

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, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12202. Sun Jianhua, Zhao Sixiong, Fu Shenming, et al. 2013. Multi-scale characteristics of record heavy rainfall over Beijing area on July 21, 2012 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (3): 705–718.

2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的多尺度特征

孙建华^{1,2} 赵思雄¹ 傅慎明¹ 汪汇洁^{1,3} 郑淋淋^{1,3}

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

2 中国气象科学院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

3 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 本文采用观测和 NCEP 分析场资料对 2012 年 7 月 21 日发生在北京地区的特大暴雨过程的天气形势、水汽来源和中尺度对流系统的特征进行了研究。结果如下: “7.21” 北京暴雨过程是高低空与中低纬系统共同配合的结果, 暴雨发生在“东高西低”的环流形势下, 低涡、切变线、低槽冷锋和低空急流为此次过程的主要影响天气系统; 孟加拉湾至西太平洋地区热带辐合带 (ITCZ) 活跃, 其中热带气旋的活动有利于水汽向东亚大陆输送, 此次暴雨过程中华北地区的水汽源地包括孟加拉湾和我国东部的渤海、黄海等, 低层的水汽主要来自东部, 中层的水汽主要来自孟加拉湾; 北京的强降雨有两段, 第 1 段降雨虽然发生在冷锋前, 但有明显冷空气的侵入, 并与地形和东风的作用有关, 第 2 段降雨对流的组织和增强与冷锋强迫相关。在有利环境下, 中尺度对流系统频繁发生发展, 持续时间长, 且稳定少动是此次特大暴雨形成的重要原因。

关键词 暴雨 水汽来源 低涡 冷锋 中尺度对流系统

文章编号 1006-9895(2013)03-0705-14

中图分类号 P445

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12202

Multi-Scale Characteristics of Record Heavy Rainfall over Beijing Area on July 21, 2012

SUN Jianhua^{1,2}, ZHAO Sixiong¹, FU Shenming¹, WANG Huijie^{1,3}, and ZHENG Linlin^{1,3}

1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Observational and National Centers for Environmental Prediction (NCEP) analysis data are used to diagnose the characteristics of synoptic circulations, sources of water vapor, and mesoscale convective systems (MCS) related to the formation of heavy rainfall on July 21, 2012. Results indicate that the locations and intensities of upper- to lower-level synoptic circulations and mid- to low-latitude systems are favorable for the heavy rainfall formation over North China that occurred under typical weather patterns with high pressure to the east and low pressure to the west. Synoptic systems such as vortices, shear lines, troughs, cold fronts, and low-level jets affect the formation and intensity of heavy rainfall. Tropical cyclones in the Bay of Bengal and the western Pacific Ocean provide favorable conditions for the transportation of water vapor from the ocean to the mainland. The sources of water vapor to North China are the Bay of Bengal, the Bohai Sea, and the Yellow Sea. Water vapor in the lower

收稿日期 2012-11-16, 2013-03-05 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB951804, 灾害天气国家重点实验室基金 2011LASW-A15, 国家自然科学基金项目 41075032

作者简介 孙建华, 女, 1972 年出生, 研究员, 研究方向: 中尺度气象学。E-mail: sjh@mail.iap.ac.cn

troposphere is mainly transported from the latter two sources, and water vapor in the middle troposphere is mainly transported from the former. The entire heavy rainfall process involves two stages. During the first stage, the triggering of MCS is associated with cold air invasion, terrain, and easterly wind in the prefrontal area. During the second stage, the organization and intensification of MCS are forced by the cold front. Under favorable synoptic circulations, the frequent development of stable and persistent MCS is important for the formation of the heavy rainfall event examined in this study.

Keywords Heavy rainfall, Sources of water vapor, Vortex, Cold front, Mesoscale convective system

1 引言

2012 年 7 月 21 日, 京津冀及山西北部等地出现强降雨(图 1), 大暴雨中心出现在京津和河北的北部, 部分地区的降雨量突破历史记录, 北京南部、天津中部、河北廊坊和唐山的局地降雨量达 260~460 mm。7 月 21 日 00 时~22 日 00 时(协调世界时, 即北京时间 08 时), 北京市观测的平均降雨量为 170 mm, 城区平均降雨量为 215 mm, 北京市的 20 个国家气象站中海淀、门头沟、霞云岭、石景山、房山 5 站突破建站极值, 房山的河北镇(水文站)为 460 mm, 气象台站观测的最大降雨量为河北固安的 364 mm。此次过程是北京地区自 1951 年以来最强的一次降水天气过程, 给京津冀地区造成了巨大的经济损失和人员伤亡。北京防汛抗旱指挥部在 7 月 25 日的“7·21”特大自然灾害情况通报会上公布了受灾情况, 北京市受灾人口 160.2 万人, 79 人死亡, 紧急转移 9.7 万人, 成灾面积 47.9 万亩, 绝收 12.2 万亩, 停产企业 761 家。因灾造成直接经济损失 116.4 亿元。

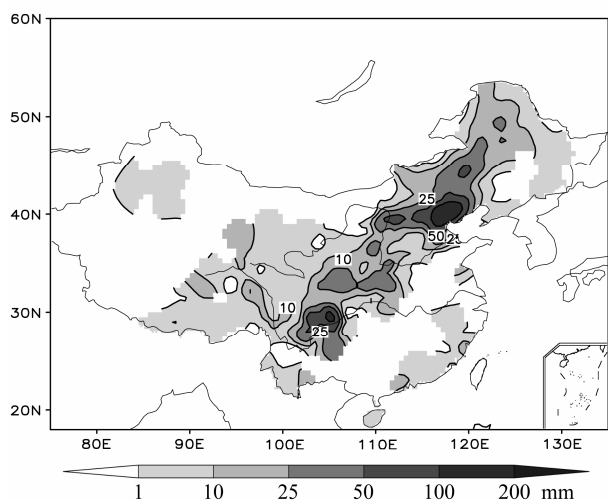


图 1 观测的 2012 年 7 月 21 日 00 时~22 日 00 时(协调世界时, 下同)的降雨量(单位: mm)

Fig. 1 The observed total precipitation amount from 0000 UTC 21 to 0000 UTC 22 July 2012 (units: mm)

华北是我国东部夏季三大降雨区之一, 华北暴雨的次数虽少, 但降水强度却较大, 预报难度大(陶诗言, 1980)。华北地区 80%~90%的暴雨出现在 6~8 月, 并且主要集中在 7 月下旬至 8 月上旬, 即所谓的“七下八上”(陶诗言, 1980;《华北暴雨》编写组, 1992)。新中国成立以来, 北方地区主要的暴雨洪涝灾害有:“58·7”黄河中游的特大暴雨;“63·8”海河流域的特大暴雨;“75·8”河南的特大暴雨;“96·8”河北的特大暴雨等等, 对这些暴雨过程的研究已揭示了很多重要的事实。针对华北暴雨, 一些学者从大尺度环流形势进行了研究。陶诗言(1980)在总结“63.8”暴雨时指出, 在特定的长波形势下, 天气尺度系统的停滞, 充分的水汽供应以及有利的地形是造成华北地区持续性大暴雨的原因。丁一汇等(1980)对 1958~1976 年华北地区的 33 次暴雨过程进行分析后, 归纳了造成华北暴雨的天气形势特点: 华北暴雨主要发生在东高西低或两高压对峙的环流形势下; 低涡、暖切变线和低槽冷锋是造成华北暴雨的主要天气尺度系统; 华北强烈的暴雨大部分出现在两个或两个以上天气系统的相互作用或相互叠加的情况下; 大部分暴雨发生时有低空急流的出现; 华北地形对暴雨的出现有一定的作用。

在环流形势研究的基础上, 针对中低纬度系统相互作用、水汽来源、高低空急流的作用、天气尺度和中尺度系统在华北暴雨中的作用也进行了一些研究(刘盎然等, 1979; 孙建华和赵思雄, 2000; 孙建华等, 2006; 梁丰等, 2006; 赵宇等, 2011)。台风与中纬度系统的相互作用主要表现为三种形势: 相互作用后使台风转变为典型的温带气旋多发生在北美(Palmén, 1958; DiMego and Bosart, 1982a, 1982b); 登陆台风北上与西风槽结合, 但不转变为温带气旋; 台风与西风带系统发生远距离相互作用输送水汽到北方。东亚地区的中低纬度系统相互作用大部分属于后两类(孙建华等, 2005)。华北暴雨的水汽一般来源于孟加拉湾、南

海和西太平洋,但由于影响系统不同,其相对重要性不尽相同。对历史上一些华北大暴雨的水汽来源已有研究:“75.7”华北特大暴雨中,西南气流输送主要在对流层中层,偏东气流输送主要在对流层低层(刘盎然等,1979);9406(Tim)台风登陆北上与西风槽相互作用引发华北大暴雨过程中,孟加拉湾、南海和西太平洋的水汽输送都有重要贡献(孙建华和赵思雄,2000);1991年6月一次黄河气旋暴雨过程中,水汽有东南和西南两个来源,其中西南水汽通量大于东南。此外,由于华北地区地形复杂,复杂地形和下垫面对对流的产生和维持也有影响。在特定的天气条件下,地形与城市热力过程对降雨有明显的增幅作用,并且其造成的中尺度暴雨过程多发生于傍晚前后或凌晨前后(孙继松,2005;孙继松和杨波,2008;盛春岩等,2012)。

20世纪80年代以后,虽然有一些对华北暴雨的研究工作,但相对我国华南和长江流域暴雨的研究,无论是深度和广度都是很不够的。华北暴雨具有一些与华南和江淮梅雨锋暴雨不同的特点,而2012年7月21日的暴雨是北京地区自1951年以来最强的一次降水天气过程,它是在非常有利于暴雨发生的大尺度环流背景下,中尺度系统发生发展的结果,其预报难度很大,机理尚未完全明了。因此,值得深入开展专门的研究,包括:该次暴雨过程是在何种有利的大尺度环流条件和影响系统下发生的?该次暴雨过程中是否存在中低纬度系统之间的相互作用?大量的水汽是如何集中到华北来的,其源地在何处?该次暴雨中是否存在中尺度系统以及引发的对流活动?

