

产生强暴雨的一种风压场

刘 春 蓁

(水利部水文水利调度中心)

提 要

本文给出了一种在西风槽与台风间接影响共同作用下产生的强暴雨模型。针对这种类型的暴雨,计算并讨论了850、700、500及300mb等压面上散度方程右端各项的数值,并给出了这类暴雨的预报方法。

一、问题的提出

中低纬天气系统相互作用产生强暴雨这一事实在暴雨预报业务中得到了广泛的证实。这种相互作用问题的研究^[1],对提高大暴雨预报的准确度无疑是十分有意义的。

中低纬系统的相互作用形式多种多样,其中一种可以产生强降雨的是暖性对流云团与西风带高空槽的结合。例如与西南气流相连的季风云团与西风带高空槽作用后产生西南涡及强降雨;深入内陆的台风减弱成暖性对流云团后与西风槽相遇也可产生强降雨;另外,受登陆北上台风的间接影响,在东南风或南风低空急流前部往往可以发展暖性对流云团,它们与西风槽相互作用后,在我国北方可以产生特大暴雨。这种类型暴雨发生前的背景场有以下特点:

1. 地面有一近似东西向的锋区及切变线,锋区北侧的冷空气很弱也很浅薄。

2. 我国苏浙闽一带有台风登陆北上,此台风与西太平洋副热带高压之间在850—700毫巴左右有一支很强的接近南北向的低空急流。

3. 高空有西风带冷槽,或低值系统东移,300毫巴高空急流明显。

关于这种类型暴雨,我国气象工作者^[2]研究了东南低空急流的作用,指出这支急流是台风与中纬度系统相互作用的枢纽。蒋尚城^[3,4]通过分析暴雨区周围的垂直剖面图,给出了一种中低纬系统相互作用而产生的锋面热力场结构。湿斜压锋区贮存的能量为强暴雨的产生提供了条件。显然,湿斜压大气所具有的内能位能只有在有利的动力条件启动下才能得到最充分的释放。

我们注意到,对于这种类型暴雨,在低空切变线上发展起来的暖性对流云团与一般切变低涡的对流云团有一明显的不同,后者与闭合的低压环流相连,气旋性风场和气压场可以从近地面层一直延伸至500毫巴,强者甚至达300毫巴。而上述的暖性对流云团生成时,切变线仅出现在850毫巴以下极浅薄的一层大气中,850毫巴以上为西伸的高压脊,未来24小时的特大暴雨区位于低空急流前方与高压脊线相交处,尤以700毫巴高压脊线

