An Analysis on the Heavy Rainfall over North China from 18 to 20 July 2016

Jie Tian, Lan Li, Wenhao Xu, Linyue Wu, Nan Chen, Chuming Sun

Department of Aeronautical Meteorology, College of Air Traffic Management, Civil Aviation University of China, Tianjin Email: 170446124@cauc.edu.cn

Received: Jun. 10th, 2020; accepted: Jun. 26th, 2020; published: Jul. 3rd, 2020

Abstract

Using FNL data provided by NCEP/NCAR, national automatic stations observations of precipitation data provided by Meteorological Information Center of China Meteorological Administration (CMA) and the CMORPH satellite precipitation data, the extreme severe precipitation in North China in 18 - 20 July 2016 (16.7 rainstorm) was analyzed, the results are as follows. 16.7 rainstorm is mainly caused by the deep North China cold vortex formed by the interaction between the northbound southwest vortex and the westbound plateau vortex over North China. The coupling of upper and lower jet streaks played an important role in the occurrence of 16.7 rainstorm, and during heavy rain time, strong precipitation mainly located in the overlay area of exit region of subtropical upper level jet and lower level jet. The rising secondary circulation formed on the right side of the upper level jet entrance area and the lower level jet carry sufficient water vapor into the vortex movement of the North China cold vortex and the configuration of the warm and wet air in the lower layer and the dry and cold air in the upper layer formed over North China is very beneficial to the generation of strong convection over North China. The gathering of three branches of water vapor from the South China Sea, the Bay of Bengal and the southern subtropical high, is the main vapor condition leading to the max peak precipitation in North China at 00:00 on 20, July. When the water vapor reaching North China is supplied only by easterly air to the west of the subtropical high, the precipitation intensity begins to weaken.

Keywords

North China Heavy Rain, North China Cold Vortex, Upper and Lower Jet Streaks

2016年7月18日~20日华北暴雨浅析

田 洁,李 兰,徐文浩,吴琳玥,陈 楠,孙楚铭

中国民航大学,空中交通管理学院,航空气象系,天津 Email: 170446124@cauc.edu.cn 收稿日期: 2020年6月10日; 录用日期: 2020年6月26日; 发布日期: 2020年7月3日

摘要

使用美国环境预报中心和美国国家大气研究中心(NCEP/NCAR)提供的FNL资料以及中国气象局气象信息中心提供的全国自动站观测降水量资料、CMORPH卫星反演降水资料,对2016年7月18日至20日发生于华北地区的暴雨天气过程(16·7暴雨)进行了研究,结果表明:16·7暴雨过程主要是由于北上的西南低涡和西来的高原低涡在华北上空相互作用,使得华北地区存在一个深厚的华北冷涡;高低空急流的耦合对16·7暴雨的发生起了重要作用,强降水时段暴雨主要位于副热带高空急流出口区和低空急流出口区的叠加处,高空急流入口区右侧所形成的上升的次级环流和低空急流携带着充足的水汽卷入到华北区域冷涡的涡旋运动中,在华北上空所形成的低层暖湿、高层干冷的空气配置,非常有利于华北上空强对流的产生;来自南海和孟加拉湾以及副热带高压南部的三支水汽在华北的聚集,是导致华北7月20日00时的最大峰值降水的主要水汽条件,当到达华北的水汽由单一的副高西部的偏东气流供应时,华北的降水强度开始出现减弱。

关键词

华北暴雨,华北冷涡,高低空急流

Copyright © 2020 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0). http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/

CC ① Open Access

1. 引言

华北是中国东部夏季三大降雨区之一,华北暴雨具有发生次数少,降水强度大的降水特点,一年夏 季降水主要由几场暴雨所决定[1]。华北暴雨具有鲜明的年代际变化特点[2],自从上一世纪 70 年代华北 汛期降水减少以来,引起华北暴雨研究界关注的主要有 96·8 华北暴雨[3],2012 年 7 月 21 北京暴雨[4] [5] 以及 2016 年 7 月 19~21 日的华北暴雨[6]-[13]。

