

张雪蓉,王丽芳,王博妮,等,2021.干冷空气对江苏热带低压倒槽大暴雨影响的数值试验[J].气象,47(7):791-804. Zhang X R, Wang L F, Wang B N, et al, 2021. Numerical study on the effect of cold dry air on a rainstorm caused by tropical depression inverted trough in Jiangsu Province[J]. Meteor Mon, 47(7):791-804(in Chinese).

# 干冷空气对江苏热带低压倒槽大暴雨影响的数值试验\*

张雪蓉<sup>1</sup> 王丽芳<sup>2</sup> 王博妮<sup>3</sup> 廖一帆<sup>4</sup> 濮梅娟<sup>5</sup>

1 中国气象局交通气象重点开放实验室,南京气象科技创新研究院,江苏省气象科学研究所,南京 210041

2 上海市嘉定区气象局,上海 201800

3 江苏省气象服务中心,南京 210008

4 南京信息工程大学,南京 210044

5 江苏省气象台,南京 210008

**提 要:** 采用 WRF 中尺度数值模式,通过对 2011 年 7 月 11—13 日江苏持续性热带低压倒槽大暴雨的数值试验,揭示干冷空气强度变化对暴雨分布和强度影响的动力、热力机制。结果表明:对流层高层干冷空气加强不利于降水增强,一定湿度的干冷空气对降水有利;中层干冷空气增强有助于暴雨增强,但湿度太低不利于强降水持续;低层干冷空气愈强愈有助于暴雨增强。暴雨强度不仅与低层辐合和高层辐散耦合动力配置的强度有关,还与其维持时间有关,中层和低层干冷空气增强均有利于动力配置的增强和维持,对应于暴雨的增强和维持。中层干冷空气增强,低层锋区增强,降水增强;低层干冷空气增强(减弱),锋区明显加强(减弱),对应降水增强(减弱),暴雨中心东南(西北)移。暴雨中心湿位涡分量 MPV1(500 hPa)和 MPV2(800 hPa)维持“上正下负”配置,有利于降水增强。高层和中层干冷空气加强时,MPV1 和 MPV2 峰值先于降水最大值出现;低层干冷空气加强,MPV1 峰值先于降水最大值出现,MPV2 峰值与降水最大值同时出现,对降水增强有先导和增幅效果,MPV1 和 MPV2 的峰值愈大,降水愈强。

**关键词:** 热带低压倒槽,大暴雨,干冷空气,相对湿度,数值模拟

**中图分类号:** P435

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.07.003

## Numerical Study on the Effect of Cold Dry Air on a Rainstorm Caused by Tropical Depression Inverted Trough in Jiangsu Province

ZHANG Xuerong<sup>1</sup> WANG Lifang<sup>2</sup> WANG Boni<sup>3</sup> LIAO Yifan<sup>4</sup> PU Meijuan<sup>5</sup>

1 Key Laboratory of Transportation Meteorology, CMA, Nanjing Joint Institute for Atmospheric Sciences, Jiangsu Institute of Meteorological Sciences, Nanjing 210041

2 Jiading District Weather Station of Shanghai, Shanghai 201800

3 Jiangsu Meteorological Service Center, Nanjing 210008

4 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

5 Jiangsu Meteorological Observatory, Nanjing 210008

**Abstract:** Using the WRF mesoscale numerical model, the dynamic and thermodynamic mechanisms of cold dry air intensity change on distribution and intensity of rainstorm are revealed by conducting numerical experiments on a continuous rainstorm caused by tropical depression inverted trough in Jiangsu Province

\* 国家自然科学基金项目(41805036)和江苏省气象学会青年科研基金项目(KQ201908)共同资助

2020 年 10 月 23 日收稿; 2021 年 2 月 8 日收修定稿

第一作者:张雪蓉,主要从事台风机理研究. E-mail: zhangxueronghua@sina.com

通讯作者:濮梅娟,主要从事天气动力学及大气物理研究. E-mail: pumeijuan@126.com

during 11–13 July 2011. The conclusions drawn from this study are as follows. The enhancement of cold air in the upper troposphere leads to precipitation reduction, and the dry cold air with a certain humidity is favorable for precipitation. Enhancement of dry cold air in the middle troposphere is good for the increase of heavy rain, but the low relative humidity is not conducive to the continuation of heavy precipitation. The stronger the dry cold air in the lower troposphere, the more intensification of heavy rain. Besides, the intensity of rainstorm is not only related to the intensity of coupling dynamic configuration of convergence in the lower troposphere and divergence in the upper troposphere, but also related to its maintenance time. The enhancement of dry cold air in the middle troposphere and lower troposphere both benefit the enhancement and maintenance of configuration, corresponding to the heavy rain. Moreover, the enhancement of dry cold air in the middle troposphere contributes to the strengthening of the lower front area and precipitation. As the dry cold air in the low troposphere strengthens (weakens), the front area strengthens (weakens), corresponding to the precipitation increase (reduction) and the southeast (northwest) movement of the rainstorm center. In addition, the coupling effects of positive MPV1 at 500 hPa and negative MPV2 at 800 hPa above the rainstorm center positively enhance the rainfall. When the dry cold air in upper and middle troposphere strengthens, the extreme values of MPV1 and MPV2 both appear before the maximum precipitation. When dry cold air in the lower troposphere strengthens, the maximum MPV1 appears before the maximum precipitation, and the maximum MPV2 appears at the same time as the maximum precipitation, which respectively has leading and increasing effects on precipitation enhancement. The greater the maximum values of MPV1 and MPV2, the heavier the precipitation.

**Key words:** tropical depression inverted trough, severe rainstorm, cold dry air, relative humidity, numerical simulation

## 引 言

热带低压倒槽暴雨或热带气旋远距离暴雨的产生和发展除了与暖湿气流息息相关外,干冷空气作用也很重要。暖湿气流的抬升是触发台风暴雨的重要因素(尹东屏等,2011;任丽等,2019;陈博宇等,2020)。与西风槽相伴随的冷空气与暖湿气流之间形成流场辐合切变线,触发辐合线上的中尺度扰动(李志楠等,2000;张经珍等,2000;赵宇等,2005;2011;2016;陈有利等,2019),干冷空气入侵不仅引发中小尺度对流发展,使降水加强,还会延长降水时间(Browning and Golding, 1995; Browning, 1997; 仇永炎,1997;朱洪岩等,2000;崔晶和张丰启,2002;濮梅娟等,2002;郭英莲和徐海明,2010;王丽芳等,2013a)。冷空气与台风结合后往往通过影响台风的热力和动力结构,进而导致暴雨(程正泉等,2005;朱佩君等,2003;李英等,2006;董美莹等,2009)。台风或台风倒槽受冷空气影响,往往有利于降水增幅(于玉斌和姚秀萍,2000;吴海英等,2014;陈鹏等,2017;王丽芳,2013)。热带低压倒槽大暴雨发生在 E 指

数能量锋区南侧高温高湿的对流不稳定区,低层湿位涡分布能较好指示高低纬冷暖空气的活动和暴雨区的湿斜压性,大暴雨发生在 MPV1 零等值线靠近负值区一侧,MPV2 负值强弱与降水强弱成正比(王丛梅等,2005;王丽芳等,2013b)。

江苏地处中纬度沿海,遭受台风正面登陆袭击不多,但受台风倒槽的影响比较多(钱维宏等,1990)。当台风或热带低压中心位置还在华南沿海时,北伸倒槽就开始影响华东地区北部,引发降水,特别是与西风槽或冷空气结合时,能够诱发更强的降水(张芹等,2008),给人民生命财产造成了严重的影响。受 2000 年台风派比安倒槽影响,江苏淮北地区出现大暴雨、部分地区特大暴雨,大暴雨中心盐城市响水县 24 h 雨量达到 830.3 mm。2012 年台风海葵倒槽与冷空气结合,江苏淮北地区再次出现大暴雨、局部特大暴雨,大暴雨中心响水县 24 h 雨量达到 507.8 mm(潘婧茹等,2016)。由于热带低压倒槽暴雨或台风暴雨受中低纬多个系统相互作用,影响机理复杂,一直是预报业务中的难点(于玉斌和姚秀萍,2003;高拴柱等,2018;徐道生等,2020;危国飞等,2021)。本文利用 WRF v3.3 系统对 2011 年

7月11—13日江苏淮河以南地区热带低压倒槽大暴雨过程进行多种敏感性试验,旨在揭示中纬度干冷空气对热带低压倒槽暴雨的影响机制,为此类暴雨预报提供有益的参考。

## 1 天气实况

### 1.1 降水实况

2011年7月11—13日,受南海热带低压倒槽和西风带槽后干冷空气的共同影响,苏皖两省淮河以南地区出现持续性大暴雨,江苏大暴雨区域位于江淮之间和沿江地区(图1a),部分地区累计雨量在200 mm以上,部分县市达到250 mm以上,其中海安县达到301.9 mm。连日强降水使江苏江淮之间和沿江江河湖库水位暴涨,大部分城镇出现严重内涝,给工农业生产和人民生活造成了严重影响。

