

田亚杰, 黄泓, 王春明. 2018. 2016 年 01 号台风“尼伯特”对一次梅雨期降雨影响的数值试验 [J]. 大气科学, 42 (2): 383–397. Tian Yajie, Huang Hong, Wang Chunming. 2018. A numerical study of typhoon “Nepartak” impacts on a precipitation event during Meiyu period [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (2): 383–397, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1705.17149.

2016 年 01 号台风“尼伯特”对一次梅雨期 降雨影响的数值试验

田亚杰^{1,2} 黄泓¹ 王春明¹

¹ 国防科技大学气象海洋学院, 南京 211101

² 解放军 78102 部队, 成都 610036

摘 要 本文应用分段位涡反演方法和中尺度 WRF 模式研究了 2016 年 01 号台风“尼伯特”对一次梅雨锋降水的影响, 研究表明: 减弱(增强)台风之后, 降雨区的水汽通量增加 7.34% (减少 6.67%), 动能增加 7.78% (减少 5.36%), 对流有效位能增加 6.66% (减少 5.71%)。江淮地区降雨量出现累积降雨量增加 10.21% (减少 8.13%)。台风“尼伯特”在其加强、靠近中国大陆的过程中, 迫使西太平洋副热带高压(简称副高)北抬东撤, 阻碍了沿副高边缘输送至江淮地区的水汽和热量, 间接导致该地区降水显著减少至消失; 此外台风增强过程中, 本体环流对于水汽和能量的消耗增大, 导致孟加拉湾输送至江淮降雨区的水汽和能量的减少, 直接导致梅雨锋降水过程中止。

关键词 梅雨锋 台风 分段位涡反演 西太副高

文章编号 1006-9895(2018)02-0383-15

中图分类号 P445

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1705.17149

A Numerical Study of Typhoon “Nepartak” Impacts on a Precipitation Event during Meiyu Period

TIAN Yajie^{1,2}, HUANG Hong¹, and WANG Chunming¹

¹ Institute of Meteorology and Oceanography, PLA National University of Defense Technology, Nanjing 211101

² No.78102 Army of PLA, Chengdu 610036

Abstract In this paper, the effects of typhoon Nepartak on a Meiyu frontal precipitation event is explored by using the piecewise potential vorticity inversion method and the mesoscale WRF model. The results show that after weakening (strengthening) the typhoon, the water vapor flux over the rainfall area increased by 7.34% (decreased by 6.67%), the kinetic energy increased by 7.78% (decreased by 5.36%), the convective available potential energy increased by 6.66% (decreased by 5.71%), and accumulated precipitation in the Yangtze–Huaihe River basin increased by 10.21% (decreased by 8.13%). During the period when typhoon Nepartak was strengthening and approaching Mainland China, the subtropical high was forced to move northward and retreat eastward, which could directly prevent the water vapor and

收稿日期 2017-04-04; 网络预出版日期 2017-06-08

作者简介 田亚杰, 男, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要从事中尺度气象学研究. E-mail: 15852912057@163.com

通讯作者 黄泓, E-mail: hhong7782@sina.com

资助项目 国家自然科学基金项目 41375049、40905021、41275099, 中国博士后科学基金项目 2011M500894, 国家公益性行业(气象)科技专项 GYHY20120605

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41375049, 40905021, 41275099), China Postdoctoral Science Foundation (Grant 2011M500894), Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grant GYHY20120605)

thermal energy from transporting to the Yangtze–Huaihe River basin along the edge of the subtropical high and indirectly lead to significant precipitation reduction and even disappearance in the area. In addition, accompanied with the intensification of typhoon, the depletion of water vapor and energy of the noumenon circulation increased, leading to decreases in water vapor and energy transport form the Bay of Bengal to Yangtze–Huaihe River basin. As a result, the Meiyu frontal precipitation terminated.

Keywords Meiyu front, Typhoon, Piecewise potential vorticity inversion, Western Pacific subtropical high

1 引言

江淮梅雨（以下简称为梅雨）是每年夏初江淮流域常会出现的连阴雨天气，是中国夏季雨季中最重要的降雨期。梅雨是东亚季风环流系统相互作用的集中体现，其发生发展受到东亚夏季风的影响（陶诗言，1980；Huang et al., 2007；Ding, 2007）。西太平洋副热带高压（以下简称副高）的强度，脊线位置的季节变化决定着每年入梅、出梅的早晚以及降雨期的长短、梅雨量的多寡（Tao et al., 1992；Kang et al., 1992；李鲸等，2011）。因此副高的强弱和位置的进退决定着梅雨期的长短，而副高的强弱变化受海上热带气旋、台风的影响（陶诗言，1980）。台风（TC）是影响中国天气变化的重要天气系统，对中国整个长江流域的天气变化有着至关重要的作用（冯立华，2003）。台风降水区可化分为两部分，一是台风环流本身的降水即直接降水，二是台风远距离降水即间接降水（陈联寿，2006）。台风与副高直接相互作用可间接影响中纬度地区的大陆降水强度和落区（蒋尚城，1983；张兴强等，2004；杨晓霞等，2008）。研究表明不同的台风登陆路径对应着不同的副高形势，台风西行路径时，副高呈东西向带状分布，台风沿着副高南部西行，副高在整个过程中西伸；转向路径时，副高开始呈东西向带状，随着台风的移动副高主体东退，在 160°E 附近中间断裂；北上路径的台风对应的副高主体偏东；副高位置的东退、北抬以及分布状态的变化同样对台风的登陆路径和大陆降水有着一定的反馈作用（任素玲等，2007）。TC 的强弱变化也决定了副高的位置、强度的变化，进而 TC 对梅雨雨期的长短、降雨量的大小有着重要的作用（李江南等，2003）。

不少研究学者对这两种重要天气现象的相互作用进行研究：研究表明梅雨降水量与全年、台风季的台风频数存在显著的负相关，分别达到 -0.45 、 -0.39 ，并且有比较一致的反相位年际、年代际变化（赵润华和江静，2009）。TC 会导致梅雨的减弱、

中断或结束，一旦有强台风活动时，梅雨往往减弱或消退（Cheng et al., 1999）。Eliassen-Palm 通量诊断分析表明，台风可通过对西风急流和副高的强迫作用来影响梅雨系统。台风携带大量的低纬扰动能量，不仅对平均西风气流产生净局地强迫，造成急流北跳，又可以利用瞬变波与缓变波的相互作用强迫副高北抬东退，促使梅雨中断或结束（陈联寿和孟智勇，2001；雷小途和陈联寿，2001）。TC 有时也能切断低纬环流系统向中纬度地区的水汽和能量输送通道，可使梅雨中断甚至结束（陈联寿，2006）。

1985 年 Hoskins 等学者首次提出了位涡反演的理论，并逐渐运用到 Rossby 波的传播发展理论中，后来逐渐向天气系统的范畴里靠近，解释了切断低压、阻塞高压及不稳定理论中，位涡反演理论的影响范围也越来越广，此外，Hoskins 也首次提出了位涡反演所需的三个基本要求即首先指定某种平衡条件，再者指定某种参考状态来描述位涡的质量分布，最后在适当的边界条件下，在整个研究区域求解反演问题。因此，若给出定量的位涡特征，就可以利用位涡理论反算出温度、压和风场分布，从而解释天气系统的演变和发展（Hoskins et al., 1985）。位涡反演技术在国内外的研究台风中起着重要的作用。利用位涡反演诊断方法，将初始时刻位涡场中台风所对应的正值位涡扰动完全扣除后可将初始场中的台风完全扣除来研究变性台风的原理和机制（Davis and Emanuel, 1991）。利用位涡反演方法将 QuikSCAT 卫星风场资料与 NCEP 资料的位涡差作为扰动位涡，从而反演计算出扰动初始物理量场的分布并逐步加入 QuikSCAT 风场资料后修改了模式的初始场，从而可以提高对于台风的模拟水平（周毅等，1998）。

本文采用分段位涡反演得到台风环流对应的位涡异常及其反演场，从而修改模式初始场，通过加强台风或者减弱台风环流，从水汽条件、对流条件以及能量的变化等方面分析台风对江淮地区梅雨期降雨的影响，从而提高对梅雨的预报准确率。

2 过程介绍

2016 年 7 月初开始, 在我国江淮、江汉等地出现大面积的强降雨, 持续时间和降雨量都达到暴雨的量级、部分地区达到大暴雨量级。随着台风“尼伯特”的靠近大陆地区, 大陆降雨区雨量出现了明显减弱、部分地区甚至出现了降雨结束的现象。

由图 1 和图 2a 可知 3~4 日“尼伯特”处于生成发展期, 其强度逐渐增强、影响范围也随之扩大, 而此时我国东南部自江苏沿海地区至云南以东出现大范围降水, 雨带呈东北—西南走向带状分布, 3 日 24 h 累积降雨中心主要集中在安徽和两湖地区, 其中安徽南部以及两湖交界处降水最强, 累计雨量超过 100 mm 达到大暴雨量级, 此外, 南海地区台风附近尚未出现降水。5~7 日, 台风处于强烈发展期, 中心最低海平面气压达到 905 hPa, 最大风速超过 68 m s^{-1} , 最大强度持续了近 18 个小时, 此时大陆带状雨带逐渐分裂为零疏点状分布。6 日(图 2c), 随着台风强烈发展, 大陆降水出现明显的减少, 主要降水集中在湖北武汉地区和中国西南部, 武汉地区雨量锐减至 50~100 mm 之间, 至 7 月 7 日, 随着“尼伯特”逐渐靠近大陆, 大陆降水几乎不复存在, 南海上台风本身产生的螺旋雨带更加明显, 降雨量超过 250 mm。从整个降雨趋势可以明显的看出, 随着“尼伯特”逐渐靠近内陆地区, 大陆降雨区降雨出现中断和结束, 这是本文讨论的重点。

3 数值模拟试验设计

3.1 分段位涡反演

为了定量分析“尼伯特”对此次梅雨期降水过程的影响, 利用分段位涡反演方法, 将台风系统从大尺度环境场中分离出来, 并通过加强和减弱台风强度的敏感性试验讨论台风系统与梅雨锋降雨的相互作用过程。

分段位涡通过把复杂的现象“分解”成各种相对简单的现象, 以便于研究天气现象间的“因果”关系, 将整个位涡场人为地分成个别位涡异常区和周围环境场, 然后逐个反演位涡异常区, 分析其对整个流场的贡献以及他们之间的相互作用。如图 3 (Hoskins, 1997), 若 D 区域为整个流场, 其内部存在两个天气系统 D_1 和 D_2 , 将天气系统 D_1 “分解”为个别位涡异常区 Z_1 和周围环境场 ($D_1 - Z_1$), 通过位涡反演得到位涡异常区 Z_1 的分

