

# 梅雨暴雨系统中的 $\theta_{se}$ 暖盖\*

李毓芳 鹿晓丹\*\*

(杭州大学地理系)

## 提 要

本文利用一个10层中尺度湿模式,对长江流域的一次梅雨暴雨进行数值模拟。结果如下:

1. 梅雨暴雨系统中有  $\theta_{se}$  暖盖存在,并在降水过程中维持加强。它与美国中西部强风暴暴雨系统中的干暖盖不同<sup>[3]</sup>,是湿暖盖。
2. 降水多发生在暖盖北侧或东北侧、 $\theta_{se}$  水平梯度大的地区,该地区还处于850—700百帕层的位势不稳定中心和强上升区重叠处附近。
3. 暖盖的作用除了可抑制其下层(边界层)位势不稳定能量的随时释放外,还起到增强其上层(对流层中低层)位势不稳定度的作用,因而暖盖在暴雨过程中提供了有利于深厚积云对流发生发展的热力环境条件。
4. 从对热成风涡度方程的讨论可知,暴雨多出现在暖盖上层的位势不稳定中心区和强上升区附近,是由于该处的位势不稳定度及其水平分布不均匀性和上升速度及其水平分布不均匀性的互相耦合,造成热成风不平衡,引起抽气式垂直环流的发生发展,并引起重力惯性波的不稳定之故,所以暖盖还对大气不平衡状态的发展起促进作用。
5. 由暖盖的个别变化方程可知,暖盖生成的决定性因子是地转热成风 ( $\partial \mathbf{V}_g / \partial p$ ) 对水汽的平流和热成风不平衡 ( $\partial \mathbf{V}' / \partial p$ ) 引起的  $\theta_{se}$  平流。因此雨区南侧低空偏南湿急流的存在对雨区暖盖的增强极为有利。

## 一、引 言

暴雨的直接影响系统是中小尺度的,但天气尺度场提供水汽来源和有利于抽气式次级环流产生和发展的层结不稳定和低层辐合的背景条件。从多平衡态和突变的观点来看,暴雨发生在大气状态发生突变的阶段,是从极度不平衡态向新的平衡态突变过程中的产物。研究结果表明<sup>[1,2]</sup>,热成风不平衡是暴雨发生发展的极重要原因。许多天气分析诊断研究指出,暴雨常与暖盖相伴出现。Carlson等指出<sup>[3]</sup>,美国中部的强风暴降水落区在干暖盖(以逆温层和低湿度的特点)边缘和低空急流出口区交界处,且干暖盖的形成和加强与其上游产生的热成风不平衡有关。雷雨顺等指出,近十年来我国北方发生的

\* 本文于1986年1月13日收到,1986年6月7日收到修改稿。

\*\* 黄安丽参加部分讨论和上机工作。

13次特大暴雨中, 有10次有  $\theta_{se}$  暖盖相伴随<sup>[4]</sup>。他们还指出, 梅雨特大暴雨的层结是低层稳定而上层不稳定<sup>[5]</sup>, 这说明梅雨暴雨中也有暖盖。在我们的试验的个例中, 低层也有  $\theta_{se}$  暖盖存在, 且在暴雨过程中维持, 而且对流加热对雨区上空  $\theta_{se}$  暖盖有加强作用<sup>1)</sup>。

上述表明, 暖盖的存在与暴雨确有一定的联系, 有的还对其形式和加强的原因提出看法。但是, 暖盖的结构和性质如何? 它在暴雨过程中起何作用? 它与大气不平衡状态有何联系? 它是如何形成和加强的? 这些都还不是很清楚。本文用1982年6月19—20日武汉特大暴雨的个例进行数值模拟, 通过每3小时预报结果, 对暖盖和梅雨暴雨的关系作了初步分析, 并从方程出发, 结合模拟结果来讨论影响暖盖形成和加强的因子。

## 二、模式性能简介

本文利用的中尺度模式是在引进 Anthes—Warner 模式<sup>[6]</sup>的基础上修改而成的。基本方程组通量形式, 垂直方向以  $\sigma = (p - p_t)/p^*$  为坐标, 其中  $p_t = 150$  百帕;  $p^* = p_s - p_t$ ,  $p_s$  为地面气压。基本方程组为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* u}{\partial t} = & -m^2 \left( \frac{\partial p^* u u / m}{\partial x} \right) - \left( \frac{\partial p^* v u / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* u \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \\ & - m p^* \left( \frac{RT}{(p^* + p_t)/\sigma} \frac{\partial p^*}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + p^* f v + F_u \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* v}{\partial t} = & -m^2 \left( \frac{\partial p^* v u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v v / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \\ & - m p^* \left( \frac{RT}{(p^* + p_t)/\sigma} \frac{\partial p^*}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) - p^* f u + F_v \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* T}{\partial t} = & -m^2 \left( \frac{\partial u p^* T}{\partial x} + \frac{\partial v p^* T}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \\ & + \frac{RT \omega}{c_p (\sigma + p_t/p^*)} + \frac{p^* Q}{c_p} + F_T \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \left( \frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln (\sigma + p_t/p^*)} = -RT \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* q}{\partial t} = & -m^2 \left( \frac{\partial p^* q u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* q v / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* q \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \\ & - p^* c^* - \frac{\partial (\overline{\omega' q'})_c}{\partial \sigma} + F_q \end{aligned} \quad (6)$$

式中,  $m$  为地图投影比例系数;  $Q$  为单位质量空气的凝结加热率,  $Q = L \bar{c}^*$ ,  $\bar{c}^*$  为面

1) 李毓芳、黄安丽、高坤, 对流加热在梅雨系统中的作用, 尚未发表。

积平均的凝结率,  $L$  为潜热;  $\omega = \frac{dp}{dt}$ ,  $\omega$  与  $\dot{\sigma} = d\sigma/dt$  的关系为:

$$\omega = p^* \dot{\sigma} + \sigma \frac{dp^*}{dt}, \quad \frac{dp^*}{dt} = \frac{\partial p^*}{\partial t} + m \left( u \frac{\partial p^*}{\partial x} + v \frac{\partial p^*}{\partial y} \right),$$

