

张楠, 杨晓君, 邱晓滨, 等, 2018. 一次突发性暴雨的机理分析及短期预报思考[J]. 气象, 44(1): 118-131.

一次突发性暴雨的机理分析及短期预报思考^{*}

张楠¹ 杨晓君^{1*} 邱晓滨² 刘一玮¹ 杨洋¹

¹ 天津市气象台, 天津 300074

² 天津市气象科学研究所, 天津 300074

提 要: 2015年9月4日白天, 天津出现突发性暴雨过程, 利用多种观测资料对此次过程进行分析, 结果表明: 偏南气流与高压底部东北风相遇, 在蓟州山区以南形成辐合, 触发雷暴发展; 雷暴形成后, 回波形成“后向传播”机制, 配合中低空的南风脉动, 在天津北部形成南北向的“列车效应”, 导致北部强降水的发生; 上游的高空槽降水在近地面形成冷池, 其向东辐散气流与偏东风相遇, 在降水区下游触发新的雷暴, 使得雨带快速东移, 且当辐散气流与偏东风相遇后, 出现小尺度辐合性气旋式环流, 导致下游强降水增幅; 当高空槽降水云团主体移过城区后, 在 γ 中尺度辐合流场作用下, 触发小尺度对流云团的生成和发展, 影响天津城区再次出现强降水。在短期预报过程中, 预报员在大尺度模式环境场分析的基础上, 对于中尺度模式仅参考了其降水预报, 而忽略了对中尺度环境场的分析, 分析表明, 虽然中尺度模式对此次过程的降水时段预报存在偏差, 但其中尺度环境场预报, 可以为此次暴雨过程在短期时效内(24 h)的预报订正提供参考。

关键词: 突发性暴雨, 地形抬升, 列车效应, 小尺度气旋, 前向传播, 中尺度环境场, 短期预报

中图分类号: P456, P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.01.010

Mechanism Analysis and Rethinking of Short-Term Prediction of a Sudden Rainstorm

ZHANG Nan¹ YANG Xiaojun^{1*} QIU Xiaobin² LIU Yiwei¹ YANG Yang¹

¹ Tianjin Meteorological Observatory, Tianjin 300074

² Tianjin Institute of Meteorology Science, Tianjin 300074

Abstract: A sudden rainstorm process happened in Tianjin on 4 September 2015. The analysis based on various observation data showed that the southerly flow met with the northeast wind at the bottom of the high pressure, forming the convergence in the mountain front and triggering thunderstorm. After the thunderstorm was formed, the “backward propagation” mechanism formed, matching up the southerly wind in the mid-low level, and forming the south-north “train effect” which led to the happening of heavy rainfall. The precipitation caused by upper trough developed into the cool pool near the surface layer. The divergence flow met the easterly flow, triggering the new thunderstorm in the downstream of precipitation area. This “forward propagation mechanism” made the rain belt move faster than that of upper trough. And when the divergence flow met with the easterly flow, small-scale convergence cyclonic circulation formed, making the precipitation increase in front of the convergence line. After the upper-trough precipitation moved across the urban area, due to the meso- γ scale convergence effect, which triggered the formation of meso- γ scale convective cloud, the heavy precipitation once again appeared in the urban area of

^{*} 国家自然科学基金项目(41575049和41675046)、国家自然科学基金青年科学基金项目(41305088)、中国气象局预报员专项(CMAY-BY2016-006和CMAYBY2017-005)、天津市气象局重点项目(201723zdxm04)及天津市气象局气象预报预警创新团队共同资助

2017年2月27日收稿; 2017年11月30日收修定稿

第一作者: 张楠, 主要从事暴雨等强对流天气中尺度机制研究. Email: nanzhangnanzhang@163.com

通信作者: 杨晓君, 主要从事气象预报预警技术研究. Email: boluo0127@yeah.net

Tianjin City. During the short-term forecasting, besides the analysis of large-scale environmental background, forecasters only considered the precipitation field from mesoscale model, ignoring the analysis of mesoscale environmental field. The results showed that although there is deviation between the precipitation from model and observed precipitation, the prediction of the mesoscale environmental field could provide reference for the prediction of sudden heavy rainfall in the short period of time (24 h).

Key words: sudden heavy precipitation, terrain uplift, train effect, small-scale cyclone, forward propagation mechanism, mesoscale environmental field, short-term forecast

引言

暴雨是华北沿海地区夏季常见的灾害性天气之一,常给人民生命财产、国防建设及工农业生产带来严重危害。随着沿海地区城市迅速发展和人口急剧增长,城市运行对强降水的敏感性也日益增强。20世纪80年代以来,许多气象工作者对华北暴雨做了较为全面的分析研究。早在80年代初,陶诗言(1980)就在专著《中国之暴雨》中指出影响华北暴雨的四种主要天气形势,即高空槽(相伴有冷锋)暴雨、暖切变线暴雨,黄河气旋暴雨和冷涡暴雨。90年代初,《华北暴雨》编写组(1992)从气候特征、环流背景、中低纬度系统的相互作用、急流以及中尺度系统等方面,较为全面系统地分析和研究了华北暴雨的形成机制。近年来,众多气象学者(田秀霞和邵爱梅,2008;魏东等,2009;赵宇等,2011;何群英等,2012;李延江等,2013;张楠等,2014)对京津冀地区暴雨过程的形成机制进行了深入的研究。华北暴雨具有突发性、局地性强的特点,且物理机制较为复杂(赵宇等,2011;田秀霞和邵爱梅,2008;魏东等,2009;王丽荣等,2011),其影响系统多为大尺度天气系统制约下的中小尺度系统,预报难度很大(郭虎等,2008;段丽等,2009;李青春等,2011;东高红等,2011),需要充分应用各种先进的加密探测资料进行检测,诊断分析出中小尺度系统或局地尺度系统的发展和变化,进而预报出此类暴雨天气;关于中小尺度系统的发展和变化,Doswell et al(1996)研究指出,中尺度对流系统是暖区强降水的主要贡献者,Junker et al(1999)研究表明,在中纬度地区,强的低层风(边界层急流)能够不断将低层的暖湿空气向中尺度对流系统发生区推进,在与降水导致的冷空气出流的相互作用下,通过强的低层辐合实现暖湿空气的上升,从而非常有利于对流强降水的发生、维持和增强。袁美英等(2010)、徐珺等(2014)、夏茹娣和赵思雄(2009)、孙建华等(2015)、孔凡超等(2016)、

张楠等(2015)发现地面辐合线在中尺度系统的触发或维持方面发挥了重要作用;王福侠等(2014)统计了29次暴雨过程的雷达径向速度场特征,发现中尺度辐合是其共有的速度特征,同时发现“列车效应”是造成局地暴雨、大暴雨的关键因素。大量研究成果为认识华北地区暴雨的形成机理、寻找预报着眼点提供了非常有价值的参考依据。然而,每一次暴雨天气过程的天气尺度环流背景、中尺度强迫源都不同,因此中小尺度灾害性暴雨事件仍是当前天气预报中的难点。

2015年9月4日夜间天津地区出现突发性暴雨过程,局地性强,短期预报难度较大,各家数值预报模式的降水预报产品以及天津市气象台短期时效内发布的主观降水预报产品均未准确报出此次暴雨过程,那么本次过程的主要物理机制是什么?数值预报产品对这些物理机制是否可以准确预报?预报员是否可以通过对数值产品环境场预报的分析在短期时效内对模式降水预报进行有效订正?针对上述问题,本文综合利用欧洲中期数值预报中心(ECMWF,以下简称EC)预报资料、EC再分析资料、加密自动站资料,天津塘沽、北京、河北沧州、秦皇岛、承德五部多普勒雷达组网资料、GPS探测的大气可降水量(precipitable water vapor, PWV)资料,北京城市气象研究所运行的多普勒变分雷达分析系统(The Variational Dopple Radar Analysis System, VDRAS)输出的高分辨率分析场(时间分辨率:18 min,空间分辨率:5 km×5 km,背景场:BJ-RUC模式)资料,以及天津铁塔资料,分析中小尺度系统对此次突发性暴雨落区的影响,研究此类突发性暴雨天气的形成机理,并探讨此次灾害性天气在短期时效的预报失败原因及订正思路。

1 天气实况

2015年9月4日08:00至5日08:00海河流域东部出现突发性暴雨天气,个别站点达到大暴雨量

级,暴雨中心主要集中在京津地区。从天津地区的降水分布(图1a)来看,此次过程暴雨影响范围大,分布极不均匀,天津地区共出现5个降水中心,其中3个降水中心达到大暴雨量级,分别出现在蓟州安琪盘(112.3 mm)、宝坻林亭口(123.3 mm),以及滨海新区宁车沽(132.8 mm),另外两个中心出现在天津市城市气候观测站和武清的徐官屯,此次过程最大小时雨量出现在宝坻林亭口,达到65.7 mm,城区也多站次出现短时强降水,城市气候观测站的累计雨量达到86.5 mm,城区最大小时雨量达到45.1 mm,出现在16:00—17:00。通过分析上述五个降水中心逐小时降水量随时间演变发现,主要降水时段出现在4日白天(图1b),此次降水过程首先出现在天津的北部山区南侧(以安琪盘站为代表),由系统辐合和山前地形辐合共同作用所致,主要降水时段发生在9月4日09:00—11:00,随后受边界

