陈双,谌芸,何立富,等,2019.我国中东部平原地区临界气温条件下降水相态判别分析[J].气象,45(8):1037-1051. Chen S, Chen Y, He L F, et al, 2019. Discrimination analysis of snow and rain occurring under critical temperature conditions in central and eastern China[J]. Meteor Mon, 45(8):1037-1051(in Chinese).

我国中东部平原地区临界气温条件下降水相态判别分析*

陈 双 谌 芸 何立富 郭云谦

国家气象中心,北京 100081

提 要: 基于2001—2013年地面观测和探空资料,对地面气温位于0～2℃(以下称临界气温)我国降雪的时空分布及其与降雨的垂直热力特征进行了研究,引入了决策树判别方法对上述条件下雪和雨进行了判别分析,结果表明:临界气温下降雪出现频率总体高于降雨、雨夹雪出现频率,且在我国华北南部至江南北部的中东部地区分布较多,年均可达7.69～15.38站次;临界气温下,降水相态为雨或雪对应的平均温度廓线最大差异位于650 hPa附近,且地面气温较低时,平均温度差异更明显,平均湿度廓线差异则主要位于低层,且在地面气温较高时,平均湿度差异更明显;临界气温下,降水相态为雨时,地面上空存在暖层样本占比,较降水相态为雪时更高,且降雨时暖层主要位于中层,降雪时暖层则主要位于低层,降雨时其暖层强度显著大于降雪时暖层强度;在临界气温下雨雪判别分析中,地面气温能显著提升判别准确率,湿球温度能在一定程度上提升判别准确率,基于云顶温度、中层融化参数、低层湿球温度构建的决策树判别模型,判别准确率达到91.86%,能较好地解决临界气温下雨和雪的判别问题。

关键词: 临界气温,雪,雨,暖层,融化参数,湿球温度,决策树

中图分类号: P456 **文献标志码:** A **DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.08.001

Discrimination Analysis of Snow and Rain Occurring Under Critical Temperature Conditions in Central and Eastern China

CHEN Shuang CHEN Yun HE Lifu GUO Yunqian

National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: Based on surface observation and sounding data from 2001 to 2013, the spatial and temporal distribution of snowfall occurring at surface air temperature of 0—2℃ (hereinafter referred to as critical surface temperature condition) in China is analyzed, and comparative analysis of vertical thermal characteristics is made between snow and rain under the above condition, then a decision tree discriminant method is introduced to discriminate snow from rain. The results show that the frequency of snow under the critical surface air temperature conditions is generally higher than that of rain and sleet, and it mainly distributes in the central and eastern regions between southern North China and northern Jiangnan Area, with an average annual number of 7.69—15.38 stations. Combined soundings of snow and rain show maximum temperature difference around 650 hPa, more obvious when $T_{2\,m}$ (surface air temperature) is lower. Maximum humidity difference lies around the surface, more obvious when $T_{2\,m}$ is higher. A melting layer above the surface exists more frequently in rain than in snow. The melting layer of rain is mainly located in the

* 国家重点研发计划(2018YFF0300104)和国家气象中心预报员专项(Y201501)共同资助

2018年9月28日收稿; 2019年1月30日收修定稿

第一作者:陈双,主要从事短期天气预报和分析工作. Email:chenshuang@cma.gov.cn

middle layer, while that of snow is mainly near 1000 hPa. Discriminative accuracies of different decision tree discriminant models constructed from different factors vary differently. T_{2m} is especially important, and wet-bulb temperature can improve the discriminative accuracy in the process of discrimination. The accuracy of the decision tree discriminant model constructed from cloud top temperature, middle-level melting parameter and low-level wet-bulb temperature is the highest among all models, with a discriminant accuracy rate of 91.86%.

Key words: critical surface temperature condition, snow, rain, warm layer, melting parameter, wet-bulb temperature, decision tree

引 言

冬季降水预报由于涉及相态变化,尤为复杂。同样量级降水,不同的降水相态,会给人们的生产生活带来完全不同的影响(隋玉秀等,2015)。因此,冬季降水相态预报成为预报和研究人员广为关注的关键问题之一。

降雪是我国分布最为广泛的固态降水形态,尤为受到预报和研究人员的关注。近年来,关于降雪,前人从不同方面开展了大量研究工作,主要包括降雪气候分布及其变化趋势的相关研究,如段长春等(2011)、刘玉莲等(2012)、齐非非和范昊明(2015)从降雪发生的地理位置出发,分别对不同地理区域范围内降雪的气候分布及其变化特征进行了分析和研究。降雪发生发展天气学机制的研究,如王东海等(2013)对一次秋季温带气旋的雨雪天气过程进行了分析,陈雷等(2012)、郑丽娜等(2016)分别对上海和山东半岛回流降雪的大尺度环流特征进行了分析;杨成芳等(2015a;2015b)对一次切变线暴雪的天气学特征及一次入海气旋局地暴雪的结构演变及成因进行了探讨分析。雨雪相态判别分析的研究,如许爱华等(2006)指出925 hPa以下层次大气温度是南方降水相态的关键,925 hPa气温≤-2℃则可作为固态降水(雪)的预报判据;漆梁波(2012)基于中国东部5个冬季地面降水观测和高空探测资料得到了一组中国东部地区冬季降水相态推荐识别判据;张琳娜等(2013)利用与雨雪转换关系密切的6个物理量得到了北京冬季降水相态的客观指标;董全等(2013)利用线性回归法和人工神经网络法构建了雨、雨夹雪和雪等3种降水相态的判别模型。

前人的研究丰富了我们对于降雪发生发展的认识和理解。在实际预报和研究过程中,雨雪相态把握的难点往往发生在雨雪天气转换时,如郭巧红(2016)提到存在相态转换的雨雪天气过程,雨转雪的时间节点和雨雪分界线,往往成为雪量和积雪深度预报的关键点和难点;王清川等(2011)在针对河北廊坊的降雪过程分析中也提到,当秋末初冬有连续降水天气发生时,后期的天气是否转雪以及如何确定雨、雪天气的转折点始终是预报的难点。事实上,由于雨雪相态转换阶段,850和925 hPa温度对于雨、雪、雨夹雪的识别没有明显指示性(杨成芳等,2013),地面气温往往在0℃附近,有时甚至还会出现地面气温在0℃以上却发生降雪的情况(董全等,2013;郭巧红,2016),常常给预报人员准确把握雨雪相态带来较大挑战,而这类天气对基础设施和交通的影响也不容小视(孙继松等,2003; Frick and Wernli,2012)。

地面气温位于0℃附近的雨雪相态,由于涉及到融化、再冻结、碰并等一系列复杂的物理过程(Stewart et al, 2015),其分析尤为复杂,是冬季降水预报最难把握的预报问题(Ralph et al, 2005)。以往研究表明,造成降水相态不同的关键在于云中的成雪机制以及雪花下落过程中发生的变化(廖晓农等,2013),这取决于大气的垂直热力结构、垂直运动、云层特征及冰晶凝结核的垂直分布等多个因素(Czys et al,1996)。从高层来看,降雪能否产生,主要在于云中是否有足够的冰晶或雪花粒子,及上述粒子的形态大小等,这又涉及冰晶的凝华增长、碰并增长等一系列复杂的物理过程,冰晶的凝华增长率取决于环境的水汽压、温度以及冰晶本身的形状等多个因素,其中,云中温度是控制冰晶粒子基本形态的主要因子,云中过饱和度则在一定程度上影响冰晶粒子形状的复杂程度(黄美元和徐华英,1999)。当冰晶、雪花等固态降水粒子形成并开始降落后,云层下部是否存在暖层、暖层强弱及粒子形态大小等,都会影响冰晶或雪花的融化程度,进而影响到达地面的降水相态。高洋等(2011)研究发现,700 hPa附近温度达到4℃以上有利于高层雪和冰晶下落到

暖层后融化成雨滴,Roberts and Stewart(2008)将>0℃且>100 m 的大气层定义为暖层,Bourgouin(2000)定义环境融化参数为温度高于 0℃的温度曲线与 0℃等温线的面积积分,综合考虑了暖层厚度及平均温度,给出了暖层的定量描述并进行了统计分析,发现融化参数至少要大于 2.0 J·kg^{-1}时,才能引起从固态降水到液态降水的转变,Stewart et al(2015)计算了不同温度条件下完全融化不同形态和大小固态降水粒子所需暖层的厚度。除温度外,相对湿度由于能影响降水粒子融化蒸发等过程,也会影响到达地面的降水相态(Kain et al,2000;Stewart et al,2015)。当低层大气未饱和时,由于降水粒子的蒸发吸热作用会引起周围环境温度的降低,从而需要更高的环境温度来完全融化固态降水粒子(Stewart,1992,Stewart et al,2015)。另外,降水粒子之间的碰撞作用由于能影响粒子的大小,也会影响到达地面的降水相态。研究表明,当环境气温位于 0℃附近时,依赖于含水比例的不一致,降水粒子的下降速度在 0.5～3.5 m·s^{-1}变化(Yuter et al,2006),由于粒子下降速度的这种差异,会造成降水粒子在通过融化和再凝结层时发生碰撞,往往形成大的雪片,从而使得需要更高的温度或者说更多的能量来完全融化降水粒子(Stewart et al,2015)。由此可见,当高层有利于形成足够大的冰晶或雪花粒子,而中低层融化层又不足以将其完全融化时,地面气温位于 0℃及其以上仍有可能发生降雪。