丁一汇等(1980) [14]对 1958~1976 年发生在华北地区的 33 次暴雨天气形势进行了归纳总结,认为华 北暴雨主要在东高西低或两高压对峙的环流形势下产生;导致华北暴雨的天气系统主要有低涡、暖切变 线和低槽冷锋以及低空急流等。张文龙和崔晓鹏[15]对华北近 50 年的暴雨进行了回顾,从华北暴雨发生 的大尺度环流形势及其分型、中低纬度系统相互作用、水汽输送、高低空急流、直接造成暴雨的中尺度 系统、复杂地形以及下垫面、气候学特征对华北暴雨进行了总结。

高低空急流对华北暴雨有着十分重要的意义[10]。高空急流及其伴随的散度场与次级环流对华北暴雨的产生有重要的动力作用。低空急流出口区一般是华北暴雨发生的区域,且高低空急流耦合对华北暴雨有促进作用。2016年7月18日至22日,华北地区出现了区域性的暴雨天气过程,针对这次暴雨过程已有不少文章。比如,张景等[6]对造成2016年7月19~21日京津冀地区的极端降水天气系统动热力结构演变以及不稳定条件进行了诊断分析。陈碧莹和闵锦忠[7],认为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。雷蕾等(2017)[8]指出强降水与低涡发展的正反馈过程是这次华北暴雨得以长时间维持的重要机制之一;符娇兰等(2017)[9]则强调了东南风急流、太行山地形以及华北冷涡的作用。赵思雄等(2018)[12]认为诸多有利因素集中在一起,导致了这场暴雨的发生。这些研究虽然从不同的角度,对

2016年7月19~21日华北暴雨进行了研究,但是围绕着高低空急流之间的配置,对该次暴雨的影响机制,还需做更加深入的研究。

本文在介绍 2016 年 7 月 18 日~21 日华北暴雨过程的基础上,重点研究高低空急流耦合在华北暴雨 产生中的作用,这无疑对深化华北暴雨的认识有重要的意义。

2. 资料和方法

1) 降水资料,由中国气象局提供的全国逐小时加密降水资料,其分辨率为0.5°×0.5°,24 h 全国地面观测站降雨量。

2) 大气环流资料由 NCEP FNL (National Center for Environmental Prediction, global final analysis)提供 的一日 4 次的全球再分析资料,其水平分辨率为 1°(纬度)×1°(经度)。

3) 为了分析该次暴雨的水汽来源,单位边长整层大气的水汽输送通量矢量公式如下[16]:

$$\vec{Q} = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^p \vec{V} q dp$$

包括纬向水汽通量 qu 和径向水汽通量 qv:

$$\begin{cases} qu = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^p uqdp \\ qv = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^p vqdp \end{cases}$$

其中, \vec{Q} 为水汽通量, 单位为 kg·s⁻¹·m⁻¹; 其中 q 为比湿, 单位为 g·kg⁻¹; g 为重力加速度, 取 9.8 m·s⁻²; \vec{V} 为风矢, u、v 分别为纬向和经向风速分量, 单位为 m·s⁻¹; p 为 300 hPa, p_0 为地面气压。

3. 结果分析

3.1. 降水概况



Figure 1. Accumulative precipitation from 00:00 UTC 18 to 00:00 UTC 21 July 2016 (unit: mm)

图 1. 2016 年 7 月 18 日 00 时至 21 日 00 时(世界协调时)累计降水量(单位: mm), 红色矩形框表示华北区域



Figure 2. Mean hourly precipitation of North China from 08:00 UTC 18 to 08:00 UTC 21 July 2016 (unit: mm/h) 图 2. 2016 年 7 月 18 日 08 时至 21 日 08 时华北区域平均的逐小时降水量(单位: mm/h, UTC 时间)

