

李青春,程丛兰,全继萍,等,2022. 夏季两次不同强度暴雨过程的低空急流特征及其作用对比分析[J]. 气象,48(11):1384-1401. Li Q C, Cheng C L, Quan J P, et al, 2022. Comparison of characteristics and effects about low-level jet in two rainstorm processes with different intensities in summer[J]. Meteor Mon, 48(11):1384-1401(in Chinese).

夏季两次不同强度暴雨过程的低空急流特征 及其作用对比分析^{*}

李青春 程丛兰 全继萍 陈 敏 窦有俊 仲跻芹

北京城市气象研究院, 北京 100089

提 要: 为了揭示北京地区夏季暴雨形成过程中的低空急流成因、结构特征及其作用, 利用风廓线雷达测风数据、NCEP/GFS 再分析资料($0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$)、国家级地面气象观测站和区域自动气象站小时降水量观测数据, 对两次不同天气系统类型和强度等级的暴雨过程开展对比分析, 得到结论如下: 2018 年 7 月 16 日(简称“7·16”)北京特大暴雨是在副热带高压边缘低空西南急流的影响下形成的, 低涡低槽东移发展、低空急流不断加强, 加之地形辐合线的影响, 为大暴雨的发生提供了极为有利的低空水汽输送、辐合和抬升条件。2019 年 7 月 22 日(简称“7·22”)北京暴雨是在高空槽前低空急流的影响下形成的, 低空急流是由高空急流东移、下传所产生, 低空水汽输送和辐合作用相对较小。在两次暴雨过程中的强降水发生前 3 h, 均出现低空急流强度增大、低空急流最低高度下降、低空急流指数激增、1500 m 以下出现明显的垂直风切变并且逐渐增大等特征。在“7·16”暴雨过程中, 边界层急流遇到山脉地形触发了对流新生, 低空急流、地形辐合线共同作用使对流系统不断发展和组织化, 是沿山地区极端强降水形成的关键原因。低空急流特征量(低空最大风速、急流最低高度和低空急流指数)和 1500 m 以下的垂直风切变大小对强降水的发生具有重要的指示意义。

关键词: 北京暴雨, 低空急流, 边界层急流, 垂直风切变, 地形辐合线, 风廓线雷达

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.042001

Comparison of Characteristics and Effects About Low-Level Jet in Two Rainstorm Processes with Different Intensities in Summer

LI Qingchun CHENG Conglan QUAN Jiping CHEN Min DOU Youjun ZHONG Jiqin

Beijing Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089

Abstract: In order to reveal the evolution characteristics and effects of low-level jet (LLJ) during the formation of summer rainstorms, comprehensive observational data and reanalysis data are used to compare and analyze the two summer rainstorm cases with different synoptic types and rainstorm intensities in Beijing. The data include the wind profiler radar (WPR), NCEP/GFS reanalysis data ($0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$), and hourly precipitation data from automatic weather stations. The results show that the 16 July rainstorm process in 2018 (shortened as “7·16” rainstorm) was formed under the influence of southwest low-level jet (LLJ) at the edge of the subtropical high. The eastward movement of the vortex and trough, the continuously strengthening of the LLJ, and the influence of terrain convergence line provided extremely favorable conditions including low-level water vapor transport, convergence and uplift conditions for the

^{*} 国家重点研发计划(2021YFC3000901、2018YFC1506801)、京津冀协同创新共同体建设专项(19245419D)和北京市自然科学基金(8204061)共同资助

2021 年 10 月 7 日收稿; 2022 年 4 月 20 日收修定稿

作者简介: 李青春, 主要从事灾害天气机理研究. E-mail: qcli@ium.cn

通讯作者: 程丛兰, 主要从事短时临近预报研究. E-mail: clcheng@ium.cn

occurrence of extreme rainstorm. The 22 July rainstorm process in 2019 (shortened as “7·22” rainstorm) was formed under the influence of the LLJ in front of the upper-level trough, which was caused by downward propagation of the upper-level jet during its eastward movement. This kind of LLJ has relatively smaller impacts on water vapor transport and convergence in the lower layers. Within 3 hours before the two rainstorms, similar characteristics appeared as follows: the low-level wind speed increased, the minimum height of LLJ decreased, the LLJ index sharply increased, obvious vertical wind shear occurred below 1500 m, and the vertical wind shear gradually increased with the approach of rainstorm. During the “7·16” rainstorm, the occurrence of the convective cells was triggered by the boundary layer jet (BLJ), and the developing convective system was well organized by the joint action of the LLJ and the terrain convergence line. So, these are the key reasons for the formation of extreme heavy rainfall along the mountains. The characteristic parameters of the LLJ (maximum wind speed of LLJ, minimum height of LLJ, LLJ index) and the magnitude of the vertical wind shear below 1500 m are important indicators for the occurrence of rainstorm.

Key words: Beijing rainstorm, low-level jet (LLJ), boundary layer jet (BLJ), vertical wind shear, terrain convergence line, wind profiler radar (WPR)

引 言

自 20 世纪 70、80 年代以后,我国学者针对低空急流对华南前汛期暴雨、江淮气旋暖区暴雨形成的作用开展了大量研究,结果表明:低空急流轴左前侧存在较强辐合区、理查森数 Ri 负值区对应的低层最不稳定区,是产生暴雨的有利动力条件(孙淑清和翟国庆, 1980; 高守亭和孙淑清, 1984; 翟国庆等, 1999)。陶祖铤(1980)分析得出,低空急流总是与暖舌相结合,使低层的假相当位温 θ_{se} 增大,导致 500 hPa 以下对流层中下层条件不稳定和对流有效位能 CAPE 增大,对流抑制能量 CIN 减小,有利于对流的发展。同时,急流轴上的风速不连续性以及水汽输送作用是引起水汽聚集的主要原因。副热带高压(以下简称副高)型和强西南急流型的暴雨落区分别位于强低空急流出口区左前侧和副高内的水汽充沛且大气层结不稳定区内(汪玲瑶等, 2018)。

以往针对低空急流、边界层急流的研究多数是利用常规气象探空资料、极少的高山气象站测风数据、NCEP 全球再分析资料,或者外场试验期间获取的加密探空数据开展的。Mitchell et al(1995)利用风廓线雷达观测资料研究美国夏季大草原上的低空急流时发现,一天两次的常规气象探空不能完整地监测低空急流,常漏掉最强急流的出现时刻;Zhong et al (1996)利用美国风廓线雷达组网资料开展个例研究,揭示了夏季美国大平原的低空急流的演变

过程。对布设在美国中部的风廓线雷达网做出的评估结果显示(The National Weather Service and the Office of Oceanic and Atmospheric Research, 1994),风廓线雷达的时空分辨率测风数据超过任何一种高空风探测系统,可显示出短波天气系统的连续变化过程;Joshi et al(2006)利用风廓线雷达资料研究了印度普纳季风期的低空急流的高发时间,白天与夜间的低空急流高度的差异等。

近年来,随着中国气象部门风廓线雷达站网的建设,其高时间分辨率的测风数据成为研究低空急流特征的重要手段。Du et al(2012)利用风廓线雷达数据开展上海梅雨期前后的低空急流气候特征分析发现,存在两类低空急流,分别是边界层急流和与天气系统相关的低空急流。Du and Chen(2019)研究认为,华南沿海暖区暴雨的发生发展与边界层急流、天气尺度急流的相互作用和日变化特征有密切关系。周芯玉等(2015;2019)研究了广东前汛期的短时强降水(降水强度,简称雨强, $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)临近时次的低空急流特征,得出:在广东前汛期,有 60% 以上的短时强降水在发生前 3 h 出现低空急流,低空急流与低层垂直风切变的变化对于短时强降水类暴雨的发生具有重要的影响。一些学者研究了低空急流对强降水等天气的指示意义,刘淑媛等(2003)、张京英等(2003)和曹春燕等(2006)研究指出,风廓线雷达能够很好地揭示低空急流脉动的强度及向下扩展的程度与中小尺度强降水之间的关系,暴雨的产生主要是由低空急流的下传和加强引

起。金巍等(2007)研究也表明强降水的强弱和低空急流的强度和向下伸展高度直接相关;2012年北京“7·21”极端暴雨发生后,在京津冀地区的暖区极端暴雨形成过程中低空急流的重要作用受到广泛关注(孙军等,2012;孙继松等,2012;姜晓曼等,2014;谌芸等,2018;雷蕾等,2020)。一些针对强暴雨过程中边界层急流的作用研究发现(朱乾根等,2001;魏绍远和林锡怀,1995),边界层急流是低层水汽的最大输送者和暴雨区对流不稳定能量释放的触发者。吴海英等(2010)、马旭林等(2004)的研究指出,边界层急流对暴雨天气过程中的中小尺度系统活动有重要的指示意义。

廖晓农等(2011)将北京暴雨日的环流型分为两大类:一类是热带、副热带系统和来自 35°N 以南的低涡及暖切变等系统。其中,副高边缘偏南暖湿气流中的对流云团带来的暴雨占比最高(占16%)。另一类是与北方冷空气活动有关的低涡低槽等系统。其中,蒙古低涡低槽的影响占比最高(占32%),副高边缘和西来槽的影响占比分别位列第二和第三位(占16%和14%)。另外,对近5年(2016—2020年)北京地区夏季暴雨日的主要影响系统的统计分类结果也证明了西来槽型、副高边缘型是北京夏季暴雨的最主要影响系统类型。在暴雨日中(共计42 d)这种两种类型的暴雨占比依次为26.2%、21.4%,其次为蒙古低涡低槽型占19.0%,其他类型占比较小。同时,在预报中发现,低空急流主要发生在西来槽前暖湿气流、副高边缘天气类型中,低空急流的成因和结构特征的不同,会导致降水量级和降水强度、落区范围存在明显的差异。因此,需要通过个例分析,揭示不同天气形势下的低空急流结构特征差异所引起的水汽输送、水汽辐合、抬升条件的差异,及其对降水量级和降水强度所造成的影响。本研究利用北京地区风廓线雷达30 min间隔的多层测风数据、NCEP/GFS再分析资料($0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$)、地面加密自动气象站小时降水量观测数据,并引入了低空急流特征量(低空最大风速、低空急流最低高度、低空急流指数)和低空垂直风切变,分别对副高边缘型和西来槽型暴雨过程(2018年7月15日20时至18日02时副高边缘型大暴雨过程,简称“7·16”过程;2019年7月22日15时至23日08时高空槽型暴雨过程,简称“7·22”过程;如无特殊说明,文中时间指北京时)的低空急流成因、低空急流特征量和垂直风切变演变特征及其对暴雨形

成、降水强度的影响机制进行对比分析,进一步提高对北京地区极端暴雨形成机理的认识,归纳出引发两种天气类型暴雨的低空急流特征的预报要点,提高暴雨预报准确率。

1 数据来源与处理方法

1.1 北京周边地形、区划与站点位置

北京地区位于华北平原北部,西部、西北部和东北部为山区,中部、东部和南部为平原(如图1),山区海拔高度为1000~1500 m。其中,北部属于燕山山脉,怀柔区、密云区和平谷区位于燕山南麓。房山区位于北京西南部的百花山东南坡和山前平原地区。

为了弥补常规气象探空数据(每天两次)、NCEP/GFS再分析数据($0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$,每天四次:02、08、14和20时)时间密度的不足,利用位于东北部降水量中心较近的怀柔风廓线雷达站测风分钟数据(图1),开展本站低空急流精细时间尺度的变化特征分析。

