荆浩，于波，张琳娜，等，2022. 北京及周边地区冬季降水相态的判别指标研究[J]. 气象，48(6)：746-759. Jing H，Yu B，Zhang L N，et al，2022. Discrimination criteria of winter precipitation types in and around Beijing[J]. Meteor Mon，48(6)：746-759(in Chinese).

北京及周边地区冬季降水相态的判别指标研究*

荆 浩[1] 于 波[1] 张琳娜[1] 邢 楠[1] 符娇兰[2] 戴 翼[1] 杜 佳[1]

1 北京市气象台，北京 100091

2 国家气象中心，北京 100081

提 要： 基于 2012—2020 年冬季地面观测、探空及多种观测资料，研究北京观象台及邻近的张家口站、乐亭站 3 个气象站不同降水相态下的垂直温湿结构，建立降水相态的判别指标。从预报角度着眼于成雪和融雪两方面，把云顶温度和 0℃层高度作为相态判别的关键要素，分析表明：云顶温度≤－14℃是云中能够产生充足雪花等冰相粒子的重要阈值，是降雪的必要条件，同时 0℃层高度≥0.5 km 和≤0.1 km 分别是雪花完全融化和几乎不融化的阈值；云顶温度在－14～－4℃时，更容易出现雨夹雪或降雨，0℃层高度为 0.1 km 则是区分雨夹雪和雨的阈值。云顶温度与 0℃层高度结合构成的相态判别指标较特定层气温组合构成的指标 TS 评分显著提高，雪、雨夹雪和雨的 TS 评分分别为 0.93、0.57 和 0.86，分别提高了 0.11，0.39 和 0.43。研究结果对于冬季降水相态的预报与订正提供了新的参考。

关键词： 降水相态，云顶温度，0℃层高度，探空资料

中图分类号： P456 **文献标志码：** A **DOI：** 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.122401

Discrimination Criteria of Winter Precipitation Types in and Around Beijing

JING Hao[1] YU Bo[1] ZHANG Linna[1] XING Nan[1] FU Jiaolan[2] DAI Yi[1] DU Jia[1]

1 Beijing Weather Forecast Centre, Beijing 100091

2 National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: The 2012－2020 surface observation and sounding data from Beijing Meteorological Observatory, Zhangjiakou Station and Laoting Station in winter as well as other data are used to establish a set of discrimination criteria for different precipitation types by statistically analyzing vertical temperature and humidity profiles. From forecast perspective, we focus on two key factors of snowflakes forming and melting, and adopt the cloud-top temperature and the 0℃-layer height as new indicators of discrimination criteria for precipitation types. The results show that cloud-top temperature below or equal to －14℃ is a key threshold to generate adequate snowflakes or other ice particles in clouds. This is a necessary condition for snowfall. At the same time, the 0℃-layer height higher than or equal to 0.5 km and lower than or equal to 0.1 km is a threshold for the snowflakes to hardly melt and completely melt, respectively. Sleet or rain is likely to appear with cloud top-temperature between －14℃ and －4℃. The 0℃-layer height at 0.1 km is a threshold of distinguishing sleet from rain. The TS scores of discrimination criteria based on cloud-top temperature and 0℃-layer height in this paper are significantly improved compared with those by using the

* 北京市自然科学基金项目(8192019、8214058)、国家重点研发计划(2018YFF0300104)、中国气象局创新发展专项(CXFZ2022J013)、北京市科技计划项目(Z201100005820002)共同资助

2021 年 4 月 24 日收稿； 2021 年 9 月 22 日收修定稿

第一作者：荆浩，主要从事灾害天气、冬季山地天气预报分析工作. E-mail：Haoe.jing@gmail.com

通讯作者：于波，主要从事灾害天气机理及天气预报技术研究. E-mail：Yubo_0@126.com

combination of temperatures at specific layers. The TS scores for snow, sleet and rain reach (improved) 0.93 (0.11), 0.57 (0.39) and 0.86 (0.43), respectively. The results of this study could provide a new reference for forecast and amendment of winter precipitation type.

Key words: precipitation type, cloud-top temperature, 0℃-layer height, sounding data

引　言

降水相态是冬季降水预报中的重点和难点,相态的判断准确与否往往决定一次降水过程预报和服务的成败(杨成芳等,2013)。针对降水相态预报技术与指标,国内外开展了大量有价值的研究。

早期国外主要用特定层的厚度或平均温度来判定降水相态,如结合地理位置采用 1 000～500 hPa、1 000～850 hPa 和 850～700 hPa 厚度指标判断相态(Wagner,1957;Heppner,1992)。后来发展为应用垂直廓线判定降水相态,如通过温度或湿球温度廓线与 0℃线围成的面积大小进行判定(Bocchieri,1980;Bourgouin,2000)。

国内的研究更倾向利用特定层气温来预报降水相态,但不同区域的指标阈值大相径庭:925 hPa 气温≤－2℃可作为寒潮冷空气影响时江西固态降水的预报依据(许爱华等,2006);河北降雪发生时地面气温基本在 0℃上下,雨夹雪或降雪时,925 hPa 气温在－2℃以下,1 000 hPa 气温在 2℃以下,而 850 hPa 气温对降水相态影响不大(李江波等,2009);漆梁波和张瑛(2012)的研究表明,北美洲所用的识别判据在我国东部冬季降水的适用性不好,综合考虑温度因子和厚度因子的识别判据则表现更好;杨成芳等(2013)在山东冬半年相态转换的降雪过程中,发现 850 hPa 和 925 hPa 的温度对于相态的识别没有明显指示性,而 1 000 hPa 以下的气温最为关键,将 925 hPa 以下各层与地面气温结合起来判别相态,较使用单一特性层气温更为可靠;杨舒楠等(2017)对华北一次雨雪天气分析发现,相态的转变取决于整个对流层低层(950～850 hPa)的温度平流状况,当低层出现较强暖平流时,即使其他层次存在明显冷平流,降水相态仍然可能以雨为主。对于北京地区而言,综合考虑与相态转换密切相关的特定层气温和地面气温等 6 种物理量阈值比单纯考虑一种物理量效果更好,相态预报准确率可从 60% 提高到 77%(张琳娜等,2013)。

降水相态的成因十分复杂,由于雪花的形成、增长与云中冰晶和过冷水密切相关,而云顶温度又与雪花初生的冰晶层相联系,因此云顶温度或云顶高度逐渐受到关注。顾震潮(1980)曾提出一个存在冰晶层、冷水层和暖水层的层状云降水粒子形成的概念模型,认为当层状云的云顶温度低于－20～－5℃时,层状云上部会生成冰晶。后续研究证实了降水相态和云内或云顶温度存在一定相关性(漆梁波和张瑛,2012;陈双等,2019),但冰晶层温度阈值在各地不尽相同:如我国东北地区层状云冰晶主要产生在－20～－15℃(胡朝霞等,2017),在北美基于飞机探空发现≥－12℃以上时云中液态水含量高达 90%(Pobanz et al,1994),也有研究认为在－14～－9℃的云层中 50% 上为过冷水、－18～－14℃温度层中 75% 为冰晶,－18℃以下则基本为冰晶(Junker,2000),而云中能够产生冰晶的最高温度阈值可以接近 0℃(Hou et al,2010;Hanna et al,2008)。同时在相态转换时云顶温度有明显的变化,如 Huffman and Norman (1988)发现在固态降水事件中冻雨发生时云顶温度会迅速下降。可见,云顶温度是判断降水相态的重要因素。除云顶温度外,0℃层高度与降水相态有密切关系。杨成芳等(2013)研究表明,山东半岛降雨时,0℃层高度高于 925 hPa 或在 925 hPa 上下,当 0℃高度降至 1 000 hPa 上下时转为降雪;李江波等(2009)利用多普勒天气雷达回波分析河北的降水相态变化,发现当相态为雨夹雪时,0℃层亮带高度在 0.2～0.4 km,当其下降到 0.2 km 以下时变为雪;胡宁等(2021)在北京一次冬季极端降水过程中对相态转换分析发现,0℃层高度从较高水平下降缓慢和其空间分布差异导致了转雪时间偏晚和相态空间分布的不同。当云中存在雪花,由于雪花的体积和密度越大,近地表需要更多的能量将其融化(Stewart et al,2015),0℃层应当越高,所以 0℃层高度也是影响降水相态的重要因素之一。

