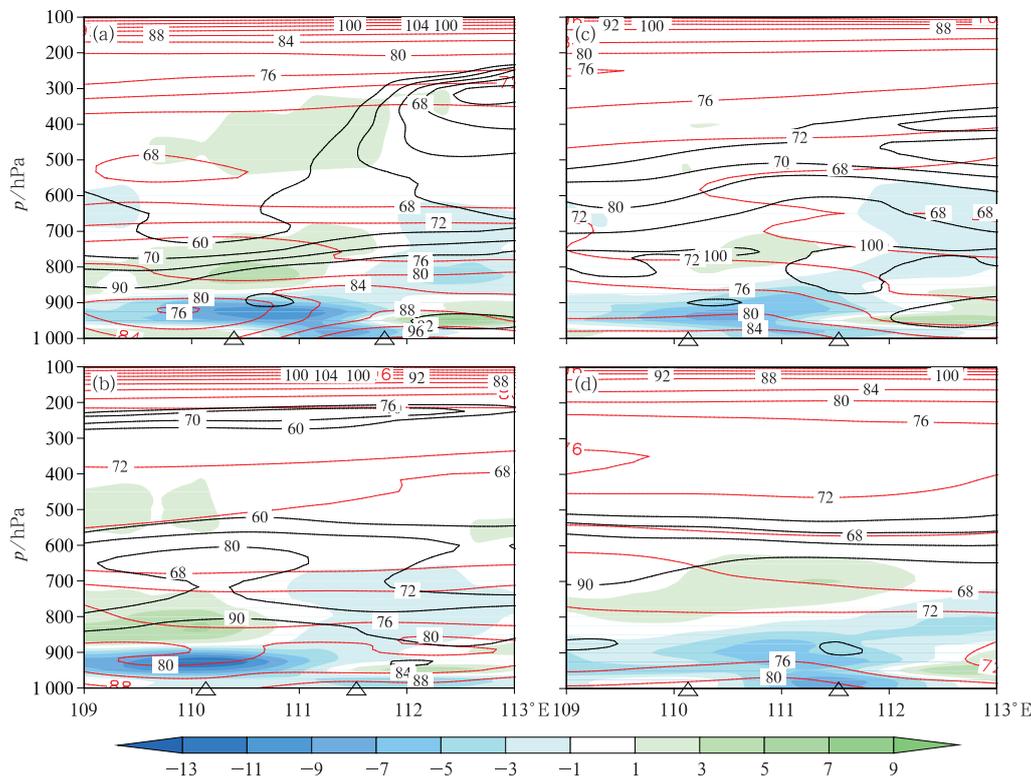


图 5 2016 年 5 月 4 日 20 时(a)、5 日 02 时(b),以及 2018 年 4 月 23 日 02 时(c)和 08 时(d)沿 25.5°N 的水汽通量散度(填色,单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)、相对湿度(黑线,单位:%)及饱和假相当位温(红线,单位:°C)的经向垂直剖面(横坐标轴左、右三角形分别对应桂林、道县经度位置)

Fig. 5 Vapor flux divergence (colored area, unit: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), relative humidity (black line, unit: %), and saturation potential pseudo-equivalent temperature (red line, unit: °C) meridional vertical cross-sections along 25.5°N at 20:00 BT 4 (a), 02:00 BT 5 (b) May 2016, and 02:00 BT 23 (c), 08:00 BT 23 (d) April 2018

(The left and right triangles of the horizontal axis correspond to the longitude positions of Guilin and Daoxian respectively)

度存在差异,“16·5”过程 925 hPa 水汽辐合强度明显大于“18·4”过程,两次过程的暴雨区均出现在水汽辐合中心区域附近,因此认为 925 hPa 的水汽辐合的强度和范围能更好地对应暖区暴雨落区和强度。另外,“18·4”过程冷锋附近的强水汽辐合区会使得预报员容易忽视其南侧范围和强度更小的水汽辐合区,并且随着锋区南下(08 时)水汽辐合强度明显增大,这种水汽的变化过程往往会造成强降雨预报的滞后,因此日常预报中需重点关注冷锋前范围和强度相对较小的水汽辐合区。此外,对比“16·5”过程数值模式预报与再分析资料的水汽辐合区强度及位置的差异,发现 EC 模式预报的水汽辐合区位置明显偏北,这是造成“16·5”过程暴雨漏报的一个重要原因。

4.2 动力条件

对“16·5”和“18·4”两次过程的动力条件进行对比分析。925 hPa(图 3)及 850 hPa(图 4)散度场辐散区(黑虚线)与水汽辐合区(红线)一一对应,最强辐合区均出现在 925 hPa,但“16·5”降水发生前辐合中心强度为 $-7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,略强于“18·4”降水发生前辐合中心强度($-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$),且“16·5”过程随着降水的结束,低层辐合明显减弱,不同于“18·4”过程的加强。对低层风场的差异进行对比,“16·5”过程 5 日 02 时 925 hPa 超低空急流在广西东北部出现断裂,而“18·4”过程 23 日 02 时同样在广西东北部 925 hPa 出现明显的超低空急流的断裂,广西东北部准喇叭口地形(图 8)能增强低层风场辐合强度。

对经过“16·5”过程强降水落区(25.5°N)的散度经向垂直分布情况进行分析,4日20时(图6a)强辐合区主要位于低层850 hPa以下110°~112°E(经向坐标三角形之间),最强位于925 hPa附近($-7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$),850~750 hPa为弱辐散层,750~550 hPa为弱辐合层,300 hPa为强辐散层,在该区域整层维持上升运动,最大出现在500 hPa附近($-0.6 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$);5日02时(图6b)强辐合区位于850 hPa以下桂林(110°E)附近,最强达到 $-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,850~650 hPa为辐

