

梅雨静止锋积云群整体属性的诊断研究^{*}

冯业荣

(广东省气象局, 广州 510080)

王作述

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

提 要

本文利用积云群整体诊断模式, 对一次梅雨静止锋暴雨过程的积云对流活动进行研究, 计算了质量通量、云内温度、比湿、液态水等积云属性, 讨论了云中凝结蒸发过程以及对流能量输送特征。结果表明, 梅雨积云质量通量比热带扰动大, 但积云的发展高度不及热带深厚对流; 积云群的降水效率约为 50%; 潜热在对流能量铅直输送中占显著地位, 其量值远大于热带扰动中的对流活动。

关键词: 积云; 梅雨锋; 整体属性; 质量通量; 降水效率。

一、引 言

利用一组描述积云与环境场相互作用的方程可诊断积云内部的物理属性。这项研究通常有云谱法^[1-3]和整体法^[4]。云谱法较细致地考虑了积云的类型差异, 但计算颇为复杂。整体法撇开积云个体的型态差异, 只研究积云的整体属性及其对环境的水热效应, 数学处理比云谱法简便。

早期的研究均忽略积云的下沉气流, 使模式夸大了浅薄积云对水热收支的影响, 随着 Johnson^[5]和 Nitta^[6]在各自的模式中引入下沉气流效应, 问题得到了改进。他们工作的共同之处是用云谱法处理上升气流, 不同之处在于对下沉气流 Johnson 仍用云谱法处理, 而 Nitta 采用了整体法。

虽然通过计算大尺度水热收支进而用宏观量诊断积云内部属性的工作已有 20 年历史, 但这类工作通常局限于热带海洋地区, 副热带或中纬度的工作很少进行。本文研究梅雨锋对流云系, 原因是以往对梅雨锋对流云团整体属性的了解不多。此外, 本文与前人工作的不同在于全部采用整体法处理云中上下两支气流, 结果表明, 这种处理方案不仅简化了问题的计算而且也能很好地刻划积云物理过程的主要特征。

1991 年 7 月 4—9 日是当年江淮特大暴雨过程的第三个降水集中时段, 大多数雨日 24 小时雨量超过 200 mm, 本文利用这一时段每日 00 时、12 时探空资料对 27.0—33.0°N、112.5—123.0°E 区域计算热源 Q_1 和水汽汇 Q_2 , 并利用积云群体模式对梅雨暴雨云系的内部参量进行诊断。

1994 年 1 月 10 日收到, 7 月 15 日收到再改稿。

^{*} 85-906 攻关项目 08-01, 08-05 专题资助。

二、一维定常积云整体模式

热量和水汽的平衡方程为

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{S} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{S}}{\partial p} = Q_R + L(C - e) - \frac{\partial \bar{S}'\omega'}{\partial p}, \quad (1)$$

$$-L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right) = L(C - e) + L \frac{\partial \bar{q}'\omega'}{\partial p}, \quad (2)$$

式中上划线“ $\bar{}$ ”表示对面积的滑动平均, $S = c_p T + gz$ 是干静力能, q 为比湿, C 、 e 分别为凝结率和蒸发率, Q_R 为辐射加热, L 是凝结潜热, $\bar{S}'\omega'$ 、 $\bar{q}'\omega'$ 分别是次网格积云扰动对热量和水汽的铅直通量。(1)、(2) 式左边各项之和分别称为视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 ,

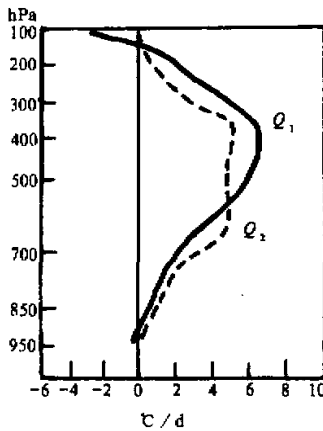


图 1 1991 年 7 月 4—9 日长江中下游地区 (27.0—33.0°N, 112.5—123.0°E) 热源 Q_1 (实线) 和水汽汇 Q_2 (虚线) 的平均值

$$Q_1 \equiv \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{S} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{S}}{\partial p}, \quad (3)$$

$$Q_2 \equiv -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right). \quad (4)$$

