

孔照林,赵放,彭霞云,等. 2016. 风廓线下落速度在浙江冬季降水相态识别中的应用. 气象, 42(9):1090-1095.

风廓线下落速度在浙江冬季降水相态识别中的应用^{*}

孔照林¹ 赵 放¹ 彭霞云¹ 吴 杨²

¹ 浙江省气象台, 杭州 310017

² 浙江省气象服务中心, 杭州 310017

提 要: 利用浙江 7 部风廓线雷达探测资料,进行了不同相态降水粒子下落末速的数据分析,统计得到不同降水相态的下落速度阈值,液态降水粒子的下降速度为 $1.8\sim 6.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 固体降水在 $0.1\sim 1.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。同时对浙江省 2011—2014 年 4 年冬季 8 次雨雪转化过程中的探空资料和地面降水观测资料进行分析,得到最适合浙江省冬季降水相态识别判据是 2 m 温度、1000 hPa 温度、0℃ 层高度和 850 和 1000 hPa 高度差。通过计算各指标的空报率、漏报率和 TS 评分,得到了最佳阈值,预报雨和雪最佳阈值的 TS 评分都可达到 0.8 以上。对雨夹雪的判断,需结合中层暖层指标,可以使判别准确率明显提高。

关键词: 降水相态,下落速度,风廓线雷达,垂直速度

中图分类号: P456

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2016.08.006

Application of Wind Profiler Velocity Data in Identifying Winter Precipitation Types in Zhejiang Province

KONG Zhaolin¹ ZHAO Fang¹ PENG Xiayun¹ WU Yang²

¹ Zhejiang Meteorological Observatory, Hangzhou 310017

² Zhejiang Meteorological Service Centre, Hangzhou 310017

Abstract: Applications of vertical velocity in forecast are studied by analyzing the vertical velocity data from Zhejiang wind profiler radars (WPR). Based on falling speed data of precipitation particles in different precipitation phases, the vertical speed characteristics of different precipitation phases are established. In terms of the analysis of radiosonde and surface observation data of 4 winters during 2011—2014 in Zhejiang Province, 2 m temperature, 1000 hPa temperature, height difference between 850 hPa and 1000 hPa and the height of 0℃ layer are suggested as the best identification indexes for identifying winter precipitation types. And the best identification criterion is given at which TS score can be greater than 0.8. The TS scores of these indexes are poor to use, but when combined with index of middle-level warm layer, they can be improved obviously.

Key words: precipitation type, falling speed, wind profiler radar, vertical velocity

引 言

从 2014 年 1 月起取消地面人工观测后,目前对

冬季降水相态的判别还没有好的办法,尤其浙江省冬季经常出现雨、雪、霰共存并且转换频繁,这给预报员对实况天气把握带来很大的难题,严重影响预报质量。在降水相态判别研究方面,国内外利用风

* 浙江省气象局重大科技计划项目(2014ZD10-2)、华东区域合作基金项目(QYHZ201403)和浙江公益技术研究社会发展项目(2013C33G1610020)共同资助