综上所述,针对相态预报指标,因天气背景不同和局地气候差别等因素,导致各地的相态预报指标不尽相同。实际上,相态不仅与低层的特定层温度有关,更与整层温、湿结构相关,边界层的温度微小变化

也可能影响降水相态（欧建军等，2011；Thériault et al，2010；陈双等，2019）。在冬季降水预报业务中，对于北京及周边地区通过单纯的考虑某几层气温是否达到临界阈值判断相态存在不同程度的局限性，尤其在临界温度条件下明显影响了相态的预报准确率，且在对于垂直温湿结构的分析方面，又缺少量化的指标。

本文从大气垂直温湿结构出发，着眼于成雪和融雪两点关键因素，首次将云顶温度和 0℃层高度两个要素相结合，分析不同相态下的阈值条件，建立一个有效而简洁的相态预报指标，为冬季降水相态预报提供新的参考。

1 资料与方法

使用 2012 年 1 月至 2020 年 3 月期间每年 1—3 月和 11—12 月的北京观象台、河北张家口站和乐亭站这 3 个邻近气象站（站点位置见图 1）的探空资料、地面观测资料以及微波辐射计、气象铁塔、降水现象仪的观测结果和欧洲中心 ERA5 再分析数据进行分析。其中，08 时和 20 时地面降水相态的观测结果，在 2012 年 1 月至 2018 年 12 月期间为人工观测，2019 年 1 月至 2020 年 3 月期间为人工质量控制后的自动观测。位于北京观象台的地基微波辐射计（TP-WVP3000 型 12 通道）的数据时间分辨率为逐 60 s，探测高度为 0～10 km 共 47 层，其中 1 km 以下为 100 m 分辨率，1 km 以上为 250 m 分辨率，包含温度、相对湿度、总水汽含量等 6 种要素；使用的北京气象铁塔为逐 5 min 观测数据，观测高度为 8～320 m 共 15 层，垂直间隔为 7～20 m 不等，要素为温度、相对湿度、水平风向、风速等；观象台的降水现象仪为 60 s 观测数据，其在冬季可识别的降水现象结果为雨（阵雨、毛毛雨）、雪（阵雪、米雪）、雨夹雪和无降水等。

鉴于北京及周边特殊下垫面属性的影响，虽然地面观测站仅相差十几千米，但气温可能相差 1～2℃或更大，观测到的降水相态经常不同，因此为更精确地描述预报指标，只采用了探空气球所在站点的地面观测，重点关注 3 个站 08 时和 20 时出现雪、雨夹雪和雨时的特征值。北京及周边地区冬季降水期间，中低层存在＞0℃的暖层且暖层下有＜0℃的冷层的情况极少，统计样本中剔除了期间存在的3

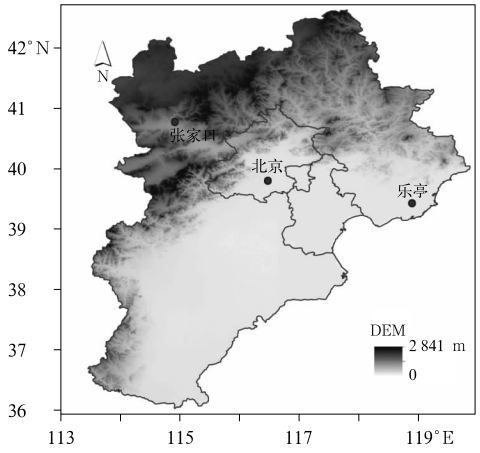


图 1 京津冀北部 3 个气象站的地理位置

Fig. 1 Locations of three meteorological stations in the northern part of the Beijing-Tianjin-Hebei Region

次此类事件。此外冬季观测到雨夹雪时地面气温（T_{2m}）最高为 5℃，其余 T_{2m} 在 5℃及以上的降水事件中相态均为雨，因此本文只考虑降雨时的临界气温条件，剔除了 T_{2m}＞5℃的降雨事件。按此标准，共计 128 个样本，其中纯雪 83 次（占比 65%），雨夹雪 19 次（15%），降雨 26 次（20%），期间无冻雨被观测到。北京及周边地区出现的雨夹雪最少，雨夹雪通常发生在雨向雪转换期间，是过渡阶段的相态。

基于挑选的地面观测和探空数据，统计要素包括地面气温（T_{2m}）、925 hPa 气温（T_{925}）、850 hPa 气温（T_{850}）、700 hPa 气温（T_{700}）。在降雪形成过程中，云顶高度对冰相粒子形成和近地面附近的暖层厚度对雪花的融化影响十分重要，因此统计还包括云顶温度和 0℃层高度这两个要素的特征值。其中 0℃层高度由探空中 0℃层高度与观测站海拔高度差值获得，云顶温度的确定参考 Rauber et al（2000）、Poore et al（1995）、周毓荃和欧建军（2010）的研究成果，定义为温度露点差≤2℃时显著湿层的最低温度。

2 识别判据的统计特征与分析

结合本地预报经验和理论，本文选取样本中的 T_{2m}、T_{925}、T_{850}、0℃层高度、云顶温度等要素进行统计分析，温度的精度为 1℃，0℃层高度精度为 0.1 km。

2.1　特定层气温特征分析

图 2 为 3 种相态时对应的 T_{2m}、T_{925} 和 T_{850} 的箱线图。从上至下分别为最大值、90%分位、中位数(蓝线)与平均数(红点)、10%分位和最小值(下同)。从 3 个层次的气温整体分布看,降雪时气温分布区间很大,从雪到雨夹雪到雨的气温变化总体是升高的。

对于 T_{2m}(图 2a),3 种降水相态下其中值分别为−4℃、0℃和 3℃,分布有一定区分度:约 90%的降雪发生在 0℃及以下,80%以上的雨夹雪在−2～2℃,90%以上的降雨在 1℃以上,比较符合传统的指标和预报经验。但 3 种相态的 T_{2m} 分布区间存在明显重叠,在 0℃附近重叠最为严重。统计发现,T_{2m} 位于 0～2℃时,雪、雨夹雪和雨的发生频次比为 1∶1∶2,而 T_{2m} 位于−3～0℃时,降雪与雨夹雪的比例约 5∶2。由于区分度不显著,单纯根据 T_{2m} 指标,大概率是无法准确判断降水相态的,尤其 T_{2m} 在临界温度 0℃附近时。

T_{925} 和 T_{850} 的分布(图 2b 和 2c),从雪到雨,T_{925} 和 T_{850} 的中值分别为−6℃、−3℃、−1℃和−8℃、−4℃、−3℃,雨夹雪和雨的中值较接近。T_{925} 和 T_{850} 较 T_{2m} 分布重叠的部分明显增多,高度越高、重叠部分越多、越难区分,T_{700} 区间重叠部分则更多(图略),几乎无参考性,这与杨成芳等(2013)中的结论相符。$T_{850}\geqslant-4$℃时,雪、雨夹雪和雨 3 种相态都可能发生,经统计其发生的频次比为 1∶0.8∶1.6,占各自事件发生次数的频率分别为 16%、56%和 75%;$T_{925}\geqslant-2$℃时,统计 3 种相态发生次数比为 1∶0.5∶0.7,占各自发生频率分别为 18%、39%和 82%。由此可见,单一的低层温度阈值指标很难判别相态。

表 1 展示了 3 次不同降水相态个例中的特定层气温和天气现象,可见满足不同相态的特定层温度阈值并不能保证地面出现对应的相态,尤其在临界温度附近,类似的个例不在少数。北京及周边地区

