

# 北京地区暴雨时各层温、湿、 风的统计特征

田生春 杜长萱

(中国科学院大气物理研究所)

## 提 要

本文分析了北京45个日雨量大于100毫米暴雨的探空,发现在暴雨出现时各层空气异常潮湿而不稳定,并且风有一定强度的垂直切变,尤其是边界层有强切变。当暴雨临近时, $R_i$ 数变小,湍流发展,这也是形成暴雨的一个重要原因。我们还发现暖湿空气活动是暴雨形成的有利条件,在暴雨形成过程中是否容易发生不稳定能释放,不在于 $\Delta\theta_{e, (地面-700)}$ 是否大,而在于低层暖湿空气能否及早抬升达到自由对流高度,以及600毫巴 $\theta_{e,}$ 是否足够高。文中所给定量结果为理论工作和预报工作提供了依据或参考。

暴雨是一种中尺度现象<sup>[1]</sup>,它的发生要具备一定的大尺度环境场条件。对此,过去的研究大多数从大尺度气压形势着手<sup>[2]</sup>。但在同一大形势下,有时会出现暴雨,有时却不一定出现暴雨。然而,在暴雨发生前本地的风、湿度、温度等要素都有变化。本文根据北京地区1968—1978年7、8月份45次大于100毫米的暴雨例子,分析在暴雨出现前和出现时,各层风、湿度、温度的统计特征,目的在于探索北京暴雨发生的环境场条件。

## 一、资料和方法

从北京气象台(位于116°28'E, 39°48'N)周围150公里区域内,选45个24小时雨量大于100毫米的例子作为分析样本。根据暴雨日的探空资料,计算各层的比湿、相对湿度、 $\theta_{e,}$ 、理查逊数、风的垂直切变,得出有关的均值、方差以及对多年气候平均值的距平值。

在这45个样本中,日雨量在100—199毫米者32例,大于200毫米者13例,其中最强的日雨量542毫米,1小时雨量最大为120毫米,最小为23.7毫米。可见暴雨中的降雨集中在较短时间内,属于对流降水。每次暴雨出现时北京市所属气象站至少有两个站同时发生暴雨,可见这45次暴雨并非是局地性的。

这45次暴雨的大尺度系统,多数是蒙古低槽(14例),次多者切变线(6例),再次者西风槽(5例),其它各类低涡每种不过3—4例,计有13例,而迴流、台风等系统为数亦较

少(各有 3—4 例)。

最强暴雨出现的时间在 20 时到 04 时者 24 例, 约占 65%, 发生在下午的较少, 发生在上午的更少。由此可见北京地区特大暴雨也具有夜间多发性<sup>[2]</sup>。我们以暴雨日 20 时平均值代表暴雨时的情况, 以 08 时代表暴雨临近时的情况。

## 二、北京暴雨的温、湿统计特征

### (一) 基本要素的统计特征

表 1 是北京市暴雨日各层基本要素统计特征量以及对多年气候平均的距平值。

暴雨日各层温度、露点的方差大体在 2—3 度, 各层等压面高度的方差约几十位势米, 在高层高度方差甚至达百位势米。这意味着暴雨日的温度、露点常在其均值附近, 离散程度较小, 而高度则相对于其均值离散度大。

暴雨日等压面高度距平, 平均低层为负、高层为正。温度距平在暴雨前对流层各层基本是正距平, 而在暴雨发生后, 700 毫巴以下转为负距平。各层露点相对于多年气候平均值为正距平。一般说来温度距平不到 1 度, 最多不过 2—3 度, 而露点距平却一般可达 3—4 度, 大者甚至达 7 度 (400 毫巴)。可见各层露点明显偏高是暴雨日最为明显的特征之一。

45 个样本, 计可分成两类暴雨: A 类, 各层温度距平基本为负值; B 类, 各层温度距平基本为正值。前者和我们在天气图上常见的高空冷涡对应, 后者和切变线、西风槽前等发生在暖区的暴雨对应。

