

陈双,符娇兰,2021. 华北地区雪密度不同的两次降雪过程对比分析[J]. 气象,47(1):36-48. Chen S, Fu J L, 2021. Comparative analysis of two snow events with different snow density in North China[J]. Meteor Mon, 47(1):36-48(in Chinese).

华北地区雪密度不同的两次降雪过程对比分析^{*}

陈 双^{1,2} 符娇兰^{1,2}

1 国家气象中心,北京 100081

2 中国气象局-河海大学水文气象研究联合实验室,北京 100081

提 要: 利用加密降雪观测资料、地面常规观测、FY-2E 卫星观测及 ERA5 再分析资料对华北地区两次融化比存在显著差异的降雪过程其降雪特征、云内垂直热动力结构、降水粒子垂直分布、地面气温和地表温度等进行了对比分析,揭示了热动力垂直结构和水汽条件对降雪过程的雪密度影响。结果表明:融化比较大降雪过程(简称“0103”过程)整层温度偏低,位于对流层低层的 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 温度层较为深厚,与最大上升运动中心、水汽饱和区相重合,有利于树枝状雪花的形成进而产生较大融化比,其云中粒子以冰相粒子为主;融化比较小降雪过程(简称“1129”过程)整层温度偏高,前述温度层位于对流层高层,较为浅薄,且位于最大上升运动中心下方,其云层下部存在较多过冷水滴,有利于淞附作用进而产生较小融化比;“0103”过程短波槽较浅,导致最大动力抬升层次低, $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 温度层位于暖锋锋区附近,锋前暖平流有利于深厚温度层的建立和维持,水汽主要来自低层偏东气流输送,导致其水汽含量偏小;“1129”过程主要由高空槽前暖湿气团沿冷锋锋面爬升所引起,动力抬升位于中高层, $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 温度层位于冷锋锋区上部,温度直减率大,导致 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 温度层较为浅薄,中层西南风水汽输送提供了有利水汽条件。

关键词: 积雪,融化比,水汽条件,热动力垂直结构

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.01.004

Comparative Analysis of Two Snow Events with Different Snow Density in North China

CHEN Shuang^{1,2} FU Jiaolan^{1,2}

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081

2 CMA-HHU Joint Laboratory for Hydrometeorological Studies, Beijing 100081

Abstract: By using densely-observed snowfall, surface conventional observation, FY-2E satellite TBB and ERA5 reanalysis data, comparative analysis is carried out for two snowfall events with significantly different snow to liquid ratios (SLR) in North China. Based on the analysis of difference of the snowfall characteristics, vertical thermodynamic structure in clouds, vertical distribution of precipitation particles and surface temperature, the effect of vertical thermodynamic structure and water vapor conditions on snow density is revealed. The results show that the event with higher SLR (hereinafter referred to the 3rd January Case) occurs in a colder condition from surface to upper atmosphere, and the vertical layer with temperature between -18°C to -12°C is much thicker, which almost coincides with the level of maximum ascending motion in the cloud. The perfect match of temperature and vertical motion in the cloud leads to the formation of dendritic snowflake and a higher SLR. In addition, the precipitation particles are mainly ice-phase

^{*} 国家重点研发计划(2018YFF0300104)资助

2019 年 8 月 1 日收稿; 2020 年 6 月 16 日收修定稿

第一作者:陈双,主要从事短期天气预报和分析. E-mail: csj8715@163.com

通讯作者:符娇兰,主要从事灾害性天气诊断和预报技术研究. E-mail: bluelilyfly@163.com

particles in the 3rd January Case. The case with lower SLR (hereinafter referred to the 29th November Case) appears in a warmer condition. The vertical layer with temperature between -18°C to -12°C is relatively thinner, which is located below the level of its maximum ascending motion. This kind of profiles of temperature and vertical motion in the cloud would result in a low SLR snowfall. Besides this, there are large amounts of super-cooled water droplets in the lower level of the cloud, thus the riming process may occur, which would cause a lower SLR further. The 3rd January Case is mainly caused by a short-wave trough, thus its accent motion is relatively weaker with its peak in low-level layer. The layer with temperature between -18°C to -12°C is located near the frontal zone of a warm front, where there is a strong warm advection and a small temperature lapse rate. This is the main reason why the -18°C to -12°C layer for the 3rd January Case is thick. While the 29th November Case is mainly caused by a deep upper trough, which generates a strong updraft with its peak in upper-level layer. The layer with temperature between -18°C to -12°C is located over the frontal zone of a cold front, where the temperature lapse rate is much larger, thus -18°C to -12°C layer is shallow. Meanwhile, water vapor provided by easterly over boundary layer, which is the primary source for the 3rd January Case, is generally less; while the south-westerly in front of the upper trough brings a plenty of water vapor for the 29th November Case.

Key words: snowfall depth, snow-to-liquid ratio, moisture condition, vertical thermodynamic structure

引 言

我国因降雪造成的灾害主要分布在内蒙古中部、新疆天山以及青藏高原东北部等地(郝璐等, 2002)。近年来,因强降雪造成的灾害在我国中东部地区也时有发生(赵慧霞, 2014)。河北省先后在2009年11月11日、2012年11月3—4日经历两次罕见的强降雪过程,其中11月11日石家庄地区遭受50年一遇的特大暴雪,积雪深度达48 cm,河北多个测站创下有气象记录以来的最大值,对交通、水电、农业等行业造成较大影响,11月3—4日降雪受灾人口达2.41万,直接经济损失达2013万(黄威, 2013;杨晓霞等, 2012)。2018年1月3—4日,安徽合肥地区迎来首场降雪,强降雪导致的积雪造成多个公交车站台垮塌,导致1人身亡、2018年4月4—5日,华北地区出现了一次大范围强降雪天气过程,北京西部、山西北部 and 内蒙古中部的部分站点积雪深度达到10 cm以上,降雪量和积雪深度均突破历史同期纪录(杜佳等, 2019),强降雪给人民的生产生活带来了极大的影响。随着政府、公众对降雪及其影响预报关注程度日益提高,冬季降水预报已不限于提供精细化的降水量、相态预报,考虑到积雪对道路交通、设施农业以及冬季户外运动等造成的可能影响,精准预报积雪深度是提高冬季降水预报服务能力的关键措施之一。然而由于资料缺乏等原因,

当前我国针对积雪深度的研究及其预报技术的研发还不多见。

积雪深度大小主要由降雪量和雪密度决定。美国降雪天气的融化比(积雪深度与降雪量比值,与雪密度相当)或雪密度气候统计研究表明:融化比存在明显的区域和季节特征,天气预报业务上常用的融化比经验值(10:1)代表性较差(Judson and Doesken, 2000; Baxter et al, 2005; Mizukami and Perica, 2008; Alcott and Steenburgh, 2010)。Roebber et al (2003)指出,影响雪密度的因子主要包括三大类微物理过程:云内的冰晶相态、大小及其凝化和合并发展,云外的融化和升华以及地面压缩和变形等过程;其中云内、云外的微物理过程又直接由大气温度、湿度等分布决定。已有研究表明:在相似的环流背景下,雪密度都有可能表现出较大差异,甚至是同一个降水过程不同阶段也可能存在差异(Perry et al, 2008)。杨琨和薛建军(2013)利用2009—2011年加密降雪观测资料分析了我国降雪量和积雪深度的关系,得出我国冬季积雪深度和降雪量比值大体为 $0.75\text{ cm} \cdot \text{mm}^{-1}$,且有明显的地区差异。张海宏等(2019)利用青海两次降雪过程的资料,探讨了其雪深、雪密度等情况,分析了地表反射率与雪密度及雪中含水量的关系。杨成芳和刘畅(2019)对一次江淮气旋暴雪的积雪特征进行了诊断分析,认为积雪深度是近地面多气象要素共同作用的结果。相比欧美等发达国家,我国对融化比或雪密度的认识明显不足,这对