布状况, 同理也可得到天气系统 D_2 的位涡异常区 A_2 的分布状况, 从而可研究分析得到 D_1 和 D_2 、 D_1 和 D 以及 D_2 和 D 之间的相互作用。

本文利用分段位涡 (PV) 反演修改初始场的具体实现步骤主要概括为 7 步:

(1) 选取研究台风系统的时间跨度和空间范围;

(2) 采用时间平均法计算台风系统的平均状态;

(3) 计算初始场和平均场的流函数和位涡;

(4) 设定合理的边界条件, 利用超松弛迭代法计算满足平衡条件的位涡扰动;

(5) 利用位涡扰动结果反演出台风系统的扰动速度、扰动温度和扰动位势高度场;

(6) 选取合理的权重系数改变初始场即按照设定比例加上或减去扰动场, 从而修改模式初始场;

由于只是修改初始场中的部分区域, 使得修改边界处与环境场之间会出现不连续问题, 容易引起模式积分溢出的不稳定状况, 因此引入海绵边界计算权重系数, 使得初始场中的大气环境重新达到平衡性质, 从而得到合理的结果。此外, 为了减小修改后的误差, 选取修改范围必须小于反演区域 ($0^\circ \sim 45^\circ \text{N}$, $90^\circ \sim 160^\circ \text{E}$), 但也必须大于台风外围最大影响范围, 所以选取修改范围为 ($3^\circ \sim 20^\circ \text{N}$, $130^\circ \sim 153^\circ \text{E}$), 此修改范围包括了台风的主体环流, 但不包括其它天气系统, 减小边界上可能出现的误差。

(7) 通过修改 WRF 模式中 WPS 模块生成的中间文件, 将反演结果加入到模式的初始场中。

考虑到对流层上层 (50 hPa 及以上) 台风影响较弱, 对流层低层 (950 hPa 以下) 贴近近地面层, 修改初始场会导致结果出现严重误差, 因此, 文章修改高度方案选择 950~50 hPa 之间的所有高度层。

3.2 模拟试验设计

本文使用 WRFV3.5 版本模式对此次降雨过程和台风过程进行数值模拟。数据采用 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 的逐 6 h 再分析资料作为数值模拟的初始背景场。模拟过程中模式水平方向采用 Arakawa C 网格双重嵌套网格, 垂直方向采用非线性变化的 Eta 坐标, 共 42 层, 模式层顶设为 50 hPa。且网格距和格点数在不同的方案中保持不变, 网格中心位于 (35°N , 118°E); 粗网格水平分辨率为 30 km, 网格数为 320×300 , 细网格水平分辨率为 10 km, 网格数为 331×280 , D01 模拟区域覆盖整个中国和南

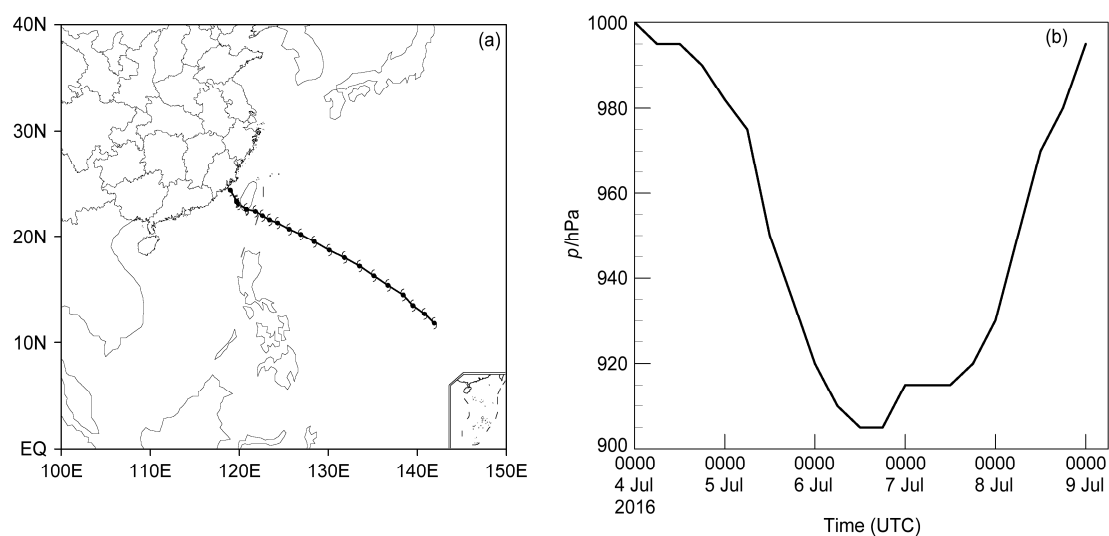


图1 2016年7月4日00:00(协调世界时,下同)至9日00:00每6小时台风“尼伯特”(a)中心位置以及(b)中心最低气压(单位:hPa)变化曲线

Fig. 1 (a) The track and (b) minimum sea level pressure (units: hPa) of typhoon Nepartak at 6-h interval from 0000 UTC 4 July to 0000 UTC 9 July

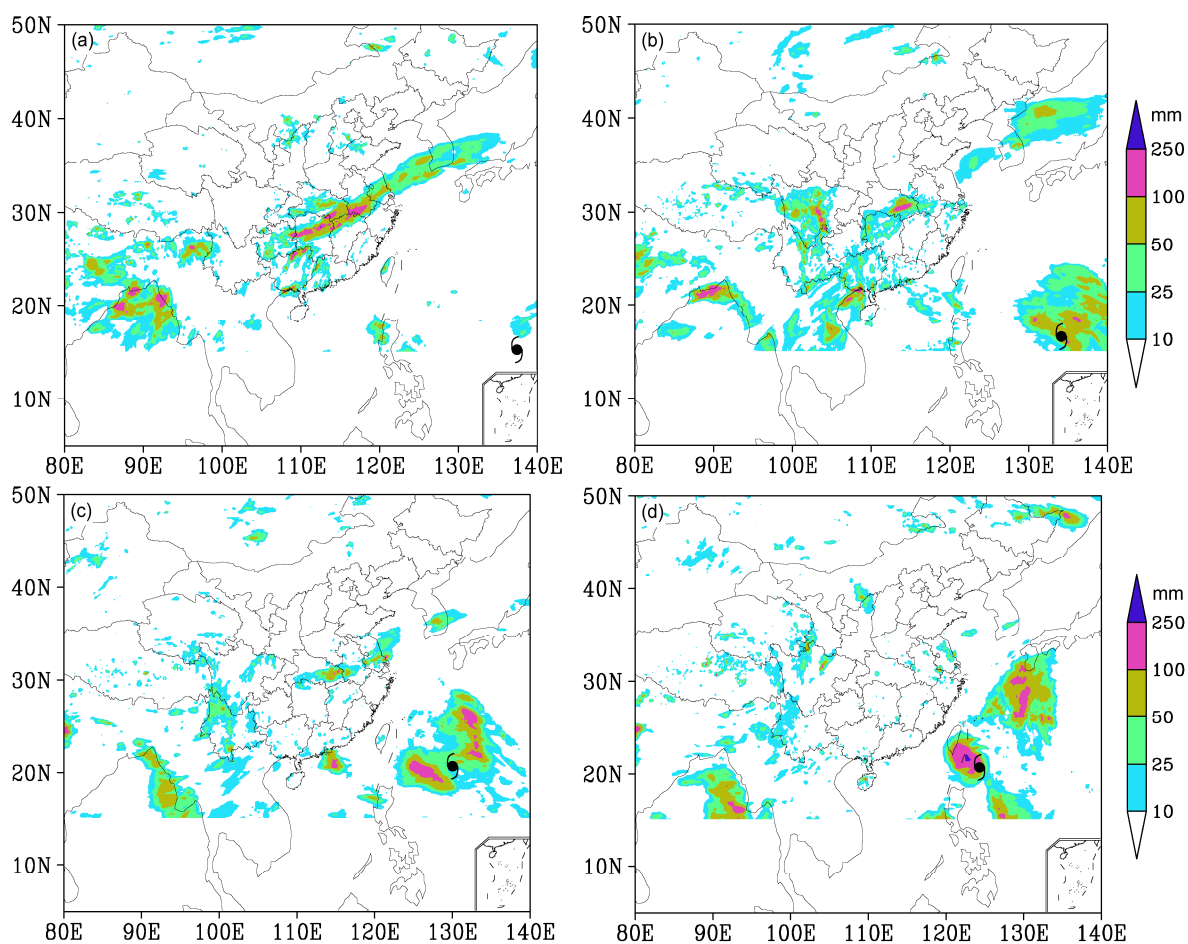


图2 2016年7月(a)3日、(b)5日、(c)6日和(d)7日24h累计降雨量(填色,单位:mm)

Fig. 2 Cumulative 24-h precipitation (shaded, units: mm) on (a) July 3, (b) July 5, (c) July 6, and (d) July 7 of 2016

亚大部分地区以及西太平洋的海域范围, 足够大的覆盖面积能够尽可能包括所有的天气系统, 从而提高对此次过程的模拟效果。积分时间从 2016 年 7 月 4 日 00:00 (协调世界时, 下同) 开始, 模式积分 120 h, 模式积分时间步长为 90 s 结果每 1 h 输出一次。经过反复的试验后最终确定数值试验方案的参数设置见表 1。

表 1 模式运行的参数化方案

Table 1 Parameterization schemes used in the model

	参数化方案	
	D01	D02
格点数	320×300	331×280
网格距	30 km	10 km
长波辐射	RRTM 方案 (Kain, 1990)	
短波辐射	Dudhia 方案 (Kain, 1990)	
边界层	Mellor-Yamada-Janjic TKE 方案 (Kain, 1990)	
陆面过程	Unified Noah 方案 (Kain, 1990)	
云微物理过程	New Thompson 方案 (Morrison et al., 2009)	
积云对流方案	Kain–Fritsch (new Eta) 方案 (Hong et al., 2004)	