散层,上升运动同样维持在该区域,但是强度较前一时次有所减弱;至5日08时(图6c)桂林附近底层为明显辐合区,但道县850 hPa以下基本为辐散区,850~600 hPa为辐合区,上升速度进一步减弱。

对经过“18·4”过程强降水落区(25.5°N)的散度经向垂直分布情况进行分析,22日20时(图6d)强辐合区主要位于低层900 hPa以下110°E附近,最强位于925 hPa附近($-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$),850~750 hPa为弱辐散层,750~550 hPa为弱辐合层,300 hPa为

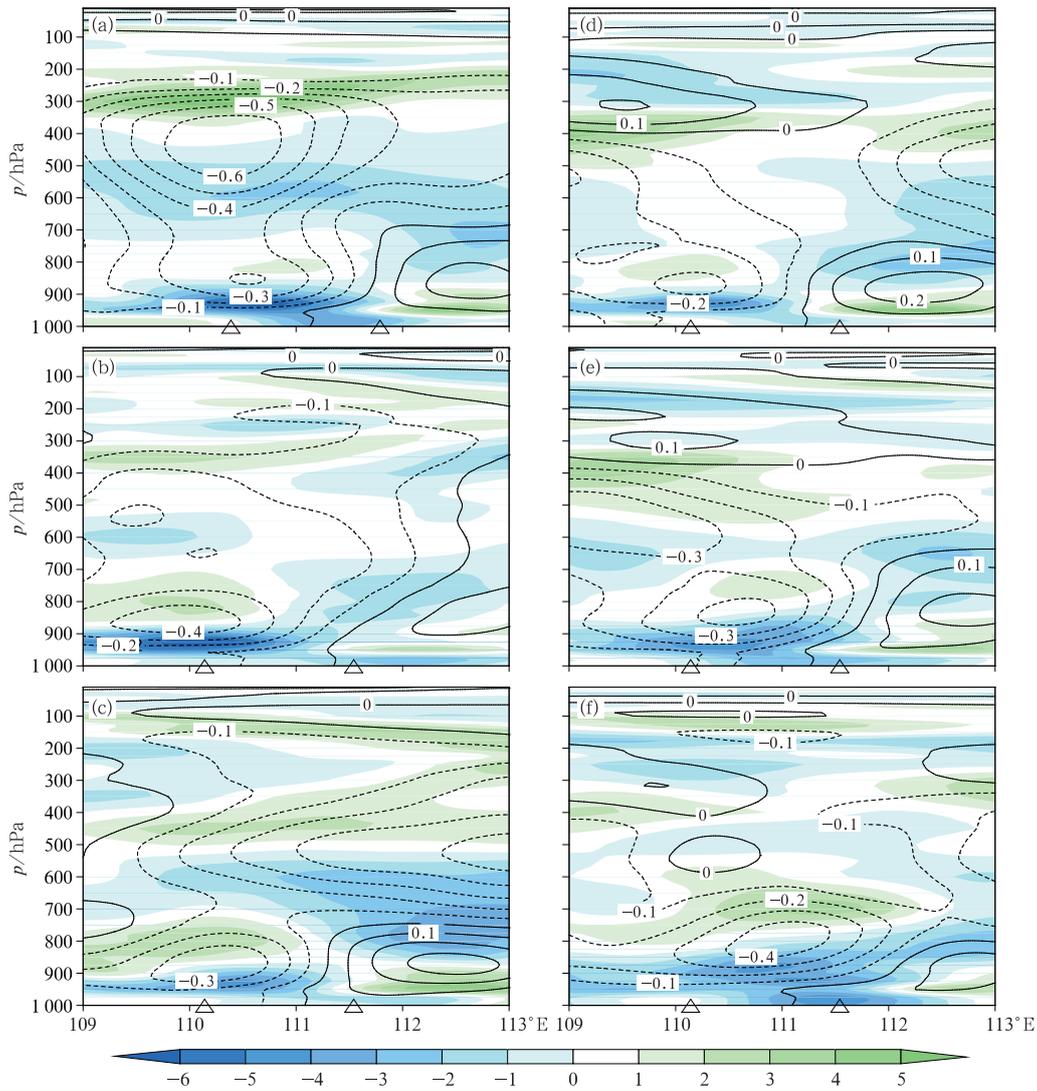


图6 2016年5月4日20时(a)、5日02时(b)和08时(c),以及2018年4月22日20时(d)、23日02时(e)和08时(f)沿25.5°N的散度(填色,单位: 10^{-5} s^{-1})、垂直速度(黑线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)经向垂直剖面
(横坐标轴左、右三角形分别对应桂林、道县经度位置)

Fig. 6 Divergence (colored area, unit: 10^{-5} s^{-1}), vertical velocity (black line, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and meridional vertical cross-sections along 25.5°N at 20:00 BT 4 (a), 02:00 BT 5 (b), 08:00 BT 5 (c) May 2016, and 20:00 BT 22 (d), 02:00 BT 23 (e) and 08:00 BT 23 (f) April 2018
(The left and right triangles of the horizontal axis correspond to the longitude positions of Guilin and Daoxian respectively)

强辐散层,在该区域 400 hPa 以下为上升运动区,最大出现在 925 hPa 附近($-0.3 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$);23 日 02 时(图 6e)强辐合区位于 850 hPa 以下桂林至道县($110^\circ \sim 112^\circ \text{E}$)附近,最大强度维持在 $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,850~700 hPa 为辐散层,上升运动同样维持在桂林至道县上空,并有所加强($-0.4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$);至 5 日 08 时(图 6c)桂林一道县附近底层辐合维持,上升速度维持($-0.4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)。

