

# 京津冀夏季降水的中尺度特征

赵亚民

(河北省气象局)

## 提 要

根据近年来加密的观测资料,研究了京津冀地区夏季降水的中尺度特征,并讨论了发生在弱风场里的暴雨。

对于影响京津冀地区夏季降水的天气尺度系统,已经有了一些认识,例如对活动于西风带低压槽前部、副热带高压脊后部的气旋,西南低涡,东蒙冷涡,北上台风等天气系统,与京津冀降水之间关系的认识正在深化<sup>[1][2]</sup>。然而,对这一地区降水的中尺度特征和机制,尚没有明晰的轮廓。我们通过近年来汛期加密的地面观测资料的分析,雷达探测与卫星云图的分析,得出夏季降水的若干中尺度特征,现将主要结果叙述如下:

### 一、中尺度降水系统的发生形态和与天气系统的关系

京津冀地区夏季的降水,往往是以对流性强降水的形式出现,在一个时段内会发生多个强降水中心或若干条强降水带。统计了京津冀地区1983—1987年6—8月有 $\geq 50\text{mm}$ 降水时降水中心的个数,发现在106次降水中,同时出现两个或两个以上降水中心的有69次,约占总次数的65% (见表1),其中最多的可达10个以上。由此可以看出,在同一

有利的大尺度环境下,往往产生几个中尺度降水系统。

1986年6月26—27日在西南低涡的影响下,华北地区出现一次大范围的降水过程。降水集中在低涡的前部,即气旋的暖区,共有7个降水中心,最大降水中心分别在北京、天津和冀东的乐亭,总雨量分别达159.9、143.0、186.2mm。一小时最大雨量北京为38.3mm (27日3—4时);天津为43.4mm (27日5—6时);乐亭为59.9mm (27日9—10时)。

分析每小时和3小时降水量的演变情况(见图1),发现此次降水过程的中尺度特征是:

1. 低涡(气旋)降水量分布的不对称性,冷锋和暖锋附近的降水不大,较大的降水出现在气旋的暖区;
2. 暖区降水由三条狭窄的强降水带



图1 气旋暖区的中尺度雨带(1986年6月26—27日,每3小时的雨量分布,圈为20mm,黑区 $\geq 50\text{mm}$ ,数字为时间)

表1 1983—1987年6—8月京津冀强降水中心个数统计

出现月份	中心个数					小计
	1	2	3	4	$\geq 5$	
6	9	4		3	1	17
7	18	12	9	6	3	43
8	10	11	6	7	17	51
小计	37	27	15	16	21	106

成，雨带间隔为 120—150km，均呈西南—东北走向，降水中心的移动速度平均为每小时 50km。降水中心的强度，一般维持每小时 50mm。

3. 每条中尺度雨带的生命史为 6—10 小时。由卫星云图和雷达探测分析得知，这次强降水的形成，主要是层状云与对流云团相结合而产生的。中尺度雨带则是每个对流云团，在西南气流牵引下留下的降水轨迹。

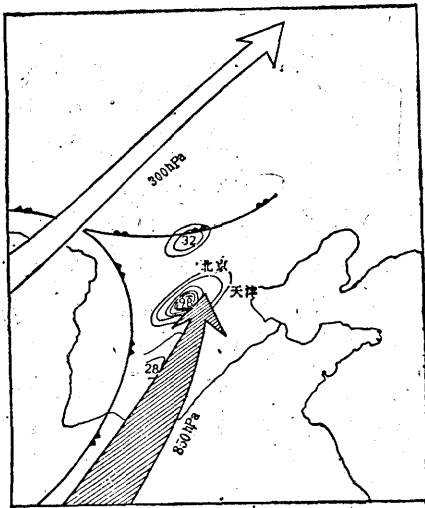


图 2 1986年6月26日20时高空气流形势与未来3小时降水量的分布

综合观察图 1、2，与 K. A. Browning 给出的中纬度气旋中气流模式比较，华北的暖湿输送带与冷锋的配置并不紧密。暖湿输送带常偏于冷锋前 100—150km，输送带的终端高度也偏低。因此，京津冀地区中尺度暴雨带，常出现在地面气旋（高空涡旋）的暖区，而与冷锋相距较远。

## 二、发生在弱风场里的暴雨

京津冀地区夏季发生降水时的风场，既有强劲明显系统的，也有微弱混乱的。所谓弱风场，是指对流层下部风速一般在  $4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  以下，最大不超过  $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，对流层上部一般在  $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  以下，最大不超过  $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，而

且在降水区外围的高空和低空都没有急流。1984年8月11日华北的降水，是一次典型的发生在弱风场里暴雨的例证。图 3 是 11日 08 时 700hPa 的风场与未来 24 小时降水量分布。该日下午京津冀地区发生了大范围的对流性降水， $\geq 50\text{mm}$  的降水中心有 11 个，最大降水中心在河北省固安县渠沟（154mm）。

