

# 关于雨滴在云下蒸发的数值试验\*

吴 兑

(广东省热带海洋气象研究所)

顾震潮<sup>[1]</sup>、Mason<sup>[2]</sup>、Twomey<sup>[3]</sup>、北京大学云物理教学组<sup>[4]</sup>、Kühme<sup>[5]</sup>等均曾讨论过雨滴的蒸发问题。他们认为雨滴与环境的热交换随时达到平衡,未考虑雨滴蒸发消耗热量与环境向雨滴传热量的补偿不平衡;以及雨滴在下落中保持高层较低温度的倾向(热滞后),从而造成的滴表面饱和水汽压保持在较低水平,抑制了蒸发的情况。本文通过对云下雨滴下落蒸发过程的数值试验,讨论了:①下落的雨滴由于蒸发消耗热量,温度比周围环境低,并有保持较高层次的较低温度的倾向。②在不饱和大气中的雨滴下落,由于雨滴温度低于环境温度,蒸发过程受到了抑制,甚至可能发生凝结过程。延长了雨滴在云下不饱和大气中下落的距离与存在时间,因而减小了最小可落地雨滴的尺度。

## 1. 计算方法的说明

如环境水汽密度小于雨滴表面的水汽密度,雨滴的水分子将向环境中扩散-蒸发。蒸发消耗蒸发潜热使水滴温度降低,造成环境中指向水滴的温度梯度。故讨论雨滴蒸发要同时研究分子扩散与分子热传导这两种主要过程。

文献[4]指出球形纯净水滴在静止的未饱和空气中的蒸发  $10^{-2}$ s 内即可达稳定状态;如果用 Hidy 给出的驰豫时间<sup>[6]</sup> $t_e = r^2 / \pi D$ (式中  $r$  为雨滴半径,水汽扩散系数为  $D = 0.211(T/T_0)^{1.94}(P/P_0)$ ,其中  $T, P, T_0, P_0$  分别为雨滴处的环境温度、气压及标准状态的温度与气压)来估计,对于毫米大小的雨滴来说,其驰豫时间  $t_e < 1.7 \times 10^{-4}$ s,故可从考查雨滴的定常蒸发入手。

众所周知,对于单滴的蒸发方程可以写成如下形式<sup>[1]</sup>:

$$r \frac{dr}{dt} = \frac{D}{\rho_L R_w} \left( \frac{T_r + T_\infty}{2} \right) (e_r - e_\infty) \quad (1)$$

式中  $\rho_L$  为水滴密度,  $R_w$  为水汽比气体常数,  $e$  为水汽压力,下标  $r, \infty$  分别代表水滴表面与环境中的值。

描述雨滴热状态的热平衡方程通常写作如下形式:

$$LI - Q = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_L c \frac{dT_r}{dt} \quad (2)$$

式中左边第一项是蒸发消耗的热量,第二项为热传导项,右边为热容量项;  $L$  为蒸发潜热,  $c$  是水的定压比热;  $I$  是水汽扩散通量;  $Q$  为热传导通量。

顾震潮等在作了  $dT_r/dt = 0$  的假设下对(1)、(2)两式推出了如下联立解<sup>[1]</sup>:

$$r \frac{dr}{dt} = \frac{(S-1)}{\frac{\rho_L R_w T_\infty}{De_\infty} + \frac{L^2 \rho_L}{K R_w T_\infty^2}} \quad (3)$$

式中  $S = e_\infty/e_r$  为环境水汽饱和比,  $K$  为空气分子热传导系数。(3)式虽然考虑了雨滴温度由于蒸发低

\* 本文于 1988 年 5 月 5 日收到, 1990 年 1 月 5 日收到最后修改稿。

于四周环境, 但认为雨滴与环境的热交换随时达到平衡<sup>[1]</sup>; 另外 Mason 也推出了与 (3) 式相似的联立解, 认为雨滴温度与环境温度之差不大于 1°C 两者近似相等<sup>[2]</sup>。如用 (3) 式来计算雨滴在云下的蒸发, 雨滴温度处处与环境的所谓湿球温度相等, 这与实际情况并不相符。