我们准确预报积雪深度带来了很大的挑战。

尽管自 20 世纪 90 年代以来华北地区降雪日数出现减少趋势,但降雪强度增强了,极端个例有增多的趋势。近 10 年,先后于 2009、2010、2012、2015 年等秋冬季节出现了强降雪,部分个例累计降雪量和积雪深度突破历史极值,积雪对交通运输、农业等造成了较大的影响。已有的研究主要针对上述强降雪产生的大尺度环流背景、动热力条件等天气学成因进行了探讨(张迎新等,2011;张楠等,2014),鲜有从积雪或雪密度的角度进行分析,而这往往是降雪致灾的关键因子之一。此外,欧美等国科学家大多从融化比或雪密度气候特征及其影响融化比的微观热动力条件等角度进行研究。针对某一地区,结合天气形势,对不同降雪过程融化比或雪密度差异化的原因进行探讨分析的研究还不多见。而这样的研究将会为业务人员理解雪密度的天气学成因、预报积雪深度提供科学的理论依据。

2009—2012 年,中国气象局开展了 3 h 间隔的加密降雪观测,为我们进一步研究融化比提供了可能。为更深入理解华北地区不同融化比降雪过程其融化比差异产生的天气学和物理原因,本研究选取华北地区两次不同融化比等级的降雪过程,对其降雪前后的热动力条件、微物理过程及背后的天气成因等进行对比分析。参考 Roebber et al(2003)对融化比等级的划分,将融化比为 1~9 和大于 15 的降雪天气分别定义为湿、干雪。从 2009—2012 年挑选了两次融化比存在显著差异的降雪过程,从温度层结、垂直抬升、水汽条件、云内降水粒子分布等方面分析造成雪密度差异化的天气学原因。

1 资料及个例概况

考虑到 3 h 降雪加密观测可以更有效避免 24 h 降雪观测所带来的雨雪相态转换以及融雪、吹雪等过程,研究所用到的降雪资料为中国气象局 3 h 加密降雪观测资料。根据中国气象局规定,加密降雪观测于 2009 年 11 月 16 日开始启动,观测内容包括降雪量和积雪深度。观测中,针对出现降雪天气的地区,每日 06、07、08、11、14、17 和 20 时开展定时观测,降雪停止时则不观测;06 时观测前一日 20 时至当日 06 时的累计降雪量和当时的积雪深度;07、08 时观测 1 h 降雪量和当时的积雪深度;11、14、17、

20 时观测 3 h 累计降雪量和当时的积雪深度。另外,在降雪停止但仍有积雪的台站,每日 07 时观测积雪深度。本文所用的降雪数据即为上述加密观测数据。环流形势、动力、热力、水汽等分析所用资料为 ERA5 再分析资料,该资料时间分辨率为 1 h、空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ (Herbach et al, 2020)。此外还用到了地面常规观测、FY-2E 卫星 TBB 等资料。

在挑选不同融化比降雪过程时,主要参考 Roebber et al(2003)的融化比等级划分标准(1~9, 大于 15)。考虑到一次过程发生发展前后,其融化比存在一定程度变化,且不同站点会有差异,在确定过程降雪属性时,主要依据其主要降雪区大部分站点所处融化比等级来判断。

图 1 为 2010 年 1 月 3 日 08—20 时(北京时,下同)华北地区 3 h 累计降雪量和融化比及主要降雪时段新增积雪深度分布。此次过程,过程期间降雪位置比较稳定,主要发生在北京、天津及河北中北部地区,其降雪时段主要位于 3 日白天(图 1a~1d), 3 h 累计降雪量基本以 1.0~2.5 mm 为主,局地可达 2.5 mm 以上,傍晚以后,降雪强度减弱,3 h 累计降雪量减弱为不足 1 mm。从其主要降雪时段新增积雪深度(图 1e)来看,3 h 新增积雪深度基本都在 1.0 cm 以上,最大新增积雪深度位于河北东北部和西北部、北京中东部等地,达 5.0 cm 以上;从融化比来看,过程期间,融化比大于 15 的降雪站点占到了过程总降雪站点的 54%,其中,北京、天津及河北北部等地,其降雪站点融化比基本都大于 15,本文认定其为一次干雪过程,以下称为“0103”过程。

图 2 为 2011 年 11 月 29 日 11—20 时华北地区 3 h 累计降雪量和融化比及主要降雪时段新增积雪深度分布。此次过程,降雪位置位于山西中南部至河北中南部一带,降雪时段则主要为 29 日中午至傍晚前后(图 2a~2c),29 日中午前后,降雪区主要位于山西中部,14 时以后,降雪区逐步东移至河北中南部一带,过程期间,3 h 降雪量基本都在 2.5 mm 以上,部分地区降雪量达 5.0 mm 以上,降雪量较“0103”过程偏大。从其主要降雪时段(14—17 时)新增积雪深度(图 2d)来看,3 h 新增积雪深度基本都在 1.0 cm 以上,最大新增积雪深度位于河北南部,达 10.0 cm 以上,大于“0103”过程;从融化比来看,过程期间,融化比为 1~9 的降雪站次占到了过

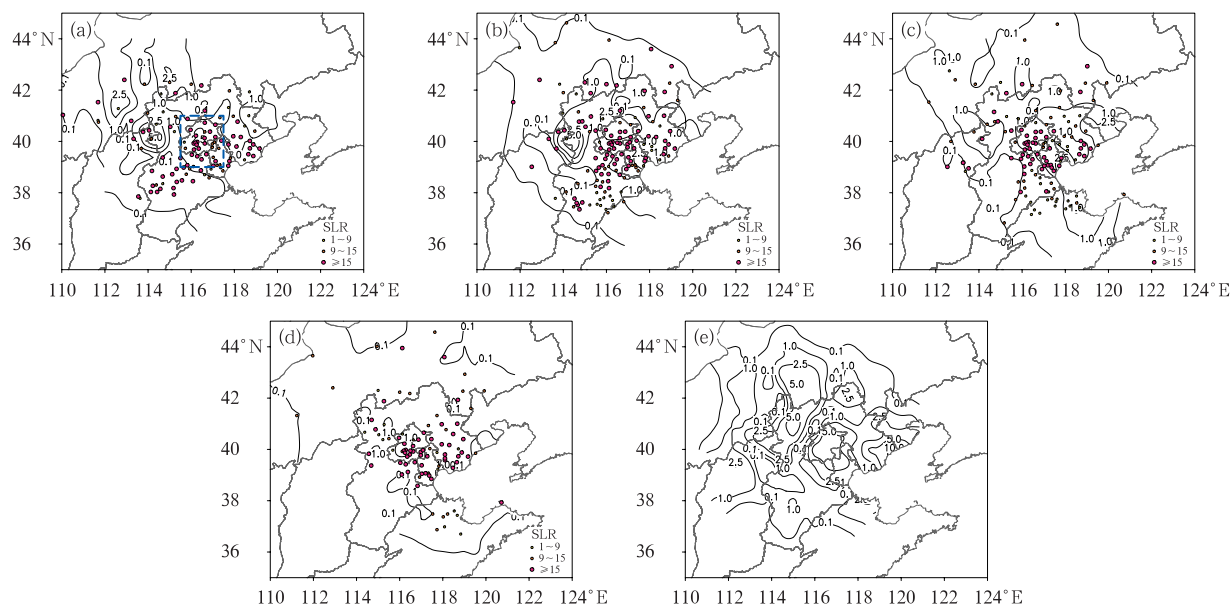


图 1 2010 年 1 月 3 日 08—11 时(a), 11—14 时(b), 14—17 时(c), 17—20 时(d)华北地区降雪量(等值线, 单位: mm)和融化比分布(散点)及主要降雪时段(11—14 时)新增积雪深度(e, 单位: cm)

(图 1a 中蓝色方框区域为后续垂直热力结构分析的重点关注区域)