(6)式中  $(\overline{\omega'q'})_c$  为由积云对流引起的比湿  $q$  的垂直湍流通量; 方程组中的  $F_u$ 、 $F_v$ 、 $F_T$  和  $F_q$ , 在自由大气中代表次格距尺度的水平扩散项, 在边界层则代表垂直湍流输送通量; 水平扩散项  $F_\alpha$  ( $\alpha$  代表  $u$ 、 $v$ 、 $q$ 、 $T$ ) 的计算公式为:

$$F_\alpha = p^* \nabla_p K_H \nabla_p \alpha$$

其中:  $K_H = K_{HO} + \frac{1}{2} k_0^2 d^2 \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2}$ ;  $K_{HO}$  为经验系数;

$K_0$  为丰·卡门常数, 取 0.4;  $d$  为格距。方程组中其它符号均为常用的。

关于边界层的湍流输送通量, 目前只考虑动力摩擦效应, 采用粗边界层方案, 并设模式最低层即边界层。在边界层,  $F_u$ 、 $F_v$ , 分别为:

$$F_u = -g \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial \sigma}, \quad F_v = -g \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial \sigma};$$

其中  $\tau_{zx}$ 、 $\tau_{zy}$  分别为  $x$ 、 $y$  方向的湍流粘性力; 在边界层顶  $\tau_{zx} = \tau_{zy} = 0$ ; 在地面, 设

$$\tau_{zx} = \rho_s C_D |\mathbf{V}_s| u_s, \quad \tau_{zy} = \rho_s C_D |\mathbf{V}_s| v_s; \quad (7)$$

这个经验公式与地面层中性层结时风的对数定律是一致的。按边界层理论, 地面层满足风的对数定律, 在中性层条件下有:

$$\tau_{zx} \equiv \rho_s u^2 x = \rho_s (k_0 / \ln \frac{z}{z_0})^2 u^2 \propto \rho_s u^2 \quad (7')$$

比较(7)、(7')式可见, (7)式用经验的拖曳系数代替(7')式的比例系数。式中下标“s”的量是用百叶箱高度上的观测资料代替。拖曳系统  $C_D$  水面取  $1.5 \times 10^{-3}$ , 陆面取  $2.0 \times 10^{-3}$ 。

关于对流参数化方案, 假设当气柱的水汽水平辐合量:

$$M_t = -\frac{p^*}{g} \int_0^1 \nabla \cdot \mathbf{V}_q d\sigma$$

超过一定值时, 就会发生深厚积云对流, 这时热量方程中的加强项只考虑由对流凝结加热引起, 并假设凝结率与用于降水的气柱水平辐合量  $\beta M_t$  成正比 ( $\beta$  为比例系数表征  $M_t$  用于降水的百分比) 即:

$$Q = L \bar{c}^* = L \beta M_t g N(\sigma) \quad (8)$$

其中  $N(\sigma)$  为对流凝结加热的权重系数, 设

$$N(\sigma) = \omega_c \frac{\partial q_s}{\partial \sigma} / \int_0^1 \omega_c \frac{\partial q_s}{\partial \sigma} d\sigma \quad (9)$$

此外, 这时的水汽方程用下式代替(6)式

$$\frac{\partial p^* q}{\partial t} = p^* \left( \frac{\partial q}{\partial t} \right)^+ - \frac{\overline{\delta(\omega'q')_c}}{\delta \sigma} + F_q \quad (10)$$

$$\text{式中} \quad \left( \frac{\partial q}{\partial t} \right)^+ = (1 - \beta) M_t g N_q(\sigma) \quad (11)$$

$$N_q(\sigma) = (q_s - q) / \int_0^1 (q_s - q) d\sigma \quad (12)$$

$$(\omega' q')_c = \alpha \omega_c (q_c - q) \quad (13)$$

$$\alpha = \beta M_t / (1.23 \times 10^{-3}) \quad (14)$$

$N_q(\sigma)$  为对流引起的增湿权重函数,  $\omega_c$  和  $q_c$  分别为云内上升速度和云内比湿, 由一维云模式确定。 $N_q(\sigma)$  和  $N(\sigma)$  所用的饱和比湿  $q_s$  用武汉的观测值代替, 在预报过程中不变。 $N(\sigma)$ 、 $N_q(\sigma)$  以及  $-\omega_c(q_c - q)$  的数值由表 1 给出。

表 1 模式分层和对流参数化方案\*

分层及其气压 (百帕)		各层的平均高度 (百帕)		加热和增湿权重		$-\omega_c(q_c - q)$
$\sigma$	$p(\sigma)$	$\bar{\sigma}$	$p(\bar{\sigma})$	$N(\bar{\sigma})$	$N_q(\sigma)$	( $10^{-3}$ 百帕·秒 $^{-1}$ )
0.000	150	0.060	201	0.11	0.0588	0.00
0.120	252	0.185	307	0.94	0.3087	0.60
0.250	363	0.343	411	1.66	0.4557	1.60
0.435	520	0.528	598	1.72	1.5877	1.95
0.620	677	0.660	711	1.40	2.0287	1.30
0.700	745	0.730	771	0.90	2.2639	0.70
0.760	796	0.790	822	0.75	2.4550	0.13
0.820	847	0.845	868	0.57	2.5873	0.00
0.870	890	0.895	911	0	0	0.00
0.920	932	0.960	966	0	0	0.00
1.0000	1000	—	—	—	—	0.00

