

大气边界层重力流与局地强降水的关系

朱翠娟 李兴生

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文利用测雨雷达、325米气象专用塔以及常规气象资料,分析了北京锋面暴雨产生前后的边界层结构。指出:随着锋面过境,低层出现了重力流的多次浪涌,每次浪涌前沿有强上升运动,最大可达35厘米/秒,每次重力流浪涌都伴有一阵强降水。重力流可以激发出周期为几分钟至20分钟的重力内波。

一、引 言

暴雨是中尺度现象,它的生成是几类不同尺度运动系统相互作用的结果^[1]。过去的研究大多集中于探讨大尺度的气象条件,关于暴雨中尺度的触发因子虽然有过一些探讨,但由于探测工具在时间和空间上的局限性,要充分揭露客观事实还存在不少困难。本文利用天气图、天气雷达以及325米气象观测塔等资料对1979年8月10日至11日北京的暴雨进行了仔细的分析,发现暴雨的产生是与大气边界层中重力流(或称密度流)的阵发性以及由重力流所激发的重力内波有关。

流体力学中的重力流指密度大的流体沿水平方向向密度小的流体进行的流动。在大气中,冷锋、海陆风、雷暴流出气流等均属重力流,但它们在尺度、生命史、强度之间有重大的差异。Simpson^[2]等人的实验室工作对人们认识雷暴流出气流或飑锋,并建立流场模型是个重要的依据。不少研究表明^[3-4],雷暴流出气流与实验室的重力流之间具有动力学的相似性,它们可以用一个相似参数 Froude 数较好地模拟。关于冷锋密度流,Clarke^[5], Brondidge^[6]等人仔细分析过它们的特性和结构,但他们只局限于天气尺度的了解。本文试图利用多种探测手段,更深入地分析重力流的边界层特征以及由此而激发的重力内波与暴雨的关系,以便为探讨暴雨中尺度的触发机制提供进一步的事实。

二、天气形势与雨情

a) 地面天气形势 1979年8月10日20时从辽宁省的赤峰至山西省的河曲有一条冷锋向东南方向移动,11日02点冷锋移近北京,至11点锋面南移到天津、太原一线,在锋面南移过程中有大片雷暴活动区沿锋面呈带状分布(图略)。

冷锋临近北京时,在北京附近地区低层冷空气沿着锋面移动的方向出现突然前凸的现象,这种前凸可能是北京地区的地形造成的,当冷空气越过燕山山脉进入华北平原时出现加速现象。这种现象,在华南暴雨的研究中^[7],也曾多次分析到一条天气尺度的冷锋越过南岭山脉后,在珠江三角洲及碣石湾平原附近的海丰地区等出现冷空气突然南凸。

b) 低层气压波动 在地面锋系过境的前后,单站气压演变有明显的波动,将8月8日01时起至11日24时止的逐时气压求平均,得到一条平均的气压日变化曲线,然后再求逐日逐时气压值与相应时刻气压平均值的差,得到逐日逐时气压偏差值,其分布曲线(图略)明显地由两种不同尺度的波动组成:一种是天气尺度的长波,气压趋势在10日23点前一直是下降的,之后一直是上升的。另一种尺度就是在这种天气尺度的波动上叠加了若干周期平均为3—4小时的短波,这种短波的振幅大约为1.5—3.5毫巴。在10日23点以后有一条冷锋过境,锋后的气压上升是波动状的,这种波状的气压变化伴随着阵性的降水。

8月11日02时北京上空的探空曲线(图略)表明,大气层结是稳定的。对流层中上部具有较大的不稳定能量区。温度层结在对流层中下部出现多层逆温,第一层在地面至1000毫巴。估计该层是夜间地面辐射造成的;第二层在960—920毫巴间;第三层在740—700毫巴间;第四层在456—445毫巴间,这些逆温估计与对流层中下部下沉运动有关,结合上述锋后升压的多次波动,这些短波是与冷空气以阵发形式多次下沉释放相关连。这是一种重力流,而重力流的阵发性在气压场上的反映即为多次波动。

c) 雨情特点 这次降水发生在8月10日傍晚至11日下午,北京北郊325米气象塔观测场降水总量从10日晚23时至11日21时止为52毫米。降水呈明显的阵性,基本上由两次降雨组成(图略),每次降雨维持5个小时左右,并由几次降水脉冲组成的。例如,11日02时至04时的一次降水过程是由三次降水脉冲所组成,它们分别是:2时至2时10分;3时至3时05分;3时30分至3时50分。最后一次降水量在20分钟内达4.8毫米。