Fig. 1 Distributions of snowfall (contour, unit: mm) and snow-to-liquid ratio (scatter plot) in North China during 08:00—11:00 BT (a), 11:00—14:00 BT (b), 14:00—17:00 BT (c), 17:00—20:00 BT (d), and snow depth (unit: cm) during 11:00—14:00 BT (e) 3 January 2010 (Blue box area in Fig. 1a is the key area for the subsequent vertical thermodynamic structure analysis)

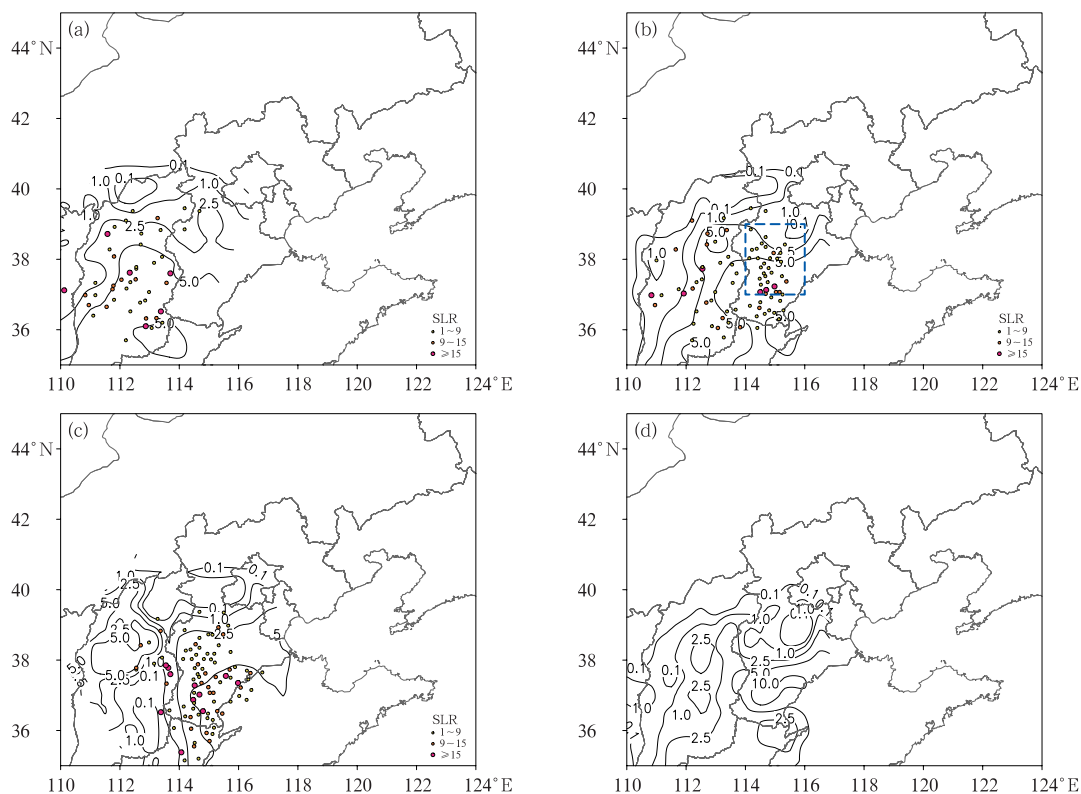


图 2 2011 年 11 月 29 日 11—14 时(a), 14—17 时(b), 17—20 时(c)华北地区降雪量(等值线, 单位: mm)和融化比(散点)分布及主要降雪时段(14—17 时)新增积雪深度(d, 单位: cm)

(图 2b 中蓝色方框区域为后续垂直热力结构分析的重点关注区域)

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for those during 11:00—14:00 BT (a), 14:00—17:00 BT (b), 17:00—20:00 BT (c), and snow depth (unit: cm) during 14:00—17:00 BT (d) 29 November 2011 (Blue box area in Fig. 2b is the key area for the subsequent vertical thermodynamic structure analysis)

程总降雪站次的 65%，其中，14—17 时更是占到了总降雪站次的 72%，本文认定其为一次湿雪过程，以下称为“1129”过程。

2 热动力垂直结构及微物理特征对比分析

影响雪密度或融化比的因子主要包括三大类微物理过程：云内降水粒子状态、云外融化和升华过程以及地面压缩和变形等过程(Roebber et al, 2003)；其中云内、云外的微物理过程又直接由大气温度、湿度等分布决定。接下来，从大气垂直热动力结构及地面温、湿及降雪量等出发，对上述两次过程融化比存在显著差异的原因进行分析。

降雪粒子的形态和大小，直接影响到融化比的大小，如树枝状雪花往往更有利于较大融化比降雪的产生，而柱状、板状等降雪粒子其融化比则相对较小(Dubè, 2003)。在降雪粒子形成过程中，温度是控制冰晶基本形状的主要因子(黄美元和徐华英, 1999)。已有研究表明， $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 的温度范围对树枝状雪花的形成至关重要，尤以 -15°C 为树枝状雪花形成的峰值区(Libbrecht, 2006)，故而上述温度范围区在判断融化比时，有着十分重要的指示意义。国外预报中，一般认为当 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 温度层、最大上升运动区与云区范围相重合时，往往有利于较大融化比的产生(Cobb and Waldstreicher,

2005)。接下来，利用 ERA5 再分析资料，对“0103”过程降雪中心($39^{\circ}\sim 41^{\circ}\text{N}$ 、 $115.5^{\circ}\sim 117.5^{\circ}\text{E}$ ，图 1a 中方框所示区域)和“1129”过程降雪中心($37^{\circ}\sim 39^{\circ}\text{N}$ 、 $114^{\circ}\sim 116^{\circ}\text{E}$ ，图 2b 中方框所示区域)的上述三个要素的区域平均值进行对比分析。

从温度分布来看，“0103”过程主要降雪时段(3 日 08—20 时)较“1129”过程主要降雪时段(29 日 14—20 时)温度总体显著偏低，如 900 hPa 以下温度“0103”过程为 $-12\sim-8^{\circ}\text{C}$ ，而“1129”过程则为 $-4\sim 0^{\circ}\text{C}$ 。具体到 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 所在温度范围的垂直分布来看，“0103”过程上述温度层所在高度较低(图 3a)，主要位于 700 hPa 以下，且较为深厚，925~700 hPa 温度基本位于 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 。深厚的 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 温度层，为树枝状雪花的形成提供了十分有利的温度条件；而“1129”过程 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 温度层所在高度则相对较高(图 3b)，在 600 hPa 以上，且比较浅薄，仅在 600~500 hPa。

从垂直运动分布来看，“0103”过程主要降雪时段最大上升运动为 $-0.8\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 3a)，而“1129”过程则为 $-1.0\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右(图 3b)，二者强度相差不大，但从强上升运动中心所在高度来看，“0103”过程较低，位于 900 hPa 附近，而“1129”过程则相对较高，位于 500 hPa 附近，这表明，“0103”过程的动力强迫主要位于低层，而“1129”过程的动力强迫则主要位于高层。

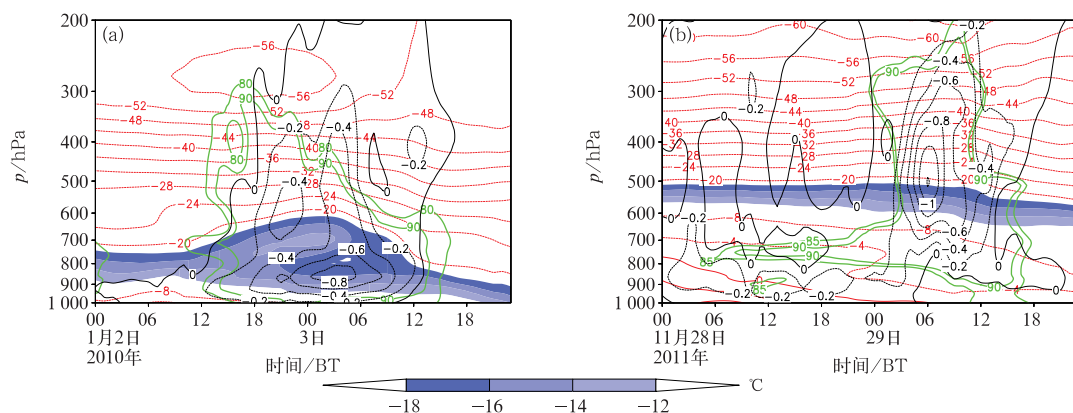


图 3 “0103”过程(a)和“1129”过程(b)温湿特征及垂直上升运动时间高度剖面

(黑线为垂直速度,单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$;绿线为相对湿度,单位:%;

