

一次地形作用产生的强降雨过程分析

郭金兰¹ 刘凤辉^{1,2} 杜 辉³ 李志楠¹

(1. 北京市气象台,北京 100089; 2. 北京大学物理学院大气科学系;
3. 加州大学戴维斯分校大气科学系,加州 95616)

提 要

2002年6月24日夜间北京西南部地区的局地大暴雨是一次强地形雨,它是在对流层中低层有两层逆温以及边界层内中尺度低空急流与北京特定地形条件相互作用的情况下产生的。边界层内中尺度低空急流的发生、发展是低层偏东风与干、湿过程的“内边界效应”及强降水潜热释放等综合作用的结果。

关键词: 强地形雨 低空急流 “内边界效应” 潜热释放

引 言

众所周知,降水的地理分布受地形影响很大。因而当对2002年6月24日夜间发生在北京西南部山坡的短时局地大暴雨(以下简称0624暴雨)进行分析时,仅考虑与大尺度常规气象资料相匹配的地形作用,是不能全部反映出具体地形主峰高度及特殊地形(如河谷、山口)所造成的地形降水控制作用的。虽然采用分辨率较高、细网格的地形资料和边界层风场资料,对定量计算分析地形的动力强迫作用得出的结果要好一些,但由于地形本身就具有复杂的多尺度性($10^1 \sim 10^3$ km),计算结果必然会对所取的网格尺度非常敏感,很难定量计算具体地形对气流的抬升和辐合等动力强迫作用。多普勒天气雷达不仅能探测到降水回波强度的大小,而且还能探测到降水回波的径向速度和速度谱宽,可以描述降水云系内部的气流结构、小尺度流场特征。本文将采用常规的天气资料、加时测风、物理量诊断以及多普勒天气雷达资料,定性地讨论、分析0624暴雨过程的地形增雨机制;并简要解释无雷电现象。

1 0624暴雨特征

2002年6月24日22时(北京时,下同)到25日08时北京西南部地区出现了暴雨,局地出现了大暴雨。最大雨量出现在门头沟

(158mm),达到了大暴雨的标准,另外石景山、丰台、海淀、房山4个气象站为暴雨,但北京市其余地区17个气象站降雨量均为小到中雨,尤其是距门头沟仅30km的斋堂降雨量仅为0.1mm。这次降雨过程的大降雨中心位于向东南开口的山坡上(图1),具有明显的强地形雨特征。

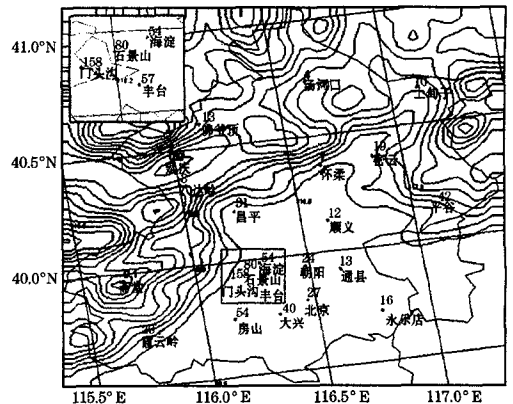


图1 2002年6月24日20时至25日08时北京市气象站降雨量(mm)分布及地形等高线图
实线:地形等高线(m),间距100m

2 大尺度环境背景

2.1 天气形势

从2002年6月24日20时500hPa形势图(图略)可见,华北上空为冷性低涡低槽控制。但值得注意的是,低层有江淮气旋向东

北移入 35°N 的东部海面上并形成黄海气旋维持发展(图略)。这种低压闭合环流只表现在对流层低层,对应在对流层高层气流向外辐散;高层辐散、低层辐合构成了对流层深厚的垂直环流圈(图2)。位于这个垂直环流圈西侧的深厚下沉区阻滞了北京上游短波槽的东移,使槽后的下沉区在北京上空控制时间加长,增强了北京上游的气流辐合以及质量堆积。

