

暴雨中积云对流的反馈机制

李 勇 梁必骐

(中山大学大气科学系)

提 要

本文在分析梅雨期暴雨中尺度水热场特征的基础上,利用 Nitta 的云谱模式和积云对流参数化方法对暴雨区积云对流对环境水热场的反馈机制进行了诊断研究.结果表明,在暴雨过程中,主要是高云和低云两类云的活动,在对流层中层很少有卷出的积云;积云对流的补偿下沉气流强烈地加热和干燥环境大气,这种加热和干燥效应主要被积云卷出的液态水再蒸发所抵消;同时,在暴雨过程中还可能存在某种不同于积云卷出液态水的蒸发冷却和湿润环境大气的物理机制.

关键词: 梅雨期暴雨; 积云对流; 水热场; 反馈机制.

一、引 言

许多人对长江中下游梅雨期的水热场特征进行了诊断分析^[1-3],结果都强调了凝结潜热的作用,并且指出,梅雨期降水主要是层状云造成的连续性降水.这些工作都是用大尺度资料计算的,而且取较大范围梅雨期的平均.我们利用一套具有较高分辨率的中尺度观测资料对一次梅雨期暴雨过程进行了研究^[1],而且分别讨论了该过程的暴雨期和非暴雨期的中尺度环境场特征,结果表明,在暴雨期,对流性降水占有相当大比重,而且积云对流对环境水热场具有强烈的反馈作用.

对积云对流反馈于环境场的机制研究,一些学者应用积云参数化方法或云谱模式进行诊断,都取得较好结果.例如, Kuo^[6]、Ooyama^[7] 和陈受钧等^[8]从不同角度应用参数化方案取得一定的成功, Arakawa^[9] 和 Lord 等^[10-12]提出了较理想的参数化方案,并给出了较完全的积云群性质.与参数化相平行的工作是积云或积云群的诊断模式,它不象参数化那样需要较多的假定才能闭合. Yanai 等^[13]提出了一个用以得到积云群性质的整体模式,并应用马绍尔群岛的资料,讨论了积云群对大尺度水热收支的贡献. Ogura 和 Cho^[14]、Nitta^[15] 分别提出了一个包括不同尺度积云的云谱模式,并用 BOMEX 实验资料研究了信风区的积云活动.后来 Nitta^[16]又把积云下沉气流引入模式,并用于 GATE 资料分析. Johnson^[17]则不仅对下沉气流,而且对上升气流也应用了云谱的概念. Yousef 等(1984)^[18]进一步将一维积云模式和 Arakawa 的云谱参数化方案结合起来,给出了一个新的诊断方案,用 GATE 资料检验表明,在水热参数化方面的结果与观测事实相当一致,但动量方面的结果不理想.

1988年4月5日收到,1989年10月10日收到再改稿.

1) 梁必骐、李勇, 梅雨过程的中尺度场特征及积云对流的反馈作用, 1988.

Yanai 等^[19]根据 Nitta 的云谱模式, 用马绍尔群岛的资料检验发现, 该模式与积云整体模式对总的积云质量通量来说, 结果几乎一样, 但云谱模式能揭示出不同类型云的活动. 为此, 本文利用 Nitta 的云谱模式进行求解, 得到暴雨中积云的一些特性, 并用参数化方法讨论了积云反馈于中尺度水热场的机制.

二、诊断模式和计算方法

视热源(Q_1) 和视水汽汇(Q_2)可用下式计算:

$$Q_1 = \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{s} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{s}}{\partial p}, \quad (1)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right), \quad (2)$$

式中 $s = C_p T + gz$ 为干静力能, 其中 C_p , g 和 z 分别为干空气的定压比热、重力加速度和位势高度, q 为比湿, L 是凝结潜热系数.