### (二) 暴雨发生时从地面到高空异常潮湿

表 2 给出各层比湿和相对湿度的多年气候平均值以及暴雨时的平均值, 也给了暴雨时这些均值相对于多年气候平均值的百分比和距平值。

比湿和相对湿度一般是从地面向上递减的。暴雨发生时, 各层比湿都是正距平, 比湿距平在 0.2—3.3 克/千克范围, 相对湿度距平在 5.2—29.1% 之间。其中异常最大的层次在 900—500 毫巴。比如湿距平 850 毫巴最大 (3.3 克/千克), 其平均比湿为 12.9 克/千克, 相对湿度距平 86.1%, 分别相当于多年气候平均的 134.4% 和 139.1%。相对湿度距平 500 毫巴最大、850 毫巴次之。高层比湿距平较小, 但和同一层多年气候平均值比, 其百分比值并不小, 如 600—300 毫巴各层  $q$  和  $R$  占多年百分比分别在 160 和 146% 以上 (200 毫巴相对湿度距平亦都在 16% 以上)。用可降水量  $\left(\frac{1}{g} \int_{500\text{mb}}^{900\text{mb}} q dp\right)$  表示暴雨时空气潮湿的程度, 则暴雨时可降水量平均值为 58.0 毫米, 多年气候平均则只有 42.1 毫米。这些都说明暴雨日从地面到高空都是异常潮湿的。

### (三) $\theta_{se}$ 垂直分布特征和不稳定能释放条件

用假相当位温 ( $\theta_{se}$ ) 和饱和时的假相当位温 ( $\theta_{se}^*$ ) 表示暴雨时的温湿特征更为明显。图 1 是北京站这种平均值的垂直分布图, 一组为有暴雨时的 45 例平均 (以  $\bar{\theta}_{se}^R$ 、 $\bar{\theta}_{se}^{*R}$  表

表 1 北京市暴雨日基本要素的均值、方差及距平

| 要素           |       | 层次(毫巴) |    | 地面   |     | 900  |      | 850  |      | 700  |      | 600  |      | 500   |      | 400   |      | 300   |      | 200   |       |
|--------------|-------|--------|----|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|
|              |       | 数 值    |    | 项 目  |     | M    |      | S    |      | M    |      | S    |      | M     |      | S     |      | M     |      | S     |       |
|              |       |        |    |      |     |      |      |      |      |      |      |      |      |       |      |       |      |       |      |       |       |
| 暴 雨          | 气压或高度 | 08     | 20 | 1001 | 3.8 | 963  | 33.0 | 1455 | 34.7 | 3094 | 38.9 | 4358 | 43.9 | 5812  | 52.0 | 7533  | 66.4 | 9648  | 90.9 | 12426 | 124.0 |
|              |       |        |    | 999  | 3.2 | 954  | 28.2 | 1443 | 30.8 | 3085 | 35.3 | 4350 | 41.7 | 5809  | 51.2 | 7535  | 65.7 | 9660  | 88.9 | 12450 | 122.9 |
|              | 气温    | 08     | 20 | 23.4 | 1.8 | 20.0 | 1.9  | 17.5 | 1.8  | 9.1  | 2.0  | 2.0  | 2.3  | -5.5  | 2.5  | -15.5 | 3.0  | -29.8 | 3.8  | -48.7 | 2.4   |
|              |       |        |    | 24.7 | 2.9 | 20.5 | 1.9  | 17.9 | 1.9  | 9.2  | 2.1  | 2.5  | 2.2  | -4.9  | 2.7  | -14.5 | 2.8  | -28.4 | 3.2  | -48.2 | 3.3   |
|              | 露点    | 08     | 20 | 22.2 | 2.0 | 17.3 | 2.1  | 14.7 | 2.0  | 4.5  | 3.1  | -3.5 | 4.2  | -12.2 | 5.8  | -23.1 | 6.6  | -36.8 | 5.7  | -55.3 | 3.0   |
|              |       |        |    | 22.5 | 2.1 | 18.1 | 2.1  | 15.4 | 1.9  | 6.3  | 2.9  | -4.2 | 3.6  | -9.1  | 5.3  | -18.8 | 5.0  | -33.3 | 4.5  | -53.4 | 3.0   |
| 暴雨相对于气候平均的距平 | 气压或高度 | 08     | 20 | -1   |     | -8   |      | -4   |      | -1   |      | 6    |      | 13    |      | 23    |      | 38    |      | 42    |       |
|              |       |        |    | -1   |     | -10  |      | -13  |      | -10  |      | -4   |      | 6     |      | 20    |      | 40    |      | 57    |       |
|              | 气温    | 08     | 20 | 0.7  |     | 0.2  |      | 0.1  |      | 0.8  |      | 0.9  |      | 1.3   |      | 1.6   |      | 1.3   |      | -0.8  |       |
|              |       |        |    | -3.7 |     | -0.5 |      | -0.4 |      | 0.6  |      | 1.0  |      | 1.5   |      | 2.2   |      | 2.0   |      | -0.4  |       |
|              | 露点    | 08     | 20 | 2.1  |     | 3.2  |      | 4.0  |      | 4.0  |      | 4.6  |      | 5.1   |      | 4.0   |      | 3.5   |      | 1.7   |       |
|              |       |        |    | 1.4  |     | 3.8  |      | 5.0  |      | 5.1  |      | 2.7  |      | 6.9   |      | 7.0   |      | 5.2   |      | 2.5   |       |