实际上  $dT_r/dt$  并不等于零, 由热平衡方程 (2) 经过变换则有:

$$\frac{dT_r}{dt} = \frac{3}{r^2 \rho_w c} \left[ \frac{LD}{R_w} \left( \frac{e_r}{T_r} - \frac{e_\infty}{T_\infty} \right) - K(T_\infty - T_r) \right] f_D(R_e) \quad (4)$$

由于雨滴有下落运动, 对静稳状态时的水滴蒸发方程 (1) 也进行吹风系数的订正。

吹风系数  $f_D(R_e)$  由实验得到<sup>[6]</sup>:

$$f_D(R_e) = 0.78 + 0.308 N_{sc}^{1/3} N_{Re}^{1/2} \quad (5)$$

式中施密特数:  $N_{sc} = \gamma/D$ ; 雷诺数:  $N_{Re} = 2rU(r)/\nu$ ; 空气的运动学粘滞系数:  $\nu = \eta/\rho_a$ ;  $\rho_a$  为空气密度,  $\eta$  为空气的动力学粘滞性系数,  $U(r)$  为雨滴与空气的相对速度。对半径 0.05—3 mm 的雨滴而言, 最多下落 20 m 就可达到下落末速度<sup>[2]</sup>, 故云中不同部位下落的雨滴, 在出云时都具有稳定的下落速度——该直径雨滴的下落末速度, 其值由文献<sup>[2]</sup>的实验值给出。由于雨滴的落速与空气对雨滴的拖曳力有关, 即与空气的密度有关, 不同高度的雨滴的下落末速度会有所不同, 还需对雨滴的下落末速度进行密度订正<sup>[7]</sup>:

$$U(r) = U_0(r)(P_0/P)^{0.286} \quad (6)$$

式中  $U_0(r)$  为在海平面上的雨滴下落末速度。

在以上讨论中, 做了雨滴内部处处温度相等的假设, 认为雨滴内部的热平衡过程比较快。这光靠液体内部的热传导过程来实现比较困难。实际上雨滴在下落过程中受到空气拖曳力的影响, 会发生形变与振荡, 从而形成雨滴内部的内环流<sup>[8]</sup>, 这个机制将大大加快雨滴内部的热混合过程。由于雨滴尺度较云滴大得多, 在讨论中也忽略了雨滴的分子边界层效应; 以及雨滴曲率、溶液浓度对水汽压的影响。

## 2. 计算结果

令 (2) 式中的潜热项 LI 等于零, 同时假定半径  $r$  不变, 考查热滞后效应的贡献 (表 1), 随下落雨滴尺度加大, 温度递减率的增加, 热滞后效应变得十分重要。这样的温差会使饱和水汽压发生较大变化, 讨论雨滴蒸发时不能略去热滞后效应。

表 1 在夏季大气 ( $P_0 = 1013.25 \text{ hPa}$ ,  $t_0 = 30^\circ \text{C}$ ) 中下落 2000 m 雨滴的热滞后温差 ( $^\circ \text{C}$ )

$r$ (mm)	温度递减率 ( $^\circ \text{C}/100 \text{ m}$ )	1.00	0.65	0.30	0.00	-0.30	-0.65	-1.00
3.0		-7.2	-4.6	-2.1	0.0	2.1	4.5	6.9
1.5		-2.3	-1.5	-0.7	0.0	0.7	1.5	2.3
0.5		-0.2	-0.2	-0.1	0.0	0.1	0.2	0.2

### 1) 雨滴在温度向上递减的不饱和大气中下落

我国常见可降水云的云底高度大多在 2 公里以内<sup>[1,9,10]</sup>, 故而在计算中雨滴均从 2000 m 下落。

图 1 给出了水滴在夏季大气中下落的蒸发情况。图中实线分别给出了相对湿度为 50%, 80% 两种情况。由于水滴温度低于周围环境, 水滴在饱和和环境大气中下落, 蒸发率明显变小。图中虚线是按顾震潮推出的公式 (3) 计算所得, 与图中实线有较大不同。