积云对流对环境水热场的作用可写成如下参数化形式^[7, 9, 13]:

$$Q_1 - Q_R = \delta(\hat{s}_c - \bar{s}) - L\delta\hat{l} - M_c \frac{\partial \bar{s}}{\partial p}, \quad (3)$$

$$-Q_2 = L\delta(\hat{q}_c - \bar{q}) + L\delta\hat{l} - LM_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}, \quad (4)$$

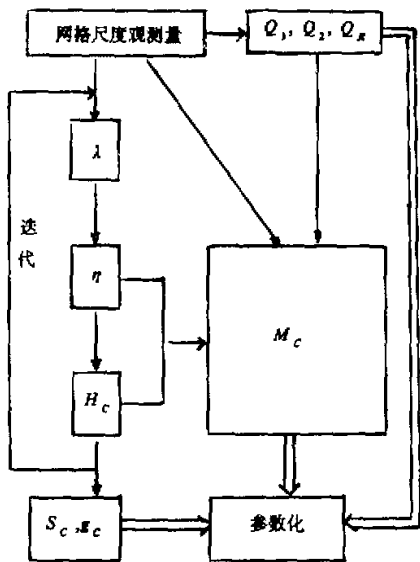


图1 计算程序框图

式中 Q_R 为辐射加热 ($J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$), δ 为积卷出率 (s^{-1}), $\hat{s}_c$ 为积云卷出空气的干静力能 ($J \cdot kg^{-1}$), $\hat{l}$ 为卷出空气的液态水含量 ($g \cdot kg^{-1}$), $\hat{q}_c$ 为卷出空气的比湿 ($g \cdot kg^{-1}$), M_c 为总的积云质量通量 ($hPa \cdot s^{-1}$). 上式各项的意义是: $\delta(\hat{s}_c - \bar{s})$ 为积云卷出干静力能对环境的加热效应; $-L\delta\hat{l}$ 为积云卷出液态水的蒸发冷却; $-M_c \partial \bar{s} / \partial p$ 为积云补偿下沉气流的绝热增温; $L\delta(\hat{q}_c - \bar{q})$ 为积云卷出水汽的湿润效应; $L\delta\hat{l}$ 为积云卷出液态水的蒸发湿润; $-LM_c \partial \bar{q} / \partial p$ 为补偿下沉气流的干燥效应.

根据以上各式, 我们对 1983 年 6 月下旬长江中下游的梅雨锋暴雨过程进行了诊断研究. 其中 $\hat{s}_c$, δ , $\hat{q}_c$ 和 M_c 是通过求解云谱模式得到的, 代表卷出液态水蒸发冷却的 $L\delta\hat{l}$ 项是作为余项求得. 为了适用于本文所使用资料在垂直方向上不等距的特点, 我们对 Nitta 的云谱模式进行了一些修正.

首先, 将该梅雨过程划分为降水活跃期(暴雨期)和非活跃期(非暴雨期), 针对活跃期各时次, 对 Nitta 的云谱模式进行求解, 然后将云模式求得的有关云的特征量放到参数化中, 讨论积云对流反馈于环境水热场的作用机制, 计算步骤如图 1 框图所示, 其中 λ 表示积云的卷入参数, η 表示积云质量通量相对于云底的比例函数, H_c 、 S_c 、 q_c 分别表示云内的湿静力能、干静力能和比湿。

三、计算结果及其分析

图 2 给出了用中尺度实验资料计算的梅雨暴雨期的 Q_1 和 Q_2 , 同时给出了罗会邦等^[2] 和丁一汇等^[4] 用大尺度资料分别对 1979 年 5 月 26 日—7 月 4 日和 1983 年 6 月 9 日—7 月 17 日的梅雨期 Q_1 、 Q_2 的计算结果, 比较可见, 就梅雨期平均而言, Q_1 和 Q_2 的垂直廓线极为相似, 它们的峰值也位于同一高度(图 2 b, c), 这表明梅雨期降水主要是梅雨锋造成的连续性降水; 但在梅雨暴雨期(图 2 a), Q_1 和 Q_2 的垂直分布相差很大, Q_1