M 为均值, S 为方差. 单位: 气压(毫巴), 高度(位势米), 气温(度), 露点(度).

表 2 北京市暴雨日各层平均比湿和平均相对湿度分布及距平

| 因子    | 数值      | 层次(毫巴) |       | 地面    | 900   |       | 850   |       | 700   |       | 600   |       | 500   |       | 400   |       | 300   |       | 200   |    |
|-------|---------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----|
|       |         | 时次     | 时次(时) |       | 08    | 20    | 08    | 20    | 08    | 20    | 08    | 20    | 08    | 20    | 08    | 20    | 08    | 20    | 08    | 20 |
| 多年气候值 | q 均值    | 14.8   | 15.6  | 11.1  | 11.3  | 9.5   | 9.6   | 5.7   | 6.0   | 3.5   | 3.9   | 2.0   | 2.3   | 1.0   | 1.2   | 0.4   | 0.5   | 0.1   | 0.1   |    |
|       | R 均值    | 86.1   | 73.8  | 69.6  | 65.7  | 65.0  | 61.9  | 58.4  | 60.0  | 51.1  | 54.0  | 43.1  | 47.2  | 41.8  | 45.6  | 40.2  | 45.1  | 34.4  | 39.0  |    |
|       | q 均值    | 16.6   | 17.1  | 13.8  | 14.5  | 12.4  | 12.9  | 7.7   | 8.6   | 5.1   | 6.3   | 3.3   | 4.1   | 1.7   | 2.3   | 0.6   | 0.8   | 0.1   | 0.1   |    |
|       | R 均值    | 91.3   | 88.3  | 85.2  | 86.1  | 84.5  | 86.1  | 74.5  | 83.1  | 70.1  | 82.1  | 64.8  | 76.3  | 56.9  | 72.5  | 53.8  | 65.8  | 47.7  | 57.3  |    |
| 暴雨    | q 距平    | 1.8    | 1.5   | 2.7   | 3.2   | 2.9   | 3.3   | 2.0   | 2.6   | 1.6   | 2.4   | 1.3   | 1.8   | 0.7   | 1.1   | 0.2   | 0.3   | 0     | 0     |    |
|       | R 距平    | 5.2    | 14.5  | 15.6  | 20.4  | 19.5  | 24.2  | 16.1  | 23.1  | 19.0  | 28.1  | 21.7  | 29.1  | 15.1  | 26.9  | 13.6  | 20.7  | 13.3  | 18.3  |    |
| 日     | q 占多年的% | 112.2  | 109.6 | 124.3 | 128.3 | 130.5 | 134.4 | 135.1 | 143.3 | 145.7 | 161.5 | 165.0 | 178.3 | 170.0 | 191.7 | 150.0 | 160.0 | 100.0 | 100.0 |    |
|       | R 占多年的% | 106.0  | 119.6 | 122.4 | 130.1 | 130.0 | 139.1 | 127.6 | 138.5 | 137.2 | 152.0 | 150.3 | 161.7 | 136.1 | 159.0 | 133.8 | 145.9 | 138.7 | 146.9 |    |

单位: 比湿(克/千克), 相对湿度(%).

