

暖性层积云中大云滴分布特征*

黄美元 何珍珍 沈志来

(中国科学院大气物理研究所)

1. 概 况

新安江流域地处我国江南一带,6—7月份长江以南常出现暖性层状云系。对于暖云降水来讲,直径大于50微米的大云滴是云中产生降水的胚胎^[1]。因而探讨大云滴在云内的分布情况以及它和降水的关系,对了解暖云降水的物理过程是十分重要的。

1979—1980年6—7月份我们在新安江流域上空进行了飞机探测,用铝箔取样器(铝箔上斑痕对大云滴的转换系数 $\bar{k}=0.4$)在层积云内进行大云滴观测,共穿云22块(16块为有雨层积云——观测时云底已有雨,6块为无雨层积云——观测过程中云底无雨)。在云中各部位取到大云滴样品共127份。观测时的天气背景一般为低槽冷锋或静止锋天气,所以观测的层积云基本上都属于梅雨期间的锋面云系。

2. 资 料 分 析

22块层积云云顶最高为4000米,根据当天探空资料查得对应高度的云顶温度最低为5°C,所以都属于层状暖云。在16块有雨层积云中,云厚最薄为1300米,最厚为3850米,一般云厚均大于1500米。6块无雨层积云中,云厚最薄仅500米,最厚可达2900米,但一般均不超过2000米。因此从观测中得出云厚大于1公里的层积云并非一定会产生降水,要产生降水还需要具备其他一些必要条件。暖云降水过程中,凝结碰并增长是形成降水粒子的主要机制,所以本文以云内大云滴为基点来讨论有雨和无雨的层积云之间的差别。

1) 大云滴平均浓度和浓度分布频率

大云滴平均浓度值见表1。从表1可看到:当云厚小于2公里时,无雨层积云中大云滴极少,直径 $d \geq 80$ 微米的滴平均浓度仅0.1个/升,而在有雨层积云中则有2.6个/升,两者可相差一个量级。在无雨薄层积云中均未测到有直径500微米以上的大云滴,但在有雨薄云中, $d \geq 500$ 微米大云滴的平均浓度还有0.1个/升,且还有大于1毫米的降水粒子。对于云厚在2公里以上的云, $d \geq 80$ 微米的大云滴浓度数在有雨或无雨的层积云中差别不大。但无雨层积云中 $d \geq 500$ 微米的大云滴平均浓度仅0.002个/升,有雨的云中有0.25个/升,后者要比前者大两个量级。实际上厚度较厚的无雨层积云中,绝大部

* 本文于1981年7月22日收到,1982年3月25日收到修改稿。

表 1 大云滴平均浓度

(单位: 个/升)

云 状	观测次数	大云滴平均浓度 个/升			
		直径 $\geq 80 \mu$	直径 $\geq 200 \mu$	直径 $\geq 500 \mu$	直径 $\geq 1000 \mu$
无雨层积云	45	4.8	0.63	0.001	0
有雨层积云	82	7.7	1.5	0.22	0.03
云厚 < 2 公里, 无雨层积云	19	0.1	0.02	0	0
云厚 < 2 公里, 有雨层积云	16	2.6	0.79	0.1	0.006
云厚 ≥ 2 公里, 无雨层积云	26	8.2	1.1	0.002	0
云厚 ≥ 2 公里, 有雨层积云	66	9.0	1.6	0.25	0.03
层积云中对流区	24	9.9	2.6	0.40	0.04

表 2 层积云中大云滴浓度频率分布

云 状	观测次数	$d \geq 80 \mu$		$d \geq 200 \mu$		$d \geq 500 \mu$
		$n \geq 10^2$ 个/米 ³ 频率	$n \geq 10^3$ 个/米 ³ 频率	$n \geq 10^2$ 个/米 ³ 频率	$n \geq 10^3$ 个/米 ³ 频率	$n \geq 10^2$ 个/米 ³ 频率
云厚 $H < 2$ 公里, 无雨层积云	19	32%	0%	5%	0%	0%
云厚 $H < 2$ 公里, 有雨层积云	16	94%	50%	63%	19%	25%
云厚 $H \geq 2$ 公里, 无雨层积云	26	77%	50%	39%	27%	0%
云厚 $H \geq 2$ 公里, 有雨层积云	69	96%	68%	84%	45%	48%
无雨层积云(全部)	45	58%	29%	24%	15%	0%
有雨层积云(全部)	85	95%	65%	80%	40%	44%