\*  $\sigma$  与  $p$  的换算以地面气压 = 1000 百帕为准。

模式的水平格距为 90 公里, 共取  $31 \times 31$  格点, 预报区域以  $30^\circ\text{N}$ 、 $115^\circ\text{E}$  为中心, 范围约包括  $42^\circ\text{N}$  以南、 $18^\circ\text{N}$  以北和  $127^\circ\text{E}$  以西的中国东半部及其邻近洋面。垂直方向共分 10 层, 考虑到对流层低层温湿场和流场的复杂性, 将 750 百帕以下的大气每隔 50 百帕分一层, 如表 1 所示。模式采用跳点差分格式, 水平扩散项采用四阶精度, 其余用二阶精度。

考虑到风场和温湿场对暴雨系统发生发展的重要性, 模式用 850—150 百帕的 8 层标准等压面的实测风和实测温度、湿度资料作为初始场输入, 用逐步订正的客观分析方法在等压面上进行客观分析, 再内插和外延到  $\sigma$  面上, 并用整个气柱平均无辐散风以及温度和比湿作为预报初值。

为研究对流凝结加热的作用, 试验了有、无对流加热两种方案。这两种方案的唯一差别是在热量方程中是否考虑对流凝结加热。在无对流加热方案中, 仍允许有对流降水发生, 从而保留了环境场对积云对流的单向的影响。

### 三、模拟结果

本个例是武汉有记录以来少见的特大暴雨, 是在暖式切变的天气尺度背景场上发生

和发展了中尺度对流复合体(MCC)而造成的。过程雨量达271毫米,主要集中在6月20日04~09时发生,降水中心在武汉附近\*\*。

由于这次个例的12小时和24小时降水量预报以及次天气尺度系统的预报结果与实况相当一致<sup>[7]</sup>,因此可利用这个模拟结果来分析暖盖的演变及其与暴雨和与环流场的关系,以弥补观测资料的不足。

### 1. $\theta_{se}$ 暖盖的结构与性质

从探空资料分析中发现这次暴雨过程中有 $\theta_{se}$ 的逆增层,数值模拟结果也反映了这一点。图1为3小时最大降水发生前,沿降水中心的 $\theta_{se}$ 和混合比 $q$ 的经向剖面,图下

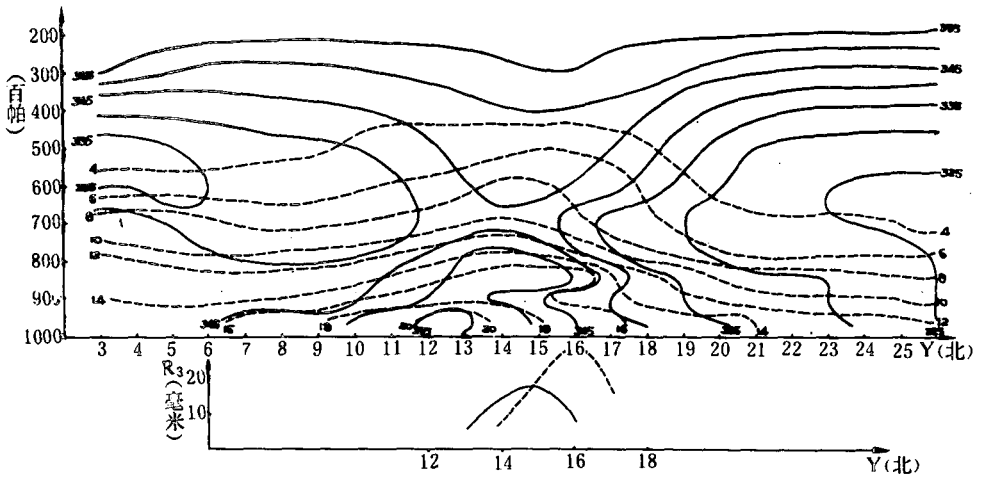


图1 第15小时预报的沿3小时降水中心的经向剖面图

实线为 $\theta_{se}$ ,虚线为混合比,下方为前、后3小时降水的经向分布

方为前(实线)后(虚线)3小时降水分布。由图可见,在雨区的上空及其南侧,在850—900百帕附近有一个次天气尺度(直径为300公里左右)的 $\theta_{se}$ 逆增层,其混合比 $q \geq 14$ 克/千克,由于它的存在,造成雨区上空850—900百帕为位势稳定层,850—700百帕为位势不稳定层。图2为雨区上空的 $\theta$ 和 $\theta_{se}$ 上升曲线,由图清楚表明这个 $\theta_{se}$ 的逆增主要由水汽的逆增造成,与美国中西部强风暴降水中的干暖盖性质不同<sup>[3]</sup>,我们称它为“湿暖盖”。华东地区中尺度试验的资料和分析表明<sup>[8]</sup>,这种以 $\theta_{se}$ 逆增为标志的暖盖在华东地区颇为常见。

