

孙继松, 杨波. 地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨. 大气科学, 2008, 32 (6): 1352~1364

Sun Jisong, Yang Bo. Meso- β scale torrential rain affected by topography and the urban circulation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, 32 (6): 1352~1364

地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨

孙继松^{1, 2} 杨波¹

1 北京区域中心气象台, 北京 100089

2 中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089

摘要 从中尺度天气动力学理论入手, 利用尺度分析的方法, 得到了地形与城市热岛共同作用下的 β 中尺度暴雨的一系列理论特征。利用北京地区稠密的地面观测网资料以及分布于距暴雨中心区不同距离的两部风廓线仪观测资料, 通过分析 2006 年夏季发生的 3 次 β 中尺度暴雨酝酿、发生、发展、维持过程中的气温、降水、风场的配置关系, 对 β 中尺度暴雨的部分理论特征进行了验证。主要结论: (1) 由城市热岛形成的水平温度梯度有可能在靠近城区的山前迎风坡强迫产生相对独立的中尺度风的垂直切变, 由此产生的低空风的垂直切变是维系中尺度对流降水发生、发展的重要条件。另一方面, 一旦迎风坡出现强降水, 将形成吹向迎风坡的风速与降水强度之间的正反馈现象, 这种正反馈过程对 β 中尺度暴雨的形成过程起到了重要作用; (2) 地形越靠近城区, 山前越容易形成强的水平温度梯度, 进而越容易出现低空风的垂直切变。形成强低空风的垂直切变的响应时间取决于水平温度梯度的强度; (3) 地形坡度越大的地方, 产生的上升运动越强, 中尺度系统的水平尺度越小, 对于地形坡度较为平坦的地方, 更有利于产生水平尺度较大的中尺度系统; (4) 一般情况下, 地形与城市热力过程造成的中尺度暴雨过程多发生于傍晚前后或凌晨前后。

关键词 β 中尺度暴雨 地形 城市热岛 垂直切变

文章编号 1006-9895 (2008) 06-1352-13

中图分类号 P458

文献标识码 A

Meso- β Scale Torrential Rain Affected by Topography and the Urban Circulation

SUN Jisong^{1, 2} and YANG Bo¹

1 *Beijing Regional Meteorological Center, Beijing 100089*

2 *Beijing Urban Meteorological Institute, China Meteorological Administration, Beijing 100089*

Abstract Some theoretical features of meso- β scale torrential rain, which are caused by joint action of topography and the urban heat island, are gained by mesoscale dynamic meteorology theory and scale analysis. Using observation datasets with high spatial-temporal resolution based on auto-weather station network and wind profile data from two profilers which are located at different positions, most of the theoretical features are confirmed by three cases which occurred in Beijing in the summer of 2006. The results indicate that (1) the temperature gradient in front of mountains, mainly caused by the urban heat island, is able to engender a relatively isolated vertical wind shear near

收稿日期 2007-04-25, 2007-07-19 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40505002, 北京市自然科学基金项目 8051002, 国家公益性行业 (气象) 科研专项项目 (GYHY200706004) “京津冀城市群强对流天气短时临近预警关键技术研究”

作者简介 孙继松, 男, 1965 年出生, 硕士, 正研高工, 目前主要从事中短期天气预报及灾害性天气机理研究工作。

E-mail: sunjs_0314@sina.com

the windward slope, and the shear is much more important to grow, develop and maintain the mesoscale convective system. The closer the mountain is to urban areas, the stronger the temperature gradient in front of mountains is, and the local stronger vertical wind shear is easy to be at the position. On the other hand, the response time of strong vertical wind shear depends on the intensity of temperature gradient. (2) Once stronger convective precipitation begins on the windward slope, the positive feedback between rainfall intensity and horizontal wind velocity toward the windward slope will appear, and the process is an essential condition to form meso- β scale torrential rain. (3) The stronger the terrain grade is, the stronger ascending motion will be forced and the smaller horizontal-scale mesoscale weather system will be stirred; in front of smoother topography, however, the mesoscale system at a relatively larger horizontal scale is easy to be formed. (4) generally, most of the mesoscale torrential rain processes, which are caused by joint influence of topography and thermodynamic urban circulation, should occur in front of mountains in the evening or the early morning.

Key words meso- β scale torrential rain, topography, urban heat island, vertical wind shear

1 引言

基于观测事实,气象学家们认识到,暴雨是在有利的大尺度环流背景下引发的中小尺度天气系统发生发展的结果,直接造成出现暴雨中心的通常是一些 β 中尺度天气系统。最近几年来,我国的气象学家通过一系列科学试验对南方暴雨过程中的中尺度系统发生发展机理进行了比较深入的研究,取得了一些重要成果^[1~5], 研究表明,在暴雨的多尺度结构中,存在一些相对独立的 β 中尺度系统,这些 β 中尺度扰动与其他尺度系统之间构成了复杂的相互作用过程,形成了区域性暴雨过程中特大暴雨中心的出现。但是,由于受到观测能力和资料分辨率的限制,我们对 β 中尺度暴雨系统的结构和演变机理的认识仍然非常有限。另一方面,有关地形在降水过程中的作用一直是气象学家们关注的焦点问题。Neiman 等^[6]和孙继松^[7]等分别利用统计学关系和动力分析方法强调了边界层急流在地形降水中的作用;Alpert 等^[8]和孙继松^[9]等还对地形与环境风场的相互作用过程在地形雨落区中的作用问题进行了探讨。研究表明,地形对降水的影响远远比我们所了解的程度更为复杂,因为,地形的作用不仅对局地风场变化产生影响,而且对水汽的分布和相变过程产生了直接影响, Jiang 等^[10, 11]最近就地形降水过程中的水汽动力学过程和微物理时间尺度变化进行了研究, Smith 和 Barstad^[12]在这些研究的基础上构建了一个简单的地形降水线性理论。这些研究成果有利于我们理解一般性地形降水过程,但是,对地形作用下产生的一些相对孤立的 β 中尺度、 γ 中尺度对流降水系统的预报依然是一个难

题。近年来,有关城市发展在 β 中尺度、 γ 中尺度降水系统中的动力作用问题也越来越多地受到关注,有研究表明^[13],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^[14]对北京城市热岛效应对冬夏季降水分布的不同影响进行研究后认为,城市热岛效应对不同季节降水分布的影响是城乡温度梯度与盛行风之间相互作用的结果。Thielen 等^[15]的数值试验表明,城市地表的感热通量、特别是降水发生前 4 小时内的感热通量变化对 γ 中尺度的对流降水有重要影响。最近,蒙伟光等^[16]研究了城市化对珠江三角洲强雷暴天气的影响,他们的数值试验表明,模拟的与城市影响有关的低层辐合主要位于 500 m 以下的近地面层。孙继松等^[17]对发生在北京城区的一次相对孤立的 β 中尺度对流暴雨过程进行的研究也表明,城市边界层过程在 β 中尺度暴雨系统的形成、发展过程中起到了决定性作用。