对比两次过程散度场情况,认为 925 hPa 超低空急流断裂处的辐合区对于强降水的触发和维持具有明显作用,而广西东北部的特殊地形对于低层辐合有加强作用,同时“16·5”过程 925 hPa 更强更广的辐合与该过程降水量更大范围更广之间存在联系。此外,结合 500 hPa 高空槽的位置变化,发现在两次过程发生时段均有高空槽过境,其中“16·5”过程高空槽从湘北延伸至华南北部,经向度较大,槽前一致南风中出现较宽广的暴雨区,“18·4”过程短波槽从湘中延伸至湘桂边界,经向度相对较小,暴雨区较小,“16·5”过程低层无明显切变线,“18·4”过程切变线处于雨区北侧 200 km 以上,因此 500 hPa 高空槽位置与低层辐合区叠加,有利于深厚湿对流环境的形成,最终造成暴雨的发生,而高空槽经向度的大小是决定暖区暴雨落区范围的另一个重要因子。

4.3 热力条件

对比两次过程主要强降水落区上空饱和和假相当位温(θ_{se}^*)及相对湿度的经度垂直分布情况。“16·5”过程强降雨发生之前(5 月 4 日 20 时)桂林上空 900~600 hPa 为条件性不稳定层,而道县上空 600 hPa 以下均为条件性不稳定层, $\theta_{\text{se}1000-600 \text{ hPa}}^*$ 达到 28°C ,桂林一道县湿层浅薄,800 hPa 之上相对湿度迅速下降(图 5a);至 5 日 02 时桂林上空湿层厚度增加,但道县上空无明显变化,桂林一道县上空 $\theta_{\text{se}1000-650 \text{ hPa}}^*$ 维持在 20°C 左右(图 5b),650 hPa 以下均为条件性不稳定层,此时强降雨开始出现;至 08 时桂林附近湿层厚度减小,道县湿层维持于 650 hPa 以下,650 hPa 以下 θ_{se}^* 垂直递减率明显减小,过程趋于结束。在“18·4”过程强降雨发生前(4 月 22 日 20 时),桂林一道县上空 700 hPa 以下为条件性不稳定层,相对湿度 $>80\%$ 区域维持在 650 hPa 之下,其中 900~750 hPa 达到 100% (图略);至强降雨开始出现,23 日 02 时(图 5c),湿层上升到 600 hPa,其中 850~750 hPa 附近湿度达到 100% ,但是不稳定层下降

至 750 hPa 以下,桂林附近 $\theta_{\text{se}1000-750 \text{ hPa}}^*$ 为 16°C ,道县附近 $\theta_{\text{se}1000-750 \text{ hPa}}^*$ 仅为 12°C ;至 08 时(图 5d),桂林不稳地层厚度减小,道县 $\theta_{\text{se}1000-700 \text{ hPa}}^*$ 增至 16°C ,湿层维持。

对比“16·5”和“18·4”过程静力稳定度及湿度情况,“16·5”过程的不稳定度明显强于“18·4”过程,但两次过程湿层并不深厚,甚至出现了上干下湿特征。结合图 7 所示,两次过程发生前 $\theta_{\text{se}1000-600 \text{ hPa}}^*$ 存在较明显的差异,2016 年 5 月 4 日 20 时,广西西北部至湖南南部 $\theta_{\text{se}1000-600 \text{ hPa}}^* > 24^\circ\text{C}$,在湖南南部甚至超过 28°C ,至 5 日 02 时广西东北部至湘南存在带状 $\theta_{\text{se}1000-600 \text{ hPa}}^* > 24^\circ\text{C}$ 区域,与随后开始的暴雨落区几乎对应。而“18·4”过程 4 月 22 日 20 时广西西北部至湖南南部 $\theta_{\text{se}1000-600 \text{ hPa}}^* > 16^\circ\text{C}$,至 23 日 02 时 $\theta_{\text{se}1000-600 \text{ hPa}}^* > 16^\circ\text{C}$ 区域主要位于广西东北部至贵州南部,“18·4”过程不稳定度强度和范围均小于“16·5”过程。两次过程 CAPE 也存在差异,“16·5”过程发生前(4 日 20 时至 5 日 02 时)CAPE 维持在 $1200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,且强降雨过程中 CAPE 值并没有明显的减小,而在“18·4”过程发生前(20 时)CAPE $> 1200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 位于强降雨落区南侧的华南北部,且至强降雨开始(02 时)华南 CAPE 值迅速降低到 $800 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以下,“16·5”过程中能量较长时间的维持,是西南低空急流暖湿输送导致高温、高湿、高能的对流不稳定层结反复重建的结果,较“18·4”过程更有利于强降雨的发生与持续(孙继松等,2015;雷蕾等,2020);用 1000~500 hPa 风切变近似表征两次过程 0~6 km 垂直风切变差异,“16·5”过程 5 日 02 时强降雨区 0~6 km 垂直风切变 $> 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,而“18·4”过程 22 日 20 时强降雨区 0~6 km 垂直风切变 $> 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,广西中南部超过 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,对应该区域的鹿寨出现雷暴大风。

4.4 地形分析

广西东北部至湖南西南部处于华南南岭山脉西段,地形地貌复杂,特殊地形对该区域强降雨落区分布和灾害天气具有重要影响(王曼等,2009;刘雨佳等,2017;王光明等,2017;李超等,2018)。南岭地形常对低层西南暖湿气流形成明显的阻挡作用,造成对流单体初生或降水增幅(赵玉春等,2008)。湘桂、湘粤交界处的东北—西南向山脉坡度较大,特别是在广西东北部、湖南西南部为典型的喇叭口地形(朱乾根等,2007),当近地面层西南气流经过广西东北部