研究表明不同程度的加强(减弱)高空槽, 则变性台风有着不同的变化结果(李英等, 2006)。本文参考前人的研究思路经过反复的试验后最终确定在初始场中减去(加入)分段位涡反演所得结果的 3 倍能够达到研究的需要。因此设计两组敏感性试验, 第一组敏感性试验将初始场中的台风的作用减弱(PV−3 试验), 第二组敏感性试验将初始场中的台风的作用加强(PV+3 试验), 控制试验(CTL)为原始初始场, 三组试验采用相同的网格设计以及参数化方案(表 1)。通过对三组试验模拟结果进行对比分析, 可以研究台风在此次梅雨期降雨过程中所起的作用。

3.3 修改初始场结果

3.3.1 PV−3 试验修改结果

采用前文所列方法以及修改范围, 利用海绵边

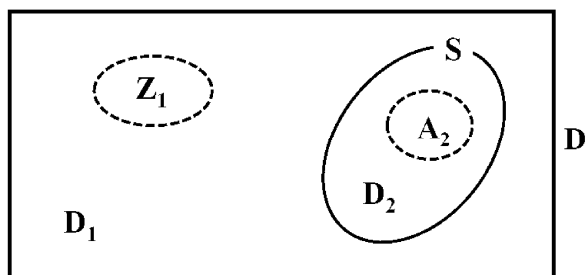


图 3 分段位涡 (PV) 反演示意图

Fig. 3 Schematic diagram of the piecewise PV (potential vorticity) inversion

界计算权重系数, 在初始场中减去反演场的 3 倍, 从而修改模式的初始场, 如图 4 和图 5, 从 500 hPa 位势高度场和位涡的分布可知, PV−3 试验与 CTL 试验相比, 位于 (12.5°N, 142°E) 附近的低位势区有所减弱, 中心位势高度从 584 dagpm 增加至 588 dagpm, 位涡大于 2.5 PVU ($1\text{ PVU}=10^{-6}\text{ kg}^{-1}\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$) 的大值带范围减弱。结合风场的水平分布对比结果可以清楚地看到 PV−3 试验台风附近的螺旋风场减弱, 说明台风的效应减弱较明显。

图 5 给出了 PV−3 试验修改初始场后积分 4 h 相对湿度场与风场的对比图, 由图可以看到, PV−3 试验位于台风附近的水平风速大小明显减弱, 此外, 从 PV−3 试验台风处相对湿度场积分 4 h 后的变化可知, 若减弱初始场中台风的作用, 随着积分时间的增长, 台风附近的强螺旋水汽带明显减弱 (CTL 试验中 90% 的相对湿度带减弱为 PV−3 试验中 80% 的相对湿度带)。

综合考虑 PV−3 试验台风附近 500 hPa 上位势高度、水平风场以及 850 hPa 上相对湿度的变化, 可以看到 PV−3 试验成功的减弱了台风的作用。

3.3.2 PV+3 试验修改结果

PV+3 试验与 PV−3 试验修改范围以及权重系数计算一致, 在初始场的基础上加上反演场的 3 倍, 从而修改模式的初始场, 如图 6 和图 7 所示, 从 500 hPa 位势高度场的分布可知, PV+3 试验与 CTL 试验相比, 位于 (12.5°N, 142°E) 附近的低位势区明显增强, 中心位势高度从 584 dagpm 减弱至 578 dagpm, 位涡大于 2.5 PVU 的大值区范围增大。结合风场的水平分布对比结果可以清楚地看到 PV+3 试验台风附近的螺旋风场增强显著, 说明台风的作用在初始场中有所加强。

图 7 给出了 PV+3 试验修改初始场后积分 4 h 后相对湿度场与风场的对比图, 由图可以看到, PV+3 试验位于台风附近的水平风速大小明显增强。此外, 从 PV+3 试验中台风处相对湿度场积分 4 h 后的变化可知, 若增强初始场中台风的作用, 随着积分时间的增长, 台风附近的强螺旋状相对湿度的分布有所加强, 与台风环流相对应的强水汽辐合增强。

综合考虑 PV+3 试验台风附近 500 hPa 上位势高度、水平风场以及 850 hPa 上相对湿度的变化, 可以看到 PV+3 试验成功的加强了台风在环境场中的作用。

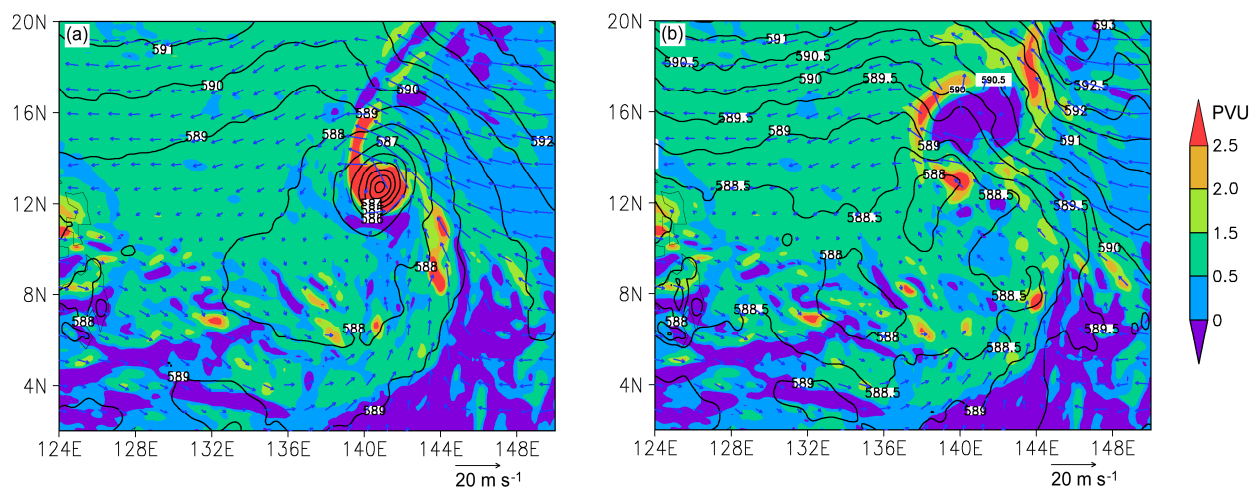


图4 2016年7月4日00:00 (a) CTL试验与(b) PV-3试验500 hPa位势高度(黑色等值线, 单位: dagpm)、位涡(填色, 单位: PVU, 1 PVU = $10^{-6} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)及风矢量(单位: m s^{-1})

Fig. 4 500-hPa geopotential height (black contours, units: dagpm), potential vorticity (shaded, units: PVU, 1 PVU = $10^{-6} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), and wind vectors (units: m s^{-1}) at 0000 UTC on July 4 simulated by (a) CTL experiment (control experiment) and (b) PV-3 experiment

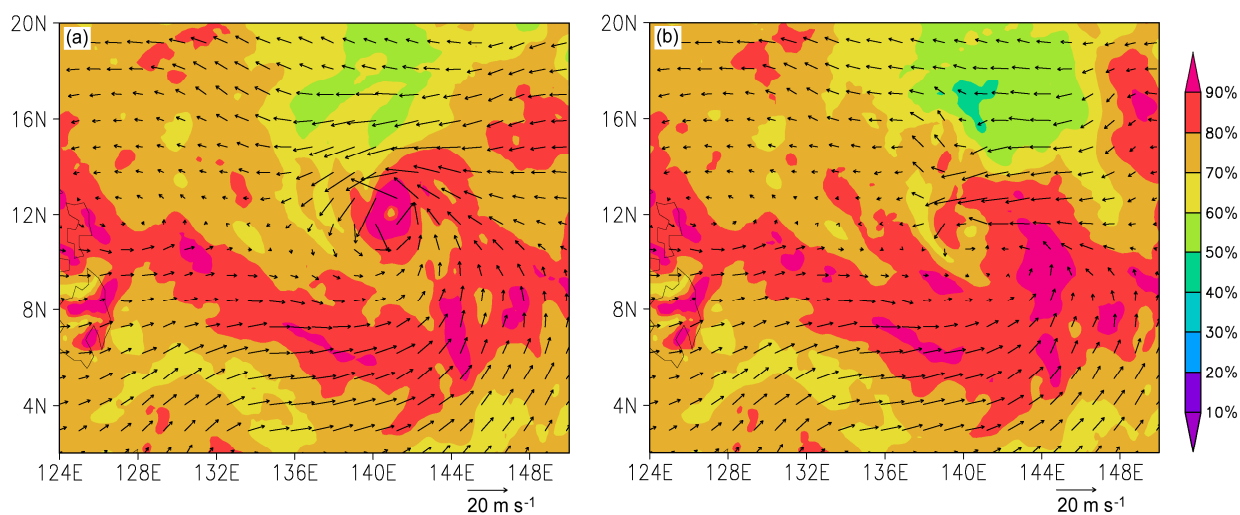


图5 2016年7月4日04:00 (a) CTL试验和(b) PV-3试验850 hPa上相对湿度(阴影)和风矢量(单位: m s^{-1})

Fig. 5 850-hPa relative humidity (shaded) and wind vectors (units: m s^{-1}) at 0400 UTC on July 4 simulated by the (a) CTL experiment and (b) PV-3 experiment

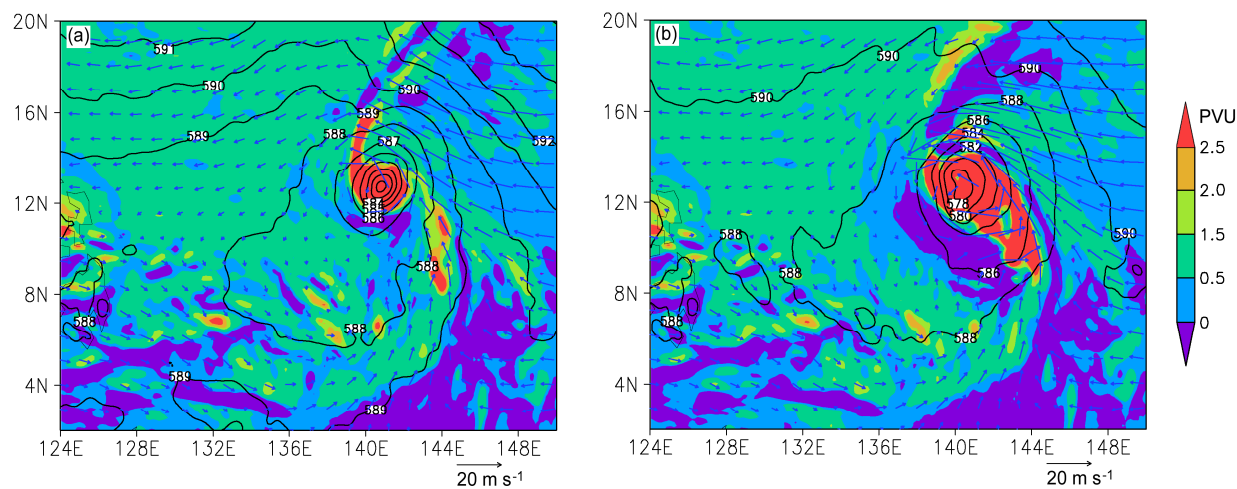


图6 同图4, 但为(a) CTL试验和(b) PV+3试验

Fig. 6 Same as Fig. 4, but for the (a) CTL experiment and (b) PV+3 experiment

3.4 台风初始强度的变化对台风路径及强度影响

修改台风初始强度后, 台风的登陆路径也会发生相应的改变。因此图 8a 给出了三组试验台风的登陆路径 (2016 年 7 月 4 日 00:00 至 8 日 00:00), 如图 8 可以看到三组试验台风的登陆路径趋势基本一致, 当增强初始场中台风的作用时 (PV+3 试验), 台风强度有着明显的增强, 所以其移动速度明显大于其它两组试验, 台风于 7 日 00:00 就已经登陆我国台湾地区。相反, 减弱初始场中台风的作用时 (PV-3 试验), 台风移动速度弱于 CTL 试验, 7 日 00:00 台风位于 (20°N, 122°E) 附近, 离我国台湾地区尚远。

