

台湾锋前暖区一次积云对流过程*

冯业荣

罗会邦

(广东省气象局, 广州, 510080) (中山大学大气科学系, 广州, 510275)

摘 要

用 TAMEX 中尺度试验加密观测资料, 研究影响台湾地区的一次梅雨锋前暖区强对流过程, 利用积云群整体诊断模式, 对积云对流物理过程以及云中参数进行估算, 结果给出锋前对流云团与环境场相互作用的物理图像。

关键词: TAMEX, 积云对流, 环境场。

1 引 言

自1970年代以来, 主要针对积云对流与环境场相互作用在热带和中纬度地区进行了一系列外场试验, 主要有 GATE, BOMEX, VIMHEX, ATEX, COPT, MONEX, SESAME, AMTEX 等。对这些观测资料的分析研究, 可加深对这一物理过程的认识。

1987年初夏, 5月1日至6月30日, 台湾和美国气象学家联合在台湾地区进行了为期两个月的中尺度外场观测试验, 简称 TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment), 动用了包括 P-3 飞机、卫星、常规雷达、多普勒雷达、无线探空、塔风以及遍布全岛的测雨站在内的多种观测手段。试验期间台湾周围布设12个探空站(其中3个为船舶站, 如图1)。5月15日至6月15日是特别观测期(SOP), 进行6h 一次探空。当发现有强回波临近时进入加密观测期(IOP), 这时每3h 探空一次, 探空垂直分辨率为数百帕一个记录。TAMEX 期间共有13个 IOP。

将探空数据垂直插值成25hPa 一层, 从1000hPa 至100hPa 共37层, 并对图1虚线所围区域进行客观分析, 格距 1×1 。

台湾地区的强对流活动多发生于梅雨锋前暖区。对 TAMEX 第二次加密观测时段

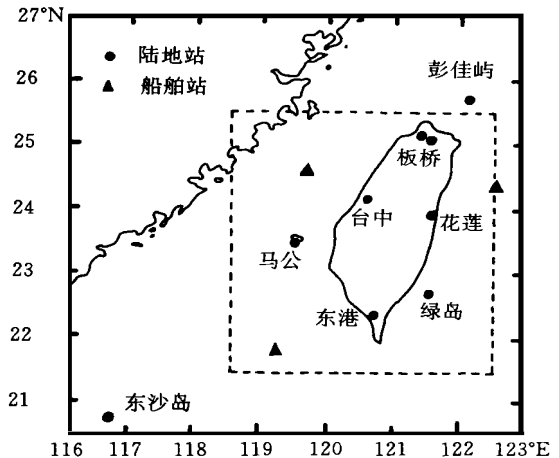


图1 TAMEX 探空站分布及客观分析区域

* 初稿时间: 1995年7月10日; 修改稿时间: 1995年11月10日。

(IOP# 2) 测到的1次强对流过程进行研究。IOP# 2观测从5月16日06时(UTC, 下同)到17日06时止, 本文计算时段是16日06—18时, 该时段内一直有强对流云团影响计算区域, 其中09时在分析区域内出现强度超过30dBz的中尺度南北向带状回波, 回波自西向东移动于19时移出, 有作者认为这一带状回波是一次飑线过程^[1-2]。

2 积云与环境场相互作用方程组

有许多作者用不同的方法研究积云对流与环境场的相互作用^[3-6], 本文对 Yanai 整体模式^[3]作了改进, 引入积云下沉气流分量, 建立一个定常积云诊断模式研究积云对流整体特征。这一模式后来用于华东暴雨个例的计算^[7], 模式具体推导见文献[7], 下面给出模式的一组描述积云群总体和平均效应的相互作用方程组。

$$-\frac{1}{\tilde{q}^* - q}[\dots (\bar{q}\mathbf{V}) + \frac{\partial \bar{q}\omega}{\partial p}] + \lambda \frac{H}{p} M_u - \delta_u + \frac{\partial M_u}{\partial p} = 0 \quad (1)$$

$$-\delta_u(\tilde{h} - h_u) + M_u \frac{\partial \tilde{h}}{\partial p} - \frac{\partial M_u(h_u - \tilde{h})}{\partial p} = 0 \quad (2)$$

$$-\delta_u l_u + \frac{\partial M_u l_u}{\partial p} + C_u - K(p) l_u = 0 \quad (3)$$

