

张芳华,杨舒楠,胡艺,等,2023.“23·7”华北特大暴雨过程的水汽特征[J].气象,49(12):1421-1434. Zhang F H, Yang S N, Hu Y, et al, 2023. Water vapor characteristics of the July 2023 severe torrential rain in North China[J]. Meteor Mon, 49(12): 1421-1434(in Chinese).

“23·7”华北特大暴雨过程的水汽特征^{*}

张芳华^{1,2} 杨舒楠^{1,2} 胡 艺^{1,2} 宫 宇^{1,2} 秦华锋^{1,2}

1 国家气象中心,北京 100081

2 中国气象局水文气象重点开放实验室,北京 100081

提 要: 基于常规地面和探空观测以及 ERA5 再分析资料,分析了 2023 年 7 月 29 日至 8 月 1 日华北特大暴雨过程(简称“23·7”过程)的水汽输送、收支及其极端性等特征,探讨了太行山地形对持续性水汽辐合与垂直输送的重要作用。结果表明:此次过程发生在台风杜苏芮残涡北上,受高压坝阻挡,并有双台风(杜苏芮、卡努)水汽输送的有利背景下,降水时间超长、日降水量和累计降水量极大,在华北地区均有显著极端性。低层强盛的东南急流源源不断向华北地区输送水汽,暴雨区南边界和东边界均为水汽净流入,尤以南边界为主。偏东风在太行山东麓地形高度梯度区强迫抬升,形成强的水汽辐合与垂直输送中心,并稳定维持,是造成此次特大暴雨的重要原因。持续的水汽输送与辐合使得整层可降水量最大值超过 75 mm,距平超过气候平均 3 个标准差,具有较强的极端性。对比“23·7”过程与 2016 年 7 月 19—20 日华北特大暴雨过程的水汽特征发现,二者低层水汽来源不同,前者主要来自西北太平洋和我国南海,后者则主要来自我国南海和孟加拉湾;前者区域平均水汽辐合强度明显弱于后者,单位时间内较强的短时强降水站次亦少于后者,但影响时间长于后者,说明相较于雨强而言,超长的降水时间是产生“23·7”极端强降水更为关键的因素。

关键词: “23·7”特大暴雨,水汽,双台风,太行山地形

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2023.103003

Water Vapor Characteristics of the July 2023 Severe Torrential Rain in North China

ZHANG Fanghua^{1,2} YANG Shunan^{1,2} HU Yi^{1,2} GONG Yu^{1,2} QIN Huafeng^{1,2}

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081

2 CMA Hydro-Meteorology Key Laboratory, Beijing 100081

Abstract: Based on surface and radiosonde observations in China and ERA5 reanalysis data, the characteristics of water vapor transport, budget and extremity of the severe torrential rain in North China from 29 July to 1 August 2023 (referred to as the “23·7” event) and the important role of the terrain of the Taihang Mountains in persistent moisture convergence and vertical transportation are studied. The results show that this extreme torrential rain event occurred in the north of the residual vortex of Typhoon Doksuri, obstructed by a high pressure barrier, and with the favorable background of water vapor transport by two typhoons Doksuri and Khanun. The event had significant extreme features in its long duration, intense daily precipitation and enormous accumulated rainfall amount. The low-level strong southeast jet stream continuously transported water vapor to North China. The southern and eastern boundaries of the torrential rain central area were both net inflow of water vapor, especially the southern boundary. The easterly

^{*} 国家重点研发计划(2022YFC3003905)、国家自然科学基金项目(42230612)共同资助

2023 年 9 月 18 日收稿; 2023 年 11 月 7 日收修定稿

第一作者:张芳华,主要从事天气预报业务和技术研究. E-mail: zfhnm@126.com

wind was forced to lift in the high gradient area of the terrain height at the eastern foot of the Taihang Mountains, forming a strong water vapor convergence and vertical transport center, and maintaining the state stably, which was an important cause for this severe torrential rain event. The maximum of precipitable water exceeded 75 mm and the normalized value exceeded 3.0. The comparison results also indicate that the low-level water vapor source in the “23·7” event was quite different from another severe torrential rain that occurred on 19–20 July 2016 in North China. The former had the water vapor source mainly from the Northwest Pacific Ocean and the South China Sea, while the water vapor of the latter was mainly from the South China Sea and the Bay of Bengal. Besides, the average water vapor convergence in the former was significantly weaker than that in the latter, and the number of short-time severe precipitation stations was also less than the latter, but the duration of the former was longer. This indicates that compared to the intensity of precipitation, the prolonged duration was a more critical factor in producing this severe torrential rain.

Key words: July 2023 severe torrential rain, water vapor, double typhoons, terrain of Taihang Mountains

引 言

我国地处东亚季风区,降水具有显著的季节性变化特征,是世界上暴雨洪涝灾害最严重的国家之一,暴雨的研究很早就得到气象工作者的高度重视。20 世纪 80 年代,《中国之暴雨》的出版标志着我国暴雨系统性研究的开始。21 世纪以来,丁一汇(2019)、寿绍文(2019)、赵玉春(2014)、罗亚丽等(2020)和高守亭等(2018)在暴雨新规律特征、新形成机理、新预报技术领域均取得多项创新性成果。在全球增暖背景下,我国暴雨发生频次和强度都明显增多增强(Gong and Wang, 2000; Zhao et al, 2010; Huang et al, 2021),2004—2015 年期间我国每年因暴雨洪涝灾害造成的直接经济损失超过一亿元人民币,受灾人口上亿,年均死亡人数逾千(郑国光等, 2019)。因此,暴雨洪涝灾害的预报和防御始终是我国防灾减灾最重要的任务之一。

受东亚夏季风阶段性季节北推的影响,每年的 7—8 月是华北主汛期,这其中又以传统的“七下八上”(七月下半月至八月上半月)更为集中(陶诗言, 1980)。地理位置和地形分布的特殊性,使得华北暴雨的环流形势和影响系统很有特色,其中北上台风就是其关键影响系统之一,例如著名的“75·8”暴雨和“96·8”暴雨。研究发现,“75·8”暴雨是由 7503 号台风深入内陆停滞少动造成的,台风涡旋与热带辐合带相连,辐合区北侧一直存在一支强偏东气流,成为向台风长期输送水汽的通道(丁一汇等, 1978; 丁一汇, 2015; 陶诗言, 1980);“96·8”暴雨则是由

9608 号台风低压与副热带高压之间形成的强偏南风低空急流将低纬度地区高温高湿空气源源不断地向华北输送,并与近地面层弱冷空气相互作用造成的(江吉喜和项续康, 1997; 连志鸾等, 1999; 徐国强和张迎新, 1999; 边清河等, 2006)。周璇等(2020)进一步由华北 56 次持续性极端暴雨过程归纳发现,减弱的登陆热带气旋与西风带系统相互作用造成的极端暴雨事件由经向型环流主导,易造成更充沛的水汽输送、更强的上升运动和更深厚的大气不稳定层结状态。

除了北上深入内陆的台风外,还有一些因台风远距离水汽输送而产生的华北特大暴雨个例。孙建华等(2005)研究表明,台风远距离作用型暴雨约占华北暴雨个例的 32.2%,这类暴雨主要由台风东侧东南低空急流提供水汽输送。如在北京“7·21”暴雨和郑州“7·20”暴雨过程中,台风韦森特和台风烟花、查帕卡远距离水汽输送分别起到非常关键的作用(廖晓农等, 2013; 孙建华等 2013; 徐洪雄等, 2014; 冉令坤等, 2021; 汪小康等, 2022; 李超等, 2022; 徐珺等, 2022; Xu et al, 2022)。这一方面表明台风对华北暴雨水汽输送的重要性,同时也表明暴雨水汽来源和输送特征的多样化。因此,通过对典型暴雨事件的水汽输送特征对比,可更全面了解不同暴雨过程发生发展的异同点。如陆婷婷和崔晓鹏(2022)对比研究了北京 2012 年“7·21”和 2016 年“7·20”特大暴雨过程中的水汽输送差异,指出前者来自中国中东部及沿海地区的水汽贡献最突出,而后者来自印度半岛—孟加拉湾—中南半岛、中国南海—西北太平洋—日本海等区域的水汽也有较大贡献。

2023 年 7 月 29 日至 8 月 1 日,台风杜苏芮减弱后的低压北上,在华北地区停滞,造成历史罕见的持续性特大暴雨过程(简称“23·7”过程),导致严重的山洪、泥石流、山体滑坡和城市内涝等次生灾害,海河流域出现“96·8”以来的首次流域性大洪水,永定河等 6 条河流发生有实测记录以来最大洪水,严重威胁人民群众生命财产安全,造成巨大损失和社会影响。基于此次过程发生在台风北上以及双台风水汽输送的特殊背景下,本文将重点分析其水汽特征,并与 2016 年 7 月 19—20 日华北特大暴雨过程(简称“16·7”过程)进行对比,以期从多角度认识华北持续性极端强降水的水汽特征,为预报预警提供有益参考。

本文采用的资料包括国家气象信息中心提供的地面国家气象站和自动气象站 1 h 降水量资料及常规探空观测资料,欧洲中期数值预报中心发布的 ERA5 再分析资料(时间分辨率为 1 h、空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$),以及 NCEP 全球数据同化系统(GDAS)分析数据(空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,用于水汽质点后向轨迹追踪)。