本文基于 2001—2013 年 11 月至次年 3 月我国国家基本站降雪站次的初步统计分析(图 1)发现:当 13.02%的降雪天气发生时,其地面气温位于 0℃及其以上,其中 0～2℃(临界气温)时发生降雪样本又占到了 95.6%以上,这表明临界气温下降雪天气在我国时有发生。临界气温下雨雪相态的把握准确与否,在一定程度上决定着雨雪转换时间、雨雪分界线的预报准确与否,进而直接影响到后期的预报服务效果。但一直以来,国内方面专注于上述问题的研究较少。以往开展的研究,也大多是将不同地面气温下的降雪个例作为一个整体样本进行分析,难以突出临界气温下降雪的热力特征,其得出的阈值是否具有同样的判别效率也有待进一步分析。为此,本文重点关注了地面气温位于 0～2℃的降雪,分析了其时空分布,并对比分析了其与地面气温同样位于 0～2℃降雨的垂直热力特征,以期了解临界气温下雨雪天气的热力特征差异,为相态预报提供技术支持。

1　资料和方法

1.1　资料

(1) 2001—2013 年 11 月至次年 3 月我国探空站逐 3 h 的地面观测资料,主要用于对临界气温下降雪时空分布特征的分析,统计时若某时次观测到降雪则记为一个站次,共计 5590 站次;

(2) 上述时段范围内 08 和 20 时的探空资料,主要用于对临界气温条件下雪、雨天气发生时热力特征的分析及判别模型的构建。

1.2　探空资料的处理和云顶确定方法

利用探空资料进行分析时,剔除了资料中部分垂直层次较少的探空资料,将每个探空数据分别插值到相同等压面上(1000～200 hPa,除特性层外,以 50 hPa 为间隔),再进行探空的合成分析(平均处理)及各种物理量的计算。

在雨雪形成过程中,云层特征及云顶高度等对于冰晶或雪花粒子的形成及垂直分布十分重要,进而直接影响到地面的降水相态。在以往的研究中,判断云顶高度常用的方法有,温度露点差法、相对湿度阈值法或者两者的结合(Rauber et al,2000;周毓荃和欧建军,2010;漆梁波和张瑛,2012)。周毓荃和欧建军(2010)基于 L 波段探空数据,利用相对湿度阈值法,选取 84%作为阈值,对云的垂直结构进行了分析,通过多个个例与 CloudSat 云雷达实测云垂直结构的对比,发现较为合适。本文在确定云顶时主要参考此法。

1.3　湿球温度的计算

尽管相对湿度在降水相态判别分析中引起了研究人员的关注并得到了应用(漆梁波,2012;张琳娜等,2013),但从湿球温度出发进行分析还比较少。事实上,由于蒸发作用,降水粒子的温度往往更接近于湿球温度,而不是环境气温。因此,利用湿球温度进行雨雪相态的判别更为合理(Sims and Liu,2015)。本文也尝试利用湿球温度对临界温度条件下雨雪的热力特征进行分析。文中湿球温度的计算,主要参考王海军(2011)的工作,采用逼近法求解。

该方法以水汽压作为中间纽带来推算湿球温度,主要原理如下:

使用干湿球温度表时，水汽压计算公式为

$$e_1 = E_{tw} - Ap(t - t_w) \tag{1}$$

式中，e_1 为水汽压(单位：hPa)，E_{tw} 为湿球温度 t_w 对应的纯水平液面饱和水汽压，p 为本站气压(单位：hPa)；t 为干球温度，t_w 为湿球温度，A 为干湿表系数，文中取 0.584，考虑为通风状况下的湿球结冰。

$$e_2 = E_w \tag{2}$$

式中，E_w 为露点温度 t_d 所对应的饱和水汽压(单位：hPa)，$t_d \leqslant 0$℃时计算的为纯水平冰面饱和水汽压，$t_d > 0$℃时计算的为纯水平液面饱和水汽压，关于饱和水汽压的计算参考地面气象观测规范(中国气象局，2003)。

当 $e_1 = e_2$，即

$$E_{tw} - Ap(t - t_w) = E_w \tag{3}$$

由式(3)可以求出湿球温度。但在实际计算中，由于 E_w 和 t_w 的关系比较复杂，所以很难利用式(3)直接求解出 t_w，所以采用逼近法求解，设

$$\Delta = \min \mid E_{tw} - Ap(t - t_w) - E_w \mid \tag{4}$$

选取合适的 t_w 使得式(4)最小，此时的湿球温度即为所求。

2 临界气温条件下降雪的统计特征

基于国家基本站 2001—2013 年冬半年(11 月至次年 3 月)逐 3 h 的地面观测资料，统计分析了降雪随地面气温分布的累计概率密度分布(图 1)，结果表明：当地面气温位于 −4～2℃时，随地面气温升高，降雪近乎呈线性减少，但在总降雪样本中，仍有 13.02%的降雪天气发生时，其地面气温位于 0℃及其以上。

2.1 空间分布

考虑到不同区域的气候差异，本文基于我国 122 个探空站点 2001—2013 年冬半年(11 月至次年 3 月)逐 3 h 的地面观测资料，对临界气温下降雪站次进行了统计分析，其空间分布特征如图 2 所示。由图可知，研究统计时段内，我国临界气温下降雪站次大值区间基本位于 100～200 站次，即年均出现 7.69～15.38 站次，其中大于 100 站次的区域，主要集中分布在华北南部、黄淮、江淮、江汉及江南北部一带(图中方框所示区域)，该区域内最大值位于河南的郑州站，为 219 站次，年均达 16.85 站次。另外，新疆西北部也有部分站点大于 100 站次，其中新疆伊宁站为我国临界地面气温条件下降雪站次最多的站点，达 334 站次，年平均达 25.69 站次。

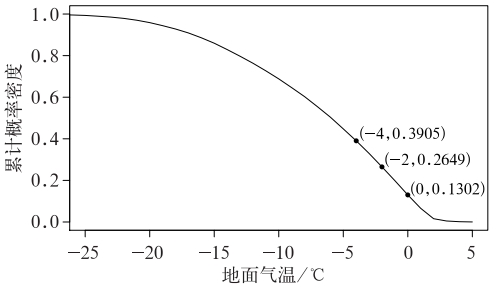


图 1 降雪随地面气温累计概率密度分布

Fig. 1 Accumulated probability density distribution of snowfall with surface air temperature

进一步细化不同地面气温下降雪的站次分布可知，总体来看，随地面气温的升高，降雪站次减少，但在华北南部、黄淮、江淮、江汉及江南北部一带，地面气温等于 0 和 1℃时其降雪站次差异不大，基本位于 50～75 站次，地面气温等于 2℃时，出现降雪的站次迅速减少，仅出现 10～25 站次，且主要集中在华北南部、黄淮、江淮、江汉及江南东北部一带。另外值得注意的是，在江南东北部的安庆、南京及杭州等站，其地面气温等于 1℃出现降雪的站次甚至大于地面气温等于 0℃出现降雪的站次。

综上所述可知，华北南部、黄淮、江淮、江汉及江南北部一带，为我国临界气温下出现降雪站次最多的区域。造成上述地区出现较多站次的原因可能是其降雪水汽通道主要为西南暖湿气流，由于其相对的高温特征，容易出现 0℃甚至以上的降雪过程，如孙继松等(2003)在针对华北地区的降雪过程研究中提到，当华北降雪的水汽通道为西南暖湿气流时容易出现 0℃左右甚至会在 0℃以上发生降雪的过程。事实上，通过探空的合成分析(图略)，本文也注意到临界气温下降雪发生时，其 850 hPa 以上平均气流为西南气流。

关于临界气温下降雪天气出现的概率，Kienzle(2008)和 Dai(2008)对雨雪转换区内雨、雪和雨夹雪等天气出现的概率进行了统计。本文基于 2001—2013 年探空站点逐 3 h 的地面观测资料，统计分析了降雪站次在临界气温下雨、雪及雨夹雪三类天气总站次中出现的频率，统计时仅考虑雨、雪、雨夹雪总站次达 15 站次以上的站点，分析时重点关注临界气温条件下降雪发生高频区(图 2 方框中所示区域)，结果如图 3 所示。由图 3 可知，当临界气温下有雨雪天气发生时，我国长江及其以北的大部地区降雪发生的频率相对较高，但不同区域存在一

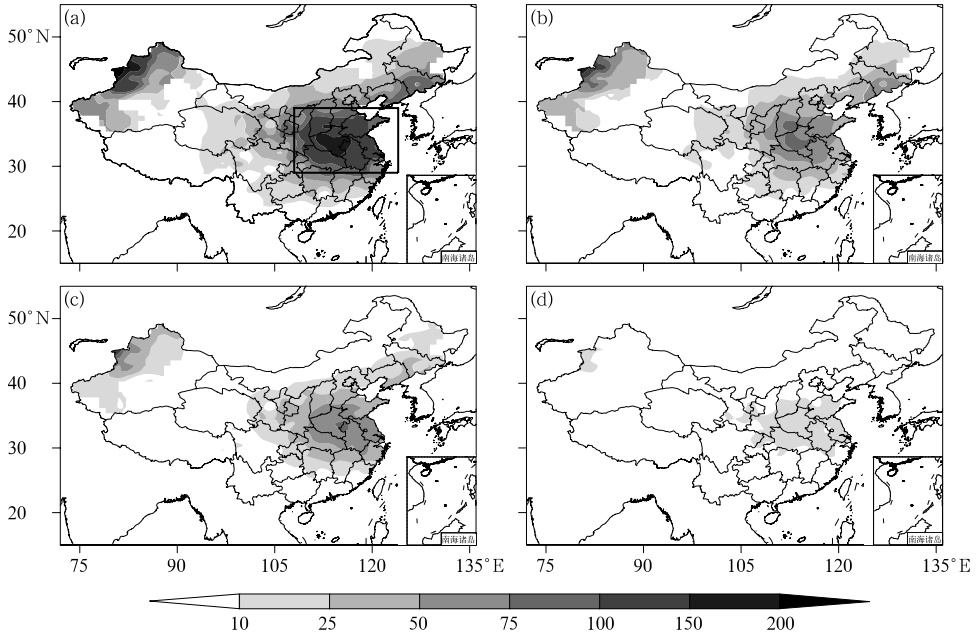


图 2　临界气温条件下降雪站次分布
(a)0℃≤$T_{2\,m}$≤2℃,(b)$T_{2\,m}$=0℃,(c)$T_{2\,m}$=1℃,(d)$T_{2\,m}$=2℃
($T_{2\,m}$为地面气温)