最为接近。

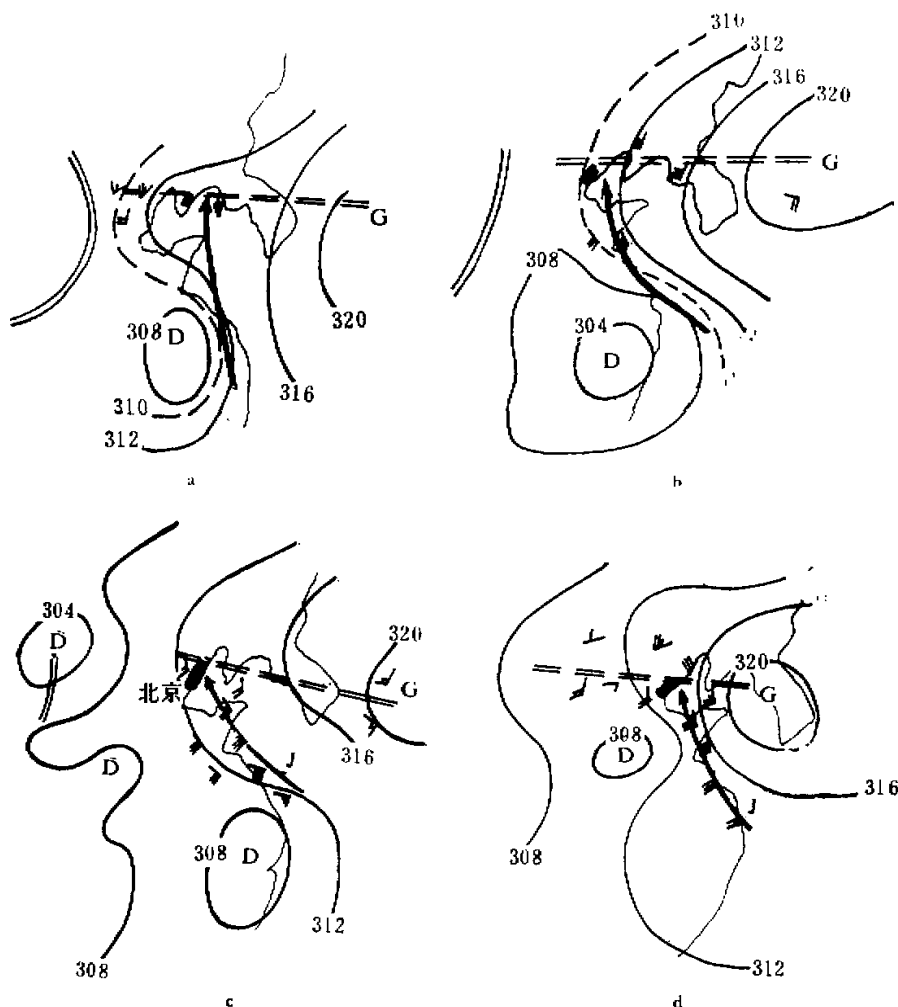


图1 四次暴雨 (a: 1960年8月3日08时; b: 1962年7月24日08时; c: 1977年7月26日08时; d: 1978年7月25日08时)的700mb图。细实线为等高线, 双线为槽线, 双断线为脊线, 粗矢线表示低空急流, 阴影区为暴雨区

下面给出四次属于这种类型的暴雨过程, 图1为这四次暴雨的700毫巴图。这四次暴雨分别是1960年8月3日辽宁太子河暴雨洪水(本溪市日雨量302.9毫米); 1962年7月24日河北东北部暴雨(滦南日雨量374毫米); 1977年7月26日唐山地区司各庄暴雨(日雨量464毫米); 1978年7月25日天津蓟县暴雨(日雨量395毫米)。从图1可以看到, 暴雨区都位于700毫巴脊线与低空急流相交处的左侧中尺度(约9万平方公里)范围内。

本文拟从散度方程出发对在高压脊线附近低空的辐合风场是如何得到发展并维持的, 以及高空槽与其相连的高空急流除了提供辐散场外是否还有其它的动力作用等问题予以阐述。

二、低空中尺度强辐合及高空中尺度强辐散产生的一种机制

我们将对散度方程进行分析与计算。比较散度方程、涡度方程、静力稳定度方程和位涡方程, 可以发现散度方程的平衡性质最差, 方程中各项大小差别悬殊。例如一般来讲 $f\zeta$ 及 $\nabla^2\phi$ 是两个同号的大项, $f\zeta - \nabla^2\phi$ 表现为大项的小差, 误差较大。然而在大气的某些特殊条件下, $f\zeta - \nabla^2\phi$ 可以不是大项的小差, 其它项的数值也可以相差不多, 而且符号相同, 这时, 散度方程中各项的作用较为明显, 并都导致 $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$ 。因此, 虽然在暴雨预报业务中, 还不能广泛地用散度方程作预报, 然而在某些特定的风场气压场条件下, 借助散度方程的计算和分析, 探求大暴雨的规律还是可行的。

我们将散度方程写成如下形式:

$$\frac{\partial D}{\partial t} = (f\zeta - \nabla^2\phi) - \nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla)\mathbf{V} - \nabla \cdot \left(\omega \frac{\partial}{\partial p} \right) \mathbf{V}$$