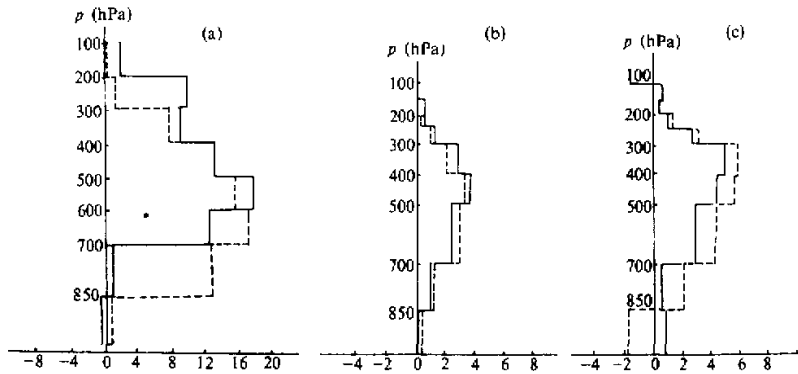


图 2 梅雨期 Q_1 (实线) 和 Q_2 (虚线) 的垂直分布 (10^{10} g s^{-1})

(a) 梅雨暴雨期, (b) 1979 年梅雨期, (c) 1983 年梅雨期

的峰值位于 600—500hPa 之间, 而 Q_2 的峰值在 700hPa 附近, 这反映出积云对流降水是重要的, 由此可以说明, 虽然整个梅雨期是以连续性降水为主, 但在暴雨期却是对流性降水占很大比重, 说明积云对流作用是相当重要的。

由积云卷入参数 $\lambda = \frac{1}{m} \frac{dm}{dz}$ 的垂直分布(图 3) 可以看到, 越低的云具有越大的

卷入参数, 这意味着空气从周围环境卷入云内越多, 则云内空气越快达到浮力消失层而被卷出, 此即为该类云的云顶, 因此它所对应的积云卷出高度也就越低, 如以 z_D 表示积云的卷出高度, 则

$$z_D = z_D(\lambda_D). \quad (5)$$

反之, 如以 λ_D 表示在 z 高度卷出的积云的卷入参数, 则 λ_D 可表示为

$$\lambda_D = \lambda_D(z). \quad (6)$$

这样, 便可用参数 λ 表征不同类型积云共存的积云群性质, 由图 3 还可以看到, 不同作者对不同情况下求解出的 λ 值是有差异的, 尤其是对在对流层中低层(500hPa 以下)卷

出的积云群。我们对梅雨期暴雨求得的 λ 值(图3中实线)要比So^[20]根据日本梅雨期暴雨过程求得的平均 λ 值(点断线)大,而So的结果又比Lord等^[10]用GATE资料得到的结果(虚线)要大。这显然同不同性质的对流活动有关,同时,所用资料的水平分辨率也是重要原因之一。本文的结果无论是低云或高云的卷入参数都比其他作者的计算结果要大,这可能是由于本文针对的仅是暴雨期,而且应用了一套分辨率较高的中尺度观测资料。

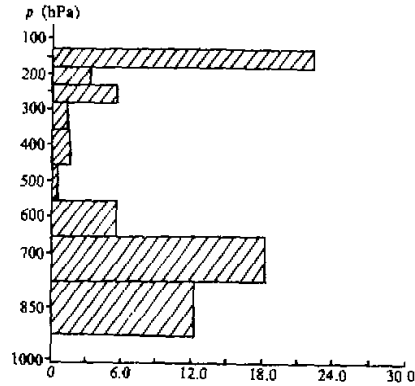
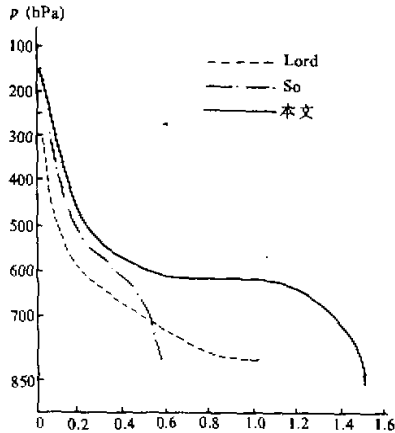