事实上,许多特大型城市是依山而建的,地形环流与城市环流之间必然存在相互作用过程,这种相互作用可能对中小尺度降水系统的发生、发展产生重大影响。然而,国内外有关这方面研究成果非常少,相应的观测试验研究似乎还不足以科学、系统地解释城市及其周边地区特有的中、小尺度天气系统的形成机理^[18]。本文从中尺度天气动力学理论入手,利用尺度分析方法,试图揭示地形环流与城市环流共同影响下的 β 中尺度暴雨的某些理论特征,以观测事实为依据,进一步阐述这种相互作用过程是如何影响 β 中尺度暴雨系统的发生、发展的。

2 城市热力作用与地形相互作用在对流降水过程中的作用

2.1 基本方程

为了便于讨论,我们考虑一个简单的二维空间中尺度流场,假设地形位于城市西侧,并呈南北向垂直于城市中轴线,风场由城市吹向山坡(东风)。满足这种分布的中尺度 Boussinesq 近似的扰动方程组为:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{\partial \pi}{\partial x} + k \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = k \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} - \alpha w + Q + Q_0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = \lambda \theta, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (4)$$

其中, Q 是中尺度系统降水造成的潜热加热率, Q_0 是潜热加热以外的净加热率, $\alpha = \gamma_m - \gamma$ (γ_m 、 γ 分别为湿绝热递减率、干绝热递减率),

$$\pi = c_p \Theta_0 \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}}$$

是中尺度扰动气压的 Exner 函数, λ 、 k 都是常用参量。

对 (1)、(3) 式分别作 z 、 x 的偏微商后进行合并,并略去 $\partial^3/\partial z^3$ 项的影响,可以得到:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) = -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right). \quad (5)$$

为了使问题进一步简化,我们假定,中尺度垂直运动完全是由于地形强迫造成的,即

$$w = u \nabla h, \quad (6)$$

其中, ∇h 是地形坡度。

将 (4)、(6) 式代入 (5) 式,可以证明:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right) = 0,$$

即

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) = -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial x}. \quad (7)$$

对于三维流场,需要考虑科里奥利力的影响,(7) 式对应的方程:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) = -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + f \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (7-1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) = -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial y} - f \frac{\partial u}{\partial z}. \quad (7-2)$$

有研究表明^[19],低空(0~3 km)垂直切变是

维系强对流发生、发展的必要条件,而(7)式表明,水平温度梯度的存在可以在迎风坡强迫产生相对独立的中尺度垂直切变。孙继松^[7]曾利用这一原理很好地解释了地形热力作用下夜间边界层急流的形成机理。鉴于本文假设的流场为东风,即 $u < 0$,因此,如果存在“东暖西冷”的温度梯度(即 $\partial \theta / \partial x > 0$),在一定的高度层内,流场适应的结果将是在一定高度上的东风将越来越大。

基于上述基本方程,下面讨论城市热力作用造成的地形迎风坡对流降水系统的一些理论特征。这些讨论基于以下中尺度对流系统的特征尺度: $z \sim 10^4$ m, $u \sim 10^1$ m/s, $\lambda = g/\Theta \sim 3 \times 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$, $\alpha \sim 10^{-2}$ K/m。

2.2 垂直切变对温度梯度响应的的时间尺度

考虑两种不同水平温度梯度条件:

$$(i) \frac{\partial \theta}{\partial x} \sim 10^{-4} \text{ K/m},$$

$$(ii) \frac{\partial \theta}{\partial x} \sim 10^{-5} \text{ K/m}.$$

假定,对流开始前不存在明显的风速垂直切变,对流发生时低空垂直切变的强度^[18]为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}/3000$ m,即:

$$\Delta \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \sim 3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}.$$

由(7)式可以得到,对应于上述两种不同水平温度梯度条件,形成如此强度的切变所需要的时间分别为 $\Delta t_1 \sim 10^3$ s、 $\Delta t_2 \sim 10^4$ s。

也就是说,当水平温度梯度为 1 K/10 km 量级时,形成强对流切变环境的响应时间大体上需要为十几分钟到 1 小时左右;当水平温度梯度为 1 K/100 km 时,响应时间约为 2~4 个小时。在大尺度条件满足降水的背景下,假定该切变环境一旦形成,对流过程就开始发生,上述时间尺度实质上是在已知温度梯度情况下(强度、地点)的对流降水开始的可预报时效。

2.3 地形坡度对 β 中尺度系统水平尺度的影响

对于水平尺度小于 50 km 的 β 中尺度系统: $\partial u / \partial x \sim 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,由(4)式可以得到 $w \sim 10^1$ m/s。对应的该尺度对流系统产生的地形坡度环境条件为: $\nabla h \sim 10^0$,即坡度至少需要大于 30° 。

对于水平尺度为 100 km 左右的 β 中尺度系统: $\partial u / \partial x \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$,由(4)式可以得到 $w \sim 10^0$ m/s。这种尺度的对流系统产生的地形坡度环境条件为

$\nabla h \sim 10^{-1}$ 。

上述尺度分析过程是可逆的, 也就是说, 地形坡度越大的地方, 强迫产生的上升运动越强, 中尺度环流系统的水平尺度就越小。而对于地形坡度较为平坦的地方, 更有利于产生水平尺度较大的中尺度系统。

2.4 城市热岛对中尺度对流系统发生地点、时间的影响

类似于 2004 年 7 月 10 日发生在北京城市中心的 β 中尺度对流暴雨过程 (参见文献[17]), 是城市热岛影响的一个较为特殊的例子, 在大多数情况下, 城市热岛形成的最大温度梯度并不位于城市中轴线上, 而是出现在城市边缘, 如果城市一侧是山区, 由于地形对热岛水平扩散的阻挡作用, 山区与城区之间的水平温度梯度最强^[14]。因此从气候状况的角度来说, 离城区越近的山前地区越容易产生中尺度对流暴雨系统; 从日变化的角度来看^[20, 21], 相对于中尺度降水时间尺度, 由城市热岛形成水平温度梯度是一个“慢过程”: 白天, 由于城市与郊区下垫面物理属性上的差异, 太阳辐射造成城区温度上升速度明显快于郊区, 午后至傍晚, 容易形成最强的水平温度梯度; 夜间, 由于城市人为热源和建筑、地表的热量储存作用, 城市与郊区大气之间的净热量差异一般在午夜时被累积到最大, 也就是说, 夜间形成的水平温度梯度在午夜前后有可能达到最大值。

因此, 地形与城市热力过程造成的中尺度暴雨过程应该多发于傍晚前后或凌晨前后。

2.5 对流性强降水对流场的反馈作用与暴雨形成

相对于城市热岛日变化而形成的水平温度梯度, 对流性强降水对温度梯度的影响是“快过程”: 一旦迎风坡开始出现降水, 由于潜热释放, 在对流层中层必然造成山坡一侧的气温将高于城市一侧的气温, 即 $\partial\theta/\partial x < 0$, 由 (7) 式可知, 对流层中层上部将出现东风气流减速 (或西风气流加速)、底部的东风气流加速的现象。而在近地面层, 局地强降水造成山坡上的气温快速下降, 进一步加大了城市与山前地区的水平温度梯度, 必然造成边界层内的东风风速随着高度增加而迅速加大——即边界层顶的东风气流加速将明显快于近地面层。因此, 从地面至对流层下部、边界层顶部的风速垂直切变与降水强度之间将出现明显的正反馈现象。