式中 D 为水平散度, ζ 为实际风涡度, ϕ 为位势高度, f 为柯氏参数。由于讨论的是强烈发展的中尺度系统, 这里我们略去了小一个量级的 βu 项。上式右端第一项为非地转涡度偏差, $(f\zeta - \nabla^2\phi) < 0$ 为反气旋性非地转涡度偏差, 产生 $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$; $(f\zeta - \nabla^2\phi) > 0$ 为气旋性非地转涡度偏差, 产生 $\frac{\partial D}{\partial t} > 0$; 第二项及第三项分别是水平速度平流的散度及垂直速度平流的散度; 它们的辐合产生 $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$, 它们的辐散产生 $\frac{\partial D}{\partial t} > 0$ 。

在实际大气中, 低层出现 $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$ 的情况是多种多样的。

Fankhauser^[3] 于 1974 年用实测风资料计算飑线附近散度方程各项的数值时得到, 对于大气底层, $\zeta > 0$, $\nabla^2\phi < 0$, $f\zeta - \nabla^2\phi > 0$; $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$ 主要是 $-(\mathbf{V} \cdot \nabla D + \omega \frac{\partial D}{\partial p})$ 项、 D^2 项以及 $-\nabla\omega \cdot \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p}$ 项的作用。孙淑清^[4]则强调指出了 $-\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla)\mathbf{V}$ 项及 $\Delta\omega \cdot \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p}$ 项的动力作用。

在实际大气中, 非地转涡度的作用如何呢? 对于大尺度系统的发展, 准地转平衡假定是个较好的近似。在这种假定下, 运动是在地转平衡态下进行的, 虽然允许非地转风存在, 但实际风涡度总是与地转风涡度平衡, 因此非地转运动受到抑制, 发展过程是缓慢的。对于中尺度系统, 运动不再在地转风平衡态附近摆动, 而是非地转的。在某一段时间内, 非地转风可以得到强烈发展, 其数值可达到 10^4 米/秒, 即与地转风同量级。在实际大气中, 非地转风不可能没有限制地发展下去, 通过涡度场 ζ , 散度场 D 以及位势场 ϕ 三者之

间相互制约、相互调整的关系,非地转运动在地转涡度平衡态附近摆动。

假定开始时, $f\zeta_0 = \nabla^2\phi_0$, 由于风场的不均匀分布导致 $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$; 在地球自转参数作用下, 涡度 ζ 增加。为讨论方便起见, 令 ϕ 场未发生变化, 于是 $f\zeta > \nabla^2\phi_0$, 正的非地转涡度将减弱风场的辐合, 辐合的减弱, 导致涡度 ζ 的减小, 从而 $f\zeta - \nabla^2\phi_0$ 的差值减小。当 $f\zeta < \nabla^2\phi_0$ 后, 又将激发 $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$, 以及 ζ 的增长, $f\zeta > \nabla^2\phi_0 \cdots$ 。于是出现围绕 $f\zeta_0 = \nabla^2\phi_0$ 平衡态的摆动。围绕 $f\zeta_0 = \nabla^2\phi_0$ 摆动的非地转运动要比围绕 $V = V_g$ 摆动的非地转运动高一个数量级。后者一般为 10^0 米/秒, 前者则为 10^1 米/秒。

因此, 在大气底层, 对于辐合的加强, $(f\zeta - \nabla^2\phi)$ 项的作用不可忽视。有时它可以产生 $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$, 有时则可以产生 $\frac{\partial D}{\partial t} > 0$ 。

在一般情况下, $(f\zeta - \nabla^2\phi) < 0$ 可以出现在两种情况下: 一为 $\nabla^2\phi > 0$, $\zeta > 0$, 但 $\nabla^2\phi > f\zeta$ 。作者在 [7] 一文中给出了一种西南涡及切变低涡发展的物理过程。我国西南地区来自印缅的低压槽的前方有较弱的中尺度风场, 但气压场明显的情况, 因此 $\nabla^2\phi > f\zeta$, 另外, 当切变低涡强烈发展时也可以出现 $\nabla^2\phi > f\zeta$ 的情况。

