

陈碧莹, 闵锦忠. 华北“7·19”暴雨中低涡系统演变及多尺度相互作用机制研究[J]. 热带气象学报, 2020, 36(1): 85-96.

文章编号: 1004-4965(2020)01-0085-12

华北“7·19”暴雨中低涡系统演变及多尺度相互作用机制研究

陈碧莹^{1, 2, 3}, 闵锦忠^{1, 2}

(1. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 江苏 南京 210044;

2. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 江苏 南京 210044;

3. 河北省气象台, 河北 石家庄 050021)

摘要:为探究华北暴雨的维持及中尺度系统演变机制, 利用 NCEP/NCAR 的 GFS 资料、地面自动站观测资料等, 借助数值模拟、涡度收支分析和尺度分离等方法, 对 2016 年 7 月 19 日前后一次华北暴雨过程进行了观测分析和模拟研究。(1) 本次极端降水过程与东移低槽切断形成的深厚低涡密切相关。低涡与副高脊线形成“东高西低”形势且雨区始终处于高层辐散低层辐合的动力配置下, 有利于对流维持。涡旋与低空急流的配合使来自西南侧和东侧的水汽在华北辐合, 并使雨区处于能量锋区, 对流层中低层形成深厚逆温层, 为暴雨维持提供水汽和能量保障。(2) 低涡系统总体呈增强趋势, 中心涡度最高达 $55 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上。成熟阶段呈现贯穿对流层的直立正涡度柱, 但涡度变化集中在 500 hPa 以下, 中心维持在 850 hPa 附近。涡度增长主要受正涡度区与辐合中心重合产生的拉伸效应以及干侵入等因素的促进作用。(3) 低层辐合中心由三种不同尺度系统叠加而成, 其中中尺度系统对中心的强度和位置影响最大, 而大中尺度风场间的辐合也使辐合区更大、强度更强。低层涡旋增长与风场辐合加强之间形成正反馈调节, 有利于低涡和降水的维持。

关键词: 特大暴雨; 低涡结构; 尺度分离; 涡度收支; 华北

中图分类号: P426.62 文献标志码: A Doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2020.009

1 引言

华北地区是我国夏季三大雨带之一, 受东亚季风季节性推进影响, 华北暴雨主要集中在 7 月下旬到 8 月上旬(俗称“七下八上”)^[1], 虽频数少, 但强度大、灾害重、预报难。近 40 年来, 华北地区相对干旱^[2], 华北暴雨的研究相对较少。最近研究表明一些与华北暴雨相关的气候学指标显示华北暴雨或将多发^[3-4]。

早期对华北暴雨的研究确定了有利于暴雨发生的环流背景, 并进行了分型^[5-6]。随着研究资料和

方法的完善, 一些针对中尺度系统的研究表明, 华北暴雨主要与辐合中心、切变线、中尺度低压等中尺度系统直接相关^[7-9]。其中低涡是华北暴雨最常见的的影响系统之一, 造成重大灾害的“63·8”华北特大暴雨^[7]和“7·21”北京特大暴雨^[10]都与之相关。但这些研究主要关注中尺度系统的影响, 其结构特征还较模糊, 且与国外和南方强降水的研究相比, 华北暴雨机制研究相对薄弱。

在低涡暴雨的研究中, 随着广义位涡^[11]等概念和定量化分析方法的引入, 国外的研究论证了位涡扰动、高低层涡旋配合以及多尺度相互作用等因素对涡旋发展的影响^[12-14]。而国内的研究关注

收稿日期: 2019-01-27; 修订日期: 2019-07-18

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目(2017YFC1502103); 国家自然科学基金重点项目(41430427); 江苏省高校自然科学重大基础研究项目(11KJA170001)共同资助

通讯作者: 闵锦忠, 男, 江苏省人, 教授, 博士, 从事中小尺度数值模拟与资料同化、风暴尺度集合预报、气候变化与区域响应等方面的研究。

E-mail: minjz@nuist.edu.cn

西南涡、高原涡、台风等系统引发的暴雨,证明了地形、非绝热加热、涡度平流、大尺度斜压系统发展、中尺度风切变和辐合线等因素对低涡暴雨的影响^[15-19]。

相关研究引入了尺度分离方法,并对比常见滤波方法证明了 Barnes 滤波在中尺度分离中拥有更好的效果^[20-21]。张虹等^[22]用 Barnes 滤波对两次西南涡暴雨过程进行分析,证明了中尺度垂直螺旋度对于降水落区的指示作用。李昀英等^[23]借助滤波分辨了暖湿气流中冷暖交汇带上的两种低涡,并检验了模式对两种涡旋的预报能力。Xu 等^[24]利用滤波结果研究了一次梅雨锋上中尺度涡旋与大尺度系统相互作用导致对流二次增长的现象。这些研究进一步证明了 Barnes 滤波在低涡研究中的价值。

暴雨的研究已有很多成果^[25-27]。2016 年 7 月 19—20 日,华北地区发生了“63·8”特大暴雨以来范围最广、强度最大的一次降水过程^[28](以下简称“7·19”暴雨)。为探究此次暴雨过程中低涡演变机理及多尺度系统相互作用机制,利用滤波及数值模拟等方法对“7·19”暴雨过程进行深入的分析研究,为同类暴雨的预报和中尺度分析提供思路。

2 个例概况

2016 年 7 月 19—20 日,华北地区普降大暴雨,降水中心在太行山东麓和燕山南麓,最大累积降水量 783.5 mm,多地 24 小时降水量超历史极值(图 1)。据民政部门统计,暴雨共造成华北及附近地区 1 476.2 万人受灾,164 人死亡,125 人失踪,直接经济损失 311.4 亿元。本次过程具有降水量大、持续时间长、灾害大等特征,是华北地区“63·8”暴雨以来最强降水过程。

本次过程中,贝加尔湖一带的低槽南伸至太行山附近形成深厚低涡影响华北地区,西伸北抬的副高脊线位于华北东部与之形成对峙,整体环流为利于华北暴雨维持的“东高西低”型(图略)。高低空急流出现显著增强和轻微北移(图略),降水中心上空为风速超 24 m/s 的低空急流核,并始终处于低空急流出口区左侧、高空急流入口区右侧,维持了高辐散低辐合的动力配置。受环流影响,低涡向东北缓慢移动并增强,长时间滞留在华北一带。