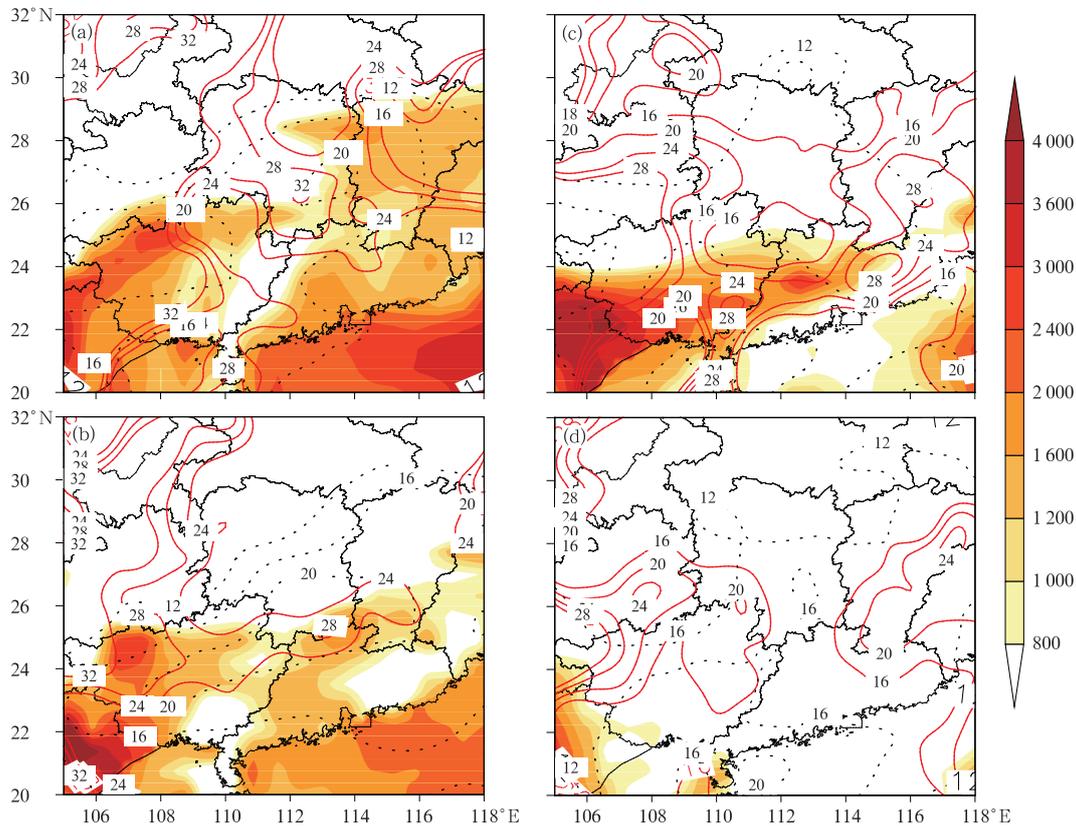


图7 2016年5月4日20时(a)、5日02时(b),以及2018年4月22日20时(c)和23日02时(d)对流有效位能(填色,单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)、1000与600 hPa饱和假相当位温(θ_{se})温差(红线,单位: $^{\circ}\text{C}$)及1000~500 hPa垂直风切变(黑虚线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)分布

Fig. 7 Distribution of the CAPE (colored area, unit: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$), saturation potential pseudo-equivalent temperature difference between 1000 hPa and 600 hPa (red line, unit: $^{\circ}\text{C}$) and wind shear between 1000 hPa and 500 hPa (dotted line, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20:00 BT 4 (a), 02:00 BT 5 (b) May 2016, and 20:00 BT 22 (c) and 02:00 BT 23 (d) April 2018

和湖南西南部时有明显的喇叭口地形效应,且遇迎风坡抬升,易触发暖区降水。此外,根据长期的观测事实,广西东北部是一个对流的初生区域,而湖南西南部则是湖南的一个主要暴雨多发区,上述地形在暴雨过程中作用值得深究。

结合地形对两次过程的降水分布情况进行分析,发现两次过程暴雨或大暴雨中心主要位于山谷区域(图略),为此,结合地面整点风场(含区域站)及地形与未来1 h降水量情况进行分析,以期找到地形对降水分布的影响。“16·5”过程5日02时都庞岭山谷出现地面风地形辐合(图略),之后1 h该山谷位置出现了40 mm的短时强降水,此外,02—03时超过20 mm的短时强降水落区基本位于山谷或山脉迎风坡;03时的主要较强降水同样出现在特殊地形位置,地面风场显示(图8a)在广西东北部山谷

至湖南西南有明显的地面风辐合,在广西东北部的喇叭口效应和阳明山南坡的迎风坡效应可能造成降水增幅,而湖南道县为一个小盆地,偏南风穿过其南部九嶷山与都庞岭之间山谷与阳明山南侧偏东风相遇,在盆地形成中小尺度地面辐合线,同样能够使得降水维持或加强。此次过程其他时次在上述特殊地形位置均有类似情形出现,地形降水增幅作用明显。

结合地形、地面风场及未来1 h降水情况对“18·4”过程进行分析,4月23日02时和03时在都庞岭山谷出现了明显的地面风辐合,短时强降水也主要出现在山谷;04—05时的短时强降水区域主要位于湖南西南部道县盆地(图8b),最大雨强超过30 mm,道县盆地西侧较高海拔地区偏北风与盆地偏南风形成了近似的中小尺度气旋式辐合环流,有