红线为温度,单位: $^{\circ}\text{C}$;填色为温度位于 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 范围)

Fig. 3 Vertical thermodynamic characteristics for the 3 January Case (a) and the 29 November Case (b)

(Black contour is for vertical speed, unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$; green contour is for relative humidity, unit: %; red contour is for temperature, unit: $^{\circ}\text{C}$; colored area is for the layer with temperature between -18°C to -12°C)

从相对湿度分布特征来看,“0103”过程主要降雪时段 90% 以上区域范围基本位于 500 hPa 以下,且在后期逐渐下降至 700 hPa 以下,一直到近地层,其相对湿度均接近于 90% (图 3a); 而“1129”过程主要降雪时段 90% 以上区域范围则可达 300 hPa 以上 (图 3b), 这表明,“1129”过程的云顶发展高度较“0103”过程高。此外,“1129”过程其低层相对湿度相对较小,故而有利于降雪粒子到达近地面层之前的融化升华等作用,进而有利于较小融化比的发生。

具体到温度、湿度和垂直运动的垂直配置来看,“0103”过程 (图 3a), 最大上升运动中心及 $-18 \sim -12^{\circ}\text{C}$ 范围区与云区范围基本重合, 且重合区范围较为深厚, 而这种情况有利于将降雪粒子较长时间地维持在有利于树枝状雪花的形成区域 (Libbrecht, 2006), 进而容易产生融化比较大的降雪粒子 (Waldstreicher, 2001; Dubè, 2003); 而“1129”过程 (图 3b), 其最大上升运动中心位置略高于 $-18 \sim -12^{\circ}\text{C}$ 温度范围区, 且与 $-18 \sim -12^{\circ}\text{C}$ 温度范围区重合较少, 而这种情况往往产生的降雪其融化比相对较小 (Cobb and Waldstreicher, 2005)。

除降雪粒子形态和大小外, 云中液态水含量也会在一定程度上影响融化比的大小, 这主要因为当云中含有充分的液态水时, 冰晶粒子与过冷水滴之间的碰撞, 会使得降雪粒子的液态水含量较高, 从而使得降雪的融化比减小。接下来, 利用 ERA5 再分析资料, 对云中冰相粒子和液相粒子的垂直分布情况进行分析。考虑到 0 、 -10 及 -40°C 在降水粒子

相态转换过程中十分重要, Hobbs and Rangno (1985) 研究表明: 温度大于 -10°C 的时候, 很少有冰核活化, 降水粒子基本以过冷水滴为主; 而当温度小于 -40°C 时, 则基本以冰相粒子为主, 故而图中叠加了 0 、 -10 和 -40°C 等温线, 如图 4 所示。

由图可知,“0103”过程 (图 4a), 其云层整体处于 $-40 \sim -10^{\circ}\text{C}$, 其主要降雪时段仅为 11—14 时, 在 $900 \sim 650$ hPa 左右存在少量过冷水滴, 过冷水滴含量较低, 为 $0.02 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 而冰相粒子浓度为 $0.02 \sim 0.06 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 云层底部延伸至近地层, 且底部以冰相粒子为主; “1129”过程主要降雪时段 (图 4b), 其云层上部达 -40°C 以下, 基本以冰相粒子为主, 而云层下部则位于 -10°C 以上, 基本以过冷水滴为主, 云层底部位于 750 hPa 左右, 显著高于“0103”过程, 整个降雪时段, “1129”过程均为冰相和过冷水滴共存的状态, 当云层中上部的冰相粒子下落至云层下部, 遇到过冷水滴时, 容易发生冰晶粒子和过冷水滴的碰并作用 (淞附过程), 而通过这种作用所形成的降雪粒子, 其融化比往往不太高, 尤其是伴有显著淞附作用所形成的降雪粒子 (Dubè, 2003)。具体到“1129”过程其冰相粒子和液态水粒子的含量来看, 其过冷水滴含量略高于“0103”过程, 中心浓度达 $0.04 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上, 而冰相粒子含量则显著高于“0103”过程, 中心达 $0.18 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右。由此可见, 云中冰相粒子的含量多少, 并不是决定融化比大小的关键因子, 还需考虑其是否伴有过冷水滴及其云底高度所在处的降水粒子相态。

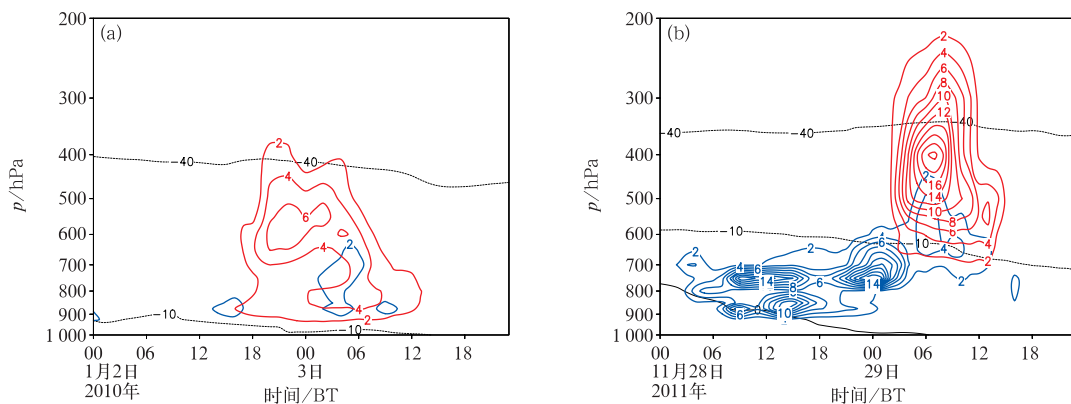


图4 “0103”过程(a)和“1129”过程(b)云中区域平均冰相粒子和液相粒子时间高度的分布

(黑线为温度, 单位: $^{\circ}\text{C}$; 蓝线为云中液态水粒子含量, 单位: $10^{-2} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$;

红线为云中冰相水粒子含量, 单位: $10^{-2} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Fig. 4 Vertical distribution of specific cloud ice water content and specific cloud liquid water content for the 3 January Case (a) and the 29 November Case (b)

(Black contour is for temperature, unit: $^{\circ}\text{C}$; blue contour is for specific cloud liquid water content,

unit: $10^{-2} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$; red contour is for specific cloud ice water content, unit: $10^{-2} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

当降雪粒子到达地面后,地面气温及地表温度直接关系到降雪是否融化及能否有效累积,进而影响到融化比大小。接下来,基于逐小时地面自动站观测资料,重点统计分析两次降雪过程 17—20 时降雪站点地面气温和地表温度分布特征。为避免降雪过程中,部分不满足干湿雪等级的降雪站点对统计结果造成干扰,统计时“0103”过程仅针对 17—20 时融化比位于 15 以上的站点进行统计,而“1129”过程仅针对 17—20 时融化比位于 1~9 的站点进行统计,结果如图 5 所示。

由图 5 可知,“0103”过程,降雪期间地面气温基本均在 -8°C 及其以下,75% 的站点甚至在 -10°C 以下(图 5a),地表温度则基本位于 -2°C 及以下(图 5c);而“1129”过程,降雪期间地面气温位于 $-4\sim 0^{\circ}\text{C}$,其中尤以 $-2\sim 0^{\circ}\text{C}$ 的偏多,地面气温显著高于“0103”过程(图 5b),地表温度则位于 $-1\sim 1^{\circ}\text{C}$,75% 的站点达 0°C 及以上(图 5d),这表明“1129”过程在地表可能存在一定程度的融化过程,故而不利于积雪的累积。此外,从降雪量来看(图 1、图 2),“0103”过程显著小于“1129”过程,Ware et al(2006)研究指出降雪重力压缩过程会对积雪累积深度产生不利影响。