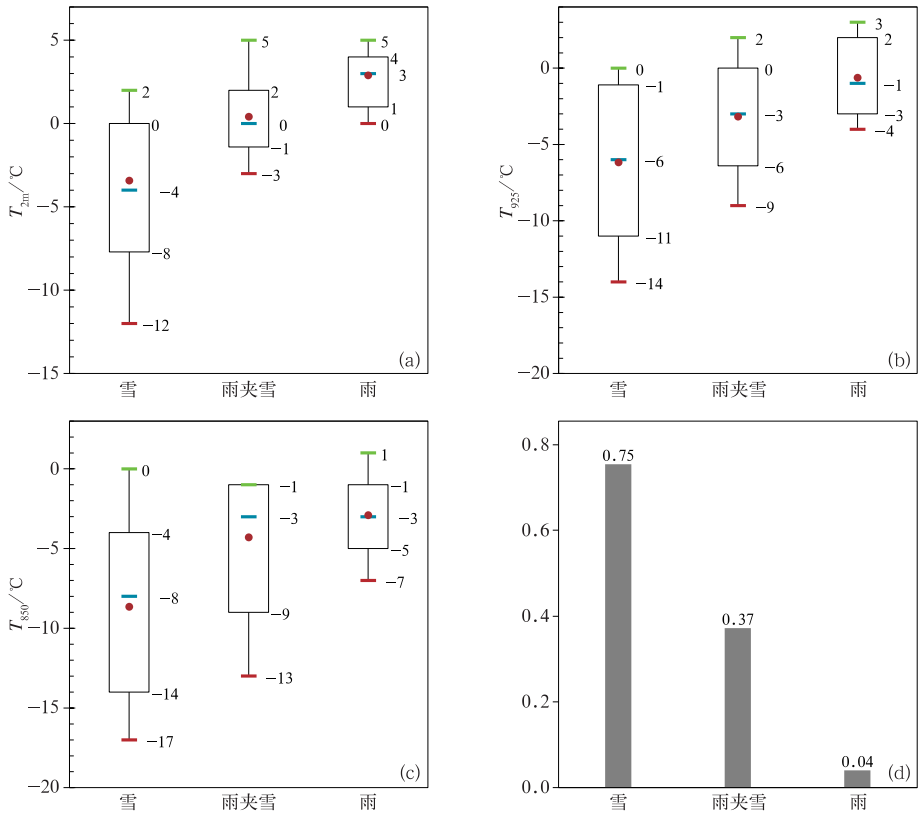


图 2　不同相态下(a)T_{2m},(b)T_{925},(c)T_{850} 箱线图分布和(d)同时满足 $T_{850}\leqslant-4$℃、$T_{925}\leqslant-2$℃和 $T_{2m}\leqslant0$℃条件的比例
[箱线图数据节点分别对应最大值、90%分位、中位数(蓝线)与平均数(红点)、10%分位和最小值,下同]

Fig. 2　Box-whisker of (a) T_{2m}, (b) T_{925}, (c) T_{850} and (d) the proportion of meeting the combination of $T_{850}\leqslant-4$℃, $T_{925}\leqslant-2$℃ and $T_{2m}\leqslant0$℃ conditions for three precipitation types
[Elements of box-whisker are maximun, 90th percentile, median (blue line), mean (red point), 10th percentile and minimun, respectively, the same below]

常用的降雪预报指标为：$T_{850}\leqslant-4$℃、$T_{925}\leqslant-2$℃、$T_{2m}\leqslant0$℃（张琳娜等，2013；杨晓亮等，2017）。如果用此指标来预报所统计的 3 种相态样本（图 2d），则有 25%的降雪事件没有满足上述指标，意味着会把雪误判断成雨夹雪或雨。而雨夹雪时会有 37%的频次满足上述指标，即 1/3 以上的雨夹雪事件将被误判断成雪。但此条件下实际发生降雨的频率很低，只有 4%。所以，基于传统特定层气温阈值形成的相态指标，有较高概率可以区分出降雪和降雨，但对雨夹雪的判断是十分模糊的。

2.2 云顶温度和 0℃高度特征分析

用特定层气温判雨雪相态有一定指示意义，但在临界气温附近时和在判断雨夹雪时往往信心不足。降水相态关键关注形成降水粒子的相态和下落过程中相态的变化（廖晓农等，2013），其与显著湿层伸展高度和近地面暖层厚度关系密切。显著湿层伸展高度可以用云顶温度表示，近地面暖层厚度可用 0℃层高度表示。没有暖层或存在很薄的暖层时，下落的雪花不易被融化，所以存在 10%的降雪个例中 $T_{2m}>0$℃。下面的统计特征将确定对于北京及周边地区，云顶温度的下限和 0℃层高度的上限是何值，有利于雪花等冰相粒子的形成和雪花的安全落地。

从图 3a 中云顶温度特征分布看，降雪时云顶温度最低，且显著低于 0℃，中值为－22℃，最高为－14℃ 其为降雪发生的云顶温度上限。对于雨夹雪和雨，由于未考虑 $T_{2m}>5$℃情况，即把明显降雨事件排除，此情况下雨夹雪和雨的云顶温度分布相似，中值都为－16℃，其上限接近 0℃，分别为－4℃和－3℃，总体看 3 种相态云顶温度分布区间重叠较多。从图 3b 中 0℃层高度分布特征看，雪和其他两种相态差异较明显，降雪时 0℃层高度中值为 0 km，90%的降雪事件 0℃层高度≤0.1 km，仅有 2 次降雪个例 0℃层高度在 0.4 km 和 0.3 km。雨夹雪和雨时 0℃层高度中值分别是 0.1 km 和 0.6 km，但雪与雨夹雪和雨夹雪与雨仍各有约一半区间重叠。

图 3 结果可推断，在冬季降水时－14℃是云中形成充足的冰相粒子的阈值，而云顶温度为－4℃是产生雨夹雪的最高温度，－3℃及以上的云顶温度只和降雨相联系。0℃层高度≤0.1 km 时几乎不产生降雨。由于分布区间重叠仍较大，单纯从云顶温度或 0℃层高度识别相态同样存在一定困难。

基于以上分析，若将云顶温度与 0℃层高度综合考虑，以≤－14℃作为云中形成降雪的云顶温度阈值，则 3 种相态下 0℃层高度的区分度十分明显（图 4）。

从图 4 分析看，不考虑极值情况，3 种相态下的 0℃层高度几乎无重叠。图 4a 中当云顶温度≤－14℃时，90%的降雪事件 0℃层高度位于 0.1 km 及以下；80%的雨夹雪事件 0℃层高度位于 0.1～0.5 km；

表 1 相态分别为雨、雨夹雪和雪时的 3 次降水个例

Table 1 Three precipitation events of rain, sleet and snow

时间/年月日时	站点	T_{850}/℃	T_{925}/℃	T_{2m}/℃	天气现象
2015112120	观象台	－5	－4	0	雨
2016112108	乐亭站	－9	－7	－3	雨夹雪
2015112008	观象台	－3	－1	0	雪

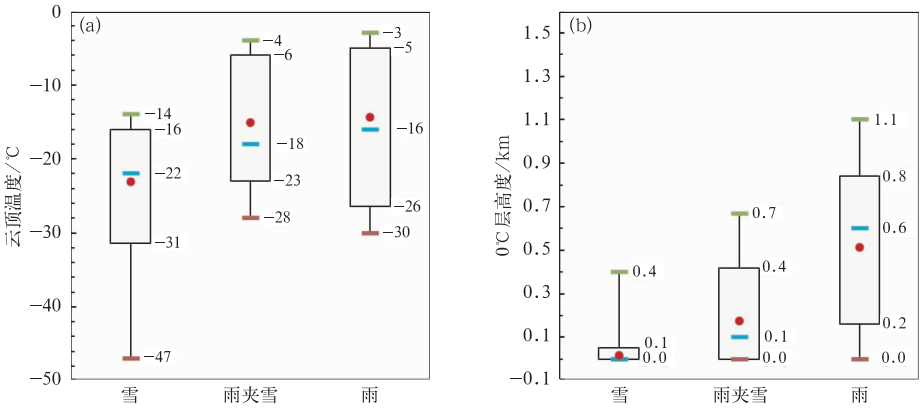


图 3 3 种相态下的(a)云顶温度和(b)0℃层高度箱线图

Fig. 3 Box-whisker of (a) cloud-top temperature and (b) 0℃-layer height for three precipitation types