图3 积云卷入参数(λ)的垂直廓线(k m^{-1}) 图4 梅雨暴雨期的平均云底质量通量谱分布($\text{hPa} \cdot \text{h}^{-1}$)

在积云对流参数化中,积云质量通量(M_c)的求解是关键问题。由云谱模式可知,积云的云底质量通量(M_B)可作为卷出高度的谱 $M_B(\lambda_D)$ 求得,求出 $M_B(\lambda_D)$ 后,便可由下式确定 M_c :

$$M_c(z) = \int_0^{\lambda_D(z)} m(z, \lambda) d\lambda = \int_0^{\lambda_D(z)} m_B(\lambda) \eta(z, \lambda) d\lambda, \quad (7)$$

其中

$$\eta(z, \lambda) = \begin{cases} e^{\lambda(z-z_B)} & z_B \leq z \leq z_D(\lambda), \\ 0 & z_D(\lambda) < z. \end{cases}$$

因此, $M_B(\lambda_D)$ 是模式求解的关键,而且可用来研究对流活动中积云的成份。Nitta用云谱模式对BOMEX实验的信风区资料求解,发现当信风完好时, $M_B(\lambda_D)$ 只限于逆温层以下,而当800hPa面上有低槽移过时,就会有卷出高度高于逆温层的 $M_B(\lambda_D)$ 值,即有较高高云的发展。Yanai等通过分析 $M_B(\lambda_D)$ 发现,ITCZ区的积云谱具有浅薄积云和深厚积云的双峰结构。Lewis^[21]根据NSSL观测资料,利用Ogura-Cho模式对锋前飑线的个例诊断发现,在这种情况下,深厚对流占主导地位,而且积云质量通量很大。图4给出了本文计算的梅雨暴雨期的平均 $M_B(\lambda_D)$ 。从图中可看出,与Yanai给出的ITCZ情况一样,梅雨期暴雨中的积云对流也有低云和高云两个峰值,而在对流层中层很少有积云卷出。值得注意的是,由于我们所取的垂直间隔不一样,图中低云的峰值虽很大,实际上要除以垂直厚度才能比较,因此高云的峰值要比低云大,但低云的谱域要比高云

宽. 与 Lewis 的结果比较可看出, 梅雨锋暴雨中的积云对流与锋前跑线的积云对流活动有所不同.

图 5 给出了暴雨期的总积云质量通量, 即通过某一高度的所有积云质量通量. 显然, 只有在该高度以上卷出的积云才对该高度上的总积云质量通量有贡献. 与 Nitta 和 Yanai 等对热带地区的求解结果比较, 梅雨期暴雨过程中的积云质量通量比热带信风区或 ITCZ 区的平均情况都要大得多, 甚至可大一个数量级. 这主要是因为他们的计算结果是对较大范围、较长时期的平均, 而我们给出的是局地强对流性降水时期的平均值, 而且本文主要着眼于暴雨中尺度环境场. 从给出的云谱模式可看出, 当 Q_1 和 Q_2 的值越大, 且它们的垂直分布越不相同, 系数 b_i 也越大, 即 $M_B(\lambda_D)$ 越大; 当环境大气越饱和时, 云内外空气的湿静力能的差异便越小, 系数 $a_{i,j}$ 也越小, 也即是 $M_B(\lambda_D)$ 越大, 因而可以得到较大的 M_c . 本文所求得的 M_c , 比 Nitta 和 Yanai 计算的明显偏大, 主要就在于它具有更大的视热源和视水汽汇, 而且环境大气也更趋于饱和. 本文的 M_c 值大小与 Lewis 对锋前跑线的计算结果相比, 在对流层中高层两者数值较接近, 但在低层也是本文的结果大, 这是因为 Lewis 诊断的锋前跑线不伴随有许多浅薄积云的缘故.

