

# 两次不同性质强降雨的对比分析

赵 玲<sup>1,2</sup> 王林凤<sup>2</sup> 王 利<sup>2</sup>

(1. 南京信息工程大学, 210044; 2. 大兴安岭地区气象局)

## 提 要

对 2004 年夏季两次不同性质的强降雨发生的环流背景、卫星云图和物理量场进行了对比分析,发现大兴安岭地区对流性强降雨和连续性强降雨都是在充足的水汽条件和强烈的上升运动条件下发生的,但是地面影响系统、卫星云图和热力条件差别明显。强降雨发生前热力结构不同是造成两次强降雨性质不同的最重要原因。

**关键词:** 对流性强降雨 连续性强降雨 环流背景 物理量 热力结构

## 引 言

强降雨天气和灾害性对流天气的预报一直以来就是气象工作者十分关注的问题。但是大多数作者在分析研究强降雨天气发生的条件时没有谈到是否伴随有雷暴、雹甚至是冰雹等对流性天气的发生,只是以降水量为标准来选择研究对象<sup>[1~3]</sup>,而另有一些文章则只侧重于分析研究冰雹等对流性天气的发生条件<sup>[4]</sup>。大兴安岭地区 2004 年夏季高温少雨,只发生了两次大范围的强降雨天气,并且这两次强降雨天气的性质截然不同,7 月 22 日下午强降雨属于一次强对流性降雨天

气,而 8 月 28 日白天至夜间强降雨则属于一次连续性强降雨天气。按照以往的工作习惯,对强降雨的降水量级、降水时段和较大降水落区都做出了准确预报,而没有考虑 7 月 22 日强降雨同时伴有的雹和强雷暴等灾害性对流天气发生的可能。那么,影响这两次不同性质的强降雨发生的各种天气条件是否存在着明显的差别呢?本文详细分析了两次强降雨天气过程在环流背景、卫星云图和物理量场等方面存在的异同点,以期对今后准确预报强降雨落区、出现时段以及强降雨性质提供一些依据。

## 1 地面天气形势和卫星云图对比分析

### 1.1 地面天气形势对比分析

在地面气压场中,“7.22”强降雨影响系统为一个典型的锋面气旋(图 1a),该气旋从蒙古境内移入大兴安岭地区,7月22日14时(北京时间,下同)低压中心为 989.2hPa,塔河已处于冷锋后,加格达奇、新林和呼玛处

于冷锋前,各站的强降雨、强雷暴和飏等天气现象都是在该冷锋快速过境时发生的。“8.28”强降雨影响系统为一个典型的东北低压倒槽(图 1b),8月28日14时低压中心为 1002.5hPa,该东北低压倒槽从渤海湾一带缓慢发展并逐渐北上影响大兴安岭地区。

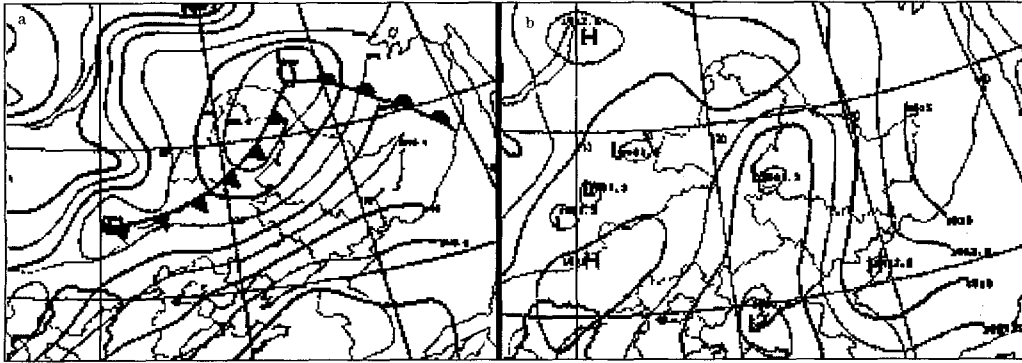


图 1 2004年7月22日(a)与8月28日(b)14时海平面气压场(单位:hPa)

对应的  $\Delta P_3$  (地面三小时变压场)也有着明显差别。“7.22”强降雨发生在自西向东移动的  $\Delta P_3$  梯度最大区域(图 2a)。强冷锋过境后由于正负变压差值大,所以会伴随有冷锋后西北大风的出现,14时冷锋前后  $\Delta P_3$  正负中心差值高达 5hPa,这与“7.22”强降雨发生同时加格达奇站气压骤升的数值相吻

