

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

中国东部地区冬季降水相态的识别判据研究^{*1}

漆梁波¹ 张 瑛²

1 上海中心气象台,上海 200030

2 江西省气象台,南昌 330046

提 要: 基于中国东部 5 个冬季的地面降水观测和高空探测资料,针对不同的降水相态,对它们对应的不同温度及不同厚度进行统计分析,最终得到一组中国东部地区冬季降水相态的推荐识别判据。分析发现:由于气候背景不同,我国东部的识别判据阈值和西欧的略有差别,而北美洲识别判据在我国东部的适用性也不好;综合考虑温度因子和厚度因子的识别判据表现则更好一些。该组判据对雨和雪的判别性能较好,TS 评分分别达到 0.91 和 0.73;对雨夹雪的容忍性判别 TS 评分也能达到 0.57;但对冻雨(冰粒)的判别效果不好,TS 评分仅为 0.25 左右,空报率达 0.70~0.80,主要原因还是识别判据的针对性不足。鉴于该类天气的复杂成因,开发该类天气的客观识别判据需要考虑更细致的大气层结状况和局地气候条件,而当地预报员的预报经验仍将发挥重要的作用。本工作的结果能为我国东部地区的相关业务预报和数值模式产品后处理提供较好的参考。

关键词: 冬季降水, 识别判据, 冻雨, 冰粒

Research on Winter Precipitation Types' Discrimination Criterion in Eastern China

QI Liangbo¹ ZHANG Ying²

1 Shanghai Meteorological Centre, Shanghai 200030

2 Jiangxi Provincial Meteorological Observatory, Nanchang 330046

Abstract: Based on 5 years' surface observation and sounding data in eastern China Region, a set of discrimination criterion is suggested after statistically analyzing temperature and thickness for different precipitation types. It is found that: Discrimination criterion in eastern China is different from that of western Europe because of climate factors; Applicability of North America's criterion is not good to eastern China; Criterion combining temperature with thickness has a better behavior. The suggested criterion has a fairly good performance to rain and snow, with TS scores of 0.91 and 0.73 respectively. A compatible TS score of sleet can reach 0.57 too. With a FAR (false alarm ratio) of 0.70—0.80, the criterion for freezing rain (ice pellet) is not satisfying, only turns out a TS score of 0.25. This poor behavior is attributable to insufficiency of discrimination factors. Due to complex mechanism of freezing rain (ice pellet), more detailed vertical profile information and local climate factors must be taken into account when developing its discrimination criterion. And local forecasters' experience can still play an important role in forecasting this precipitation type. Results from this paper can be a good reference for operational work and numerical model post-process in eastern China.

Key words: winter precipitation, discrimination criterion, freezing rain, ice pellet

* 重庆大学开放研究基金(2007DA10512709401)和中国气象局关键技术集成与应用项目(CMAGJ2011M29)共同资助

2011 年 5 月 5 日收稿; 2011 年 6 月 15 日收修定稿

第一作者: 漆梁波,主要从事天气预报技术研究和业务. Email: qlb1999@hotmail.com

通讯作者: 张瑛,主要从事数值模式和天气预报技术的相关研究. Email: zysyq@sohu.com

引 言

我国东部冬季降水相态主要包括雨、雪、雨夹雪、冰粒、冻雨等。随着社会的发展,冬季降水相态的预报问题显得越来越重要。24 小时累积降水量达到 5 mm 时,如果降水相态是雨,则只是小雨,对城市运行和社会生产环节不会有明显影响,但如果降水相态是雪,则天气演变为大雪,对城市的运行及生产环节的影响就变得严重;如果降水相态是冰粒或冻雨时,对城市运行及生产环节的影响则可能是致命的。比如,2008 年冬季的冰冻雨雪过程给我国南方地区带来了严重的社会影响^[1-3]。即使是很弱的降雪过程,如果降水相态预报失败或漏报,也会给城市运行带来严重的不利影响^[4-6]。近 20 年来,我国预报技术人员对冬季降水过程有较多的个例研究,也提出了一些识别判据。许爱华等^[7-8]在分析一次寒潮过程中提出,将 925 和 1000 hPa 的气温(分别用 T_{925} 和 T_{1000} 表示,下同)作为区分雨雪的识别判据,当 $T_{925} \leq -2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 且 $T_{1000} \leq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时,如果发生降水,判断为下雪;李江波等^[9]在对一次强降温过程的降水相态进行分析后提出,当 $T_{925} \leq -2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{1000} \leq 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 且地面气温(用 T_{2m} 表示,下同)在 $-1\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时,下雨夹雪或雪的概率较大;梁红等^[10]在对一次沈阳暴雪过程的分析中提到,可用 $T_{850} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (T_{850} 表示 850 hPa 的气温,下同)和 $T_{2m} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 作为判断降雪的依据;冻雨的研究方面,比较经典的工作是 20 世纪 70 年代关于“冰晶层—暖层—冷层”的诊断模式^[11],近年来,郑劲光等^[12-13]、赵培娟等^[14]分别提出了一些描述这三个特征气层的指标(主要是气温),但均属于个例研究中得到的结果(或未给出确切阈值),无法判断其普适性。在国外,关于雨雪的判别,除了传统的气温阈值外^[15],比较多地使用气层位势厚度来表征大气的冷暖情况。在对某一层大气的冷暖进行表征时,位势厚度值显然较抽取单一特性层的气温更合适。Lowndes 等^[16]早在 1974 年就提出区别雨雪的厚度参数 $H_{850\sim 1000}$ (表示 850~1000 hPa 之间的气层位势厚度,以下简称厚度),阈值为 128 dagpm,当 $H_{850\sim 1000} \leq 128\text{ dagpm}$ 时,判断降水性质为降雪^[17]。Happner^[18]和 Czys 等^[19]分别对北美洲的降水相态判断进行了研究和总结,得出一种利用厚度值来区分雨、雪、冻雨及冰粒的方法。这一判据主要依据两个厚度值,一个是 $H_{700\sim 850}$ (表示 850~

