

PARSIVEL²对降雪测量的订正方法及误差计算

李遥¹, 牛生杰^{1, 2}, 吕晶晶^{1, 3}

1 南京信息工程大学大气物理学院, 南京 210044

2 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

3 中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京, 210044

摘要: 为了获得更加准确的冬季降水数据, 针对 PARSIVEL² (Particle Size and Velocity) 测量降雪时近地面水平风的影响进行了订正及误差计算。订正结果表明: 一定风速下, 不考虑风的影响会造成小粒子直径的明显低估, 而对于同一粒径段的粒子, 风速越大, 计算过程中对于粒子直径的低估越明显。风速不超过 $2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 其降雪粒子下落末速度计算误差在 3% 左右, 直径计算误差在 7% 以内(水平偏转角度 45°)。在对 2018 年 1 月 4 日南京一次降雪过程中获取的真实雪花谱的分析中可以看出, 忽略风的影响会导致雪花谱峰值的偏移和谱的缩窄, 这会造成小粒子数浓度的高估和大粒子数浓度的低估, 进而影响微物理量的计算。具体表现在雷达反射率因子 Z 和降雪强度 I 的低估, 及 $Z-I$ 关系拟合系数 a 值的实际数值会大于计算值, b 值则偏小。但当风速较大时, 近地面流场比较复杂, 垂直向湍流运动不可忽略, 此种订正方法很可能不再适用。建议在以后的业务观测中增设防风圈或在后续的数据处理中增加针对风的订正, 以排除风对降雪测量的影响。

关键词: PARSIVEL²; 降雪观测; 误差订正

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1908.19144

PARSIVEL² revised method and error calculation for snow measurement

LI Yao¹, NIU Shengjie^{1,2}, LÜ Jingjing^{1,3}

1 School of Atmospheric physics, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 Key Laboratory for Aerosol-cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing, 210044

Abstract: In order to obtain more accurate winter precipitation data, this paper aims at the correction and error calculation of the influence of near-surface horizontal wind during snowfall measurement using PARSIVEL² (Particle Size and Velocity). The revised results show that under certain wind speeds, the influence of ignoring wind will cause significant underestimation of the diameter of large particles, while for particles in the same size, larger wind speed means the underestimation of particle diameter during calculation is more obvious. When the wind speed does not exceed $2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, the calculation error of the falling speed of the snowfall particles is about 3%, and the calculation error of the diameter is within 7%. In the analysis of the real snowflake

收稿日期 2019-04-14; **网络预出版日期**

作者简介 李遥, 女, 1994 年出生, 硕士研究生, 主要从事云雾降水物理学研究。E-mail: yao@nuist.edu.cn

通讯作者 牛生杰, E-mail: niusj@nuist.edu.cn

资助项目 国家重点研发计划“重大自然灾害监测预警与防范”重点专项(2018YFC1507905), 国家自然科学基金(41775134)

Funded by the National Key Research and Development Program of China(Grant No.2018YFC1507905), National Natural Science Foundation (41775134)

spectrum obtained during a snowfall in Nanjing on January 4th, 2018, it can be seen that ignoring the influence of wind will lead to the shift of the peak of the snowflake spectrum and the narrowing of the spectrum, which will result in the overestimation of concentration of small particles and underestimation of the concentration of large particles, which in turn affect the calculation of microphysical quantities. Specifically, the radar reflectivity factor Z and the snowfall intensity I are underestimated, and the actual value of the Z - I relationship fitting coefficient a is greater than the calculated value, and b is smaller. However, when the wind speed is larger, the flow near the ground is more complicated, and the vertical turbulent motion cannot be ignored. This correction method is likely to be no longer applicable. It is recommended to add a windbreaker in future observations or to add corrections in subsequent data processing to eliminate the impact of wind on snowfall measurements.

Key words: PARSIVEL²; snowfall observation; error correction

1. 引言

激光雨滴谱仪(PARSIVEL 和 PARSIVEL²)是德国 OTT 公司生产的一种现代光学粒子测量系统。仪器通过发射器发射高稳定的激光束带,采样粒子经过激光束并对其造成遮挡,光信号改变使得电压发生衰减,接收器通过测量电压的衰减值,实时测量降水粒子落速进而得到其粒径等物理参量并判断降水类型(Löffler-Mang et al, 2000; Tokay et al, 2014)。即其对降水类型的判断依赖于不同类型的降水粒子的速度-粒径经验曲线。PARSIVEL²内共 32 个通道,可测量粒径范围为 0.25-26mm,速度范围为: 0.1-20m·s⁻¹,每次采样间隔时间可根据需要调整。