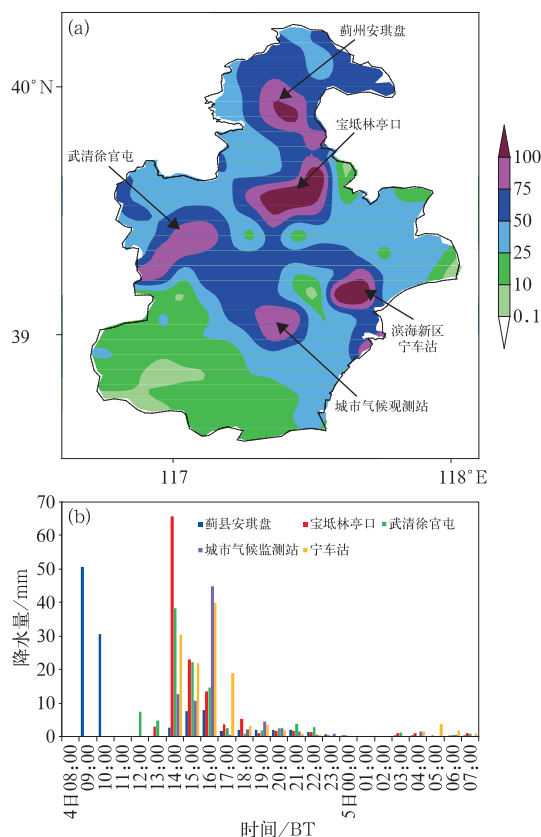


图1 2015年9月4日08:00至5日08:00

(a) 累积降水量(阴影,单位:mm)和

(b) 降水中心降水量时间序列(单位:mm)

Fig. 1 (a) Accumulated precipitation (shaded area, unit: mm), (b) hourly precipitation (unit: mm) change in precipitation centers in Tianjin from 08:00 BT to 08:00 BT 5 September 2015

层辐合线影响,宝坻和武清地区开始出现强降水天气,主要降水时段集中在14:00—15:00;最后伴随高空槽雨带的快速东移,天津中部地区(以城市气候观测站为代表)和东部地区(以宁车沽站为代表)都出现了强降水天气,主要时段集中在15:00—17:00。

2 预报过程回顾

图2为EC模式2015年9月3日20:00起报的0~36 h时效的环流形势场,根据模式预报结果,在3日20:00(图2a),500 hPa蒙古中部有涡旋系统活动,其南部高空槽延伸至 36°N ,此时天津地区受高压脊控制,850 hPa也为反气旋环流,水汽中心在河北省西部地区;4日08:00(图2b),涡旋东移,高空槽分为南北两支,天津此时受南支高空槽前偏南气流控制,但此时槽线距离天津较远,且比湿中心也位于北京西部;4日20:00(图2c),500 hPa南支高空槽东移至渤海,而高比湿区($\geq 8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)并没有伴随东移;此时天津上游的涡旋系统仍在东移,且对应500 hPa低槽槽前,天津上游850 hPa存在纬向切变线(点线),并与高比湿区对应;5日08:00(图2d),500 hPa涡旋系统过境,同时850 hPa纬向切变线向东延伸,与高比湿区配合,正位于天津上空。综上所述,4日白天南支高空槽移经天津地区,但水汽条件较差,预报4日白天为小雨量级,夜间(4日20:00至5日08:00)在涡旋系统和低空切变线的共同作用下,预计天津将出现强降水天气。

如图3所示,EC模式的降水预报与上述分析较为一致,根据预报场分析,4日08:00—14:00降水中心位于京津交界位置,中心为17 mm,天津大部分地区均在5 mm以内(图3a);14:00—20:00降水中心位于北京西部,中心为42 mm,天津北部地区达到中雨量级,其他大部分地区仍为小雨(图3b);4日20:00至5日02:00,降水区域向北发展,中心位于北京北部,中心最大降水量为34 mm,天津地区仍为小到中雨(图3c);5日02:00—08:00,降水区东移,影响天津北部地区,中心为45 mm(图3d)。从中尺度WRF模式天津城市气候观测站单点的降水预报来看(图3e),4日白天未报降水,降水主要预报在4日夜间,市区降水量接近于暴雨,小时降水量最大可达38 mm。

根据上述分析,得出如下预报结论:4日白天,天津中南部和东部地区雷阵雨,北部地区中雨,4日

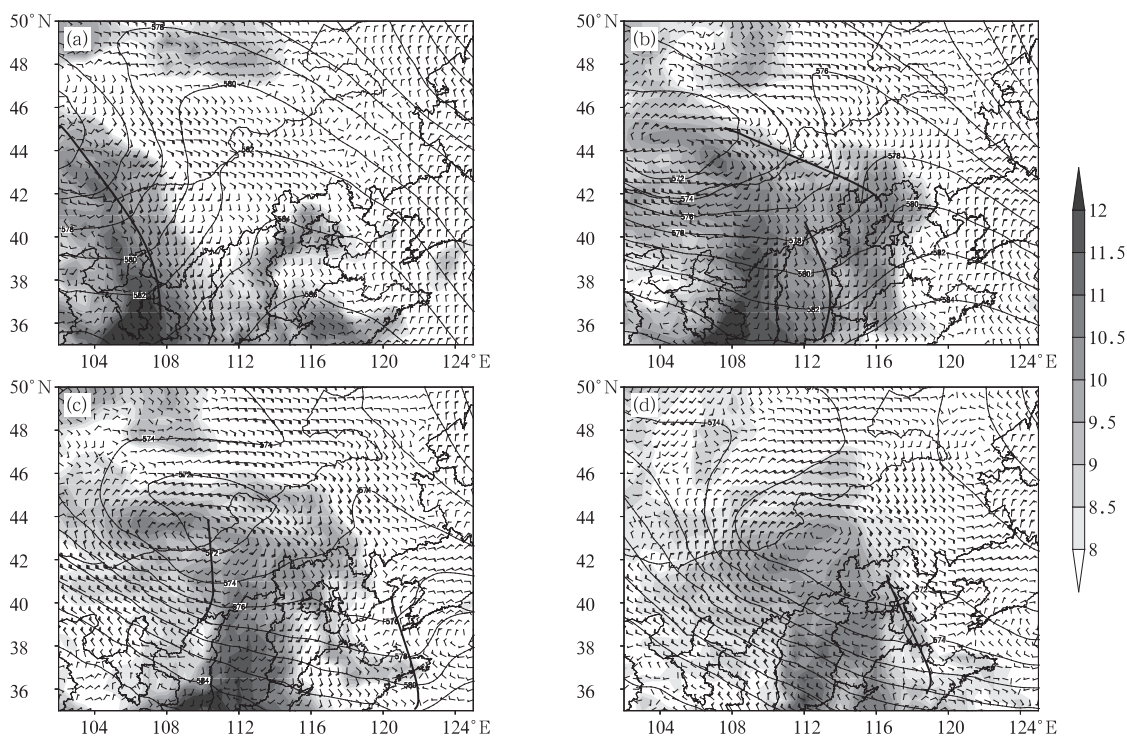


图2 EC模式2015年9月3日20:00起报的500 hPa位势高度场(等值线,单位:dagpm),
850 hPa风场(风向杆,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and 比湿(阴影,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)
(a)3日20:00,(b)4日08:00,(c)4日20:00,(d)5日08:00

Fig. 2 Geopotential height (contour, unit: dagpm) at 500 hPa, wind field (barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
and specific humidity (shaded area, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) at 850 hPa produced by EC
model initiated from 20:00 BT 3 September 2015
(a) 20:00 BT 3, (b) 08:00 BT 4, (c) 20:00 BT 4, (d) 08:00 BT 5

夜间,中南部和东部地区预报大雨,北部地区后半夜预报大到暴雨,即将主要降水时段考虑在4日夜间,主要降水区域预报在天津北部。

3 实际天气过程演变

3.1 实际降水过程演变

通过分析上述五个降水中心逐小时降水量随时间演变(图1b)发现,此次降水过程首先出现在天津的北部山区(以安琪盘站为代表),主要降水时段发生在9月4日09:00—11:00,最大小时雨量发生在09:00—10:00,为50.4 mm;该时段强降水由系统辐合和山前地形辐合触发,并在南风气流下形成“列车效应”所致(图4a),从4日08:00—14:00(图5a)的降水分布来看,降水集中在天津北部,降水中心位于北部山前,中心在60 mm以上;随后宝坻和武清地区开始出现强降水,主要降水时段集中在14:00—15:00,小时雨量分别达到65.7和38.5 mm,此时

段强降水主要受边界层切变线所致,如图4b所示,多个回波单体沿边界层切变线成线状分布。最后伴随高空槽雨带的快速东移(图4c),天津中部地区(以城市气候观测站为代表)和东部地区(以宁车沽站为代表)都出现了强降水天气,主要时段集中在15:00—17:00,最大小时雨量分别达到45.1和40.2 mm。从4日14:00—20:00的降水分布(图5b)可以看出,该时段为天津全区性降水,降水中心位于天津中部地区,有4个主要的降水中心,分别位于宝坻、中心城区和滨海新区(2个),4日20:00至5日08:00,伴随系统东移,天津地区降水明显减弱,降水趋于结束(图5c和5d)。