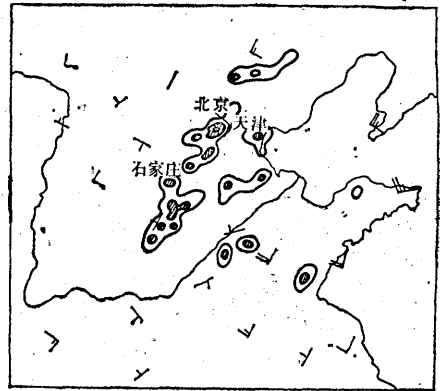


图 3 1984年8月11日08时700hPa的风场与未来24小时降水量分布

此时 8407 号台风（低压）中心已抵松花江流域，副热带高压脊位于  $35^\circ\text{N}$  的海上，西风带系统在  $40^\circ\text{N}$  以北，华北地区的气流相当微弱，风速在  $4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  以下。流场微弱且无序，没有明显的环流系统。如果  $2\text{—}4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  的空

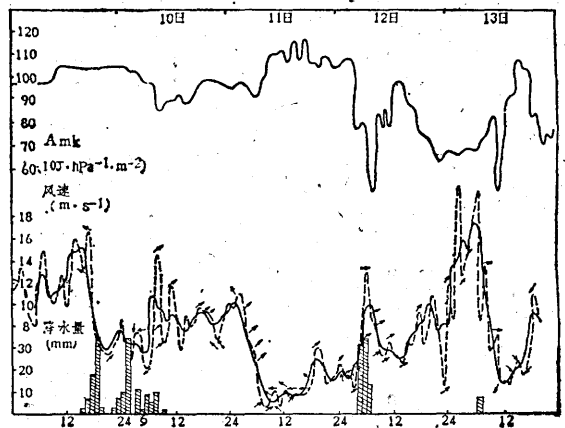


图 4 泰山逐时 Amk、风（矢为风向，断线为风速的正点观测值，实线为三小时滑动平均）和雨量演度图

中风也能形成环流的话,则在太行山脉中段有一弱的气旋性环流,在开封以南有一弱的气旋性切变线,它们未能维持12小时。可以推算由这样微弱的风场所构成的涡度、散度、垂直速度诸动力因子的数量甚小,不足以对降水的形成起主导作用。从邢台每日3次、北京每日4次空中测风来看,在5500m以下风速小于 $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,5500m以上最大风速不超过 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,说明700hPa的风场是有代表性的。

我们取降水区南侧的泰山气象站( $36^{\circ}15'N$ ,  $117^{\circ}06'E$ , 1536m)的逐时风的记录和湿有效能量(Amk)进行了分析,以期了解与京津冀降水的关系。首先对风的变化进行了谱分析,由图4风速的滑动平均值和正点观测值可以看出,9—10日为8407号台风影响,当处于台风低压外侧时,风速10—15 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,接近中心时,风速6—8 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,风向随时间顺转,有较强的降水发生。台风过后,风速减小。11日08—12时平均风速仅1.1 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,12—20时平均风速2.6 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,20时至次日6时平均风速3.3 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。就在这个弱风时段发生了两场大范围的对流性暴雨,一

场是本例讨论的11日午后京津冀地区的暴雨,另一场是12日清晨河北平原南部至黄河下游的暴雨。随着强对流降水的出现,泰山风速呈起伏状增大,直至13日03时风速达 $20.3\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。13日始为副热带高压所控制,对流性降水亦结束。由图4上半部的Amk值的曲线,我们可以清楚地看到:(1)在弱风时段,对流层下部可供转化为动能的湿有效能量,比近台风中心降水时还要高。说明弱风时的对流性降水系统是一个很强的耗散结构,上部流散的能量,可以从下部得到充分的补给;(2)湿有效能量大小的变化,与风速的变化呈反比,证明有效位能不断地转化为动能,而在这一转化过程中,则伴随着强对流降水。上述情况说明,形成降水的初始原因,并不完全是动力的,也可以是由有效位能转化而来的。

#### 参考文献

- [1] 暴雨文摘(1949—1982),北京大学出版社,1983年出版。
- [2] 暴雨文摘(1982—1986),气象出版社,1987年出版。
- [3] K. A. Browning, Conceptual Models of Precipitation Systems, Weather and Forecasting, Vol. 1, No. 1—2.

## Summer precipitation characteristics on meso-scale in Beijing, Tianjin and Hebei Areas

Zhao Yamin

(Meteorological Bureau, Hebei Province)

### Abstract

Based on the densified observations, the summer precipitation characteristics on meso-scale in Beijing, Tianjin and Hebei Areas are studied. The heavy rain generated in the weak wind field is discussed.