

吴庆梅, 杨波, 王国荣, 等. 北京地形和热岛效应对一次 β 中尺度暴雨的作用[J]. 气象, 2012, 38(2): 174-181.

北京地形和热岛效应对一次 β 中尺度暴雨的作用^{*}

吴庆梅 杨波 王国荣 何娜

北京市气象台, 北京 100089

提 要: 针对 2010 年 7 月 9 日北京地区一次典型的 β 中尺度暴雨过程, 利用常规天气观测资料、地面加密自动站资料、风廓线雷达数据以及 VDRAS(Variational Doppler Radar Analysis System)提供的精细化分析资料, 研究了本次过程中地形、热岛效应以及两者相互作用对暴雨的影响。研究表明: 地形的抬升作用对暴雨有明显的增强作用, 降水过程中有地形雨带的生成; 降水前城区热岛效应明显, 由此造成的风场垂直切变和边界层辐合为 β 中尺度系统提供了有利的触发和加强条件, 边界层辐合线的位置对暴雨落区有一定的指示意义; 降水在西部山前城区发生后低层偏东风与降水之间形成了明显的正反馈, 是 β 中尺度暴雨得以维持和发展的重要机制。

关键词: β 中尺度暴雨, 地形, 城市热岛, 正反馈

Effects of Topography and Urban Heat to a Meso- β Torrential Rain in Beijing Area

WU Qingmei YANG Bo WANG Guorong HE Na

Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089

Abstract: The west and north parts of Beijing area are mountainous and the urban heat island effect is obvious in Beijing area, these may influence the distribution and intensity of the rainfall. Using the intensified observation and analysis data including wind profile data, temperature elements of surface automatic weather stations (AWS), the wind distribution and vertical divergence of Variational Doppler Radar Analysis System (VDRAS), the effects of topography and urban heat island on a meso- β torrential rain in Beijing area are studied in the afternoon on July 9, 2010. Result shows: (1) When the wind is toward the mountain, the rainfall gets stronger at the windward slope; (2) The urban heat effect is obvious before the rainfall begins, the convergence at low levels because of the effect is about 1000 m high, and at the same time the temperature gradient caused by the urban heat effect can cause vertical wind shear, so that both the convergence of low level and the vertical wind shear can lead to the grow and development of the convective system; (3) Once strong convective precipitation begins on the windward slope, the positive feedback between rainfall intensity and southeast wind velocity appears, and the process is an essential condition to form meso- β scale torrential rain.

Key words: meso- β torrential rain, topography, urban heat island, positive feedback

* 中国气象局新技术推广项目(CMAYBY2011-001)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906003)共同资助
2011 年 7 月 13 日收稿; 2011 年 9 月 6 日收修定稿
第一作者: 吴庆梅, 主要从事短期天气预报和技术研究工作. Email: wqm_bjxqt@sina.com

引言

华北暴雨通常具有 β 中尺度乃至 γ 中尺度的特性,其具体表现为突发性强、降水范围小、短时雨强大^[1]。北京地处华北平原的西北部,北倚燕山,西临太行山,地势自西北向东南倾斜,地形极为复杂;同时北京作为人口密集的超大城市,城市热岛作用显著;北京地区下垫面具有地形和城市的双重复杂性,造成了 β 中尺度暴雨产生的更加多样性^[2-4]。王迎春等^[5]对引发北京密云地区泥石流的局地暴雨进行了分析和诊断,研究表明中尺度低压和辐合线是对流的触发系统,在有利的地形条件下使得密云县西部山区产生了局地特大暴雨。王华等^[6]对北京一次强对流天气的分析表明,城市下垫面热力作用促进了对流回波在城市上空的发展加强,西部山区的抬升作用对局地强对流的发生和积云发展有重要影响;郭虎等^[7]对发生在北京香山地区的一次局地暴雨的中小尺度分析表明,山前近地面的辐合扰动向上传播并引发边界层扰动是大暴雨落区形成的主要动力源。地形作用和城市热岛效应对降水的影响也有很多人分别研究过^[8-11]。Changnon等^[12]的统计研究表明,受城市发展的影响,城区及其下风方的年降水总量比周围农村地区高出10%~17%,其中雷暴的增加可达到24%;孙继松等^[13]的研究表明,在平坦地形条件下,由于城市热岛的斜压性,使市中心风场上游低层的气流辐散,上层辐合;而市中心下游低层的气流辐合,上层辐散,从而使得城市下游的降水加强。对于北京这样依山而建的超大城市, β 中尺度暴雨过程中地形环流与城市环流之间必然存在相互作用过程,孙继松等^[14]从中尺度天气动力学理论入手,利用尺度分析方法研究了地形环流和城市环流共同影响下的 β 中尺度暴雨的形成机制,认为由城市热岛造成的水平温度梯度可以在迎风坡强迫产生相对独立的中尺度垂直切变,而这种垂直切变以及降水和风场之间正反馈现象是 β 中尺度暴雨触发和形成的关键。受观测能力和资料分辨率的限制,目前关于这方面的研究仍然较少,需要利用新型资料结合更多的观测事实作进一步的分析。另一方面,随着北京城市的扩展,城市空间尺度几千米、几十千米的强天气甚至是非强天气都可能造成超乎寻