Löffler-Mang 等(2000)最早提出可将 PARSIVEL 用于对降雪观测,并认为仪器对粒径在 1.4-8.0mm 间的降雪粒子测量的标准偏差不超过 5%,对于下落速度测量的标准偏差在 25% (0.3mm 粒子)-10% (5mm 粒子)之间变化。后续有其他学者的研究证明 PARSIVEL 可用于降雨、干雪、和湿雪的测量和识别(Yuter, 2006),识别方法与不同相态粒子的下落末速度-直径曲线紧密相关。PARSIVEL²目前提供的天气现象识别包括无降水、毛毛雨、小雨、雨、雨夹雪、雪、冻雨、冰雹等。不同的雨滴谱仪由于其硬件和软件设置,在测量降水时会产生一定的差异。Tokay 等(2014)对比了一代激光雨滴谱仪 PARSIVEL 与 PARSIVEL²在测量降雨时的表现,结果表明在实测降水中,PARSIVEL²对降水测量的准确度与翻斗式雨量计最一致,其偏差低于 PARSIVEL 和实验中设置的另一台雨滴谱仪。Marta 等(2018)在降水过程中对比了 PARSIVEL²与 Thies LPM 激光雨滴谱仪的差异,文中指出,PARSIVEL²测得的粒子总数及小粒子比例均低于 Thies LPM 激光雨滴谱仪,这直接导致了二者对于降雨量和雷达反射率因子等的计算差异。由于不同区域空气密度的差异会带来落速计算的不准确性,Niu 等(2010)针对不同海拔放置的 PARSIVEL 进行了空气密度方面的订正,文中提出空气密度会影响降水粒子的下落末速度,并给出订正公式: $v_t = v_0(\rho_a/\rho_0)^{b-1}$,其中 v_0 指海平面高度处的标准落速, ρ_a 、 ρ_0 分别表示观测高度及海平面处的空气密度。

近年来,国内学者在应用激光雨滴谱仪测量固态降水微物理特征方面进行了大量的实验。Guo Zhao 等(2009)将 PARSIVEL 与双偏振多普勒雷达结合对 2008 年 3-4 月祁连山降雪谱进行了拟合,同时指出大雪花出现超前于强降雪,可以认为大雪花出现是强降雪的前兆。蒋年冲等(2010)利用 PARSIVEL 激光雨滴谱仪分析了安徽大别山一次强降雨天气过程,对比了毛毛雨、雨、雨夹雪、雪和冻雨的微物理差异,认为降雪粒子谱呈双峰分布,谱宽与其他类型降水无异。尹丽云等(2017)利用 PARSIVEL 研究了滇中一次强降雨过程

的粒子谱，认为雪粒子的平均直径小于雨滴，但文中归纳的不同粒子谱特征与我国中北部地区有所差异，可能是由于个例的特殊性，或是受到了低纬高原地区的地域因素影响。黄钦等（2018）在使用 PARSIVEL 观测庐山冬季冻雨的过程中同时观测到了干雪粒子，认为混合相态降水因混有干雪或冰粒而使得下落末速度粒径谱分布表现出不同程度地向大粒径小落速方向或小粒径大落速方向延展的趋势。贾星灿等（2018）将 PARSIVEL 激光雨滴谱仪观测得到的降水粒子谱与地面显微粒子图像和云雷达数据结合，展示了北京冬季不同类型降水粒子的形态，并给出了其下落速度-直径的经验曲线。也有很多研究选用 Thies Clima 激光雨滴谱仪对冬季降雪进行观测（李德俊等，2012；周黎明等，2014），分别针对雪花的微物理特征得到了地域个例性的观测结论。虽然大量的观测对不同地区的降雪的微物理量进行了分析，加深了我们对于降雪粒子的形态、谱分布等方面的认识，但这些文章并未得出统一的订正标准，也无人考虑观测场周围水平风的影响。本文基于这种现状，针对 PARSIVEL² 测量降雪粒子时水平风的影响进行订正，并计算相关误差。

