

“75.8”河南特大暴雨的动力学分析*

“75.8”暴雨会战北京组**

提 要

采用比较完全的 ω 方程,计算了暴雨期间大范围垂直运动场。指出导致各种天气过程与垂直运动大小的关系以及水汽凝结潜热的突出影响;得到了登陆台风和暴雨区的三维运动图案。另外,对于用某些天气学分析的结论,如弱冷空气活动、东风气流和上游热带涡旋等对暴雨的影响,用定量计算的结果给予澄清和肯定,揭露了台风反覆转向时垂直结构的变化。最后,给出了暴雨预报的着眼点。

1975年3号台风和河南暴雨引起了各方面的重视,进行了广泛的天气学分析,已得出了某些结论^[1-3]。其中,也曾对某些物理量,如水汽输送和辐合、垂直运动(ω)等作了计算。由于所采用方法的限制,虽然结果是定量的,却只能作定性的考虑和应用。为了进一步弄清暴雨的成因,应当采用能表达各种天气过程的比较严谨的数学方程来进行定量计算,以区分造成这次暴雨的主要的和次要的天气过程,从而为天气图预报和数值预报模式的设计提供依据。

比较完全的 ω 方程是由全风速的涡度方程和非绝热的热力学方程等推导出来的。其右端各项,表示各种气象要素分布所形成的天气过程对 ω 的影响,从而比较全面地考虑了导致垂直运动的各种天气过程。将方程的右端作为强迫函数,分别用数值法解出 ω ,并对这些 ω 的大小进行比较,就得出了关于垂直运动的各种天气过程的主次关系,从而区分了促成大范围暴雨的主要的和次要的天气过程。利用计算所得到的垂直运动和观测到的水平运动,可以绘制大气的三维运动图案。这对于理解大范围暴雨的成因是有意义的。

北京会战组的工作是按上述的想法进行的。

一、计 算 方 法

1. ω 方程

比较完全的 ω 方程,其右端的强迫函数有十二项。根据已有的工作^[4,5]和讨论对象的具体情况,这里只计算了其中的六项。 ω 方程的形式为:

* 本文于1979年2月10日收到。

** 这是“75.8”河南特大暴雨会战整个研究工作的一个方面,于1976年5月提出油印本报告。本文对原报告在文字上做了删减,由北京大学地球物理系谢义炳、谢安、张镔执笔和整理。原工作参加人员有:游景炎(河北省气象局)、刘长秀(河南省气象局)、宋贤明(河南省气象局)、姜山青(吉林大学)以及北京大学地球物理系谢义炳、杨大升、张镔、蒋尚城、谢安、肖文俊。北京大学地球物理系气象专业1973级学员参加了一部分工作。

$$\sigma \nabla^2 \omega + \bar{f}^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial P^2} = F_1 + F_2 + F_3 + F_4 + F_5 + F_6 \quad (1)$$

右端的强迫函数分别为:

F_1 : 地形与摩擦, 解出的垂直速度为 ω_1 。

F_2 : $f \frac{\partial}{\partial P} (\zeta \nabla^2 \chi)$, 散度的影响, ω_2 。

F_3 : $f \frac{\partial}{\partial P} J(\psi, \zeta_a)$, 绝对涡度平流随高度的变化, ω_3 。

F_4 : $-2 \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial}{\partial P} J \left(\frac{\partial \psi}{\partial x}, \frac{\partial \psi}{\partial y} \right)$, 变形场的作用, ω_4 。

F_5 : $\Pi \nabla^2 J(\psi, \theta)$, 温度平流的 Laplace, ω_5 。

F_6 : $-\frac{R}{C_p P} \nabla^2 H_L$, 潜热项, ω_6 。

其中, $\sigma = -\frac{RT}{P\theta} \frac{\partial \theta}{\partial P}$ 为干空气的稳定度参数。本文采用标准大气的 σ 值。

$\Pi = \frac{RT}{P\theta}$, θ 为位温。

ψ 是流函数, 表示有旋无源流场。 χ 为速度势, 表示无旋有源流场。

其他为常用符号。

2. 模式和资料

我们采用的是五层模式, 即把 100、300、500、700 和 900 毫巴作为基本层。为了得到 900 毫巴的值, 用 700 毫巴、850 毫巴和地面的记录进行插值(采用拉格朗日对数插值公式)。对整个计算工作, 输入的资料有: 测风记录 u 和 v (100, 300, 500, 700, 850 毫巴和地面)、温度 T (100, 300, 500, 700 和 850 毫巴) 和温度露点差 $T - T_d$ (500, 700 和 850 毫巴)。此外, 还输入大地形资料, 网格距取 150 公里。