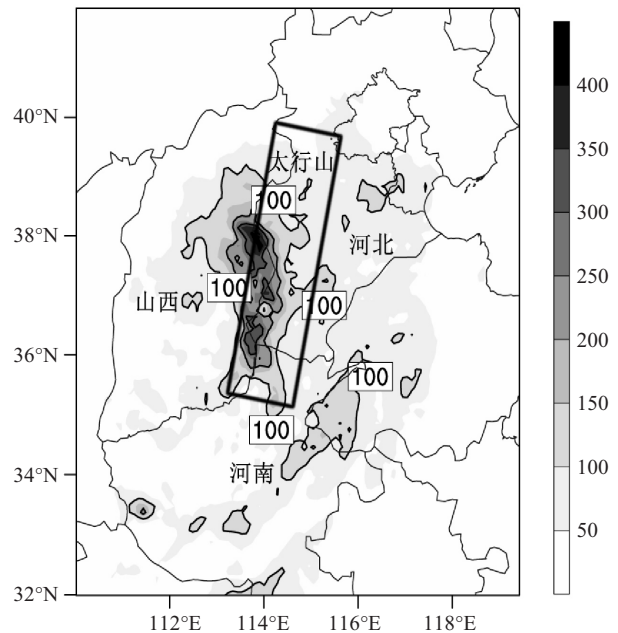


图 1 2016 年 7 月 19 日 24 小时实况累计降水量
单位 mm,黑框为太行山区大致位置。

以降水最强的 19 日 12 时(世界时,下同)为例分析能量配置(图 2)。此时降水中心位于 114°E 附近太行山一带,与西南急流对应的暖舌顶部能量锋区相近,受低层暖平流控制,不稳定性增加,南部大片区域处于 $\theta_{se} > 350$ K 的高能环境中。暴雨区上空 θ_{se} 较南北两侧明显偏高,处于 $-\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \approx 0$ 的湿中性环境。北侧对应干冷气团边缘,500~850 hPa 内 $-\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} < 0$,呈现对流不稳定状态。附近有明显的上升气流,最高可伸展至 200 hPa 附近,使得高温高湿气团向上输送,触发对流不稳定能量释放。

同一时刻,暴雨中心上空 850 hPa(图 3)对应水汽通量 $> 30 \times 10^{-3} \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 的大值区,具有较强的水汽输送效率。结合水汽通量散度和风场的分布可知,低空急流从西南洋面带来的水汽和涡旋与从东侧带来的水汽在暴雨区辐合,使华北地区保持水汽饱和的状态,为暴雨的维持提供了充足的水汽。

综上,此次华北暴雨过程及低涡演变与大尺度环流的配合相关,对低涡结构和演变机制的分析是研究此次降水过程的关键。

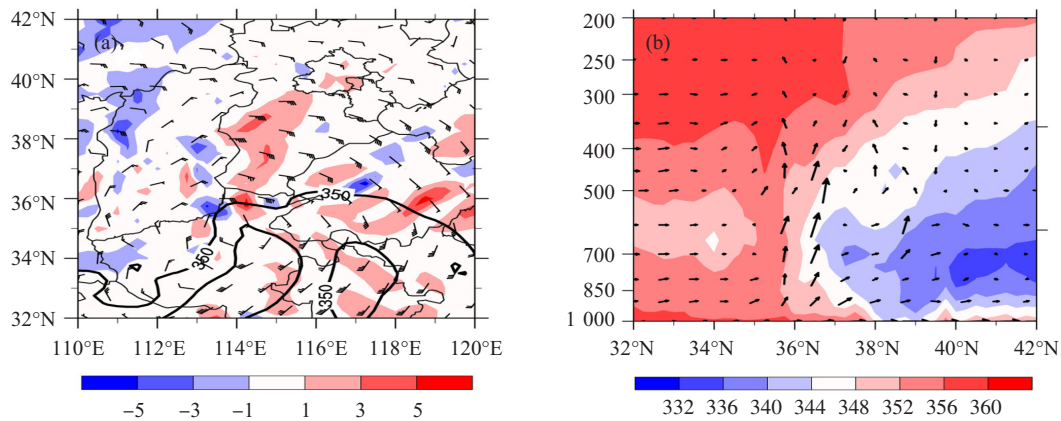


图 2 19 日 12 时 850 hPa 上的温度平流(填色, 单位: K/s)、假相当位温(等值线, 单位: K)和风场(a), 降水中心对应的经向垂直截面内假相当位温(填色, 单位: K)和垂直风场(b)

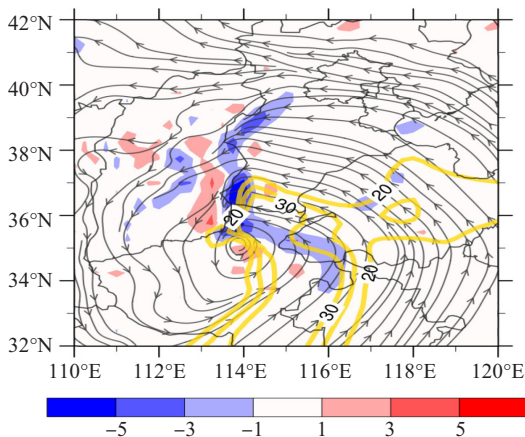


图 3 19 日 12 时 850 hPa 上的水汽通量(等值线, 单位: $10^{-3} \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$)、水汽通量散度(填色, 单位: $10^{-7} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$)和水平流场(流线)

3 数据来源及试验设计

3.1 数据来源

数据资料包括 NCEP/NCAR 全球 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 、时间间隔 6 h 的 GFS 资料, 中国自动站与 CMORPH 融合逐时降水量 0.1° 网格数据集, 葵花八号水汽通道辐射率资料, WRF 模式高时空分辨率输出资料以及自动站常规观测资料。

3.2 WRF 模式设置及模拟效果

3.2.1 试验设置

模拟采用 3.8.1 版本 WRF 模式及其配套的同化系统, 利用双层网格双向嵌套方案, 模拟区域中心定于 116°E 34.5°N , 水平分辨率分别为 9 km 和 3 km, 水平方向格点数分别为 701×601 和 691×703 , 垂直层数 50 层, 积分步长 60 s。选用的

参数化方案主要有: WSM6 类云微物理方案、Kain-Fritsch 积云对流参数化方案、YSU 边界层方案、Noah 陆面过程方案、RRTM 长波辐射方案、Dudhia 短波辐射方案。

试验首先在水平分辨率为 0.25° 的 GFS 资料的基础上, 使用三维变分方法完成了 7 月 18 日 01 时—19 日 00 时的逐小时地面加密自动站常规观测资料和葵花 8 号水汽通道辐射率资料的快速更新同化。随后进行了一次 24 小时预报, 模拟时间为 7 月 19 日 00 时—20 日 00 时, 共 24 h, 对应低涡快速成形并影响华北中南部的时段。

3.2.2 模拟效果分析

从形势场看(图略), 模式成功再现了西太副高、中纬度低涡(槽)、高低空急流等主要影响系统的位置和强度, 模拟的风场和温度场与 GFS 资料较一致。

降水量(图 4)方面, 通过与图 1 的对比可知, 两者雨区基本一致, 都存在太行山麓的降水中心(黑框), 但模拟累计降水量 $>100 \text{ mm}$ 的面积偏大, 这可能是因涡旋东移后期模拟偏强。逐时降水对比反映出两者都增长至 11 时左右达到极值, 之后逐渐回落, 但开始时段的雨强模拟偏弱。

雷达回波(图 5)方面, 模拟前期反映出低槽东移与太行山麓小回波中心靠近融合的过程, 模拟偏强、中心偏东约 0.5° 。中期重现了从低槽-切变线的“人”字形回波到气旋的涡旋回波的转变, 中心强度增大到 45 dBZ 以上, 位置拟合良好。后期系统向东北移动, 模拟表现出更完整的涡旋云系, 中心位置差距 $<0.25^\circ$, 但极值偏大, 东西向特征更明显。