Fig. 2　Distribution of snow occurring under critical surface temperature condition
(a) 0℃≤$T_{2\,m}$≤2℃, (b) $T_{2\,m}$=0℃, (c) $T_{2\,m}$=1℃, (d) $T_{2\,m}$=2℃
($T_{2\,m}$: surface air temperature)

定差异,如华北中南部发生降雪的频率为 75%～90%,而黄淮、江淮东部及江南东北部等地,发生降雪的频率为 60%～75%,江汉、江淮西部等地发生降雪的频率为 50%～60%。具体来看,随着地面气温的升高,各区域出现降雪的频率迅速减小。当地面气温为 0℃且有雨雪天气发生时,华北、黄淮东部、江淮、江南东北部等地,90%以上出现降雪,而黄淮西南部、江汉东部等地出现降雪的频率为 75%～90%,湖南北部、江西北部出现降雪的频率则位于 50%以下;当地面气温为 1℃且有雨雪天气发生时,仅华北中北部地区出现 90%以上的降雪频率,而华北南部、黄淮、江淮、江南东北部等地出现降雪的频率为 75%～90%,江汉出现降雪的频率为 60%～75%,湖南北部、江西北部及浙江西南部出现降雪的频率在 50%以下,当地面气温为 2℃且有雨雪天气发生时,上述区域大部地区降雪频率基本在 50%以下,其中黄淮、江淮及江汉等地降雪频率甚至在 25%以下。

总体来看,临界气温条件下有雨雪天气发生时,除湖南北部、江西北部及浙江西南部外,降雪天气在雨雪天气中出现的频率较其他两种天气高,且一般而言,较高纬度地区出现的频率更高,另外靠近沿海地区出现频率较内陆地区出现频率较高。

2.2　时间分布

分区域选取典型站点,对临界气温下降雪站次的月分布特征进行了统计分析,结果如表 1 所示。

由表 1 可知,临界气温下,不同地区降雪站次月分布存在一定差异。具体来看,华北南部地区表现出双峰特征,即中间少两头多的分布特征,如太原站 11 和 3 月均出现比较多,而 1 月仅出现 2 个站次,邢台站 12 和 2 月出现也相对较多,1 月仅出现 9 站次,这可能与上述地区降雪季持续时间相对较长(刘玉莲等,2012),对应秋末冬初和冬末春初均为冷暖空气交汇活跃期,地面气温较隆冬高,容易在 0℃附近出现降雪的情况有关;黄淮西部地区,较为集中地分布在 12 月,如郑州站 12 月达 110 站次,南阳站达 70 站次,1、2 月则分布较为均匀;黄淮东部地区,较均匀地分布在 12、1 和 2 月,11 和 3 月相对较少;江汉及江淮江南东北部其最大值主要分布 1 月,2 月其次,3 月显著减少。总体来看,随着纬度的南移,临界气温下出现降雪站次较多的月份也逐步推迟。

另外,从日分布特征看(表略),临界气温下,降雪站次全天分布相对比较均匀,基本无明显日变化特征。

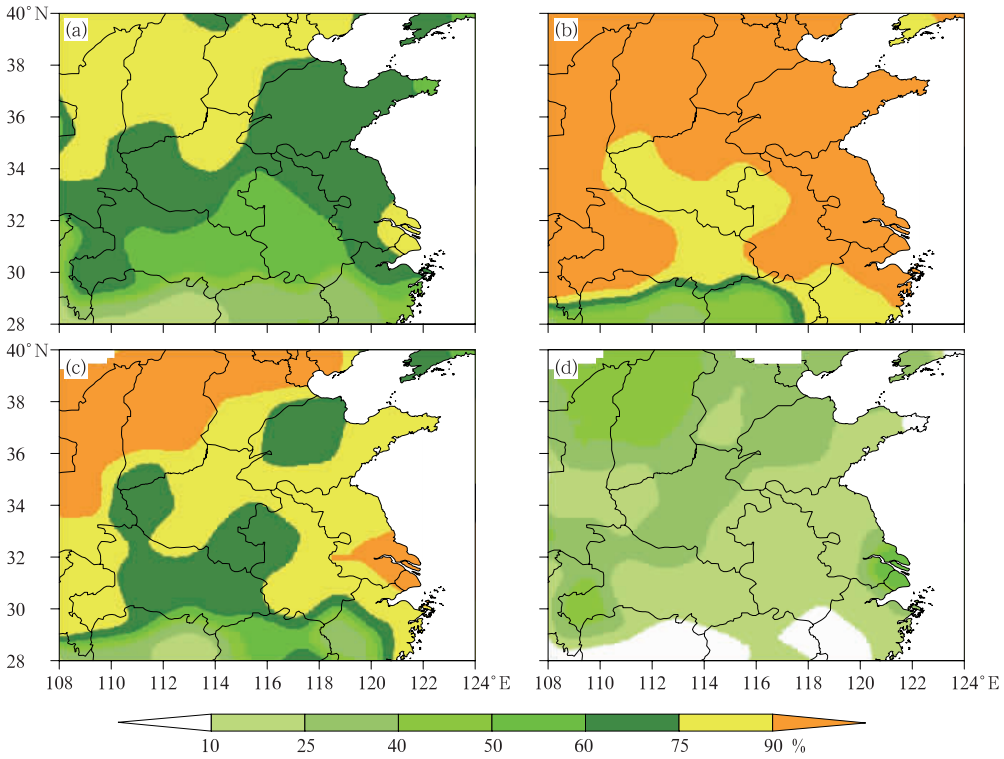


图 3 同图 2,但为降雪频率

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for frequency of snow

表 1 临界气温条件下($0℃ \leqslant T_{2\,m} \leqslant 2℃$)降雪站次月分布表

Table 1 Monthly distribution characteristics of snow occurring under critical surface air temperature condition ($0℃ \leqslant T_{2\,m} \leqslant 2℃$)

月份	华北南部		黄淮西部			黄淮东部			江汉地区		江淮江南东北部		
	53772 太原	53798 邢台	57083 郑州	57067 卢氏	57178 南阳	54823 济南	58027 徐州	58203 阜阳	57461 宜昌	57494 武汉	58238 南京	58424 安庆	58457 杭州
11	23	14	18	16	14	18	7	6	2	5	10	4	3
12	19	41	110	74	70	28	42	39	26	28	19	12	19
1	2	9	39	28	58	23	42	65	33	57	57	72	80
2	26	25	30	29	36	27	44	36	32	40	47	38	48
3	26	16	22	18	15	17	16	17	7	4	7	6	6

3 临界气温条件下雨、雪的垂直热力特征分析

3.1 平均温湿廓线特征

基于前述重点关注区域内站点(具体站点如表 1,剔除了海拔较高的太原站)的探空资料,分别对临界气温条件下降水相态为雪和雨对应时次的探空进行了合成分析。地面气温等于 0℃时,降雨样本 10 个,降雪样本 123 个;地面气温等于 1℃时,降雨样本 42 个,降雪样本 120 个;地面气温等于 2℃时,降雨样本 121 个,降雪样本 27 个,结果如图 4 所示。

总体来看,临界气温条件下雨、雪温度层结均表现出 1000～900 hPa 垂直温度递减率相对较大,900～700 hPa 垂直温度递减率较小,700 hPa 以上垂直温度递减率迅速增大的分布特征。如临界气温下降水相态为雨和雪时,其平均温度从 1000～900 hPa 分别下降了 2.8 和 3.81℃,而从 900～700 hPa 气温却分别只下降了 0.43 和 1.48℃。对于中层垂直温度递减率较小的原因,徐辉和宗志平(2014)认为,这主要是由于一系列的复杂相态变化后最终所形成的热量平衡所致。

从二者温度差异的垂直分布来看，温度差异比较明显处主要位于 650 hPa 以下的中层，且温度差最大值随地面气温的升高而减小，如地面气温等于 0℃时，二者 650 hPa 以下温差最大值出现 800 hPa，达 4.36℃，而当地面气温升至 2℃时，650 hPa 以下温差最大值出现700 hPa，为 2.65℃，也即表明，当地面气温较低时，雨、雪天气中层温度的差异更为明显，且降水相态为雪时，低于 0℃更明显，这主要由于地面气温较低时，降雨其中层伴有逆温结构，而降雪则近乎为中性层结(图 4)所致。从二者湿度差异的垂直分布来看，地面气温等于 0 和 1℃时，二者低层都接近饱和，差异不大，而当地面气温等于 2℃时，降雪的850 hPa 以下温度露点差则显著大于降雨发生时的温度露点差，如以 1000 hPa 温度露点差为例，降水相态为雪时为 4.15℃，而降水相态为雨时上述值为 1.59℃，二者相差达 2.56℃，也即表明，地面气温较高时，降雪时低层相对湿度显著小于降雨时低层相对湿度，往往对应较干的低层大气环境。

从云顶特征(表 2)来看，降雪发生时，其云顶高度平均位于 600 hPa 左右，云顶温度接近于－10℃；降雨发生时，其云顶高度位于 700～650 hPa，云顶温度则基本位于－5℃以上。由此可见，降雪其云顶温度显著低于降雨发生时其云顶温度，其接近于－10℃ 的云顶温度更有利于冰晶粒子的形成。