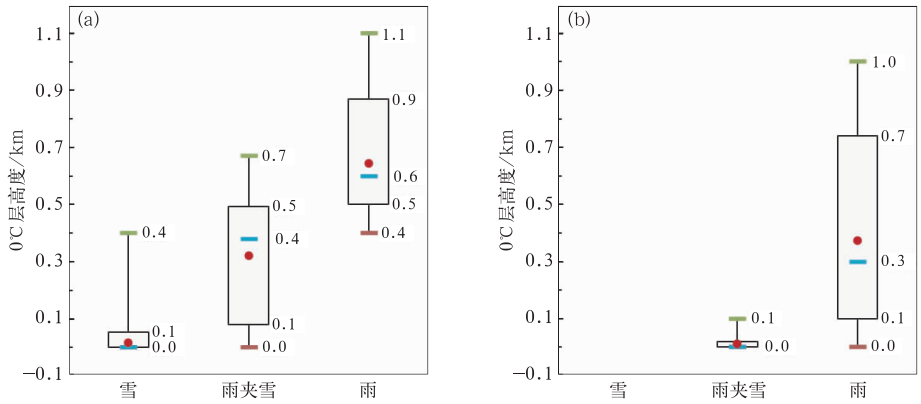


图 4　同图 3,但为(a)云顶温度≤−14 ℃时和(b)云顶温度>−14 ℃时的 0 ℃层高度

Fig. 4　Same as Fig. 3, but for 0 ℃-layer height under (a) cloud-top temperature ≤−14 ℃ and (b) cloud-top temperature >−14 ℃ conditions

对于降雨,除 1 个个例 0 ℃层高度为 0.4 km 外,其余个例 0 ℃层高度均处于≥0.5 km。图 4b 中降雪仅出现 1 次,故无箱线图,在云顶温度>−14 ℃条件下,雨夹雪发生时的 0 ℃层高度≤0.1 km,而 90% 以上的降雨事件中 0 ℃层高度≥0.1 km,区分度明显。

以云顶温度等于−14 ℃为界,此时用 0 ℃层高度阈值进行判别指示意义变得十分显著。所以,云顶温度结合 0 ℃层高度可作为相态判别的关键指标。

3　相态判别指标设定与检验

根据上述统计结果,对于北京及周边地区,当云顶温度≤−14 ℃时,有利于云中冰晶、雪花等冰相粒子的形成和增长,这与 Libbrecht(2006)提及的−18～−12 ℃是枝状雪花增长的主要区间、尤其−15 ℃为枝状雪花形成的峰值区和胡朝霞等(2007)在层状云降雨观测模拟分析认为−15 ℃作为过冷水层和冰晶层的分界线的相关结论很接近,但与我国江南和华南产生冰粒天气(有冰晶层参与)时<−10 ℃的云顶温度(漆梁波和张瑛,2012)有约 2～3 ℃的差别,说明冰晶层形成的阈值存在一定的地域差别。此条件下云中有充足雪花产生并下落时,若 0 ℃层≤0.1 km,下落的雪花几乎不融化而安全落地;当 0 ℃层高度位于 0.1～0.5 km 区间时,下落的雪花容易部分融化,地面观测的相态主要为雨夹雪;当 0 ℃层高度≥0.5 km 时,下落的雪花易完全融化,观测的相态主要为雨。施红蓉等(2014)利用北京延庆风廓线雷达对冬季的一次降水观测分析中发现,1.3 km 以上表现为固态粒子特征,0.7 km 以下为液态粒子特征,即融化层的厚度约 0.5 km,此结论与本文基于探空统计的结果基本一致。

当云顶温度>−14 ℃时,0 ℃层高度为 0.1 km 是判别雨夹雪和雨的合适阈值。其中−4 ℃是雨夹雪的云顶温度上限,符合冰晶可以在最高略低于 0 ℃条件下生成的研究结果(Hou et al,2010;Hanna et al,2008)。−14～−4 ℃范围内冰相粒子比例较少,在 0 ℃层高度<0.1 km(一般情况下 T_{2m}<1 ℃)的条件下,地面观测到的相态主要为雨夹雪;只要 T_{2m}略大于 0 ℃并导致 0 ℃层高度≥0.1 km,冰相粒子下落到近地面时容易被完全融化,观测到的相态则为雨。

据此建立了以云顶温度阈值与 0 ℃层高度阈值相结合的相态判别指标(表 2 中的指标 2),指标 1 为目前常用的基于特定层气温阈值的判别指标(张琳娜等,2013)。需要指出的是,本文统计的冷云降水过程中,云顶温度接近 0 ℃的个例中 0 ℃层高度都显著大于 0.1 km,即越高的云顶温度,对应越高的 0 ℃层高度,所以表 2 中指标 2 涉及雨的判别指标不存在较高的云顶温度(≥−3 ℃)下 0 ℃层高度等于 0 km 的情况。指标 2 中降雪的判别不存在云顶温度大于−14 ℃的情况,所以表 2 中无这两项要素阈值,用“×”表示。

表2 以特定层温度为阈值(指标1)和以云顶温度与0℃层高度组合为阈值(指标2)的相态判据

Table 2 Discrimination criteria of temperature thresholds at specific levels (Criterion 1) and cloud-top temperature combined with 0℃-layer height thresholds (Criterion 2) for three precipitation types

指标	物理量	雪	雨夹雪	雨
指标1	T_{2m}/℃	<1	[0,3]	≥1
	T_{925}/℃	≤−2	[−5,1]	>−2
	T_{850}/℃	≤−4	[−5,0]	>−4
指标2	云顶温度/℃	×	[−4,−14)	>−14
	0℃层高度/km	×	<0.1	≥0.1
	云顶温度/℃	≤−14	≤−14	≤−14
	0℃层高度/km	≤0.1	(0.1, 0.5)	≥0.5

为衡量本文中建立的相态判别指标(指标2)的判别性能,并与传统判别指标(指标1)对比,对前文所述的128个样本采用两套指标分别进行回算检验。从表3检验结果看,指标1判别降雪时准确率高、降雨漏报多,分析个例发现在临界温度附近的降雨判别漏报最明显,而雨夹雪的空报和漏报都较多,由于判别雨夹雪时阈值区间较大,导致雨夹雪空报明显,总体TS评分较低,平均TS评分为0.48。指标2对降雪和降雨判别效果均较好,尤其是降雪判别时TS评分达0.93,对于雨夹雪判别有大幅提升,但其绝对准确率较雨和雪还有差距,空报相对明显,TS评分为0.57,3种相态总体的平均评分为0.79。判别指标2比指标1在雪、雨夹雪和雨的TS评分分别提高了0.11、0.39和0.43,平均提升0.31。

表3 两种相态判别指标的判别性能检验

Table 3 Assessment on two discrimination criteria of three precipitation types

判别指标	相态	TS评分	漏报	空报
指标1	雪	0.82	0.12	0.08
	雨夹雪	0.18	0.59	0.76
	雨	0.43	0.54	0.14
指标2	雪	0.93	0.05	0.02
	雨夹雪	0.57	0.24	0.32
	雨	0.86	0.07	0.07

4 北京地区不同降水相态的垂直温湿特征

为了更直观从探空角度判别降水相态,图5～图7给出了北京观象台在不同降水相态下的6种典型垂直温湿曲线。每种相态两类廓线,数据取自北京观象台的探空结果。

图5为降雪的典型探空。图5a为2015年2月28日08时,该个例中云顶温度显著小于等于−14℃,说明云中冰晶、雪花等冰相粒子含量较充足,下落过程中经过冷水层中凇附、碰连等过程,容易形成较大雪花,且整层和地面气温都低于0℃,即0℃层高度<0km,下落的雪花未融化,此时地面观测的降水相态为雪。图5b为2019年11月29日20时,该个例中温湿层结与图5a类似,只是$T_{2m}>0$,但此时实况0℃层高度为0.1 km,此条件下降落的雪花未及融化,地面降水相态仍为雪。

图6为雨夹雪的典型探空。图6a为2017年3月24日08时,该个例中温湿层结与图5a类似,但T_{2m}约为2℃,此时0℃层高度约为0.2 km,位于雨夹雪0.1～0.5 km区间内,适度厚度的暖层易导致下落的雪花部分融化,此时地面降水相态为雨夹雪。与图6a不同,图6b为2012年12月16日08时,该个例中整层和地面气温都≤0℃,但云顶温度较高,约为−11℃,位于−14～−4℃时,云内温度不够低,影响了冰晶、雪花等冰相粒子生成的尺度和密度,云中过冷水占主导,一部分过冷水可能仅吸附在少量冰晶上凝结成雪花,此时地面降水相态为雨夹雪。

