

1975年8月上旬河南特大暴雨的研究

丁一汇 蔡则怡 李吉顺

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文研究了1975年8月上旬发生在河南省的一次持续性强暴雨。暴雨由深入内陆后停滞少动、强度维持不消的7503号台风造成。本文从尺度相互作用的观点着重分析了暴雨发生的大尺度条件及暴雨对大尺度环境的反馈作用,在此基础上给出了暴雨发生发展的天气学模式,讨论了暴雨维持的机制。

一、概 况

1975年8月上旬在河南南部、淮河上游的丘陵地区发生一次历史上罕见的特大暴雨(下称“758”暴雨)。暴雨中心最大过程雨量(8月4—8日)达1631毫米,三天最大降水量达1605毫米。图1是8月5—7日三天雨量分布图。最强的暴雨带呈西北—东南走向,位于伏牛山麓的迎风面,其范围只120公里长、50公里宽。暴雨的降水强度极强,1天最大降水量为1005毫米,6小时最大降水量685毫米,3小时最大降水量495毫米,1小时最大降水量189.5毫米,其中1小时和6小时雨强为我国历史上最高记录。由于暴雨雨量大、猛、集中,造成了严重水灾。

造成暴雨的天气系统是深入内陆的7503号台风。这个强台风于4日02时在福建省登陆、减弱为热带低压,经江西南部转到湖北,以后又转向东北东和北。5—7日由于东亚环流形势调整,在台风北面形成一条高压带(图2a),阻挡台风北上,造成台风在河南南部停滞和徘徊达20多个小时。最强烈的暴雨就发生在这个时期。暴雨主要位于台风东北侧。“758”暴雨由三场暴雨组成。5日暴雨范围较小,但强度大,最大雨量672毫米;6日暴雨范围大,但强度小,最大雨量为514毫米;7日暴雨不仅范围大,强度也大,最大雨量达1005毫米。本文着重讨论5日和7日暴雨过程。

关于“758”暴雨过去已有专门的研究^[1],这些工作对于暴雨形成的大尺度环流演变、各种天气尺度系统的相互作用和中小尺度系统活动的一般情况作了详细叙述,但对于暴雨时期三维环流的结构、中小尺度系统活动及其与大尺度背景条件的关系和暴雨的反馈作用等问题并未有所说明。并且地形对暴雨的影响也没有深入研究。本文着重分析三个问题。(一)暴雨发生发展的物理条件;(二)地形对暴雨区中小尺度系统活动的影响;(三)暴雨的反馈作用。

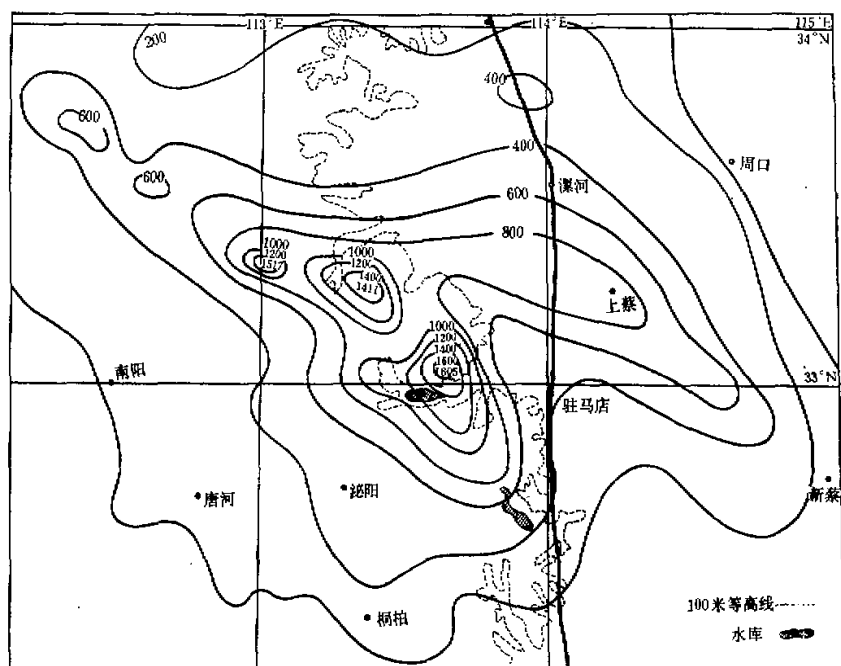


图 1 1975 年 8 月 5—7 日雨量分布。

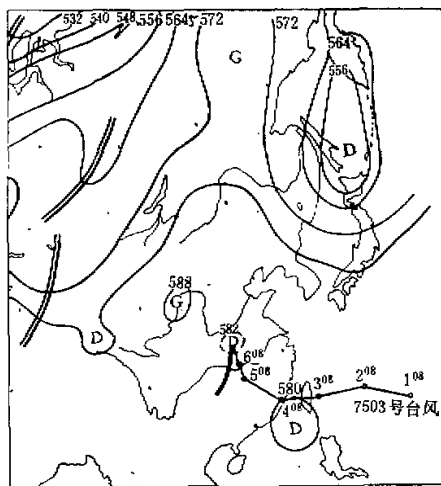
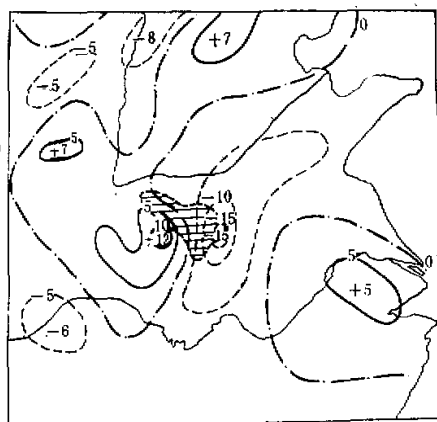