这种正反馈过程对尺度较小的 β 中尺度系统最

终形成暴雨甚至大暴雨中心可能是至关重要的, 我们知道, 就孤立的天气系统而言, 尺度越小, 其生命史越短, 因此, 如果不存在这样的正反馈过程, 对流就会很快衰竭, 总降水量很难达到暴雨以上的标准, 可能正是由于上述正反馈过程的存在, 一些尺度较小的 β 中尺度对流系统往往能够维持 3 小时以上。

3 地形与城市热岛共同作用产生的 β 中尺度暴雨实例分析

上述 β 中尺度对流暴雨理论特征是否真实地存在? 下面, 我们利用北京地区稠密的观测网资料 (北京城近郊区自动气象站的水平间距约为 5~10 km), 结合 2006 年夏季发生的几次 β 中尺度暴雨过程的表现特征进行分析。

从图 1 给出的 3 个个例可以看到, 暴雨区 (降水量 > 50 mm 的区域) 的水平尺度存在明显区别: 7 月 9 日第一次过程 (发生在凌晨) 的暴雨区尺度大于 50 km, 是一次较大尺度的 β 中尺度暴雨过程; 8 月 1 日傍晚的暴雨区尺度最小, 水平尺度介于 β 中尺度与 γ 中尺度之间; 而 7 月 9 日第二次中尺度暴雨过程 (发生于傍晚) 存在 3 个暴雨区, 其中最强的暴雨中心位于靠近城区的香山, 降水量达到 137 mm, 该暴雨区的水平尺度介于上述两次暴雨过程之间。但是它们都具备以下共同特征:

(1) 暴雨中心都出现在 α 中尺度雨带中, 最大降水中心位于北京西山最靠近城区的位置 (门头沟-石景山-海淀香山, 地形分布参见图 2, 鉴于城区自动站密度为 3~5 km, 大部分自动站没有标出);

(2) 强降水维持的时间在 3 小时以上, 最大降水强度均超过 30 mm/h。

那么, 这些暴雨中心的出现是否与城市热岛环流与地形相互作用有关?

图 3 给出了上述 3 次中尺度暴雨天气过程前后, 某些时刻平原地区平均高度上的气温空间距分布状况。首先利用最近时刻北京地区的探空资料 (即 02 时、08 时、14 时或 20 时北京代表站探空资料) 计算得到边界层气温垂直递减率, 将分布在不同高度上的自动站气温订正到同一水平面上 (取北京中南部平原的平均海拔高度, 约为 50 m), 然后计算得到每个站点在这一高度上的气温与区域平均气温 (即所有自动站订正气温的算术平均值) 之间的差值。

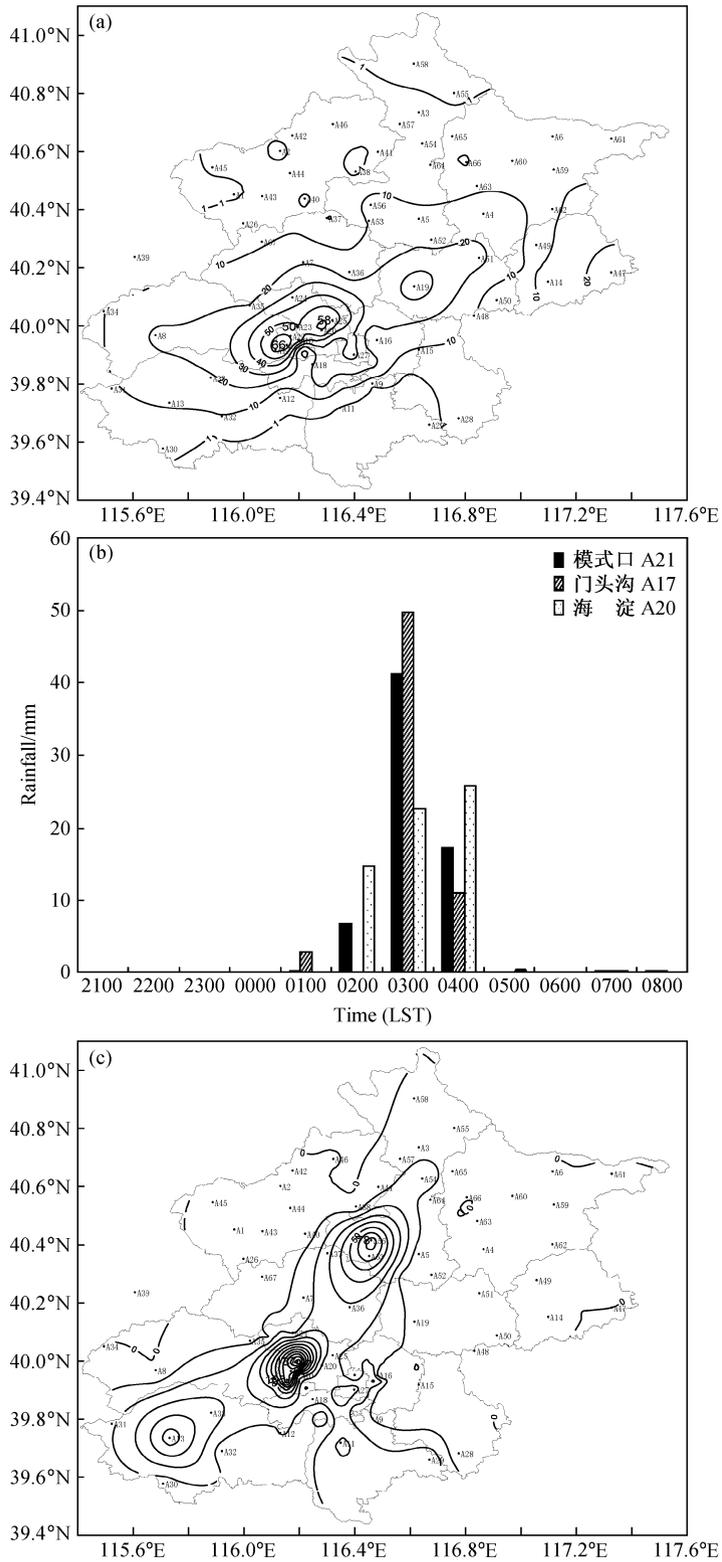


图1 2006年北京地区3次中尺度暴雨天气过程降水量分布(a、c、e,等值线间隔:10mm)和最大降水点的逐小时降水量(b、d、f):(a、b)7月9日01~05时(北京时,下同);(c、d)7月9日21时~10日02时;(e、f)8月1日16~21时
 Fig.1 The precipitation distributions (a, c, e; isoline interval: 10 mm) and hourly rainfall evolutions at the three strongest pouring rain stations (b, d, f) during the three mesoscale torrential rain cases occurring in Beijing region in 2006; (a, b) 0100-0500 LST 9 Jul; (c, d) 2100 LST 9 Jul-0200 LST 10 Jul; (e, f) 1600-2100 LST 1 Aug