$$-\delta_u(\tilde{q} - q_u) + M_u \frac{\partial \tilde{q}}{\partial p} + \frac{\partial M_u(q_u - \tilde{q})}{\partial p} - C_u = 0 \quad (4)$$

$$M_u(h_u - \tilde{h}) + M_d(h_d - \tilde{h}) = \int_{100}^p (Q_1 - Q_2 - Q_R) dp \quad (5)$$

$$Q_1 - Q_R = -L\delta_u l_u + \delta_u(S_u - \tilde{S}) - M_u \frac{\partial \tilde{S}}{\partial p} - M_d \frac{\partial \tilde{S}}{\partial p} \quad (6)$$

$$S_u - \tilde{S} = \frac{1}{1 + \gamma}(h_u - \tilde{h}^*) \quad (7)$$

$$q_u - \tilde{q}^* = \frac{\gamma}{L(1 + \gamma)}(h_u - \tilde{h}^*) \quad (8)$$

$$M_d \frac{\partial \tilde{h}}{\partial p} + \frac{\partial M_d(h_d - \tilde{h})}{\partial p} = 0 \quad (9)$$

$$M_d \frac{\partial \tilde{q}}{\partial p} + \frac{\partial M_d(q_d - \tilde{q})}{\partial p} + e_d = 0 \quad (10)$$

$$q_d - \tilde{q}^* = \frac{\gamma}{L(1 + \gamma)}(h_d - \tilde{h}^*) \quad (11)$$

其中:

$$Q_1 = \frac{\partial \tilde{S}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \tilde{S} + \omega \frac{\partial \tilde{S}}{\partial p} \quad (12)$$

$$Q_2 = -L\left(\frac{\partial \tilde{q}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \tilde{q} + \omega \frac{\partial \tilde{q}}{\partial p}\right) \quad (13)$$

Q_1, Q_2 分别称为视热源和视水汽汇, Q_R 为辐射加热, $S = c_p T + gz$ 是干静力能, q 为比湿, C_u 为水汽凝结率, e_d 为雨滴蒸发率, L 是凝结潜热, 符号“~”表示云外环境变量, “-”为面积平均值, 下标 u, d 分别表示云中上下两支气流, M_u, M_d 为积云质量通量, S_u, q_u, S_d, q_d 为积云内部属性的平均值, ϵ, δ 分别代表卷入率和卷出率, l_u 为液态水(云滴)含量, h_u 为积云内部上升气流的湿静力能, \tilde{h} 为云外环境的湿静力能, $K(p)$ 是云雨滴转换函数, 取 Yanai 经验函数关系^[3], $Y = (L/c_p) \left(\frac{\partial \tilde{q}}{\partial p} \right)_p$, $h = c_p T + gz + Lq$ 是湿静力能, \tilde{h}^*, \tilde{q}^* 分别为环境饱和湿静力能和饱和比湿, λ 为分数卷入率, 取 $\lambda = 10^{-4} \text{m}^{-1}$ 。 H 为均质大气的高度。

3 模式方程组的求解

对模式方程组的分析可知, 通过变换一些变量的垂直积分次序, 所有模式变量均可表示为卷出率 δ_u 和气压 p 的函数, 故此选取 δ_u 作为迭代变量。模式最高云顶设在 100hPa, 最低云的云底设在 950hPa, 上下边界条件为:

$$p = 100\text{hPa} \begin{cases} M_u = 0 \\ M_d = 0 \end{cases} \quad p = 950\text{hPa} \begin{cases} l_u = 0 \\ h_u = \tilde{h}^* \end{cases}$$

从 100hPa 到 950hPa 共有 35 个模式层, 其中偶数层有 17 层(图略)。将模式变量离散到模式等压面上, 垂直积分采用隐式差分格式。构造函数:

$$F(\delta_u, p) = Q1 - QR + L\delta_u l_u - \delta_u(S_u - S) + M_u \frac{\partial S}{\partial p} + M_d \frac{\partial S}{\partial p} \quad (14)$$

由式(6)知 $F(\delta_u, p) = 0$, 将该方程写在偶数层上, 即 $f_j(\delta_{u_j}) = 0; j = 1, 2, \dots, n, n$ 为偶数层数。为便于讨论, 记 $x_i = \delta_{u_i}, X = [x_1, x_2, \dots, x_n]^T, F(X) = [f_1(X), f_2(X), \dots, f_n(X)]^T, F_x = \partial f_i(X) / \partial x_j, i = 1, 2, \dots, n; j = 1, 2, \dots, n$ 。定义目标迭代函数:

$$S(x_1, x_2, \dots, x_n) = \sum_{j=0}^n f_j^2(x_1, x_2, \dots, x_n) = F^T(X) F(X) \quad (15)$$