3.2 大尺度环流背景分析

通过分析2015年9月4日环流背景可以发现,08:00的500和850 hPa实况环流形势与预报场吻合(图6a和图2b),天津地区500~850 hPa均受偏南气流影响,具备一定的水汽输送条件,850 hPa比湿中心位于河北省西部,4日20:00(图6b),南支高

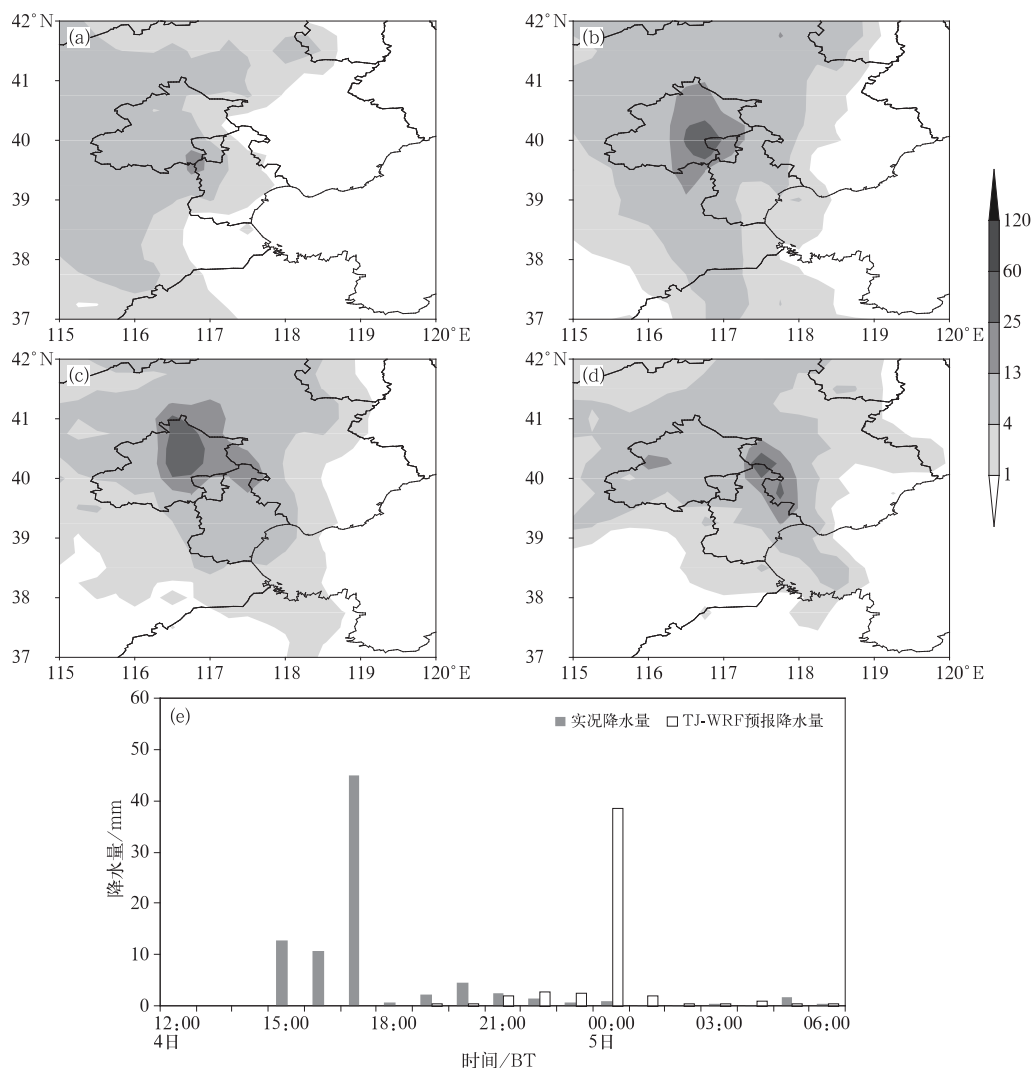


图 3 EC 模式 2015 年 9 月 3 日 20:00 起报的降水预报(阴影,单位:mm)

(a)4 日 08:00—14:00,(b)4 日 14:00—20:00,(c)4 日 20:00 至 5 日 02:00,(d)5 日 02:00—08:00;
(e)TJ-WRF 模式 9 月 3 日 20:00 起报的天津城市气候观测站(54517)的降水与该站实况降水时序图(单位:mm)

Fig. 3 Precipitation forecast (shaded area, unit: mm) produced by EC model initiated from 20:00 BT 3 September 2015

(a) 08:00—14:00 BT 4, (b) 14:00—20:00 BT 4, (c) 20:00 BT 4 to 02:00 BT 5,
(d) 02:00—08:00 BT 5; (e) time series of observed precipitation and forecast produced
by TJ-WRF model initiated from 20:00 BT 3 2015 at Tianjin Station (54517)

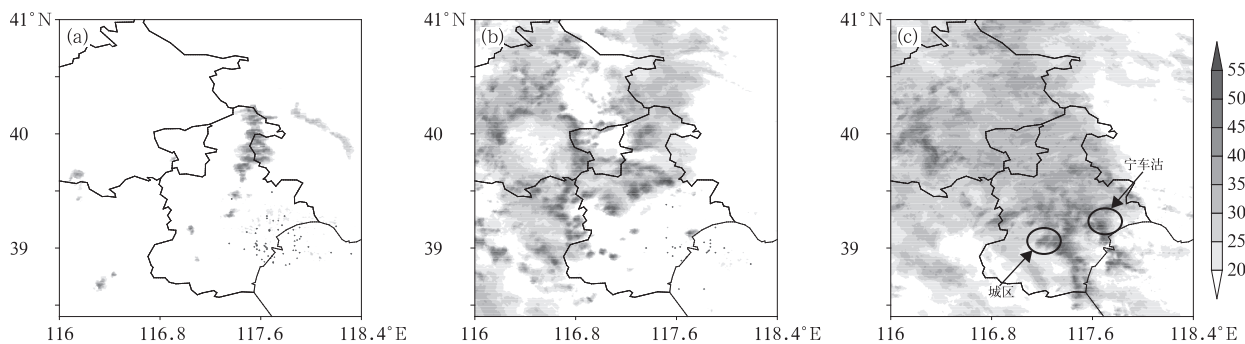


图 4 2015 年 9 月 4 日(a)09:30,(b)14:00 和(c)16:12 雷达组合反射率图(单位:dBz)

Fig. 4 Radar composite reflectivity (shaded area, unit: dBz) on 4 September 2015
(a) 09:30 BT, (b) 14:00 BT, (c) 16:12 BT

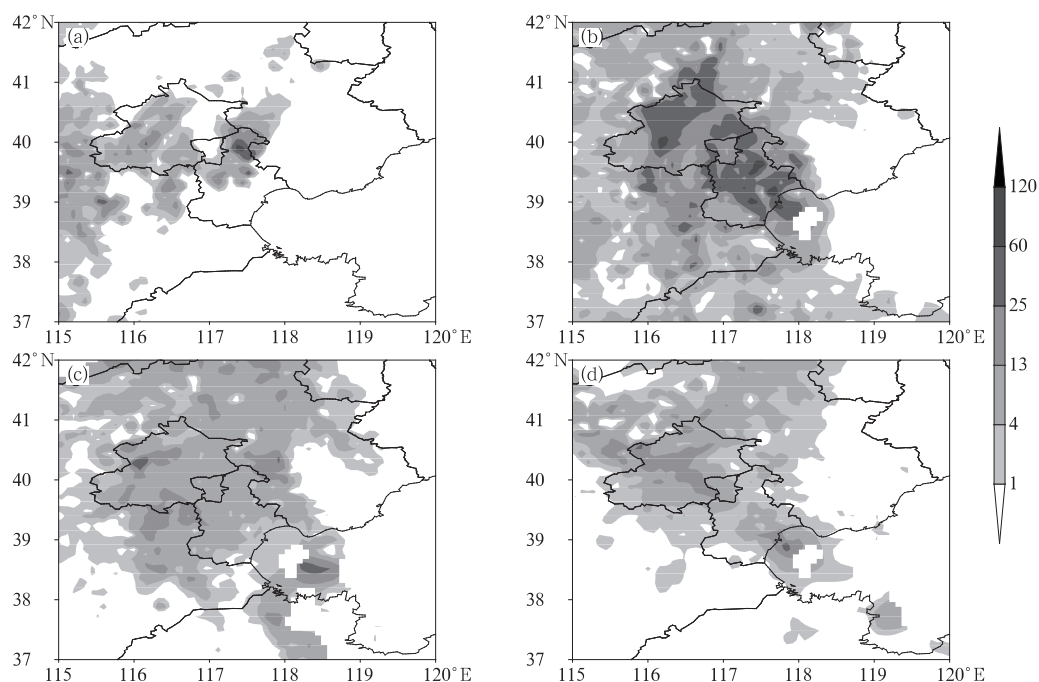


图 5 2015 年 9 月 4—5 日降水(阴影,单位:mm)实况

(a) 4 日 08:00—14:00, (b) 4 日 14:00—20:00, (c) 4 日 20:00 至 5 日 02:00, (d) 5 日 02:00—08:00

Fig. 5 Observed precipitation (shaded area, unit: mm) during 4—5 September 2015

(a) 08:00—14:00 BT 4, (b) 14:00—20:00 BT 4, (c) 20:00 BT 4
to 02:00 BT 5, (d) 02:00—08:00 BT 5

