

文章编号: 1000-0240(2009)02-0254-08

祁连山区春季降雪滴谱特性分析

赵 果^{1, 2}, 楚荣忠¹, 张 彤¹, 贾 伟¹

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 西部气候环境与灾害实验室, 甘肃 兰州 730000;
2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049)

摘 要: 利用 2008 年 3—4 月青海省祁连县黑河流域气象要素及双偏振多普勒雷达降水观测试验中激光扫描滴谱仪获取的雪滴谱资料,选取了有代表性的 4 个时段的数据,运用最小二乘法对其进行了 M-P 分布和 Γ 分布拟合分析. 结果表明: Γ 分布可以很好的模拟实际雪滴谱;雪滴谱同雨滴谱一样同样具有多峰的结构;研究了降雪过程微结构参量的演变,讨论了祁连山地区雪滴谱分布的基本特征. 计算了 ≤ 2 mm 雪片对总降雪量的贡献,表明在该地区春季降雪中,小滴对降雪强度的贡献较大,大滴的出现超前于强降雪. 得到了适合该地区降雪的 $Z\sim R$ 关系.

关键词: 雪滴谱; M-P 分布; Γ 分布; $Z\sim R$ 关系

中图分类号: P426.63⁺1 **文献标识码:** A

0 引言

降水粒子谱形的观测是微观云雾物理的重要内容之一. 通过对雨雪滴谱特性的研究,可以探索云内成雨机制,同时对人工增雨效果的检验以及雷达定量测量降水都具有重大的理论意义和实用价值. 1948 年 Marshall 和 Palmer 首先提出了 M-P 谱型分布^[1]:

$$N = N_0 \exp^{-\lambda D} \tag{1}$$

但这种分布只对稳定性层状云降水拟合效果比较好,但对波动性较大的降水,在小滴和大滴段偏差较大. 1983 年 Ulbrich 提出了三参数的 Γ 分布^[2]:

$$N = N_0 D^\mu \exp^{-\lambda D} \tag{2}$$

这种分布大大提高了在小滴和大滴段的拟合精度,更加接近实际的滴谱分布. Gunn 等^[3]通过实验观测提出,雪的滴谱分布依然适用雨的滴谱分布; Imai 等^[4]第一次得到了融化了的雪的谱分布. 之后, Battan^[5]也得到了融化状态下的雪滴谱. 定量测量降水是雷达气象学的重要课题之一,测量降水的方法便是确定降水强度 R 和雷达反射率 Z 之间

的关系. 然而,影响 $Z\sim R$ 关系准确性的重要因素是降水粒子谱形的变化^[6-7], 通过滴谱的确定可以改进 $Z\sim R$ 关系. Marshall 等^[8]及 Langille 等^[9]通过雪滴谱的资料,得出了 $Z=200R^{1.6}$ 的关系. 我国从 20 世纪 60 年代开始对雨滴谱进行了一系列的观测和研究,并取得了一些重要的成果^[10-12].

祁连山脉位于甘肃河西走廊西南、青藏高原东北部,地理位置在 $93^{\circ}30'\sim 103^{\circ}$ E, $36^{\circ}13'\sim 39^{\circ}30'$ N 之间,呈西北-东南走向. 属于半干旱森林气候,年平均气温为 0.5°C ,在海拔 4 000 m 以上终年积雪,山区大气水汽含量充沛,地面降水丰富. 山区降水不仅为冰川和积雪提供补给,而且是黑河、疏勒河和石羊河等内陆河以及青海湖最主要的补给水源地. 所以,祁连山扮演了河西走廊地区天然“水库”的角色,是河西走廊地区农业、生态以及人类生存的主要来源. 因此,祁连山云水资源的变化将直接影响该地区经济社会的可持续发展.

2008 年 3—4 月,在黑河流域遥感-地面观测同步试验与综合模拟平台建设试验期间,利用美国 OTT 公式生产的 Parsivel 型激光滴谱仪,在青海省祁连县获取了丰富的降雪资料. 本文利用这些观

收稿日期: 2009-01-13; 修订日期: 2009-03-17
基金项目: 中国科学院西部行动计划(二期)项目“黑河流域遥感-地面观测同步试验与综合模拟平台建设”子课题“黑河流域双偏振多普勒雷达降水观测试验”; 国家自然科学基金项目(40575008)资助
作者简介: 赵果(1982—), 男, 山西大同人, 2006 年毕业于天水师范学院, 现为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所在读硕士研究生, 主要从事雷达气象和云物理研究. E-mail: guozh@lzb.ac.cn