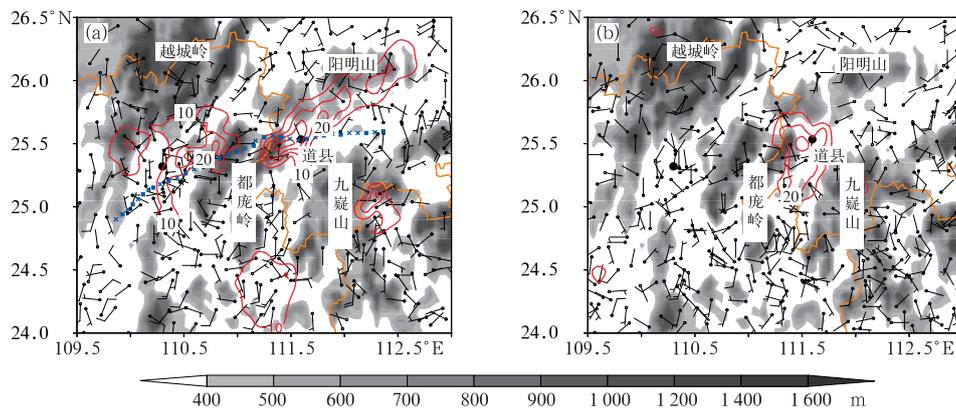


图 8 2016 年 5 月 5 日 03 时(a)和 2018 年 4 月 23 日 04 时(b),广西北部到湖南西南部地面实测风场(风羽)和未来 1 h 降水量(红线,单位:mm)分布及地形分布(阴影)
(蓝色断线:地面辐合线)

Fig. 8 Topographic feature (shaded), the rainfall in the next hour (red line, unit: mm) and distribution of observed wind (barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) in the northeast of Guangxi to the southwest of Hunan at 03:00 BT 5 May 2016 (a), 04:00 BT 23 April 2018 (b)
(blue dashed line: convergence line)

利于降水的持续;05—06 时短时强降水出现在道县盆地东南侧九嶷山脉(图略),在雨带移动路径的山前出现偏东风,与盆地的偏西南风产生地形辐合,是导致此处位置出现强降水的可能原因。

综合以上动力条件、水汽条件、能量条件及地形分析,上述两次暖区暴雨过程分别存在如下关键预报信息值得关注。“16·5”过程需要重点关注边界层的水汽、动力条件,边界层的动力触发决定了预报的成败;“18·4”过程的出现与冷锋前暖区低层西南风中出现的相对锋区较小的辐合区相关,在中低层动力、水汽条件均一般的前提下,边界层辐合中心的出现需要重点关注,此类暖区暴雨很难准确把握落区与时间,但短期预报服务可以提示暴雨出现的可能性。此外,在上述两次过程中,地形作用明显,预报业务中可以结合边界层及地形进行适当的经验性订正,改善预报效果。

5 临近预报预警分析

“16·5”过程暴雨产生前(5 月 5 日 02 时以前),西南风已扩展到 9 km 以上,最强风速达到了 $24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,中空急流、低空急流、超低空急流均得到发展(图 9a),此时无降水发生。但随着底层 0.3 km 由西南风转为南风(图 9b 方框所示),垂直风切变得增强,开始出现降水。此后乃至暴雨维持期间,底层主要以南风为主(图 9c),且随着高度的增加顺转为西南风,有利的垂直风切变导致道县 3 h(03—

06 时)累计降水量超过了 100 mm(图略)。结合反射率因子回波进行分析发现,暴雨回波成带状且有明显的“列车效应”特征,在环境西南风的引导下,带状回波东移北上。07 时以后风廓线资料发生变化(图 9d),ND(注:相对干区,下同)数据增多,2~4 km 高度的西南风被破坏,0.3 km 高度南风转为西南风为主(图略),且垂直风切变减弱,对应的降水也减弱。ND 的出现,表明此前有利的水汽输送条件被破坏;而垂直风切变减弱,表明动力条件变差,均不利于强降水的维持。

“18·4”过程暴雨发生在一致偏南风的背景下,短期预报暴雨具有一定的难度,但是一旦短时强降水已经发生,风廓线资料监测到“垂直风切变增强、ND 数据增多”,对降雨的强度的变化具有指示作用的指标,若前期已经出现暴雨,可利用有利特征考虑暴雨预警级别的升级。

选取“18·4”过程暴雨前后的 VWP 演变进行分析,4 月 23 日 02:35 以前,4.0~7.3 km 以西北风为主(图 10a 方框所示),此后 ND 从 7.3 km 开始侵入至 4.6 km 高度(图 10b),即中高层以 ND 为主;0.3~1.8 km 为持续的西南风,而 1.8~4.6 km 主要为偏西风,环境引导气流明显偏弱,结合对应的雷达反射率因子回波分析发现,回波极分散,但稳定少动,故导致了道县的大暴雨(3 h 降水量达 100 mm)。上述风场特征一直持续到 05:53。05:53(图 10d)开始,中高层 ND 层被破坏,再次转为西北风,对应道县降雨已经结束。