另一种为 $\nabla^2\phi < 0$, $\zeta < 0$, 但 $|f\zeta| > |\nabla^2\phi|$ 。这时位势场为弱的反气旋式涡度, 即弱的高压区, 而流场为相对强的反气旋涡度。这种看起来是反气旋的风压场隐含着破坏它的内在因素。 $f\zeta - \nabla^2\phi < 0$ 意味着辐合将加强, 即使开始流场为弱的辐散, 以后也会被辐合所取代。辐合流场将破坏原来的反气旋流场和高压区而代之以气旋式环流和低压区。

三、计算与分析

我们仅以 1977 年 7 月 26 日河北东部发生的大暴雨为例, 进行详细的计算。关于这次暴雨过程的天气学分析见文献 [2] 及 [3]。

这次过程强降雨发生在 26 日 14 时以后, 表 1 给出暴雨中心司各庄的时段雨量。从 26 日 09 时 08 分的云图上可以看到(图 2), 在未来的暴雨区发展起了一个很强的对流云团 A, 它位于地面切变锋区上, 与 26 日 08 时 700 毫巴高空图对照, 云团 A 是在低空急流前部的高压脊线附近发展起来的, 20 时前它在司各庄产生了 142 毫米降雨。云团 B 与 700 毫巴西风槽主槽前的一个低压相连, 当它与云团 A 结合后, 降雨强度显著加大, 20 时后的 6 小时内降雨达 293 毫米。

为了弄清云团 A 发展起来的风压场特点, 我们用 26 日 08 时资料分别计算了 850、

表 1 1977 年 7 月 26 日 06 时至 27 日 06 时时段雨量

时 段	26 日 8—14	14—20	27 日 20—02	02—08	合 计
雨量 (mm)	31	111	293	29	464

700、500 及 300 毫巴各等压面上的 $f\zeta - \nabla^2\phi$; $-\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot D)\mathbf{V}$; 及 $-\nabla \cdot \left(\omega \frac{\partial}{\partial p}\right)\mathbf{V}$. 计算范围是 $100-125^\circ\text{E}$, $35-45^\circ\text{N}$; 格距为 100 公里*, 下面是计算及分析结果.

1. 对流云团发生在低空 850mb $\frac{\partial D}{\partial t} > 0$, 700mb 至 500mb $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$, 300mb $\frac{\partial D}{\partial t} > 0$ 的环境里. 我们给出各层等压面上暴雨区 9 万平方公里范围内散度方程右端各项的平均值(见表 2). 从表 2 看到, 在暴雨区上空 700mb 以上 $\frac{\partial D}{\partial t}$ 的垂直分布有利于上升运动的

维持和加强. 在 850mb 虽然 $\frac{\partial D}{\partial t}$ 为小的正值, 但暴雨区却位于低空能量锋区(见 [2]), 可见, 对于本文所讨论的暴雨类型, 大气 1.5 公里以下的上升运动主要是由能量锋区维持的, 而在 1.5 公里以上则是由于特定的风压场促使上升运动加强, 从而导致对流云团发展的.

2. 在不同高度上, 散度方程右端各项的贡献不同. 对于非地转涡度项, 在 850mb 为正值, 它是由于风场的气旋式涡度及位势场的反气旋涡度产生的. 在 700mb 它变成负值, 这时风场的反气旋涡度大于位势场的反气旋涡度. 非地转涡度随高度不断减小; 在 300 mb 实际风涡度几乎与地转风涡度平衡.