利用 (3)、(4) 计算 Q_1 和 Q_2 , 图 1 给出计算时段内 Q_1 和 Q_2 时间区域平均值。 Q_1 、 Q_2 的垂直廓线反映了对流加热特征。梅雨云系中大量的潜热释放对环境场产生深厚的加热和干燥 ($Q_1 > 0$, $Q_2 > 0$), Q_1 在 400 hPa 有一加热峰值; Q_2 为双峰分布, 这种结构在一定程度上反映了梅雨锋云系中对流云与层状云共同加热的情况^[7]。

假定积云中任何物理属性 A 可表示成环境变量 $\bar{A}$ 与一微小偏差 A' 之和, 即 $A = \bar{A} + A'$ 。按照整体法思路, 假定某计算时刻区域内分布着许多大小不同的积云, 根据其发展高度和大小可归为若干类, 每类积云所占面积 S_i 只是区域总面积 S 的很小一部分, 设第 i 类积云的面积百分率为 σ_i , 则 $\sigma_i = S_i / S \ll 1$ 。每类积云均由上升气流 σ_{ui} 和下沉气流组成 σ_{di} , 即 $\sigma_i = \sigma_{ui} + \sigma_{di}$ 。设 A_{ui} 、 A_{di} 分别表示属性 A 在两支垂直气流内部的值, ω_{ui} 、 ω_{di} 为上升气流和下沉气流的垂直速度, 于是有

$$\overline{A'\omega'} = -M_u(A_u - \bar{A}) - M_d(A_d - \bar{A}), \quad (5)$$

下标 u 、 d 对应于上下两支气流, 其中 $M_u = -\sum_i \sigma_{ui} \omega_{ui} = \sum_i m_{ui}$; $M_d = -\sum_i \sigma_{di} \omega_{di} = \sum_i m_{di}$, m_{ui} 、 m_{di} 称为第 i 类积云内部的质量通量, M_u 、 M_d 称为上升气流和下沉气流的总质量通量。 $A_u = \sum_i m_{ui} A_{ui} / M_u$ 和 $A_d = \sum_i m_{di} A_{di} / M_d$ 分别称为属性 A 在

云中上下两支气流内的平均属性。用干静力能 S 和比湿 q 代替 A , 代入 (5) 式可得

$$\overline{S'\omega'} = -M_u(S_u - \bar{S}) - M_d(S_d - \bar{S}), \quad (6)$$

$$\overline{q'\omega'} = -M_u(q_u - \bar{q}) - M_d(q_d - \bar{q}). \quad (7)$$

积云通过侧向夹卷与环境场发生质量、热量和水分交换:

质量:

$$\varepsilon_u - \delta_u + \frac{\partial M_u}{\partial p} = 0, \quad (8)$$

$$\varepsilon_d - \delta_d + \frac{\partial M_d}{\partial p} = 0. \quad (9)$$

热量:

$$\varepsilon_u \bar{S} - \delta_u S_u + \frac{\partial M_u S_u}{\partial p} + LC_u = 0, \quad (10)$$

$$\varepsilon_d \bar{S} - \delta_d S_d + \frac{\partial M_d S_d}{\partial p} - Le_d = 0. \quad (11)$$

水汽:

$$\varepsilon_u \bar{q} - \delta_u q_u + \frac{\partial M_u q_u}{\partial p} - C_u = 0, \quad (12)$$

$$\varepsilon_d \bar{q} - \delta_d q_d + \frac{\partial M_d q_d}{\partial p} + e_d = 0. \quad (13)$$

液态水:

$$-\delta_u l_u + \frac{\partial M_u l_u}{\partial p} + C_u - r_u = 0, \quad (14)$$

