

西太平洋热带海域秋冬积云 对流输送的初步研究

洪延超 黄美元 王昂生

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文建立以考虑云侧边夹卷效应和微物理过程的一维半暖积云模式为基础的积云输送模式,并利用此模式和实测雷达资料,导出了计算西太平洋热带海域积云群体输送公式,对此进行了实际计算,还讨论了积云群体输送对大气状态的影响。

关键词: 积云; 输送; 水汽; 热量。

一、引 言

积云对流输送不但是热带海洋大气边界层中质量和能量进入对流层的最为重要的方式,而且也是在海气交界面上增强海洋向大气输送热量的一个机制,因此有必要对此进行研究。

1986和1987年10到12月份,我们利用中国科学院“实验3号”船上711雷达,对西太平洋 $0-5^{\circ}\text{N}$ 和 $122-150^{\circ}\text{E}$ 这一热带区域的对流云作了观测。本文利用在一维半时变积云模式基础上建立的积云输送模式,输入实测探空资料,算出不同顶高积云的输送量,找出输送量与积云顶高之间的关系,由雷达回波资料统计得到积云回波顶高的谱分布,采用对谱函数积分的方法计算积云群体输送量。

二、积云输送数值模式

积云输送模式由积云动力方程、积云微物理过程参数化方程和输送方程组成。前两种方程与Junichi Shilno^[1]的一维半积云模式中所用的基本相同,只是在控制方程中不考虑垂直扩散项,并只考虑暖云过程,云水自动转化率采用Berry参数化方程,即

$$P_2(\text{auto}) = (\rho_a Q_c)^2 \left/ \left[60 \left(2\rho_a + \frac{0.0266}{Q_c} \frac{N_b}{D_b} \right) \right] \right.,$$

其中 Q_c 为云水比含量, ρ_a 为空气密度, N_b 为云底粒子浓度, D_b 为初始云滴半径离差。

由上述各方程求出了云中垂直气流 w ,温度 T ,水汽混合比 Q 以及微物理参量 P_1 (水汽凝结率)、 P_2 (云水蒸发率)和 P_3 (雨水蒸发率)。因此水汽垂直输送通量 f_w 和显热垂直通量 f_s 为

1989年3月30日收到,7月25日收到修改稿。

$$f_w = \rho_a w Q_v \quad (\text{g} / (\text{m}^2 \cdot \text{s})) ,$$

$$f_s = C_p \rho_a w T \quad (\text{J} / (\text{m}^2 \cdot \text{s})) .$$

式中 C_p 为空气定压比热, $C_p = 1.005 \text{J}/(\text{g} \cdot \text{K})$. 于是各高度上在云生命期 t 内通过单位水平面积输送的水汽量 m 和显热量 Q_s 为

$$m = \int_0^t \rho_a w Q_v dt \quad (\text{g} / \text{m}^2) ,$$

$$Q_s = \int_0^t C_p \rho_a w T dt \quad (\text{J} / \text{m}^2) .$$

输送到厚度为 Δz 的气层内水汽的凝结潜热释放率 f_L 和蒸发失热率 f_E 为

$$f_L = L_v \rho_a P_1 \Delta z \quad (\text{J} / (\text{m}^2 \cdot \text{s})) ,$$

$$f_E = L_v \rho_a (P_6 + P_7) \Delta z \quad (\text{J} / (\text{m}^2 \cdot \text{s})) .$$

因此某气层内凝结潜热量 Q_L 和蒸发失热量 Q_E 为

$$Q_L = \int_{z_1}^{z_2} \int_0^t L_v \rho_a P_1 dt dz \quad (\text{J} / \text{m}^2) ,$$

$$Q_E = \int_{z_1}^{z_2} \int_0^t L_v \rho_a (P_6 + P_7) dt dz \quad (\text{J} / \text{m}^2) ,$$

式中 L_v 是蒸发潜热, $L_v = 2500 \text{J}/\text{g}$, z_1 和 z_2 是气层下界和上界高度.