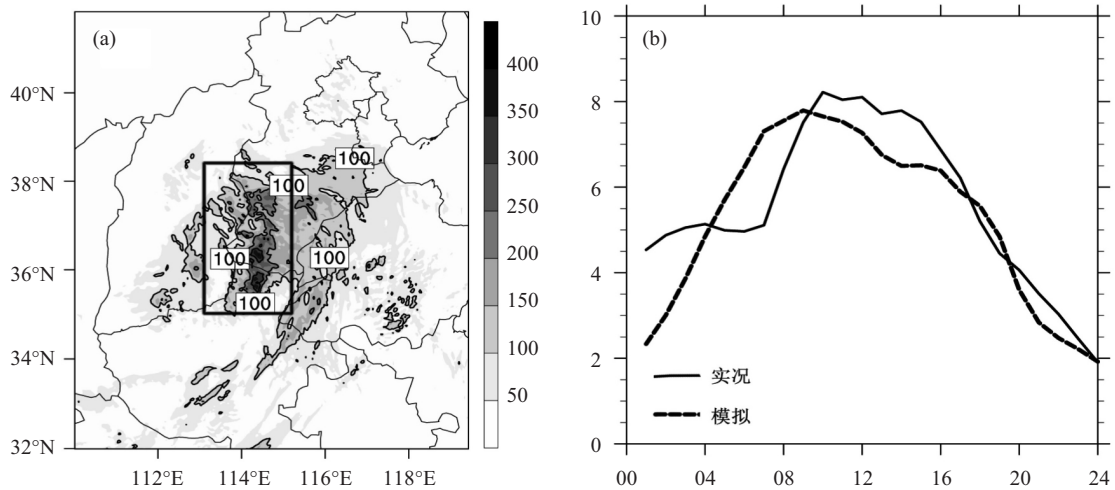


图 4 7 月 19 日 24 小时模拟累计降水量(a)以及降水中心(a 中黑框)实况和模拟逐小时降水量对比(b)
实线 实况,虚线 模拟,单位 mm。

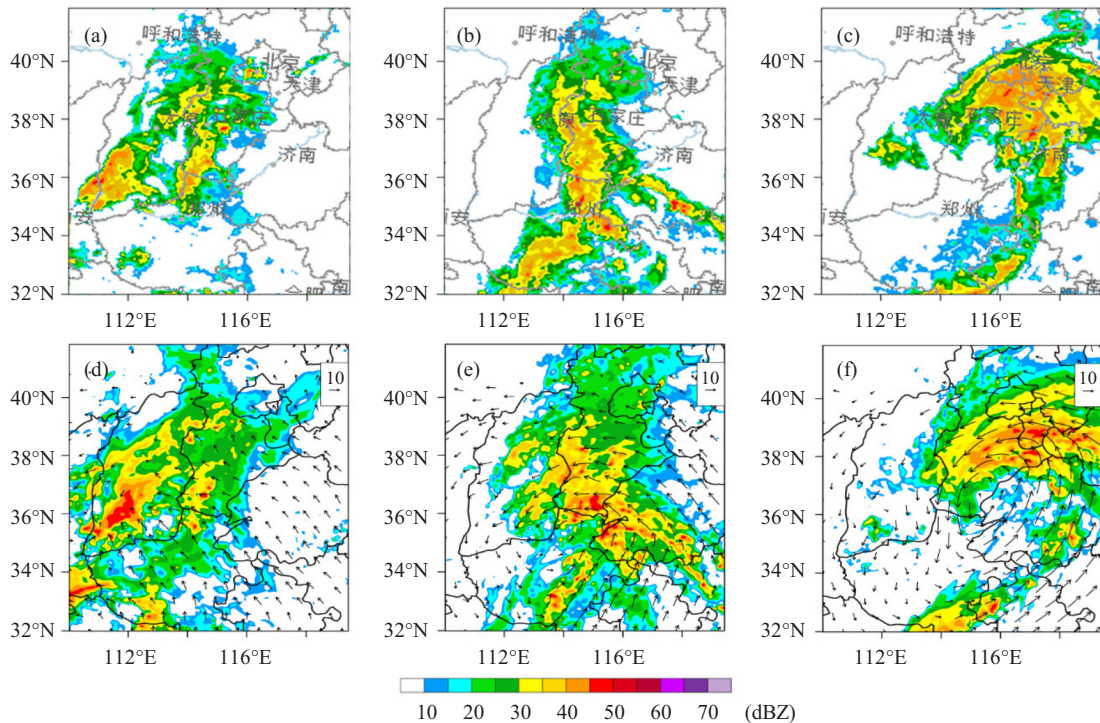


图 5 7 月 19 日 00 时(a、d)、12 时(b、e)、20 日 00 时(c、f)实况(a~c)和模拟(d~f)雷达回波强度 单位 dBZ。

以 850 hPa 的涡度中心为代表确定低涡移动轨迹(图 6),可看出模拟的涡旋中心基本保持在实况的东南方向,前 6 h 由于涡旋偏弱误差较大,但中后期位置差异 $<0.5^\circ$ 。

综上,虽然模拟结果不能完全复制此次降水过程,但能合理地反映华北地区关键系统的完整演变过程,在机理分析上具有可靠性。模拟与实况的差异可能是由模式本身的系统误差等因素造成

的。

4 低涡的演变特征及机理分析

4.1 低涡系统的演变特征

由图 6 可知,涡旋系统从山西中南部生成后在华北地区由向东移动转向东北移动,这里以过涡旋中心的径向垂直截面内的涡度分布说明低涡

的演变情况。

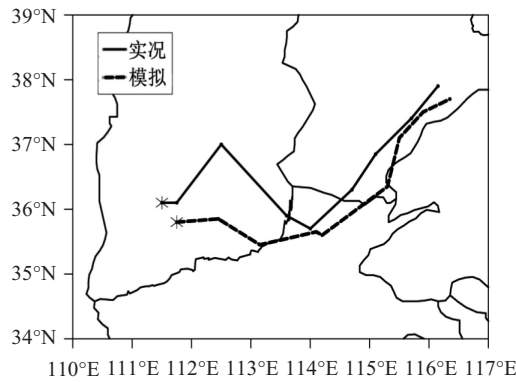


图 6 7 月 19 日 00 时起逐 3 h 实况(实线)与模拟(虚线)的涡旋移动路径

如图 7 所示,06 时前涡旋经历了一次减弱过程。涡旋中心由 700 hPa 附近 $45 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上转至 850 hPa 以下 $25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右, 涡度柱顶由 400 hPa 逐渐下降。

06 时之后,低涡系统开始发展,对应显著影响降水的时段。06—12 时,36°N 附近出现直立正涡度柱,柱顶逐渐伸展至 200 hPa 以上,但中心维持在 850 hPa 附近,强度增长至 $55 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上,低值系统深厚。至 12 时,涡度柱内 $>55 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的高值区已伸展至 500 hPa,且上升气流明显增强。15 时开始,原涡度柱以南 34~38°N 中低层均为正涡度区并出现多个正涡度中心,但涡度柱顶高度降至 300 hPa 以下。21 时之后,涡度柱转为倾斜,维持在 500 hPa 以下,高值影响范围减小且强度明显减弱。至 20 日 00 时,涡度中心降至 850 hPa 以下,强度维持 $35 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右。

综上,该系统在显著影响降水的阶段主要向东北移动,先增强后减弱。低涡成熟期具有深厚的垂直结构,最高可影响至 200 hPa。但涡度变化集中在 500 hPa 以下,涡度中心维持在 850 hPa 附近。