合。“8.28”强降雨发生在较大的  $\Delta P_3$  负值区域内(图 2b)。较大的  $\Delta P_3$  负值区自南向北移到大兴安岭地区后,致使携带大量水汽的南来低压倒槽发展北抬,强降雨开始,随着地面  $\Delta P_3$  负值区的移出,大兴安岭地区强降雨自南向北逐渐结束。

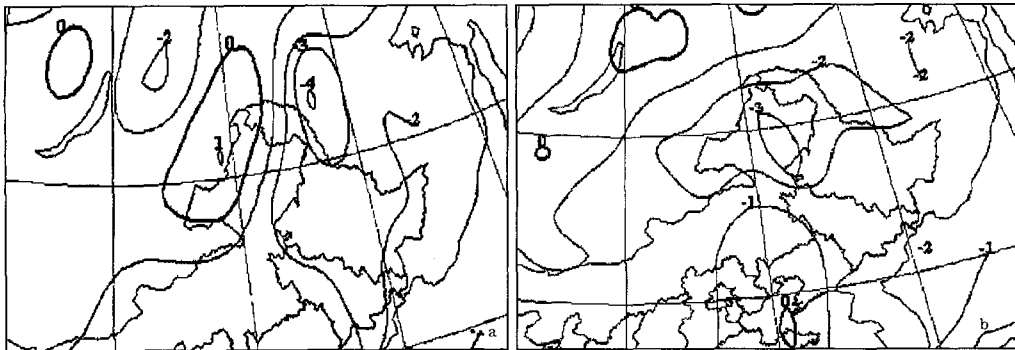


图 2 2004年7月22日(a)与8月28日(b)14时  $\Delta P_3$  场形势(单位:hPa)

### 1.2 高低空风场和卫星云图对比分析

两次强降雨天气发生前后高低空风场有一个共同的有利于上升运动的特点,即 300hPa 以上为明显的辐散场,500hPa 以下为明显的辐合场,都存在偏南风低空急流。

高空 100hPa 西南气流在大兴安岭地区的辐散形势相似,而低空气流辐合场差别较大。

7月22日08时850hPa流场和全风速场(图略)表明,副热带高压西侧的偏南暖湿气流和一支偏北气流辐合,在我国内蒙古与

蒙古和俄罗斯的交界处形成了一个 NE—SW 向的有利于上升运动的切变线,辐合中心偏北。这个切变线与 850hPa 温度场中的强锋区对应关系较好,这时对应的卫星云图上只有一个细小的云线。偏南风低空急流中心位于吉林省和辽宁省交界处,最大风速达到  $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,急流轴已向北伸至了  $50^{\circ}\text{N}$ 。

11 时左右,当切变线和锋区向东南方向移到处于对流性不稳定的大兴安岭地区时,

与偏南风低空急流共同作用,促使不稳定区的辐合加强,云线发展变宽,几个中尺度雷暴云团(如图 3 中的 A、B、C、D 处)在云带上迅猛发展成飚线云系,其表现是头部大、尾部愈来愈小的云带(图 3a),到 16 时,最强的雷暴云团云顶温度达到  $-50^{\circ}\text{C}$  左右。按照飚线与其相联系的天气尺度云系分类,此次飚线云系属于冷锋飚线<sup>[5]</sup>。