1 强降水过程特点

2023 年 7 月 29 日 08 时至 8 月 2 日 08 时(北京时间,下同),河南北部、山东中西部、河北南部和中部、

山西东部、北京、天津等地出现持续性暴雨到大暴雨,其中,北京西部、河北中部和西南部等地还出现特大暴雨(符娇兰等,2023;杨晓亮等,2023),日降水量达 250~500 mm,有 19 个国家气象观测站日降水量突破历史极值,大部分出现在 7 月 30 日 08 时至 31 日 08 时。基于国家气象信息中心提供的资料统计(图 1a),京津冀大部地区过程累计降水量在 100~250 mm,其中,北京西部、河北中部和西南部等太行山东麓地区累计超过 500 mm(图 1b),最大出现在河北邢台临城梁家庄,达 1003.4 mm,有 26 个国家气象观测站 7 月 29 日 08 时至 8 月 1 日 08 时的 3 d 累计降水量突破历史极值,单站累计降水量超过“63·8”过程(2051 mm)之后的其他华北极端强降水过程(章淹,1990;江吉喜和项续康,1997;湛芸等,2012;符娇兰等,2017)。

相比于过程累计降水量,小时雨强的极端性并不是非常突出。过程中大部地区最大雨强一般为 $20 \sim 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,北京西部和南部、河北中部等地个别站点超过 $80 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,局地达 $100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上,主要出现在 7 月 31 日,且国家站中仅有 1 个站雨强超过历史极值。从降水持续时间来看,整个过程影响 4 d,也超过“63·8”过程之后的其他华北极端强降水过程。京津冀地区降水时间一般在 40~80 h,平均每天有一半以上的时间有降水,北京西部、河北中部和西南部等地降水时间达 80 h 以上

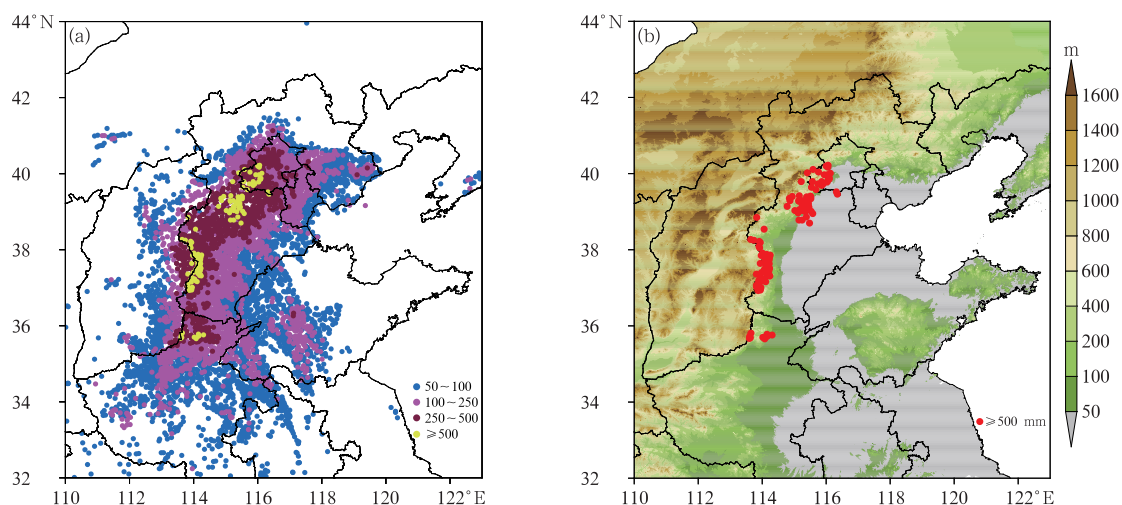


图 1 2023 年 7 月 29 日 08 时至 8 月 2 日 08 时(a)累计降水量分布(单位:mm),
(b)累计降水量超过 500 mm 的站点分布(散点)与地形高度(填色)

Fig. 1 (a) Accumulated precipitation over 50 mm (unit: mm), and (b) stations with accumulated precipitation over 500 mm (dot) and the terrain height (colored) from 08:00 BT 29 July to 08:00 BT 2 August 2023

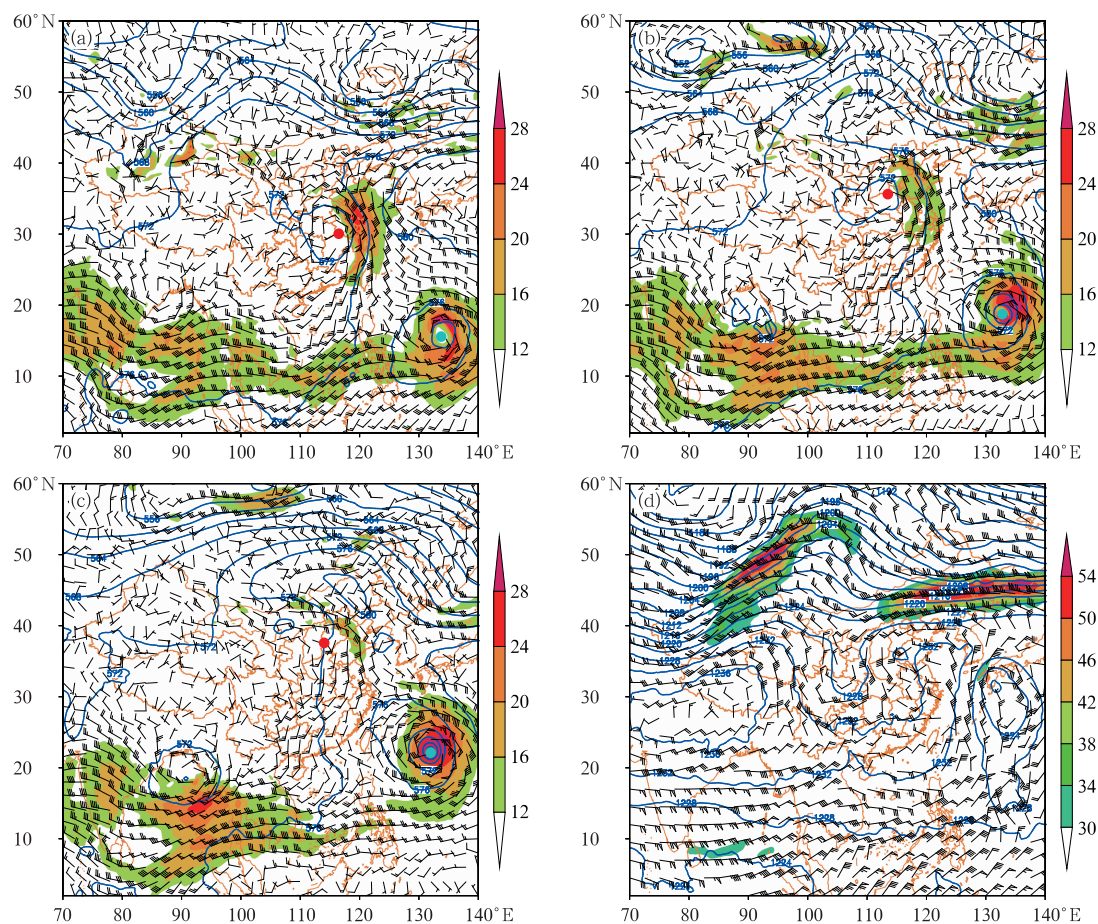
(杨舒楠等, 2023)。北京地区平均降水时间长达 83 h, 仅次于“63·8”过程的 144 h。因此, 降水持续时间也具有显著的极端性。强降水主要集中在 7 月 29 日夜间至 31 日白天, 其中, 29 日夜间至 30 日夜间为“杜苏芮”残涡东侧螺旋雨带影响阶段, 影响范围最广、持续时间最长、累计降水量最大, 约占过程总降水量的一半以上; 31 日凌晨至白天为切变线影响阶段, 影响范围集中在河北中北部、北京和天津北部。

2 环流形势

此次过程发生在 2023 年第 5 号台风杜苏芮减

弱后的残涡北上, 受华北高压阻挡移动停滞, 并与第 6 号台风卡努共同持续输送水汽的环流背景下。

过程开始时(图 2a), 500 hPa 位势高度场为“两槽一脊”稳定环流型, 其高压脊位于蒙古国中部至我国西北地区东部, 西太平洋副热带高压(以下简称副高)呈块状分布, 西界位于我国东北地区南部至华东沿海。“杜苏芮”减弱后的低压中心位于副高西侧, 二者之间对流层低层在我国华东地区形成强盛的偏南至东南急流, 850 hPa 风速达 $24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。此时“卡努”位于副高南侧的菲律宾以东洋面, 其北侧偏东气流汇入“杜苏芮”以东的东南急流中, 共同为强降水提供水汽和能量供应。29 日夜间开始, 副高