事实上有部分水汽转变成降水, 由积云模式输出的降水量为 S_p , 取边界层上界高度为 1.0km , 通过积云对流, 边界层向上层大气输送的净水汽通量 f_{wn} 和净热量通量 f_{Qn} 为

$$f_{wn} = (m_b - m_z - S_p) / t \quad (\text{g} / (\text{m}^2 \cdot \text{s})) ,$$

$$f_{Qn} = (Q_{sb} - Q_{sz} + Q_L - Q_E) / t \quad (\text{J} / (\text{m}^2 \cdot \text{s})) .$$

下标 b 和 z 代表边界层上界高度和云顶高度, 事实上由于云顶处 $w=0$, 因此 m_z 和 Q_{sz} 为 0.

计算的初始、边界和扰动条件与 Junichi Shilno 的相同, 环境条件由在西太平洋热带海域与雷达同期观测的探空资料确定. 计算的空间步长 500m , 时间步长 10s . 动力方程中的平流项采用“迎风”差格式, 时间项用一阶向前差和空间项则用中心差商计算.

三、模式结果及积云输送特征

我们选用对流日的具有不同稳定度的层结资料, 调整对云发展影响较大的模式参数 (α^2 , a 和湿度扰动条件) 算出了顶高 $0.5 - 10.5 \text{km}$ 的积云输送情况 (见表 1), 计算时利用不稳定度大的层结计算较高的积云.

根据输送模式结果统计得到一些关系式 (r 是相关系数, h 是积云顶高, 以 km 为单位)

$$f_{wn} = 8.49 + 3.1h \quad (\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s}), r = 0.81),$$

$$f_{Qn} = 2.328 + 0.632h \quad (10^5 \text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s}), r = 0.86),$$

$$f_{Ln} = -0.699 + 0.833h \quad (10^4 \text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s}), r = 0.98),$$

$$f_s = 1.888 + 0.632h \quad (10^3 \text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s}), r = 0.83),$$

$$t = 12.04 + 4.95h \quad (\text{min}, r = 0.77),$$

式中 f_{Ln} 是净潜热产生率, $f_{Ln} = (Q_L - Q_E) / t$.

表 1 积云输送的部分模式结果

h (km)	t (min)	S_p (mm)	f_w (g/(m ² ·s))	f_s (J/(m ² ·s))	m_b (g/m ²)	Q_b (J/m ²)	Q_L (J/m ²)	Q_E (J/m ²)	f_{wn} (g/(m ² ·s))	f_{Qn} (J/(m ² ·s))
0.5	6	0.0	15	2.64×10^5	2.3×10^3	4.19×10^7	3.77×10^5	2.64×10^5	6.4	1.28×10^5
4.0	30	12.5	75	1.38×10^6	5.8×10^4	9.63×10^8	5.86×10^7	7.54×10^6	25.3	5.57×10^5
4.5	30	14.9	75	1.34×10^6	5.4×10^4	8.79×10^8	6.70×10^7	7.95×10^6	21.7	5.11×10^5
5.5	81	58.4	40	6.28×10^5	1.6×10^5	2.68×10^9	1.72×10^8	1.34×10^7	20.9	5.86×10^5
6.0	48	26.0	87	1.72×10^6	1.5×10^5	2.34×10^9	1.34×10^8	1.17×10^7	43.0	8.58×10^5
7.5	48	35.0	96	2.01×10^6	1.4×10^5	2.14×10^9	1.93×10^8	1.51×10^7	36.6	7.80×10^5
8.5	54	41.8	100	2.09×10^6	1.5×10^5	2.30×10^9	2.14×10^8	1.97×10^7	33.4	7.62×10^5
9.0	48	32.6	81	1.30×10^6	1.4×10^5	2.14×10^9	2.43×10^8	1.47×10^7	37.3	8.29×10^5
9.5	54	46.6	100	2.22×10^6	1.6×10^5	2.47×10^9	2.34×10^8	2.18×10^7	35.2	7.62×10^5
10.5	57	34.0	98	2.34×10^6	1.4×10^5	2.09×10^9	2.97×10^8	1.51×10^7	30.9	6.99×10^5

注: (1) f_w 和 f_s 取云生命期中的最大值, Q_L 和 Q_E 指整块云的值.

(2) h 为 5.5km 的云发展有起伏, 生命期长.