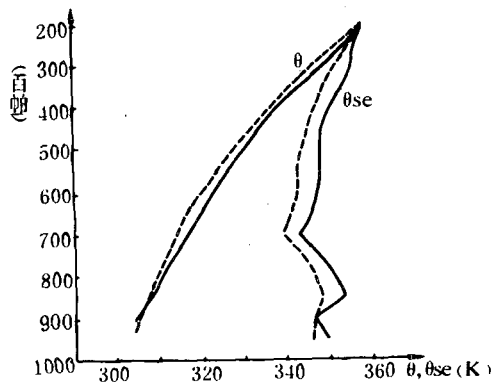


图2 雨区上空 $\theta$ ,  $\theta_{se}$ 上升曲线

实线和虚线分别为有对流和无对流加热方案的预报结果,右方两条为 $\theta_{se}$ 线,左方两条为 $\theta$ 线

此外,我们分析了雨区上空每隔3小时

\*\* 武汉中心气象台彭春华、袁恩国同志提供了降水资料。

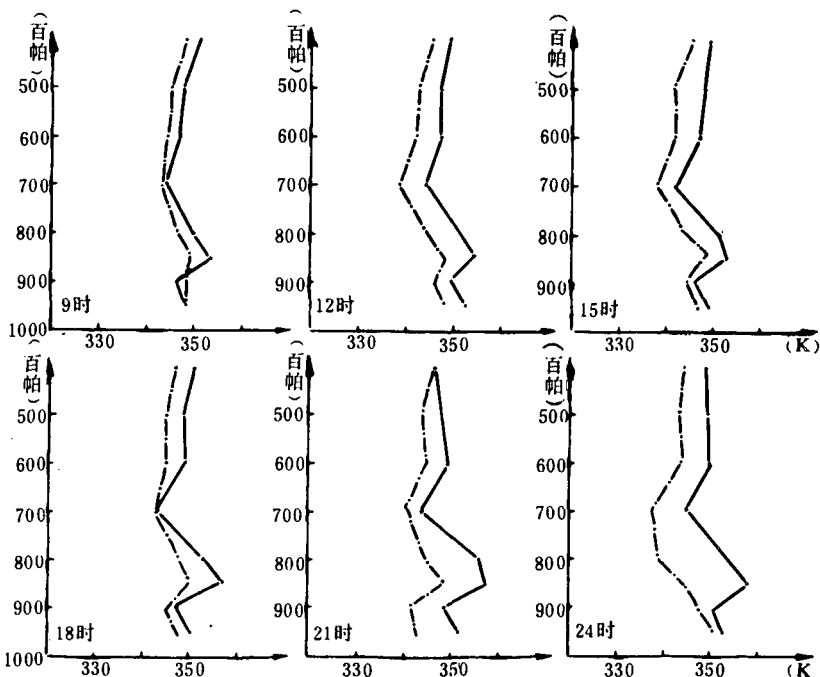


图 3 有(实线)无(点划线)对流加热时雨区上空的  $\theta_{se}$  上升曲线演变图

的  $\theta_{se}$  上升曲线(图 3)发现这个暖盖在整个降水过程中始终存在,并不因暴雨的发生而消失。由于这次过程以对流性降水为主,为考察暖盖与对流凝结加热的关系,通过有、无对流加热的对比试验,还作了无对流加热时通过最大降水中心的  $\theta_{se}$  上升曲线,如图 3 点划线所示。由图可见,无对流加热时,其暖盖明显减弱。可见对流加热的结果促进了暖盖增强,因而暖盖并不随降水增强而消失;相反,暖盖随降水的大小而变化。由于本模式对流加热分布函数是中上层最大,所以  $\theta_{se}$  的低层递增(即  $\theta_{se}$  暖盖)不是简单地直接由对流加热造成,这有待进一步研究。

## 2. $\theta_{se}$ 暖盖与降水、低空急流的关系

我们以  $\Delta\theta_{se1} = \theta_{se850百帕} - \theta_{se900百帕}$  代表暖盖强度,以  $\Delta\theta_{se2} = \theta_{se850百帕} - \theta_{se700百帕}$  代表暖盖之上位势不稳定的程度,作了 3 小时降水量演变与雨区上空  $\Delta\theta_{se1}$  和  $\Delta\theta_{se2}$  的演变曲线,如图 4 所示。由图可见,降水量、暖盖强度和暖盖之上的位势不稳定度的变化趋势一致。图 5 为 3 小时降水

