

北方天气文集

WEATHER IN NORTH CHINA

北方天气文集编委会编

(1)
1981

北京大学出版社

北方天气文集

WEATHER IN NORTH CHINA

北方天气文集编委会编

(1)

1 9 8 1

北京大学出版社

北方天气文集(1)

北京大学出版社出版
(北京大学校内)

北京大学印刷厂印刷
新华书店北京发行所发行

787×1092毫米 16开本 7.5印张 166千字
1981年7月第一版 1981年7月第一次印刷
印数: 1—4000册

统一书号: 13209·28 定价: 0.85元

祝贺“北方天气”发刊

谢 义 炳

盛唐李白曾以简短的五言绝句，歌颂当时的诗坛盛况：“群才属修明，乘运共跃鳞，文质相炳焕，众星罗秋旻”。

一千多年前的李白，就体会到政治与文化的关系，了解了万紫千红胜于一花独放。二十个字描绘出当时灿烂光辉举世无双的文化。

在我们走上四个现代化的新长征时，我国北方广大气象工作者肩负着很重要的时代任务。

欧洲的科技工作者在“文艺复兴”思想解放运动的启发下，在工业革命的过程中，首先革新了数、理、化等自然科学部门；继而在世界资源和市场的开发过程中，革新了生物学和地学。北大西洋航运和渔业促进了挪威气象学派的创立。全球政治、经济和军事利益的需要推动了美国气象学派的兴起。

四个现代化向我国北方气象工作者提出许多的具体和理论的问题，这些问题与大气整体运动又有着紧密的联系。这些具体和理论问题的解决，肯定地将在气象学的发展史中，留下我们深深的脚印。

我国北方气象工作者正为此而作出艰巨而持久的努力，为了交流，为了相互促进，一批中年气象工作者创办了“北方天气”。以弥补现有气象刊物不能适应广泛需要的不足。这种群众自发性的努力，是值得大事欢迎的。

“北方天气”现在暂时是非定期文集。刊物的重要性不在于其规格，而在于其内容。挪威学派最初的“地球物理汇刊”和美国学派初期的“MIT气象学文集”都是非定期刊物，后者还只是石印的，其中公式是手写的，两者中不少工作后来都被修改或否定的，但都不减弱其历史的重要性。

当代的历史任务要求我们前进，谨祝北方气象工作者，在承前启后，继往开来，推陈出新的过程中，揭开气象学的新篇章，谨以盛唐另一诗人王之涣的五言绝句作为这篇祝辞的结束：“白日依山尽，黄河入海流，欲穷千里目，更上一层楼”。

北方天气文集(1)

目 录

次天气尺度 Ω 型暴雨系统发展和消亡的诊断分析·····	马鹤年、刘子臣、徐达生 (1)
产生暴雨的三种能量锋·····	雷雨顺、吴正华、张兰香 (12)
副高北侧暖区强暴雨分析·····	游景炎 (24)
行星边界层流场和暴雨预报·····	陶祖铎、成秋影 (33)
江淮气旋个例分析·····	曹钢锋、赵从兰、谢 安、陶祖铎、肖文俊 (46)
中尺度低能辐合线·····	赵景忠、米季德 (58)
西北涡的统计分析·····	唐惠芳、林明智 (69)
试用传真图作短期降水动力统计预报·····	丁士晟 (76)
指标普查法置疑·····	张学文 (83)
行星边界层在形成暴雨及强对流中尺度系统中的作用·····	周晓平 (89)
大小网格结合的数值预报试验·····	苏福庆、白魁安 (97)
数值预报模式中次天气尺度系统动能平衡的个例分析·····	王晓林、阎秉耀、谢 安 (105)
北方暴雨协作组技术组扩大会议(天津)简况·····	(113)

次天气尺度 Ω 型暴雨系统发展和消亡的诊断分析

马鹤年 刘子臣 徐达生*

(陕西省气象科学研究所) (630 研究所)

提 要

本文分析了次天气尺度暴雨系统中的湿斜压调整过程,指出这种调整过程和通常描述的大尺度干斜压系统发展的准地转适应过程不同,它有可能是不稳定发展性质的。通过对一个次天气尺度 Ω 型暴雨系统的发展和消亡的实例诊断分析发现,一个高能中心和位势不稳定中心重迭的次天气尺度 Ω 系统和正的平流非热成风倾向中心相遇时,就容易满足系统不稳定发展的动力条件而导致区域性暴雨。最后,讨论了将上述结果应用于暴雨落区业务预报的问题。

区域性暴雨常常引起洪水泛滥成灾。在一定的环流背景下,它的形成和次天气尺度系统的发生发展紧密相关。近年来,湿斜压大气的有关天气动力学概念^[1]及相应的分析方法(例如能量分析方法^[2])已受到不少预报员的重视。许多分析都曾揭露过一些共同的事实:区域性暴雨和低层能量场有明显的关系。1977年我们曾提出“次天气尺度 Ω 系统”的概念^[3],指出暴雨落区和低层能量场上的 Ω 型分布有密切关系。但是,当时的一些分析主要限于天气学方面,对于次天气尺度系统产生区域性暴雨的物理过程还了解得较少。

大气中的适应过程过去有过许多研究。这些研究揭示了大尺度天气系统发展的物理过程。例如,陈秋士曾用分解分析的方法研究了大尺度天气系统中的调整过程,并重点讨论了层结稳定时的适应过程^[4]。次天气尺度暴雨系统具有明显的湿斜压特性。层结为位势不稳定时,水汽凝结释放潜热对系统发展有重要影响。本文试图分析这种情形下的调整过程,了解次天气尺度暴雨系统发展和消亡的动力学条件。