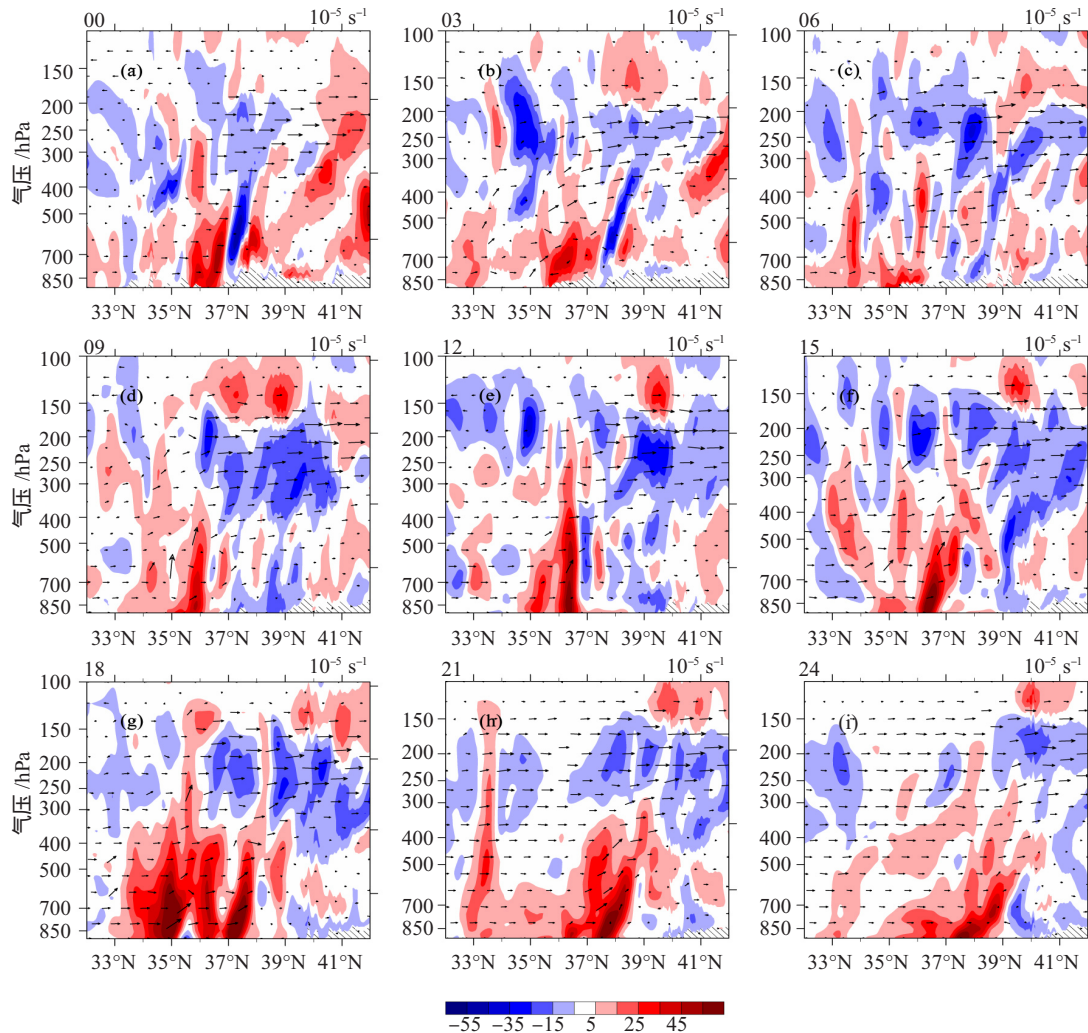


图 7 模拟的 7 月 19 日 00 时起逐 3 h(a-i)涡旋中心经向垂直截面内涡度(填色,单位: 10^{-5} s^{-1})和 $v-w$ 风

4.2 低涡演变的机理分析

借助涡度方程对低涡主要变化区域(500 hPa以下)和涡度中心层次(850 hPa)上涡度随时间变

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}\right) - \left(u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}\right) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p}\right) - (f + \zeta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \quad (1)$$

化影响因子进行定量分析。在不考虑摩擦的前提下,公式如下。

上式等号右边为四个涡度收支项:前两项之和为平流项,第三项是垂直输送项,第四项是倾侧项,反映垂直速度水平分布不均匀导致水平涡管倾斜产生的垂直涡度,第五项是拉伸项,反映垂直涡管受散度场的影响。

考虑到该个例的水平尺度,将涡度中心附近 $1^\circ \times 1^\circ$ 区域定义为“涡旋中心区域”,并求取该区域平均的定量化结果。

图8a反映出19日08时—20日00时整层平均涡度从不足 $15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 增长到接近 $50 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 随后稍有降低的趋势,而四种收支项中拉伸项和平流项占主导。由于此低涡气旋特征明显、范围较大且周围没有其他低值系统存在,因而平流项为较大的负值,反映了涡度的对外输送。而基本保持正值且在涡度下降阶段也同步减少的拉伸项是解释08—20时涡度增长的主要因子,它体现了这一区域内涡度场与散度场的良好配合。由于高低空急流的配合和涡旋风场的地转偏差,500 hPa以下的正涡度区域一直对应着辐合区,使得拉伸项始终保持正值,促使涡度增大。

图8b反映出同时段内850 hPa涡度的变化趋势与整层平均相似,最大值约为 $70 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,在拉伸项和平流项较大的同时,垂直输送项和倾侧

项的影响加大。其中基本为正值的垂直输送项对涡度增大有次要贡献,这一特征在整层平均时没有明显体现可能是受垂直方向平均的影响。

19日20时之后,850 hPa涡旋中心在 116°E , 37.5°N 附近,对应的拉伸项减小至0左右且平流项和倾侧项为负值,但涡度减小较缓,这一时段能集中体现垂直输送项对涡度增长的正贡献。

图9a~9c反映了此时段高空涡度、温度平流和风场的分布情况,低层涡旋西北侧对流层顶存在狭长的涡度大值区,中心强度在 $70 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上,后期有所减弱,中心后部冷平流显示出明显的干冷空气输送。从图9d~9f反映的对应区域垂直截面内位涡和湿度的分布情况可看出,低涡上空出现一股位涡 $>1 \text{ PVU}$ 、相对湿度 $<60\%$ 、有明显干侵入特征的气流,自200 hPa逐渐向下伸展至850 hPa附近。气流下方偏北侧位涡逐渐增大,影响至低涡中心,且干冷空气与低涡移动趋势较一致。前人研究指出干侵入现象会诱发下层区域的对流不稳定和位涡扰动,从而加剧对流层中低层的气旋性扰动^[29]。因而有理由认为这一时段850 hPa上较大的垂直输送项是由于干冷空气下传造成的位涡扰动的向下发展,体现了高空系统对低涡的促进和引导作用。