改变初始场中台风的强度之后, 随着时间的增长, 台风的强度也会受到一定的影响。因此图 8b 给出了三组试验中台风强度的变化, 当减弱初始场中台风的作用时 (PV-3 试验), 随着积分时间的增长, 台风强度有着明显的减弱, 中心最低气压为 985 hPa, 并且台风最强时刻为 8 日之后, 而在 8 日之前的台风强度明显弱于 CTL 试验。当增强初始场中台风的作用时 (PV+3 试验), 随着积分时间的增长, 台风的强度明显增强, 4 日 00:00 中心最低气压为 982 hPa, 明显强于 CTL 试验的 1001 hPa, 此外, PV+3 试验台风强度的变化趋势与 CTL 试验基本保持一致, 但气压低于 CTL 试验, PV+3 试验

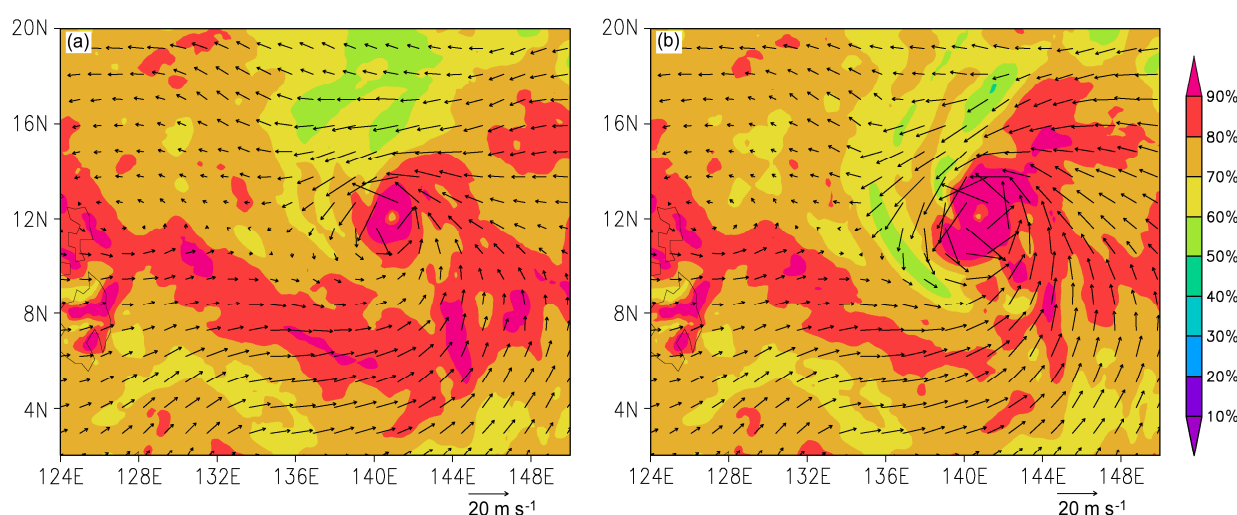


图 7 同图 5, 但为 (a) CTL 试验和 (b) PV+3 试验

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for the (a) CTL experiment and (b) PV+3 experiment

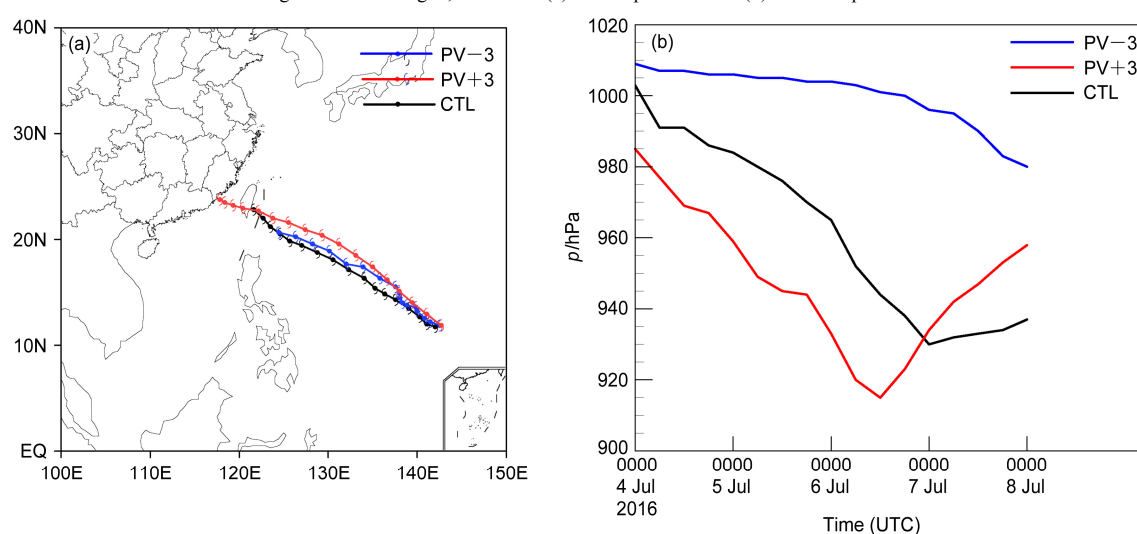


图 8 2016 年 7 月 4 日 00:00 至 8 日 00:00 CTL 试验 (黑色实线)、PV-3 试验 (蓝色实线) 和 PV+3 试验 (红色实线) 每 6 h (a) 台风位置变化及 (b) 中心最低气压变化 (单位: hPa)

Fig. 8 (a) The track and (b) sea level pressure (units: hPa) of typhoon Nepartak at 6-h interval from 0000 UTC 4 July to 0000 UTC 8 July in the CTL experiment (black line), PV-3 experiment (blue line), and PV+3 experiment (red line)

中台风最强时刻也略有提前,基本在 6 日 12:00 达到了最强,中心最低气压为 910 hPa 左右,明显小于 CTL 试验的 930 hPa。

3.5 台风对降雨量的影响

分析减弱台风或者加强台风前后过程的累积降水量变化是检验台风对此次梅雨降雨过程作用的最直接方法。由于敏感性试验修改了模式的初始场,随着时间积分模式前 12 h 的结果会出现不稳定的状况,因此分析降雨量的变化主要针对积分 12 h 之后的分析结果。

前文分析已知,7 月 5~7 日是降雨减弱较为明显的时间段,5 日江淮流域 24 h 累计降雨量达到大暴雨的量级,但 7 日之后江淮流域的降雨带不复存在。因此图 9 给出了 CTL 试验、PV-3 试验与 PV+3 试验 5 日江淮流域 24 h 累积降雨量的分布,如

图可知减弱初始场中台风的作用之后(PV-3 试验),江淮地区 5 日 24 h 累积降雨量普遍超过 50 mm d⁻¹,湖北以东和以北地区出现大范围降雨量超过 100 mm d⁻¹的强降雨中心,与 CTL 试验相比雨带范围更大,雨量等级也更强;反之加强初始场中台风的作用之后(PV+3 试验),江淮地区 5 日 24 h 累积降雨量普遍保持在 20~50 mm d⁻¹之间,雨量显著减弱,湖北以东和以北地区降雨量超过 100 mm d⁻¹的强降雨中心带也随之缩小,与 CTL 试验相比雨带范围变小,雨量等级也相应减弱。试验结果表明台风的加强会使得江淮强降雨减弱,雨带范围减小。

结合图 10 给出了 CTL 试验、PV-3 试验与 PV+3 试验 7 日江淮流域 24 h 累积降雨量的分布,如图可知减弱初始场中台风的作用之后(PV-3 试

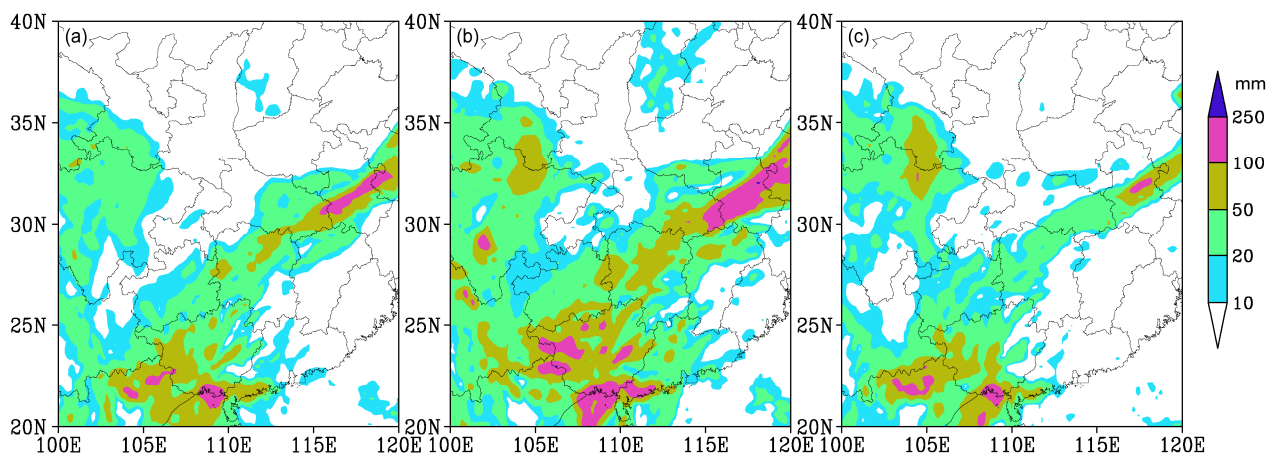


图 9 2016 年 7 月 5 日 (a) CTL 试验、(b) PV-3 试验与 (c) PV+3 试验江淮流域 24 h 累积降雨量 (阴影, 单位: mm)