一、湿斜压大气简化的调整方程

暴雨时,一般说来低层有明显的辐合,高层有明显的辐散,中间有一个无辐散层。对于这种典型的结构场,可以用图1所示的两层模式来近似描写。将模式顶取在100mb,考虑到高原边缘地区地面海拔较高,故将模式底取在900mb。暂不考虑地形影响,取边界条件为

$$\omega_4 = \omega_0 = 0$$

上层代表层取在300mb,下层代表层取在700mb,并记:

$$\hat{\vec{V}} \equiv \frac{1}{2}(\vec{V}_1 - \vec{V}_3)$$

$$\hat{D} \equiv \nabla \cdot \vec{V} = \frac{1}{2}(D_1 - D_3)$$

$$\hat{\zeta} \equiv \nabla \times \vec{V} = \frac{1}{2}(\zeta_1 - \zeta_3)$$

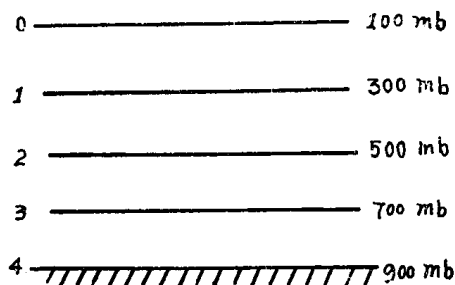


图1 模式的结构

Fig. 1 The structure of the model

* 李智嘉、竺洪泉参加了本文的计算工作。陕西省气象研究所统计组参加本文的资料整理工作。

$$\hat{\phi} \equiv \frac{1}{2}(\phi_1 - \phi_3)$$

$$\vec{V}_2 \equiv \frac{1}{2}(\vec{V}_1 + \vec{V}_3)$$

$$\zeta_2 \equiv \frac{1}{2}(\zeta_1 + \zeta_3)$$

其中 $\vec{V}$ 、 ζ 、 D 分别为实测风以及由实测风计算的涡度和散度， ϕ 为位势高度， $\hat{\phi}$ 为厚度， $\frac{\hat{\phi}}{\vec{V}}$ 为流场垂直切变，也就是所谓流场热成风， $\hat{\zeta}$ 为流场热成风涡度。温度场热成风涡度为：

$$\zeta_T = \frac{1}{f} \nabla^2 \hat{\phi}$$

f 为柯氏参数。 $\zeta_T = \hat{\zeta}$ 即所谓“热成风平衡”， $(\hat{\zeta} - \zeta_T)$ 为非热成风涡度。

1. 平流引起的非热风倾向

假定开始时系统处在热成风平衡状态，考虑到要分析的系统为次天气尺度，略去 $\partial f / \partial y$ 的作用，陈秋士曾在类似的条件下推导证明平流引起的非热成风涡度倾向^[4]为：（以下简称“平流非热成风倾向”）

$$(\partial (\hat{\zeta} - \zeta_T) / \partial t)_a = -2 \vec{V} \cdot \nabla \zeta_2 \quad (1)$$

(1) 式说明当存在风的垂直切变时，由于流场热成风涡度平流和温度场热成风涡度平流有差异，即使开始时是热成风平衡的， Δt 时刻后由于平流作用将产生非热成风涡度 $\hat{\zeta}'$

$$\hat{\zeta}' \equiv \hat{\zeta} - \zeta_T = (-2 \vec{V} \cdot \nabla \zeta_2) \Delta t$$

平衡的破坏导致了调整过程发生发展。这个结果对次天气尺度也是适合的。事实上，区域性暴雨往往发生在槽前暖平流区。那里正是平流非热成风倾向 $(-2 \vec{V} \cdot \nabla \zeta_2) > 0$ 所在。许多次天气尺度暴雨系统正是在这种非热成风的激发下发展起来的。

2. 调整变化

对两层模式中的第 1 层和第 3 层上的涡度方程、散度方程、连续方程以及热力学方程做分解分析（除去平流项），然后求两层之差，整理后可得如下形式的描写热成风调整的方程组：

$$\frac{\partial \hat{D}}{\partial t} = f \hat{\zeta} - \nabla^2 \hat{\phi} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \hat{\zeta}}{\partial t} = -f \hat{D} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \hat{\phi}}{\partial t} = \frac{P_3 - P_1}{2P_2^2} c^2 \omega_2 \quad (4)$$

$$\hat{D} = -\frac{2}{P_4 - P_0} \omega_2 \quad (5)$$

其中

$$c^2 = R^2 T (\Gamma - \gamma) / g$$

是和静力稳定度有关的参数。在区域性暴雨发生前后，大范围上升运动往往导致深厚的饱和层，此时的绝热过程为湿绝热过程， $\Gamma = \gamma_m$ 。

由 (2) 式和 (5) 式可推得：

$$\frac{\partial \omega_2}{\partial t} = -\frac{P_4 - P_0}{2} f (\hat{\zeta} - \zeta_T) \quad (6)$$

此式说明热成风涡度平衡一旦破坏，就会造成垂直运动的变化。

对 (4) 式求 ∇^2 运算，并乘以 $\frac{1}{f}$ 后和 (3) 式相减，再用 (5) 式代入，得到：

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial (\hat{\zeta} - \zeta_T)}{\partial t} \right)_d &= \frac{2f\omega_2}{P_4 - P_0} - \frac{P_3 - P_1}{2fP_2^2} (\omega_2 \nabla^2 c^2 \\ &\quad + c^2 \nabla^2 \omega_2 + 2\nabla \omega_2 \cdot \nabla c^2) \end{aligned} \quad (7)$$

对 (6) 式求 t 偏微商，并将 (7) 式代入，得：

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial^2 \omega_2}{\partial t^2} \right)_d &= -f^2 \omega_2 + \frac{(P_4 - P_0)(P_3 - P_1)}{4P_2^2} (\omega_2 \nabla^2 c^2 \\ &\quad + c^2 \nabla^2 \omega_2 + 2\nabla \omega_2 \cdot \nabla c^2) \end{aligned}$$

如果层结为稳定 ($c^2 > 0$)，且不考虑 c^2 的分布，上式变成一般的双曲型方程。它描述的是适应过程中惯性重力波的情形，文献^[4]对此作过详细讨论。下面重点讨论湿斜压次天气尺度扰动中心 $c^2 < 0$ 时的情形。