2 资料和方法

本文分析和诊断所用的资料包括:中国气象局提供的全国逐小时加密降水资料、24 h 降雨量和每3 h 的地面观测, FY-2E 气象卫星的亮温资料,以及 NCEP FNL (National Center for Environmental Prediction, global final analysis) 全球 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度) 再分析资料(其时间分辨率为 6 h)。

在分析暴雨过程的水汽来源时采用了美国 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 空气资源实验室开发的轨迹模式 HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model) Version 4.9 (Draxler and Hess, 1998), 该

模式平流和扩散计算采用拉格朗日方法,通常用于跟踪气流所携带粒子的运动轨迹。江志红等(2011)利用 HYSPLIT 模式分析了 2007 年淮河流域不同阶段降水的水汽输送轨迹、主要通道及其不同水汽源地的贡献。对于华北地区的暴雨,水汽的来源比我国南方更复杂,因此,本文采用 HYSPLIT 研究暴雨过程的水汽来源,模拟区域选取强降水中心及其西南侧区域 ($37.3^\circ\text{N}\sim 39.3^\circ\text{N}$, $114.26^\circ\text{E}\sim 116.26^\circ\text{E}$, 水平分辨率 $1^\circ\times 1^\circ$), 垂直方向上选取 1000 m、2000 m、3000 m 三个高度层次作为模拟的初始高度,整个模拟空间的轨迹初始点共计 27 个,分别从降雨最强的两个时次,即 2012 年 7 月 21 日 06 时和 12 时,计算后向积分 96 h (4 d) 的三维运动轨迹,并每隔 6 h 输出轨迹点的位置及相应物理量场。

3 天气形势和降雨过程

2012 年 7 月 21 日的雨带从我国的西南到东北北部,长度达 2500 km 以上(图 1),暴雨(50 mm 以上)中心有两个,一个在华北北部,即京津冀地区,另一个在四川盆地,华北地区的暴雨中心最强。卫星可以监测小到单个对流云团、大到行星尺度天气系统的发生、发展和演变(方宗义和覃丹宇,2006)。从云图上看,云系自东北一直伸向西南的四川和云南,然而,最强的对流活动在华北北部和四川盆地(图 2)。北京地区的降雨从 21 日 02 时左右开始,21 日 19:50 (北京时 22 日凌晨 03:50) 之后,降雨云团东移减弱,暴雨过程基本结束,而河北的降雨在 22 日早上结束。华北地区大暴雨的发生概率远小于华南和江淮地区,其形成的条件较为复杂。陶诗言(1980)和丁一汇等(1980)总结造成华北地区持续性大暴雨的主要环流特征。孙建华等(2005)统计分析了 1990~1999 年 6~8 月的华北大暴雨,按天气形势分为五类:台风与低槽(低涡)远距离相互作用;低涡(登陆台风)与西风槽相互作用;登陆台风北上受高压阻挡停滞;低涡暴雨;暖切变暴雨,其中,台风和低涡是主要影响系统。2012 年 7 月 21 日的华北大暴雨过程是在哪些有利的大尺度环流背景下产生的呢?

7 月 20 日 12 时, 500 hPa 的西风槽槽线位于贝加尔湖附近(图 3a),切断低压的中心也在贝加尔湖,强度为 5620 gpm。中纬度地区的巴尔喀什湖 ($60^\circ\text{E}\sim 90^\circ\text{E}$) 和东亚沿岸为高压脊控制,即“两

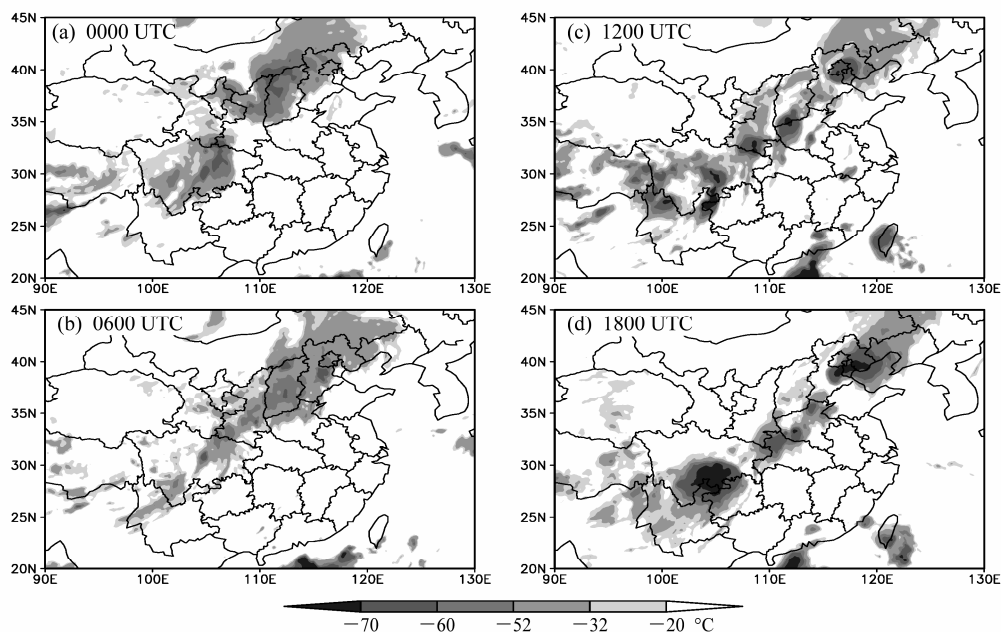
图2 2012年7月21日FY-2E卫星的亮温(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 2 The brightness temperature from FY-2E satellite on July 21, 2012

脊一槽”的形势。东亚沿岸的高压脊较弱,但与副热带高压南北叠加,副高的5880线已经北抬到 35°N ,形成了高压坝,出现了典型的“东高西低”形势。在日本以东的西太平洋上有由“卡奴”台风在西风带变性后形成的温带气旋(140°E 以西),该系统受太平洋上副热带高压的阻挡,东移较慢。太平洋上这些中纬度系统的稳定使影响华北地区的天气系统东移缓慢。200 hPa的中高纬度环流形势与对流层中层一致,也为“两脊一槽”型,南亚高压的中心在青藏高原上,我国 40°N 以南的地方都为南亚高压所控制(图略),高空急流在贝加尔湖附近。从孟加拉湾经南海至西太平洋,赤道辐合带(ITCZ)非常活跃,由ITCZ上发展起来的热带气旋韦森特已经进入南海北部并将在广东登陆(图3a)。20日西风槽带来的降雨位于河套地区,强度达到了50 mm以上。此时,对流层低层(850 hPa),冷平流绕过蒙古高原侵入甘肃、青海,在青藏高原的东北侧(中心在 104°E)有一低涡形成,因资料的分辨率有限,准确定位有困难,因其在秦岭以北生成,为叙述方便,本文称其为“西北涡”,以示与西南涡的区别,该涡中心强度达到1420 gpm(图略),同时,在高原东侧的四川盆地有西南涡发展,其中心强度也为1420 gpm,西南涡没有受冷平流影响(图略)。20日18时,高原东北侧的低涡向东移(中心在 106°E),范围也有所扩大(图

4a)。

21日00时,中纬度的西风槽槽线东移到 110°E 附近(图3b),在华北北部和四川盆地分别有一个对流云团发展(图2a)。槽前出现了低空急流,且可降水量达到60 mm以上,中心仍在华北的南部,此时,华北北部地区已经处在低空急流(风速还没有达到12 m/s)出口区的左侧和高空急流入口区的右侧,有利于垂直运动的发展。南海上的热带气旋韦森特也向北移动了大约300~500 km(图3b),华北地区低空风速的加强主要是由于低槽东移使气压梯度加大所致。对流层低层(850 hPa),“西北涡”继续发展东移(中心在 108°E),中心强度达到1400 gpm,并且冷平流控制低涡的西北部(图4b),但西南涡的强度和范围没有变化。此时,华北北部地区虽然距离锋区较远,但在华北北部地区的中层有一个假相当位温的低值区(图5a),在对流层低层为较强的条件对流不稳定层结,只要有触发条件,则对流比较容易发展起来。21日06时,四川盆地的对流减弱,但华北北部的对流仍在发展,特别是在北京的西南部,有一个 β 中尺度的强对流中心发展(图2b)。华北地区的低空急流风速加强到 12 m s^{-1} ,整层的可降水量也增加到了65 mm,高空急流向东南移动了200~300 km,高低空急流之间形成了强的正涡度区,强度达到 $8\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ (图略)。此时,热带低压韦森特已经北移到南海北部,

