陈有利,钱燕珍,段晶晶,等,2019.南海台风苗柏对一次梅雨暴雨加强影响的模拟试验[J].气象,45(10):1402-1414. Chen Y L, Qian Y Z, Duan J J, et al, 2019. Numerical simulation of Typhoon Merbok effect on rainstorm during Meiyu period[J]. Meteor Mon, 45(10):1402-1414(in Chinese).

南海台风苗柏对一次梅雨暴雨加强影响的模拟试验*

陈有利 钱燕珍 段晶晶 徐迪峰 郭建民

宁波市气象台,宁波 315012

提 要:利用云图资料、再分析资料和自动站加密资料对2017年6月13日前后浙江梅雨暴雨的成因进行分析,发现此次暴雨过程与低层偏东风和西南气流带来充沛的水汽和能量有很大关系,而1702号台风苗柏对西南气流的输送有重要作用。为了验证"苗柏"的作用,使用WRF模式对此次过程进行了模拟试验,并做了"苗柏"强度增强一倍、强度减弱一半、去掉"苗柏"的敏感性试验,结果表明:"苗柏"及其登陆减弱后的残留云系,有利于偏南风的维持和加强,使得冷暖空气在浙江汇合,南北风交汇处梯度增大,辐合加强。"苗柏"的存在增强了西南急流水汽输送,西南急流的左侧伴随有散度辐合中心,而在高空急流的右侧有散度的辐散,有利于垂直运动的发生,是强降水产生的主要原因。敏感性试验表明台风强度越强,西南暖湿气流输送越明显,辐合越强,越有利于垂直运动发展,对流发展更旺盛,降水也更强。

关键词:台风苗柏,梅雨,暴雨,数值试验

中图分类号:P456 **文献标志码**:A **DOI**:10.7519/j.issn.1000-0526.2019.10.007

Numerical Simulation of Typhoon Merbok Effect on Rainstorm During Meiyu Period

CHEN Youli QIAN Yanzhen DUAN Jingjing XU Difeng GUO Jianmin

Ningbo Meteorological Observatory, Ningbo 315012

Abstract: Based on the dense observation data, satellite images and reanalysis data, the reasons of Meiyu heavy rainfall in Zhejiang on 13 June 2017 are analyzed. The results show that low-level easterly and southwest winds could bring significant water vapor and energy, and Typhoon Merbok had an important role on the southwest air transport. The non-hydrostatic WRF V3.6.1 model was used to simulate heavy rainfall at high resolution with two nests. The sensitivity experiments show that Typhoon Merbok can enhanced south wind transport to Zhejiang, making the northeastern and southeastern flows meet in Zhejiang. The gradient of the north and south winds increased obviously, which made convergence strengthened obviously. Meantime, "Merbok" enhanced the water vapor transport. A convergence in the left side of the mid-low-level southwest wind was accompanied by a divergence on the right side of the upper-level jet. This was conducive to the occurrence of vertical motion, promoting the increase of rainstorm. Sensitivity experiments show that the stronger the typhoon, the more water vapor transport in southwest flow, the stronger convergence, the more conducive to the development of vertical motion and convection,

* 宁波市科技局项目(2014C50024和2015F1020)、浙江省预报员专项项目(2017YBY03)、宁波市气象局青年项目(NBQX2017002C)和宁波市自然科学基金项目(2018A610210)共同资助

2018年1月26日收稿; 2019年5月10日收修定稿

第一作者:陈有利,从事天气预报及服务研究. Email:ccyll99@163.com

通信作者:钱燕珍,主要从事灾害性天气预报技术研究. Email:qian-y-z@163.com

and the heavier the precipitation.

Key words: Typhoon Merbok, Meiyu, rainstorm, numerical experiment

引　言

暴雨是我国常见的灾害性天气,梅雨锋和台风是两个常带来暴雨的天气系统。6—7 月的梅雨天气过程经常造成我国长江中下游出现强降水过程,关于梅雨暴雨预报之前已有许多的研究工作,它通常是在有利的环流形势下,不同尺度天气系统共同相互作用所形成的(陶诗言,1980;陶诗言等,2008)。西北太平洋副热带高压(以下简称副高)是梅雨得以在江淮流域维持的决定性因素之一,副高的强度与位置变化对梅雨暴雨的影响已有较多论述(杨义文,2002;冷春香和陈菊英,2003;毕宝贵等,2004;王丽娟等,2010)。许多学者(王建捷和李泽椿,2002;杨帅等,2006;刘梦娟等,2017)对高低空急流与中尺度涡旋活动对梅雨暴雨的作用进行了探讨。赵娴婷等(2011)研究指出,低空急流的阶段性增强及高低空急流轴的移动与大暴雨密切相关,高低空急流的耦合是暴雨发生维持的重要机制(徐景芳和吕君宁,1991;谢齐强,1993;许新田等,2006;谢义明等,2008;杨帅等,2006;杨舒楠等,2019)。同时南下的干冷空气有利于梅雨锋的形成和维持,可激发低层对流不稳定增加(王丽娟等,2010;陆琛莉等,2018)。张瑞萍等(2014)分析 2011 年梅雨暴雨主要影响系统,得到了梅雨锋面系统、急流及其引发的高低空次级环流和干冷空气的侵入对暴雨的影响机制。以上研究关注了梅雨暴雨的尺度特征,冷空气和急流等影响,以及极涡、副高、西南涡等其他系统的作用。

台风对梅雨的影响,过去的研究一般认为在梅雨期盛期,南海台风的活动会导致梅雨带减弱(任金声,1993)。陈联寿和丁一汇(1979)分析认为台风对西南季风向江淮梅雨锋水汽输送有切断作用,在梅雨活跃期,中国近海包括西北太平洋和南海很少有台风活动。Kang et al(1992)分析指出 95%左右的南海台风对梅雨有显著影响,其中约 86%的台风会导致梅雨减弱中断甚至结束。在这些统计分析的基础上,近年来一些学者利用数值模式对梅雨暴雨展开了一系列的研究。如赵娴婷等(2011)、曾明剑等(2016)利用 WRF(Weather Research Forecast)中尺度模式对梅雨锋暴雨中小尺度系统的结构特征进行了模拟和分析。郭蕊等(2013)通过升降地形的敏感性试验,详细分析了地形对梅雨锋暴雨的影响。陈淑琴等(2014)用 WRF 模式做数值模拟显示:中低层两个台风的气流与西风带气流在华东地区汇合,形成变形场锋生,产生强烈的辐合上升运动,加强了梅雨降水。这些工作虽然涉及了台风个例及其与梅雨作用的数值模拟,但并没有针对台风对梅雨降水的影响展开敏感性试验,而且台风怎样影响梅雨暴雨,台风强度对梅雨带位置和强度有何影响等研究,这些问题都不是很清楚。

分析 2017 年 6 月 13—14 日浙江入梅以来的首次暴雨,与通常梅雨暴雨有所不同的是:此次过程中南海有 1702 号台风苗柏的活动。利用美国国家环境预报中心(NCEP)提供的 GFS 再分析格点资料做诊断分析,该资料时间间隔 6 h(世界时 00,06,12,18 时),水平分辨率为 0.5°×0.5°、垂直方向 31 层,并结合 WRF 模式 3.6.1 版本,展开针对"苗柏"作用的一系列数值试验,以期对"苗柏"对梅雨暴雨的作用机理有所了解,对今后类似过程的预报有所帮助。

1　过程简介和暴雨成因分析

1.1　过程概况

2017 年 6 月 9 日浙江入梅,11—13 日连续有强降雨过程,特别是 13 日出现了大范围暴雨,局部大暴雨天气(图 5),13 日 08 时至 14 日 08 时,强雨带主要出现在浙江东北部地区及沿海,有 61 个站降水量超过 100 mm,848 个站超过 50 mm,单站最大降水量出现在嵊州石璜镇堰底村(159 mm)。11 日之前各预报中心的数值模式基本都没有报出 13 日的这次暴雨过程。

1.2　形势分析

500 hPa 形势分析(图 1),中高纬大陆地区主要

受西风槽东移影响，海上则受副高控制，副高588线脊线在20°N，西伸至115°E。这是一次梅汛期的暴雨，但其天气形势并非典型的梅雨形势，期间在南海上还有一个台风活动。在西风槽前和副高西北侧之间，台风将水汽不断地输送到长江中下游地区。700 hPa上，东北气流和西南气流在浙江省附近辐合，是形成暴雨的一个重要因素。