图 2a 1975 年 8 月 7 日 20 时 500 毫巴图

图 2b 1975 年 8 月 7 日 20 时 700 毫巴垂直速度 (ω) 分布, 单位: 10^{-3} 毫巴/秒。阴影区为暴雨区。

二、暴雨发生的条件

在“758”暴雨期间,对流活动异常频繁和强烈。观测表明在大雨出现时风大,雷暴不断。所以“758”暴雨主要由一些频繁发生的积雨云或积雨云群造成。要造成持续的强对流,低层要有强烈的水汽辐合,持续的强上升运动,位势不稳定层结不断在重建以及具备有利的地形条件。并且这些条件在时间和空间上要配合得最有利。“758”暴雨就是在这些条件配合最有利的情况下产生的。

1. 垂直运动场

暴雨时的垂直运动场有人作过计算。我们采用调整的运动学方法对这次暴雨的垂直速度重新作了计算^[2]。计算所用网格距为 100 公里。计算结果比过去有了改进。在暴雨区深厚的气层内出现强的上升运动,而在暴雨区四周为下沉运动区。由图 2b 可见,8 月 7 日的暴雨区处在一片狭窄的强上升区内,在其东侧和西侧有下沉区。图 3 是 7 日离暴雨区最近的网格点上垂直速度(ω)、散度(D)和相对涡度(ζ)垂直分布图。 ω 最大值在 500 毫巴,为 16.7×10^{-3} 毫巴/秒 (24.5 厘米/秒)。5 日最大值为 12.9×10^{-3} 毫巴/秒 (19.4 厘米/秒)。这与 7 日暴雨最强密切对应。500 毫巴附近是无辐散层高度,以上是辐散区,以下是辐合区,辐合最大值在 900 毫巴高度上。暴雨区涡度分布表明,250 毫巴以下

是正涡度区,以上是负涡度区。由上可见,在暴雨区低空是强辐合,高空是辐散,在深厚的层次中有强上升运动(达到中间尺度或中尺度量级),这是暴雨区内中小尺度系统有利的触发机制。

2. 水汽输送和水汽通量辐合

在暴雨初期,水汽来源有两处:一是由偏东方向来自西太平洋;一是由偏南方向来自南海和孟加拉湾地区。到 7 日,南面的水汽通道消失,只有偏东输送,并且强度明显加大,最大值由 5 日的 20.9 增大到 7 日的 29.3 克/厘米·毫巴·秒。这与低空偏东急流加

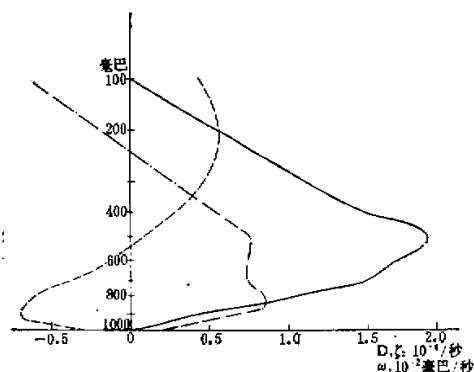


图 3 8 月 7 日 20 时暴雨区垂直速度(细实线),相对涡度(点划线)和散度(虚线)的垂直分布图。

强有关。这支低空来自东面东海和黄海的水汽通道的维持是造成持续性暴雨的重要条件。在暴雨区上游,地面露点都在 26°C 以上,比湿在 20—21 克/千克,850 毫巴比湿达 14—15 克/千克,远超过一般暴雨发生时的湿度值。

图 4 表明,水汽输送层主要在 500 毫巴以下,其中以 850 毫巴层为最大。7 日输送比 5 日强,各层比值为 500 毫巴:700 毫巴:850 毫巴 = 1:2.3:3.2。图中还给出暴雨水汽通量散度的垂直分布,最大值位于低层。7 日 850 毫巴的最大值最强,为 14.2×10^{-7} 克/厘米²·毫巴·秒。这种强烈的水汽辐合与该天最强暴雨的出现有密切关系。表 1 给出单位面积空

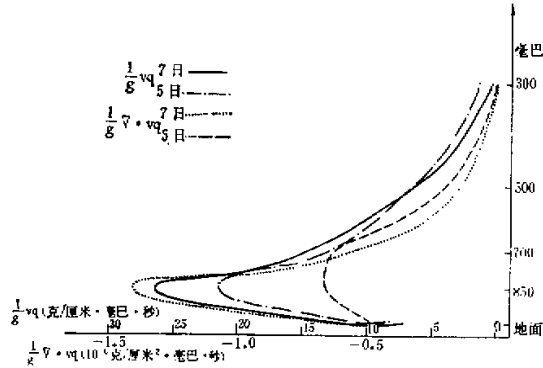


图 4 8 月 7 日 20 时暴雨区水汽输送 ($\frac{1}{g} vq$) 和水汽通量散度 ($\frac{1}{g} \nabla \cdot vq$) 的垂直分布, 虚线: 水汽输送垂直分布, 实线: 水汽通量散度垂直分布

气柱里水汽通量的净辐合量 (I). $I = I_1 + I_2$, $I_1 = \frac{1}{g} \int_{500}^{300} \nabla \cdot \mathbf{V} q dp$, 是水汽的水平辐合; $I_2 = -\frac{1}{g} \omega_B q_B$ 是水汽的垂直输送. ω_B, q_B 分别是摩擦层顶的垂直速度和比湿.

表 1 单位面积空气柱水汽的净辐合量 (10^{-4} 克/厘米²·秒)

日 期	I_1	I_2	I	I_1/I
8 月 5 日	2.5	2.7	5.2	48%
8 月 7 日	3.6	3.8	7.4	48%

7 日的水汽净辐合量比 5 日大. 无论是 5 日或 7 日水平辐合和边界层的垂直通量近于相等, 这说明两者贡献不能忽视. 由边界层顶向上的水汽垂直输送主要由边界层内摩擦和地形的辐合作用造成, 其中绝大部分水汽是通过边界层中的水平输送得到的 (主要由偏东水汽通道). 这表明边界层中水汽的水平输送对暴雨的维持有重要作用.