由积云的卷入率(λ)和卷出率(δ)可以进一步诊断积云对流活动. 图 6 给出了梅雨暴雨期平均的总积云卷入、卷出率. 由于我们求解云谱模式时, 在垂直方向所取资料是非等间距的, 所以得到的以 $\text{hPa} \cdot \text{h}^{-1}$ 表示的卷入、卷出率都要除以厚度 ΔP , 而化成以 h^{-1} 为量纲之后, 才便于比较和在参数化中使用. 从图 6 可以看到, 在梅雨暴雨期中, 高层有最大的积云卷出, 次大卷出率出现在低层, 它们分别对应着高云和低云. 在中层出现较小的负卷出率可能是计算误差所致. 积云的卷入主要出现在低层.

由于探测资料的限制, 要直接研究积云对流作用于环境水热场的机制是很困难的. 目前较好的办法是通过参数化的表达式来探讨, 即用观测资料确定有关物理量, 通过求解云模式得到一些有关云的特征量, 最后放入经过一定假设和推导而得到的参数化表达式中, 计算出各项大小, 便可用以讨论积云反馈于水热场的机制. 根据云模式求得有

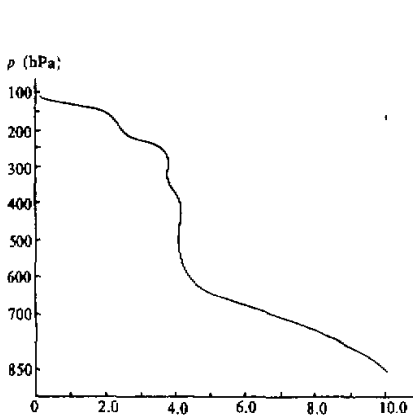


图 5 暴雨期平均的积云质量通量分布($\text{hPa} \cdot \text{h}^{-1}$)

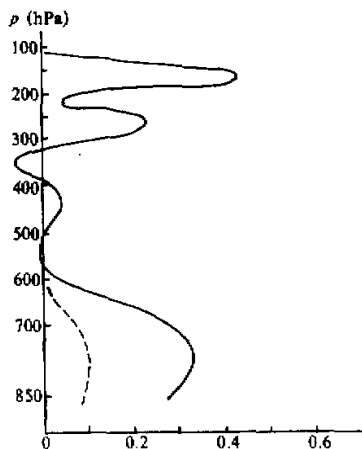


图 6 积云卷出率(实线)和卷入率(虚线)的垂直分布(h^{-1})

关参数, 利用(3)和(4)式对梅雨期暴雨过程进行了计算, 并将计算结果都化为 $[^{\circ}\text{C}/\text{d}]$ 的量纲来表示.

图 7 给出了暴雨中加热场的参数化结果. 可以看出, 积云补偿下沉气流的绝热增温 $[-M_c \partial \bar{s} / \partial p]$ 是积云对流加热环境场的主要机制. 但这种加热的很大一部份被积云卷出液态水的再蒸发冷却 $[-L \delta \hat{t}]$ 所抵消, 剩余部份基本上用以加热环境大气. 从图 7 还可看到, 干静力能的卷出 $[\delta(\hat{s}_c - \bar{s})]$ 只有很小的冷却效应, 这表明云内外的温差很小, 云内温度仅比云外温度稍低一点.

由图 8 给出的积云对流作用于环境水汽场的结果可以看出, 积云补偿下沉气流对环境大气产生强烈的干燥效应 $[-LM_c \partial \bar{q} / \partial p]$, 尤其在低层更明显. 积云卷出液态水的再蒸发湿润环境效应 $[L \delta \hat{t}]$, 是导致环境大气增湿的主要机制, 维持环境场水汽的另

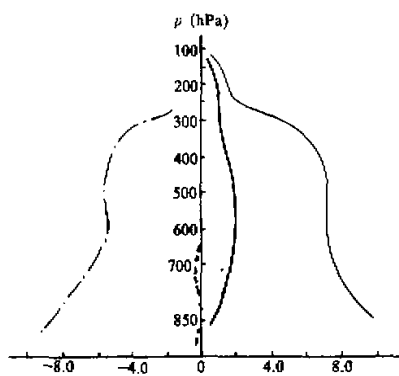


图 7 加热场的参数化结果($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$)

粗实线为 $Q_1 - Q_R$, 细实线为补偿下沉增温, 点断线为卷出液态水再蒸发冷却, 虚线为干静力能卷出效应.