由相当黑体温度（black body temperature，TBB）分析可见（图1），30°N附近的梅雨带总体比较稳定，呈东西向，有几百千米的宽度，亮温最低在－50℃以下，特别到13日08时，亮温达到了－60℃，说明对流发展得比较深厚。另外，在南海有热带气旋云团活动，即1702号台风苗柏，“苗柏”于6月11日14时生成，强度最强时海平面中心最低气压是984 hPa，近中心最大风速为25 m·s^{-1}，属强热带风暴级。生成后一路向北，12日夜里在广东深圳登陆，强度减弱，转向东北，13日10时后在江西南部停止编报，其残留云系一直维持到14日。

由形势分析可以得到梅雨带处在西风带系统和副高交汇的地方，是冷空气和暖湿气流交汇造成的。“苗柏”及其减弱后的残留云系是否影响了梅雨带的位置和强度，以下将通过数值模拟来做进一步的分析。

1.3 物理量诊断

低空急流在暴雨过程中起着能量和水汽输送的作用（张瑞萍等，2014；丛春华等，2011）。苏继峰等（2010）通过诊断分析和水汽后向轨迹模拟，发现孟加拉湾和南海充足的水汽来源是梅雨暴雨产生的前提条件。为了了解此次梅雨暴雨过程的水汽和能量情况，诊断了1000～700 hPa水汽通量散度和850 hPa的θ_{se}。如图2a和2b所示，12日08时强水汽辐合在浙江东北部的杭州湾及南岸地区，中心值在-50×10^{-6} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}以下。13日，在梅雨带的位置水汽通量散度有所减弱，为-30×10^{-6} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}左右，最强水汽辐合在广东和福建一带沿海。广东和福建一带主要是“苗柏”的本体降水，“苗柏”东侧低层西南气流强盛，将水汽源源不断输送至浙江地区，且在浙江区域有风速辐合，并且北侧是偏东气流，有风向辐合，浙江水汽辐合一直比较强，低层的强水汽辐合是降水产生的重要原因。

850 hPa的θ_{se}水平分布分析（图2c和2d），30°N以南是一个高值区，在30°N附近及以北地区有东西走向的锋区，主雨带处在能量锋区的南侧。能量的主要来源是南面，由于南面和海上不断有能量向浙江输送，使得高能舌在暴雨过程中维持。浙江境内340 K以上的θ_{se}值一直维持，表明这一阶段有能量积聚。13日以后，随着北侧冷空气的不断南移，且不断加强，一方面促使低层暖湿空气向上抬升，另一方面使低层大气由对流不稳定变为稳定，导致垂直涡度增长，触发中小尺度对流系统，增强上升运动，并出现强降雨。14日08时之后，冷空气主体南下，能量锋区东移南压，浙江上空能量锋区遭到破坏，降水减弱。

由物理量诊断可见，梅雨带所在地的高水汽辐合、高能量和西南气流的输送有很大关系，而西南暖湿气流的输送与台风苗柏有何关系，将通过下面的数值试验来进行研究。

2 控制试验

从形势分析和物理量诊断可见，西南气流在梅雨暴雨过程中起了重要作用，为了分析西南气流的输送与1702号台风苗柏的相关性，从而分析“苗柏”对梅雨暴雨的作用，对此次过程进行了数值模拟。

2.1 模式与资料应用

所用模式为WRF3.6.1高级研究版，模式初始化选用GFS的水平分辨率为0.5°×0.5°、6 h间隔的格点资料，侧边界采用GFS的水平分辨率为1°×1°的预报场格点数据，模拟时长48 h。本文中试验采用两层双向嵌套设置，最外层网格水平分辨率为15 km，格点数为246×232，内层网格的水平分辨率为5 km，格点数为190×181。模式的垂直层次为35层，模式顶气压为50 hPa。模式采用三维同化变分方案，同化浙江省雷达、中尺度自动站、常规地面和探空资料、华东区域GPS水汽等观测资料，采用的参数化方案如表1，模拟区域如图3。

控制试验（CTL）：用WRF3.6.1模式对1702号台风苗柏登陆减弱过程中，长江中下游梅雨带变化情况进行模拟和分析，台风苗柏用中央气象台每

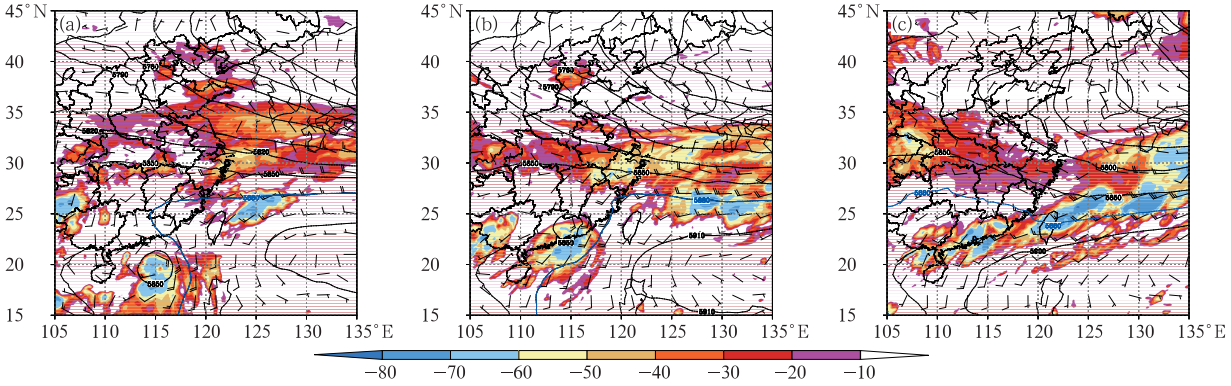


图 1　2017 年 6 月 12 日 08 时(a)、13 日 08 时(b)和 14 日 08 时(c)700 hPa 风场(单位：m·s^{-1})、500 h 高度场(等值线,单位:gpm)和 TBB(阴影,单位：℃)

Fig. 1　The GFS reanalysis data circulation fields at (a) 08:00 BT 12, (b) 08:00 BT 13, and (c) 08:00 BT 14 June 2017 (shaded area: TBB, unit: ℃; contours: geopotential height at 500 hPa, unit: gpm; arrows: wind field at 700 hPa, unit: m·s^{-1})

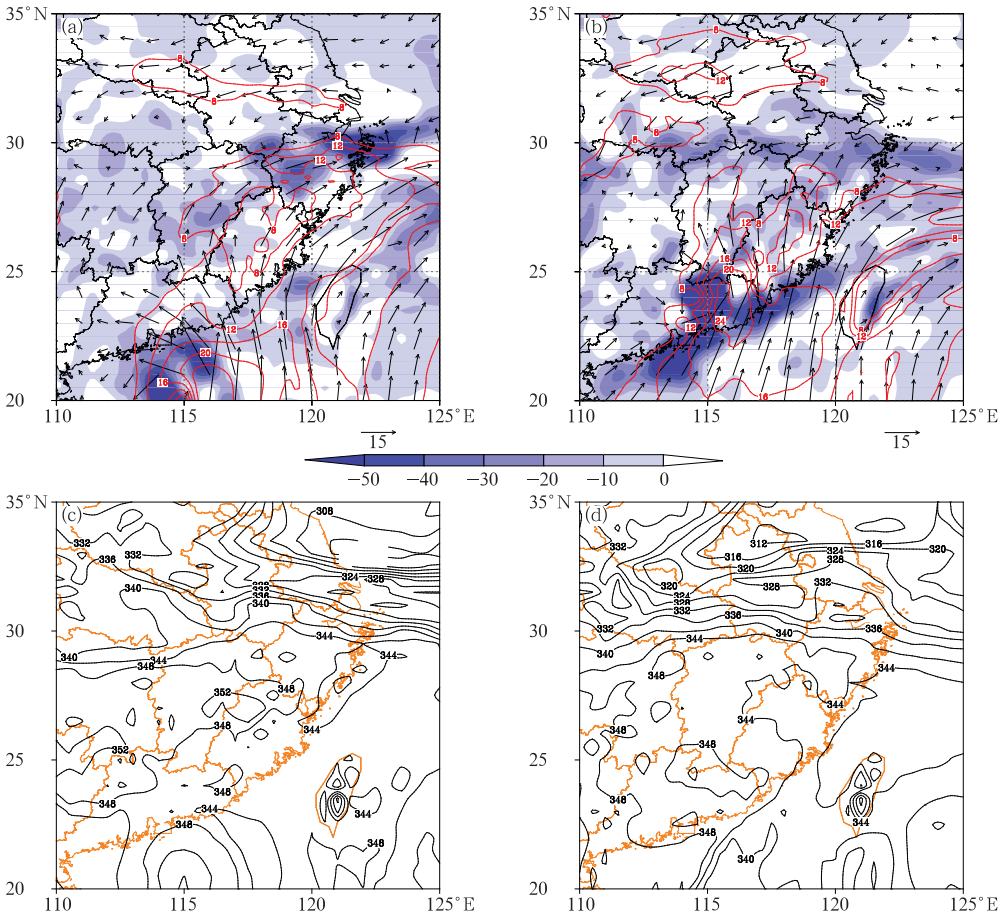


图 2　2017 年 6 月 12 日 08 时(a,c)、13 日 08 时(b,d)1000～700 hPa 水汽通量散度(阴影，单位：10^{-6} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1})和 850 hPa 风场及大风区(a，b，等值线≥8 m·s^{-1})及 850 hPa 假相当位温(c，d，单位：K)