Fig. 9 Cumulative 24-h precipitation (shaded, units: mm) on July 5, 2016 in the Yangtze-Huaihe River basin simulated by the (a) CTL experiment, (b) PV-3 experiment, and (c) PV+3 experiment

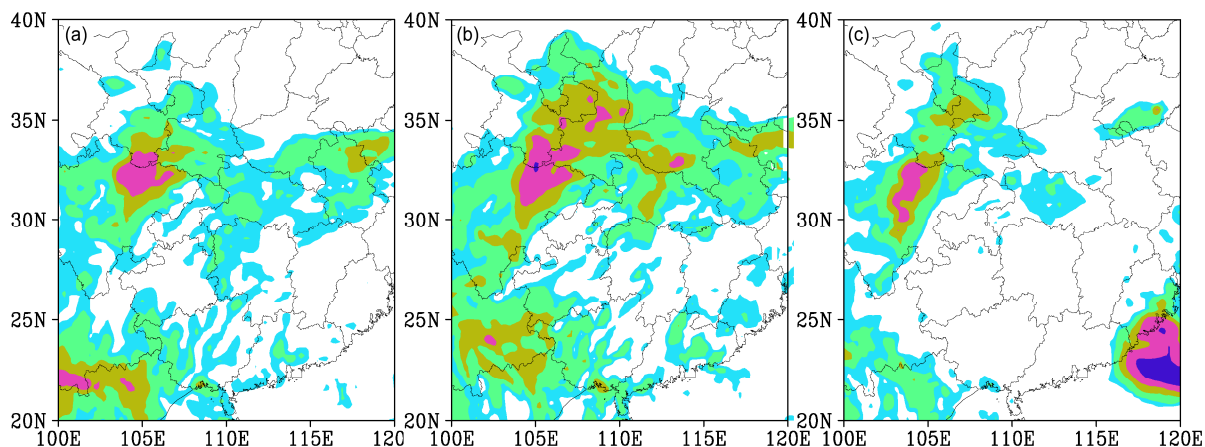


图 10 同图 9, 但为 2016 年 7 月 7 日

Fig. 10 Same as Fig. 9, but for July 7, 2016

验), 7 日 $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 地区 24 h 累积降雨量普遍超过 50 mm d^{-1} , 部分地区出现降雨量超过 100 mm d^{-1} 的强降雨中心, 与 CTL 试验相比雨带范围更大, 雨量等级也更强; 反之加强初始场中台风的作用之后 (PV+3 试验), 7 日 $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 地区 24 h 累积降雨量普遍保持在 $10\sim 20\text{ mm d}^{-1}$ 之间, 雨量显著减弱, 多数地区降雨基本结束, 与 CTL 试验相比雨带范围变小, 雨量等级也相应减弱。试验结果表明台风作用会使得江淮强降雨减弱, 雨带范围减小。

4 台风对梅雨期降雨的影响

前文定性地分析了台风对于降雨量的影响, 但台风对于降雨的减弱起多大的决定作用呢? 表 2 给出了减弱 (加强) 初始场中台风后降雨区 ($25^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 各物理量 4 日 12:00 至 7 日 12:00 累积增幅 (减幅), 由表 2 可知若减弱初始场中台风作用, 则导致降雨区累积降雨量增幅为 10.21%, 降雨量的增加与降雨区水汽条件、动力条件以及能量的累积密切相关, 因此减弱台风之后, 降雨区的水汽通量增加 7.34%, 动能增幅达到 7.78%, 对流有效位能增幅达到 6.66%; 反之若加强初始场中台风作用, 降雨区累积降雨量减少 8.13%, 相应的降雨区水汽通量减少 6.67%, 动能减少 5.36%, 对流有效位能减幅达到 5.71%。综合可知, 若减弱台风的作用, 降雨区的水汽、能量都相应增加, 从而导致降雨量的增加; 反之增强台风的作用, 降雨区的水汽、能量都相应减少。

表 2 台风减弱 (增强) 时降雨区物理量增 (减) 幅

Table 2 Typhoon weakened (enhanced) rainfall area physical increase (decrease) amplitude

	各物理量增 (减) 幅			
	降雨量	水汽通量	动能	对流有效位能
增幅	10.21%	7.34%	7.78%	6.66%
减幅	8.13%	6.67%	5.36%	5.71%

定量分析可知降雨区水汽条件、动力条件以及能量都随着台风强度的改变都发生了改变, 但是否是由台风所引起的是下文主要研究讨论的。

4.1 台风对环流背景的影响

天气学诊断分析表明, 此次梅雨期降雨的发生发展与副热带高压的位置和强度有着密切的联系, 而此次台风的移动是沿着副高边缘处运动的, 其对副高的影响亦可影响梅雨期的降雨情况。因此, 对于副高位置的移动以及强度的变化是

间接考虑台风对于梅雨期降雨影响的方法之一。

图 11 给出了控制试验与敏感性试验副高 592 dagpm 线位置随时间的变化。由图 11a、b、c 可知 5~6 日副高稳定存在于我国华南地区, 副高北抬趋势不明显, 但不同试验的模拟结果不同, 在同一时刻下, 与 CTL 试验相比, PV-3 试验模拟副高位置偏南, PV+3 试验模拟副高位置偏北, 说明台风强度对于副高的影响较为显著, 随着台风强度的增强, 副高位置更偏北一侧。随着台风逐渐靠近华南地区, 由图 11d、e、f 可以看到 CTL 试验与 PV+3 试验中副高逐渐呈现东撤的趋势, 并且 PV+3 试验东撤趋势大于 CTL 试验, 而 PV-3 试验东撤趋势不明显, 说明随着台风强度的增强, 推动着副高出现东撤, 导致沿副高边缘运动的水汽和热量也随着东撤, 从而使得降雨逐渐减弱。7 日之后 (图 11g、h、i), 由于实况台风强度于 7 日 00:00 达到最强 (图 1b), 而 PV+3 试验加强台风, 所以 PV+3 试验副高位置随时间东撤更加明显, 至 7 日 12:00 副高已经东撤至日本海附近, 这与梅雨期降雨结束的天气形势基本一致 (陶诗言等, 1980), 反之 PV-3 试验减弱了台风的作用, 副高仍然位于江淮、华南地区, 与 PV+3 试验 6 日 12 时副高位置和强度一致, 说明 PV-3 试验副高东撤速度远不及 PV+3 试验。而 CTL 试验副高位置位于 PV+3 试验与 PV-3 试验两者之间, 移动速度也介于两组敏感性试验之间。

从副高位置随时间的变化可知, 三组试验中副高都有北抬东撤的趋势, 但副高移动的速度不同, PV+3 试验移动速度远大于其它两组试验, 而 PV-3 试验副高移动速度小于 CTL 试验, CTL 试验副高移动速度则介于两组敏感性试验之间。因此, 随着台风强度的增强, 副热带高压北抬东撤速度更快, 反之, 减弱台风强度之后, 副热带高压北抬东撤速度缓慢, 所以台风对于此次降雨的天气形势有着至关重要的作用。

4.2 台风对梅雨锋的影响

图 12 给出了三组试验 5 日 12:00 假相当位温 θ_{se} 沿 115.5°E 的垂直剖面, 由图可以看出, 三组试验在 $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 附近都出现了明显的 θ_{se} 密集带, 并且自 600 hPa 以下都很显著, θ_{se} 密集带随高度向北偏移, 这是典型的梅雨锋结构。CTL 试验模拟此时梅雨锋位置位于 32°N 附近, 但当减弱台风之后 (图 12b), θ_{se} 密集带位置位于 31°N 附近, 与 CTL 试验