1000 hPa 之间的气层位势厚度),用来表征中层大气的冷暖,另一个是 $H_{850\sim 1000}$,用来表征低层大气的冷暖。这一判别方法目前在美国和加拿大的气象部门被广泛使用,主要用于模式产品的后处理:即依据模式的相关输出物理量,得到相应的模式降水相态分布,从而供预报员参考。

可以看出,在降水相态的识别判据研究方面,我国的个例分析比较多,而且大多使用某几层(主要为特性层)的气温值作为判据,其有效性如何? 和国外的厚度判据相比,其优劣性如何? 我国东部地区降水相态的识别判据应该如何设定? 现有的这些判据是否足够? 这些都是本文将要重点分析和讨论的内容。

1 资料和识别判据的统计分布特征

1.1 资料介绍

本文使用资料的时间跨度为 2005 年冬季至 2009 年冬季(冬季指某一年的 12 月至次年的 2 月),具体资料为中国东部 20 个探空站的 08 和 20 时探空资料以及相应时次的地面观测,具体站点位置见图 1,站点涵盖范围大致为 $25^{\circ}\sim 38^{\circ}\text{N}$, $112^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$ 。由于要分析 1000 hPa 的气温及 850~1000 hPa 的气层厚度,所以挑选站点时,站点海拔高度不能超过 400 m,以便能观测到 1000 hPa 的资料,图 1 中的站点海拔高度均小于 400 m。此外,剔除了山东成山头站和浙江洪家站,因为这两站受地形或海洋气候影响均较大,其预报阈值与其他地区应有较大区别,不是本文的重点研究范围。

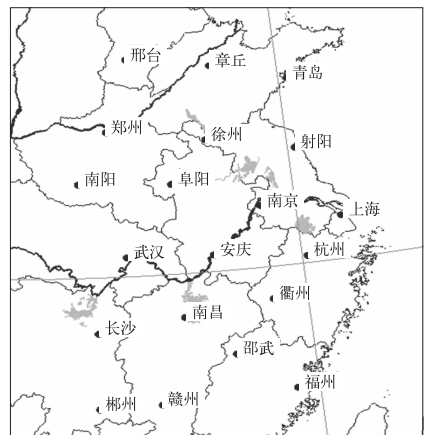


图 1 中国东部 20 个代表站的分布图
Fig. 1 Distribution of 20 representative stations in eastern China

1.2 识别判据的统计分布特征

根据前人的研究工作,用于做冬季降水相态识别的判据主要包括 T_{700} (表示 700 hPa 的气温,下同)、 T_{850} 、 T_{925} 、 T_{1000} 、 T_{2m} ,以及 $H_{700\sim 850}$ 和 $H_{850\sim 1000}$ 。将上述 20 个站点的地面观测和探空资料(均为 08 和 20 时)的资料读出(共 5 个冬季),并分为 4 种降水相态:雨、雪、雨夹雪、冻雨(冰粒)。分别统计上述 4 种类型降水发生时,对应的各层气温及厚度的分布情况,以得到设定判别阈值的基本依据。之所以将冻雨和冰粒合并在一起分析,主要是因为这两种降水相态有一个共同点:一般都在中层有大于 0°C 的暖层,而暖层以下均有小于 0°C 的冷层。根据上述资料,共得到降水样本 2119 个、降雪样本 357 个、雨夹雪样本 48 个、冻雨(冰粒)样本 68 个(其中冻雨 27 个、冰粒 41 个)。