2015 年 7 月 8 日收稿; 2016 年 2 月 15 日收修定稿

第一作者:孔照林,主要从事监测和短临预报产品研发. Email: nanqikzl@163.com

通信作者:赵放,主要从事雷达技术研究. Email: e-zhaofang@163.com

廓线雷达对降水粒子相态的研究很少,大多集中于个例分析上,研究都给出了一些指标,但大多是根据少量个例得出的,并且每个人研究结果都有些差异。如许爱华等(2006)对 2005 年一次寒潮天气过程的低层大气温度结构特征进行了分析,认为 925 hPa 以下的大气温度是南方降水相态转换的关键,925 hPa 温度 $\leq -2^{\circ}\text{C}$ 可作为固态降水的预报依据。梁红等(2010)分析一次沈阳暴雪过程中提到 850 hPa 温度 $<0^{\circ}\text{C}$,地面 2 m 温度 $<0^{\circ}\text{C}$ 作为降雪依据。李江波等(2009)总结了一次强冷空气过程,指出 0°C 层的明显下降、降雪发生时地面温度在 0°C 左右和 1000 hPa 温度在 2°C 以下可作为雨雪转换的判据,并发现 850 hPa 温度变化幅度大,但对降水相态的影响不大,925 hPa 以下温度对降水相态起主要作用。而刘建勇等(2013)对南方两次降雪过程分析表明, 0°C 层高度和 925 hPa 温度 -2°C 指标在这两次过程中并不适用。漆梁波等(2012)、沈玉伟等(2013)、廖晓农等(2013)、杨成芳等(2013)、董全等(2013)、隋玉秀等(2015)和许美玲等(2015)对雨雪个例进行研究,给出了一些判断降水和降雪的推荐指标和阈值,但这些阈值是根据前人文献中引用来,并没有进行筛选验证。

风廓线雷达可以探测气流的垂直速度,在有降水情况下可探测得到降水粒子的下落末速和气流的垂直速度,可以通过分析垂直速度的功率谱密度直接得到粒子的下落速度。下落末速和降水粒子的直径、相态有关,从理论上来说在一般雨滴垂直下落速度快,雪花下落速度慢,因此可以通过分析风廓线雷达测得的粒子下落速度应该可以很容易分辨出降水和降雪。王晓蕾等(2010)利用风廓线雷达垂直速度进行了降水云体中雨滴谱研究,施红蓉等(2014)利用风廓线雷达对降水相态变化的观测分析,王令等(2014)对风廓线雷达的垂直速度进行了应用的初探。Currier 等(1992)、Chilson 等(1993)研究表明 UHF 风廓线雷达可以明显探测到小雨、毛毛雨、和雪。Gossard(1988)、Rajopadhyaya 等(1993)的研究 UHF 和 VHF 雷达在一定条件下,可以反演出降水相态以及雨滴大小分布。Ralph(1995)研究表明对于 404 MHz,如果降水粒子足够大,产生 $0.5\sim 0.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的终端速度,可以识别为降雪,达到 $3\sim 5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的终端速度可以认为是降雨。浙江省布网的边界层风廓线雷达的频率是 1200 MHz,在这个频率下对降水粒子的识别效率如何,区分降雨和降

雪的阈值是多少,需要用本地区的数据进行统计分析。

基于上述,本文将利用浙江 7 部风廓线雷达探测资料,进行风廓线雷达垂直速度研究,通过对不同降水相态的降水粒子下落速度数据分析,建立其与冬季降水相态的相关关系,得到不同降水相态的垂直速度特征,同时结合浙江复杂地理环境和气候背景特征、温度、湿度层结,针对本地天气个例进一步分析,得出符合浙江的判别雨雪的最佳阈值。

1 资料介绍

本文所用的 7 部风廓线雷达(布设)浙江,为边界层 CFL-03 型风廓线雷达,具体雷达站表信息如表 1。

表 1 风廓线雷达站表

Table 1 Station parameters of wind profile radar

站号	站名	高度/m	探测高度/km	高度分辨率/m
58448	临安	111.2	6	60
58450	湖州	3	6	60
58452	嘉兴	4.8	6	60
58459	萧山	33.8	6	60
58543	淳安	171.4	6	60
58557	义乌	100	6	60
58760	洞头	71	6	60

风廓线雷达垂直速度资料选取 2014 年 2 月的 3 次明显的降雪过程(8—9 日、12—13 日、18—19 日),以选取个例为中心处理出 1—3 月的所有雨、雪、雨夹雪的时间段,细化到分钟,共取得降雪过程 5 站 630—786 个样本(由于有一些空值,所以不同高度样本数不同),雨夹雪过程 5 站 143 个样本,降雨过程 7 站 240~300 个样本。选取同一时间段的不同相态的降水过程来比较研究,更有助于对这一时间段的降水相态进行判别。根据选取的雪、雨夹雪、雨的天气过程时间段来处理浙江全省 7 部风廓线雷达 6 min 一次的数据,采用时间段内所有数据的 60、120、240、540、1080、2040 m 高度上的垂直速度数据。