分都不存在直径大于 500 微米的大云滴。而在云厚大于 2 公里较厚的有雨云中, $d \geq 1000$ 微米的降水粒子还有 0.03 个/升, 相当于雨滴浓度。从资料分析中得到 $d \geq 80$ 微米的大云滴浓度在有雨层积云中必须达到 1 个/升, 这是层积云中产生降水的必要条件之一, 并且在有雨层积云中都具有 $d \geq 500$ 微米浓度为 10^{-1} 个/升的降水粒子。

表 2 为大云滴浓度分布频率, 可以看出: 对云厚小于 2 公里的薄云, 有雨层积云中 $d \geq 80$ 微米的大云滴浓度达到 10^2 个/米³ 以上的占 94%, 而在无雨层积云中只有 32%。云厚在 2 公里以上时, 在有雨和无雨的云中, 直径 $d \geq 200$ 微米的滴浓度分布频率有明显差别, 有雨的云中浓度 $n \geq 10^2$ 个/米³ 的占 84%, 而无雨的云中只占 39%, 两者百分比相差一半。对所观测的 16 块有雨层积云中, 每块云内都能观测到 $d \geq 80$ 微米的大云滴浓度大于 1 个/升。而 6 块无雨的层积云中, 却有 4 块云中并没有观测到如此多的大云滴浓度。但有一块无雨层积云中大云滴的浓度也达到 1 个/升($d \geq 80$ 微米), 甚至 $d \geq 200$ 微米的滴, 浓度也有 10^2 个/米。看来云内有足够多的大云滴存在只是云中形成降水的必要条件, 而并非充分条件。

2) 大云滴谱和 \bar{d} , d_{\max} , \bar{d}_{100}

有雨和无雨的层积云中大云滴谱的谱型有较大差别。以平均谱比较(图 1), 直径小于 240 微米滴的浓度两者差不多, 但直径大于 240 微米的大云滴浓度, 无雨云的平均谱就明显急剧递减, 而有雨云的平均谱则缓慢减少, 且后者的谱宽要比前者宽得多。从云中各部位的谱型分析(图 2), 有雨层积云从云底向上谱逐渐变宽, 直径大于 200 微米的滴从云

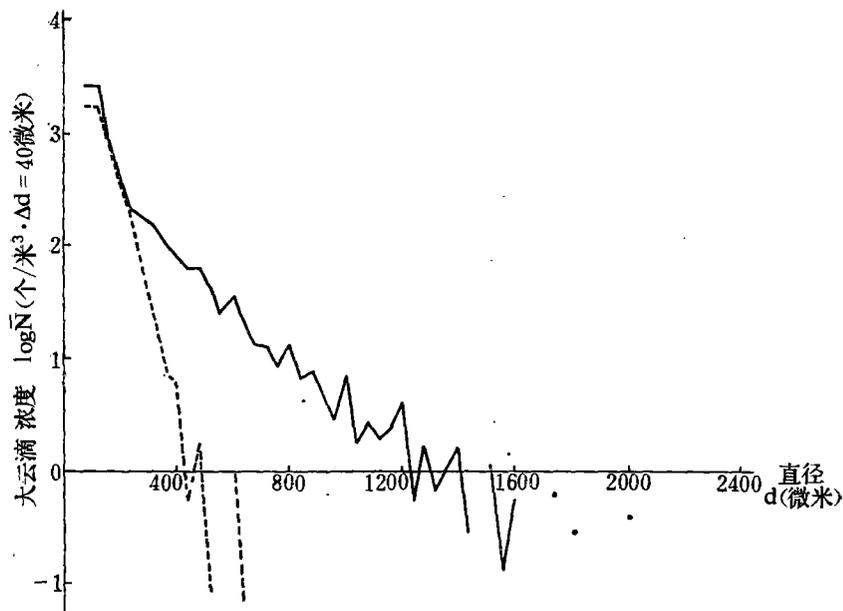


图 1 层积云中大云滴平均谱
(实线: 有雨层积云, 82 次; 虚线: 无雨层积云, 45 次)