由这些关系式可以看出, 个体积云的输送通量及生命期与模式云云顶高度 h 有正相关关系. 从表 1 结果看, 当云顶高达到 4.0km 后, 表中各量几乎在同一量级变化, 水汽输送量 m_b 为 $10^5 \text{g}/\text{m}^2$, 显热量 Q_b 为 $10^9 \text{J}/\text{m}^2$. 就热量输送而言, 以显热贡献大, 潜热比显热要小一个量级.

现以表 1 中顶高 8.5km 的积云为例说明个体积云的输送特征. 图 1 是不同时刻云内 w , f_w , f_s 的垂直分布情况. f_L 的分布型式与 f_s 几乎相同. 垂直气流 w 呈抛物线型分布, 随着云体发展, w 的极大值增大, 极值区抬高, 而云底 w 减小. 39min 时, 云体达最强阶段. 此后虽然极值区升高, 但极值减小, 到 45min 时, 4.0km 高度之下都由下沉气流控制. 云内各高度上的 f_w , f_s 和 f_L 与 w 密切相关, f_s 和 f_L 的极大值高度与 w 很一致, 只不过极值区不象 w 那样明显, 尤其在云发展的强盛期 (如 33min 时). 然而水汽通量 f_w 垂直分布与 w 有很大不同. 在云发展的 39min 内, 尽管 w 极值高度上升, f_w 极值区一直位于 1.0—2.5km 高度. 这说明在云发展阶段, 云内空气仍以低层水汽含量大.

比较不同时刻的模式结果可以看出, 液态水的蒸发主要发生在云顶和云底层, 云中几乎没有蒸发发生, 到云体完全消散时, 顶高 8.5km 这块云蒸发失热 $1.97 \times 10^7 \text{J}/\text{m}^2$ (表 1). 从图 2 Q_E 线看, 在 0.5km 高度蒸发失热最多, 然后向上减小, 到 8.5km 高度又出现较小的极大值. 总的来说, 云体下层蒸发量较大. 另外从 m 曲线看, 在 1.0 高度上, 累计输送的水汽量 $m = 1.5 \times 10^5 \text{g}/\text{m}^2$; 而在 4.0km 高度上, $m = 6.4 \times 10^4 \text{g}/\text{m}^2$, 可

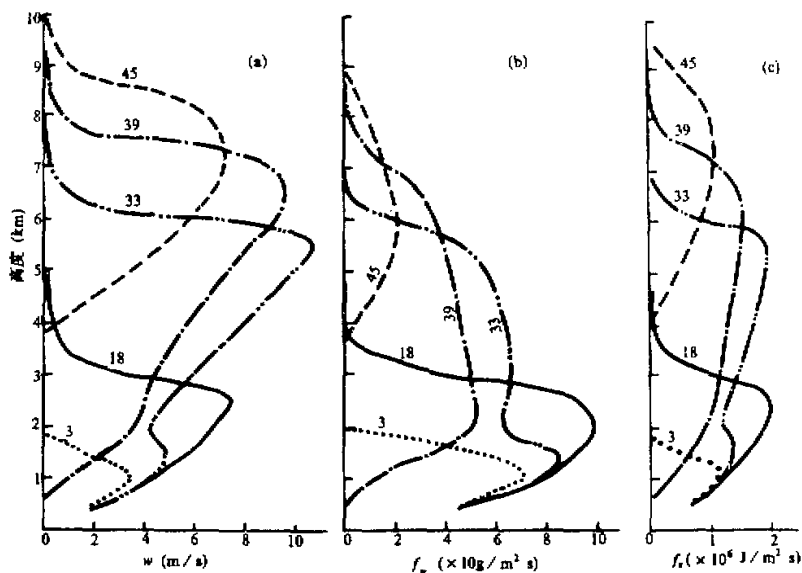


图1 云发展不同时刻, 云内 w , f_w 和 f_s 的垂直分布. 曲线旁数字是时间(min)