3. 位势不稳定场

强对流出现的条件之一是要有位势不稳定层结 ($\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0$), 这样才能使对流活动强烈发展. 而维持持续的对流活动, 还必须有使位势不稳定重建的机制或条件. 在“758”暴雨期间, 这个条件是满足的, 这是通过中高层的干冷空气平流和低层不断有潮湿空气平流实现的. 图 5 表明, 在暴雨区是明显的位势不稳定区, 但最强的不稳定区位于暴雨区上风方, 这种配置可使不稳定空气不断向暴雨区输送以维持该处的不稳定层结. 在不少大暴雨中都出现这种情况.

4. 露点锋

露点锋是触发强对流活动的一种机制. 在“758”暴雨期间, 在暴雨区附近一直维持着

一条明显的南北向准静止露点锋(或叫干锋)(见图 5)。露点锋东侧是来自东南沿海的暖湿气团(露点和 θ_{se} 值高),西侧是来自内陆的干燥气团(露点和 θ_{se} 值低)。暴雨区是处于两种气团的交界处(即露点锋)附近,并偏于暖湿空气团一侧。其它大暴雨也发现这种现象。

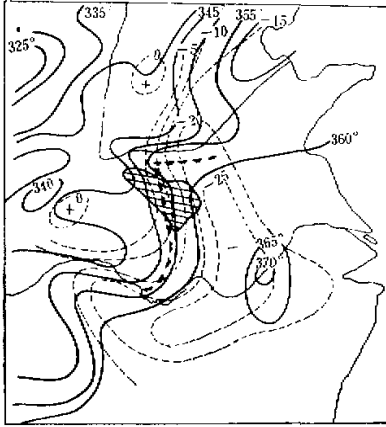


图 5 1975 年 8 月 7 日 20 时 $\Delta\theta_{se} = (\theta_{se})_{000} - (\theta_{se})_{地面}$ 的分布图(虚线)和地面等 θ_{se} 分布图(实线)单位: $^{\circ}\text{K}$ 小三角形联线是露点锋

6b), 强度显著增强(纬向分量由 14.5 米/秒增至 17.7 米/秒)。边界层顶附近的这个急流中心对前述边界层中水汽输送有很重要作用。图中还给出急流附近垂直运动场和比湿场分布。在急流轴附近及北侧是明显的湿区, 并与上升运动区一致。上升运动使水汽向上输送, 形成深厚湿层(到 150 毫巴)。由图可见, 在 7 日, 潮湿的空气主要在急流轴附近及其北侧向暴雨区输送。

暴雨与沿急流轴传播的最大风速中心有密切的关系。低空急流本身是天气尺度的, 但急流轴上强风速中心是一种中尺度扰动。图 7a 表明, 在暴雨期间, 有两次风速中心向西传播的过程。当这种最大风速中心传播到暴雨区上风方时(阜阳), 会造成暴雨的加强。5 日和 7 日在阜阳建立的最大风速中心与这两天强暴雨相对应。随着最大风速中心沿急流轴西传, 相应也有一次明显的高湿中心西传过程(图 7b)。两个高 θ_{se} 值区到达阜阳时间与最大风速中心在阜阳出现时间比较一致。地面露点温度也有类似现象。这表明低空急流轴上的中尺度扰动不仅对动量输送有重要作用(在风速中心前方造成质量辐合和强上升运动), 而且对水汽通量的增强也有重要作用。由上可见, 低空急流虽然是动量和水汽输送的通道, 但其输送并不是平稳的, 而是通过脉动的方式