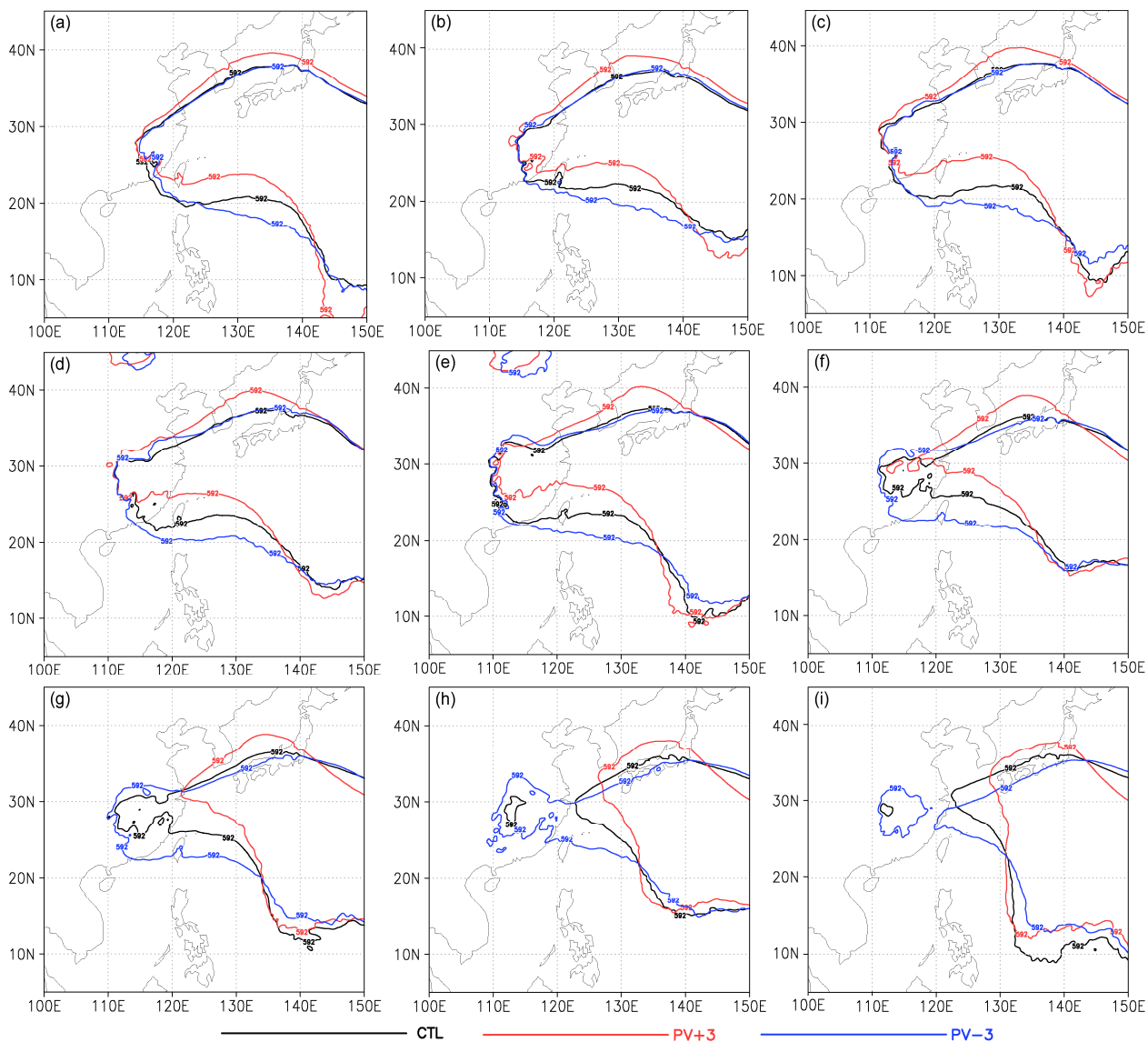


图 11 CTL 试验 (黑色实线)、PV-3 试验 (蓝色实线) 和 PV+3 试验 (红色实线) 模拟西太平洋副热带高压 592 dagpm 线位置随时间的变化: 2016 年 7 月 (a) 5 日 12:00; (b) 5 日 18:00; (c) 6 日 00:00; (d) 6 日 06:00; (e) 6 日 12:00; (f) 6 日 18:00; (g) 7 日 00:00; (h) 7 日 06:00; (i) 7 日 12:00

Fig. 11 Temporal changes in the location of the subtropical high ridge line (592 dagpm) simulated by the CTL experiment (black line), PV-3 experiment (blue line), and PV+3 experiment (red line): (a) 1200 UTC 5, (b) 1800 UTC 5, (c) 0000 UTC 6, (d) 0600 UTC 6, (e) 1200 UTC 6, (f) 1800 UTC 6, (g) 0000 UTC 7, (h) 0600 UTC 7, and (i) 1200 UTC 7, July 2016

相比位置偏南, 而加强台风之后 (图 12c), θ_{se} 密集带位置位于 33°N 附近, 与 CTL 试验相比位置更加偏北。台风推动着梅雨锋逐渐向北移动, 与副高的北抬趋势基本一致, 从而导致降雨的减弱。

图 13 给出了三组试验 6 日 18:00 θ_{se} 沿 115.5°E 的垂直剖面, 由图可以看出三组试验整体趋势基本一致, 自 600 hPa 以下 θ_{se} 密集带随高度向北偏移, 是典型的梅雨锋结构。但在 35°N 附近 θ_{se} 密集带分布情况不同, CTL 试验 θ_{se} 密集与 5 日 12:00 相比有

着明显的稀疏, 梅雨锋发展减弱; PV-3 试验密集带与 5 日 12:00 相比没有变疏, 并且位置也位于江淮流域, 符合梅雨锋的结构, 梅雨锋持续发展; PV+3 试验江淮流域的密集带基本消失, 从变化趋势可以看出密集带逐渐北抬移出江淮流域。

综合图 12 和图 13 可知三组试验 θ_{se} 的密集带的移动速度也不同, 在相同的时段内 (30 h 内), CTL 试验 θ_{se} 密集从 32°N 移动至 35°N 附近, 移动速度约为 2.4°h^{-1} ; PV-3 试验 θ_{se} 密集则从 31°N 移动至

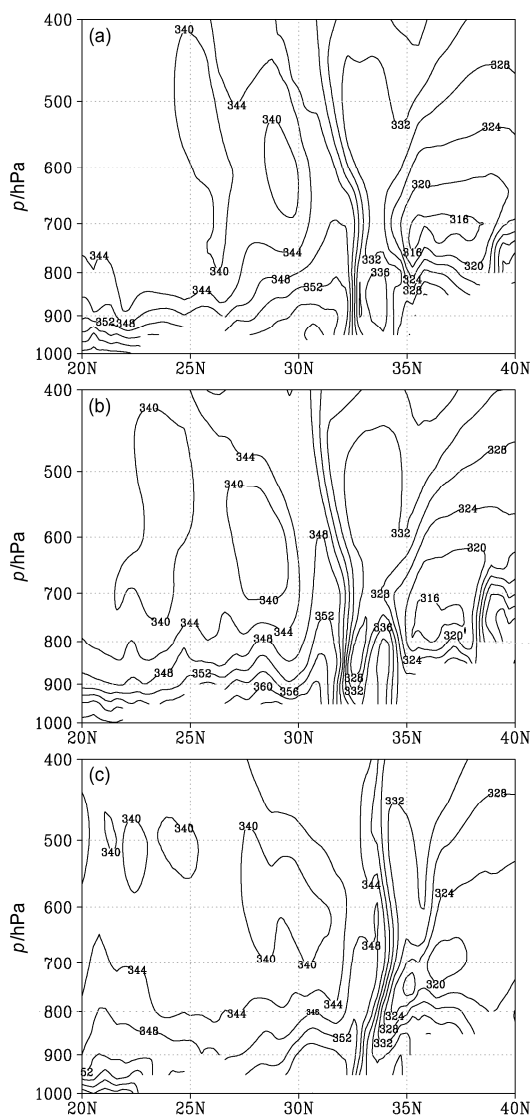


图 12 CTL 试验与敏感性试验 2016 年 5 日 12:00 θ_{se} 沿 115.5°E 的垂直剖面 (黑色等值线, 单位: K): (a) CTL 试验; (b) PV-3 试验; (c) PV+3 试验

Fig. 12 Vertical cross sections of θ_{se} (black contours, units: K) along 115.5°E at 1200 UTC on July 5: (a) CTL experiment; (b) PV-3 experiment; (c) PV+3 experiment

34°附近, 移动速度约为 $1.6^{\circ} \text{h}^{-1}$; 而 PV+3 试验 θ_{se} 密集从 33°N 移动至 37°附近, 移动速度约为 $3.2^{\circ} \text{h}^{-1}$ 。因此, 若加强台风, 降雨区梅雨锋的强度有所减弱, 并且北抬的移动速度也随之增大; 反之, 减弱台风, 降雨区梅雨锋的持续时间增长, 且北抬也随之减缓。由于梅雨锋的强度和北抬速度随着台风的增强随之减弱, 从而导致降雨量的减少。

4.3 台风对梅雨期降雨水汽条件的影响

图 14 给出了模式积分 24 h、48 h、72 h、96 h

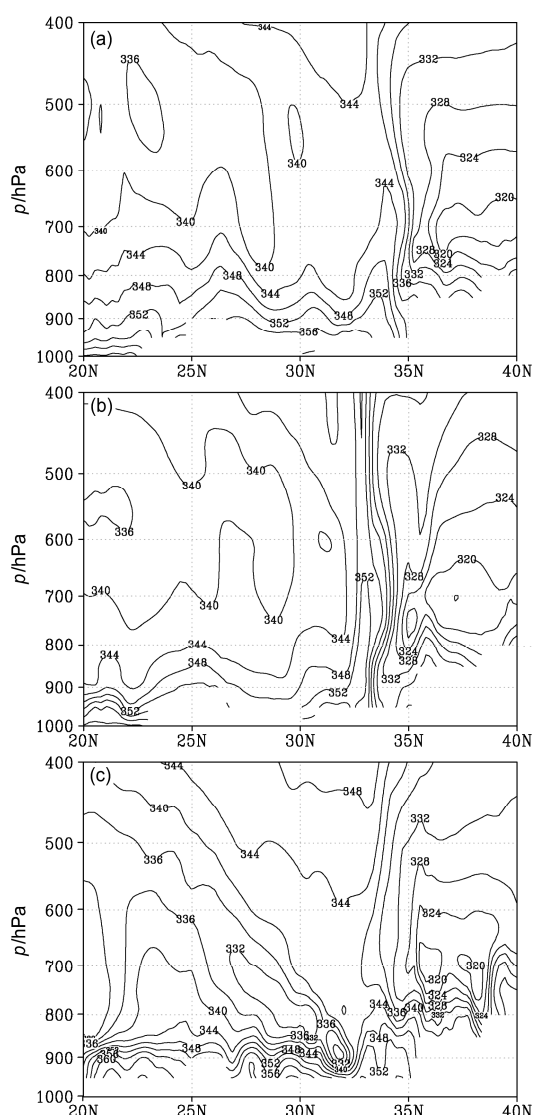


图 13 同图 12, 但为 6 日 18:00

Fig. 13 Same as Fig. 12, but for 1800 UTC on July 6

时 CTL 试验与 PV-3 试验 850 hPa (相当于边界层顶) 的水平差值流场以及水汽通量差值场。如图 14a, 5 日 00:00, 在 (15.2°N, 136°E; 台风所在位置) 附近形成一个气旋性差值环流中心和强水汽通量大值区。模式积分到 48 h (图 14b), 气旋性差值环流中心逐渐移动到菲律宾附近, 其中心强度以及水汽通量中心有着明显的增强, 从孟加拉湾和南海之间差值流场的变化可以看出, 台风存在时, 孟加拉湾向南海输送的水汽通量远大于无台风存在时的情况, 江淮流域的差值流场为东北风, 说明台风的活动减弱了来自孟加拉湾至江淮流域的西南风, 从而导致孟加拉湾向江淮流域暖湿气流的输送减少, 使得大陆降水相应减少。模式积分到 72 h、96