2. 订正方法与误差计算

PARSIVEL² 应用于固态降水的测量时，测得值为降雪粒子的最大水平维度，所以对于误差的订正一直存在疑问。Battaglia 等（2010）指出 PARSIVEL² 测量降水粒子时将粒子假设为椭球体，且直径 $D \leq 1\text{mm}$ 的粒子没有形变，轴比 (a_r) 为 1； $1\text{mm} < D \leq 5\text{mm}$ 的粒子轴比在 0.7—1.0 之间线性变化； $D > 5\text{mm}$ 时，轴比为 0.7。文中同时指出，这种针对降水粒子的形状的假设运用于降雪粒子的测量时会低估降雪速度，但该项误差不会超过 20%。以往的观测经验及大量的观测数据表明，风会影响降水粒子的形状及偏转角度，国外在利用 PARSIVEL 测量降水时会在仪器周围设置防风装置，但国内观测条件有限，通常不设立防风网，同时在数据后期计算及分析中也没有考虑风的影响。本文在选用仪器默认形状的同时，考虑风的作用，并讨论风对于降雪粒子粒径观测的影响。

降落到近地层的一片雪花受到重力和风力两个力的影响（忽略地面湍流），这导致雪花发生角度的偏转，而仪器无法测量该项偏转，从而产生误差，具体来讲：

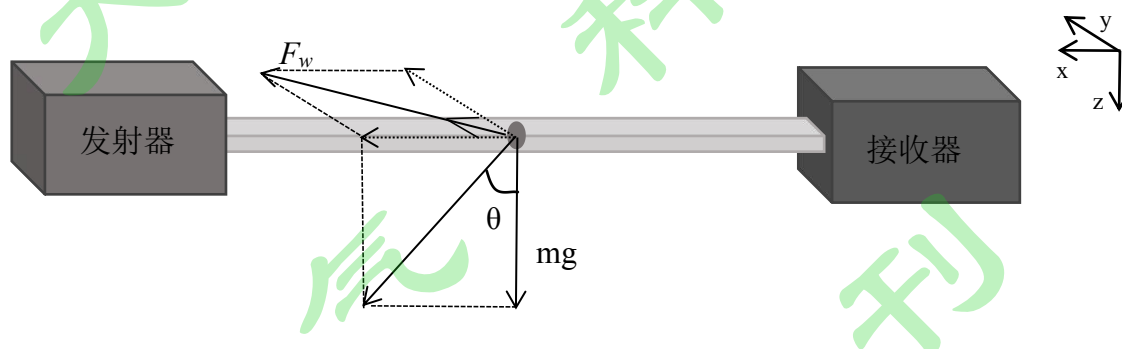


图 1. 雪花受力图

Fig 1. Force acting on the snowflake

由于 PARSIVEL² 仪器的特性，我们在计算过程中假设雪花粒子为椭球形，同时假设在雪花下落过程中，垂直方向受重力影响降落（忽略地表湍流的作用），水平方向受风力作用 (F_w) 发生偏转（见图 1）。仪器认为偏转后的粒子截面为原雪花大小，因此会对不同大小的雪花造成不同程度的低估。为计算并订正这种偏差，首先需要对雪花因风力偏转的角度进行计算，从而获取雪花粒子的真实直径。计算过程如下：

风的动压公式：

$$wp = 0.5 \cdot \rho_{\text{空}} \cdot v_w^2,$$

其中 w_p 表示风的动压，量纲为 $[KN/m^3]$ ， $\rho_{\text{空}}$ 表示空气密度， v_w 表示平行于激光光束方向的风速。

空气重度：

$$r = \rho_{\text{空}} \cdot g,$$

根据标准风压公式：

$$w_p = 0.5 \cdot r \cdot g^{-1} \cdot v_w^2,$$

风力：

$$F_w = w_p \cdot S_{\max}$$

$S_{\max}$ 为雪花垂直于风向的面积。Battaglia 等（2010）指出，PARSIVEL 测量雪花粒子面积公式为：

$$S_{\max} = \begin{cases} \pi AB & B \leq \frac{h}{2} \\ 2AB \left[\arcsin\left(\frac{h}{2B}\right) + \frac{h}{2B} \sqrt{1 - \left(\frac{h}{2B}\right)^2} \right] & B > \frac{h}{2} \end{cases}$$

其中 h 为 PARSIVEL 发射的激光束的宽度，参照 Battaglia 等（2010）的研究，本文取 1mm 进行计算。结合雪花受力图（图 1）：

$$\tan\theta = F_w \cdot m^{-1} \cdot g^{-1},$$

雪花质量：

$$m = \rho_s \cdot V,$$

V 表示雪花粒子的体积。同时在计算时参考 Boudala 等（2010）的研究，该研究表明选用 $\rho_s = 0.17 \cdot D^{-1}$ 对降雪粒子的密度进行订正时，反演得到的降水强度和累计降水量与 Pluvio 仪器和地面人工观测结果相符。根据假设，雪花形状为椭球状，其体积满足： $V = 4/3\pi A^2 B$ ，其中 A 为雪花长轴， B 为短轴，且满足 $B = a_r \cdot A$ ，PARSIVEL² 测得的粒径满足：

$$D_{\text{par}} = 2A a_r^{1/3} = 2B a_r^{-2/3},$$

结合以上关系，最终计算方程为：

$$\tan \theta = \frac{S_{\max}}{\frac{0.544}{12} \times \pi \times D^2 \times g} v_w^2 \cos^2 \theta$$