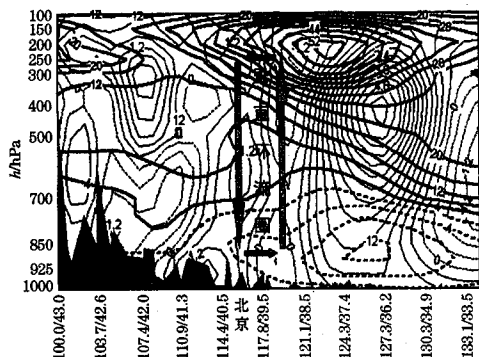


图2 2002年6月24日20时东西风和垂直运动的垂直剖面图

粗实线:西风速度/ $m \cdot s^{-1}$;粗虚线:东风速度/ $m \cdot s^{-1}$;细实线:下沉气流速度/ $10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$;细虚线:上升气流速度/ $10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$;横坐标为经纬度($^{\circ}E/^{\circ}N$),底部阴影为地形高度,下同

2.2 水汽条件

由图3可见,对流层低层有源于黄海海面气旋北侧的较强偏东风水汽通量深入到 $114^{\circ}E$ 。由于黄海气旋的发展维持使得东亚东部的环流形势稳定少变,对流层低层偏东风气流也稳定少变,因而有源源不断的偏东风向北京地区输送水汽。另外,对流层中层受内蒙古低涡气旋性环流影响,低涡外围也有较大的偏西风水汽输送。24日20时在北京附近对流层中层水汽通量西风分量与对流层低层东风分量的值相当($40 g \cdot s^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot cm^{-1}$),中、低空两支水汽输送路径的叠置,使得北京上空形成了较厚的湿层,这是大雨发生的一个非常有利的水汽条件。

2.3 层结与稳定度条件

24日20时北京单站探空 $\Delta\theta_{se(500-850)}$ 、SI指数、K指数分别为 $-4.1^{\circ}C$ 、 $-1.2^{\circ}C$ 、

$30.6^{\circ}C$,有利于对流天气的发展。然而24日20时温度平流垂直分布中,对流层中层的偏西风气流对应为弱暖平流,北京上空对流层中低层的偏东风气流对应为冷平流,这种上下温度平流涵差(又称差动平流,图略)不利于不稳定层结维持发展。24日20时北京探空层结曲线(图略)显示,在对流层中层(540~505hPa)、对流层低层(680~710hPa)分别有逆温现象出现,这也将抑制深对流天气系统的发展。

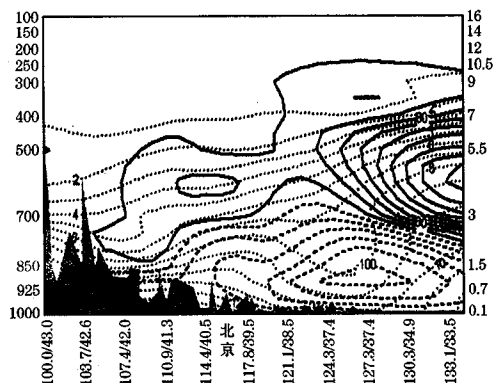


图3 2002年6月24日20时比湿、水汽通量东西分量垂直剖面图

粗实线:水汽通量西风分量($g \cdot s^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot cm^{-1}$);粗虚线:水汽通量东风分量($g \cdot s^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot cm^{-1}$);细虚线:比湿($g \cdot kg^{-1}$)

2.4 雷达回波特征

2002年6月24日的雷达观测表明(图略),北京市大部分地区长时间维持云顶较低的片絮状的层状云降雨回波,回波顶高局限在中层逆温层顶附近(5~6km),在山坡地区有发展较高的块絮状回波(图略)。雷达观测揭示出门头沟大暴雨回波发展最强时刻(图略),最高云顶高度虽然曾一度达到近8km,超过了中层逆温层顶,但40dBz强回波高度却始终在4km以下,即云内的最大上升运动区在低层逆温层附近。

3 有利于0624暴雨发生的条件

3.1 两层位势不稳定与地形增雨作用

在北京附近以低层逆温层为分界面上上下两层位势不稳定层结,分别是:低层 $\Delta\theta_{se(710-地面)} = -8^{\circ}C$ 、中层 $\Delta\theta_{se(540-680)} =$