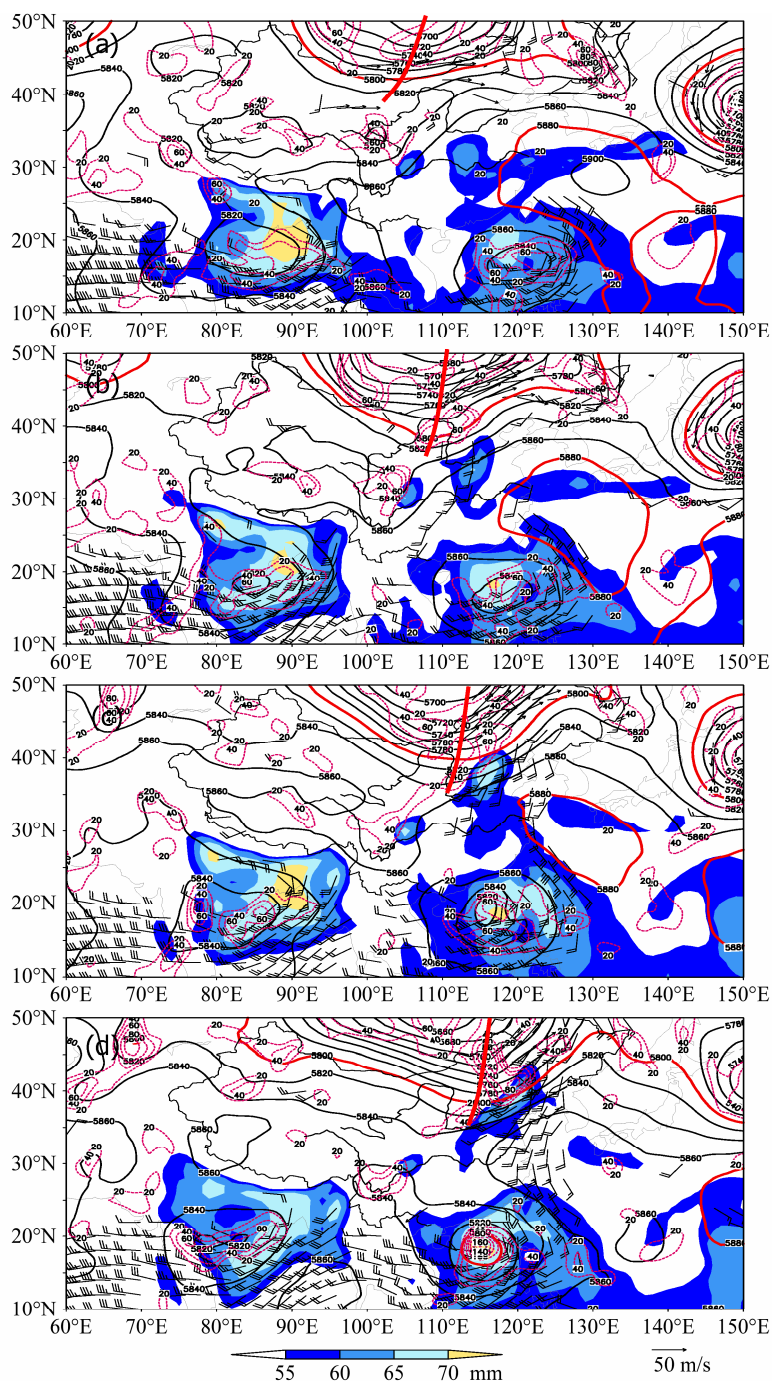


图3 2012年7月20日12时~22日00时的天气形势分布:(a)20日12时;(b)21日00时;(c)21日12时;(d)22日00时。阴影区为整层可降水量大于55 mm;风速 $\geq 40 \text{ m s}^{-1}$ 表示200 hPa上的高空急流(黑色箭头线),风速 $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$ 表示850 hPa上的低空急流(风标);粗实线为500 hPa等高线,红色实线为5880 gpm(单位:gpm);红色短虚线为500 hPa上的等涡度线(单位: 10^{-5} s^{-1});红色粗实线为槽线

Fig. 3 The composite synoptic weather pattern from 1200 UTC 20 to 0000 UTC 22 July 2012: (a) 1200 UTC 20; (b) 0000 UTC 21; (c) 1200 UTC 21; (d) 0000 UTC 22. The shaded areas are precipitable water $\geq 55 \text{ mm}$. The black arrows are wind speed $\geq 40 \text{ m s}^{-1}$ at 200 hPa and barbs represents wind speed exceeding 12 m s^{-1} at 850 hPa. The thick solid lines are geopotential height in gpm at 500 hPa with 5880 gpm in red solid lines. The red short dashed lines are vorticity (10^{-5} s^{-1}) at 500 hPa. The bold red lines are trough lines

其东侧的东南低空急流已经影响我国东南沿海地区。850 hPa上,“西北涡”继续发展东移(中心在 112°E),中心强度虽然没有继续加深,但涡旋影响的范围进一步扩大,强冷平流已经侵入低涡的南侧

(图4c),低涡的东移速度比12 h以前明显加快。此时,虽然锋区仍在 40°N 以北,在华北北部的边界层中有辐合区,且低层的层结是条件不稳定的(图5b)。

21 日 12 时, 在东北到西南的雨带有多个强对流中心发展 (图 2c)。韦森特与副高之间的东南低空急流开始影响华北地区, 与东移低槽槽前的西南低空急流合并, 使华北地区的低空急流明显加强 (图 3c)。此时, 华北北部地区的整层可降水量达到了热带低压外围云系的可降水量强度, 为 60~65 mm。低层的“西北涡”中心已经东移到华北的北部 (中心位于 115°E), 但该低涡西北侧的冷平流进入华北北部, 强冷平流进入四川盆地, 冷平流与暖平流的分界线正好自东北向西南穿过北京上空, 大体表明了锋区的存在。偏北风与偏南风正好在北京附件相遇, 从而有利于对流的发展 (图 4d)。从剖面图上看 (图 5c), 冷锋的确已经影响到北京地区,

地面的锋区在 39°N~40°N, 沿锋面的次级环流非常清楚, 并且锋区的位涡达到了 2 PVU, 表明锋区的斜压性较强。21 日 18 时, 整个雨带上, 只有华北北部和四川盆地的对流系统最强, 其他的对流已经减弱 (图 2d)。由于副高的减弱, 位于东亚沿岸的弱高压脊减弱东移, 使得西风槽也明显东移, 对应的高低空急流、正涡度区也东移 (图略)。对流层低层低涡控制了整个华北地区 (图 4e), 冷锋在 21 日 12~18 时影响北京。22 日 00 时, 随着西风槽和低空急流的东移, 可降水量的大值区东移到华北的东部和东北的南部 (图 3d)。“西北涡”中心已经东移到 119°E, 华北北部已经处于冷平流的控制下 (图 4f), 降水已经基本结束。