图 2 中实线给出了夏季大气中下落的雨滴温度低于环境大气的情况。在相对湿度较大时, 滴尺度

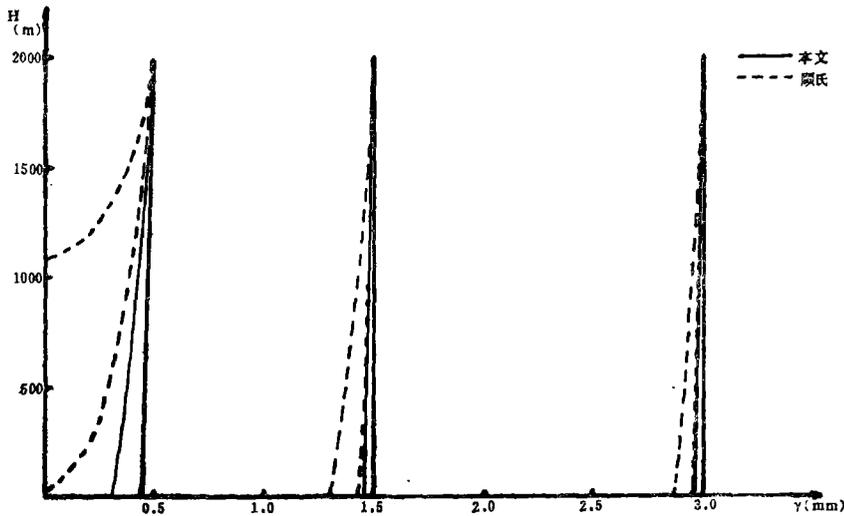


图 1 雨滴在不饱和夏季大气中的下落蒸发

(横坐标为雨滴半径, 纵坐标为高度, 三组曲线分别为雨滴半径 0.5mm, 1.5 mm, 3.0 mm. 每组曲线从左至右分别为相对湿度 50%, 80%)

越大, 滴温度与环境之差越大, 这是由于大滴体积较大, 其比截面(雨滴表面积与体积之比)比小滴小, 有相对较大的热滞后, 与空气的热交换过程较小滴进行得慢的缘故。随着湿度降低, 各尺度雨滴的温差均在加大。

图 2 中虚线是标准大气中 ( $t_0 = 15^\circ\text{C}$ ) 雨滴下落时温差的情况, 与夏季大气相类似。

2) 雨滴在不同层结下不饱和大气中下落蒸发

我们定义雨滴的蒸发率为初始滴体积减去落地滴体积之差占初始滴体积的百分比, 表 2 是雨滴在

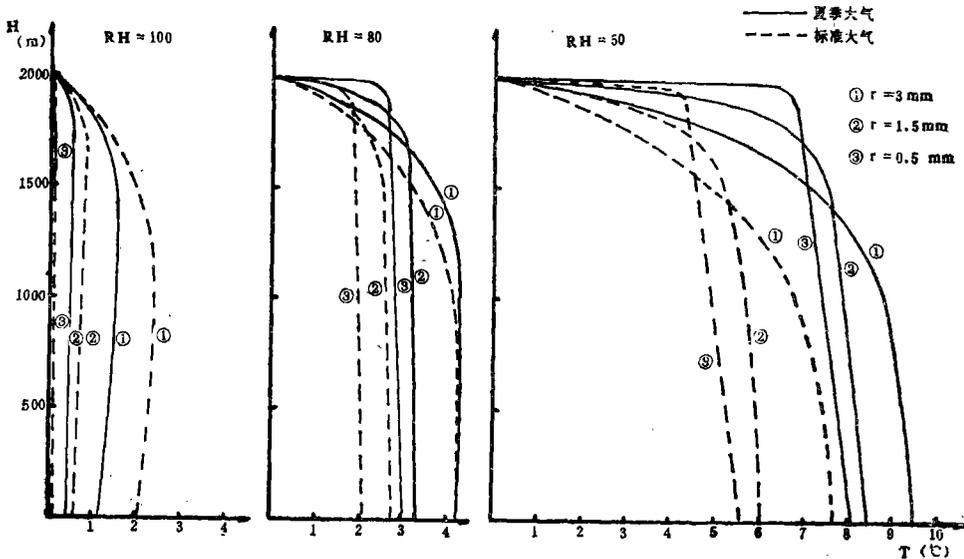


图 2 下落雨滴温度与环境温度之差

(横坐标为雨滴与环境的温度差, 纵坐标为高度)

表 2 雨滴在不同层结夏季大气中的下落蒸发率( $\gamma$  为温度递减率)