### 1.2 环流背景

暴雨产生在有利的环流背景下,在500 hPa上蒙古冷涡维持,南侧不断有低槽发展东移,带动干冷

空气持续自贝加尔湖扩散南下,影响江淮地区(图1b)。850 hPa上南海热带低压受赤道东风气流引导缓慢西行,倒槽自广东、江西、安徽伸向江苏北部。副热带高压偏北偏东,热带低压与副热带高压之间存在偏南风低空急流,淮河以南地区处在副热带高压西南侧的偏南气流中,冷暖空气在倒槽顶部附近交汇。200 hPa高空偏西急流核不断向东部沿海传递,急流南侧的风场辐散使低层倒槽稳定在江苏沿海地区,低空急流增强并缓慢向北移动。12日副热带高压加强西伸,倒槽顶部有中尺度低涡生成(王丽芳等,2013b),随着低涡加强,降水增强。所以,本次大暴雨过程是在高低空有利的环流背景下发生的。

## 2 模式及试验方案设计

### 2.1 模式简介

运用WRF v3.3模式系统,采用双向两层嵌套网格,粗、细网格水平分辨率分别为30 km、10 km,粗网格格点数为 $129 \times 115$ ,细网格格点数为 $184 \times 154$ ,模拟区域中心位置为 $33^\circ\text{N}$ 、 $120^\circ\text{E}$ ,垂直方向

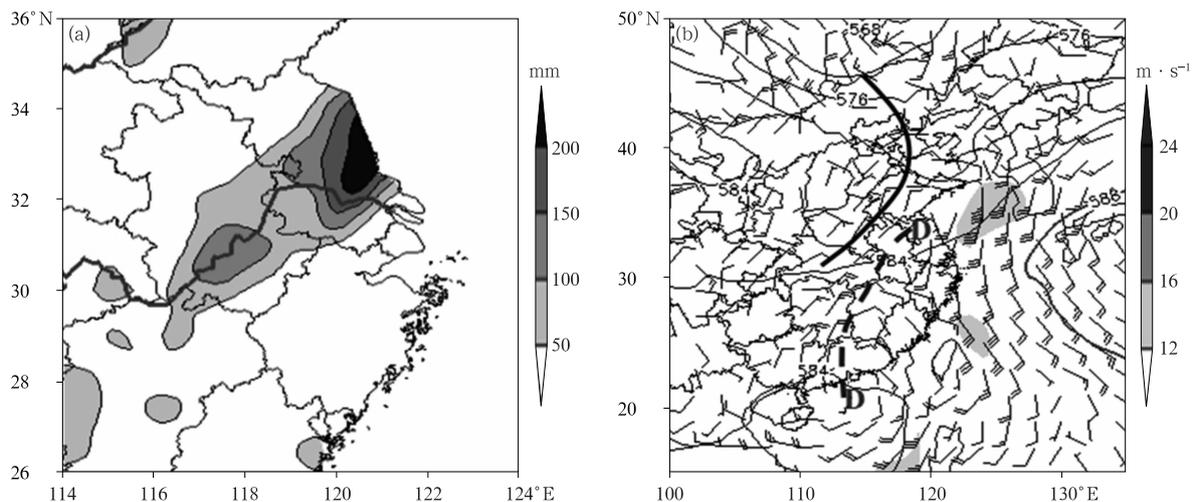


图1 2011年7月(a)11日08时至14日08时累计降水量分布,(b)12日20时环流综合图

(图1b中等值线代表500 hPa高度场,单位:dagpm;黑色粗实线表示500 hPa槽线;风向标和阴影分别代表850 hPa风场和急流;粗虚线表示850 hPa倒槽辐合线;D表示热带低压及中尺度低涡中心)

Fig. 1 (a) Accumulated precipitation distribution from 08:00 BT 11 to 08:00 BT 14 July,

(b) atmospheric circulation at 20:00 BT 12 July 2011

(In Fig. 1b contour represents height field at 500 hPa, unit: dagpm; thick black solid line denotes trough line at 500 hPa; wind barbs and shaded areas represent wind field and LLJ at 850 hPa, respectively, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ; thick dashed line represents inverted trough convergence line at 850 hPa; D sign represents the center of tropical depression and mesoscale vortex)

为 27 层。模式初始场和侧边界条件使用 NCEP/NCAR( $1^\circ \times 1^\circ$ )全球客观再分析资料。微物理过程使用 Ferrier(new Eta)方案,积云参数化方案为浅对流 Kain-Fritsch 方案,陆面过程采用 Noah 方案,边界层方案为 YSU 方案,大气长波辐射选用 RRTM 方案,太阳短波辐射采用 Dudhia 方案,近地面层采用 Monin-Obukhov 方案。模式从 11 日 20 时开始积分,积分时间为 48 h,积分步长为 180 s。模拟过程中粗网格 3 h 输出一次结果,细网格 1 h 输出一次结果。

## 2.2 控制试验模拟结果

模式控制试验预报的降水场和环流场与实况场基本一致。模式较好地模拟出 11 日 20 时至 13 日 20 时的强降水区域和雨带走向,模拟 48 h 江苏境内雨量最大值为 220 mm,中心位于  $32.4^\circ\text{N}, 120.6^\circ\text{E}$ ,与实况 48 h 累计降水大值中心沿江地区靖江(220.7 mm)、如皋(205.8 mm)对应。环流场上,对于低层热带低压倒槽及其顶部中尺度低涡、低空急流、中层蒙古冷槽和副热带高压、高空西风急流等主要影响系统,模式模拟结果与实况场基本吻合,各系统的发展演变过程也能够较好地再现。总体而言,模式预报能力较强,在此基础上进行敏感性试验研

究,对本次暴雨过程进行分析。

## 2.3 敏感性试验方案设计

干冷空气对暴雨影响的敏感性试验有关模式参数与控制试验一致。干冷空气的热力学属性包括湿度和温度两个方面,一般而言,中纬度西风槽后携带来自中高纬度的干冷空气,温度和湿度均相对较低,降温和降湿作用有利于暴雨区对流不稳定和斜压性增强(姚秀萍和于玉斌,2005)。以往研究大多通过改变初始场温度模拟分析不同强度冷空气对台风暴雨的影响(梁军等,2008;姚晨等,2019),对于干冷空气湿度变化作用的研究相对较少。本文主要选取改变初始场相对湿度,模拟干冷空气湿度变化对于暴雨发生发展的作用,探讨不同强度的干冷空气对降水的影响。将相对湿度(RH)低于 60%的区域作为干冷区,选择 200~400、400~600 和 600~800 hPa 分别代表对流层高层、中层和低层,将初始场不同层次干冷空气的相对湿度分别乘以系数 0.5、0.2 和 1.5(相对湿度分别降低 50%、80%和升高 50%),分别对应初始场干冷空气增强、大幅增强和减弱,敏感性试验设计了 9 种方案(表 1:试验编号为 2~10),以此分析不同层次干冷空气增强和减弱对应降水落区和强度的变化。

表 1 2011 年 7 月 12 日 20 时至 13 日 20 时数值试验江苏最大降水量比较  
Table 1 Comparison of maximum accumulated precipitation in Jiangsu Province in the numerical experiments from 20:00 BT 12 to 20:00 BT 13 July 2011

试验编号	试验方案	最大雨量 值/mm	最大雨量 中心位置	最大雨量 差值/mm	最大雨量中心位置差异/ (经度差值、纬度差值)
1	控制试验	160	$32.35^\circ\text{N}, 120.55^\circ\text{E}$	—	—
2	高层 $\text{RH} \times 0.5$	120	$32.40^\circ\text{N}, 120.60^\circ\text{E}$	-40	$+0.05^\circ\text{N}, +0.05^\circ\text{E}$
3	高层 $\text{RH} \times 0.2$	120	$32.50^\circ\text{N}, 120.60^\circ\text{E}$	-40	$+0.15^\circ\text{N}, +0.05^\circ\text{E}$
4	高层 $\text{RH} \times 1.5$	170	$32.70^\circ\text{N}, 120.00^\circ\text{E}$	+10	$+0.35^\circ\text{N}, -0.55^\circ\text{E}$
5	中层 $\text{RH} \times 0.5$	230	$32.55^\circ\text{N}, 120.65^\circ\text{E}$	+70	$+0.20^\circ\text{N}, +0.10^\circ\text{E}$
6	中层 $\text{RH} \times 0.2$	190	$32.45^\circ\text{N}, 120.70^\circ\text{E}$	+30	$+0.10^\circ\text{N}, +0.15^\circ\text{E}$
7	中层 $\text{RH} \times 1.5$	150	$33.30^\circ\text{N}, 120.50^\circ\text{E}$	-10	$+0.95^\circ\text{N}, -0.05^\circ\text{E}$
8	低层 $\text{RH} \times 0.5$	190	$32.25^\circ\text{N}, 120.65^\circ\text{E}$	+30	$-0.10^\circ\text{N}, +0.10^\circ\text{E}$
9	低层 $\text{RH} \times 0.2$	230	$32.25^\circ\text{N}, 120.80^\circ\text{E}$	+70	$-0.10^\circ\text{N}, +0.25^\circ\text{E}$
10	低层 $\text{RH} \times 1.5$	120	$33.20^\circ\text{N}, 120.45^\circ\text{E}$	-40	$+0.85^\circ\text{N}, -0.10^\circ\text{E}$