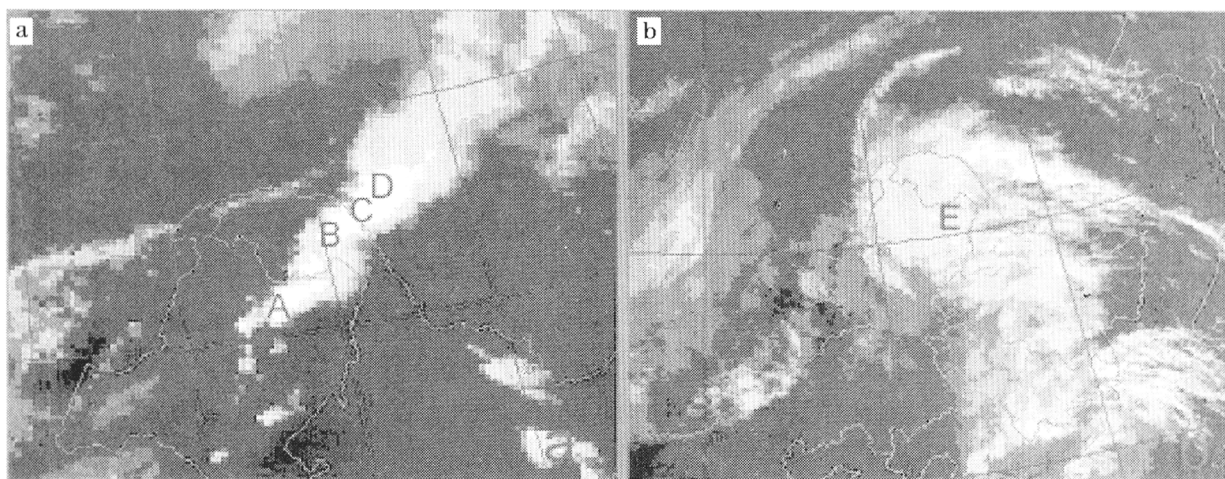


图 3 2004 年 7 月 22 日(a)与 8 月 28 日(b) 14 时红外云图

8 月 28 日 08 时 850hPa 流场和全风速场(图略)表明,主要有三支气流向东北地区辐合,这三支气流均携带有丰富的水汽,它们的辐合既有利于产生强上升运动,又有利于丰富的水汽辐合。其中一支是源于日本以东洋面上的偏东气流,一支是源于河套地区的偏南气流,一支是源于“暹巴”台风和西太平洋副热带高压之间的偏南气流,两支偏南气流在渤海汇合后向东北地区伸展,形成了较强的低空偏南风急流,急流中心最大的偏南风风速达到  $22\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。偏南风急流与偏东气流之间形成了一个辐合切变,急流左前方有一个闭合环流圈,这正是强降雨云团易于生成发展的地方<sup>[5]</sup>。

在“8.28”强降雨发生前一天的卫星云图上气旋并不明显,500hPa 冷涡槽前河套附近有一个面积较大的盾状云带在向东北方向移动,渤海和东海附近有一片零散的类似盾状的云带,它们的北部都有纤维状卷云,这两支盾状云系沿着低空偏南风急流向偏北方向移动,并逐渐与冷涡北部的带状云系汇合后向

螺旋结构云系发展(图 3b)。这三支云系的合并与三支气流的汇合,为形成强降雨提供了充足的水汽和动量。在螺旋结构云系的演变过程中,随着整个系统的北移,在低空偏南急流左前方,不断有强降雨中尺度云团生成,如图 3b 中的 E 处。但是“8.28”强降雨云团的强度要比“7.22”的明显偏弱,最低的云顶温度只有  $-30^{\circ}\text{C}$  左右。

## 2 物理量场的对比分析

根据 T213 数值预报产品提供的丰富和准确的物理量场资料和实时探空资料,对比分析了这两次强降雨发生时的水汽条件、上升运动条件和热力条件,发现两次强降雨都是在充足的水汽条件和较强的上升运动条件下产生的,热力结构不同是造成两次强降雨性质不同的重要原因。

### 2.1 水汽条件分析

由于空气中的水汽大部分都集中在较低层,所以这里主要分析 850hPa 的各相关物理量。

两次强降雨都发生在温度露点差 <

3.2℃的低值区域和比湿 $\geq 8\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的高值区域,都发生在水汽通量 $\geq 8\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 的区域内, $\geq 20\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 水汽通量和 $\geq 12\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 比湿中心在较大降雨区的上游;两次强降雨都发生在水汽通量散度 $< -4 \times 10^{-7}\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 的水汽辐合区域内,尤其是“8.28”强降雨 $< -10 \times 10^{-7}\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 的水汽辐合中心与强降雨发生时间和区域吻合很好;水汽通量散度中心在水汽通量中心和比湿中心的前方,这种配置有利于充足的水汽向强降雨区集中汇合。

