

李燕, 赛瀚, 刘晓初, 等. 辽宁东南部一次强降雪天气的成因分析[J]. 海洋气象学报, 2021, 41(3): 84-93.
LI Yan, SAI Han, LIU Xiaochu, et al. Analysis on causes of a heavy snowfall event in the southeast of Liaoning[J]. Journal of Marine Meteorology, 2021, 41(3): 84-93. DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2021.03.009. (in Chinese)

辽宁东南部一次强降雪天气的成因分析

李燕, 赛瀚, 刘晓初, 张彩凤
(大连市气象台, 辽宁 大连 116001)

摘要: 利用常规观测资料、NCEP再分析资料、多普勒雷达资料等对2015年2月25日辽宁东南部一次强降雪过程进行分析。结果表明:此次强降雪过程发生在低空切变线东侧暖湿区对应高空急流出口区左侧的辐散区内,有强的水汽辐合中心;地面偏南气流受山前地形抬升作用在强降水区形成风向辐合和850 hPa以下急流中心,是造成强降雪的主要原因之一;暴雪过程开始前6 h出现温度平流随高度减小的配置,假相当位温空间分布上锋区的形成,有利于不稳定层结的建立;8~12 h前正涡度平流、中低层风向辐合带、近地面冷空气层的建立以及次级环流的形成加强了上升运动,对强降雪预报具有很好的指示作用;在降水相态是雨或雨夹雪时,雷达回波最大强度达到40~45 dBZ,而强降雪时回波强度为20~25 dBZ;当大连本站850 hPa温度以及1 000 hPa与850 hPa两层等压面之间的厚度处于雨雪转换临界值时,大连南部为雨或雨夹雪,北部为雪,此时出现强降雪,回波高度基本在6 km以下,最强回波25~35 dBZ维持在1 km以下,近地层为弱偏北风,与其上的西南风在边界层形成切变层,将暖湿气流抬升,为强降水提供动力条件。

关键词: 暴雪; 不稳定层结; 冷垫; 雷达回波; 相态

中图分类号: P458.121 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2021)03-0084-10

DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2021.03.009

Analysis on causes of a heavy snowfall event in the southeast of Liaoning

LI Yan, SAI Han, LIU Xiaochu, ZHANG Caifeng
(Dalian Meteorological Observatory, Dalian 116001, China)

Abstract The heavy snowfall event in the southeast of Liaoning on 25 February 2015 is analyzed by using conventional observation data, NCEP reanalysis data, and Doppler radar data. The results are as follows. The heavy snowfall event occurs in the warm moist area on the east of the low-level shear line, which corresponds to the divergence area on the left of the outflow area of the upper-level jet stream, and there is a strong water vapor convergence center; under the uplifting effect of mountains, the surface southerly airflow introduces the wind direction convergence and jet stream center below 850 hPa in the heavy precipitation area, which is one of the main causes of the heavy snowfall. Six hours before the snowstorm process, the temperature advection decreases with height and the frontal zone is formed on the field of pseudo-equivalent potential temperature, which contributes to the development of vertically unstable stratification; 8-12 hours before the process, the development of the positive vorticity advection, wind direction convergence zone in the middle and lower level, and near-surface cold air layer and the

收稿日期: 2020-08-05; 修订日期: 2021-04-21

基金项目: 环渤海区域科技协同创新基金项目(QYXM201615); 大连市山洪地质灾害防治气象保障工程2017年建设项目-城市山洪地质灾害防御能力建设项目

通信作者: 李燕, 女, 正高级工程师, 主要从事天气预报研究, LYDW0211@163.com。

formation of the secondary circulation strengthen the ascending motion, and these conditions are useful indicators for forecasting the heavy snowfall. The maximum radar echo intensity reaches between 40 dBZ and 45 dBZ when the precipitation phase shows rain or sleet, while the echo intensity is between 20 dBZ and 25 dBZ during heavy snowfall phase. When the temperature at 850 hPa and the thickness between 1 000 hPa and 850 hPa reach the conversion thresholds between rain and snow at Dalian station, rain or sleet appears in the north of Dalian, snow appears in the north, and the heavy snowfall occurs at this time. During the heavy snowfall, the echo height is basically below 6 km, the maximum echo intensity between 25 dBZ and 35 dBZ maintains below 1 km, the weak northerly winds prevail near surface layer, together with the southwesterly winds above, the shear layer is formed at the boundary layer, which lifts the warm moist air and provides dynamic conditions for the heavy precipitation.