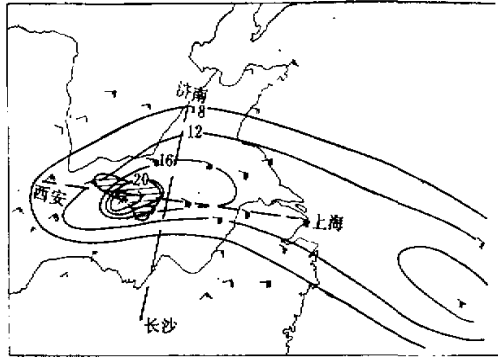


图 6a 1975 年 8 月 7 日 20 时 850 毫巴风分析。实线: 等风速线 虚线: 图 6b 和图 8 剖面之位置

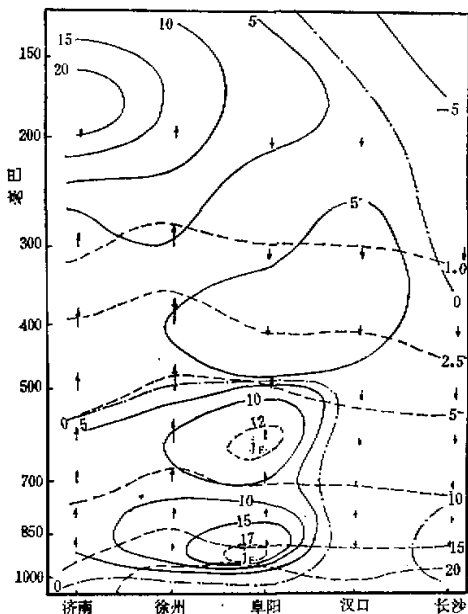


图 6b 8 月 7 日 20 时垂直于急流轴剖面中纬向风的垂直分布图。实线: 等风速线 虚线: 等比湿线

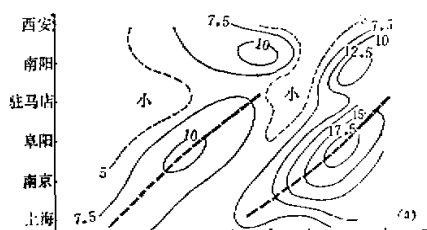


图 7a 沿急流轴 500—1000 米平均风的时间剖面图。

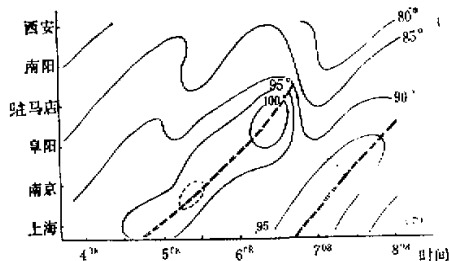


图 7b 沿急流轴地面 θ_s 的时间剖面图。

向暴雨区输送, 这造成各场雨在强度上和量值上的差异或脉动。

低空急流风速中心前方的上升区由图 8 可以清楚地看到。8 月 7 日 20 时, 在低空偏东急流上空有一明显的环流圈。在低空急流中心前方气流在暴雨区几乎垂直上升到高空, 并且分支, 一支流向东, 在急流中心以东地区下沉; 另一支则向西迅速转为下沉气流, 一直到达近地面层。8 月 5 日的情况也相似, 所以“758”暴雨基本相似于热带扰动中垂直环流型式: 在暴雨区有强上升气流, 以后气流在上升到 400—200 毫巴层中向四周辐散, 在外区转为下沉。在低层有强烈的流入。但由于冷空气和低空急流的影响, 环流的不对称性甚明显; 在东侧是辐合上升区及流入区, 而在西侧是下沉运动区。在南北剖面图中垂直环流分布大致与上述情况相似(图略)。由于中层南风急流的加强, 围绕其风速中心也发展出一明显的正环流圈, 急流中心前方的强上升气流有利于暴雨加强。

由上可见, “758”暴雨中低空急

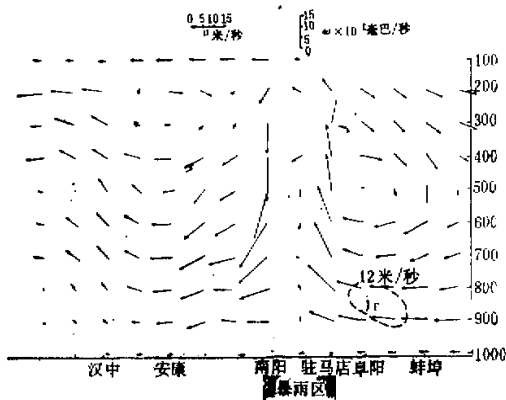


图 8 沿急流轴的垂直环流剖面图 (1975 年 8 月 7 日 20 时)

流起着非常重要的作用,它向暴雨区输送大量水汽造成暴雨区深厚的湿层和强水汽辐合,是暴雨区主要的水汽通道。其次低层明显的暖湿空气平流造成暴雨区及其上风方强位势不稳定区。第三,在低空急流最大风速中心前方是强质量辐合和上升运动区。另外偏南和偏北低空急流的水平辐合可使上升运动增强。7日急流最强,暴雨也最强。低空急流不仅形成了暴雨发生的热力和水汽条件,也是暴雨的一种重要触发机制。

四、地形对暴雨的影响

“758”暴雨主要发生在与东风气流正交的山脉迎风面,降水的最大中心出现在板桥水库附近三面环山的迎风喇叭口地区(见图1)。如果比较一下山前平原、山脉迎风面和山后

400—600毫米,山后雨量在200—400毫米。山前的驻马店距迎风坡的林庄仅30公里,两者雨量竟差3倍,这说明地形对降水增幅作用是非常明显的。对于某一时段的降水,地形的作用也相当明显。为了排除因系统的位置和强度不同而造成的雨量差异,我们选取平原与山区位于相同数值辐合区时段的雨量进行比较(图9),发现林庄的雨量仍比驻马店雨量大 $\frac{2}{3}$,因此在板桥水库附近,地形的增幅系数约达1.7,甚至更大。

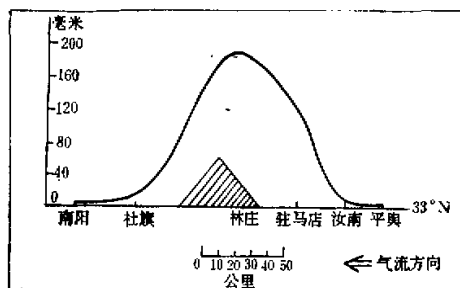


图9 8月7日18—20时沿33°N的雨量剖面图

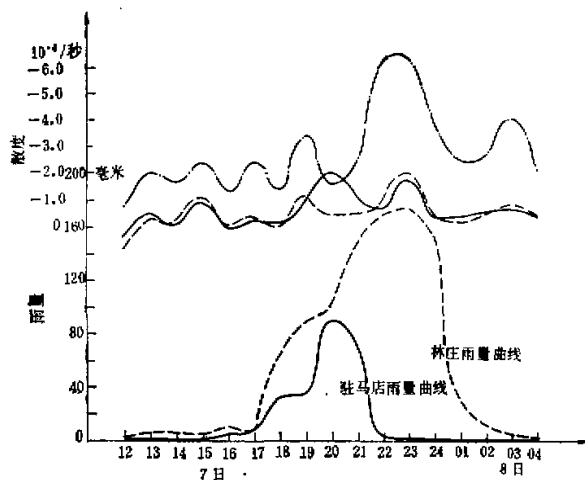


图10 驻马店和林庄8月7日12时到8日04时逐时雨量(下图)和散度曲线(上图)。虚线:林庄的散度曲线 实线:驻马店的散度曲线 点划线:林庄加上喇叭口辐合作用的散度曲线

在“758”暴雨期间地形对降水可能有两个方面的作用:

1. 强迫抬升和辐合作用。取板桥水库地区山脉的坡度为 0.02, 山前地面东风 8—14 米/秒, 可算出由爬坡产生的垂直速度为 20—30 厘米/秒。这相当于前述由动力作用造成的垂直速度值。根据连续方程可计算由喇叭口地形引起的辐合量。由图 10 可以看出, 不加喇叭口辐合作用时, 平原地区的驻马店和山区的林庄最大辐合量相近, 为 -2.0×10^{-4} /秒。但两者最大雨量相差一倍以上。加上喇叭口地形辐合量后, 散度值和雨量曲线配合更合理一些, 特别是林庄 22—24 时的强降雨峰对应 -6.3×10^{-4} /秒的辐合量, 比驻马店 20 时雨峰对应的 -2.0×10^{-4} /秒辐合量大。