测资料，分析了祁连山区春季降雪特点，发现雪滴谱较雨滴谱有其自身的特点也有相同之处。

1 仪器介绍及观测

Parsivel 型激光雨滴谱仪是由美国 OTT 公司生产，其工作原理见图 1。

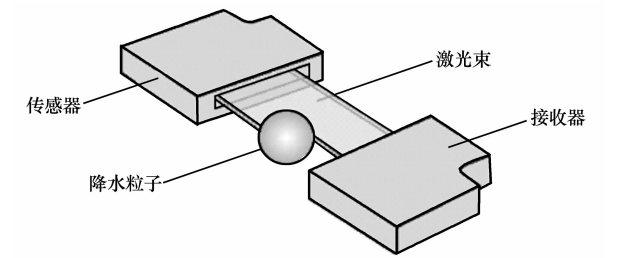


图 1 Parsivel 滴谱仪工作原理
Fig. 1 Functional principle of the Parsivel disdrometer

传感器发射一束激光束，没有降水粒子进入到激光束时，接收器接收到最大输入电压值；当有降水粒子进入激光束时输入电压值便发生变化。通过电压变化的大小来计算粒子直径的大小，同时记录粒子进入和离开激光束的时间来计算粒子的下落速度。滴谱仪取样面积 5 400 mm²，液体粒子的直径范围 0.2~5 mm，固体粒子的直径范围为 0.2~25 mm。同时，还可获得降雨强度，雷达反射率以及温度等物理量。

此次观测点设在青海省祁连县阿柔乡(39.06°N, 100.44°E, 海拔 3 002 m)，观测时间从 2008 年 3 月 14 日至 4 月 14 日，采样间隔时间为 30 s。经过野外的观测，获得了大量的降雪资料。但由于资料庞大，无法将所有时段的降雪资料一一列出，特选取有代表性的 4 个时段的数据进行分析，资料情况见表 1。

2 平均滴谱分析

图 2 是各时段的滴谱平均分布图，可以看出，

雪滴谱的谱宽比雨滴谱的谱宽要宽很多，在所取的时段中，最大数浓度达到 35 486 个·m⁻³。雪片的最小直径为 0.312 mm，最大直径可达 12 mm，这比宫福久等^[13]观测到的最大雨滴直径(8 mm)还要大很多。而且同 1987 年 Steinerde 等^[14]发现的雨滴谱存在多峰的结构一样，雪滴谱也同样存在多峰的结构。雪滴谱的峰值大都出现在 $D<2$ mm 的区域内，这是因为大的雪片在下落过程中破碎形成大量小雪片所致。资料 0803172110 降水强度大，谱形波动较大，而资料 0803281638 降水强度小，谱形波动则较小。在分析各时段 D 对应的数浓度时发现，最大粒子前面一档的粒子数为 0，这是由于少数较大粒子在下落过程中没有破碎而是碰并形成更大的粒子。这与 Roscoe 等^[15]通过飞机搭载 PMS (Particle Measuring Systems) 探测器观测结果一致。但这种大的粒子数浓度很小，每立方只有几个同时发现，对于同一直径的雪花，下落速度也存在多值，这是因为雪片的形状不同导致的雪片的质量也有所不同，这与 Atlas 等^[16]得出的雨滴与下落速度之间的关系 $v(D)=9.6-10.3\exp(-0.6D)$ 有很大的差别。

对 4 个时段的雨滴谱分布，运用最小二乘法分别做 M-P 分布和 Γ 分布的拟合谱，如图 3 所示。从图 3 中可以看出，两种拟合都比较接近于实际谱分布。但比较而言， Γ 分布比 M-P 分布更接近实际谱分布，拟合效果更好。表 2 给出了 M-P 分布和 Γ 分布的各参数值及相关系数 r 。从相关系数也可以看出， Γ 分布的 r 值均达到 0.9 以上，优于 M-P 分布； N_0 值比 Tokay 等^[17]得到的雨滴谱的值大，而 λ 值则偏小。

Smith^[18]提出冰晶或者雪花的尺度适合瑞利散射，雷达散射截面可以近似的看成等质量的球形冰粒。雷达反射率因子定义为：

$$Z = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma(D) N(D) dD (\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3})$$

(3)