-2℃。由24日20时的比湿、水汽通量东西分量垂直剖面图(图3)可以看出,太行山麓东侧山前的偏东风气流受地形抬升作用上升,利于近地面层位势不稳定释放,形成低云(图3中北京山前即太行山麓东侧的低层有相对大比湿区)。太行山麓西侧山后中低层的偏西风气流也受到地形抬升作用上升,这将利于中层位势不稳定释放,形成中层云(图3中太行山麓西侧的中层有相对大比湿区)。当西部中层降水云系东移,从中空落下来的雨滴在北京山前低层低云中不断捕获小水滴,变成大水滴降落到地面,形成地形增雨作用^[1]。

3.2 边界层内东南低空急流的增雨机制

在0624暴雨发生前后,北京南郊观象台25日02时的加时测风显示,在距地面50~900m的边界层内出现了较强的东南风气流(图4),最大东南风速轴在距地面600m处达 $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,这与25日02时的多普勒雷达观测的径向速度非常一致。如果把低空风速 $|V|\geq 10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的气流定义为低空急流,则观测到的风速显然已达到了低空急流(LLJ)标准,属于中尺度低空急流。

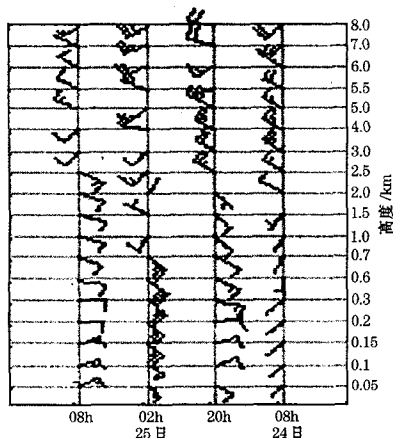


图4 北京南郊观象台风垂直-时间剖面图

研究发现,低空急流是一支极不稳定的高速气流,它能把低层的水汽集中输送,而且能造成强烈的辐合上升运动。边界层内的低空急流与北京特定的地形条件可产生如下地形增雨机制:

(1)在一定条件下,低空急流可以引起重力波不稳定,对同样强度急流来说,轴的高度越低,越接近边界层内,扰动的振幅增长就越大^[3]。急流轴在靠近迎风坡地带距地表的高度比平原地区距地表的高度低,那么由低空急流引发的重力波不稳定之可能性,迎风坡地带高于平原地区。

(2)东南低空急流在山坡前形成了强偏东风气流,而上层为较弱的偏西风气流(如图4),在25日02时测风的这种风垂直切变条件下,降雨云团会在山坡前停留而造成山坡前大降雨。

4 边界层内东南低空急流成因探讨

上述分析表明,边界层内的东南低空急流(以下简称边界层内急流)是0624暴雨发生的重要条件,因此了解该边界层内急流发生的原因是十分必要的。

4.1 该边界层内急流不是准地转的

首先我们认为该边界层内急流不是低层大尺度东风气流中的扰动。理由有二:其一,图4显示,25日02时边界层内东南低空急流与24日20时、25日08时的低层偏东风气流的风向及气流的垂直厚度都有明显差异;其二,天气尺度的低空急流应基本处于准地转平衡中^[4],而24日20时北京925hPa地转风速为 $5.4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,实际风速 $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,可以近似看作是准地转。如果考虑环流形势稳定,则地转风速变化不大。而25日02时600~700m高度(接近925hPa)的实测风速、雷达径向风速均为 $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,可估算此时低空急流超地转风风速约为 $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

4.2 该边界层内急流不是高低空急流耦合的

0624暴雨期间副高位置偏南,西风带系统与副高之间的高空急流位于 35°N 以南地区,华北北部上层气流较弱,因此不可能存在“高空急流与低空急流的耦合超地转风现象”引起的低空急流,亦即该急流的生成不是由天气尺度系统引起的。