1.2.1 各气层气温的统计分布特征

图 2 是不同降水相态 T_{700} 和 T_{850} 的箱线图(箱线图的制作及相关参数说明请参阅潘晓华等^[20]和杨贵名等^[21]的文献)。从图中可以看出,尽管雨和雪两者的 T_{700} 中位数(指 50%分位,下同)区别较大,分别为 0 和 -6°C ,但就 10%~90%分位的范围而言,雨和雪的交叉区间较大。因此,就单一判据而言, T_{700} 对雨雪的区分效果不好。 T_{850} 对雨雪的区分性较好,两者的 10%~90%分位范围的重叠很少。从图中也可看出, -3°C 是可作为雨雪的临界值,当 $T_{850} < -3^{\circ}\text{C}$ 时,下雪的概率很高, $T_{850} > -3^{\circ}\text{C}$ 时,下雨的概率较高。

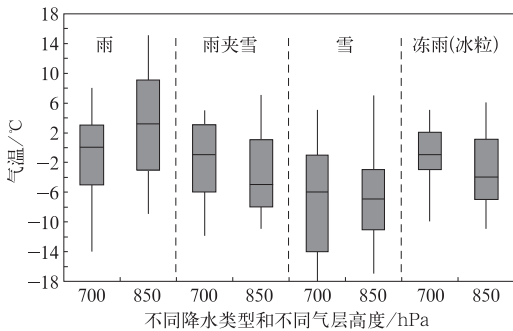


图 2 不同降水相态时 T_{700} 和 T_{850} 的箱线图
Fig. 2 Box-whisker of T_{700} and T_{850}
for different precipitation types

雨夹雪的 T_{700} 在统计上介于降雨和降雪之间,但数值总体上更接近降雨。而其 T_{850} 在统计上则更接近降雪,数值总体上较降雪时略高一些;就中位数而言,雨、雨夹雪、雪分别为 3°C 、 -5°C 和 -7°C 。

这一气温分布特点,对识别判据的设定有一定的指导作用。

冻雨(冰粒)的 T_{700} 在统计上呈现出变化幅度小的特点(10%~90%分位覆盖范围从 -3°C ~ 2°C),中位数为 -1°C ,较雪高,接近雨和雨夹雪的数值。普查各样本的探空资料,发现中层大气的暖层顶部大多(占样本总数的 90%~95%)出现在 700 hPa 以下,这导致用 T_{700} 来表征中层大气暖层经常失效,这一分布特点将增加识别判据设定的难度。冻雨(冰粒)的 T_{850} 在统计上与雨夹雪较类似,但变化幅度小,总体上略暖于雨夹雪。普查的结果也表明,冻雨(冰粒)天气时,850 hPa 一般处在中层暖层和低层冷层之间(多数处在冷层的上部),因此,用 T_{850} 来表征中层暖层或低层冷层的特征均不合适。

图 3 是不同降水相态 T_{925} 和 T_{1000} 的箱线图。从图中可以看出,雨和雪在这两层的温度特征有明显的区别。90%的降雨个例中, $T_{925} \geq -2^{\circ}\text{C}$, $T_{1000} > 0^{\circ}\text{C}$,而 90%的降雪个例中, $T_{925} \leq -2^{\circ}\text{C}$, $T_{1000} \leq 0^{\circ}\text{C}$,这两个临界阈值与许爱华等^[7]提出的降雪判据非常吻合,说明该判据尽管来自个例总结,但有一定的普适性。

雨夹雪的 T_{925} 在统计上更接近降雪的分布,但变化范围略小(10%~90%分位覆盖范围从 -7°C ~ -2°C),而降雪的对应覆盖范围从 -9°C ~ -2°C)。 T_{1000} 的统计分布特点与 T_{925} 类似。结合图 2 的分析可知,在中层(700 hPa),下雨夹雪时的气温特征与降雨时的气温特征更接近,而在低层(925 和 1000 hPa),雨夹雪的气温特征却与降雪时的更接近,这为设定区分雨夹雪与雨(雪)的识别判据提供了重要参考。

冻雨(冰粒)的 T_{925} 在统计上与雪和雨夹雪较类似,中位数也都为 -5°C 。冻雨(冰粒)的 T_{1000} 在统计上与雪和雨夹雪的差别也不大,三者中位数分别

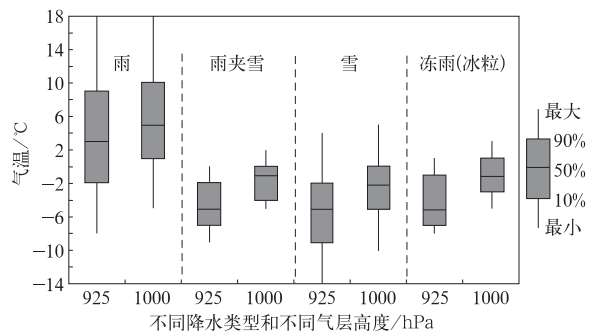


图 3 不同降水相态时 T_{925} 和 T_{1000} 的箱线图
Fig. 3 Box-whisker of T_{925} and
 T_{1000} for different precipitation types