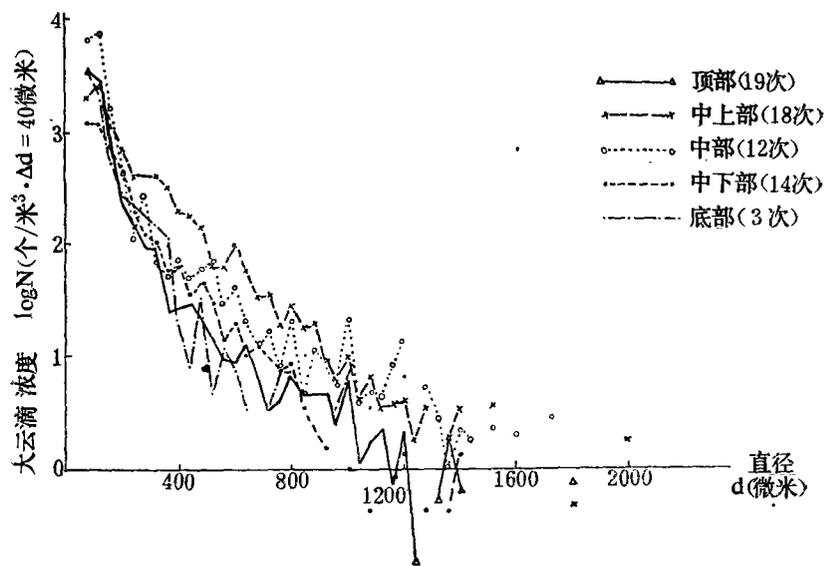


图 2 有雨层积云(云厚 ≥ 2 公里)云中各部位大云滴平均谱

底往上逐渐增多,其中尤以直径 400—800 微米的滴增多更为明显,这说明云滴在上升过程中长大。到云的中上部,直径 400 微米左右的降水元显著增多,这时谱最宽,最大滴直径达 2000 微米,因此云的中上部可能是产生降水的源地。再往上到云顶时谱又变窄,谱型类似于云底。

有雨层积云的平均直径 \bar{d} 均大于 150 微米,最大滴直径 d_{max} 为 2000 微米。而无雨层积云的 \bar{d} 均小于 150 微米,最大滴直径小于 650 微米。我们定义从最大滴算起,当浓度达到 100 个/米³时的大云滴平均直径为 \bar{d}_{100} ,在两类云中也有很大差别(表 3),无雨云中的 \bar{d}_{100} 均小于 400 微米(无雨薄云中大云滴总浓度达不到 100 个/米³),而有雨层积云的 \bar{d}_{100} 均大于 600 微米。所以看来无雨层积云中只具有一定数量较少的大云滴。

表 3 层积云中大云滴的 \bar{d} , d_{max} 和 \bar{d}_{100} 情况表

云 状	观测 次数	平均直径 \bar{d} (微米)	最大直径 d_{max}		从最大滴算起 浓度 $n \geq 100$ 个/米 ³ 时的直 径 \bar{d}_{100} (微米)	从最大滴算起浓 度 $n \geq 100$ 个/ 米 ³ 时的平均直 径 \bar{d}_{100} (微米)
			微米	所处云中部位		
无雨层积云	45	127	640	顶部	280	312
有雨层积云	82	155	2000	中上部	640	861
云厚 < 2 公里, 无雨层积云	19	148	640	顶部	—	—
云厚 < 2 公里, 有雨层积云	16	181	1720	底部	520	644
云厚 > 2 公里, 无雨层积云	26	126	600	底部	280	312
云厚 > 2 公里, 有雨层积云	66	153	2000	中上部	840	949
云厚 > 2 公里, 层积云中对流区	24	175	1600	中部, 中上部	760	952

3) 大云滴与云中各种参量的相互关系

从以上大云滴资料分析看出,有雨层积云与无雨层积云在大云滴浓度、谱型、谱宽等方面都有明显差别。大多数无雨的云之所以不能产生降雨是由于大云滴浓度太少,即 $d \geq 80$ 微米的浓度小于 1 个/升, $d \geq 200$ 微米的浓度小于 10^2 个/米³。但也有一些无雨层积云中的大云滴并不少, $d \geq 80$ 微米的浓度可达到 1 个/升以上, $d \geq 200$ 微米的浓度也有 10^2 个/米³,而云仍不下雨。从观测得到这些云中大云滴浓度数虽多,但谱较窄,云中没有较大的大云滴,直径 400—500 微米以上的降水元很少。因此在暖云中要产生降水,除了有足够的数量的大云滴外,还需具备其他一些条件,才能促使大云滴长大成雨滴。这些条件主要是云内上升气流、含水量和云厚的相互配置。