图7为冬季降雨的典型探空。图7a为2017年3月24日20时,该个例中云顶温度显著低于−14℃,显著湿层较深厚,云中冰晶、雪花等冰相粒子含量充足有利于雪花增长,但此时T_{2m}显著大于0℃,同时0℃高度约0.62 km,明显高于0.5 km的阈值,近地面暖层太厚,下落的雪花经过暖层被完全融化,此时地面的降水相态为雨。图7b为2015年11月21日08时的个例,与上图6b类似,但0℃层高度>0.1 km,对于云顶温度判断,600 hPa附近探空缺失数据,结合ERA5再分析数据等综合判断云顶温度为−10℃,此条件下推测云中雪花体积和密度较小,下落时经过近地面暖层容易完全融化,此时地面的降水相态为雨。

上述3类垂直温湿廓线的实例为实际降水相态的判别提供了指示。当北京及周边地区出现有量降水时,可通过垂直温湿结构来确定云顶温度和0℃层高度,进行自上而下地判断地面降水相态,简洁而有效。

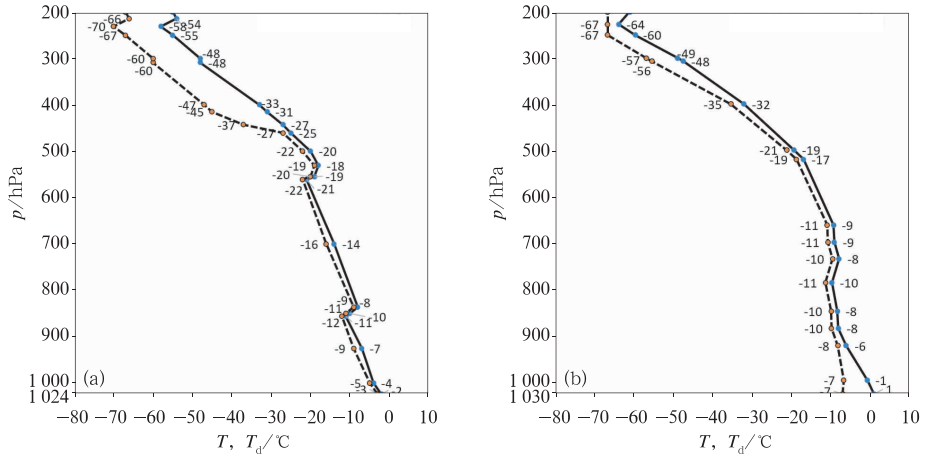


图 5　北京(a)2015 年 2 月 28 日 08 时和(b)2019 年 11 月 29 日 20 时降雪时的典型温湿廓线

(实线为温度,虚线为露点,下同。图 5a 中,云顶温度:−27℃,0℃层高度<0 km;图 5b 中,云顶温度:−21℃,0℃层高度:0.1 km)

Fig. 5　Typical vertical temperature (solid) and dew point (dashed) profiles for snow over Beijing at (a) 08:00 BT 28 February 2015 and (b) 20:00 BT 29 November 2019

(In Fig. 5a, cloud-top temperature is −27℃, 0℃-layer height is below 0 km; in Fig. 5b, cloud-top temperature is −21℃, 0℃-layer height is 0.1 km)

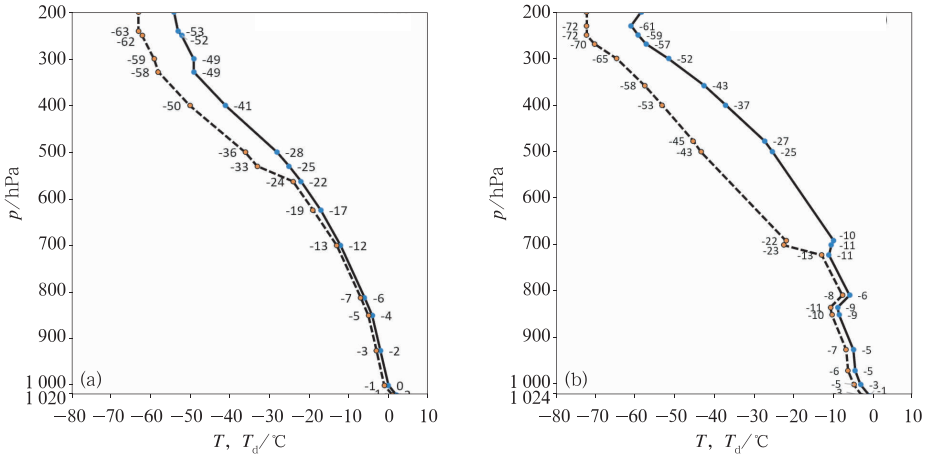


图 6　同图 5,但(a)为 2017 年 3 月 24 日 08 时和(b)2012 年 12 月 16 日 08 时相态为雨夹雪

(图 6a 中,云顶温度:−24℃,0℃层高度:0.2 km;图 6b 中,云顶温度:−13℃,0℃层高度<0 km)

Fig. 6　Same as Fig. 5, but for sleet at (a) 08:00 BT 24 March 2017 and (b) 08:00 BT 16 December 2012

(In Fig. 6a, cloud-top temperature is −24℃, 0℃-layer height is 0.2 km; in Fig. 6b, cloud-top temperature is −13℃, 0℃-layer height is below 0 km)

5　判别指标在典型雨转雪过程中的体现

2016 年 11 月 20—21 日个例是一次典型的北京冬季回流降水过程,受来自东北冷空压外围旋转南下的干冷空气和南方北上的暖湿空气共同影响,北京地区经历了明显的雨雪天气,为北京当年的初雪事件。下面以此次降水过程为例简略分析判别指标在雨雪天气中的体现。

5.1　相态变化概况

此次过程中降水相态呈自北向南趋势发生雨到雪的转换。北京地区的相态变化为 11 月 20 日中午前后开始西部和北部的山区出现雨夹雪或小雪,20 日 16 时前后延庆区雨夹雪转雪,17 时前后怀柔小雨转雨夹雪、23 时前后雨夹雪转雪,城区大部分地区在 22—23 时转为雨夹雪,半夜前后转雪,至 21 日

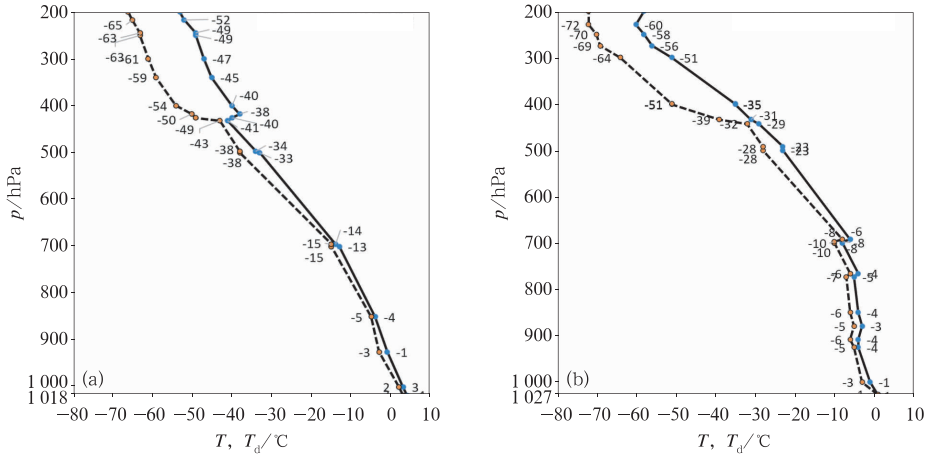


图 7 同图 5,但为(a)2017 年 3 月 24 日 20 时和(b)2015 年 11 月 21 日 08 时相态为雨

(图 7a 中,云顶温度:−21℃,0℃层高度:0.6 km;图 7b 中,云顶温度:−10℃,0℃层高度:0.15 km)

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for rain at (a) 20:00 BT 24 March 2017 and (b) 08:00 BT 21 November 2015

(In Fig. 7a, cloud-top temperature is −21℃, 0℃-layer height is 0.62 km;
in Fig. 7b, cloud-top temperature is −10℃, 0℃-layer height is 0.15 km)

11 时降雪基本结束。位于北京观象台以南约 70 km 的河北霸州,在 21 日 11 时前转为降雪。图 8是位于北京观象台的降水现象仪所观测高时间分辨率的相态变化结果,经对比此次过程中的自动观测与人工加密观测结果吻合。从图 8 分析观象台降水相态变化为 20 日 19 时开始出现降雨,20 日 21:00 至 21 日 01:30 期间雨、雨夹雪和雪交替出现,随后的01:30—02:00 为雨夹雪转雪时段,21 日 02 时之后完全转为纯雪,08 时之后降雪明显减弱并逐渐停止。

