

大气边界层中 Kelvin-Helmholtz 波对降水的作用

朱翠娟 李兴生 叶卓佳

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

在夜间稳定边界层大气中,北京受燕山山脉地形的影响,重力流一般在 300 米以下的高度内传播,波的传播速度基本等于切变层的平均风速^[1]。在一定的存在大风轴,并形成低层风的强切变,大风中心一般在 100 米高度附近,强度约 5 米/秒左右。

本文讨论了 Helmholtz 波不稳定性对降水的影响,在 $Ri \leq 0.25$ 的临界值时,与重力流相伴随有时可有小雨,当大尺度盛行气流为东风时可出现大雨。

一、前 言

地形对降水的增幅作用是日前广泛被注意的一个问题,如华北燕山、华南秦岭、四川巴山等山岭地区具有夜间降水的特点,因此有夜雨著称。这些降水系统往往在大尺度天气分析中不易被注意,它与地面粗糙度所导致的流场特征有密切的关系。山地对流场的作用除背风波动外;另一种中尺度地形流场是,当不考虑基本流场时,空气因冷却或加热而受重力的作用沿山坡下滑,产生下滑风或由地形抬升产生爬坡风,这种下滑气流往往是一种重力流,与之相联系的经常在大气的低层形成重力波。这种波动的形势经常出现在夜间或清晨的时刻,可以发现,在那样的稳定层结条件下,常常可以观测到同时存在有持续几小时的风切变。Gossard^[2,3]等利用 FM-CW 高分辨雷达,Emmanuel^[4]等利用声雷达观测了行星边界层内这种波动的结构和波的不稳定性,这种波动是 Kelvin-Helmholtz 波的不稳定发展,大量的理论工作和观测事实指出, K-H 不稳定性具有以下几个共同特点:波的相速度等于切变层的平均风速;水平波长正比于切变层的深度;波的振幅随着与切变区的距离愈远则衰减愈快。Thorpe^[5]在实验室得到了与此十分类似的结果。不难理解,这类 K-H 的不稳定性,在一定的天气条件下,将对降水的形成和发展具有触发和加强作用。

以下将分析北京地区受燕山山脉影响所导致的重力切变不稳定对降水的影响。

二、观测和资料

本文利用北京 325 米气象塔每隔 1 分钟一次的资料以及低空探空仪每隔 2 小时一次

1983 年 10 月 27 日收到, 1984 年 1 月 11 日收到修改稿。

的连续观测资料分析了 1982 年北京雨季的地形作用。在气象塔的十五个层次上设有风速、风向、温度的观测, 在 15, 140, 240, 320 米四个层次上设有温度和垂直风速的观测^[6], 资料取样的时间步长为 1 分钟。低空探空仪的观测点设在西山麓地区的香山植物园以及北京城区的日坛公园, 低空探空仪每隔 2 小时释放一次, 每上升 25 米输出一组温度及风速、风向值。

观测指出, 在平稳天气条件下, 北京地区受燕山山脉的影响, 局地环流有明显的日变化: 白天盛吹西南风, 厚度一般为 1—1.5 公里左右, 最高可达 2 公里; 夜里盛吹偏北风, 厚度一般为几百米。偏北风出现的时间一般在 19 时以后, 早晨 9 时左右转为偏南风。从 1979 年至 1982 年雨季观测资料的分析发现, 较大的降水往往发生在夜间, 这种降水与夜间低层大气的层结和流场结构密切相关, 尤其是它与低层偏北风以及偏北风上的扰动有关, 这支偏北风是由于密度较大的冷空气沿山坡下滑的重力流造成的, 并以强弱相间的波动形式向平原推进。

为了进一步弄清上述夜间降水的性质, 以下着重分析 1982 年 7 月 25 日至 8 月 18 日时期内的观测结果, 该时期内, 500 毫巴的特点是该地区一直处在槽前西南气流中, 直到 8 月 17 日转为西北气流。地面形势处在低压槽前或低压槽中。天气特点是白天多云、闷热; 傍晚以后, 云量迅速增加, 并出现雷雨和降水, 本文将探讨这些降水过程的原因以及它们与 K-H 不稳定性的关系。