表 1 资料概况
Table 1 Data information

资料名称	观测日期/(年-月-日)	采样时间/(时-分-秒)	样本数	降水强度/(mm·h ⁻¹)
0803172110	2008-03-17	21:10:00~22:00:30	102	3.091
0803281638	2008-03-28	16:38:30~17:34:30	113	0.119
0804080304	2008-04-08	03:04:00~04:06:30	124	0.401
0804110937	2008-04-11	09:37:30~10:41:30	127	0.621

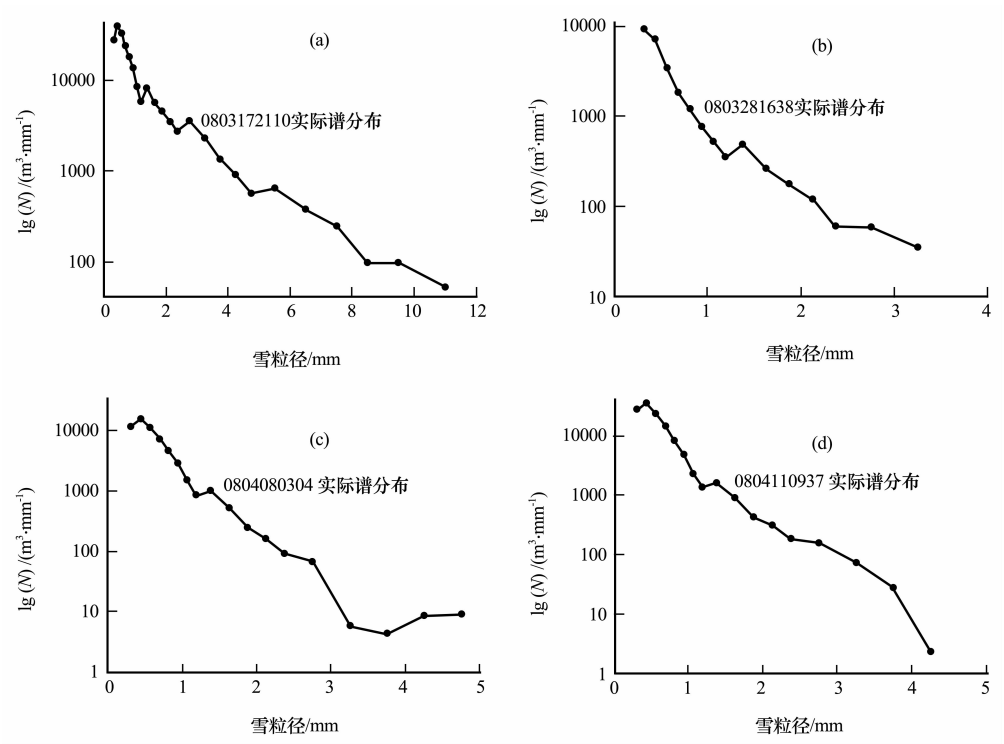


图 2 各时段的平均滴谱分布图

Fig. 2 The snow-size spectra for the four durations

表 2 M-P 分布和 Γ 分布各参数的拟合值

Table 2 The fitting parameters of M-P distribution and Γ distribution for the four durations

时段	M-P 分布			Γ 分布			
	$N_0/(\text{m}^3 \cdot \text{mm}^{-1})$	λ/m^{-1}	r	$N_0/(\text{m}^3 \cdot \text{mm}^{-1})$	$\lambda/(\text{l} \cdot \text{m}^{-1})$	μ	r
0803172110	18916	0.5832	0.8938	16347	0.3444	-0.8931	0.9244
0803281638	2896	1.4957	0.9351	908	0.1966	-2.231	0.9661
0804080304	16446	1.959	0.8932	4918	0.9817	-1.765	0.9451
0804110937	43529	2.1799	0.8936	19013	1.5049	-1.1048	0.9512

式中： $\sigma=\frac{\pi^5 D^6}{\lambda^4} |K|^2$ 为雷达后向散射截面； λ 为雷达的波长； $|K|^2$ 是与水的折射率有关的系数，在冰的状态下取值为 0.176。由式(3)可以看出， Z 值的大小只取决于滴谱的分布情况。因此，通过观测得到的雪滴谱分布便可计算出雷达反射率因子 Z ，从而得到适合该地区降雪的 $Z \sim R$ 关系。根据该地区降雪的特点，构造函数 $R=a \times 10^{b \times Z}$ 。表 3 分别给出了运用最小二乘拟合得到的 4 种不同降水强度对应的 $Z \sim R$ 关系。可以看出，随着降水强度的增大， a 值逐渐减小， b 值在逐渐增大。图 4 给出了 4 种 $Z \sim R$ 关系对应实际降水强度的拟合图，从图中可以看出，利用滴谱计算出的 Z 值可以很好的运用到降水的定量测量中，从而为提高雷达定量测量降水的