利用地面加密自动气象站小时降水量观测数据分析两次暴雨过程的降水量分布和时间演变,站点分布见图1。

1.2 风廓线雷达数据处理方法

对风廓线雷达0~5000 m各层6 min间隔的水平风观测数据进行质量控制和缺测插值。步骤为:(1)去除奇异值($\geq 40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$);(2)当某时次的水平风向风速出现缺测(或为奇异值)时,缺测值(或奇异值)由最近两个时次(-6 min、+6 min)的同层数据进行线性插值得出。若最近两个时次(-6 min、+6 min)有一个时次缺测(或为奇异值),缺测值(或奇异值)则由另一个时次的同层数据进行代替。若最近两个时次同时缺测(或为奇异值),则认为该时次数据缺测。

插值后获得2018年7月15—18日、2019年7月22—23日各层水平风向风速的整点和半点数据(30 min间隔)的时间序列。

1.3 低空急流标准和低空急流特征量计算方法

在本研究中,将3000 m(700 hPa)及以下出现偏南风且风速 $\geq 12.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,风向为 $91.0^{\circ}\sim 269.0^{\circ}$

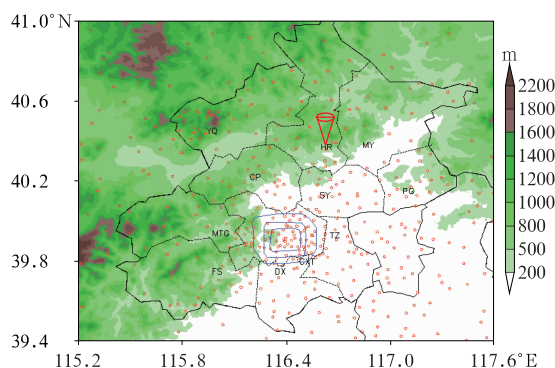


图 1 北京地形高度(填色)、行政区划(黑色虚线)和站点位置示意图

(圆锥表示风廓线雷达站,红色圆圈表示自动气象站点;
CP:昌平,YQ:延庆,HR:怀柔,MY:密云,PG:平谷,SY:顺义,
TZ:通州,GXT:观象台,DX:大兴,FS:房山,MTG:门头沟)

Fig. 1 Terrain height (colored) and administrative division (black dotted line) of Beijing

(The cone indicates wind profile radar station, and the red circle indicates automatic weather station.

CP: Changping, YQ: Yanqin, HR: Huairou, MY: Miyun, PG: Pinggu, SY: Shunyi, TZ: Tongzhou, GXT: Guanxiangtai, DX: Daxing, FS: Fangshan, MTG: Mengtougou)

视为出现了低空急流(LLJ)。将 1000 m(900 hPa)以下出现偏南风且风速 $\geq 12.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,风向为 $91.0^\circ \sim 269.0^\circ$ 视为出现了边界层急流(BLJ)。

为了定量地反映低空急流强度和高度的变化,引入低空急流指数 I_j ,进一步分析暴雨形成与 I_j 的关系,计算公式为(刘淑媛等,2003;杨毅和邱崇践,2006):

$$I_j = \frac{W_{\max}}{H_{\min}} \quad (1)$$

式中: $W_{\max}$ 为 3000 m 高度以下低空急流中心的最大风速, $H_{\min}$ 为风速达到 $12.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 及以上的最低高度。低空风速越大、急流所在高度越低,低空急流指数 I_j 越大(单位: 10^{-3} s^{-1})。

在分析低空急流引发的低空垂直风切变时,利用以下计算公式(周芯玉等,2019):

$$M = \frac{\Delta V}{\Delta Z} \quad (2)$$

$$\Delta V = \sqrt{V_1^2 + V_2^2 - 2V_1V_2\cos D} \quad (3)$$

式中: M 为上下层的垂直风切变, ΔZ 为上下层的高度差值, V_1 、 V_2 为上下层的风速, D 为上下层的风向差值。由于受地物杂波影响,风廓线雷达低层数据质量较差。因此,计算 150~870、150~1470、150~3030 m 风的垂直切变以代表地面与 925、850 以及

700 hPa 之间的垂直风切变(单位: 10^{-3} s^{-1})。

1.4 水汽输送和水汽通量散度的计算

低空急流的重要作用之一是对水汽和热量的输送作用。为了分析低空急流的水汽输送和辐合作用,利用 GFS 再分析数据的各层温度、水平风分量,以及相对湿度,计算水平水汽通量和水汽通量散度(董晓敏和田盛培,1986)。

2 天气实况与天气形势

2.1 降水量和降水强度对比

“7·16”北京特大暴雨从 2018 年 7 月 15 日 20 时开始,18 日 02 时以后降水逐渐结束,总历时超过 52 h,整个过程达到大暴雨量级。在北京地区 436 个气象站中(63 个站缺测),有 207 个站(约占 55.5%)过程累计降水量超过 100.0 mm,16 个站超过 200.0 mm,3 个站超过 300.0 mm(其中,密云区西白莲峪最大达 351.3 mm)。分析整个过程累计降水量分布(图 2a),降雨落区呈东北—西南走向,与北部、西部和西南部地形走向一致,暴雨中心位于北京北部、东北部山区(密云、怀柔)和西南部山区(房山)沿山地区。由北京地区自动气象站的最大雨强(单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)和短时强降水(雨强 $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)出现站数百分比的时序图(图 2c)可知,此次大暴雨过程主要由三轮强降水构成。其中,第一轮强降水(7 月 15 日 20 时至 16 日 14 时,图 2c 中红色方框所示)为整个“7·16”过程的最强降雨时段。“7·16”第一轮强降水时长约为 18 h,累计降水量达到大暴雨量级,有 125 个站(占总站数的 33.5%)累计降水量超过 50.0 mm,28 个站超过 100.0 mm,最大降水量中心出现在密云西白莲峪(301.9 mm)、捧河岩村(271.3 mm),均达到特大暴雨量级。最大降水量的贡献率为 85.5%(该时段最大降水量/过程总累计降水量)。因此,本研究将第一轮强降水作为重点研究时段。

图 2b 为第一轮强降水时段累计降水量分布,暴雨中心位于北京东北部山区(密云、怀柔)和西南部山区(房山)沿山地区。在该时段先后出现两个强降水峰值时段,分别为 16 日 01—05 时和 07—11 时。期间的 16 日 02—03 时在密云区西白莲峪、捧河岩村出现最大雨强,分别达到 $117.0 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 和

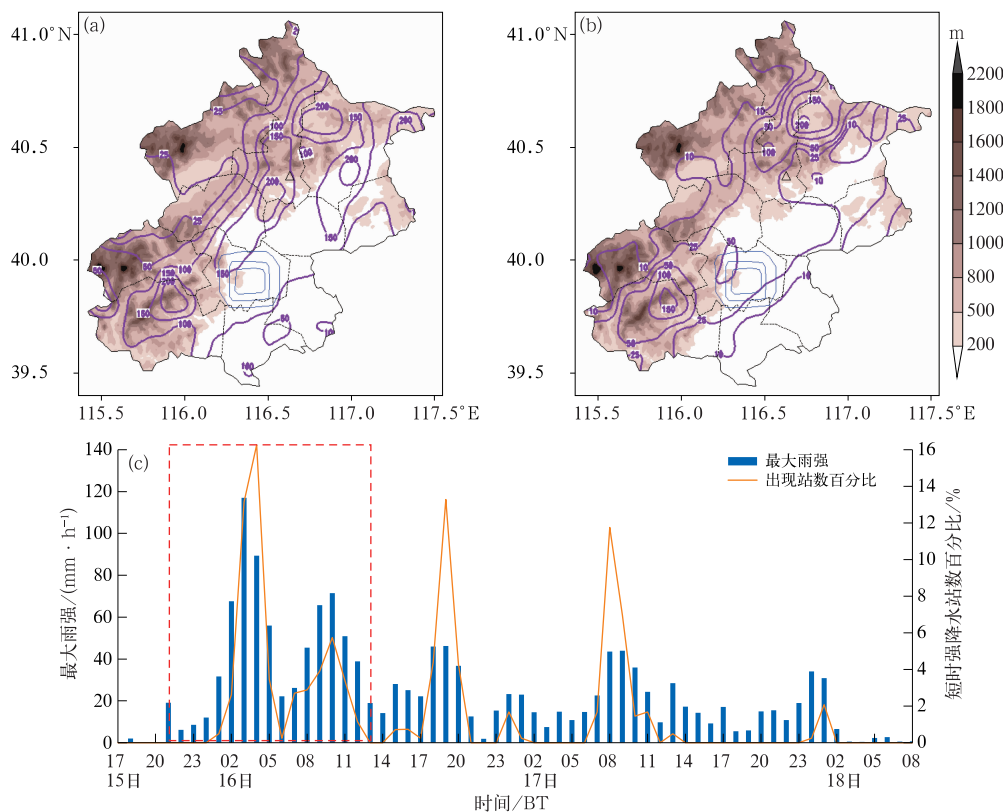


图 2 2018 年 7 月(a)15 日 20 时至 18 日 08 时,(b)15 日 20 时至 16 日 14 时,北京地区累计降水量(紫色实线,单位:mm)、地形高度(填色)、风廓线雷达站点(空心三角)分布,以及(c)15 日 17 时至 18 日 08 时最大雨强和短时强降水出现站数百分比时序

Fig. 2 (a, b) Distribution of accumulated precipitation (purple solid line, unit: mm), terrain height (colored), wind profile radar site (hollow triangle) in Beijing

(a) from 20:00 BT 15 to 08:00 BT 18, (b) from 20:00 BT 15 to 14:00 BT 16 July;

(c) time series of maximum rain intensity and percentage of stations with short-term heavy rainfall from 17:00 BT 15 to 08:00 BT 18 July 2018

$101.6 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,超过 2012 年北京“7·21”特大暴雨过程的最大雨强(平谷挂甲峪为 $100.3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)。另外,16 日 02—03 时出现短时强降水的站点数最多、影响范围最大,占 32.4%。

第二轮强降水从 7 月 16 日 18 时开始,最大雨强($46.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,18—19 时出现在昌平区沙河水库),20 时以后雨势减小;17 日 07—11 时出现第三轮较强降水,最大雨强进一步减小为 $44.0 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (08—09 时出现在密云区河南寨),17 日 12 时以后雨势逐渐减小,18 日 02 时以后降水逐渐结束。

“7·22”暴雨过程从 2019 年 7 月 22 日 15 时开始,23 日 08 时结束,总时长近 18 h,过程累计降水量达到暴雨量级。在 445 个自动站中,有 71 个站(占总站数的 16.0%)累计降水量超过 50.0 mm、4 个站超过 100.0 mm,最大降水量出现在密云石城

(109.7 mm),过程出现暴雨的站数相对较少。降水量分布与“7·16”过程类似,降雨落区分布呈东北—西南走向(图 3a),降水中心位于北京北部、东北部山区(密云、怀柔)和西南部山区(房山)的沿山地区。从北京地区自动气象站的最大雨强和短时强降水出现站数的百分比时序图可知(图 3b),22 日 20 时至 23 日 04 时出现短时强降水,最大雨强出现在 22 日 22—23 时,为 $40.3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (出现在密云区三峪培训基地),远小于“7·16”过程中在 16 日 02—03 时($117.0 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)出现的雨强。23 日 00—01 时短时强降水出现站数最多,仅占比为 13.0%。