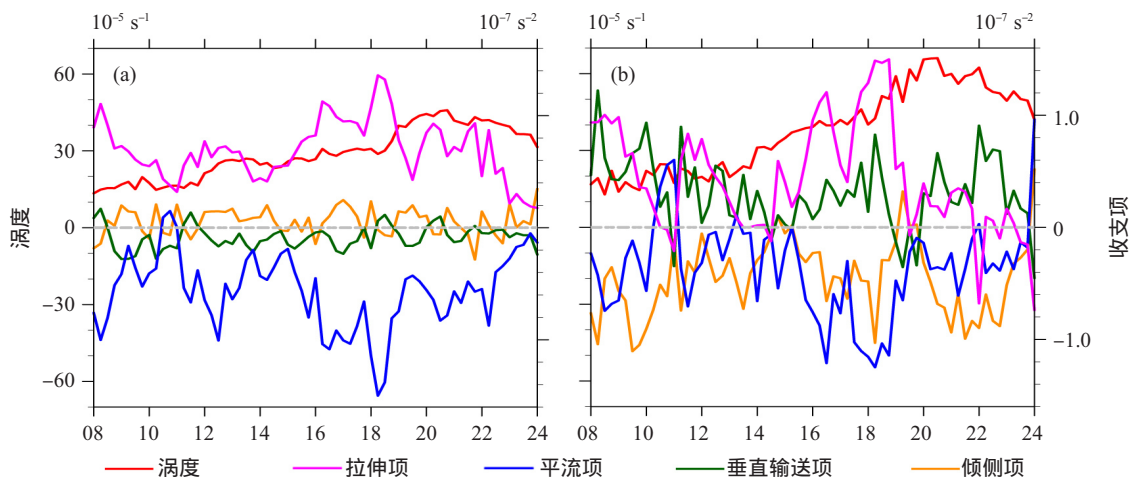


图8 7月19日08时—20日00时涡度中心区域平均涡度(单位: 10^{-5} s^{-1})及收支项(单位: 10^{-7} s^{-2})变化
a. 500 hPa以下空气柱;b. 850 hPa单层大气。

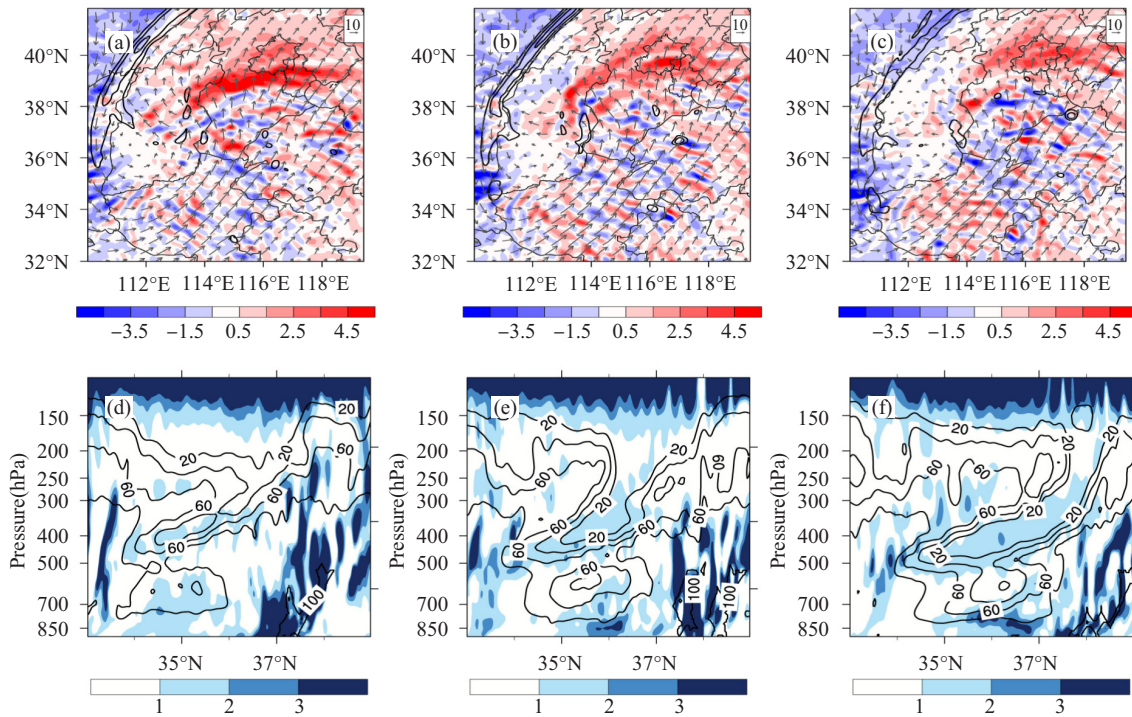


图 9 300 hPa 对应的涡度(等值线 单位 : $10^{-5} s^{-1}$)、温度平流(填色 单位 : $^{\circ}C/s$)和水平风场(a-c), 涡旋中心经向垂直截面内相对湿度(等值线 单位 :%)和位涡(填色 单位 :PVU)(d-f)的分布
a、d. 19 日 20 时; b、e. 19 日 22 时; c、f. 20 日 00 时。

5 多尺度系统耦合的动力分析

由前面分析可知, 低涡的发展主要受涡度场和散度场配合的影响, 同时降水的维持也依靠散度场的配置, 因而有必要分析该区域散度场配置产生的原因, 进而说明此过程中多尺度耦合的特征。

5.1 尺度分离方法介绍

为了针对性地分析大尺度强迫和中、小尺度系统的影响, 采用 Barnes 滤波^[20]的方法分解要素场, 具体方案如下。

设要素场的观测值为 $F(x_k, y_k)$, x_k, y_k 为对应坐标, 则滤波的初始场为:

$$F_0(x, y) = \frac{\sum_{k=1}^M w_k F(x_k, y_k)}{\sum_{k=1}^M w_k} \quad (2)$$

w_k 为点 (x_k, y_k) 对应的权重函数:

$$w_k = \exp\left(-\frac{r_k^2}{4c}\right) \quad (3)$$

其中 c 为滤波参数, r_k 为 (x_k, y_k) 到目标点的距离, M 为参与目标位置计算的格点数。

由于单次滤波的响应函数峰度较小, 对不同尺度的信息区分效果较差, 对初始场再进行两次订正, 即,

$$F_1(x, y) = F_0(x, y) + \frac{\sum_{k=1}^M w'_k D(x_k, y_k)}{\sum_{k=1}^M w'_k} \quad (4)$$

$$F_2(x, y) = F_1(x, y) + \frac{3}{4} [F_1(x, y) - F_0(x, y)] - \frac{\sum_{k=1}^M w_k E(x_k, y_k)}{\sum_{k=1}^M w_k} \quad (5)$$

其中,

$$w'_k = \exp\left(-\frac{r_k^2}{4Gc}\right) \quad (6)$$

$$D(x_k, y_k) = F(x_k, y_k) - F_0(x_k, y_k) \quad (7)$$

$$E(x_k, y_k) = F_1(x_k, y_k) - F_0(x_k, y_k) \quad (8)$$

G 为另一滤波参数。

则三次操作的响应函数分别为,

$$R_0 = \exp\left(-\frac{4\pi^2 c}{\lambda^2}\right) \quad (9)$$

$$R_1 = R_0(1 + R_0^{G-1} - R_0^G) \quad (10)$$

$$R_2 = R_1(R_1 - R_0)(0.75 - R_0) \quad (11)$$

上述步骤对应低通滤波, 选取不同的参数 c 和 G , 可计算得低通、中通和带通的滤波结果。这里规定: 波长在 2 000 km 以上对应大尺度信息, 100 km 以下对应小尺度信息, 100~2 000 km 为中尺度的波长区间。由于此低涡成熟后的水平尺度约为 4° , 为使中尺度信息少受其他尺度影响且尽可能减少损失, 将参数定为 $c_1=5\ 000$, $c_2=195\ 000$, $G_1=0.33$, $G_2=0.35$ 。