注: 红、蓝色圆点分别为台风杜苏芮、卡努的中心位置。

图 2 2023 年 7 月(a)29 日 08 时, (b)30 日 08 时, (c)31 日 08 时 500 hPa 位势高度场(等值线, 单位: dagpm)和 850 hPa 风场(风羽, 填色: $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$); (d)29 日 20 时 200 hPa 位势高度场(等值线, 单位: dagpm)和风场(风羽, 填色: $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 2 Geopotential height at 500 hPa (contour, unit: dagpm), wind field at 850 hPa (barb, only speeds over $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ colored) at (a) 08:00 BT 29, (b) 08:00 BT 30, (c) 08:00 BT 31, and (d) geopotential height (contour, unit: dagpm), wind field (barb, only speeds over $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ colored) at 200 hPa at 20:00 BT 29 July 2023

西伸与大陆高压脊打通,在华北北部形成西北—东南向的高压坝并发展加强,500 hPa 位势高度偏离气候态超过 2~3 个标准差(图略),为台风残涡持续影响华北提供了有利的背景条件,这也是华北特大暴雨的典型环流形势(章淹,1990)。此次过程没有中纬度低槽与台风残涡的相互作用,这是区别于“75·8”等著名北上台风强降水过程的显著特点。

对流层低层低压中心北上过程中(图 2b),在河南、山西与河北三省交界处发展加强并维持 12 h 以上,低压倒槽沿着低空和超低空急流方向呈逆时针旋转,自东南向西北影响京津冀大部地区,此为京津冀降水最强的阶段。31 日早晨开始(图 2c),副高西界逐渐西伸,低压及倒槽减弱西移,但“卡努”逐渐向我国华东沿海靠近且强度加强,为华北地区持续提供水汽输送,北京、天津及河北中部受东南急流和切变线影响,出现第二阶段的强降水。

在整个过程中,对流层高层 200 hPa(图 2d)在西北地区东部维持经向度较大的低槽,华北地区受槽前高压脊控制。从风场演变可以更清晰地看出,高空西风急流核稳定位于内蒙古中东部至东北地区,京津冀地区位于 200 hPa 高空槽前以及高空急流入口区右侧的强辐散区,具备了产生区域性持续强降水的稳定而强大的高空辐散条件。

3 水汽特征

3.1 双台风水汽输送

此次过程发生在双台风杜苏芮、卡努水汽输送的有利背景下。925 hPa 风场和水汽通量演变(图 3)表明,29 日上午(图 2a,图 3a),“杜苏芮”减弱后的低压中心位于湖北东部与湖南、江西交界处,其东侧与副高之间形成宽广而强盛的超低空急流,贯穿江南东部至黄淮地区,急流核位于浙江北部至江苏一带,20 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的急流水平宽度约为 300 km,南北跨度为 400 km,急流核风速大于 24 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。此时“卡努”远在菲律宾以东洋面上,其北侧的偏东风在副高引导下转向汇入副高与“杜苏芮”之间的东南急流区。这支超低空东南急流携带了海洋上的大量暖湿气流,向我国东部地区输送,江南东部至黄淮

为水汽通量大值区,最大中心位于江苏中南部,强度达 40 $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。随着低压和急流北上、倒槽向东北方向延伸,华北水汽通量逐渐增大且大值区覆盖京津冀大部地区,30 $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的极值中心也由河北南部(图 3b)逐渐北移到河北中部至京津地区(图 3c),并在太行山东麓形成强梯度区,持续性强降水即主要出现在该梯度区(图略)。31 日,低压中心减弱填塞,超低空急流的强度和范围显著减弱,来自“卡努”方向的水汽输送使得河北中北部、北京、天津等地的水汽通量维持在 25 $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 上下(图 3d),区域性强降水的中心也北移至此,河北西南部强降水明显减小。

从垂直方向看,在 30 日 20 时之前,850、700、925 hPa 三层的水汽通量表现出较一致的空间分布和变化趋势。之后,850 hPa 和 700 hPa 偏东急流越过太行山北段向河北北部、内蒙古中部一带扩展,水汽通量也明显减弱,与 925 hPa 在山前出现水汽通量强梯度区的分布特征形成鲜明对比,表明地形对低层系统维持有明显作用,这将在下文进一步分析。

为了更清晰地追踪持续性强降水的水汽来源,本文选用 NOAA ARL(Air Resources Laboratory)的 HYSPLIT(HYbrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model)迹线模式(Stein et al, 2015)对水汽质点的后向运动轨迹进行追踪,所用数据为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 NCEP 全球数据同化系统(GDAS)分析数据。水汽质点选取水汽通量大值区($35^\circ \sim 40^\circ \text{N}$ 、 $116^\circ \sim 120^\circ \text{E}$)范围内的水汽质点矩阵,质点间隔为 $1^\circ \times 1^\circ$,共计 30 个质点,质点高为 1 km。从 7 月 29 日 20 时至 8 月 1 日 20 时,每隔 12 h 进行一次追踪,计算水汽质点矩阵 96 h 的后向运动轨迹。

计算结果显示,29 日 20 时(图 4a),低层强水汽输送以东南急流为主,水汽质点通过东南或偏南路径汇入强降水区。水汽轨迹总体呈现为偏南和偏北两条水汽输送带的叠加,其中,偏南的水汽质点源自中国南海和菲律宾以东洋面,而偏北的质点则来自于 15°N 以北的西北太平洋洋面,该侧的水汽轨迹数量约占总轨迹数的三分之二。30 日,随着“杜苏芮”北上,进入华北地区的低空急流偏南分量增大,其水汽质点的轨迹分布特征与 29 日相似(图略)。31 日 20 时(图 4b)的水汽质点追踪显示,来自南海

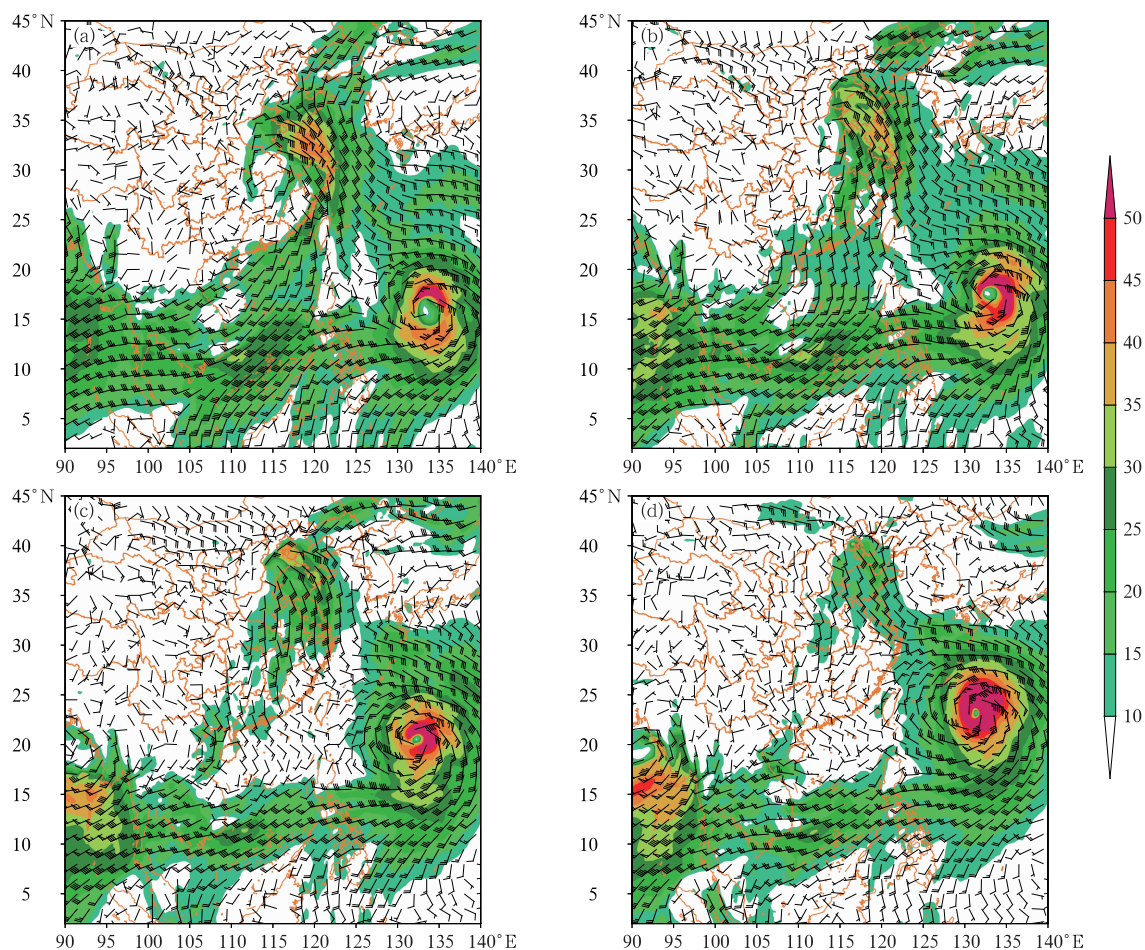


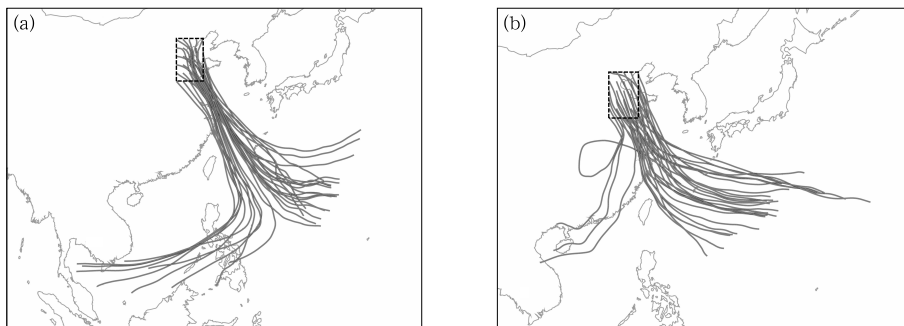
图 3 2023 年 7 月 (a)29 日 08 时, (b)30 日 00 时, (c)30 日 18 时, (d)31 日 14 时