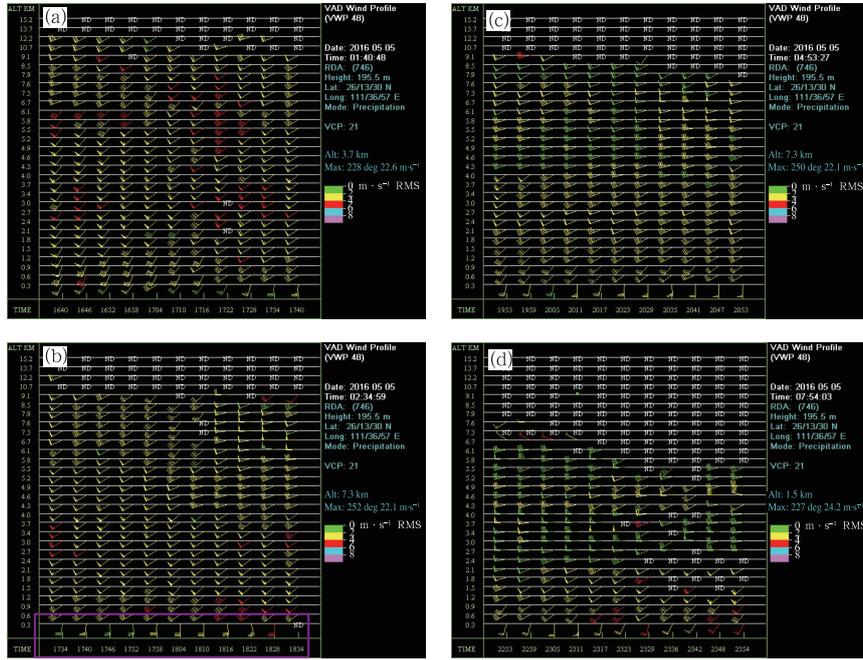


图 9 2016 年 5 月 5 日永州雷达 VWP 演变

(a)00:40—01:40, (b)01:34—02:34, (c)03:53—04:43, (d)06:54—07:54

Fig. 9 The VWP of Yongzhou Radar evolution of process on 5 May 2016

(a) 00:40 BT—01:40 BT, (b) 01:34 BT—02:34 BT, (c) 03:53 BT—04:43 BT, (d) 06:54 BT—07:54 BT

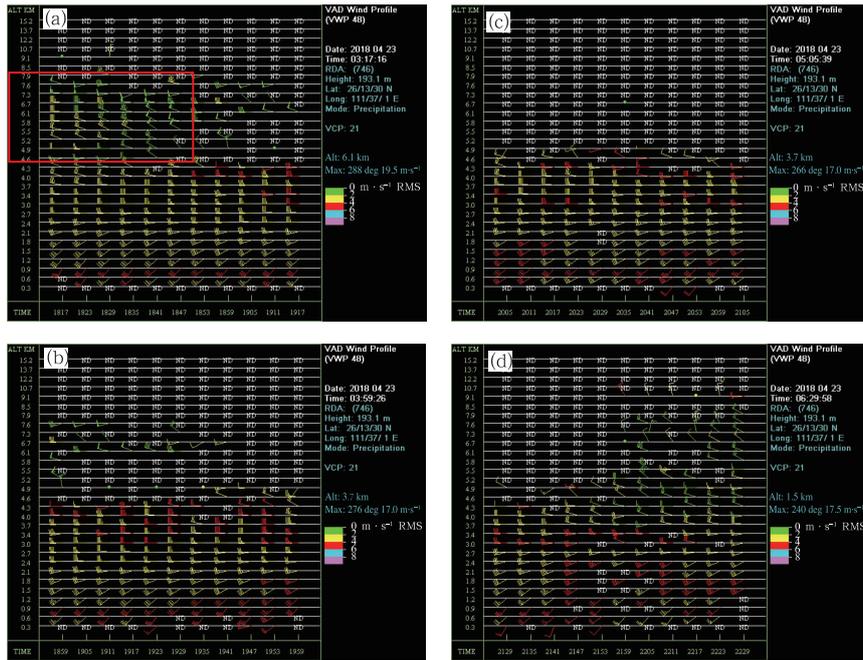


图 10 2018 年 4 月 23 日永州雷达 VWP 演变

(a)02:17—03:17, (b)02:59—03:59, (c)04:05—05:05, (d)05:29—06:29

Fig. 10 The VWP of Yongzhou Radar evolution of process on 23 April 2018

(a)02:17 BT—03:17 BT, (b) 02:59 BT—03:59 BT, (c) 04:05 BT—05:05 BT, (d) 05:29 BT—06:29 BT

本次暖区暴雨和“16·5”过程暴雨对比而言,在暴雨维持期间,西南风的厚度没有“16·5”过程厚,

也揭示了两次暖区暴雨水汽条件的差异。这次暴雨过程,发生在偏南风背景下,短期预报暴雨也具有相

当的难度,暴雨发生在“ND”从中高层入侵后,且“ND”稳定维持,底层虽维持西南风,但环境引导气流明显偏弱,导致降雨回波稳定少动,若能从风廓线资料分析出此类特征,且前期已经出现暴雨,则可以考虑暴雨预警升级。

6 短期时段预报失败原因分析

首先,因当前对暖区暴雨的发生发展机理认识还不够深入,在强西南急流型暖区暴雨预报中,仍很难准确找到触发暖区暴雨的关键因子。在“16·5”过程发生前具备了较好的能量条件、不稳定条件及水汽条件,西南地区东部的低槽经向度较大移速较慢;暴雨发生时,高空槽移动速度加快,槽前低层为强盛西南急流,暴雨区出现在急流中而不是常规的急流出口辐合区,这与高空槽东移的动力抬升作用存在关联;而“18·4”过程中也有高空短波槽的加入,事后分析表明此短波槽东移路径正是暖区暴雨发生的区域。上述两次暖区暴雨过程的漏报与预报员重点关注切变线或低空急流出口区位置,而忽视了高空槽前的动力抬升作用有一定关系。

其次,湘桂边界的暖区暴雨的出现与地形关系密切,而预报员还无法准确理解局地地形对于暖区暴雨的触发、抬升及增强作用,即便能够定性地预报出暖区降水,也无法准确把握降水落区范围和强度。如“18·4”过程,暖区暴雨出现在湘桂边界具有独特地形的区域,主观预报为大雨,由于不能准确判断局地地形的作用,导致出现了暴雨漏报。

