

暴雨微物理结构特征

陈德林 谷淑芳*

(吉林省气象科学研究所)

提 要

本文根据长春一次大暴雨雨滴谱资料的统计分析,给出了大暴雨雨滴谱分布、过程降水量的演变、微物理特征量、雨滴最大直径、优势直径、雨强、浓度、雨水含水量、雷达反射因子、雨滴吸收系数、衰减系数、雨滴动能等,以及这些特征量与雨强之间的关系式。

关键词: 暴雨; 雨滴谱; 长春

一、引 言

暴雨是吉林省的主要灾害天气之一,根据41个台站资料统计,暴雨日数为0.94天,每年每站平均约有一个暴雨日,一年之中,从4月至11月均可出现,但主要集中在6—9月,特别是7、8月为最多,全省以局地性暴雨为主,区域性暴雨不多,降水量大于100mm的暴雨很少,各站年平均暴雨日数分布南多北少,东部略多于西部^[1]。本文根据长春大暴雨雨滴谱资料,分析了雨滴谱分布,微物理特征量,及其相互之间的关系,为进一步研究暴雨发生机制及其规律等提供依据。

二、资料来源

地面雨滴谱观测采用滤纸色斑法^[2],从降水开始至降水结束每隔5分钟观测一次,1984年8月10日受8407号台风减弱成的低气压的影响,从03时50分至11日04时06分降水量为123.3mm,雨滴谱取样260份。

三、过程降水量分布

图1给出长春这次大暴雨逐时降水量的演变曲线,从图1可以看出,若以两个云团之

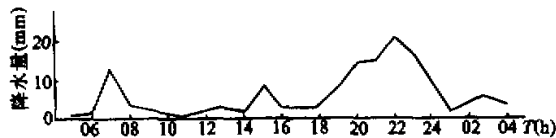


图1 逐时降水量演变曲线

1988年7月2日收到, 11月23日收到修改稿。

* 附波参加资料统计。

间的降水量接近于零或最小值作为云团的分界线，长春大暴雨可划分为三个云团。这次大暴雨过程为大范围层状云持续时间较长的稳定性降水，最大雨强为 36.74mm/h，平均雨强为 6.12mm/h，大部分降水量集中在最后的一个云团，其降水量占过程降水量的 67.1%。

四、暴雨雨滴谱分布

根据不同地区许多观测表明，雨滴大小的分布极限状态趋于负指数形式^[3-4]。Marshall-Palmer 给出加拿大渥太华层状云降水的雨滴谱

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D} \text{ (m}^{-3} \text{ mm}^{-1} \text{)},$$

$$\lambda = 4.1 I^{-0.21} \text{ (mm}^{-1} \text{)},$$

式中 $N_0 = 8000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ ^[5]，但不是所有的层状云雨滴谱都具有负指数形式，特别是暴雨雨滴谱，其瞬时谱除了有指数谱和单峰谱以外，还有双峰谱和多峰谱。长春大暴雨的瞬时谱中，指数谱仅占 16.2%，单峰谱占 20.8%，双峰谱占 32.1%，多峰谱占 30.9%。双峰谱和多峰谱的谱比较宽，雨强比较大，对过程降水量的贡献也比较大，这是由于雨滴数密度随着雨强而产生系统的变化，雨强增大时，大滴数也随着增多，有峰值的平均谱与指数谱有所不同。

这次大暴雨雨滴谱用负指数函数拟合，其表达式为

$$N(D) = 2309.3 e^{-\lambda D} \text{ (m}^{-3} \text{ mm}^{-1} \text{)},$$

$$\lambda = 3.24 I^{-0.293} \text{ (mm}^{-1} \text{)}.$$

用 Γ 函数拟合这次大暴雨雨滴谱，其表达式为

$$N(D) = 980.9 D^{1.38} e^{-3.01 D} \text{ (m}^{-3} \text{ mm}^{-1} \text{)}.$$

指数函数和 Γ 函数拟合的平均谱，其计算值与大暴雨平均谱的实测值相比较，平均相对误差指数函数平均谱为 29.91%，而 Γ 函数平均谱为 13.03%。若用 M-P 谱代替暴雨平均谱，其平均相对误差为 77.04%， Γ 函数拟合暴雨雨滴谱误差最小，代表性较好。从图 2 可以看出，暴雨平均谱与 M-P 谱不同，其特点是：小滴偏少，大滴偏多，浓度随雨滴直径增大，其指数递减的规律比 M-P 谱要缓慢得多，而且有不同的起伏。阮忠家^[6]对泰山雷雨云雨滴谱研究中，发现有峰值的雨滴谱具有此特点。这次大暴雨是大范围的层状云持续时间较长的稳定性降水，虽测点未闻雷声，但从平均谱推测，层状云降水中也夹着对流泡的降水。由于这次大暴雨主要是以层状云降水为主，其平均谱的起伏没有雷雨云雨滴平均