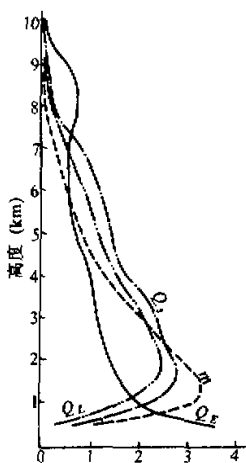


图2 云消散时刻, 各高度累计输送的水汽量 $m(4.8 \times 10^4 \text{ g/m}^2)$ 和显热量 $Q_s(10^9 \text{ J/m}^2)$ 以及各层内产生的凝结潜热量 $Q_L(10^7 \text{ J/m}^2)$ 和蒸发潜热量 $Q_E(10^6 \text{ J/m}^2)$

见从边界层向上输送的水汽量约有 57% 保留在 1.0—4.0 km 高度的气层. 至于凝结潜热量 Q_L , 最大值位于 2.0 km 附近, 4.0 km 下层的总量占云体总量的 71%. 这些结果说明, 积云对流引起的水汽输送和凝结释放的潜热主要对云体中下层大气的状态有较大影响.

另外 Q_s 和 m 的极大值高度都在 1.5 km 附近, 可见在 1.5 km 之下层是显热和水汽的输送亏损层. 计算表明, 以 0.5—1.0 km 这层亏损量最大, 而 1.5 km 的上层各层都获得水汽和显热, 获得显热最多的气层位于 3.5—4.0 km 和 7.0—7.5 km, 而获水汽最多的气层位于 1.5—4.0 km.

四、积云群输送的计算

1. 秋冬热带西太平洋区域积云对流特征

1986 和 1987 年 10 到 12 月份, 在 $0—5^\circ \text{N}$ 和 $122—150^\circ \text{E}$ 这个区域, 雷达共进行 24 个测站观测, 其中有 22 个站是 12—24 小时站, 其余 2 个站是 3—6 天站. 雷达作每小时一次的定时观测, 获得 100 km 范围内的对流云回波参量. 统计得出, 这个海域对流日的积云群回波水平面积约占观测面积的 2.0%, 约 83.0% 的积云回波水平尺度小于 6.0 km, 而大于 10.0 km 的只有 2.9%, 均值为 3.6 km.

积云回波的平均顶高约 5.7 km, 垂直与水平尺度比值 (h/L) 约 1.6, 且它们之间有正相关关系.

$$L = 1.51 + 0.42 h \quad (r = 0.62).$$

回波尺度以 0.5 km 组距分组, 得出积云群中积云水平尺度 L 呈偏态分布, 垂直尺度 h 接近正态分布 (图 3). 水平尺度频数密度 $n'_i(L)$ 与垂直尺度频数密度 $n'_i(h)$ 分别为:

$$n'_i(L) = 78.0 (1 + L^2) e^{-0.7311 + L^2} + 8.0 \quad (\text{样本 } n = 451).$$

$$n'_i(h) = \frac{308}{1.87\sqrt{2\pi}} e^{-(h-5.71)^2/2 \times 1.87^2} \quad (\text{样本 } n = 308).$$

而回波顶高频率密度 $p'(h)$ ($p'(h) = n'_i(h) / (n\Delta h)$)

$$p'(h) = \frac{1}{1.87\sqrt{2\pi}} e^{-(h-5.71)^2/2 \times 1.87^2}.$$

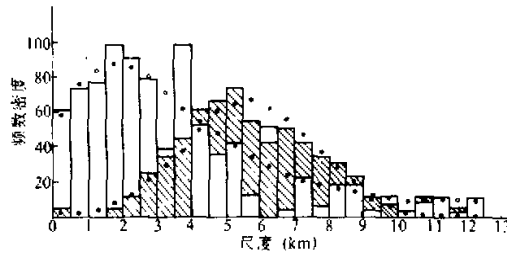


图 3 西太平洋热带区域积云尺度的频数密度分布, 空心和实心圆点是频数密度理论值

2. 积云群输送公式

设想积云群输送量为各个积云输送量之和, 根据已得到的关于 $p'(h)$, $f_{wn}(h)$, $f_{qn}(h)$, $L(h)$ 和 $t(h)$ 的表达式, 可求出积云群体从边界层向对流层输送的水汽量 m_{cp} 和热量 Q_{cp} :