三、夜间降水过程和边界层结构

夜间山地重力流出现在低层大气稳定层结中, 这时逆温常有二层或几层。风向有明显的切变, 在风向切变线之下有明显的偏北风大风轴, 与重力流的波动性相配合, 低层

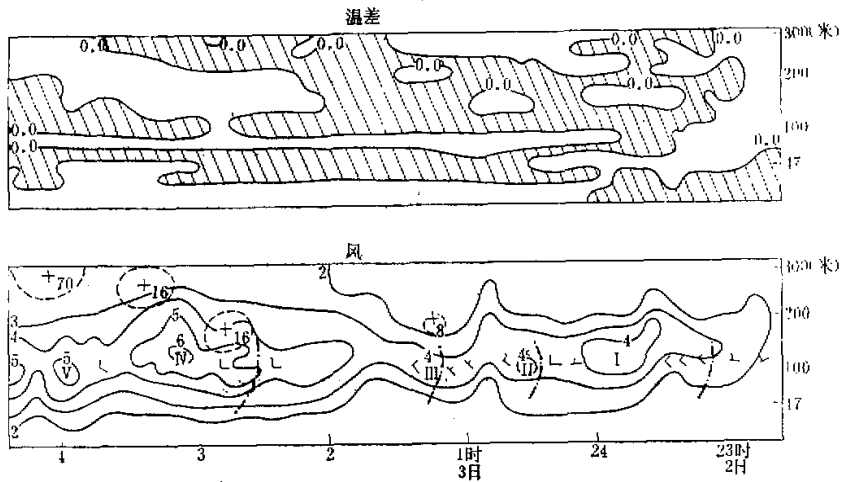


图 1 1982 年 8 月 2 日 22 时至 3 日 4 时风、温时空分布图

▨ 逆温区 $\Delta T \geq 0$, — 等风速线, ---- 上升运动区, -.- 风向切变线。

风向出现明显的波动, 这些波动与降水有一定的联系, 下面我们分析几个重力流结构的例子。

(1) 1980年8月2日至3日, 北京处在低压后部的弱偏北风中, 从塔层内温差的时空分布可以看到(图1), 这个时期有较强的逆温(图中斜线区)结构, 并且常常有二层或多层逆温存在。测风结果指出, 在2日白天的塔层内, 整层为弱西北气流。2日晚上22时40分开始, 在塔层的中部风速逐渐增大, 下部47米至120米高度内几个层次的测风纪录上都观测到了风向的波动。23时20分以后, 在塔层上部240—320米高度上出现了弱偏东风, 之后偏东风的厚度逐渐向下伸展, 并在150米附近与低层偏北风间形成一条风向切变线, 并可以看到一个相对大的大风轴维持在100米高度附近, 塔的上部和下部风速较小, 大风轴上的风速分布并不均匀, 有一个个的大风中心, 中心区最大风速一般为5—6米/秒, 大风轴上的风速比塔的上部或下部的风速可大4—5米/秒。与大风中心相伴随有风向的波动, 从2日23时至3日4时有四个波动出现, 波动发生在47米至120米的厚度内。大风中心逐渐加强, 2日23时50分前后的第1个中心强度为4.5米/秒左右, 而在3日03时10分前后的第4个中心强度为6米/秒左右。垂直速度的观测表明, 在大风中心的上前方有上升运动相配合, 上升运动的强度也是随着中心强度的加强而加强的。例如, 在中心 I、II、III 的上前方, 上升运动只有几厘米/秒; 而在中心 IV 的上前方, 上升运动值为16—18厘米/秒, 至04时, 达70厘米/秒。在此同时出现较强降水, 20分钟降水量为0.7毫米。这是一次在平稳天气条件下没有大尺度天气系统相迭加时典型的山地重力流波动过程。