对于位势不稳定中心，(7) 式化简为

$$\left(\frac{\partial (\hat{\zeta} - \zeta_T)}{\partial t} \right)_d = \frac{f}{1250} \left(3.13\omega_2 - \frac{\omega_2}{f^2} \nabla^2 c^2 - \frac{c^2}{f^2} \nabla^2 \omega_2 \right) \quad (8)$$

为了讨论方便，假定开始时系统处于热成风平衡状态， $\omega_2 = 0$ ，但 $(\partial(\hat{\zeta} - \zeta_T)/\partial t)_d > 0$ ，且平流中心和位势不稳定中心重合。在它的作用下， $\frac{\partial \omega_2}{\partial t} < 0$ ，导致 $\omega_2 < 0$ ，且中心处 $\nabla^2 \omega_2 > 0$ 。根据 (8) 式这时产生一个调整倾向。由于 $\omega_2 < 0$ ， $c^2 < 0$ ， $\nabla^2 c^2 > 0$ ， $\nabla^2 \omega_2 > 0$ ，式中后两项的符号和第一项的相反。由于 c^2 具有次天气尺度分布，其值可能比天气尺度大得多，这时有可能会使后两项之和大于第一项，结果使得 $(\partial(\hat{\zeta} - \zeta_T)/\partial t)_d > 0$ ，即调整倾向和平流非热成风倾向符号一致。这种情况下的系统，如同放在山顶上的小球被外力推动产生位移，离开平衡位置后，位能释放，使其加速下滚。而不是在平衡位置的振动。这时的调整过程是不稳定发展过程。由 (6) 式可知，它将导致上升运动急速发展。

上升运动的发展又将引起各种要素场的变化：平流结构的变化导致平流非热成风倾向的变化， ω_2 和 c^2 及其分布的变化又反过来导致调整倾向的变化。这种复杂的非线性相互作用过程有待进一步分析。这里只简单讨论一点：正如许多暴雨个例分析所指出的^[5]暴雨发展，的结果，层结由不稳定转为中性，最后转为稳定这时 (8) 式右边三项均小于零，这时调整倾向 $(\partial(\hat{\zeta} - \zeta_T)/\partial t)_d < 0$ ，由于暴雨落区附近 c^2 和 ω_2 有强的次天气尺度分布，此项的绝对值可能较大，在它的作用下 $(\hat{\zeta} - \zeta_T)$ 迅速变小，从而上升运动很快减弱。

二、次天气尺度 Ω 型暴雨系统生消的实例诊断分析

(一) 天气过程概述

1980年6月14日至15日,有一次低槽冷锋降水过程影响高原东北侧地区(图2),锋面附近有一片天气尺度的雨区伴随系统东移。雨区中雨强的时空分布不均匀。14日20点以

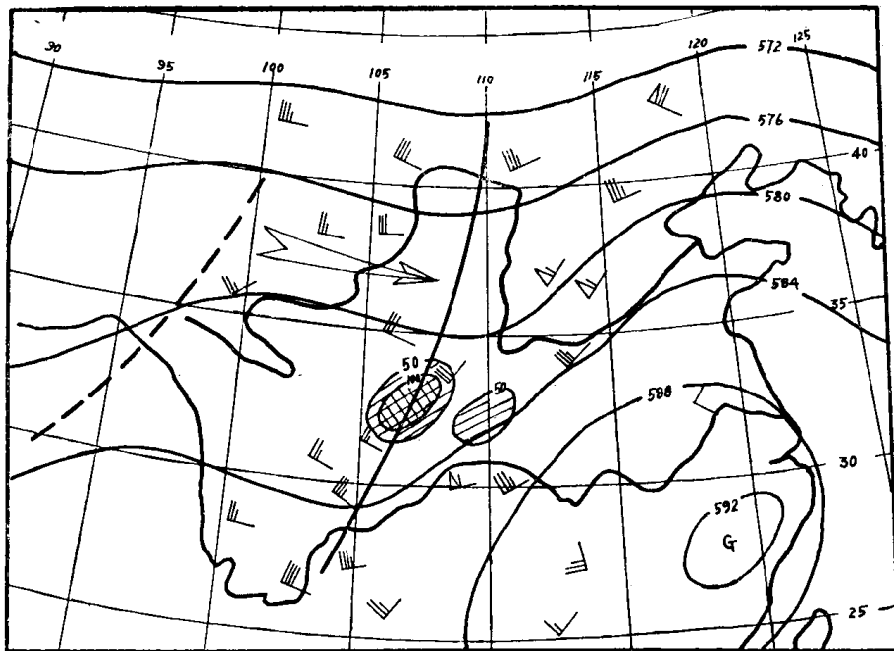


图2. 1980年6月15日08时500mb图,阴影区是暴雨落区,虚线为14日20时的槽线。

Fig. 2 500-mb chart for June 15, 1980, 0000 GMT. Shading denotes the heavy rain area, dashed line denotes trough line for June 14, 1200 GMT.

前一般为小到中雨。14日20时以后系统影响陕西南部时,雨强迅速增大,造成一次区域性暴雨。主要降水集中在15日08时前后,实际降水时间一般不过12小时左右。从降水发展情况看,大体可以认为14日20时至15日08时为暴雨系统发展阶段,15日08时以后系统转为减弱阶段。

为了避免分析的人为性,编制了以客观分析为基础的诊断分析程序,计算调整过程分析所必需的各种诊断场。 ω 计算采用连续性方程修正方案。所有一阶空间偏导数采用三点法计算。三角形各顶点的距离为2—3个纬距。由于这个方法免去了一次 u 、 v 分量的内插,这和一般正方形格点差分算法相比,它能保留较完整的次天气尺度信息。

(二) 次天气尺度暴雨系统发展阶段的动力学条件分析

14日20时低槽及相应的冷锋已移近陕西南部。从垂直速度分布场上看,500mb槽前有两个上升运动中心(图3)。我们重点分析南边的一个。当时中心上升速度为 $-5.2 \times 10^{-3} \text{ mb} \cdot \text{s}^{-1}$ 。上升运动区有降水,一般为小到中雨。12小时以后,这个中心强度急速发展为 $-2.0 \times 10^{-2} \text{ mb} \cdot \text{s}^{-1}$,结果造成汉中地区一场区域性暴雨。在暴雨发生前(14日20点)低