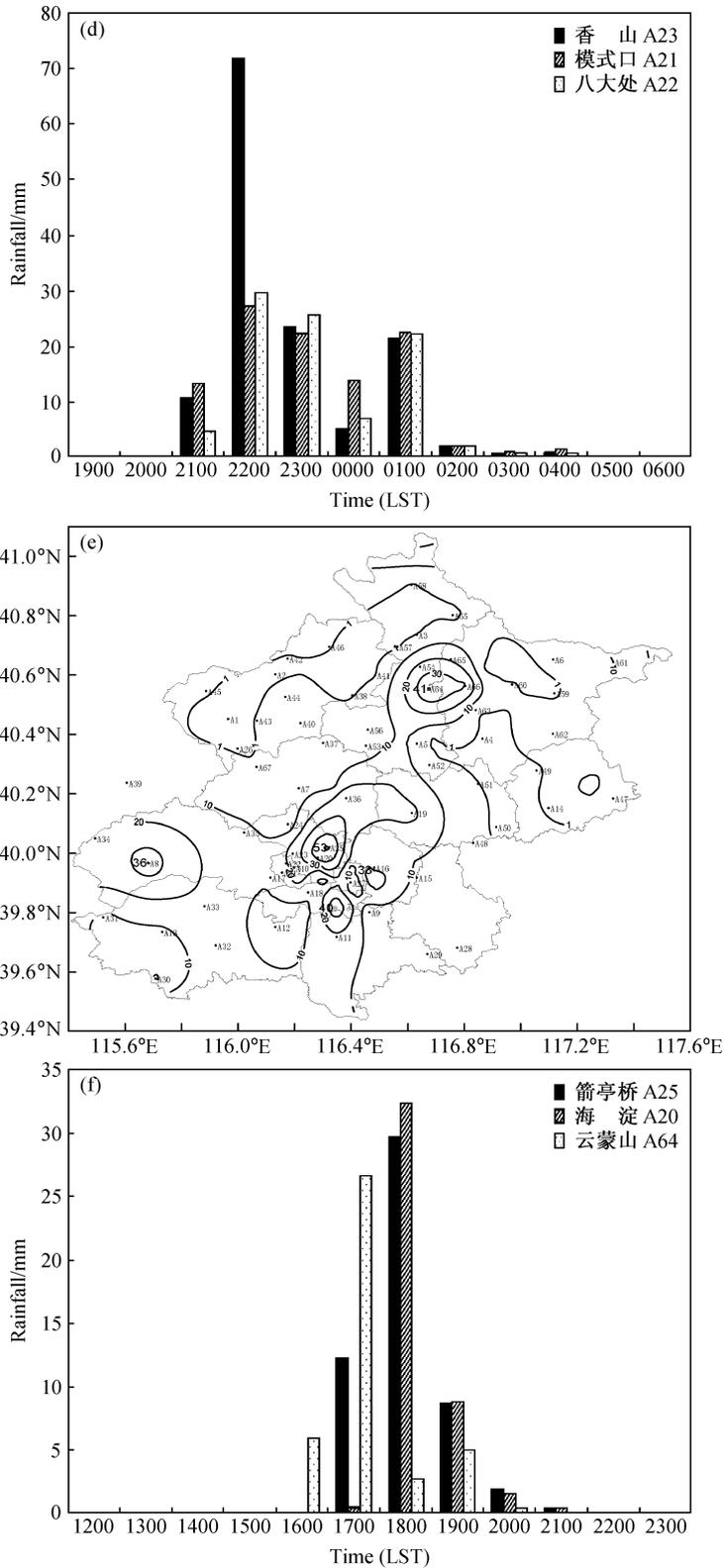


图 1 (续)
Fig. 1 (Continued)

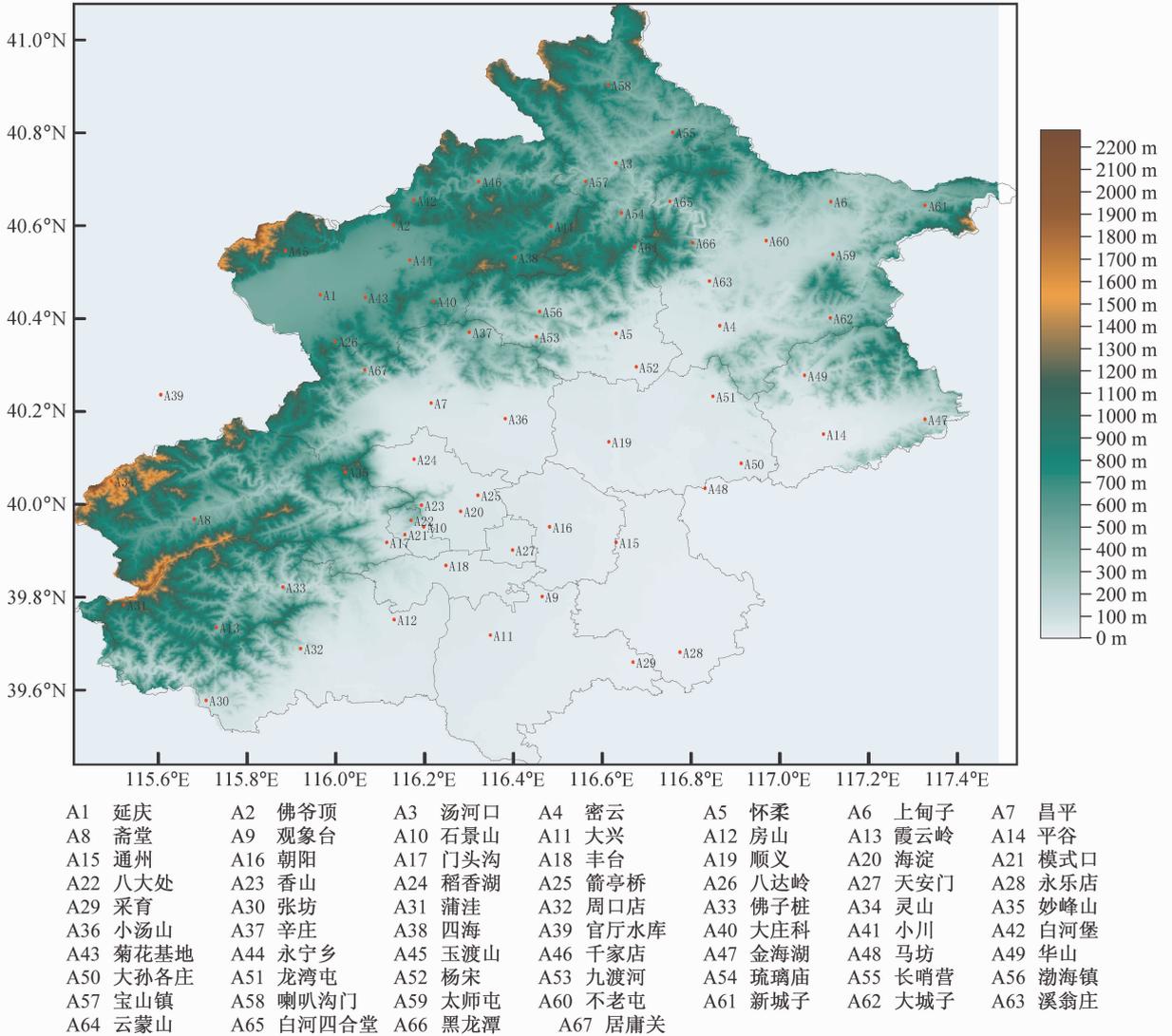


图2 北京地区地形图及其主要自动站分布

Fig. 2 The map of terrain and the locations of some main automatic weather stations in Beijing region