2. 对积雨云的加强和组织作用。在山区低空辐合较强, 并且有充分的水份来源和供应, 这有利于移至山区的积雨云加强或强烈发展。尤其当中尺度切变线移至山区时更有利于积雨云的发展。中尺度分析表明, 强降雨团常出现在中尺度辐合线与山脉相交的地区。山区的低空辐合场对积雨云还有组织作用, 使它们向辐合区汇集合并或演变成更强大的积雨云群或强风暴系统。由于没有雷达观测资料, 对此缺乏直接的证明, 但从雨团和雷暴活动分析可得到间接证明, 一般雨团和雷暴有向水库或谷地汇集和合并的趋势。当雨团合并时或不久, 雨强迅增。7 日 21—22 时老君出现的最大雨强(189.5 毫米/时)就是出现在三个雨团合并之后。

当雨团移至山区并得到加强后与该处原来存在的层状云的相互作用过程也值得注意。最近武田指出^[3], 在山区积雨云的变质并进入到层状云中是地形使降水增强的一种可能机制。图 11 表明, 在偏北气流中是比较稳定的成片高层云、雨层云, 而在偏东暖湿气流中有大范围积雨云区。在单一气流或气团中的云系产生的降水强度都不很大, 层状云区最大雨强每小时十几毫米, 积状云区也很少造成每小时 20 毫米以上的降水, 只有在两种云的交界处(也是气流汇合处), 即两种云同时出现的地区才出现每小时 100 毫米以上的强降水。因而这可能与两种云的相互作用有关。

通过以上对暴雨发生的动力和热力以及地形条件的分析, 最后可以给出“758”暴雨发生发展的天气学模式(图 12)。暴雨发生最有利的地区是在台风环流的东侧或东北侧(图 12a), 这里是低空偏东急流造成的强上升运动区。并且低空急流输送了大量水汽。由于低层偏东气流和中层偏南气流在这里迭加, 形成了位势不稳定不断释放和重建的

条件。风的垂直切变也甚明显, 所有这些大尺度条件都有利积雨云或对流活动的发生, 此外这个地区也是低层偏北冷空气与偏东气流形成中尺度切变线的地区, 沿中尺度切变线有较强的辐合, 这是强对流的一种触发机制。另外这里存在的露点锋(或静力能量锋区)