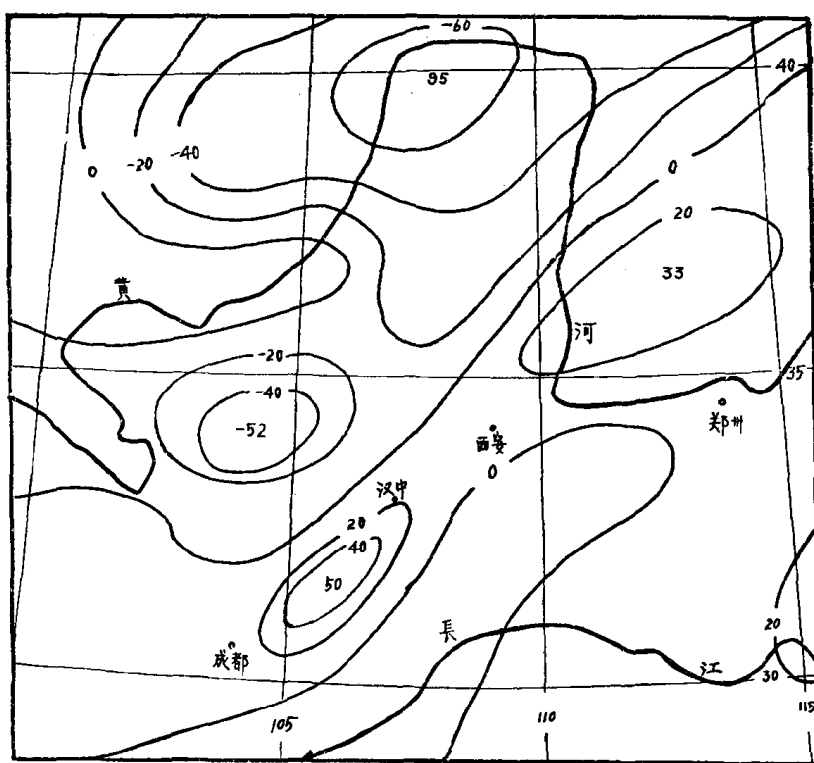


图3. 1980年6月14日20时500mb等压面上的 ω 分布, 单位 10^{-4} mb/sec.
Fig. 3 The ω -velocity on 500-mb for 1200 GMT 14 June 1980, in unit of 10^{-4} mb/sec.

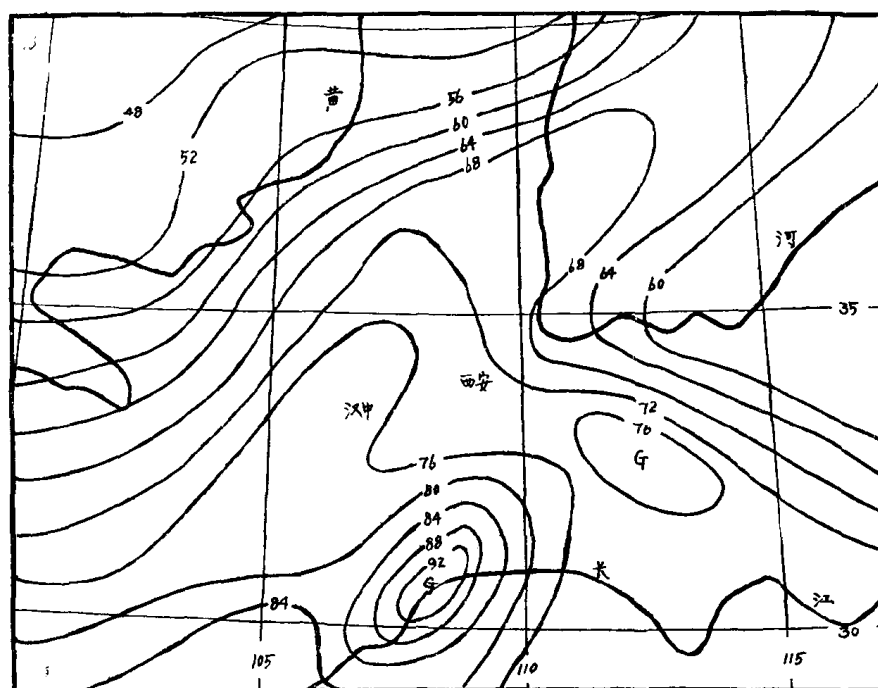


图4. 14日20时850mb等压面上的 θ_e 分布(单位 $^{\circ}\text{C}$), 注意关中、陕南有 Ω 形分布。
Fig. 4 The distribution of θ_e ($^{\circ}\text{C}$) on 850-mb for June 14, 1980, 1200 GMT. Notice the Ω pattern in south Shanxi Province.

层能量场上已经出现一个次天气尺度的 Ω 型分布 (图 4)。这个 Ω 型分布的形成过程为: 13 日在山西、河南一带低层有一个小高压 (图略), 对应一股下沉的低能气流。当低槽经高原东移时, 在高原东侧形成一支较强的中低层暖湿南风气流 (图略), 反映在 θ_{se} 场上为一高能带。这支高能南风气流和上述东北低能气流在 14 日 20 点以后开始靠近。于是, 在高原东侧形成了较强的能量锋。与此同时, 在冷锋后边有一股冷空气沿高原东北侧地形向东南推进。这三股气流在陕南西部一带形成交绥的趋势, 反映在能量场上为一个大梯度的次天气尺度 Ω 型分布。另外, 在高原上有一股西南气流吹向暴雨区的对流层中上部。这四股气流相互作用的情形基本上符合“高原东北侧暴雨时的四股气流”模式[5]。

14 日 20 点, 陕南西部已处于这个 Ω 系统的高能区之中, 但还没有开始降水。从预报角度看, 关心的问题是随着天气尺度雨带的东移, 那里会不会发展暴雨?