常的经济损失和恶劣的社会影响,提高北京地区 β 中尺度暴雨的预报预警水平迫在眉睫。本文选取2010年7月9日发生的一次 β 中尺度暴雨过程,利用高时空分辨率的地面自动站资料、多普勒雷达数据、风廓线雷达数据以及VDRAS(Variational Doppler Radar Analysis System)提供的精细化分析资料^[15],逐一分析了地形、城市热岛以及两者相互作用对暴雨形成的影响,希望以此加深预报员对北京地区 β 中尺度暴雨的认识,从而提高对此类暴雨的预报预警水平。

1 暴雨实况和主要影响系统

1.1 降水实况

2010年7月9日17:00—23:00,北京地区发生了一次 β 中尺度暴雨过程,雨量分布非常不均(图1a),自动站观测资料表明,主要降水发生在城区,城区平均降水量为51 mm;50 mm以上的降水量分布在水平30 km左右的范围内,海淀、箭亭桥、展春桥、奥体中心、奥林匹克网球中心、和平西桥等6个自动站的雨量超过100 mm,海淀区的箭亭桥雨量最大,为111.8 mm,该站位于西北四环靠近山前地区的位置(参见图3a北京地形图),20:00—21:00时和平西桥的小时雨量最大为46.9 mm;降水过程中北京东部和南部伴随有弱雷电发生。时值下班高峰,突如其来的暴雨让北京城区多处积水,交通受阻严重。尽管17:55北京气象台发布了相应预警,但为时略偏晚,如能提前1~2小时预报预警暴雨的落区和强度,将十分有利于交管部门提前布防,降低暴雨带来的不利影响。

1.2 天气尺度系统分析

7月9日08时500 hPa图上有蒙古低槽自西向东靠近北京地区(图1b),北京东部高压脊强盛,与高压脊对应存在 $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的负涡度中心,受其影响,高空槽在东移过程中减弱,对应的正涡度中心明显北收,20:00高空槽靠近并开始影响北京地区;地面天气图上与高空槽对应河套以北的中蒙边界存在一低压辐合中心,低压辐合系统在东移过程中也明显减弱。由于东部高压势力较强,地面天气图

上北京地区从 08:00 开始受高压后部微弱的东南气流控制。高空槽和地面冷锋是本次过程的天气尺度影响系统,锋面云系以及锋前暖湿气流激发的中尺度对流云团直接导致了暴雨的产生(云图略,雷达回波图见图 2)。

从相应的水汽和能量条件来看,20:00 在 700 hPa 水汽通量散度场上水汽辐合中心明显偏北,低

层 850 hPa 以下甚至属于明显的水汽辐散区;14 时探空观测表明空中存在一定的不稳定能量,CAPE 为 $567.28 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$;K 指数为 19,偏小,随系统的靠近 20:00 加大至 34。总的来说,高低空形势不利于区域性暴雨产生,存在出现中小尺度暴雨的潜势,但暴雨的落区和强度不好把握。