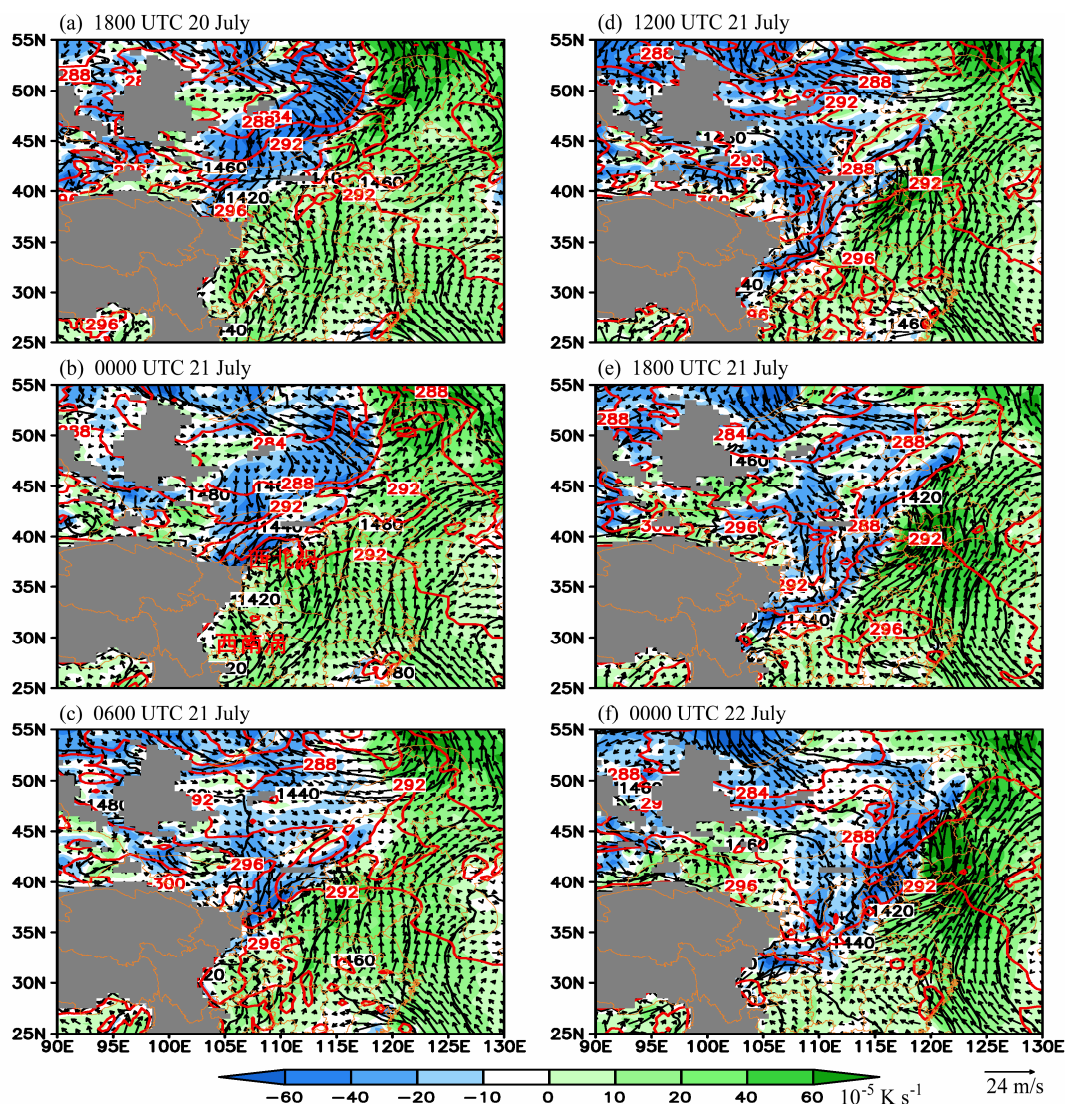


图 4 2012 年 7 月 21~22 日的 850 hPa 高度场 (黑色实线, 单位: gpm)、温度 (红色实线, 单位: K)、风场 (箭头, 单位: m s^{-1}) 和温度平流 (彩色阴影, unit: 10^{-5} K s^{-1})

Fig. 4 The geopotential height (black lines, units: gpm), temperature (red lines, units: K), wind field (vector, units: m s^{-1}), and temperature advection (color shaded, unit: 10^{-5} K s^{-1}) at 850 hPa during 21–22 July 2012

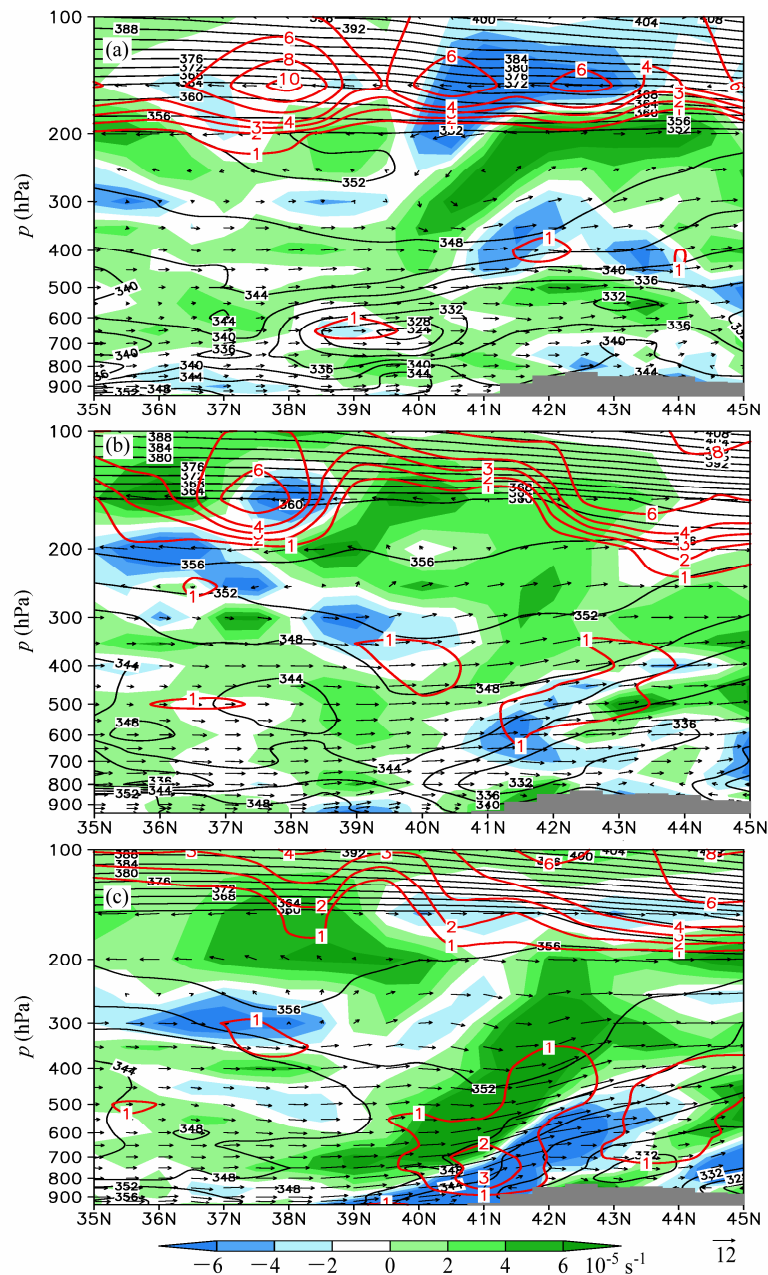


图 5 2012 年 7 月 21 日沿 117°E 的散度 (阴影, 10^{-5} s^{-1})、位涡 (红色等值线, PVU)、假相当位温 (黑色实线, 单位: K) 和经向环流 ($v, w \times 20$) (箭头, m s^{-1}) 剖面。(a) 21 日 00 时, (b) 21 日 06 时, (c) 21 日 12 时

Fig. 5 The cross sections along 117°E, including divergence (color shaded, 10^{-5} s^{-1}), potential vorticity (red lines, PVU), pseudo-equivalent potential temperature (black lines, K), and meridional circulation ($v, w \times 20$) (vector, m s^{-1}) at (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC on July 21, 2012

此次过程地面为低压倒槽。21 日 00 时该倒槽从我国的西南地区向东北方向一直伸到我国的河套地区 (图略), 21 日 06 时倒槽东移到华北地区。虽然低槽冷锋在晚间才经过北京, 但 21 日下午的降雨已出现在低槽东部的弱切变线附近, 晚上逐渐转为锋面降雨, 有关地面形势的演变在第 5 部分中将继续讨论。

4 中低纬度系统的相互作用和水汽输送

在过去的研究中, 人们已经注意到夏季发生在中纬度地区的大暴雨一般都有来自热带天气系统的影响。而西太平洋是世界上台风发生最频繁的地区之一, 常有台风在我国登陆或沿海活动, 当条件

有利时,就可与中纬度系统发生相互作用。一般而言,中低纬度系统相互作用的个例降雨区域大,时间较长,强度也较强,甚至引发特大暴雨。陈联寿(2007)给出台风远距离降水的定义:(1)降水发生在台风范围之外;(2)这片降雨与台风存在着内在的物理联系。关于中低纬系统相互作用的重要性,国内外学者对此已经有很多研究工作(Palmén, 1958; DiMego and Bosart, 1982a, 1982b; 孙建华等, 2005)。中低纬度系统相互作用的贡献之一是有利于低纬度水汽向中纬度地区输送,华北暴雨的水汽一般来源于孟加拉湾、南海和西太平洋。台风可以与多种中纬度系统相互作用,影响系统不同,不同个例中低纬度相互作用时的大气环流形势和机理存在明显的不同。从“7.21”暴雨的环流演变看,其基本特征与孙建华等(2005)中的“台风与低槽(低涡)远距离相互作用”类型基本一致,其主要

的水汽来源仍然值得探讨。

图6是7月21日的整层水汽通量和水汽通量散度。21日00时,孟加拉湾活跃的热带气旋东侧的西南季风将水汽输送到我国的西南地区,四川盆地的西南涡东侧有水汽通量辐合,但最强的水汽通量辐合位于河套地区(图6a),西南涡东侧的南风将水汽向北输送到河套地区,而该地区强的水汽辐合与西风槽前的低空急流有关。21日06时,水汽通量辐合区已经东移到 110°E ,这与“西北涡”的东移有关,西南涡的水汽通量辐合区,与“西北涡”的辐合区连接为一条水汽输送带(图6b)。采用HYSPLIT模式模拟的不同层次水汽轨迹显示,3000 m的水汽主要来源于西南通道,从南海经我国的西南地区到华北(图7a, c),2000 m的水汽分别来源西南通道和黄淮,而对流层低层(约1000 m)的水汽主要来源于黄海。与刘盎然等(1979)研究