图 5 为 14 日 20 点平流非热成风分布图。由图可见, 处于低槽前部的高原东北侧正受到一片正的平流非热成风区控制, 在陕南西部有一个强度为每 3 小时 $4.5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 的正中心。由 (1) 式可知, 在这种正的平流非热成风的作用下, 上升速度将得到发展。

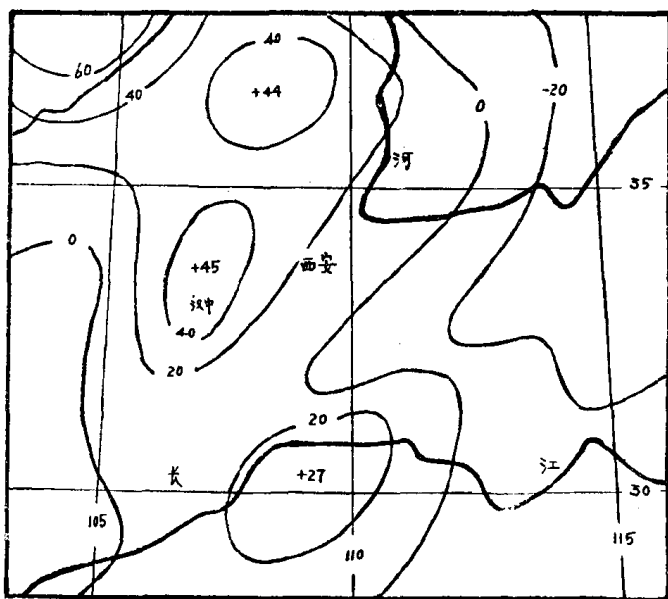


图 5. 14 日 20 时 $(-2\vec{V} \cdot \nabla \zeta_2)$ 分布图, 单位每 3 小时 10^{-6} /秒, ζ_2 为 500mb 等压面上的涡度, $\vec{V}$ 为风的垂直切变。

Fig. 5 The distribution of $(-2\vec{V} \cdot \nabla \zeta_2)$ for June 14, 1980 1200 GMT, in unit of 10^{-6}sec^{-1} every 3-hr. The $\vec{V}$ means the vertical shear of wind, ζ_2 means the vorticity on 500-mb.

从 (8) 式可知, 这时产生的调整过程的性质和 c^2 有关。图 6 为 14 日 20 点 $\Delta\theta_{se}$ 分布图 ($c^2 = -RTP/\theta_{se} \cdot \partial\theta_{se}/\partial p$)。由图可见, 和当时低层能量场上的次天气尺度的 Ω 分布相对应的有一个 $\Delta\theta_{se}$ 场的 Ω 分布。高能中心对应不稳定中心 ($c^2 < 0, \nabla c^2 = 0, \nabla^2 c^2 > 0$)。根据 14 日 20 点的实际资料, 算出这个 Ω 高能轴附近调整过程产生的非热成风涡度倾向的最大值为每 3 小时 $1.0 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 。它和初始 (平流引起的) 非热成风倾向符号一致, 但强度却强得多。在这种情况下, 非热成风只能越来越大, 而不可能恢复到热成风平衡状态。这时的调整过程不是适应性的, 而是不稳定发展性质的。由 (6) 式可知, 这种作用将导致上升

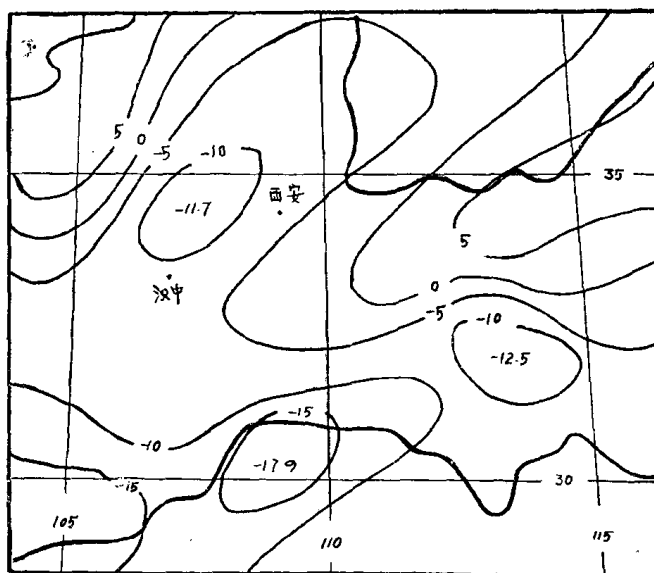


图6. 14日20时 $(\theta_{se})_{400mb} - (\theta_{se})_{850mb}$ 的分布, 单位 $^{\circ}\text{C}$.
 Fig. 6 The distribution of $(\theta_{se})_{400mb} - (\theta_{se})_{850mb}$ for June 14, 1980, 1200GMT, in unit of $^{\circ}\text{C}$.