2.2 天气形势和动力条件对比

分析高空环流形势得出,2018 年“7·16”特大暴雨过程是在西太平洋强盛的副高西伸北进,北京

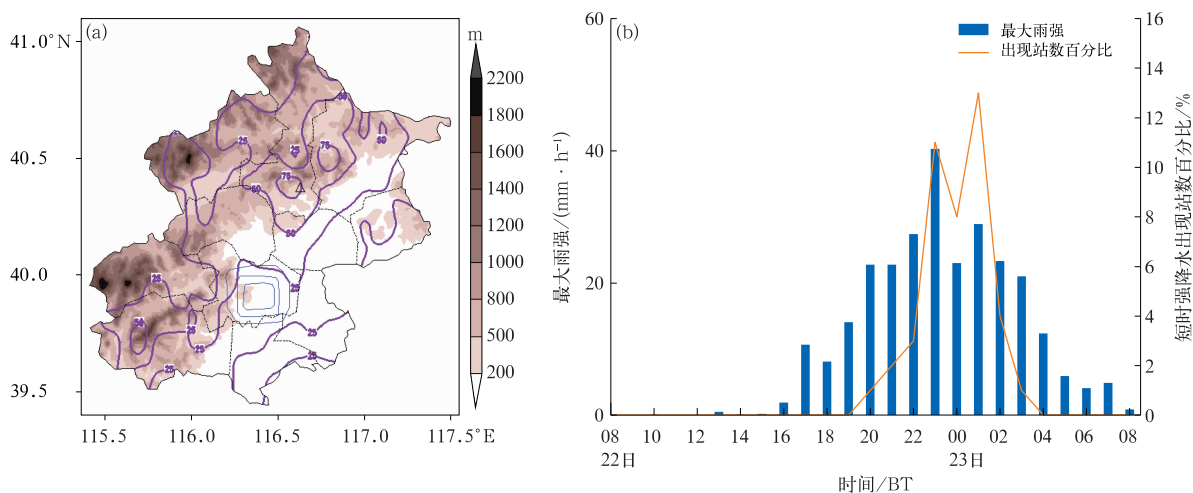


图 3 2019 年 7 月(a)22 日 14 时至 23 日 08 时北京地区累计降水量(紫色实线,单位:mm)、地形高度(色标)、风廓线雷达站点(空心三角)分布,(b)22 日 08 时至 23 日 08 时最大雨强和短时强降水出现站数百分比时序

Fig. 3 (a) Distribution of accumulated precipitation (purple solid line, unit: mm), terrain height (colored), wind profile radar site (hollow triangle) in Beijing from 14:00 BT 22 to 08:00 BT 23 July, and (b) time series of the maximum rain intensity and percentage of stations with short-term heavy rainfall from 08:00 BT 22 to 08:00 BT 23 July 2019

处于副高边缘不断加强的西南气流控制,在 500 hPa 上游河套地区有一明显的高空槽东移(图 4a),以及 850 hPa 北京附近有一条暖切变线的形势下发生的。地面图上(图 4b),7 月 15 日 20 时前后在上游河套地区北部有低压发展,我国华北地区处于东南高、西北低的气压场控制,风向由偏南转为东南风。导致在北京西北部山麓地区和太行山东部山麓地区沿地形形成一条辐合线,有利于山麓地区降水天气的形成;16 日 08 时以后,由于 850 hPa、700 hPa 在上游河套东部地区有低涡发展(图略),导致副高边缘西南急流不断加强,地面东高、西低气压场长时间稳定维持,造成 16 日傍晚到前半夜、17 日早晨到上午强降水的出现并长时间持续。

与“7.16 暴雨”不同的是,在 2019 年“7·22”暴雨过程中副高位置偏南,副高 588 dagpm 线位于华北南部。暴雨是在 500 hPa 上游河套地区附近的高空槽东移、槽前伴有西南急流,以及 850 hPa 北京南部出现暖切变线的形势下发生的(图 4c)。分析 7 月 22 日 20 时地面图(图 4d),河北中南部地区(包括北京)处于低压辐合区北部,在北京东部—南部有一条偏东风与偏北风辐合线,对北京东部和南部地区降水天气的形成较为有利。

对两次暴雨过程中北京上空的垂直运动和辐合条件进行对比分析(图 5),在“7·16”过程第一轮强降水发生之前,15 日 18 时以后,随着地形辐合线和

低空西南急流的先后出现,在 900 hPa 以下出现明显辐合(散度 $D < -12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)(图 5a),900 hPa 以上为较明显的辐散。与其相对应,在低层(800 hPa 以下)为明显的上升气流(上升速度 $\omega < -0.6 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$),为第一轮极端强降水提供极为有利的低空辐合和抬升条件;受中低空河套低涡的东移发展影响,从 16 日 17 时开始出现整层上升气流,以 700~300 hPa 高度上升速度最大(上升速度 $\omega < -1.2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$),900 hPa 以下为明显辐合(散度 $D < -8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$),一直维持到 17 日 10 时,为 7 月 16 日傍晚和 17 日早晨的第二轮、第三轮强降水的形成提供了有利的辐合条件。但近地层上升速度相对较小,抬升条件略差;17 日 17—24 时,900 hPa 以下再次出现辐合(散度 $D < -6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$),但近地层上升速度较小且抬升条件较差。对应时间虽然出现了降水,但是降水强度远小于前三轮降水。

由图 5b 可以看出,在“7·22”过程中,随着高空槽、槽前西南急流的东移发展,7 月 22 日 17 时至 23 日 05 时北京上空出现强烈的上升气流,850~700 hPa 上升速度最大(上升速度 $\omega < -1.8 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)。从 22 日 15 时开始近地层 900 hPa 以下出现较为明显的辐散,22 日 20 时以后逐渐转为辐合。天气形势为强降水天气的形成提供了有利的抬升条件,近地层辐合条件由差逐渐转好。

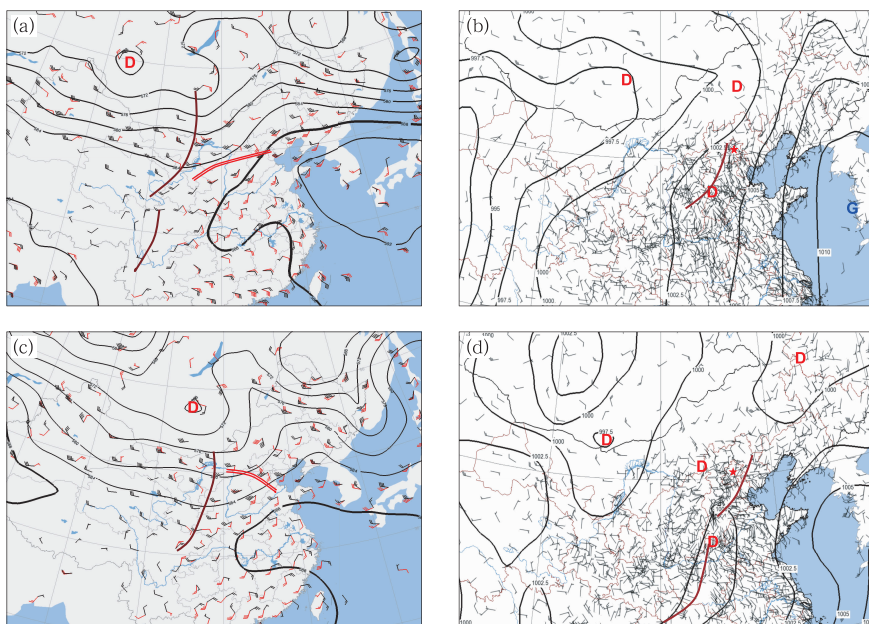


图 4 (a,b)2018 年 7 月 15 日 20 时,(c,d)2019 年 7 月 22 日 20 时
(a,c)500 hPa 风场(黑色风羽)、位势高度场(黑色实线,单位:dagpm;
棕色粗实线:高空槽)、850 hPa 风场(红色风羽,红色实线:暖切变线),
(b,d)地面海平面气压场(实线,单位:hPa)、风场(风羽,棕色粗实线:辐合线)
Fig. 4 Distribution of (a, c) wind field (black barb), potential height (black solid line, unit: dagpm; thick brown solid line: high-level trough) at 500 hPa, and wind field (red barb, red solid line: warm shear line) at 850 hPa; (b, d) sea level pressure field (black solid line, unit: hPa), wind field (barb, thick brown solid line: convergence line) at (a, b) 20:00 BT 15 July 2018 and (c, d) 20:00 BT 22 July 2019

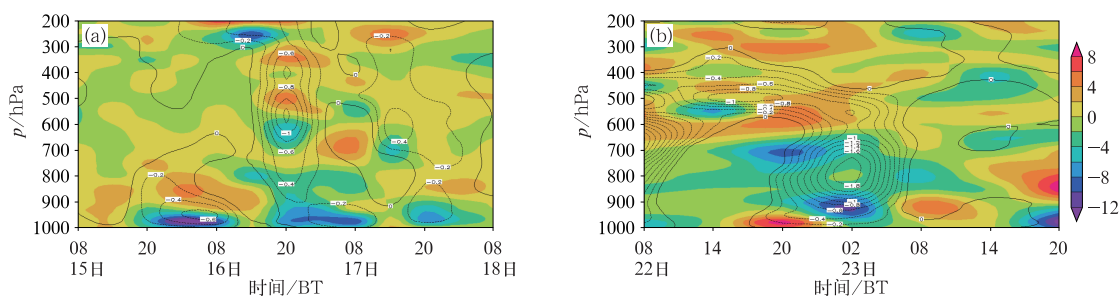


图 5 (a)2018 年 7 月 15 日 08 时至 18 日 08 时和(b)2019 年 7 月 22 日 08 时至 23 日 20 时两次暴雨过程中北京观象台上空垂直速度和散度的时间-高度分布
(黑色等值线:垂直速度,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$;填色:散度,单位: 10^{-5}s^{-1})

Fig. 5 Vertical velocity ω and divergence D time-height profiles over the Beijing Observatory during two rainstorm processes (a) from 08:00 BT 15 to 08:00 BT 18 July 2018 and (b) from 08:00 BT 22 to 20:00 BT 23 July 2019 (black contour: ω , unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$; colored: D , unit: 10^{-5}s^{-1})

3 低空急流结构特征及作用

3.1 低空急流结构特征与水汽输送作用的比较

利用北京观象台探空数据分析两次暴雨发生之

前北京的温度、湿度,以及对流不稳定条件。在 2018 年“7·16”副高边缘型大暴雨发生之前(7 月 15 日 14 时、20 时),对流层中低层比湿明显增大、湿层明显增厚,700 hPa 增湿最为明显,比湿由 $3.3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 增至 $10.3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。明显大于孙继松等(2012)对北京 4 次暴雨过程的 700 hPa 最大比湿为 $9.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的

统计结果;相比之下,2019 年“7·22”降水发生前至短时强降水开始时刻(7 月 22 日 14 时、20 时)850 hPa 以下增湿明显。850 hPa 比湿由 $7.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 增至 $15.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,700 hPa 比湿由 $3.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 增至 $8.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,湿层厚度不及“7·16”暴雨之前。低层显著增湿与低空急流的水汽输送作用有关,两种天气类型的低空急流结构特征及其水汽输送作用、辐合作用存在差异。