三、重力流的多次浪涌与暴雨

在这次过程中,除地面锋面过境时出现一次明显的重力流外,之后每隔几十分钟又有若干次重力流浪涌,它与降水自记录上的降水脉冲密切配合,这表明边界层中重力流的多次浪涌与强降水的间歇性有密切的关系。下面利用北京325米气象观测塔1979年8月11日00点至07点的资料对重力流的边界层特征作了分析:

a) 温度场结构 图1是各高度每隔5分钟的温度平均资料,等值线间隔为0.5℃,10日23时55分至60分,从地面至325米高有一条温度密集区,这就是地面锋面过境。在11日01时25分至55分以及3时30分至3时55分又出现温度密集区,温度密集区随高度是后倾的。另外还有一些不及地的温度密集区,如2时5—10分;2时55—60分等。这些温度密集区的后部是个冷空气中心,“冷中心”的高度约在100多米左右,“冷中心”底下的温度又略微上升。与这些温度密集区相对应,除冷锋降水外,在2时05分左右产生一阵降水,10分钟降水量为0.5毫米;2时55分左右产生的一阵降水,5分钟

降水量为 0.4 毫米; 3 时 35 分至 3 时 50 分的一次降水量达 5 毫米。之后重力流的浪涌已不明显, 相应降水大大减弱, 只有一些连续性小雨。

b) 风场结构 气象塔测风资料指出, 在这段时间内, 每隔几十分钟有一次大风中心出现, 大风中心的高度大约在 240 米高度左右。为分析清楚起见, 这里对实测风进行 u , v 分解, 取 x 为锋面移动的方向, y 为平行于锋面的方向, u , v 分别为 x , y 方向的风速分量。分量分析见图 2, 为简略起见, 图中只给出了 u 分量。在 u 分量场中, 可以看到有好几个大风中心, 大风中心与温度场锋区一一对应, 换言之, 温度的不连续区之后出现风速大值中心, 大风中心最大可达 10 米/秒, 其高度位于 240 米。另一个值得指出的事实是, 在 65 米到 80 米间出现了强烈的风向切变, 为慎重起见, 我们仔细考察了其它时刻的测风资料, 证明这两层上的观测资料是正常的, 这个切变的存在, 说明在重力流“冷中心”的底部存在一支与上部方向相反的气流, 这便是重力流底部的迴流气流。这种迴流在 Simpson 的实验中已被指出, Goff 等对 20 个雷暴的流出冷气流分析中也发现了这个事实, 但如今从冷锋重力流的多次浪涌中获得如此清楚的迴流切变是很有意思的。再结合上述温度场的结构来看, “冷中心”的底部约在 47 米左右, 因此, 要素场的不连续性, 说明重力流多次浪涌只达地面以上几十米的高度上, 这对低层动量和热量的输送具有特殊的作用。

为了使流场的分析更为清楚, 我们引进流函数 χ , 在 x - z 平面内, 定义:

$$d\chi = \frac{\partial \chi}{\partial x} dx + \frac{\partial \chi}{\partial z} dz$$

$$\text{令} \quad w = -\frac{\partial \chi}{\partial x}, \quad u = \frac{\partial \chi}{\partial z}$$

$$\text{则} \quad d\chi = -w dx + u dz \simeq u dz$$

$$\therefore \chi = \int_0^z u dz \simeq h_1 u_1 + h_2 u_2 + \cdots \cdots h_n u_n \quad (1)$$

根据 (1) 式计算出的流函数分布如图 3, 每次浪涌均对应应有强的上升运动, 02 时和 04 时在底层有明显的切变。

c) 垂直运动 为了进一步了解重力流的结构, 我们计算了塔层内的垂直运动分布, 在二维流场 (x , z) 平面内, 作时空变换:

$$\frac{\partial}{\partial x} = -\frac{1}{c} \frac{\partial}{\partial t} \quad (2)$$

其中 c 为锋面移动速度, 根据经验公式^[4]:

$$c = 0.67 u_{\max}$$

其中 $u_{\max}$ 为塔层内最大风速。

在 x - z 平面内, 考虑不可压缩流体, 则连续方程可以写成:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

由 (2) 代入 (3), 则得到

$$w = \frac{1}{c} \int_0^z \frac{\partial u}{\partial t} dz$$

四、讨 论

1) 冷锋过境前后在单站气压偏差演变曲线上可以看到周期为 3—4 小时的波动存在, 这种波动对降水的阵性起重要作用, 它是由重力流的阵发性造成的。从 325 米气象观测塔的连接资料分析来看, 边界层大气中存在周期为几分钟至几十分钟的波动, 它们与降水的脉冲性更为一致, 我们对 1979 年 8 月 11 日 01 时至 07 时的全风速 V 场作谱分析, 首先用下式计算 V 的相关函数^[4]:

$$R_l(V) = \frac{1}{N} \sum_{i=l+1}^N (V_i - \bar{V})(V_{i-l} - \bar{V}) \quad (5)$$