之),一组为多年气候平均(以  $\bar{\theta}_{se}^C$ 、 $\bar{\theta}_{se}^{*C}$  表之)。由图看出,两组廓线形式大体相似,如果忽略 08 时边界层逆温,则二组廓线都是自地面起向上减小,到 600 毫巴出现最小值。但通

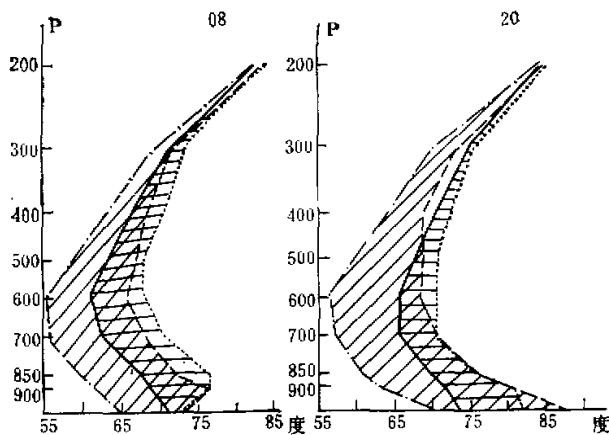


图 1 北京平均  $\theta_{se}$  垂直分布图。

实线:  $\bar{\theta}_{se}^R$ , 点线:  $\bar{\theta}_{se}^{*R}$ , 点划线:  $\bar{\theta}_{se}^C$ , 断线:  $\bar{\theta}_{se}^{*C}$ 。

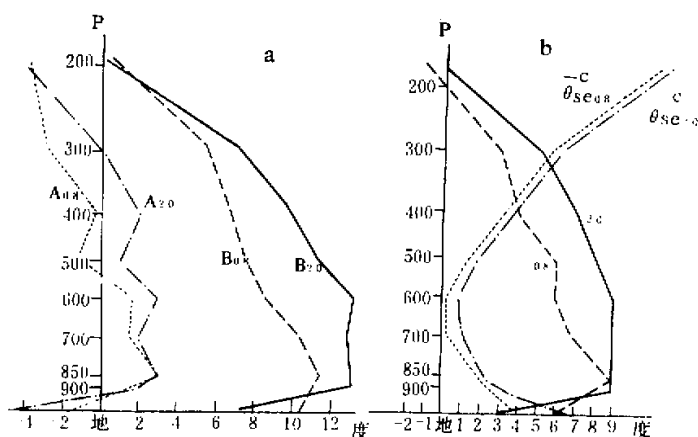
过以下分析,我们将看出两组廓线仍有明显差别。

图 2a 为分类的  $\bar{\theta}_{se}^R$  距平, A 类为冷涡暴雨, b 类为其他系统引起的暴雨; 图 2b 为  $\bar{\theta}_{se}^C$  及  $\bar{\theta}_{se}^R$  的距平 ( $\bar{\theta}_{se}^R - \bar{\theta}_{se}^C$ )。由图 2b 看出除 200mb 外,各层均为正距平,距平值至少 3 度,正距平在 850mb 最大 (9 度),可见暴雨日平均  $\theta_{se}$  较气候平均的  $\theta_{se}$  明显偏高。分类后 B 类的这个距平更大。A 类则高层为负距平。

为直观起见,我们用两种不同的阴影线表示两种不同饱和程度。图 1 中横线区表示暴雨时的  $\bar{\theta}_{se}^R - \bar{\theta}_{se}^{*R}$ , 斜线区表示气候平均的  $\bar{\theta}_{se}^C - \bar{\theta}_{se}^{*C}$ 。很明显暴雨时的阴影区宽度比气候平均时影区宽度小一半以上,暴雨日饱和程度明显偏高。