从图 3、4 可以看到，7 月 9 日两次暴雨开始前 3~4 个小时，在城区与近郊之间形成了大于 1 K/10 km 的水平温度梯度，但是梯度的方向并不完全一致，其中 7 月 8 日傍晚的梯度方向呈东南-西北向，即暖区指向冷区的方向正好与西山走向垂直，西山前（暴雨中心）的温度梯度最大，这种温度梯度走向在暴雨过程中一直维持（01~04 时）；而 9 日傍晚的梯度方向在降水开始前为南北方向，但是一旦山前出现强降水，温度梯度的方向迅速由城区指向西山，直到强降水结束。

8 月 1 日午后至傍晚的天气过程与上述两次暴雨过程的不同之处在于，它是一次明显的天气尺度

冷空气自西北向东南方向掠过北京地区形成的，这一点可以从 8 月 1 日 15~17 时地面气温梯度的移动方向得到证实（图 5）。但是，在系统性的冷空气到达前，西山前东西向的水平温度梯度强度超过 2 K/10 km，正是在温度梯度最大处，1~2 小时后出现了暴雨中心，不仅如此，在天气尺度锋面上，暴雨中心附近出现了一个尺度介于 β 中尺度与 γ 中尺度之间、相对独立、温度梯度大于 5 K/10 km 的强锋区，当然如此强度的地面温度梯度并不完全是由于局地强降水造成的，强烈的对流活动形成的中尺度冷堆有可能进一步加强了该区域的温度梯度。

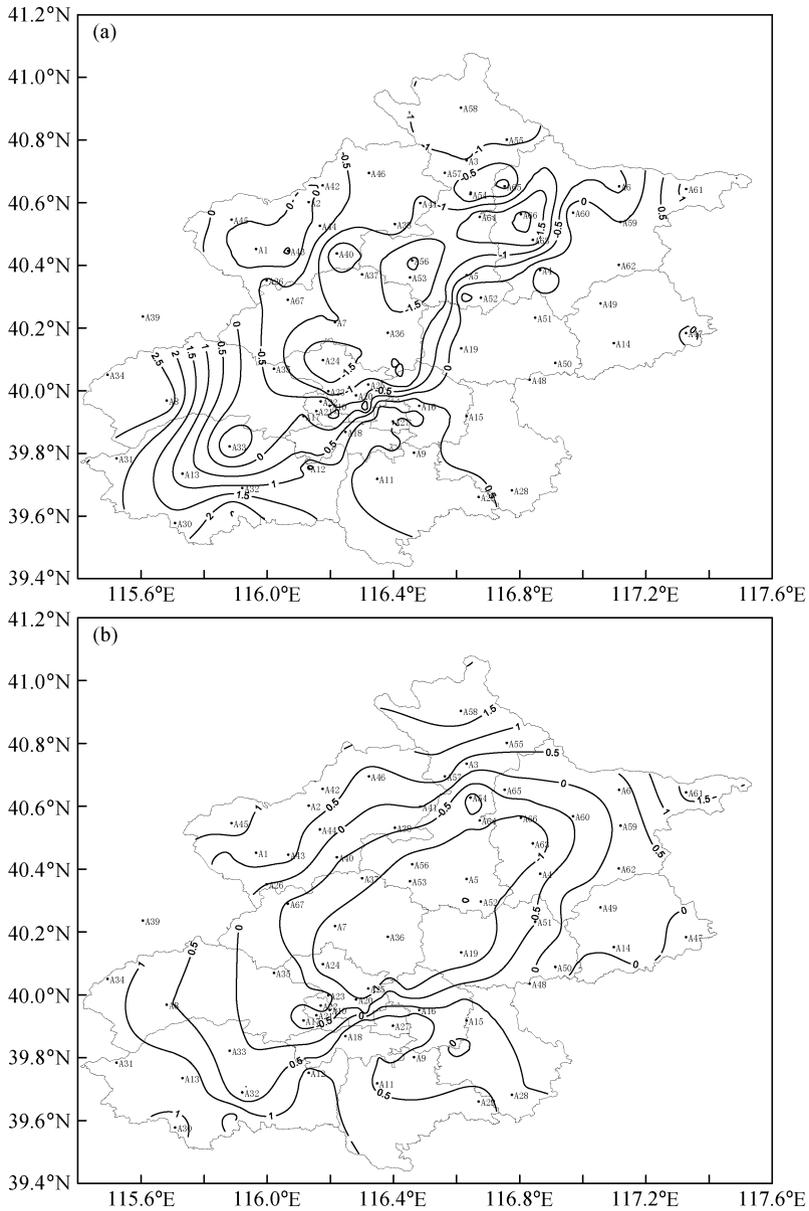


图3 7月9日第一次暴雨过程 (a) 开始前4个小时(8日21时)及 (b) 最大降水时刻(9日03时)北京地区50 m海拔高度上的气温空间距平分布。等值线间隔: 0.5℃

Fig. 3 The anomalous temperature distributions (isoline interval: 0.5℃) at 50-m height above sea level in Beijing area (a) at 2100 LST 8 Jul (at the fourth hour before the beginning of the first intense rainfall on 9 Jul) and (b) at 0300 LST 9 Jul (at the moment of the strongest rainfall)

从分布在南郊观象台和海淀气象站的两部风廓线仪连续观测的对比结果(图6)可以看到,在距离暴雨中心40 km左右的南郊,暴雨过程前后,边界层和对流层中层的风向、风速并没有发生明显的改变。但是从图6b可以看到,在靠近暴雨中心的海淀,边界层内以及对流层中下层的垂直切变的演变与上一节理论分析结果基本一致:

(1) 比较7月8日23时前后(距离强降水开始

2个多小时)南郊观象台和海淀低空风场,可以看到,在海淀东风高度达到700 m,其中400~600 m的偏东风(6~8 m/s)明显大于近地面层(2 m/s左右),南郊观象台的东风层次略偏低,而且边界层内风速的垂直切变也明显小于海淀,而两地1000 m以上基本上维持4~10 m/s的西南风。正如上节所述,两者之间在边界层内的这种垂直切变的区别主要是由于城区与西山之间存在较强的中尺度温度梯