Fig. 2　Vapor flux divergence at 1000−700 hPa (shaded area, unit: 10^{-6} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}) and wind field at 850 hPa (a, b; contour: wind speed>8 m·s^{-1}) and pseudo equivalent potential temperature at 850 hPa (c, d; unit: K) at (a, c) 08:00 BT 12 and (b, d) 08:00 BT 13 June 2017

表 1 模式设计

Table 1 The model configuration

方案	网格 1	网格 2
微物理方案	Thompson 方案	Thompson 方案
积云参数化方案	Kain-Fritsc	无
边界参数化方案	YSU	YSU
陆面过程	Noah	Noah
长波辐射参数化方案	RRTM	RRTM
短波辐射参数化方案	Dudhia	Dudhia

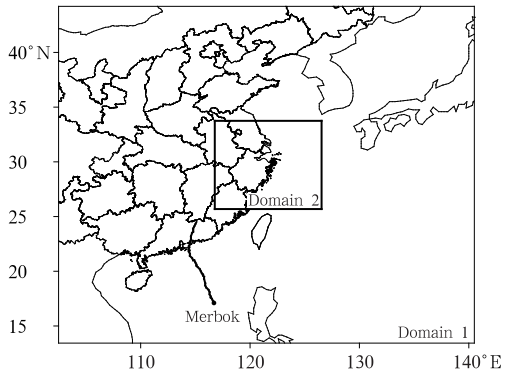


图 3 模式模拟区域及台风苗柏路径

Fig. 3 Simulation domain and the real track of Typhoon Merbok

日 4 个时次(02、08、14、20 时,北京时)业务定强定位。起始时间是 2017 年 6 月 12 日 08 时,共积分 48 h。

2.2 控制试验结果分析

图 4a 给出了观测与模拟的“苗柏”路径,模拟与观测的台风路径和中心位置比较一致,在 13 日 20 时以后,路径稍有偏差。模拟与观测的“苗柏”中心气压变化见图 4b。可见,模拟与观测的台风中心气压变化趋势比较一致,模式较好地再现了“苗柏”在登陆前的加强过程,以及登陆之后的衰减过程。模拟的台风比实况略偏弱,其原因可能与模式本身存在的一些不足有关,有待进一步深入探讨。

比较雨量的模拟情况。图 5a,5b 是 2017 年 6 月 13 日 08 时到 14 日 08 时的雨量实况和控制试验模拟结果。由图可见,控制试验较好地完成了雨带形状和位置的模拟,几乎全省有降雨,东部雨量大,强雨带在 29°～30°N,且均在 117.9°E 以东,基本一致,形状主要呈带状,东面粗、西面细。只是在强度上控制试验有明显增强,最大值从实况的小范围 110～130 mm、个别 130～150 mm,增强到了模拟的 130～150 mm、小范围的 150～170 mm 以上。在浙江玉环附近较小区域实况有一个弱的雨量中心,在控制试验中这个雨量中心也有明显增大增强。但总的来说控制试验还是较好地模拟了雨情。

图 6 是 NCEP/NCAR 的再分析资料和数值试验模拟的 2017 年 6 月 13 日梅雨暴雨前后的 700 hPa 风场、湿度场和 500 hPa 高度场,由图 6a 和 6c 可见,数值试验在初始时刻 12 日 08 时,高低空形势与再分析资料分析的形势一致。24 h后的 6 月 13 日 08 时(图 6b 和 6d),500 hPa 高度场还是基本一致,只是副高模拟结果略强一些,588 线到了陆地上,分析区域内出现了小范围的 593 环流。

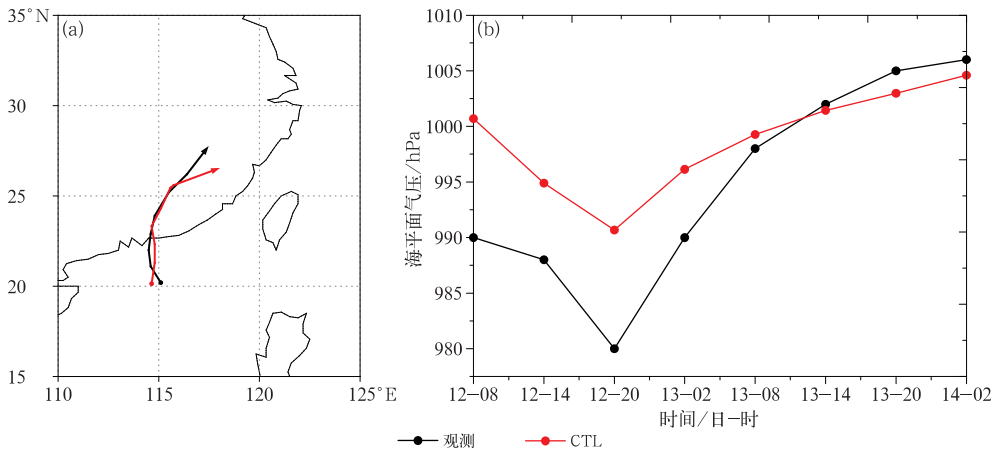


图 4 台风苗柏实况和模拟(a)路径(时间隔 6 h),(b)台风中心海平面气压

Fig. 4 Real and simulated (a) tracks of Typhoon Merbok with dots indicating the 6 h center positions, (b) sea level pressure of Typhoon Merbok

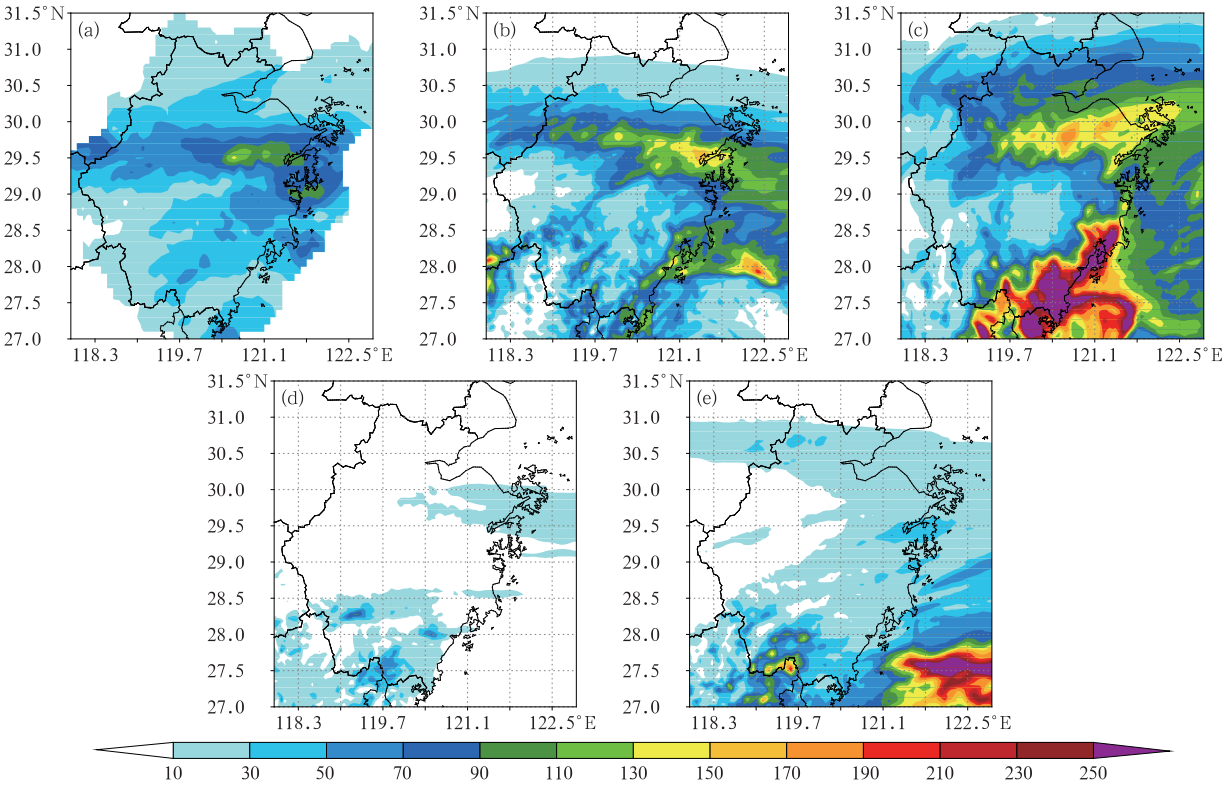


图 5　2017 年 6 月 13 日 08 时到 14 日 08 时实况(a)、控制试验(b)、“苗柏”增强一倍试验(c)、“苗柏”减弱一半试验(d)和去掉“苗柏”试验(e)的 24 h 累积降水量(阴影，单位：mm)