另外选取浙江省 2011—2014 年共 8 次雨雪转换过程,分别是 2011 年 1 月 15—20 日、2012 年 1 月 4—6 日、20—24 日、2 月 24—28 日、12 月 26—29 日,2013 年 1 月 2—8 日、2 月 6—10 日,2014 年 2 月 8—10 日,采用全省 3 个探空站(杭州、衢州、洪家),08 和 20 时的高空观测以及地面天气现象。把每一站次探空观测作为一个样本,共得到 157 个降水样本,其中

79 个降雨, 46 个降雪, 32 个雨夹雪(冰粒)。

2 判别指标统计特征

2.1 风廓线雷达垂直速度统计特征

选出 2014 年 1—3 月降雨和降雪过程的垂直径向速度数据, 给出每个垂直高度层的统计结果, 得到雪、雨夹雪和雨的统计特征量。图 1 为降雪过程中的降水粒子下降末速统计特征。固态降水选取了 6 个不同高度的垂直速度进行分析, 图 1a 所示在 60 m 高度, 冰雪粒子下降末速的平均值为 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 速度谱宽为 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 变化范围 $0.1 \sim 2.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最集中区域为 $0.1 \sim 1.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 621 个样本占总数的 98.5% (总样本数为 630 个); 如图 1b 所示在 120 m 高度, 冰雪粒子下降末速的平均值为 $0.97 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 速度谱宽为 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 变化范围 $0.1 \sim 2.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最集中区域为 $0.1 \sim 1.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 719 个样

本占总数的 98.1% (总样本数为 733 个); 如图 1c 所示在 240 m 高度, 冰雪粒子下降末速的平均值为 $1.17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 速度谱宽为 $1.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 变化范围 $0.1 \sim 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最集中区域为 $0.1 \sim 1.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 766 个样本占总数的 99% (总样本数为 774 个); 如图 1d 所示在 540 m 高度, 冰雪粒子下降末速的平均值为 $1.22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 速度谱宽为 $1.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 变化范围 $0.1 \sim 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最集中区域为 $0.2 \sim 1.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 729 个样本占总数的 98.8% (总样本数为 738 个); 如图 1e 所示在 1080 m 高度, 冰雪粒子下降末速的平均值为 $1.12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 速度谱宽为 $1.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 变化范围 $0.1 \sim 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最集中区域为 $0.2 \sim 1.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 768 个样本占总数的 97.7% (总样本数为 786 个); 如图 1f 所示在 2040 m 高度, 冰雪粒子下降末速的平均值为 $1.11 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 速度谱宽为 $2.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 变化范围 $0.1 \sim 2.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最集中区域为 $0.2 \sim 1.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 714 个样本占总数的 97.5% (总样本数为 732 个)。