精度提供依据。

3 微物理特征参数及其演变

计算的微物理特征参数有空间数密度 N 、降水强度 R 、平均直径 D_1 、体积中值直径 D_0 及最大直径 D_{\max} 等。体积中值直径 D_0 由下式确定：

$$2 \int_{D_{\max}}^{D_0} D^3 N(D) dD = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 N(D) dD \tag{4}$$

式中： D_0 是从小滴起累积降水量达总降水量的 50% 处的滴直径。还计算了 $\leq 2 \text{ mm}$ 雪片占总数密度的比例(N_1/N)和对总降水强度的贡献(R_1/R)。表 4 给出了各时段资料的微物理参量的平均值，从表中可以看出各时间段的 D_1 、 D_0 、 D_{\max} 以及平均谱宽都比雨滴谱^[13] 相应参数的值大。从 D_0 的值看

祁连山地区的降雪主要是由小滴贡献的，而资料 083172110 中降水强度相对较大，达到 $3.091\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 属于大雪，谱宽相对较宽，大滴相对较多，导致 D_0 值也很大，从表中还可以看出 $\leq 2\text{ mm}$ 的滴比例很高，但是 D_0 值却大于 2 mm ， D_0 与 D_{\max} 相比仍然小的多。因此对降水贡献大的仍然是小滴。从数浓度看，此地区的雪滴谱分布中小滴占绝大多数，达到 90% 以上，这主要是大量的大的雪片在下落过程中破碎形成小雪片所致。

资料 0803172110 降水变化比较大，最大降水强度达到 $14\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ，特选取此时段资料作分析。

这里分别选取 21:10:30~21:23:30、21:24:00~21:40:30、21:41:00~21:50:00、21:50:30~22:00:30 这 4 个时段进行分析。表 5 为 4 个时段的微结构参量的平均值。从表中可以看出，随着降雪强度的增大，雪片的数密度明显的增大。这是因为冰晶在通过过冷水区域时迅速的淞附增长，形成大量的雪片，并且较大的雪片在下落过程中破碎，使得小滴的比例达到 90% 以上。图 5 是各参数随时间演变图，可以看到图中有一个明显的特点，即 N 和 R 的变化基本相同，它们的峰值的位置基本上是一致的；但 D_{\max} 和 R 的变化有时一致有时则不同，

