

单块积云对环境大气能量的转换和输送

林文实 徐华英 黄美元

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文建立了一个二维弹性积云数值模式,利用西太平洋考察的平均探空资料,采用能量学方法,讨论单块积云对环境大气能量的转换和传输,为积云参数化提供依据。

文中计算了积云发展演变过程中各种形式的能量的变化,结果表明在云演变过程中释放的凝结潜热是积云发展的主要能量来源,但积云对大尺度的反馈主要不是凝结潜热直接加热大气,而是通过对流及蒸发等过程使积云对流影响的整个区域内大气位势不稳定减小,而离云较远的地区层结变得更不稳定。

关键词: 积云; 能量转换; 数值模式。

一、引 言

积云对流对环境大气场的反馈作用是通过水汽相变和对流运动进行的,它改变大气中水汽、热量和动量的空间分布。在大尺度环流模式中用对流参数化方法来处理积云的这种作用,而参数化方案要依据积云对环境大气的反馈作用。

1952年 Braham^[1]利用美国风暴计划的观测资料,估算了风暴单体水汽和能量的收支。1988年洪廷超等^[2]利用西太平洋考察的积云观测资料,估算了西太平洋海域的积云传输特征。

许多作者用积云数值模式模拟了积云单体引起水汽场和热力场的重新分布。Wilhelmson 和 Ogura^[3]及 Tekeda^[4]的数值模拟表明在主云附近有次生积云形成,但未说明次生积云生成的原因。

Murray 和 Koenig^[5,6]用一个大气对流数值模式讨论积云活动对大气能量的影响,指出积云对流通通过凝结释放能量减少大气不稳定性。

本文建立了一个二维弹性积云模式,计算在积云演变过程中各种形式能量的变化和分布,分析积云对流影响大气稳定度的物理过程和动力与热力的相互作用。

二、积云数值模式

1. 控制方程

二维积云运动方程为

1989年9月20日收到、12月29日收到修改稿。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + ADV(u) + C_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial x} = TURE(u), \quad (1)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + ADV(w) + C_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial z} = g \left[\frac{\theta'_v}{\theta_v} + 0.61(q_c - \bar{q}_v) - q_c - q_r \right] + TURE(w), \quad (2)$$

其中 u 和 w 分别为水平风速和垂直气流速度, g 为重力加速度, C_p 为干空气的定压比热, q_v 为水汽混合比, q_c 和 q_r 分别为云水和雨水的比含水量, θ 为位温, θ_v 为虚位温 [$\theta_v = \theta (1 + 0.61q_v)$], π 为无量纲气压. π 与 T , θ 及 P 的关系为

$$\pi = \frac{T}{\theta} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{R_d / C_p},$$

其中 P_0 为参考气压 (1000 hPa), R_d 为干空气的气体常数. 各变量 A 有

$$A = \bar{A} + A',$$

其中 $\bar{A}$ 为基本量, 反映大尺度物理量, A' 为扰动量, 反映云尺度物理量.

在 (1)、(2) 式中, ADV 和 $TURE$ 分别为平流算子和湍流算子, 它们的表达式可写成

$$ADV(A) = \frac{\partial u A}{\partial x} + \frac{\partial w A}{\partial z} - A \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right),$$

$$TURE(A) = k \left(\frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial z^2} \right),$$

其中 k 为湍流交换系数, 本模式中取常数值 $340 \text{ m}^2/\text{s}^2$.

由可压缩连续方程

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0.$$

可导出气压方程, 即

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} + \frac{\bar{C}^2}{C_p \bar{\theta}_v} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\bar{C}^2}{C_p \bar{\rho} \bar{\theta}_v^2} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \bar{\theta}_v w) = f_\pi, \quad (3)$$

其中 $\bar{c}$ 为声速, $\bar{C}^2 = C_p R_d \bar{\pi} \bar{\theta} / C_v$, C_v 为干空气定容比热, f_π 为非声波影响的其它项, 计算中令 $f_\pi = 0$.

由热力学第一定律导出位温变化方程

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} + ADV(\theta_v) = - \frac{L}{C_p \bar{\pi}} (-C_d + E_r) + TURE(\theta'_v), \quad (4)$$

其中 L 为蒸发潜热, C_d 为云水凝结率, E_r 为雨水蒸发率.