3.1.1 “7·16”过程

分析“7·16”过程的 850 hPa 风场和全风速分布图发现:在北京第一轮强降水出现前,从 7 月 15 日 20 时开始河北南部地区出现较大风速区(风速 $\geq 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)(图 6a)。15 日 20 时至 16 日 02 时京津冀中东部地区出现西南低空急流,北京位于低空急流核的下游左前方(图 6b)。因低空急流核的下游对应辐合区和不稳定区,有利于对流系统在该区域的发生和加强(Bonner, 1968; 孙淑清和翟国庆, 1980; 翟国庆等, 1999; 汪玲瑶等, 2018),由此引发第

一个强降水峰值出现。在北京所在 40°N 做的水平风纬向剖面图上(图 6e),相比于 15 日 20 时,16 日 02 时低层风速加大,在 $900 \sim 800 \text{ hPa}$ 上空出现了低空急流。16 日 08 时京津冀中东部地区的西南低空急流进一步增强,北京处于低空急流轴左侧(图 6c),低空急流最低高度 $H_{\min}$ 下降(图 6f),对应时间出现第二个强降水峰值。由此可见,在 2018 年 7 月 16 日凌晨和上午的两个强降水峰值发生之前和发生时段,北京位于低空急流核区的下游左前方或者急流轴左侧,并且出现了低空偏南急流强度增大、低空急流高度下降等特征。

由“7·16”过程北京上空的水汽通量和水汽通量散度时间-高度(图 7e)可以看出,在第一轮强降水发生前 7~8 h,从 7 月 15 日 17 时开始,北京低空 800 hPa 以下出现水汽辐合并逐渐增强。近地层水汽辐合增强的时间与 2.2 节中提到的东南风出现时间吻合。说明近地层水汽辐合的加强与东南风出现、地形辐合线的影响有关。在第一轮强降水发生

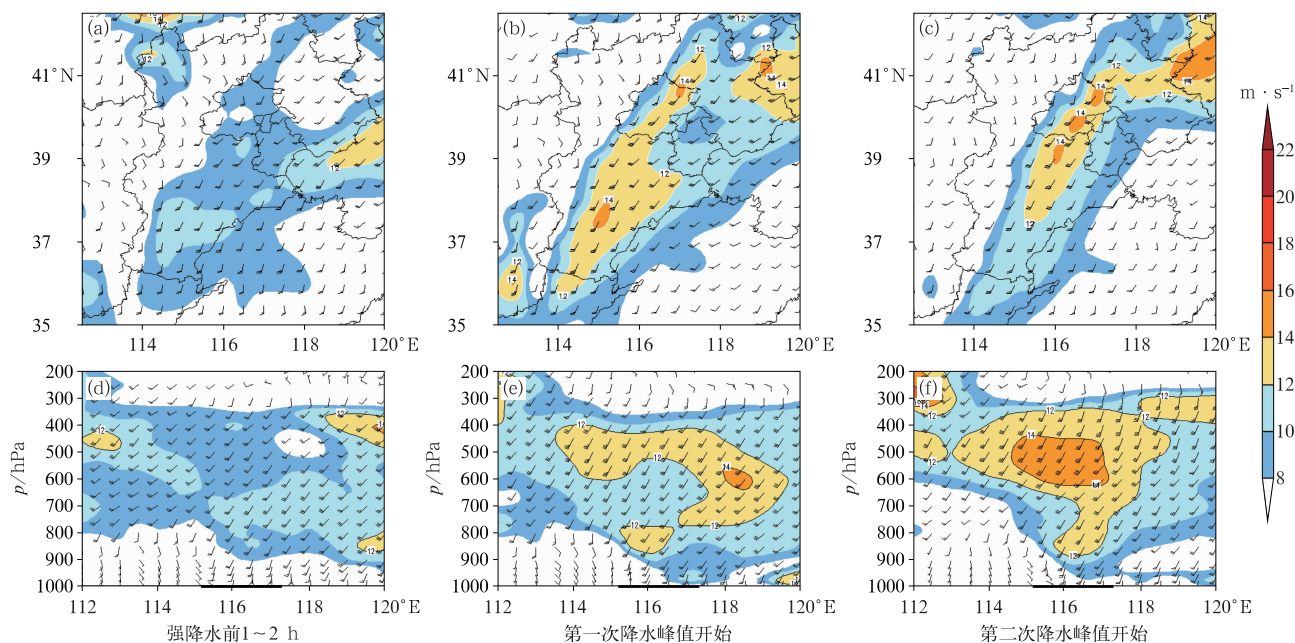


图 6 2018 年 7 月(a,d)15 日 20 时,(b,e)16 日 02 时,(c,f)16 日 08 时(a~c)850 hPa

风场分布和(d~f)沿 40°N 水平风的纬向剖面

(填色为全风速,细实线为 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 全风速等值线;

横坐标轴上黑色粗短线表示北京市域东西范围)

Fig. 6 (a—c) The wind field at 850 hPa and (d—f) vertical cross-section of wind along the 40°N

at (a, d) 20:00 BT 15, (b, e) 02:00 BT 16, (c, f) 08:00 BT 16 July 2018

(The colored denotes wind speed, thin solid line indicates isopleth with the wind speed $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, and black thick line on x-axis denotes the east-west range of the Beijing Region)

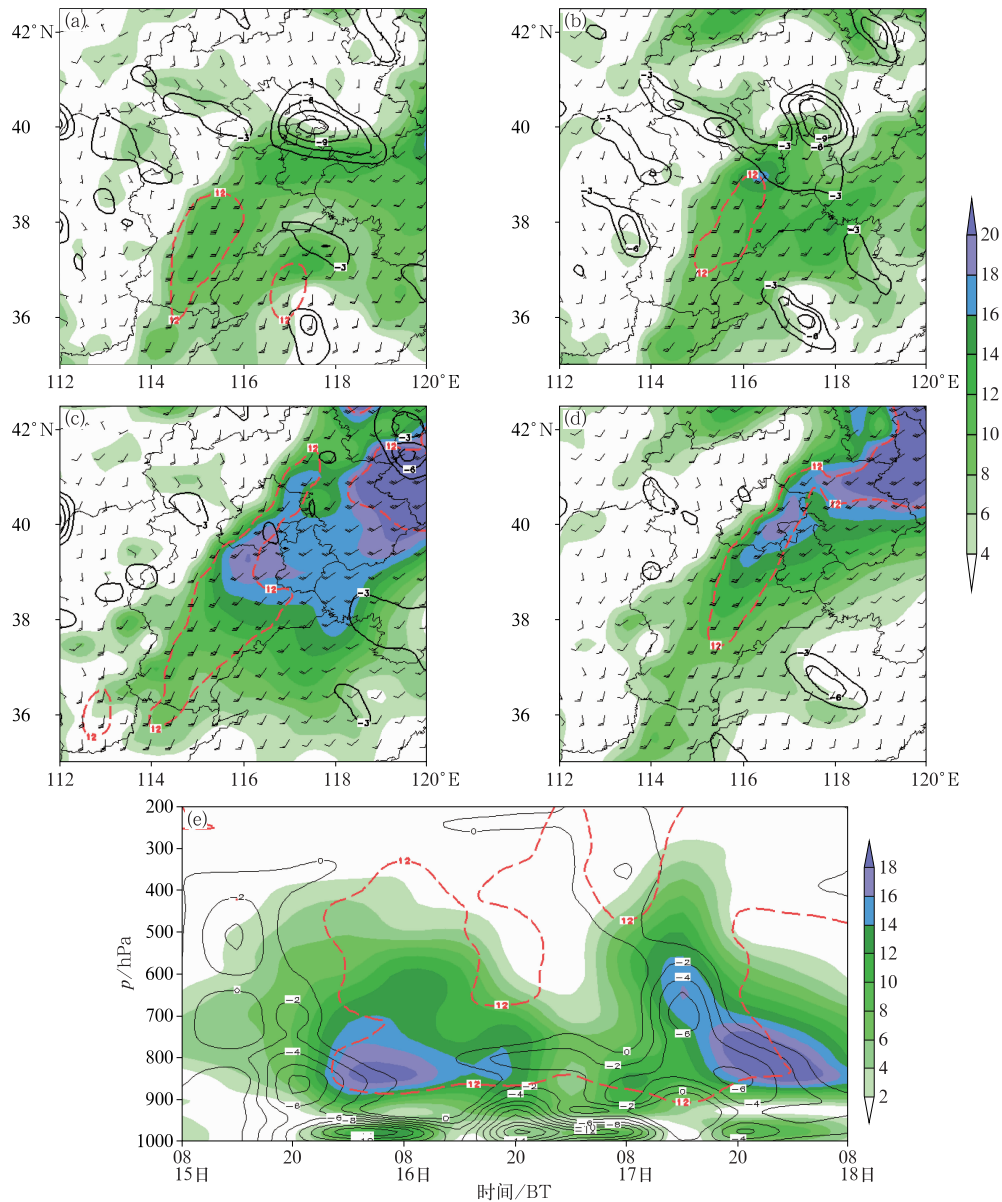


图 7 2018 年 7 月 (a,c)16 日 02 时, (b,d)16 日 08 时

(a,b)950 hPa, (c,d)850 hPa 水汽通量和水汽通量散度及风速(风羽)分布以及
(e)15 日 08 时至 18 日 08 时北京观象台的水汽通量、水汽通量散度时间-高度分布
(填色为水汽通量,单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$; 黑色实线为水汽通量散度,
单位: $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$; 红色粗虚线表示全风速 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的范围)

Fig. 7 Distribution of water vapor flux, water vapor flux divergence, wind (barb) at
(a, b) 950 hPa and (c, d) 850 hPa at (a, c) 02:00 BT 16 and (b, d) 08:00 BT 16 and
(e) time-height profile of water vapor flux and water vapor flux divergence at
Beijing Observatory from 08:00 BT 15 to 08:00 BT 18 July 2018
(Colored denotes water vapor flux (unit: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$), black thin solid line
denotes water vapor flux divergence (unit: $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$),
red thick dashed line denotes the range of wind speed $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

前 3 h (15 日 22 时前后)低空急流开始出现。与之相对应,在 900~800 hPa 的水汽通量(填色所示)突

然增大,16 日凌晨至上午水汽通量达到 $18.0 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 以上。北京低空 950 hPa 以下

水汽辐合进一步增强(散度 $D < -10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$); 从低空水汽通量和水汽通量散度分布可以看出,在 16 日凌晨、早晨至上午的两个强降水峰值时段,在 850 hPa(图 7c,7d),京津冀中东部地区(包括北京)位于低空急流轴左侧和水汽通量大值区左侧(最大水汽通量 $> 18.0 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)。在 950 hPa,北京大部分地区及以东地区为水汽辐合区控制(图 7a,7b),这些地区的最大水汽通量散度达 $-12 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$,有利于对应区域的强降水形成。由以上分析得出,15 日 22 时开始出现的低空急流,在 900~800 hPa 形成明显的水汽输送,并使地形辐合线影响的低空 950 hPa 以下水汽辐合进一步加强。两者共同作用是引发 16 日凌晨至上午北京出现第一轮强降水的关键原因。

由图 7e 还可以看出,7 月 16 日 18—20 时出现的第二轮强降水、17 日早晨至上午(07—11 时)出现的第三轮强降水均与北京近地层明显的水汽辐合有密切关系。主要原因是由于 16 日 14—20 时和 17 日 02—08 低空急流明显加强(图略),北京先后位于低空急流轴左侧、急流核的下游左前方,使近地层水汽辐合随着低空急流的变化而明显增强所造成;

7 月 17 日 14 时以后,尽管低空(850~700 hPa)仍存在明显的水汽输送(图 7e),但是近地层水汽辐合明显较弱,入夜后出现降水的强度远小于前三轮降水强度。