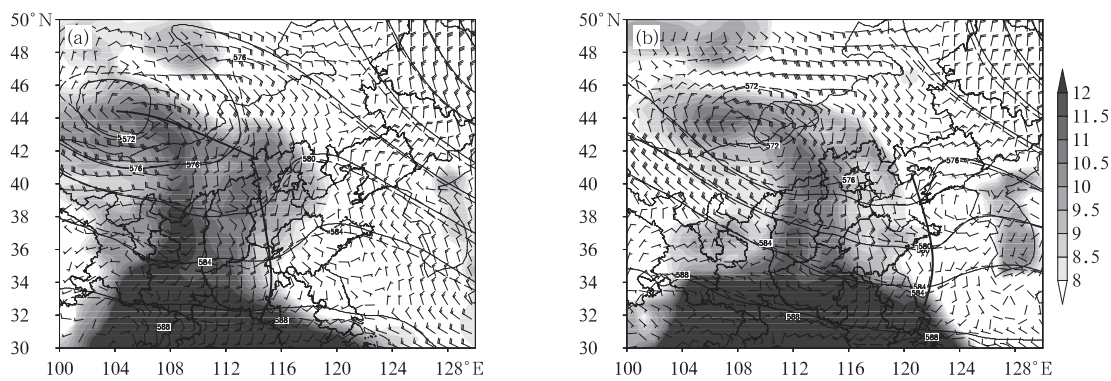


图 6 2015 年 9 月 4 日 (a) 08:00 和 (b) 20:00 的 500 hPa 位势高度实况场(实线,单位:dagpm)、
500 hPa 位势高度预报场(虚线,单位:dagpm)、850 hPa 风场(风向杆,
单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和比湿(阴影,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Fig. 6 Geopotential height field (contour, unit: dagpm) at 500 hPa, geopotential
height forecast (dotted line, unit: dagpm) at 500 hPa, wind field (barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
and specific humidity (shaded area, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) at 850 hPa
at 08:00 BT (a) and 20:00 BT (b) 4 September 2015

空槽东移渤海海面,但比湿中心并没有随着南支高空槽移动,此时高比湿区仍位于河北省西北侧,与 3 日 20:00 起报的该时效的预报场一致(图 2c),虽然模式对低层比湿的预报较实况偏小,但中心位置较

为一致。通过检验,T639 模式、GRAPES 模式以及 TJ-WRF 模式也都在 24 h 时效内较好地预报了此次过程的中低层的环流形势(图略),但各家模式对此次过程的降水强度和时段都有较大的偏差。因此

为深入研究此次突发性暴雨过程的物理机制,需要利用精细化资料对此次过程进行中尺度特征分析。

3.3 探空分析

从2015年9月4日08:00北京探空(图7a)来看,在降水发生前,在中低层水汽条件较好,温度露点差 $<2^{\circ}\text{C}$,抬升凝结高度在975 hPa左右,CAPE值为 $122\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,自由对流高度在850 hPa左右,这样的能量条件需要较强的系统性抬升才能在平原地区触发出强降水,而利用天津08:00城区附近的温度(25°C)和露点温度(23°C)对北京探空进行订正后,得到CAPE值为 $1300\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,对流抑制有效位能为 $0\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,仅需要弱的地面抬升机制就可将气块抬升到自由对流高度以上,触发对流的发展。通过分析各层风场发现,虽然 $0\sim 6\text{ km}$ 的垂直切变为 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,但主要的风向转换位于 $1000\sim 925\text{ hPa}$,925 hPa以上以西到西南风为主,925 $\sim 500\text{ hPa}$ 的垂直风切变仅为 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,Davis(2001)指出垂直风切变越小,雨滴越不容易蒸发,有利于高效率降水的发生。

3.4 中尺度触发机制分析

3.4.1 地形作用

Chu and Lin(2000)研究表明,地形强迫效应对MCS的发展以及强降水的出现也起到重要作用。Park and Lee(2007)研究发现,强的低层暖湿空气在山前的辐合以及连续的地形强迫抬升是引起朝鲜半岛一次历史罕见局地特大暴雨的主要机制。4日08:00(图7d),地面高压底部的东北风与东南气流在方框处相遇,在两股气流的交汇处有对流生成,从9月4日08:00的1000 m高度风场(图7e)来看,天津大部分地区以东到东南风为主,且受北部山区地形影响自南向北风速逐渐减小,存在明显的风速辐合,从同时刻沿 117.362°E 的 $v-w$ 合成风场剖面图(图7f)可较清晰地看出偏北气流与南来的暖湿空气在山前相遇,在 $39.2^{\circ}\sim 39.7^{\circ}\text{N}$ 形成较强的上升气流,从能量上分析,利用天津北部山区的温度(21°C)和露点温度(19°C)对北京地区的探空(图7c)进行分析,此时蓟州地区的CAPE值为 $38.8\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,自由对流高度为810 hPa,而北部山区最

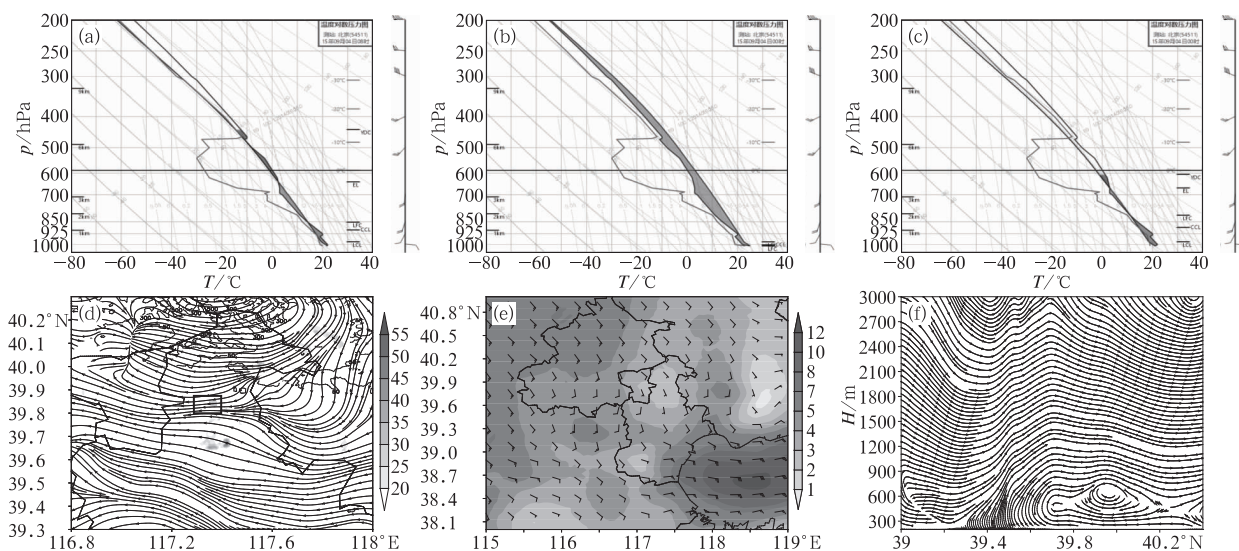


图7 2015年9月4日08:00(a)北京探空 $T\text{-log } p$ 图,(b)利用天津城市气候观测站(54517)的地面要素场订正的北京探空,(c)利用蓟州站(54428)的地面要素场订正的北京探空,(d)地面流场(流线,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),地形高度(等值线,单位:m)、组合反射率(阴影,单位:dBz),(e)VDRAS输出风场:1000 m高度全风速(阴影,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),风场(风向杆,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),(f)沿 117.362°E 的 $v-w$ (w 放大10倍)合成风场的垂直剖面

Fig. 7 (a)Beijing sounding $T\text{-log } p$ chart; (b) corrected Beijing sounding using the surface field at Tianjin Station (54517); (c) corrected Beijing sounding using the surface field at Jizhou Station (54428); (d) surface stream field (stream, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), terrain height (contour, unit: m), composite reflectivity (shaded area, unit: dBz); (e) wind field from VDRAS; wind speed (shaded area, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), wind field (barb, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at 1000 m height; (f) cross section of $v-w$ (w amplified 10 times) along 117.362°E at 08:00 BT 4 September 2015

高海拔可达到 1078.5 m,说明地形的动力抬升起到了至关重要的作用,由此可知,山前的辐合抬升加上系统动力抬升可以在较弱的对流能量的情况下将气块抬升到自由对流高度以上,使对流形成并发展(图 7d)。

3.4.2 列车效应

从 9 月 4 日 09:30 的组合反射率(图 8a)来看,天津北部对流区域南端不断有回波生成,再随偏南引导气流向北移动,导致有多个回波经过同一地点,形成“列车效应”,导致北部暴雨中心出现(图 1a),蓟州区安琪盘站 10:00 和 11:00 的小时雨量分别达到 50.7 和 30.6 mm。沿图 8a 中的线段 AB 做反射率因子的垂直剖面(图 8b),如图所示,在“列车效应”方向上的对流单体强回波核位于中低层(3~4 km),有利于高效率降水的产生。为进一步研究“列车效应”机制,沿 117.54°E(带状回波中心)做 v - w (w 放大 10 倍)合成风场的垂直剖面(图 8e),从图 8c 中可以看出,与图 8a 和 8b 中的回波相对应,存在多个小尺度次级环流,表明单体发展后,受降水