图 10 反映了这种参数选择下的订正和尺度分离的响应函数, 两次订正使带通响应函数曲线更加锐利, 峰值逐渐接近 1, 包含的其他尺度信息明显减少, 订正效果好。最终中尺度滤波的响应函数最大值对应波长 $\lambda_{\max}=485$ km, 与涡旋系统的空间尺度接近, 波长在 2 000 km 以上或 100 km 以下的信息能较完整地与大尺度信息分离, 实现了滤波器器的设计目的。

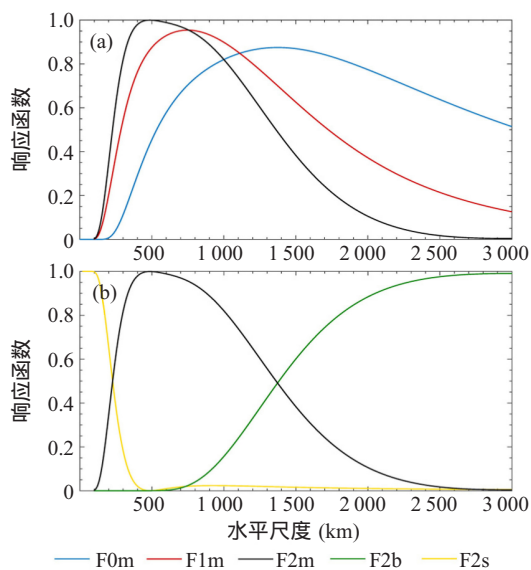


图 10 Barnes 滤波的响应函数

a. 滤波的订正效果 b. 两次订正后的响应函数。

蓝线: 中通初始场 红线: 中通第一次订正 黑线: 中通第二次订正 黄线: 高通第二次订正 绿线: 低通第二次订正。

5.2 尺度分离结果

选取降水效率较高的 19 日 12 时暴雨中心 (114°E , 36°N) 附近区域 850 hPa 环流场为例说明

尺度分离结果。

由图 11 可知, 这种参数设定下大尺度信息反映影响我国东部地区并在河南中部存在气旋性偏转的西南急流, 其涡旋特性可能是由分离中夹带的中尺度信息导致。中尺度信息对应直接影响降水的河南西北部中尺度涡旋, 小尺度信息对应附近的小尺度涡旋。

由于滤波参数设定使中通滤波响应函数的形态十分锐利, 在一定程度上减小了中尺度滤波结果的数值, 增大了大、小两种尺度的数值。所以虽然大尺度结果的风速占总风速的 60% 以上, 但中小尺度急流轴位置与暴雨中心对应, 且显著影响了总风场速度极值区的空间分布, 表现出了中小尺度系统对此次暴雨的重要性。同时, 被放大的小尺度风场在暴雨中心以外区域风速仍远小于大尺度和中尺度的风场, 对散度等动力特征的影响比较小。

5.3 散度场配置的形成机理分析

图 12 反映了 19 日 12 时涡度中心经向垂直截面内各尺度风场和散度的分布, 四种情况下涡旋上空都存在满足低辐合高辐散的动力配置的区域, 但位置和强度不同。

原始场垂直截面内低空有两个相近的辐合中心, 850 hPa 以下空间均为辐合区域, 只在涡旋上空较窄区域的中高层有辐散区, 辐散中心远弱于达到 $-50 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐合中心。南侧较弱的辐合中心上空散度场有“+--+”的交替变化, 与低涡有关的低层对峙产生的对流可上升至 700 hPa 左右。北侧较强的辐合中心对应 300 hPa 以上的辐散中心, 相应区域内气流上升至对流层顶, 对暴雨的影响更大。

大尺度场体现了高空辐散中心的位置, 低层辐合中心仅为 $-18 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 且在原始场中心以南。南侧的散度梯度及上升气流很弱, 只反映出北侧中心上空的深对流。中尺度风场的散度中心分布与原始场最接近, 但辐合强度弱, 北侧强中心仅有约 $-15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 辐散中心较低, 对应的上升支最高影响至 300 hPa 且主要集中在 500 hPa 以下。小尺度系统主要影响对流层中低层低涡中心附近, 散度中心强度更弱。

综上所述, 低涡上空的辐散中心主要由大尺度系统控制而低层辐合中心为三种尺度系统叠加

而成，其中中尺度系统对辐合中心的强度和位置影响最大。中小尺度系统对应中低层的浅对流，大

尺度系统产生的上升气流可影响至对流层顶且强度更强。

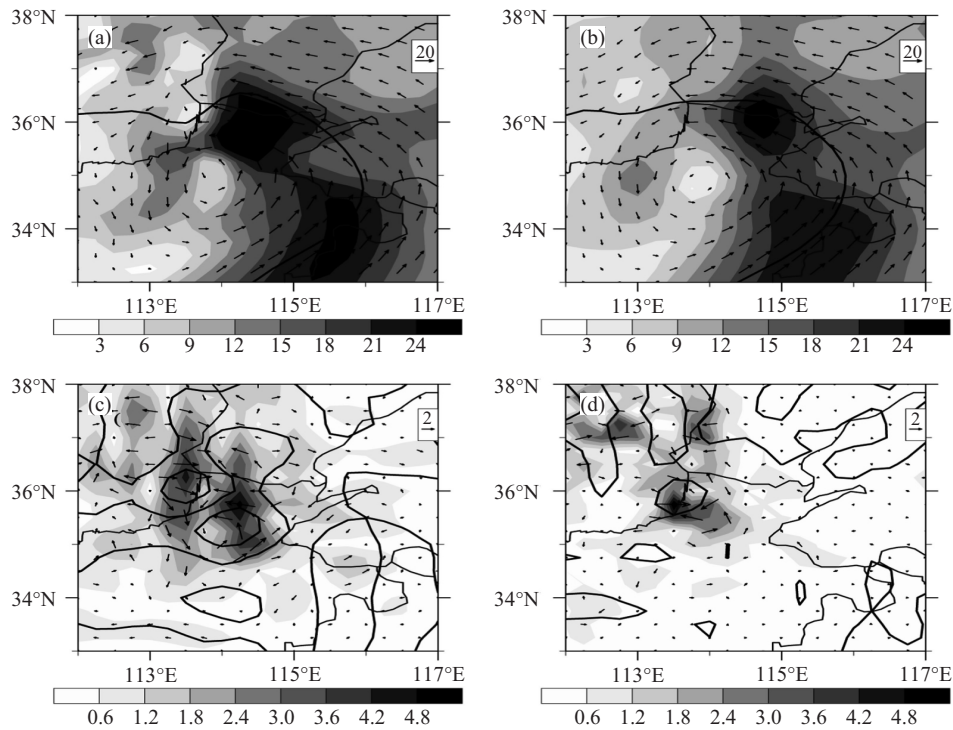


图 11 19 日 12 时 850 hPa 风场(填色 风速, 单位 m/s , 箭头 风矢量)和位势高度(等值线, 单位 gpm)
a. 原始场 b. 大尺度场 c. 中尺度场 d. 小尺度场。