－10℃层高度是区分云中是否有显著冰晶粒子的重要阈值(漆梁波，2012)，－5℃层所在高度的变化在一定程度上也与降水相态有关(张琳娜等，2013)，故本文对雪、雨天气发生时二者所在高度也

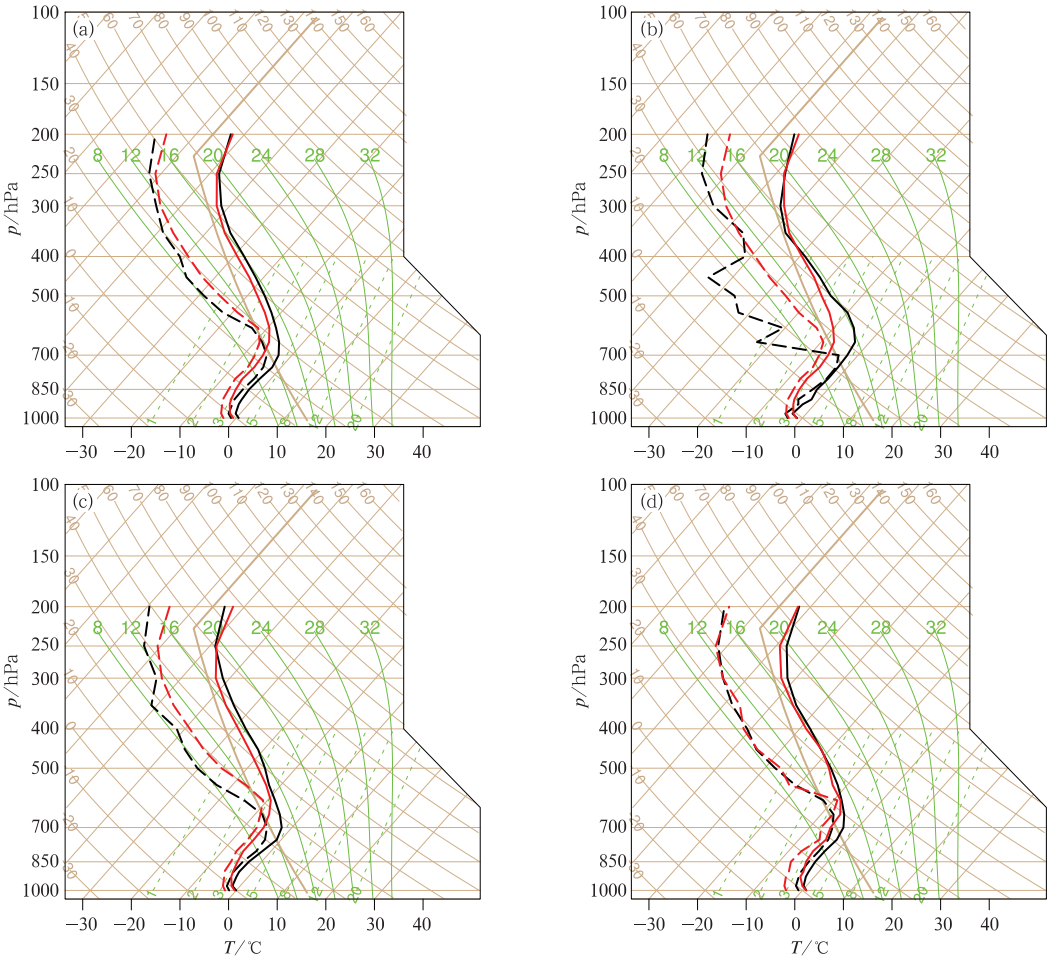


图 4　临界气温条件下雨、雪天气探空合成图

(a)0℃≤$T_{2\,m}$≤2℃，(b)$T_{2\,m}$＝0℃，(c)$T_{2\,m}$＝1℃，(d)$T_{2\,m}$＝2℃

(黑线：降雨，红线：降雪，实线：温度曲线，虚线：露点温度曲线)

Fig. 4　Combined soundings for snow and rain occurring under critical surface air temperature conditions

(a) 0℃≤$T_{2\,m}$≤2℃, (b) $T_{2\,m}$＝0℃, (c) $T_{2\,m}$＝1℃, (d) $T_{2\,m}$＝2℃

(black line: rain, red line: snow, solid line: temperature, dotted line: dew point temperature)

表 2 临界气温条件下雨、雪发生时云层特征及典型温度层高度对比表

Table 2 Characteristics of cloud and typical temperature layers at −10℃ and −5℃ for snow and rain occurring under critical surface air temperature condition (0℃≤$T_{2\,m}$≤2℃)

地面气温	云顶高度(雪/雨)/hPa	云顶温度(雪/雨)/℃	−10℃高度(雪/雨)/hPa	−5℃高度(雪/雨)/hPa
0℃≤$T_{2\,m}$≤2℃	600/700	−9.59/−2.75	600/600	850/650
$T_{2\,m}$=0℃	600/700	−10.09/−2.22	600/550	900/600
$T_{2\,m}$=1℃	600/750	−9.31/−0.89	600/600	850/650
$T_{2\,m}$=2℃	600/650	−8.57/−5.24	600/600	800/650

进行了分析，分析时基于插值过后的探空，选取温度最接近于−10 和−5℃的层次近似作为−10 和−5℃ 层高度，结果如表 2 所示。

由表 2 可知，从−10℃所在高度来看，临界气温条件下雪、雨差异不大，基本位于 600～500 hPa，其中地面气温等于 1 和 2℃时，二者−10℃所在高度均为 600 hPa，而降雪时其云顶温度接近于−10℃，降雨时则显著小于−10℃，主要因为降雪发生时其云顶高度相对较高，故而能延伸至−10℃，而降雪时其云顶高度相对较低，不足以延伸至−10℃层；而从−5℃层所在高度来看，不同于−10℃所在高度差异较小，−5℃层高度在降雪时显著小于降雨时，降雪一般位于 900～800 hPa，而降雨则位于 650～600 hPa。

3.2 典型特征层温度对比分析

在实际预报和研究过程中，1000、925、850、700 hPa 等特征层的温度大小，常被用来进行降水相态的分析(许爱华等，2006；漆梁波，2012；许美玲等，2015)。本文也对临界气温条件下雨、雪天气发生时上述常用特征层温度分布特征进行了分析(图 5)。

由图 5 可知，低层温度分布较中层温度相对更为集中，且各个典型层次的温度分布雨、雪相交叉的区间均比较大，很难从单一层次的阈值获得较好的区分效果。进一步通过其与前人得出的阈值进行对比分析可知，尽管降雪发生时常用特征层的温度在多数情况下满足前人研究已得出的相关阈值，如漆梁波和张瑛(2012)提到的 1000 hPa 层 0℃和 850 hPa 层−3℃、许爱华等(2006)提到的 925 hPa 层−2℃等，但与此同时，由于出现了较多低于降雪温度阈值却发生降雨的样本，这给使用某一特征层温度这一单一判据对雨、雪相态进行判别，带来了较大困难。

除了直接用上述特征层的温度来对降水相态进行判别外，$\Delta\phi_{850-700}$(850～700 hPa 的位势高度差)和 $\Delta\phi_{1000-850}$(1000～850 hPa 的位势高度差)，由于能有效地表征上述层次之间的平均温度(盛裴轩等，2013)，也常常被用到降水相态的判别分析中(Cantin and Bachand，1993；漆梁波，2012；张琳娜等，2013)。本文对临界气温条件下雨和雪发生时其上述特征进行了分析(图 6)。

分析表明，从 $\Delta\phi_{1000-850}$ 来看，其对于雨、雪相态的判别区分度不大；而从 $\Delta\phi_{850-700}$ 来看，降雪时 $\Delta\phi_{850-700}$ 的 75%分位数为 153 dagpm，对应为降雨发生时其 $\Delta\phi_{850-700}$ 的 25%分位数，这表明，降雪发生时 75%的样本其 $\Delta\phi_{850-700}$ 在 153 dagpm 以下，而降雨发生时仅有 25%的样本其 $\Delta\phi_{850-700}$ 在 153 dagpm 以下，$\Delta\phi_{850-700}$=153 dagpm 具备一定的判别效果，较 $\Delta\phi_{1000-850}$ 判别效果要好。

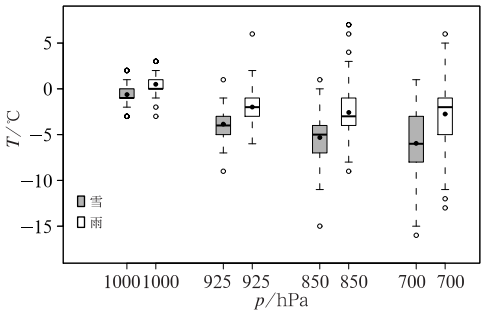


图 5 临界气温条件下雨、雪天气发生时不同高度层次温度的箱须图

[分别对应最小值、第 25%分位数、中位数、第 75%分位数、最大值，实心点：平均值，空心点：离异值(定义为超出方框之外 1.5×*IQR* 的数值，*IQR* 为四分位差；Teetor，2013)]

Fig. 5 Box-whisker of temperatures at 1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa for snow and rain occurring under critical surface temperature condition

[corresponding to the minimum, 25% quantile, median, 75% quantile, and maximum, respectively; solid dots represent the average, and hollow dots represent the divergent values (defined as the value of 1.5×*IQR* outside of the box, with the *IQR* being quartile difference, Teetor, 2013)]