3. 流函数

在 ω 方程右端的强迫函数中, 所有的流场都采用流函数 ψ 。 ψ 的计算方法是先通过测风资料求出散度 D 和相对涡度 ζ 。假设速度势的边界值为零, 解方程

$$\nabla^2 \chi = D \quad (2)$$

即得到 χ 值。有了 χ 值后, 按公式

$$\frac{\partial \psi}{\partial s} = -V_n + \frac{\partial \chi}{\partial n} \quad (3)$$

进行环积分, 定出 ψ 的边界值。再解方程

$$\nabla^2 \psi = \zeta \quad (4)$$

即得到各等压面上的流函数 ψ 。

4. 地形和摩擦

$$\omega_0 (\text{地形}) = -\rho_0 g \vec{V}_0 \cdot \nabla h \quad (5)$$

式中 \vec{V}_0 为地面实测风, h 是地形高度。

$$\omega_0 (\text{摩擦}) = -\rho_0 g \zeta_{850} \sqrt{\frac{K}{2f}} \sin 2\nu \quad (6)$$

式中 K 是湍流系数, 对于我国的实际情况, 取 $K=15$ 米²/秒 较为合适。相应地, 式中的相对涡度 ζ 用 850 毫巴上的值代入。 ν 是摩擦层里等压线与实际风的夹角, 在陆地上 $\nu=22.5^\circ$, 在海上 $\nu=15^\circ$ 。

地形和摩擦所引起的垂直速度 ω_1 由方程

$$\sigma \nabla^2 \omega_1 + \bar{f}^2 \frac{\partial^2 \omega_1}{\partial P^2} = 0 \quad (7)$$

和边界条件: $P=0, \omega=0$;

$$P=1000 \text{ 毫巴}, \omega = \omega_0 = \omega_0 (\text{地形}) + \omega_0 (\text{摩擦})$$

来决定, 即应用非齐次的边界条件求解齐次方程。而对于 $\omega_2, \omega_3 \cdots \omega_6$ 则相反, 即解非齐次方程, 代入齐次的边界条件: $P=0$ 和 $P=1000$ 毫巴, ω 都为零。

5. 潜热

采用第二类对流参数化方法, 对 (1) 式中潜热项进行计算。其物理意义是考虑由于天气尺度所引起的水汽净辐合, 在上升运动的作用下, 水汽凝结放出相变潜热。这种潜热的一部分加热了大气, 使上升运动加强。潜热的加热函数用下式计算^[4]:

$$H_L = LgAI \frac{1}{q_{SB}} \frac{\partial q_{SB}}{\partial P} \quad (8)$$

式中 L 是凝结潜热, g 是重力加速度, q_{SB} 是摩擦层顶部的饱和比湿。 A 为比例系数, 应从大量实例计算中统计得到。在这次计算中, 取 $A=0.2$ 。 I 是单位面积空气柱里水汽的净辐合量, $I = I_1 + I_2$, I_1 为水平辐合, I_2 为垂直输送:

$$I_1 = \frac{1}{g} \int_{900}^0 \nabla \cdot \vec{V} q dp \quad (9)$$

$$I_2 = -\frac{1}{g} \omega_B q_B \quad (10)$$

式中 ω_B 和 q_B 分别为摩擦层顶部的垂直速度和比湿。从实际的降水资料分析, 规定要同时满足以下三个条件才可能有潜热释放:

- (a) $I > 0$, 即水汽是净辐合的。
- (b) $\omega_{1-5} < 0$, 即除潜热项以外的前五项垂直速度之和是上升运动。
- (c) $T - T_d \leq 4^\circ\text{C}$, 即水汽近于饱和。