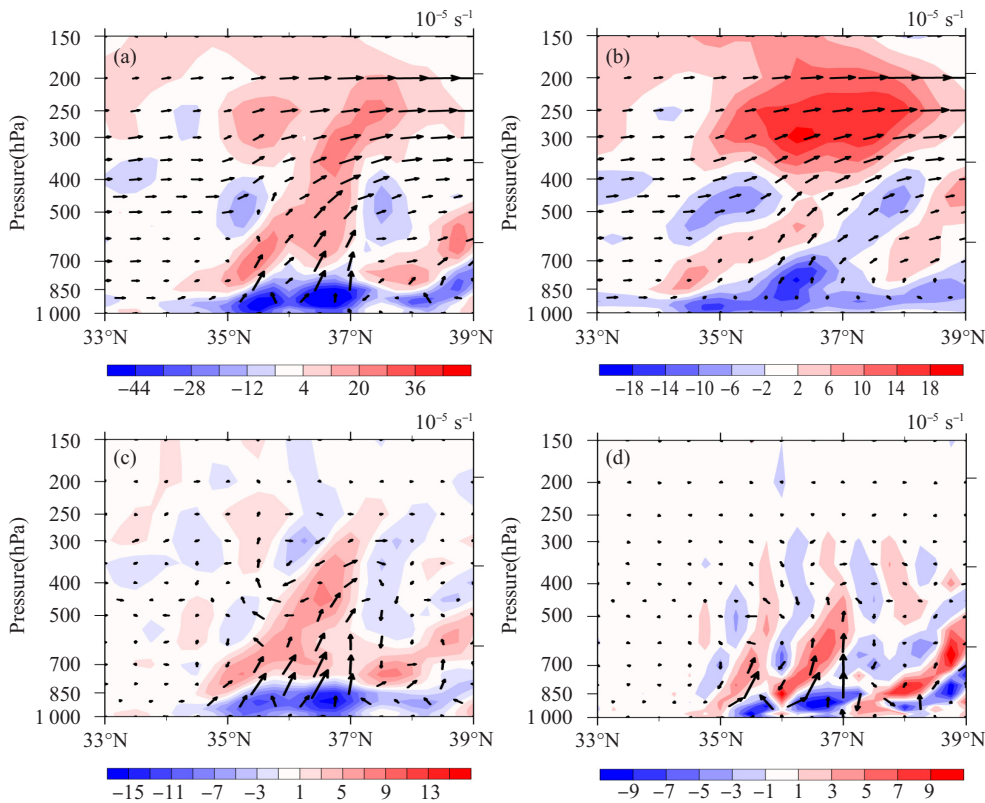


图 12 19 日 12 时 850 hPa 涡度中心对应的经向垂直截面内散度(填色, 单位 $:10^{-5} \text{ s}^{-1}$)和 $v-w$ 风场的垂直分布
a. 原始场 b. 大尺度场 c. 中尺度场 d. 小尺度场。

此外,低层散度场数值显示大中小三种尺度的散度之和仍比总散度小 25%左右,这部分散度是由不同尺度系统耦合产生的。图 13 体现了低层大气分解风场与总散度的分布,由于小尺度风速量级较小,这里只给出大尺度和中尺度的风场。辐合区内中尺度风速显著增大并有明显的气旋性环流和辐合趋势。总散度场的辐合中心与中尺度辐合线在 114°E 一带重合,体现了中尺度系统对于低层散度的显著影响。同时,在散度的大值区内存

在大中尺度风场间的明显辐合,这种相互作用也在一定程度上改变了散度分布,使辐合范围更大、强度更强。由前文分析可知,低涡强度的增长主要受拉伸项影响,所以低层辐合的加强使得涡旋在低空发展,涡旋发展又加强了其东南侧风场与大尺度西南急流在低层的辐合。低层涡旋增长和风场辐合加强间形成正反馈调节,有利于低涡系统和降水过程的维持。

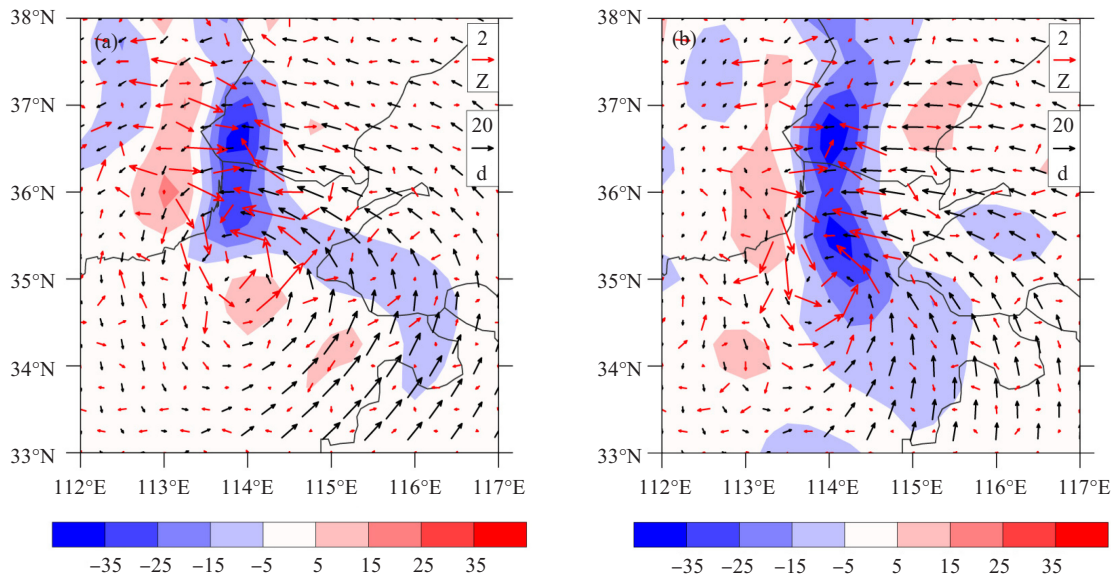


图 13 19 日 12 时总水平散度(填色,单位: 10^{-5} s^{-1})、大尺度风场(黑色箭头)和中尺度风场(红色箭头)
a. 850 hPa b. 925 hPa。

6 结果与讨论

针对 2016 年 7 月 19—20 日华北地区发生的一次特大暴雨过程进行了观测分析和模拟研究。

(1) 此次暴雨过程的主要影响系统是东移低槽切断形成的深厚低涡。它与西伸北抬的副高脊线形成“东高西低”形势,且处于高低空急流配合形成的高辐散低辐合的动力结构中,有利于对流的维持。涡旋与低空急流配合使西南侧和东侧洋面的水汽在华北辐合、降水区处于低空暖平流控制的能量锋区、北侧对流层内形成深厚逆温层、上升气流触发不稳定能量释放,为暴雨维持提供了水汽和能量。

(2) 低涡中心涡度在 19 日 06—21 时逐渐增长,最高达 $55 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上,随后稍有减弱。低涡

成熟阶段垂直方向上呈现最高伸展至对流层顶的深厚直立正涡度柱,但涡度变化集中在 500 hPa 以下,涡度中心维持在 850 hPa 附近。由于中低层的正涡度区始终处于辐合中心附近,在拉伸作用的影响下低涡整体增强,强盛的上游高空槽和干侵入现象也对低涡有促进和引导作用。

(3) 低涡上空的辐散中心主要由大尺度系统控制而低层辐合中心为三种尺度系统叠加而成,中尺度系统对辐合中心的强度和位置影响最大。同时低层大中尺度风场间的辐合也在一定程度上改变了散度分布,使辐合范围更大、强度更强。低层涡旋增长和风场辐合加强间形成正反馈调节,促进低涡和降水的维持。