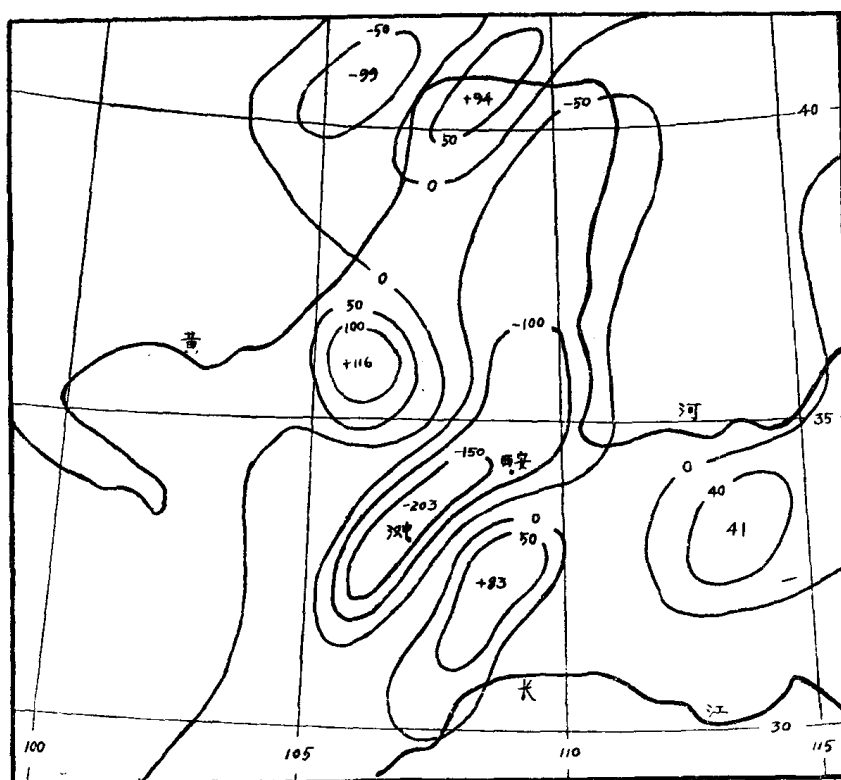


图7. 15日08时500mb等压面上的 ω 分布, 单位 10^{-4}mb/sec . 注意陕南有相应的两个 ω 中心.
 Fig. 7 The ω -velocity on 500-mb in unit of 10^{-4}mb/sec for June 15, 1980, 0000 GMT. Notice the two centers of ω -velocity in south Shanxi Province.

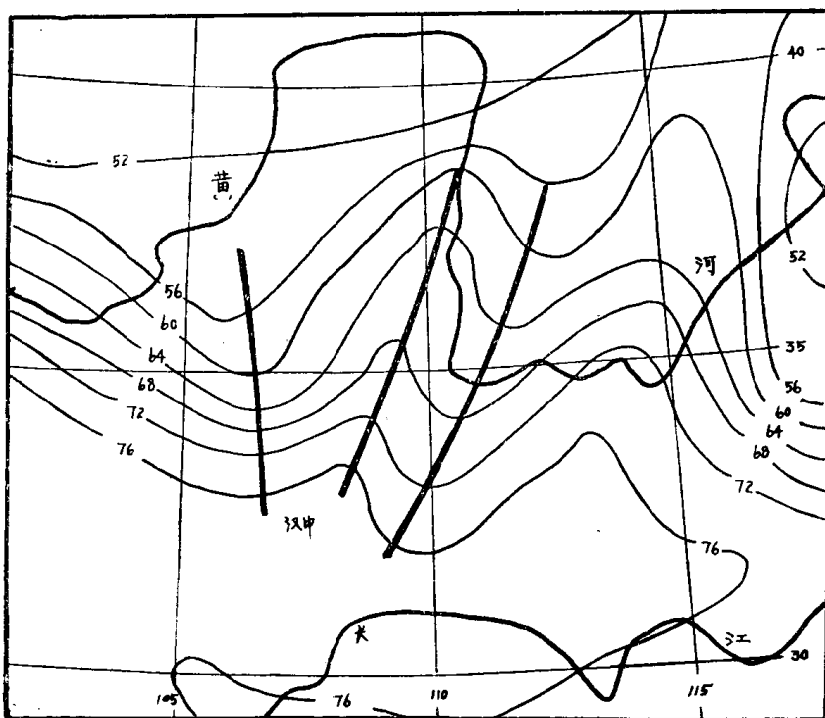


图8. 15日08时850mb的 θ_{se} 分布(单位 $^{\circ}\text{C}$)。陕南到关中东部是一个 Ω 型分布,中间的粗实线是高能轴,两边是低能轴。

Fig. 8 The distribution of θ_{se} ($^{\circ}\text{C}$) on 850-mb for June 15 1980, 0000 GMT. Notice the Ω -pattern, the high energy axis is in the middle and the two low energy axis are at both sides.

运动急速发展。

实况是: 12小时内, 高能中心附近的上升速度由原来的 $-10^{-3}\text{mb} \cdot \text{s}^{-1}$ 发展到 $-10^{-2}\text{mb} \cdot \text{s}^{-1}$ (图7)。随着上升速度的发展, 能量场上的 Ω 分布也更为明显, 两侧的能量梯度更强了(图8)。位势不稳定的湿空气被整层强烈抬升, 触发产生大量对流云团, 导致一场区域性暴雨。

(三) 次天气尺度暴雨系统消弱过程的动力学条件分析

从天气发展实况看, 15日08时可近似地作为这个 Ω 型暴雨系统发展最强时的代表时刻, 次天气尺度的上升速度接近最强。由(6)式可知, 这时

$$\hat{\zeta} - \zeta_T \rightarrow 0$$

即: 可以近似地假定15日08时这个次天气尺度 Ω 高能区附近满足热成风平衡。这时, 平流引起的非热成风仍可近似地用 $(-2\hat{\vec{V}} \cdot \nabla \zeta)$ 来表示。

15日08时, 正的平流非热成风中心已移到 Ω 分布的东侧, Ω 型高能区转为负的平流区, 而且还有更明显的负的平流(图略)。由(1)式和(6)式可知, 此时的大尺度背景已由原来的触发上升运动发展转为抑制上升运动发展了。

与此同时, 和这个次天气尺度的 Ω 型高能区相配合的层结也转为稳定。而且 $\nabla^2 c^2 < 0$ (图略), $\nabla \omega_2 \cong 0$ 。这时(7)式右边第4项近于零, 而前三项的符号均为负。由于 $\nabla^2 \omega_2$

的值很大, 根据 15 日 08 时的实际资料, 算得 $\left(\frac{\partial(\hat{\zeta} - \zeta_T)}{\partial t}\right)_d$ 的中心值达每 3 小时 $-0.7 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 。这时, 次天气尺度 Ω 型高能区中的调整作用有强烈的抑制上升运动发展的作用。这个过程发展的结果导致上升运动很快减弱。随着上升运动的减弱, 暴雨系统也很快消弱。

实际上, 到 15 日 20 点这一带 ω 值已减弱为 $10^{-3} \text{mb} \cdot \text{s}^{-1}$, $\nabla^2 \omega$ 和能量场上 Ω 型分布也随之消弱 (图略)。15 日 20 点以后已经没有暴雨。