订正后的实际粒径与 PARSIVEL² 给出的参考粒径之间的关系为：

$$D_r = D_{\text{par}} \cdot (\cos\theta)^{-1/3}。$$

这里在针对实际降雪过程的计算时，需将风速分解为垂直于光束风向和平行于光束方向两个分量，其中平行于光束方向的分量引起雪花粒子平行于光束方向的偏转，垂直于光束方向的分量引起雪花粒子垂直于光束方向的偏转。PARSIVEL² 在计算粒子直径时，会对粒子形状进行处理。Battaglia 等（2010）讨论了雪花粒子垂直于光束方向的偏转给 PARSIVEL² 计算雪花直径带来的误差，PARSIVEL² 的每档参考速度是基于对液态降水的假设条件下给出的，而固态降水中的雪花形状多变，在真实的降雪过程中，需要通过轴比来重新订正每档雪花下落速度；文中认为 5mm 左右的雪花其计算误差不超过 20%，本文不再针对该角度引起的计算误差进行讨论，在计算中，选取默认偏转角度 45°。本文主要讨论风速导致的雪花平行于光束方向的偏转带来的粒径误差。

3. 订正前后对比分析

3.1 订正前后雪花直径及速度的对比分析

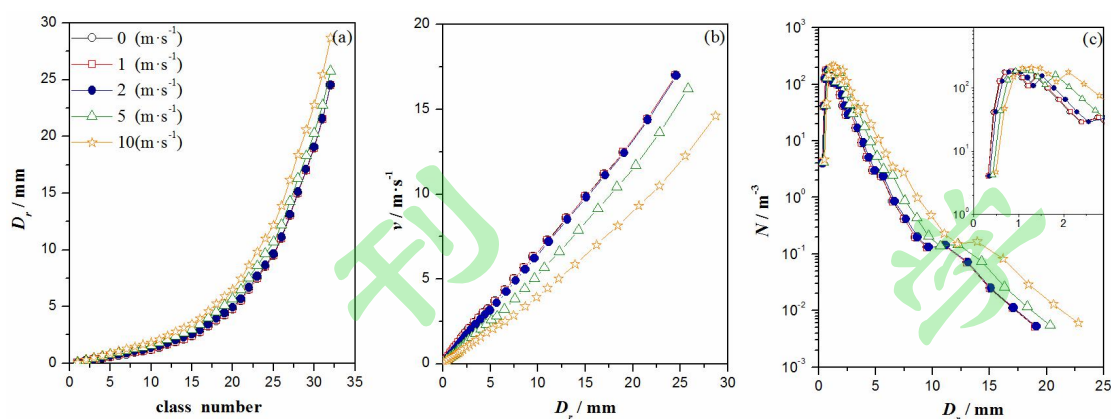


图 2.不同风速下每档粒子平均直径 (a)、订正后粒径与速度之间的关系 (b)、1 月 4 日降雪雪花谱 (c)

Fig 2. Average diameter of each particle at different wind speeds (a), relationship between particle size and velocity after correction (b), snowfall on January 4th (c)