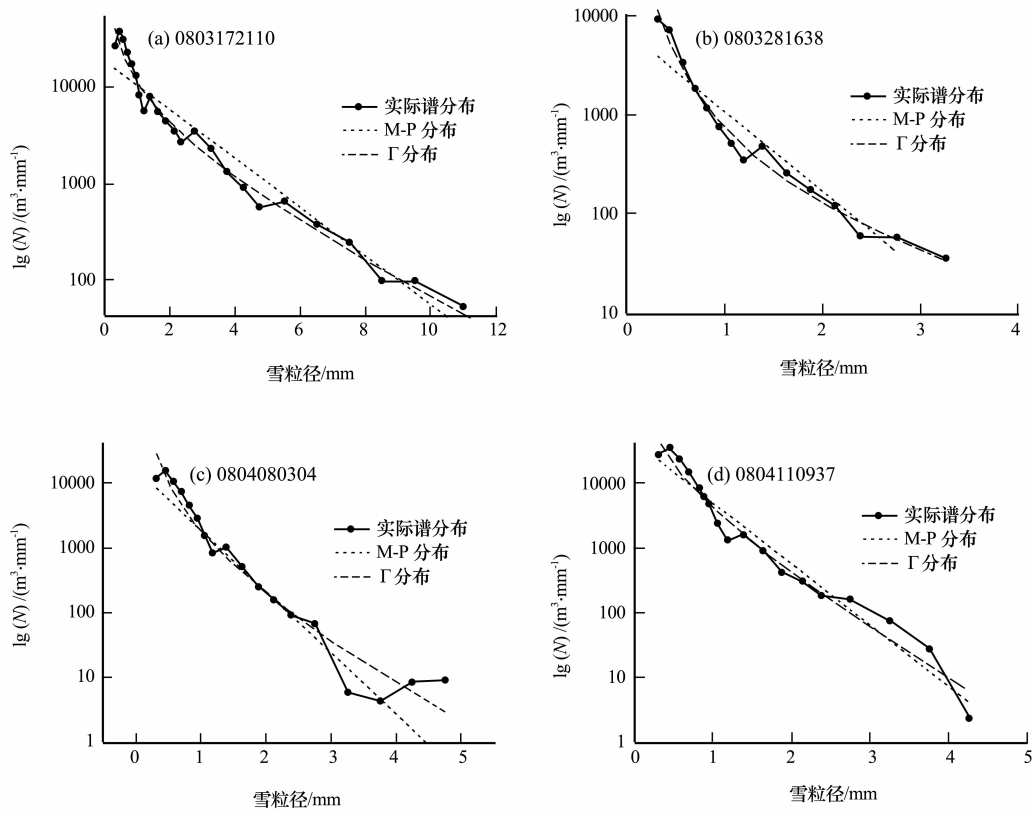


图 3 各时段滴谱拟合图

Fig. 3 The fitted diagrams of snow-size spectra for the four durations

表 3 $Z\sim R$ 关系及其系数

Table 3 The $Z\sim R$ relations and their parameters for the four data

资料名称	降水强度/($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)	a	b	$Z\sim R$ 关系
0803172110	3.091	1.34×10^{-5}	3.741	$R=1.34\times 10^{-5}\times 103.741\times Z$
0803281638	0.119	2.9×10^{-3}	1.573	$R=2.9\times 10^{-3}\times 101.573\times Z$
0804080304	0.401	1×10^{-4}	2.908	$R=1\times 10^{-4}\times 102.908\times Z$
0804110937	0.621	2.05×10^{-4}	2.708	$R=2.05\times 10^{-4}\times 102.708\times Z$