Fig. 5　The observed (a) and simulated accumulated rainfall (shaded area, unit: mm) in the CTL (b), $I\times2$ (c), $I\times0.5$ (d), and no Merbok (e) experiments from 08:00 BT 13 to 08:00 BT 14 June 2017

700 hPa 湿度场基本一致，在梅雨带的位置有东西向的带状高湿区(相对湿度在 70%以上，最大值均在 90%以上)，位置和强度都相似，控制试验相对湿度 90%以上的高湿区宽度略窄一点；在 1702 号台风苗柏登陆后减弱地广东深圳附近，相对湿度 90%以上的高湿区范围小一点，但强度和位置也和实况相似。风场基本一致，梅雨带北侧是弱的偏东气流，再往北有偏北气流，南面是强劲的西南气流，都比较接近。以上分析可见，控制试验基本模拟出了实况的形势。

3　敏感性试验

在控制试验基本模拟了实况之后，又进行了“苗柏”强度增强一倍、“苗柏”强度减弱一半和去掉“苗柏”的敏感性试验，以下通过诊断控制试验和敏感性试验的物理量，来探究“苗柏”及其残留云系在梅雨暴雨过程中所起的作用。

3.1　敏感性试验方案设计

无“苗柏”试验：运用模式自带的 TC bogus 工具将“苗柏”滤除(简称：no Merbok)，以期得到“苗柏”对 13 日前后梅雨强降雨的作用机理(徐洪雄等，2014；张端禹等，2010)。剔除台风具体过程为：WRF 中的 bogus 方案根据热带气旋的基本信息包括热带气旋中心位置、最大风速半径、最大风速和切向风廓线形态因子(确定切向风速在台风径向上的变化形式)，在近地面气压场中以 400 km 为半径查找台风最大相对涡度；并剔除初猜场中最大涡度处 300 km 范围内的涡度、散度；重新估计涡度、散度，根据计算所得的辐散风场去掉第一猜测场的 U、V 风场；再去掉第一猜测场的位势高度异常值及地转风 V_g、温度、地面和海平面气压的异常值。至此即得到去掉台风信息的环境背景场。

“苗柏”增强一倍和减弱一半试验：为了更准确地分析“苗柏”对梅雨强降雨的作用，还设计了“苗

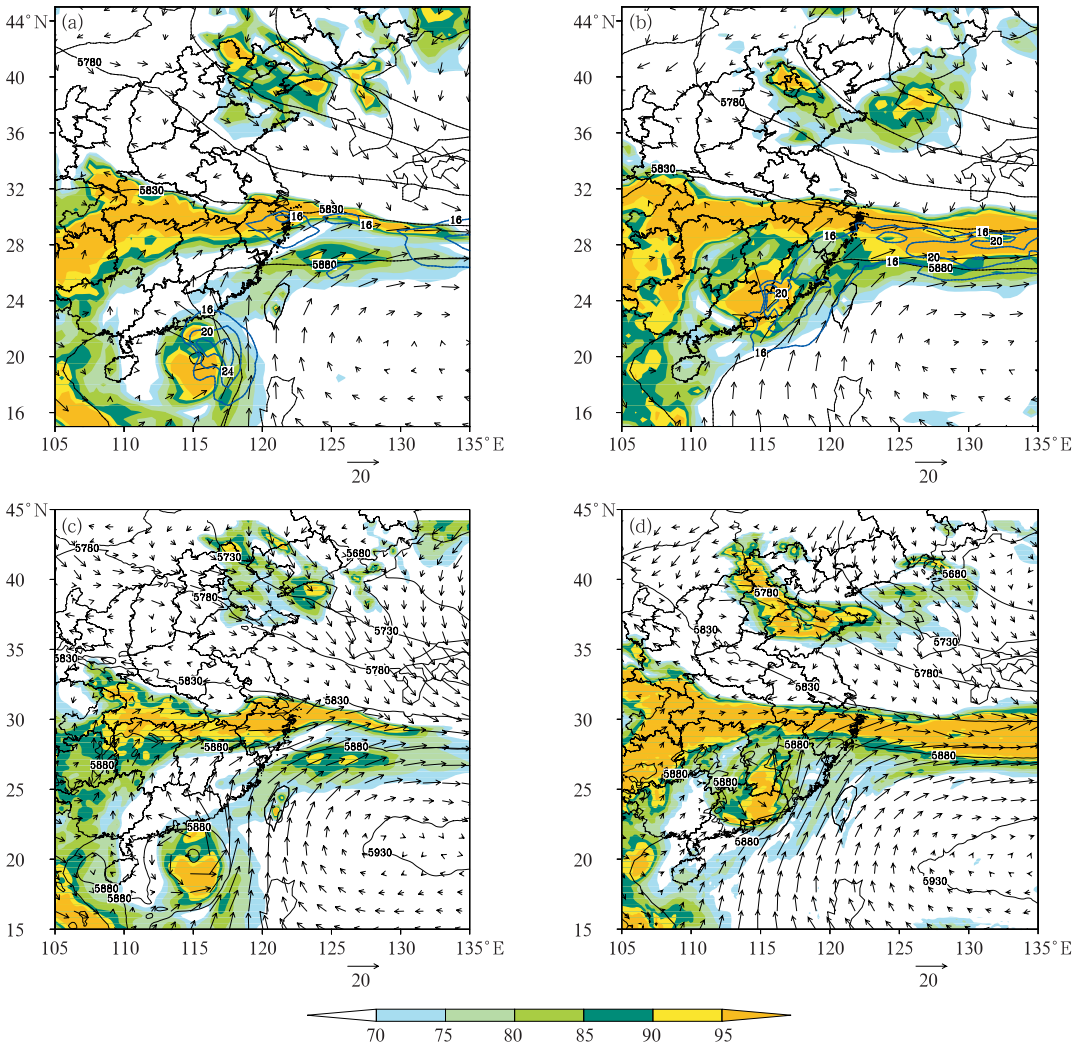


图 6 2017 年 6 月 12 日 08 时(a,c)和 13 日 08 时(b,d)再分析(a,b)和控制试验(c,d)500 hPa 高度场(等值线,单位:gpm)和 700 hPa 风场(单位:m·s^{-1})及相对湿度(阴影,单位:%)

Fig. 6 The observed (a, b) and simulated (c, d) geopotential height at 500 hPa (contour, unit: gpm) and wind fields at 700 hPa (unit: m·s^{-1}) and relative humidity (shaded area, unit: %) at (a, c) 08:00 BT 12 and (b, d) 08:00 BT 13 June 2017

柏"强度增强一倍(简称:$I\times2$)和减弱一半($I\times0.5$)的试验。同样利用 TC bogus 工具将台风强度增强和减弱一半。

3.2 敏感性试验结果分析

比较雨量的模拟情况,图 5c,5d,5e 是 2017 年 6 月 13 日 08 时到 14 日 08 时"苗柏"增强一倍试验、"苗柏"减弱一半试验和去掉"苗柏"后的雨量情况。通过对比分析敏感性试验和控制试验及实况的雨量,表明敏感性试验中"苗柏"增强一倍使得雨区范围扩大,强度增强,浙江北部雨带位置略有北抬,强降雨区 130 mm 以上的范围明显扩大。位于浙江南部的强降雨区强度增强更加明显,最大值达到了 250 mm 以上。而"苗柏"强度减弱一半和去掉"苗柏"的试验比较相似,首先是整个雨区明显偏弱,特别是浙江东北部的这个强雨带,强度在 70 mm 以下,比实况和控制试验都偏小很多。其次大陆上的强降雨区范围缩小,浙江东北部的强雨区比实况雨区和控制试验雨区都要小很多,另外雨带也明显南落。