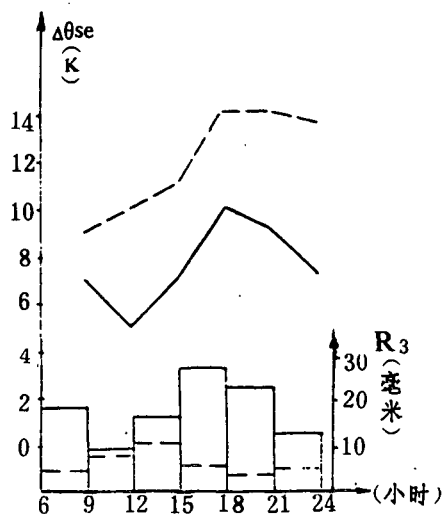


图 4 3 小时降水量预报和  $\Delta\theta_{se1}$ (实线)  $\Delta\theta_{se2}$ (虚线) 的演变图

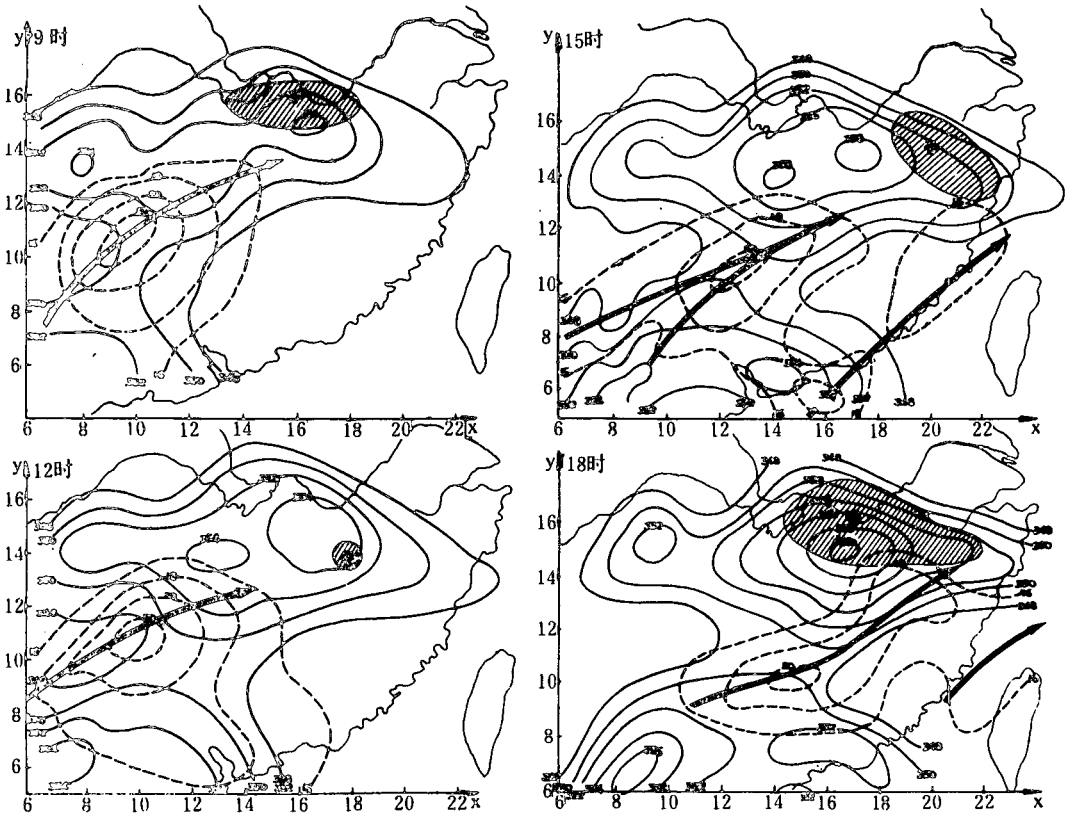


图5 第9—18小时预报的850百帕上的 $\theta_{se}$ (实线)、低空急流以及前3小时降水 $>10$ 毫米区(阴影区)的分布

虚线为等风速线，“+”为降水中心

量大于10毫米雨区和850百帕上 $\theta_{se}$ 的分布以及低空急流(风速大于16米/秒的配置状况)。由图可见,降水区多位于 $\theta_{se}$ 高中心的偏北和偏东北侧的 $\theta_{se}$ 水平梯度高值区,同时还处于偏南湿低空急流出口区的左前侧,这与许多诊断结果是一致的<sup>[9]</sup>。此外,从总的变化来看,850百帕的 $\theta_{se}$ 中心值也是随降水的增加而从352K(第6小时预报)逐渐增至359K(第18小时预报),由于模式不考虑辐射过程,因而不是辐射日变化的影响。由此可见, $\theta_{se}$ 暖盖的形成加强与降水关系密切。

### 3. $\theta_{se}$ 暖盖与位势稳定度的关系

图6为第9—18小时预报的 $\Delta\theta_{se2} > 8K$ 地区(代表暖盖之上层的最不稳定区)、3小时降水 $>10$ 毫米区以及700百帕上强上升区( $\omega < -50 \times 10^{-4}$ 百帕/秒)的分布。与图5比较可见,随着850百帕暖盖的增强( $\theta_{se}$ 中心值增大),850—700百帕这一层的位势不稳定度也增大,降水也加大。联系到前人的结果,上层为对流性云系,下层为层状云系的混合型降水易发生暴雨的结论,这种有暖盖及其上有不稳定层的层结构正好有利于暴雨的发生。本个例试验结果是对流性和非对流性降水并存,并以对流性降水为主的情况,也与前人结果一致。由图6还可见,暴雨常发生在850—700百帕这一层的位势最不稳定区和强上升速度相重合的地区。关于这点,可从热量方程来加以分析。

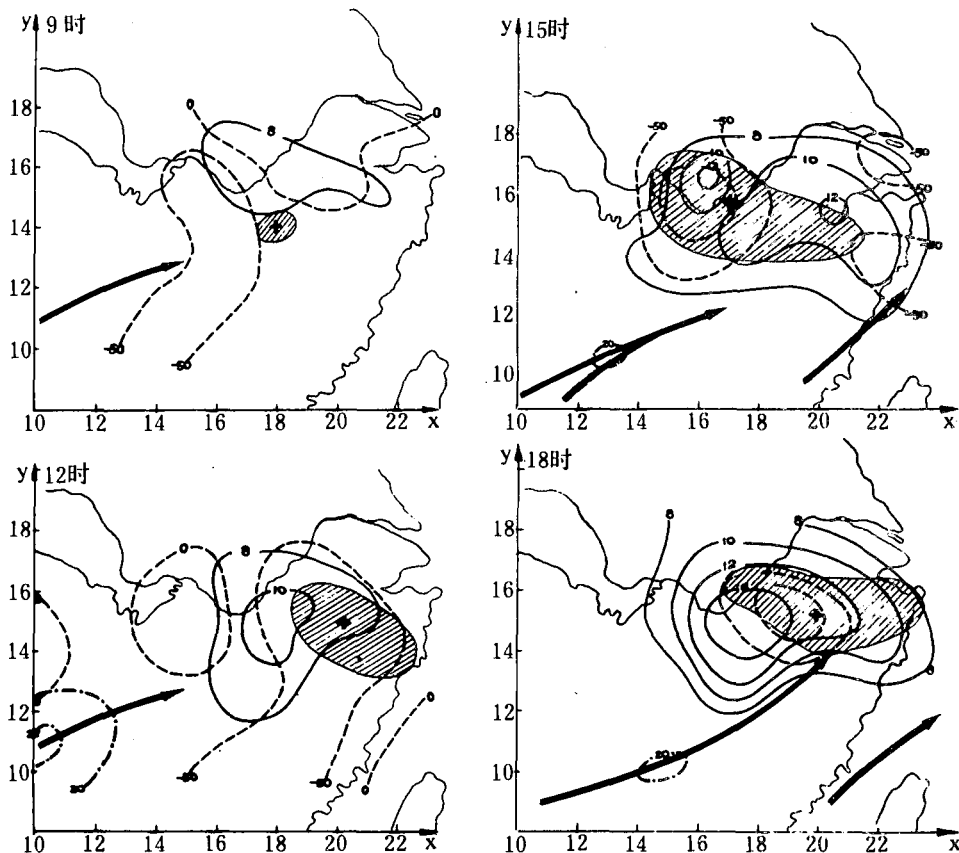


图 6 第 9—18 小时预报的  $\Delta\theta_{se2}$  和 700 百帕上  $\omega < -50 \times 10^{-11}$  百帕/秒区以及各 3 小时降水量  $> 10$  毫米区的分布图