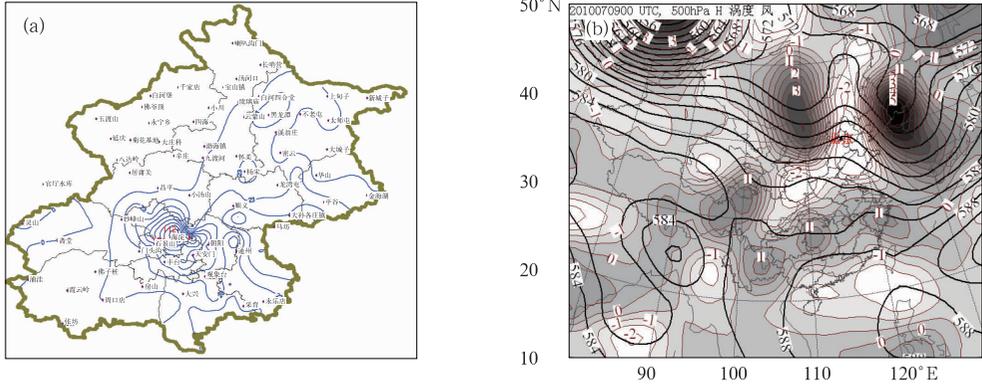


图 1 (a)2010 年 7 月 9 日 17:00—23:00 过程总雨量分布图,

(b) 9 日 08:00 500 hPa 等高度场和涡度场

(黑实线为等高线,单位:dagpm;阴影区为涡度,单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 1 (a) Accumulated precipitations of AWS from 17:00 to 23:00 BT 9 July 2010 (unit: mm),

(b) 500 hPa geopotential height (unit: dagpm) and vorticity (unit: 10^{-5} s^{-1}) fields

(solid line: height, black shaded: vorticity)

2 雷达回波的变化特征

受锋面云系和锋前暖湿气流激发的对流云团影响,在南郊观象台雷达 1.5° 反射率因子图上,17 时之前(图 2a)有两处回波云团分别从北京西北部和南部向北京靠近,南部回波云团呈块状(下称回波 1),具有明显的对流特征,其与南部锋前暖湿气流激发的中尺度对流云团相对应,受近地面高压后部东南气流影响,在北京南部发展后向西北偏北方向移动,在移动过程中逐渐减弱;17:48 回波云团主体减弱成片(图 2b),但前部进入城区后得到加强(此时加强原因见第 4 节分析),至暴雨中心处达到最强,回波强度在 55 dBz 左右;西北部回波云团层片状(下称回波 2),强度一直较弱,从前面雨量图的分布来看,受回波 2 影响产生的降水不足 3 mm,其与锋面云系相对应,受高空槽后西北气流影响,移动方向为西北—东南向;18 时后两块回波云团在城区靠近山前的海淀站附近开始结合,城区回波云团有所减弱,

但山前地区回波云团自南向北先后明显加强(图 2c,原因见第 3 节分析);19:48 回波云团再次在暴雨中心附近发展加强(图 2d,原因见第 5 节分析),并在暴雨中心附近维持 3~4 小时,强雷达回波云团在暴雨区的长时间滞留是暴雨产生的直接原因。

3 地形的初步影响分析

由于北京特殊的地形(图 3a),当山前低层出现明显东南风时,迎风坡对降水的增幅作用明显。18 时之前近地面弱的东南风分布在北京城区东南部(图 4c),城区北部主要受偏北风控制;18 时后东南风风速加大并逐渐自南向北影响西部山前地区。由图 5a 和 5b 可看到,在海淀站风廓线图上,低层在 18:00 后逐渐转为东南风,延庆站在 19:30 左右转为东南风,两部风廓雷达位置见图 3a 标注,受东南风在山前地形抬升作用影响,19:06 雷达回波图上自南向北在山前地区发展出一条明显的地形较强回波带(图 2c),19—20 时雨量分布图上(图 3b)也存