因此, 可以想象, 在计算范围内只有少数格点才有 ω_6 值, 这些地方就是降雨区。

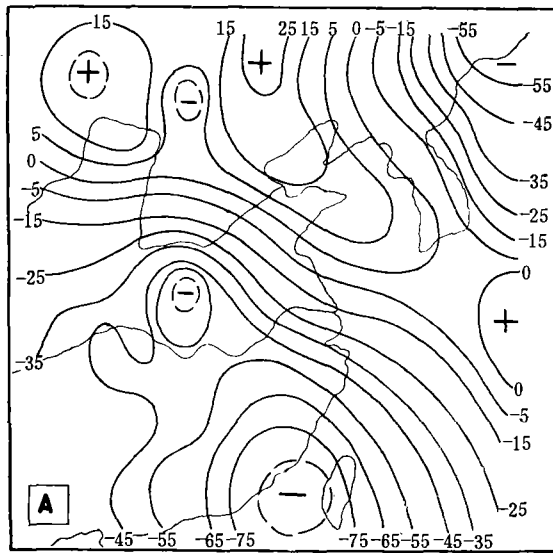
二、计算结果

1. 流函数图

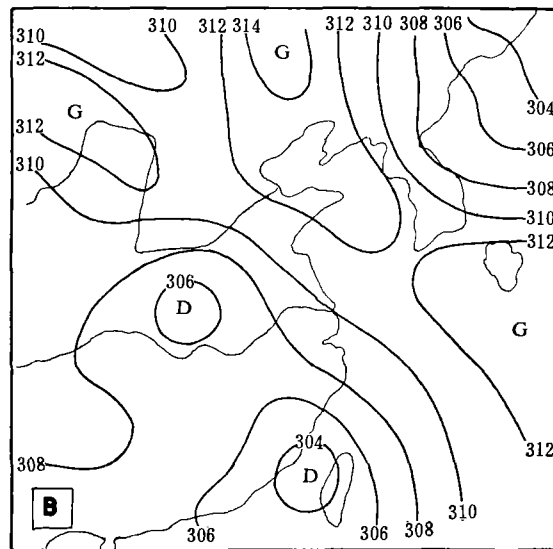
流函数是描述中、低纬度天气系统的较好的工具, 在夏季尤为适合。它能比较清楚和客观地描述各天气系统的位置、强度以及东南风低空急流的强度。比较图 1A 和 B, 流函数的优点是显而易见的。由于测风记录比探空记录多, 可以使原始资料读得比较准确。因此, 我们这次计算的结果比用准地转模式有所改进。

2. 水汽输送

为了了解这次特大暴雨过程中的水汽输送情况, 首先分析了 8 月 5, 6, 7 三天 20 时



A



B

图 1 1975 年 8 月 7 日 20 时
(A) 700 毫巴流函数图, (单位: 10^5 米²/秒) (B) 700 毫巴高度场

地面 T_a 的分布。在暴雨区内, T_a 平均在 25°C 以上, 比湿约为 20—21 克/千克。在它的上风方向, 则存在一个相对的湿区, 这里 T_a 为 26 — 27°C , 比湿约为 21—23 克/千克。这湿区是一个向东边海上开口的水汽通道, 与低空东南风急流位置大体一致。

为了进一步弄清水汽来源, 我们还计算了 8 月 4—8 日的水汽输送 ($\frac{1}{g}\vec{v}q$) (只计算了 500, 700 和 850 毫巴三层), 结果表明, 这次河南特大暴雨的水汽, 主要来自西太平

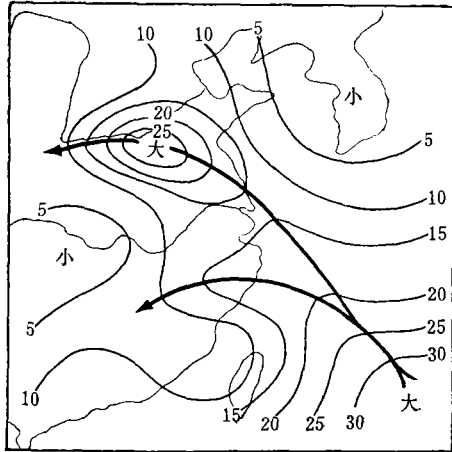


图 2 8 月 7 日 20 时 850 毫巴水汽输送图
(单位: 克/厘米·毫巴·秒)

洋。暴雨初期，一部分水汽来自南海和孟加拉湾，它们和东南气流在江淮流域下游汇成一支，以东南气流的形式进入暴雨区。6 日 20 时后，几乎全部水汽都来自西太平洋。从冲绳经我国长江口到河南，一直维持一条东南水汽输送带，其中以 7 日 20 时最强（图 2）。比较图 1A 和图 2 可以看出，最大水汽输送轴和最强东南风轴线是相当一致的。计算结果还说明低层水汽输送的重要性。500，700 和 850 毫巴水汽输送量之比约为 1:2:4。

水汽输送虽然是降水的重要条件，但降水的产生还必须有水汽的集中。因此我们还

计算了水汽通量散度 ($\nabla \cdot \frac{1}{g} \vec{V} q$)，单位是克/毫巴·厘米²·秒，即在底面积为 1 平方厘米，厚度为 1 毫巴的单位体积里，每秒的水汽增减量。从台风中心附近和暴雨区的水汽通量散度随时间变化情况可知，在暴雨最大的时刻，低层水汽的辐合达到了最大值。