由质量守恒定律导出各种水物质变化方程

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} + ADV(q_v) = -C_d + E_r + TURE(q_v), \quad (5)$$

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} + ADV(q_c) = C_d - A_r - C_r + TURE(q_c), \quad (6)$$

$$\frac{\partial q_r}{\partial t} + ADV(q_r) = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial(\bar{\rho} v_T q_r)}{\partial z} - E_r + A_r + C_r, \quad (7)$$

其中 A_r 和 C_r 分别为云水向雨水转换的自动转换率和碰撞并合率, v_T 为雨滴群的下落速度.

2. 微物理过程参数化

将液态水划分为云水和雨水, 不考虑冰相过程. 云水为随空气运动的水滴群, 雨水则为有一定落速的水滴群.

空气达到饱和就发生凝结形成云水, 雨水是由云水转换和碰并捕获云水而增长. 在不饱和空气中, 云水立即蒸发直到空气达到饱和. 当云水和雨水共存且空气不饱和时, 先是云水蒸发, 直到云水蒸发完毕, 雨水才按其蒸发率进行蒸发.

水汽和云水、雨水之间的转化率 C_d 和 E_r 的计算是根据相当位温守恒, 即

$$\theta + \frac{L}{C_p} \frac{q_v}{\pi} = \text{常数}$$

并利用饱和比湿的 Teten 公式, 可得

$$q_{vs} = \frac{3.8}{\bar{p}} \exp \left(17.27 \frac{\pi \theta - 273.16}{\pi \theta - 35.86} \right).$$

对不考虑相变计算的各参量进行饱和调整, 求得水汽向液态水的转换率 x , 由此得到云水凝结率和雨水蒸发率分别为

$$C_d = \max(x, -q_c),$$

$$E_r = \min[E, q_r, \max(x - C_d, q_c - x, 0)],$$

其中 E 为雨滴群的蒸发能力

$$E = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{(1 - q_c/q_{vs}) C (\bar{\rho} q_r)^{0.525}}{5.4 \times 10^5 + 2.55 \times 10^6 / (\bar{\rho} q_{vs})},$$

式中 C 为通风因子

$$C = 1.6 + 124.9 (\bar{\rho} q_v)^{0.2046}.$$

云水向雨水的自动转换率使用 Kessler 公式:

$$A_r = k_1 (q_c - a),$$

此处取 $k_1 = 0.001 \text{ s}^{-1}$, $a = 0.5 \text{ g/kg}$.

雨滴碰并捕获云滴增长率为

$$C_r = k_2 q_c q_r^{0.875},$$

其中 $k_2 = 2.2 \text{ s}^{-1}$.

雨滴群落速 v_T 由各大小雨滴质量加权平均得到

$$v_T = 3634 (\bar{\rho} q_r)^{0.1346} \left(\frac{\rho_0}{\bar{\rho}} \right)^{1/2}.$$

3. 数值计算

由于方程中包含了声波过程, 对方程 (1)、(2) 和 (3) 采用时间分裂算法进行数值积分. 对包含声波的快过程用小时间步长积分, 时间差分用半隐式格式. 平流等其它过

程用大时间步长积分, 时间差分用跳蛙格式, 空间差分用二阶中央差. 时间光滑采用 Robert 的数值光滑形式, 仅对雨水进行光滑系数为 0.90 的空间五点光滑. 采用标准交错网格分布, 水平和垂直网格距均为 400 m, 时间大步长为 6 s, 时间小步长为 0.6 s. 积分区域的高度为 9.6 km, 云中心到侧边界的距离为 11.2 km.

边界条件分别为

上边界: $w=0$, $\theta=\bar{\theta}$, $q_v=\bar{q}_v$, $q_c=q_r=0$,

下边界: $w=0$, u , θ , q_v , q_c 和 q_r 由方程求出.

小步长积分中采用声波辐射上边界条件:

$$\frac{\partial w_T}{\partial t} = -(\bar{C} + w_T) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right).$$

侧边界采用闭合边界:

$$u=w=0, \theta=\bar{\theta}, q_v=\bar{q}_v, q_c=q_r=0.$$

4. 初始条件

本文采用西太平洋平均探空资料作基本场, 将此探空资料列于表 1.