因此问题转化为在最小二乘意义下求函数 S 的极小值点。假定一个初始解 X_0 , 将 $F(X)$ 在 X_0 附近作一级泰勒展开: $F(X) = F(X_0) + F_x(X_0) X^{(0)}, X^{(0)} = X - X_0$ 。极值点应满足:

$S_x(X) = 2F_x^T(X)F(X) = 0$, 从而有 $F_x^T(X_0)F(X_0) + F_x^T(X_0)F_x(X_0) X^{(0)} = 0$, $X^{(0)} = -F_x^T(X_0)F(X_0) / F_x^T(X_0)F_x(X_0)$, 故取解的 1 次逼近为 $X_1 = X_0 + X^{(0)}$, 一般地从 X_k 出发构造迭代序列 $X_{k+1} = X_k + X^{(k)}$, 其中 $X^{(k)} = -F_x^T(X_k)F(X_k) / F_x^T(X_k)F_x(X_k)$, 通常将上式写成 $X_{k+1} = X_k + \beta^k X^{(k)}$, $0 < \beta^k < 1$, 于是 S 的 $k+1$ 次近似满足 $S(X_{k+1}) = (1 + \beta^k \lambda) S(X_k), 0 < \lambda < 1$, 上述迭代法使 $S(X)$ 收敛于一个平稳点。

4 视热源和视水汽汇

图2为这次强对流过程视热源和视水汽汇的垂直廓线。对流潜热释放对环境大气产生

加热 ($Q_1 > 0$)，另外，对流消耗环境水分，形成水汽汇 ($Q_2 > 0$)。 Q_1 和 Q_2 呈双峰分布，类似俄克拉荷马锋前飚线的分布特征^[6]，一些研究认为 Q_1 和 Q_2 的多峰特征反映不同云系的影响^[8-9]。 Q_2 在对流层中层为负，表明该中尺度对流系统中层存在某种蒸发机制。

5 云内参量的诊断结果

图3a 虚线为卷出率 δ_u 的垂直廓线，200hPa 以上有很大的质量外流，这和强的水平风垂直切变有很大关系，云体在这一高度水平拉出砧云，对穿透（深厚）对流起抽气作用。另一相对大的卷出位于700hPa 附近，这表明有一定数量的浅单体存在（因 $\delta_u = \sum_i \delta_{u_i}$ ），它们使云滴大量卷出云外蒸发，从而湿润环境空气。实线为下沉气流的卷入率 ϵ_d ，400- 500hPa 有明显的卷入，表明对流层中层环境干空气卷入云体，干空气使云内降水物质蒸发，有利于维持云中下沉气流。800hPa 以下卷入率很大，这将冲淡浅云泡使其降水难以维持。点划线为上升气流的卷入率 ϵ_u ，比卷出率 δ_u 小得多，在垂直方向上变化很小，因此积云的卷入是缓慢且深厚的过程，而卷出则是快速和相对浅薄的过程。图3b 中凝结率在低层较大，表明浅薄积云的影响 ($C_u = \sum_i C_{u_i}$)，700- 350hPa 之间 C_u 变化很小，主要反映深厚积云的贡献，350hPa 以上 C_u 迅速减小，与 δ_u 的峰值吻合，反映该高度已接近深厚积云的云顶。 δ_{ul} 表示向外卷出的云滴数量，这部分水分通过蒸发湿润环境空气，呈现双峰分布，与 δ_u 的双峰高度大致一致，反映深浅两类积云的作用。 e_d 表示雨滴的蒸发，主要发生在云的中下层，700hPa 处有一峰值，与中层干空气卷入有很大关系，这一项与云滴的蒸发一起使中层出现水汽源 ($Q_2 < 0$)，云底附近雨滴蒸发很大，从另一角度说明浅薄积云很难有大的降水。

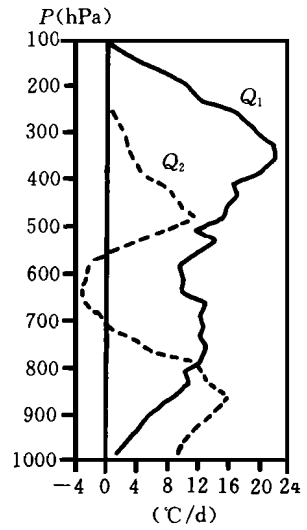


图2 10P# 2对流的视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 (1987年5月16日06—18时)