为了分析这个问题,我们把进行了云厚、云中平均含水量和大云滴观测的 9 块层积云的有关数据列于表 4。 \bar{d}_{100} 和 \bar{d}_{50} 分别为从最大滴算起,当大云滴浓度达到 100 个/米³ 和 50 个/米³ 时的平均大云滴直径。我们没有测量垂直气流,所以只能作些估计。表中计算值是根据云中参量为常数时,重力碰并作用下的云滴增长情况; W_{100} 和 W_{50} 为该云的 $z \times q$ 条件下能长出直径为 \bar{d}_{100} 和 \bar{d}_{50} 时所要求的云中垂直气流速度, d' 是当云中上升气流速度为 0.25 米/秒时,在该云的 $z \times q$ 条件下所长大到的大云滴直径。从此表可以看到,5 块有雨的云中大云滴浓度都大于 10^3 个/米³, \bar{d}_{100} 都大于 400 微米,云中含水量和云厚都较大,其 $z \times q$ 值都大于 4×10^{-2} 厘米,计算出的云中上升气流值都大于 0.25 米/秒,说明云的各种物理量配置较好,有利于降水的产生。但是对于 4 块没有下雨的云,情况很

表 4 层积云中各参量情况表

日 期	云厚 Z (米)	平均含 水 量 q (克/米 ³)	$Z \times q$ (厘米)	大云滴 浓度 N (个/米 ³)	大 云 滴 最大直径 d_{max} (微米)	\bar{d}_{100} (微米)	\bar{d}_{50} (微米)	计 算 值			降雨 情况
								W_{100} (米/秒)	W_{50} (米/秒)	d' (当 $W=0.25$ 米/秒)	
1979年 7月 1日	500	0.07	3.5×10^{-3}	26	160	—	—	—	—	—	无雨
7月 5日	2200	0.48	10.6×10^{-2}	9050	600	350	406	-0.60	-0.40	700	无雨
7月 29日	1600	0.14	2.56×10^{-2}	141	640	161	184	-0.10	0	260	无雨
1980年 6月 7日 a	2000	0.22	4.4×10^{-2}	8600	520	472	493	0.50	0.55	370	有雨
6月 11日 a	1320	0.71	9.4×10^{-2}	7603	1440	706	834	0.35	0.60	650	有雨
6月 11日 b	2720	0.49	13.3×10^{-2}	9077	1400	942	1015	0.40	0.55	850	有雨
6月 12日 b	2000	0.99	19.8×10^{-2}	12871	1720	1237	1366	0.30	0.55	1200	有雨
6月 21日	550	0.025	1.3×10^{-3}	16	160	—	—	—	—	—	无雨
7月 2日	2500	0.72	18×10^{-2}	12881	1360	963	1087	0.10	0.25	1100	有雨

不同,其中 3 块云中大云滴浓度均小于 10^3 个/米³, 有两块云中大云滴浓度只有 10^1 个/米³, 这些云都是云薄、含水量小(一般小于 0.2 克/米³), 所以没有条件形成降水。值得注意的是 1979 年 7 月 5 日那一块云, 从大云滴浓度来说是足够多的, 而且它的云厚和含水量条件也还可以, 并与有雨的层积云相仿, 但计算出的云中气流却是下沉气流, 看来这块云是处于消散阶段, 云滴长不大。所以云中能否产生降水是由宏观条件相互配置所决定的, 而非单纯由云内微观条件来决定。云内要有一定数量的大云滴是暖云产生降水过程的必要条件, 但一定还要有云中其他条件的合适配置, 才能使大云滴长成降水粒子而产生降水。

4) 层积云中的对流区

在梅雨季节暖性有雨层积云观测过程中, 根据飞机上所测到的温度、含水量和颠簸等的连续记录, 发现在云中存在含水量高值区, 其尺度一般为 2—4 公里, 该区内颠簸剧烈, 有较强的上升气流, 温度也比周围高些, 因此我们称它为层积云中的对流区。对流区常常出现在云层较厚(云厚大于 2 公里)的有雨层积云中, 从云的中下部开始到云顶都观测到, 但在云底却未曾发现过对流区, 看来对流区的底部常常处于云的中下部。在无雨层积云和较薄的层积云(云厚 < 2 公里)中都未曾观测到有对流区。

层积云中对流区的结构与云中其他部位的结构有较大不同, 这里我们仅讨论大云滴的特征。对流区中大云滴的平均浓度要比层积云中其他部分的大云滴浓度大(表 1), 尤其是直径 200 微米以上的大云滴浓度要比云中其他部位的大云滴数大一倍以上。

从大云滴浓度在云内各部位分布情况分析(图 3), 开始在云的中下部, 对流区中的大云滴浓度要比云中同高度上其他部位的大云滴浓度少一个量级左右, 但其向上递增很快; 到云的中部时, 两者浓度相近; 到云的中上部时, 对流区内的大云滴浓度就比云内同高度上其余部分要多; 再往上到云顶时, 两者又比较接近了。对流区内大云滴的分布情况也说明了对流区内的上升气流要比周围强些, 因而将下面的大云滴向上输送, 形成在云的中上部浓度达到极大值。