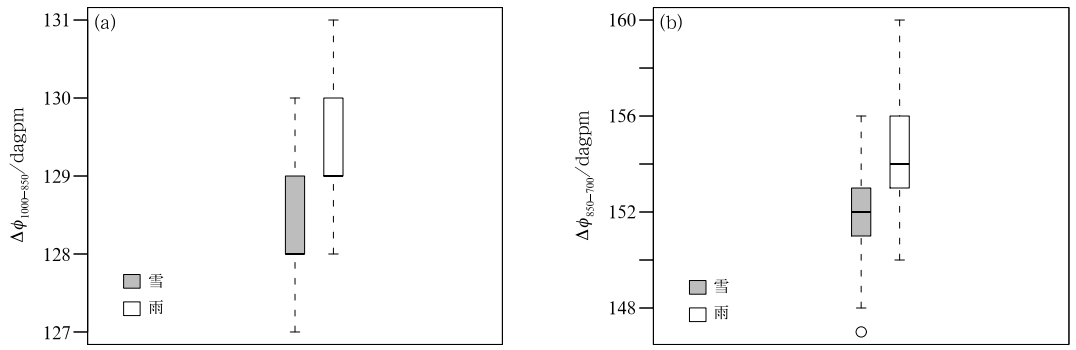


图 6　临界气温条件下雨、雪天气发生时 $\Delta\phi_{1000-850}$(a)和 $\Delta\phi_{850-700}$(b)的箱须图
(分别对应最小值、第 25%分位数、中位数、第 75%分位数、最大值)

Fig. 6　Box-whisker of $\Delta\phi_{1000-850}$(a) and $\Delta\phi_{850-700}$(b) for snow and rain occurring under critical surface temperature condition
(corresponding to the minimum, 25% quantile, median, 75% quantile, and maximum, respectively)

3.3　高层云层特征分析

在雨雪形成过程中,云顶温度对于冰晶粒子的形成十分重要,并在降水相态分析中引起了研究人员的关注(漆梁波,2012)。当云顶高度较高,云顶温度较低时,往往有利于冰晶和雪花形成,在地面气温相对较高时也可能出现固态降水(郭巧红,2016)。本文参考相对湿度阈值法(周毓荃和欧建军,2010),基于每个插值处理过后的探空数据,对临界气温下雨、雪天气云层特征进行了分析,分析时连续两个层次其相对湿度满足指定阈值条件时才被识别为云,对于多层云结构,其云顶温度取发展最高处的云顶温度,结果如图 7 所示。由图可知,临界气温条件下的降雪和降雨,其云顶温度的中分位分别为−19.1和−13.9℃,均在−10℃以下,都有利于冰晶和雪花粒子的形成;从最大值来看,降雪发生时,其云顶高度基本在 0℃以下,而降雨发生时,最大值为 6℃,也即对临界气温条件下降雪而言,基本为冷云过程,而降雨部分时次还存在暖云过程;而从最小值来看,降雨和降雪其云顶温度均可达−60℃,也即降雨和降雪其云顶温度均可以很低。从其对雨雪天气的判别效果来看,由于二者交叉区间较大,很难基于云顶温度得出有效的判别阈值。

另外,本文也对其云层特征,如单层云结构和多层云结构特征进行了分析(图略),发觉二者均以单层云结构为主,其中降雨占到了总样本的 78%以上,而降雪则占到了总样本的 87%以上,多层云结构,即播种-供给云产生降雪的机制(洪延超和周非非,2005),所占比例则相对较少。

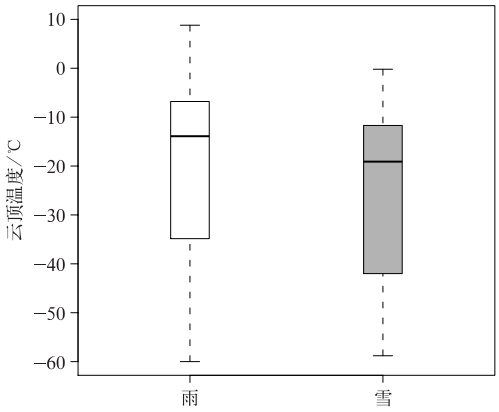


图 7　临界气温条件下雨、雪天气发生时单层云云顶高度箱须图
(图注同图 6)

Fig. 7　Box-whisker of cloud top temperature for rain and snow occurring under critical surface air temperature condition
(Drawing statement is as in Fig. 6)

3.4　中层暖层特征分析

冰晶和雪花粒子形成开始下降到达地面前,地面上空是否存在暖层及其位置、厚度与强度等,直接关系到冰晶粒子的融化程度,进而影响到达地面的降水相态。本文规定 1000 hPa 以上任一层次温度大于 0℃,则认为地面上空存在暖层,暖层出现的最高高度为暖层位置,同时参考 Bourgouin(2000)的工作,定义环境融化参数(PA)为温度高于 0℃的温度曲线与 0℃等温线的面积积分,用来描述暖层的厚度与强度,对于存在多个暖层的情况,则将各个暖层的环境融化参数累加,对临界气温条件下雨、雪的

暖层特征进行了分析。在进行上述分析时，考虑到探空资料不同时次垂直层次信息不一致，本文将原始探空资料插值到相同等压面以后再进行计算，结果如下所示。

图8为临界气温条件下雨、雪天气发生时，地面上空存在暖层个例所占比例分布。由图可知，临界气温条件下发生雨、雪天气时，降水相态为雨时，其地面上空更易存在暖层，占到了总样本的70%，其暖层位置（图略）主要集中700 hPa附近的中层，尤其当地面气温较低时，如地面气温等于0℃，暖层位置基本位于850 hPa以上，地面气温等于1℃时，暖层位置位于750～650 hPa的占到了79%，这主要由于降雨发生时其在中层更容易存在逆温结构特征；而降水相态为雪时，则仅19%的样本其地面上空存在暖层，其暖层则更多集中在1000 hPa附近，尤其当地面气温较高时，如地面气温等于2℃时，暖层位于1000 hPa附近的占到了暖层总样本的68%。从地面上空存在暖层样本所占比例随地面气温的变化来看，降雨发生时其变化不大，基本都在60%以上，其中地面气温等于2℃比例最高，为74%；而降雪发生时，则随着地面气温升高而升高，其中地面气温等于2℃时，更是占到了81%，造成地面气温等于2℃，降水相态为雪时其地面上空存在暖层样本所占比例迅速升高的主要原因是，地面气温较高时1000 hPa附近容易存在暖层，也即在探空低层容易存在暖层。

图9为临界温度条件下雨、雪天气发生时地面上空融化参数（PA）大小箱须图。由图可知，在地面上空均存在暖层的情况下，降雨发生时其融化参数显著大于降雪发生时，且90%的样本其融化参数位于2.5 J·kg^{-1}以上，也即满足Bourgouin（2000）提出的，至少要大于2 J·kg^{-1}才能造成从固态向液态

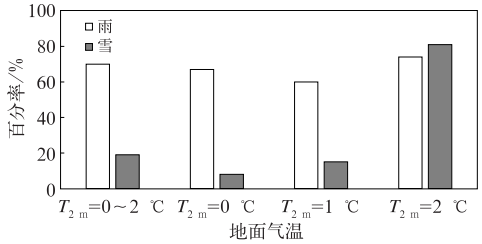


图8 临界气温条件下雨、雪天气发生时地面上空暖层分布特征图

Fig. 8 Warm layer distribution for snow and rain occurring under critical surface air temperature condition

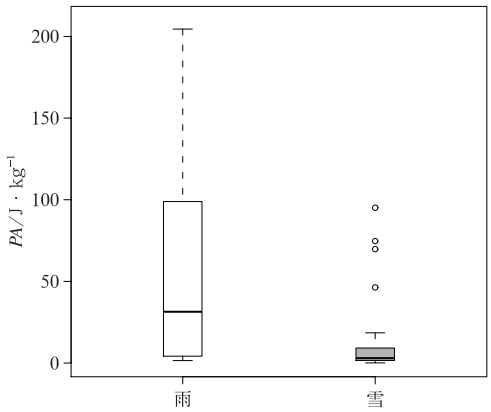


图9 临界温度条件下雨、雪天气发生时地面上空融化参数大小箱须图

（图注同图5）

Fig. 9 Box-whisker of PA above 1000 hPa for snow and rain occurring under critical surface temperature condition

(Drawing statement is as in Fig. 5)

降水转变的条件。具体的，从最小值来看，降雪时其最小值为0.1 J·kg^{-1}接近于0 J·kg^{-1}，而降雨发生时最小值为1.5 J·kg^{-1}，也即当地面上空融化参数小于1.5 J·kg^{-1}时，其地面上空的暖层一般不足以将固态粒子完全融化，故降水相态仍然为雪；从最大值（剔除离异值）来看，降雨时其最大值达200 J·kg^{-1}以上，而降雪发生时，最大值为18.9 J·kg^{-1}，也即表明，当地面上空融化参数位于20 J·kg^{-1}以上时，地面上空的暖层往往能将固态降水粒子完全融化，故其降水相态基本以雨为主。事实上，Bourgouin（2000）在研究过程中，也认为当$PA>20$ J·kg^{-1}时，则基本不考虑降雪的存在。

以上分析表明，当地面上空存在暖层，也即当地面上空存在融化机制时，更容易发生降雨。这与王亮等（2011）在一次特大暴雨（雪）天气过程的微物理模拟过程中，发现降雨中心上空存在0℃温度线，降水类型仅为降雨，而降雪中心上空温度均在0℃以下，降水类型复杂的研究结论也基本一致。另外，从暖层位置来看，降雨天气发生时，其暖层一般位于700 hPa的中层附近，而降雪发生时，其暖层则位于1000 hPa的低层大气附近，且降雨发生时其暖层强度显著大于降雪发生时其暖层强度。