### 2.2 上升运动条件分析

700hPa垂直速度最强,两次强降雨都在700hPa垂直速度 $< -70 \times 10^{-3}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ 的低值区域内开始发生;两次强降雨的低层散度为较大的负值区,高层散度为较大正值区,这种配置有利于上升运动,两次强降雨都发生在200hPa散度 $> 30 \times 10^{-6}\text{s}^{-1}$ 和850hPa散度 $< -40 \times 10^{-6}\text{s}^{-1}$ 的区域内;在强降雨区发生时,500hPa以下涡度都是正值区,正涡

度随着高度逐渐减小,500hPa正涡度、垂直速度和散度中心落后于850hPa,强降雨都发生在850hPa涡度 $> 4 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 的区域内,但最强的降雨区在850hPa正涡度中心前方,与上升运动和辐合中心对应较好。

### 2.3 热力条件分析

#### 2.3.1 K指数场的对比分析

K指数能够较好地反映出大气层结的稳定性和不稳定能量的蓄积程度,也是表征大气温度、湿度的综合特征量,暖区相当于不稳定区和高能区,等值线密集区相当于能量锋<sup>[1]</sup>。

“7.22”强降雨发生前在大兴安岭地区为K指数高值区,其中心数值大于 $40^\circ\text{C}$ ,能量锋位于大兴安岭的西北侧,为WSW—ENE走向(图4a),这表明大兴安岭地区已处于非常不稳定的区域,发生成片雷雨的可能性很大<sup>[6]</sup>。随着K指数高值区和能量锋向东南方向移动,当能量锋经过大兴安岭地区时,就发生了伴有强雷暴和飏等天气现象的“7.22”强降雨。

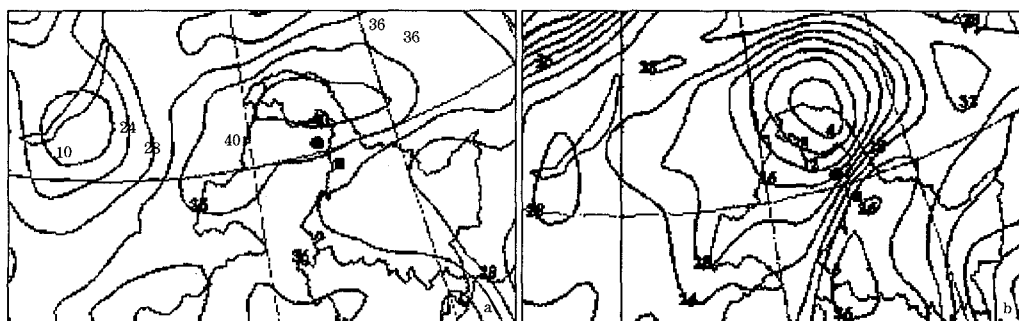


图4 2004年7月22日(a)与8月28日(b)08时K指数场(单位:℃)

“8.28”强降雨发生前在大兴安岭地区为K指数低值区(图4b),其中心数值小于 $4^\circ\text{C}$ ,高值区位于大兴安岭地区的东南侧,其中心数值大于 $36^\circ\text{C}$ ,能量锋位于大兴安岭的东南侧,为SW—NE走向。这表明大兴安岭地区处于较稳定的区域,没有发生雷暴的可能性。随着K指数高值区向偏北方向移动,能量锋北段逐渐向东西方向转变,大兴安岭地区始终处于能量锋靠近K指数的低值区一侧,配合着充分的水汽条件和上升运动,大兴安岭地区产生了连续性的较大降水,但是没有雷

暴发生。

#### 2.3.2 $T-\ln p$ 图的对比分析

$T-\ln p$ 图是我国气象台站普遍使用的一种热力学图解。它能反映探空站及其上空各种气象要素的垂直分布情况<sup>[7]</sup>。由于黑龙江大兴安岭地区本地没有探空站,所以预报员一直还没有分析 $T-\ln p$ 图的习惯。这里选取距离加格达奇观测站最近,位于加格达奇东南侧的嫩江探空站资料和MICAPS II提供的 $T-\ln p$ 图(图略),对这两次不同性质的强降雨过程进行分析后,发现嫩江站的探