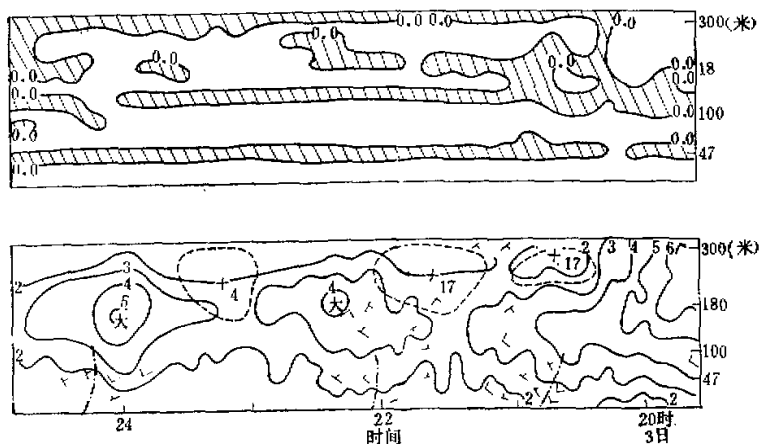


图2 1982年8月3日20时至24时风温时空演变图

▨逆温区 $\Delta T \geq 0$, —等风速线, ----上升运动区, -.-风向切变线。

(2) 图2是1982年8月3日20时至24时的风温时空分布图。20时以后, 高层风速明显减弱, 在塔顶325米处为1—2米/秒的弱气流, 这时, 弱偏北气流在逆温层中沿山下滑, 下滑气流使塔层中部140—160米高度附近出现大风轴以及相应的波动, 并有大风

中心与波动相配合,中心最大风速为 4—5 米/秒左右,波动伴有小雨,波动上前方的上升运动区值约十几厘米秒⁻¹。温度场同样存在稳定的两层或多层逆温,波动在逆温层中传播。

(3) 1982 年 8 月 16 日 5 时至 8 时,有一次强降水过程,3 小时的降水量达 23 毫米,尤其在 6 时 15 分至 40 分之间降水强度更大,25 分钟降水量达 20 毫米。16 日的大尺度形势特点是本区处在低压前部的弱偏东气流中,从气象塔观测结果看到(图略),在 16 日 05 时之前,塔层上部为东南风,塔层下部为东北风,其切变在 100 米附近,低层大风区的中心最大风速为 3—4 米/秒。5 时以后,低层东北风的风向出现波动,它是东北风和东南风之间的波动。在波动的上前方有较强的上升运动,其值为 20 厘米/秒。06 时以后,在塔层的中下部出现偏北风,由于塔层上部为东南风,因此,当低层偏北风对东南气流抬升的过程中,上升运动迅速加剧,波动也随之迅速加强,强上升和下沉运动区相间出现,并有强降水。

从这些例子中可以清楚地看到,低层偏北山风的波动对在一定的天气背景条件下的降水具有触发和促进作用。观测指出,在 1982 年 7 月下旬至 8 月中旬的雨季过程中,有相当多的降水过程发生在夜间,并与上述动力过程有关。

四、讨 论

1. 山地重力流的生消及传播 为了进一步研究山地重力流的演变及其传播,我们在燕山山麓的香山植物园以及北京城区的日坛公园增设了两个低空探空观测点与气象塔进行同步观测,结果指出,在平稳天气条件下的夜晚,层结经常是稳定或弱稳定的,这三个

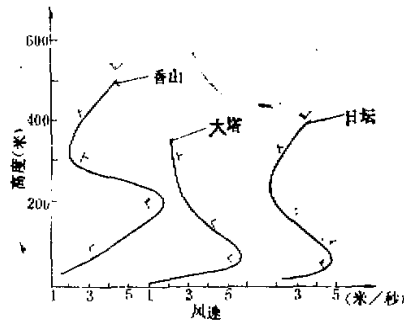


图 3 1981 年 10 月 26 日 20 时,香山植物园、气象塔、日坛公园三站的垂直观测曲线

测点上经常可以观测到在 300 米高度内有一个偏北风的风速极大值存在, 但各测点上极值出现的时间是不同的, 香山植物园先于城区约一小时, 风极大值出现的高度也高于城区。极值的强度以香山最大, 城北郊的气象塔次之, 城区的日坛公园最小, 即山地重力流自山麓向平原推进过程中, 位势逐渐下降, 强度逐渐减弱, 重力流传播的速度约为 5 米/秒, 这与文[1]的估计是比较吻合的。