拖曳作用影响,形成下沉气流,降水物通过较干气层易形成蒸发冷却,在近地面形成冷中心(图 8c)和辐散气流,其向南辐散的一支与偏南气流相遇(形成露点温度梯度的大值区,图 8f),从而在对流区域的南端不断触发新的雷暴生成,同时在 1000 m 高度南风气流里存在多个中尺度辐合抬升区(图 8d),说明在对流层中低层存在南风脉动现象,有利于“列车效应”的形成,这与张楠等(2014)的研究成果一致。通过分析此时 GPS 探测的整层 PWV 的空间分布特征(图 8f)可以看出,在带状回波的南端,存在整层可降水量的大值区,中心可达 45 mm 以上,为对流单体在此处的不断生成提供充沛的水汽条件。

3.4.3 对流云团的前向传播机制

图 9a~9c 为 4 日 13:00—15:00 加密自动站风场与雷达组合反射率的叠加图。9 月 4 日 13:00(图 9a),天津北部山区对流已经减弱,东北气流与东南侧的暖湿入流相遇,近地面形成气旋式切变线,多处对流被触发并沿着切变线排列;14:00(图 9b),由于东南气流源源不断地向线状对流输送水汽和能

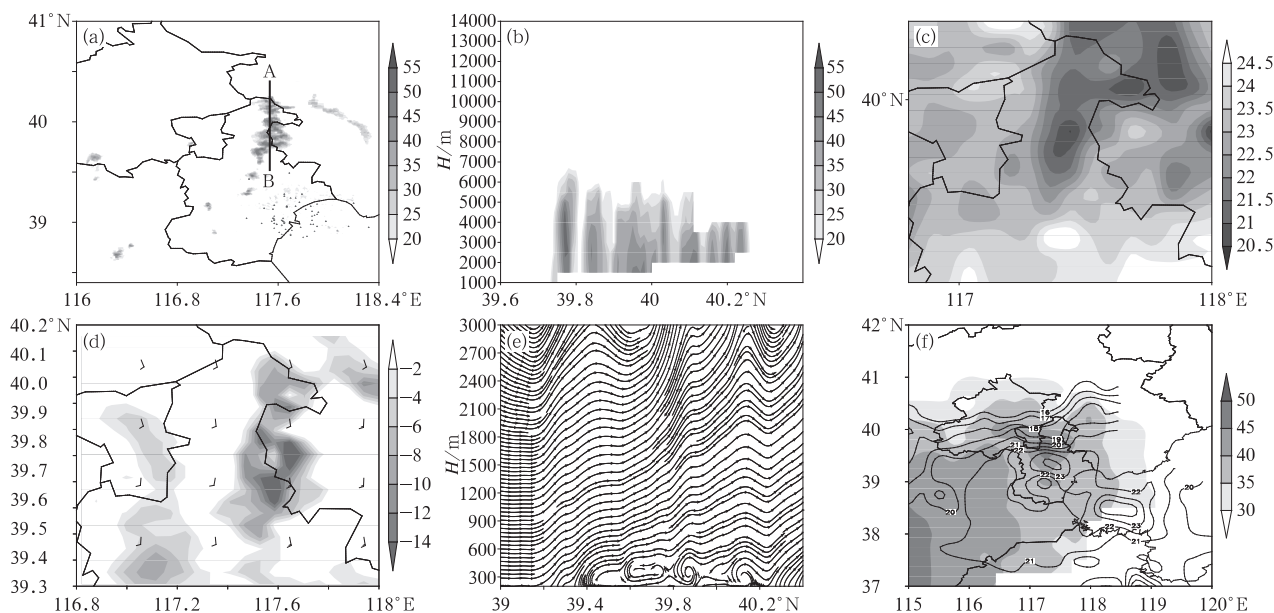


图 8 2015 年 9 月 4 日 09:30(a)雷达组合反射率(单位: dBZ), (b)沿图 8a 中 AB 线段回波剖面, (c)地面加密自动站温度(阴影, 单位: °C)分布, (d)1000 m 高度 VDRAS 风场(风向杆, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 散度(阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1}), (e)沿 117.54°E 的 v - w (w 放大 10 倍) VDRAS 合成风场的垂直剖面, (f)9 月 4 日 10:00 GPS 探测的 PWV(阴影, 单位: mm)和地面加密自动站观测的露点温度(等值线, 单位: °C)

Fig. 8 (a) Radar composited reflectivity (shaded area, unit: dBZ), (b) cross section of radar reflectivity along AB in Fig. 8a, (c) temperature (shaded area, unit: °C) field from AWS, (d) wind field (barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 1000 m height from VDRAS data, (e) cross section of v - w (w amplified 10 times) along 117.54°E at 09:30 BT 4 September 2015, (f) PWV (shaded area, unit: mm) observed by GPS and dew temperature (contour, unit: °C) at 09:30 BT 4 September 2015

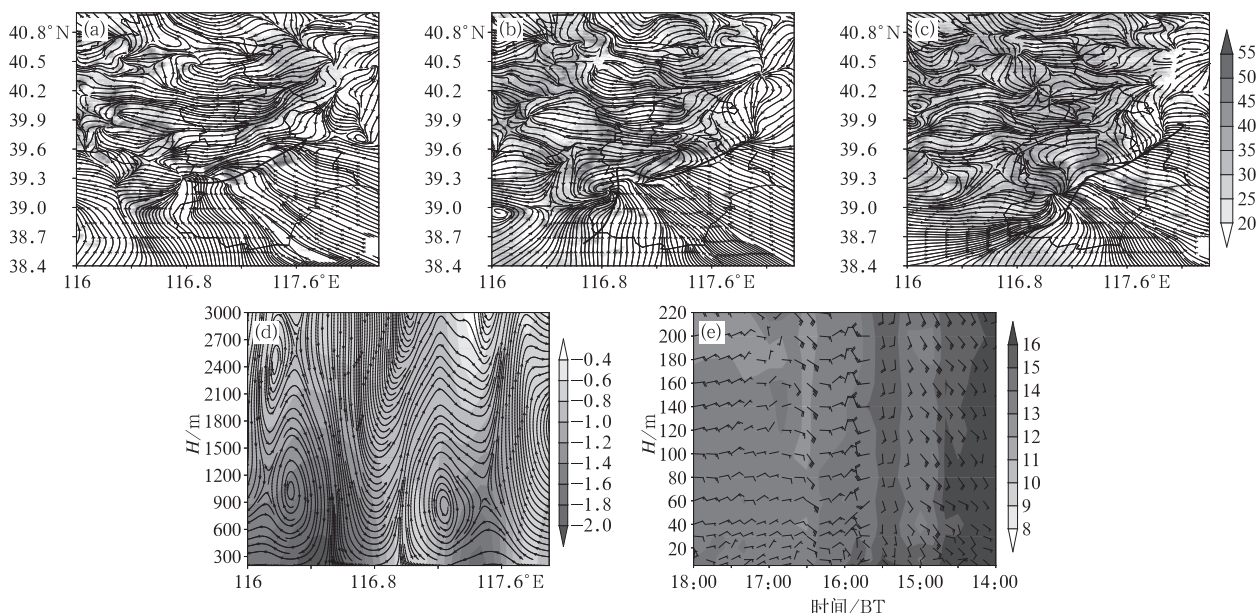


图9 2015年9月4日(a)13:00,(b)14:00,(c)15:00地面加密自动站风场(流线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和
组合反射率(阴影,单位:dBz),(d)9月4日12:34沿 39.33°N $u-w$ 合成风场(w 放大10倍)、
扰动温度(阴影,单位: $^\circ\text{C}$)的垂直剖面,(e)边界层比湿(阴影,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)、
风场(风向杆,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)时间-高度剖面图

Fig. 9 Wind field (stream, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) of surface AWS and composite reflectivity
(shaded area, unit: dBz) at (a) 13:00 BT, (b) 14:00 BT, (c) 15:00 BT 4 September 2015,
(d) cross-section of $u-w$ stream (w amplified 10 times), disturbance temperature
(shaded area, unit: $^\circ\text{C}$) along 39.33°N at 12:34 BT 4 September 2015, (e) time-height
cross section of specific humidity (shaded area, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) and wind field (barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

量,对流得到进一步发展,宝坻林亭口和武清徐官屯两个降水中心的最大小时雨量均出现在14:00—15:00,分别达到65.7和38.5 mm。由于对流的发展,在近地面层出现辐散气流(图9b),在对流系统的东侧与环境东南风辐合,同时在系统的西侧与偏西风辐合,但西侧主要与偏西干冷空气辐合,不易有对流发展,而东侧辐散气流与暖湿的东南气流辐合,因此不断在对流系统的东南侧触发新的对流单体,使对流云团向东南侧传播;除天津上述地区以外,北京南部天津西侧也出现强降水,其西风流出与东南入流相遇形成辐合线,使得雨团向东传播,由雷达回波演变可以看出,14:00—17:00回波向东和东南方向移动(图9c)。图9d为利用VDRAS资料制作的4日12:34沿 39.33°N 做 $u-w$ 合成风场的垂直剖面,如图所示,由于北京以南地区强降水的拖曳作用,产生较强的下沉气流,近地面层形成冷池,其向东辐散的气流与偏东风相遇形成强劲的上升气流,在原有强降水云团东侧不断触发新的对流,导致雷暴向东传播。从铁塔的风场和比湿演变时序图(图9e)