ε 、 δ 分别代表卷入率和卷出率, C_u 为水汽凝结率, e_d 为雨滴蒸发率, l_u 为液态水 (云滴) 含量, r_u 为云滴—雨滴转换率。以上方程除 $l_u = \sum_i m_{ui} l_{ui} / M_u$ 外, ε_u 、 δ_u 、 ε_d 、

δ_d 、 C_u 、 e_d 、 r_u 等参数具有 $A_u = \sum_i A_{ui}$ 或 $A_d = \sum_i A_{di}$ 的形式。方程推导过程中已忽略下沉气流的云滴含量^[6]。假定雨滴增长率与云滴含量成正比:

$$r_u = K(p)l_u, \quad (15)$$

$K(p)$ 是经验函数, 取随高度指数递增的关系式^[4]。由云内饱和及云内外气压差可忽略的假定可得到如下关系式^[3]:

$$S_u - \bar{S} = \frac{1}{1+\gamma}(h_u - \bar{h}^*), \quad (16)$$

$$q_u - \bar{q}^* = \frac{1}{L} \frac{\gamma}{1+\gamma}(h_u - \bar{h}^*), \quad (17)$$

$$S_d - \bar{S} = \frac{1}{1+\gamma}(h_d - \bar{h}^*), \quad (18)$$

$$q_d - \bar{q}^* = \frac{1}{L} \frac{\gamma}{1+\gamma}(h_d - \bar{h}^*), \quad (19)$$

其中 $\gamma = (L/c_p)(\partial \bar{q}^* / \partial \bar{T})_p$ 是气压的函数, $h = c_p T + gz + L_q$ 是湿静力能, $\bar{h}^*$ 、 $\bar{q}^*$

分别为饱和湿静力能和饱和比湿。采用 Tiedtke^[7]的作法, 卷入率 ε_u 可分为湍流夹卷 $\varepsilon_u^{(1)}$ 和动力夹卷 $\varepsilon_u^{(2)}$, 即 $\varepsilon_u = \varepsilon_u^{(1)} + \varepsilon_u^{(2)}$,

$$\varepsilon_u^{(1)} = \lambda \frac{H}{p} M_u, \quad (20)$$

$$\varepsilon_u^{(2)} = -\frac{1}{\bar{q}^* - \bar{q}} \left[\nabla \cdot (\bar{q} \vec{V}) + \frac{\partial \bar{q} \omega}{\partial p} \right], \quad (21)$$

其中 λ 与积云平均半径成反比, 即 $\lambda = 0.2/R$, R 为积云平均半径, 计算时取 $\lambda = 10^{-4} \text{ m}^{-1}$, H 为均质大气的高度。假定 $C = C_u$, 即凝结只发生在云内, 蒸发包括云内雨滴的蒸发 e_d 和云外云滴的蒸发 e_l ($= \delta_u l_u$), 则由 (1)、(2) 式可推得:

$$Q_1 - Q_R = \delta_u (S_u - \bar{S}) - L \delta_u l_u + \delta_d (S_d - \bar{S}) - (M_u + M_d) \frac{\partial \bar{S}}{\partial p}, \quad (22)$$

$$Q_2 = -L \delta_u l_u + L \delta_u (\bar{q} - q_u) + L \delta_d (\bar{q} - q_d) + L (M_u + M_d) \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}, \quad (23)$$

$$Q_1 - Q_2 - Q_R = \delta_u (h_u - \bar{h}) + \delta_d (h_d - \bar{h}) - (M_u + M_d) \frac{\partial \bar{h}}{\partial p}. \quad (24)$$