3. 垂直运动各因子的比较

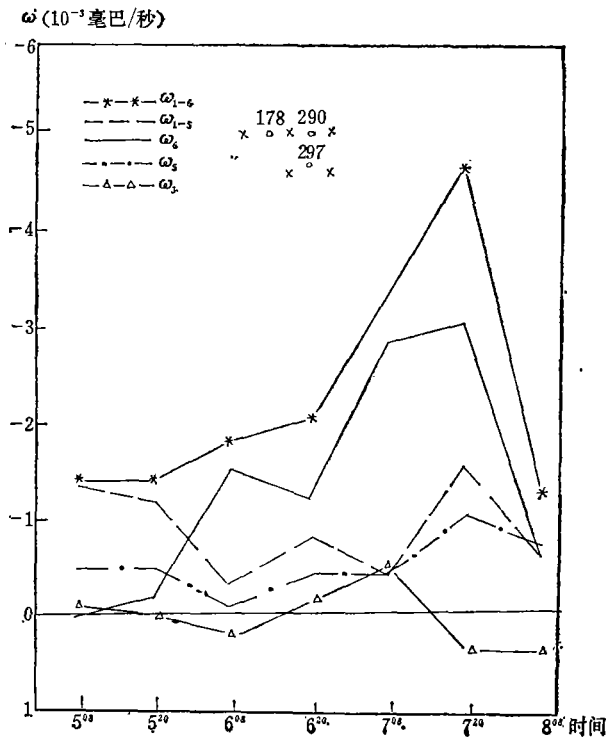


图 3 800 毫巴上， ω 方程中各项的比较， ω 值是暴雨区五个格点平均值
图中，x 表示格点，位于 178，290，297 三站附近

为了对各项进行比较,选取暴雨区附近五个网格点的平均 ω 作时间剖面图。从800毫巴的情况(图3)可看出,在6日08时以后潜热项的作用最为重要。这说明了在夏季暴雨问题的分析讨论中,引进潜热的重要性。现将各项的计算结果分述如下:

ω_1 : 它是由于地形和摩擦产生的近地面层垂直运动(ω_0)。它在低层的作用是明显的,而对中、高层的作用则微不足道。对于暴雨区来说, ω_0 (地形)只有 ω_0 (摩擦)的1/10到1/20,摩擦的作用是不可忽视的。必须着重指出,我们强调摩擦的重要性,并不在于它对各层垂直速度的贡献(即 ω_1),而在于对低层水汽垂直输送的作用(见后面 ω_6 的讨论)。

ω_2 : 这是散度与相对涡度的乘积随高度的变化项。它对于总的效果贡献不大。另外,因为 ζ 与 D 的关系除了在低层有一定的相关外,在其他层次不一定有确切的对应关系。所以 ω_2 不易在日常天气图上直观应用。在此不作详细讨论。

ω_3 : 绝对涡度平流的垂直变化项。一般认为,它对中高纬度气旋的发展,作用是明显的。然而对这次登陆的台风,其作用就不很明显。这是因为台风附近的涡度平流不强及台风轴线近于垂直之故。从图3可见, ω_3 数值很小,而且到了暴雨过程的后期, ω_3 为下沉运动。产生这种现象的原因,可能是7日08时以后,登陆台风再度加强,但这只是表现在低层气旋性环流的加强。因此,在低层正涡度平流随高度是减小的($\omega_3 > 0$)。

ω_4 : 变形场的作用。这项在中纬度移动性的气旋和锋面附近,有一定的作用。但在本个例中,由于台风移动缓慢,风场的垂直变化也较小,因此 ω_4 几乎不起作用。

ω_5 : 冷暖平流的水平分布项。暖(冷)平流中心区往往是上升(下沉)运动,而且 ω_5 随温度平流的水平梯度加大而加强。从整个过程来看, ω_5 比前面讨论的四项都稍大,而且它的变化趋势和总的垂直速度 ω_{1-6} 趋势相同,这也间接说明了 ω_5 的相对重要性。

ω_6 : 潜热项。这是暴雨期间贡献最大的项。在讨论这项时,不能离开上节所给出的三个条件。从(8)式可知, ω_6 的大小与 I 关系很大。要造成单位面积空气柱里有较大的水汽净辐合,首先要有持续不断的强水汽输送,同时要有辐合的机制(如低涡、气旋、登陆台风等)。这次特大暴雨,除登陆的三号台风外,其上游的一连串热带涡旋,特别是位于台湾海峡的强热带涡旋,起着十分重要的作用。我们从 ω_6 的分析中,突出了水汽的水平输送和辐合对登陆台风能够维持或再度增强的作用。此外,由于摩擦引起的水汽向上输送,使 I_2 约占总 I 的 $\frac{1}{4}$ 到 $\frac{1}{3}$ 。这说明摩擦作用不能忽视。众所周知,摩擦总是消耗动能的,但在一定的条件下(低层水汽充分),摩擦对于登陆台风的维持又有一定的贡献。