5.2 降水相态的时间变化

微波辐射计具有在时间上连续测量的能力,通过对比分析北京观象台的微波辐射计构建探空与探空曲线发现两者变化趋势具有一致性(魏东等,2011)。图 9 显示了从微波辐射计观测结果计算得到的 0℃层高度、云顶温度和云顶高度三条曲线,云顶识别为 $T-T_d=2$℃的最高处,发现在相态明显转换时,温湿度特征发生跃变。

对于云顶高度,在 01:30 之前,即降雨和雨、雪频繁转换期间,对应的云顶高度伸展高度在 2.8～4.5 km 摆动,转雪时云顶高度快速上升,21 日 02 时以后即降雪时其稳定在 4.5～5 km 小范围内。对于云顶温度和 0℃层高度,降雨期间(20 日 19—21 时),云顶温度在−8～0℃剧烈摆动,同时近地面存在大于 0℃暖层,0℃层高度高于 0.1 km;雨、雨夹雪和雪交替转换时(20 日 21:00 至 21 日 01:30),云顶温度小幅下降并在−12～−4℃振荡,同时0℃

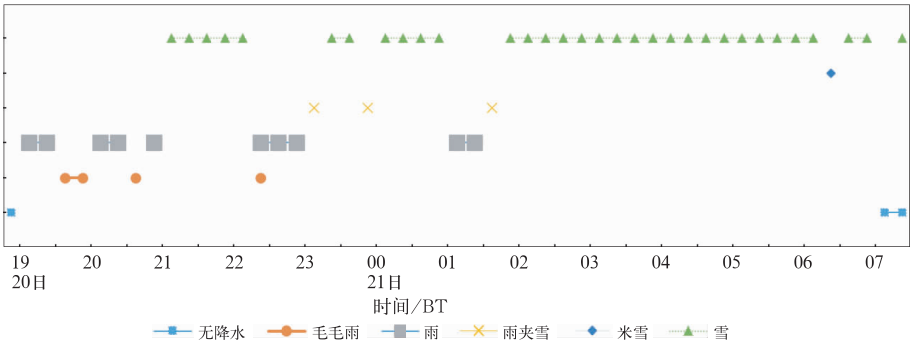


图 8 2016 年 11 月 20 日 18:30 至 21 日 08:00 北京观象台降水现象仪的相态观测

Fig. 8 Precipitation types by precipitation phenomenometer at Beijing Meteorological Observatory from 18:30 BT 20 to 08:00 BT 21 November 2016

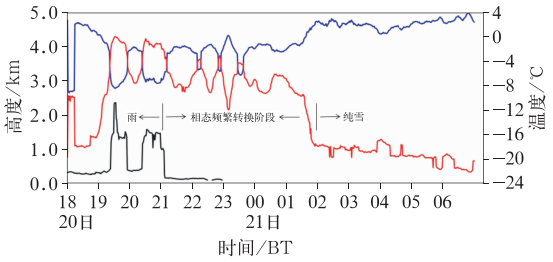


图 9　2016 年 11 月 20 日 18 时至 21 日 07 时北京观象台微波辐射计所计算的特征曲线
(黑线:0℃层高度,红线:云顶温度,蓝线:云顶高度,并标注了 3 种降水相态的主要阶段)

Fig. 9　Graphs of 0℃-layer height (black line), cloud-top temperature (red line) and cloud-top height (blue line) calculated by microwave radiometer at Beijing Meteorological Observatory as well as the main periods of three precipitation types from 18:00 BT 20 to 07:00 BT 21 November 2016

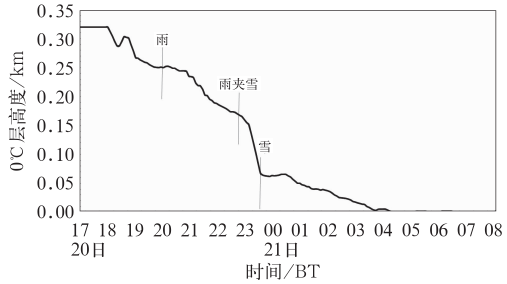


图 10　2016 年 11 月 20 日 17 时至 21 日 08 时的 0℃层高度变化(气象铁塔数据)与相态转换时间

Fig. 10　The 0℃-layer height variation graph (meteorological tower data) and phase transitions at points from 17:00 BT 20 to 08:00 BT 21 November 2016

层高度从大于 0.1 km 高度的逐渐下降。开始转雪期间(21 日 01:30—02:00),云顶温度从−8℃左右跳跃式下降至−16℃以下,转为纯雪后整层气温逐渐缓慢下降、云顶高度增逐渐升高,同时地面气温一直在 0℃以下。可见,垂直温湿特征的跃变并显著超过阈值与不同相态指标相对应。虽然微波辐射计在降水时观测存在一定误差,但从变化趋势看,通过其反演的垂直温湿层结分析可以对雨雪相态作出直观、较准确的判断(杨晓亮等,2017)。

此次过程中,对于细致的 0℃层高度变化,气象铁塔较微波辐射计有更直接、准确的反映。由于铁塔所在地无加密人工观测,天气现象的观测数据取自距离最近的海淀气象站的加密人工观测记录,两地相距约 9 km、T_{2m} 相差 0～0.2℃,十分接近,可认为相态变化具有一致性。图 10 所示,从 0℃层变化看,18 时前 0℃层高度一直高于铁塔观测高度上限 0.32 km,之后 0℃层逐渐下降,在 20 日 20 时常规观测的地面降水相态仍为雨。当 0℃层下降接近 0.15 km 时,此时 20 日 22:46 海淀气象站首次观测到雨夹雪,随后 0℃层高度迅速下降,在 23:35 海淀站观测到观测到降雪,此时 0℃层高度已经下降到约 0.07 km,即明显的降雪出现在 0℃层下降到 0.1 km 以下。降雪时 0℃层高度的阈值在气象铁搭观测中得到体现。结合微波辐射计结果,此个例中云顶温度快速降低和 0℃层高度快速下降两者几乎同时发生。

另外,此个例中相态由雨或雨夹雪转为稳定降雪过程中 T_{2m} 持续下降和0℃层高度快速下降。在其他个例中,当环流形势稳定时,液态降水向固态降水转换过程中也存在 T_{2m} 或 0℃层高度的明显下降,推测可能由于“融化效应”导致,即固态粒子在经过近地面暖层时,融化吸热引起环境温度下降,加速了 T_{2m} 或 0℃层高度的下降,进而影响到达地面的降水相态,加快了雨向雪的转化 (Kain et al,2000)。

从基于 ERA5 再分析场的观象台的时间-高度剖面图看,其温度、相对湿度(图 11a)和云冰水含量、云液态水含量(图 11b)特征的变化与基于特种观测结果的趋势具有较好的一致性:20 日 20 时前后北京观象台上空大于 80% 显著湿层顶的伸展高度较低,其温度略低于−8℃,云中以液态水为主,随着时间推移,显著湿层逐渐增厚、低层温度下降,云水含量开始降低、云冰含量逐渐增加,至 21 日 02 时后,整层温度已低于 0℃,>80% 的显著湿层顶气温降至−16～−12℃以下,空中以云冰为主。基于 ERA5 再分析场与基于微波辐射计和气象铁塔的分析结果互相印证。

5.3　降水相态的空间变化

此次降水过程在 21 日 02 时地面可分析出一条明显的冷锋维持在河北唐山至北京一带(图略),锋线在 40°N 附近,21 日 08 时锋面南进同时北京探空在 800 hPa 附近存在明显的锋面逆温。从地面观测和 ERA5 再分析等数据分析锋面南北两侧物理状况,发现其差异明显。

河北霸州站、北京观象台、北京怀柔站 3 个观测站经度十分接近而南北分别相距约 70 km,3 个站分别位于锋面附近略偏南一侧、锋面附近和锋后,其在图 12 中的纬度位置标注于图的下方,地理位置、