为 -1 、 -2 和 -1°C 。上述分析表明,可用 T_{925} 或 T_{1000} 来表征冻雨(冰粒)天气的冷层,但是它们的分布特征与雪(雨夹雪)较类似。从前文对 T_{700} 和 T_{850} 的分析可知,冻雨(冰粒)天气的暖层也很难用某一层(700 或 850 hPa)的气温来表征。综合来看,用特性层气温作为判据来识别冻雨(冰粒)是较困难的。

1.2.2 各气层厚度的统计分布特征

图 4 是不同降水相态 $H_{700\sim 850}$ 和 $H_{850\sim 1000}$ 的箱线图。不难看出,无论是在中层还是低层,雨和雪的区别都是比较明显的,尤其是在中层。从 10% ~ 90% 分位的变化范围看,雨的 $H_{700\sim 850}$ 从 $154\sim 159$ dagpm,雪的 $H_{700\sim 850}$ 从 $148\sim 155$ dagpm,两者之间重叠比较少;在低层,雨和雪的重叠更少, 90% 的降雪个例中,其 $H_{850\sim 1000}\leq 129$ dagpm,而在 90% 的降雨个例中,其 $H_{850\sim 1000}\geq 129$ dagpm。上述分析表明,在雨和雪的区分判据上, $H_{700\sim 850}$ 的临界值大约为 154 dagpm, $H_{850\sim 1000}$ 的临界值为 129 dagpm,这个结果与 Heppner^[18]的统计结果较类似,略高于西欧的阈值(128 dagpm)^[16-17],这可能与西欧地区气候湿润有关——浅层空气湿度较大时,气温要保持较低的状态,才能保证进入该层的雪花不至于完全融化。

雨夹雪的 $H_{700\sim 850}$ 在统计上更接近降雨的分布,数值总体上较降雨时略低一些;就中位数而言,雨、雨夹雪、雪分别为 157 、 155 和 152 dagpm。而雨夹雪的 $H_{850\sim 1000}$ 在统计上接近降雪分布,只是变化幅度小一些,但中位数都为 128 dagpm。雨夹雪在气层厚度上这一分布特点,与气温分布特点较类似:即在中层大气,雨夹雪和雨的冷暖状态接近,在低层大气,雨夹雪和雪的冷暖状态接近。

冻雨(冰粒)的 $H_{700\sim 850}$ 在统计上与雨的分布较类似, 90% 的雨和冻雨(冰粒)的样本中, $H_{700\sim 850}$ 均大于或等于 154 dagpm。但是总体上,冻雨(冰粒)

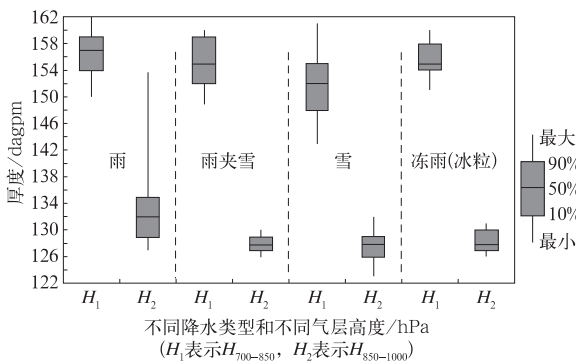


图 4 不同降水相态各气层厚度的箱线图

Fig. 4 Box-whisker of thicknesses for different precipitation types

$H_{700\sim 850}$ 的覆盖范围与雨夹雪 $H_{700\sim 850}$ 的变化范围还是有较多的重叠,区分性并不大。在低层,其 $H_{850\sim 1000}$ 的分布与雪、雨夹雪较接近,三者的中位数均为 128 dagpm。前文关于冻雨(冰粒)的气温分布也有类似的特点,这表明:冻雨(冰粒)天气的冷层是可以利用某层气温(925 或 1000 hPa)或低层厚度($H_{850\sim 1000}$)来表征(尽管可能与雨夹雪或雪相重叠),但对中层暖层的描述,无论是气温或厚度,都无法得到满意的判据。普查的结果表明:绝大部分样本(约 95%)的暖层中心层出现在 $700\sim 850$ hPa,这使得上述两层气温值无法反映暖层存在,更无法表征暖层的强度(指暖层空气厚度和暖层中心层的温度);尽管厚度值可以反映整层大气的冷暖,但要求该层大气内气温变化是单调的(即不能出现变化趋势的反转),而暖层中心层往往出现在 $700\sim 850$ hPa之间,使得 $H_{700\sim 850}$ 也无法正确表征该气层的冷暖,也就无法表征中层暖层的存在及其强度。

2 各降水相态的识别判据设定

根据上述对气温和厚度的分析,结合国内外的研究成果^[7-10,15-19],以下设定一组判据(见表 1),对所有降水样本进行判别检验,即只针对发生降水时,对降水相态的区分判别进行检验,采用 TS 评分方法^[22]。将上述判据进行比较之后,可望得到适合我国东部的冬季降水相态识别判据和相关阈值。