3 热动力垂直结构和水汽条件不同的天气学成因分析

前述分析表明,两次过程在垂直热动力条件及水汽方面均存在显著差异,是造成其干、湿雪属性差异的直接原因。下文将从主要影响天气系统及决定前述热动力特征的诊断物理量出发,对产生这种差异的天气学原因进行探讨。

3.1 影响系统对比分析

造成降雪的天气尺度系统源地,对大气温度及水汽含量有着十分重要的影响,进而影响融化比大小。Harms(1970)针对美国北部融化比的研究表明,来自南部的降雪系统,由于带有更丰富的水汽,往往较来自西北部的降雪系统,产生的降雪其融化比相对要低。

从 500 hPa 环流形势来看,1 月 3 日 11 时(图 6a),东亚大槽控制日本海至我国东部海域一带,我国大部地区为一致西北或偏西气流控制。贝加尔湖东南部有一低涡中心,并伴有冷中心与之配合,华北北部处于该低涡底部,受偏西气流影响,位

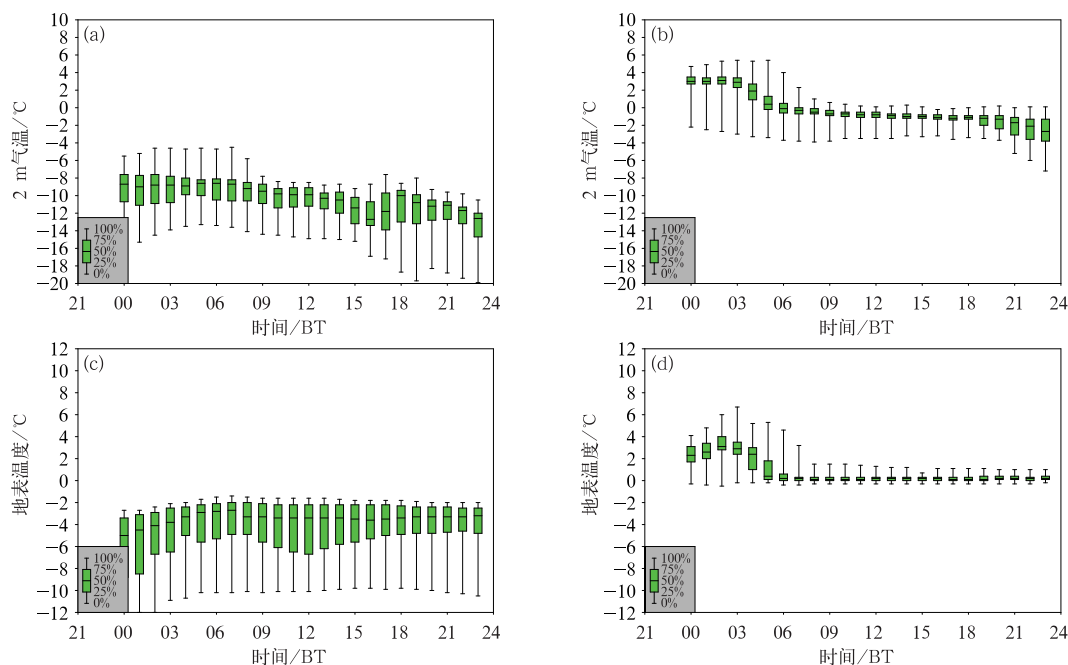


图 5 “0103”过程(a,c)和“1129”过程(b,d)地面 2 m 气温(a,b)和地表温度(c,d)统计特征

Fig. 5 Boxplot of surface air temperature (a, b) and ground surface temperature (c, d) for the 3 January Case (a, c) and the 29 November Case (b, d)

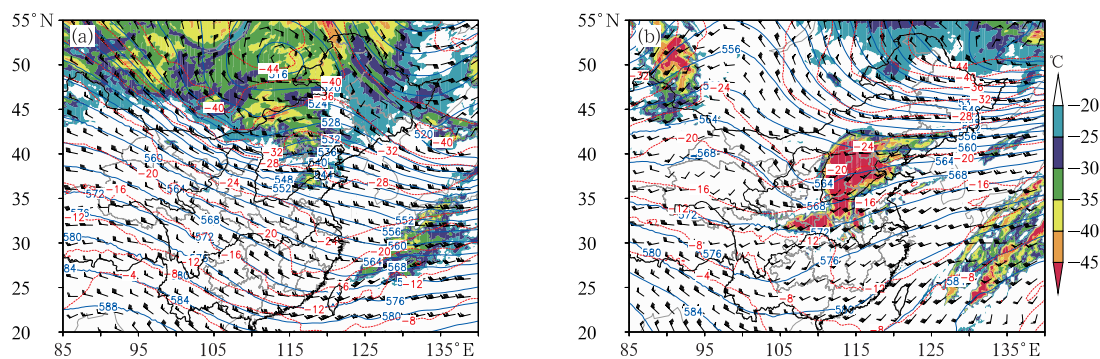


图 6 2010 年 1 月 3 日 11 时(a)和 2011 年 11 月 29 日 14 时(b)500 hPa 高度场(蓝线,单位:dagpm)、温度场(红线,单位:°C)、风场(风羽,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)及云图对比
(填色为 TBB)

Fig. 6 Comparison of potential height (blue contour, unit: dagpm), temperature (red contour, unit: °C), wind (wind barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) on 500 hPa and cloud top brightness temperature (colored) at 11:00 BT 3 January 2010 (a) and 14:00 BT 29 November 2011 (b)

势高度低至 536 dagpm 左右。低涡后部,等压线和等温线呈一定夹角,有利于通过槽后冷平流促进低涡底部短波槽的加深南落,20 时(图略),短波槽南落至北京地区附近,北京及河北北部地区处在槽线附近,与此同时,上述地区 500 hPa 温度进一步降低,如北京站其探空 500 hPa 温度由 08 时的 -29°C 降至 20 时的 -34°C 。对应的卫星云图显示,降雪云团呈零散的块状分布,组织性相对较差,云顶亮温位于 $-35 \sim -30^{\circ}\text{C}$,云的发展高度较低,主要为低云层状云。11 月 29 日 14 时(图 6b),中高纬地区为“两槽一脊”形势,东北—西南走向的西风槽控制华北北部至西北地区东部一带,温度槽落后于高度槽,20 时(图略),低槽略有加深,并逐步东移。华北中南部

地区,主要位于该西风槽前,位势高度高达 560 dagpm,受西南气流控制,无明显降温过程,如河北中南部的邢台站,其探空 500 hPa 温度由 08 时的 -18°C 至 20 时的 -19°C ,仅下降了 1°C 。低纬度地区南支锋区上有弱波动和南支槽发展,其槽前西南风气流与西风槽槽前偏南风打通,有利于水汽向北输送。卫星云图显示,降雪云团表现出斜压叶状云特征,组织性相对较好,云顶亮温达 -45°C 以下,云顶发展高度较高。

从 850 hPa 形势场来看,1 月 3 日 11 时(图 7a),850 hPa 内蒙古中部为一显著低涡,北京及河北北部地区位于低涡前部暖式切变附近,受偏南气流控制,温度为 $-16 \sim -12^{\circ}\text{C}$;20 时(图略),低涡