$$m_{cp} = \int_{h_1}^{h_2} N p'(h) f_{wn}(h) S(h) t(h) dh,$$

$$Q_{cp} = \int_{h_1}^{h_2} N p'(h) f_{qn}(h) S(h) t(h) dh,$$

式中 N 是云群回波块数, h_1 和 h_2 为云群中积云最小和最大顶高, $S(h)$ 为云的水平截面积, 等于 $\left(\frac{1}{2} L\right)^2 \pi$. 据雷达观测, $h_2 = 12.0$ km, 不考虑顶高 1.0 km 以下的积云, 将已知表达式代入上式, 用抛物线型定积分计算公式求值, 得到

$$m_{cp} = 9.6444 \times 10^5 N \quad (\text{t}), \quad (1)$$

$$Q_{cp} = 2.12273 \times 10^{16} N \quad (\text{J}). \quad (2)$$

同样, 显热量 Q_{scp} 和净潜热量 Q_{Lcp} 为

$$Q_{scp} = 2.0077 \times 10^{16} N \quad (\text{J}), \quad (3)$$

$$Q_{Lcp} = 1.5712 \times 10^{15} N \quad (\text{J}). \quad (4)$$

令积云群回波面积为 A , 云群中积云平均生命期为 $\bar{t}$, 则

$$A = \int_{h_1}^{h_2} N \rho'(h) s(h) dh = 12.39 \times 10^6 N (m^2),$$

$$\bar{t} = \int_{h_1}^{h_2} p'(h) t(h) dh = 2411.7 \quad (s).$$

3. 输送量订正

用一维模式结果算出的输送量没有考虑云外补偿性下沉气流的向下输送, 对结果应予以订正. 以边界层上界高度为参考高度, 根据空气质量连续方程, 忽略云内外空气密度差, 有

$$wA = w_d A_d,$$

式中 A 及 A_d 分别为云内上升及云外下沉气流 w 和 w_d 截的面积. 据探空资料, 1.0km 高度上 $\rho_a = 1062.72 g/m^3$, 环境温度 $T_e = 22.26^\circ C$, 云内比湿(据气压和温度求出的饱和比湿) $q_{vs} = 0.018 g/g$, 环境比湿 $q_e = 0.015 g/g$. 再由 $f_w = \rho_a w q_{vs}$ 和 $f_s = m_{cp} / A \cdot \bar{t} = 32.27 (g/(m^2 \cdot s))$ 得 $w = 1.69 m/s$. 从模式云看, 云内上升气流 w 维持时间约为云生命期 $\bar{t}$ 的 $\frac{2}{3}$, 即云外下沉气流 w_d 维持时间 t_d 约 26.8min, 于是下沉气流输送的水汽量

m_d 和显热量 Q_{sd} 为

$$\begin{aligned} m_d &= \rho_a w_d A_d q_e t_d \\ &= \rho_a w A q_e t_d \\ &= 5.3673 \times 10^5 N (t), \end{aligned}$$

$$Q_{sd} = c_p \rho_a w_d A_d T_e t_d = 1.0593 \times 10^{16} N (J).$$

云外下沉气流中没有凝结发生, 对凝结潜热不作下沉气流订正. 另外积云群的生命期比个体积云长得多, 设前者大约是后者的 β 倍, 则其订正系数为 β . 虽然没有确实的资料, 从中尺度回波群的降水持续时间^[2]推测, 云群生命期也有几个小时, 因此取 $\beta = 2 \sim 5$. 用加撇号表示订正后的量, 有

$$m'_{cp} = (m_{cp} - m_d) \beta = 4.28 \times 10^5 N \beta (t), \quad (5)$$

$$Q'_{cp} = (Q_{cp} - Q_{sd}) \beta = 1.06 \times 10^{16} N \beta (J), \quad (6)$$

$$Q'_{scp} = (Q_{scp} - Q_{sd}) \beta = 9.48 \times 10^{15} N \beta (J), \quad (7)$$

$$Q'_{Lcp} = 1.57 \times 10^{15} N \beta (J). \quad (8)$$

4. 秋冬积云群平均输送及其对大气状态的影响

西太平洋热带区域 10—12 月份, 积云群回波水平面积百分比为 2.0%, 因此在 100km 范围内

$$N = 100^2 \pi \cdot 2.0\% \int_{h_1}^{h_2} p'(h) s(h) dh = 50.7.$$

这样利用(5)–(8)式求出积云群的输送量, 下面讨论三个问题:

(1) 积云输送及其对整层大气的影响

整层大气是指 1.0—12.0km 的大气层. 由探空资料, 热带西太平洋区域这层大气

平均密度 $\overline{\rho_a}=700.94\text{g}/\text{m}^3$ 。表2给出利用(5)–(8)式和 $A, \bar{r}$ 值求出的云群输送量和通量。平均而言, 热带西太平洋海域对流日的积云群水汽、热量和显热输送通量分别为 $14.33\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, $3.55 \times 10^5\text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 和 $3.17 \times 10^5\text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, 净潜热产生率为 $5.25 \times 10^4\text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, 在 100km 范围内, 从边界层输送到整层大气的水汽和热量总量为 $2.17\beta \times 10^{13}\text{g}$ 和 $5.37\beta \times 10^{17}\text{J}$, 其中显热 $4.81\beta \times 10^{17}\text{J}$, 而潜热只有 $7.96\beta \times 10^{16}\text{J}$, 看来显热输送对热量贡献大, 输送的水汽量可使整层大气比湿增加 $0.09\beta\text{g}/\text{kg}$, 潜热可使气温升高 $0.33\beta^\circ\text{C}$, 其范围为 $0.18 - 0.45\text{g}/\text{kg}$ 和 $0.66 - 1.65^\circ\text{C}$ 。

表2 西太平洋热带海域积云输送量(100km 范围内)

输送参数		水汽	热量	显热	潜热	Δq (g/kg)	ΔT (℃)
项 目							
通 量 (1/(m ² ·s))		14.33 g	$3.55 \times 10^5 \text{J}$	$3.17 \times 10^5 \text{J}$	$5.25 \times 10^4 \text{J}$		
总 量	1.0—12.0km	$2.17\beta \times 10^{13} \text{g}$	$5.37\beta \times 10^{17} \text{J}$	$4.81\beta \times 10^{17} \text{J}$	$7.96\beta \times 10^{16} \text{J}$	0.09β	0.33β
	1.0—5.0km	$1.66\beta \times 10^{13} \text{g}$	$2.99\beta \times 10^{17} \text{J}$		$6.08\beta \times 10^{16} \text{J}$	0.15β	0.55β

注: (1) Δq 和 ΔT 是空气比湿和温度的增加量。

(2) $\beta=2-5$ 。

(2) 输送对大气低层的影响

低层大气指在 $1.0 - 5.0\text{km}$ 高度的大气, 这里 $\overline{\rho_a}=879.98\text{g}/\text{m}^3$ 。据数值模拟结果统计, 在 5.0km 高度

$$f_{w_n} = -6.97 + 2.29h \quad (\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})), \quad r=0.88),$$

$$f_{Q_n} = -2.345 + 0.775h \quad (\times 10^5\text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})), \quad r=0.89).$$

因此由 5.0km 高度向上输送的水汽量 m_s 和热量 Q_s 分别为

$$m_s = 2.26 \times 10^5 N \quad (\text{t}),$$

$$Q_s = 9.46 \times 10^{15} N \quad (\text{J}).$$

这些量没有订正, 若无论订正与否, 输送到低层的量占整层量的比例相同, 用双撇号表示输送到低层的量, 则水汽和热量为

$$m'' = m'_{cp} \cdot \frac{m_{cp} - m_s}{m_{cp}} = 3.28 \times 10^5 N \beta \quad (\text{t}),$$

$$Q'' = Q'_{cp} \cdot \frac{Q_{cp} - Q_s}{Q_{cp}} = 5.90 \times 10^{15} N \beta \quad (\text{J}).$$

若凝结潜热分配比例与水汽相同, 则

$$Q_h'' = Q'_{Lcp} \cdot \frac{m_{cp} - m_s}{m_{cp}} = 1.20 \times 10^{15} N \beta \quad (\text{J}).$$

由 m'' , Q'' 和 Q_h'' 求出的值见表2。看来, 输送的水汽约有76.5%、热量约有58.1%在 $1.0 - 5.0\text{km}$ 气层, 使低层大气比湿和温度分别增加 $0.15\beta\text{g}/\text{kg}$ 和 $0.55\beta^\circ\text{C}$, 其范围为 $0.30 - 0.75\text{g}/\text{kg}$ 和 $1.10 - 2.75^\circ\text{C}$ 。