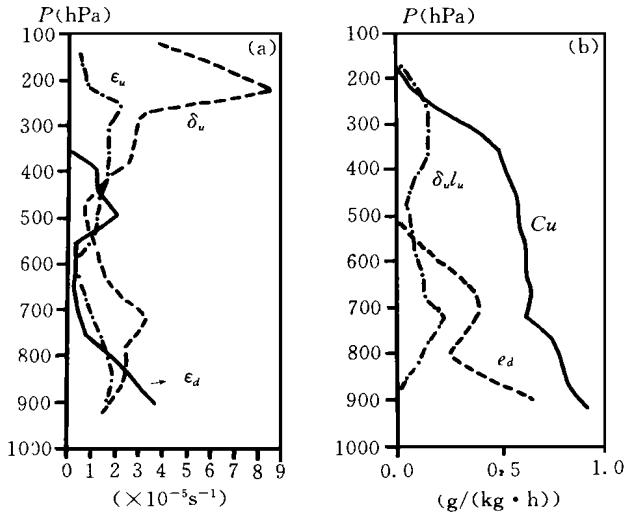


图3 (a) 上升气流的卷入率 (ϵ_u)，卷出率 (δ_u)，下沉气流的卷入率 (ϵ_d)；(b) 水汽凝结率 (C_u)，云滴蒸发率 (δ_{ul}) 及雨滴蒸发率 (e_d)

图4为积云质量通量的垂直廓线， M_u 为云中上升气流的质量通量， M_d 为云中下沉气流的质量通量。可见，浅薄积云的存在增大了低层的质量通量。 M_u, M_d 两者均远大于大尺

度上升运动 $-\bar{\omega}$ 因此云体间有显著的质量补偿下沉运动 $\tilde{M} (= -\bar{\omega} - M_u - M_d)$, 云外补偿下沉运动在视热源和视水汽汇形成过程中有重要作用。

上述诊断结果可给出台湾锋前对流的大致特征, 即瞬变的浅薄积云与缓变的深厚积云一起组成有组织的中尺度对流系统, 小部分浅单体可能发展成深厚积云, 以接替衰亡的深厚单体, 但大部分非降水性浅积云只是作为一种抽湿机将云下层的暖湿空气吸入云内并通过卷出蒸发机制向低层环境空气输送水汽, 然后深厚积云通过其卷入机制从浅积云处获取其发展和维持所需的额外水汽。因此台湾锋前对流系统中的浅薄积云类似东风波^{3, 10-11}, 是深厚积云的水汽供应者, 图5是深浅两类积云相互作用示意图。设日降水量为 R , 对 $C_u, e_d, \delta u_l u$ 垂直积分估算云中水分的收支情况, 其中云下层的水分收支通过计算余项求得。表1给出这次对流过程与其它个例的比较。

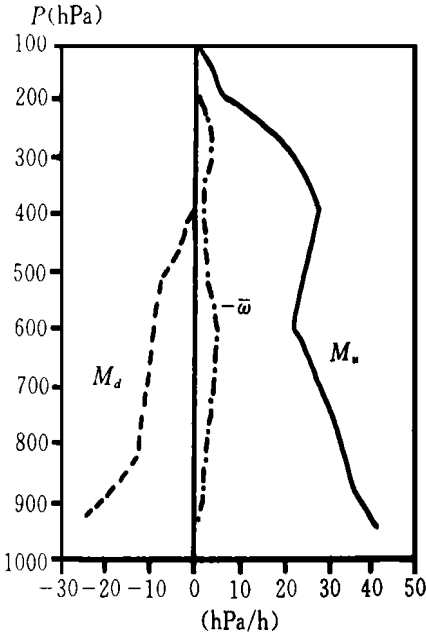


图4 上升和下沉气流的质量通量 (M_u 和 M_d) 及大尺度上升运动 ($-\bar{\omega}$)