图2 1977年7月26日09时08分
NOAA-5 红外云图

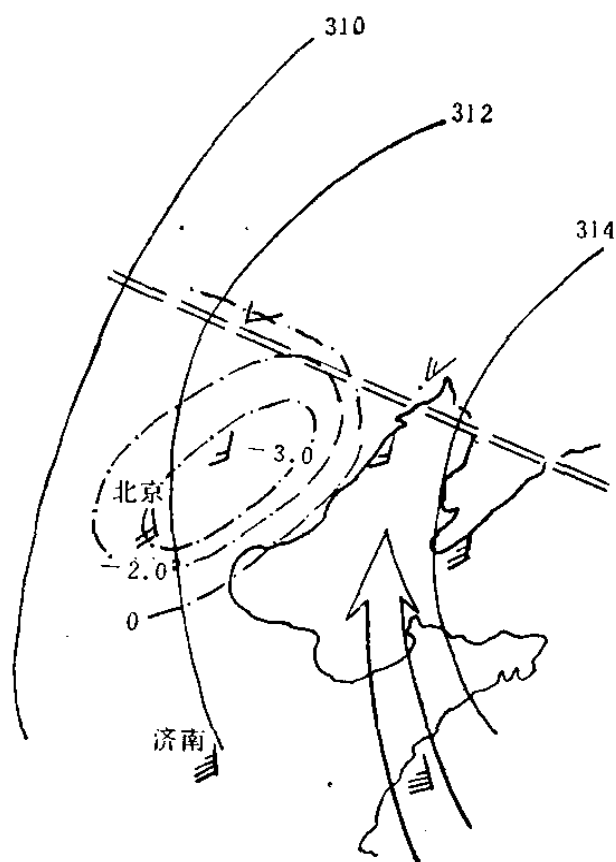
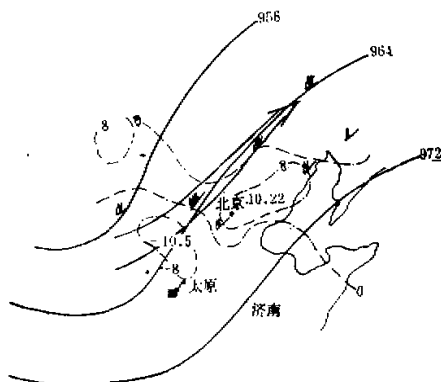


图3 1977年7月26日08时700mb. 点虚线为
 $-\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla)\mathbf{V} - f\zeta - \nabla \cdot \left(\omega \frac{\partial}{\partial p}\right)\mathbf{V}$ 等
值线, 单位: 10^{-3}秒^{-2}

* 本文所用的 u, v 分量及 u_g, v_g, u', v' 取自北京大学张元箴计算结果.

表 2 1977 年 7 月 26 日 08 时未来 12 小时暴雨区 9 万 KM^2 范围内散度方程各项平均值

	$f\zeta$	$f\zeta_s$	$f\zeta - f\zeta_s$	$-\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V}$	$-\nabla \cdot \left(\omega \frac{\partial}{\partial p} \right) \mathbf{V}$	$\frac{\partial D}{\partial t} (10^{-3} \text{秒}^{-1})$	$D (10^{-3} \text{秒}^{-1})$
850mb	0.31	-1.70	2.01	-0.95	-0.23	0.83	0.32
700mb	-1.56	-0.40	-1.16	-0.48	-0.63	-2.27	-0.93
500mb	-3.86	-2.76	-1.10	1.56	-0.97	-0.50	-1.96
300mb	-4.50	-4.17	-0.32	6.87	-0.32	6.23	4.24

图 4 1977 年 7 月 26 日 08 时 300mb, 点虚线为 $-\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V} - f\zeta$ 等值线, 单位: 10^{-3}秒^{-1}

$-\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V}$ 项与非地转涡度相反, 它在对流层低层较小, 且为负值, 在 500mb 以上变成正值, 且数值明显增大, 在 300mb 已成为决定性的大值了。

对于 $-\nabla \cdot \left(\omega \frac{\partial}{\partial p} \right) \mathbf{V}$ 项, 与以上两项所不同的是它在对流层低层及对流层上层都很小, 而在中层 700mb 及 500mb 负值较大, 它们对造成负的 $\frac{\partial D}{\partial t}$ 值是不可忽略的。