在暴雨日自由对流高度 (LFC) 低,不稳定能面积大。空气未达饱和时,在抬升过程中  $\theta_{se}$  不变<sup>[4]</sup>,当空气抬升到地面  $\theta_{se}$  值与某一高度上  $\theta_{se}^*$  相等时,空气再上升,  $\theta_{se}$  就会高于所到高度上的  $\theta_{se}^*$ ,这时由于浮力作用空气块会向上作自动对流,这个高度叫自由对流高度 (LFC)。由图 1 看出暴雨日平均 LFC 比较低,不稳定能面积较大。气候平均的这些值则与此截然不同。

过去多以  $\Delta\theta_{se}$  表示对流不稳定度。从表 3 看出,很难说  $\Delta\theta_{se}$  是个关键因子。表中给出暴雨时  $\overline{\Delta\theta_{se}}$  为 7.8 度,多年平均值  $\Delta\bar{\theta}_{se}$  则为 13.8 度,后者比前者大得多,而前者都是同对流不稳定天气对应的。而且在夏季,  $\Delta\theta_{se} > 0$  是经常存在的。所以是否有对流不稳定发展,并不在于  $\Delta\theta_{se}$  是否大,更不是  $\Delta\theta_{se}$  越大越容易有不稳定发展。图 1 还表明即使有外力抬升 850 毫巴以上气层,也不能出现自动对流,必须 850mb 以下气层有辐合上升,才有发生自由对流的可能。同时,由于暴雨主要是暖湿空气从低层辐合上升通过对流活动造成的天气,所以暴雨时的 600mb  $\theta_{se}$  平均能达到 60 多度,由表 3 看出,它比气候平均值至少高 6 度。由此可见是否容易形成不稳定发展,关键在于低层是否有辐合

图2 暴雨时的平均  $\theta_{se}$  对多年平均值的距平图。

- a. A、B 二类  $\theta_{se}^*$  对多年气候平均距平,  
b. 气候平均  $\theta_{se}^*$  和暴雨时平均  $\theta_{se}^*$  对它的距平。

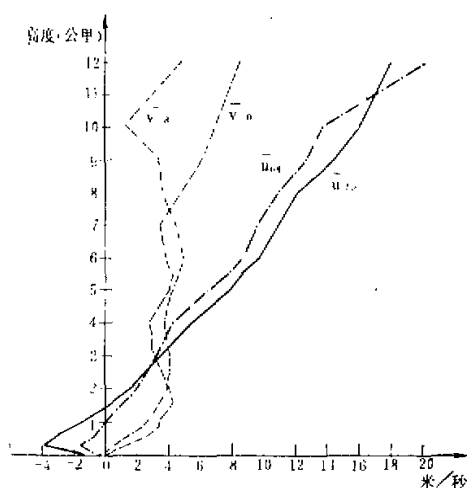
表3 平均不稳定性

| 项 目                            | 数 值  | 时 次<br>(时) | 暴 雨 日 |    | 多 年 气 候 值 |      |
|--------------------------------|------|------------|-------|----|-----------|------|
|                                |      |            | 08    | 20 | 08        | 20   |
| $\Delta\theta_{se}^*$ (地面-700) | 8.3  |            | 7.8   |    | 8.9       | 13.6 |
| $\Delta\theta_{se}^*$ (地面-900) | 2.4  |            | 11.4  |    | 4.7       | 16.3 |
| 600毫巴最小 $\theta_{se}$          | 61.4 |            | 66.1  |    | 55.4      | 57.1 |

上升,并上升后能否及早达到饱和和自由对流。因此在低层辐合、位势不稳定条件下,注意 900mb 以下最大  $\theta_{se}$  能否超过 600—900mb 层中最大  $\theta_{se}^*$ ,并注意 600mb  $\theta_{se}$  是否已经足够高(超 60 度),可据以判断是否会出现不稳定发展。在剖面图上暴雨落区处常见到低层  $\theta_{se}$  线上凸<sup>[5]</sup>、高层  $\theta_{se}$  线下凹,这间接证明这个判据是有根据的。