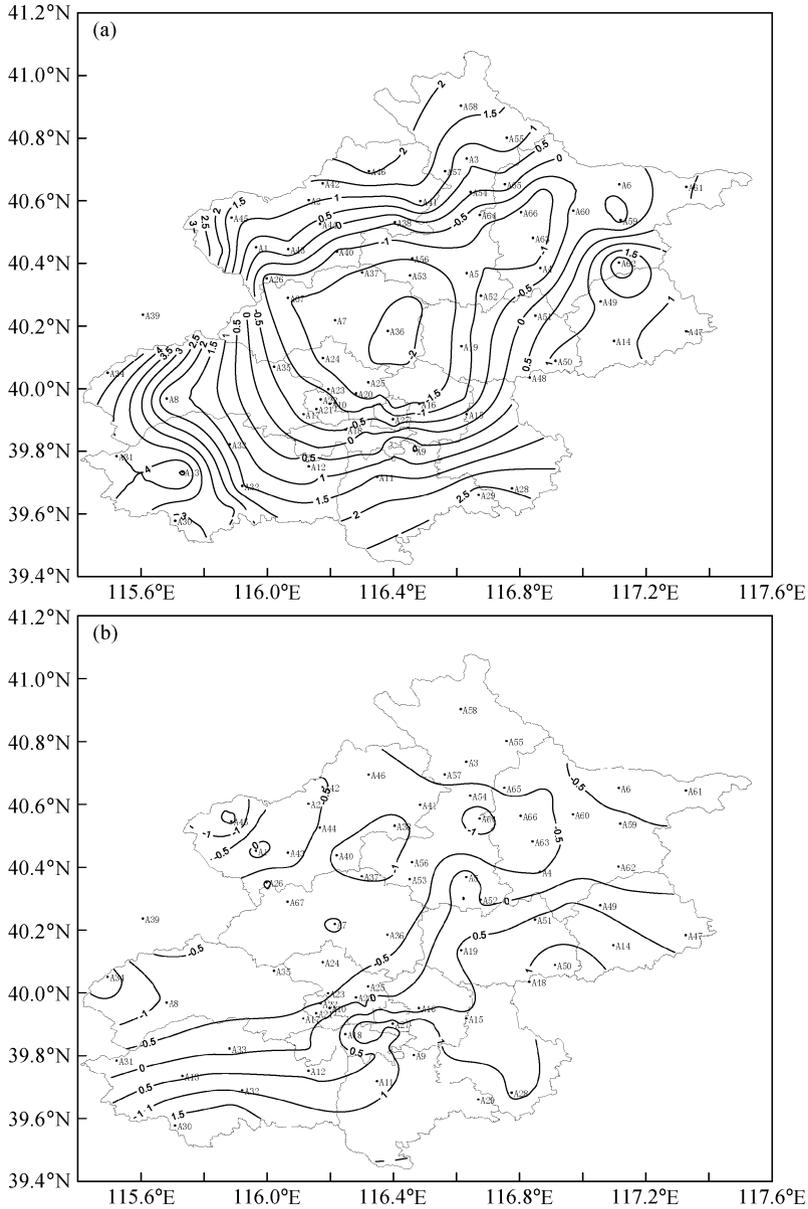


图4 同图3, 但为7月9日第二次暴雨: (a) 17时; (b) 22时

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for the second intense rainfall on 9 Jul: (a) 1700 LST; (b) 2200 LST

度(参见图3)。

(2) 强降水开始(9日01:20)后, 靠近暴雨中心的海淀, 不仅边界层内的东风明显加强, 而且1000 m以上的西南气流也明显加强, 比较强降水开始后1小时(即02:30)南郊观象台与海淀同一高度上的风速变化可以看到: 400~600 m高度附近海淀的偏东风加强到10 m/s, 南郊仍为4 m/s左右; 在1500~2000 m高度, 海淀的西南风加大到12~20 m/s, 南郊仍稳定在8 m/s左右。强降水停止后, 无论是对流层中低层还是边界层, 两地的风

廓线逐渐趋于一致。水平距离不到40 km的两个站, 在暴雨过程中, 边界层内和对流层中低层的风速演变存在如此大的差异, 反映了局地强降水通过改变边界层、对流层温度梯度, 不仅造成降水一侧的风速垂直切变进一步强化, 而且通过边界层风速的加大, 进一步增强了迎风坡一侧的上升运动, 从而形成了流场与降水之间的正反馈过程。

为了看到更精细的风场变化与上述正反馈过程, 图6c、d给出了7月9日第2次 β 中尺度对流暴雨过程开始前1个小时内(20时~21时)、时

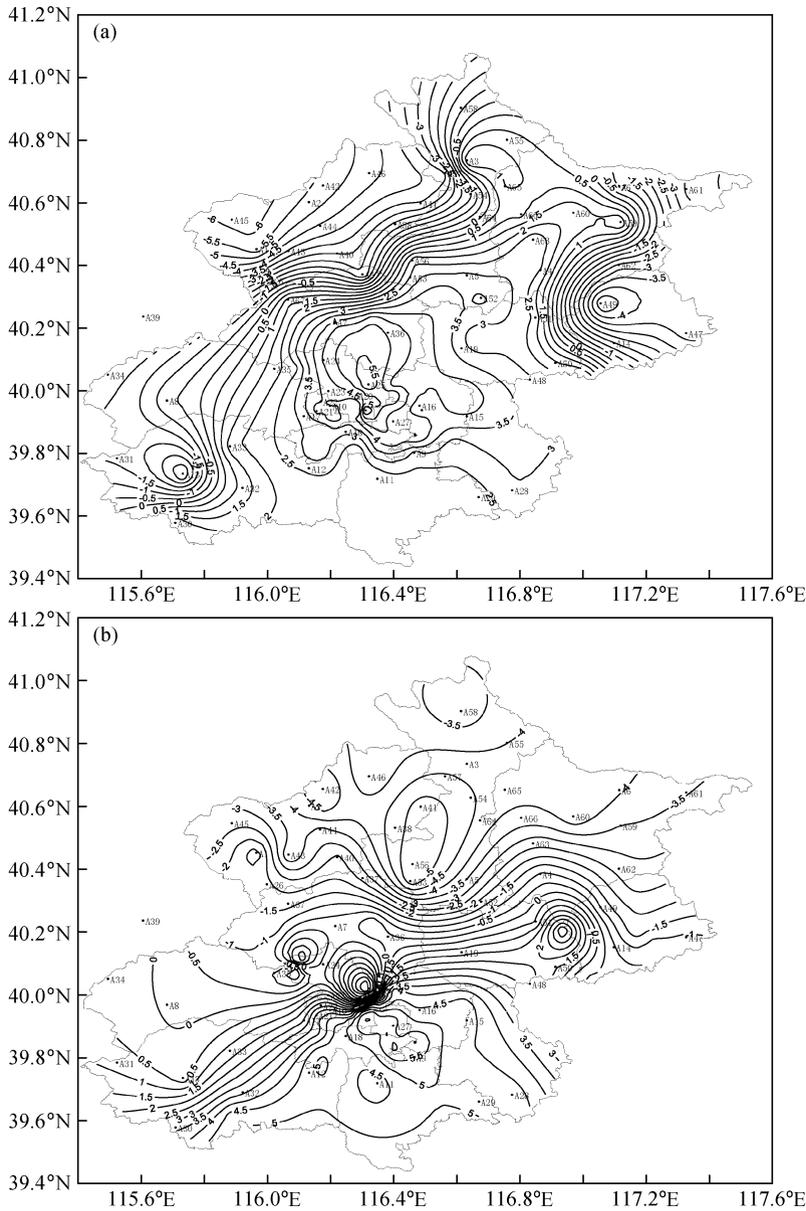


图5 8月1日北京西郊暴雨 (a) 开始前2小时(15时)及 (b) 最大降水时(17时)北京地区50 m海拔高度上的气温空间距平分布。等值线间隔: 0.5°C

Fig. 5 The anomalous temperature distributions (isoline interval: 0.5°C) at 50-m height above sea level in Beijing area (a) at 1500 LST 1 Aug (at the second hour before the beginning of the intense rainfall on 1 Aug) and (b) at 1700 LST 1 Aug (at the moment of the strongest rainfall)