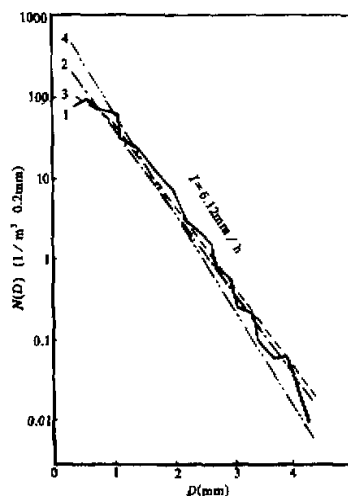


图 2 长春大暴雨平均谱及拟合的平均谱与 M-P 谱的比较

(1) 长春大暴雨平均谱，(2) 指数函数分布，
(3) Γ 函数分布，(4) M-P 分布

谱那么显著.

五、暴雨雨滴谱特征量

雨滴最大直径、雨水含水量等都是描述降水微物理结构的特征量,雨强常作为宏观量加以观测,但它是一个十分重要的,而且是与雨滴微物理量密切相关的特征量.

1. 雨滴直径

这次大暴雨的最大直径为 4.4mm, 其与雨强的关系式为

$$D_{max} = 1.97 I^{0.19}.$$

相关系数 $r=0.71$, 标准差 $s=0.25$, 其显著性水平 $\alpha>0.001$.

雨滴优势直径 D_s (对含水量贡献最多的直径, 相当于 $N(D) D^3 dD$ 曲线的峰值直径) 与雨强可以拟合成指数关系式

$$D_s = 0.998 I^{0.21}.$$

相关系数 $r=0.77$, 标准差 $s=0.24$, 其显著性水平 $\alpha>0.001$.

2. 雨滴浓度

这次大暴雨雨滴浓度变化范围为 5.1—1072.7 个 / ($m^3 \times 0.2mm$), 均值为 382.2 个 / ($m^3 \times 0.2mm$). 雨滴直径大于等于 1mm 的浓度变化范围为 0.0—749.5 个 / ($m^3 \times 0.2mm$), 均值为 168.4 个 / ($m^3 \times 0.2mm$). 雨滴浓度 N_1 、雨滴直径大于等于 1mm 的浓度 N_2 和雨强 I 可以拟合成指数关系式

$$N_1 = 216.7 I^{0.29},$$

$$N_2 = 65.5 I^{0.57}.$$

其相关系数分别为 0.54, 0.88, 标准差分别为 0.6, 0.41, 其显著性水平均大于 0.001, N_1 , N_2 与 I 相关非常显著.

3. 雨水含水量

雨水含水量 Q 的变化范围为 0.35—4827.74mg/ m^3 , 均值为 312.36mg/ m^3 . 雨水含水量 Q 和雨强 I 可以拟合成指数关系式

$$Q = 68.13 I^{0.85}.$$

其相关系数为 0.99, 标准差为 0.15, 其显著性水平大于 0.001, Q 与 I 相关非常显著.

4. 雷达反射因子 Z 和有效反射因子 Z_e

雷达反射因子 Z 变化范围为 0.2—61083.8mm⁶/ m^3 , 均值为 5158.9mm⁶/ m^3 . 在雷达定量测量降水工作中, 需要建立雷达反射因子 Z 与雨强 I 的关系式, 这次大暴雨 $Z-I$ 关系式为

$$Z = 221.7 I^{1.46}$$

其相关系数为 0.97, 标准差为 0.53, 显著性水平大于 0.001, Z 和 I 相关非常显著。一般在厘米波雷达观测中, 可采用 $Z-I$ 关系式, 但由于雨滴在微波段的衰减不符合雷诺近似, 米氏和雷诺散射后向截面的比值不等于一, 应用雷达有效反射因子 Z_e 计算, 表 1 给出温度 20℃, 波长 0.86—17.6cm, Z_e 与 I 的指数关系式, 其显著性水平 α 均大于 0.001, 相关非常显著。当雨强小于 50mm/h 时, 用同一雨强分别计算 Z 和 Z_e 值相比较, 在波长为 0.86cm 时, 最大误差可达 30%; 在波长为 3.2, 5.6cm 时, 最大误差约 15%; 在波长为 10.7, 17.6cm 时, 最大误差只有 3%。