表 2 是各判据对所有样本进行区分判别的性能检验表。可以看出,对降雨的判别,温度判据和厚度判据的表现均较好,厚度判据 2 的表现最好,TS 评分达到 0.91 ,空报率和漏报率均非常低。厚度判据 2 只是单一地考虑了低层气层的冷暖,意味着只要低层气层够暖,就可以将空中的降雪、冻雨(冰粒)等降水粒子都转化为液态,低层大气的冷暖是判别是否降雨的关键。

对降雪的判别检验可知,温度判据和厚度判据的性能相当,TS 评分在 $0.59\sim 0.65$,一般空报率要高于漏报率。混合判据的 TS 评分相对较高,能达到 0.73 ,空报率和漏报率也都在 0.15 左右。混合判据的良好表现说明,在降雪天气中,用 T_{925} 和 T_{1000} 来表征低层大气的冷暖比用 $H_{850\sim 1000}$ 的效果要好一些;此外,对降雪天气而言,中层大气的冷暖也是需要考虑的主要因素。

各判据对雨夹雪的判别效果均不好,TS 评分都只能达到 0.09 ,主要原因是空报率很高,达到 0.9 。

表 1 不同识别判据和阈值的组合表

Table 1 Discrimination criteria and associated thresholds

降水相态	判据名	判据设定条件
雨	温度判据 1	$T_{925} > -2\text{ C}, T_{1000} > 0\text{ C}$
	温度判据 2	$T_{850} > -3\text{ C}, T_{925} > -2\text{ C}, T_{1000} > 0\text{ C}$
	厚度判据 1	$H_{700\sim 850} > 154\text{ dagpm}, H_{850\sim 1000} \geq 129\text{ dagpm}$
	厚度判据 2	$H_{850\sim 1000} \geq 129\text{ dagpm}$
雪	温度判据 1	$T_{925} \leq -2\text{ C}, T_{1000} \leq 0\text{ C}$
	温度判据 2	$T_{850} \leq -3\text{ C}, T_{925} \leq -2\text{ C}, T_{1000} \leq 0\text{ C}$
	厚度判据 1	$H_{700\sim 850} \leq 154\text{ dagpm}, H_{850\sim 1000} \leq 129\text{ dagpm}$
	厚度判据 2	$H_{700\sim 850} \leq 154\text{ dagpm}, H_{850\sim 1000} \leq 129\text{ dagpm}$
雨夹雪	混合判据	$H_{700\sim 850} \leq 154\text{ dagpm}, T_{925} \leq -2\text{ C}, T_{1000} \leq 0\text{ C}$
	厚度判据 1	$160\text{ dagpm} > H_{700\sim 850} > 152\text{ dagpm}, 127\text{ dagpm} \leq H_{850\sim 1000} \leq 129\text{ dagpm}$
	厚度判据 2	$160\text{ dagpm} > H_{700\sim 850} \geq 152\text{ dagpm}, 127\text{ dagpm} \leq H_{850\sim 1000} \leq 128\text{ dagpm}$
冻雨(冰粒)	混合判据	厚度判据 2, $T_{925} \leq -2\text{ C}, T_{1000} \leq 0\text{ C}$
	温度判据	$T_{700} \geq 0\text{ C}, T_{925} \leq -2\text{ C}, T_{1000} \leq 0\text{ C}$
	厚度判据 1	$159\text{ dagpm} > H_{700\sim 850} > 154\text{ dagpm}, H_{850\sim 1000} \leq 129\text{ dagpm}$
	厚度判据 2	$159\text{ dagpm} > H_{700\sim 850} > 154\text{ dagpm}, H_{850\sim 1000} \leq 128\text{ dagpm}$
	混合判据	厚度判据 1, $T_{1000} \leq 0\text{ C}$

表 2 不同识别判据和阈值的性能检验表

Table 2 Assessment on different discrimination criteria and associated thresholds

降水相态	判据名	TS 评分	漏报率(PO)	空报率(FAR)
雨	温度判据 1	0.84	0.16	0.01
	温度判据 2	0.79	0.21	0.01
	厚度判据 1	0.81	0.17	0.03
	厚度判据 2	0.91	0.02	0.07
雪	温度判据 1	0.59	0.09	0.37
	温度判据 2	0.63	0.15	0.30
	厚度判据 1	0.65	0.15	0.27
	厚度判据 2	0.61	0.34	0.11
雨夹雪	混合判据	0.73	0.17	0.15
	厚度判据 1	0.08	0.33	0.92
	厚度判据 2	0.09	0.56	0.90
冻雨(冰粒)	混合判据	0.09	0.58	0.90
	温度判据	0.20	0.65	0.70
	厚度判据 1	0.18	0.32	0.80
	厚度判据 2	0.20	0.65	0.70
	混合判据	0.25	0.38	0.70