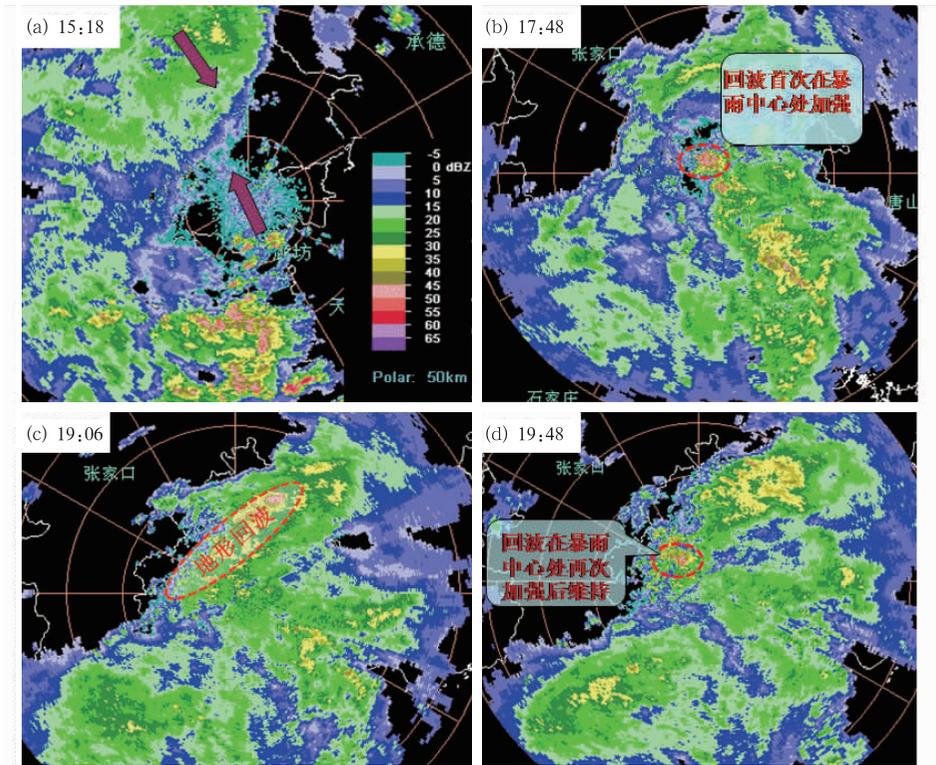


图 2 2010 年 7 月 9 日 15:18—19:48 南郊观象台 1.5°仰角雷达反射率因子图
 Fig. 2 The base reflectivity at 1.5° elevation during 15:18—19:48 BT
 9 July 2010 detected by Guanxiangtai radar

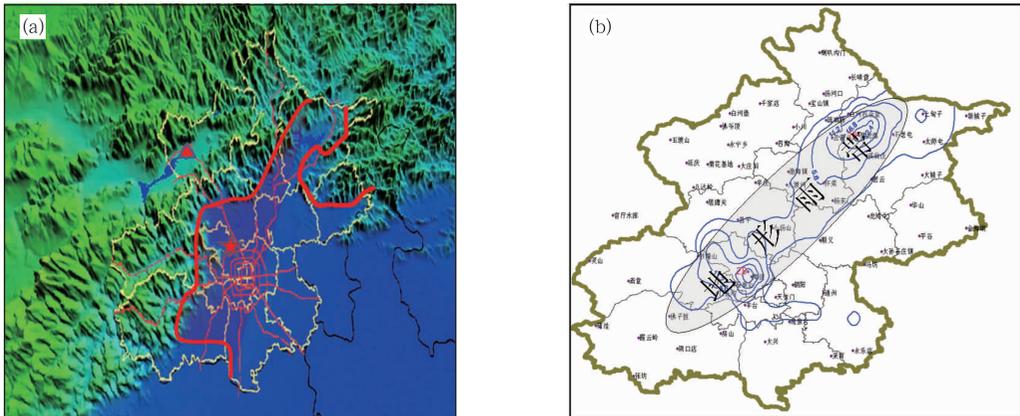


图 3 (a)北京地形图

(粗实线为 3 mm 降水边界线;五角星为暴雨中心所在,也是海淀风廓线雷达大致位置;三角形为延庆风廓线雷达位置;环线内为北京城区位置);

(b) 2010 年 7 月 9 日 19:00—20:00 时自动站雨量分布

Fig. 3 (a) The terrain of Beijing

(Triangle represents Yanqing profile radar position, star represents Haidian profile radar position and storm center, solid line is the rainfall edge more than 3 mm, circles stand for Beijing urban areas),

(b) Accumulated precipitations of AWS from 19:00 to 20:00 BT 9 July 2010 (unit: mm)