总之,低空急流的水汽输送以及与地形辐合线、低空急流有关的近地层水汽辐合共同作用对强降水的发生起关键作用。近地层水汽辐合作用对雨强、累计降水量量级大小的影响更为重要。低空急流增强和维持,使低空水汽输送作用和近地层辐合作用加强和持续,使强降水反复出现,从而造成影响区域出现极端降水。

3.1.2 “7·22”过程

由“7·22”过程沿 40°N 的水平风纬向剖面可知,在暴雨过程发生之前,从 7 月 22 日 08 时开始高空急流下传,在北京西部上游地区中低空出现急流(图略)。在北京降水出现之前 1 h(22 日 14 时),850 hPa 河北西南部出现偏南大风速区(图 8a)。在对应时间的北京所在纬度 40°N 的水平风纬向剖面图上(图 8d),低空急流出现在北京西部 800~600 hPa 上空。22 日 20 时大风速区东移北上、增强(图 8b),在北京南部出现低空偏南急流,北京位于低空急流

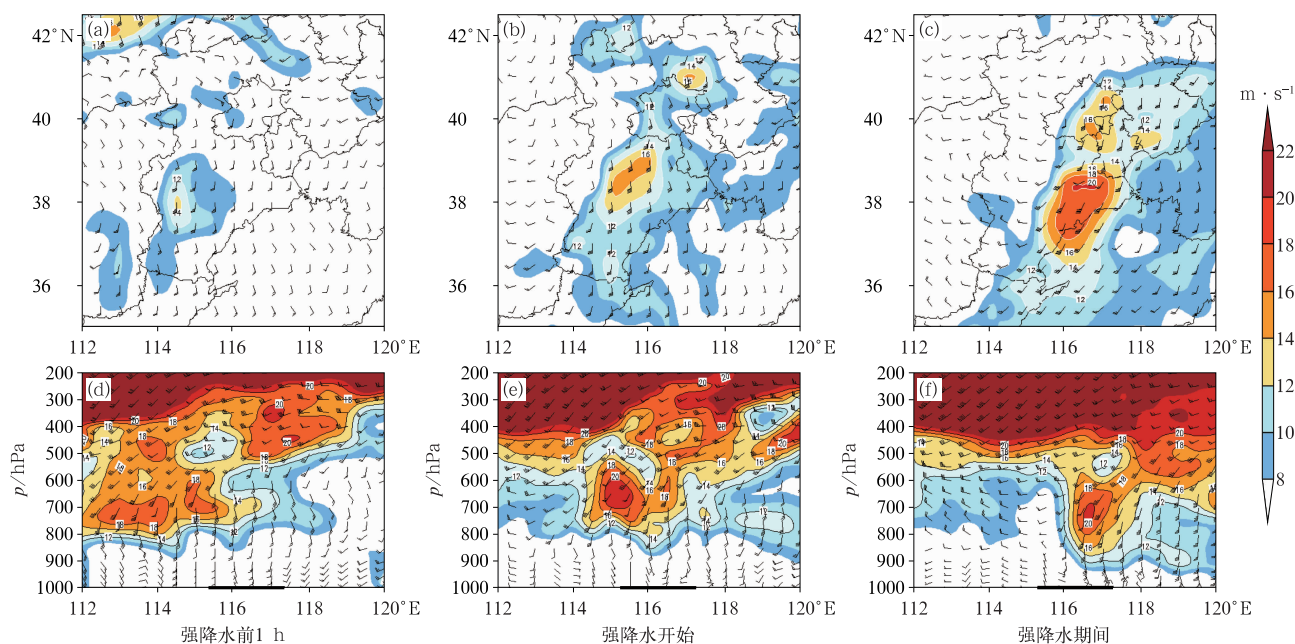


图 8 同图 6,但为 2019 年“7·22”过程

(a,d)22 日 14 时,(b,e)22 日 20 时,(c,f)23 日 02 时

Fig. 8 Same as Fig. 6, but for the rainstorm process on 22 July 2019

(a, d) 14:00 BT 22, (b, e) 20:00 BT 22, (c, f) 02:00 BT 23

核下游。分析对应的 40°N 水平风纬向剖面(图 8e),急流中心位于 $850\sim 550\text{ hPa}$ 上空,急流强度加强,北京开始出现短时强降水。22 日 20 时至 23 日 02 时低空急流继续东移加强、范围扩大,北京位于低空急流轴左侧(图 8c)。急流中心和急流最低高度 $H_{\min}$ 明显下降至 900 hPa (图 8f),22 日 22—23 时北京出现最大雨强降水。以上分析说明,影响此次暴雨过程的低空急流是由东移的高空槽前西南气流加强所产生。随着强降水的临近,急流强度加强、急

流高度明显下降,在时间上与强降水、最大雨强的出现时间有对应关系。

进一步分析 2019 年 7 月 22 日傍晚至 23 日凌晨的低空水汽通量和水汽通量散度分布(图 9c),可以看出:22 日 20 时位于 850 hPa 高空槽前的偏南急流控制了京津冀大部分地区,水汽通量大值区位于北京上游地区(河北西北部)和河北南部地区,并且沿急流轴有多个水汽辐合区。尽管 950 hPa 水汽通量较小,但是北京北部、南部仍处于水汽辐合区

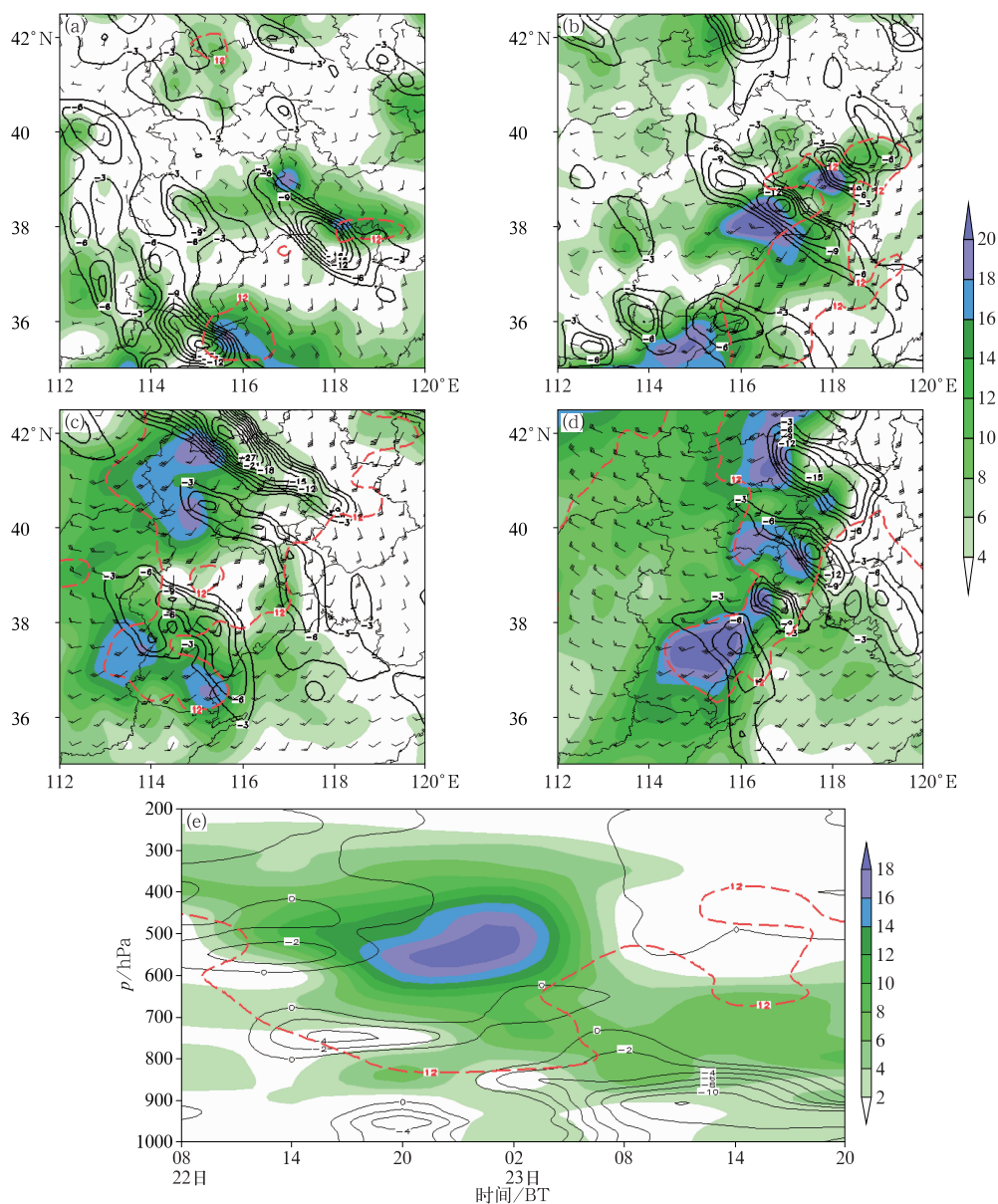


图 9 同图 7,但为 2019 年“7·22”过程

(a,c)22 日 20 时,(b,d)23 日 02 时,(e)22 日 00 时至 23 日 12 时

Fig. 9 Same as Fig. 7, but for the rainstorm process on 22 July 2019

(a, c) 20:00 BT 22, (b, d) 02:00 BT 23, (e) from 00:00 BT 22 to 12:00 BT 23

(图 9a),特别是渤海湾附近受东南风的影响,河北中东部地区为水汽通量大值区和水汽辐合区。由北京上空的水汽通量和水汽通量散度时间-高度图可以看出(图 9e),在 7 月 22 日暴雨发生前(22 日 08—12 时),水汽通量大值区所在高度随着急流高度呈下降趋势。在 22 日傍晚前后,北京上空 650~450 hPa 的水汽通量突然增大($>18.0 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)。另外,与渤海湾地区低空东南风相对应,在 850 hPa 附近出现了水汽通量大值区($>6.0 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)。这支东南风的作用是在低空打通了一条由海上伸向内陆的水汽输送通道(侯淑梅等,2018)。与此同时,近地层出现水汽辐合明显($<-4 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$),20 时开始出现短时强降水。从 22 日 20 时至 23 日 02 时,低空急流移至北京下游地区(图 9c,9d),北京位于低空急流轴左侧以及水汽通量大值区,并且 850 hPa 北京中部地区存在较明显的水汽辐合区。期间,22—23 时出现了最大雨强降水;23 日 04 时以后,中低层 700 hPa 以上的水汽通量快速减小(图 9e),降水结束。由于在此次暴雨过程中,急流对北京上空的主要水汽输送集中在对流层中层 650~450 hPa,对低层的水汽输送作用、近地层水汽辐合作用较弱,共同作用的时段较短,因此形成的降水量和降水强度远小于“7·16”过程的第一轮强降水时段。

3.2 本站低空急流变化特征与动力作用的比较

3.2.1 低空急流特征量变化与作用

利用风廓线雷达测风数据可以得到常规气象观测无法反映的本地局地风场精细变化。分析 2018 年“7·16”过程第一轮强降水期间各层水平风的时间变化可以看出(图 10a,10b):在第一轮强降水的第一个强降水峰值发生前 3 h(7 月 15 日 22 时前后),2500~3500 m 高度出现低空急流(低空最大风速 $W_{\max}$ 为 $12.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。23 时急流最低高度 $H_{\min}$ 下降至 1470 m($W_{\max}$ 加大到 $15.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。16 日 00 时 $H_{\min}$ 迅速下降到 390 m($W_{\max}$ 为 $16.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),随后出现强降水峰值。在强降水峰值期间,边界层风速继续增大,16 日 04:30 的 $W_{\max}$ 达到 $21.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,一直持续到 16 日 05 时前后;在第二个强降水峰值发生前 2 h(7 月 16 日 06 时), $W_{\max}$ 再次增大(由 05 时的 $14.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增至 $19.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。 $H_{\min}$ 再次下降,由 06 时的 2310 m 降至 07 时的 870 m($W_{\max}$ 达 $28.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。08 时的 $H_{\min}$ 下降