3.5 低层温湿特征分析

除温度外，低层相对湿度由于能影响降水粒子融化蒸发等过程，故而也会影响到达地面的降水相

态(Stewart et al, 2015; Kain et al,2000),并引起了预报和研究人员的关注(张琳娜等,2013;尤凤春等,2013)。对临界气温条件下,雨雪天气其低层相对湿度分布特征进行了分析,结果如下所示。

图 10 为临界气温条件下雪、雨低层相对湿度散点分布。由图可知,当低层相对湿度趋于饱和或过饱和时,雨和雪均有可能出现;而当低层相对湿度较小时,则降水相态基本以雪为主,雨出现较少。具体到其对雨和雪的判别效果来看,总体来看,当 1000 或 925 hPa 的相对湿度位于 85%以下时,基本以降雪天气为主。具体的,当地面气温等于 0 和 1℃时,1000 hPa 相对湿度位于 80%以下或925 hPa 相对湿度位于 85%以下时,则基本以降雪天气为主;地面气温等于 2℃时,1000 hPa 相对湿度位于 70%以下时,才基本以降雪天气为主,这表明,当地面气温较高时,往往需要更干的环境才无降雨出现。

湿球温度由于综合考虑了温度和湿度信息,较周边环境气温更接近于下降粒子的实际温度,故而在降水相态分析中也更为有效(Sims and Liu, 2015)。基于湿球温度对临界气温条件下雨、雪天气发生时其低层温湿特征做了进一步分析,结果如图 11所示。由图可知,降雪发生时,其地面、1000 和 925 hPa 湿球温度的中位数分别为 0.0、−1.5、−4.4℃,而降雨发生时,上述层次湿球温度的中位数为 1.7、−0.5、−2.7℃,降雪时其低层湿球温度均小于降雨发生时其低层湿球温度。从其对雨、雪的判别效果来看,由于二者在各个层次均存在一定程度的交叉,仅基于某层湿球温度,难以完整地将雨、雪天气区分开来,但仍具有一定判别意义。如从地面湿球温度来看,0.7℃可以作为一个较好的阈值,有 75%的降雪天气发生时,其湿球温度在 0.7℃以下,而仅有 25%的降雨样本其湿球温度在 0.7℃以下;从 1000 hPa 湿球温度来看,79%的降雪样本其湿球温度位于−0.8℃以下,而降雨仅有 25%的样本其湿球温度位于−0.8℃以下;从 925 hPa 湿球温度来看,有 75%的降雪天气发生时,其湿球温度在−3.0℃ 以下,而仅有 25%的降雨样本其湿球温度在−3.0℃以下。

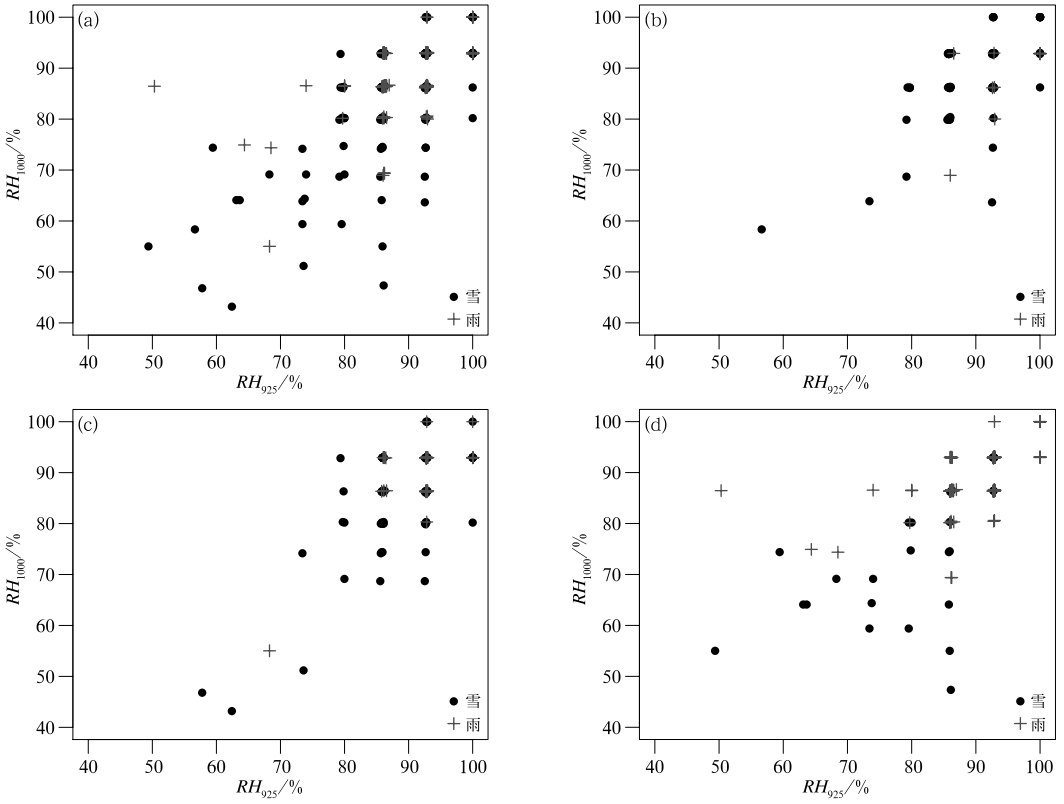


图 10　临界气温条件下雪、雨的低层相对湿度散点分布

(a)0℃≤T_{2m}≤2℃,(b)T_{2m}=0℃,(c)T_{2m}=1℃,(d)T_{2m}=2℃

Fig. 10　Scatter of low-level relative humidity for snow and rain occurring under critical surface air temperature condition

(a) 0℃≤T_{2m}≤2℃, (b) T_{2m}=0℃, (c) T_{2m}=1℃, (d) T_{2m}=2℃

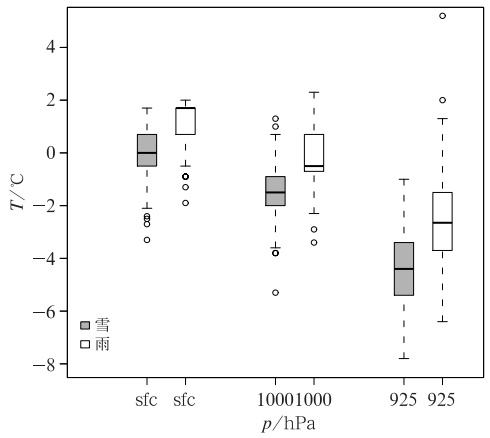


图 11 临界温度条件下雨、雪天气发生时低层湿球温度箱须图

(图注同图 5)

Fig. 11 Box-whisker of low level wet bulk temperature for rain and snow occurring under critical surface air temperature condition

(Drawing statement is as in Fig. 5)

4 临界气温条件下雨、雪的判识分析

前述分析表明,对于临界气温条件下雨、雪相态的判别问题,很难基于单一物理量得出明显的阈值特征,需结合多层热力因子进行综合判别分析。

决策树方法,作为经典的数据挖掘方法,在气象研究中取得了广泛的应用(高霞等,2008;黄健等,2011),其常见的算法有:ID3 算法、C4.5 算法、CART 算法等,其中 C4.5 算法(Quinlan,1993)由于计算简易、数据处理效率高且生成的决策树易于被理解,在气象领域获得了较多的应用(史达伟等,2015;苗春生等,2017)。

为衡量不同因子在临界气温条件下雨、雪相态判别中的作用,本文利用 C4.5 决策树算法选取不同建模因子,建模因子主要为常用的特征层温度、湿球温度及本文所分析的云顶温度、融化参数等,基于 2001—2013 年冬半年表 1 中典型站点(剔除了海拔较高的太原站)临界气温条件下雨、雪样本构建了不同判别模型,并对其准确率进行了对比分析,结果如表 3 所示。

由表 3 可知,选取不同建模因子,判别准确率存在显著差异。仅考虑地面上空典型层次温度特征构建的判别模型(模型 1),临界温度雨雪判别准确率为 80.54%,而引入地面2 m 气温后(模型 2),其判别准确率则提升至 88.01%,这表明地面 2 m 气温能显著提升临界温度下雨雪的判别准确率;在引入湿度信息后,基于地面上空典型层次湿球温度构建的判别模型(模型 3),其判别准确率为 83.71%,较仅考虑温度信息的模型 1 提升了 3.17%,引入地面 2 m 温湿信息后,模型(模型 4)判别准确率则进一步提升至 89.37%,较仅考虑温度信息的模型 2 略有提升,这表明湿度信息对改进临界温度下雨雪的判别具有一定作用。进一步本文考虑云顶温度是否有利于冰晶粒子形成、地面上空是否具备暖层及暖层强度、低层温湿状况等影响因子,构建了模型 5 和模型 6,其判别准确率较仅考虑典型层次温湿信息的判别模型均有一定程度提高,如在同样不考虑地面 2 m 温湿信息的情况下,模型 5 的判别准确率为 86.20%,较模型 1 和模型 3 均有一定程度的提高,而在引入地面湿球温度后,模型(模型 6)判别准确率可达 91.86%,为所有模型中判别准确率最高的,这表明引入本文构建的具备明确物理意义的判别因子后,能在一定程度上改进临界温度条件下雨、雪的判别。

表 3 不同建模因子决策树模型判别准确率对比表

Table 3 Discriminant accuracy of decision tree models derived from different factors

模型 ID	建模因子	判别准确率/%
1	T_{1000}, T_{925}, T_{850}, T_{700}	80.54
2	$T_{2\,m}$, T_{1000}, T_{925}, T_{850}, T_{700}	88.01
3	T_{w1000}, T_{w925}, T_{w850}, T_{w700}	83.71
4	$T_{w2\,m}$, T_{w1000}, T_{w925}, T_{w850}, T_{w700}	89.37
5	T_{w1000}, T_{w925}, PA, $T_{Cloud\text{-}top}$	86.20
6	$T_{w2\,m}$, T_{w1000}, T_{w925}, PA, $T_{Cloud\text{-}top}$	91.86

注:表中 $T_{2\,m}$, T_{1000}, T_{925}, T_{850}, T_{700} 分别为地面 2 m、1000、925、850、700 hPa 的气温,单位为℃;$T_{w2\,m}$, T_{w1000}, T_{w925}, T_{w850}, T_{w700} 分别为地面 2 m、1000、925、850、700 hPa 的湿球温度,单位为℃;PA 为 1000 hPa 及其以上融化参数大小,单位为 J·kg^{-1},无暖层时为 0.0 J·kg^{-1};$T_{Cloud\text{-}top}$ 为云顶温度,对于多层云结构,为其发展最高处的云顶温度,单位为℃。

Note: $T_{2\,m}$, T_{1000}, T_{925}, T_{850}, T_{700} indicating surface, 1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa temperatures separately, unit: ℃; $T_{w2\,m}$, T_{w1000}, T_{w925}, T_{w850}, T_{w700} indicating surface, 1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa wet bulk temperatures separately, unit: ℃; PA indicating melting parameter above 1000 hPa, unit: J·kg^{-1}; $T_{Cloud\text{-}top}$ indicating temperature of cloud top, unit: ℃.