在满足上述假设的订正中，实际粒径 D_r 与 PARSIVEL² 给出的参考的粒径 D_{par} 之间的关系取决于风速的大小，图 2 (a) 展示了该种关系，图中及下文 PARSIVEL 提到的假想风速均指平行于激光光束方向的水平风， $0\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的风速体现了不考虑风速时，PARSIVEL² 每档的平均直径，即未经风速订正时，正常计算使用的每档平均直径。从图中可以看出，忽略风速对粒径的影响会造成我们对雪花粒子直径的低估。随着风速的增大，该项误差不断加大，且越靠近小粒径端，风速对粒径计算的影响越大。这表明，一定风速下，不考虑风的影响会造成小粒子直径的明显低估，而对于同一粒径段的粒子，风速越大，计算过程中对于粒子直径的低估越明显。结合表 1，南京降雪的平均风速在 $1\text{-}2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右，对于粒径的低估平均在 $1.38\text{-}6.77\%$ 左右。图 2 (b) 向我们展示了经过订正后，不同风速下 PARSIVEL² 每档对应的降雪粒子速度和粒径之间的关系。可以看出，对于一定速度的降雪粒子，其粒径，可能比我们想象的大。需要注意的是，这里选用的 PARSIVEL² 每档的速度为仪器本身给出的参考速度经过垂直面角度为 45° 订正后的结果。不同时刻的水平风速影响雪花下落时被吹起的角度，通过计算该角度，可以得到雪花的修正轴比，从而其每档真实直径与 PARSIVEL² 给出的参考直径间的订正系数可以计算。该种通过轴比订正的方法，是基于球形粒子假设得出的，使用该种假设计算降雪仍有一定的误差，但根据以往的观测结果，南方的雪多为湿雪，在降落时通过碰并易形成小雪团，这会降低因形状假设导致的误差。图 2 (c) 为 2018 年 1 月 4 日南京一次降雪过程中获取的真实雪花谱在不同假定风速下的变化。可以看出，忽略风的影响会导致雪花谱峰值的偏移和谱的缩窄，而这种偏移和谱宽的变化会造成小粒子数浓度的高估和大粒子数浓度的低估。粒子谱的变化会影响微物理量的计算。附表给出了不同假定风速下当垂直于激光光束平面上的雪花粒子倾斜角度为 45° 时 PARSIVEL² 每档对应的粒径和下落速度，可直接应用于后续使用 PARSIVEL² 测量降雪的实验。

表 1. 不同假定风速下 PARSIVEL² 速度和直径误差

Table1. PARSIVEL² velocity and diameter errors in different assumed wind speeds

风速/ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (风级)	平均速度误差 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	平均速度误差百分比 (%)	平均直径误差 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	平均直径误差百分比 (%)
1 (1 级)	0.01	0.6	0.02	1.38
2 (2 级)	0.06	3.17	0.12	6.77
5 (3 级)	0.37	11.25	0.73	22.91
10 (5 级)	0.76	19.37	1.63	41.22

3.2 订正前后降雪强度及雷达反射率因子的对比分析

$Z\text{-}I$ 关系法 ($Z=al^b$) 为目前最常用的雷达定量测量降雪强度的方法。降水强度 I 与雷达

反射率因子 Z 的关系是雷达定量测量降水的基础， Z - I 关系的不确定性是雷达定量测量降水的主要误差来源（吴亚昊等，2016）。雷达反射率因子（ Z ）：

$$Z = \sum_{D_i=0}^{D_{\max}} N(D_i) D_i^6$$

降雪强度（ I ）：

$$I = \sum_{D_i=0}^{D_{\max}} N(D_i) M(D_i) v_s(D_i) D_i^3$$

其中 $v_s(D_i)$ 和 $M(D_i)$ 分别是降雪粒子的下落末速度和质量。通常讨论降水 Z - I 关系时需满足以下假设：（1）降水是均匀分布的，不随时间而变，且雨滴谱可用 γ 分布表示；（2）近地面垂直气流很弱，可以略去不计；（3）所有雨滴的散射都满足瑞利散射条件；（4）雨滴下落末速度可用 $v_s(D)=cD^b$ 表示。

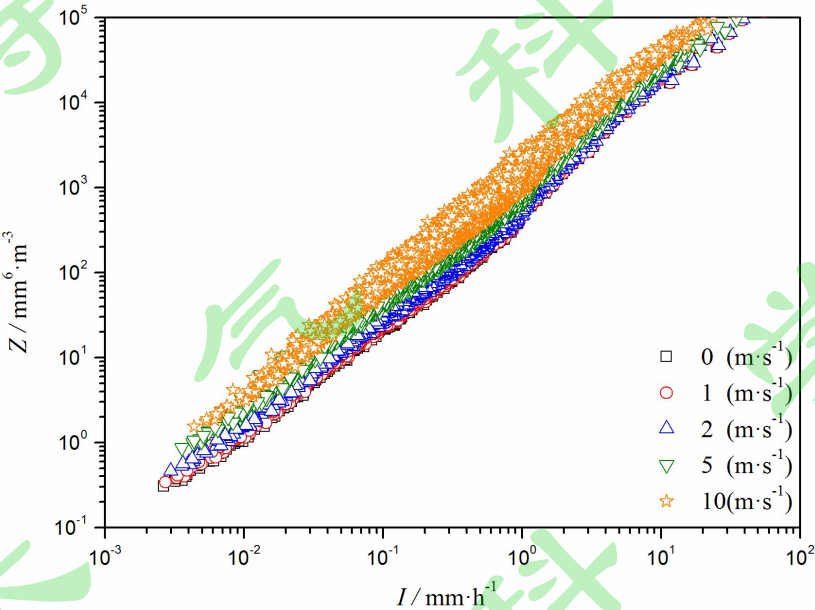


图 3.1 月 4 日降雪过程不同假定风速下的 Z - I 关系拟合

Fig 3.1 Z - I relationship fitting under different assumed wind speeds during the snowfall process on January 4th