RH(%)	$\gamma(^{\circ}\text{C}/100\text{m})$		1.00	0.65	0.30	0.00	-0.30	-0.65	-1.00
	$r(\text{mm})$								
100	3.0		-0.77	-0.52	-0.25	0.0	0.27	0.60	0.94
	1.5		-0.83	-0.56	-0.27	0.0	0.28	0.63	1.00
	0.5		-0.85	-0.58	-0.28	0.0	0.29	0.65	1.02
80	3.0		-0.30	-0.04	0.25	0.51	0.78	1.12	1.46
	1.5		0.33	0.67	1.02	1.33	1.65	2.02	2.39
	0.5		9.41	10.42	11.38	12.15	12.84	13.53	14.05
50	3.0		0.50	0.81	1.11	1.44	1.75	2.12	2.50
	1.5		2.41	2.90	3.41	3.86	4.31	4.84	5.34
	0.5		33.38	37.67	42.27	46.43	51.00	56.45	100.00

夏季大气中不同层结条件下的下落情形。在温度向上递减的情况下，下落的雨滴蒸发率远比在逆温层中下落的小，当雨滴较大，相对湿度较高时甚至发生凝结现象（表中蒸发率为负值的情况）。随相对湿度的降低，雨滴尺度的变小，温度递减率的减小，雨滴的蒸发率是加大的。

### 3) 雨滴在温度向上递减的大气中下落蒸发的临界尺度

图 3 给出了雨滴下落蒸发的临界尺度，在夏季大气中自 2000 m 下落的半径 0.3 mm 以下的小滴，相

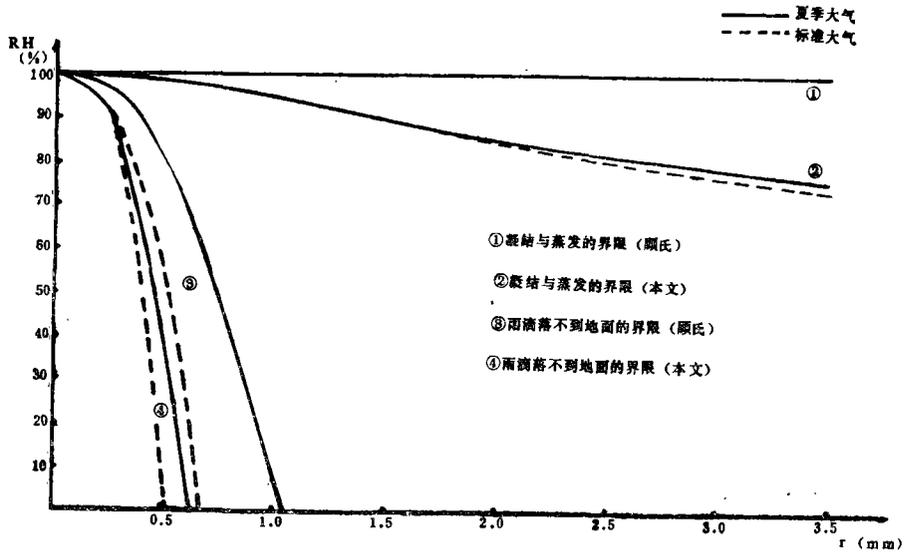


图 3 雨滴蒸发的临界尺度(横坐标为雨滴半径, 纵坐标为相对湿度)

对湿度低于83%时在落到地面之前就会蒸发完。半径大于0.64 mm的滴, 无论湿度多小均可落地。对标准大气来讲, 更有利于小滴落地。但如果不考虑蒸发耗热与热滞后效应, 那么只要是不饱和大气, 雨滴就会蒸发。半径0.3 mm的小滴在95%相对湿度下就不能下落2000 m, 而雨滴尺度大于1 mm才可以在低湿度中下落2000 m不被蒸发完。

将本文与顾氏的蒸发率进行对比(表3), 考虑雨滴与环境大气的温差后, 蒸发率变小了并有负值出现, 即在滴较大或相对湿度较高时, 还会发生凝结过程。

表 3 雨滴的蒸发率和落地时间(自2000m下落)