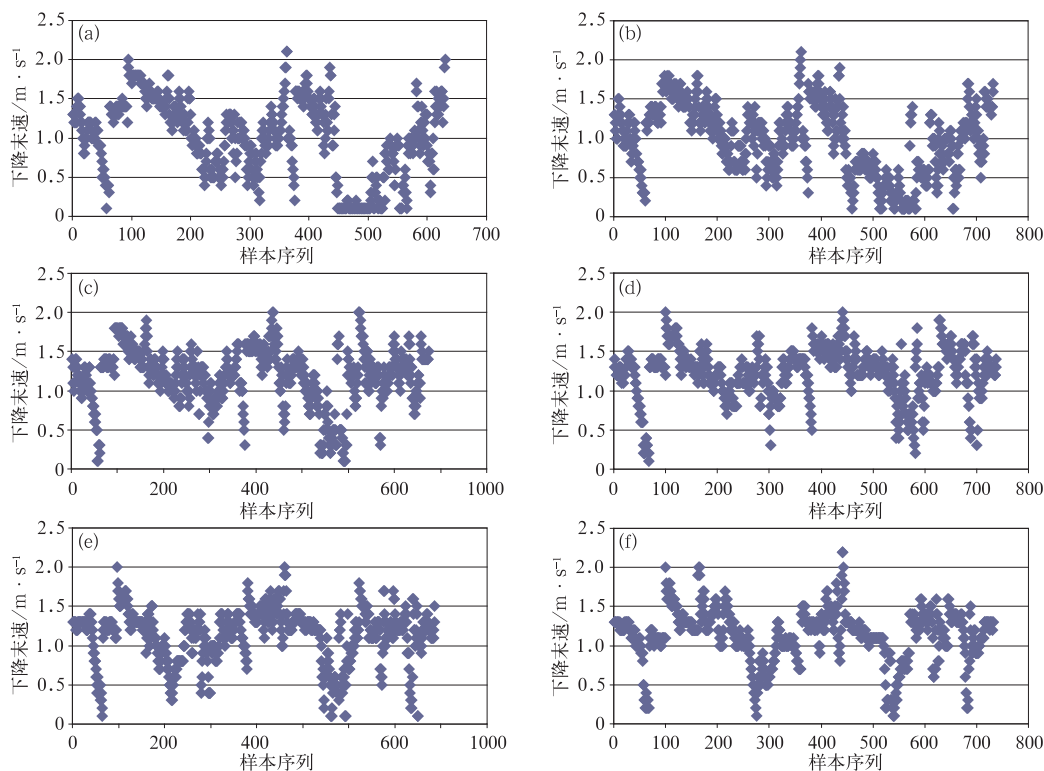


图 1 降雪过程中不同高度降水粒子的下降末速统计特征

(a) 60 m, (b) 120 m, (c) 240 m, (d) 540 m, (e) 1080 m, (f) 2040 m

Fig. 1 Vertical velocity characteristics of precipitation particles at different heights in the process of snowfall

(a) 60 m, (b) 120 m, (c) 240 m, (d) 540 m, (e) 1080 m, (f) 2040 m

图 2 为降雨过程中的降水粒子下降末速统计特征。液态降水选取了 6 个同样高度的进行分析研究得

出: 如图 2a 所示在 60 m 高度, 液态降水粒子下降末速的平均值为 $4.03 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 速度谱宽为 $5.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 变

化范围 $1.2 \sim 6.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最集中区域为 $1.8 \sim 6.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 225 个样本占总数的 93.8% (总样本数为 240 个); 如图 2b 所示在 120 m 高度, 液态降水粒子下降末速的平均值为 $3.97 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 速度谱宽为 $5.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 变化范围 $1.1 \sim 6.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最集中区域为 $2 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 225 个样本占总数的 93.8% (总样本数为 240 个); 如图 2c 所示在 240 m 高度, 液态降水粒子下降末速的平均值为 $3.84 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 速度谱宽为 $4.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 变化范围 $1.3 \sim 6.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最集中区域为 $1.9 \sim 5.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 265 个样本占总数的 94.3% (总样本数为 281 个); 如图 2d 所示在 540 m 高度, 液态降水粒子下降末速的平均值为 $3.58 \text{ m} \cdot$

s^{-1} , 速度谱宽为 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 变化范围 $1.1 \sim 6.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最集中区域为 $1.8 \sim 5.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 235 个样本占总数的 94% (总样本数为 250 个); 如图 2e 所示在 1080 m 高度, 液态降水粒子下降末速的平均值为 $3.77 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 速度谱宽为 $4.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 变化范围 $1.1 \sim 5.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最集中区域为 $1.8 \sim 5.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 287 个样本占总数的 95.7% (总样本数为 300 个); 如图 2f 所示在 2040 m 高度, 液态降水粒子下降末速的平均值为 $3.35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 速度谱宽为 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 变化范围 $1.1 \sim 6.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最集中区域为 $1.9 \sim 5.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 281 个样本占总数的 94.6% (总样本数为 297 个)。