图 3 和表 2 为 2018 年 1 月 4 日降雪过程在不同假定风速下的 Z - I 关系拟合。表 2 中的 Z' 和 I' 分别代表雷达反射率因子和降雪强度的计算误差。图 3 中可以看出，不考虑水平风速影响会导致对雷达反射率因子的低估；结合表 2，当风速达到 10m/s 时，降雪强度的计算误差达到 40%。 Z - I 关系拟合的 a 、 b 系数在不考虑风速下， a 值的实际数值会大于计算值， b 值则偏小。Annakaisa 等（2017）对 Z - I 关系的系数进行了深入分析，指出：降雪过程 Z - I 关系中指数主要依赖于 $m(D)(m=aD^b)$ 的指数，系数则与粒径谱 PSD(Particle Size Distribution) 中的 N_0 及 $m(D)$ 、 $v(D)$ 有关，且主要依赖于 N_0 。即 Z - I 关系的系数与降雪强度的关系本质上应该是源于二者均与粒子谱等微物理量有一定关系。

表 2.1 月 4 日降雪不同风速下的 Z - I 关系拟合系数及雷达反射率因子、降雪强度误差 Z' 、 I'

Table 2.1 The Z - I relationship fitting coefficient and radar reflectivity factor, snowfall intensity error Z' , I' of snowfall at different wind speeds on January 4th

$V_w / \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ (风级)	a	b	R^2	Z' (%)	I' (%)
0 (无风)	675	1.38	0.97	~	~
1 (1 级)	680	1.38	0.97	4	2
2 (2 级)	736	1.34	0.97	24	7

5 (3 级)	1036	1.32	0.98	111	21
10 (5 级)	1456	1.32	0.98	261	40

表 2 给出了不同假定风速下, $Z-I$ 关系的拟合系数、方差及 Z 、 I 的计算误差。在风速达到 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, a 值达到 1036;当风速达到 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, a 值达到 1456, 雷达反射率因子的计算误差超过 261%。Fujiyoshi 等 (1990) 给出的日本札幌 1987 年 2 月 5 日、14 日、16 日 3 次降雪过程的 $Z-I$ 关系为 $Z=427I^{1.09}$ 。Shiina 等 (2010) 给出日本金泽市 2009 年 2 月 16 日一次降雪过程的 $Z-I$ 关系为 $Z=1000I^{0.95}$ 。Annakaisa 等 (2017) 分析了 2014 年 BAECC 期间的降雪 $Z-I$ 关系, 认为系数 a 在 53-782 之间变化, 系数 b 在 1.19-1.61 之间变化。根据对前人针对降雪过程 $Z-I$ 关系的收集分析, 对比各地区降雪 $Z-I$ 关系, 发现不同地域的研究给出的系数 a 、 b 的值有较大差异, 系数 a 的范围在 400-2000 左右, 系数 b 的范围为 1-2 左右。本文计算的系数 a 、 b 虽未超过经验系数范围, 但考虑到风速较大时, 近地面流畅比较复杂, 垂直向湍流运动不忽略, 此种订正方法很可能不再具有实际意义。

结合以上分析, 不同强度的风会对降雪的观测产生不同程度的影响, 在业务观测上, 建议加用防风圈来避免风的干扰, 以获得更加准确的固态降水观测数据。

4.结论

(1) 当考虑风速后, 对降雪粒子直径和速度的订正结果表明: 计算时, 若不考虑近地面风的影响会造成小粒子直径的明显低估, 而对于同一粒径段的粒子, 风速越大, 计算过程中对于粒子直径的低估越明显。风速不超过 2m/s 时, 其降雪粒子下落末速度计算误差在 3%左右, 直径计算误差在 7%左右。附表中给出了订正后 PARSIVEL² 每档对应的降雪粒子直径及下落末速度。

(2) 在对 2018 年 1 月 4 日南京一次降雪过程中获取的真实雪花谱的分析中可以看出, 在单峰谱型的情况下, 考虑风的影响后, 会出现雪花谱峰值的偏移和谱的拓宽, 而这种偏移和拓宽会造成小粒子数浓度的高估和大粒子数浓度的低估, 进而影响微物理量的计算。

(3) 在针对雷达反射率因子和降雪强度的订正中, 不考虑风速影响会对 Z 、 I 均产生一定程度的低估, $Z-I$ 关系拟合的 a 、 b 系数在不考虑风速时, a 值的实际数值会大于计算值, b 值则偏小。但当风速较大时, 近地面流畅比较复杂, 垂直向湍流运动不可忽略, 此种订正方法很可能不再适用。

参考文献 (References)

Annakaisa L,Dmitri M,Larry B,et al.2017.Microphysical Properties of snow and Their Link to Ze-S Relations during BAECC 2014[J].Journal of Applied Meteorology and Climatology, 56:1561-1582.