我们强调潜热的作用,并不是说前五项的作用可以不加考虑。回顾计算 ω_6 的条件, ω_6 是以 ω_{1-5} 为背景的,它们的关系是十分密切的。

综上所述,就本例各个因子的重要性来说,潜热的作用是居第一位的,温度平流第二。在计算问题上,除了变形场的作用外,其他各项都有计算的必要。如果考虑到在天气图上的直观应用, ω_2 可以不计算。图4是7日20时800毫巴总垂直速度的分布图,可看出我国大陆上有三个比较大的上升运动中心:最强的在河南省;另一个位于河北省南部和东部,所对应的系统是和台风倒槽相结合的风槽,它造成河北省的大暴雨;东

南沿海的上升区与台湾海峡的热带涡旋相联系,在那里也出现了较大范围的暴雨。

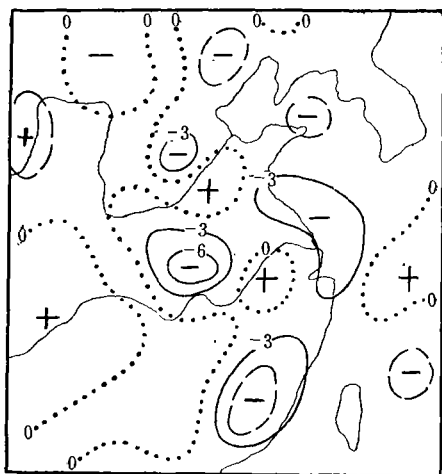


图 4 8月7日20时800毫巴 ω_{1-6}
(单位: 10^{-3} 毫巴/秒)

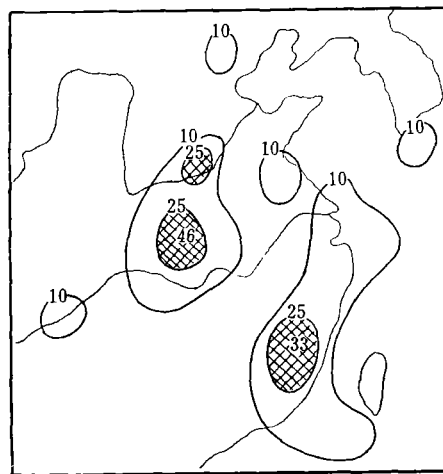


图 5 8月7日20时6小时降水量(单位:毫米)。
(图中斜线内的数值表示极值)

4. 雨量

由(9),(10)式计算了 I 后(以900毫巴 ω_{1-6} 代替(10)式的 ω_B),在满足上节所给的潜热释放三个条件的网格点上,计算出可能的降水量(图5)。和大尺度天气图上的雨量实况相比较,雨区范围比较接近。7日20时,河南省的暴雨中心是75毫米/6小时,计算值是46毫米/6小时。计算结果是网格平均值。这个计算值折合日降水强度达180毫米/日,就网格平均值而言(网格面积为 150×150 平方公里),其六小时降水总量约10亿立方米,流量达46000米³/秒。

5. 小地形的作用

上述计算的垂直速度和可能的降水量,与单站所观测到的降水强度极值比较,仍有很大差距。其原因,除了中小尺度系统的作用外,小地形的作用也是重要的。下面以板桥水库附近地区为例,说明这种小地形的作用。板桥附近的地形有如一个向东北偏东开口的喇叭口。此地形对东北风的作用有二:一是爬坡作用;二是喇叭口效应,即由于地形收缩而使地面风速加大。当登陆台风迂迴于桐柏山区时,沙河河流域盛行较大的东北风。上述两种作用都比较显著,我们选取板桥水库南岸一个有代表性的点进行计算。利用遂平站地面风(7日20时为东北风8米/秒),计算结果(网格距取8公里)为:

$$\omega'_0 = -\rho_0 g \vec{V}_0 \cdot \nabla h = -62 \times 10^{-3} \text{毫巴/秒。}$$

而喇叭口地形的出口宽度和板桥水库附近内口宽度之比约为1.5:1。因此,综合这两种作用,垂直速度应为:

$$\omega_0 = -\left(1 + \frac{1}{2}\right) \times 62 \times 10^{-3} = -93 \times 10^{-3} \text{毫巴/秒}$$