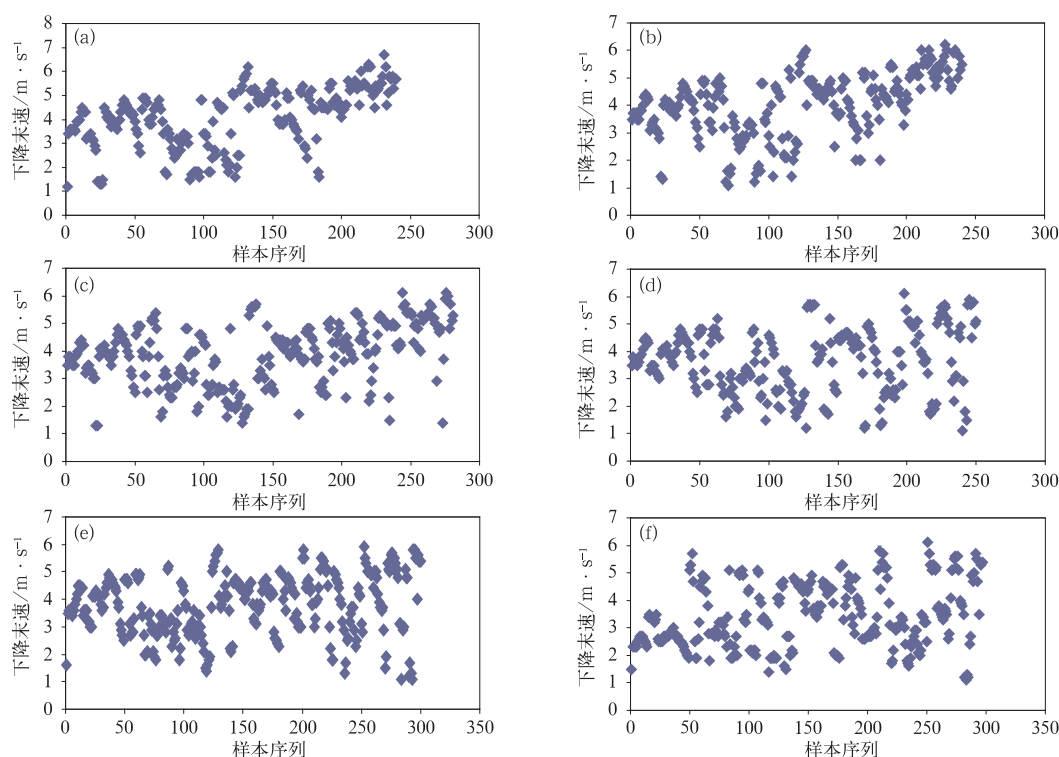


图2 同图1, 但为降雨过程

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for process of rainfall

综上, 在浙江地区降雪过程降水粒子在中低空 (2000 m 以下) 下降末速的范围在 $0.1 \sim 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 平均值为 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 速度谱宽为 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 97% 以上的速度在 $0.1 \sim 1.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 范围, 所以将降雪过程降水粒子下降末速的阈值界定在 $0.1 \sim 1.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。而降雨过程降水粒子在中低空 (2000 m 以下) 下降末速的范围在 $1.1 \sim 6.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 平均值为 $3.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 速度谱宽为 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 94% 以上在 $1.8 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 范围, 所以将降雨过程降水粒子下降末速的

阈值界定在 $1.8 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

2.2 近地层的温度和中层暖层统计特征

根据前人的经验和研究分析可以知道, 降水相态的转化是由于冷暖空气势力相对强弱变化导致的。但要准确识别降水相态, 还需要具体分析大气温度和湿度状况。选取以下 9 个指标: $DH_{500-850}$ (500 和 850 hPa 高度差)、 $DH_{700-850}$ (700 和 850 hPa 高度差)、 $DH_{850-1000}$ (850 和 1000 hPa 高度差)、