Angulo-Martínez, Marta, Beguería, Santiago, Latorre B,et al. 2018.Comparison of precipitation measurements by OTT Parsivel2 and Thies LPM optical disdrometers[J]. Hydrology and Earth System Sciences,22(5):2811-2837.

Battaglia A,Rustemeier E,Tokay A,et al.2010.PARSIVEL Snow Observations: A Critical Assessment[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 27(2):333-344.

Fujiyoshi Y, Endoh T, Yamada T,et al.1990. Determination of a Z-R relationship for snowfall using

a radar and high sensitivity snow gauges. J meteor soc japan, 29(2): 147-152.

Zhao G, Chu R, Zhang T, et al. 2010. Analysis of the characteristics of snow drop size distribution in the Qilian Mountains[J]. Sciences in Cold and Arid Regions, 2(5):0419-0426.

黄钦, 牛生杰, 吕晶晶, et al. 2018. 庐山一次积冰天气过程冻雨滴谱及下落末速度物理特征个例研究[J]. 大气科学, 5:1023-1037. Huang Qin, Niu Shengjie, Lu Jingjing, et al. 2018. A study on the physical characteristics of freezing raindrops and the velocity at the end of the ice in a glacial weather process in Lushan[J]. Journal of Atmospheric Sciences, 5:1023-1037.

蒋年冲, 胡雯, 邵洋, 等. 2010. 安徽大别山一次强降雨雪天气过程降水粒子特征分析[J]. 气象, 36(6):79-84. Jiang Nianchong, Hu Wen, Shao Yang, et al. 2010. Analysis of precipitation particles in a strong rain and snow weather process in Dabie Mountain, Anhui Province [J]. Meteorology, 36(6): 79-84.

贾星灿, 马新成, 毕凯, 等. 2018. 北京冬季降水粒子谱及其下落速度的分布特征[J]. 气象学报, 1:148-159. Jia Xingcan, Ma Xincheng, Bi Kai, et al. 2018. Distribution characteristics of winter precipitation particle spectrum and its falling velocity in Beijing[J]. Acta Meteorologica Sinica, 1:148-159.

Löffler-Mang M, Joss, Jürg. 2000. An Optical Disdrometer for Measuring Size and Velocity of Hydrometeors[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 17(2):130-139.

李德俊, 唐仁茂, 向玉春, 等. 2012. 基于多种探测资料对武汉一次短时暴雪天气的监测分析[J]. 高原气象, 31(5):1386-1392. Li Dejun, Tang Renmao, Xiang Yuchun, et al. 2012. Monitoring and analysis of a short-term blizzard weather in Wuhan based on various detection data [J]. Plateau Meteorology, 31(5): 1386-1392.

Shiina T, Kubo M, Muramoto K. I. 2010. Z-R relation for snowfall using two small doppler radars and snow particle images[C]. Geoscience and Remote Sensing Symposium. 2010 IEEE International.

Tokay A, Wolff D B, Petersen W A. 2014. Evaluation of the New Version of the Laser-Optical Disdrometer, OTT Parsivel2[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 31(6):1276-1288.

吴亚昊, 刘黎平, 周筠琚, 等. 2016. 雨滴谱的变化对降水估测的影响研究[J]. 高原气象, 35(1):220-230. Wu Yazhen, Liu Liping, Zhou Wei, et al. 2016. Study on the Influence of Rainfall Spectrum Change on Precipitation Estimation[J]. PLATEAU METEOROLOGY, 35(1): 220-230.

尹丽云, 李辰, 李红梅, 等. 2017. 滇中一次强降雨雪过程粒子谱特征分析[J]. 云南大学学报: 自然科学版, 39(4):598-608. Yin Liyun, Li Chen, Li Hongmei, et al. 2017. Analysis of particle spectrum characteristics of a strong rain and snow process in central Yunnan[J]. Journal of Yunnan University: Natural Science Edition, 39(4): 598-608.