其中 $l = 0, 1, 2, \dots, M$, N 是时间序列的总数, 对相关函数进行富氏变换后得到:

$$P_k(V) = 4\Delta t \sum_{l=0}^M R_l(V) \cos \frac{k\pi l}{M} \cos^2 \frac{l\pi}{M} \delta_l \quad (6)$$

其中 $k = 0, 1, 2, \dots, M$, M 是最大延时数, δ_l 是滞后的时间因子。

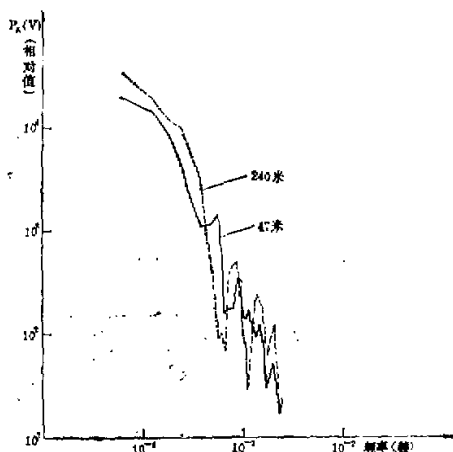


图 5 1979 年 8 月 11 日 01 时至 07 时 325 米气象塔不同高度上 V 的谱分布 $P_k(V)$

用 (6) 式计算了 47 米和 240 米两高度上 V 的谱函数, 图 5 就是该两高度上谱函数 $P_k(V)$ 随频率的分布, 计算结果表明, 峰值区出现在几分钟至 20 分钟的周期内, 峰值区向高频方向的过渡很陡, 这在 240 米高度上尤为明显。11 日 02 点的北京探空曲线表明当时的层结是整层稳定的, 因此这种周期的波动无疑是一种重力内波的波动, 由于当时对流层中上部存在较大的潜在不稳定区, 因此这种重力内波对潜在不稳定能量的激发具有重要意义。

2) 重力流在大气边界层中出现的多次浪涌可以引起 10^1 厘米/秒数量级的上升速度, 而降水积云块的上升速度可以达到更为可观的程度。图 6(a) 是 8 月 10 日 23 时 07 分位于西郊的一块积云单体增长的垂直剖面图, 图 6(b) 是该云体于 23 时 08 分的垂直剖面图。根据两张图片相隔的时间以及云体伸展的高度可以粗略地估计出积云发展的上升速度大约是每秒 30 多米, 这样强盛的上升气流导致 23 时 40 分前后出现了一场强降雨。

3) 重力流的多次浪涌使某些气象要素场在近地面层产生很大的变化, 这对低层动量和热量的输送具有特殊的作用, 我们对动量和热量输送作如下分析:

定义动量通量和热量通量分别为 τ 和 H , 由公式表示:

$$\tau = \rho K \frac{\partial V}{\partial z} \quad (7)$$

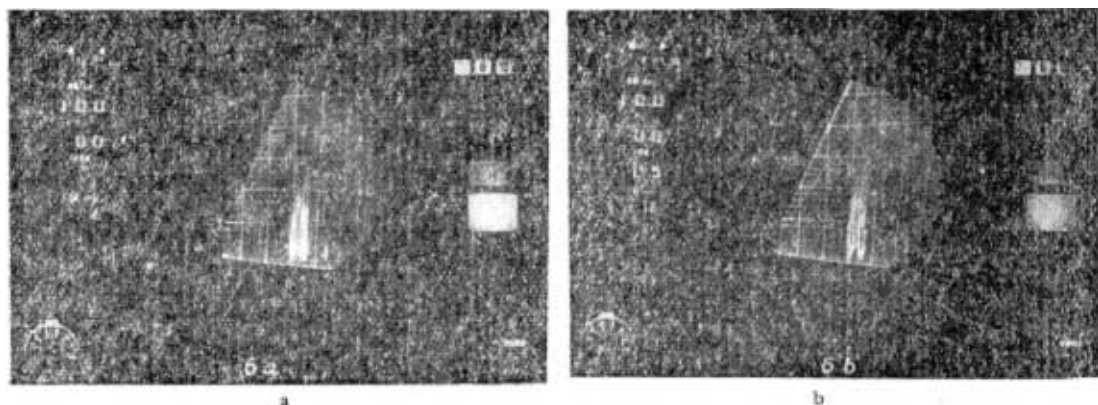


图6 1979年8月10日23时07分及08分雷达回波垂直剖面图

$$H = -\rho C_p K \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (8)$$

式中 ρ 是空气密度, θ 是位温, V 是全风速, K 是交换系数, 这里采用 Blachader^[9] 给出的形式:

$$K = \begin{cases} l^2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} (1 + \alpha R_i)^2 & \text{当 } R_i < 0 \\ l^2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} (1 - \alpha R_i)^{-2} & \text{当 } R_i \geq 0 \end{cases} \quad (9)$$