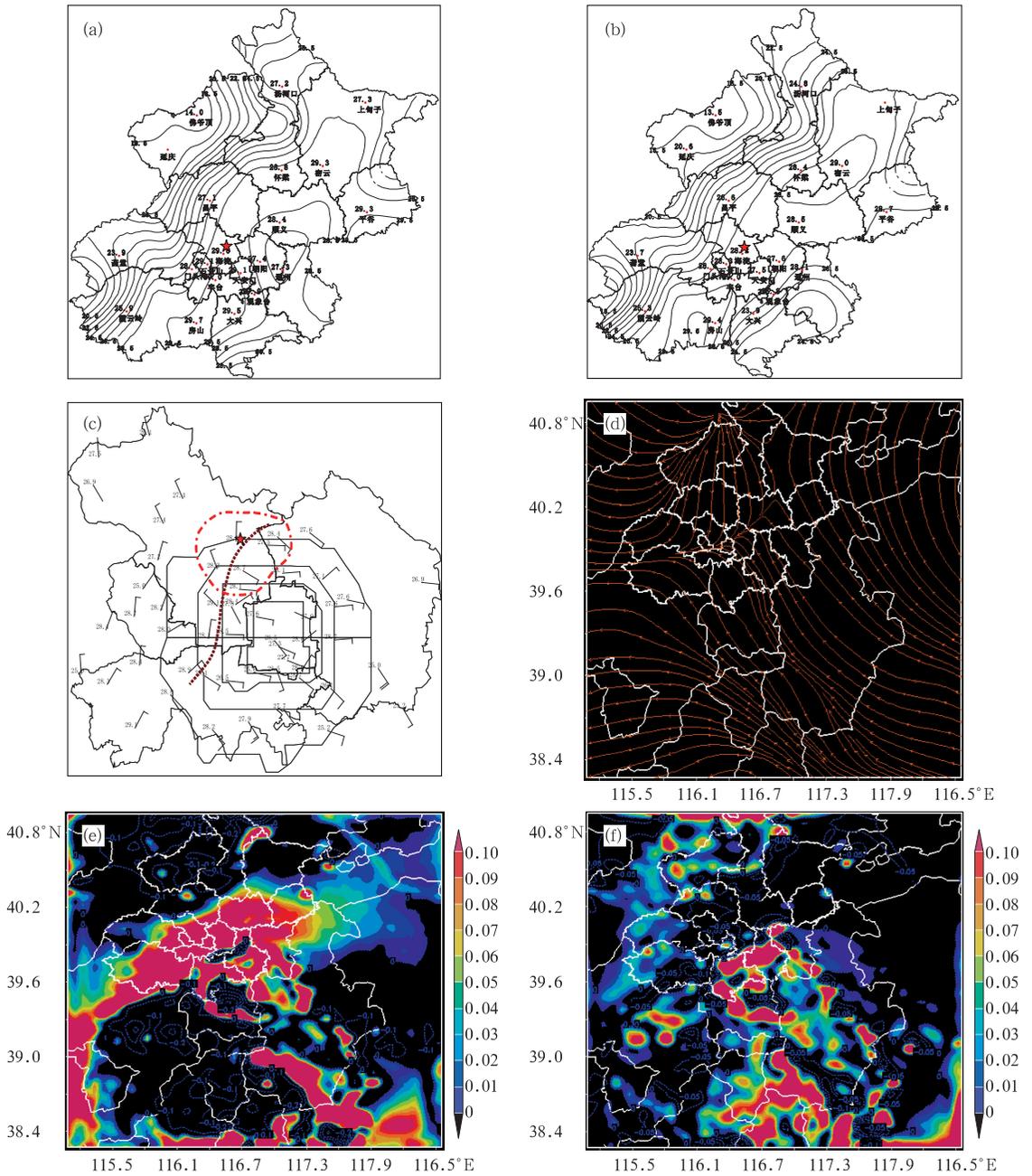


图 4 2010 年 7 月 9 日 16:00(a)和 17:00(b)自动站温度等值线 (单位: °C); 17:05 城区自动站风场和温度观测值(c)(单位: °C;粗虚线为边界层辐合线,闭合虚线内为大于 100 mm 以上降水的落区); VDRAS 反演的 17:05 近地面流场(d); (e)和(f) 分别为 187.5 和 1312.5 m 高度的散度场(单位: -10^{-5} s^{-1}) (五角星位置为最大降水站点位置)

Fig. 4 (a) and (b) are the AWS temperature contours and temperature (unit: °C) of 16:00 and 17:00 BT, (c) AWS wind and temperature at 17:05 BT (unit: °C), (d) VDRAS stream field at 187.5 m height at 17:05 BT, (e) and (f) are the VDRAS divergence field (unit: -10^{-5} s^{-1}) at 187.5 and 1312.5 m height (Stars stand for the storm centre)

在一条地形雨带,在地形雨带上有两个降水中心,一个位于城区西部山前地区,这个中心的形成将在后面

第 5 节详细讨论,另一个位于密云水库附近,由北京地形图可看出该位置的西侧山体较陡,相应的地形抬

升作用使得降水增加更为显著。图 3a 中红色线条大致标出了过程雨量分布图(图 1)中大于 3 mm 的边界,其与地形走向有很好的-致性,暴雨中心也正好位于西部山前地区,这与地形的抬升作用不无关系。