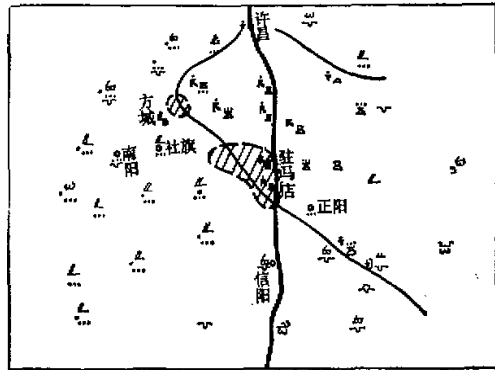


图 11 1975 年 8 月 7 日 20 时云状和强降水图
实线: 层状云与积状云分界线
阴影区: 大于 50 毫米/小时降水区

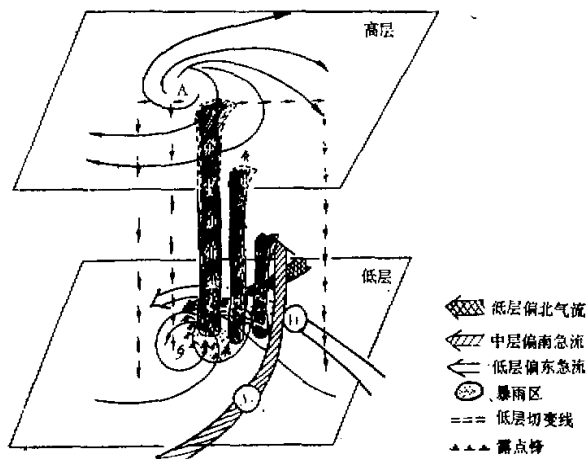


图 12a 暴雨发生发展的三维天气学模式

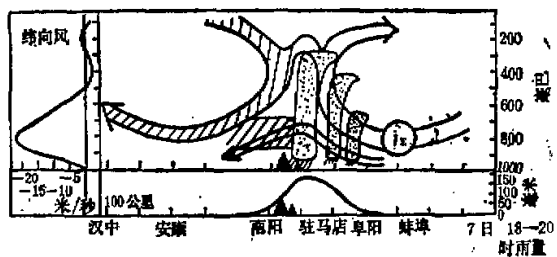


图 12b 暴雨区云系与气流的关系

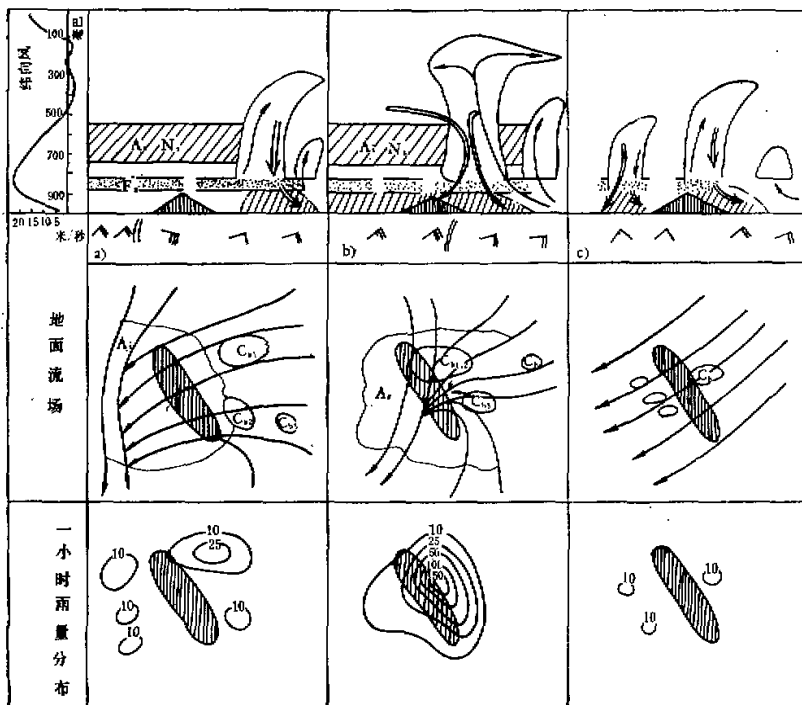


图 12c 地形对积雨云的加强和组织作用

也可能起到触发作用。结果在大中尺度条件共同作用下在暴雨区东部和东南方不断有积雨云发生。它们在中空盛行东南风引导下开始向西北或北运动。初期积雨云处于发展阶段(图 12b), 又处于平原, 降水较弱。在移动过程中积雨云得到发展, 降水增强。到山区以后(图 12c), 由于地形的辐合作用使积雨云强烈发展和合并, 组织成更强大的积雨云群或演变成强风暴。在山前产生强烈降水。实际上一场强降雨峰是一块大积雨云团经过造成。也可能由于积雨云和层状云的结合使降水增幅产生强降水。这种地形的增幅作用对“758”暴雨能达到极强的强度和雨量有很重要的作用。当雷暴移过山区后, 由于该处是大尺度气流下沉区, 处于干冷气团中, 这使积雨云减弱消散。所以强暴雨主要限于山区及山脉迎风面。地形雨占有很大的比例。

五、暴雨的反馈作用

暴雨是在几种尺度天气系统相互作用的情况下发生的。造成暴雨的中小尺度天气系统是在有利的大尺度环流条件下发生发展的, 这是大尺度环流系统对暴雨的制约作用, 但是暴雨一旦发生, 反过来又常常会影响大尺度气象要素场分布, 这种作用叫暴雨或中小尺度系统的反馈作用。反馈作用是通过中小尺度系统中的强对流活动进行的。它们对动量、热量和水汽的垂直输送作用很强。这种强烈的对流输送过程能影响或改变原有风场、湿度场、温度场和大气层结等, 形成新的大尺度气象场。而新的大尺度场又对暴雨起着进一步加强作用, 使得对流活动更加强烈, 暴雨得以增强和维持。在“758”暴雨中, 这种反馈作用很是明显。

1. 高空增暖和凝结潜热的作用

暴雨发生后, 大尺度上升运动和积雨云对流向上输送感热和潜热, 使暴雨区上空增暖, 出现暖心。由图 13 可见, 在暴雨区上空 600—200 毫巴层有明显的增暖, 由于增暖区与深厚湿层或饱和层及上升区相对应, 表明增暖是由降水或凝结过程造成。由于增暖区和近饱和层都在对流层中上层, 因而可以推测, 高大的积雨云起着重要作用。图 14 进一步说明了这个问题。在 7 日增温最大值在 300—250 毫巴。在 200 毫巴以上和 600 毫巴以下是降温的。增暖的结果在暴雨区上空形成一个暖区和高压区(图略)。

凝结潜热使空气增温, 增大气块浮力, 加强空气的上升运动。我们用 ω 方程计算

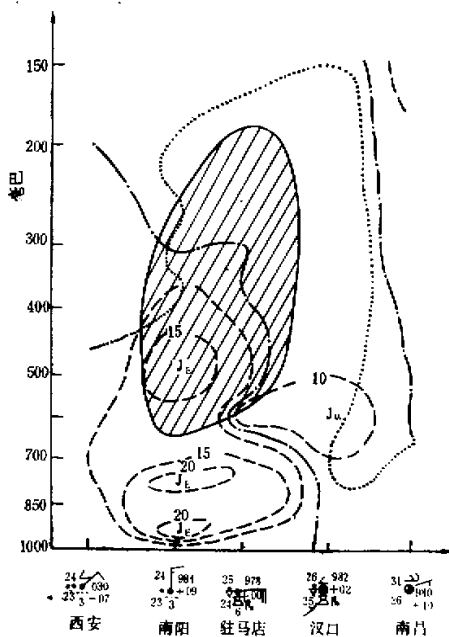


图 13 通过暴雨区的垂直剖面图
虚线: 等风速线 点线: $(T - T_d)$
小于 5° 区阴影区是增暖区

了潜热对垂直运动的贡献。取简化的 ω 方程

$$\sigma \nabla^2 \omega + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = F_1 + F_2 + F_3 + F_4$$

右端为强迫函数, F_1 表示地形和摩擦的作用, F_2 表示绝对涡度平流随高度的变化, F_3 表示温度平流的拉普拉斯, F_4 表示潜热加热项。我们采用简单的对流参数化方法表征由对流造成的潜热加热, 即设潜热加热主要与由大尺度运动造成的各层水汽净辐合成正比

$$H_i = LgA \frac{I}{q_{sB}} \frac{\partial q_i}{\partial p}$$

L 是凝结潜热, q_{sB} 是摩擦层顶的饱和比湿, $A = 20\%$, 是比例系数。 I 是单位面积气柱水汽净辐合量:

$$I = \frac{1}{g} \int_{900}^0 \nabla \cdot \mathbf{V} q dp - \frac{1}{g} \omega_B q_{sB}$$

计算结果如图 15 所示。由潜热项造成的 ω_i 是各项中最大的, 比前三项和还大。在 5 日 (图 15a), 800—400 毫巴层 ω_i 与总 ω 之比为 0.53, 约占总 ω 的 1/2, 到 7 日 (图 15b) 占 0.87, 这表明潜热对 ω 的增强作用非常重要, 并随着暴雨的增强而加大。

2. 高空流出

高层增暖使高层等压面抬高并引起高空质量外流, 结果在暴雨区上空形成明显的辐散气流。在暴雨最强时 (7 日 20 时), 在暴雨上空 250—150 毫巴层中发展出一个单独的反气旋环

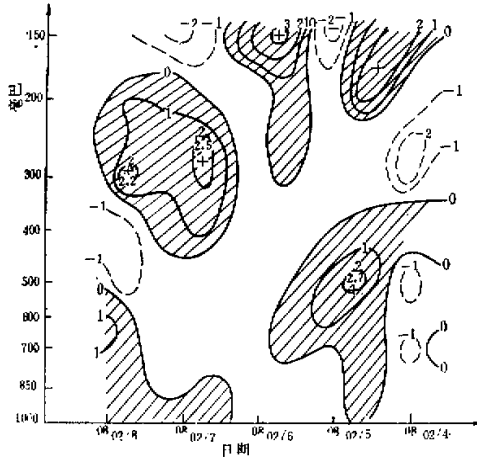


图 14 驻马店温度距平的时间剖面图
实线: 等距平线 $\Delta T = T - \bar{T}_{4-8}$, $\bar{T}_{4-8}$ 是 8 月 4 日—8 日的温度平均值