3. 我们计算了各层等压面上的 $\frac{\partial D}{\partial t}$ 的水平分布。这里仅给出 700 及 300 毫巴的结果 (见图 3—4)。在 700 毫巴, 一个强的 $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$ 区域位于低空急流前部和高压脊线的后部。在负的 $\frac{\partial D}{\partial t}$ 值中, $(f\zeta - \nabla^2 \phi)$ 起的作用最大, 它是由较弱的反气旋气压场及相对强的反气旋流场实现的。这种风压场看起来是辐散区, 其实它通过非地转运动可以激发较强的辐合流场。另外低空急流前部的风场分布也是重要的, 它除了起着输送水汽的作用外也起着加速辐合流场的作用。

对于高空 300 毫巴, 在槽前 $D > 0$ 的区域还有一个 $\frac{\partial D}{\partial t} > 0$ 的强中心, 它主要是被高空急流右侧风场分布即 $-\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V}$ 项决定的。而非地转涡度相对很小, 可忽略不计。由此可见, 西风槽对暖性对流云团的作用不仅通过槽前的辐散场, 而且还通过高空急

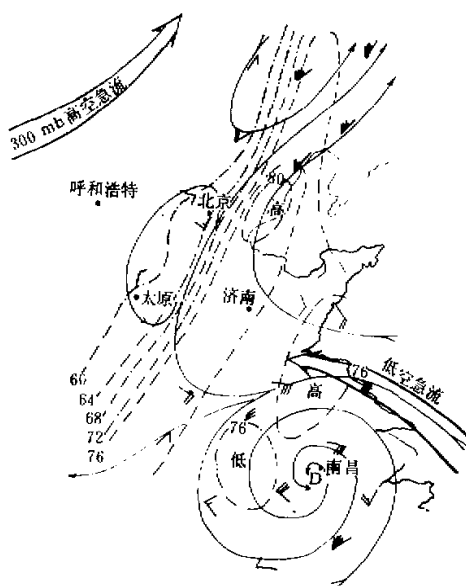


图5 1981年7月24日08时综合图
点虚线: 1000mb T_g 细矢线: 1000米高空流线

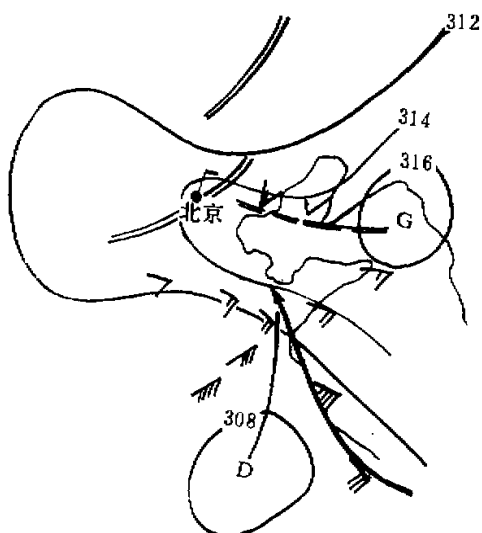


图6 1981年7月24日700mb图

流右侧强的 $\frac{\partial D}{\partial t} > 0$ 场, 加大高空“抽气机”的效率, 使高层辐散随时间不断加强。

本文所讨论的这种类型暴雨, 在实际业务预报中比较难掌握。例如 1981 年 7 月 24

日 8 号台风在浙江登陆后北上,在台风与副高之间有一经向度较小的低空急流,河套地区有一西风带高空槽东移,地面有一冷锋。图 5 给出 1981 年 7 月 24 日 08 时 1000 毫巴上的 T_e 、1000 米高空的流场,以及低空与 300 毫巴急流位置。从图 5 可以看到低空的湿斜压锋区是明显的,在其北侧并有弱的风场辐合。本文开始提到的三项条件,该例基本具备,但是在京津唐地区及河北东部并未出现大暴雨,只是在地面冷锋及西风槽的影响下降了大雨。