2016年7月18日00时至21日00时(UTC时间,当地时间 = UTC时间 + 8小时),华北地区出现 了区域性大雨天气,部分地区大暴雨,72小时的降水量结构呈"人"型结构分布,降水的空间分布类似 "锢囚锋"的形状。主要的强降水中心位于华北地区山西、河北两省交界处(图1)。"人"字型的一"撇" 从降水中心北部的山西大同,经过山西、河北、山东西部、河南、湖北中部、重庆南部,一直延伸到川 黔交界一带,"人"字型的另一"撇"则从河北保定附近经北京、天津,伸展到东北南部的辽宁内蒙交 界处,降水的空间分布表明,此次暴雨天气过程雨量大、影响范围广。其中,山西东部、河北西部及东 北部、北京大部72小时累计降水量超过400 mm,山西中东部、河北大部、北京、天津等地累计降水量 达200 mm。

参照文献[11]的华北范围,选取图 1 中矩形框作为华北区域选择范围,图 2 给出了华北区域平均的逐 小时变化降水。由图 2 可见,此次降雨过程维持时间长,从 18 日 12 时(UTC 时间)华北就开始出现降水, 整个降水出现两次峰值,第一次出现在 19 日 02 时,小时降水量为 1.7 mm/h,为次高峰;第二次出现在 20 日 00 时,小时降水量为 2.6 mm/h,为最高峰。自 18 日 13 时起,逐小时降水量逐渐增大,至 19 日 02 时达到此次降水活动的次峰值,之后降水量缓慢减少至 1.3 mm/h,而随后天气系统增强,降水量持续增 长,于 20 日 00 时达到此次降水活动的最高峰。此后,冷涡向东北移动,雨势减缓,至 21 日 00 时此次 降雨过程基本结束。



3.2. 2016 年 7 月 18 日~20 日华北暴雨的天气形势



Figure 3. Wind (unit: m/s) and geopotential height (contours, units: gpm) on 500 hPa at 12:00 UTC 18 July (a), 12:00 UTC 19 July (b), 12:00 UTC 20 July (c), 12:00 UTC 21 July (d) 2016 图 3. 2016 年 7 月 18 日 12 时(a)、19 日 12 时(b)、20 日 12 时(c)、21 日 12 时(d) 500 hPa 风场(单位: m/s)和位势高度场(等值线,单位: gpm) (世界协调时)

暴雨是在有利的大尺度天气形势下产生的[1]。图 3 给出了 2016 年 7 月 18 日~21 日逐日 12 时的 500 hPa 天气形势图。由图可见,在 7 月 18 日 12 时(图 3(a)) 500 hPa 天气图上,欧亚大陆东部中高纬地区是一个低 涡带,低涡中心位于贝加尔湖北部 59°N 附近,中心数值达到 5560 gpm,其南部环流比较平直,平直的西 风气流随着经度在我国东北以北地区向东北倾斜,表明中国东部地区东亚夏季风异常偏强。在中纬度地区, 副热带高压呈纬向分布,590 等位势高度线形成一个闭合的环流,副高主体位于台湾北部海域,副高脊线 大约位于 25°N,表明副高位置异常偏北;副高的西脊点位于 123°E 附近。需要指出的是,西南低涡在该 时刻已经到达内蒙古与陕西交界处[7],西南低涡在副热带高压的阻挡下,缓慢东移。24 小时后(图 3(b)), 位于中高纬度的低涡东移到贝加尔湖东北部的连斯克附近,其中心位势高度值变化不大,但是其影响范 围明显比 18 日 12 时要小。7 月 18 日 12 时西南低涡已经进入华北西部,使得华北降水开始逐渐加大, 直到 7 月 19 日 00 时华北出现了第二次峰值降水(图 2)。7 月 20 日 12 时(图 3(c)),西南低涡整体进入华北 区域,其中心位势高度变低,此时副热带高压异常偏强,590 等位势线和 7 月 19 日 12 时相比,明显偏 西,西南低涡和异常偏西的副热带高压之间形成的位势高度差,非常有利于两者之间低空急流的维持。 图 4(c)也清楚地显示出此时在西南低涡与副高之间有一明显的低空急流。到了 7 月 21 日 12 时,西南低涡 消失,尽管副高的主体已经呈现出经向分布,但是由于西南低涡的消失,此时的降水量也逐渐减少。