间间隔为 6 min 的南郊观象台和海淀的风廓线变化。与前一次暴雨过程一样, 远离暴雨中心的南郊, 在暴雨开始前后, 4000 m 以下的水平风速不存在明显变化; 但是, 靠近暴雨区的海淀, 强降水开始前后风场的变化是非常显著的: 20:16 前, 整层大气基本上维持一致的西南风, 边界层内不存在明显的偏东气流 (这与图 4a 的温度梯度指向是一致的), 但是降水开始后, 边界层内偏东气流逐渐加

强、高度逐渐向上扩展, 至 21 时, 东风层的高度到达 800 m, 降水开始十几分钟后 (20:30 左右), 400~600 m 附近的东南风达到 8~10 m/s, 此后, 东风气流进一步增强到 12~14 m/s。与此同时, 1000 m 附近的西南风也逐渐由 6~8 m/s 增强到 10~12 m/s。结合本次暴雨的降水强度 (图 2d) 和暴雨过程中地面气温梯度 (图 4b), 利用第 2 节的分析结果, 我们能够很好地理解这种现象。

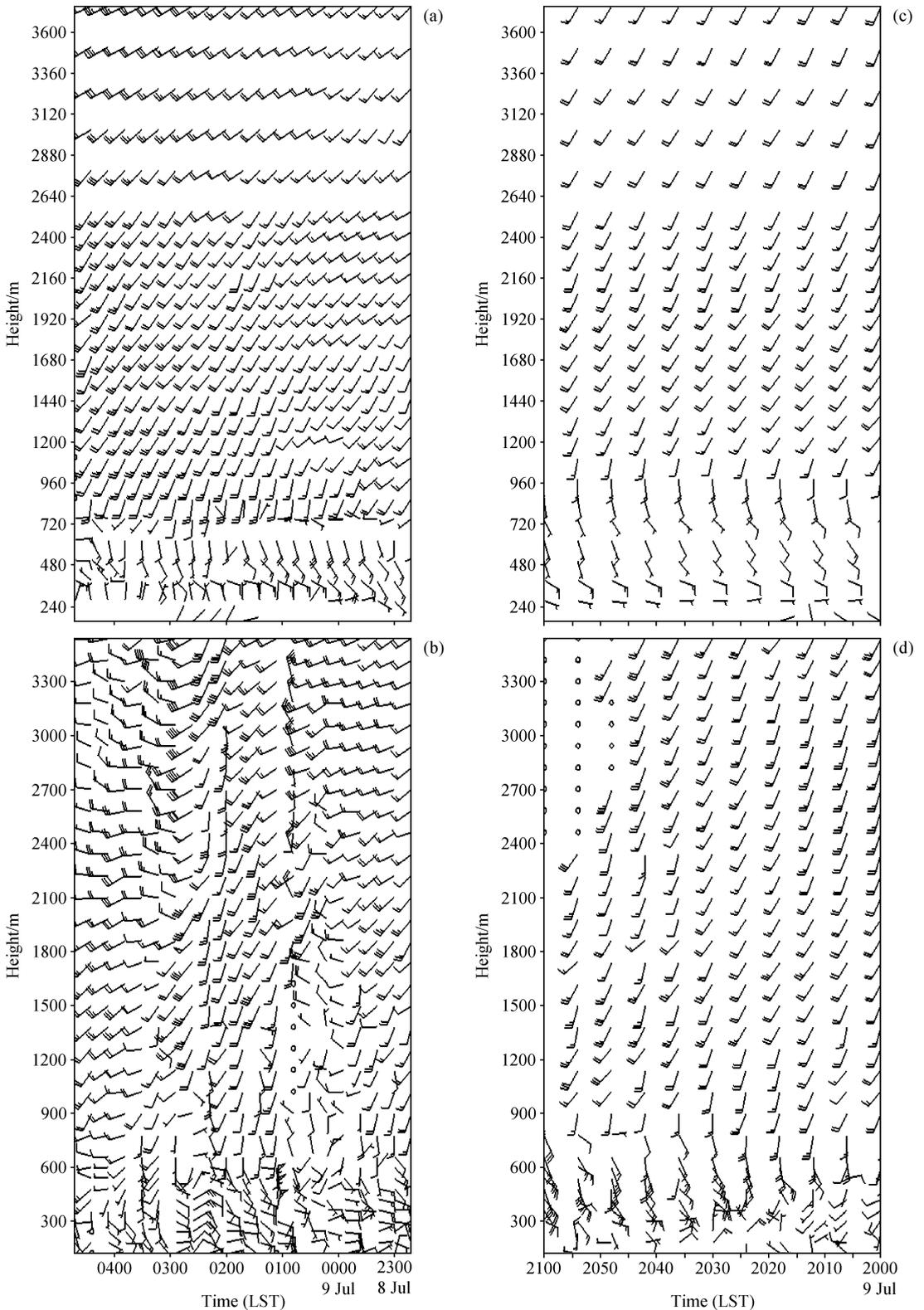


图 6 (a, c) 南郊观象台和 (b, d) 海淀暴雨中心的水平风的垂直廓线演变: (a, b) 7月8日 23:00~9日 05:00 (时间间隔: 18 min); (c, d) 7月9日 20:00~21:00 (时间间隔: 6 min)

Fig. 6 The vertical wind profile evolutions (a, c) far away (Observatory) and (b, d) near the center (Haidian) of pouring rainfall; (a, b) 2300 LST 8-0500 LST 9 Jul (interval: 18 min); (c, d) 2000-2100 LST 9 Jul (interval: 6 min)

4 结语

从中尺度天气动力学理论出发, 利用尺度分析的方法, 本文讨论了地形与城市热岛共同作用下产生的 β 中尺度暴雨的某些理论特征, 以观测事实为依据, 揭示了这种相互作用过程在 β 中尺度暴雨系统发生、发展过程中的作用。主要结论如下:

(1) 主要由城市热岛形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, 由此产生的低空垂直切变是维系中尺度对流降水发生、发展的重要条件。另一方面, 一旦迎风坡出现强降水, 将形成吹向迎风坡的风速与降水强度之间的正反馈现象, 这种正反馈过程对 β 中尺度暴雨中心的形成是至关重要的。