#### (四) 从风的垂直分布看暴雨时风场的特征

图3是北京暴雨日平均  $u$ 、 $v$  分量图。由图看出大体在 3.0 公里上下  $u$ 、 $v$  的垂直廓线有一交点,该处  $u$ 、 $v$  相等,该点以下  $v > u$ ,南风占优势,其上  $u > v$ ,西风占优势。 $u$  分量在 300 米处有最大东风,从该高度向上  $u$  线性增大,到 200mb 约达 20 米/秒。 $v$  分量则自地面到 2.0 公里线性增加,此后,直到 7—8 公里,  $v$  分量维持在 4 米/秒左右,在 8 公里以上又明显线性加大,这表示在边界层有一层东南风。从地面起,风自下而上逐渐顺转,直到 7—8 公里都是暖平流,08 时这个暖平流层次尤其厚(直到 10 公里),在这暖

图3 北京暴雨平均  $u, v$  分量图。

平流层上, 南风又迅速加大, 相当于风向上逆转, 为冷平流, 08 时冷平流层次较薄, 到 20 时暴雨发生时它明显加厚(从 7 公里向上)。从 08 时到 20 时风的明显变化是低层浅薄的东北风层消失, 东南风层加厚, 东南风明显加大, 低层风的垂直切变也明显加大。同时高层南风向上增加的层次加厚, 出现明显冷平流层。表 4 给出两个时次边界层风的垂直切变, 出现暴雨时, 边界层 1000 米—地面的垂直切变为  $7.2 \times 10^{-3} \text{ 秒}^{-1}$ , 比 08 时大  $1.4 \times 10^{-3} \text{ 秒}^{-1}$ , 但 200—850mb 层间垂直切变却少有变化。由此可见, 暴雨发生前需要有深厚的暖平流层次, 为暴雨的产生

蓄积足够的能量。暴雨发生时, 还出现低层切变不稳定加大和高层出现冷平流。

表 4 暴雨日平均风速垂直切变

| 风的垂直切变<br>( $10^{-3} \text{ 秒}^{-1}$ ) | 时 次 | 08  | 20  |
|----------------------------------------|-----|-----|-----|
| 1000—地面风的垂直切变                          |     | 5.8 | 7.2 |
| 200—850mb 风的垂直切变                       |     | 2.3 | 2.2 |

#### (五) 理查逊数变小有利于水滴湍流冲拼增长

理查逊数

$$R_i = \frac{g(\gamma_a - \gamma)}{(T + 273) \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2} \quad [6]$$

本是湍流是否容易发展的一个判据, 当  $R_i$  较小时, 湍流容易发展。我们在分析 1977 年 8 月 5 日山西省平遥县大暴雨时, 发现临近暴雨发生时, 从地面到 300mb 整个  $(T - T_d) < 3^\circ \text{C}$  的倾斜气柱里, 各层理查逊数都变小<sup>[7]</sup>, 尤其在低层  $R_i$  小于 5 的层次变得深厚, 从而发现暴雨的发生和湿区内湍流容易发展关系很为密切。

图 4 是北京暴雨日 900 毫巴以下理查逊数和  $\sum_{地面}^{300mb} q$  的点聚图。在 08 时除少数个例外, 绝大多数  $R_i$  均小于 30, 其相应的  $\sum_{地面}^{300mb} q$  在 45—75 克/千克之间, 到 20 时绝大多数  $R_i$  已小于 10, 小于 5 的点也增多了, 而其相应  $\sum_{地面}^{300mb} q$  值则提高到 50—80 克/千克间。

由此看出,暴雨出现时总是  $R_i$  变小,同时要具备一定可降水量条件。

当  $R_i$  不十分有利时,  $\sum_{\text{地面}}^{300\text{mb}} q$  一定要很高才能出现暴雨。在个别暴雨中  $R_i > 100$ ,这主要是因为  $R_i$  对风敏感,由于暴雨已过,强切变不在此层的缘故。

除对流层上层外,其他各层均有这种临近暴雨时  $R_i$  数变小的趋向(见表 5)。由此看出在暴雨发生时对流层中下层是湍流容易发展的,说明在湿区里湍流容易发展对暴雨形成确实有利。