H_0 (0°C 层高度)、 T_{850} (850 hPa 温度)、 T_{925} (925 hPa 温度)、 T_{1000} (1000 hPa 温度)、 T_{2m} (地面 2 m 温度)、 DT_{1000} (1000 hPa 露点), 对 8 次雨雪过程中降雨、降雪、雨夹雪(冰粒)样本分别进行统计计算。通过计算每一组样本的平均值, 从表 1 中可以看到, 每一个指标不同组的平均值都随由雨向雪转变而减小, 表明这些指标都在一定程度上对相态有所区分, 但每一组数据分布都存在相互重合, 显然落在重合区间的样本数量越少越好。计算雨和雪分布在重合区间的样本占有所有样本的比率(见表 2 中雨雪样本重合率), 2 m 温度、1000 hPa 温度和 0°C 层高度 3 个指标落在重合区间的样本数量最少, 厚度指标中最好的是 850 和 1000 hPa 厚度差。

从前文的分析可知, 虽然所选的指标对降水相态有一定的指示, 但即使表现最好的几个指标对雨和雪都不能完全区分。那么希望得到一个最优的阈值, 使 TS 技巧最高, 相应空报率和漏报率均较小。对 2 m 温度、 0°C 层高度、850 和 1000 hPa 厚度差、1000 hPa 温度这 4 个指标分别计算。

当 $DH_{850-1000} \geq 1300$ gpm 时, 预报雨的技巧评分得分最高达到 0.8, 相应空报率和漏报率都较低, $T_{2m} \geq 3^\circ\text{C}$ 时, 预报雨的技巧评分得分最高达到 0.82, 0°C 层高度 $H_0 \geq 600$ gpm 时, 预报技巧评分最高达到 0.81, 而 T_{1000} 在 1.5°C 时预报技巧最高, 也大约为 0.81。当 $H_{850-1000} \leq 1280$ gpm 时, 预报雪的技巧评分得分最高达到 0.76, 相应空报率和漏报率都较低, $T_{2m} \leq 1^\circ\text{C}$ 时, 预报雪的技巧评分得分最高

达到 0.83, 0°C 层高度 $H_0 \leq 200$ gpm 时, 预报技巧评分最高达到 0.84, 而 $T_{1000} \leq 0^\circ\text{C}$ 时预报技巧最高, 也大约为 0.83。

通过上面的分析, 得到了各指标预报雨和雪的最佳阈值, 并且 TS 评分最大可以达到 0.8 左右, 具备较好的应用价值。一般来说, 雨夹雪介于两者之间, 因此把 $1^\circ\text{C} < T_{2m} < 3^\circ\text{C}$, $0^\circ\text{C} < T_{1000} < 1.5^\circ\text{C}$, $200 \text{ gpm} < H_0 < 600 \text{ gpm}$, $1280 \text{ gpm} < DH_{850-1000} < 1300 \text{ gpm}$, 分别作为雨夹雪的指标, 计算 TS 评分和空报率、漏报率, 结果显示空报率和漏报率都很高, 而 TS 评分很低, 最大也仅为 0.36, 因此需要增加判据提高识别效果。漆梁波等(2012)研究指出中层有暖层的情况易出现雨夹雪, 本研究所选的判据都表示近地层的温度状况, 而对中层暖层没有涉及。因此把暖层厚度作为雨夹雪组合判据之一, 即指标为 $1280 \text{ gpm} < DH_{850-1000} < 1300 \text{ gpm}$ 或者 $DH_{850-1000} \leq 1280 \text{ gpm}$, 且暖层厚度 > 0 ; $200 \text{ gpm} < H_0 < 600 \text{ gpm}$ 或者 $H_0 \leq 200 \text{ gpm}$, 且暖层厚度 > 0 ; $1^\circ\text{C} < T_{2m} < 3^\circ\text{C}$ 或者 $T_{2m} \leq 1^\circ\text{C}$, 且暖层厚度 > 0 ; $0^\circ\text{C} < T_{1000} < 1.5^\circ\text{C}$, $T_{1000} \leq 0^\circ\text{C}$, 且暖层厚度 > 0 。加入暖层判据后指标漏报率、空报率明显降低, TS 评分明显提高, 其中 0°C 层高度+暖层判据的 TS 评分达到 0.53。

综上所述, 找到最适合浙江地区冬季降水相态判别的温度指标为 2 m 温度、1000 hPa 温度、 0°C 层高度、850 和 1000 hPa 厚度差, 以及中层暖层的厚度。通过对不同阈值的 TS 评分计算, 得到最佳推荐阈值见表 3。