其中 R_i 是稳定度参数理查逊数, 可以表示如下:

$$\left. \begin{aligned} R_i &= \frac{g}{\theta} \frac{d\theta/dz}{\left(\frac{du}{dz} \right)^2} \\ \alpha &= -3 \\ l &= \frac{k_0(z+z_0)}{1 + \frac{k_0(z+z_0)}{\lambda}} \\ \lambda &= 0.00027 u_g f^{-1} \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

其中 k_0 是卡门常数, 这里取 0.4, z_0 是地面粗糙度高度, u_g 为地转风速, f 为地转参数。

计算结果表明, 在浪涌期间, 边界层内的动量通量和热量通量都发生很大变化, 例如在 11 日 01 时 30 分 (锋面过境后第一次重力流浪涌期间), 在 65—80 米高度附近的动量通量可达 152×10^3 克/米 $\cdot$ 秒 2 向下输送; 热量通量为 0.32×10^3 卡/米 $^2 \cdot$ 秒向上输送。值得指出的是在浪涌前、后 1 小时期间, 即在 00 时 30 分左右, 动量通量为 0.11×10^3 克/米 $\cdot$ 秒 2 , 热量通量为 0.15×10^3 卡/米 $^2 \cdot$ 秒; 在 02 时 30 分左右, 动量通量为 8.2×10^3 克/米 $\cdot$ 秒 2 , 热量通量为 0.07×10^3 卡/米 $^2 \cdot$ 秒。其数量级都比浪涌期间小很多, 尤其是动量通量在重力流浪涌时可增大 1—3 个量级。在后面的浪涌期间也有类似的变化, 但变化的量略小一些。由此可见, 在暴雨的中尺度触发机制中, 低层的动量输送可能是主要的。

致谢: 本文承陶诗言先生、周明煜同志指正, 北京大学王晓林同志以及吕乃平、马振

骅同志给予很多帮助,陈怀义同志协助部份计算,谨致谢意。

参 考 文 献

- [1] 陶诗言,有关暴雨分析预报的一些问题,大气科学, 1, 64—72, 1977.
- [2] Simpson, J. E., A comparison between laboratory and atmospheric density currents, *Q.J.E. M. S.*, 95, 758—765, 1969.
- [3] Charba, J., Application of gravity current model to analysis of squall-line gust front, *Mon. Wea. Rev.*, 102, 140—156, 1974.
- [4] Goff, R. C., Vertical Structure of thunders—storm outflows, *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1429—1440, 1976.
- [5] Clarke, R. H., Mesosstructure of dry cold fronts over featureless terrain, *J. Meteor.*, 18, 715—735, 1961.
- [6] Brondidge, K. C., The wind and temperature structure of nocturnal cold fronts in the first, 1420 feet, *Mon. Wea. Rev.*, 93, 587—603, 1965.
- [7] 朱翠娟, 1977年5月27日—6月1日 广东省海、陆丰特大暴雨分析, 1977年华南前汛期暴雨实验研究报告选编, 1978.
- [8] Taketo Maruyama, Time sequence of power spectra of disturbances in the equatorial lower stratosphere in relation to the quasi—biennial Oscillation, *J. of the Met. Soc. of Japan*, 46 No. 5, 1968.
- [9] Hogen, D. A., Workshop on micrometeorology. 246, 1973.

THE RELATION BETWEEN THE GRAVITY CURRENT IN THE ATMOSPHERIC BOUNDARY-LAYER AND LOCAL HEAVY RAIN

Zhu Cui-juan Li Xing-sheng

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

In this paper, utilizing the data of radar, a 325 m meteorological tower and conventional observation, the structure of the boundary layer before and after a frontal heavy rain is analysed. It shows that with the front passing by, several gust surges of the gravity current in the lower layer appeared, with a strong updraft in the front of each of the gust surges. The maximum velocity of updraft is 35 cm/s.

Each gust surge of the gravity current is accompanied by a heavy passing shower. The gravity current is able to produce a gravitational wave with a period of several minutes to 20 minutes.