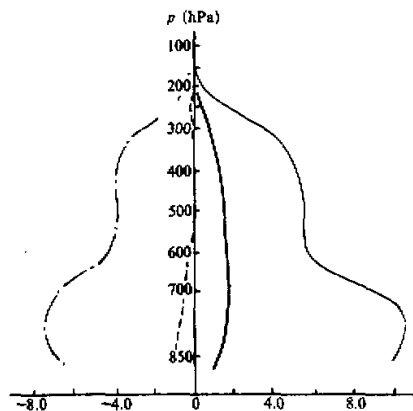


图 8 水汽场的参数化结果($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$)

粗实线为 Q_2 , 细实线为补偿下沉气流的干燥效应, 点断线为卷出液态水蒸发湿润, 虚线为水汽卷出效应.

一补充可能是中尺度过程产生的水汽汇. 积云卷出水汽的湿润效应 $[L \delta(\hat{q}_c - \bar{q})]$ 不大. 这一点与 Nitta 对热带信风区以及 Lewis 对锋前飑线的求解结果不大一致, 他们的结果表明积云的水汽卷出效应是很重要的. 如果仔细分析梅雨期暴雨过程中的环境场特征便可发现, 环境空气很湿润, 基本近于饱和. 因此, 由云模式求解出的卷出空气的水汽含量与环境空气的水汽含量差不多, 这就造成卷出空气对环境水汽场的贡献不大, 当然卷出液态水的作用是不可忽略的.

与 Lewis 对锋前飑线的求解结果相比较, 在梅雨期暴雨过程中, 对流层低层卷出液态水的再蒸发要大得多. 这是因为在梅雨期暴雨中低云特别活跃, 所以有大量液态水卷出蒸发湿润环境大气, 而锋前飑线并不伴有这么多的低云卷出液态水蒸发. 在暴雨过程中, 低云的发展是很有利于高云维持的, 因而使降水过程持久, 于是卷出液态水也就更多.

根据云内上升气流中的液态水含量可以估算 $L \delta \hat{t}$ 项的大小. 如取液态水含量为

$1.0\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ 考虑空气密度为 $0.5 \times 10^{-3}\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$, 则 $l \sim 2.0\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 取积云卷出率 $\delta \sim 0.2\text{h}^{-1}$. 由此可求得 $L\delta\hat{l}$ 项约为 $25^\circ\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$. 显然, 该值与图7和图8给出的该项值相差较大, 这是因为后者是作为余项估算的, 包含了计算误差. 但从图中可看出, 在几乎没有云顶卷出的对流层中层, $L\delta\hat{l}$ 项也不小, 所以把它们的差异完全归结为计算误差似不很合适. 似乎可以认为, 梅雨期暴雨中液态水的再蒸发效应, 有相当一部份不是来自积云卷出液态水的再蒸发过程, 而可能还存在雨滴的中尺度下沉气流中的再蒸发或其他的液态水再蒸发机制的贡献.

最后, 值得指出的是, 由上面两个参数化表达式分别估算得到的 $L\delta\hat{l}$ 项比较一致, 这说明模式的求解是合理的.

四、结论和讨论

(1) 在梅雨降水活跃期(即暴雨期)对流性降水是主要的, 积云对流对环境大气水热场具有强烈的反馈作用.

(2) 在梅雨暴雨期, 主要是高云和低云两类积云的活动, 而在对流层中层很少有积云的卷出. 积云的卷入主要出现在低层.