此外,由于全球模式对于暖区暴雨的预报能力有限,无法为暖区暴雨的预报提供更多有用的信息,或者模式预报结果有所偏差,造成客观预报暴雨的漏报,进而影响主观预报的准确性。如“16·5”过程,由于数值预报高空槽位置较实况稍偏北,最后使得模式客观预报的降水落区明显偏北,并最终影响了预报员的判断,造成此区域暴雨完全漏报。而“18·4”过程,数值模式预报结果以稳定性降水为主,虽然预报了大雨,但降水性质明显错误,对暖区暴雨预报几乎没有体现,预报员做出的大雨量级降水预报最终多数为空报,而暴雨全部为漏报。

最后,由于暖区暴雨的突发性和不确定性给日常预报造成了很大困难,且当前全球模式暖区暴雨的预报能力有限,加上华南区域模式对于华南北部的预报效果较为一般,为此,开展了基于湘桂边界特殊地形的高分辨率区域模式数值模拟试验(另文分

析),模拟效果与实况基本一致,因此认为缺乏更为适合华南北部的区域预报模式产品是造成这两次过程漏报的另一客观原因。

7 结论与讨论

本文通过对2016年5月5日和2018年4月23日凌晨两次漏报暖区暴雨过程的对比分析,获得了主要结论如下:

(1)湘桂边界暖区暴雨的水汽来源主要位于925 hPa层附近,水汽辐合强度及范围决定了降水强度及范围,超低空急流不仅输送水汽至暴雨区,超低空急流断裂处的辐合区对于暖区降水的触发和维持作用明显;两次暴雨与边界层的动力辐合、水汽供应关系密切,边界层辐合抬升和地形的作用明显;在日常短期预报工作中,需重点关注边界层辐合区及特殊地形位置,特别是锋前相对锋区而言较弱的强西南急流中的水汽辐合区,是强西南急流型暖区暴雨的一个重要预报指标;高空槽过境对于暖区降水的触发作用值得关注,且高空槽经向度的大小是决定暖区暴雨范围大小的一个重要因子。

(2)大气层结稳定度对暖区暴雨的发生具有重要指示作用,大气不稳定度更大将预示更强的暖区暴雨;暖区暴雨的湿层厚度较锋面暴雨更为浅薄,中低层的显著湿区可能导致暴雨甚至大暴雨;在暖区暴雨发生过程中,西南低空急流暖湿输送导致高温、高湿、高能的对流不稳定层结反复重建,不稳定能量长时间维持,有利于对流的重建,最终导致强降水维持,进而导致了更大的总降水量。

(3)地形在两次暖区暴雨过程中的降水增幅作用明显,区域自动站地面风资料显示在湘桂边界的山谷或盆地小地形中出现了明显地形所致的中小尺度地面风辐合,而逐小时的短时降水中心与其形成良好对应,降水中心主要出现在山谷或盆地的迎风坡位置。

(4)由于暖区暴雨短期预报具有一定的难度,因此更多地依赖于临近预报预警关键点分析,风廓线资料揭示了两次暖区暴雨过程西南风厚度的差异对降水强度的影响;垂直风切变的增强、环境风偏弱特征分别在这两次过程中提供了强降水持续维持的信息,对暴雨的预报预警升级具有一定的指示意义。

参考文献

- 何立富,陈涛,孔期,2016. 华南暖区暴雨研究进展[J]. 应用气象学报,27(5):559-569. He L F, Chen T, Kong Q, 2016. A review of