表 2 雨、雨夹雪、雪样本的平均值, 最大值及最小值, 以及雨和雪样本的重合率

Table 2 The average, maximum and minimum values as well as the repetition rates of snow and rain samples

指标	雨(平均值/最小值~最大值)	雨夹雪(平均值/最小值~最大值)	雪(平均值/最小值~最大值)	雨雪样本重合率
$T_{2m}/^\circ\text{C}$	5.24/1.3~10.8	2.41/0.2~6.6	-0.37/-2.5~2.6	4%
$T_{850}/^\circ\text{C}$	-0.97/-5.3~8	-3.4/-8~1	-5.62/-11~-1	33%
$T_{925}/^\circ\text{C}$	1.22/-3.5~10.4	-2.78/-7~0.6	-5.79/-10~-2	11%
$T_{1000}/^\circ\text{C}$	4.15/0~10.4	1.042/-2~5.4	-2.06/-5~0.6	4%
$DT_{1000}/^\circ\text{C}$	1.93/-3.2~9.4	-1.72/-12~3	-4.45/-15~-1	28%
H_0/gpm	1682/210~3916	351.9/0~919	42/0~303	4%
$DH_{850-1000}/\text{gpm}$	1312.5/1290~1350	1292/1280~1300	1277/1260~1300	20%
$DH_{500-1000}/\text{gpm}$	5491/5400~5570	5451/5390~5500	5411/5330~5480	49%
$DH_{700-850}/\text{gpm}$	2874/2820~2930	2839/2810~2860	2809/2770~2840	26%

表 3 温度指标和中层暖层阈值

Table 3 Suggested discrimination indexes and thresholds for rain, snow and sleet

雨	雪	雨夹雪
$T_{2m} \geq 3^\circ\text{C}$	$T_{2m} \leq 1^\circ\text{C}$	$1^\circ\text{C} < T_{2m} < 3^\circ\text{C}$ 或 $T_{2m} \leq 1^\circ\text{C}$, 且暖层厚度 > 0
$T_{1000} \geq 1.5^\circ\text{C}$	$T_{1000} \leq 0^\circ\text{C}$	$0^\circ\text{C} < T_{1000} < 1.5^\circ\text{C}$ 或 $T_{1000} \leq 0^\circ\text{C}$, 且暖层厚度 > 0
$H_0 \geq 600 \text{ gpm}$	$H_0 \leq 200 \text{ gpm}$	$200 \text{ gpm} < H_0 < 600 \text{ gpm}$ 或 $H_0 \leq 200 \text{ gpm}$, 且暖层厚度 > 0
$DH_{850-1000} \geq 1300 \text{ gpm}$	$DH_{850-1000} \leq 1280 \text{ gpm}$	$1280 \text{ gpm} < DH_{850-1000} < 1300 \text{ gpm}$ 或 $DH_{850-1000} \leq 1280 \text{ gpm}$, 且暖层厚度 > 0

3 产品业务化和检验

2015 年 1 月开始,在浙江快速更新同化数值预报和风廓线雷达实时探测数据的基础上,依据本研究指标结果,输出浙江地区的冬季降水相态预报产品,为浙江地区各级气象台站提供参考。2015 年浙江地区较大范围出现雨雪天气过程主要有 6 次:1 月 7、13、30 日、2 月 5 日、3 月 3、5 日。对 2015 年 1—3 月 08、11、14、17 和 20 时五个时次降水相态产品进行统计(以实况区分样本种类),下面给出产品准确率的统计结果,见表 4。可见,浙江地区冬季降水相态组合指标对于固态降水的预报区分有较好的准确率,对降水相态预报有很好的指示意义。

表 4 2015 年 1—3 月降水相态产品检验结果(单位:%)
Table 4 The results of precipitation phase product test in Zhejiang from January to March 2015(unit:%)