Yuter S E, Kingsmill D E, Nance L B, et al.2006. Observations of Precipitation Size and Fall Speed Characteristics within Coexisting Rain and Wet Snow[J]. Journal of Applied Meteorology & Climatology, 45(10):1450-1464.

周黎明, 王俊, 龚佃利, 等.2014.2009年初冬山东一次暴雪过程粒子谱特征分析[J].气象, 40(1):59-65. Zhou Liming, Wang Jun, Gong Yuli, et al. Analysis of particle spectrum characteristics of a snowstorm process in Shandong in the beginning of 2014.2009 [J]. Meteorology, 40(1): 59-65.

附表.不同假定风速下 PARSIVEL² 每档对应降雪粒子直径及落速

Schedule.Diameter and speed of snowfall particles per class at different assumed wind speeds for PARSVEL².

class number	风速/m·s ⁻¹ (风级)		0 (无风)		1 (1 级)		2 (2 级)		5 (3 级)		10 (5 级)	
	v_s (m/s)	D (mm)	v_s (m/s)	D (mm)	v_s (m/s)	D (mm)	v_s (m/s)	D (mm)	v_s (m/s)	D (mm)	v_s (m/s)	D (mm)
1	0.050	0.062	0.050	0.064	0.050	0.070	0.049	0.084	0.048	0.097		
2	0.150	0.187	0.149	0.193	0.147	0.212	0.142	0.253	0.138	0.294		
3	0.250	0.312	0.248	0.322	0.242	0.354	0.231	0.423	0.220	0.490		
4	0.350	0.437	0.347	0.451	0.336	0.495	0.316	0.592	0.298	0.686		
5	0.450	0.562	0.445	0.581	0.429	0.637	0.399	0.761	0.373	0.883		
6	0.550	0.687	0.543	0.710	0.522	0.779	0.481	0.931	0.446	1.079		
7	0.650	0.812	0.641	0.839	0.613	0.921	0.561	1.100	0.519	1.276		
8	0.750	0.937	0.738	0.968	0.705	1.062	0.641	1.269	0.590	1.472		
9	0.849	1.062	0.836	1.094	0.798	1.196	0.723	1.427	0.662	1.655		
10	0.946	1.187	0.933	1.218	0.890	1.328	0.804	1.582	0.734	1.833		
11	1.091	1.375	1.077	1.406	1.027	1.525	0.925	1.811	0.841	2.098		
12	1.281	1.625	1.266	1.655	1.209	1.784	1.084	2.113	0.982	2.445		
13	1.466	1.875	1.452	1.904	1.389	2.040	1.242	2.410	1.121	2.787		
14	1.648	2.125	1.634	2.152	1.565	2.295	1.397	2.703	1.258	3.124		
15	1.826	2.375	1.812	2.401	1.739	2.549	1.550	2.993	1.393	3.458		
16	2.084	2.750	2.070	2.774	1.992	2.928	1.774	3.424	1.589	3.952		
17	2.410	3.250	2.398	3.273	2.314	3.431	2.060	3.992	1.839	4.602		

18	2.715	3.750	2.704	3.771	2.618	3.932	2.329	4.554	2.073	5.245
19	2.998	4.250	2.987	4.270	2.899	4.432	2.579	5.111	2.292	5.880
20	3.255	4.750	3.244	4.769	3.155	4.932	2.810	5.664	2.494	6.511
21	3.699	5.500	3.690	5.517	3.602	5.677	3.217	6.480	2.853	7.438
22	4.351	6.500	4.343	6.515	4.257	6.667	3.820	7.548	3.386	8.647
23	5.003	7.500	4.995	7.513	4.912	7.657	4.430	8.604	3.926	9.838
24	5.654	8.500	5.647	8.512	5.567	8.648	5.045	9.649	4.473	11.014
25	6.304	9.500	6.298	9.511	6.222	9.639	5.665	10.687	5.026	12.176
26	7.279	11.000	7.273	11.009	7.203	11.126	6.604	12.230	5.866	13.898
27	8.579	13.000	8.574	13.008	8.510	13.112	7.866	14.270	7.001	16.162
28	9.878	15.000	9.873	15.007	9.816	15.101	9.140	16.293	8.152	18.394
29	11.176	17.000	11.172	17.006	11.120	17.091	10.422	18.305	9.316	20.600
30	12.475	19.000	12.471	19.006	12.423	19.083	11.710	20.307	10.493	22.784
31	14.425	21.500	14.422	21.505	14.378	21.575	13.638	22.800	12.256	25.487
32	17.027	24.500	17.024	24.504	16.983	24.566	16.213	25.782	14.622	28.699