在这个例子中, Ω 系统的发展和减弱过程不同于一般所讨论的适应过程。它是一种不稳定发展 (消弱) 过程, 表现为发展和消弱过程都相当急速, 致使整个 Ω 系统的生命史不过十几小时。

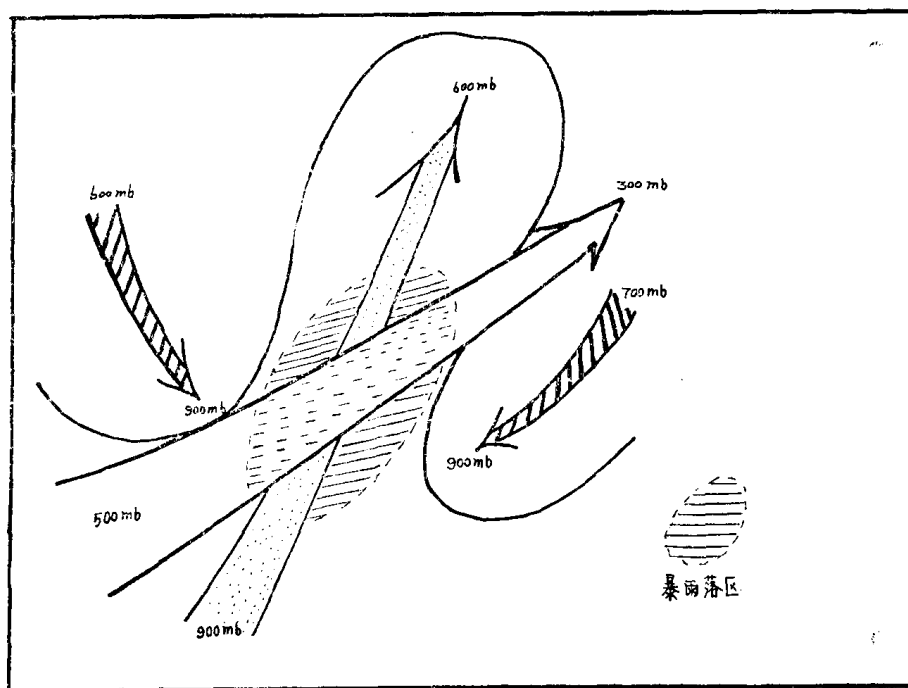


图 9. 次天气尺度 Ω 系统中四股气流模式示意图

Fig. 9 The model of four currents in subsynoptic scale Ω -system. Shading is heavy rain area.

三、讨 论

(一) Ω 系统及相应的四股气流对暴雨的作用

Ω 系统及相应的四股气流模式 [5] 是通过对一些典型暴雨过程的天气学分析归纳出来的 (图 9)。模式着重说明它们和暴雨的对应关系, 当时对其中内在的物理联系还了解得很少。对次天气尺度 Ω 系统中调整过程的分析使我们进一步认识了这种物理联系。

(1) 高原西南气流反映的动力作用

一般说来, 当高原为西南气流时, 高原东北侧处在槽前。这时

$$\left(\frac{\partial(\hat{\zeta} - \zeta_T)}{\partial t}\right)_a \cong -(u_{300} - u_{700}) \frac{\partial \zeta_2}{\partial x}$$

由于槽前往往是暖平流区, 风随高度顺转。低层一般盛行南风, 高层转为偏西风。这时就有

$$u_{300} - u_{700} > 0$$

而

$$\frac{\partial \zeta_2}{\partial x} < 0$$

所以

$$\left(\frac{\partial (\hat{\zeta} - \zeta_T)}{\partial t} \right)_a > 0$$

可见,高原西南气流明显时,高原东北侧往往处于正的平流非热成风区。实际上,低槽前部的温压场结构并不都相同,有的槽前暖平流并不明显。定性预报时,注意中层西南气流发展的同时还要注意槽前($u_{300} - u_{700}$)这个值,以便估计平流非热成风的强弱。这样可进一步掌握次天气尺度暴雨系统发展的大尺度启动条件。

(2) 低层三股气流相互作用的动力学意义

在研究暴雨落区规律时,发现东北低能舌对暴雨有很好的指示性^{[2]、[3]}。配合流场分析,发现在高原东北侧最容易产生区域性暴雨的低层能量场形势是次天气尺度 Ω 型分布,它反映的是低层三股不同属性气流的相互交绥^[3]。为什么这种形势是重要的暴雨形势?特别是东北低能气流往往比较浅薄和微弱,为什么对暴雨却有很好的指示性?

低层气流的辐合一定对应应有上升运动。但是连续性方程只说明对应关系,未说明因果关系。它更不能说明未来是否会有上升运动的发展或维持。从调整的物理过程来看,暴雨之所以能在短短十几小时内强烈发展,关键要有强的 $\partial\omega/\partial t$,而非热成风倾向则是引起 $\partial\omega/\partial t$ 的根源。调整过程中产生的非热成风倾向在一定条件下是由 c^2 及 $\nabla^2 c^2$ 决定的。当低层能量场上存在次天气尺度 Ω 型分布时,只要能量系统随高度略有倾斜就容易使得高能中心成为位势不稳定中心。这时如果有平流非热成风倾向的正中心和它迭置,即使开始时低层还没有明显辐合,调整过程发展的结果很快会产生一个和强上升运动相应的辐合。使得上升运动中心两侧的气流呈现更明显的向高能区辐合的趋势。反过来,两侧下沉气流的加强,使得能量场上的 Ω 分布更强, c^2 、 ω_2 的拉普拉斯分布更明显。由此可见,两侧的低能气流和 Ω 分布是相互联系而存在的,它们的共存造成一个强的 $\nabla^2 c^2$,为暴雨系统的不稳定发展创造了条件。从这个意义上讲, Ω 分布对暴雨落区的预报有动力学的指示意义。

(二) Ω 系统发展的判据

a. 大尺度的背景条件:有明显的平流非热成风中心迭置在 Ω 高能轴上。(正中心触发不稳定发展;负中心抑制上升运动发展,使系统消弱)。

b. 内部结构条件:不同的内部结构将使得调整具有不同的性质。在某种有利的大尺度背景下,如果高能区配合有 $c^2 < 0$,且 $\nabla^2 c^2 > 0$ (特别是位势不稳定中心)时向不稳定发展方向调整。