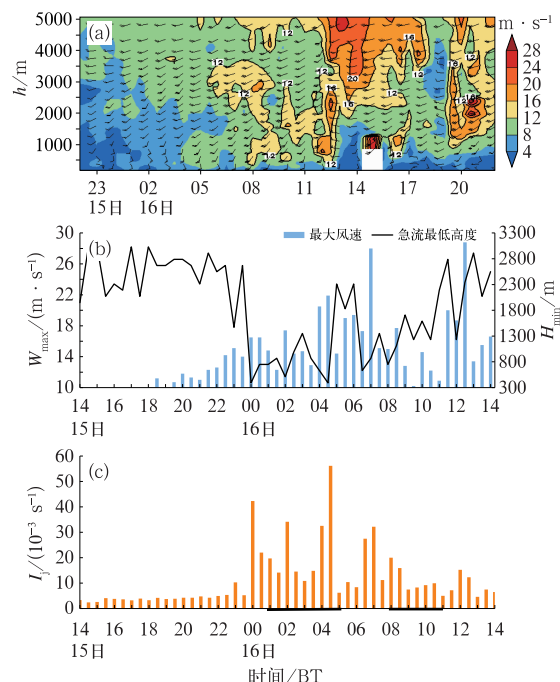


图 10 2018 年 7 月 15—16 日怀柔站
风廓线雷达观测的(a)各层水平风(填色为风速,
黑色实线为 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的等风速线)
时间-高度分布,(b) $W_{\max}$ 和 $H_{\min}$,
以及(c)低空急流指数 I_j 的时序
(横坐标轴上黑色短粗线表示降水量峰值时段)

Fig. 10 (a) Time-height diagram of the wind observed
(colored: wind speed, black solid line: isopleth
with wind speed $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) by wind
profiler radar at Huairou Station,
(b) time series of $W_{\max}$ and $H_{\min}$ of LLJ,
and (c) low-level jet index I_j (Thick black line on
the x-axis denotes the period of rainfall peak value)
from 15 to 16 July 2018

至 750 m($W_{\max}$ 为 $15.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。风廓线雷达数据反映出第一个、第二个强降水峰值的出现与西南急流强度加强、所在高度不断下降,以及边界层急流的出现有关。

低空急流的作用除了在 900~800 hPa 带来的明显水汽输送外,另一个重要作用是遇到山体后产生强烈的动力抬升作用。徐珺等(2014)对我国华北暖区暴雨的研究指出,超低空急流和低层垂直风切变在触发对流和对流维持中有重要作用。2018 年 7 月 15 日 23 时 $H_{\min}$ 由 2550 m 降至 1470 m,在北京的西部和北部山区出现一些弱对流云团。7 月 16 日 00 时的 $H_{\min}$ 迅速下降至 390 m($W_{\max}$ 为 $16.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),

即出现边界层急流。由于边界层急流所在高度明显低于北京西南部山区和东北山区的地形高度(山地海拔高度为 1000~1500 m),由此引发山体对边界层急流的强烈抬升作用,这种抬升作用加剧了天气系统造成的垂直上升运动,进而触发了西南部山区、北部山区对流单体的形成(图 11a),并在地形辐合线西侧的山前地区形成并强烈发展成中尺度对流雨带(图 11b),造成了第一个强降水峰值的出现;同样,7 月 16 日 07 时当边界层急流再次出现($H_{\min}$ 为 870 m, $W_{\max}$ 达 $28.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),首先在西南部山区(房山区)触发了对流单体形成(图 11c)。随后对流单体沿着山前辐合线附近发展成中尺度对流雨带(图 11d),造成第二个降水量峰值的出现。由此可见,边界层急流对对流系统具有重要的触发和组织

作用。

低空急流指数可以直观地反映出低空急流强度和高度变化。曹春燕等(2006)、金巍等(2007)、周芯玉等(2015)研究指出,强降水的出现与低空急流指数的增大有密切关系。计算分析 2018 年“7·16”过程的低空急流指数 I_j (图 10c),在第一个强降水峰值发生前 3 h、2 h(7 月 15 日 22 时、23 时)的 I_j 分别为 $4.9 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 、 $10.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,发生前 1 h(16 日 00 时)激增至 $42.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。同样,在第二个强降水峰值发生前 2 h(16 日 06 时) I_j 为 $8.4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,发生前 1 h(07 时)激增至 $32.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。由此可见,在两个降水峰值发生之前, I_j 具有明显增大特征。

同样,由 2019 年“7·22”过程的风廓线雷达观测的各层水平风时间-高度分析可知(图 12a,12b),

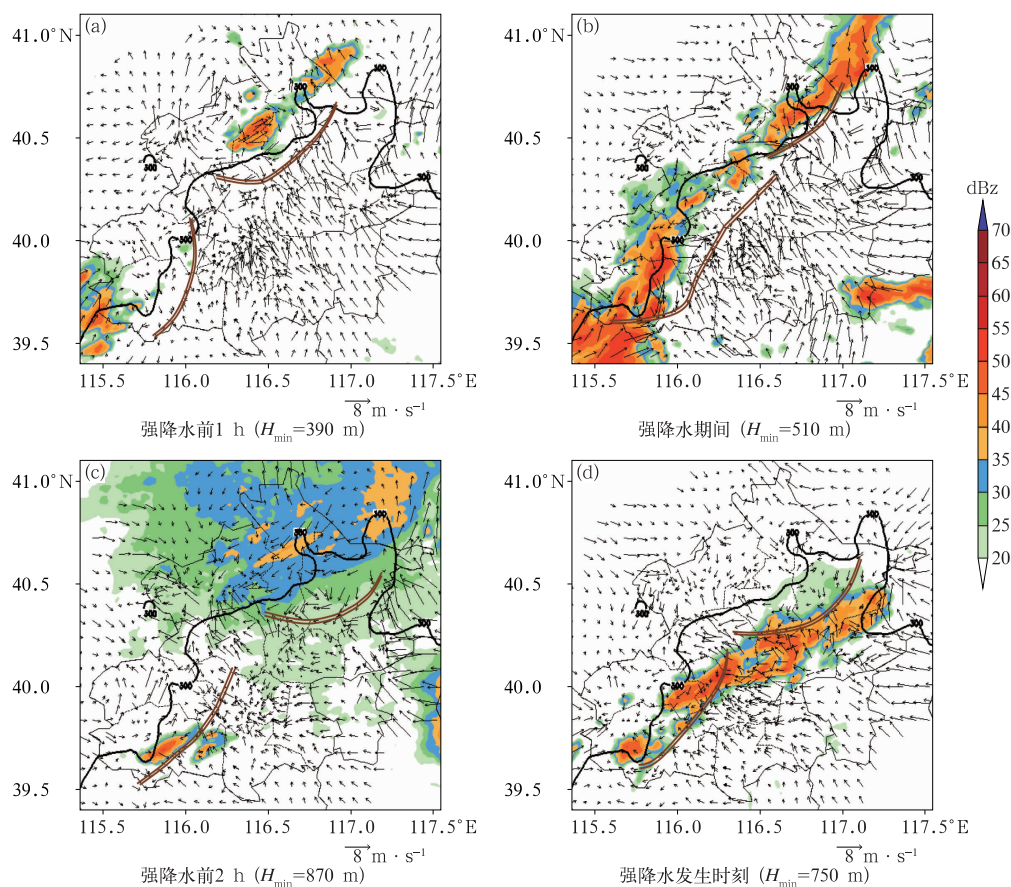


图 11 2018 年 7 月 16 日(a)00 时,(b)02 时,(c)06 时,(d)08 时的

地面风场(风矢)和雷达反射率因子(填色)分布

(棕色双虚线表示辐合线;黑色粗实线表示 300 m 地形高度线)

Fig. 11 Distribution of surface wind and radar reflectivity at (a) 00:00 BT, (b) 02:00 BT,

(c) 06:00 BT, (d) 08:00 BT 16 July 2018

(brown double dashed line: convergence line, black thick solid line: 300 m terrain height)

7月22日小雨出现前4 h(22日11时),在北京上空2500~3000 m出现低空西南急流,14时 $W_{\max}$ 增至 $16.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $H_{\min}$ 下降至1110 m,15时 $H_{\min}$ 突然降至630 m以下, $W_{\max}$ 达 $20.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,15时出现小雨。7月22日17—19时的 $H_{\min}$ 基本维持在2000 m高度上下, $W_{\max}$ 分别为 $17.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (17时)、 $16.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (18时),19时增至 $22.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,20时短时强降水开始出现。21时开始 $H_{\min}$ 再次下降,22时下降至1470 m,23时下降至1230 m, $W_{\max}$ 由 $12.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增至 $17.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。22—23时出现最大雨强降水。由此可见,低空急流强度增大、低空急流最低高度下降,与强降水、最大雨强降水出现时间有对应关系。另外,22日下午 $H_{\min}$ 下降至1000 m以下,但低空水汽输送弱、近地层为辐散(图9e),仅出现了小雨天气。在22日21时以后低空急流高度下降高度在1000 m以上,引起地形抬升作用并不显著(图略)。

分析“7·22”过程的 I_j 时间变化(图12c),在7月22日下午小雨出现前1 h(14—15时) I_j 激增,由 $3.8 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 增至 $51.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。在22日20时开始的强降水之前, I_j 增大并不明显。但在强降水期间, I_j 增大,20时、21时分别为 $7.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 、 $7.7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,22时增至 $12.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,22—23时出现最大雨强降水。可见, I_j 对最大雨强出现时间具有指示性。

3.2.2 低空垂直风切变演变特征与作用的比较

在低空急流覆盖范围内,除了等压面上存在着急流核心区并伴有强烈的水平风切变外,垂直方向的风速廓线也存在着极大风速值和显著的垂直风切变。垂直风切变即指水平风(包括大小和方向)随高度的变化,其大小往往和形成风暴的强弱有密切关系(俞小鼎等,2006)。边界层内较大的风速垂直切变使低层大气处于极不稳定状态,有利于本地对流活动发展和组织化(《华北暴雨》编写组,1992)。

图13a为“7·16”过程第一轮强降水期间各层垂直风切变的时间-高度变化,可以看出:在第一个强降水峰值出现前6~7 h(从7月15日18时开始),低空1200 m以下开始出现垂直风切变。随着强降水的临近,低空风垂直切变明显增大、大值区明显增厚。16日06时低空1500 m以下再次出现垂直风切变增大、大值区增厚现象,08时开始出现第二个强降水峰值;同样,在“7·22”过程中(图13b),从7月22日上午小雨出现前6 h(从08时开始)900 m