初始半径 (mm)	方程组	大气层结	不同相对湿度时的落地时间(s)			不同相对湿度时的蒸发率(%)			计算步长 (m)
			100	80	50	100	80	50	
3.0	本文	标准大气	210	210	210	-0.37	-0.05	0.47	50
		夏季大气	210	210	211	-0.52	-0.04	0.81	25
	顾氏	标准大气	210	210	210	0.0	0.58	1.46	50
		夏季大气	210	211	211	0.0	1.42	3.57	50
1.5	本文	标准大气	239	239	240	-0.42	0.42	1.83	20
		夏季大气	240	240	240	-0.56	0.67	2.90	10
	顾氏	标准大气	239	239	241	0.0	1.89	4.79	20
		夏季大气	240	241	246	0.0	4.67	12.07	20
0.5	本文	标准大气	479	490	529	-0.44	7.08	21.86	2
		夏季大气	480	502	576	-0.58	10.42	37.70	1
	顾氏	标准大气	479	523	—	0.0	20.30	100	4
		夏季大气	480	—	—	0.0	100	100	4

### 3. 小 结

考虑了雨滴在不饱和大气中下落蒸发的热平衡过程的数值试验, 有如下认识:

1) 雨滴出云后在不饱和大气中下落, 由于热滞后效应及蒸发过程的耗热降温, 使得雨滴温度低于环境大气, 热滞后效应不能忽略。故不饱和大气对于雨滴来讲可能是饱和的, 因而抑制了蒸发的进行, 甚至产生凝结。

2) 雨滴在不饱和大气中下落产生的降温, 在相对湿度大时, 滴尺度越大温差越大。相对湿度越低, 雨滴与环境大气的温差越大。

3) 广州地区夏季相当于数值试验中夏季大气相对湿度 80% 的情况, 我们看到虽然由于雨滴温度低于环境大气, 抑制了蒸发, 但半径小于 0.3 mm 的滴还是不能走完 2000 m 的路程落至地面; 因而, 广州地区小阵雨雨滴谱小滴段  $r < 0.3$  mm 明显不足的现象<sup>[11]</sup>与蒸发过程有关。

致谢: 秦瑜副教授、胡志晋研究员、黄美元研究员对本文提出了意见, 与黄敏强、王志明同志讨论了计算问题, 刘传营同志协助绘图, 特在此一并致谢。

### 参 考 文 献

- [1] 顾震潮, 云雾降水物理基础, 科学出版社, 1980。
- [2] Mason, B. J., 云物理学, 科学出版社, 1978。
- [3] Twomey, S., 大气气溶胶, 科学出版社, 1984。
- [4] 北大云物理教学组, 云物理学基础, 农业出版社, 1981。
- [5] Pruppacher, H. R., and J.D. Klett, Microphysics of Clouds and Precipitation, D.Reidel Publishing Company, 1978。
- [6] Pruppacher, H. R., and R.Rasmussen, A wind tunnel investigation of the rate of evaporation of large water drops falling at terminal velocity in Air, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 7, 1255—1260, 1979。
- [7] 胡志晋等, 层状云微物理过程的数值模拟(一)—微物理模式, 气象科学研究院院刊, **1**, 1, 1986。
- [8] Borovikov, A. M., et al., Fizika Oblakov (Cloud Physics), Gidrometeor, Izdatel' stvo, Leningrad, 1961. (English Translation by Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1963)
- [9] 吴兑等, 广东省新丰江流域 4-5 月暖云的微物理特征, 热带气象, **4**, 4, 341—349, 1988。
- [10] 吴兑, 宁夏 5-8 月降水性层状云的宏观特征, 高原气象, **6**, 2, 169—175, 1987。
- [11] 吴兑, 广州地区 84 年 6 月小阵雨的微物理结构, 气象, **15**, 5, 16—22, 1989。

## THE NUMERICAL TEST ON EVAPORATION OF RAINDROP BENEATH CLOUD

Wu Dui

*(Guangdong Institute of Tropical Marine Meteorology)*

### Abstract

In this paper, the evaporating process during the raindrops falling beneath cloud has been tested numerically. The main results show that (1) the temperature of falling drops is lower than that of surroundings because of the evaporation of raindrop heat, and also the falling drops tend to remain the lower temperature of higher layer; (2) since the temperature of drops is lower than that of surroundings, the evaporating process during raindrop falling in unsaturated atmosphere is restrained, even the condensing process occurs possibly.