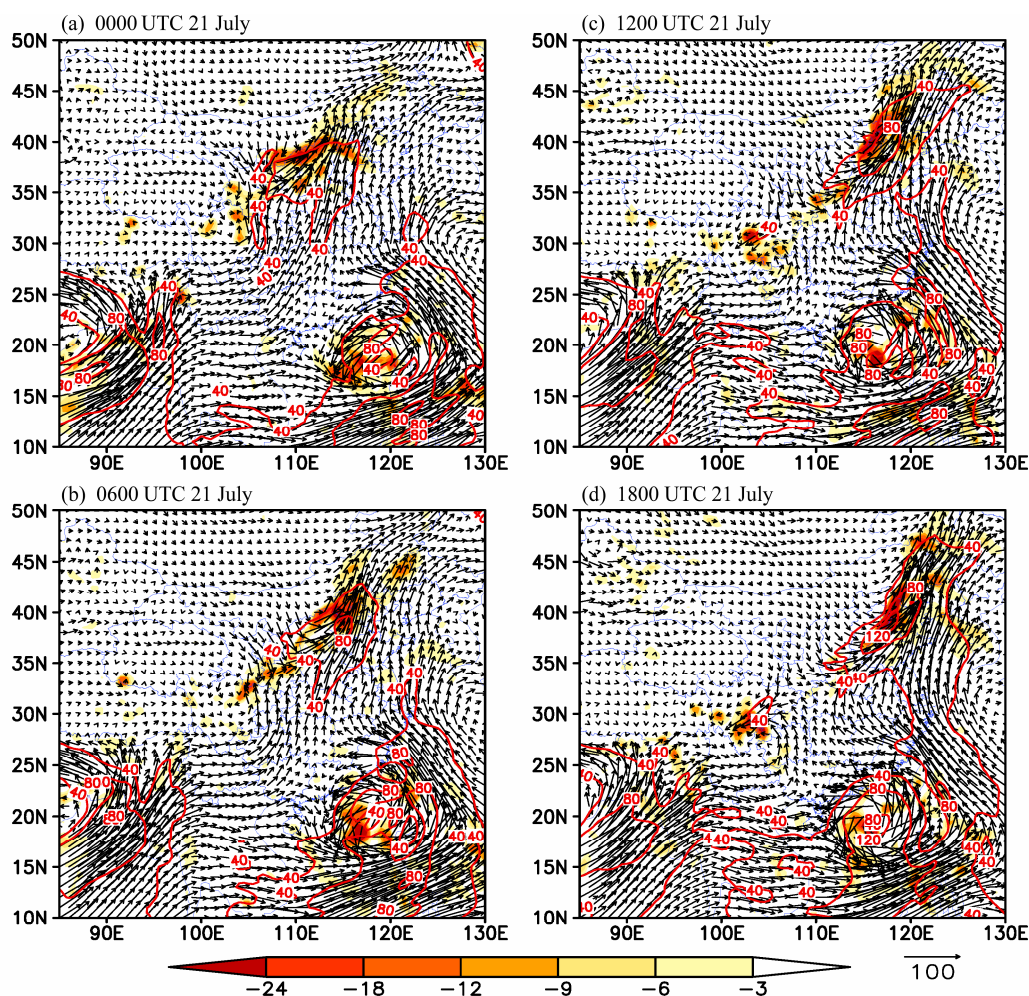


图6 2012年7月21日的从地面到300 hPa水汽通量(单位: $10^{-2} \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$)和水汽通量散度(彩色阴影, 单位: $10^{-7} \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-2}$)。红色实线为水汽通量大于 $\geq 40 \times 10^{-2} \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$

Fig. 6 The integrated moisture flux (vector, unit: $10^{-2} \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$) and the divergence of integrated moisture flux (color shaded, unit: $10^{-7} \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-2}$) from surface to 300 hPa on July 21, 2012. The red solid line is the integrated moisture flux with the values $\geq 40 \times 10^{-2} \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$

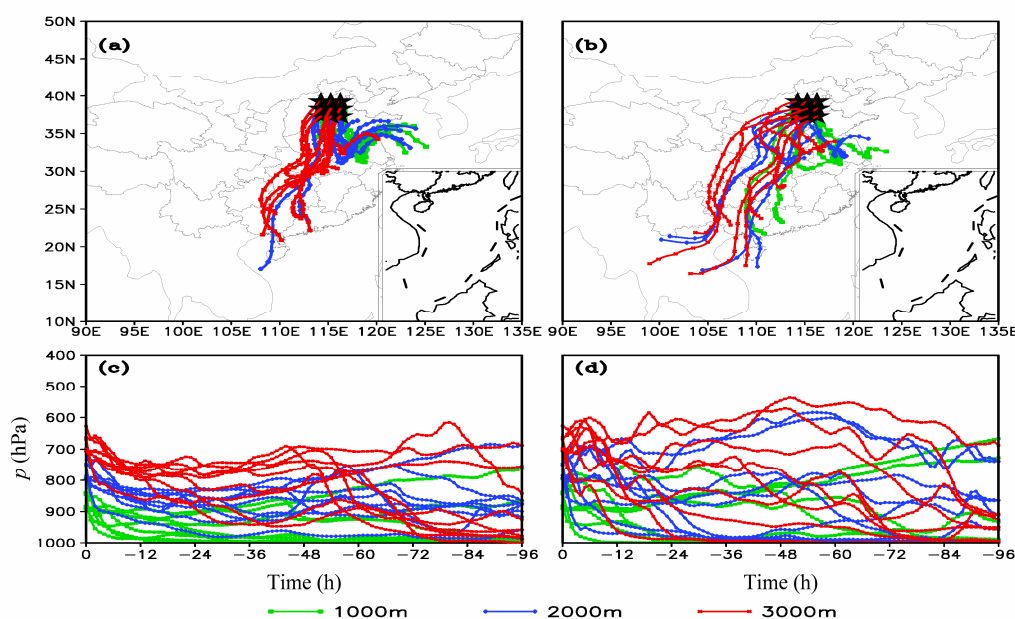


图 7 Hysplit 轨迹模式模拟的 2012 年 7 月 21 日 06 时 (左侧) 和 12 时 (右侧) 的水汽后向轨迹 (向后积分 96 h): (a)、(b) 为轨迹的水平分布; (c)、(d) 为轨迹的垂直剖面

Fig. 7 The backward trajectories for 96 h of moisture from Hysplit model at 0600 UTC (left panel) and (b) 1200 UTC (right panel) on July 21, 2012: (a), (b) The horizontal distribution; (c), (d) the vertical distribution.

的个例一致, 西南气流的水汽输送主要在对流层中层, 偏东气流的水汽输送主要在对流层低层, 主要原因是中层是槽前的西南气流输送水汽, 由于我国西部的地形高度较高, 低层无法输送水汽, 使得低层的水汽主要是由副高西侧的偏东气流输送。

21 日 12 时, 与“西北涡”有关的水汽通量辐合区已经东移到华北的东部和东北的南部地区, 水汽辐合的区域和强度都进一步增大, 华北北部的整层水汽通量达到了 $80 \times 10^{-2} \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$, 水汽通量散度达到了 $-24 \times 10^{-7} \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-2}$, 整层水汽通量及其散度的强度都与西太平洋上台风附近区域相当 (图 6c)。采用 HYSPLIT 模式模拟的水汽轨迹显示, 3000 m 和 2000 m 的水汽主要来源于西南通道 (包括南海和孟加拉湾), 部分来自于黄海, 而 1000 m 高度的水汽除了来自于黄海外, 也有部分来自南海。与 06 时水汽轨迹比较, 12 时 3000 m 和 2000 m 的水汽输送通道更宽, 这使水汽的输送量增加 (图 7b, d)。21 日 18 时, 水汽通量辐合区已经东移到华北东部的沿海以及渤海 (图 6d)。从水汽通量和轨迹的分析来看, 此次过程中, 华北地区的水汽来源包括孟加拉湾和我国东部的渤海、黄海等, 低层的水汽主要来自东部, 而中层的水汽主要来自西南的孟加拉湾, 但是, 不同时间水汽的来源还是有明显差异的, 这主要是由于天气系统的位置

和强度决定的。

以上分析表明, 2012 年 7 月 21 日华北北部的大暴雨过程是高低空与中低纬系统共同配合的结果: 大尺度环流形势为“东高西低”, 副高与西风带高压脊叠加形成“高压坝”, 使西风槽的东移减慢; 低纬度的孟加拉湾和西太平洋上都有热带低压或台风活动, 有利于水汽向东亚大陆输送; 天气尺度影响系统包括低涡、切变线、低槽冷锋和低空急流。暴雨是有利的大尺度背景条件下, 由一个个中尺度对流系统造成, 特别是特大暴雨中心只出现在北京的西南部, 对于此次过程的中尺度系统将在第 5 部分中分析。