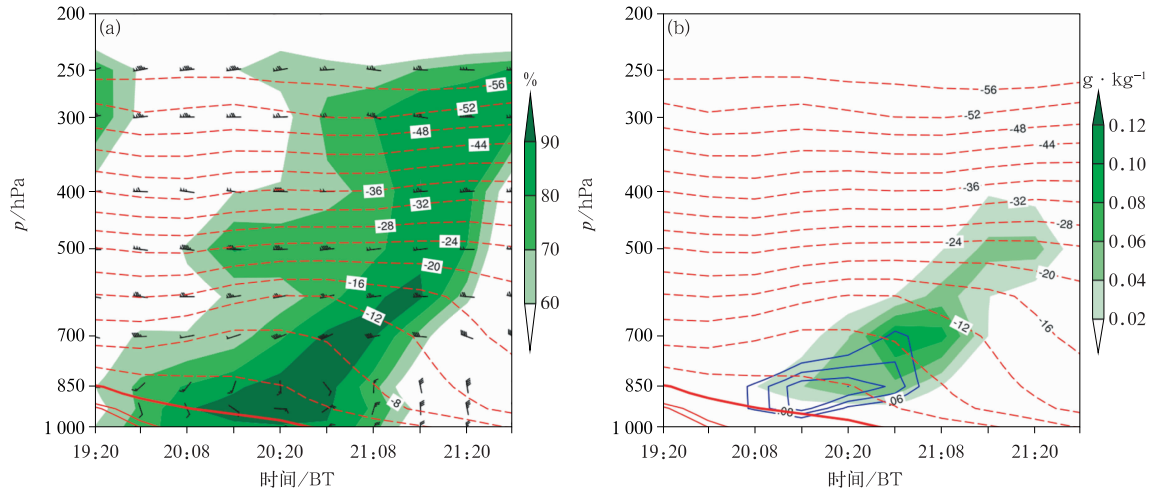


图 11 2016 年 11 月 20 日北京观象台(a)风场(风羽)、温度(红线)和相对湿度(填色),(b)云冰水含量(填色)、云液态水含量(蓝线,单位:g·kg^{-1})和温度(红线)的时间-高度剖面

Fig. 11 Time-height cross-sections over Beijing Meteorological Observatory on 20 November 2016 (a) wind (barb), temperature (red line) and relative humidity (colored), (b) cloud liquid water content (bule line, unit: g·kg^{-1}) and cloud ice water content (colored) and temperature (red line)

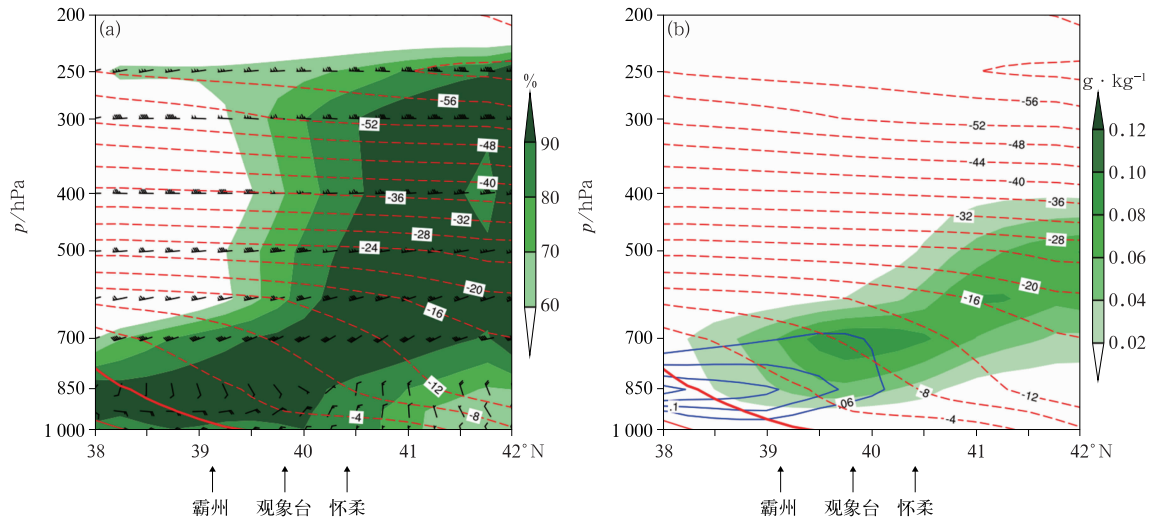


图 12 2016 年 11 月 21 日 02 时(a)风场(风羽)、温度(红线)和相对湿度(填色),(b)云冰水含量(填色)、云液态水含量(蓝线,单位 g·kg^{-1})和温度(红线)沿 116.5°E 的垂直剖面

Fig. 12 Meridional cross sections along 116.5°E of (a) wind (barb), temperature (red line) and relative humidity (colored); (b) cloud ice water content (colored), cloud liquid water content (bule line, unit: g·kg^{-1}) and temperature (red line) at 02:00 BT 21 November 2016

海拔、地面气温、云顶温度以及天气现象如表 4 所示。结合图 12 和表 4 分析,锋前的霸州低层为东南风,>80%的显著湿层在 700 hPa 以下,高度较低,通过 ERA5 的再分析场的垂直温湿廓线判断云顶温度约为−8℃左右(图 12a),云中以液态水为主(图 12b),T_{2m}为 1.8℃,若按湿绝热递减率推测 0℃层高度约在 0.3 km,云顶温度和 0℃层高度都较高,此站观测的相态为雨;中间位置的北京观象台,T_{2m}为 0℃,即 0℃层高度为 0 km,但云顶温度仍高于−14℃,未达到降雪阈值,观测的相态为雨夹雪;锋面北侧怀柔站显著湿层较其他两站明显深厚、高度伸展至 250hPa 附近,云顶温度低于−20℃,云中冰相粒子比例高,低层为东北风,从 T_{2m}和垂直廓线判断 0℃层高度低于 0.1 km,此站观测的相态为

雪。对比发现观测结果与依据指标(指标 2)判别的结果一致。

上述结果可见,锋面两侧的温、湿等物理量的差异与其不同相态指标的阈值相吻合。锋面的移动伴随垂直温、湿等物理量的变化,极有可能是造成雨雪相态转换的原因之一。

表 4　2016 年 11 月 21 日 02 时北京怀柔站、北京观象台和河北霸州站 3 个站的海拔、云顶温度、地面气温和天气现象

Table 4　Longitude and latitude, altitude, cloud-top temperature, 2 m temperature and weather phenomena of Huairou Station, Beijing Meteorological Observatory and Bazhou Station at 02:00 BT 21 November 2016

站点	经纬度/(°E,°N)	海拔高度/m	地面气温/℃	云顶温度/℃	天气现象
北京怀柔站	116.5,40.4	75.7	0.1	−24	雪
北京观象台	116.5,39.8	31.3	0.0	−10	雨夹雪
河北霸州站	116.4,39.2	8.9	1.8	−8	雨

6　结论与讨论

本文依据预报经验和理论从成雪和融雪角度出发,明确了云顶温度和 0℃层高度是判别北京及周边地区降水相态的两个关键要素。云顶温度在一定程度上反映了大气垂直温湿结构特征,与成雪相联系;0℃层高度反映了近地面的暖层厚度,与融雪相联系。综合考虑这两个要素阈值建立了北京及周边地区新的相态判别指标,主要结论如下:

(1)云顶温度≤−14℃是判断云内有足够雪花等冰相粒子的重要阈值,而雨夹雪时云顶最高温度为−4℃,−3℃及以上的云顶温度只和降雨相联系。

(2)0℃层高度是判断融雪的重要要素。在云顶温度≤−14℃条件下,0℃层高度≤0.1 km 时,下落的雪花不容易融化,相态主要为雪;0℃层高度≥0.5 km 时,雪花易完全融化,相态大多为雨;当 0℃层高度位于两者之间时,雪花易部分融化,相态主要为雨夹雪。当云顶温度位于−14～−4℃时,若 0℃层高度<0.1 km,相态基本为雨夹雪,0℃层高度≥0.1 km 时冰相粒子很可能完全融化为雨。

(3)雨夹雪多为雨雪转换的过渡相态,雨或雨夹雪转为稳定降雪时云顶温度迅速降低和 0℃层高度明显下降几乎同时发生。距离锋面位置的不同,降水相态也不相同,雨雪相态分布与锋面的位置有一定关系。

(4)经检验,云顶温度结合 0℃层高度构成的新相态判别指标简洁而实用,比传统特定层气温构成的判别指标的 TS 评分显著提高,雪、雨夹雪和雨的 TS 评分分别为 0.93、0.57 和 0.86,分别提高了 0.11、0.39 和 0.43,新指标为实际相态预报业务和模式产品订正提供了新的参考和支撑。