4 城市热岛效应对降雨的作用

4.1 城市热岛效应

城市中绝大部分自然植被被建筑物、道路所代替,城市中人类生活产生大量热量,城市工业生产和交通运输排放大量烟尘和气溶胶,使得其边界层的温度高于郊区的温度,从而产生热岛效应。城市热岛的形成与盛行风速和天空状况有密切关系^[16],7月9日白天降水发生前风力较小,天空状况大部分时间为晴到多云,比较有利于城市热岛的形成,同时由于南北降水系统造成地面温度的下降,城区热岛效应得到了放大和加强。自动站温度水平分布表明,12:00之前城区温度热岛效应明显,温度明显高于周边郊区;13:00后北部延庆等地出现弱降水,温度很快下降,由城区指向西部山区的温度梯度加大(图 4a),暴雨中心附近的城区西部山前地区不仅温度高而且温度等值线密集。17:00左右回波 1 对应的降水到达北京城区东南部边缘地区,北京南部温度也明显下降,城区热岛更为显著(图 4b);18:00后降水带进一步北上,温度距平高值带随南部降水的发展有所北移,此时由于没有了城区热岛作用的加入,温度高值中心完全是由于降水造成的地面温度下降造成的,相应的温度高值中心减弱,19:00南北降水回波云团汇合后温度高值带消失。

水平温度梯度能导致垂直风场切变,由下面公式(1)可推导出东高西低的水平温度梯度能促进垂直风切变的产生从而使得低层偏东风加强,海陵风廓线图 1000 m 高度以下在 16:00 左右出现一致的东北风(图 5a),其与高层的西南风形成了明显的边界层垂直风切变,而延庆站在 19:30 之前整层基本为一致的西南风控制(图 5b)。垂直风切变能促进降水的发展,回波云团在山前城区的加强与这种垂直风切变不无关系(图 2b)。

4.2 城市热岛环流

城市热岛效应不仅导致了风场的垂直切变,也使得水平风场出现了调整。城区风场在 16 时左右

开始逐渐形成边界层辐合,17:05 自动站风场上分析出一条明显的由偏北风和偏东风形成的边界层辐合线,辐合线与自动站温度高温带的位置一致,大于 100 mm 降水的 6 个自动站正好位于辐合线北端的两侧位置(图 4c)。此时明显的东南风位于北京城区东南部边缘地区,风速在 $4\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右。VDRAS 提供的风场连续变化与自动气象站观测基本一致,明显的流场辐合中心于 17:05 在城区形成(图 4d)。由此也表明 VDRAS 提供的分析场是可信的。辐合中心在城区持续存在至 17:47 左右,随低层明显东南风北上,辐合中心减弱北移,城区低层风场在 18:17 后全市为一致的东南风影响。

同时 VDRAS 分 15 层提供了 187~5437 m 之间的散度场,有助于我们进一步弄清城市热岛环流的垂直结构,从相应的 17:05 散度场上来看,城区近地面为辐合中心(图 4e),1000 m 左右辐合已经很弱,1312.5 m 高度上则为辐散场代替(图 4f),城市热岛造成的辐合大致在 1000 m 以下。

地面辐合线能促进对流系统的发生和发展,从前面雷达回波演变来看,南部回波云团在北上至边界层辐合线附近时得到了明显加强(图 2b),由于辐合的高度较低,同时随城区降水的发生,城市热岛环流容易被破坏,热岛造成的低层辐合对降水的直接加强作用有限,低层辐合更多的是为中尺度系统的发展提供了启动机制,边界层辐合线的位置对暴雨的落区有一定的指示意义,这一点将有利于 β 中尺度暴雨的临近预报预警。

5 风场与降水的正反馈作用

由热岛造成的低层辐合、城区西部温度梯度导致的垂直风切变和地形抬升作用为 β 中尺度系统的产生提供了有利的触发和加强条件,但是为什么暴雨在城区西部持续了近 6 小时?回波云团为什么在西部山前城区再次发展(图 2d)?降水过程中海陵和延庆两站风廓线垂直风场的变化和两者的差别初步揭示了其中原因。

由于延庆降水时间发生的早,而且降水量很少,延庆站风廓线雷达时序图可以代表局地暴雨发生时的环境风场。延庆风廓线雷达风场时序图上 19:30 左右高空槽自高层开始影响延庆地区(图 5a),3000~6500 m 高度上逐渐转为西北风控制,延庆风场表现为低层东南风、中低层西南风和高层西北风的三

层垂直配置。这种配置下,风场垂直切变加强,高低层风向相反有利于系统移动缓慢,同时系统出现明显前倾,不稳定程度加强,大尺度的天气形势有利于中小尺度系统的发展。

在靠近暴雨中心的海淀站,其过程降水达到了 101 mm,相应风场结构能够反映降水系统的风场状

况,降水过程中风廓线雷达探测的风场结构与延庆站存在明显不同(图 5b)。18 时左右海淀站出现明显降水,相应风廓线图 18:00 后东南风开始明显加大并快速上传,最大风速达到 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 及以上,高度最高上传至 2000 m;22:00 后东南风逐渐减弱消失,东南风的加大和上传贯穿了主要降水过程。