5 中尺度对流系统与地面系统的演变

如前所述, 华北暴雨是在有利的大尺度背景下, 由频发及少动的中尺度系统直接产生的。此次过程中, 造成北京地区暴雨的中尺度系统非常复杂, 本节将做一简单分析。此次降水过程分为两个阶段, 第 1 阶段在 21 日 02~12 时, 发生在冷锋影响北京前, 且呈现强对流性降水特点, 第 2 阶段降水在 21 日 12 时~21 日 22 时, 与冷锋有关。图 8 是 7 月 21 日的每小时降雨量, 影响北京的中尺度雨带一直持续, 从早上到下午雨带为 200~300 km 长, 晚上锋面影响后, 雨带有一个发展的过程, 整

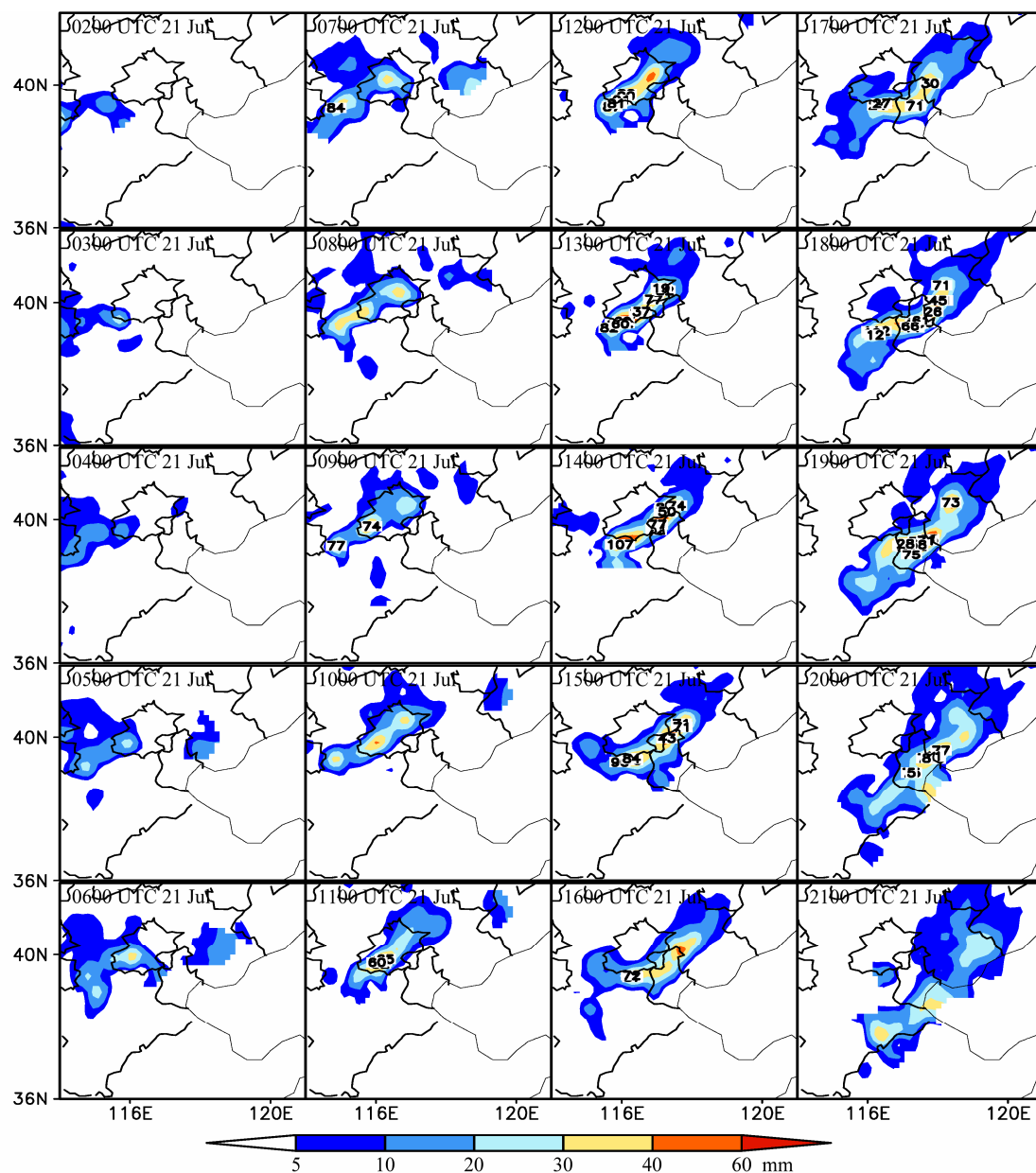


图 8 2012 年 7 月 21 日 02~21 时的每小时观测降雨量 (单位: mm)

Fig. 8 The observed hourly precipitation during 0200 UTC–2100 UTC 21 July 2012 (units: mm)

个雨带的雨强和影响范围有明显的增加, 长度增加到 500~600 km, 宽度增加到 100 km, 特别 30 mm/h 的强降水中心范围比锋面影响之前明显增加。因此, 对锋面影响前 (第 1 段降雨) 和影响后 (第 2 段降雨) 的中尺度系统分别分析。

第 1 段降雨过程中 (图 8), 雨带呈东北—西南向分布, 主要影响北京和河北的中西部地区, 对流系统在河北境内的太行山东坡生成, 暴雨中心沿雨带从西南向东北移动, 这个时段有两个强降雨中心影响北京, 并且在北京西南部的房山地区停留的时

间较长, 两个强降雨中心分别于 21 日 02 时和 08 时进入北京的西南部。从雷达回波的演变看 (图 9), 21 日早上, 在河北的西北部和北京有一片大约 300 km×300 km 的层状云区, 强对流中心先出现在河北中部的山区, 然后向东北移动、发展并影响北京, 该强对流中心主要影响了北京的中部和南部地区, 之后, 该中心减弱。此时, 在河北的中西部地区又有强对流系统发展, 并重复了前一个强对流中心的路径。从 21 日 05 时起, 强回波中心一直停滞于北京西南部, 直到 18 时才移出北京, 强对流活

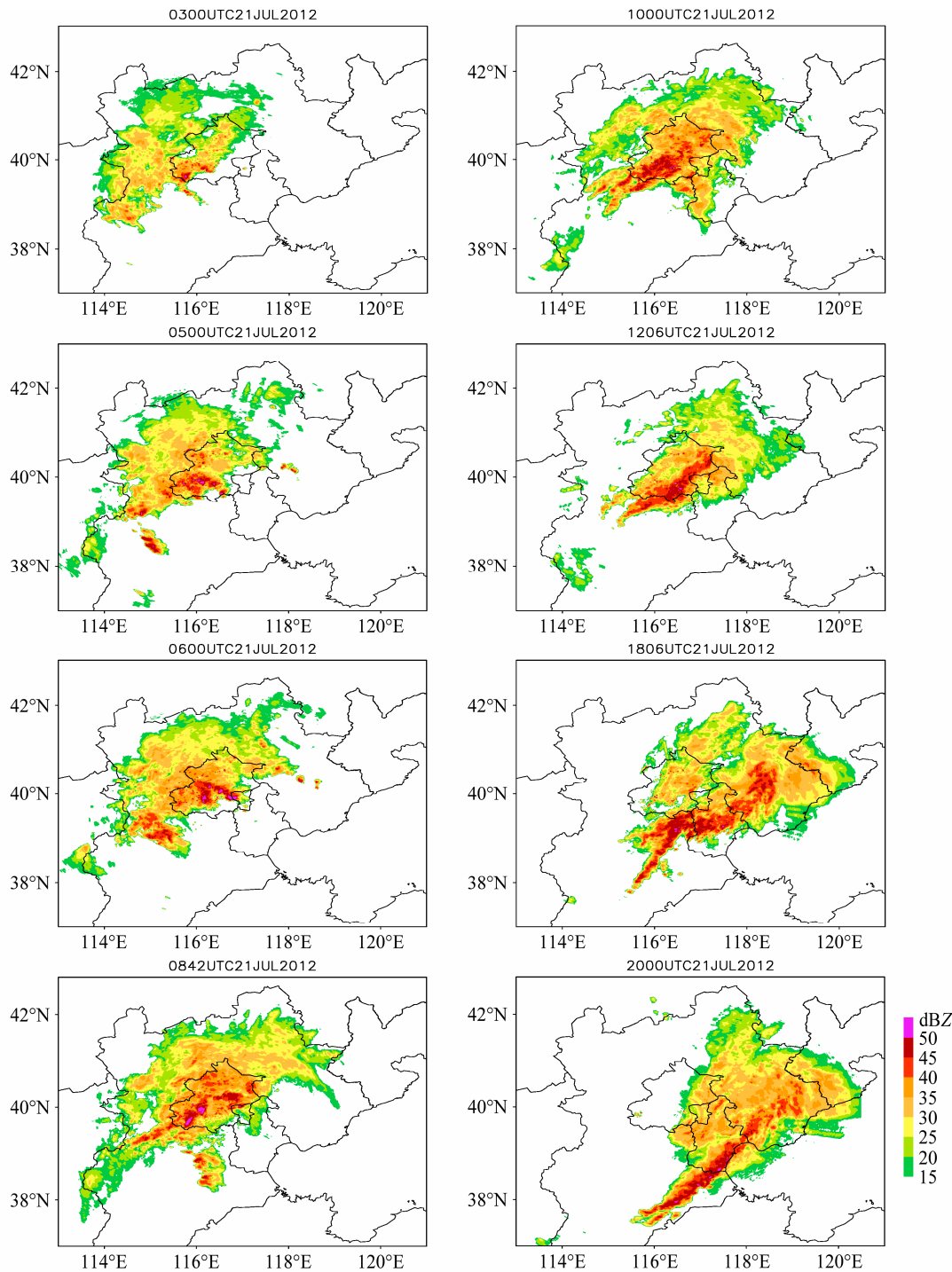


图 9 2012 年 7 月 21 日华北地区的 Doppler 雷达组合反射率拼图 (单位: dBZ)
Fig. 9 The composite Doppler radar reflectivity over North China on July 21, 2012 (units: dBZ)