925 hPa 风场(风羽)和水汽通量(填色, $\geq 10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 3 Wind (barb) and water vapor flux (colored, only values over $10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) at 925 hPa

at (a) 08:00 BT 29, (b) 00:00 BT 30, (c) 18:00 BT 30,

(d) 14:00 BT 31 July 2023



注:矩形框示意质点位置($35^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$, $116^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$)。

图 4 2023 年 7 月 (a)29 日 20 时, (b)31 日 20 时

HYSPLIT 迹线模式计算的水汽质点矩阵的后向轨迹(计算时间 96 h)

Fig. 4 Backward trajectory from HYSPLIT method (in last 96 hours) of water vapor

particle matrix at (a) 20:00 BT 29, (b) 20:00 BT 31 July 2023

的水汽质点减少,而来自西北太平洋的水汽质点占据主导,其水汽轨迹占总轨迹数的 90%,之后逐渐演变为华北强降水区唯一的水汽来源。在参与计算的 7 个时次共计 210 条水汽质点后向运动轨迹中,有 167 条(占比 79.5%)来自于西北太平洋洋面的水汽输送,且维持时间更久。更加定量的水汽源地贡献及其演变特征有待于进一步分析。

3.2 不同方向的水汽收支

为了对不同方向的水汽收支情况进行定量诊断,选取强降水区即($35^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$ 、 $113^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)的方形区域作为水汽收支计算的边界范围,分别计算南、北、西、东边界的水汽收支,图 5 给出了 1000~500 hPa 各边界的水汽收支垂直积分及其时间演变。从图中可以看出,在整个分析时段,南边界均为水汽净流入,北边界反之。具体来看,7 月 29 日至 31 日上午,区域总体为净的水汽收入,主要贡献者依次为偏南和偏东的水汽流入,这与低层环境风场为东南风一致,其中南边界水汽收入大于区域总和,其峰值接近 $20\times 10^4\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,是东边界水汽收入峰值($7\times 10^4\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)的近 3 倍。之后,低层环境风场减弱,并由东南风转变为西南或偏南风,西边界逐渐由流出变为流入,与东边界呈反向变化,南边界和东边界水汽流入呈波动式下降趋势,偏南水汽收入仍为最主要的贡献者。

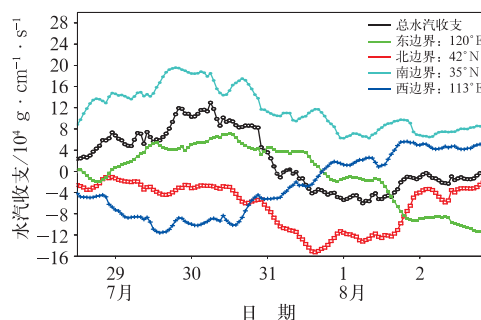


图 5 “23·7”过程($35^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$ 、 $113^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)

范围内 1000~500 hPa 各边界水汽
收支垂直积分的时间演变

Fig. 5 Time evolution of vertical integration of water vapor budget from 1000 hPa to 500 hPa at four boundaries of ($35^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$, $113^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$) during the “23·7” event

进一步分析南边界(图 6a)和东边界(图 6b)各层水汽收支及其时间变化发现,29 日白天至夜间,对流层低层偏东风或东南风持续增强,南边界水汽净流入由 $4\times 10^2\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 快速增大至 $6\times 10^2\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,大值中心位于 900 hPa 附近高度,且表现出夜间增强、白天减弱的日变化特征,出现多个峰值,与低空急流的日变化规律较吻合。31 日白天后,各层水汽收入在波动中减小,与区域平均降水的演变趋势一致。与南边界相比,东边界水汽收支情况表现出不同的特征,各层水汽

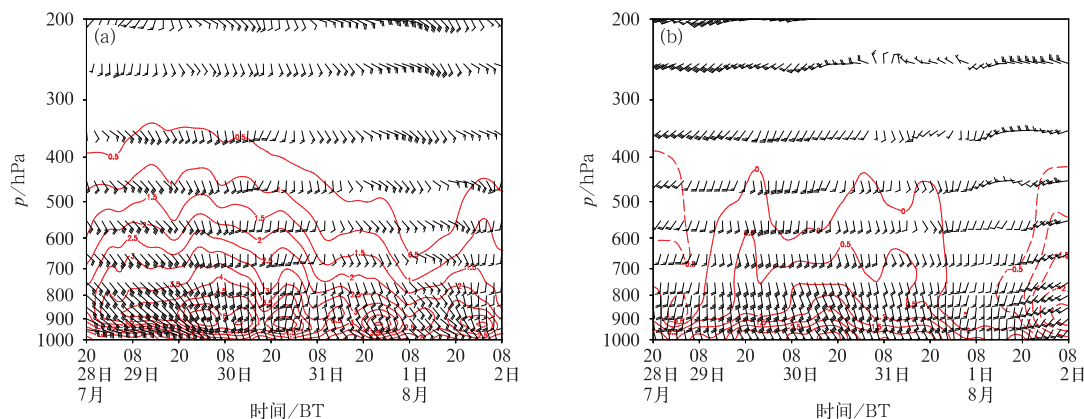


图 6 “23·7”过程(a)南边界(35°N 、 $113^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 范围内),(b)东边界($35^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$ 、 120°E 范围内)水汽收支总和(等值线,单位: $10^2\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)

及平均水平风场(风羽)的高度-时间变化

Fig. 6 (a) Height-time variation of the total water vapor budget (contour, unit: $10^2\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) and average horizontal wind (barb) at (a) the southern boundary (accumulation at $113^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ along 35°N) and (b) eastern boundary (accumulation at $35^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$ along 120°E) during the “23·7” event

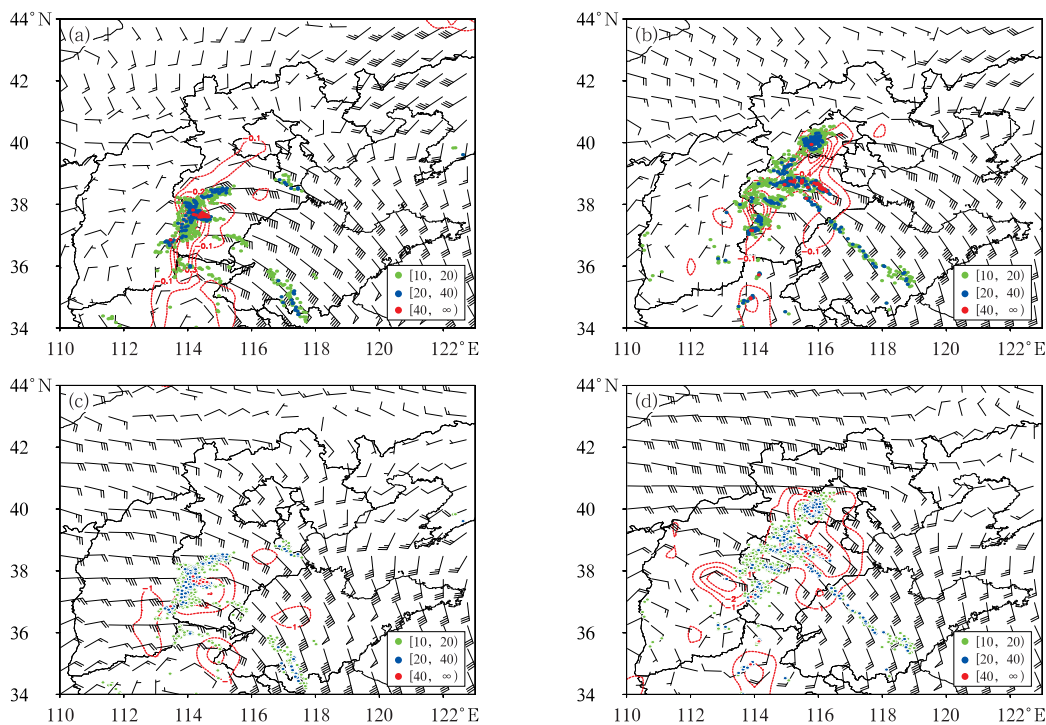
净流入明显小于前者,中心层次偏低、峰值出现时间偏后约 24 h,最大值仅为 $3.5 \times 10^2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,且为单峰结构。在强降水集中时段,即 29 日 20 时至 31 日 20 日期间,东边界 600 hPa 及以下层次为水汽净收入,且集中出现在 900 hPa 及以下;31 日 20 时之后,副高西伸,低层东南风逐渐转为偏南至西南风,东边界变为水汽净流出。