(2) 水平温度梯度的强度不同, 形成低空强垂直切变的响应时间不同: 当水平温度梯度为 $1\text{ K}/10\text{ km}$ 量级时, 形成强对流切变环境的响应时间大体上只需要为十几分钟到1小时左右; 当水平温度梯度为 $1\text{ K}/100\text{ km}$ 时, 响应时间约为 $2\sim 4$ 个小时。

(3) 地形坡度越大的地方, 产生的上升运动越强, 中尺度系统的水平尺度越小, 对于地形坡度较为平坦的地方, 更有利于产生水平尺度较大的中尺度系统。对于水平尺度小于 50 km 、相对孤立的迎风坡 β 中尺度暴雨, 垂直于低空风(量级为 10^1 m/s)的地形坡度至少需要大于 30° 。

(4) 一般情况下, 地形与城市热力过程相互作用造成的中尺度暴雨应该多发于傍晚前后或凌晨前后。

利用北京地区稠密的地面观测网资料以及分布于距离暴雨中心区不同距离的两部风廓线仪观测资料, 本文用较大的篇幅, 对2006年夏季发生的3次 β 中尺度暴雨发生、发展、维持过程的表现特征进行了比较详尽的分析, 部分证实了城市热岛与地形相互作用下产生的相对孤立的 β 中尺度暴雨的上述理论特征。这些特征对于暴雨发生前 $1\sim 4$ 小时的短时预报以及局地降水开始后的临近预报是非常有价值的。当然, β 中尺度暴雨的发生离不开有利的天气尺度、次天气尺度环境条件, 另外, 对流性 β 中尺度暴雨的结构演变也是系统能否维持、发展的重要内在因素。相关内容有待于进一步研究。

参考文献 (References)

[1] 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄, 等. 1998年夏季中国暴雨的形成

机理与预报研究. 北京: 气象出版社, 2001

Tao Shiyang, Ni Yunqi, Zhao Sixiong, et al. *Research on the Formation Mechanism and the Prediction of the Heavy Rainfall in Summer 1998 in China* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2001

[2] 王婷, 吴池胜, 冯瑞权. 2005年6月广东一次暴雨过程的中尺度对流系统的数值研究. *大气科学*, 2008, **32** (1): 184~196

Wang Ting, Wu Chisheng, Fong Soi Kun. A numerical study of a mesoscale convective system associated with the heavy rain event over Guangdong Province in June 2005. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, **32** (1): 184~196

[3] 翟国庆, 王智, 何斌. 长江中下游梅雨期中小尺度涡旋发生演变分析. *气象学报*, 2003, **61** (6): 661~672

Zhai Guoqing, Wang Zhi, He Bin. Formation and evolution analysis of the meso-scale vortex group in the middle and lower reaches during Meiyu of the Yangtze River. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 2003, **61** (6): 661~672

[4] 孙健, 刘淑媛, 陶祖钰, 等. 1998年6月8~9日香港特大暴雨中尺度对流系统分析. *大气科学*, 2004, **28** (5): 713~721

Sun Jian, Liu Shuyuan, Tao Zuyu, et al. An analysis of the meso-scale convective systems in a heavy rain progress during June 8 to 9 1998 at Hong Kong. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28** (5): 713~721

[5] 孙淑清, 周玉淑. 近年来我国暴雨中尺度动力分析研究进展. *大气科学*, 2007, **31** (6): 1171~1188

Sun Shuqing, Zhou Yushu. Advances in meso-scale dynamical analysis of torrential rain systems in recent years in China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31** (6): 1171~1188

[6] Neiman P J, Ralph E M, White A B, et al. The statistical relationship between upslope flow and rainfall in California's coastal mountain: Observations during CALJET. *Mon. Wea. Rev.*, 2002, **130**: 1468~1492

[7] 孙继松. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究. *大气科学*, 2005, **29** (3): 445~452

Sun Jisong. A study of the basic features and mechanism of boundary layer jet in Beijing area. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (3): 445~452

[8] Alpert P, Shafir H. Role of detailed wind-topography interaction in orographic rainfall. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1991, **117**: 421~426

[9] 孙继松. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响. *高原气象*, 2005, **24** (1): 62~69

Sun Jisong. The effects of vertical distribution of the lower level flow on precipitation location. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2005, **24** (1): 62~69

[10] Jiang Q. Moist dynamics and orographic precipitation. *Tellus*, 2003, **55A**: 301~326

- [11] Jiang Q, Smith R B. Cloud timescale and orographic precipitation. *J. Atmos. Sci.*, 2003, **60**: 1543~1559
- [12] Smith R B, Barstad I. A linear theory of orographic precipitation. *J. Atmos. Sci.*, 2004, **61**: 1337~1391
- [13] Changnon S A Jr, Huff F A, Semonin R G. METROMEX: An investigation of the inadvertent weather modification. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1971, **52**: 958~968
- [14] 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. *大气科学*, 2007, **31** (2): 311~320
Sun Jisong, Shu Wenjun. The effect of urban heat island on winter and summer precipitation in Beijing region. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31** (2): 311~320
- [15] Thielen J, Wobrock W, Gadian A, et al. The possible influence of urban surfaces on rainfall development: A sensitivity study in 2D in the meso- γ -scale. *Atmospheric Research*, 2000, **54** (1): 15~39
- [16] 蒙伟光, 闫敬华, 扈海波. 城市化对珠江三角洲强雷暴天气的可能影响. *大气科学*, 2007, **31** (2): 364~376
Meng Weiguang, Yan Jinghua, Hu Haibo. Possible impact of urbanization on severe thunderstorm over Pearl River Delta. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31** (2): 364~376
- [17] 孙继松, 王华, 王令, 等. 城市边界层过程在北京 2004 年 7 月 10 日局地暴雨过程中的作用. *大气科学*, 2006, **30** (2): 221~234
Sun Jisong, Wang Hua, Wang Ling, et al. The role of the urban boundary layer on the locally convective intense rainfall that occurred in Beijing on 10 July 2004. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (2): 221~234
- [18] 孙继松. 城市中尺度天气动力学研究中的一些问题. *科学研*
究月刊, 2006, **22** (10): 8~12
Sun Jisong. Some issues on study of urban meso-scale dynamic meteorology. *Scientific Research Monthly* (in Chinese), 2006, **22** (10): 8~12
- [19] Weisman M L, Klemp J B. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**: 504~520
- [20] 佟华, 刘辉志, 桑建国, 等. 城市人为热对北京城市热环境的影响. *气候与环境研究*, 2004, **9** (3): 409~421
Tong Hua, Liu Huizhi, Sang Jianguo, et al. The influence of man-made heat in urban on the heat environment of Beijing city. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2004, **9** (3): 409~421
- [21] 谢庄, 崔继良, 陈大刚, 等. 北京城市热岛效应的昼夜变化特征分析. *气候与环境研究*, 2006, **11** (1): 69~75
Xie Zhuang, Cui Jiliang, Chen Dagang, et al. The annual, seasonal and monthly characteristics of diurnal variation of urban heat island intensity in Beijing. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2006, **11** (1): 69~75