Figure 4. Geopotential height (black contours, units: gpm), temperature (red contours, units: °C) and wind (unit: m/s, shaded area is the maximum wind speed belt with the wind speed greater than 16 m/s) at 700 hPaat 12:00 UTC 18 July (a), 12:00 UTC 19 July (b), 12:00 UTC 20 July (c), 12:00 UTC 21 July (d) 2016

图 4. 2016 年 7 月 18 日 12 时(a)、19 日 12 时(b)、20 日 12 时(c)、21 日 12 时(d) 700 hPa 位势高度场(单位: gpm)、温度场(单位: °C)、风场(单位: m/s, 阴影区为风速大于 16 m/s 的极大风速带)

低空急流被认为是给中纬度暴雨提供水汽和动量的重要机制[17]。图 4 给出了 700 hPa 天气形势图。 在 18 日 12 时(图 4(a)),副热带高压和 500 hPa 一样,仍呈纬向分布,在河套北部有一个 8℃的闭合冷中 心,华北位于副热带高压的外围线控制之下。24 h 后(图 4(b)),在山西南部出现一个闭合的低值系统,这 正是华北冷涡。在华北冷涡的西南部有一支范围较大的低空急流,正是该低空急流的存在,使得来自海 洋的暖湿气流源源不断地到达华北地区,导致华北降水在该时刻出现增大。到了 20 日 12 时(图 4(c)),虽 然华北冷涡的范围较 24 小时前有所变大,但是低空急流范围有所减小,使得该时刻华北降水开始减少。 21 日 12 时以后(图 4(d)),华北冷涡填塞消失,低空急流也消失不见,气流沿副热带高压外围从西南流向 东北,华北降水也逐渐停止。





Figure 5. Geopotential height (black contours, units: gpm), temperature (red contours, units: °C) and wind (unit: m/s, shaded area is the maximum wind speed belt with the wind speed greater than 12 m/s) at 850 hPa at 12:00 UTC 18 July (a), 12:00 UTC 19 July (b), 12:00 UTC 20 July (c), 12:00 UTC 21 July (d) 2016



850 hPa 显示的低空急流出现的时间要比 700 hPa 的低空急流要早,消失的时间要迟。由图 5(a)可见,在 18 日 12 时,有一个西南低涡出现在我国的四川盆地,西南低涡的东南侧已经有一支低空急流。西南 低涡的北部,有一弱的锋区存在。到了 19 日 12 时(图 5(b)),在我国华北平原的西南部和四川盆地及以东 地区,出现了两个低值中心,其中一个低值中心位于我国的河南省附近,该低值中心和副热带高压之间 形成的气压梯度非常有利于低空急流的维持。20 日 12 时(图 5(c)),位于河南省的低涡北上到山西和河北 省境内,正是由于这个低涡的北上导致了华北暴雨的发生。此时低涡与副高之间的低空急流范围要比 700 hPa 上的范围要大,低空急流的出口位于北京、河北承德及蒙古赤峰市境内,华北强降水中心大约位于 850 hPa 低空急流出口处的左侧。到了 21 日 12 时(图 5(d)),随着华北上空低涡消失以及低空急流的减弱,整个华北降水逐渐停止。