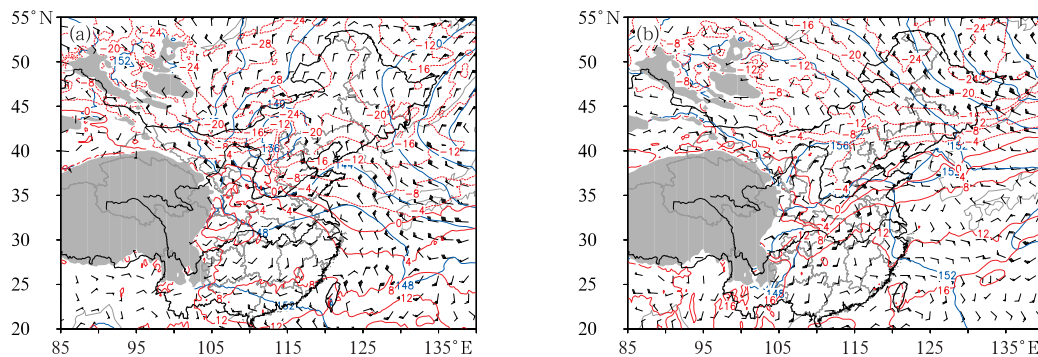


图 7 同图 6,但为 850 hPa
(灰色阴影对应于地面气压低于 850 hPa 区域)

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for 850 hPa
(Gray shaded is for the zone with surface pressure lower than 850 hPa)

中心位置移至河北北部,强度显著减弱,河北北部及北京位于低涡中心附近。11月29日14时(图7b),蒙古国境内为一高压中心,华北中南部位于高压前部,受偏东北气流控制,并伴冷槽结构,温度为 $-8\sim 0^{\circ}\text{C}$,黄淮地区及其以南为低压倒槽控制,盛行偏南风;20时(图略),高压位置略有东移,但总体位置仍然偏北,华北中南部仍处于该高压前部,受偏东北气流控制。从地面形势场来看(图略),“0103”过程降雪位于暖锋附近;而“1129”过程降雪位于冷锋后部。

综上所述,“0103”过程天气系统来自偏北方向,无明显高空槽前西南气流,降雪区主要位于高空低涡底部的偏西或偏西北气流当中,低层暖式切变线和暖锋附近,高低空系统配置决定了其高空动力抬升弱,低层辐合较强,大气温度整体偏低,水汽条件一般;而“1129”过程伴有自西向东移动的西风槽,降雪区主要位于高空槽前西南气流中,低层冷锋后部,中高空抬升条件好,大气温度较高,受高空槽和南支槽前西南风水汽输送的共同影响,水汽条件较“0103”过程好。值得指出的是,“0103”过程发生在隆冬,而“1129”过程发生在初冬,月份或季节因素直接影响太阳辐射的多少,进而会影响大尺度环流背景、影响大气温湿条件以及融化比(Roebber et al, 2003)。

3.2 热动力诊断物理量对比分析

进一步利用散度场结合其风场垂直演变力对其

动力特征进行诊断分析,如图8a所示,“0103”过程,3日08—14时,800~500 hPa基本为短波槽前偏西或西南气流控制,14时开始,上述层次从上至下先后转为短波槽后偏西北气流控制。从短波槽垂直结构可以看出,700~500 hPa短波槽较弱,800 hPa附近短波槽较明显,且其槽前西南风达到了急流强度,使得强辐散主要位于这个层次。降雪期间,800 hPa以下基本为偏南、偏东气流,3日20时前后,随着切变线过境逐渐转为偏北气流,受切变系统影响,850 hPa以下伴有显著辐合,最大辐合中心位于925 hPa附近,强度为 $-5\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$,无辐散层位于850~800 hPa,辐合辐散垂直结构决定了垂直速度在850 hPa层以上随高度逐渐减小,致使其最大上升运动主要位于对流层低层。“1129”过程(图8b),降雪前期近地层为偏东北气流控制,降雪期间(29日14—20时),偏东北气流增厚,850 hPa以下基本为偏东北气流控制,700~500 hPa为槽前西南气流影响,对流层低层偏东北风冷垫为槽前暖湿空气提供了有利的抬升条件,故槽前伴有深厚的辐合区,最大辐合中心位于650 hPa附近,辐合中心位置显著高于“0103”过程,强度为 $-5\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$,与“0103”过程差异不大,400 hPa以上为高空急流入口区右侧强辐散区(图略),无辐散层位于500 hPa附近,致使其最大抬升中心位于中高层,较“0103”过程更为深厚。

利用温度平流场结合假相当位温垂直剖面特征对其垂直温度分布特征进行诊断分析,如图9所示。

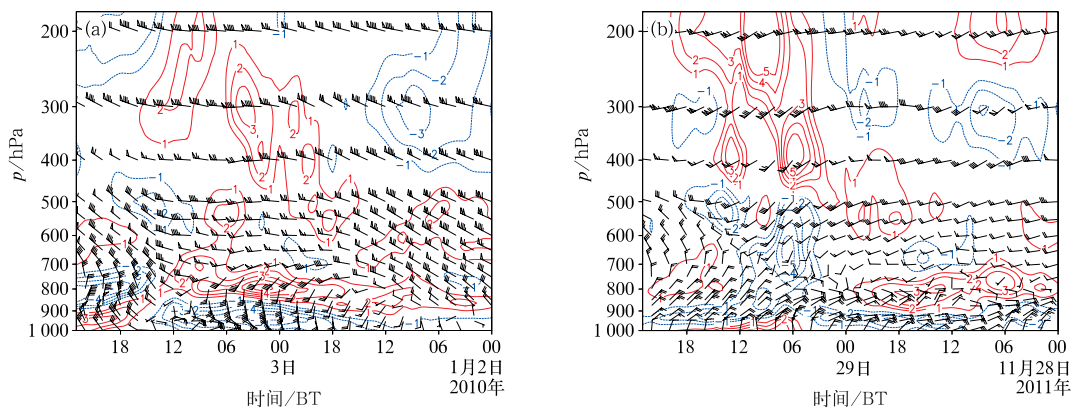


图8 “0103”过程(a)和“1129”过程(b)区域平均动力特征的时间-高度剖面

(黑色风羽表示水平风,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$;红色

代表辐散区,蓝色代表辐合区,单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 8 Vertical dynamic characteristics for the 3 January Case (a) and the 29 November Case (b)

(Wind barb is for horizontal wind, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; red contour for divergence,

and blue contour for convergence, unit: 10^{-5} s^{-1})

由图可知,“0103”过程降雪区位于暖锋附近,锋区位于850~700 hPa(图9a),结合图3a可知,“0103”过程降雪期间-18~-12℃刚好位于锋区附近,且有明显的暖舌存在,-18~-12℃温度层相对较为深厚。图9a显示降雪区700 hPa以下均为偏南风控制,与此对应,伴有显著的暖平流,最大暖平流中心位于750 hPa左右,强度为 $6 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上;可见暖平流的存在,有利于深厚的温度层结(-18~-12℃)的建立和维持;而“1129”过程主要由高空槽

前暖湿气团沿锋面爬升所引起,降雪区位于冷锋后部一定距离处(图9b)。“1129”过程降雪期间-18~-12℃温度区位于锋区之上(图3b),温度递减率较大,温度随高度迅速减小,故而造成-18~-12℃的温度层比较浅薄,致使其有利于树枝状雪花形成的温度条件相对较差。

大气绝对水汽含量直接影响降雪量,进而影响融化比。孙继松等(2003)指出:低层偏东迴流型降雪天气,水汽含量相对较低,平均降雪量一般也较小,

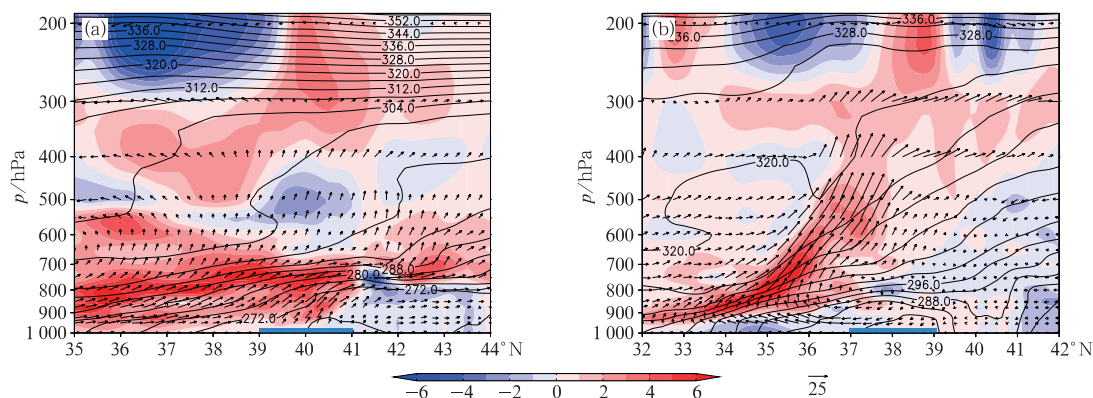


图9 2010年1月3日11时116.5°E(a)和2011年11月29日14时115.0°E(b)经向剖面

(黑线为假相当位温场,单位:K;填色为温度平流,单位: $10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$;