	雪	雨夹雪	雨
准确次数	78	61	85
空报次数	8	15	7
漏报次数	14	24	8

4 结 论

(1)浙江地区的风廓线雷达探测到的中低层降水粒子的下降末速能够作为区分不同相态粒子的有效依据。在空气对流运动不强烈的条件下,冬季液态降水粒子下降末速的范围在 $1.8\sim6.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 固体降水则在 $0.1\sim1.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

(2)通过对各类相态判别指标的分析,找到最适合浙江地区冬季降水相态判别的指标为降水粒子垂直下降速度、2 m 温度、1000 hPa 温度、0℃层高度,及 850 与 1000 hPa 厚度差,判别雨或雪的 TS 评分可以达到 0.8 左右,有较高的应用价值。对于雨夹雪的判断加入了中层暖层指标后 TS 评分达到 0.53,表明低层温度结合中层暖层,可以部分解决识别雨夹雪的难题,具体指标和阈值详见表 3。

(3)通过对研究成果业务化产品的检验,可以看出本研究结果对浙江地区冬季降水相态预报有很好的参考作用。

参考文献

董全,黄小玉,宗志平. 2013. 人工神经网络法和线性回归法对降水相态的预报效果对比. 气象,39(3):324-332.

李江波,李银娥,裴雨杰等. 2009. 一次春节寒潮的降水相态变化分析. 气象,35(7):87-94.

梁红,马福全,李大为,等. 2010. “2009. 2”沈阳暴雪天气诊断与预报误差分析. 气象与环境学报,26(4):29-35.

廖晓农,张琳娜,何娜等. 2013. 2012 年 3 月 17 日北京降水相态转变的机制讨论. 气象,39(1):28-38.

刘建勇,顾思南,徐迪锋. 2013. 南方两次降雪过程的降水相态模拟研究. 高原气象,32(1):179-190.

漆梁波,张瑛. 2012. 中国东部地区冬季降水相态的识别判据研究. 气象,38(1):96-102.

沈玉伟,孙琦吴. 2013. 2010 年冬季浙江两次强降雪过程的对比分析. 气象,39(2):218-225.

施红蓉,李峰,吴蕾等. 2014. 风廓线雷达对降水相态变化的观测分析. 气象,40(10):1259-1265.

隋玉秀,杨景泰,王健,等. 2015. 大连地区冬季降水相态的预报方法初探. 气象,41(4):464-473.

王令,王国荣,古月,等. 2014. 风廓线雷达垂直径向速度应用初探. 气象,40(3):290-296.

王晓蕾,阮征,葛润生等. 2010. 风廓线雷达探测降水云梯中雨滴谱的试验研究. 高原气象,29(2):498-505.

许爱华,乔林,詹丰兴等. 2006. 2005 年 3 月一次寒潮天气过程的诊断分析. 气象,32(3):49-55.

许美玲,梁红丽,金少华,等. 2015. 昆明冬季降水相态识别判据研究. 气象,41(4):474-479.

杨成芳,姜鹏,张少林,等. 2013. 山东冬半年降水相态的温度特征统计分析. 气象,39(3):355-361.

Chilson P B, Ulbrich C W, Larsen M F, et al. 1993. Observations of a tropical thunderstorm using a vertically pointing, dual-frequency, collinear beam Doppler radar. J Atmos Oceanic Technol, 10: 663-673.

Currier P E, Avery S K, Balsley B B, et al. 1992. Combined use of 50 MHz and 915 MHz wind profilers in the estimation of rain-drop size distributions. Geophys Res Lett, 19:1017-1020.

Ralph F M, Neiman P J, van de Kamp D W, et al. 1995. Using spectral moment data from NOAA’s 404-MHz radar wind profilers to observe precipitation. Bull Amer Meteor Soc, 1717-1739.

Gossard E E. 1988. Measuring drop_size distributions in clouds with clear-air-sensing Doppler radar. J Atmos Oceanic Technol, 5: 640-649.

Rajopadhyaya D K, May P T, Vincent R A. 1993. A general approach to the retrieval of raindrop size distributions from wind profiler Doppler spectra: modeling result. J Atmos Oceanic Technol, 10:710-717.