这意味着,当使用这些判据预报有雨夹雪时,往往会出出现雨、雪、或冻雨(冰粒)等降水相态。在实际观测中,雨夹雪与其他降水相态同时或伴随出现的概率本来就很大。在本文的 48 个雨夹雪样本中,在观测时间点的 12 小时内,有 43 个样本又出现了其他类型降水(以雪或雨居多),概率达 90%。如果在检验中,将雪也作为雨夹雪处理,即预报雨夹雪,出现雪也算正确(以下称为容忍性检验或容忍性识别),则上述判据的 TS 评分都会大幅提高,厚度判据 2 和混合判据的 TS 评分均超过 0.50,混合判据略好一些,达到 0.57(见表 3)。因此,如果进行容忍性识别(即当考虑有雨夹雪的可能性时,预报雨夹雪或雪,

这种预报用语在业务中是很常见的),混合判据的可用性还是不错的。

表 3 雨夹雪识别判据的容忍性检验

Table 3 Inclusive assessment on different discrimination criteria and associated thresholds

降水相态	判据名	TS 评分	漏报率(PO)	空报率(FAR)
雨夹雪	厚度判据 1	0.37	0.10	0.62
	厚度判据 2	0.56	0.21	0.36
	混合判据	0.57	0.18	0.35

各识别判据对冻雨(冰粒)降雪的判别效果也很不理想。传统的温度或厚度判据的 TS 评分只能达到 0.2,混合判据的表现略好,TS 评分也仅为 0.25。主要的问题还是空报率比较高,即预报为冻雨(冰粒)时,出现雨、雪或雨夹雪(其中雨的概率较大)。原因如前文分析:无论是厚度判据还是温度判据,均无法正确表征冻雨(冰粒)天气的中层暖层,而中层有暖层存在是形成冻雨(冰粒)的关键要素。因此,冻雨(冰粒)的识别需要其他能反映中层暖层的判据来补充,现有的特性层观测数据不足以支撑冻雨(冰粒)天气的识别。

3 结论和讨论

通过对连续 5 个冬季降水相态相关观测数据的分析和比较,本文推荐一套适合中国东部的冬季降水相态识别判据(见表 4)。可以看出,这组判据中的雨雪区分阈值与西欧的略有不同。该组判据对雨和雪的识别可用性较好,TS 评分分别达到 0.91 和 0.73;雨夹雪的识别判据在容忍性识别的情况下,

TS 评分也达到 0.57,空报率和漏报率均不高,也有较好的可用性;这些判据对我国东部地区的业务预报和相应的数值模式产品后处理均有较好的指导意义。冻雨(冰粒)的识别判据不理想,TS 评分只能达到 0.25,空报率达到 0.70~0.80,业务可用性较差,主要是由于本文选择的识别判据均无法正确描述中

层暖层的存在。

针对如何改进雨夹雪以及冻雨(冰粒)的识别率问题,以下作简要讨论。将上述 4 种降水相态的温度层结数据分别进行插值(除特性层之外,以 50 hPa 为间隔),然后进行平均(剔除极端值之后),得到各降水相态的平均温度廓线(见图 5,其中纵坐标

表 4 中国东部冬季降水相态的识别判据(推荐)

Table 4 Criteria for winter precipitation type discrimination in eastern China (recommended)

降水相态	判据名	判据设定条件
雨	厚度判据	$H_{850-1000} \geq 129 \text{ dagpm}$
雪	混合判据	$H_{700-850} \leq 154 \text{ dagpm}, T_{925} \leq -2^\circ\text{C}, T_{1000} \leq 0^\circ\text{C}$
雨夹雪	混合判据	$160 \text{ dagpm} > H_{700-850} \geq 152 \text{ dagpm}, 127 \text{ dagpm} \leq H_{850-1000} \leq 128 \text{ dagpm}, T_{925} \leq -2^\circ\text{C}, T_{1000} \leq 0^\circ\text{C}$
冻雨(冰粒)	混合判据	$159 \text{ dagpm} > H_{700-850} > 154 \text{ dagpm}, H_{850-1000} \leq 129 \text{ dagpm}, T_{1000} \leq 0^\circ\text{C}$

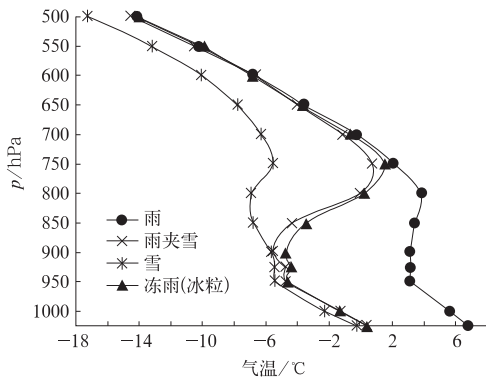


图 5 不同降水相态的平均温度廓线图
Fig. 5 Average temperature profiles for different precipitation types