表1 西太平洋的平均探空资料

气压 (hPa)	高度 (m)	温度 (°C)	相对湿度 (%)
1000	92	27.03	84.2
850	1510	18.30	84.0
700	3155	9.89	77.7
600	4426	2.44	77.6
500	5880	-4.83	72.3
400	7598	-14.43	66.6
300	9709	-29.00	60.4
200	12500	-51.24	54.5

初始扰动取温度扰动, 用以下形式表示:

$$\theta' = \alpha \left[1 - \left(\frac{x-x_0}{x_r} \right)^2 \right] \left[1 - \left(\frac{y-y_0}{y_r} \right)^2 \right],$$

其中 x_0 取云中心轴上, $y_0=0.8$ km, $x_r=4.0$ km, $y_r=4.0$ km, $\alpha=1.0$ °C 为最大初始扰动温度值. 扰动区域半宽度为 1.8 km, 厚度为 1.2 km, 扰动区域内相对湿度为 100%. 初始时刻静止, 云水和雨水含水量均为零.

三、积云能量守恒方程

单位体积空气的能量守恒方程根据 Murray 和 Koenig^[4] 的推导, 有

$$\bar{\rho} \frac{d}{dt} \left(\frac{\mathbf{V}^2}{2} \right) + \bar{\rho} \frac{d}{dt} (gz) + \bar{\rho}_a (c_p + q_v c_{pv} + q_l C_l) \frac{dT}{dt} + \bar{\rho}_a L \frac{dq_v}{dt} = \frac{\partial p'}{\partial t} + k \bar{\rho} \mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V}, \quad (8)$$

式中 $\bar{\rho}_a$ 为基本态的干空气密度, q_l 为液态水混合比 ($q_l=q_c+q_r$), c_{pv} 为水汽定压

比热， C_l 为液态水的比热。

方程(8)右端为扰动气压项和湍流耗散项，忽略这两项。左端依次为动能、位能、显热焓和潜焓，这些能量密度定义如下：

动能 $KE = \overline{\rho_a} (1 + q_v + q_l) (u^2 + w^2) / 2,$

位能 $PE = \overline{\rho_a} (1 + q_v + q_l) gz,$

显热焓 $TE = \overline{\rho_a} (c_p + q_v c_{pv} + q_l C_l) T,$

潜焓 $LE = \overline{\rho_a} L q_v.$

其中显热焓由干空气显热焓 TEA 、水汽显热焓 TEV 和液态水显热焓 TEL 三项合成，即

$$\begin{aligned} TE &= TEA + TEV + TEL \\ &= \overline{\rho_a} C_p T + \overline{\rho_a} q_v C_{pv} T + \overline{\rho_a} q_l C_l T. \end{aligned}$$

表征大气稳定度的静力能 ST 是位能、显热焓和潜焓之和。

$$\begin{aligned} ST &= PE + TE + LE \\ &= PE + TEA + TEV + TEL + LE. \end{aligned}$$

降落到地面的雨水从空气中带走的能量 RE 为

$$RE = \sum_{i=0}^t C_l T_i \Delta t,$$

式中 $I \Delta t$ 为 $t-t+\Delta t$ 时间内降水量。

四、计算结果

1. 云的基本特征

西太平洋考察表明，西太平洋积云的云高大多都在 6km 以下，平均水平宽度为 3.62 km，平均云顶高为 5.7 km。利用西太平洋平均探空资料本模式模拟的积云基本特征列于表 2。

可见模拟的积云是一块典型的西太平洋积云。这块云发展比较缓慢，10 分钟时地面出现降水，到 15 分钟云水量达最大值，28 分钟时云发展最强，云中上升气流速度和雨水量达最大值，地面降水最强，最大雨强 10 mm/h。以后积云开始崩溃到 58 分钟时云完全消散。云的降水效率(降水量与凝结量之比)为 19%。降水总量 4.1 t/m，云区平均降水量约 2.3 mm。

表2 积云的基本特征

云底高度	(km)	0.6	最大温差	(℃)	1.7
最大云顶高度	(km)	5.4	出现时间	(min)	34
出现时间	(min)	42	云生命时间	(min)	58
半云宽	(km)	1.8	凝结总量	(t/m)	34.2
最大上升速度	(m/s)	4.6	降水总量	(t/m)	4.1
出现时间	(min)	34	降水效率	(%)	19

2. 各种能量的转换

我们将积云发展之初，即计算的初始时刻状况作为基本场，讨论通过积云的演变使大气中各种能量发生转换的情况。首先给出基本场的状况。由表 1 中资料得到单位质量空气中湿静力能随高度的分布绘于图 1 中，由图可见，在 4.4km 以下湿静力能随高

度减小, 表明为湿条件不稳定层结. 表 3 列出了基本场中各种能量值及其占总能量的百分比 (包括初始扰动的能量). 由表可见在大气各种能量中干空气显热焓最大, 约占总能量的 80% 以上, 而潜焓并不大, 仅占总能量的 6% 左右.