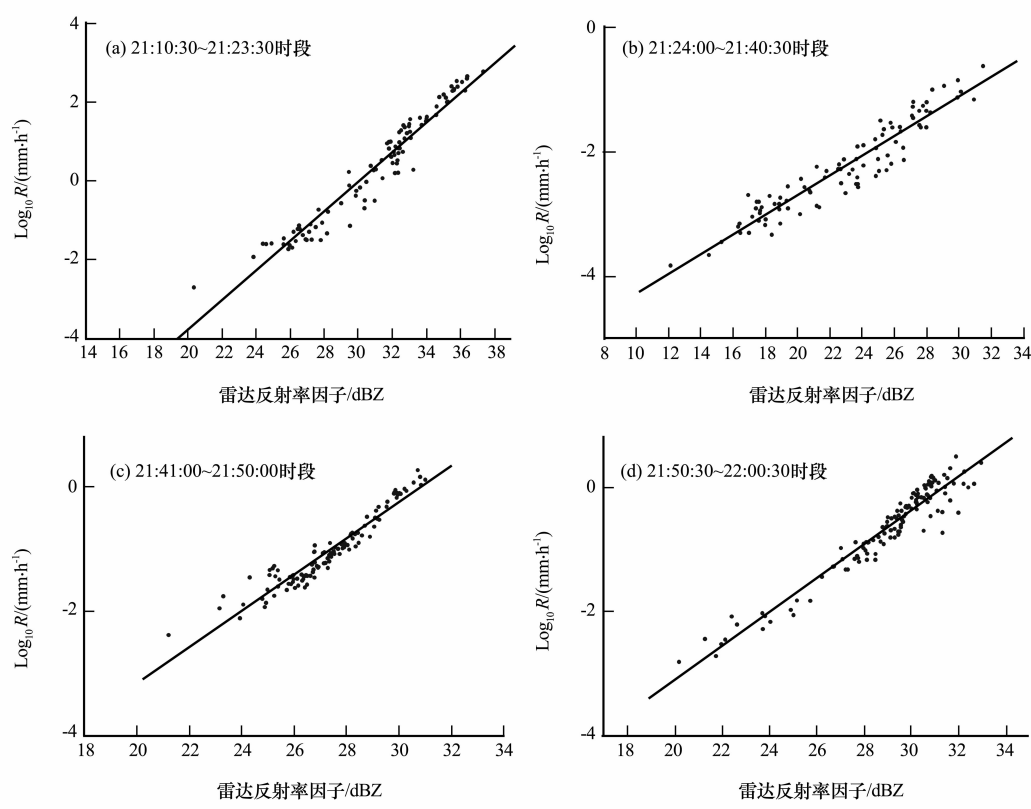


图 4 对应 4 个时段资料的拟合图
Fig. 4 The fitted diagrams for the four data

表 4 微结构参量的平均值

Table 4 Averages of the microstructure parameters

资料名称	$R / (\text{mm} \cdot \text{h}^{-1})$	D_1 /mm	D_0 /mm	D_{\max} /mm	$N / (1 \cdot \text{m}^{-3})$	N_1 / N	R_1 / R	样本数
0803172110	3.091	0.93	5.5	17	7322	91%	11%	102
0803281638	0.119	0.54	1.62	3.25	1394	99%	63%	113
0804080304	0.401	0.59	1.18	4.75	3208	99%	76%	124
0804110937	0.621	0.57	1.18	5.5	6740	99%	73%	127

表 5 4 个时段微结构参量的平均值

Table 5 Averages of the microstructure parameters for the four durations

时段	$R / (\text{mm} \cdot \text{h}^{-1})$	D_1 /mm	D_0 /mm	D_{\max} /mm	N $/(1 \cdot \text{m}^{-3})$	N_1 / N
21:10:30~21:23:30	0.306	1.38	4.25	9.5	562	79%
21:24:00~21:40:30	2.666	1.17	4.25	17	4918	85%
21:41:00~21:50:00	9.991	0.85	5.5	13	26371	93%
21:50:30~22:00:30	1.331	0.84	3.75	7.5	4964	94%

D_{\max} 有超前的趋势。例如图中 240 s 处 D_{\max} 出现峰值,紧接着 N 、 R 出现峰值, D_{\max} 出现低谷,这就说明在 N 、 R 增大之前往往有特大的滴下落。 D_{\max} 超前最大 R 值 2 min 出现,这与阮忠家^[10]发现的强降

雨大滴超前 2 min 一致,可以说大滴的出现是强降水中心到来的前兆.

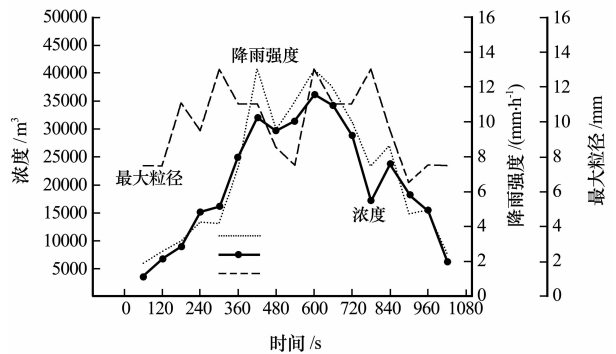


图 5 0803172110 微结构参量的演变
Fig. 5 Concentration, precipitation intensity and maximum grain size changing with time

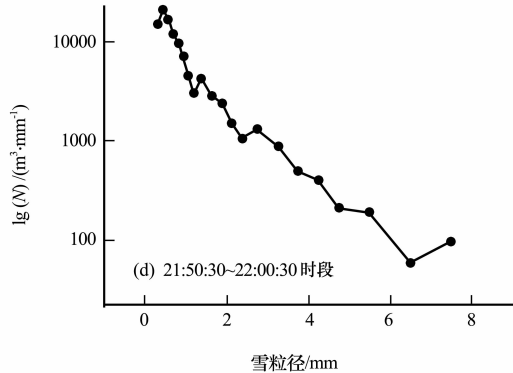
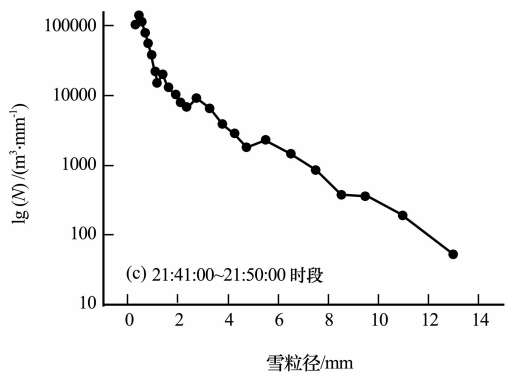
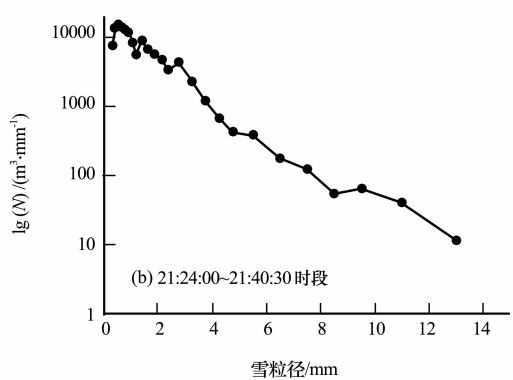
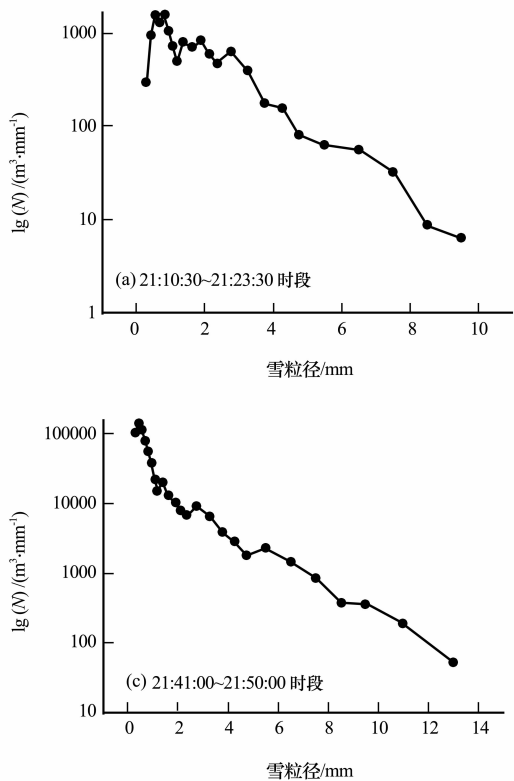