## 3 干冷空气对暴雨影响的数值试验分析

干冷空气湿度的敏感性试验重点分析 12 日 20 时至 13 日 20 时江苏东部强降水时段,对流层高层、中层和低层干冷空气强度变化对暴雨的影响。

### 3.1 高层干冷空气对暴雨影响的数值试验

高层干冷空气湿度变化敏感性试验 2、3、4,分别将高层干冷空气相对湿度乘以系数 0.5、0.2 和 1.5,试验结果与控制试验相比(图 2a),雨带均为西南—东北走向,试验 2 和试验 3 雨量大于 25 mm 的区域位置基本相同,试验 4 大雨区北界稍偏南、范围

略缩小。降水强度和位置变化不同,与控制试验相比,试验2相对湿度下降50%,干冷空气增强,暴雨中心雨量为120 mm,减小40 mm,中心位置东北移0.05经距、0.05纬距(图2b);试验3高层相对湿度下降80%,干冷空气大幅增强,暴雨中心雨量减小40 mm(图2c),中心位置东北移0.05经距、0.15纬距;试验4高层相对湿度升高50%,干冷空气减弱,暴雨中心雨量为170 mm,比控制试验增大10 mm,中心位置西北移0.55经距、0.35纬距(图2d)。因此,对流层高层干冷空气湿度降低,暴雨中心强度明显减弱,中心位置稍向东北移动;干冷空气相对湿度升高,暴雨中心强度略有增大,中心位置明显向西北移动。表明对流层高层干冷空气加强不利于降水加强,一定湿度的干冷空气对降水有利。

### 3.2 中层干冷空气对暴雨影响的数值试验

中层干冷空气湿度变化敏感性试验5、6、7,分别将中层干冷空气的相对湿度乘以系数0.5、0.2和1.5,试验结果与控制试验相比,雨带位置和走向基本一致,但暴雨强度和位置变化明显。试验5中层相对湿度下降50%,暴雨中心雨量为230 mm,比控制试验增大70 mm,中心位置东北移0.1经距、0.2纬距(图2e);试验6中层相对湿度下降80%,暴雨中心雨量为190 mm,比控制试验增大30 mm,但比试验5减小40 mm,中心位置东北移0.15经距、0.1纬距(图2f);试验7中层相对湿度升高50%,暴雨中心雨量比控制试验减小10 mm,中心位置西北移0.05经距、0.95纬距(图2g)。可见,对流层干冷空气增强有利于降水增强,暴雨中心稍向东北移,但湿度过低,不利于暴雨中心雨量继续增幅。中层干冷空气减弱,暴雨中心强度略有减弱,中心位置明显西北移。

### 3.3 低层干冷空气对暴雨影响的数值试验

低层干冷空气湿度变化敏感性试验8、9、10,分别将低层干冷空气的相对湿度乘以系数0.5、0.2和1.5。试验结果与控制试验相比,雨带走向基本一致,位置有所变化。试验8、9干冷空气增强,120°E处大雨区北界位于33.3°N,比控制试验偏南0.3纬距。试验10干冷空气减弱,120°E处大雨区北界在33.9°N,比控制试验偏北0.3纬距。从暴雨中心强度和位置来看,试验8低层干冷空气增强,暴雨中心雨量为190 mm,比控制试验大30 mm,中心位置东

南移0.1经距、0.1纬距(图2h);试验9低层干冷空气大幅增强,暴雨中心雨量为230 mm,比控制试验增大70 mm,比试验8增大40 mm,小时雨强显著增大,1 h最大雨量达到68 mm,暴雨中心位置东南移0.25经距、0.1纬距(图2i);试验10干冷空气明显减弱,暖湿空气势力加强,暴雨中心雨量为120 mm,比控制试验减小40 mm,中心位置西北移0.1经距、0.85纬距(图2j)。可见对流层低层干冷空气增强,雨带南压,暴雨中心东南移,降水增强,干冷空气愈强,暴雨增幅愈大;干冷空气减弱,雨带北抬,暴雨中心西北移,降水减弱。

通过上述分析可知,对流层高层干冷空气加强,对降水不利,一定湿度的干冷空气对降水有利;对流层中低层干冷空气增强有利于降水增强,但中层干冷空气湿度过低不利于暴雨继续增幅;低层干冷空气愈强降水愈强。低层干冷空气变化还影响雨带的南北摆动,干冷空气增强,雨带南移,暴雨中心东南移;干冷空气减弱,雨带北抬,暴雨中心西北移。

## 4 干冷空气对暴雨影响的动力热力机制探讨

### 4.1 干冷空气对高低空散度的影响分析

低层辐合上升、高层辐散抽吸对于强降水的形成具有十分重要的作用。不同数值试验雨带位置和暴雨中心强度不同,可能与冷空气强度改变后高低空散度动力配置(以下简称动力配置)不同有关,下文通过分析强降水时段高低空散度场和垂直运动场,探讨干冷空气湿度变化对暴雨影响的动力机制。

控制试验,降水变化与高低空散度和垂直运动密切相关,随着高低空散度动力配置形成,降水不断增强。13日05时之前,暴雨区上空500 hPa附近为辐散,700 hPa附近为弱的辐合,降水很弱,06时出现带状的辐散辐合带,但强度较弱,对应雨强小于 $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。07时550 hPa以下辐合增强为 $-60 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,其正上方辐散增强为 $75 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,动力配置逐渐形成,垂直上升区速度超过 $3.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,雨强增大为 $36 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。08时低层辐合和高层辐散中心继续增强为 $-90 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 和 $90 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图3a),动力配置达到最强,狭长的垂直上升区加强中心为 $3.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,对应雨强也达到最大 $52 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。之后,动力配置逐渐减弱,800 hPa以

下转为辐散,降水逐渐减弱,09 时雨强减弱为  $27 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,10 时减弱为  $13 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,11 时以后减弱至  $5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  以下。07—09 时, $25 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  以上的短时强降水(以下简称强降水)维持了 3 h。可见,高层辐散和低层辐合动力配置的形成,持续的高层辐散抽吸作用使低层辐合和垂直上升运动持续增强,为强降水的产生和暴雨增幅提供了动力条件。

对应强降水时段,各种敏感性试验暴雨区上空基本都形成了高层辐散、低层辐合耦合的动力配置,但动力配置的位置和强度存在一定差异。改变高层干冷空气强度与控制试验比较分析,试验 2 高层干冷空气相对湿度降低 50%,动力配置形成时间滞后 1 h、位置北移至  $32.45^{\circ}\text{N}$ ,低层辐合比控制试验弱,13 日 08 时辐合中心为  $-60 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 3b),强降水共维持了 2 h(08—09 时),最大雨强为  $32 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,累计降水量比控制试验小;试验 3 将干冷空气湿度降低 80%,低层辐合减弱和位置北移更明显,辐合中心维持在  $-45 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 3c),位于  $32.6^{\circ}\text{N}$ ,尽管强降水也维持了 3 h(07—09 时),但最大小时雨强为  $42 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,累计降水量比控制试验小,累计降水量也比控制试验小;试验 4 将干冷空气湿度提升 50%,动力配置形成时间提前 1 h、位置略南移,辐合、辐散中心分别为  $-60 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  和  $60 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 3d),强降水共维持了 4 h(06—09 时),累计降水量比控制试验大,但最大雨强( $38 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )比控制试验小。

改变中层干冷空气强度,试验 5、6 分别将中层干冷空气相对湿度降低 50%和 80%,与控制试验相比,动力配置位置略北移、形成时间提前 1 h,垂直上升运动分别增强  $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  和  $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,且上升区更宽、垂直伸展更高。13 日 08 时,试验 5 高层辐散中心为  $75 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,强于低层辐合中心( $-60 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,图 3e),动力配置有利于强降水持续,07—10 时连续 4 h 雨强超过  $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,其中 07—09 时连续 3 h 雨强达到  $40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  以上,最大小时雨强为  $52 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,强降水持续时间和累计降水量均大于控制试验。试验 6 低层辐合和高层辐散均较强,中心值分别达  $-90 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  和  $75 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 3f),07—09 时连续 3 h 雨强超过  $40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,最大为  $53 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,累计降水量大于控制试验。