3.3. 高低空急流耦合对 2016 年 7 月 18 日~21 日华北暴雨的影响

高低空急流的耦合对这次暴雨有着重要的作用[10]。图 6 给出了 200 hPa 的高空急流、700 hPa 和 850 hPa 低空急流的相对位置以及随后 12 小时降水量的空间分布。由图可见,7 月 18 日 08 时(图 6),高空急流由两支组成,一支已经东移,另一个急流带主要从高原主体向华北延伸,华北位于该急流出口区的右侧,此时,高空急流和地面冷锋共同作用,导致了未来 12 小时的降水,使华北产生第一次降水峰值;到了 18 日 12 时(图 7),高原主体向华北延伸的高空急流分成了两个独立的急流核,此时华北处于高空急流入口区的右侧,华北强降水主要处于高空急流入口区右侧以及低空急流旋转处,这是该次暴雨形成原因的一个重要特点。低空急流携带着充足的水汽卷入到华北区域冷涡的涡旋运动中,使得华北上空处在低层暖湿气流,高层干冷空气的影响下,非常有利于对流不稳定的产生。



Figure 6. The overlay chart of high-low jet at 08:00 UTC 18 July 2016 and the precipitation over the next 12 hours (black contours: 200 hPa upper-level jet; long black dotted line: 700 hPa low-level jet; green dotted line: 850 hPa accumulative precipitation from 08:00 UTC to 20:00 UTC on 18 July 2016) 图 6. 2016 年 7 月 18 日 08 时高低空急流与随后 12 小时的降水叠加图(实等值线: 200 hPa 高空急流, 黑色长虚线: 700 hPa 低空急流; 绿色点线: 850 hPa 低空急流, 阴影: 18 日 08 时~18 日 20 时累计降水量)



Figure 7. The overlay chart of high-low jet at 12:00 UTC 18 July 2016 and the precipitation over the next 12 hours (black contours: 200 hPa upper-level jet; long black dotted line: 700 hPa low-level jet; green dotted line: 850 hPa accumulative precipitation from 12:00 UTC 18 to 00:00 UTC 19 July 2016) 图 7. 2016 年 7 月 18 日 12 时高低空急流与随后 12 小时的降水叠加图(实等值线: 200 hPa 高空急流,黑色长虚线: 700 hPa 低空急流; 绿色点线: 850 hPa 低空急流, 阴影: 18 日 12 时~19 日 00 时累计降水量)

3.4. 2016 年 7 月 18 日~21 日华北暴雨水汽条件分析

源源不断的水汽供应是暴雨形成的重要条件之一[1]。图 8 给出了整层积分的水汽通量。由图可见, 在 7 月 18 日 12 时(图 8(a)),水汽自阿拉伯海过孟加拉湾到达华北南部地区,导致华北于 7 月 18 日后开 始出现降水,并产生一个降水次高峰(图 2)。到了 19 日 12 时,24 小时后(图 8(b)),这部分水汽和副高南 部的偏东风水汽在华北聚集,同时在低空急流的作用下,在华北地区产生气旋式辐合,使得华北于 20 日 00 时出现了降水最大峰值降水。20 日 12 时,由于来自阿拉伯海过孟加拉湾的到达华北的高值水汽通道 不能到达华北,该时段华北降水的水汽主要来源于副高南部,因此降水强度从 20 日 12 时(图 2)降水强度 开始减弱,到了 21 日 12 时(图 8(d)),由于主要的高值水汽通道向东、向北发展,华北上空的水汽比较小,华北降水逐渐结束。



Figure 8. Water vapor flux (red vector, unit: $kg \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$; shaded area are where water vapor flux is greater than 200 kg $\cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$) from surface to 300 hPa at 12:00 UTC 18 July (a), 12:00 UTC 19 July (b), 12:00 UTC 20 July (c), 12:00 UTC 21 July (d) 2016

图 8. 2016 年 7 月 18 日 12 时(a)、19 日 12 时(b)、20 日 12 时(c)、21 日 12 时(d)从地面到 300 hPa 整层 积分的水汽通量(红色矢量,单位: kg·s⁻¹·m⁻¹; 阴影为水汽通量大于 200 kg·s⁻¹·m⁻¹ 的区域)