图 6 4 个时段谱形变化图
Fig. 6 Changes of snow-size distribution spectrum for the four durations

4 结论

由 2008 年 3—4 月份在青海祁连县阿柔乡观测的降雪资料表明,雪滴谱分布与雨滴谱分布存在着差别与相同之处:

(1) 雪滴谱的谱宽比雨滴谱的谱宽要宽很多,在所取的时段中,最大数浓度达到 35 486 个·m⁻³. 雪片的最小直径为 0.312 mm,最大直径可

图 6 是对应 4 个时段的平均滴谱图,在 21:10:30~21:23:30 时段谱线的谱形波动较大,在 $D<4$ mm 段峰值较多. 到了 21:24:00~21:40:30 时段小滴数浓度明显加大,比前一时段增大了 10 倍,同时谱形向大滴方向移动,降水强度加大达到 2.666 mm·h⁻¹, ≤ 2 mm 的滴对降水强度的贡献也加大,达到 13%,这不仅有碰并的效应还有大滴的破碎效应. 随着降雪的进行到了 21:41~21:50 时段,数浓度继续增大 10 倍, ≤ 2 mm 的滴对降水强度的贡献反而减小到 9.6%,这说明大滴数开始增大,小滴有所减小,这可能是雪片在下落过程中的捕获、碰并所致. 在 21:50:30~22:00:30 时段,谱线趋于平缓,数密度也减小了 10 倍,大滴数也随之减小,强降水也趋于结束.

达 12 mm,同雨滴谱存在多峰的结构一样雪滴谱也同样存在多峰的结构.

(2) 运用最小二乘法分别对实际雪滴谱做 M-P 分布和 Γ 分布的拟合谱,发现 M-P 分布和 Γ 分布同样适用于雪滴谱分布,比较而言 Γ 分布拟合效果更好.

(3) 从滴数浓度看,此地区的雪滴谱分布中,小滴数达到 90% 以上,对降雪的贡献较大. 这主要

是大量大的雪片在下落过程中破碎形成小雪片所致。

(4) 大滴的出现超前于强降雪，可以说大滴的出现是强降水中心到来的前兆。这与积雨云降雨情况相同。

致谢：感谢中国科学院寒区旱区环境与工程研究所张鸿发老师对本文给予的帮助。

参考文献 (References)：

[1] Marshall J S, Palmer W M. The distribution of raindrops with size [J]. J Meteor, 1948, **5**: 165—166.

[2] Ulbrich C W. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution [J]. J. Climate Appl. Meteor. , 1983, **22**: 1764—1775.

[3] Gunn K L S, Marshall J S. The distribution with size of aggregate snowflakes [J]. J Meteor, 1958, **15**: 452—461.

[4] Imai I, Fujiwara M, Ichimura I, *et al.* Radar reflectivity of falling snow [J]. Pop. In Meteor. & Geophys. , 1955, **6**: 130—139.