- studies on prefrontal torrential rain in South China[J]. *J Appl Meteor Sci*, 27(5):559-569(in Chinese).
- 黄士松, 1986. 华南前汛期暴雨[M]. 广州: 广东科技出版社: 94-95.
- Huang S S, 1986. The Heavy Rain During Pre-Rainy Season in South China[M]. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press: 94-95(in Chinese).
- 景丽, 陆汉城, 朱民, 2004. 复杂地形与锋面系统共同作用对台湾岛暴雨影响的数值分析[J]. *气象科学*, 24(1): 35-44. Jing L, Lu H C, Zhu M, 2004. The effects of front and topography on heavy rain in Taiwan[J]. *Sci Meteor Sin*, 24(1): 35-44(in Chinese).
- 雷蕾, 邢楠, 周璇, 等, 2020. 2018 年北京“7·16”暖区特大暴雨特征及形成机制研究[J]. *气象学报*, 78(1): 1-17. Lei L, Xing N, Zhou X, et al, 2020. A study on the warm-sector torrential rainfall during 15-16 July 2018 in Beijing Area[J]. *Acta Meteor Sin*, 78(1): 1-17(in Chinese).
- 李超, 崔春光, 蒋兴文, 等, 2018. 特殊地形对鄂东北一次局地强降水过程的作用机制分析[J]. *气象*, 44(9): 1117-1135. Li C, Cui C G, Jiang X W, et al, 2018. Mechanism analysis of the effect of special topography in middle-lower reaches of Yangtze River on local severe precipitation in Northeast Hubei[J]. *Meteor Mon*, 44(9): 1117-1135(in Chinese).
- 梁海河, 阮征, 葛润生, 2004. 华南暴雨试验天气雷达数据处理及暴雨中尺度结构个例分析[J]. *应用气象学报*, 15(3): 281-290. Liang H H, Ruan Z, Ge R S, 2004. HUAMEX radar data processing-method[J]. *J Appl Meteor Sci*, 15(3): 281-290(in Chinese).
- 刘瑞鑫, 孙建华, 陈鲍发, 2019. 华南暖区暴雨事件的筛选与分类研究[J]. *大气科学*, 43(1): 119-130. Liu R X, Sun J H, Chen B F, 2019. Selection and classification of warm-sector heavy rainfall events over South China[J]. *Chin J Atmos Sci*, 43(1): 119-130(in Chinese).
- 刘雨佳, 张强, 余予, 2017. 华南地区 1961—2014 年暴雨及典型暴雨事件统计分析[J]. *暴雨灾害*, 36(1): 26-32. Liu Y J, Zhang Q, Yu Y, 2017. Analysis of heavy rain and typical torrential rain event in Southern China during 1961-2014[J]. *Torr Rain Dis*, 36(1): 26-32(in Chinese).
- 慕建利, 王建捷, 李泽椿, 2008. 2005 年 6 月华南特大连续性暴雨的环境条件和中尺度扰动分析[J]. *气象学报*, 66(3): 437-451. Mu J L, Wang J J, Li Z C, 2008. A study of environment and mesoscale convective systems of continuous heavy rainfall in the South of China in June 2005[J]. *Acta Meteor Sin*, 66(3): 437-451(in Chinese).
- 孙继松, 2017. 短时强降水和暴雨的区别与联系[J]. *暴雨灾害*, 36(6): 498-506. Sun J S, 2017. Differences and relationship between flash heavy rain and heavy rainfall[J]. *Torr Rain Dis*, 36(6): 498-506(in Chinese).
- 孙继松, 雷蕾, 于波, 等, 2015. 近 10 年北京地区极端暴雨事件的基本特征[J]. *气象学报*, 73(4): 609-623. Sun J S, Lei L, Yu B, et al, 2015. The fundamental features of the extreme severe rain events in the recent 10 years in the Beijing Area[J]. *Acta Meteor Sin*, 73(4): 609-623(in Chinese).
- 孙健, 赵平, 周秀骥, 2002. 一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响[J]. *气象学报*, 60(3): 333-342. Sun J, Zhao P, Zhou X J, 2002. The mesoscale structure of a South China rainstorm and the influence of complex topography[J]. *Acta Meteor Sin*, 60(3): 333-342(in Chinese).
- 王光明, 廖玉芳, 曾向红, 等, 2017. 湖南短历时暴雨雨型分析[J]. *暴雨灾害*, 36(1): 86-90. Wang G M, Liao Y F, Zeng X H, et al, 2017. The analysis of the short-duration rainstorm pattern over Hunan Province[J]. *Torr Rain Dis*, 36(1): 86-90(in Chinese).
- 王珏, 沈新勇, 寿绍文, 等, 2008. 06·6 福建大暴雨的数值模拟及复杂地形影响试验[J]. *南京气象学院学报*, 31(4): 546-554. Wang J, Shen X Y, Shou S W, et al, 2008. Numerical simulation and analysis of influence of complex topography on a Fujian rainstorm[J]. *J Nanjing Inst Meteor*, 31(4): 546-554(in Chinese).
- 王曼, 段旭, 李华宏, 等, 2009. 地形对昆明准静止锋影响的数值模拟研究[J]. *气象*, 35(9): 77-83. Wang M, Duan X, Li H H, et al, 2009. A numerical study of the effect of terrain on Kunming quasi stationary front (KQSF) [J]. *Meteor Mon*, 35(9): 77-83(in Chinese).
- 汪玲瑶, 谌芸, 肖天贵, 等, 2018. 夏季江南地区暖区暴雨的统计分析[J]. *气象*, 44(6): 771-780. Wang L Y, Chen Y, Xiao T G, et al, 2018. Statistical analysis of warm-sector rainstorm characteristics over the southern of middle and lower reaches of the Yangtze River in Summer[J]. *Meteor Mon*, 44(6): 771-780(in Chinese).
- 伍志方, 蔡景就, 林良勋, 等, 2018. 2017 年广州“5·7”暖区特大暴雨的中尺度系统和可预报性[J]. *气象*, 44(4): 485-499. Wu Z F, Cai J J, Lin L X, et al, 2018. Analysis of mesoscale systems and predictability of the torrential rain process in Guangzhou on 7 May 2017[J]. *Meteor Mon*, 44(4): 485-499(in Chinese).
- 张晓惠, 倪允琪, 2009. 华南前汛期锋面对流系统与暖区对流系统的个例分析与对比研究[J]. *气象学报*, 67(1): 108-121. Zhang X H, Ni Y Q, 2009. A comparative study of a frontal and a non-frontal convective systems[J]. *Acta Meteor Sin*, 67(1): 108-121(in Chinese).
- 赵玉春, 李泽椿, 肖子牛, 2008. 华南锋面与暖区暴雨两个例对比分析[J]. *气象科技*, 36(1): 47-54. Zhao Y C, Li Z C, Xiao Z N, 2008. Comparison analysis of South China front and warm-area heavy rain systems in June 2006[J]. *Meteor Sci Technol*, 36(1): 47-54(in Chinese).
- 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: 192-584. Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al, 2007. The Principles and Methods of Weather: 4th edition[M]. 4th ed. Beijing: China Meteorological Press: 192-584(in Chinese).
- Berrisford P, Kállberg S, Dee D P, et al, 2011. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 137(659): 1381-1399.
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al, 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 137(4): 553-597.
- Sui C H, Li X F, Yang M J, 2007. On the definition of precipitation efficiency[J]. *J Atmos Sci*, 64(12): 4506-4513.
- Trenberth K E, Fasullo J T, Mackaro J, 2011. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalysis[J]. *J Climate*, 24(18): 4907-4924.