表 3 基本场中各种能量值

各种能量	位能	干空气 显热焓	水汽 显热焓	液态水 显热焓	潜焓	动能	总能量
	PE	TEA	TEV	TEL	LE	KE	E
能量值 ($10^{10} \text{ J} \cdot \text{m}^{-1}$)	360.6	2502.0	40.1	0	187.3	0	3080.0
占百分比 (%)	11.4	81.2	1.3	0	6.1	0	100.0

在积云发展演变过程中, 由于积云对流运动以及空气中水汽和温度的变化使大气中各种能量发生演变. 图 2 给出了积云生命期中在计算的空间范围内各种能量占总能量百分比与基本场中所占百分比之差值随时间的变化. 由图可见, 在积云生命期中, 潜焓 LE 和水汽显热焓 TEV 是减小的. 这两种能量主要由水汽含量确定, 它们的减小表示大气中一部分水汽转换成了液态水. 虽然潜焓在大气总能量中仅占 6% 左右, 但在积云生消过程中却降低了 $2.2 \times 10^{10} \text{ J} \cdot \text{m}^{-1}$ 是各种能量中变化最大的量. 由此可见在水汽转换为液态水的过程中释放潜热是积云发展的主要能量来源, 它提供给大气, 增加其它形式的能量. 由图可见在积云生命期中显热焓 TEA 有较大的增加, 即空气温度升高. 另外地面降水带走了一部分能量 RE , 还有空气的抬升位能 PE 增加也消耗了一部分能量. 液态水显热焓 TEL 在云发展期增加, 在消散期减小, 从整个生命期来看并不影响大气能量的收支.

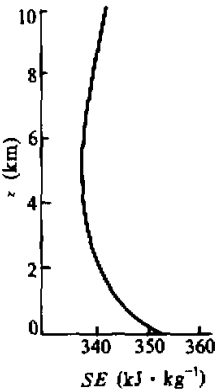


图 1 基本场比静力能随高度的分布

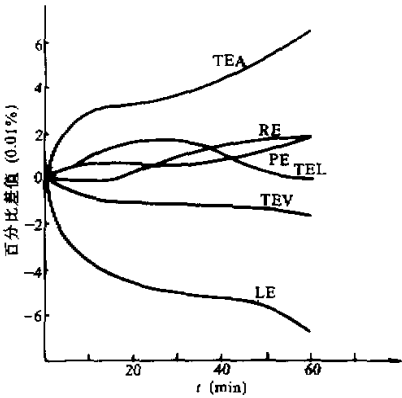


图 2 积云生命期中各能量的演变

图中各曲线 TEA 、 TEV 和 TEL 分别表示干空气、水汽和液态水的显热焓, LE 和 PE 分别为潜焓和位能, RE 为降水能量

因此在积云生命期中，水汽凝结是大气中能量的主要来源，提供给大气的这些能量中大部分用于提高空气温度，另一部分用于抬升空气以及提供降水从空气中带走的能量。

可见在积云演变中整个区域里各种能量当中变化较大的为潜焓 LE 减小和干空气显热焓 TEA 增加，下面来看看这两种能量的时空变化情况。

3. 潜焓的变化

我们将单位体积中的能量值称为能量密度($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-3}$) 计算了在模拟空间中各点上的各种能密度。图3绘制了代表积云不同发展阶段(3个时刻)在模拟空间各点上潜焓密度与基本场潜焓密度之差的等值线。模拟的是一块对称积云，将云的对称轴置于图中左纵坐标上即 $x=0$ 处，纵坐标为地面以上高度，横坐标为离云中心的距离。为区分能量密度的增减区域，将能量减小区画上阴影，图3(a)以 $2.5\text{kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔绘等潜焓密度线，而图3(b), (c)均以 $1.0\text{kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔绘制。

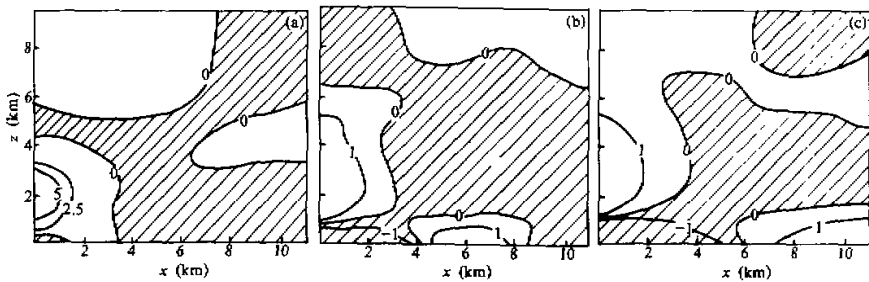


图3 潜焓密度差的分布

(a) 21分(以 $2.5\text{kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔), (b) 42分(以 $1.0\text{kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔), (c) 60分(以 $1.0\text{kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔)