#### (六) 从等压面高度和温度距平变化看凝结潜热释放对环境的影响

比较 08 时和 20 时两次距平(参看表 1),看出降水前后的变化规律,不论是 A 类还是

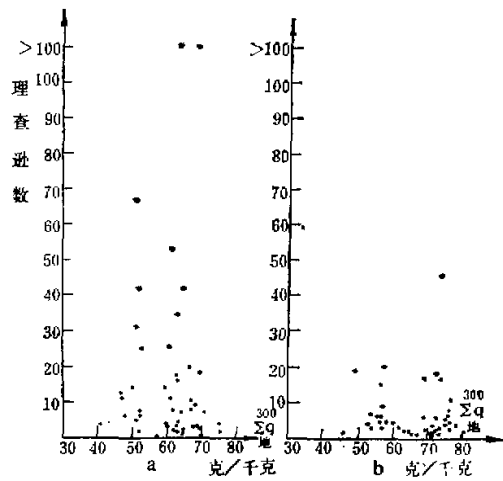


图 4 暴雨日 900 毫巴以下理查逊数点聚图。  
a. 08 时 b. 20 时

表 5 各层理查逊数表

| $R_i$ 数<br>时次 | 层次(mb) |         |         |         |         |         |         |         |
|---------------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
|               | 900—地面 | 850—900 | 700—850 | 600—700 | 500—600 | 400—500 | 300—400 | 200—300 |
| 08            | 19.1   | 66.7    | 67.6    | 49.7    | 42.2    | 94.7    | 47.2    | 14.1    |
| 20            | 17.9   | 10.4    | 40.9    | 43.4    | 29.9    | 123.9   | 55.3    | 40.2    |

B 类,降水后其温度距平和高度距平都是低层变小(或负距平加大)高层变大(或负距平变小)。温度变化的幅度,低层最大平均不到 3 度,高层约 1 度,高度变化的幅度,最大十几位势米。这里所说的距平是指相对于同时刻气候平均值的距平,所以没有日变化的影响。由低层辐合上升的水汽,在凝结增长中释放凝结潜热,因之高层位能增加,等压面抬高,高层等压面一抬高,势必加大外流,从而低层高度也会更加降低,可见相变发生的潜热释放,在短期内对低压对流不稳定维持和发展是有利的,这种作用在上述统计资料中得到了证实。由此可见第二类条件不稳定<sup>[8]</sup>在中纬度暴雨形成中亦是有作用的。

### 三、产生暴雨的环境场条件

上述 A、B 两类距平虽有差异,但它们都有 100 毫米以上暴雨,这是因为它们本质相同,表 6 对比揭示出它们的共性,同时也据此归纳出暴雨形成的环境场条件。

表 6 A、B 两类要素对比表\*

| 数 量<br>项 目                     |           | 分 类<br>时次(地方时) |  | A     |       | B     |       |
|--------------------------------|-----------|----------------|--|-------|-------|-------|-------|
|                                |           |                |  | 08    | 20    | 08    | 20    |
| 相对湿度距平                         | 850mb     |                |  | 16.8  | 24.0  | 20.6  | 24.9  |
|                                | 700mb     |                |  | 15.5  | 23.0  | 15.8  | 23.9  |
|                                | 500mb     |                |  | 17.8  | 27.3  | 22.7  | 32.1  |
|                                | 200mb     |                |  | 11.8  | 21.5  | 13.7  | 16.2  |
| $\Delta\theta_{re}$ (地面—600mb) |           |                |  | 6.0   | 6.4   | 11.7  | 8.7   |
| K 指数(度)                        |           |                |  | 32.4  | 34.6  | 33.2  | 36.1  |
| 总指数(度)                         |           |                |  | 44.8  | 45.1  | 42.4  | 42.5  |
| 凝结高度(米)                        |           |                |  | 279.5 | 239.2 | 228.4 | 235.4 |
| 可降水量(毫米)                       |           |                |  | 47    | 56    | 53    | 63    |
| 风的垂直切变( $10^{-3}$ 秒 $^{-1}$ )  | 200—850mb |                |  | 2.66  | 2.41  | 1.83  | 2.46  |
|                                | 1000米—地面  |                |  | 6.4   | 7.2   | 5.4   | 7.2   |
| 理查逊数( $R_i$ )                  | 地面—900    |                |  | 17.3  | 33.7  | 20.1  | 9.7   |
|                                | 900—850mb |                |  | 174.1 | 16.1  | 7.4   | 7.4   |
| 地面—500mb 加热(卡/时厘米 $^2$ )       |           |                |  | 19.1  | 31.2  | 22.8  | 30.8  |
| 实际平均雨量(毫米)                     |           |                |  | 157.6 |       | 208.0 |       |
| 300 毫米以上特大暴雨的次数                |           |                |  | 1     |       | 4     |       |