为维持足够强的下沉运动, 假定下沉气流无卷出, 即 $\delta_d = 0$ ^[5, 9]。

经整理得到以下 12 个方程, 用于计算 12 个积云特征量 (M_u 、 M_d 、 h_u 、 h_d 、 q_u 、 q_d 、 δ_u 、 l_u 、 C_u 、 e_d 、 r_u 、 S_u):

$$\lambda \frac{H}{p} M_u - \frac{1}{\bar{q}^* - \bar{q}} \left[\nabla \cdot (\bar{q} \vec{V}) + \frac{\partial \bar{q} \omega}{\partial p} \right] - \delta_u + \frac{\partial M_u}{\partial p} = 0, \quad (25)$$

$$\delta_u (\bar{h} - h_u) + M_u \frac{\partial \bar{h}}{\partial p} + \frac{\partial M_u (h_u - \bar{h})}{\partial p} = 0, \quad (26)$$

$$-L \delta_u l_u + \frac{\partial M_u l_u}{\partial p} + C_u - r_u = 0, \quad (27)$$

$$r_u = K(p) l_u, \quad (28)$$

$$\delta_u (\bar{q} - q_u) + M_u \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} + \frac{\partial M_u (q_u - \bar{q})}{\partial p} - C_u = 0, \quad (29)$$

$$M_u (h_u - \bar{h}) + M_d (h_d - \bar{h}) = \int_{100}^p (Q_1 - Q_2 - Q_R) dp, \quad (30)$$

$$Q_1 - Q_R = \delta_u (S_u - \bar{S}) - L \delta_u l_u - (M_u + M_d) \frac{\partial \bar{S}}{\partial p}, \quad (31)$$

$$S_u - \bar{S} = \frac{1}{1 + \gamma} (h_u - \bar{h}^*), \quad (32)$$

$$q_u - \bar{q}^* = \frac{1}{L} \frac{\gamma}{1 + \gamma} (h_u - \bar{h}^*), \quad (33)$$

$$M_d \frac{\partial \bar{h}}{\partial p} + \frac{\partial M_d (h_d - \bar{h})}{\partial p} = 0, \quad (34)$$

$$M_d \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} + \frac{\partial M_d (q_d - \bar{q})}{\partial p} + e_d = 0, \quad (35)$$

$$q_d - \bar{q}^* = \frac{1}{L} \frac{\gamma}{1 + \gamma} (h_d - \bar{h}^*). \quad (36)$$

三、方程组的求解

垂直方向共有 10 层 (见图 2), 950、850、700、500、400、300、250、200、150、100 hPa 称为整数层, 整数层间的层次称为分数层。模式最高云顶设在 100 hPa, 最低云的云底设在 950 hPa。\$M_u\$、\$q_u\$、\$I_u\$ 等参数在整数层求解, 而 \$M_d\$、\$\delta_u\$、\$\partial M_u / \partial p\$ 参数在分数层求解。取 \$\delta_u\$ 作为迭代变量, 因为可证所有其他变量只是 \$\delta_u\$ 和 \$p\$ 的函数, 故若求得 \$\delta_u\$ 随气压 \$p\$ 的关系式则可依次求得其他变量。

设

$$F(\delta_u, p) = Q_1 - Q_R - \delta_u (S_u - \bar{S}) + L \delta_u I_u + (M_u + M_d) \frac{\partial \bar{S}}{\partial p}. \quad (37)$$

由 (31) 式知 \$F(\delta_u, P) \equiv 0\$, 将该方程写在分数层上便得到 9 阶非线性方程组:

$$f_j(\delta_{u1}, \delta_{u2}, \dots, \delta_{u9}) = 0, \quad j = 1, 2, \dots, 9 \quad (38)$$

其中 \$\delta_{ui}\$ (\$i = 1, 2, \dots, 9\$) 为卷出率在分数层上的取值。定义目标函数为

$$Y(\delta_{u1}, \delta_{u2}, \dots, \delta_{u9}) = \sum_{j=1}^9 f_j^2(\delta_{u1}, \delta_{u2}, \dots, \delta_{u9}). \quad (39)$$