(3) 参数化结果表明, 积云对流反馈于环境水热场的机制, 主要表现为积云的补偿下沉气流强烈地加热和干燥环境大气. 这种加热和干燥效应很大一部份被液态水的再蒸发效应所抵消. 积云卷出的直接加热和湿润效应贡献不大. 在暴雨过程中, 可能还存在某种不同于积云卷出的液态水蒸发冷却和湿润环境大气的物理机制.

本文在求解云谱模式时, Q_R 是取辐射气候值, 对于暴雨来说是否合适, 尚待更多工作证实. 另外, 我们在求解云模式中没有考虑下沉气流, 如果考虑下沉气流, 也许结果会有差异, 这也是有待进一步研究的.

参 考 文 献

- [1] 李维亮、章名立, 1979, 1972年梅雨期长江中下游地区上空的能量输送, 大气物理研究所集刊第7号, 科学出版社, 66—77.
- [2] Luo, H. B. and M. Yanai, 1984, The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II, Heat and moisture budgets, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 966—989.
- [3] Kuo, Y. H. and R. A. Anthes, 1984, Mesoscale budgets of heat and moisture in a convective system over the central United States, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1482—1497.
- [4] 丁一汇、王笑芳, 1988, 1983年长江中游梅雨期的热源和热汇分析, 热带气象, **4**, 134—145.
- [5] Ding Yihui and Hu Jian, 1988, The variation of the heat sources in East China in the early summer of 1984 and their effects on the large-scale circulation in East Asia, *Adv. Atmos. Sci.*, **5**, 171—180.
- [6] Kuo, H. L., 1965, On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection, *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40—63.
- [7] Ooyamo, K., 1971, A theory of parameterization of cumulus convection, *J. Met. Soc. Japan*, **49**, 744—756.
- [8] 陈受钧、郑良杰, 1979, 梅雨暴雨的涡度平衡与积云对流, 气象学报, **37**, 8—13.
- [9] 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.

- [10] Lord, S. J. and A. Arakawa, 1980. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part II. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2677 — 2692.
- [11] Lord, S. J., 1982. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part III. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 88 — 103.
- [12] Lord, S. J., et al., 1982. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part IV. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 104 — 113.
- [13] Yanai, M., et al., 1973. Determination of average bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budget. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611 — 627.
- [14] Ogura, Y. and H. R. Cho, 1973. Diagnostic determination of cumulus cloud populations from large-scale variables. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1276 — 1286.
- [15] Nitta, T., 1975. Observational determination of cloud mass flux distribution. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 73 — 91.
- [16] Nitta, T., 1977. Response of cumulus updraft and downdraft to GATE A/B-scale motion System. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1163 — 1186.
- [17] Johnson, R. H., 1976. The role of convective-scale precipitation downdraft in cumulus and synoptic-scale interaction. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1890 — 1910.
- [18] Yousef, A. and E. Roecker, 1984. Parameterization of cumulus-scale heat, moisture and momentum flux with a modified Arakawa-Schubert model. *Batr. Phys. Atmos.*, **57**, 21 — 28.
- [19] Yanai, M., et al., 1976. Response of deep and shallow tropical maritime cumulus to large-scale processes. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 976 — 991.
- [20] So, S. S., 1985. An observational study of the role of convection in the Baiu situation with special attention to the Arakawa-Schubert cumulus parameterization. Part I. *J. Met. Soc. Japan*, **63**, 657 — 672.
- [21] Liews, J. M., 1975. Test of the Ogura-Cho model on a prefrontal squall line case. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 764 — 778.

CUMULUS FEEDBACK EFFECTS IN HEAVY RAINFALL

Li Yong and Liang Biqi

(Department of Atmospheric Sciences, Zhongshan University)

Abstract

A heavy rainfall case in Chinese Meiyu season is studied with mesoscale experiment data. It is shown that cumulus convection has strong feedback on the mesoscale heat and moisture fields. Nitta's cloud spectrum model is solved and parameterization approach is used to study the mechanism of the heating and drying effects caused by cumulus on the environment. Some interesting results are presented in the paper.

Key words: Meiyu heavy rainfall; Cumulus convection; Heat and moisture fields; Feedback effects.