\* 计算方案参看田生春、曾昭美,夏季华北地区高空槽前有无暴雨的对比分析(大气科学 6 卷 2 期, 1982)。

(一) 暴雨整层异常潮湿, A 的比湿距平虽小但两类的相对湿度距平相近, 850、700、500 毫巴三层相对湿度距平均在 23% 以上, 200 毫巴在 16% 以上。因此它们凝结高度低, 容易及早达到自由对流高度, 其可降水量、K 指数、总指数等也都能反映这种特征。

两类中 B 类可降水量高, 实际的平均雨量亦高, 并且有 4/5 的特大暴雨个例发生在 B 类, 这表明温湿参量和暴雨是紧密相关的。

(二) 容易产生暴雨中尺度扰动的重要条件是: 低层加热程度相近、暖湿平流强、层结不稳定、高层(400 毫巴以上)有冷平流, 同时要有一定程度的风的垂直切变, 尤其是边界层的切变强。其切变和不稳定度大小列于表 3。

(三) 对流层自下而上接近饱和的气柱内,  $R_i$  较小、湍流容易发展、300 毫巴以上相对湿度距平大, 这对水滴迅速冲拼增长有利。

(四) 暴雨主要是暖湿空气向上抬升的结果。因此, 是否容易有对流不稳定性发展, 主要不在  $\Delta\theta_{re}$  是否大, 而在于近地层最大  $\theta_{re}$  能否及早达到和超过 900—600 毫巴层内最大  $\theta_{re}^*$ , 同时 600 毫巴  $\theta_{re}$  数值必须平均达 60 多度。

(五) 在两类暴雨中等压面高度和温度的变化趋势相似, 这说明在两类暴雨中, 由于

有凝结潜热释放,对环境有反馈影响,也证明第二类条件不稳定对中纬暴雨过程是起作用的。

本文承陶诗言指导始得完成,特衷心致谢。在工作过程中孙淑清也给不少帮助,亦一并致谢。

### 参 考 文 献

- [1] 二宮洗三著,集中暴雨の話, p. 19, 出光書店.
- [2] 陶诗言等著,中国之暴雨,科学出版社, p. 35, 1980.
- [3] 雷雨顺,特大暴雨的夜间多发性,自然杂志,第3卷10期, p. 774—778, 1980
- [4] 小倉義光,气象动力学引論.
- [5] 雷雨顺,吴正华、张兰香,产生暴雨的三种能量锋,北方天气文集(1),北京大学出版社,1981.
- [6] 杨大升、刘余滨、刘式适等著,动力气象学,气象出版社,1980.
- [7] 田生春,夏季华北地区副高西北缘对流暴雨过程分析,北方天气,文集(2),北京大学出版社, 1982.
- [8] 美 J. R. 霍尔顿著,中国人民解放军空军气象学院训练部译,动力气象引论,科学出版社,1980.

## SOME STATISTICAL FEATURES OF TEMPERATURE, HUMIDITY AND WIND DURING RAINSTORMS IN BEIJING

Tian Shengchun Du Changxuan

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

### Abstract

Based on the sounding data of 45 rainstorms in Beijing, the temperature, humidity and wind at each level are analyzed. It is found that during the rainstorm the air column is anomalous wet and unstable, and there is a strong vertical wind shear, especially in the boundary layer. It is also found that the Ri number becomes smaller during the rainstorm. The activity of warm and moist air is a favourable condition for the formation of rainstorm. The release of convective instability energy does not depend on the difference of  $\Delta\theta_{..}$  between the ground and the 700 mb level, but depends on whether the warm moist air near the ground is able to be lifted quickly to the level of free convection and also on whether the  $\theta_{..}$  at 600 mb is sufficiently high. The results may be useful for the rainstorm forecasting in Beijing.