[5] Battan L J. Radar Observation of the Atmosphere[J]. Chicago: University of Chicago Press, 1973: 1—324.

[6] Joss J, Waldvogel A. Precipitation measurements and hydrology[C]// Radar in Meteorology, Amer Meteor Soc, 1990: 577—606.

[7] Collier C G. Applications of Weather Radar Systems. A Guide to Uses of Radar Data in Meteorology and Hydrology (Second Edition) [M]. New York: John Wiley & Sons, 1996: 1—390.

[8] Marshall J S, Gunn K L S. Measurement of snow parameters by radar [J]. J. Meteor, 1952, **9**: 3—22.

[9] Langille R C, Thain R S. Some quantitative measurements of

three centimeter radar echoes from falling snow[J]. Canadian J. Phys, 1951, **29**: 482—489.

[10] Ruan Jiazhong. The Microstructure Parameters of Cloud Precipitation in China[M]. Beijing: Science Press, 1965: 49—61. [阮忠家. 我国云雾降水微结构特征的研究[M]. 北京: 科学出版社, 1965: 49—61.]

[11] Chen Wankui, Yan Chaifan. A case study of raindrop spectra and its characteristic parameters along horizontal level[J]. Meteorological Monthly, 1988, **14** (1) : 8—11. [陈万奎, 严采繁. 雨滴谱及其特征值水平分布的个例分析[J]. 气象, 1988, **14** (1) : 8—11.]

[12] Chen Delin, Gu Shufang. Research on the mean spectrum of the rain storm [J]. Acta Meteorologica Sinica, 1989, **47** (1) : 124—127. [陈德林, 谷淑芳. 大暴雨雨滴平均谱的研究[J]. 气象学报, 1989, **47** (1) : 124—127.]

[13] Gong Fujiu, Liu Jicheng, Li Zihua. Study of the raindrop size distributions for three types of precipitation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 1997, **21** (5) : 607—614. [宫福久, 刘吉成, 李子华. 三类降水云雨滴谱特性研究[J]. 大气科学, 1997, **21** (5) : 607—614.]

[14] Steiner M, Waldvogel A. Peaks in raindrop size distributions [J]. J. Appl. Meteor. , 1987, **44**: 3127—3133.

[15] Roscoe R, Braham J R. Snow particle size spectra in lake effect snows[J]. J A Meteor, 1989, **29**: 20—30.

[16] Atlas D, Srivastava R C, Sekhon R S. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence[J]. Rev. Geophys. Space Phys. , 1973, **11**: 1—35.

[17] Tokay A, David A S. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds [J]. American Meteorological Society, 1995, **35**: 355—371.

[18] Smith P L. Equivalent radar reflectivity factors for snow and ice particles[J]. J. Climate Appl. Meteor. , 1984, **23**: 1258—1260.

Analyzing the Characteristics of the Snow Size Spectra in the Qilian Mountains in Spring

ZHAO Guo^{1, 2}, CHU Rong-zhong¹, ZHANG Tong¹, JIA Wei¹

(1. Laboratory for Climate Environment and Disasters of Western China, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China;
2. Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Under the Watershed Airborne Telemetry Experimental Research, a lot of snow size data were collected from March to April, 2008. The experiment area is located in the northeast of Tibetan Plateau (39.06° N, 100.44° E), at the altitude of 3 002 m a. s. l., with a semi-arid mountain forest climate. The instrumentation used is OTT Parsivel Disdrometer made by German, the new generation of Parsivel disdrometer, which is equipped with the latest state of the art optical laser technology. Of all the snow-size data obtained in the area, data of four durations are selected to compute the average distributions for four different snowfall intensities. Characteristics of snow particle size spectra and evolution of microstructure parameters in the

mountainous area are analyzed. There is also a multi-peak structure similar to raindrop distribution. Most of peaks appear in the $D < 2$ mm region. M-P distribution and Γ distribution are developed based on the precipitation data observed in the Qilian Mountains. It is found that Γ distribution is better than M-P distribution for fitting the actual distribution. Then the precipitation with snow size less than 2 mm are calculated, showing the smaller drops playing an important role in precipitation and the large drops appearing ahead of a heavy snow. The radar reflectivity is calculated, and the $Z \sim R$ relations fitting the snowfall in the Qilian Mountains are got.

Key words: snow-size spectrum; M-P distribution; Γ distribution; $Z \sim R$ relation