3.3 水平流场及其与地形作用导致的强烈水汽辐合

大范围持续性强降水需要源源不断的水汽输送,而低层水汽辐合更是产生强降水的关键过程。925 hPa 水汽通量散度分析表明,7 月 29 日傍晚开始,随着低压倒槽和偏东急流北上,河北西南部太行山山前地区先后受倒槽前部东北气流和倒槽的叠加

作用,出现水汽通量辐合大值区,从 $-0.1 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 增大至 $-0.6 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 7a),并稳定维持,在河北西南部产生持续性强降水。30 日,东南风急流加强北推,倒槽向北京方向延伸,水汽通量辐合区也向东北方向发展,逐渐在河北西南部、河北中部至北京一带分别形成南北两个中心。30 日傍晚之后(图 7b),南侧中心略有减弱,北侧中心继续发展,并在太行山北段山前维持至 31 日夜间,影响时间长达 40 多小时,最强辐合达 $-0.6 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,造成河北中部至北京西部地区的持续强降水。

水汽通量辐合中心随高度向西倾斜,强度减弱。分别计算 1000~700、1000~500、1000~300 hPa 整层积分的水汽通量散度。结果显示(图略),整层积分的水汽通量散度分布形态及演变特征与 925 hPa



注:彩色散点为其后 1 小时累计降水量($\geq 10 \text{ mm}$)。

图 7 2023 年 7 月 30 日(a,c)00 时,(b,d)18 时(a,b)925 hPa 风场(风羽)和水汽通量散度(等值线, $\leq -0.1 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$),
(c,d)1000~500 hPa 整层积分水汽通量散度(等值线, $\leq -1 \times 10^{-2} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)和 700 hPa 风场(风羽)

Fig. 7 (a, b) Wind (barb) and water vapor flux divergence at 925 hPa (contour, only values $\leq -0.1 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ shown), (c, d) integrated water vapor flux divergence from 1000 hPa to 500 hPa (contour, only values $\leq -1 \times 10^{-2} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ shown) and wind (barb) at 700 hPa at (a, c) 00:00 BT 30 and (b, d) 18:00 BT 30 July 2023

基本类似,大部分时次随着积分厚度的增加,整层水汽通量辐合强度减小,高低层差异最大的区域位于太行山地形附近。具体对比 925 hPa 和 1000~500 hPa 整层积分的水汽通量散度可见,30 日 00 时,二者在太行山中段山前均存在水汽通量辐合区,前者(图 7a)沿地形呈南北向分布,与其后 1 小时降水落区分布更为一致,而后者(图 7c)则为准东西向分布;30 日 18 时,与 925 hPa(图 7b)相一致,在 1000~500 hPa(图 7d)也有南北两个辐合中心,925 hPa 水汽通量辐合带与北京西部至河北西南部一带的强降水落区和形态基本一致,但太行山中段的辐合中心随积分高度的增高向西推移至山西东部,偏离了最强降水中心。说明在太行山东麓低层稳定维持的水汽通量辐合中心与山前的强降水区有更密切的关系,也反映了太行山地形对强降水发展与维持的重要作用。

以 29 日夜间至 30 日上午太行山中段的强降水

阶段为例,进一步分析地形对水汽辐合及垂直输送的作用。沿 37.5°N 的水平水汽通量散度、垂直水汽通量和垂直环流的纬向剖面(图 8)表明,29 日 23 时(图 8a),“杜苏芮”残涡北侧的低层偏东风在太行山东麓迎风坡受阻抬升,形成随地形高度向西倾斜的水汽辐合中心,上升气流也造成垂直方向的水汽输送,通量中心位于 850 hPa 附近,其值达 $50 \times 10^{-1} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,较 2 小时前(图略)明显增大。30 日 02 时(图 8b),低层东风持续并在山前形成大梯度区,山前辐合抬升作用快速增强,强大的动力强迫抬升使得垂直水汽通量快速增大,并向高层扩展,强大而深厚的水汽辐合抬升非常有利于在地形附近产生强降水。30 日 05 时(图 8c),900 hPa 及以下层次的辐合系统仍维持在太行山东麓,而其上层系统已西移进入山西东部,上升运动和垂直水汽输送都明显向西倾斜,但强度弱于河北西南部。

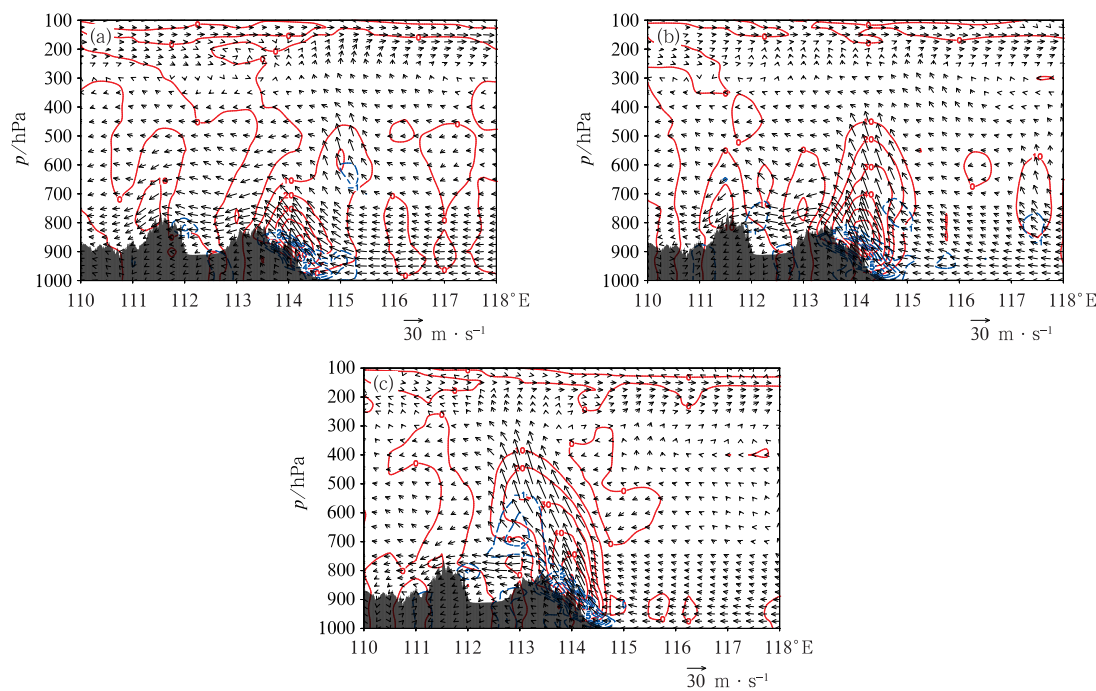


图 8 2023 年 7 月(a)29 日 23 时,(b)30 日 02 时,(c)30 日 05 时的水汽通量散度(蓝色等值线, $\leq -1 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、垂直水汽通量(红色等值线,单位: $10^{-1} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和垂直环流(箭矢)沿 37.5°N 的纬向剖面

Fig. 8 Height-latitude profile of horizontal water vapor flux divergence (blue contour, only values $\leq -1 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ shown), vertical water vapor flux (red contour, unit: $10^{-1} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical circulation (vector) along 37.5°N at (a) 23:00 BT 29, (b) 02:00 BT 30 and (c) 05:00 BT 30 July 2023

由图 8 也可知, $114.0^{\circ}\sim 114.2^{\circ}\text{E}$ 附近是偏东风迎风坡地形高度梯度的大值区, 对应 37.5°N 附近海拔高度约为 $600\sim 800\text{ m}$, 与 925 hPa 高度相当, 是低层偏东风强烈辐合, 首先出现强水汽通量辐合并长时间维持的区域, 此次过程累计降水量达 1003.4 mm 的河北邢台临河梁家庄站(测站海拔高度为 681 m)便位于此区域。另外, $113.5^{\circ}\sim 114.0^{\circ}\text{E}$ (山西东部) 是偏东风强迫抬升的次大值区, 受 900 hPa 以上的东北风影响也产生较强降水。

上述分析更加直观地体现了太行山东麓地形对低层偏东风的强迫抬升, 对低层辐合系统的阻挡以及对水汽的垂直输送过程, 也表明太行山地形是造成此次持续性强降水的关键因素。

充沛的水汽输送和辐合导致华北地区绝对水汽含量非常高。7 月 29 日至 8 月 1 日 925 hPa 比湿一般有 $16\sim 18\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, 局地达 $20\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上, 高湿区影响范围大、持续时间长。ERA5 再分析资料显示整层可降水量一般在 $65\sim 75\text{ mm}$, 部分地区超过 75 mm , 距平超过气候平均 3 个标准差(图 9a), 利用探空观测资料计算的整层可降水量最大值也达 79.67 mm (北京气象观测站, 31 日 20 时)。强降水集中期, 区域最大整层可降水量基本在 75 mm 以上, 平均值也达 $55\sim 62\text{ mm}$ (图 9b)。因此, 无论观测数据还是再分析结果, 均为近年来历次华北极端强降水过程少有的高值(谌芸等, 2012; 孙军等, 2012; 符娇兰等, 2017), 具有较强的极端性。