求模式方程组的解变为求目标函数 \$Y\$ 的极小值点问题, 利用改进的牛顿迭代法^[10]来求解。边界条件取模式云顶积云质量通量为零, 云底液态水含量为零及云底附近云内外温差为零的假设, 即

$$\begin{aligned} p = 100 \text{ hPa (模式云顶)} & \begin{cases} M_u = 0, \\ M_d = 0; \end{cases} \\ p = 950 \text{ hPa (模式云底)} & \begin{cases} I_u = 0, \\ h_d = \bar{h}^*. \end{cases} \end{aligned}$$

四、计算结果

1. 积云质量通量和卷出率

图 3a 中积云质量通量的垂直廓线表明, 在定常的情形下梅雨对流云团内部维持一

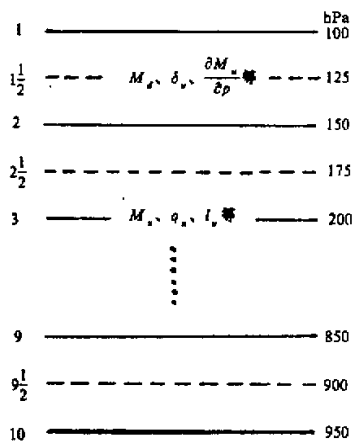


图 2 求解积云模式方程组的垂直差分结构

支恒稳的上升气流和一支恒稳的下沉气流, 上升气流强度是下沉气流的两倍。 M_u 在 400 hPa 以下几乎变化不大, 没有西太平洋所见的边界层顶附近增大的现象^[4-6]。边界层顶附近质量通量增大常与浅薄积云有关, 在热带海洋上浅薄积云通过蒸发为深厚对流云团的发展提供水汽。 M_u 的廓线表明梅雨锋中深厚积云的发展所需水汽供应必须通过大尺度水汽辐合获得。 M_u 在 400 hPa 以上开始明显减小, 反映云顶超过 400 hPa 的积云不多, 而海洋上对流云团能够达到较高的高度, 如 GATE 可达 200 hPa, 西太平洋合成东风波可达 300 hPa。从量级上看梅雨云系 M_u 约 20 hPa/h 左右, 数值比热带大, GATE 即使是对流活跃期也仅为 10 hPa/h^[6], 西太平洋合成东风波甚至小到只有 6—8 hPa/h^[5], 本例和 Johnson^[5] 对佛罗里达州西海岸 (28—32°N, 82—86°E) 登陆热带低压的计算 (20—30 hPa/h) 接近, 说明中纬度对流系统与热带对流系统存在一定的差异。 M_d 大约在 -10 hPa/h 左右变化, 和佛罗里达的结果相仿 (-10—-12 hPa/h, 大于 GATE (-5 hPa/h) 和西太平洋东风波 (-2 hPa/h)。

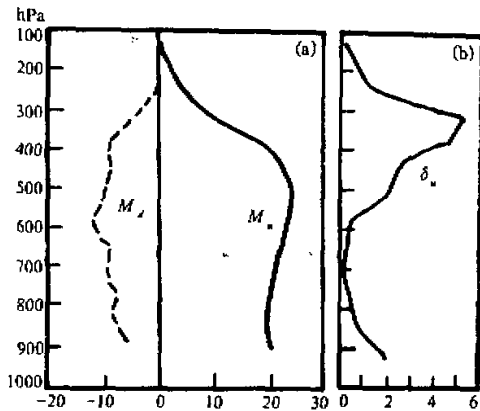


图 3 (a) 上升气流的质量通量 M_u 和下沉气流的质量通量 M_d , 单位为 hPa/h; (b) 上升气流的卷出率 δ_u , 单位为 $10^{-5} s^{-1}$

图 3b 中 500 hPa 以下卷出很小, 云体与环境的交换较弱因而能维持较强的上升气流, 300—400 hPa 之间有显著的卷出, 与该高度 M_u 的迅速减小相对应, 表明云体向外拉出云砧, 与环境空气在云顶处有明显的热量和水分交换。这一高度也是 Q_2 上部峰值所在的高度, 因此我们推测 Q_2 这一峰值可能与砧云有关, 砧云对大尺度水热收支的影响详见文献[8]。