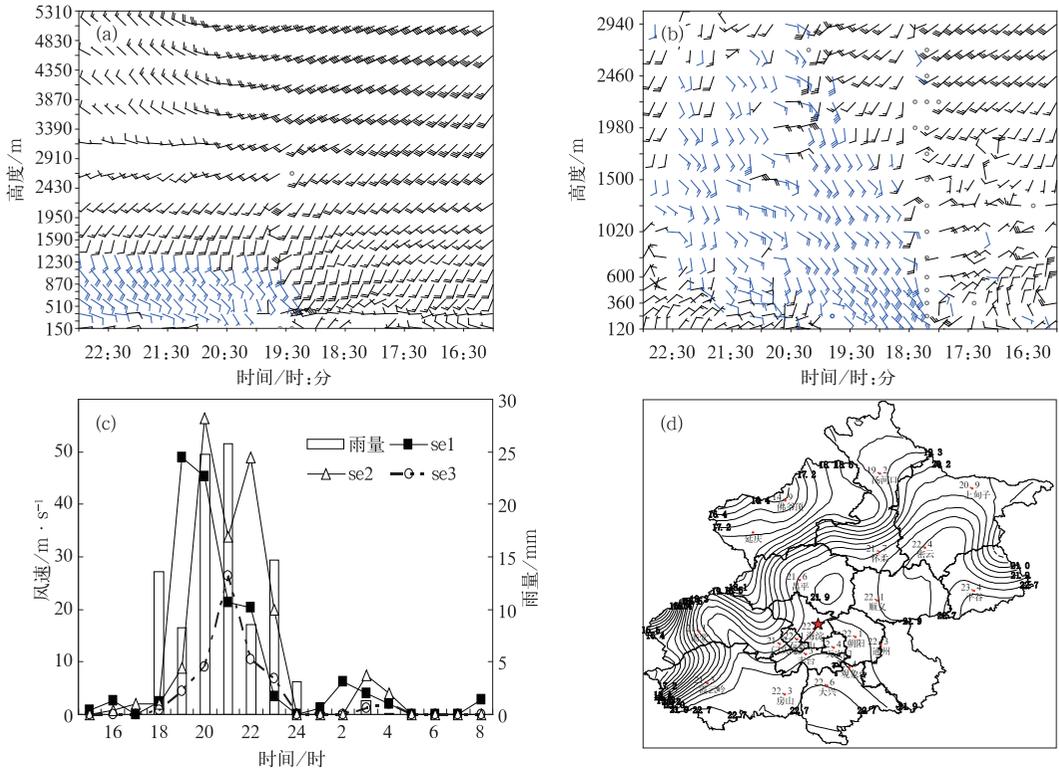


图 5 2010 年 7 月 9 日 15:00 至 10 日 08:00,延庆(a)和海淀(b)站风廓线风场时序图;
海淀站雨量与低层东南风时序图(c);21:00 自动站温度等值线图(d, 单位: $^{\circ}\text{C}$)
(五角星为暴雨中心位置)

Fig. 5 (a) and (b) are the wind profile from 16:00 to 23:00 BT at Yanqing and Haidian,
(c) rainfall (unit: mm) and southeast wind speed (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) from 15:00 BT 9 July to 08:00 BT
10 July 2010, (d) AWS temperature contours and temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$) at 21:00 BT
(Star stands for the storm centre)

为了更好地反映东南风的加大和上传及其与降水正反馈关系,将 3000 m 以下的东南风风速分 3 层 ($0 \sim 1000$ 、 $1000 \sim 2000$ 及 $2000 \sim 3000 \text{ m}$) 进行累加,分别记为 se1、se2 和 se3,做海淀站小时雨强和东南风风速的时序图(图 5c),可以看出降水发生后,se1 首先于 19:00 迅速增大,其次 se2 在 20:00 出现突增,同时小时雨量加强,当 21:00 东风高度进一步上传至 2000 m 以上,se3 也开始明显增大时,20:00—21:00 的小时雨强达到最大。

孙继松等^[14]在低层是东风气流的条件下,通过推导中尺度 Boussinesq 近似的扰动方程组,得到温度水平分布和风的垂直切变直接的关系为:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right] = -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (1)$$