低层持续的暖湿输送也使得华北地区维持一定的不稳定能量。29 日 20 时北京和邢台的探空分析(图略)表明, 对流层中低层存在一定的条件不稳定层结, 对流有效位能(CAPE)分别达 $1151.2\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 和 $936.6\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。受“杜苏芮”低压倒槽、低空急流及太行山东麓地形等的影响, 低层产生强烈的垂直上升运动, 有利于不稳定能量释放, 触发对流性强降水。

4 与“16·7”过程的水汽特征对比

2016 年 7 月 19—20 日, 受深厚的低涡系统(地面为黄淮气旋)影响, 华北地区出现区域性极端强降水天气, 简称“16·7”过程。华北大部过程累计降水量为 $100\sim 250\text{ mm}$, 其中河北西南部、北京西部和南部等地有 $250\sim 400\text{ mm}$, 河北西南部局地超过 600 mm ; 山西中部、河北西部、北京中西部降水持续

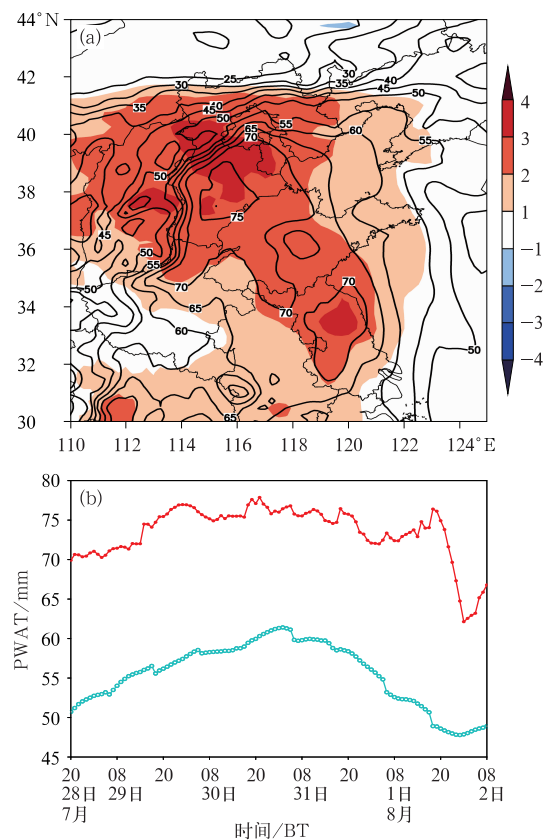


图 9 “23·7”过程(a)7月 30 日 20 时大气整层可降水量(等值线, 单位: mm)及其标准化异常值(填色), (b) $(35^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$ 、 $113^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)区域最大(红线)和平均(蓝线)大气整层可降水量的时间演变

Fig. 9 (a) Integrated total precipitable water (contour, unit: mm) and normalized value (colored) at 20:00 BT 30 July, and (b) time evolution of maximum (red) and average (blue) amounts of the integrated total precipitable water at $(35^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$, $113^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E})$ of the “23·7” event

时间在 $36\sim 48\text{ h}$, 局地超过 48 h (符娇兰等, 2017), 累计降水量和降水持续时间均不及“23·7”过程。两次过程的共同点是: 低层均有低涡系统影响, 太行山地形对降水的增幅作用显著。但两次过程的影响系统亦有明显差异, 主要区别在于“23·7”过程的低涡源自北上台风残余环流, 伴有双台风水汽输送, 但无明显西风槽参与, 而“16·7”过程是由中纬度斜压系统的低涡和地面气旋强烈发展所导致的。因此, 二者在动力、水汽和不稳定机制等方面均表现出一定差异, 本文着重对比分析它们的水汽条件。

“16·7”过程的强降水可分为两个阶段(图略),分别是7月19日白天低涡北侧偏东气流在太行山中段山前辐合抬升产生的强降水,以及20日凌晨开始,低涡北上造成的大范围系统性强降水。分析这两个阶段的水汽输送特征可知,7月19日(图10a),低层水汽由来自孟加拉湾和我国南海的西南急流一路向北输送至华北南部,水汽输送带上925 hPa风速达 $18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,水汽通量大值中心位于华中地区,其中心达 $30\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。20日凌晨开始,随着低涡北上并强烈发展,低涡中心东北侧的东南急流显著加强并逐渐成为主要的水汽输送通道,925 hPa风速增至 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,明显大于“23·7”过程,华北地区水汽通量也逐渐增至 $50\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ (图10b)。第二阶段东南风水汽输送显著增强,但西南水汽汇入仍非常明显,且从流场和水汽质点96 h后向轨迹追踪(图略)均可发现,低层水汽来源主要是西南至偏南方向,即我国南海海域及孟加拉湾,这与陆婷婷和崔晓鹏(2022)的研究结果基本一致。

由此可见,“16·7”和“23·7”两次过程低层均存在西南和东南两支水汽通道,“16·7”过程的主要水汽通道为来自我国南海和孟加拉湾的西南急流,而“23·7”过程则是来自西北太平洋及我国南海转

向的东南气流(图3和图4),反映了“杜苏芮”“卡努”及其生成之前热带扰动的水汽输送作用。

进一步对比(图11)发现,两次过程的低层主导风向均为东南风,且一直维持高湿状态,“23·7”过程(图11a)900 hPa以下平均比湿达 $16\sim 18\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,而“16·7”过程(图11b)略小,为 $14\sim 16\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,但风速更大,水汽通量更强。二者水汽通量强辐合区均集中在900 hPa及以下层次,超低空急流造成的强水汽辐合以及高湿的环境有利于降低抬升凝结高度,产生低质心、高效率的短时强降水,降水强度的增大与水汽通量辐合增强有一定的关系。“16·7”过程水平风随高度顺转更加清晰,表明有比较深厚的暖平流,有利于产生强烈的系统性上升运动,水汽通量散度辐合的层次也更高、平均辐合强度明显强于“23·7”过程,加之存在高空干冷空气侵入,有更强的不稳定层结和CAPE值(图略),单位时间内“23·7”过程(图11c)出现 $30\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上和 $50\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上短时强降水的站次比“16·7”过程(图11d)明显偏少,但影响时间长。这与上文对“23·7”过程小时雨强极端性不是很突出的分析结论一致,也在一定程度上说明超长的降水时间是导致“23·7”过程累计降水量极端性显著的主要因素。

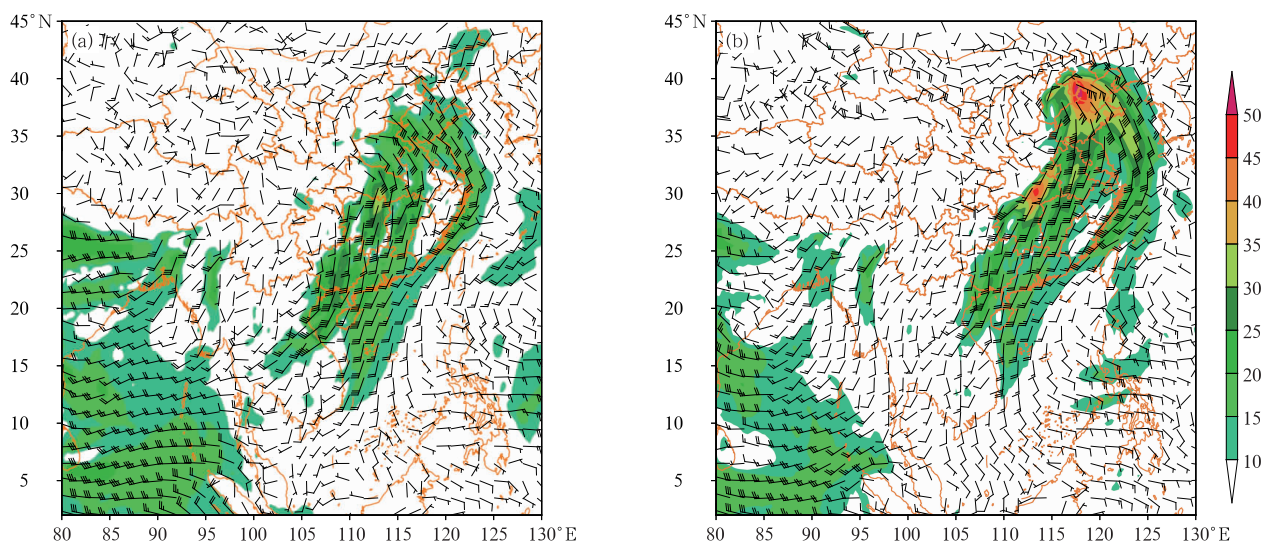


图 10 2016 年 7 月(a)19 日 08 时,(b)20 日 12 时
925 hPa 风场(风羽)和水汽通量(填色, $\geq 10\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 10 Wind (barb) and water vapor flux (colored,
only values $\geq 10\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ shown) at 925 hPa
at (a) 08:00 BT 19 and (b) 12:00 BT 20 July 2016