有了地形造成的上升速度,可按式计算地形性降水:

$$R = \frac{1}{2} F \omega_0 \times 1.5 \text{毫米/小时}^{[6]} \quad (11)$$

F 为凝结函数。代入 ω_0 及 F 值, 7 日 20 时地形性降水为 23 毫米/小时。

在同一形势下, 降水强度的分布极不均匀。在背风坡, 地形的作用可以产生下沉运动。如距板桥水库只有 400 公里的泌阳, 7 日降水量只有板桥的十分之一。

三、讨 论

1. 登陆(7503 号)台风结构的演变

根据通过台风中心东—西线上 850 毫巴的冷暖平流随时间的变化图(图略)可看出: 1975 年 8 月 5 日 20 时、6 日 20 时和 7 日 08—20 时共有三次弱冷空气进入台风区, 这在通过台风中心的南北向垂直环流上有明显的反映。5 日 08 时台风仍基本上保持其热带涡旋的对称垂直环流型, 台风北边的上升气流已加入了弱冷锋环流; 5 日 20 时台风与华中弱冷锋正面相遇, 弱冷空气进入台风, 二者的垂直环流合併(图略)。6 日 08—20 时的演变(图 6 A、和 B)与 5 日有些相似, 但进入台风的是河套地区弱冷锋西南端的薄层冷空气, 冷空气迅速下沉消失, 台风有所加强。7 日 08 时(图 6 C)为台风登陆后发展最完整的垂直环流, 上升气流最强区稍偏台风中心的北方, 反映北方薄冷空气的影响, 促使台风东南方暖湿气流剧烈上升。7 日 20 时(图 6 D)弱冷空气从偏北的各个方向进入台风区, 北方冷空气的下沉运动是很明显的。台风及其上升运动都稍有加强, 但由于北方冷空气的影响, 台风区的垂直环流并未完全恢复到对称的台风垂直环流型。