4. 结论和讨论

2016年7月18日至21日,华北出现了强降水过程,论文通过分析该次暴雨形成的主要天气形势、水汽来源和高低空急流耦合关系对该次暴雨的作用,得到以下结论:

1) 2016 年 7 月 18~21 日华北出现了一次继 96·3 以来的大暴雨天气[9]。导致该次暴雨的主要天气系 统是高原低涡和西南低涡在华北上空形成的深厚的华北冷涡。受副热带高压的阻挡,华北冷涡在华北地 区形成的大约维持了 48 小时的"东高西低"的环流对峙形势,是导致 16·7 暴雨的主要天气形势。

2) 高低空急流的耦合对此次暴雨的形成有重要作用。在强降水时段,暴雨处于副热带高空急流出口 区和低空急流出口区的叠加处,低空急流携带着充足的水汽卷入到华北区域冷涡的涡旋运动中,使得华 北上空处在低层暖湿气流、高层干冷空气影响下,加之高空急流入口区右侧的次级环流,非常有利于华北上空产生对流不稳定,进而导致华北暴雨的产生。

3) 来自南海和孟加拉湾以及副热带高压南部的三支水汽在华北的聚集,是导致华北7月20日00时 最大峰值降水的主要水汽条件,当到达华北的水汽由单一的副高西部的偏东气流供应时,华北的降水强 度开始出现减弱。

此次降水过程中高低空的相互作用过程,值得进一步深入研究。

基金项目

中国民航大学大学生创新创业训练计划 IECAUC2019013。

参考文献

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980: 1-225.
- [2] 刘海文, 丁一汇. 华北汛期日降水特性的变化分析[J]. 大气科学, 2010, 34(1): 12-22.
- [3] 江吉喜. "96·8"河北特大暴雨成因的中尺度分析[J]. 应用气象学报, 1998, 9(3): 304-313.
- [4] 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.
- [5] 刘海文, 全美兰, 朱玉祥, 等. 锋生及其次级环流对北京 2012.7.21 最大降水增幅和最大降水的影响[J]. 热带气象学报, 2014, 30(5): 911-920.
- [6] 张景. 2016 年 7.19 京津冀极端降水系统的动热力结构及不稳定条件分析[J]. 大气科学, 2019, 43(4): 930-942.
- [7] 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.
- [8] 雷蕾,孙继松,何娜,等."7·20"华北特大暴雨过程中低涡发展演变机制研究[J]. 气象学报, 2017, 75(5): 685-699.
- [9] 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.
- [10] 全美兰, 刘海文, 朱玉祥, 等. 高空急流在北京"7·21"暴雨中的动力作用[J]. 气象学报, 2013, 71(6): 1012-1019.
- [11] Liu, H.W., Miao, J.R., Wu, K.J., Du, M.X., Zhu, Y.X. and Hou, S.Y. (2020) Why the Increasing Trend of Summer Rainfall over North China Has Halted since the Mid-1990s. *Advances in Meteorology*, 2020, Article ID: 9031796. <u>https://doi.org/10.1155/2020/9031796</u>
- [12] 赵思雄, 孙建华, 鲁蓉, 等. "7·20"华北和北京大暴雨过程的分析[J]. 气象, 2018, 44(3): 351-360.
- [13] 龚克坚,姚素香. 2016年7月18~22日华北暴雨天气过程分析[J]. 绿色科技, 2018(24): 127-128 + 131.
- [14] 丁一汇,李吉顺,孙淑清,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,1980:1-13.
- [15] 张文龙, 崔晓鹏. 近 50a 华北暴雨研究主要进展[J]. 暴雨灾害, 2012, 31(4): 384-391.
- [16] 李江林, 李照荣, 杨建才, 等. 近 10 年夏季西北地区水汽空间分布和时间变化分析[J]. 高原气象, 2012, 31(6): 1574-1581.
- [17] 丁一汇. 高等天气学[M]. 北京: 气象出版社, 2005.