也可以看出回波的东传机制,在15:30之前,铁塔上空边界层内持续受东南风影响,比湿也在15:00—15:30迅速增加,200 m高度达到 $16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,15:40铁塔上空偏东风突然转为偏西风,比湿也开始下降,表明西来的强降水云团引发的边界层辐散气流经过铁塔上空。因此,降水云团除在高空槽东移强迫下向东移动外,同时传播方向也是向东,该“前向传播”机制导致降水区域快速东移,而对流云团的传播机制往往是模式预报中的难点,导致降水实况发生时间要早于模式预报。

3.4.4 γ 中尺度强降水云团触发和维持

从图1b可以看出,天津城区的最大小时雨量发生在16:00—17:00,而此时高空槽降水云团主体已经移过城区(图10a),说明在主体云团的后部仍存在小尺度系统的生成和发展,影响天津城区再次出现强降水。图10a~10f为4日16:00—16:48组合反射率分布图,当此次过程的主体回波东移经过天津主城区(图10a中箭头所指位置)后,16:06在主体回波后部天津城区附近(图10b)触发一个 γ 中

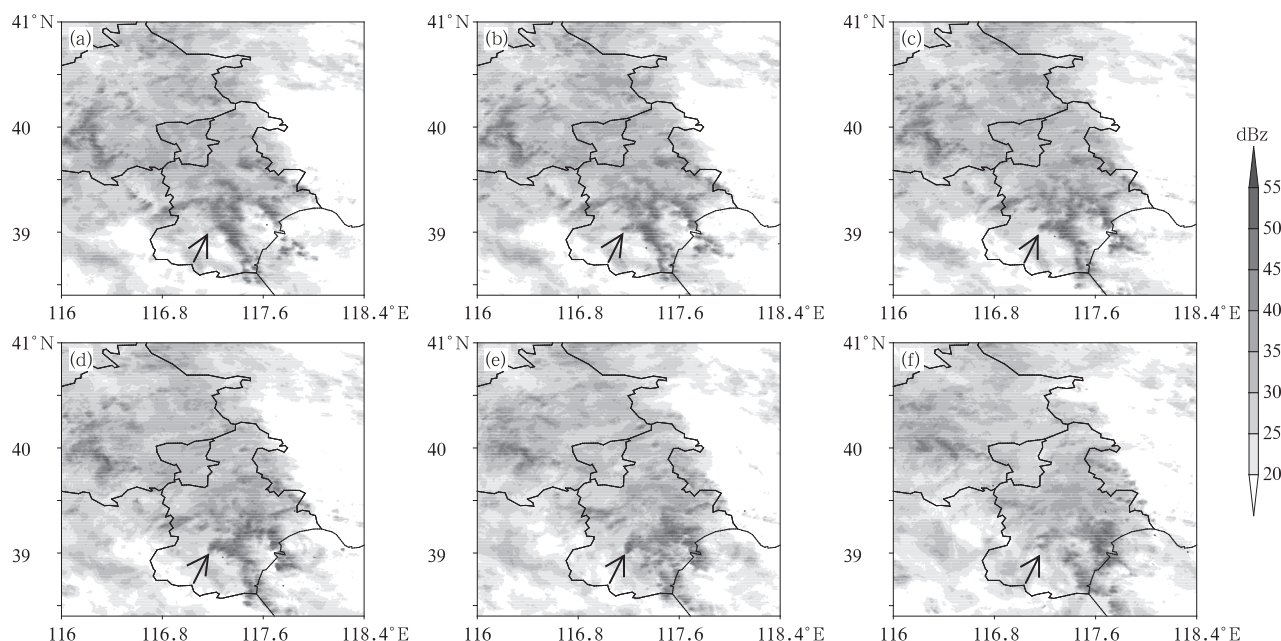


图 10 2015 年 9 月 4 日(a)16:00,(b)16:06,(c)16:12,(d)16:18,(e)16:30 和(f)16:48 组合反射率
(箭头所指文中所探讨的 γ 中尺度强降水云团)

Fig. 10 Composite reflectivity (shaded area) on 4 September 2015

(a) 16:00 BT, (b) 16:06 BT, (c) 16:12 BT, (d) 16:18 BT, (e) 16:30 BT, (f) 16:48 BT
(Arrow points to the meso- γ scale cloud clusters)

尺度强降水云团,随后回波逐渐增强,面积增大(图 10c),16:18 与主体回波合并(图 10d),16:30 之后主体回波开始减弱东移,但 γ 中尺度强降水云团仍稳定维持(图 10d 和 10e),造成城区短时强降水的再次发生。16:00—17:00 城区气候观测站小时雨量达到 45.1 mm,远远超过主体回波经过时造成的小时雨量(20 mm 以下)。

从 γ 中尺度对流云团的纬向剖面(图 11a~11e)来看,4 日 16:00(图 11a),在主体回波以西,有一 γ 中尺度对流云团发展,其中心回波达到 35 dBZ,高度位于 1500 m,16:06 回波明显发展(图 11b),中心回波达到 40 dBZ 以上,且云团在垂直方向上伸展, ≥ 40 dBZ 以上的回波从 2 km 延伸到 5 km,16:12 对流云团内部出现 > 50 dBZ 的回波(图 11c),此时该云团中 ≥ 40 dBZ 以上的区域与主体回波相连,连接区域在 1 km 以下,16:18(图 11d)在 1800 m 高度两云团相连,形成“云桥”(连接处回波强度 ≥ 40 dBZ),16:30 之后(图 11e 和 11f),主体回波逐渐减弱东移,而 γ 中尺度对流云团位置和强度(中心强度始终在 50 dBZ 以上)相对稳定,质心始终维持在 3 km 以下,有利于短时强降水的发生,且当主体回波减弱东移后, γ 中尺度对流云团质心进一步下降到 2 km 以下,根据市区各自动站逐 10 min 降水量显示,

γ 中尺度对流云团引发的短时强降水主要发生在 16:30 之后,也就是当主体云团开始消散东移后。

该 γ 中尺度对流云团是如何触发和维持的? 其与主体云团合并后为何使主体云团减弱? 图 11g 为 4 日 16:00 1.5°仰角的径向速度图,从图中可以看出在主体回波下方由于下沉气流产生东风出流,与偏西风形成辐合,从图 11g 可以看出,在城区以南(图中黑色方框内)形成同一径向的 γ 中尺度的正负速度对,正负速度中心均达到 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,形成 γ 中尺度辐合流场,触发 γ 中尺度对流云团生成。沿着正负速度中心连接线做该时刻的径向速度剖面图(图 11h),根据所取径向的方向,负速度区代表偏西气流,正速度区代表偏东气流,如图 11h 所示,偏西气流在主体回波产生的偏东出流上爬升,且从图 7b 中可以看出,本次过程的自由对流高度在地面,两股气流相遇后爬升较短距离就可达到自由对流高度,借助热力加速,触发对流的发展。同时由于其发生在主体云团的上游,当其发展成熟后,截断了主体回波的水汽和能量供应,促使主体回波的减弱东移。

3.4.5 γ 中尺度气旋

如图 9b 所示,4 日 14:00,在滨海新区内形成对流单体,并迅速增强,在 14:00—15:00 和 15:00—16:00,滨海新区宁车沽站分别出现 30.7 和 22.1 mm

的小时雨量。由于 14:00 回波位于主体回波的下游,以东南风为主,在径向速度图上表现为正速度中心

(图 12a),主体回波边界层存在辐散气流,且在辐散气流中有负速度中心(径向速度在 $15 \sim 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