箭头为经向垂直环流;蓝粗线区为主要降雪区)

Fig. 9 Meridional section along 116.5°E at 11:00 BT for the 3 January Case (a) and along 115.0°E at 14:00 BT for the 29 November Case (b)

(Black contour is for potential pseudo-equivalent temperature, unit: K; colored is for temperature advection, unit: $10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$; vector for meridional circulation; blue bold solid line is for the snowfall zone)

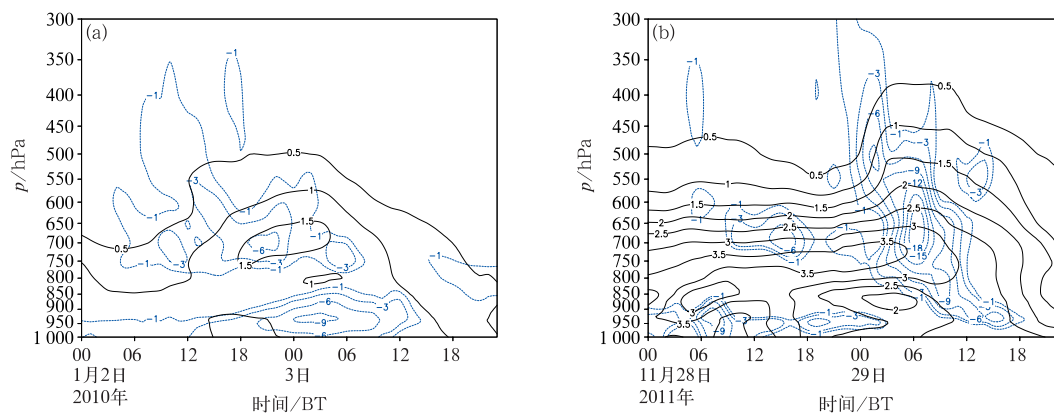


图10 “0103”过程(a)和“1129”过程(b)水汽特征的时间-高度剖面

(黑线为比湿,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$;蓝线为水汽通量散度,单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 10 Vertical water vapor characteristics for the 3 January Case (a) and the 29 November Case (b)

(Black contour is for specific humidity, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$; blue contour is for moisture flux divergence, unit: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

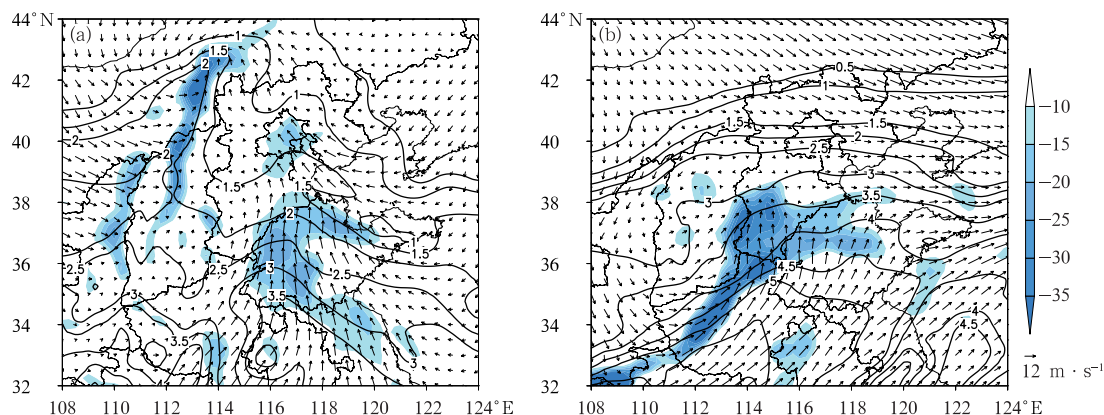


图 11 2010 年 1 月 3 日 11 时 925 hPa(a)和 2011 年 11 月 29 日 14 时 700 hPa(b)水汽及其输送条件分布
(箭头为水平风场,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$;填色表示水汽通量散度,单位: $10^{-5} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$;
黑线为比湿,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Fig. 11 Distribution of moisture and its transporting condition at 925 hPa at 11:00 BT for the 3 January Case (a) and at 700 hPa at 14:00 BT for the 29 November Case (b)
(Vector is for horizontal wind, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; colored is for moisture flux divergence, unit: $10^{-5} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; black contour is for specific humidity, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

而中层西南暖湿气流输送的水汽充沛,其平均降雪量相对较大。前述分析表明:“0103”过程降雪量明显小于“1129”过程,下面进一步分析二者水汽差异及原因。由图可知,“0103”过程主要降雪时段整层比湿基本都在 $1.5 \text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以下,水汽含量相对较少,其水汽辐合区也比较浅薄,主要发生在 850 hPa 以下,最大水汽辐合中心位于 925 hPa 附近,为 $-9 \times 10^{-5} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 10a)。结合其 925 hPa 水汽辐合最为明显时次水汽通量散度的水平分布(图 11a)可知,其水汽输送主要来自渤海偏东气流,属于高压底部迴流所带来的水汽。而“1129”过程主要降雪时段 650 hPa 以下比湿均在 $2.5 \text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,最大水汽中心位于 700 hPa 左右,达 $3 \text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,水汽含量明显高于“0103”过程,且自 850~500 hPa 均为水汽辐合区,其水汽辐合区层次较“0103”过程更为深厚,最大水汽辐合中心位于 700 hPa 附近,达 $-18 \times 10^{-5} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,为“0103”过程的 2 倍,显著大于“0103”过程(图 10b)。结合其 700 hPa 水汽辐合最为明显时次水汽通量散度的水平分布(图 11b)可知,在降雪区南侧河南至山东一线有呈东北—西南走向的湿舌,湿舌前沿逼近降雪区附近,为降雪提供了丰富的水汽来源,其水汽主要来自偏西南气流所输送的水汽。

4 结论与讨论

文章利用加密降雪观测资料、地面常规观测、FY-2E 卫星观测及 ERA5 再分析资料等对华北地区两次融化比大小存在显著差异的降雪过程其降雪特征进行了对比分析,并从影响融化比的关键因子出发,分析了其云内垂直热动力结构、微物理特征及地面过程的差异,在此基础上,对决定二者热动力特征的天气系统及相关诊断物理量出发,进一步探讨了其背后的天气学成因主要结论如下:

(1)“0103”过程融化比较大,其主要降雪区位于北京、天津及河北北部一带,降雪量相对较小;“1129”过程融化比则相对较小,其主要降雪区位于河北中南部,降雪量相对较大。

(2)大气温湿和动力垂直结构及地面过程等直接影响融化比大小。“0103”过程,温度偏低,位于对流层低层的 $-18 \sim -12^\circ\text{C}$ 温度层较为深厚,且与最大上升运动中心、大气饱和区范围基本重合,云层下部过冷水滴含量相对较低,非常有利于融化比大的降雪粒子形成,其地面气温较低,地表温度则基本位于 -2°C 以下,不利于积雪融化,同时降雪量小,重力压缩过程不明显,有利于积雪的累积;而“1129”过程温度整体偏高, $-18 \sim -12^\circ\text{C}$ 温度层位于对流层中