从层积云中对流区的大云滴平均谱(图 4)得出: 较小大云滴浓度($d < 200$ 微米)与云

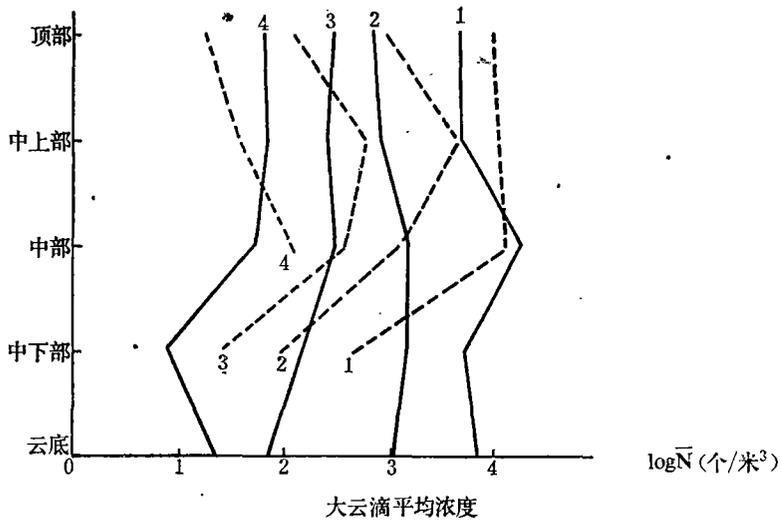


图 3 层积云中 大云滴浓度分布

(1- $d \geq 80 \mu$, 2- $d \geq 200 \mu$, 3- $d \geq 500 \mu$, 4- $d \geq 1000 \mu$
实线:云中其他部分(42次) 虚线:云中对流区(24次)(云厚 ≥ 2 公里))

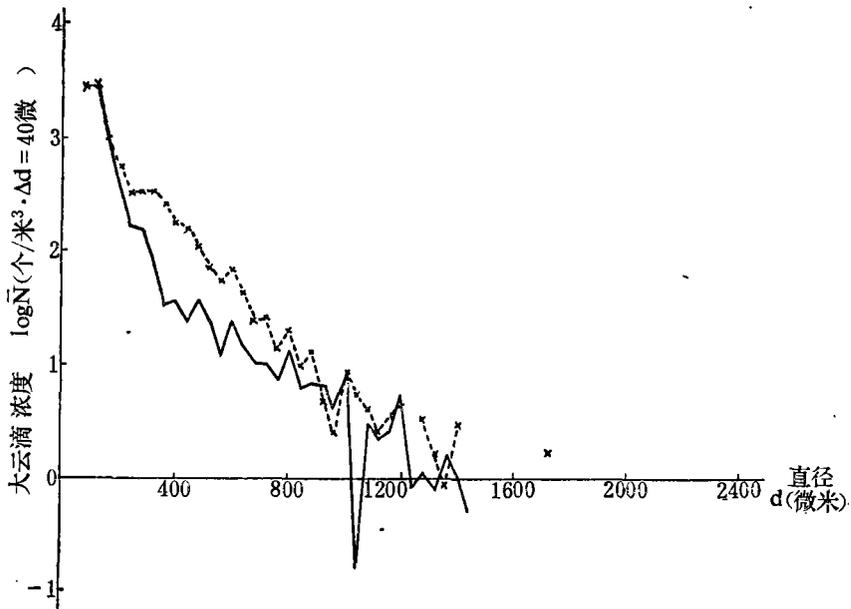


图 4 层积云中 对流区与其他部分中大云滴平均谱比较

(云厚 ≥ 2 公里,有雨;虚线:云中对流区(24次),实线:云中其他部分(42次))

内其他部分的几乎非常接近,直径大于 800 微米以上的大云滴部分,谱型也基本接近。但直径 200 到 800 微米之间这一段谱型中,对流区中的滴浓度要比云中其他部分的滴浓度大很多。200 到 800 微米大小的滴实际上已是降水粒子了,因此层积云中对流区的存在,能促使更快、更多地产生降水粒子,对流区也可能是云中产生降水的源地,其对云内形成降水是起重要贡献的。今后对层积云中对流区的结构特征、形成过程等尚需要作进一步的观测研究。

致谢:金安简、柴维嘉等同志参加了观测工作。在观测过程中还得到新安江水电厂人工降水试验组的同志们大力协助,并参加了观测工作,在此表示感谢。

参 考 文 献

- [1] 顾震潮:云雾降水物理基础,科学出版社,1980年。