图 3 是一次观测实例, 这是一次典型的平稳天气过程, 整个夜晚盛吹偏北山风, 偏北风在 100—200 米附近的高度出现极大, 再往上便逐渐减小。从图中可以看到, 香山植物园的极值位置约在 200 米左右, 强度为 6.7 米/秒, 气象塔上极值在 60—70 米附近, 强度为 5.7 米/秒, 日坛公园的极值位置在 60—70 米附近, 强度为 4.7 米/秒。因此, 重力流从山区进入平原时, 位势很快下降, 之后沿着平原在一定高度上传播, 其强度迅速减弱。

2. Kelvin-Helmholtz 波的切变不稳定性 夜间山地重力流在京西平原地区传播, 使塔层内出现明显的风速风向切变, 切变不稳定性为产生强降水提供了重要的动力学条件, 图 4 中给出了一次夜间重力流传播时的测风连续观测纪录, 并指出, 当时塔层上部为偏东风, 塔层下部为西北风, 一条明显的风向切变线出现在 100—140 米高度附近, 切变线在 3 时 40 分开始建立, 之后有一些波动产生。

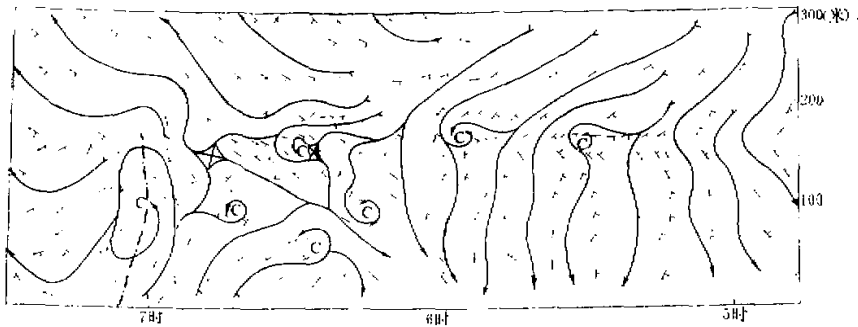


图 4 1982 年 8 月 4 日塔层内风向时空分布

——流线, ——风向切变线。

以上介绍的这种稳定层结条件下的重力切变波实质上是一种 Kelvin-Helmholtz 波, 在稳定的夜间边界层中, 如果低层具有较强的风切变, 那么, 这种波的不稳定性开始造成波的振幅增强, 随着不稳定性加强, 这种波有可能“破碎”成尺度较小的湍流。众所周知, 在风切变层 Δz 内, Helmholtz 不稳定性主要决定于切变层的里查孙数:

$$Ri = \frac{g}{T} \left(\frac{\Delta T}{\Delta z} + \Gamma \right) / \left(\frac{\Delta V}{\Delta z} \right)^2 \quad (1)$$

式中 Γ 是温度的绝热率, V 是矢量风。

Drazin^[7,8] 认为, $Ri_c \leq 0.25$ 是产生 Helmholtz 不稳定性的必要条件, 并指出, Helmholtz 不稳定性 and 一定的波数有关。

由此, 我们计算了上例中风切变区 Ri 数的分布, 结果表明, 这个时期塔层内的里查孙数 Ri 均很小, 尤其在切变线附近, 即高度 100—140 米之间从 05 点 30 分至 7 点 30 分

$Ri < 0.25$, 这说明在此区域内有可能产生 Helmholtz 波的不稳定性。在这次过程中, 风向切变区是 03 时 40 分开始建立的, 那时切变线上的第一个涡旋出现在 4 时 10 分, 波动一次比一次加强, 每个切变涡旋的前面有一个风速较大区相配合, 这便是前面讨论的重力流的大风中心。06 时之前的风速中心值较小, 一般均小于 3 米/秒, 06 时之后, 塔层上部偏东风加强, 其值大于 3 米/秒甚至达 6 米/秒, 切变涡旋随之加强, 并在 07 时前后出现了一次很强的低层东风波动。由此可见, 当风切变加强时, Helmholtz 波可以迅速发展并导致强降水。