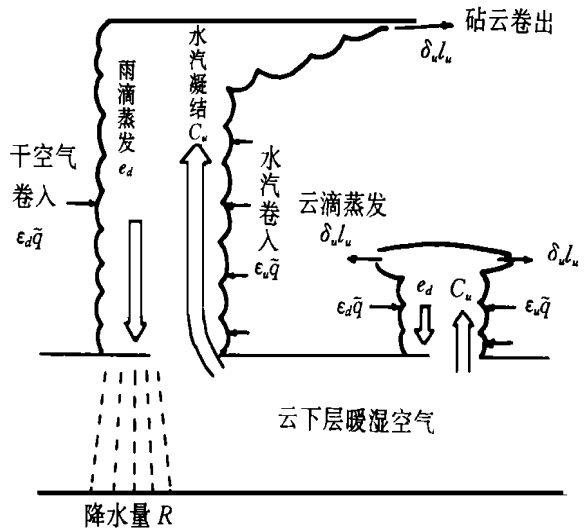


图5 台湾锋前对流系统不同云系间的相互作用

表1 台湾锋前对流系统的水分收支及其与其它个例的比较

天气系统	凝结率	地面降水率	云滴蒸发	雨滴蒸发	云下层蒸发	降水效率 (%)
热带对流 ^[12]	$1.65R$	R	$-0.17R$	$-0.48R$...	60
Ohio 胞线 ^[13]	$2.05R$	R	$-0.15R$	$-0.90R$...	49
梅雨锋暴雨 ^[7]	$2.00R$	R	$-0.07R$	$-0.58R$	$-0.35R$	50
IOP# 2对流	$3.60R$	R	$-0.57R$	$-1.62R$	$-0.41R$	30

从表1中可知, IOP# 2是所有个例中凝结率最高的, 然而其降水效率(降水量与凝结量之比)却是最低的(30%), 凝结的水分通过云滴在云外蒸发, 雨滴下降过程中与卷入干空气的混合蒸发以及雨滴在云下层的蒸发而散失, 其中大部分蒸发是通过雨滴蒸发进行的。

图6a为液态水含量 l_u , 云滴主要集中于云中下部, 与P-3飞机测得的结果很一致^[14]。图6b为云内外的温差, 上升气流具有正浮力, 下沉气流具有负浮力。图6c可见云中升降流均比环境空气湿。上述温湿结构维持了云中的对流。

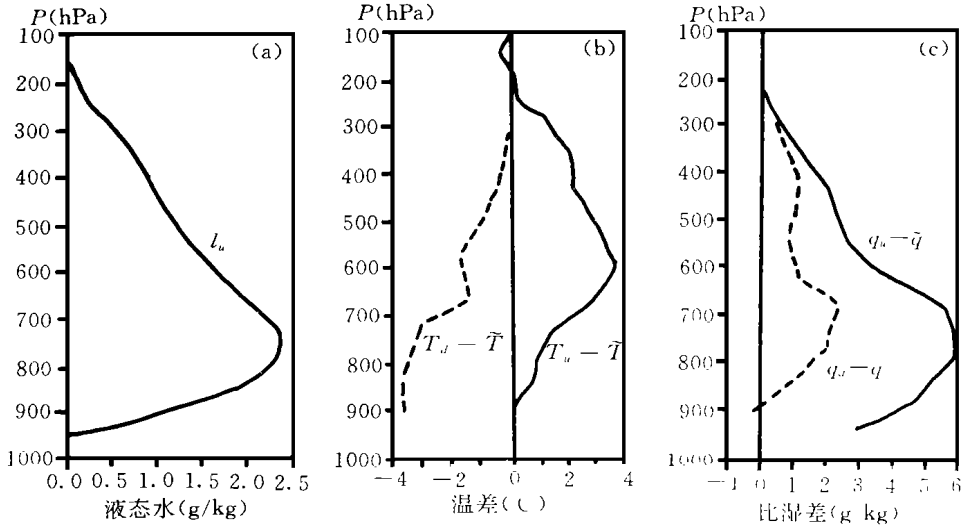


图6 云中液态水含量 l_u (a), 云温差 $T_u - T$ 和 $T_d - T$ (b), 比湿差 $q_u - \bar{q}$ 和 $q_d - \bar{q}$ (c)