最低一层表示地面)。

从温度平均廓线(图 5)看,雨和雪的区别性较好。雪和雨夹雪在低层的大气冷暖状态较相似,区别主要是雨夹雪在中层相对较暖接近降雨,使得雪花在中层有部分融化(或升温),降落到地面时,在近地层继续融化,以雨夹雪的形态出现。目前在业务预报中,在区分雨夹雪或雪时,比较关注地面或低层气温,但事实上,中层气层的冷暖也是区分这两种降水相态的关键。

冻雨(冰粒)的识别判据问题就更复杂一些。前文进行判据设定时,主要是基于“冰晶层—暖层—冷层”的概念模式,因此,寻找能表征中层暖层的识别判据将是今后的重要工作(在中国东部,这一暖层主要处在 700~850 hPa)。但是,即使完成了这一重要工作,冻雨(冰粒)的识别也不会完全解决,因为“冰晶层—暖层—冷层”这一概念模型本身并不完美。很多观测和分析表明^[23-27],有相当比例的冻雨天气过程不存在中层暖层(江西地区的比例达到 10%以上^[24],本研究工作的样本中,比例只有 2%~

3%)。吴兑^[28]甚至指出,暖层存在与否不是下冻雨的必要条件,只要有过冷云降水(降水云气层温度在 0~-15 °C 之间),地面气温又在 0 °C 附近,就可以下冻雨。Zerr^[29]和 Bernstein^[30]通过对冻雨的研究也发现,有 20%~30%的冻雨天气没有暖层存在,是否下冻雨与降水云的微物理结构、水汽及冰晶饱和度有关。曾明剑等^[31]、赵珊珊等^[32]和 Robins 等^[33]的研究还表明:地形和气候特点也是造成冻雨天气的重要原因。这些种种因素导致仅仅用温度廓线来寻求识别判据的努力很难取得满意结果。

此外,形成冻雨和冰粒的云物理结构和大气层结廓线也有很大不同^[29,34],本文试图将两者的识别判据等同,也是识别判据不理想的原因之一。北美地区识别的基本思路是^[18-19]:中层暖层中的液态降水落到低层冷层中,若冷层较厚(或气层更冷),则水滴在空中冻结为冰粒;若冷层较薄(或气层较暖),则水滴不在空中冻结,落地后冻结,为冻雨。但是这一判断思路在中国东部似乎是不适合的。图 6 是冻雨样本(27 个)和冰粒样本(41 个)的平均温度廓线(插值和平均处理方法同图 5)。从图 6 可以看出,冻雨天气时,低层冷层的空气厚度略大于冰粒,而冷层的强度则明显强于冰粒(冻雨冷层的平均最低气温达到 -6 °C 左右,而冰粒冷层的平均最低气温在 -4 °C 附近),这与北美的基本概念是不相符的。冷层强度更强反而不冻结(对应图 6 中的冻雨天气)可能与中层暖层的强度有关,即下冻雨时,从暖层落入冷层的液态水滴气温较高,不易在冷层中冻结。

鉴于冻雨(冰粒)天气的复杂形成原因,冻雨(冰粒)天气的识别判据还需要做更多深入细致的工作。对于冻雨(冰粒)天气发生较多的地区而言,天气形势研判和单站预报经验的配合可能仍是目前较有效

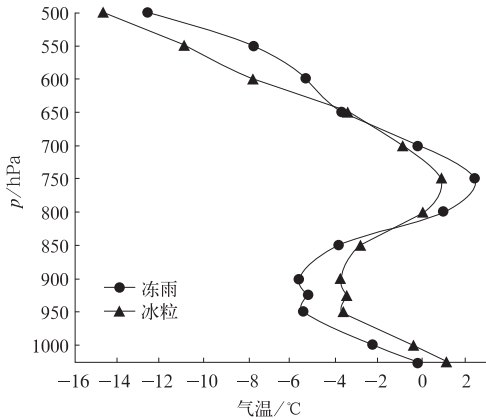


图 6 冻雨和冰粒的平均温度廓线图
Fig. 6 Average temperature profiles
for freezing rain and ice pellet

的途径^[23-24,34]。当然,从发展趋势看,随着业务数值模式分辨率的提高和物理过程的细化(尤其是微物理过程),模式直接输出降水相态作为业务参考才是最终的解决之道。