将湿绝热的热量方程（因本模拟方案是湿绝热的）进行  $\nabla^2$  运算，并用热成风涡度

$\xi_T = \frac{-\partial}{\partial p} \left( \frac{1}{f} \nabla^2 \Phi \right)$  代入，可得

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = \frac{1}{f} \nabla^2 \left[ -\mathbf{v}_h \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \right] + \nabla^2 \sigma_s \omega \quad (15)$$

式中  $\sigma_s$  为水汽近饱和区的静力稳定度， $\sigma_s = \frac{\alpha}{\theta_{se}} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p}$ ；其它符号均为常用的。式中右端第二项为：

$$\nabla^2 \sigma_s \omega = \sigma_s \nabla^2 \omega + \omega \nabla^2 \sigma_s + 2 \nabla \omega_1 \nabla \sigma_s \quad (16)$$

根据模拟结果计算出(16)式右端各项的相对量级为： $\omega \nabla^2 \sigma_s / \sigma_s \nabla^2 \omega \sim 10^0$ ；

$$\nabla \omega \cdot \nabla \sigma_s / \sigma_s \nabla^2 \omega \sim 10^{-1} - 10^{-2}；$$

因而(15)式可近似为：

$$\frac{\partial \xi_T}{\partial t} \doteq \frac{1}{f} \nabla^2 \left[ \underset{\text{I}}{-\mathbf{v}_h \cdot \nabla \left( \frac{\partial \phi}{\partial p} \right)} \right] + \underset{\text{II}}{\sigma_s \nabla^2 \omega} + \underset{\text{III}}{\omega \nabla^2 \sigma_s} \quad (17)$$

由(17)式可见，热成风涡度的局地变化由以下三项造成：I项，由温度平流的水平分布不均；II项，由垂直速度的水平分布不均与位势稳定度的耦合；III项，由位势稳定度的



水平分布不均和垂直速度的耦合。在梅雨带, 水平温度梯度不明显, 故 I 项作用较小, 而第 II、III 项, 从图 6 中可见, 在雨区上空 850—700 百帕层,  $\omega < 0$ ,  $\nabla^2 \omega > 0$ ,  $\sigma_s < 0$  和  $\nabla^2 \sigma_s > 0$  的情况。因此都造成热成风涡度减小, 即  $\partial \xi_T / \partial t < 0$ , 即有利于 850 百帕以下正涡度加强和 700 百帕以上负涡度加强, 利于雨区上空抽气式垂直环流发生发展。因此可以解释暴雨落区与强上升区和位势最不稳定区的配置关系。此外, 根据陈秋士的理论研究和数值试验<sup>2)</sup>, 天气尺度的垂直运动和静力不稳定度水平分布不均匀两者耦合将产生重力惯性波, 而且在水汽近饱和的条件不稳定区 (正如本试验中雨区上空 850—700 百帕这一层的情况), 将引起次天气尺度的上升运动, 在尺度较小时, 将引起重力惯性波的不稳定。由图 6 看到, 雨区附近位势不稳定度和上升速度互相增幅, 上升中心的  $\omega$  由第 9 小时的  $-8.4 \times 10^{-4}$  百帕/秒增加到第 18 小时的  $-133 \times 10^{-4}$  百帕/秒,  $\Delta \theta_{se2}$  由第 9 小时的 9 K/150 百帕增至第 18 小时的 16 K/150 百帕, 这可能与重力波不稳定的存在有关。所以, 暖盖对暴雨作用, 除过去已指出的, 可抑制其下方位势不稳定能量的随时释放以外, 还造成暖盖以上位势不稳定增强和位势不稳定度水平分布不均匀性增强, 从而创造了次天气尺度重力惯性波不稳定 (由  $\omega \nabla^2 \sigma_s$  引起)<sup>2)</sup> 的热力条件。

#### 四、 $\theta_{se}$ 暖盖的形成

由图 2 可见, 本个例雨区上空暖盖的形成加强主要是 850 百帕上  $\theta_{se}$  增大所致, 因而可由雨区上空 850 百帕上  $\theta_{se}$  的增加来表征。由于模式只考虑了水汽的凝结加热, 因而是湿绝热的。可有

$$\frac{\partial \theta_{se}}{\partial t} = -\mathbf{V}_h \cdot \nabla \theta_{se} - \omega \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \quad (18)$$

由图 5 可知, 850 百帕上, 雨区上空  $-\mathbf{V}_h \cdot \nabla \theta_{se} > 0$ ; 由图 6 和图 2 可知, 850 百帕上, 雨区上空  $-\omega \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} < 0$ , 即 850 百帕上  $\theta_{se}$  的增大由平流引起, 对流项起减小作用。由于模拟结果是雨区上空  $\theta_{se}$  增大 (图 2), 可见 850 百帕上低空急流对  $\theta_{se}$  的平流起主导作用。因而雨区上空暖盖的加强与低空偏南风急流关系密切。