与试验 5 相比,试验 6 相对湿度减弱幅度更大,干冷空气更强,对动力配置和垂直上升速度更强,小时雨强更大,但强降水持续时间短,故累计降水量小于试验 5。表明对流层中层干冷空气湿度太低,不利于强降水持续增幅。若入侵冷空气过强,虽然对流系统中能发展出强的垂直运动,但垂直运动维持时间短,不利于产生持续性强降水(姚晨等,2019)。试验 7 中层干冷空气相对湿度上升 50%,动力配置略南移(图 3g)、形成时间滞后 1 h,强度偏弱,对应降水强度也减弱,仅 09 时雨强为  $35 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,其余均小于  $15 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

改变低层干冷空气强度,试验 8、9 分别将低层干冷空气湿度降低 50%和 80%,与控制试验相比,动力配置提前 1 h 形成、位置略南移,低层辐合维持在  $-75 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  以上,高层辐散均大于  $75 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 3h,3i),高层辐散的抽吸作用有利于动力配置的维持,垂直上升速度大于  $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,降水明显增幅。试验 9 强降水维持了 4 h,其中 07—09 时连续 3 h 雨强超过  $40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,13 日 08 时达到  $68 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,累计降水量和雨强均明显大于控制试验,同时也大于试验 8。试验 10 干冷空气相对湿度上升 50%,动力配置滞后 1 h 形成、位置北移至  $33^{\circ}\text{N}$ 、强度显著减弱,辐合中心最大值为  $-30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,辐散中心小于  $15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,垂直上升运动仅  $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,对应雨强明显减弱,最大为  $19 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (10 时),其余均小于  $11 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 3j)。

由上述分析可知,暴雨发生在低层辐合与高层辐散垂直叠加的狭长垂直上升运动区,暴雨强度不仅与高低空散度动力配置的强度有关,还与其维持时间有关。高层辐散强于低层辐合,较强的高层抽吸效应有利于动力配置的增强和维持,有利于垂直上升运动增强,触发短时强降水,造成累计降水量增大。高层干冷空气增强,动力配置减弱,对应强降水持续时间和雨强减弱,累计雨量减小,暴雨中心略东北移;中层干冷空气增强,动力配置和上升运动增强、位置北移、形成时间提前,对应降水增强,暴雨中心东北移;但中层相对湿度太低,不利于强降水持续增幅;低层干冷空气增强(减弱),动力配置南移(北抬)、形成时间提前(滞后),对应降水增强(减弱),暴雨中心东南(西北)移。

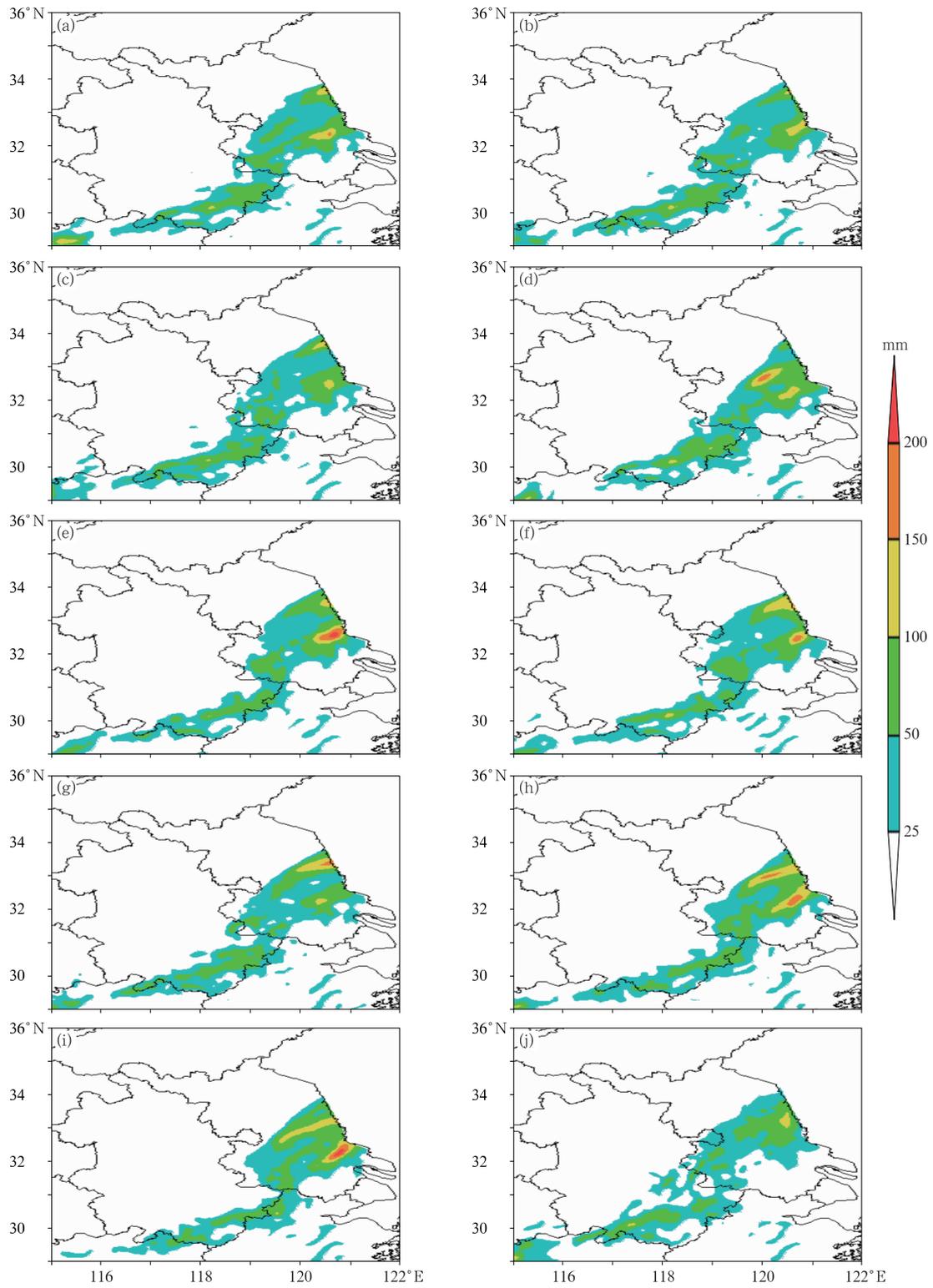


图 2 2011 年 7 月 12 日 20 时至 13 日 20 时降水量分布  
(a) 试验 1, (b) 试验 2, (c) 试验 3, (d) 试验 4, (e) 试验 5, (f) 试验 6,  
(g) 试验 7, (h) 试验 8, (i) 试验 9, (j) 试验 10

Fig. 2 The 24 h accumulated precipitation distributions from 20:00 BT 12 to 20:00 BT 13 July 2011  
(a) Experiment 1, (b) Experiment 2, (c) Experiment 3, (d) Experiment 4, (e) Experiment 5,  
(f) Experiment 6, (g) Experiment 7, (h) Experiment 8, (i) Experiment 9, (j) Experiment 10