2. 云内温湿特征

图 4a 中 $T_u - \bar{T} > 0$ 表明云内温度高于云外环境温度, 云中对流得以维持, 最大温差出现在 500—600

hPa 之间, 约 +3.0°C, 与东风波^[5]接近。300 hPa 以上上升气流的温度低于环境温度, 这种冷盖现象在文献[11]的积云数值模拟工作中亦被发现, 冷盖的出现与云顶处的蒸发及云顶惯性上冲带动环境空气作干绝热上升引起的冷却有关。

$T_d - \bar{T}$ 曲线 (虚线) 表明下沉气流的温度比环境温度低, 最低处位于 700 hPa 之间, 达 -5.6°C 的温差, 图中可见对流中下层 $|T_d - \bar{T}| > |T_u - \bar{T}|$ 而对流中上层 $|T_d - \bar{T}| < |T_u - \bar{T}|$, 因而梅雨对流云整体而言具有上暖下冷的结构。

图 4b 云中上下两支气流的湿度均比环境湿度大, 尤其上升气流的湿度比环境湿度大得多, 最大处达 6.2 g/kg 的比湿差, 比大西洋东风波的 4.5 g/kg 稍大。云底附近下沉气流比环境湿度小, 这个特征在 Johnson^[5] 和 Nitta^[6] 的工作中亦有反映。

图 4c 为液态水含量的诊断结果, 大量液态水集中在云的中下部, 800 hPa 附近含量最大为 1.6 g/kg; 比 Soong^[12] 的结果 3.9 g/kg 要小。

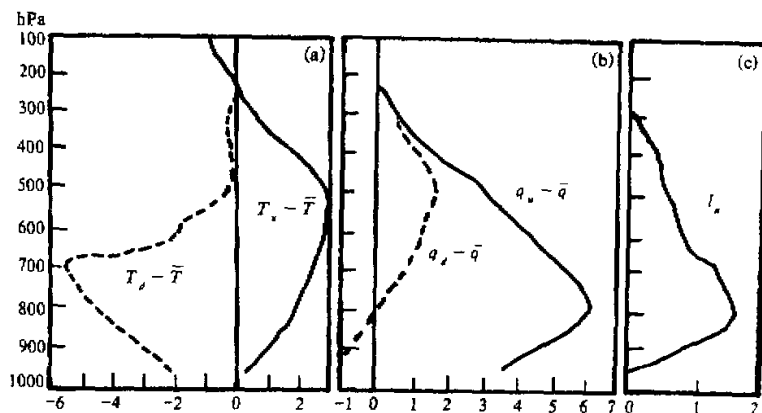


图4 (a) 上升气流和下沉气流与环境场的温度差 $T_u - \bar{T}$ 和 $T_d - \bar{T}$, 单位为 $^{\circ}\text{C}$;
(b) 比湿差 $q_u - \bar{q}$ 和 $q_d - \bar{q}$, 单位为 kg/g ; (c) 云中液态水含量 l_u , 单位为 kg/g

3. 凝结和蒸发过程

图 5a 凝结率 C_u (实线) 表明凝结过程从云底开始一直到 225 hPa, 云滴—雨滴转换率 r_u (虚线) 在 C_u 附近变化, 表明凝结过程形成的云滴几乎全部碰并形成雨滴, 这也说明为什么云滴含量 l_u 很小。800 hPa 以上 C_u 略小于 r_u , 因而云滴 (液态水) 的产生率小于同高度成雨过程对云滴的消耗率, 由此产生云滴供应不足; 而 800 hPa 以下 C_u 大于 r_u , 即凝结产生的云滴超过同高度处成雨时消耗的云滴而引起云滴过剩, 云中对流过程使得下部多余的云滴向上输送以补偿上部的云滴缺乏。

雨滴的蒸发 e_d (点划线) 和云滴在云体外的蒸发 $\delta_d l_u$ (点线), 均比 C_u 小, 两者都是对流层上、下部大中部小, 云滴的蒸发率比雨滴蒸发率要小得多。