动影响北京的时间约 13 个小时。第 1 段降雨发生时, 冷锋还远离河北, 与锋面无关。当时预报员也无法做出更精细的预报。

虽然第 1 段的降雨过程与冷锋本身的强迫无关, 但从地面图上看, 21 日 00 时的地面低压中心有两个 (图 10a), 一个在陕西北部, 另一个在陕西南部,

南面的一个更深一些, 这 2 个中心都与对流层低层的“西北涡”有关, 而西南涡对本次降雨过程的影响是间接的 (这里就不再讨论西南涡的演变)。这表明, 尽管西南涡和“西北涡”都未直接影响华北的降雨, 但它们对此次特大暴雨的水汽输送贡献仍比较明显 (图 6)。此时, 冷空气的主体在 40°N 以

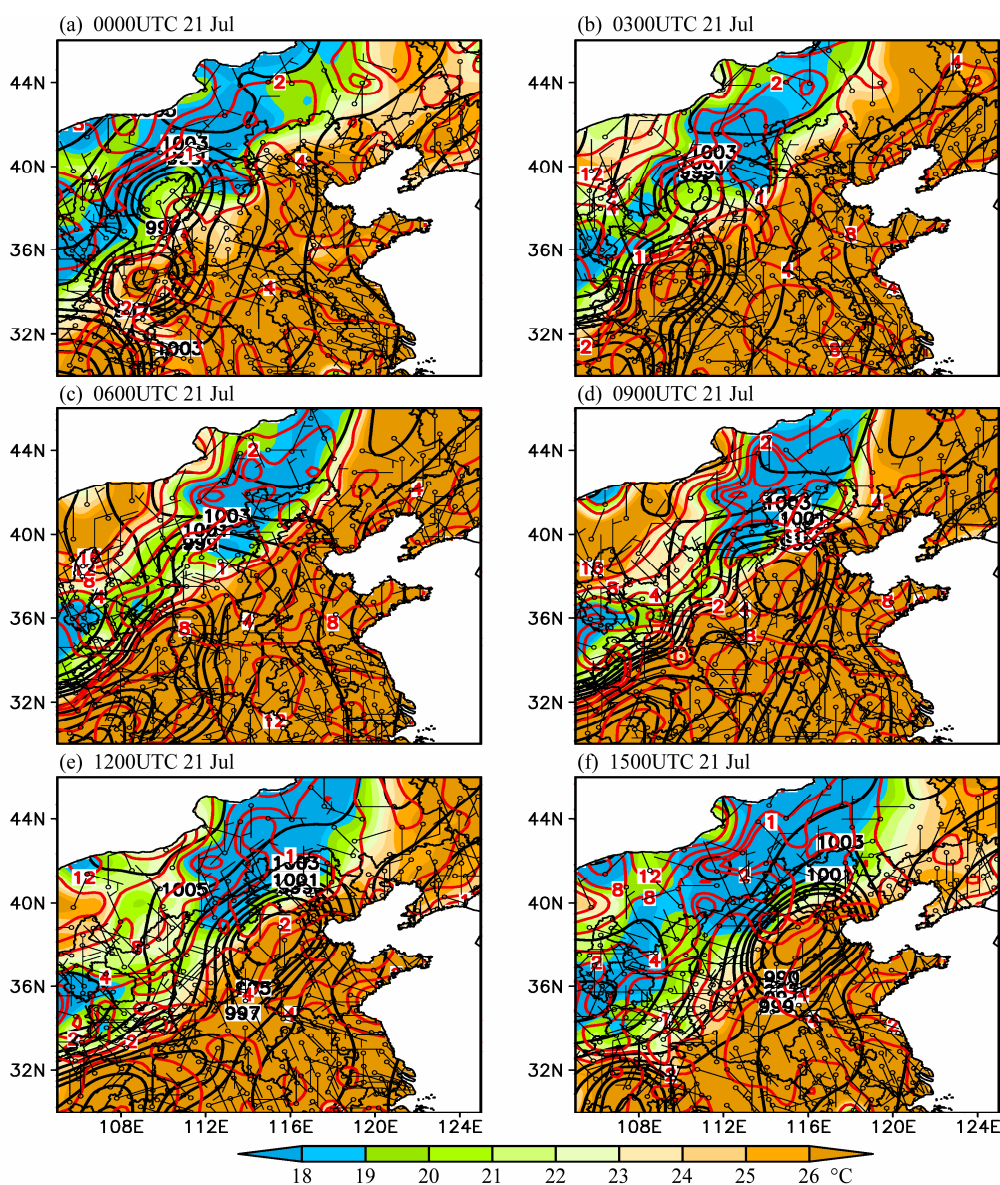


图 10 2012 年 7 月 21 日每 3 小时地面分析图, 黑色等值线为海平面气压 (单位: hPa), 红色实线为温度露点差 (单位: $^{\circ}\text{C}$), 阴影为温度 (单位: $^{\circ}\text{C}$)
Fig. 10 The 3-hour surface analyses on July 21, 2012, including sea level pressure (the black solid lines, hPa), depression of the dew point (red solid lines, $^{\circ}\text{C}$), and temperature (color shaded, $^{\circ}\text{C}$)

北和 110°E 以西地区, 但山西的北部也有冷空气从北部伸入, 并且有东南风和偏东风形成的弱切变出现在低压中心的东北部。此时, 温度露点差小于 1°C 的饱和区主要在地面低压区的西侧, 山西北部的冷空气影响地区也有饱和区出现。03 时, 随着系统的东移, 从山西北部进入的冷空气已经到达河北省的西北部 (图 10b), 饱和区除了在低压区的西部外, 在倒槽的北部 (山西北部和河北的西部) 的温度露点差也小于 1°C , 而东部平原地区的温度露点差都在 4°C 以上。同时, 由于地形的影响, 东风在太行山东坡被抬升, 对流首先出现在太行山的东

坡, 最强的对流出现在弱切变线附近, 然后沿着太行山的东坡向东北移动。06 时, 冷空气的主体进入河北的西北部地区, 两个低压中心减弱为倒槽 (图 10c)。09 时, 冷空气的主体进入北京, 在河北西南部新生低压中心的强度达到 990 hPa (图 10d), 此时, 北京地区的温度露点差小于 2°C , 强对流在低压系统的西北部发展。由地面图上可以看到, 在 09 时之前, 降雨系统与冷锋无直接关系, 但与冷空气的活动有一定关系, 对流是冷空气、东风气流和太行山地形抬升的共同作用下所产生的。

第 2 段降雨过程中 (图 8), 雨带虽仍然是呈东

北—西南向分布,且雨带中的强降雨中心也是从西南向东北移动,但整个雨带自西向东的移动速度明显加快,这是由于锋面系统的移动造成。从雷达回波图上看,此阶段回波在层状云系的南侧组织成了线状对流(图 9),对流的长度和强度都比第一个时段有明显增加,组织形态为典型的层状云与对流云平行的类型(PS 型, parallel stratiform precipitation, Parker and Johnson, 2000),根据对我国江淮流域对流线的统计结果,PS 型是经常发生的线状对流类型,此类系统最容易产生强降雨天气(Zheng et al., 2012)。这段降雨虽然每小时雨量比上一个时段强,但由于系统的移动速度加快,使每个地区的累积雨量却不大。因此,我们不仅要准确预报系统的强度,还要准确预报系统的移动速度,才能给出降雨量的准确预报,可见其难度是相当大的。

地面图上,21 日 12 时冷锋已经影响北京地区(图 10e),低压中心的强度虽然没有增加,但低压系统的 997 hPa 闭合等值线已经控制河北和京津地区,此时,整个层状云系位于涡旋的东北部,北京东部的强对流区开始迅速增强并向南发展。15 时,冷锋已经移出北京(图 10f),低压系统还在继续发展,强度和范围都比 12 时有所增加,此时,华北平原上基本为西南风,只在天津沿海地区有弱东风。地面锋区的温度梯度在 $4\sim 5^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$,锋区附近的温度露点差为 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 。第 2 段降雨过程中的 PS 对流线是在冷锋的影响下形成的(图 10)。

由以上分析表明,此次过程北京有两段强降雨,第 1 段发生在冷锋前,但有明显冷空气的侵入,在地形和东风的作用下产生,而第 2 段对流系统的组织和增强与冷锋相关。对于第 2 段锋面降雨的预报是相对容易一些,但对于第 1 段降雨由于其形成的原因复杂,预报难度较大。