本文针对一次极具代表性的华北暴雨个例,定量地讨论了涡旋系统的演变原因,并解释了涡度增长所需主要条件的形成机制,揭示了低涡和

低空急流配合对于华北暴雨的重要性。

然而此过程降水分布具有明显的地形特征,但本研究只针对大气内部因子展开讨论,没有分

析地形影响。同时研究只围绕一个过程展开,无法为后续研究和业务预报提供指标的参考阈值,需要更多研究证明结果的代表性。

参 考 文 献:

- [1] 《华北暴雨》编写组. 华北暴雨[M]. 北京: 气象出版社, 1992: 1-182.
- [2] 鲍名, 黄荣辉. 近 40 年我国暴雨的年代际变化特征[J]. 大气科学, 2006, 30(6): 1 057-1 067.
- [3] 孔锋, 方建, 吕丽莉. 1961—2015 年中国暴雨变化诊断及与其多种气候因子的关联性研究[J]. 热带气象学报, 2018, 34(1): 3 4-47.
- [4] LIN P, XIA J J, YAN Z W, et al. Assessment of the Pacific decadal oscillation's contribution to the occurrence of local torrential rainfall in north China[J]. Climatic Change, 2016, 72 (2): 35-48.
- [5] 丁一汇, 李吉顺, 李淑清, 等. 影响华北夏季暴雨的几类天气尺度系统分析[C] // 中国科学院大气物理研究所集刊(第 9 号), 暴雨及强对流天气的研究, 北京: 科学出版社, 1992: 1-13.
- [6] 周鸣盛. 我国北方 50 次区域性特大暴雨的环流分析[J]. 气象, 1993, 19(7): 14-18.
- [7] 游景炎. 暴雨带内的中尺度系统[J]. 气象学报, 1965(3): 31-42.
- [8] 李廷福, 廖晓农, 俞连芬. “98·7”北京大暴雨的中尺度分析[J]. 气象, 1999, 25(5): 44-48.
- [9] 冯伍虎, 程麟生, 程明虎. “96.8”特大暴雨和中尺度系统发展结构的非静力数值模拟[J]. 气象学报, 2001, 59(3): 294-307.
- [10] 孙建华, 赵思雄, 傅慎明, 等. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的多尺度特征[J]. 大气科学, 2013, 37(3): 705-718.
- [11] ERTEL H. Ein neuer hydrodynamischer Erhaltungssatz[J]. Naturwissenschaften, 1942, 30(36): 543-544.
- [12] HOSKINS B J, MCINTYRE M E, ROBERTSON A W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps[J]. Q J R Meteor Soc, 2010, 111(470): 877-946.
- [13] DAVIS C A, GALARNEAU T J. The vertical structure of mesoscale convective vortices[J]. J Atmos Sci, 2009, 66(3): 686-704.
- [14] XU X, XUE M, WANG Y. Mesovortices within the 8 May 2009 bow echo over the central United States: analyses of the characteristics and evolution based on Doppler radar observations and a high-resolution model simulation[J]. Mon Wea Rev, 2015, 143(6): 88-103.
- [15] 陈红专, 叶成志, 杨云芸, 等. 湘西北一次大暴雨过程中尺度结构特征分析[J]. 热带气象学报, 2015, 31(6): 839-851.
- [16] 杨康权, 卢萍, 张琳. 高原低涡影响下的一次暖区强降水特征分析[J]. 热带气象学报, 2017, 33(3): 415-425.
- [17] 王丛梅, 丁治英. 河北夏季低涡暴雨的统计研究[J]. 自然灾害学报, 2006, 15(5): 69-75.
- [18] LI N, RAN L, GAO S. The impact of deformation on vortex development in a baroclinic moist atmosphere[J]. Adv Atmos Sci, 2016, 33(2): 233-246.
- [19] 苗春生, 吴琼, 王坚红, 等. 淮河流域大别山地形对梅雨期暴雨低涡影响的模拟研究[J]. 大气科学学报, 2017, 40(4): 485-495.
- [20] 仲荣根. 中尺度客观分析方法的对比分析[J]. 热带气象, 1989, 5(2): 134-143.
- [21] 王信, 励申申, 寿绍文. 带通滤波及其与平滑滤波的实例效果比较[J]. 气象科学, 1991(3): 318-326.
- [22] 张虹, 李国平, 王曙东. 西南涡区域暴雨的中尺度滤波分析[J]. 高原气象, 2014, 33(2): 361-371.
- [23] 李昉英, 曹芳, 孙莹. 广西特大暴雨过程中两类中尺度系统的模式预报能力研究[J]. 热带气象学报, 2013, 29(1): 161-168.
- [24] XU X, XUE M, WANG Y, et al. Mechanisms of secondary convection within a Mei-Yu frontal mesoscale convective system in eastern China[J]. J Geophys Res: Atmos, 2017, 122(1): 47-64.
- [25] 张雅斌, 罗慧, 赵荣, 等. 西安致灾短时暴雨中尺度与动力指数特征[J]. 热带气象学报, 2019, 35(5): 614-628.
- [26] 张亚妮, 姚秀萍, 于超. 高层动力强迫对回流型华南暖区暴雨影响的个例研究[J]. 热带气象学报, 2019, 35(2): 166-176.
- [27] 吴哲珺, 包云轩, 朱霆, 等. 长江流域一次大暴雨过程的低空急流形成和影响机制分析[J]. 热带气象学报, 2019, 35(3): 409-422.
- [28] 符娇兰, 马学款, 陈涛, 等. “16·7”华北极端强降水特征及天气学成因分析[J]. 气象, 2017, 43(5): 528-539.
- [29] 赵宇, 崔晓鹏, 高守亭. 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, 2011, 35(5): 945-962.

A STUDY ON THE EVOLUTION OF VORTEX SYSTEM AND MULTI-SCALE INTERACTION MECHANISM DURING THE “7·19” RAINSTORM IN NORTH CHINA

CHEN Bi-ying^{1,2,3}, MIN Jin-zhong^{1,2}

(1. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters,
Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;

2. Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education, Nanjing University of
Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;

3. Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021, China)

Abstract: In order to explore the maintenance mechanism and mesoscale system characteristics of rainstorm in north China, a diagnostic analysis and simulation study on the torrential rain in north China around July 19, 2016 has been carried out, using NCEP reanalysis data, regional observation data, etc., and by means of numerical simulation, vorticity analysis and scale separation. The results are as follows. (1) This extreme precipitation is directly related to the deep vortex formed by the eastward moving trough. With the impact of both vortex and low-level jet, the water vapor from the southwest and east sides is converged in north China, the rain zone is near the energy front, and the deep inversion layer is formed in the lower troposphere, which provides water vapor and energy for the rainstorm. (2) The low vortex generally shows an increasing trend, and the central vorticity is up to $55 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. At the peak stage, it presents an upright positive vorticity column through the troposphere, but the vorticity changes are concentrated below 500 hPa and the center is maintained near 850 hPa. The vorticity increase is mainly affected by the stretching effect and the dry intrusion. (3) The low-level convergence center is a superposition of three scale systems. The mesoscale system has the greatest influence on the strength and position of the center, and the convergence between the large-scale and mesoscale wind also makes the convergence range larger and stronger. The positive feedback adjustment between the vortex growth and convergence enhancement is of great significance to the maintenance of the vortex system and precipitation.

Key words: torrential rain; vortex structure; scale separation; vorticity budget; north China