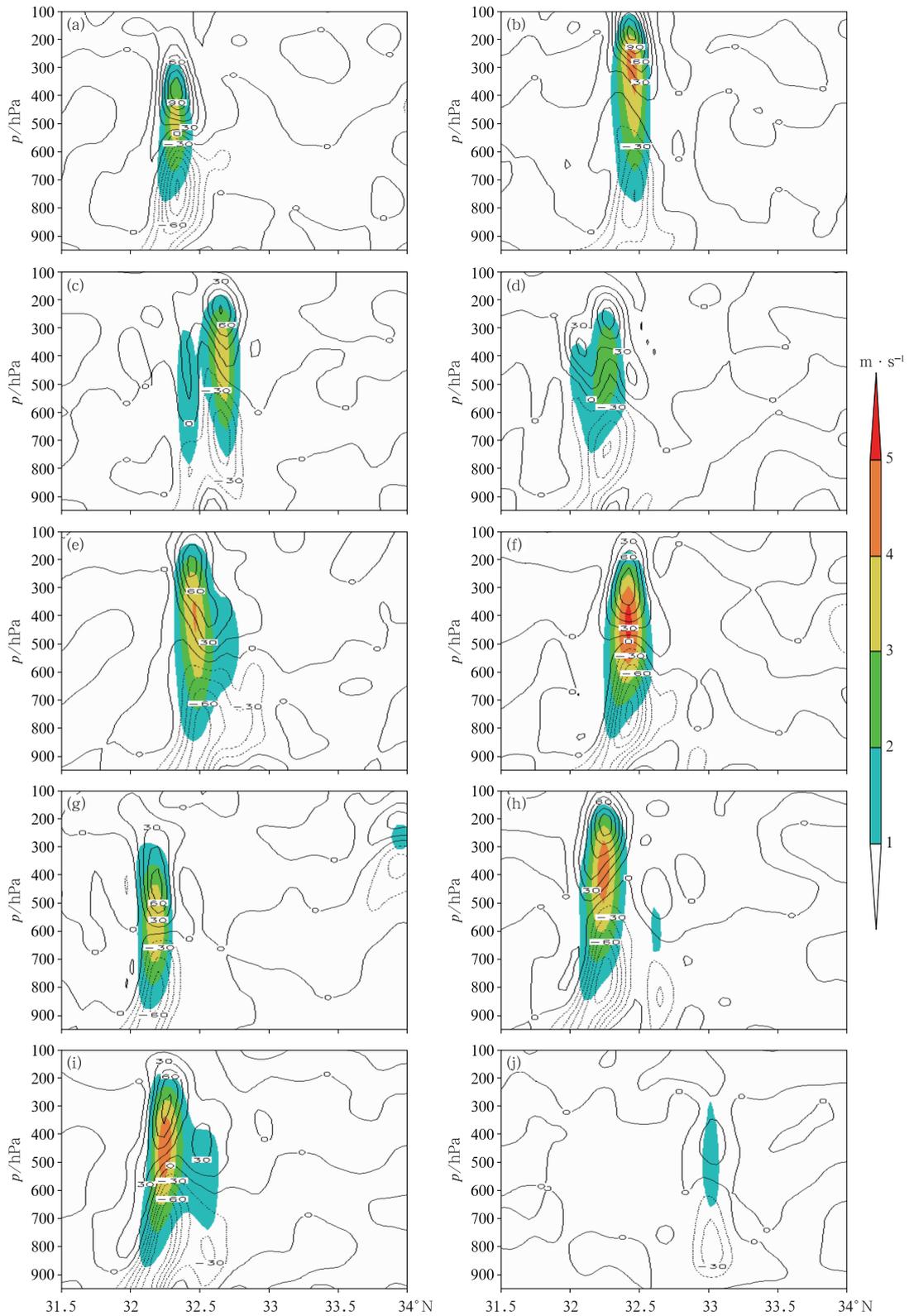


图 3 同图 2, 但为 13 日 08 时沿暴雨中心所在经度的散度(等值线, 单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )  
和垂直速度(填色)垂直剖面

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for the vertical cross sections of divergence (contour, unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )  
and vertical velocity (colored) vertical profile  
in different experiments at 08:00 BT 13 July 2011

### 4.2 干冷空气对能量锋的影响分析

各数值试验能量锋区(假相当位温等值线密集区)均为东北—西南走向,位于江苏江淮地区,但锋区的位置和强度有所不同。暴雨出现在能量锋区东南侧高温高湿不稳定区,雨带走向与锋区走向一致。横穿控制试验和各敏感性试验能量锋区制作假相当位温垂直剖面图,分析干冷空气影响能量锋区的情况。

蒙古低槽携带干冷空气南下,能量锋区前缘不断向东南扩展,12日20时,控制试验假相当位温336 K以下的干冷气团位于34°N、118°E西北侧,324 K的冷中心位于700 hPa上空,348 K以上的暖湿气团位于33°N以南,能量锋区与等压面近乎垂

直(图略)。13日08时,336 K等值线前缘南推到达33°N、119°E上空(图4a),324 K的冷中心移至35°N、117°E,对应降水也达到了最强。

各种敏感性试验改变干冷空气相对湿度,不同程度上影响能量锋的强度和位置。试验2、3、4改变高层干冷空气相对湿度,锋区强度和位置变化不明显(图略)。试验5、6中层干冷空气加强,冷中心假相当位温分别降低到322 K和320 K,冷空气前缘向东向南扩展,低层能量锋区增强(图4b),对应降水增强;试验7中层干冷空气相对湿度升高,冷空气主体北缩,低层能量锋区略减弱,对应降水减弱。试验8、9低层干冷空气增强,冷中心加强,假相当位温降至320 K以下,高度降至800 hPa,336 K等值线前缘明显比控制试验偏东偏南。强盛的干冷气团向

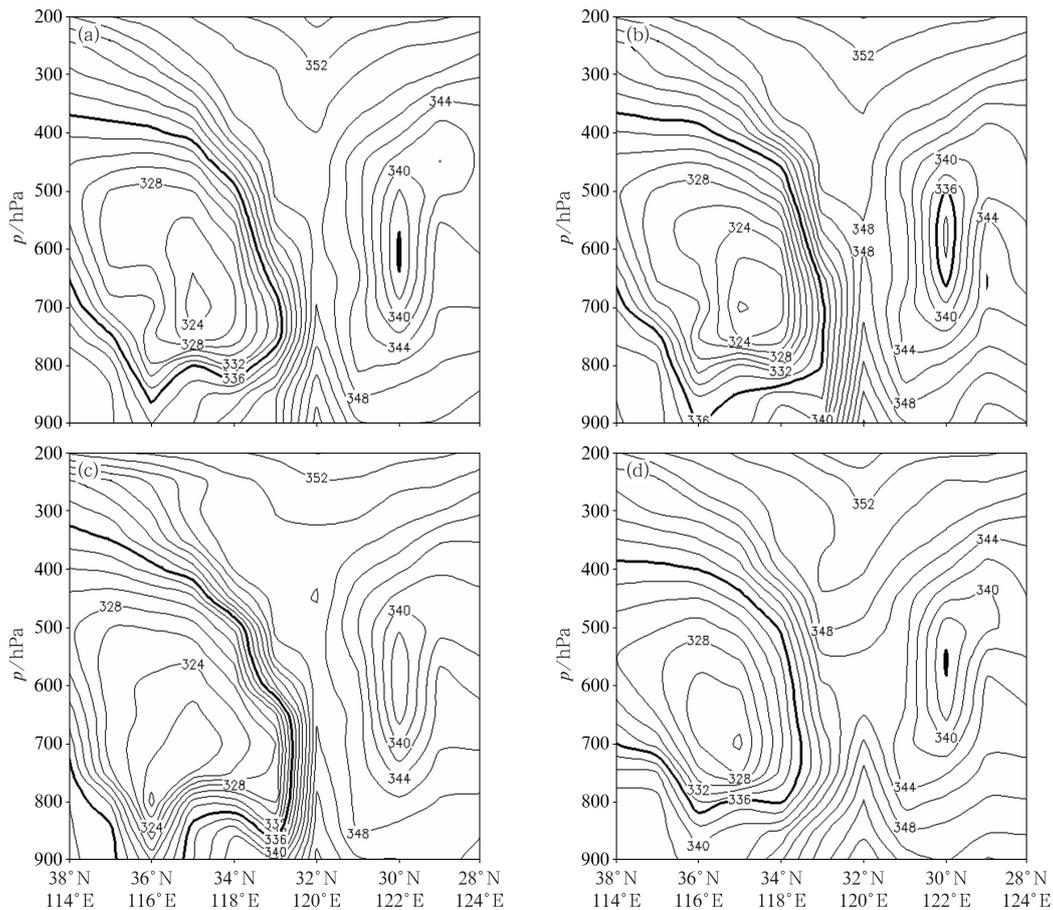


图 4 2011年7月13日08时假相当位温垂直剖面(单位:K)

(a) 试验 1, (b) 试验 6, (c) 试验 9, (d) 试验 10

Fig. 4 Vertical cross-sections of pseudo-equivalent potential temperature (unit: K) in different experiments at 08:00 BT 13

(a) Experiment 1, (b) Experiment 6, (c) Experiment 9, (d) Experiment 10

东南入侵,叠加到低层暖湿气团之上,锋区强度和位置比控制试验明显增强和南移(图 4c),对应小时雨强比控制试验显著增强,暴雨中心位置东南移;试验 10 低层干冷空气减弱,暖湿气团范围显著向西北扩展,低层锋区减弱北缩,对应降水减弱,暴雨中心位置西北移(图 4d)。

从上述分析可知,能量锋区受高层干冷空气影响不明显;能量锋区随中层干冷空气增强而增强,对应降水也增强;低层干冷空气加强南侵,能量锋区增强南移,对应降水增强,雨带南压,暴雨中心东南移;当干冷空气减弱北缩,低层暖湿空气主导,能量锋区减弱北抬,对应降水减弱,雨带北抬,暴雨中心西北移。

### 4.3 干冷空气对湿位涡的影响分析

湿位涡(MPV)是表征了大气动力、热力和水汽作用的综合物理量,分析湿位涡的时空分布,可以较好地探讨强降水发生发展的物理机制。将湿位涡在等压面上展开为 MPV1(湿正压项)和 MPV2(湿斜压项),一般绝对涡度为正值,当 MPV1 为负值,表示大气为对流不稳定,反之则为大气对流稳定;MPV2 表征大气的湿斜压性。湿位涡单位为 PVU ( $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$ )。MPV1 正值可表征干冷空气活动(李耀辉和寿绍文,2000),MPV2 负值绝对值越大表明大气的斜压性越强,越有利于降水的产生(刘峰等,2011;钟利华等,2016;李静楠等,2016)。对流层高层 MPV1 正值区与低层 MPV2 负值区相互作用,有利于不稳定能量积累和释放(范学峰和席世平,2012)。下文利用模拟结果分析暴雨中心逐小时 500 hPa 的 MPV1 和 800 hPa 的 MPV2 变化与小时雨强的关系,揭示湿位涡对暴雨发生发展的影响机制。