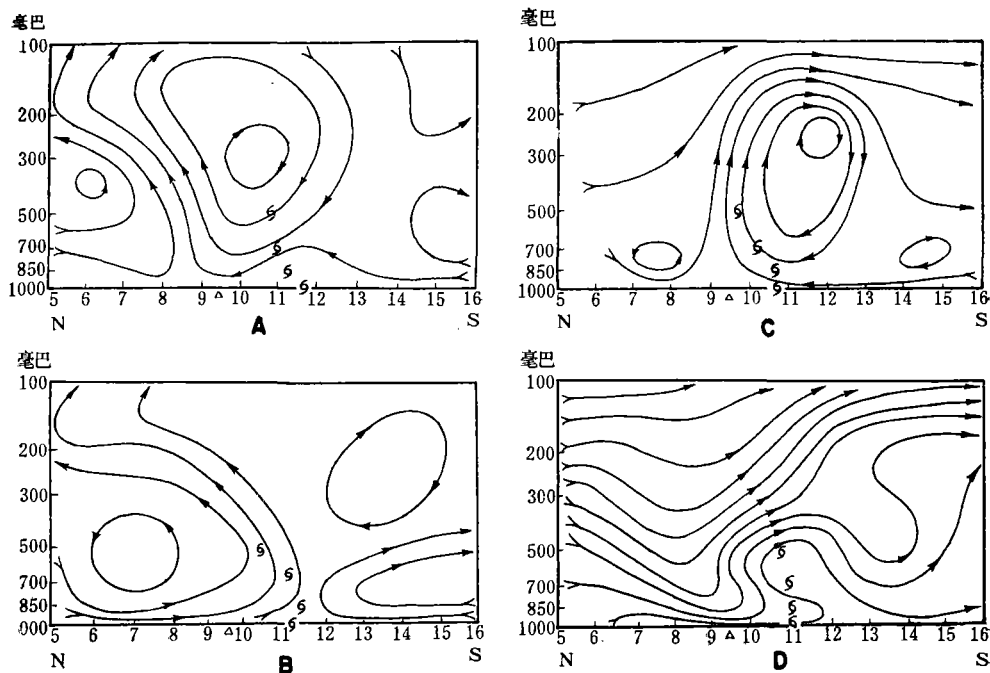


图 6 通过台风中心的南北向垂直环流

横坐标是计算网格的南北向行数顺序, 格距 150 公里, Δ 为暴雨区位置

A 1975 年 8 月 6 日 08 时

B 1975 年 8 月 6 日 20 时

C 1975 年 8 月 7 日 08 时

D 1975 年 8 月 7 日 20 时

2. 河南暴雨区三次降水过程以及 7503 号台风上游东风和热带涡旋的作用。

与三次弱冷空气进入台风区相对应，河南暴雨区出现三次降水过程。第一次是台风倒槽降水，是位于长江南岸的 7503 号台风东边潮湿偏南气流与华中弱冷空气辐合上升所致；第二次是台风直接影响，暴雨区位于台风的东北部，是上升速度最大区。7 日 08 时台风中心到达最北纬度，此时台风的移动缓慢得近于停滞。与此同时，原来在我国台湾省东边的热带涡旋向西北移动，并向 7503 号台风靠近，使河南暴雨区的偏东风显著加强，水汽辐合和上升速度达到最大，而产生了最强的第三次降水过程。可以认为，这次过程是由于台风本身及其上游与之靠近的热带涡旋的影响所造成。

由暴雨区上空 850 毫巴东—西向冷暖平流的时空剖面图(图 7)可知：暴雨区三次降水过程和冷暖空气活动关系密切，几乎每一次都表现出暴雨区西侧的冷平流和东侧的暖平流同时加强。

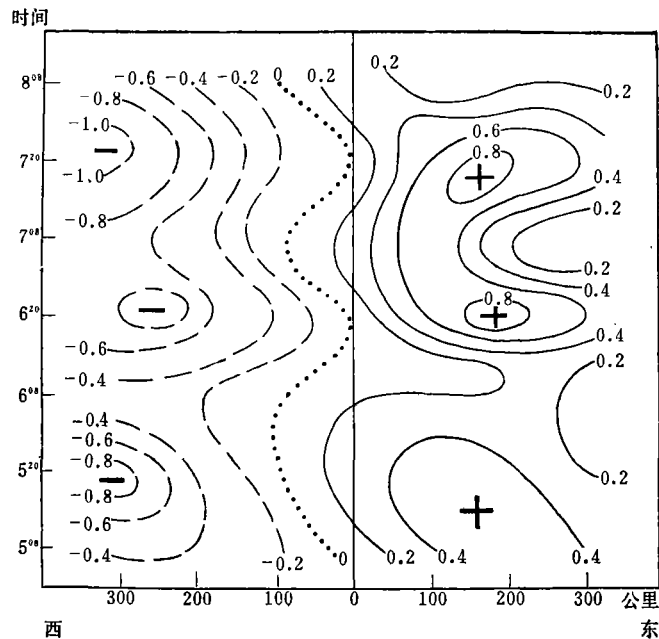


图 7 暴雨区上空 850 毫巴冷(-)暖(+)平流时空剖面(单位： $10^{-4}\text{C}/\text{秒}$)。
(0 点位置在 57178 和 57297 站之间)。

7503 号台风登陆后，能够维持同时于 6 日 20 时开始还稍有加强，并在暴雨区产生大量的降水，这当然也取决于台风上游来自太平洋上的东风气流。根据资料图表(略)可知，5 日 20 时、6 日 20 时和 7 日 20 时，这支宽阔的东风气流显著增强，厚度加大，并在 850 毫巴上出现极大值，7 日 20 时尤为明显。

6 日 20 时，一个热带涡旋移到台湾省和琉球群岛之间的海面，其中心于 7 日移到台湾海峡并迅速与 7503 号台风逼近，热带涡旋和台风之间的东风脊逐渐削弱。7 日 08 时以后，7503 号台风已成为热带涡旋边沿上的一个小涡旋。这些不仅影响台风运行的

路径,也使指向它的东风气流具有较厚的湿层,使之向西输送大量水汽。

3. 预报着眼点

根据对 7503 号台风的天气学分析以及本文的动力学计算,可概括出关于登陆台风维持及其导致大范围暴雨的预报框图(图 8)。

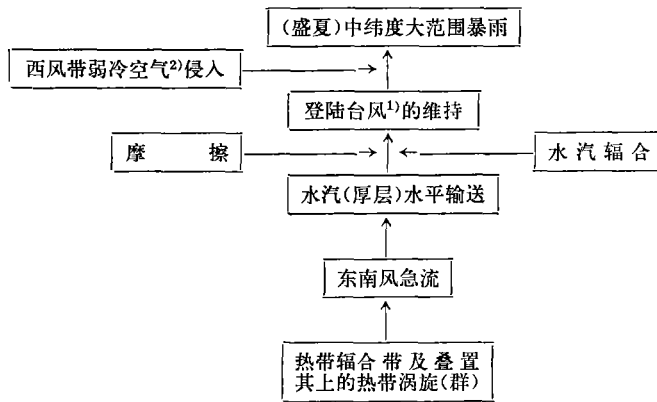


图 8

显然,如果直接降水系统就是登陆台风本身,而这个台风又是热带辐合带涡旋群的成员之一,我们就应当注意整个涡旋群的活动,特别要注意紧邻台风上游那个涡旋对台风的制约和影响。如果导致中纬度大范围暴雨的直接降水系统不是台风,而是其它系统时,^[7-10]我们应注意我国东部海域,是否有台风或热带涡旋(群)活动,以及它们对直接降水系统的制约和影响。