18 时左右山前地区暴雨中心位置出现明显降水后,由于潜热释放,在对流层中层必然会造成山前一侧的气温将高于城市一侧的气温,即 $\partial \theta / \partial x < 0$;而近地面正好相反,降水造成的降温使得山前一侧

的气温低于城市一侧的气温,由城市指向西部山前的温度梯度再次在21时左右建立(图5d,城区大部发生降水后,城区高温带在19:00—20:00时曾减弱消失),即 $\partial\theta/\partial x > 0$,因此对流层中层上部出现了西风气流的加速,但底部东风气流出现了加速的现象,而东风气流的加强使得山前的地形抬升作用和风垂直切变加剧,反过来又会促进降水系统的发展,于是降水和偏东风之间形成了正反馈。这种正反馈是 β 中尺度暴雨在山前加强和维持的物理机制,是雷达回波长时间在暴雨区停留的根本原因。

6 小结和讨论

通过分析,对于此次发生在北京西部山前城区的 β 中尺度暴雨,其形成的主要原因有如下3个方面。

(1) 迎风坡抬升作用明显,地形对暴雨中心的形成和雨区的整体分布都有明显影响。

(2) 降水前城区热岛效应明显,同时由于南北雨区的逼近使热岛效应得到了放大,由此造成的山前城区的垂直风切变和边界层辐合为 β 中尺度系统提供了有利的启动和加强条件,边界层辐合线的位置对暴雨落区有一定的指示意义。

(3) 在北京特殊地形条件下,强降水在西部山前城区发生后低层偏东风与降水形成了明显的正反馈,这种正反馈作用是 β 中尺度暴雨在山前加强和维持的重要物理机制。

中尺度降水的落区和强度是目前预报的重点和难点,上述结论有些基于简单的观测事实,尚须更多的个例和相应精细化资料来进一步验证。

参考文献

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 科技出版社, 1980: 225.
- [2] 段丽, 卞素芬, 俞小鼎, 等. 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, 2009, 35(3): 21-29.
- [3] 陈双, 王迎春, 张文龙, 等. 复杂地形下雷暴增强过程的个例研究[J]. 气象, 2011, 37(7): 802-813.
- [4] 吴庆梅, 郭虎, 杨波, 等. 地形和城市热力环流对北京地区一次 β 中尺度暴雨的影响[J]. 气象, 2009, 35(12): 58-64.
- [5] 王迎春, 钱婷婷, 郑永光, 等. 对引发密云泥石流的局地暴雨的分析和诊断[J]. 应用气象学报, 2003, 14(3): 277-286.
- [6] 王华, 孙继松. 下垫面物理过程在一次北京地区强冰雹天气中的作用[J]. 气象, 2008, 34(3): 16-21.
- [7] 郭虎, 段丽, 杨波, 等. 0679香山局地大暴雨的中尺度天气分析[J]. 应用气象学报, 2008, 19(3): 265-275.
- [8] 张家国, 岳阳, 牛淑贞, 等. 一次长历时特大暴雨多普勒雷达中尺度分析[J]. 气象, 2010, 36(4): 21-26.
- [9] 邓玉娇, 匡耀求, 黄锋. 基于Landsat/TM资料研究广州城市热岛现象[J]. 气象, 2010, 36(1): 26-30.
- [10] 代刊, 何立富, 金荣花. 加密观测资料在北京2008年9月7日雷暴过程分析中的综合应用[J]. 气象, 2010, 36(7): 160-167.
- [11] 曲晓波, 张涛, 刘鑫华, 等. 舟曲“8.8”特大山洪泥石流灾害气象成因分析[J]. 气象, 2010, 36(10): 102-105.
- [12] Changnon S A Jr, Huff F A, Semonin R G. METROMEX: An investigation of the inadvertent weather modification Bull [J]. Amer Meteor Soc, 1971, 52: 958-968.
- [13] 孙继松, 舒文军. 北京城市热岛效应对冬夏季降水的影响研究[J]. 大气科学, 2007, 31(2): 311-320.
- [14] 孙继松, 杨波. 地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨[J]. 大气科学, 2008, 32(6): 1352-1364.
- [15] 王彦, 陈明轩, 王令. VDRAS产品在奥运气象服务中的应用[J]. 气象科技, 2010, 38(5): 645-648.
- [16] 钟跻芹, 张朝林, 范水勇. 北京稳定天气条件下城市边界层环流特征数值研究[J]. 气象科技, 2005, 33(6): 481-486.