控制试验对应强降水时段,暴雨中心上空中层(500 hPa)MPV1 为正值,低层(800 hPa)MPV2 为负值,分别代表对流层中层为对流稳定,低层为斜压不稳定,这种“上正下负”的垂直配置,有利于暴雨发生发展。12 日 22 时开始,随着 MPV1 增大和 MPV2 减小,降水逐渐增大,至 13 日 07 时,MPV1 和 MPV2 分别出现正、负峰值(以下简称峰值),分别达到 3.2 PVU 和 -0.9 PVU(图 5a),对应降水显著增强,雨强达到  $36 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,比 06 时增大了 25 mm,

13 日 08 时,雨强出现最大值达到  $52 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。MPV1 和 MPV2 的峰值比雨强最大值提前 1 h 出现,表明受随着干冷空气影响,大气斜压性增强,降水增强,09 时开始,随着 MPV1 和 MPV2 强度减弱,对应降水也减弱。

敏感性试验改变各层干冷空气相对湿度,暴雨中心湿位涡强度和演变趋势与控制试验不同。试验 2 和试验 3 高层干冷空气增强,MPV1 和 MPV2 强度均比控制试验减弱(图 5b,5c),表明中层对流稳定性和低层斜压性均减弱,对应小时雨强明显减弱,累计降水量也减小。中层和低层干冷空气增强(图 5e,5f,5h,5i),MPV1 上升和 MPV2 下降趋势剧烈,中层对流稳定性和低层斜压性显著增强,对应降水显著增强,雨强和累计降水量均明显大于控制试验。如试验 9 低层干冷空气大幅增强,MPV1 和 MPV2 于 13 日 06 时和 08 时先后出现峰值,分别达到 3.6 PVU 和 -1.3 PVU,同时,降水强度显著增强,07 时雨强达  $43 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,08 时雨强出现最大值达到  $68 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 5i),累计降水量和小时雨强均比控制试验显著增大。相比试验 8(图 5h),试验 9 的 MPV1 和 MPV2 峰值更大,且 MPV1 正的高值和 MPV2 负的低值持续的时间更长,故对应小时雨强更大,强降水持续时间更长,累计降水量也更大。而干冷空气减弱(图 5d,5g,5j),湿位涡强度减弱,对应小时雨强和累计降水量均小于控制试验。

上述分析表明,湿位涡的变化与干冷空气变化具有较好的对应关系。高层干冷空气增强,MPV1 和 MPV2 强度均减弱,中层对流稳定性和低层斜压性均减弱,对应降水强度减弱。中层和低层干冷空气增强,MPV1 和 MPV2 强度显著增强,中层对流稳定性和低层斜压性显著增强,对应降水强度显著增强。各层干冷空气减弱,MPV1 和 MPV2 强度减弱,对应降水强度减弱。从变化趋势看,高层和中层干冷空气加强时,MPV1 和 MPV2 峰值基本都先于降水最大值出现,对降水的增强具有先导性作用。低层干冷空气加强,MPV1 峰值先于降水最大值出现,对降水增强有先导性作用,而 MPV2 峰值与小时最大降水量同时出现,即暴雨区低层斜压性和降水同时达到最强,对降水有增幅效果,MPV1 和 MPV2 的峰值愈大,降水愈强。

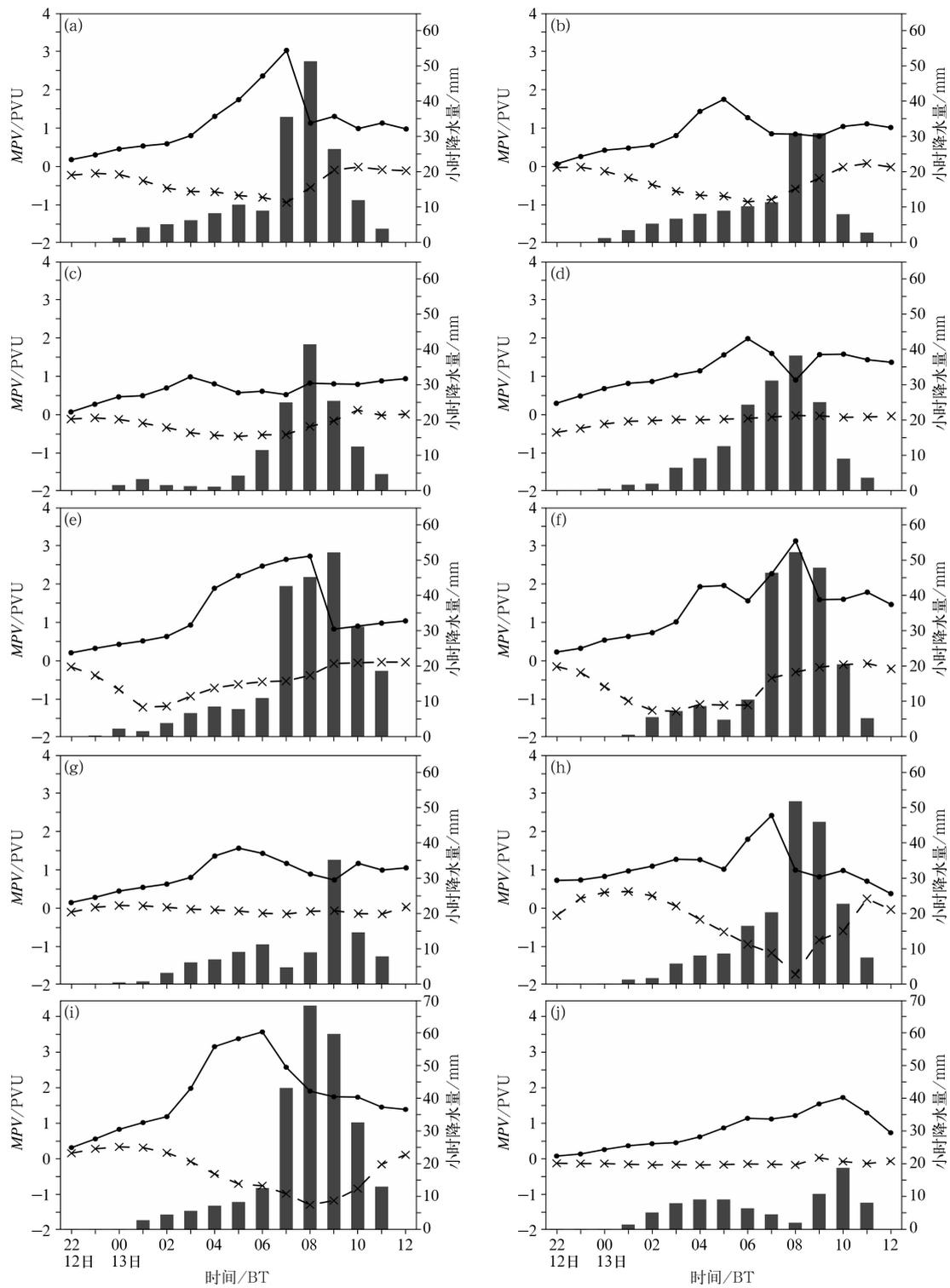


图 5 同图 2, 但为 12 日 22 时至 13 日 12 时暴雨中心逐时降水量(直方柱), 500 hPa MPV1(实线)和 800 hPa MPV2(虚线)的时间变化

Fig. 5 Same as Fig. 2, but for time series of hourly precipitation (gray column), MPV1 at 500 hPa (solid line) and MPV2 at 800 hPa (dashed line) of heavy rain center from 22:00 BT 12 to 12:00 BT 13 July 2011

## 5 结论与讨论

本文通过对 2013 年 7 月 11—13 日发生在江苏淮河以南地区的一次热带低压倒槽大暴雨过程的数值试验,揭示了干冷空气强度变化对暴雨分布和强度影响的动力热力机制,主要得出如下结论:

(1) 对流层高层干冷空气加强,不利于降水增强,一定湿度的干冷空气对降水有利;中层干冷空气增强有助于暴雨增强,但湿度过低不利于降水持续增幅;低层干冷空气越强,越有助于暴雨增幅。同时,低层干冷空气活动还对雨带的南北摆动有影响,干冷空气增强(减弱),雨带南压(北抬),暴雨中心向东南(西北)移动。

(2) 暴雨强度不仅与低层辐合与高层辐散动力配置的强度有关,还与其维持时间有关,较强的高层辐散抽吸效应有利于垂直上升运动增强,触发短时强降水,造成降水增幅。高层干冷空气增强,动力配置减弱,对应降水减弱。中层干冷空气增强,动力配置增强,对应垂直上升运动增强,降水增强。低层干冷空气增强(减弱),动力配置南移(北抬),形成时间提前(滞后),垂直上升运动增强(减弱),降水增强(减弱),暴雨中心东南(西北)移。