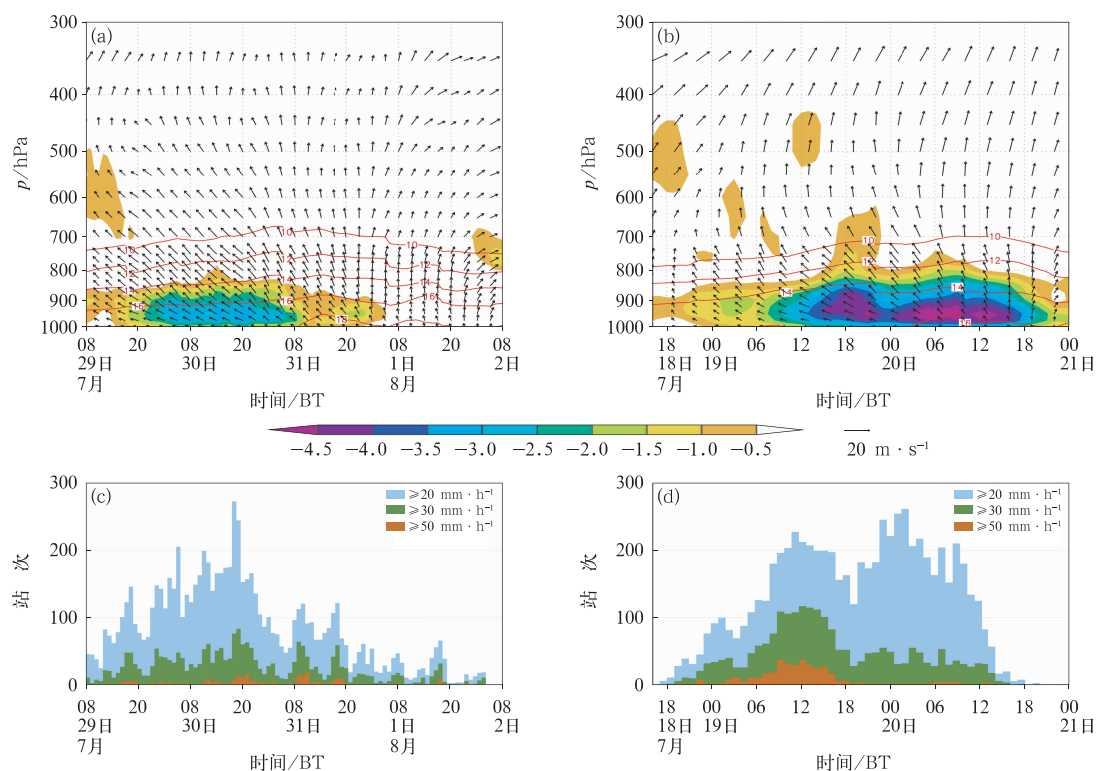


图 11 (35°~42°N, 113°~120°E) 区域平均 (a, b) 水汽通量散度 (填色, $\leq -0.5 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、水平风矢、比湿 (等值线, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) 的时间演变, (c, d) 不同等级小时雨强站次的时间演变
(a, c) “23·7” 过程, (b, d) “16·7” 过程

Fig. 11 (a, b) Height-time cross-section of water vapor flux divergence (only values $\leq -0.5 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ colored), horizontal wind (vector), specific humidity (contour, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) averaged at (35°–42°N, 113°–120°E), (c, d) evolution of the station numbers with different hourly rain intensities (a, c) the “23·7” event, (b, d) the “16·7” event

5 结论与讨论

2023 年 7 月 29 日至 8 月 1 日, 华北地区出现了“63·8”以来最强的特大暴雨过程, 造成了严重的灾害影响。本文基于常规地面和探空观测以及 ERA5 再分析资料等, 分析了其降水和环流的基本特征, 重点分析了产生特大暴雨的水汽条件, 探讨了太行山地形对持续性水汽辐合与垂直输送的作用, 并与“16·7”过程的水汽特征进行初步对比。得到结论如下。

(1) “23·7”过程发生在台风杜苏芮残涡北上, 受强大的高压阻挡而在华北南部停滞, 并有双台风杜苏芮、卡努持续水汽输送的天气背景下, 高层辐散稳定维持, 是一种非常典型的华北特大暴雨环流形

势。本次过程降水时间超长、日降水量和累计降水量极大, 在华北地区均有显著极端性。

(2) “23·7”过程低层有西南和东南两条水汽输送通道, 南边界一直为水汽净收入, 且大于整个区域净收入。提前 96 h 水汽质点后向轨迹追踪表明, 低层水汽来源主要为西北太平洋和中国南海, 其中以前者占据主导, 反映了台风杜苏芮、卡努及其生成之前热带扰动的水汽输送作用。

(3) 太行山东麓地形对低层偏东风的强迫抬升, 使得山前出现水汽通量梯度区以及强水汽通量的水平辐合与垂直输送中心, 并对低层特别是 925 hPa 及以下层次辐合系统的移动起到阻挡作用, 使得山前辐合抬升增强且影响时间长达 40 h 以上, 是造成此次持续性极端强降水的关键因素, 最强降水主要出现在地形高度梯度的大值区。

(4) 充沛而持续的水汽输送与辐合使得华北地区水汽含量相当高, 925 hPa 比湿普遍达 $16 \sim 18 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 整层可降水量高达 75 mm 以上, 对应距平超过气候平均 3 个标准差, 具有较强的极端性; 同时维持一定的不稳定能量, 配合低层强烈的上升运动, 有利于触发对流性降水。

(5) “23·7”过程与“16·7”过程的水汽特征对比表明, 二者低层水汽来源不同, 前者主要来自西北太平洋和我国南海, 后者则主要来自我国南海及孟加拉湾; “23·7”过程区域平均水汽辐合强度明显弱于后者, 垂直伸展层次较低, 单位时间内较强短时强降水站次偏少, 但影响时间长于后者。这些差异与二者主要影响系统的特点密切相关, 也在一定程度上说明, 相较于雨强而言, 超长的降水时间是导致“23·7”过程累计降水量极端性显著的更为关键的因素。

本文仅对“23·7”过程的水汽特征进行了初步分析, 下一步需要更加深入地研究华北不同类型极端强降水过程的水汽输送、动力抬升、能量维持以及太行山精细地形作用等的共性和差异, 细致分析不同高度、不同阶段的水汽来源及其定量贡献, 研究持续暖湿输送和强降水背景下的大气能量转换和维持机制等。这些对于加深华北区域性极端强降水的机理认识有很重要的意义, 也可为预报预警业务提供有益参考。