4.3 “内边界效应”与地形作用

下面我们将通过分析24日20时边界层

内位温与相当位温的垂直结构以及地形条件,讨论在偏东风气流形势下干、湿过程的气块运动,来定性分析讨论0624暴雨过程“内边界效应”与边界层内的东南低空急流。

4.3.1 干过程的“内边界效应”与地形作用

图5为24日20时位温(θ)与u风分量的垂直剖面图。由图可见,在对流层中低层的等 θ 面从120°E附近自东向西往下倾斜,在边界层内与北京附近向西上升的地表相交。在无降水出现时,边界层以上的气块在偏西风气流的作用下,将沿等 θ 面向东作上升运动。边界层以下的气块在偏东风气流的作用下,将沿等 θ 面向西作下沉运动,偏东风气层被限定在边界层下方。北京地区西邻太行山脉,所以北京附近边界层下方的偏东风气层似乎被上下两个倾斜的界面所包围,从而有两界面以不同的倾斜方式使得界面所夹的偏东风气层呈东厚西薄的楔状(图6)。边界层内的偏东风气层向西运动时,气柱将在两界面间压缩变薄,这一过程会造成动力学效应,称之为“内边界效应”^[5]。文献^[5]认为,“内边界效应”对低空急流的形成具有决定性的作用,并给出了定量推导说明。

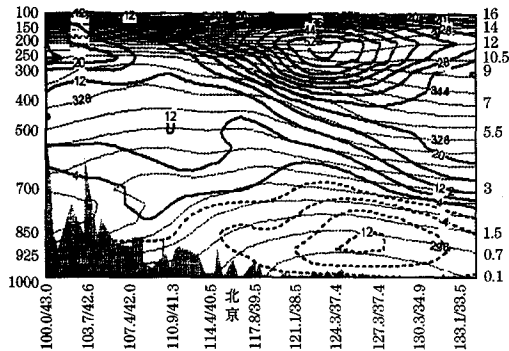


图5 2002年6月24日20时位温、东西风分量垂直剖面图

粗实线:西风($m \cdot s^{-1}$);粗虚线:东风($m \cdot s^{-1}$);
细虚线:位温(K)

仿照文献^[5]的思路,也可以利用“狭管效应”解释内边界效应在低空急流形成中的作用。

由图6中CD与AB分别近似地代表等 θ 面与地表面, \bar{u}_1 与 \bar{u}_2 分别表示通过 x_1 与

x_2 垂直截面处的平均东风风速。显而易见,由于“狭管效应”, $\bar{u}_1 > \bar{u}_2$,也就是说,应出现自东向西的东风水平气流加速现象,即干过程的“内边界效应”可使东风气流加速。

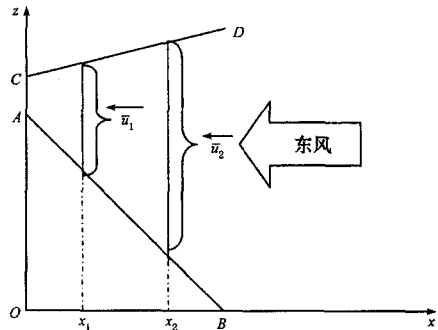


图6 东风气流在狭管效应作用下变化示意图
 \bar{u}_1 与 \bar{u}_2 上箭头长短表示风速的大小

4.3.2 湿过程的“内边界效应”

当有降水出现时,气块将沿等 θ_w 面运动,由图7可见,在北京附近的700~925hPa之间有自东向西、向下倾斜的 $\partial\theta_w/\partial p < 0$ 的位势稳定垂直锋区。925 hPa以下有自东向西、向上倾斜的 $\partial\theta_w/\partial p > 0$ 的位势不稳定垂直锋区。在湿过程700~925hPa气层内气流将沿等 θ_w 面向西做下沉运动,925hPa以下气层内气流沿等 θ_w 面向西做上升运动。这将使边界层内的东风气流在北京附近相交,因此偏东风气流即使没有下边界地形的动力强迫作用,也可发生图6所示的限定在