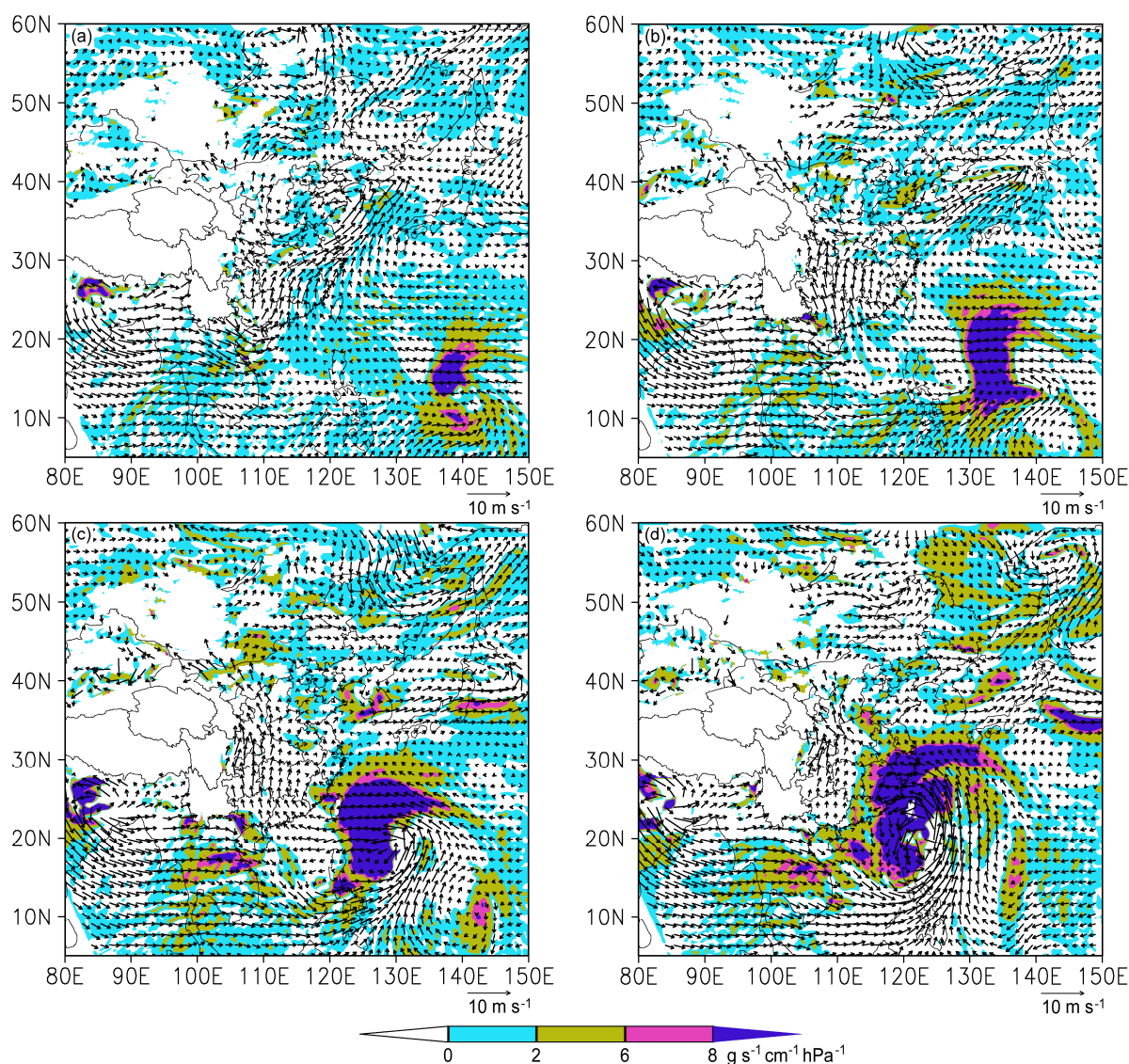


图 14 模式积分 (a) 24 h、(b) 48 h、(c) 72 h 和 (d) 96 h 时 CTL 试验与 PV-3 试验 850 hPa 上水平差值流场 (单位: m s^{-1}) 以及水汽通量差值场 (填色, 单位: $\text{g s}^{-1} \text{cm}^{-1} \text{hPa}^{-1}$)

Fig. 14 Differences in horizontal flow field (units: m s^{-1}) and water vapor fluxes (shaded, units: $\text{g s}^{-1} \text{cm}^{-1} \text{hPa}^{-1}$) at 850 hPa at model integration times of (a) 24 h, (b) 48 h, (c) 72 h, and (d) 96 h between CTRL and PV-3 experiments

h (图 14c、d), 随着差值环流中心逐渐靠近我国大陆地区, 孟加拉湾至南海上的差值西风气流逐渐加强, 大量的暖湿气流被带至台风附近, 此外, 在整个江淮流域的差值东南风场强度有着明显的增强, 使得西南风显著减弱, 相应的水汽输送也减弱。

4.4 降雨区动能的变化

台风的发展加强不仅需要水汽条件, 也需要大量能量的积累。图 15 给出了 PV-3 试验与 CTL 试验模式积分 36 h 后 900 hPa 上动能输送的分布, 如图可以看出, CTL 试验中台风发展旺盛, 台风附近聚集着大量的螺旋状动能带, 其值超过 3000 J, 而

PV-3 试验减弱了台风的作用, 台风附近的螺旋状动能带减弱为 1500 J 左右。从流场的水平分布可以看出, 两组试验在降雨区 (江淮流域) 的动能基本都来自孟加拉湾东南部, 并且降雨区的动能分布两组试验有着显著的差距, 虽然整体分布呈东北西南走向, 但 PV-3 试验的动能值大于 CTL 试验, 动能值高于 3000 J 的大值区也更加明显。动能的水平分布在 15°N 以南存在明显的不同, 可以清楚的看到, 在 CTL 试验中 15°N 以南地区存在孟加拉湾至台风附近呈东西走向的动能输送带 (图 15 中 A 区), 然而 PV-3 试验中由于台风消失, 呈东西走向的显

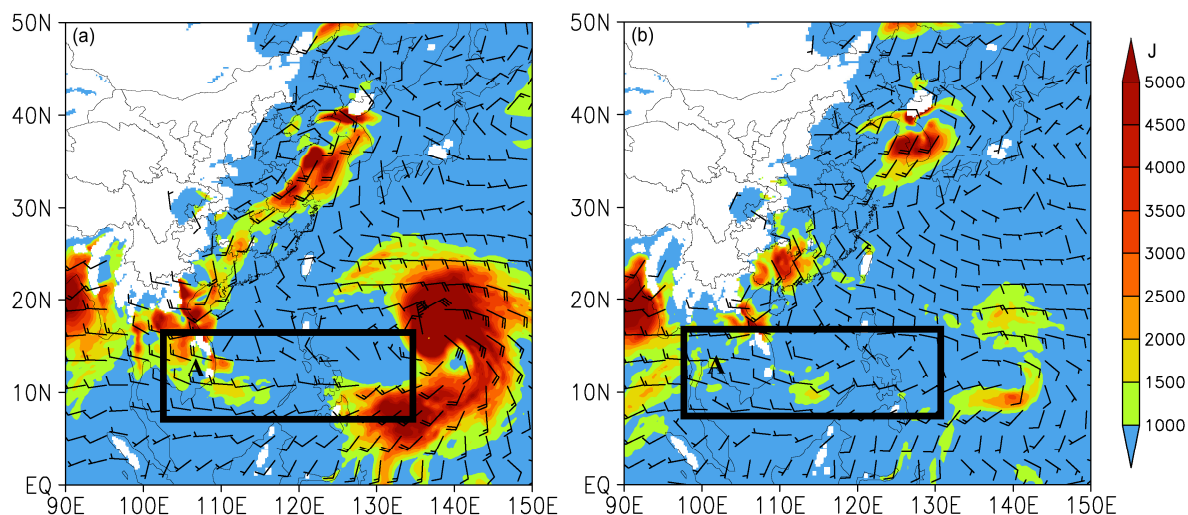


图 15 模式积分 36 h 时 (a) CTL 试验和 (b) PV-3 试验 900 hPa 上动能 (填色, 单位: J) 和风矢量 (单位: m s^{-1}) 分布

Fig. 15 Distributions of the kinetic energy (shaded, units: J) and wind vectors (units: m s^{-1}) at 900 hPa after 36 h of integration in the (a) CTL experiment and (b) PV-3 experiment

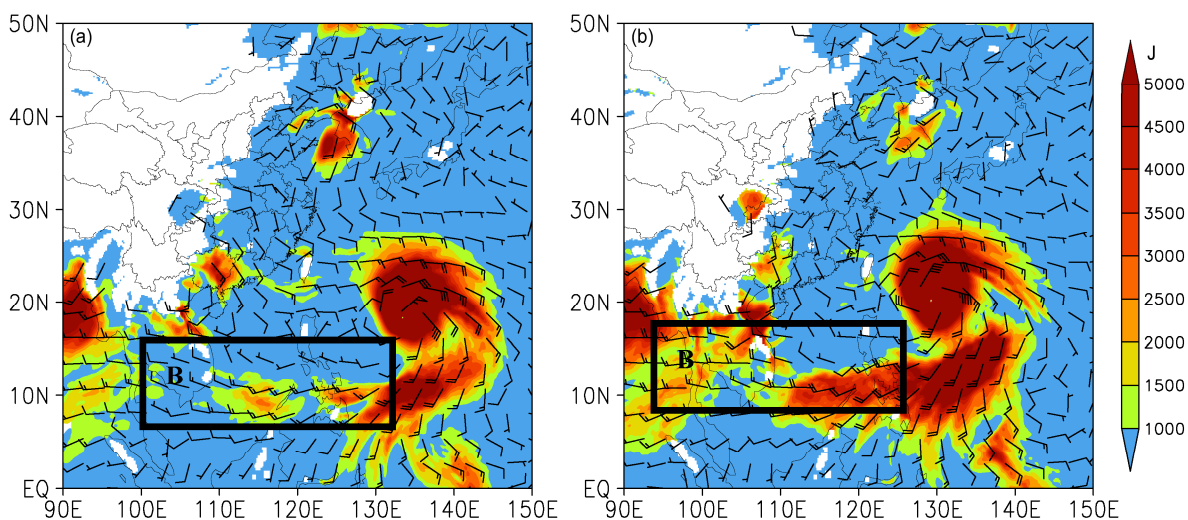


图 16 模式积分 (a) 24 h 和 (b) 36 h 时 PV+3 试验 900 hPa 上动能 (填色, 单位: J) 和风矢量 (单位: m s^{-1}) 分布

Fig. 16 Distribution of the kinetic energy (shaded, units: J) and wind vectors (units: m s^{-1}) at 900 hPa after (a) 24 h and (b) 36 h of integration in the PV+3 experiment