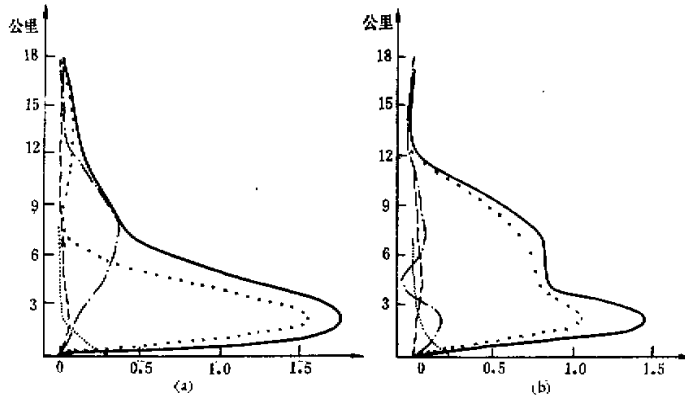


图 15 8 月 5 日 20 时 ω 垂直分布 (左图), 和 8 月 7 日 20 时 ω 垂直分布 (右图), 实线: $\omega_{\text{总}}$; 总垂直运动 点划线: ω_2 ; 温度平流造成的垂直运动 虚线: ω_3 ; 涡度平流造成的垂直运动 点线: ω_1 ; 地形和摩擦造成的垂直运动 叉线: ω_4 ; 潜热造成的垂直运动 单位: 10^{-2} 毫巴/秒。

流(图 16), 200 毫巴散度值由 5 日 20 时的 3.8×10^{-5} /秒增至 7 日 20 时的 5.7×10^{-5} /秒, 这个高层反气旋环流与中低层台风的气旋性环流构成了低层辐合、高层辐散的垂直环流, 这种环流结构有利于低层低压的增强和维持, 有利于强对流云发展。观测和分析也表明, 台风在 7 日曾一度有增强, 并出现了大积雨云团和强雷阵雨。

随着高空暖区的出现在暴雨区以北水平温度梯度增加。据热成风关系高空风加强, 结果在暴雨区以北建立一高空强风速带(图 16), 这支强西南风区可加速暴雨区的高空流出及把暴雨和其周围高空多余的热量带走, 增加暴雨区层结的位势不稳定和加强暴雨区的垂直环流。

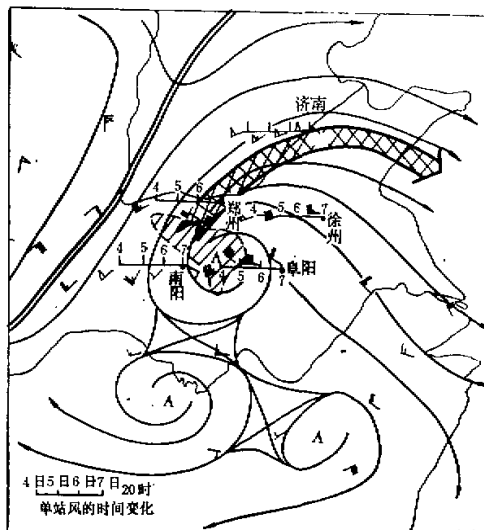


图 16 1975 年 8 月 7 日 20 时 200 毫巴流线分析 阴影区: 暴雨区

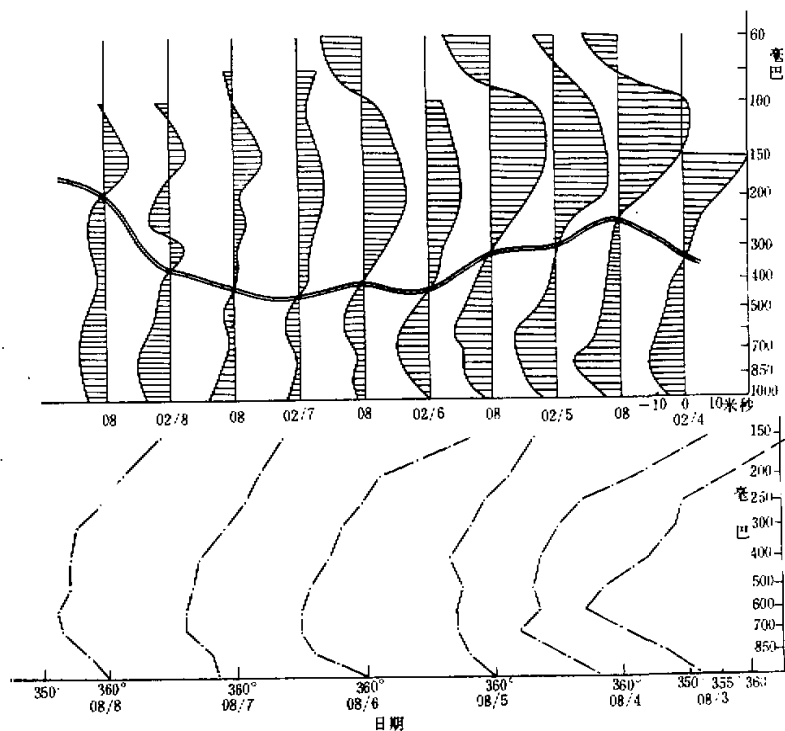


图 17 驻马店纬向风垂直分布的时间变化(上图)和 θ_{se} 垂直分布的时间变化(下图)

3. 风和温度垂直分布的变化

在暴雨区强烈的对流活动,引起风速垂直分布和温度或湿度垂直分布发生变化,其结果是这些物理量在垂直方向上的分布趋于均匀。由暴雨区纬向风垂直分布的时间变化可见(图 17),在暴雨前风的垂直切变较明显,暴雨发生后风的垂直切变明显减小。但在最强暴雨时(7 日 20 时),低空急流的加强十分明显,结果造成暴雨时期中上层垂直切变弱,而低层因为低空急流存在,垂直切变强。这种情况与局地强风暴的环境条件是不同的。