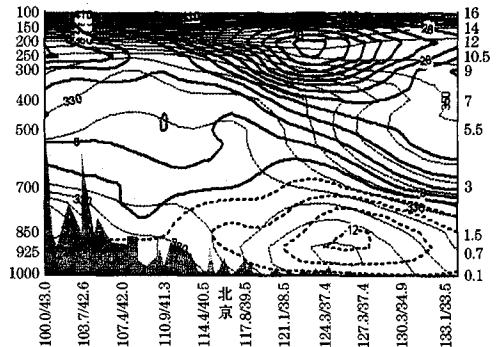


图7 2002年6月24日20时相当位温、东西风分量垂直剖面图

粗实线:西风($m \cdot s^{-1}$);粗虚线:东风($m \cdot s^{-1}$);细虚线:相当位温(K)

边界层下方的东风气层在铅直面内的辐合运动,从而造成东风水平风场的加速,形成湿过程的“内边界效应”。表1给出的最大东南风速也表明,边界层内的东风风速在降水发生后是继续加强的。

4.4 低空风的超地转现象与强降雨过程

通过对多普勒天气雷达径向风速分析可以看出,低空急流的超地转性是与0624暴雨过程相联系的。雷达观测显示:在24日23时门头沟出现明显降水后,云顶高度快速穿过边界层逆温层顶,达6km以上(表1)。25日01时出现 $42.8\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的强降雨时,云顶高度发展到了7.8km,呈现深厚对流云的高度。同时雷达径向风在5~6km的高度上出现水平气流辐散,02时上层气流辐散最强时,低层的雷达径向风显示门头沟暴雨区附

近出现 $12.8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东南风风速核。这可能是强降雨的潜热释放所提供的浮力能量使之穿过等 θ_e 面上升到达对流层较高处(这时“内边界效应”也随之消失了),在靠近中层逆温层顶时因受阻减速而产生正的动力压力,推动上升转为水平风,使高层辐散;在近地面则会产生负的动力压力,抽吸侧向空气辐合进来。即在暴雨区右侧低空急流处的空气受这一附加的负动力压力的抽吸,会在大尺度的准地转气流场上增加一个中小尺度分量,指向低空急流低压一侧,使之不能达到适应平衡,这可能就是低空急流超地转现象的产生原因^[6]。由此可见,在强降雨期间的潜热释放作用会造成中小尺度的东风超地转现象。

表1 24~25日多普勒雷达观测回波、径向风场的参数

	22时	23时	24时	01时	02时	03时	04时
云顶高度/km	3.9	6.7	7	6	7.9	6.9	
40dBz 回波高度/km		3.2	4	2	1.1		
低层径向风场辐合高度/km		2.7	0.9	2~4	2~3	1.5~3.0	
高层径向风场辐散高度/km		5.3	6.5	5.2~6	5.7~7.3	3.6~5.0	
最大东南风风速 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	8	10	10.8	11.5	12.8	12	12
门头沟降雨量/mm		4.4	27.7	42.8	44.1	13.4	7.4
观象台降雨量/mm				0.6	4.6	0.8	6.8

5 结论与讨论

5.1 天气形势背景

0624暴雨是一种无雷电现象伴随的强地形雨,是在江淮气旋入海发展、环流形势稳定的条件下发生的。(1)在对流层低层形成的源于海上、深入内陆的偏东风气流,提供了充足的水汽。(2)受海上气旋西北侧垂直环流的阻滞影响,北京地区上空由槽后的下沉气流控制。(3)对流层中层偏西风弱暖平流与对流层中低层偏东风冷平流的温度平流抵消,不利于不稳定层结的维持。(4)北京中、低层存在的两层逆温层等环境条件将抑制深对流天气系统发展。

5.2 无雷电现象

文献^[7]指出,主要的电荷分离过程,应发生在有软雹粒子和冰晶混合的环境中。而在本次局地大暴雨过程中,40dBz的强回波

高度始终在低层逆温层顶附近,最大上升运动区始终处在 -3C 以上饱和的液态水滴区域内,所以不可能存在软雹粒子和冰晶混合区域,即使有强降雨发生,也不会出现雷电现象。