在一般情况下, 暖盖的强度变化应用  $\sigma_1 \equiv -\partial \theta_{se} / \partial p$  来表征, 我们称  $\sigma_1$  为位势稳定度参数。将 (18) 式对  $p$  求导, 并用连续方程和  $\sigma_1 = -\partial \theta_{se} / \partial p$  代入得:

$$\frac{\partial \sigma_1}{\partial t} = \underbrace{-\mathbf{V}_h \cdot \nabla \sigma_1}_{\text{I}} - \underbrace{\left(-\frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p}\right) \cdot \nabla \theta_{se}}_{\text{II}} - \underbrace{\omega \frac{\partial \sigma_1}{\partial p}}_{\text{III}} + \underbrace{\sigma_1 \nabla \cdot \mathbf{V}_h}_{\text{IV}} \quad (19)$$

式中 I、II、III、IV 项分别为位势稳定度平流项、 $\theta_{se}$  的热成风平流项、位势稳定度对流项和散度项。将 (19) 式用于暖盖这一层, 由图 1 和图 5 可知, 降水中心上空  $\mathbf{V}_h$  与  $-\nabla \sigma_1$  同向, 故  $-\mathbf{V}_h \cdot \nabla \sigma_1 > 0$ , 即平流作用使雨区暖盖增强; 由于低空急流位于 850 百帕附近, 故  $-\partial \mathbf{V}_h / \partial p \cdot (-\nabla \theta_{se}) > 0$ , 即 II 项也使雨区暖盖增强; 由于暖盖外  $\sigma$  为极大, 故  $\partial \sigma_1 / \partial p = 0$ , 对流项不起作用; 而雨区上空 850—950 百帕层气流是辐合的, 故 IV

2) 陈秋士, 温度层结的水平不均匀性对次天气尺度系统发生和发展的影响, 尚未发表。

项为负值，削弱暖盖。因试验结果是暖盖增强，故系 I、II 项起主要作用。通过计算，I、II 项相对量级为：

$$|\mathbf{V}_h \cdot \nabla \sigma_1| / \left| \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p} \cdot \nabla \theta_{se} \right| \sim 10^0 - 10^{-1}.$$

此外，(5)式还可化为：

$$\frac{d\sigma_1}{dt} = - \left( - \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p} \right) \cdot \nabla \theta_{se} + \sigma_1 \nabla \cdot \mathbf{V}_h \quad (20)$$

由于(20)式 I 项只表示将已存在的暖盖平流到雨区上空，不能表示暖盖的生存原因。而从(20)式可看到暖盖的个别变化是由热成风对  $\theta_{se}$  的平流和散度项造成。且热成风平流是暖盖形成和加强的因子。散度项是削弱因子。由于

$$- \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p} \cdot \nabla \theta_{se} = \left( - \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial p} - \frac{\partial \mathbf{V}'}{\partial p} \right) \cdot \nabla \theta e^{Lq/c_p T_K}$$

$$\text{而 } \nabla (\theta e^{Lq/c_p T_K}) = \frac{\theta_{se}}{\theta} \nabla \theta + \frac{L \theta_{se}}{c_p T_K} \nabla q = \nabla \theta + \frac{L}{c_p} \nabla q$$

因而有：

$$\begin{aligned} - \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p} \cdot \nabla \theta_{se} &= - \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial p} \nabla \theta - \frac{\partial \mathbf{V}'}{\partial p} \nabla \theta - \frac{L}{c_p} \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p} \nabla q = - \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial p} \nabla \theta \\ &\quad - \frac{L}{c_p} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial p} \nabla q - \frac{\partial \mathbf{V}'}{\partial p} \nabla \theta_{se} \end{aligned}$$

由于地转热成风与等  $\theta$  线平行，故上式右端第一项为 0，因而热成风对  $\theta_{se}$  的平流项可化为：

$$\begin{aligned} - \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p} \cdot \nabla \theta_{se} &= \frac{\partial \mathbf{V}'}{\partial p} \cdot \nabla \theta - \frac{L}{c_p} \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p} \cdot \nabla q = - \frac{L}{c_p} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial p} \nabla q \\ &\quad - \frac{\partial \mathbf{V}'}{\partial p} \nabla \theta_{se} \quad (21) \end{aligned}$$

暖盖强度的个别变化可写成

$$\begin{aligned} \frac{d\sigma_1}{dt} &\doteq - \left( - \frac{\partial \mathbf{V}'}{\partial p} \right) \nabla \theta - \frac{L}{c_p} \left( - \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p} \right) \cdot \nabla q + \sigma_1 \nabla \cdot \mathbf{V}_h \\ &\quad \text{I} \qquad \qquad \qquad \text{II} \\ &= - \frac{L}{c_p} \left( - \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial p} \right) \nabla q - \left( - \frac{\partial \mathbf{V}'}{\partial p} \right) \nabla \theta_{se} + \sigma_1 \nabla \cdot \mathbf{V}_h \quad (22) \\ &\quad \text{III} \qquad \qquad \qquad \text{IV} \end{aligned}$$

可见，暖盖生成的原因是由非热成风的温度平流（I 项）和热成风的水汽平流项（II 项）造成，也可说是由于地转热成风对水汽的平流项（III 项）和非热成风对  $\theta_{se}$  的平流项（IV 项）造成。总之是由热成风不平衡和热力场水平梯度造成。这说明暖盖的生成还和大气的不平衡状态（ $\partial \mathbf{V}' / \partial p \neq 0$ ）有关。联系到上节讨论的暖盖创造了重力惯性波不稳定的热力条件，可见暖盖与暴雨的相互反馈作用。此外，由图 2 看到对流加热使暖盖加强，说明对流加热是通过提供雨区上空能量从而改变雨区上空的动力热力条件，通过热