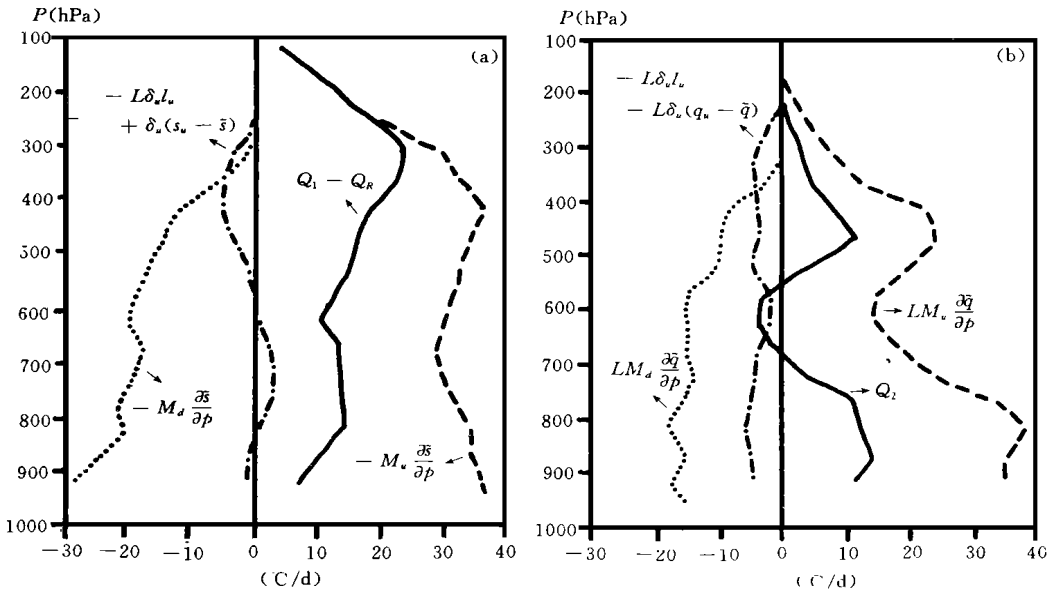


图7 积云与环境场的热量平衡(a)和水分平衡(b)

图7反映积云与环境场的相互作用。图7a中环境净热源($Q_1 - Q_R$) (实线)通过3种作用达到平衡: (1)补偿下沉增温项 $-M_u \frac{\partial \bar{s}}{\partial p}$ (虚线); (2)补偿上升冷却项 $-M_d \frac{\partial \bar{s}}{\partial p}$ (点线); (3)夹卷项 $-L\delta_u l_u + \delta_u(S_u - \bar{S})$ (点划线)。由于环境干静力能随高度增加, 即 $\frac{\partial \bar{s}}{\partial p} < 0$, 于

是 $-M_u \frac{\partial \theta}{\partial p} > 0$, $-M_d \frac{\partial \theta}{\partial p} < 0$, 这两项可理解为当云中作上升或下沉运动时, 将引生环境空气相应作下沉或上升运动, 导致环境空气作绝热压缩增温或膨胀冷却。夹卷作用很小, 它一方面使云滴卷出云外蒸发, 从而使环境空气冷却, 另一方面使云中暖空气卷出云外, 对环境空气起升温作用。由于补偿下沉增温项超过补偿上升冷却项, 决定了环境大气为净热源。

图7b 水汽汇 Q_2 (实线) 也是通过3种作用达到平衡: (1) 补偿下沉干燥项 $LM_u \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ (虚线); (2) 补偿上升湿润项 $LM_d \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ (点线); (3) 夹卷项 $-L\delta_u u - L\delta_u (q_u - \bar{q})$ (点划线)。由于环境比湿随高度减小, 即 $\frac{\partial \bar{q}}{\partial p} > 0$, 于是 $LM_u \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} > 0$, $LM_d \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} < 0$, 因此当云中作上升或下沉运动时, 将引生环境空气分别作下沉或上升运动, 导致环境空气垂直混合, 引起湿度变化。夹卷项很小, 它使云滴和云中水汽卷出云外, 对环境空气起增湿作用。在积云对流活动中, 通常干燥因子大于湿润因子, 因而决定环境大气为水汽汇。

6 结 语

利用 TAMEX 加密观测资料, 能够对台湾地区锋前对流活动进行较深入的研究, 主要结果如下:

1) 对流使环境大气出现视热源和视水汽汇, Q_1 和 Q_2 均为双峰分布。造成环境视热源和视水汽汇的直接原因, 是积云内部水汽相变(凝结和蒸发)以及积云对流在垂直方向上的感热和水汽输送, 间接原因则是积云对流引生的云外补偿运动使环境空气干静力能及水汽上下混合。