进一步对模型 6 的判别流程进行分析(图 12)。由图可知,模型构建过程中,在所选的因子中模型自动剔除了 925 hPa 湿球温度(T_{w925}),表明在临界温度下雨、雪相态判别分析中作用不大,这可能与地面上空融化参数已在一定程度上包含上述层次热力信息有关。具体的,模型首先基于地面湿球温度(T_w)

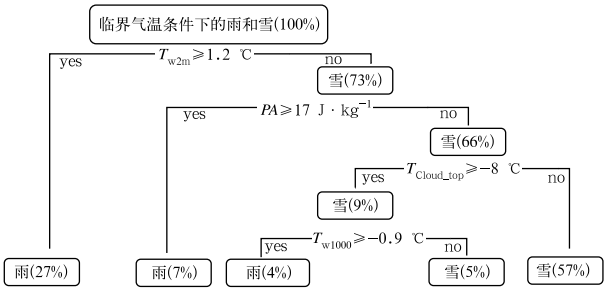


图 12　基于 C4.5 算法的临界气温条件下雨和雪天气判别分析模型(模型 6)
(图中变量同表 3)

Fig. 12　Discriminant analysis model (Model 6) between rain and snow occurring under critical surface air temperature condition based on C4.5 algorithm
(Variables are as in Table 3)

对雨、雪相态进行判别,当地面湿球温度≥1.2℃时,则判定为降雨,这一部分样本占到了总样本的 27%左右,然后对地面湿球温度<1.2℃ 的样本,基于其地面上空融化层融化参数大小做进一步判别,如地面上空存在融化层且融化参数在 17 J·kg^{-1}以上,则判别为降雨,这部分占到了总样本的 7%左右,否则基于云顶温度做进一步判别,当云顶温度<−8℃时,则判定为降雪,这部分个例占到了降雪样本的大部分,对于云顶温度≥−8℃的样本,基于 1000 hPa 湿球温度做进一步判别。

总体来看,对临界气温条件下的降雨天气而言,地面湿球温度≥1.2℃的样本占到了绝大多数,而对降雪天气而言,地面湿球温度<1.2℃、地面上空融化参数<17 J·kg^{-1}且云顶温度低于−8℃的样本则占到了绝大多数。

5　结论与讨论

基于 2001—2013 年我国探空站地面观测资料,对我国临界气温条件下降雪的时空分布特征进行了分析,利用 08 和 20 时探空资料,对临界气温条件下雪和雨的垂直热力特征进行了对比分析,在此基础上,引入决策树方法构建了判别模型并对其判别准确率进行了验证分析,主要结论如下:

(1) 我国临界气温条件下降雪站次,在华北南部、黄淮、江淮、江汉及江南北部一带及新疆西北部等地分布较多,且其月份分布在华北南部表现出双峰特征,而在黄淮及其以南地区现出单峰特征,临界气温下降雪发生频率总体较高于降雨和雨夹雪发生频率;

(2) 临界气温下降水相态为雨和雪时,其平均温度廓线最大差异位于 650 hPa 附近,且地面气温较低时差异更明显,主要原因在于降水相态为雨时,其地面上空存在暖层样本占比更高,达 70%,而降水相态为雪时,仅为 19%,且降雨时其暖层强度显著大于降雪时其暖层强度;

(3) 临界气温下降水相态为雨和雪时,其平均湿度差异在低层表现更明显,且地面气温较高时湿度差异更大,当低层趋于饱和或过饱和时,雨和雪均有可能出现,而当低层较干时,则基本以降雪为主,且地面气温较高时,往往需要更干的情况才无降雨出现;

(4) 决策树判别模型构建过程中,地面气温能显著提升临界温度下雨雪的判别准确率,湿度信息则能改进判别准确率,引入本文构建的具备明确物理意义的判别因子,建立的决策树判别模型判别准确率达 91.86%,较基于特征层温湿特征构建的模型判别准确率更高。

总之,临界气温条件下雨和雪的判别分析尤为复杂,在认识其时空分布特征的基础上,在发生频次较高的区域和月份尤其应引起注意,需综合考虑多层温湿特征,利用能更科学表征其温湿特征的方法,对垂直热力结构做更精细的分析。通过本文构建的决策树判别模型,能较好地帮助预报员把握此类问题。但值得注意的是,由于本文在热力特征对比分析时,采取的为常规探空资料,其垂直空间分辨率相对较粗,这可能会对云层高度的判别和融化参数的计算精度造成一定影响,引入秒级探空数据可能有利于上述问题的解决,另外由于探空的漂移作用会造成所观测到的热力特征并非为探空站上空的热力特征,而是其下游的,尤其是在中高层这种影响更为明显,这都有可能会对本文的分析结果造成一定影响。本文对于发生在临界气温条件下降水的影响天气系统关注较少,而这对于是否将会有雨雪相态转换十分重要,如杨成芳等(2013)提出的山东半岛冬半年降水相态预报着眼点时,提到应首先分析天气形势及其配置,确定影响系统,以初步判断是否出现相态转换,在下一步工作中将加强上述工作的开展。另外,临界气温条件下的降水相态,除了雨和雪之外,还有雨夹雪、冰粒等一系列复杂的天气现象,也有必要针对上述降水相态的垂直热力特征做进一步分析,以完善临界气温下降水相态的相关工作。

参考文献

陈雷,戴建华,韩雅萍,2012.上海地区近10年冷流降雪天气诊断分析[J].气象,38(2):182-188. Chen L,Dai J H,Han Y P,2012. Diagnosis analysis of cold airflow snowfall events over Shanghai Area in recent 10 years[J]. Meteor Mon,38(2):182-188(in Chinese).

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[J].气象,39(3):324-332. Dong Q,Huang X Y,Zong Z P,2013. Comparison of artificial nueral network and linear regression methods in forecasting precipitation types[J]. Meteor Mon,39(3):324-332(in Chinese).

段长春,段旭,段苏芩,等,2011.近50年云南省降雪的气候变化特征[J].气象,37(5):599-606. Duan C C,Duan X,Duan S Q,et al,2011. Climate variational characteristics of snowfall in Yunnan Province for the last 50 years[J]. Meteor Mon,37(5):599-606(in Chinese).

高霞,曾新,马骋,2008.决策树技术分析气象因子对电力负荷预测的影响[J].气象,34(3):106-111. Gao X,Zeng X,Ma C,2008. Influence of meteorological factors on load forecasting based on the decision tree[J]. Meteor Mon,34(3):106-111(in Chinese).

高洋,吴统文,陈葆德,2011.2008年1月我国南方冻雨过程的热力异常及其形成原因[J].高原气象,30(6):1526-1533. Gao Y,Wu T W,Chen B D,2011. Anomalous thermodynamic conditions for freezing rain in southern China in January 2008 and their cause[J]. Plateau Meteor,30(6):1526-1533(in Chinese).

郭巧红,2016.两次雨转大到暴雪过程的降水相态变化分析[J].浙江气象,37(3):1-6. Guo Q H,2016. Analysis of precipitation phase change during two rain to heavy snow processes[J]. Zhejiang Meteor,37(3):1-6(in Chinese).

洪延超,周非非,2005."催化-供给"云降水形成机理的数值模拟研究[J].大气科学,29(6):886-896. Hong Y C,Zhou F F,2005. A numerical simulation study of precipitation formation mechanism of "seeding-feeding" cloud system[J]. Chin J Atmos Sci,29(6):886-896(in Chinese).

黄健,黄辉军,黄敏辉,等,2011.广东沿岸海雾决策树预报模型[J].应用气象学报,22(1):107-114. Huang J,Huang H J,Huang M H,et al,2011. Decision tree forecasting models of sea fog for the coast of Guangdong Province[J]. J Appl Meteor Sci,22(1):107-114(in Chinese).

黄美元,徐华英,1999.云和降水物理[M].北京:科学出版社:47-49. Huang M Y,Xu H Y,1999. Physics of Clouds and Precipitation[M]. Beijing:Science Press:47-49(in Chinese).

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[J].气象,39(1):28-38. Liao X N,Zhang L N,He N,et al,2013. Analysis on the mechanism of the 17 March 2012 precipitation type variety in Beijing[J]. Meteor Mon,39(1):28-38(in Chinese).