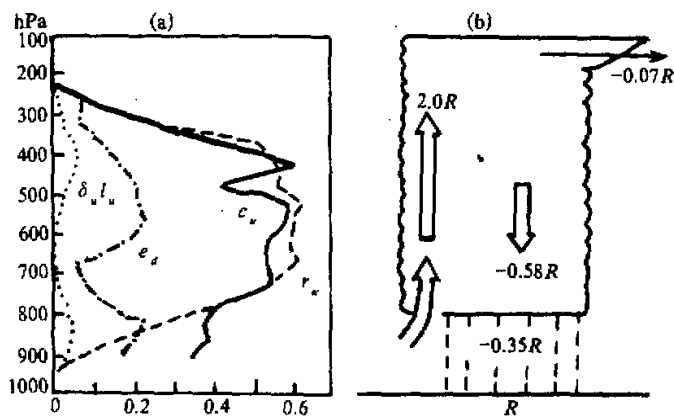


图5 (a) 水汽凝结率 C_u (实线); 云滴雨滴转换率 r_u (虚线); 雨滴蒸发率 e_d (点划线); 卷出云滴的蒸发率 $\delta_d l_u$ (点线), 单位为 $\text{g}/(\text{kg h})$;
(b) 积云内部的水平衡示意图

将 C_u 、 e_d 、 $\delta_u l_u$ 沿垂直方向积分, 可估算云中水分的收支情况, 如图 5b。设地面平均降水量为 R ($\approx 34.4 \text{ mm/d}$), 则云中水汽凝结量为 $2.0R$, 云中雨滴蒸发量为 $0.58R$, 有 $0.07R$ 的液态水通过卷出在云体外蒸发, 作为余项计算, 求得云下层的蒸发为 $0.35R$ 。若把地面降水量和水汽凝结量之比称为降水效率, 则梅雨静止锋对流云的降水效率为 50%。

4. 能量的铅直输送

对流引起的能量铅直通量为

$$\text{感热通量: } SH_u = -\frac{1}{g}(\overline{s'\omega'})_u = \frac{1}{g}M_u(S_u - \bar{S}), \quad (40)$$

$$SH_d = -\frac{1}{g}(\overline{s'\omega'})_d = \frac{1}{g}M_d(S_d - \bar{S}), \quad (41)$$

$$\text{潜热通量: } LH_u = -\frac{L}{g}(\overline{q'\omega'})_u = \frac{L}{g}M_u(q_u - \bar{q}), \quad (42)$$

$$LH_d = -\frac{L}{g}(\overline{q'\omega'})_d = \frac{L}{g}M_d(q_d - \bar{q}), \quad (43)$$

$$\begin{aligned} \text{总能量通量: } F &= -\frac{1}{g}(\overline{h'\omega'}) = \frac{1}{g}[M_u(h_u - \bar{h}) + M_d(h_d - \bar{h})] \\ &= SH_u + SH_d + LH_u + LH_d. \end{aligned} \quad (44)$$

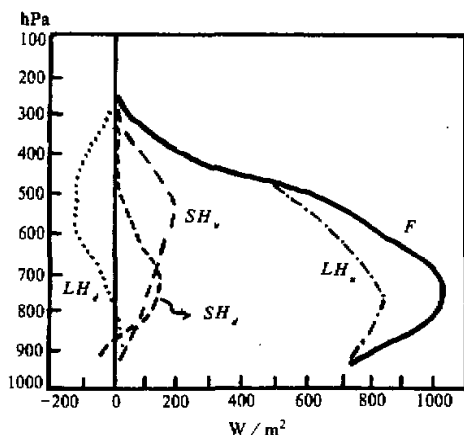


图 6 积云对流引起的能量垂直通量: 湿静力能通量 F (实线); 上升气流和下沉气流的潜热通量 LH_u (点划线) 和 LH_d (点线); 上升气流和下沉气流的感热通量 SH_u 和 SH_d