从雨强及雨带分布可以看出,台风苗柏的强度大小及存在与否,对浙江梅雨暴雨的强度和落区有

明显的影响。

图 7 是控制试验和敏感性试验在 700 hPa 上沿 119°～122°E 平均径向风时间剖面，由图可见，在控制试验中，12 日 14—20 时 700 hPa 在 31°N 冷槽较为明显，有冷空气南下到 30°N 以南，之后偏南风强劲，北风南端到了 30°N 以北，在这个纬度维持了比较久的时间，14 日 02 时北风再次回到了 30°N 以南。敏感性试验南风的强度和位置都改变。在“苗柏”强度增强一倍的试验中，南风强劲，北风位置偏北，大多在 31°N 以北，14 日 02 时起才南下到 30°N 附近。在“苗柏”减弱一半和去掉“苗柏”的试验中，南风明显减弱，13—14 日基本都维持在 29°N 以南，并没有像在控制试验和“苗柏”强度增强一倍试验中那样一直伸展到了 30°N 以北。可见“苗柏”对切变位置有明显作用。

另外分析南北风的强度和交汇处的变化梯度，控制试验南风最强时达 20 m·s^{-1}，出现在 13 日 14—20 时前后，13 日 08 时至 14 日 02 时南北风带交汇处变化梯度大。在“苗柏”强度增强一倍的试验中，南风最强时超过了 30 m·s^{-1}，出现在 13 日 08 时和 14 日 02 时前后，从 13 日 02 时至 14 日 08 时南北风带交汇处变化梯度更大。在“苗柏”减弱一半和去掉“苗柏”的试验中，南风最强在 12 m·s^{-1}，且最大值出现在 13 日 02 时前后，南北风交汇处梯度小，且持续时间短。可见，“苗柏”的存在，有利于偏南风的维持和加强，使得南北风交汇处梯度增大，

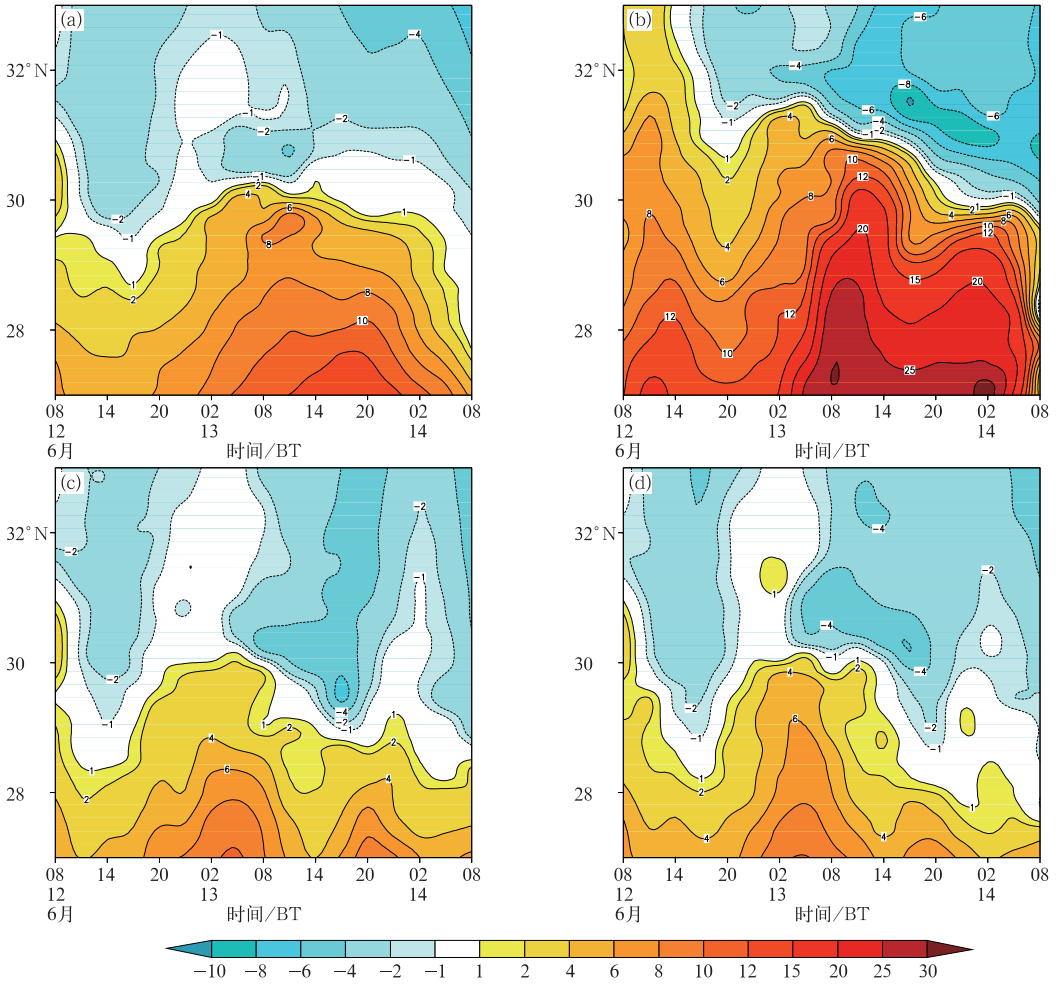


图 7　2017 年 6 月 12 日 08 时至 14 日 08 时控制试验(a)、“苗柏”增强一倍试验(b)、“苗柏”减弱一半试验(c)和去掉“苗柏”试验(d)700 hPa 沿 119°～122°E 平均的经向风时间剖面(单位：m·s^{-1})

Fig. 7　Temporal cross-sections of the 700 hPa mean meridional wind (unit: m·s^{-1}) along 119°—122°E for the CTL (a), $I\times2$ (b), $I\times0.5$ (c) and no Merbok (d) experiments from 08:00 BT 12 to 08:00 BT 14 June 2017

辐合加强，利于强降水的发生。

图 8 是控制试验和敏感性试验的整层水汽辐合情况和 850 hPa 风场情况，起始的 6 月 12 日 08 时，控制试验“苗柏”所在的南海位置有偏南大风区（最大值在 18 m·s^{-1}以上），其他的情况和“苗柏”减弱一半、去掉“苗柏”的试验都比较一致。“苗柏”增强一倍的试验不仅在南海有 42 m·s^{-1}以上的偏南大风区，在 31～35°N 的东风气流也比其他试验明显加强，整层水汽辐合位置一致，强度略强于其他试验。至 13 日 08 时，控制试验在梅雨带附近有较强的水汽辐合，强度普遍在 -30×10^{-6} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}以下，最小达 -60×10^{-6} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}，“苗柏”增强一倍的试验强辐合区范围大，北侧相较控制试验偏北几十千米，向西扩展了 100 km 以上，南侧略偏南不多，强度偏强很多，低于 -80×10^{-6} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}的范围较大。“苗柏”减弱一半和去掉“苗柏”的试验结果相似，梅雨带所在的位置水汽辐合比较弱，陆地辐合带附近普遍在 -20×10^{-6} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}以下，最小达 -50×10^{-6} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}，辐合带范围小，在靠近浙江沿海的东海有东西向的强辐合带。

在“苗柏”登陆地广东深圳附近，控制试验有大风区（最大值在 24 m·s^{-1}以上），有强的西南气流向浙江梅雨带输送。在“苗柏”增强一倍的试验中，在福建的西南地区有闭合的低压环流，低压北侧风速大于 42 m·s^{-1}。在“苗柏”减弱一半和去掉“苗柏”的试验中，大风区位置都偏东南，强度有明显减弱，最大值均在 18 m·s^{-1}左右，急流的输送只到了浙江中部地区和海上，没有在浙江中北部地区形成明显的辐合。西南风的大风区在沿海，水汽输送和强辐合主要在海上。由此可见，“苗柏”的存在使得西南气流加强，产生了强西南急流输送水汽，水汽输送的位置也正好到了梅雨带附近，且该方向水汽输送量和“苗柏”的强弱成正相关，浙江梅雨暴雨有了西南急流输送水汽，大幅度增强了水汽辐合。以往的研究（雷小途和陈联寿，2001；尹志聪等，2011）认