刘玉莲,任国玉,于宏敏,2012.中国降雪气候学特征[J].地理科学,32(10):1176-1185. Liu Y L,Ren G Y,Yu H M,2012. Climatology of snow in China[J]. Sci Geogr Sin,32(10):1176-1185(in Chinese).

苗春生,何东坡,王坚红,等,2017.基于C4.5算法的长江中下游地区夏季降水预测模型研究及应用[J].气象科学,37(2):256-264. Miao C S,He D P,Wang J H,et al,2017. Research and application of summer rainfall prediction model in the middle and lower reaches of the Yangtze River based on C4.5 algorithm[J]. J Meteor Sci,37(2):256-264(in Chinese).

齐非非,范昊明,2015.松花江流域降雪时空分布特征[J].干旱区资源与环境,29(6):145-151. Qi F F,Fan H M,2015. Temporal-spatial distribution of snowfall in Songhua River Basin[J]. J Arid Land Resour Environ,29(6):145-151(in Chinese).

漆梁波,2012.我国冬季冻雨和冰粒天气的形成机制及预报着眼点[J].气象,38(7):769-778. Qi L B,2012. Formation mechanism and forecast on freezing rain and ice pellet in winter of China[J]. Meteor Mon,38(7):769-778(in Chinese).

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[J].气象,38(1):96-102. Qi L B,Zhang Y,2012. Research on winter precipitation types' discrimination criterion in eastern China[J]. Meteor Mon,38(1):96-102(in Chinese).

盛裴轩,毛节泰,李建国,等,2013.大气物理学[M].北京:北京大学出版社:31-32. Sheng P X,Mao J T,Li J G,et al,2013. Atmospheric Physics[M]. Beijing:Peking University Press:31-32(in Chinese).

史达伟,耿焕同,吉辰,等,2015.基于C4.5决策树算法的道路结冰预报模型构建及应用[J].气象科学,35(2):204-209. Shi D W,Geng H T,Ji C,et al,2015. Construction and application of road icing forecast model based on C4.5 decision tree algorithm[J]. J Meteor Sci,35(2):204-209(in Chinese).

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[J].气象,41(4):464-473. Sui Y X,Yang J T,Wang J,et al,2015. Preliminary study about the forecasting of winter precipitation types in Dalian[J]. Meteor Mon,41(4):464-473(in Chinese).

孙继松,梁丰,陈敏,等,2003.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,27(6):1057-1066. Sun J S,Liang F,Chen M,et al,2003. An analysis on serious city traffic trouble caused by light snow[J]. Chin J Atmos Sci,27(6):1057-1066(in Chinese).

Teetor P,2013. R语言经典实例[M].李洪成 朱文佳,沈毅诚,译.北京:机械工业出版社:31-32. Teetor P,2013. R Cookbook[M]. Li H C,Zhu W J,Shen Y C,trans. Beijing:China Machine Press:31-32(in Chinese).

王东海,端义宏,刘英,等,2013.一次秋季温带气旋的雨雪天气过程分析[J].气象学报,71(4):606-627. Wang D H,Duan Y H,Liu Y,et al,2013. A case study of the mixed rainfall-snowfall event associated with an extratropical cyclone in autumn[J]. Acta Meteor Sin,71(4):606-627(in Chinese).

王海军,2011.两种湿球温度估计方法比较及误差分析[J].气象,37(4):497-502. Wang H J,2011. Two wet-bulb temperature estimation methods and error analysis[J]. Meteor Mon,37(4):497-502(in Chinese).

王亮,王春明,何宏让,等,2011.一次特大暴雨(雪)天气过程的微物理模拟[J].气象科学,31(2):170-178. Wang L,Wang C M,He H R,et al,2011. Numerical study on microphysical processes of an extraordinarily severe rain (snow) storm case[J]. J Meteor

Sci,31(2):170-178(in Chinese).

王清川,寿绍文,霍东生,2011. 河北省廊坊市一次初冬雨转暴雪天气过程分析[J]. 干旱气象,29(1):62-68. Wang Q C,Shou S W,Huo D S,2011. Analysis on causes of a rain to heavy snowstorm in early winter in Langfang of Hebei Province[J]. J Arid Meteor,29(1):62-68(in Chinese).

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[J]. 气象,32(3):49-55. Xu A H,Qiao L,Zhan F X,et al,2006. Diagnosis of a cold wave weather event in March 2005[J]. Meteor Mon,32(3):49-55(in Chinese).

徐辉,宗志平,2014. 一次降水相态转换过程中温度垂直结构特征分析[J]. 高原气象,33(5):1272-1280. Xu H,Zong Z P,2014. Analysis on characteristics of thermal vertical structure evolution during the transition of precipitation type in winter[J]. Meteor Mon,33(5):1272-1280(in Chinese).

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[J]. 气象,41(4):474-479. Xu M L,Liang H L,Jin S H,et al,2015. Study on identification criterion for precipitation phase in winter Kunming[J]. Meteor Mon,41(4):474-479(in Chinese).

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[J]. 气象,39(3):355-361. Yang C F,Jiang P,Zhang S L,et al,2013. Analysis on temperature of precipitation types in cold seasons in Shandong[J]. Meteor Mon,39(3):355-361(in Chinese).

杨成芳,周淑玲,刘畅,等,2015a. 一次入海气旋局地暴雪的结构演变及成因观测分析[J]. 气象学报,73(6):1039-1051. Yang C F,Zhou S L,Liu C,et al,2015a. Case study of the cause and the dynamic structure for a small-scale snowstorm event associated with a cyclone[J]. Acta Meteor Sin,73(6):1039-1051(in Chinese).

杨成芳,周雪松,李静,等,2015b. 基于构成要素的一次切变线暴雪天气分析[J]. 高原气象,34(5):1402-1413. Yang C F,Zhou X S,Li J,et al,2015b. Study on shear snowstorm by ingredients-based methodology[J]. Plateau Meteor,34(5):1402-1413(in Chinese).

尤凤春,郭丽霞,史印山,等,2013. 北京降水相态判别指标及检验[J]. 气象与环境学报,29(5):49-54. You F C,Guo L X,Shi Y S,et al,2013. Discrimination index of precipitation phase state and its verification in Beijing[J]. J Meteor Environ,29(5):49-54(in Chinese).

张琳娜,郭锐,曾剑,等,2013. 北京地区冬季降水相态的识别判据研究[J]. 高原气象,32(6):1780-1786. Zhang L N,Guo R,Zeng J,et al,2013. Research on discrimination criterion of precipitation types in Beijing in winter[J]. Plateau Meteor,32(6):1780-1786(in Chinese).

郑丽娜,杨成芳,刘畅,2016. 山东冬半年回流降雪形势特征及相关降水相态[J]. 高原气象,35(2):520-527. Zheng L N,Yang C F,Liu C,2016. Study on circulation features of return-flow and related precipitation types during cold seasons in Shandong[J]. Plateau Meteor,35(2):520-527(in Chinese).

中国气象局,2003. 地面气象观测规范[M]. 北京:气象出版社. China Meteorological Administration, 2003. Ground Meteorological Observation Specification[M], Beijing: China Meteorological Press(in Chinese).

周毓荃,欧建军,2010. 利用探空数据分析云垂直结构的方法及其应用研究[J]. 气象,36(11):50-58. Zhou Y Q,Ou J J,2010. The method of cloud vertical structure analysis using rawinsonde observation and its applied research[J]. Meteor Mon,36(11):50-58(in Chinese).

Bourgouin P,2000. A method to determine precipitation types[J]. Wea Forecasting,15(5):583-592.

Cantin A,Bachand D,1993. Synoptic pattern recognition and partial thickness techniques as a tool for precipitation types forecasting associated with a winter storm[R]. Centre Meteorologique du Quebec Tech. Note 93N-002. Saint-Laurent,PQ:9.

Czys R R,Scott R W,Tang K C,et al,1996. A physically based,nondimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and ice pellets[J]. Wea Forecasting,11(4):591-598.

Dai A G,2008. Temperature and pressure dependence of the rain-snow phase transition over land and ocean[J]. Geophys Res Lett,35(12):L12802.

Frick C,Wernli H,2012. A case study of high-impact wet snowfall in northwest Germany (25－27 November 2005):observations,dynamics,and forecast performance[J]. Wea Forecasting,27(5):1217-1234.

Kain J S,Goss S M,Baldwin M E,2000. The melting effect as a factor in precipitation-type forecasting[J]. Wea Forecasting,15(6):700-714.

Kienzle S W,2008. A new temperature based method to separate rain and snow[J]. Hydrol Processes,22(26):5067-5085.

Quinlan J R,1993. C4. 5:Programs for Machine Learning[M]. San Mateo:Morgan Kaufmann.

Ralph M F,Rauber R M,Jewett B F,et al,2005. Improving short-term (0－48 h) cool-season quantitative precipitation forecasting:recommendations from a USWRP workshop[J]. Bull Amer Meteor Soc,86(11):1619-1632.

Rauber R M. Dlthoff L S,Ramamurthy M K,et al. 2000. The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events[J]. J Appl Meeteor,39(7):1185-1195.

Roberts E,Stewart R E,2008. On the occurrence of freezing rain and ice pellets over the eastern Canadian Arctic[J]. Atmos Res,89(1/2):93-109.

Sims E M,Liu G S,2015. A parameterization of the probability of snow-rain transition[J]. J Hydrometeorol,16(4):1466-1477.

Stewart R E,1992. Precipitation types in the transition region of winter storms[J]. Bull Amer Meteor Soc,73(3):287-296.

Stewart R E,Thériault J M,Henson W,2015. On the characteristics of and processes producing winter precipitation types near 0℃[J]. Bull Amer Meteor Soc,96(4):623-639.

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]. J Appl Meteor Climatol,45(10):1450-1464.