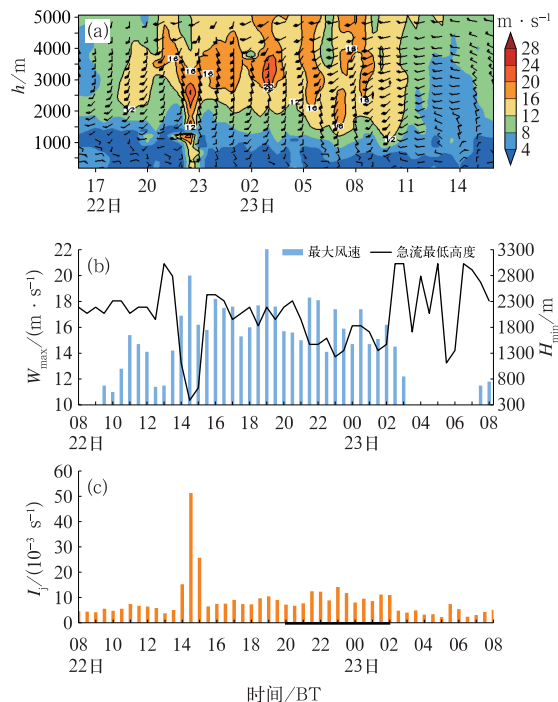


图 12 同图 10, 但为 2019 年“7·22”过程

Fig. 12 Same as Fig. 10, but for the rainstorm process on 22 July 2019

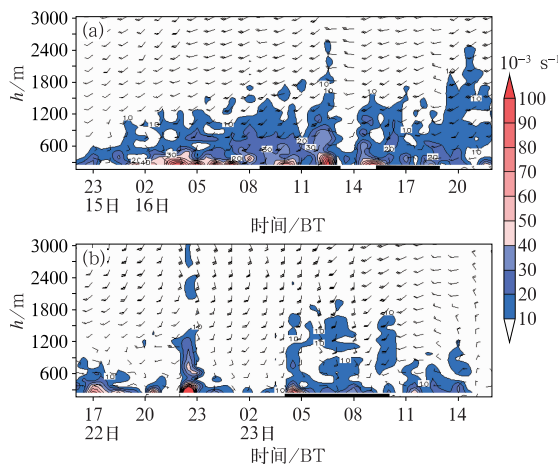


图 13 (a)2018 年 7 月 15 日 14 时至 16 日 14 时, (b)2019 年 7 月 22 日 08 时至 23 日 08 时两次暴雨过程的低层垂直风切变(填色)时间-高度变化(细实线表示垂直风切变 $\geq 120 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 的等值线;横坐标轴上黑色短粗线段表示降水量峰值时段)

Fig. 13 Time-height diagram of low-level vertical wind shear (colored) in two rainstorm processes (a) from 14:00 BT 15 to 14:00 BT 16 July 2018 and (b) from 08:00 BT 22 to 08:00 BT 23 July 2019

(Colored area denotes vertical wind shear value, thin solid lines denotes vertical wind shear isoline $\geq 120 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, and thick black line on the abscissa axis denotes the period of rainfall peak value)

以下出现垂直风切变,小雨出现前 1 h(14—15 时)再次出现明显的垂直风切变。强降水出现以后(22 日 20 时开始),1500 m 以下再次出现垂直风切变,其大小和大值区所达高度远不及“7·16”过程,22 日 22 时至 23 日 00 时出现的最大雨强也相对较小。

经与本站低空急流特征量的时间变化比较发现,垂直风切变增大与急流强度增大、急流高度下降在时间上具有对应关系。这说明低空急流高度、强度的变化,导致低层风场垂直切变增大。分析涡度方程的涡度倾侧项(朱乾根等,1991):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \quad (4)$$

低空急流的出现导致低空垂直风切变,即出现 $\partial v / \partial p < 0$, 或者 $\partial u / \partial p < 0$ 。根据式(4),垂直风切变在 $\partial \omega / \partial x > 0$ 急流左侧区域,或者 $\partial \omega / \partial y < 0$ 急流前部区域造成低层垂直涡度增大 $\partial \zeta / \partial t > 0$ 。由此得出:低空急流强度增大导致低空垂直风切变增大,使急流左侧区域、急流前部区域的低层垂直涡度 $\partial \zeta / \partial t > 0$ 进一步增大,从而加剧上述区域的辐合作用。另外,垂直风切变增大能够使上升气流倾斜,使得在上升气流中形成的降水质点脱离上升气流,而不会因拖曳作用减弱上升气流的浮力(俞小鼎等,2006)。

对两次过程强降水出现前 3 h 的低空三层垂直风切变(地面与 925 hPa、地面与 850 hPa、地面与 700 hPa)进行分析比较发现(表 1):三层垂直风切变随高度依次减小。地面与 925 hPa 的垂直风切变

最大,地面与 850 hPa 其次,地面与 700 hPa 最小;在“7·16”过程第一轮强降水的两个强降水峰值发生前,低空风垂直切变明显增大,尤其是以边界层(地面与 925 hPa)增大最为明显。在第一个强降水峰值出现前 3 h 和发生时刻(15 日 22 时至 16 日 01 时)地面与 925 hPa 的垂直风切变依次为 6.5×10^{-3} 、 19.8×10^{-3} 、 24.4×10^{-3} 和 $20.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,地面与 850 hPa 的依次为 8.8×10^{-3} 、 11.9×10^{-3} 、 13.4×10^{-3} 和 $8.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,在强降水发生前 1 h 达最大。在第二个强降水峰值出现前 3 h 和发生时刻(7 月 16 日 05—08 时),地面与 925 hPa、地面与 850 hPa 的垂直风切变随时间增大,分别为 7.5×10^{-3} 、 2.8×10^{-3} 、 6.0×10^{-3} 和 18.6×10^{-3} ,以及 4.2×10^{-3} 、 4.5×10^{-3} 、 5.5×10^{-3} 和 $6.6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,在强降水发生时刻达到最大;在“7·22”过程的强降水发生前 3 h 和发生时刻(7 月 22 日 17—20 时),地面与 850 hPa 的垂直风切变随时间增大并不明显,依次为 6.6×10^{-3} 、 7.1×10^{-3} 、 7.2×10^{-3} 和 $7.9 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,在强降水发生时刻达最大。

由此得出:两次暴雨过程发生前低空均出现垂直风切变。“7·16”过程第一轮强降水期间,低空 1500 m 以下垂直风切变的大小、大值区所达高度远大于“7·22”过程的强降水时段。随着强降水的临近,低空 1500 m 以下(地面与 925 hPa、地面与 850 hPa)的垂直风切变增大,在发生时刻达到最大,1500 m 以下垂直风切变的大小与降水强度有密切关系,对强降水预报有明显的指示意义。

表 1 强降水发生前 3 h 低层垂直风切变统计表(单位: 10^{-3} s^{-1})
Table 1 The statistics about low-level vertical wind shear (unit: 10^{-3} s^{-1})
in three hours before the occurrence of heavy precipitation

时间	2018 年 7 月 15—16 日	22 时(−3 h)	23 时(−2 h)	00 时(−1 h)	16 日 01 时 (出现时刻)
层次	地面与 925 hPa	6.5	19.8	24.4	20.3
	地面与 850 hPa	8.8	11.9	13.4	8.5
	地面与 700 hPa	3.0	3.8	3.4	4.1
时间	2018 年 7 月 16 日	05 时(−3 h)	06 时(−2 h)	07 时(−1 h)	16 日 08 时 (出现时刻)
层次	地面与 925 hPa	7.5	2.8	6.0	18.6
	地面与 850 hPa	4.2	4.5	5.5	6.6
	地面与 700 hPa	5.8	6.9	6.3	2.7
时间	2019 年 7 月 22 日	17 时(−3 h)	18 时(−2 h)	19 时(−1 h)	20 时(出现时刻)
层次	地面与 925 hPa	6.8	6.0	2.7	5.4
	地面与 850 hPa	6.6	7.1	7.2	7.9
	地面与 700 hPa	5.8	5.2	8.5	5.5

4 结 论

本研究利用北京地区风廓线雷达 30 min 间隔的多层测风数据、美国 NCEP/GFS 再分析资料($0.5^\circ \times 0.5^\circ$)、地面加密自动气象站小时降水量观测数据,并引入了低空急流特征量(低空急流最大风速 $W_{\max}$ 、急流最低高度 $H_{\min}$ 、低空急流指数 I_j)和垂直风切变,对两次不同天气类型和不同强度的典型暴雨过程中的低空急流成因、结构特征,以及边界层急流及其作用差异开展对比分析,得出以下主要结论:

(1)“7·16”北京特大暴雨是在北京处于副高边缘的西南急流控制、受高空低涡低槽东移和 850 hPa 暖切变线影响,以及地面东高西低的形势下发生的。副高边缘的低空西南急流加强、低涡低槽东移,以及近地层辐合线的共同作用,为第一轮极端强降水的发生提供了极为有利的水汽输送、辐合和抬升条件;副高、地面东高西低气压场的稳定维持,以及低空西南急流不断加强和维持,是造成强降水重复出现、降水天气持续的主要原因;“7·22”北京暴雨是在高空槽前偏南急流东移,850 hPa 河套东部暖切变线,以及北京地面处于倒槽北部辐合区的形势下发生的。高空槽前偏南急流附近的较强的、深厚上升运动,为强降水天气的形成提供了有利的抬升条件和中层水汽输送条件,但是低空水汽输送条件和近地层的辐合条件较差。

(2)影响“7·16”过程的副高边缘西南低空急流在 900~800 hPa 具有明显的水汽输送作用。同时,由于地形辐合线的持续作用以及始终位于低空急流核区的下游左前方或者低空急流轴左侧,使北京低层(950 hPa 以下)的水汽辐合不断加强。低空急流的明显的水汽输送作用及其与近地层不断加强的水汽辐合作用相互配合,是引发 7 月 16 日凌晨至上午出现极端强降水的重要原因;相比之下,影响“7·22”过程的西来槽前偏南急流的水汽输送主要在对流层中层 650~450 hPa,低空(850 hPa 以下)的水汽输送作用较小。另外,西来槽前偏南急流随高空槽在自西向东移动过程中,前期北京处于急流轴右侧、后期处于急流前方或急流轴左侧,到后期低空水汽辐合作用才逐渐转好。低空水汽输送和水汽辐合作用相互配合的时间较短。

(3)对利用风廓线雷达测风数据计算低空急流

特征量的分析得出:两次暴雨过程中在强降水发生前 3 h,均出现 $W_{\max}$ 增大、 $H_{\min}$ 下降、 I_j 增大,以及低空 1500 m 以下均出现明显的垂直风切变,且随着短时强降水临近而数值增大等特征。

(4)在“7·16”过程第一轮强降水的两个降水量峰值发生之前,急流最低高度下降至几百米,即出现边界层急流。边界层急流遇地形产生的强烈抬升作用,触发对流单体的形成。对流单体沿地形排列,在地形辐合线附近或者沿山一侧强烈发展成中尺度对流雨带,造成沿山地区极端强降水的发生。在“7·22”过程强降水发生前,低空急流最低高度在 1000 m 以上,地形抬升作用不明显。

综上所述,在北京暴雨形成过程中,副高边缘低空急流比西来槽前低空急流的水汽输送作用、低空辐合和抬升作用更为显著。边界层急流对中尺度系统的触发和组织作用是极端强降水形成的重要原因。低空急流特征量($W_{\max}$ 、 $H_{\min}$ 、 I_j),以及 1500 m 以下的垂直风切变的大小对强降水的发生具有重要的指示意义。

致谢:本研究得到北京城市气象研究院肖现研究员提供的雷达数据支持,在此表示衷心感谢!