图 6 中上升气流向上的潜热输送 LH_u 占总能量输送的绝大部分, 最大值达 800 W/m^2 , 几乎是东风波 (170 W/m^2) 的 5 倍^[5], 表明梅雨锋云系对潜热的垂直输送远大于热带系统。通过下沉气流只有很小一部分潜热向下输送 (LH_d); 两支垂直气流均使感热向上输送但量值比向上的潜热输送小得多。

五、结 语

1) 梅雨锋积云质量通量比热带对流云团的质量通量大, 但积云的发展高度不及热带穿透对流云团, 且浅薄积云对质量通量的贡献不明显。

2) 积云群整体而言具有上暖下冷

的云温结构; 云顶有冷盖出现。

3) 平均而言凝结形成的云滴几乎全部转化成雨滴使得云中液态水含量较小, 水汽凝结量约为降水量的两倍, 结果凝结水只有一半可以降至地面, 另一半被蒸发了, 降水效率为 50%。

4) 对流量铅直输送中, 潜热输送占显著地位, 感热输送很小, 反映出典型的湿对流特征。潜热通量远大于西太平洋合成东风波。

参 考 文 献

- [1] Ooyama, 1971, A theory on parameterization of cumulus convection, *J. Meteor. Soc., Japan*, **49**, special issue, 744-756.
- [2] Ogura, Y. and H.-R. Cho, 1973, Diagnostic determination of cumulus cloud population from observed large-scale variables, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1276-1286.
- [3] Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974, Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.
- [4] Yanai, M., S. Esbensen and J.-H. Chu, 1973, Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large scale heat and moisture budgets, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611-627.
- [5] Johnson, R. H., 1976, The role of convective scale precipitation downdrafts in cumulus and synoptic scale interactions, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1890-1910.
- [6] Nitta, T., 1977, Response of cumulus updraft and downdraft to GATE A/B-scale motion system, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1163-1186.
- [7] Tiedtke, M., 1989, A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779-1800.
- [8] Johnson, R. H., 1984, Partitioning tropical heat and moisture budgets into cumulus and mesoscale components: Implications for cumulus parameterization, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1590-1601.
- [9] Chen, Y.-L., 1985, Diagnosis of the net cloud mass flux in GATE, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1757-1769.
- [10] 许志宏等, 1982, TQ-16 机 FORTRAN 语言常用算法程序集, 化学工业出版社。
- [11] Murray, F. W. and L. R. Koenig, 1972, Numerical experiments on the relation between microphysics and dynamics in cumulus convection, *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 717-732.
- [12] Soong, S.-T., 1974, Numerical simulation of warm rain development in an axisymmetric cloud model, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1262-1285.

Diagnostic Study of Bulk Properties of the Cumulus Ensembles inside Meiyu Quasi-stationary Front

Feng Yerong

(Guangdong Meteorological Bureau,
Guangzhou 510080)

Wang Zuoshu

(Chinese Academy of Meteorological Science,
Beijing 100081)

Abstract

A one-dimensional steady state cumulus cloud model, by considering both cumulus updraft and downdraft, has been applied to diagnose the bulk properties inside the cumulus cloud clusters of the Meiyu quasi-stationary front. The vertical structures of several characteristic values of cumulus clouds, e.g. cumulus mass flux, temperature excess, water vapor mixing ratio excess and liquid water content have been studied. The condensation and evaporation processes of cumulus clusters and the processes of vertical transports on energies are also discussed. Results show that although the mass flux of the Meiyu front cumulus cloud is larger than that of the tropical deep convective cumulus cloud, but the cumulus clouds of the Meiyu front can only reach a height much lower than the tropical clouds. The precipitation efficiency in Meiyu front cumulus clouds is about 50%. The vertical flux of latent heat dominates the total energy vertical flux. Its magnitude is greater than that of the tropical disturbance.

Key words: cumulus clouds; Meiyu front; bulk properties; mass flux; precipitation efficiency.