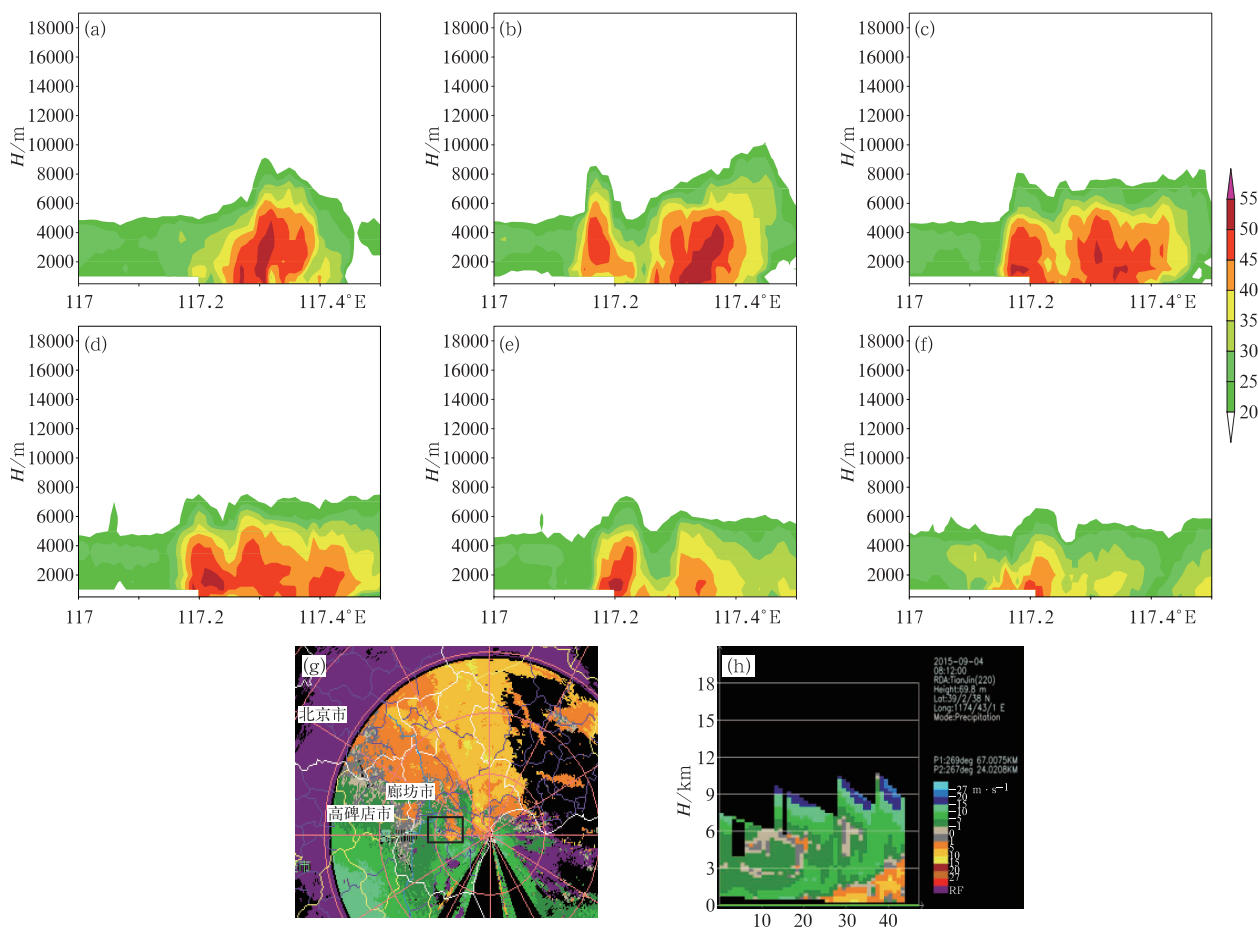


图 11 2015 年 9 月 4 日图 10 中箭头所指对流云团的反射率因子纬向剖面

(a)16:00,(b)16:06,(c)16:12,(d)16:18,(e)16:30,(f)16:42,

(g)1.5°仰角 16:18 径向速度(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),(h)16:12 径向速度剖面(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 11 The zonal cross-section of reflectivity along the convective cloud cluster at (a) 16:00 BT,

(b) 16:06 BT, (c) 16:12 BT, (d) 16:18 BT, (e) 16:30 BT, (f) 16:42 BT 4 September 2015 in Fig. 10;

(g) radial velocity (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 1.5° elevation at 16:00 BT, (h) cross-section

of radial velocity (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 16:12 BT

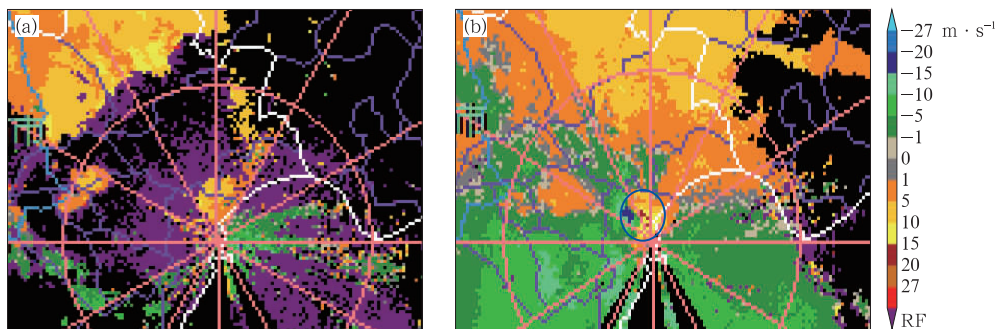


图 12 2015 年 9 月 4 日(a)14:18 和(b)16:42 塘沽雷达 1.5°仰角径向速度分布

(蓝色圆圈代表中尺度气旋位置)

Fig. 12 Radial velocity at 1.5° elevation at Tanggu Radar at (a) 14:18 BT and (b) 16:42 BT 4 September 2015

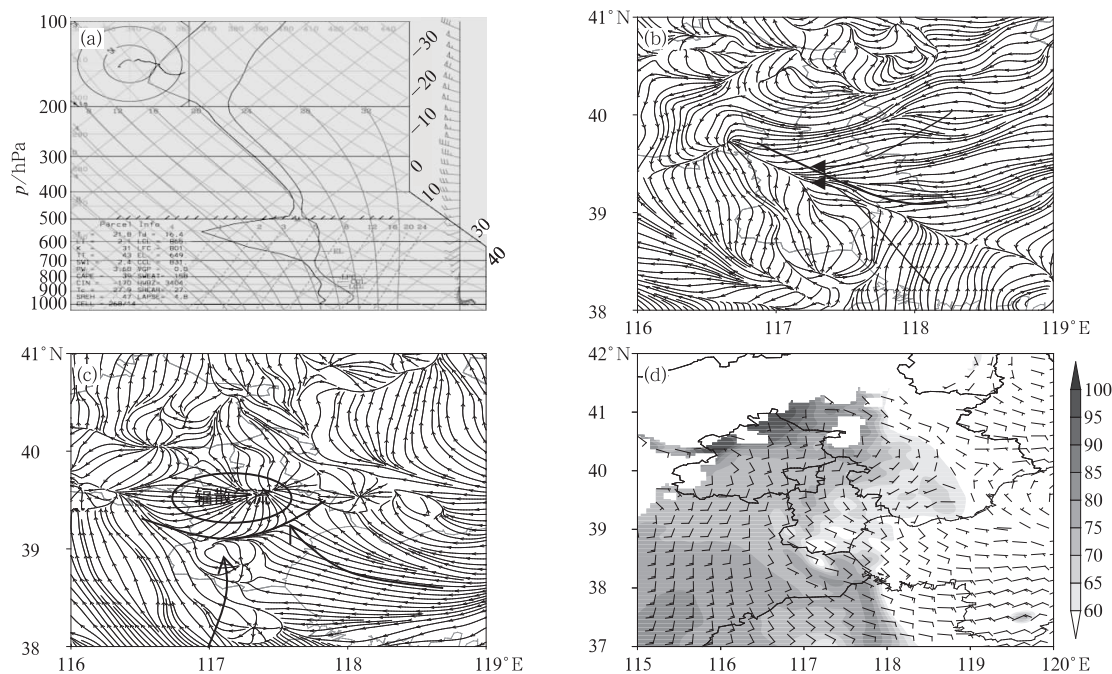
(Blue circle represents the position of mesoscale cyclone)

开始形成、加强并移近正速度中心,从 16:18 径向速度分布图(图 11g)上可以看出,在滨海新区存在正负速度对,并出现在同一径向上,形成小尺度辐合流场,随后在 16:42(图 12b),负速度中心进一步东移,与正速度中心的连线垂直于径向,形成 γ 中尺度气旋,在辐合流场和 γ 中尺度气旋的共同作用下,16:00—17:00 宁车沽站小时雨量达到最大,为 40.2 mm。

4 预报失误原因和讨论

此次过程各家数值模式(EC 模式、TJ-WRF 模式等)均未预报出降水发生的准确时间(如图 3 所示),那么此次过程是否在短期时效内难以预报而仅能依靠短时临近订正? 预报员能否在短期时效内,对此次过程的降水量及发生时间进行有效订正? 通过分析,TJ-WRF 模式在 2015 年 9 月 3 日 20:00 起

报的中尺度环境预报对此次过程短期时效内的降水预报订正具有很好的指示性。9 月 3 日 20:00 起报的结果显示,4 日 08:00,天津北部山区还没有出现降水,TJ-WRF 模式预报在天津中北部地面上为东北风和东南风的辐合(图 13b),与实况辐合区域(图 7b)基本一致,925 hPa 为一致的偏南气流(图 13d),有利于山前地形抬升,同时根据模式预报,天津北部山区(蓟州区)上空具备一定的不稳定能量,TJ-WRF 预报的对流有效位能为 $39 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 13a),自由对流高度为 801 hPa,与实况接近(4 日 08:00 利用蓟州区温度露点订正的北京探空: $\text{CAPE}=38.8 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,自由对流高度为 810 hPa),在地形抬升和系统共同作用下可触发不稳定能量的释放,形成雷暴。同时 TJ-WRF 预报的天津蓟州地区 600 hPa 以下均为偏南气流,边界层偏南气流与雷暴低层向南的辐散气流交汇,不断在雷暴的南方触发对流云团,并随偏南引导气流向北移动,有利于



形成“列车效应”,因此根据模式的环境场预报,可预报出9月4日上午北部山区有对流发生;4日下午,中尺度模式预报出上游降水引起的辐散气流,并与下游的东南风形成辐合(图13c),有利于高空槽降水的“前向传播”机制,导致对流云团向东传播,与VDARAS资料分析出的结果基本一致(图9c),据此可以预报出强降水区域的快速东移,进而影响天津地区,此时可判断降水应该在模式预报时间之前发生,进而对模式预报的强降水时间进行订正。因此,基于本文分析发现,短期预报失败的原因是,预报员在大尺度模式环境场分析的基础上,对于中尺度模式仅参考了其降水预报,而忽略了对中尺度环境场的分析,分析表明,模式对环境场预报的准确性与地面降水预报的准确性不是一一对应的关系,虽然此次中尺度模式对该过程的降水时段预报存在偏差,但其中尺度环境场预报,可以为此次暴雨过程在短期时效内(24 h)的预报订正提供参考。