著动能输送带不复存在 (图 15 中 A 区), 从两组对比试验中可以得到台风对于降雨区动能的输送有着显著的影响。

结合 PV+3 试验, 图 16 给出了 PV+3 试验模式积分 24 h 和 36 h 后 900 hPa 上动能和风场的水平分布, 与上图对比可以看到, 由于 PV+3 试验加强了台风作用, 从而使得台风移速远远大于 CTL 试验的移动速度, 所以 PV+3 试验积分 24 h 后的台风位置与 CTL 试验积分 36 h 后的相同, 但是从图可以清楚地看到 PV+3 试验加强台风之后, 15°N 以南地区东西走向的动能输送带更加显著 (图 16 中 B

区), 输送的动能值也大于 CTL 试验, 并且随着台风的靠近, 大陆降雨区的动能大值区也逐渐北抬至我国东北地区。因此, 随着台风的加强, 孟加拉湾的动能被大量地带至台风附近, 从而为台风的发展提供能量, 所以导致输送至降雨区的动能逐渐减少, 雨量也逐渐减弱。

综合敏感性试验与控制试验的动能水平分布可以得到, 随着减弱台风在环境场中的作用, 孟加拉湾至南海海面上呈东西走向的动能输送带逐渐消失, 使得孟加拉湾输送至大陆降雨区的动能相应地增加, 进而导致输送至降雨区的水汽和热量逐渐

增多,使得降雨量也相应地增加;若加强台风在环境场中的作用,最明显的变化在于 15°N 以南地区孟加拉湾至南海海面上呈东西走向的动能输送带有所加强,使得本应该输送至降雨区的动能被台风“抢夺”过来,从而输送至降雨区的水汽和热量逐渐减少,使得降雨量出现明显的降幅。因此,台风对于降雨区存在明显的“切断能量和水汽输送通道”的作用,对于降雨的减少起着至关重要的作用。

5 结论

本文利用分段位涡反演结果修改了控制试验的初始场,分别得到 PV-3 试验(减弱台风试验)和 PV+3 试验(加强台风试验),结合敏感性试验和控制试验的结果从水汽条件和动能的变化角度对比分析了台风在此次降雨过程中所起到的作用。主要结论如下:

(1) 利用分段位涡反演减弱初始场中台风的作用,江淮地区降雨量出现明显的增幅,累积降雨量增幅达 10.21%;加强初始场中台风的作用,江淮地区降雨量出现明显的减小,降雨区累积降雨量减幅达 8.13%,因此,台风对于此次江淮梅雨期降雨有着减弱的作用。

(2) 降雨量的增加(减少)与降雨区的水汽条件、动力条件以及能量的累积密切相关,减弱(增强)台风之后,降雨区的水汽通量增加 7.34%(减弱 6.67%),动能增加 7.78%(减弱 5.36%),对流有效位能增幅达到 6.66%(减幅达到 5.71%)。

(3) 若加强初始场中“尼伯特”的作用,降雨区梅雨锋的强度有所减弱,并且北抬的移动速度也随之增大。反之减弱初始场中“尼伯特”的作用,降雨区梅雨锋的持续时间增长,并且北抬也随之减缓。由于梅雨锋的强度和北抬速度随着“尼伯特”的增强随之减弱,从而导致降雨量的减少。

(4) “尼伯特”逐渐加强并靠近华南地区,使副高北抬东撤,导致沿副高边缘输送至江淮地区的水汽和能量也随之北抬东撤,进而改变了水汽和能量的输送通道,降雨区对流系统发展所需要的能量、热量不足,对流活动减弱,最终导致降水减少。此外,台风增强过程中,本体环流对于水汽和能量的消耗增大,导致孟加拉湾输送至江淮降雨区的水汽和能量的减少,直接导致了梅雨锋降水过程的结束。

参考文献 (References)

- 陈联寿, 孟智勇. 2001. 我国热带气旋研究十年进展 [J]. 大气科学, 25 (3): 420–432. Chen Lianshou, Meng Zhiyong. 2001. An overview on tropical cyclone research progress in China during the past ten years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (3): 420–432.
- 陈联寿. 2006. 热带气旋研究和业务预报技术的发展 [J]. 应用气象学报, 17 (6): 672–681. Chen Lianshou. 2006. The evolution on research and operational forecasting techniques of tropical cyclones [J]. J. Appl. Meteor. Sci., 17 (6): 672–681, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2006.06.005.
- Cheng Z H, Kang D, Chen L S, et al. 1999. Interaction between tropical cyclone and Meiyu front [J]. Acta Meteor. Sinica, 13 (1): 35–46.
- Davis C A, Emanuel K A. 1991. Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis [J]. Mon. Wea. Rev., 119 (8): 1929–1953, doi:10.1175/1520-0493(1991)119<1929:PVD0C>2.0.CO;2.
- Ding Y H. 2007. The variability of the Asian summer monsoon [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 85B (S): 21–54, doi:10.2151/jmsj.85B.21.
- 冯立华. 2003. 中国登陆热带气旋与太平洋海温表温度的关系 [J]. 地理学报, 58 (2): 209–214. Feng L H. 2003. Relationship between tropical cyclones landing in China and sea surface temperature in the Pacific [J]. Acta Geograph. Sinica (in Chinese), 58 (2): 209–214, doi:10.11821/xb200302007.
- Hoskins B. 1997. A potential vorticity view of synoptic development [J]. Meteor. Appl., 4 (4): 325–334, doi:10.1017/S1350482797000716.
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A. 1985. On the use of and significance of isentropic potential vorticity maps [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111 (470): 877–946, doi:10.1002/qj.49711147002.
- Huang R H, Chen J L, Huang G. 2007. Characteristics and variations of the East Asian monsoon system and its impacts on climate disasters in China [J]. Adv. Atmos. Sci., 24 (6): 993–1023, doi:10.1007/s00376-007-0993-x.
- 蒋尚城. 1983. 远距离台风影响西风带特大暴雨的过程模式 [J]. 气象学报, 41 (2): 147–158. Jiang Shangcheng. 1983. A synoptic model of the hardrain storm in westly belt affected by the far distant typhoon [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 41 (2): 147–158, doi:10.11676/qxxb1983.017.
- Kang D, Li W H, Chen L S. 1992. Typhoon 9106's effect on Meiyu's ending in Jianghuai valleys [C]//International Symposium Torrential Rain and Flood (in Chinese). 2: 259–260.
- 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 Xiaotu, Chen Lianshou. 2001. Tropical cyclone landfalling and its interaction with mid-latitude circulation systems [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 59 (5): 602–615, doi:10.11676/qxxb2001.064.
- 李鲸, 江静, 张云谨. 2011. 江淮梅雨与西太平洋热带气旋的关系 [J]. 云南大学学报 (自然科学版), 33 (S1): 197–199, 205. Li Jing, Jiang Jing, Zhang Yunjin. 2011. The relation between Meiyu of Yangtze and Huaihe and tropic of Pacific Ocean [J]. J. Yunnan Univ. (in Chinese), 33 (S1): 197–199, 205.
- 李江南, 王安宇, 杨兆礼, 等. 2003. 台风暴雨的研究进展 [J]. 热带气象学报, 19 (S): 152–159. Li Jiangnan, Wang Anyu, Yang Zhaoli, et al. 2003. Advancement in the study of typhoon rainstorm [J]. J. Trop. Meteor.

- (in Chinese), 19 (S): 152–159, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2003.z1.017.
- 李英, 陈联寿, 雷小途. 2006. 高空槽对 9711 号台风变性加强影响的数值研究 [J]. 气象学报, 64 (5): 552–563, Li Ying, Chen Lianshou, Lei Xiaotu. 2006. Numerical study on impacts of upper-level westerly trough on the extratropical transition process of typhoon WINNIE (1997) [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 64 (5): 552–563, doi:10.11676/qxxb2006.054.
- 任素玲, 刘屹岷, 吴国雄. 2007. 西太平洋副热带高压和台风相互作用的数值试验研究 [J]. 气象学报, 65 (3): 329–340. Ren Suling, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2007. Interactions between typhoon and subtropical anticyclone over western Pacific revealed by numerical experiments [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 65 (3): 329–340, doi:10.11676/qxxb2007.032.
- Tao S Y, Zhu F K, San C R. 1992. The low and midlatitude circulation characteristics during the Meiyu period in 1991 [C]//International Symposium Torrential Rain and Flood (in Chinese). 4: 27–28.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 8–11. Tao Shiyan. 1980. Rainstorms in China [M]. Beijing: Science Press, 8–11.
- 杨晓霞, 陈联寿, 刘诗军, 等. 2008. 山东省远距离热带气旋暴雨研究 [J]. 气象学报, 66 (2): 236–250. Yang Xiaoxia, Chen Lianshou, Liu Shijun, et al. 2008. A study of the far distance tropical cyclone torrential rainfalls in Shandong Province [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 66 (2): 236–250, doi:10.11676/qxxb2008.023.
- 张兴强, 丁治英, 何金海. 2004. 非纬向高空急流与远距离台风中尺度暴雨的相关统计特征 [J]. 山东气象, 24 (S): 7–9. Zhang Xingqiang, Ding Zhiying, He Jinhai. 2004. The characteristic of correlation statistics between storm rainfall far from typhoon and non-zonal high altitude jet streak [J]. J. Shandong Meteor. (in Chinese), 24 (S): 7–9.
- 赵润华, 江静. 2009. 江淮梅雨与西北太平洋台风的关系 [J]. 南京大学学报(自然科学), 45(3): 365–376. Zhao Runhua, Jiang Jing. 2009. Relationship between typhoon in the northwestern Pacific and Meiyu in the Yangtze and Huaihe valleys, eastern China [J]. J. Nanjing Univ. (Nat. Sci.) (in Chinese), 45 (3): 365–376, doi:10.3321/j.issn:0469-5097.2009.03.005.
- 周毅, 寇正, 王云峰. 1998. 气旋生成机制的位涡反演诊断 [J]. 气象科学, 18 (2): 121–127. Zhou Yi, Kou Zheng, Wang Yunfeng. 1998. Potential vorticity invertibility diagnostic of cyclogenesis mechanism [J]. Sci. Meteor. Sinica (in Chinese), 18 (2): 121–127.
- Kain J S, Fritsch J M. 1990. A one-dimensional entraining plume model and its application in convective parameterization [J]. J. Atmos. Sci., (47), 2784–2802.
- Morrison H, Thompson G, Tatarskii V. 2009. Impact of a cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes [J]. Monthly Weather Review, 991–1007.
- Hong S Y, Dudhia J, Chen S H. 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation [J]. Monthly Weather Review, 132, 103–120.