参考文献

- 曹春燕,江崑,孙向明,2006.一次大暴雨过程低空急流脉动与强降水关系分析[J].气象,32(6):102-106. Cao C Y, Jiang Y, Sun X M, 2006. Relationship between low altitude jet stream and heavy precipitation in a heavy rainfall event[J]. Meteor Mon, 32(6): 102-106(in Chinese).
- 湛芸,吕伟琦,于超,等,2018.北方一次暖区大暴雨降水预报失败案例剖析[J].气象,44(1):15-25. Chen Y, Lü W Q, Yu C, et al, 2018. Analysis of a forecast failure case of warm sector torrential rainfall in North China[J]. Meteor Mon, 44(1): 15-25(in Chinese).
- 董晓敏,田盛培,1986.天气诊断分析方法简介[M].北京:气象出版社:15-25. Dong X M, Tian S P, 1986. Synoptic Diagnostic Analysis Method[M]. Beijing: China Meteorological Press: 15-25(in Chinese).
- 高守亭,孙淑清,1984.次天气尺度低空急流的形成[J].大气科学,8(2):178-188. Gao S T, Sun S Q, 1984. The forming of subsynoptic scale low-level jet stream[J]. Sci Atmos Sin, 8(2): 178-188(in Chinese).
- 《华北暴雨》编写组,1992.华北暴雨[M].北京:气象出版社:80-82. North China Rainstorm Compilation Team, 1992. North China Rainstorm[M]. Beijing: China Meteorological Press: 80-82(in Chinese).
- 侯淑梅,王秀明,尉英华,等,2018.山东省初秋一次大范围强对流过程落区和抬升触发机制分析[J].气象,44(1):80-92. Hou S M,

- Wang X M, Wei Y H, et al, 2018. Analysis of an extensive severe convection falling area and lifting trigger mechanism in early autumn at Shandong Province[J]. Meteor Mon, 44(1): 80-92(in Chinese).
- 姜晓曼, 袁慧玲, 薛明, 等, 2014. 北京“7·21”特大暴雨高分辨率模式分析场及预报分析[J]. 气象学报, 72(2): 207-219. Jiang X M, Yuan H L, Xue M, et al, 2014. Analysis of a torrential rainfall event over Beijing on 21-22 July 2012 based on high resolution model analyses and forecasts[J]. Acta Meteor Sin, 72(2): 207-219(in Chinese).
- 金巍, 曲岩, 姚秀萍, 等, 2007. 一次大暴雨过程中低空急流演变与强降水的关系[J]. 气象, 33(12): 31-38. Jin W, Qu Y, Yao X P, et al, 2007. Mesoscale structure and evolution of the low-level jet and its relationship with the heavy rainfall during a torrential rain process[J]. Meteor Mon, 33(12): 31-38(in Chinese).
- 雷蕾, 邢楠, 周璇, 等, 2020. 2018年北京“7.16”暖区特大暴雨特征及形成机制研究[J]. 气象学报, 78(1): 1-17. Lei L, Xing N, Zhou X, et al, 2020. A study on the warm-sector torrential rainfall during 15-16 July 2018 in Beijing Area[J]. Acta Meteor Sin, 78(1): 1-17(in Chinese).
- 廖晓农, 魏东, 石增云, 等, 2011. 连续少雨背景下北京暴雨的若干特征[J]. 高原气象, 30(3): 749-759. Liao X N, Wei D, Shi Z Y, et al, 2011. Some characteristics of torrential rain events during continuous drought period in Beijing[J]. Plateau Meteor, 30(3): 749-759(in Chinese).
- 刘淑媛, 郑永光, 陶祖钰, 2003. 利用风廓线雷达资料分析低空急流的脉动与暴雨关系[J]. 热带气象学报, 19(3): 285-290. Liu S Y, Zheng Y G, Tao Z Y, 2003. The analysis of the relationship between pulse of LLJ and heavy rain using wind profiler data[J]. J Trop Meteor, 19(3): 285-290(in Chinese).
- 马旭林, 刘还珠, 薛纪善, 等, 2004. 江淮梅雨锋强暴雨低涡系统发生发展的数值研究[J]. 南京气象学院学报, 27(3): 347-355. Ma X L, Liu H Z, Xue J S, et al, 2004. Numerical study on the genesis and development of the low vortex-rain gush system on a Jiang-huai Meiyu front[J]. J Nanjing Inst Meteor, 27(3): 347-355(in Chinese).
- 孙军, 湛芸, 杨舒楠, 等, 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考[J]. 气象, 38(10): 1267-1277. Sun J, Chen Y, Yang S N, et al, 2012. Analysis and thinking on the extremes of the 21 July 2012 torrential rain in Beijing Part II: preliminary causation analysis and thinking [J]. Meteor Mon, 38(10): 1267-1277(in Chinese).
- 孙继松, 何娜, 王国荣, 等, 2012. “7.21”北京大暴雨系统的结构演变特征及成因初探[J]. 暴雨灾害, 31(3): 218-225. Sun J S, He N, Wang G R, et al, 2012. Preliminary analysis on synoptic configuration evolution and mechanism of a torrential rain occurring in Beijing on 21 July 2012[J]. Torr Rain Dis, 31(3): 218-225(in Chinese).
- 孙淑清, 翟国庆, 1980. 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用[J]. 大气科学, 4(4): 327-337. Sun S Q, Zhai G Q, 1980. On the instability of the low level jet and its trigger function for the occurrence of heavy rain-storm[J]. Sci Atmos Sin, 4(4): 327-337(in Chinese).
- 陶祖钰, 1980. 湿急流的结构及形成过程[J]. 气象学报, 38(4): 331-340. Tao Z Y, 1980. The structure and formation of the moist jet stream[J]. Acta Meteor Sin, 38(4): 331-340(in Chinese).
- 汪玲瑶, 湛芸, 肖天贵, 等, 2018. 夏季江南地区暖区暴雨的统计分析[J]. 气象, 44(6): 771-780. Wang L Y, Chen Y, Xiao T G, et al, 2018. Statistical analysis of warm-sector rainstorm characteristics over the southern of middle and lower reaches of the Yangtze River in summer[J]. Meteor Mon, 44(6): 771-780(in Chinese).
- 魏绍远, 林锡怀, 1995. 一次梅雨锋气旋波雷暴天气生成的剖析[J]. 气象科学, 15(3): 209-218. Wei S Y, Lin X H, 1995. Analysis of the thunderstorm formation on a Meiyu front cyclonic wave[J]. Sci Meteor Sin, 15(3): 209-218(in Chinese).
- 吴海英, 曾明剑, 尹东屏, 等, 2010. 一次苏皖特大暴雨过程中边界层急流结构演变特征和作用分析[J]. 高原气象, 29(6): 1431-1440. Wu H Y, Zeng M J, Yin D P, et al, 2010. Analysis on variable characteristics of boundary layer jet structure and its function in the process of super heavy rainstorm occurred in Jiangsu and Anhui provinces[J]. Plateau Meteor, 29(6): 1431-1440(in Chinese).
- 徐琨, 杨舒楠, 孙军, 等, 2014. 北方一次暖区大暴雨强降水成因探讨[J]. 气象, 40(12): 1455-1463. Xu J, Yang S N, Sun J, et al, 2014. Discussion on the formation of a warm sector torrential rain case in North China[J]. Meteor Mon, 40(12): 1455-1463(in Chinese).
- 杨毅, 邱崇践, 2006. 利用多普勒雷达资料分析一次强降水的中尺度流场[J]. 高原气象, 25(5): 925-931. Yang Y, Qiu C J, 2006. Analysis on mesoscale circulation within a heavy rain system using Doppler radar data[J]. Plateau Meteor, 25(5): 925-931(in Chinese).
- 俞小鼎, 姚秀萍, 熊延南, 等, 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京: 气象出版社: 90-95. Yu X D, Yao X P, Xiong T N, et al, 2006. Principle and Operational Application of Doppler Weather Radar[M]. Beijing: China Meteorological Press: 90-95(in Chinese).
- 翟国庆, 丁华君, 孙淑清, 等, 1999. 与低空急流相伴的暴雨天气诊断研究[J]. 大气科学, 23(1): 112-118. Zhai G Q, Ding H J, Sun S Q, et al, 1999. Physical characteristics of heavy rainfall associated with strong low level jet[J]. Sci Atmos Sin, 23(1): 112-118(in Chinese).
- 张京英, 漆梁波, 王庆华, 2003. 用雷达风廓线产品分析一次暴雨与高低空急流的关系[J]. 气象, 31(12): 41-45. Zhang J Y, Qi L B, Wang Q H, 2003. Analysis of relationship between heavy rain and jetstream with radar VWP product[J]. Meteor Mon, 31(12): 41-45(in Chinese).
- 周芯玉, 廖菲, 胡东明, 2019. 利用风廓线雷达对广东前汛期短时强降雨类暴雨过程低空风场特征的研究[J]. 热带气象学报, 35(3): 332-342. Zhou X Y, Liao F, Hu D M, 2019. A study on low-level wind field characteristics of rainstorm containing short-range heavy rainfall during April to June rainy season in Guangdong

- by wind profiler data[J]. *J Trop Meteor*, 35(3):332-342(in Chinese).
- 周芯玉, 廖菲, 孙广凤, 2015. 广州两次暴雨期间风廓线雷达观测的低空风场特征[J]. *高原气象*, 34(2):526-533. Zhou X Y, Liao F, Sun G F, 2015. Study on the relationship between mesoscale wind field changes and rainstorm using wind profiler data[J]. *Plateau Meteor*, 34(2):526-533(in Chinese).
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等, 1991. 天气学原理和方法[M]. 北京: 气象出版社: 162-165. Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al, 1991. *Synoptic Principles and Methods*[M]. Beijing: China Meteorological Press: 162-165(in Chinese).
- 朱乾根, 周伟灿, 张海霞, 2001. 高低空急流耦合对长江中游强暴雨形成的机理研究[J]. *南京气象学院学报*, 24(3):308-314. Zhu Q G, Zhou W C, Zhang H X, 2001. Mechanism of the formation of torrential rain by coupled high/low level jets over the middle reaches of the Yangtze River[J]. *J Nanjing Inst Meteor*, 24(3):308-314(in Chinese).
- Bonner W D, 1968. Climatology of the low level jet[J]. *Mon Wea Rev*, 96(12):833-850.
- Du Y, Chen G X, 2019. Heavy rainfall associated with double low-level jets over southern China. Part II: Convection initiation[J]. *Mon Wea Rev*, 147(2):543-565.
- Du Y, Zhang Q H, Ying Y, et al, 2012. Characteristics of low-level jets in Shanghai during the 2008—2009 warm seasons as inferred from wind profiler radar data[J]. *J Meteor Soc Japan*, 90(6):891-903.
- Joshi R R, Singh N, Deshpande S M, et al, 2006. UHF wind profiler observations of monsoon low level jet over Pune[J]. *Indian J Radio Space Phys*, 35(5):349-359.
- Mitchell M J, Arritt R W, Labas K, 1995. A climatology of the warm season Great Plains low-level jet using wind profiler observations[J]. *Wea Forecasting*, 10(3):576-591.
- The National Weather Service and the Office of Oceanic and Atmospheric Research, 1994. Wind profile assessment report and recommendations for future use[R]. Publishing by U. S. Department of Commerce and National Oceanic and Atmospheric Administration: 1-141.
- Zhong S Y, Fast J D, Bian X D, 1996. A case study of the great plains low-level jet using wind profiler network data and a high-resolution mesoscale model[J]. *Mon Wea Rev*, 124(5):785-806.

(本文责编: 俞卫平)