(3) 能量锋受高层干冷空气影响不明显。中层干冷空气增强,能量锋区有所增强,对应降水增强。能量锋位置和强度受低层干冷空气活动影响较明显,低层干冷空气加强南侵,能量锋区增强并南移,对应降水增强,雨带南压,暴雨中心东南移;干冷空气减弱北缩,低层暖湿空气主导,能量锋区减弱北抬,对应降水减弱,雨带北抬,暴雨中心明显西北移。

(4) 暴雨中心中层 MPV1 (500 hPa) 和低层 MPV2 (800 hPa) 维持“上正下负”配置,对应中层对流稳定、低层斜压不稳定,有利于降水增强。高层干冷空气增强,中层对流稳定性和低层斜压性减弱,降水减小;中低层干冷空气增强,中层对流稳定性和低层斜压性明显增强,暴雨明显加强;各层干冷空气减弱,均对应中层对流稳定性和低层斜压性减弱,暴雨减弱。高层和中层干冷空气加强时,MPV1 和 MPV2 峰值先于降水最大值出现,对降水的增强具有先导性作用;低层干冷空气加强,MPV1 峰值先于降水最大值出现,MPV2 峰值与降水最大值同时出现,对降水增强有先导性和增幅效果,MPV1 和 MPV2 的峰值愈大,降水愈强。

实际大气中干冷空气对热带低压倒槽暴雨的影响问题十分复杂,干冷空气强度及分布的变化可以改变暴雨发生发展动力、热力因子的强度和分布,干冷空气的强度及与热带低压倒槽结合的位置直接影响暴雨的落区和强度。一般情况,预报员比较关注干冷空气降温的作用,预报过程中常常低估降水的量级。本文通过对流层不同层次干冷空气相对湿度变化对热带低压倒槽暴雨过程进行数值试验,初步探讨了干冷空气相对湿度变化对暴雨落区和强度的影响机理,对这类暴雨的预报具有参考意义。但这些结论仅模拟分析了一次个例,结论有待进一步验证。下一步还将通过改变干冷空气温度,以及同时改变干冷空气的相对湿度和温度等数值试验,对影响暴雨落区和强度的物理机制,及对直接造成暴雨的中小尺度系统活动等,进行进一步深入研究。

**致谢:**感谢江苏省气象局“海洋天气预报技术”培育团队在研究过程中的帮助支持。

## 参考文献

- 陈博宇,代刊,唐健,等,2020. 基于多模式 QPF 融合的台风暴雨预报后处理技术研究及应用试验[J]. 气象,46(10):1261-1271. Chen B Y, Dai K, Tang J, et al, 2020. Research and application experiment on post processing technology of typhoon rainstorm forecast based on multi model QPF fusion[J]. Meteor Mon, 46(10): 1261-1271 (in Chinese).
- 陈鹏,庞玥,张虹,等,2017. 台风与冷空气对重庆“9. 17”大暴雨的影响分析[J]. 暴雨灾害,36(3):227-234. Chen P, Pang Y, Zhang H, et al, 2017. Analysis of the “9. 17” heavy rainfall in Chongqing under the influence of the typhoon and cold air[J]. Torr Rain Dis, 36(3):227-234 (in Chinese).
- 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).
- 程正泉,陈联寿,徐祥德,等,2005. 近 10 年中国台风暴雨研究进展[J]. 气象,31(12):3-9. Cheng Z Q, Chen L S, Xu X D, et al, 2005. Research progress on typhoon heavy rainfall in China for last ten years[J]. Meteor Mon, 31(12):3-9 (in Chinese).
- 崔晶,张丰启,2002. 冷空气侵入对启德台风降水的作用分析[J]. 山东气象,22(3):19-21. Cui J, Zhang F Q, 2002. The analysis for the action of cold air on precipitation of Typhoon “Kai-tak”[J]. J Shandong Meteor, 22(3):19-21 (in Chinese).
- 董美莹,陈联寿,郑沛群,等,2009. 登陆热带气旋暴雨突然增幅和特大暴雨之研究进展[J]. 热带气象学报,25(4):495-502. Dong M Y, Chen L S, Zheng P Q, et al, 2009. Research progress on abrupt intensification of heavy rainfall and super heavy rainfall associated with landfalling tropical cyclones[J]. J Trop Meteor, 25

- (4):495-502(in Chinese).
- 范学峰,席世平,2012. 湿位涡诊断分析在河南台风远距离降水中的应用[J]. 气象与环境科学,35(2):25-32. Fan X F, Xi S P, 2012. Application of diagnostic analysis of moist potential vorticity for the typhoon remote precipitation in Henan[J]. Meteor Environ Sci,35(2):25-32(in Chinese).
- 高拴柱,董林,许映龙,等,2018. 2016年西北太平洋台风活动特征和预报难点分析[J]. 气象,44(2):284-293. Gao S Z, Dong L, Xu Y L, et al, 2018. Analysis of the characteristics and forecast difficulties of typhoons in western North Pacific in 2016[J]. Meteor Mon,44(2):284-293(in Chinese).
- 郭英莲,徐海明,2010. 对流层中上层干空气对“碧利斯”台风暴雨的影响[J]. 大气科学学报,33(1):98-109. Guo Y L, Xu H M, 2010. Effects of dry air in the upper troposphere on Bilis rainstorm[J]. Trans Atmos Sci,33(1):98-109(in Chinese).
- 李静楠,潘晓滨,臧增亮,等,2016. 一次华北暴雨过程的湿位涡诊断分析[J]. 暴雨灾害,35(2):158-165. Li J N, Pan X B, Zang Z L, et al, 2016. Diagnostic analysis of moist potential vorticity for a rainstorm in North China[J]. Torr Rain Dis,35(2):158-165(in Chinese).
- 李耀辉,寿绍文,2000. 一次江淮暴雨的MPV及对称不稳定研究[J]. 气象科学,20(2):171-178. Li Y H, Shou S W, 2000. A study on MPV and symmetric instability during a torrential rain process[J]. Sci Meteor Sin,20(2):171-178(in Chinese).
- 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 Y, Chen L S, Lei X T, 2006. Numerical study on impacts of upper-level westerly trough on the extratropical transition process of Typhoon Winnie (1997)[J]. Acta Meteor Sin,64(5):552-563(in Chinese).
- 李志楠,郑新江,赵亚民,等,2000. 9608号台风低压外围暴雨中尺度云团的发生发展[J]. 热带气象学报,16(4):316-326. Li Z N, Zheng X J, Zhao Y M, et al, 2000. The mesoscale torrential rain cloud cluster from the low pressure periphery area of the Typhoon No. 9608[J]. J Trop Meteor, 16(4):316-326(in Chinese).
- 梁军,陈联寿,张胜军,等,2008. 冷空气影响辽东半岛热带气旋降水的数值试验[J]. 大气科学,32(5):1107-1118. Liang J, Chen L S, Zhang S J, et al, 2008. Numerical study of impact of cold air on rainfall of tropical cyclone over Liaodong Peninsula[J]. Chin J Atmos Sci,32(5):1107-1118(in Chinese).
- 刘峰,丁治英,梁艳,等,2011. “莫拉克”台风暴雨过程中湿位涡场的演变特征[J]. 暴雨灾害,30(2):161-166. Liu F, Ding Z Y, Liang Y, et al, 2011. Evolution characteristics of moist potential vorticity in the rainstorm caused by “Morakot” Typhoon[J]. Torr Rain Dis,30(2):161-166(in Chinese).
- 潘婧茹,张雪蓉,马明明,等,2016. 2012年“海葵”台风影响江苏的两段大暴雨特征分析[J]. 气象科学,36(1):102-111. Pan J R, Zhang X R, Ma M M, et al, 2016. Characteristics analysis on two stages of a torrential rain caused by the “Haikui” Typhoon in Jiangsu Province[J]. J Meteor Sci,36(1):102-111(in Chinese).
- 濮梅娟,沈树勤,曾明剑,等,2002. 地面中 $\beta$ 尺度强锋区激发的特大暴雨过程分析[J]. 气象科学,22(4):450-460. Pu M J, Shen S Q, Zeng M J, et al, 2002. Analysis on a course of storm rainfall caused by strong meso- $\beta$  scale front on surface[J]. Sci Meteor Sin,22(4):450-460(in Chinese).
- 钱维宏,朱汉苏,吴峻,1990. 台风倒槽内江苏区域性大暴雨的统计和天气动力分析[J]. 海洋预报,7(3):21-26. Qian W H, Zhu H S, Wu J, 1990. A statistic-synoptic-dynamic analysis of the regional heavy rainfall at typhoon inverted-troughs in Jiangsu[J]. Mar Forecasts,7(3):21-26(in Chinese).
- 仇永炎,1997. 北方盛夏台风暴雨的天气型及其年际变率[J]. 气象,23(7):3-9. Qiu Y Y, 1997. Weather patterns and interannual variations of typhoon torrential rain during midsummer in North China[J]. Meteor Mon,23(7):3-9(in Chinese).
- 任丽,赵玲,孙磊,等,2019. 台风“狮子山”与中纬度系统相互作用所致暴雨成因分析[J]. 沙漠与绿洲气象,13(1):44-51. Ren L, Zhao L, Sun L, et al, 2019. Analysis of rainstorm caused by the interaction between mid-latitude system and the Typhoon Lionrock[J]. Desert Oasis Meteor,13(1):44-51(in Chinese).
- 王丛梅,丁治英,张金艳,2005. 西北涡暴雨的湿位涡诊断分析[J]. 气象,31(11):28-33. Wang C M, Ding Z Y, Zhang J Y, 2005. Diagnostic analysis of moist potential vorticity for northwest vortex heavy rain[J]. Meteor Mon,31(11):28-33(in Chinese).
- 王丽芳,2013. 江淮梅汛期热带气旋倒槽暴雨特征分析[D]. 南京:南京信息工程大学. Wang L F, 2013. An analysis of the characteristics of tropical cyclone inverted trough torrential rainfalls during the Meiyu-period of Yangtze-Huai River Basin[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science & Technology (in Chinese).
- 王丽芳,濮梅娟,张雪蓉,2013a. 2011年梅汛期影响江苏两次大暴雨过程对比分析[J]. 气象科学,33(3):264-272. Wang L F, Pu M J, Zhang X R, 2013a. A comparative analysis of two severe torrential rain processes in Jiangsu Province during Meiyu period of 2011[J]. J Meteor Sci,33(3):264-272(in Chinese).
- 王丽芳,濮梅娟,张雪蓉,2013b. 江淮梅汛期热带气旋倒槽暴雨特征分析[C]//第十届长三角气象科技论坛论文集. 安吉:中国气象学会,浙江省气象学会,江苏省气象学会,上海市气象学会. Wang L F, Pu M J, Zhang X R, 2013b. Analysis of the characteristics of tropical cyclone inverted trough torrential rainfalls during the Meiyu-period of Yangtze-Huai River Basin[C]//Proceedings of the 10th Yangtze River Delta Meteorological Science and Technology Forum. Anji: China Meteorological Society, Zhejiang Meteorological Society, Jiangsu Meteorological Society, Shanghai Meteorological Society(in Chinese).
- 危国飞,刘会军,潘宁,等,2021. 台风路径数值预报实时订正技术及其集成应用[J]. 大气科学,45(1):195-204. Wei G F, Liu H J, Pan N, et al, 2021. Real-time correction method for numerically modeled typhoon tracks and its integrated application[J]. Chin J Atmos Sci,45(1):195-204(in Chinese).
- 吴海英,陈海山,曾明剑,等,2014. 冷空气对台风“海葵”(1211)倒槽特大暴雨作用分析[J]. 热带气象学报,30(5):871-880. Wu H Y, Chen H S, Zeng M J, et al, 2014. Analysis on the functions of