如前所述,7503号台风导致河南特大暴雨共有三次过程。从这三次过程的整体来看,面对中、低纬流场,实质上就是在8月5—7日三天内,以7503号台风为中心的热带波动和涡旋群的活动及其与弱冷空气相互作用的一种短期过程。另外,由[7,8]可知,1975年7月底,河北省东部暴雨过程的直接降水系统是黄河气旋,而东部海上的7502号台风是受其制约和影响的系统;1975年8月中旬,河北东北部暴雨过程的直接降水系统是低涡,而东南方海上的7504号台风是受其制约和影响的系统。如果从整体来看,1975年7月底到8月中旬约三个星期内,面对中、低纬流场,实质上可认为是以7502号、7503号、7504号台风为中心的更为庞大的热带涡旋群的活动及其与中、高纬系统相互作用的一种中期过程。

要想做出较为理想的中纬度大范围的暴雨预报,在盛夏不仅要注意西南风急流的活动,而且还要重视热带涡旋(群)和与之相联系的东南风急流的活动。因此,研究低纬热带辐合带以及叠置其上的热带涡旋(群)活动的规律是很必要的。根据初步分析,这是有一定规律的^[11]。

关于西风带弱冷空气的活动,是产生中纬度大范围暴雨的必要条件。估计弱冷空气侵入的时间以及侵入的地点、方向和深度(相对于直接降水系统而言),对预报暴雨出现

1) 也可以是除登陆台风之外的其它直接降水系统,如气旋、低涡、切变线、东风波和台风倒槽等。

2) 多表现为偏东北风。另外,个别情况也可以是较强冷空气侵入。

的时间和雨量的大小或许是主要的。

参 考 文 献

- [1] 中央气象台编印, 1975年8月河南、湖北特大暴雨的初步分析(油印本), 1975年11月。
- [2] 北京大学地球物理系气象专业, 河北省气象局气象台, 关于1975年3号台风的三个问题, 河北省“1975年暴雨分析”文集, 1976年3月。
- [3] “75.8”暴雨会战南京组, “75.8”河南特大暴雨成因分析(讨论稿), 1976年3月。
- [4] Krishnamurti, T. N., A diagnostic balance model for studies of weather systems of low and high latitudes, Rossby number less than 1, *Monthly Weather Review*, **96** (1968), 197—207.
- [5] Krishnamurti, T. N., A study of a developing wave cyclone, 同上, 208—217.
- [6] 今田克, 广岛县的雨量预报, 研究时报, 1960年10月。
- [7] 同[2], 一次黄河气旋特大暴雨过程分析, 大气科学, 1976年第1期, 6—15.
- [8] 同[2], 河北东北部盛夏一次暴雨过程初步分析。
- [9] 河北省气象局, 1963年8月上旬河北省特大暴雨过程分析, 华北区第一届气象技术经验交流会议论文汇编, 1965年6月。
- [10] 河北省气象局气象台, 1962年7月下旬台风暴雨过程分析(油印本), 1975年。
- [11] 北京大学地球物理系热带天气研究组, 国家海洋局水文气象预报总台, 夏季热带低层环流及其中期变化的初步分析, 热带天气会议论文集, 科学出版社, 1976年。

A DIAGNOSTIC ANALYSIS ABOUT THE “75.8” HEAVY RAIN IN HENAN

Beijing Group, “75.8” Heavy Rain Cooperative Research

Abstract

During the heavy rain period, the large-scale vertical velocity is computed using the comparatively complete ω -equation. It is shown that the item of latent heat is the most important in various vertical velocity producing processes. The three-dimensional motion pattern through the central part of no. 3 typhoon, 1975, and the heavy rain area are shown. Some of the synoptical analysis conclusions for heavy rain, such as weak cold air and east air flow as well as tropical vortices upstream, are affirmed by the computed results. The variation of the structure of typhoon during the period of changes of direction of motion is shown. Finally, a scheme for prediction of the heavy rain is proposed.