(3) 积云群输送量的垂直分布

将 $1.0 - 12.0\text{km}$ 高的积云分成五档, 求出每档积云块数和各高度上的平均输送量, 从而求出各 500m 厚气层获得的水汽量和潜热量, 从图4看它们随高度呈抛物线型分布,

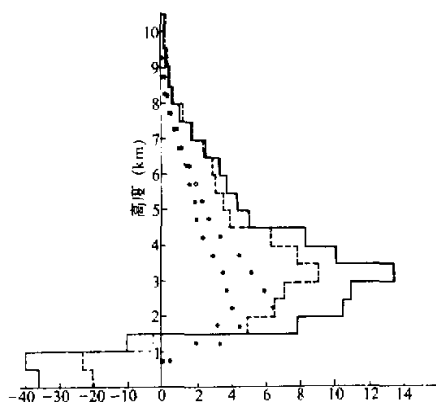


图4 积云群输送使500m厚气层获得的水汽量 m_2 ($\times 10^6$ t, 实线)和产生的潜热量 Q_L (2×10^{15} J, 空心圆)的垂直分布, 虚线代表输送引起的大气增湿 Δq (g/10kg), 实心圆点代表增温 ΔT ($^{\circ}\text{C}/5$)

而使低层大气分别增加 $0.30 - 0.75$ g/kg 和 $1.10 - 2.75$ $^{\circ}\text{C}$ 。在云群输送期间, 水汽和热量通量分别为 14.33 g/($\text{m}^2 \cdot \text{s}$)和 3.55×10^3 J/($\text{m}^2 \cdot \text{s}$)。输送对低层大气影响显著, 不考虑其它系统影响, 输送的水汽有 76.5%、热量约 58.1% 进入大气低层。以 3.0—3.5km 气层获得的水汽量最大, 2.0—2.5km 气层产生的凝结潜热最多。

考察船避开强的天气系统可能使积云尺度谱大尺度端的频数偏低, 所以计算的输送量也可能偏低。另外, 文中的 β 值有待于用卫星资料纠正。

参 考 文 献

- [1] Junchi Shino, 1987, A numerical study of precipitation development in cumulus clouds. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 29(4), 157—167.
- [2] 洪延超等, 1987, 梅雨锋云系中尺度系统回波结构及其与暴雨的关系, *气象学报*, 45(1) 56—64.

PRELIMINARY STUDY ON CUMULUS TRANSPORT IN THE TROPIC WEST PACIFIC

Hong Yanchao, Huang Meiyuan and Wang Angsheng

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

In this paper, based on cumulus dynamics and micro-physics, by considering lateral eddy mixing through the periphery of the cloud, a one-dimensional with time dependent cumulus transport model is found. According to the model results and the radar data, the formulae calculating transfer amount of the cumulus cluster in the tropic west Pacific are deduced and make calculation and discussions of influence of the transport on the atmospheric state are made.

Key words: Cumulus (Cu); Transfer; Water vapor; Heat.

位于 3.0—3.5km 气层获得的水汽量最多, 约 1.37×10^7 t, 大值区在 1.5—4.5km 范围内, 在 1.5km 高度以下, 水汽量是减小的, 最大减小量位于 1.0km 以下。与此分布相对应, 3.0—3.5km 气层空气比湿增量 Δq 也最大, 约 0.91 g/kg。潜热的最大值位于 2.0—2.5km。此处 $\Delta T = 0.82$ $^{\circ}\text{C}$, $\Delta T > 0.40$ $^{\circ}\text{C}$ 的区域在 1.0—5.0km。虽然这些值没有订正, 但不会改变分布型式。

五、结论和讨论

用积云输送模式和积云尺度谱建立西太平洋热带海域积云群的输送公式并作了实际计算, 这是一种计算对流输送的新方法。结果表明, 输送使整层大气比湿平均增加 0.18—0.45 g/kg, 温度平均升高 0.66—1.65 $^{\circ}\text{C}$ 。