参考文献

- [1] 马宗晋. 2008 年华南雪雨冰冻巨灾的反思[J]. 自然灾害学报, 2009, 18(2): 1-3.
- [2] 胡爱军. 论气象灾害综合风险防范模式——2008 年中国南方低温雨雪冰冻灾害的反思[J]. 地理科学进展, 2010, 29(2): 159-165.
- [3] 曾明剑, 陆维松, 梁信忠, 等. 2008 年初中国南方持续性冰冻雨雪灾害形成的温度场结构分析[J]. 气象学报, 2008, 66(6): 1043-1052.
- [4] 赵思雄, 孙建华, 陈红, 等. 北京“12.7”降雪过程的分析研究[J]. 气候与环境研究, 2002, 7(1): 7-21.
- [5] 孙继松, 梁丰, 陈敏, 等. 北京地区一次小雪天气过程造成路面交通严重受阻的成因分析[J]. 大气科学, 2003, 27(6): 1057-1066.
- [6] 蒋建莹, 史历, 倪允琪. 一次“高影响天气”的弱降雪过程的数值研究[J]. 应用气象学报, 2005, 16(2): 231-237.
- [7] 许爱华, 乔林, 詹丰兴, 等. 2005 年 3 月一次寒潮天气过程的诊断分析[J]. 气象, 2006, 32(3): 49-55.
- [8] 郑娟, 许爱华, 许彬. 2008 年江西省冻雨和暴雪过程对比分析[J]. 气象与减灾研究, 2008, 31(2): 29-35.
- [9] 李江波, 李根娥, 裴雨杰, 等. 一次春季强寒潮的降水相态变化分析[J]. 气象, 2009, 35(7): 87-94.
- [10] 梁红, 马福全, 李大为, 等. “2009.2”沈阳暴雪天气诊断与预报误差分析[J]. 气象与环境学报, 2010, 26(4): 22-27.
- [11] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理和方法[M]. 北京: 气象出版社, 1992.
- [12] 郑劲光, 徐星生, 郭建华, 等. 江西抚州 2008 年低温雨雪冰冻天气过程成因分析[J]. 气象与减灾研究, 2008, 31(2): 58-61.
- [13] 郑劲光, 吴琼, 刘照明. 江西省冻雨气候概况和环流特征[J]. 气象与减灾研究, 2009, 32(4): 45-49.
- [14] 赵培娟, 邵宇翔, 李周, 等. 冻雨形成的天气条件分析[J]. 气象与环境科学, 2008, 31(4): 36-39.
- [15] Bourguoin P. A method to determine precipitation types[J]. Weather and Forecasting, 2000, 15(5): 583-592.
- [16] Lowndes C A S, Beyon A, Hawson C L. An assessment of some snow predictors[J]. Meteorol Mag, 1974, 103: 341-358.
- [17] Source Book to the Forecasters' Reference Book[M]. Berkshire: Meteorological Office, 1997.
- [18] Heppner P O G. Snow versus rain: Looking beyond the “Magic number”[J]. Weather and Forecasting, 1992, 7(4): 683-691.
- [19] Czys R R, Scott R W, Tang K C, et al. A physically based, nondimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and ice pellets[J]. Weather and Forecasting, 1996, 11(4): 591-598.
- [20] 潘晓华, 翟盘茂. 气温极值端的选取与分析[J]. 气象, 2002, 28(10): 28-31.
- [21] 杨贵名, 宗志平, 马学款. “方框-端须图”及其应用示例[J]. 气象, 2005, 31(3): 53-55.
- [22] 李延香. LAFS 数值降水预报产品评价[J]. 应用气象学报, 1995, 6(3): 281-288.
- [23] 陈天锡, 陈贵发, 穆晓涛. 驻马店地区冻雨天气特征的分析预报[J]. 气象, 1993, 19(2): 35-38.
- [24] 王华军, 刘照明, 吴琼, 等. 基于探空资料的江西典型冻雨天气过程垂直结构分析[J]. 气象与减灾研究, 2010, 32(1): 40-45.
- [25] 杜小玲, 彭芳, 武文辉. 贵州冻雨频发地带分布特征及成因分析[J]. 气象, 2010, 36(5): 92-97.
- [26] 马中元, 刘照明, 吴琼, 等. 江西强冻雨天气形成特征分析[J]. 气象, 2011, 37(1): 66-74.
- [27] 马晓刚, 曲晓波, 李月安, 等. 冻雨落区基本概念模型的研究与建立[J]. 气象, 2010, 36(9): 68-73.
- [28] 吴兑. 关于冻雨和雨淞、雾淞之我见[J]. 广东气象, 2008, 30(1): 12-14.
- [29] Zerr R J. Freezing rain: An observational and theoretical study[J]. Journal of Applied Meteorology, 1997, 36(12): 1647-1661.
- [30] Bernstein B C. Regional and local influences on freezing drizzle, freezing rain, and ice pellet events[J]. Weather and Forecasting, 2000, 15(5): 485-508.
- [31] 曾明剑, 陆维松, 梁信忠, 等. 地形对 2008 年初中国南方持续性冰冻灾害分布影响的数值模拟[J]. 高原气象, 2009, 28(6): 1376-1386.
- [32] 赵珊珊, 高歌, 张强, 等. 中国冰冻天气的气候特征[J]. 气象, 2010, 36(3): 34-38.
- [33] Robbins C C, Jr Cortinas J V. Local and synoptic environments associated with freezing rain in the contiguous united states[J]. Weather and Forecasting, 2002, 17(1): 47-65.
- [34] Huffman G J. The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation[J]. Monthly Weather Review, 1988, 116(11): 2172-2182.