空资料对预报大兴安岭地区强降雨天气性质具有很好的指示意义。

“7.22”强降雨发生前,状态曲线在层结曲线的右侧,它们围成了较大的正不稳定能量区; $\theta_{e850} - \theta_{e500}$ 为 $11.7^{\circ}\text{C}$ ,这表明假相当位温随着高度的增加而迅速减小,大气处于非常不稳定的状态; $SI$ 为 $-2.8^{\circ}\text{C}$ ,表明气块湿绝热上升到 $500\text{hPa}$ 时,环境温度明显低于气块温度,处于强烈不稳定状态,有发生雷暴的可能<sup>[6]</sup>。如果把 $T - \ln p$ 图与 $K$ 指数场结合起来分析,可以判断大兴安岭地区大气层结比嫩江更不稳定,大兴安岭地区有发生强雷暴的可能。

“8.28”强降雨发生前在自由对流高度以上,状态曲线在层结曲线的左侧,处于较稳定状态; $\theta_{e850} - \theta_{e500}$ 为 $3.7^{\circ}\text{C}$ ,比“7.22”强降雨低 $8^{\circ}\text{C}$ ,表明“8.28”强降雨发生前的大气层结比“7.22”强降雨稳定得多,但是仍处于弱的对流性不稳定状态; $SI$ 为 $0.2^{\circ}\text{C}$ ,表明大气层接近中性层结状态,只有发生阵雨而没有发生雷暴的可能<sup>[6]</sup>。如果把 $T - \ln p$ 图与 $K$ 指数场结合起来分析,可以判断大兴安岭地区的大气层结比嫩江更为稳定,大兴安岭地区没有发生雷暴的可能。

### 3 小结

(1)“7.22”强降雨地面影响系统为锋面气旋,“8.28”强降雨地面影响系统为东北低压倒槽。7.22”强降雨发生在较大的 $\Delta P_3$ 梯度区和冷锋飑线云系中,“7.22”雷暴中尺度系统形成的触发条件是冷锋锋面的抬升作用,“8.28”强降雨发生在较大的 $-\Delta P_3$ 区和

低压螺旋云系中。两次强降雨都是在较充足的水汽条件和较强的上升运动条件下发生的,强降雨发生前热力结构不同是造成两次强降雨性质不同的最重要原因。

(2)大兴安岭地区强降雨可能发生在强烈的不稳定层结区域,也可能发生在稳定层结区域里。通过分析与上升运动和水汽条件密切相关的环流背景和物理量要素场,预报出“7.22”强降雨和“8.28”强降雨的落区和时间,但是由于没有考虑大气层结的不稳定性和雷暴发生的可能,所以没有预报出“7.22”强雷暴的发生。以后在预报过程中,要充分利用MICAPS系统提供的图表工具和信  
息,应用天气学原理等基本知识和预报经验指标,全面分析产生对流性强降雨和连续性强降雨天气的上升运动条件、水汽条件和不稳定度条件,尤其要养成把 $T - \ln p$ 图与 $K$ 指数场结合起来分析稳定度的习惯,力争做出更准确地预报。

### 参考文献

- 1 杨莲梅. 南亚高压突变引起的一次新疆暴雨天气研究. 气象, 2003, 29(8): 21~25.
- 2 赵桂香, 李新生. 晋中2002年9月11日暴雨的诊断分析. 气象, 2003, 29(8): 35~37.
- 3 叶成志, 周雨华, 黄小玉等. 2002年入汛后首场强暴雨过程分析. 气象, 2003, 30(8): 36~40.
- 4 鲁丹, 王令军, 崔建云. 潍坊2003年5月19日强对流天气过程分析. 气象, 2003, 29(10): 38~41.
- 5 陈渭民, 夏浣清, 陈光宇. 卫星气象学. 北京: 气象出版社, 1989: 371~374, 409~415.
- 6 中国气象局科教司. 省地气象台短期预报岗位培训教材. 北京: 气象出版社, 1998: 119, 225~226.
- 7 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文. 天气学原理和方法. 北京: 气象出版社, 1981: 301.

## Comparative Analysis of Two Heavy Rain Events

Zhao Ling<sup>1,2</sup> Wang Linfeng<sup>2</sup> Wang Li<sup>2</sup>

(1. Nanjing University of Information Science & Technology, 210044;

2. Daxinganling Meteorological Office)

### Abstract

Comparative analysis of two heavy rain events is made. The results show that both convective heavy rain and continuous heavy rain in 2004 occurred with plenty of vapor and strong ascending movement, but occurred with different circulation background and cloudy systems and thermal structure. The most important reason causing different characters between the two heavy rain events is the different thermal structure prior to raining.

**Key Words:** convective heavy rain continuous heavy rain thermal structure