致谢:感谢国家气象信息中心曹丽娟、谷军霞, 北京市气象台张迎新、赵玮等专家在观测资料、历史数据等方面提供的支持和帮助。

参考文献

- 边清河, 丁治英, 董金虎, 2006. “96·8”华北暴雨数值模拟与稳定性分析[J]. 气象, 32(8): 17-22. Bian Q H, Ding Z Y, Dong J H, 2006. Numerical simulation for “96·8” Huabei heavy rain and its stability analysis[J]. Meteor Mon, 32(8): 17-22(in Chinese).
- 湛芸, 孙军, 徐珺, 等, 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考[J]. 气象, 38(10): 1255-1266. Chen Y, Sun J, Xu J, et al, 2012. Analysis and thinking on the extremes of the 21 July 2012 torrential rain in Beijing Part I: observation and thinking[J]. Meteor Mon, 38(10): 1255-1266(in Chinese).
- 丁一汇, 2015. 论河南“75·8”特大暴雨的研究: 回顾与评述[J]. 气象学报, 73(3): 411-424. Ding Y H, 2015. On the study of the unprecedented heavy rainfall in Henan Province during 4—8 August 1975: review and assessment[J]. Acta Meteor Sin, 73(3): 411-424(in Chinese).
- 丁一汇, 2019. 中国暴雨理论的发展历程与重要进展[J]. 暴雨灾害, 38(5): 395-406. Ding Y H, 2019. The major advances and development process of the theory of heavy rainfalls in China[J]. Torr Rain Dis, 38(5): 395-406(in Chinese).
- 丁一汇, 蔡则怡, 李吉顺, 1978. 1975 年 8 月上旬河南特大暴雨的研究[J]. 大气科学, 2(4): 276-289. Ding Y H, Cai Z Y, Li J S, 1978. A case study on the excessively severe rainstorm in Henan Province, early in August, 1975[J]. Sci Atmos Sinica, 2(4): 276-289(in Chinese).
- 符娇兰, 马学款, 陈涛, 等, 2017. “16·7”华北极端强降水特征及天气学成因分析[J]. 气象, 43(5): 528-539. Fu J L, Ma X K, Chen T, et al, 2017. Characteristics and synoptic mechanism of the July 2016 extreme precipitation event in North China[J]. Meteor Mon, 43(5): 528-539(in Chinese).
- 符娇兰, 权婉晴, 麦子, 等, 2023. “23·7”华北特大暴雨过程雨强精细化特征及动力和热力条件初探[J]. 气象, 49(12): 1435-1450. Fu J L, Quan W Q, Mai Z, et al, 2023. Preliminary study on the refined characteristics of rainfall intensity and dynamic and thermodynamic conditions in the July 2023 severe torrential rain in North China[J]. Meteor Mon, 49(12): 1435-1450(in Chinese).
- 高守亭, 周玉淑, 冉令坤, 2018. 我国暴雨形成机理及预报方法研究进展[J]. 大气科学, 42(4): 833-846. Gao S T, Zhou Y S, Ran L K, 2018. A review on the formation mechanisms and forecast methods for torrential rain in China[J]. Chin J Atmos Sci, 42(4): 833-846(in Chinese).
- 江吉喜, 项续康, 1997. “96·8”河北特大暴雨成因初探[J]. 气象, 23(7): 19-23. Jiang J X, Xiang X K, 1997. A primary study of the extreme rainfall event in early August 1996 over Hebei Province[J]. Meteor Mon, 23(7): 19-23(in Chinese).
- 李超, 崔春光, 徐慧燕, 等, 2022. 河南“21·7”特大暴雨水汽输送、收支和转化特征对局地强降水的影响机制研究[J]. 气象, 48(12): 1497-1511. Li C, Cui C G, Xu H Y, et al, 2022. Characteristics associated with the transport, budget, conversion of water vapor and their impact on localized precipitation during the Henan severe torrential rain event on 20 July 2021[J]. Meteor Mon, 48(12): 1497-1511(in Chinese).
- 连志鸾, 王春彦, 王丽荣, 1999. “96·8”特大暴雨中低层流场的滤波分析[J]. 气象, 25(8): 51-54. Lian Z L, Wang C Y, Wang L R, 1999. Filter analysis of the low level stream field in torrential rain event is early August 1996[J]. Meteor Mon, 25(8): 51-54, 21(in Chinese).
- 廖晓农, 倪允琪, 何娜, 等, 2013. 导致“7·21”特大暴雨过程中水汽异常充沛的天气尺度动力过程分析研究[J]. 气象学报, 71(6): 997-1011. Liao X N, Ni Y Q, He N, et al, 2013. Analysis of the synoptic-scale dynamic process causing the extreme moisture environment in the “7·21” heavy rain case[J]. Acta Meteor Sin, 71(6): 997-1011(in Chinese).
- 陆婷婷, 崔晓鹏, 2022. 北京两次特大暴雨过程观测对比[J]. 大气科学, 46(1): 111-132. Lu T T, Cui X P, 2022. Observational comparison of two torrential rainfall events in Beijing[J]. Chin J Atmos Sci, 46(1): 111-132(in Chinese).
- 罗亚丽, 孙继松, 李英, 等, 2020. 中国暴雨的科学及预报: 改革开放

- 40 年研究成果[J]. 气象学报, 78(3): 419-450. Luo Y L, Sun J S, Li Y, et al, 2020. Science and prediction of heavy rainfall over China: research progress since the reform and opening-up of the People's Republic of China[J]. Acta Meteor Sin, 78(3): 419-450 (in Chinese).
- 冉令坤, 李舒文, 周玉淑, 等, 2021. 2021 年河南“7·20”极端暴雨动、热力和水汽特征观测分析[J]. 大气科学, 45(6): 1366-1383. Ran L K, Li S W, Zhou Y S, et al, 2021. Observational analysis of the dynamic, thermal, and water vapor characteristics of the “7·20” extreme rainstorm event in Henan Province, 2021[J]. Chin J Atmo Sci, 45(6): 1366-1383(in Chinese).
- 寿绍文, 2019. 中国暴雨的天气学研究进展[J]. 暴雨灾害, 38(5): 450-463. Shou S W, 2019. Progress of synoptic studies for heavy rain in China[J]. Torr Rain Dis, 38(5): 450-463(in Chinese).
- 孙军, 谌芸, 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).
- 孙建华, 张小玲, 卫捷, 等, 2005. 20 世纪 90 年代华北大暴雨过程特征的分析研究[J]. 气候与环境研究, 10(3): 492-506. Sun J H, Zhang X L, Wei J, et al, 2005. A study on severe heavy rainfall in North China during the 1990s[J]. Climate Environ Res, 10(3): 492-506(in Chinese).
- 孙建华, 赵思雄, 傅慎明, 等, 2013. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的多尺度特征[J]. 大气科学, 37(3): 705-718. Sun J H, Zhao S X, Fu S M, et al, 2013. Multi-scale characteristics of record heavy rainfall over Beijing Area on July 21, 2012[J]. Chin J Atmos Sci, 37(3): 705-718(in Chinese).
- 陶诗言, 1980. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社. Tao S Y, 1980. Rainstorms in China[M]. Beijing: Science Press(in Chinese).
- 汪小康, 崔春光, 王婧羽, 等, 2022. “21·7”河南特大暴雨水汽和急流特征诊断分析[J]. 气象, 48(5): 533-544. Wang X K, Cui C G, Wang J Y, et al, 2022. Diagnostic analysis on water vapor and jet characteristics of the July 2021 severe torrential rain in Henan Province[J]. Meteor Mon, 48(5): 533-544(in Chinese).
- 徐国强, 张迎新, 1999. “96·8”暴雨的水汽来源及对水汽敏感性的模拟分析[J]. 气象, 25(7): 12-16. Xu G Q, Zhang Y X, 1999. The heavy rain's vapor sources and vapor sensitivity simulation in August 1996[J]. Meteor Mon, 25(7): 12-16(in Chinese).
- 徐洪雄, 徐祥德, 张胜军, 等, 2014. 台风韦森特对季风水汽流的“转运”效应及其对北京“7·21”暴雨的影响[J]. 大气科学, 38(3): 537-550. Xu H X, Xu X D, Zhang S J, et al, 2014. Long-range moisture alteration of a typhoon and its impact on Beijing extreme rainfall[J]. Chin J Atmos Sci, 38(3): 537-550 (in Chinese).
- 徐珺, 李如梦, 张庆红, 等, 2022. 从大尺度环流解读河南“21·7”特大暴雨事件的极端性[J]. 中国科学: 地球科学, 52(10): 1873-1886. Xu J, Li R M, Zhang Q H, et al, 2022. Extreme large-scale atmospheric circulation associated with the “21·7” Henan flood[J]. Sci China Earth Sci, 52(10): 1873-1886(in Chinese).
- 杨舒楠, 张芳华, 胡艺, 等, 2023. “23·7”华北特大暴雨过程的基本特征与成因初探[J]. 暴雨灾害, 42(5): 508-520. Yang S N, Zhang F H, Hu Y, et al, 2023. Analysis on the characteristics and causes of the “23·7” torrential rainfall event in North China[J]. Torr Rain Dis, 42(5): 508-520(in Chinese).
- 杨晓亮, 金晓青, 孙云, 等, 2023. “23·7”河北太行山东麓罕见特大暴雨特征及成因[J]. 气象, 49(12): 1451-1467. Yang X L, Jin X Q, Sun Y, et al, 2023. Evolution characteristics and formation of the July 2023 severe torrential rain on the eastern foothills of Taihang Mountains in Hebei Province[J]. Meteor Mon, 49(12): 1451-1467(in Chinese).
- 章淹, 1990. 高压“东阻”对特大暴雨形成的作用[J]. 气象学报, 48(4): 469-479. Zhang Y, 1990. Blocking effect of high pressure system on the formation of extra-intense heavy rain[J]. Acta Meteor Sin, 48(4): 469-479(in Chinese).
- 赵玉春, 2014. 暴雨中尺度过程研究进展[J]. 气象科技进展, 4(2): 36-44. Zhao Y C, 2014. Research progress on mesoscale processes of heavy rain[J]. Adv Meteor Sci Technol, 4(2): 36-44 (in Chinese).
- 郑国光, 矫海燕, 丁一汇, 等, 2019. 中国气候[M]. 北京: 气象出版社. Zheng G G, Jiao M Y, Ding Y H, et al, 2019. Chinese Climate [M]. Beijing: China Meteorological Press(in Chinese).
- 周璇, 孙继松, 张琳娜, 等, 2020. 华北地区持续性极端暴雨过程的分类特征[J]. 气象学报, 78(5): 761-777. Zhou X, Sun J S, Zhang L N, et al, 2020. Classification characteristics of continuous extreme rainfall events in North China[J]. Acta Meteor Sin, 78(5): 761-777(in Chinese).
- Gong D Y, Wang S W, 2000. Severe summer rainfall in China associated with enhanced global warming[J]. Climate Res, 16(1): 51-59.
- Huang C, Zhang S Q, Dong L Y, et al, 2021. Spatial and temporal variabilities of rainstorms over China under climate change[J]. J Geogr Sci, 31(4): 479-496.
- Stein A F, Draxler R R, Rolph G D, et al, 2015. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system[J]. Bull Amer Meteor Soc, 96(12): 2059-2077.
- Xu J, Li R M, Zhang Q H, et al, 2022. Extreme large-scale atmospheric circulation associated with the “21·7” Henan flood[J]. Sci China Earth Sci, 65(10): 1847-1860.
- Zhao P, Song Y, Yu R C, 2010. Long-term changes in rainfall over eastern China and large-scale atmospheric circulation associated with recent global warming[J]. J Climate, 23(6): 1544-1562.

(本文责编: 戴洋)