由图 17 可以看到层结中性化的过程,尤其在中上层 θ_{se} 近于直线分布。但在 600mb 以下由于地面和低空不断增湿,能始终维持一定的不稳定性。暴雨或强对流就是在这种弱不稳定或近中性层结下维持的。

六、暴雨的维持

“758”暴雨由三场暴雨组成,每场暴雨都非常强。要说明“758”暴雨的这些特点,必须考虑不同尺度天气系统间的相互作用。天气尺度条件形成了暴雨发生的有利条件。中尺度系统和地形条件对触发暴雨起着重要作用。暴雨一旦产生反过来又影响天气尺度温压场和风场分布,改变后的气象要素场能使暴雨更强烈发展。另一方面随着这种相互作用过程的进行,不利于暴雨的因子(如层结稳定度)也在发展,最后能成为使暴雨减弱或消

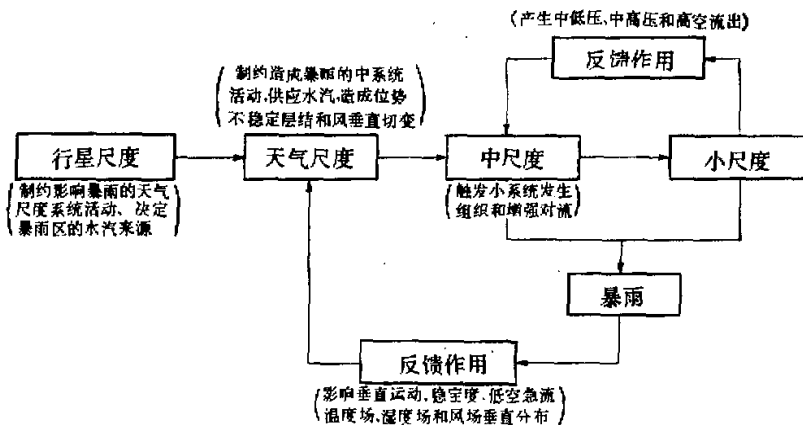


图 18 “758”暴雨中四种尺度相互作用示意图

亡的主要因子。暴雨的发生、发展和消亡就是在各种系统的相互作用中完成的。在“758”暴雨中存在着四种尺度天气系统(表 2)。这四种尺度的相互作用可用图 18 表示。可以看到中尺度系统起着非常重要的作用。

最后我们给出“758”暴雨的维持过程(图 19)。在热力和动力条件都满足的地区和时段可出现强对流性暴雨。暴雨的正反馈作用又使对流活动发生发展的热力和动力条件增强,从而出现更强的对流性暴雨。但这种相互作用过程不可能一直继续下去,一方面由于

表 2 “758”暴雨中各种尺度天气系统

天气系统分类	时 间 尺 度	空 间 尺 度	天 气 系 统
行 星 尺 度	1 周左右	6000 公里	长波脊、大洋中部槽、热带辐合区
天 气 尺 度	1—4 天	400—600 公里	台风和低层波动
中 尺 度	4—12 小时	100—200 公里	中尺度切变线或辐合线
小 尺 度	几十分钟到几小时	几公里—几十公里	雷暴和雷暴群

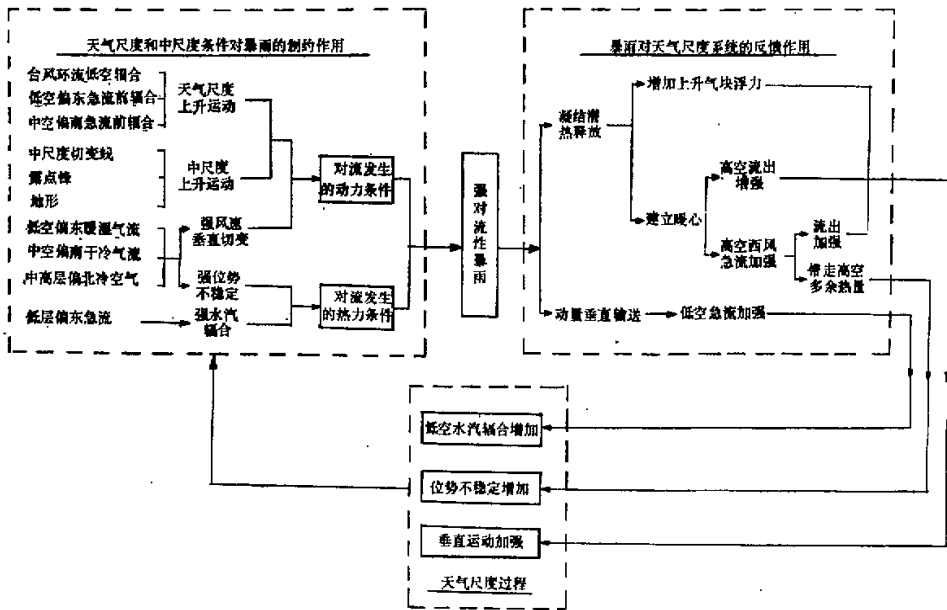


图 19 “758”暴雨维持的流程图。

不利于暴雨发生发展的因子在加强;另一方面大范围环流形势也在发生变化,这使垂直运动场、水汽辐合区等都发生变化,最后使暴雨减弱或停止。

致谢: 感谢陶诗言同志的热情指导。在计算中谢安同志给了很大帮助。王婧婧同志协助作了许多工作,对此表示谢意。

参 考 资 料

- [1] “758”暴雨研究组, 1975 年 8 月河南特大暴雨研究报告, “758”暴雨研究会战领导小组, 1977 年 8 月。
- [2] O'Brien, James, J., Alternative solutions to the classical velocity problem, *Jour. Appl. Meteor.*, vol. 9, 1970, pp. 197—203.
- [3] T. Takeda, N. Moriyama, Y. Iwasaka, A case study of heavy rain in Owase area, *Jour. of Meteor. Soc. Japan*, vol. 54, 1976.