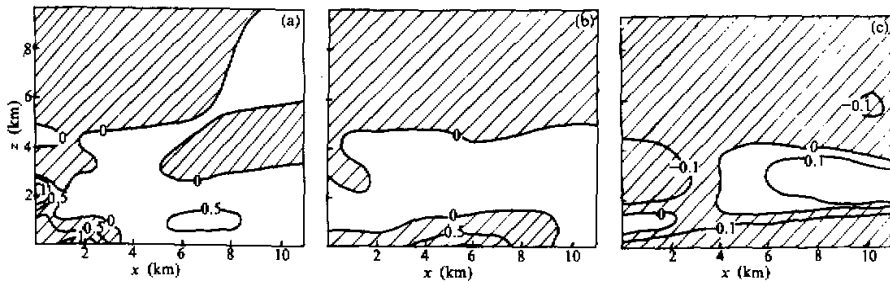


图4 干空气显热焓差的分布

(a) 21分(以 $0.5\text{kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔), (b) 42分(以 $0.5\text{kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔), (c) 60分(以 $0.1\text{kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔)

由图可见云及其邻近地区潜焓密度增加，这个区域随时间逐渐扩大且抬升，而数值减小，表明在积云发展期湿空气辐合使云及其邻近地区水汽增加，随着积云发展到消散通过云顶和云周蒸发及湍流交换使增加水汽区扩大，而单位体积增加水汽量减少，潜焓密度减小区有云外中层和云底以下两个区域，它们是向云区辐合提供水汽的源地，以

及在云消期由于下沉气流造成水汽减少，在云消散期云外近地层出现一个潜焓密度增加区并向外推移，这是云下辐散提供水汽的结果。

4. 干空气显热焓的变化

图 4(a)和 4(b)以 $0.5 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔，4(c)以 $0.1 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔绘等值线，由图可见 21 分钟时在云区出现干空气显热焓密度增加区，最大值达 $1.14 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ ，随着积云演变，这个范围小强度大的增加区消失，到 60 分钟云区及其邻近区已转为干空气显热焓密度减小区，表明云区并不增温而是降温的。这是由于在积云发展初期通过水汽凝结使云区的温度升高，因而提供了空气运动的浮力，形成积云对流环流，在层结大气中对流运动又改变了空气温度，因此积云通过水的相变以及空气的上升和下沉运动改变着大气温度。

图 4(c)为 60 分钟干空气显热焓密度变化的空间分布，它表示通过积云生消活动对大气温度的影响。由图可见，干空气显热焓增加区为云底附近薄层和云外中层大范围地区，这都是下沉气流引起空气温度增高，干空气显热焓减小区出现在云及其邻近地区

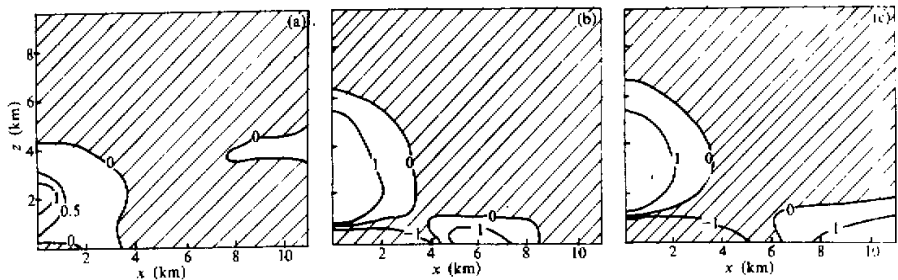


图 5 静力能密度差的分布

(a) 21 分 (以 $0.5 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔)，(b) 42 分 (以 $1.0 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔)，(c) 60 分 (以 $1.0 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔)。