3. 能谱的特性 这里对上述诸例的水平风场和垂直风场的时间序列进行了谱分析, 计算结果指出, 水平风速谱以周期几十分钟的中尺度系统为主, 各个例子周期的长短互有差异, 由 40—50 分钟至 70—80 分钟不等, 一般在 50—60 分钟需具有较大能量。另外在 10 分钟附近和 2—3 分钟附近也存在明显的能量峰值区, 图 5 是 1982 年 8 月 16 日 03 时至 08 时 47 米高度上的水平风速及垂直风速谱。另一个特点是这种谱型在塔的中、下层稳定、清楚; 在塔的上部往往消失, 这 and 前言中提到的波的振幅随着与切变区的距离愈远则衰减愈快是一致的。垂直速度谱的分析表明, 8—9 分钟左右的中尺度系统具有较大能量, 其次是 2—3 分钟周期的更小系统, 这两种尺度的系统在各个例子中均稳定存在, 它们与其它天气过程的中尺度降水过程^[9]具有类同的结果。

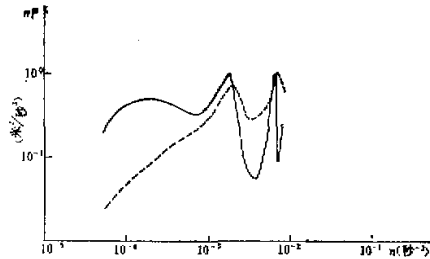


图 5 1982 年 8 月 16 日 03 时至 08 时水平风速和垂直风速谱

——水平风速谱, ----垂直风速谱。

参 考 文 献

- [1] Hooke, W. H., J. M. Young and D. W. Bran, Atmospheric waves observed in the planetary boundary layer using an acoustic sounder and a microbarograph array, *Boundary Layer Met.*, 2, 371—380, 1972.
- [2] Gossard, E. E., J. H. Richter and D. R. Jensen, Effect of wind shear on atmospheric wave instabilities revealed by FM/CW radar observations, *Boundary Layer Met.*, 4, 113—131, 1973.
- [3] Gossard, E. E. and J. H. Richter, The shape of internal waves of finite amplitude from high-resolution radar sounding of the lower atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 27, 971—973, 1970.
- [4] Emmanuel, C. B., B. R. Bean, L. E. Mcallister and J. R. Pollard, Observations of Helmholtz waves in the lower atmosphere with an acoustic sounder, *J. Atmos. Sci.*, 29, 886—892, 1972.
- [5] Thorpe, S. A., Instability and waves, *Weather*, 34, 102—105, 1979.
- [6] 朱翠娟, 叶卓佳, 李兴生, 周明煜, 强雷雨云低层流出气流的结构分析, 科学通报, 24, 1504—1507, 1981.
- [7] Drazin, P. G., and L. N. Howard, Stability of a continuously stratified fluid, *J. Amer. Soc. Civil Eng., Mech. Div.*, 87, 101—116, 1961.
- [8] Drazin, P. G., The stability of a shear layer in an unbounded heterogeneous inviscid fluid, *J.*

Fluid Mech., 4, 214—224, 1958.

[9] 陶诗言、朱翠娟、叶卓佳,大尺度锋面降水的边界层结构分析,科学通报,11, 678—680, 1982.

THE EFFECT OF THE KELVIN-HELMHOLTZ WAVE ON PRECIPITATION IN THE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER

Zhu Cuijuan Li Xingsheng Ye Zhuojia

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

In the nocturnal stable boundary layer, the density current often propagates within the tower height in Beijing area. The phase velocity of the wave is equal to the mean velocity of the sheared layer^[1]. A relative strong zone of the wind speed appears at 100—200 m. It is the so-called mountain breeze jet, in which the distribution of wind speed is irregular with some centers of about 5 m/s.

In this paper, the effect of the Kelvin-Helmholtz wave instability on the precipitation has been discussed. The onset of Helmholtz instability in a stable layer of thickness Δz is determined by its corresponding Richardson number. For particular stability criterion $Ri \leq 0.25$, light rain sometimes may occur due to the instability of the K-H wave. When the east wind is prevailing, heavy rain will be able to occur there.