雨雪相态机理复杂,本文从宏观的预报角度出发,基于两个关键要素阈值形成的比较简洁的相态判别指标,此指标不仅在平原、在山区也适用,对实际冬季降水相态预报业务和冬奥赛区的降水相态预报也有较好的参考意义。冰晶层形成的温度阈值各地不尽相同,本文统计温度阈值结果(≤−14℃)与以往研究结果较接近,并无显著差别。文中采用的常规探空资料,可得到高精度的大气廓线,但由于探空气球漂移影响和中高层探空数据垂直分辨率变粗,对云顶温度的识别精度造成一定影响。但本文对云顶附近的探空数据进行了线性插值处理后再判断,并在临界温度附近结合 ERA5 再分析等资料确认,一定程度上弥补误差,且云顶温度的统计平均结果一定程度抵消了个例的误差。从所有统计的云顶温度分布曲线看,呈两极分化形态分布:或显著低于−14℃,或明显高于−14℃。因此,确定−14℃作为云中成雪的临界温度是可靠的。由于样本内的 0℃层高度皆不超过 1 km,所以漂移问题对 0℃层高度识别影响很小。0℃层高度指标实际上与温度阈值和近地层垂直递减率相关,虽然研究表明湿球温度也是一个很有价值的参考指标(孙燕等,2013;王晓芳等,2019;陈双等,2019;杨璐等,2021),可能更接近真实的降水粒子温度,且在判断混合相态时阈值范围更小(Sims and Liu,2015),但用湿球温度相关阈值判别相态的准确率并不一定优于温度阈值(Chen et al,2014),利用湿球温度 0℃阈值与本研究中提及的云顶温度阈值相结合,是否能得到更好的结果,值得后续进一步研究。

本文建立的相态指标是基于北京及周边地区出现有量的降水过程,尤其在中低空存在明显系统时

判别准确率相当高。新的指标虽然对雨夹雪的判别准确率较之前有明显提高，但相对雨和雪，其绝对准确率还有待提高。相信随着降水现象仪、雪水当量仪、云雷达、双偏振雷达等新型观测设备广泛使用和研究，雨雪相态的研究深度和预报准确率将进一步提高。

参考文献

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).

顾震潮，1980. 云雾降水物理基础[M]. 北京：科学出版社：173-179. Gu Z C，1980. Bases of Cloud and Mist Precipitation Physics[M]. Beijing：Science Press：173-179(in Chinese).

胡宁，符娇兰，孙军，等，2021. 北京一次冬季极端降水过程中相态转换预报的误差分析[J]. 气象学报，79(2)：328-339. Hu N，Fu J L，Sun J，et al，2021. Errors in the forecast of precipitation type transition in an extreme winter precipitation event in Beijing[J]. Acta Meteor Sin，79(2)：328-339(in Chinese).

胡朝霞，雷恒池，郭学良，等，2007. 降水性层状云系结构和降水过程的观测个例与模拟研究[J]. 大气科学，31(3)：425-439. Hu Z X，Lei H C，Guo X L，et al，2007. Studies of the structure of a stratiform cloud and the physical processes of precipitation formation[J]. Chin J Atmos Sci，31(3)：425-439(in Chinese).

李江波，李根娥，裴雨杰，等，2009. 一次春季强寒潮的降水相态变化分析[J]. 气象，35(7)：87-94. Li J B，Li G E，Pei Y J，et al，2009. Analysis on the phase transformation of precipitation during a strong cold wave happened in spring[J]. Meteor Mon，35(7)：87-94(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).

欧建军，周毓荃，杨棋，等，2011. 我国冻雨时空分布及温湿结构特征分析[J]. 高原气象，30(3)：692-699. Ou J J，Zhou Y Q，Yang Q，et al，2011. Analyses on spatial-temporal distributions and temperature-moisture structure of freezing rain in China[J]. Plateau Meteor，30(3)：692-699(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).

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[J]. 气象，40(10)：1259-1265. Shi H R，Li F，Wu L，et al，2014. Analysis on observations of precipitation phase changes using wind profile radar data[J]. Meteor Mon，40(10)：1259-1265(in Chinese).

孙燕，严文莲，尹东屏，等，2013. 江苏冬季降水相态气候分布特征及预报方法探讨[J]. 气象科学，33(3)：325-332. Sun Y，Yan W L，Yin D P，et al，2013. Climatic characteristics and forecast of precipitation phase in winter of Jiangsu[J]. J Meteor Sci，33(3)：325-332(in Chinese).

王晓芳，程正泉，姜丽萍，2019. 2016 年广东一次罕见寒潮雨雪冰冻天气过程分析[J]. 气象科技，47(1)：106-115. Wang X F，Cheng Z Q，Jiang L P，2019. Analysis of a rare cryogenic freezing rain and snow event in cold wave weather over Guangdong Province in 2016[J]. Meteor Sci Technol，47(1)：106-115(in Chinese).

魏东，孙继松，雷蕾，等，2011. 用微波辐射计和风廓线资料构建探空资料的定量应用可靠性分析[J]. 气候与环境研究，16(6)：697-706. Wei D，Sun J S，Lei L，et al，2011. Reliability analysis of quantitative applications of sounding constructed from data detected by microwave radiometer and wind profiler[J]. Climatic Environ Res，16(6)：697-706(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).

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).

杨璐，南刚强，陈明轩，等，2021. 基于三种机器学习方法的降水相态高分辨率格点预报模型的构建及对比分析[J]. 气象学报，79(6)：1-13. Yang L，Nan G Q，Chen M X，et al，2021. The construction and comparison of high resolution precipitation type prediction models based on three machine learning methods[J]. Acta Meteor Sin，79(6)：1-13(in Chinese).

杨舒楠，徐珺，何立富，等，2017. 低层温度平流对华北雨雪天气过程的降水相态影响分析[J]. 气象，43(6)：665-674. Yang S N，Xu J，He L F，et al，2017. Impacts of low level temperature advection on the precipitation type of heavy rain snow process in North China[J]. Meteor Mon，43(6)：665-674(in Chinese).

杨晓亮，尚可，段宇辉，等，2017. 基于高分辨率探测资料的降水相态错报成因分析[J]. 暴雨灾害，36(6)：535-541. Yang X L，Shang K，Duan Y H，et al，2017. Cause analysis of precipitation types forecast failure based on high-resolution observation data[J]. Torr Rain Disaster，36(6)：535-541(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).

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).

Bocchieri J R,1980. The objective use of upper air soundings to specify precipitation type[J]. Mon Wea Rev,108(5):596-603.

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

Chen R S,Liu J F,Song Y X,2014. Precipitation type estimation and validation in China[J]. J Mt Sci,11(4):917-925.

Hanna J W,Schultz D M,Irving A R,2008. Cloud-top temperatures for precipitating winter clouds[J]. J Appl Meteor Climatol,47(1):351-359.

Heppner P O G,1992. Snow versus rain:looking beyond the "magic" numbers[J]. Wea Forecasting,7(4):683-691.

Hou T J,Lei H C,Hu Z X,2010. A comparative study of the microstructure and precipitation mechanisms for two stratiform clouds in China[J]. Atmos Res,96(2-3):447-460.

Huffman G J,Norman G A Jr,1988. The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation[J]. Mon Wea Rev,116(11):2172-2182.

Junker W,2000. Winter weather forecasting[EB/OL]. https://www.hpc.necp.gov/html/hpcframes.html.

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.

Libbrecht K,2006. Ken Libbrecht's Field Guide to Snowflakes[M]. Minnersota:Voyageur Press.

Pobanz B M,Marwitz J D,Politovich M K,1994. Conditions associated with large-drop regions[J]. J Appl Meteor,33(11):1366-1372.

Poore K D,Wang J H,Rossow W B,1995. Cloud layer thicknesses from a combination of surface and upper-air observations[J]. J Climate,8(3):550-568.

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

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

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

Thériault J M,Stewart R E,Henson W,2010. On the dependence of winter precipitation types on temperature,precipitation rate,and associated features[J]. J Appl Meteor Climatol,49(7):1429-1442.

Wagner A J,1957. Mean temperature from 1000 MB to 500 MB as a predictor of precipitation type[J]. Bull Am Meteor Soc,38(10):584-590.

(本文责编:俞卫平)