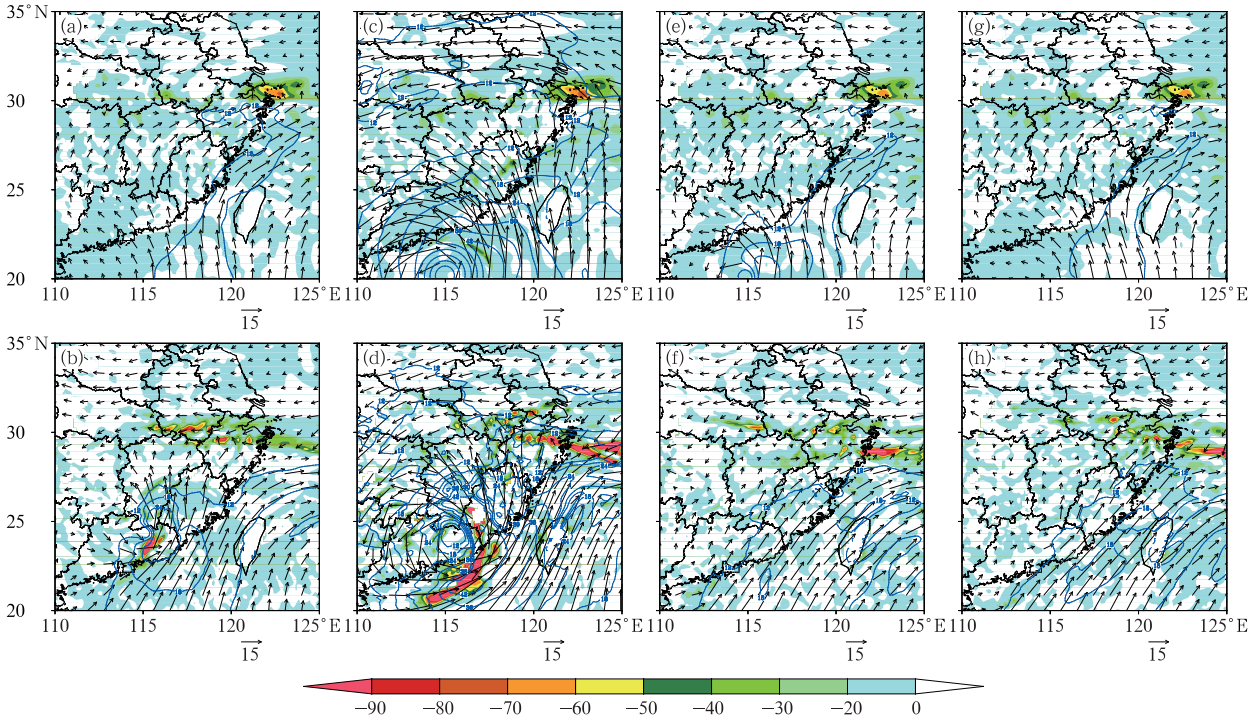


图 8 2017 年 6 月 12 日 08 时(a,c,e,g)，13 日 08 时(b,d,f,h)控制试验(a,b)、“苗柏”增强一倍试验(c,d)、“苗柏”减弱一半试验(e,f)和去掉“苗柏”试验(g,h)整层水汽辐合(阴影，单位：10^{-6} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1})和 850 hPa 风场及大风区(蓝色等值线≥12 m·s^{-1})

Fig. 8 Wind field at 850 hPa (Blue contour indicates the wind field larger than 12 m·s^{-1}) and vapor flux convergence (shaded area, unit: 10^{-6} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1}) for the CTL (a, b), $I\times2$ (c, d), $I\times0.5$ (e, f) and no Merbok (g, h) experiments at (a, c, e, g) 08:00 BT 12, and (b, d, f, h) 08:00 BT 13 June 2017

为台风的存在会对梅雨降水不利，是因为台风会吸收从孟加拉湾输送来的水汽，截断季风对梅雨锋的水汽输送，但这次过程中台风使得南风加强或维持，有利于西南急流对水汽的输送。

由上文分析可知，“苗柏”的存在，有利于偏南风的维持和加强，西南急流输送水汽增强，使得浙江省附近辐合加强，下面进一步分析垂直运动的发展。图 9 是梅雨带附近 1000～100 hPa 散度、垂直速度、纬向大风的分布情况，控制试验和敏感性试验在 29.5°N 附近、接近 1000 hPa 的低层散度场都是辐合，控制试验和“苗柏”增强一倍的试验辐合相较其他两个试验强。控制试验中浙江梅雨带所在地附近，中低层 600 hPa 以下散度值最小时低于 -9×10^{-5} s^{-1}，表明有较强的辐合。“苗柏”增强一倍的试验在 500 hPa 以下有散度值小于 -9×10^{-5} s^{-1} 的强辐合区，其他两个试验都没有。控制试验600 hPa 及以上散度值为正，最大值（9×10^{-5} s^{-1}）在 500 hPa 附近，表明有较强的辐散。“苗柏”增强一倍的试验在 500 hPa 以上散度为正，在 400 hPa 附近有 12×10^{-5} s^{-1} 的强辐散区，其他两个试验没有。中低层的强辐合和高层的强辐散有利于上升运动，对流发展高度高。控制试验和“苗柏”增强一倍的试验

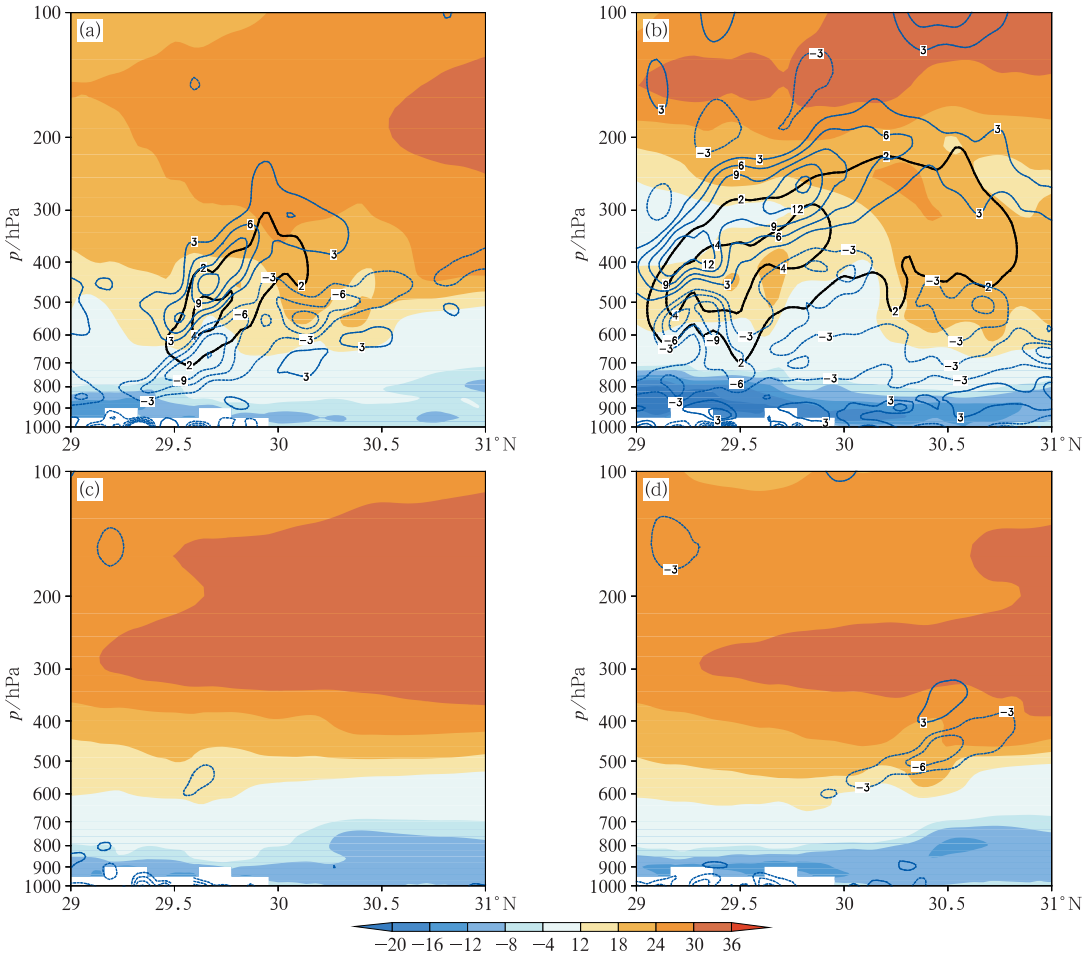


图 9　2017 年 6 月 13 日 20 时沿 119°～122°E 平均的纬向风（阴影，单位：m·s^{-1}）、散度（蓝色等值线，单位：10^{-5} s^{-1}）和垂直速度（黑色等值线，单位：10^{-1} m·s^{-1}）随高度的剖面