值得注意的是,本次暴雨过程降水强度(小时雨量)较大,最大小时雨量达到65.7 mm,出现在宝坻林亭口,时间为14:00—15:00。从TJ-WRF预报的中低层风场来看,4日14:00,700 hPa(图14a)、850 hPa(图14b)和925 hPa(图14c)均有水汽输送通道向强降水区输送水汽,但预报风场较弱,没有达到急流标准,水汽输送较弱且没有比较明显的动力辐合机制,在此类中尺度环境场下,难以预报出短时强降水的发生。降水强度(也就是小时雨量)在短期时效内的预报还存在较大的困难。

5 结 论

2015年9月4日08:00—20:00海河流域东部

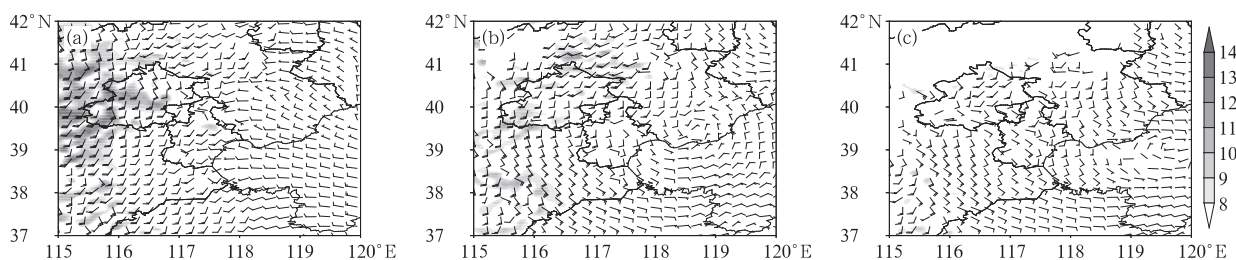


图14 2015年9月3日20:00起报的4日14:00 TJ-WRF模式预报产品

(a)700 hPa,(b)850 hPa,(c)925 hPa

[风场(风向杆),风速(阴影,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)]

Fig. 14 Forecast product of TJ-WRF model at 14:00 BT 4 September initiated from 20:00 BT 3 September 2015

(a)700 hPa,(b)850 hPa,(c)925 hPa

(wind field, barb; wind speed, shaded area, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

出现突发性暴雨天气,个别站点达到大暴雨量级,暴雨中心主要集中在京津地区。此类突发性暴雨局地性强,降水强度大,中尺度特征明显,物理机制极其复杂,短期预报难度较大。此次过程EC模式、T639模式、GRAPES模式以及TJ-WRF模式也在24 h前较好地预报了此次过程的中低层的环流形势,但各个模式对此次过程的降水强度和时段都有较大的偏差。因此为深入研究此次突发性暴雨过程的物理机制,综合利用多种资料,分析了大气稳定度以及中小尺度系统对此次突发性暴雨落区的影响,探讨此类突发性暴雨天气的形成机理,并通过分析TJ-WRF的中尺度环境场预报,探讨此次暴雨的预报失败原因及短期订正思路。

(1) 中尺度机制:4日早晨,高压底部东北风,与南来的暖湿空气相遇,在蓟州山区以南形成辐合,形成较强的上升气流,同时925 hPa为一致的偏南气流,有利于山前地形抬升,触发了北部对流发展;强降水形成后,边界层南风入流,配合中低空的南风脉动,使得在回波南侧不断有对流被触发,并向北移动,形成南北向的“列车效应”;上游的高空槽降水在近地面形成辐散气流,与天津本地偏东风相遇,使得强降水的移动要快于高空槽的移动速度,导致降水提前发生,且当辐散气流与偏东风相遇后,形成 γ 中尺度辐合及气旋式环流,使强降水增幅;当高空槽降水云团主体移过城区后,在 γ 中尺度辐合流场作用下,触发 γ 中尺度对流云团的生成和发展,影响天津城区再次出现强降水。

(2) 根据TJ-WRF中尺度环境场预报,可分析出地面辐合、山前抬升、列车效应、东移雨带的前向传播等物理机制,与实况场对应较好,因此,基于本文分析发现,在此次暴雨的短期预报中,预报员在大

尺度模式环境场分析的基础上,对于中尺度模式仅参考了其降水预报,而忽略了对中尺度环境场的分析。通过分析此次个例表明,模式对中尺度环境场预报的准确性与地面降水预报的准确性不是一一对应的关系,虽然此次发生在暖区由中小尺度辐合线触发的局地强降水过程,在预报上存在一定的难度,中尺度模式 TJ-WRF 对此次过程的降水时段预报存在偏差,但其中尺度环境场预报具有一定的预报指示意义,可以为此次暴雨过程在短期时效内(24 h)的预报订正提供参考。

(3) 降水强度(小时雨量)的短期预报还存在很大的困难,通过分析表明,对于局地短时强降水过程,中尺度模式还难以预报出明显的水汽通道和动力辐合机制,降水强度预报需要在临近时效内通过综合分析多普勒雷达、整层 PWV 等多种观测资料综合分析得出。

致谢:感谢北京城市气象研究所陈明轩博士为本研究提供基于 BJ-ANC 系统 VDRAS 技术的雷达变分分析数据。

参考文献

- 东高红,何群英,刘一玮,等,2011. 海风锋在渤海西岸局地暴雨过程中的作用[J]. 气象,37(9):1100-1107.
- 段丽,卞素芬,俞小鼎,等,2009. 用 SA 雷达产品对京西三次局地暴雨落区形成的精细分析[J]. 气象,35(3):21-28,129-131.
- 郭虎,段丽,杨波,等,2008. 0679 香山局地大暴雨的中小尺度天气分析[J]. 应用气象学报,19(3):265-275.
- 《华北暴雨》编写组,1992. 华北暴雨[M]. 北京:气象出版社:182.
- 何群英,孙一昕,刘一玮,等,2012. “7·25”天津持续性局地大暴雨初步分析[J]. 暴雨灾害,31(3):226-231.
- 孔凡超,赵庆海,李江波,2016. 2013 年 7 月冀中特大暴雨的中尺度系统特征和环境条件分析[J]. 气象,42(5):578-588.
- 李青春,苗世光,郑祚芳,等,2011. 北京局地暴雨过程中近地层辐合线的形成与作用[J]. 高原气象,30(5):1232-1242.
- 李延江,陈小雷,张宝贵,等,2013. 渤海西海岸带大暴雨中尺度云团空间结构分析[J]. 高原气象,32(3):818-828.
- 孙建华,李娟,沈新勇,等,2015. 2013 年 7 月四川盆地一次特大暴雨的中尺度系统演变特征[J]. 气象,41(5):533-543.
- 陶诗言,1980. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社:22.
- 田秀霞,邵爱梅,2008. 一次河北大暴雨的华北低涡结构和涡度收支分析[J]. 暴雨灾害,27(4):320-325.
- 王福侠,俞小鼎,王宗敏,等,2014. 河北暴雨的多普勒天气雷达径向速度特征[J]. 气象,40(2):206-215.
- 王丽荣,刘黎平,王立荣,等,2011. 一次局地短时大暴雨中- γ 尺度分析[J]. 高原气象,30(1):217-225.
- 魏东,杨波,孙继松,2009. 北京地区深秋季节一次对流性暴雨天气中尺度分析[J]. 暴雨灾害,28(4):289-294.
- 夏茹娣,赵思雄,2009. 2005 年 6 月广东锋前暖区暴雨 β 中尺度系统特征的诊断与模拟研究[J]. 大气科学,33(3):468-488.
- 徐珏,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.
- 袁美英,李泽椿,张小玲,2010. 东北地区一次短时大暴雨 β 中尺度对流系统分析[J]. 气象学报,68(1):125-136.
- 张楠,何群英,刘一玮,等,2014. 天津地区两次副高边缘特大暴雨过程的多尺度对比分析[J]. 暴雨灾害,33(4):372-379.
- 张楠,何群英,卢焕珍,等,2015. 渤海西岸局地暴雨过程的中尺度特征分析[C]//第 32 届中国气象学会年会论文集. 北京:中国气象学会.
- 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.
- Chu C M, Lin Y L, 2000. Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow[J]. J Atmos Sci, 57(23):3817-3837.
- Davis R S, 2001. Flash flood forecast and detection methods: severe convective storms[J]. Meteor Monogr, 69:481-525.
- Doswell C A III, Brooks H E, Maddox R A, 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology[J]. Wea Forecasting, 11(4):560-581.
- Junker N W, Schneider R S, Fauver S L, 1999. A study of heavy rainfall events during the Great Midwest Flood of 1993[J]. Wea Forecasting, 14(5):701-712.
- Park S K, Lee E, 2007. Synoptic features of orographically enhanced heavy rainfall on the east coast of Korea associated with Typhoon Rusa (2002) [J]. Geophys Res Lett, 34(2): L02803, DOI:10.1029/2006GL028592.