表 1 Z_e-I 关系式的 A, b 值

波 长	A	b	r	s
0.86	281.6	1.343	0.97	0.49
3.2	209.3	1.454	0.96	0.56
5.6	218.6	1.420	0.97	0.51
10.7	224.9	1.438	0.97	0.53
17.6	226.4	1.442	0.97	0.53

5. 雨滴衰减系数 α_i 和吸收系数 α_a

云雨对微波具有强烈的吸收和散射。表 2 给出温度 20℃、波长为 0.86—17.6cm 时, 长春大暴雨 α_i-I 和 α_a-I 关系式, 其显著性水平 α 均大于 0.001。从表 2 可以看出, 在同一波长时, 随着雨强的增大, 雨滴衰减系数(吸收系数)也逐渐增大, 但衰减(吸收)的幅度随波长的增大而减小。分析同一波长衰减系数和吸收系数的差异可以看出, 在波长 0.86cm 时, 最大可达 45%, 这时就应考虑雨滴的散射效应。当波长大于 3.2cm 时, 雨滴的散射效应可以不考虑, 最大误差不超过 6%。

表 2 α_i-I, α_a-I 关系式的 A, b 值

类 别 波 长	$\alpha_i = A I^b$		$\alpha_a = A I^b$	
	A	b	A	b
0.86	4.925×10^{-2}	1.066	3.823×10^{-2}	0.965
3.2	0.164×10^{-2}	1.215	0.160×10^{-2}	1.205
5.6	0.034×10^{-2}	1.033	0.034×10^{-2}	1.023
10.7	0.008×10^{-2}	0.898	0.008×10^{-2}	0.892
17.6	0.003×10^{-2}	0.872	0.003×10^{-2}	0.870

6. 雨滴动能密度

雨滴动能密度 E 是单位时间通过单位面积的雨滴动能, E 与 I 可以拟合成指数关系式

$$E = 2.84 \times 10^{-3} I^{1.264}$$

其相关系数为0.99, 标准差为0.31, 显著性水平大于0.001, E 与 I 相关非常显著。这次大暴雨产生的动能为 2703.22 J/m^2 , 在降水过程中, 雨滴动能的分布是不均匀的, 单位时间内降水量大, 所产生的动能也大。这次暴雨的降水量集中在云团Ⅲ, 其产生的动能为 2095.9 J/m^2 , 占全过程的77.53%。

六、小 结

1. 暴雨雨滴谱分布用 Γ 函数拟合误差较小, 指数函数次之。用 $M-P$ 谱代替暴雨雨滴谱误差较大, 平均相对误差高达 77.04%。

2. 暴雨谱宽为 4.4 mm, 雨滴最大直径、优势直径、雨水含水量等微物理特征量与雨强都可以拟合成指数经验公式, 而且相关非常显著。

3. 雷达反射因子 Z 与雨强 I 的关系式适用于厘米波段, 微波段需要用 Z_e-I 关系式, 雨滴吸收系数和衰减系数随雨强增大而增大, 当波长大于 3.2cm 时, 雨滴的散射效应可不考虑。

4. 暴雨动能大小与雨强相关十分显著, 因此能量主要集中在降水量大的时段, 整个大暴雨过程作用在地面的能量每平方米有 2 千多焦耳。

参 考 文 献

- [1] 郑秀雅、曲桂芝, 1986, 吉林省暴雨的气候分析, 地理科学, 第 6 卷, 第 4 期, 376-380.
- [2] 陈德林、谷淑芳, 1983, 地面雨滴谱观测方法, 科研报告, 第 3 期, 31-44.
- [3] Louis J. Battan, 1973, *Radar Observation of the Atmosphere*, 84-97, The University of Chicago press.
- [4] Federer, B. and A. Waldvogel, 1975, Hail and raindrop size distribution from a swiss multicell storm, *J. Appl. Meteor.*, 14, 91-97.
- [5] Marshall J.S. and W. Mck Palmer, 1948, The distribution of raindrops with size, *J. Meteor.*, 5, 165-166.
- [6] 阮忠家, 1965, 泰山两次雷雨云降水微结构的一些特征, 我国云雾降水微物理特征研究, 科学出版社, 56-59.