分析其原因,虽然低空能量具备降暴雨的条件,但动力触发条件不足。这主要是由上流场的反气旋涡度太弱,而位势场的反气旋涡度(高压)太强之故(见图 6)。因此,非地转效应不能破坏这种风压场,相反,而是起着加强或维持反气旋环流及高压脊的作用。以至于东南低空急流不能继续北上发展,而是渐趋减弱。在以上风压场条件下,8 号台风北上后气旋性环流逐渐消失,并蜕变成暖性对流云团。

四、结 论

本文讨论了一种在西风槽与台风间接作用下产生的强暴雨。这种强暴雨发生在低空急流前部,高压脊线后部,以及 1.5 公里以下的低空能量锋区中。通过对散度方程的计算与分析指出,当对流层低层大气有弱的反气旋位势涡度及相对强的反气旋流场涡度时可以产生辐合随时间的加强,从而破坏反气旋环流和高压区,有利于暴雨产生。相反,如果反气旋位势涡度场比风场的反气旋涡度强,则高压将维持,不利于暴雨出现。

同时指出,高空西风槽除了提供高空槽前的辐散场外,槽前高空急流右侧 $-\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V} > 0$ 项所造成的辐散场随时间的加强,从而造成高空高效的抽气机作用也是十分重要的。

综合上述,给出盛夏期间北方一种与台风有关的特大暴雨的预报方案:

(1) 首先由地面图及高空图判断暴雨的三个背景条件是否具备。

(2) 如果(1)的条件成立,分析低空急流前部 700 毫巴高压区位势涡度是否比流场涡度小,并计算 $(f\zeta - \nabla^2\phi)$ 量。

(3) 如果(2)有肯定的答复,即 $(f\zeta - \nabla^2\phi) < 0$,则继续分析 300 毫巴高空急流。当高空急流轴距低空 $(f\zeta - \nabla^2\phi) < 0$ 的区域距离不超过 4 个纬距,且急流速度达 30 米/秒以上,则可预报未来 24 小时内在低空急流前部、700 毫巴脊线后部将有特大暴雨。

应该指出,本文所得结果只适用于高空斜压效应不明显,凝结加热效应还未发生,降雨处于从无到有阶段。当降雨已发生,并有新的冷空气补充进来,例如当第三节所述的 B 云团与 A 云团合并时,则仅用散度方程讨论就显然是不够的了。

致谢: 本文承蒙周晓平提出宝贵意见,谨致谢意。

参 考 文 献

- [1] 北大地球物理系气象专业,初论西风带和热带辐合带环流系统的相互作用。大气科学,1977 年 2 期。
- [2] 张适治、杨杨、蒋尚城,7705 号台风与北方暴雨(将发表)。

- [3] 蒋尚城等, 登陆北上减弱的台风所导致的暴雨, 气象学报, 第 39 卷第 1 期, 1981.
- [4] 蒋尚城, 中低纬系统相互作用下的一种特大暴雨过程模式(待发表).
- [5] Fankhauser, The derivation of consistent field of wind and geopotential height from mesoscale Rawinsonde data. *Journal of Applied meteorology*. Vol. 13, p. 637—646, 1974.
- [6] 孙淑清, 低层风场在暴雨发生中的动力作用, 大气科学, 6 卷 4 期, 394—404, 1982.
- [7] 刘春霖, 从降雨看西南低涡及切变低涡的发展, 1980 年灾害性天气文集(待出版).

A TYPE OF FIELD OF WIND-PRESSURE PRODUCING HEAVY RAIN

Liu Chunzhen

(Management Center of Hydrology and Water Conservancy, Ministry of Water Conservancy)

Abstract

Heavy rain model which occurs under the common influence of westerly trough and typhoon is given in this paper. In this model, every term on the right of divergence equation is calculated and analysed for levels 850, 700, 500 and 300 mb respectively. It also shows the forecasting method of this type of heavy rain.