一般在 Ω 系统的初生阶段比较容易满足这些条件。发展到一定阶段后能量场结构就发生变化。最后,在大尺度场转为负的平流非热风时,如果内部结构也变为 $c^2 > 0$, $\nabla^2 c^2 < 0$,系统将迅急减弱。

在定性分析预报时,可将这个判据简化为:

- i. 低层 Ω 高能区是否处于500mb槽前,且该区 $u_{300} - u_{700} > 0$;
- ii. 高能区附近是否有深厚的位势不稳定,且不稳定中心和高能区重合。

(三) 从次天气尺度湿斜压调整观点看暴雨落区的诊断工具

由于次天气尺度暴雨系统的发展和消弱过程往往是不稳定性质的, 系统的演变具有明显的非地转性质, 演变过程往往带爆发性。这就使得诸如 ω 方程之类用到准地转关系诊断工具不能较充分地描述这类过程。因此, 在诊断次天气尺度暴雨系统时, 除了常规工具外还必要采用一些能反映次天气尺度系统特征的诊断工具。

流场上的辐合, 直接对应垂直运动。这对包含强烈非地转性质的次天气尺度暴雨系统的诊断, 自然是十分重要的。但是, 从另一方面看, 同样的流场条件下, 次天气尺度暴雨系统可能有不同的发展方向, 其中湿度场和温度场的垂直结构及其分布 (c^2 以及 $\nabla^2 c^2$) 在一定条件下又起到决定发展方向的关键作用。所以同时重视能量场和流场, 将两者作为统一体, 分析其相互配置, 才能具体判别系统的发展方向和速度。

参 考 文 献

- [1] 谢义炳, 湿斜压大气的天气动力学问题, 暴雨文集, 1978 年。
- [2] 雷雨顺、吴正华, 能量天气学方法在雨暴分析和预报中的应用, 暴雨文集, 1978 年。
- [3] 马鹤年, 次天气尺度 Ω 系统和暴雨落区, 暴雨文集, 1978 年。
- [4] 陈秋士, 大尺度天气系统发展的物理过程, 新疆气象, 1979 年, 第三期。
- [5] 马鹤年, 高原东北侧暴雨时的四股气流, 陕西气象, 1979 年第 6 期。

DIAGNOSTIC ANALYSIS OF DEVELOPING PROCESS OF Ω -TYPE HARD RAIN SYSTEM IN SUBSYNOPTIC SCALE

Ma He-nian, Liu Zi-Chen
(Meteorological Institute of
Shan-xi Province)

Xu Da-sheng
(630th Institute)

Abstract

In this paper, we analyse the adjusting processes of saturate baroclinic atmosphere which occurs in a subsynoptic scale hard rain system and point out that these processes probably possess the property of unstablity development. They are different with the developing process which occurs in a synoptic scale dry baroclinic system and is usually described as aquasi-geostrophic adapting process. A criterion about unstable development of this type system has been suggested. Then, through the diagnostic analysis for a case, we discover that the condition of unstable development is easily satisfied in the Ω -type of the subsynoptic scale hard rain systems. Finally, the implements and methods about forecasting the hard rain region are discussed.

产生暴雨的三种能量锋

雷雨顺 吴正华 张兰香*

(中央气象局研究院 天气气候研究所)

提 要

根据对近几年夏季常规天气图的总能量分析发现,和暴雨关系最密切的能量锋,按其坡度可以分为后倾、铅直和前倾三种,分别具有夏季极锋、付热带锋和赤道锋三种性质。按照能量锋坡度,再结合其能级、强度可以大致判断暴雨的强度、性质和落区。与常用的“梅雨锋”、“切变线”等概念相比,这三种能量锋既能较确切地表示锋面的基本性质,又比较客观,便于在实际业务中使用。

一、引 言

锋面概念,是天气分析和预报的一个基本概念。但在夏半年,锋面上的温度差异往往不明显,而水汽却是天气变化中一个最活跃的因子。如何客观地分析湿斜压大气中的锋,就成了一个突出问题。五十年代初,谢义炳强调在铅直剖面分析中用假相当位温代替位温^[1],就是考虑到用 θ_{se} 容易鉴别气团,确定锋区,尤其容易刻划湿空气沿锋区上升的物理意义。以后,国内许多人在关于锋面和降水的研究中都用了类似的方法,如^[2-6]。

近年来,在上述工作基础上,考虑到湿静力总比能温度(以下简称总温度) T_e 的能量意义清楚,线性易算,我们用它代替 θ_{se} 进行日常天气图分析,并提出了“能量锋”概念^[7-8]。能量锋即是天气图等能线(等 T_e 线)密集的地带,容易客观确定,物理意义明确,并且只在能级和强度(等能线法向梯度)都较大时,才可能出现暴雨^[8]。值得进一步对能量锋的三维结构进行研究。

我们在对我国东部地区1975—1978年夏季每日常规天气图和其他年份若干个例的能量分析基础上,发现与较大范围暴雨相联系的能量锋有三种不同的结构。这三种锋可按其铅直倾斜情况分为:后(北)倾型、铅直型和前(南)倾型,杨金锡在对江淮特大暴雨天气系统结构分析中^[9],也注意到 θ_{se} 密集带有这三种不同的特征。我们将通过一些个例的等能面气流分析,进一步说明能量锋的坡度和走向的差异,反映了其成因的某些本质差别,因而所造成降水天气的性质、范围、强度和落区都有明显差别。

二、后 倾 能 量 锋

1. 夏末连阴天暴雨例:1976年8月下旬,渭河流域10天连阴雨,其中有三场暴雨。图1a是8月23日08时通过雨区的大致呈NNW-SSE方向的剖面图,(其位置见图1b中直

* 北京大学地球物理系气象专业75级学员刘亚杰、陈丽芳、高淑玲、周殿珍曾参加部份工作。