(a)控制试验，(b)“苗柏”增强一倍试验，(c)“苗柏”减弱一半试验，(d)去掉“苗柏”试验

Fig. 9　Latitudinal cross-section along 119°−122°E of averaged zonal wind speed (shaded area, unit: m·s^{-1}), divergence (blue contour, unit: 10^{-5} s^{-1}) and vertical velocity (black contour, unit: 10^{-1} m·s^{-1}) for the CTL (a), $I\times2$ (b), $I\times0.5$ (c) and no Merbok (d) experiments at 20:00 BT 13 June 2017

在 29.5°～30°N、500 hPa 高度附近都有 4 m·s^{-1}的向上的垂直速度，其他两个试验中高层没有明显上升运动。

同时从 700 hPa 的雷达回波（图 10）分析可以得到，控制试验和“苗柏”增强一倍的试验对流发展旺盛，回波超过 30 dBz，最强的达到了近 40 dBz，且范围比较大。“苗柏”增强一倍的试验相比控制试验对流范围更大，往北和往西都有明显扩展，强度也略增强。其他两个试验中，雷达回波位置偏南主要在海上和福建北部。由此可见，“苗柏”及其减弱后云系的存在对于对流的形成发展起了重要作用，“苗柏”的强度越强，对流发展越旺盛，且范围更大。

4 结论与讨论

利用 TBB 资料、再分析资料和自动站加密资料对 2017 年 6 月 13 日前后浙江梅雨暴雨的成因进行了诊断分析，用 WRF3.6.1 模式对此次过程进行了数值模拟，并做了 1702 号台风苗柏强度增强一倍、强度减弱一半和去掉“苗柏”的敏感性试验，分析了“苗柏”对梅雨暴雨的作用，得到以下主要结论。

（1）6 月 13 日浙江梅雨暴雨主要是高空偏北气流带来的冷空气和副高西侧的暖湿气流交汇形成的，低层西南气流不仅带来了充沛的水汽和能量，并

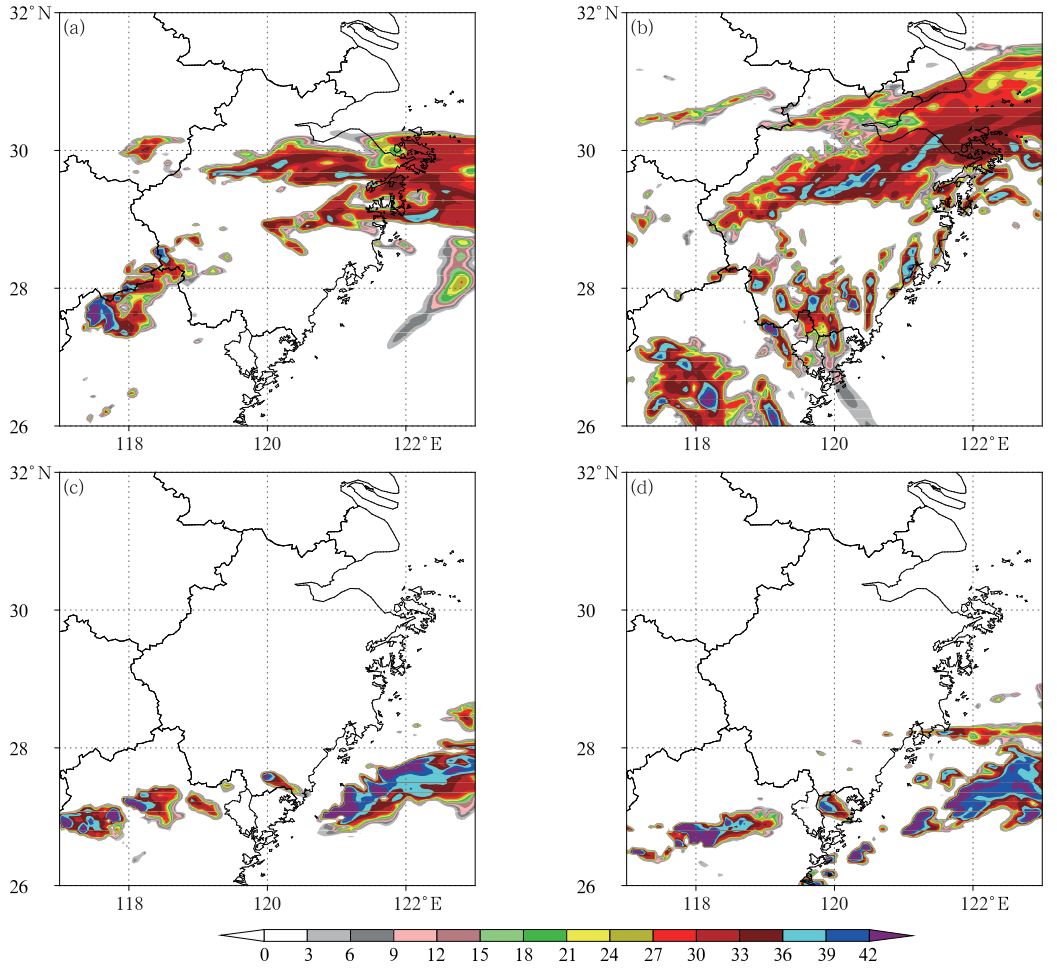


图 10 2017 年 6 月 13 日 20 时 700 hPa 雷达反射率因子（单位：dBz）
（a）控制试验，（b）“苗柏”增强一倍试验，（c）“苗柏”减弱一半试验，
（d）去掉“苗柏”试验

Fig. 10 The CTL (a), $I\times2$ (b), $I\times0.5$ (c) and no Merbok (d) experiments for the 700 hPa radar reflectivity factor (unit: dBz) at 20:00 BT 13 June 2017

且和东北风在浙江境内形成了强辐合,有利于暴雨的发生。

(2) 1702 号台风苗柏及其登陆减弱后的残留云系,有利于偏南风的维持和加强,使得冷暖空气在浙江境内汇合,并使得南北风交汇处梯度增大,辐合加强。

(3)“苗柏”的存在增强了西南急流水汽输送,并在中低空西南气流的左侧伴随有散度辐合中心,而在高空急流的右侧有散度的辐散,有利于垂直运动的发生,是强降水产生的主要原因。敏感性试验表明台风强度越强,西南暖湿气流输送越明显,辐合越强,越有利于垂直运动发展,对流发展更旺盛,降水也更强。

以往的研究(雷小途和陈联寿,2001;尹志聪等,2011)认为台风的存在会导致梅雨锋的减弱,中断或结束,认为台风会阻挡或减弱西南季风,从而截断季风对梅雨锋的水汽输送,但本文的研究中台风使得南风加强或维持,有利于西南急流对水汽的输送,这种情况下水汽更充沛,更有利于梅雨降水。我们将通过改变台风位置和尺度等更多的敏感性试验来进一步探讨台风对梅雨降水的影响。

参考文献

毕宝贵,章国材,李泽椿,2004. 2003 年淮河洪涝与西太副高异常及成因的关系[J]. 热带气象学报,20(5):505-514. Bi B G, Zhang G C, Li Z C, 2004. The relationship of abnormal features of western pacific subtropical high and 2003 Huaihe River flood and cause exploration[J]. J Appl Meteor Sci,20(5):505-514(in Chinese).

陈联寿,丁一汇,1979. 西太平洋台风概论[M]. 北京:科学出版社:43-120. Chen L S, Ding Y H, 1979. An Introduction to Typhoons in the Western Pacific Ocean [M]. Beijing: Science Press:43-120(in Chinese).

陈淑琴,陈梅汀,龚龙夭,等,2014. 双 TC 和梅雨锋共同作用下的一次暴雨过程分析[J]. 气象科学,34(3):335-342. Chen S Q, Chen M T, Gong L Y, et al, 2014. Analysis on a rainstorm caused by double tropical cyclones and Meiyu front[J]. J Meteor Sci, 34(3):335-342(in Chinese).

丛春华,陈联寿,雷小途,等,2011. 台风远距离暴雨的研究进展[J]. 热带气象学报,27(2):264-270. Cong C H, Chen L S, Lei X T, et al, 2011. An overview on the study of tropical cyclone remote rainfall[J]. J Trop Sci,27(2):264-270(in Chinese).

郭蕊,苗春生,张楠,等,2013. 一次淮河流域梅雨锋暴雨的大别山地形敏感性试验[J]. 大气科学学报,36(5):626-634. Guo R, Miao C S, Zhang N, et al, 2013. Sensitivity experiments of effects of Dabie Mountains terrain on Meiyu front rainstorm over Huaihe River Basin[J]. Trans Atmos Sci,36(5):626-634(in Chinese).