成风不平衡的调整过程而使暖盖加强。

## 五、结 论

1. 本暴雨个例中的暖盖, 主要由水汽的递增造成, 因此我们称之为“湿暖盖”。但它的作用与干暖盖相似, 都起到抑制其下层(边界层)位势不稳定能量的随时释放, 并增加其上层(对流层中低层)位势不稳定的作用。这样, 一旦其下层的动力辐合加强到一定程度, 就有可能发生深厚的积云对流。由于模拟结果代表90公里×90公里的网格平均值, 所以暖盖是代表积云对流的环境场的。模拟结果是暖盖在暴雨过程中存在并加强。这说明, 在暴雨过程中, 暖盖一直提供有利于深厚积云对流发生发展的热力环境条件。从本模拟结果以对流性降水为主也可证实这一点。另一方面, 从云系结构上看, 暖盖的存在有利于其下稳定性云层的存在和其上对流性云系的发展, 因而有利于混合型降水的发生, 这是暴雨发生发展的有利条件。

2. 从方程讨论可知, 暴雨多出现在850—700百帕的  $\sigma_s = -\frac{\alpha}{\theta_{se}} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} < 0$ ,  $\nabla^2 \sigma_s > 0$  和强上升运动重叠区是由于雨区上空位势不稳定 ( $\sigma_s < 0$ ) 和上升速度水平分布不均 ( $\nabla^2 \omega > 0$ ) 以及位势不稳定度的水平分布不均 ( $\nabla^2 \sigma_s > 0$ ) 与上升速度 ( $\omega < 0$ ) 的耦合, 引起雨区大气不平衡, 造成抽气式垂直环流发展和重力惯性波的不稳定。从暖盖可增加雨区上空位势不稳定的水平不均匀性来看, 暖盖对大气不平衡状态的发展起促进作用。由于降水又促进了暖盖的增强, 因此可认为暖盖与降水是通过上述热力、动力耦合作用而形成了相互反馈的。

3. 从稳定度倾向方程可知, 雨区暖盖的增强与平流和热成风平流有关。因此, 低空偏南湿急流的存在或低层气流的垂直切变存在极值的环境风场, 对雨区暖盖的增强极为有利。从暖盖的个别变化方程看到, 暖盖生成的决定性因子是地转热成风对水汽的平流和热成风不平衡 ( $\partial \mathbf{V}' / \partial p$ ) 引起的  $\theta_{se}$  平流。

## 参 考 文 献

- [1] 陈秋士, The Instability of Gravity-Inertia Waves and Its Relation to the Low-level Jet and Heavy Rainfall, 《日本气象集誌》, 1982.
- [2] 李毓芳, 一次暴雨过程与环境流场关系的数值模拟, 大气科学, 9卷2期, 119—129, 1985年.
- [3] Carlson, T. N., S. G. Benjamin, G. Forbes, Y. E. Li (李毓芳) Mon. Wea. Rev., 111, 1453—1473, 1983.
- [4] 杨红梅、雷雨顺, 暖盖型特强预报发生的局地条件, 北方天气文集(2), 19—26, 1982年.
- [5] 杨红梅、雷雨顺, 梅雨期特大暴雨的合成分析, 气象学报, 41卷, 第4期, 472—480, 1983年.
- [6] Anthes, R. A., Y. H. Kuo, S. G. Benjamin, Y. F. Li (李毓芳), Mon. Wea. Rev., 110, 1187—1213, 1982.
- [7] 李毓芳、高坤、黄安丽, 中尺度模式在梅雨暴雨预报中的初步试验, 浙江科技通报, 3期, 8—11, 1985年.
- [8] 陈永胜、潘晓滨、傅江、赵旭东、王加林, 一次对流性暴雨的物理条件及其结构的分析, 同上, 127—137, 1985年.
- [9] 罗会邦、王两铭, 暴雨天气动力学的一些问题的探讨(I), 中山大学学报, 第1期, 28—36, 1978年.

# THE WARM $\theta_{se}$ LID IN A HEAVY RAIN CASE DURING MEI-YU SEASON

Li Yufang Lu Xiaodan

(Department of Geography, Hangzhou University)

## Abstract

A 10 layer moist mesoscale model has been employed to simulate a heavy rain case over Yangtze Valley, China during Mei-Yu season. The rain-band and subsynoptic fields are simulated realistically. The results also show that,

1) A  $\theta_{se}$  warm lid existed over heavy rain region, which was maintained and enhanced during rainfall period. It is a moist lid, characterized by the inversion of  $\theta_{se}$ , and is different from the dry lid with the severe local storms over middle United States.

2) The heavy rain region located at the northern or northeastern part of the lid, where the horizontal gradient of  $\theta_{se}$  is considerable large. Besides, the upward motion and the potential instability of the stratified atmosphere over there are significant.

3) The warm moist lid not only restrained the release of potential unstable energy from the under running flow, but also enhanced the potential instability of the layer above. Thus, the lid played a role in providing a favorable thermodynamic environment to the development of deep cumulus convection.

4) Based on the thermal wind vorticity eq. and the modeling results, the phenomena of the location of heavy precipitation coincide with the strong ascending area and the maximum potential unstable region over 850—700 hPa can be explained by the coupling of vertical motion and the potential instability,  $\omega \nabla^2 \sigma_s$  and  $\sigma_s \nabla^2 \omega$ . They would induced the imbalance between the mass field and the thermal field so that the "pumping" secondary circulation would develop over the heavy rain region, and the inertial gravity instability would occur as well. Thus, the lid is also favorable to the development of atmospheric imbalance indirectly.

5) Based on the eq. of stability and the modeling results, the formation of the moist lid is caused by moisture advection of geostrophic thermal wind  $\left(-\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial p} \cdot \nabla q\right)$  and differential geostrophic advection of  $\theta_{se} \left(\frac{\partial \mathbf{V}'}{\partial p} \cdot \nabla \theta_{se}\right)$ . Therefore, the existence of moist low-level jet in the south or south-west of the rainfall region is favorable to the development of the lid.