上层,较为浅薄,且位置略低于最大上升运动中心,二者重合较少,同时云层下部过冷水滴含量相对较高,有利淞附过程的发展,且底层相对较干,有利于融化、升华过程发生,进而有利于融化比较小的降雪粒子产生,此外,其部分站点地表温度高于 0°C ,伴有融化过程,不利于积雪的累积,同时较大降雪量造成的重力压缩过程也可能对积雪累积不利。

(3)环流形势及大气内部运动制约着大气温湿和动力垂直结构。“0103”过程短波槽系统来自偏北方向,无明显槽前西南气流,配合低层有暖式切变线和暖锋,短波槽较浅,高空动力抬升弱,致使最大抬升高度主要在对流层低层;整层大气温度偏低,且锋区与 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 温度层相重合,锋前暖平流有利于深厚 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 温度层的建立和维持;边界层偏东风水汽输送是其主要水汽来源,导致其水汽含量偏小;而“1129”过程伴有自西向东移动的西风槽,降雪区位于高空槽前西南气流内以及低层冷锋后部东北气流中,高空槽前暖湿空气沿冷锋爬升导致垂直运动发展较深厚;整层大气温度较高,同时 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 温度区位于锋区之上,温度直减率较大,不利于深厚 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 温度层的形成;受高空槽和南支槽前西南风水汽输送的共同影响,水汽条件含量高。

文章对华北地区两次融化比大小存在显著差异的降雪过程其垂直热动力结构及天气学成因进行了对比分析,但现有分析仅限于个例,得出的结论是否具有普适性,有待通过多个个例的统计分析做进一步验证。另外,在文章分析过程中也注意到,尽管同一次过程大多站点融化比处于同一等级,但也有部分站点其融化比所处等级有所不同,这表明融化比的分布还伴有一定的中尺度特征,有待于通过加密和非常规观测资料做更精细的分析,如借助于双偏振雷达对其降水粒子特征做更进一步的分析等。

参考文献

杜佳,杨成芳,戴翼,等,2019.北京地区4月一次罕见暴雪的形成机制分析[J].气象,45(10):1363-1374. Du J, Yang C F, Dai Y, et al, 2019. Formation mechanism of an infrequent blizzard in Beijing in April[J]. Meteor Mon, 45(10): 1363-1374 (in Chinese).

郝璐,王静爱,满苏尔,等,2002.中国雪灾时空变化及畜牧业脆弱性分析[J].自然灾害学报,11(4):42-48. Hao L, Wang J A, Man S

E, et al, 2002. Spatio-temporal change of snow disaster and analysis of vulnerability of animal husbandry in China[J]. J Nat Dis, 11(4): 42-48 (in Chinese).

黄美元,徐华英,1999.云和降水物理[M].北京:科学出版社:49-50. Huang M Y, Xu H Y, 1999. Physics of Clouds and Precipitation [M]. Beijing: Science Press: 49-50 (in Chinese).

黄威,2013.2012年11月大气环流和天气分析[J].气象,39(2):259-264. Huang W, 2013. Analysis of the November 2012 atmospheric circulation and weather[J]. Meteor Mon, 39(2): 259-264 (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).

杨成芳,刘畅,2019.一次江淮气旋暴雪的积雪特征及气象影响因子分析[J].气象,45(2):191-202. Yang C F, Liu C, 2019. Study on snow cover and its meteorological influence factors of Jianghuai cyclone snowstorm[J]. Meteor Mon, 45(2): 191-202 (in Chinese).

杨琨,薛建军,2013.使用加密降雪资料分析降雪量和积雪深度关系[J].应用气象学报,24(3):349-355. Yang K, Xue J J, 2013. The relationship between snowfall and snow depth using intensive snowfall observations[J]. J Appl Meteor Sci, 24(3): 349-355 (in Chinese).

杨晓霞,吴炜,万明波,等,2012.山东省两次暴雪天气的对比分析[J].气象,38(7):868-876. Yang X X, Wu W, Wan M B, et al, 2012. A comparative analysis of two snowstorms in Shandong Province[J]. Meteor Mon, 38(7): 868-876 (in Chinese).

张海宏,肖建设,陈奇,等,2019.青海省甘德两次降雪过程的微气象特征分析[J].气象,45(8):1093-1103. Zhang H H, Xiao J S, Chen Q et al, 2019. Micro-meteorological characteristics analysis of two snowfall processes in gande of Qinghai Province[J]. Meteor Mon, 45(8): 1093-1103 (in Chinese).

张楠,易笑园,朱立娟,等,2014.地面气旋影响下两次华北暴雪(雨)过程分析[J].气象与环境学报,30(5):7-14. Zhang N, Yi X Y, Zhu L J, et al, 2014. Analysis of two heavy snow/rain processes influenced by surface cyclone in North China[J]. J Meteor Environ, 30(5): 7-14 (in Chinese).

张迎新,张守保,裴玉杰,等,2011.2009年11月华北暴雪过程的诊断分析[J].高原气象,30(5):1204-1212. Zhang Y X, Zhang S B, Pei Y J, et al, 2011. Diagnostic analysis on snowstorm process in North China in November 2009[J]. Plateau Meteor, 30(5): 1204-1212 (in Chinese).

赵慧霞,2014.强降雪及雪灾决策气象服务探讨[J].天气预报,6(5):50-53. Zhao H X, 2014. Discussion on meteorological services for decision-making of heavy snowfall and snowstorm[J]. Wea Forecasting Rev, 6(5): 50-53 (in Chinese).

Alcott T I, Steenburgh W J, 2010. Snow-to-liquid ratio variability and

- prediction at a high-elevation site in Utah's Wasatch Mountains [J]. *Wea Forecasting*, 25(1):323-337.
- Baxter M A, Graves C E, Moore J T, 2005. A climatology of snow-to-liquid ratio for the contiguous United States[J]. *Wea Forecasting*, 20(5):729-744.
- Cobb D K Jr, Waldstreicher J, 2005. A simple physically based snow-fall algorithm [C] // *Proceedings of the 21st Conference on Weather Analysis and Forecasting/17th Conference on Numerical Weather Prediction*. Washington D. C. : American Meteorological Society.
- Dubé I. 2003. From mm to cm... Study of snow/liquid water ratios in Quebec [EB/OL]. https://www.meted.ucar.edu/norlat/snowdensity/from_mm_to_cm.pdf.
- Harms R H, 1970. Snow forecasting for Southeastern Wisconsin NOAA technical memorandum NWSTM CR-28, U. S. Dept. of Commerce, NOAA, NWS, 17.
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al, 2020. The ERA5 global reanalysis[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 146(730):1999-2049.
- Hobbs P V, Rangno A L, 1985. Ice particle concentrations in clouds [J]. *J Atmos Sci*, 42(23):2523-2549.
- Judson A, Doesken N, 2000. Density of freshly fallen snow in the central rocky mountains [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 81(7):1577-1588.
- Libbrecht K G, 2006. Ken Libbrecht's Field Guide to Snowflakes [M]. Minnesota: Voyageur Press.
- Mizukami N, Perica S, 2008. Spatiotemporal characteristics of snow-pack density in the mountainous regions of the western United States [J]. *J Hydrometeorol*, 9(6):1416-1426.
- Perry B L, Miller D K, Yuter S E, et al, 2008. Atmospheric influences on new snowfall density in the southern Appalachian Mountains, USA [C] // *The 65th Eastern Snow Conference*. Fairlee: 1-11.
- Roebber P J, Bruening S L, Schultz D M, et al, 2003. Improving snowfall forecasting by diagnosing snow density [J]. *Wea Forecasting*, 18(2):264-287.
- Waldstreicher J S, 2001. The importance of snow microphysics for large snowfalls [R/OL]. http://cstar.cesm.albany.edu/papers/nrow3_bands.thm.
- Ware E C, Schultz D M, Brook H E, et al, 2006. Improving snowfall forecasting by accounting for the climatological variability of snow density [J]. *Wea Forecasting*, 21(1):94-103.