- cold air in a super heavy rainfall caused by a reverse trough of Typhoon Haikui (1211)[J]. *J Trop Meteor*, 30(5):871-880(in Chinese).
- 徐道生, 陈子通, 张艳霞, 等, 2020. 南海台风模式 TRAMS 3.0 的技术更新和评估结果[J]. *气象*, 46(11):1474-1484. Xu D S, Chen Z T, Zhang Y X, et al, 2020. Updates in TRAMS 3.0 model version and its verification on typhoon forecast[J]. *Meteor Mon*, 46(11):1474-1484(in Chinese).
- 姚晨, 娄珊珊, 叶金印, 2019. 冷空气影响台风暴雨的中尺度分析及数值模拟[J]. *暴雨灾害*, 38(3):204-211. Yao C, Lou S S, Ye J Y, 2019. Mesoscale analysis and numerical simulation of a typhoon rainstorm event affected by cold air[J]. *Torr Rain Dis*, 38(3):204-211(in Chinese).
- 姚秀萍, 于玉斌, 2005. 2003 年梅雨期干冷空气的活动及其对梅雨降水的作用[J]. *大气科学*, 29(6):973-985. Yao X P, Yu Y B, 2005. Activity of dry cold air and its impacts on Meiyu rain during 2003 Meiyu period[J]. *Chin J Atmos Sci*, 29(6):973-985(in Chinese).
- 尹东屏, 张备, 姚丽娜, 等, 2011. 远离热带风暴中心的大暴雨两个例分析[J]. *气象科学*, 31(6):747-754. Yin D P, Zhang B, Yao L N, et al, 2011. Analysis of one torrential rain far distant from tropical storm[J]. *J Meteor Sci*, 31(6):747-754(in Chinese).
- 于玉斌, 姚秀萍, 2000. 对华北一次特大台风暴雨过程的位涡诊断分析[J]. *高原气象*, 19(1):111-120. Yu Y B, Yao X P, 2000. The diagnosis analysis of potential vorticity for a severe typhoon rainstorm in North China[J]. *Plateau Meteor*, 19(1):111-120(in Chinese).
- 于玉斌, 姚秀萍, 2003. 干侵入的研究及其应用进展[J]. *气象学报*, 61(6):769-778. Yu Y B, Yao X P, 2003. Reviews on the dry intrusion and its application[J]. *Acta Meteor Sin*, 61(6):769-778(in Chinese).
- 张经珍, 侯淑梅, 张洪卫, 等, 2000. 中低纬度系统相互作用对山东“99.8”大暴雨的影响[J]. *气象*, 26(5):36-39. Zhang J Z, Hou S M, Zhang H W, et al, 2000. The effect of the interaction between mid and low latitude systems on a heavy rain in Shandong[J]. *Meteor Mon*, 26(5):36-39(in Chinese).
- 张芹, 高晓梅, 邱刚, 等, 2008. 山东半岛一次持续性强降水天气的湿位涡分析[J]. *山东气象*, 28(4):7-11. Zhang Q, Gao X M, Qiu G, et al, 2008. Analysis on moist potential vorticity of a continual heavy rain in Shandong Peninsula[J]. *J Shandong Meteor*, 28(4):7-11(in Chinese).
- 赵宇, 崔晓鹏, 高守亭, 2011. 引发华北特大暴雨过程的中尺度对流系统结构特征研究[J]. *大气科学*, 35(5):945-962. Zhao Y, Cui X P, Gao S T, 2011. A study of structure of mesoscale systems producing a heavy rainfall event in North China[J]. *Chin J Atmos Sci*, 35(5):945-962(in Chinese).
- 赵宇, 李静, 杨成芳, 2016. 与台风“海鸥”相关暴雨过程的水汽和干侵入研究[J]. *高原气象*, 35(2):444-459. Zhao Y, Li J, Yang C F, 2016. Study on water vapor and dry intrusion in a heavy rainfall event associated with Typhoon Haiou[J]. *Plateau Meteor*, 35(2):444-459(in Chinese).
- 赵宇, 吴增茂, 刘诗军, 等, 2005. 由变性台风环流引发的山东特大暴雨天气的位涡场分析[J]. *热带气象学报*, 21(1):33-43. Zhao Y, Wu Z M, Liu S J, et al, 2005. Potential vorticity analysis of an torrential rain triggered by a neutercane in Shandong Province[J]. *J Trop Meteor*, 21(1):33-43(in Chinese).
- 钟利华, 王琳, 肖天贵, 等, 2016. “威马逊”引发广西暴雨的等熵位涡与湿位涡变化特征[J]. *地球科学前沿*, 6(3):180-189. Zhong L H, Wang L, Xiao T G, et al, 2016. Isentropic potential vorticity and moist potential vorticity's variation characteristics of heavy rain caused by Rammasun in Guangxi[J]. *Adv Geosci*, 6(3):180-189(in Chinese).
- 朱洪岩, 陈联寿, 徐祥德, 2000. 中低纬度环流系统的相互作用及其暴雨特征的模拟研究[J]. *大气科学*, 24(5):669-675. Zhu H Y, Chen L S, Xu X D, 2000. A numerical study of the interactions between typhoon and mid-latitude circulation and its rainfall characteristics[J]. *Chin J Atmos Sci*, 24(5):669-675(in Chinese).
- 朱佩君, 郑永光, 陶祖钰, 2003. 发生在中国大陆的台风变性加强过程分析[J]. *热带气象学报*, 19(2):157-162. Zhu P J, Zheng Y G, Tao Z Y, 2003. Analysis of the extratropical transition of tropical cyclone over mainland of China[J]. *J Trop Meteor*, 19(2):157-162(in Chinese).
- Browning K A, 1997. The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development[J]. *Meteor Appl*, 4(4):317-324.
- Browning K A, Golding B W, 1995. Mesoscale aspects of a dry intrusion within a vigorous cyclone[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 121(523):463-493.