5.3 有利于强地形雨发生的机制

(1)北京上空以低层逆温层为分界面有上下两层位势不稳定层结,山前(山脉东侧)的偏东风气流、山后中低层的偏西风气流受地形抬升作用,使两层位势不稳定释放,形成中、低两层云系的云雾物理雨滴捕获增大机制。

(2)边界层内的东南低空急流地形的增雨机制

由低空急流引发的重力波不稳定之可能性,迎风坡地带高于平原地区。边界层内的东南低空急流与北京西部迎风坡正交,造成

水汽堆积,可维持山前低云中始终具有较高的液态水含量。在东南低空急流上空为较弱的偏西气流,在这种风垂直切变条件下,降水云团会在山坡上停留,造成大降雨。

5.4 边界层内的东南低空急流形成机制

(1)在干过程中,边界层以下的偏东风气层被北京附近向西上升的地表与向西往下倾斜的等 θ 面所包围,两界面所夹的偏东风气层呈东厚西薄的楔状。边界层下方的偏东风气流向西运动时,干过程的“内边界效应”使东风水平气流加速。

(2)在湿过程中的边界层上部有自东向西往下倾斜的 $\partial\theta_e/\partial p < 0$ 的位势稳定垂直锋区,边界层下部有自东向西往上倾斜的 $\partial\theta_e/\partial p > 0$ 的位势不稳定垂直锋区,两垂直锋区的相向倾斜也将偏东风气层限定在东厚西薄的楔状气层中。因此在湿过程中偏东风气流即使没有下边界地形的动力强迫作用,也可发生限定在边界层下方的东风气层在垂直面内的辐合运动“内边界效应”,从而造成东风水平风加速。

(3)多普勒天气雷回波强度、径向速度场的分析表明,低空东风气流加速与强降水过

程的潜热释放作用密切相关。

致谢:感谢北京市气象台郭虎高级工程师等同仁的热心帮助,感谢吴宝俊研究员的悉心指导,感谢北京大学物理学院大气科学系提供的“客观分析诊断图形系统(4.0版)”。

参考文献

- 1 丁一汇. 高等天气学. 北京:气象出版社,1991:423~425.
- 2 Zhang Qing-Hong, Kai-Hon Lau, Ying-Hwa Kuo, et al. A Numerical Study of a Mesoscale Convective System over the Taiwan Strait. Mon. Wea. Rev., 2003, 131: 1150—1170.
- 3 孙淑清. 低空急流对重力内波不稳定发展的作用. 大气科学, 1983, 7(2): 136~144.
- 4 丁一汇. 高等天气学. 北京:气象出版社,1991:582~584.
- 5 周军. 大气的边界效应与落基山东侧的低空急流的形成. 南京气象学院学报, 1984, 1: 14~27.
- 6 牟惟丰. 低空急流述评. 气象科技, 1988, 4: 7~12.
- 7 李秀连, 杜辉, 蔡晓云等. 强风暴的起电. 许小峰, 郭虎, 廖晓农等编. 国外雷电监测和预报研究. 北京:气象出版社, 2003: 579~581.
- 8 毕宝贵, 李泽椿, 孙军. 北京地区降水特殊性及其预报方法研究. 中央气象台. 天气预报方法与业务系统研究文集. 北京:气象出版社, 2002: 221~232.

Analysis of Heavy Orographic Rainfall in Beijing

Guo Jinlan¹ Liu Fenghui^{1,2} Du Hui³ Li Zhinan¹

(1. Beijing Meteorological Observatory, 100089;

2. Department of Atmospheric Sciences, Physics College, Peking University;

3. Department of Atmospheric Sciences, University of California, Davis, California, 95616)

Abstract

The heavy rain occurred in the northwestern area of Beijing on the night of June 24, 2002 is a severe orographic rainfall. The heavy rain under the conditions there were two inverse temperature layers in the middle and low troposphere is affected by the reciprocity between mLLJ and Beijing terrain. The generation and development of mLLJ in boundary layer is caused by deflective east wind in the low layer, the inner boundary effect in the dry and wet process, the latent heat release of strong rainfall and the reciprocity of them.

Key Words: orography rainfall LLJ inner boundary effect latent heat release