6 结论和讨论

本文对北京地区自 1951 年以来最强的一次降水天气过程,即 2012 年 7 月 21 日发生的特大暴雨过程的天气形势、水汽来源和中尺度系统的特征进行了初步研究。主要研究结果如下:(1)“7.21”大暴雨过程是高低空与中低纬系统共同配合的结果,大尺度环流形势为“东高西低”,副高与西风带高压脊叠加形成“高压坝”,使西风槽东移减慢;天气尺度影响系统包括低涡(西南涡和“西北涡”)、切

变线、低槽冷锋和低空急流等。(2)低纬度从孟加拉湾至西太平洋上 ITCZ 活跃,其中活动的热带低压及台风非常有利于水汽向东亚大陆输送。华北地区的水汽来源包括孟加拉湾和我国东部的渤海、黄海等,低层的水汽主要来自东部,而中层的水汽主要来自西南的孟加拉湾。(3)在以上系统的共同影响下,暴雨中心出现在华北北部,特大暴雨中心出现在北京的西南部,这与中尺度对流系统在该地区频繁发生、强烈发展有关。“7.21”北京的强降雨有两段,第 1 段发生在冷锋前,但有明显冷空气的侵入,在地形和东风的作用下产生,而第 2 段对流系统的组织和增强与冷锋相关。第 2 段降雨的影响系统不同,应分别作更深入的探讨。

虽然这次暴雨过程是在非常有利的大尺度环流背景下发生的,做出发生暴雨的预报不难,但此次过程产生了 1951 年以来最强的降雨,局地降雨强度达到 400 mm 以上,这在华北地区发生的概率较低,对暴雨中心的落区和强度的预报难度很大。要进一步提高这种暴雨的落区和强度的预报准确率,必须要揭示造成暴雨的中尺度对流系统的触发、维持机制以及移动规律等。本文只是对此次暴雨过程的多尺度特征进行了初步的研究,还未涉及到华北特殊地形影响下中尺度对流系统的触发、维持和移动机理,因此,将来需要开展更多更深入的专门研究,尤其针对不同环流背景条件下华北地形对中尺度对流系统触发和移动路径的影响。孙继松(2005)的研究指出,华北地区太行山东侧低空东风气流背景下,当垂直于山体的气流随高度减小时,地形的作用表现为迎风坡上的水平辐合,造成气旋式涡度增加,因此对迎风坡降水产生明显的增幅作用。赵玉春等(2012)在研究青藏高原东坡的降雨时发现随着高原低值系统移入四川盆地上空,盆地低层气流从西南(偏南)气流逐渐发展成东南(偏东)气流,偏东气流的出现是地形暴雨形成的重要原因。但由于观测资料的时空分辨率不高,对于地形在这次暴雨过程中的具体作用,采用观测资料无法开展中尺度对流系统触发、移动机理的详细分析,对这些机理的研究将在另文中采用数值模拟结果进行探讨:对于第 1 段降雨过程的中尺度系统重点研究冷空气、地形和偏东风对中尺度对流系统形成和移动的影响,对于第 2 段降雨过程重点研究锋面对 PS 对流线形成的作用以及 PS 对流线的结构特征。

参考文献 (References)

- 陈联寿. 2007. 登陆热带气旋暴雨的研究和预报 [C] // 第十四届全国热带气旋科学讨论会论文摘要集, 3–7. Chen Lianshou. 2007. The studies and predictions of heavy rainfall related to the landing tropical cyclones [C]// The Abstracts of Papers on the Fourteenth Symposium on the Tropical Cyclones (in Chinese), 3–7.
- 《华北暴雨》编写组. 1992. 华北暴雨 [M]. 北京: 气象出版社, 1–182. Compilers of Heavy rainfall in North China. 1992. Heavy Rainfall in North China (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1–182.
- 丁一汇, 李吉顺, 孙淑清, 等. 1980. 影响华北夏季暴雨的几类天气尺度系统分析 [C]// 暴雨及强对流天气的研究——中国科学院大气物理研究所集刊, 第 9 号. 北京: 科学出版社, 1–13. Ding Yihui, Li Jishun, Sun Shuqing, et al. 1980. The analysis on mesoscale systems producing heavy rainfall in North China [C]// Papers of Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (CAS), No. 9. Beijing: Science Press, 1–13.
- DiMego G J, Bosart L F. 1982a. The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone. Part I: The observed fields and vertical motion computations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (5): 385–411.
- DiMego G J, Bosart L F. 1982b. The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone. Part II: Moisture, vorticity and kinetic energy budgets [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (5): 412–433.
- Draxler R R, Hess G D. 1998. An overview of the HYSPLIT_4 modeling system for trajectories, dispersion and deposition [J]. *Aust. Meteorol. Mag.*, 47: 295–308.
- 方宗义, 覃丹宇. 2006. 暴雨云团的卫星监测和研究进展 [J]. *应用气象学报*, 17 (5): 583–593. Fang Zongyi, Qin Danyu. 2006. A review of satellite observed heavy rainfall cloud clusters [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 17 (5): 583–593.
- 江志红, 梁卓然, 刘征宇, 等. 2011. 2007 年淮河流域强降水过程的水汽输送特征分析 [J]. *大气科学*, 35 (2): 361–372. Jiang Zhihong, Liang Zhuoran, Liu Zhengyu, et al. 2011. A diagnostic study of water vapor transport and budget during heavy precipitation over the Huaihe River basin in 2007 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (2): 361–372.
- 梁丰, 陶诗言, 张小玲. 2006. 华北地区一次黄河气旋发生发展时所引起的暴雨诊断分析 [J]. *应用气象学报*, 17 (3): 257–265. Liang Feng, Tao Shiyuan, Zhang Xiaoling. 2006. Diagnostic analysis of a heavy rain event in North China caused by the development of Yellow River cyclone [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 17 (3): 257–265.
- 刘盎然, 郭大敏, 辛宝恒, 等. 1979. 关于“75.7”华北暴雨的水汽问题 [J]. *气象学报*, 37 (2): 79–82. Liu Angran, Guo Damin, Xin Baoheng, et al. 1979. The water vapor related to the “75.7” heavy rainfall in North China [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 37 (2): 79–82.
- Palmén E. 1958. Vertical circulation and release of kinetic energy during the development of hurricane hazel into an extratropical storm [J]. *Tellus*, 10: 1–23.
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128: 3413–3436.
- 盛春岩, 高守亭, 史玉光. 2012. 地形对门头沟一次大暴雨动力作用的数值研究 [J]. *气象学报*, 70 (1): 65–77. Sheng Chunyan, Gao Shouting, Shi Yuguang. 2012. Numerical simulation of the dynamic effect of the orography on a Mentougou severe torrential rain event [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 70 (1): 65–77.
- 孙继松. 2005. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响 [J]. *高原气象*, 24 (1): 62–69. Sun Jisong. 2005. The effects of vertical distribution of the lower level flow on precipitation location [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 24 (1): 62–69.
- 孙继松, 杨波. 2008. 地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨 [J]. *大气科学*, 32 (6): 1352–1364. Sun Jisong, Yang Bo. 2008. Meso- β scale torrential rain affected by topography and the urban circulation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (6): 1352–1364.
- 孙建华, 赵思雄. 2000. 登陆台风引发的暴雨过程之诊断研究 [J]. *大气科学*, 24 (2): 223–237. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2000. Diagnoses and simulations of typhoon (Tim) landing and producing heavy rainfall in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 24 (2): 223–237.
- 孙建华, 齐琳琳, 赵思雄. 2006. “9608”号台风登陆北上引发北方特大暴雨的中尺度对流系统研究 [J]. *气象学报*, 64 (1): 57–71. Sun Jianhua, Qi Linlin, Zhao Sixiong. 2006. A study on mesoscale convective systems of the severe heavy rainfall in North China by “9608” typhoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 64 (1): 57–71.
- 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): 492–505. Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Wei Jie, et al. 2005. A study on severe heavy rainfall in North China during the 1990s [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 10 (3): 492–505.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 1–225. Tao Shiyuan. 1980. Heavy Rainfalls in China [M]. Beijing: Science Press, 1–225.
- 赵玉春, 许小峰, 崔春光. 2012. 川西高原东坡地形对流暴雨的研究 [J]. *气候与环境研究*, 17 (5): 607–616. Zhao Yuchun, Xu Xiaofeng, Cui Chunguang. 2012. A study of convective rainstorms along the east slope of western Sichuan Plateau [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 17 (5): 607–616.
- 赵宇, 崔晓鹏, 高守亭. 2011. 引发华北特大暴雨过程的中尺度对流系统结构特征研究 [J]. *大气科学*, 35 (5): 945–962. Zhao Yu, Cui Xiaopeng, Gao Shouting. 2011. A study of structure of mesoscale systems producing a heavy rainfall event in North China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (5): 945–962.
- Zheng L L, Sun J H, Zhang X L, et al. 2012. Organizational modes of mesoscale convective systems over central East China [J]. *Wea. Forecasting*, in press.