2) Q_2 在中层为水汽源, 对流层中层环境干空气卷入所造成雨滴的蒸发, 以及浅薄积云云顶处云滴的蒸发, 是其主要原因。

3) IOP# 2强对流云团内有大量的水汽凝结, 一方面是由于低空西南暖湿急流的水平入流, 另一方面是由于计算区域2/3以上面积是海面, 因而云下层空气很潮湿, 在大量浅薄积云质量通量的作用下, 云下层的暖湿空气被吸入积云云体。然而积云的蒸发过程也很明显, 估算有70%的凝结水将会因重新蒸发而丧失, 只有30%可以降至地面。蒸发与环境干空气卷入云体有很大关系, 这种卷入作用使大量的雨滴蒸发, 另外, 云顶外流大量的质量, 也造成大量云滴被卷出云外蒸发, 因此台湾锋前对流系统是一个低效率的造雨机。

4) 云内各种特征量的计算结果表明, 对流系统存在着3种主要云系: 降水性深厚对流云、非降水性浅对流云和砧云, 它们构成有组织的对流, 对环境水热场产生影响。

5) 暖湿上升气流和冷湿下沉气流是台湾锋前对流云团的基本温湿结构, 有利于对流系统的维持和发展。

本文对计算误差未做深入分析, 因而云内参量的诊断计算结果以及据此所做的讨论仅具有定性意义。

参考文献

- [1] Lin Y J, Pasken R W and Shen H. Structural features of a squall line in TAMEX IOP- 2. TAMEX Workshop, 1989, 50- 57.

- [2] Chen G T J and Chou H C. Squall line observed during TAMEX. TAMEX Workshop, 1989. 35– 42.
- [3] Yanai M, Esbensen S and Chu J H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large scale heat and moisture budgets. J Atmos Sci, 1973, 30: 611– 627.
- [4] Nitta T. Response of cumulus updraft and downdraft to GATE A/B– scale motion system. J Atmos Sci, 1977, 34: 1163– 1186.
- [5] Arakawa A and Schubert W H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part . J Atmos Sci, 1974, 31: 674– 701.
- [6] Lewis J M. Test of the Ogura-Cho model on a prefrontal squall line case. Mon Wea Rev, 1975, 103: 764– 778.
- [7] 冯业荣, 王作述. 梅雨静止锋积云群整体属性的诊断研究. 大气科学, 1995, 19(5): 597– 605.
- [8] Johnson R H. Partitioning tropical heat and moisture budgets into cumulus and mesoscale components: Implications for cumulus parameterization. Mon Wea Rev, 1984, 112: 1590– 1601.
- [9] 冯业荣, 王作述. 一次梅雨锋暴雨过程 Q1和 Q2的结构. 热带气象学报, 1995, 11(1): 86– 91.
- [10] Cho H R, and Ogura Y. A relationship between cloud activity and low-level convergence as observed in Reed-Recker's composite easterly waves. J Atmos Sci, 1974, 31: 2058– 2065.
- [11] Ogura Y, and Cho H R. Diagnostic determination of cumulus cloud population from observed large-scale variables. J Atmos Sci, 1973, 30: 1276– 1286.
- [12] Leary C A, and Houze R A. The contribution of mesoscale motion to the mass and heat fluxes of an intense tropical convective system. J Atmos Sci, 1980, 37: 784– 796.
- [13] Atkinson B W. Mesoscale atmospheric circulation. Academic press. New York, 1981.
- [14] Jorgensen D P and LeMone M A, Characteristics of convective vertical velocity events observed by P-3 Aircraft during TAMEX. TAMEX Workshop. 1989, 203– 213.

ON A CUMULUS CONVECTION PROCESS IN THE PRE-FRONTAL WARM SECTOR OVER TAIWAN AREA

Feng Yerong

((Guangdong Meteorological Bureau, Guangzhou, 510080))

Luo Huibang

(Department of Atmospheric Sciences, Zhongshan University, Guangzhou, 510275)

Abstract

By using TAMEX intensive observational data, a process of strong cumulus convection which took place in the warm sector of Meiyu front over Taiwan area has been investigated. A bulk cumulus diagnostic model to make the diagnostic estimates of the physical process of cumulus convection and the cloud parameters inside the cumulus clouds is applied. Results indicate the physical image of the interaction between the pre-frontal convective clouds and the environmental field.

Key words: TAMEX, Cumulus convection, Environmental field.