雷小途,陈联寿,2001. 热带气旋的登陆及其与中纬度环流系统相互作用的研究[J]. 气象学报,59(5):602-615. Lei X T, Chen L S, 2001. Tropical cyclone landfalling and its interaction with mid-latitude circulation systems[J]. Acta Meteor Sin,59(5):602-615 (in Chinese).

冷春香,陈菊英,2003. 西太平洋副高在 1998 年和 2001 年梅汛期长江大涝大旱中的作用[J]. 气象,29(6):7-11. Leng C X, Chen J Y, 2003. The effect of subtropical high on large area flood/drought in Changjiang River Valley during plum rains season of 1998 and 2001[J]. Meteor Mon,29(6):7-11(in Chinese).

刘梦娟,杨引明,储海,2017. 一种新的梅雨锋上中尺度涡旋识别方法[J]. 气象,43(1):11-20. Liu M J, Yang Y M, Chu H, 2017. A new detection algorithm of mesoscale vortex during Meiyu period [J]. Meteor Mon,43(1):11-20(in Chinese).

陆琛莉,李海军,宋刘明,等,2018. 一次“梅中返春”稳定性持续暴雨过程的预报失误分析[J]. 气象,44(1):132-141. Lu C L, Li H J, Song L M, et al, 2018. Analysis of forecast error in a continuous heavy rain event during the spring like plum rain season[J]. Meteor Mon,44(1):132-141(in Chinese).

任金声,1993. 南海登陆热带气旋与江淮出梅[J]. 气象,19(3):25-28. Ren J S. 1993. Tropical cyclone landing in the South China Sea and Jianghuai Meiyu period[J]. Meteor Mon,19(3):25-28 (in Chinese).

苏继峰,周韬,朱彬,等,2010. 2009 年 6 月皖南梅雨暴雨诊断分析和水汽后向轨迹模拟[J]. 气象与环境学报,26(3):34-38. Su J F, Zhou T, Zhu B, et al, 2010. Diagnostic analysis on Meiyu rainstorm and its simulation based on backward trajectory analysis method during June 2009 in the south of Anhui Province[J]. J Meteor Environ,26(3):34-38(in Chinese).

陶诗言,1980. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社:225. Tao S Y, 1980. Rainstorm in China[M]. Beijing: Science Press: 225 (in Chinese).

陶诗言,卫捷,张小玲,2008. 2007 年梅雨锋降水的大尺度特征分析[J]. 气象,34(4):3-15. Tao S Y, Wei J, Zhang X L, 2008. Large-scale features of the Meiyu front associated with heavy rainfall in 2007[J]. Meteor Mon,34(4):3-15(in Chinese).

王建捷,李泽椿,2002. 1998 年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析[J]. 气象学报,60(2):146-155. Wang J J, Li Z C, 2002. Numerical simulation and diagnostic analysis on mesoscale convective systems of a torrential rain case in Meiyu period of 1998[J]. Acta Meteor Sin,60(2):146-155(in Chinese).

王丽娟,何金海,司东,等,2010. 东北冷涡过程对江淮梅雨期降水的影响机制[J]. 大气科学学报,33(1):89-97. Wang L J, He J H, Si D, et al, 2010. Analysis of impacts of Northeast Cold Vortex processes on Meiyu rainfall period over Yangtze-Huaihe River Basin[J]. Trans Atmos Sci,33(1):89-97(in Chinese).

谢齐强,1993. 1991 年江淮流域持续性特大暴雨的水汽输送[J]. 气象,19(10):16-20. Xie Q Q, 1993. Moisture transfer associated with the sustained heavy rain in 1991 over the Jianghuai Valley [J]. Meteor Mon,19(10):16-20(in Chinese).

谢义明,解令运,沙维茹,等,2008. 江苏中部一次强对流天气的物理

机制分析[J]. 气象科学,28(2):212-216. Xie Y M,Xie L Y,Sha W R,et al,2008. Mechanism analysis of a severe convection process in middle Jiangsu[J]. J Meteor Sci,28(2):212-216(in Chinese).

徐洪雄,徐祥德,张胜军,等,2014. 台风韦森特对季风水汽流的"转运"效应及其对北京"7·21"暴雨的影响[J]. 大气科学,38(3):537-550. Xu H X,Xu X D,Zhang S J,et al,2014. Long-range moisture alteration of a typyoon and its impact on Beijing extreme rainfall[J]. Chin J Atmos Sci,38(3):537-550(in Chinese).

徐景芳,吕君宁,1991. 长江中下游梅雨气侯区水汽来源及输送[J]. 南京气象学院学报,14(2):211-218. Xu J F,Lü J N,1991. Moisture source and transfer in the Meiyu climatic region of the mid-lower Changjiang River[J]. J Nanjing Inst Meteor,14(2):211-218(in Chinese).

许新田,李明,陶建玲,等,2006. 陕西2003年持续性暴雨高低空急流特征分析[J]. 气象科学,26(6):682-688. Xu X T,Li M,Tao J L,et al. 2006. Analysis of the characteristics of the upper level and the low－level jet streams for the persistent rainstorm in ShaanXi[J]. J Meteor Sci,26(6):682-688(in Chinese).

杨舒楠,曹勇,陈涛,等,2019. 台风苏迪罗登陆次日分散性暴雨成因及预报着眼点[J]. 气象,45(1):38-49. Yang S N,Cao Y,Chen T,et al,2019. Causes and focus points of forecasting the scattered rainstorm of Typhoon Soudelor on day 2 after landing[J]. Meteor Mon,45(1):38-49(in Chinese).

杨舒楠,路屹雄,于超,2017. 一次梅雨锋暴雨的中尺度对流系统及低层风场影响分析[J]. 气象,43(1):21-33. Yang S N,Lu Y X,Yu C,2017. Analysis on mesoscale convective system and impact of low-level wind in a Meiyu heavy rainfall event[J]. Meteor Mon,43(1):21-33(in Chinese).

杨帅,丁治英,徐海明,2006. 梅雨暴雨中高低空急流与西南涡的活动[J]. 南京气象学院学报,29(1):122-128. Yang S,Ding Z Y,Xu H M,2006. Upper low level jets and activities of Southwest Vortex in a torrential rain process during the period of Meiyu[J]. J Nanjing Inst Meteor,29(1):122-128(in Chinese).

杨义文,2002. 长江中下游梅雨与中国夏季旱涝分布[J]. 气象,28(11):11-16. Yang Y W,2002. Relationship between summer drought/flood pattern in China and Meiyu of mid-lower reaches of Changjiang River[J]. Meteor Mon,28(11):11-16(in Chinese).

尹志聪,王亚非,袁东敏,2011. 梅雨准双周振荡的年际变化及其前期强信号分析[J]. 大气科学学报,34(3):297-304. Yin Z C,Wang Y F,Yuan D M,2011. Analysis of the interannual variability of the Meiyu quasi-biweekly oscillation and its previous strong influence signal[J]. Trans Atmos Sci,34(3):297-304(in Chinese).

曾明剑,吴海英,王晓峰,等,2016. 梅雨期龙卷环境条件与典型龙卷对流风暴结构特征分析[J]. 气象,42(3):280-293. Zeng M J,Wu H Y,Wang X F,et al,2016. Analysis on environmental conditions and structural features of typical convective tornado storm in Meiyu period[J]. Meteor Mon,42(3):280-293(in Chinese).

张端禹,王明欢,陈波,2010. 2008年8月末湖北连续大暴雨的水汽输送特征[J]. 气象,36(2):48-53. Zhang D Y,Wang M H,Chen B,2010. Features of moisture transportation in a continuous torrential rain in Hubei Province at the end of August 2008[J]. Meteor Mon,36(2):48-53(in Chinese).

张瑞萍,马旭林,盛文斌,等,2014. 2011年6月江淮梅雨暴雨主要影响系统特征[J]. 大气科学学报,37(3):366-377. Zhang R P,Ma X L,Sheng W B,et al,2014. Characteristics of the main influential system of Jianghuai Meiyu storm in June 2011[J]. Trans Atmos Sci,37(3):366-377(in Chinese).

赵娴婷,魏建苏,朱定真,2011. 急流在梅雨期持续暴雨过程中的作用[J]. 气象科学,31(2):211-216. Zhao X T,Wei J S,Zhu D Z,2011. Analysis about function of jet for the persistent Meiyu rainstorm[J]. J Meteor Sci,31(2):211-216(in Chinese).

Kang D,Li W H,Chen L S,1992. Typhoon 9106's effect on Meiyu's ending in Jianhai Valleys[C]. Huangshan:International symposium torrential rain and flood:259-260.