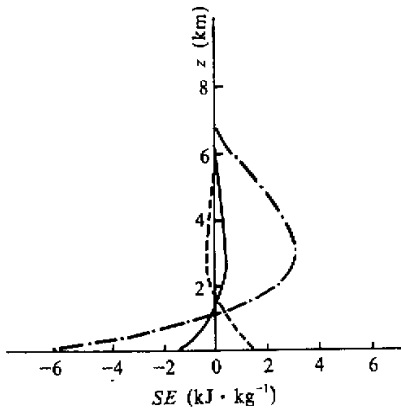


图 6 积云发展前后比静力能差随高度的分布

—— 整个区域水平平均，--- 云中心处，- · - 离云中心 8.8 km 处

和近地层，这是由于蒸发冷却造成的。云外近地层降温区域向外扩展，是冷空气平流引起的。

5. 静力能的变化

静力能是位能、显热焓和潜焓之和，包括温湿状况，表示大气稳定度。图 5(a)以 $0.5 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ ，5(b)和 5(c)以 $1.0 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-3}$ 为间隔绘等值线。由图可见，静力能密度差与潜焓密度差的分布很相近，表明各种能量中以潜焓变化最大，对稳定度起主要作用。从图 5(c)可见经过积云生消活动造成云及其邻近区域下层失去能量，中层得到能量；离云中心四倍半云宽以外地区却相反，下层得到能量，中上层失去能量。因而在云区附近大气层结趋于稳定，在离

云较远地区大气层结变得更不稳定。

为了分析大气稳定度的改变，分别给出云内、云外及整个区域水平平均各高度上单位质量空气静力能在积云发展前后之差值，称为比静力能差，图 6 中 3 条曲线分别表示云内、云外和水平平均的比静力能差的高度分布。由图可见，整个区域平均的比静力能差在 1.5km 以下层为负值，1.5—6km 的中层为正值，表示静力能在下层减小中层增加，其结果是大气层结的稳定度增加。在云区比静力能差也是下层为负中层为正值，而数值要大得多，即云区大气层结稳定度增加较大，在云外区域相反，比静力能差下层为正，中层为负，大气层结变得更不稳定，因而有利于激发新对流活动。

五、结 论

1. 在积云演变过程中只有潜焓和水汽显热焓两种能量减少，这两种能量减少表示空气中水汽含量减少，因此水汽转为液态水的凝结过程是积云发展的主要能量来源。

2. 在积云演变过程中增加的能量有表征空气温度升高的显热焓增加、空气抬升造成位能增加以及降水从空气中带走的能量。

3. 积云对大尺度的反馈主要不是凝结潜热直接加热大气，而是通过对流及蒸发等过程改变大气的热力结构。

4. 通过积云的生消活动，大气层结将发生变化，整个区域内大气位势不稳定将减小，在云及其邻近区域内大气层结趋于稳定，在此以外地区大气层结变得更不稳定，有利于触发生成次生积云。

参 考 文 献

- [1] Braham, R. R., Jr., 1952, The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thunderstorm development, *J. Meteor.*, (9), 227—242.
- [2] 洪延超、黄美元、王昂生, 1991, 西太平洋热带海域秋冬积云对流输送的初步研究, *大气科学*, 15(3), 1—8.
- [3] Wilhelmson, R. B. and Y. Ogura, 1972, The pressure perturbation and the numerical modeling of a cloud, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1295—1307.
- [4] Tekeda, T., 1971, Numerical simulation of a precipitating convective cloud: the formation of a long-lasting cloud, *J. Atmos. Sci.*, 28, 350—376.
- [5] Murray, F. W. and L. R. Koenig, 1975, Cumulus cloud energetic as revealed in a numerical model of cloud dynamics. Part I. Theoretical development, *Pure Appl. Geophys.*, 113, 909—923.
- [6] Koenig, L. R. and F. W. Murray, 1975, Cumulus cloud energetic as revealed in a numerical model of cloud dynamics. Part II. computational results, *Pure Appl. Geophys.*, 113, 925—947.

TRANSFORMATION AND REARRANGEMENT OF ENVIRONMENTAL ATMOSPHERIC ENERGY CAUSED BY SINGLE CUMULUS CLOUD

Lin Wenshi, Xu Huaying, Huang Meiyuan

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

A two-dimensional compressive numerical cloud model is established to simulate the cumulus cloud using the mean radio-sounde data obtained in the West Pacific Investigation. The energy method is adopted to discuss the transformation and rearrangement of environmental atmospheric energy caused by single cumulus cloud. The results will be useful for studying the cumulus parameterization.

The change of various forms of energy in the cloud evolution has been calculated. The results show that although the release of condensation latent heat is the main energy source for cloud development, it does not exert influence directly on the environmental atmosphere. It is through the convection and evaporation the potential instability in the whole region of convection is decreased, and the stratification in regions far from the cloud becomes more unstable.

Key words: Energy conversion; Cumulus; Numerical model.