Key words snowstorm; unstable stratification; cold air cushion; radar echo; phase

引言

强降雪天气会造成恶劣的能见度和积雪,给交通运输、农业及人们日常生活等造成极大的影响,是我国冬季主要灾害性天气之一^[1-2]。近年来,很多气象工作者^[3-5]对强降雪天气进行了大量研究。苗爱梅等^[6]通过常规资料和遥感资料(云图、GPS等)对暴雪、大暴雪等强降雪天气的物理机制进行分析研究,发现特大暴雪时,200 hPa以下大气层处于不稳定状态,湿层厚度高达200 hPa,强降雪时段400 hPa以下水汽辐合量成倍增长,促进了低层湿空气的聚合及向上的抬升运动。赵桂香^[7]通过研究发现,强降雪区上空垂直热力结构为上冷、中暖、下冷,低层冷平流强度为普通暴雪的3倍,对中层中低层持续存在对流性不稳定,不稳定区内存在空气辐散,且持续有暖湿平流输入。庄晓翠等^[8]研究发现,暖区强降雪落区一般位于低空急流出口区前侧辐合区和高空急流入口区右侧辐散区以及700 hPa、850 hPa辐合线和暖切变线东部、北部及干线东南部,地面辐合线附近减压升温的重叠区域。李国翠等^[9]综合分析强降雪天气中GPS可降水量与地面空气湿度,发现回流强降雪过程出现前24 h可降水量存在一个极大值,而且这个值越大,对应的过程降水量就越大。

上述学者都是对典型的大范围强降雪天气进行分析,并指出强降雪天气过程都是在一定的环流背景、影响系统和物理量特征等条件下产生的。但局部地区或个别站点的强降雪天气以及雨雪相态变化一直都是我们的预报难点,因此有必要加强局地强降雪预报以及相态变化预报技术方法研究,建立强降雪天气预报指标,为强降雪天气落区预报提供参考依据。

2015年2月25日辽宁东南部地区出现了强降雪天气,此次强降雪过程具有尺度小、强度大等特征,最大降雪量为18.3 mm,最大积雪深度为20.4 cm,给交通业、农业等造成了很大损失。在此次强降雪天气预报中,强降雪范围小,降水相态复杂,预报时降水量级考虑不足,出现了暴雪漏报现象。本文利用常规观测资料、NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 6 h一次的再分析资料、多普勒雷达资料等对产生这次强降雪天气的环流形势、水汽条件、层结条件、动力条件进行分析,探讨此次过程的降水相态变化以及暴雪天气的成因,为今后此类强降雪过程的落区、相态转换、量级预报提供参考依据。

1 降水实况概述

2015年2月25日,辽宁地区出现了明显的降水天气,局部地区还出现了暴雪。这次降水过程从25日04时开始,自辽宁西部、南部向东部、北部发展;辽宁最南端,即大连的南部(图1a虚线以南地区),由于温度较高,前期是降雨,后期转为雪(图1b),而大连北部地区及以北(图1a虚线以北地区)温度较低,降水相态为雪;此次过程于23时结束。这次降雪过程中辽宁东南部偏大,暴雪出现在大连东北部和丹东全域,降雪量在10.2~18.3 mm之间,积雪深度为8.5~20.4 cm,最大降雪量以及积雪深度均出现在丹东市区(图1a)。对其逐小时降雪量进行分析发现,08—17时自南向北依次出现主要降雪时段,其中皮口在10—11时出现了4.6 mm的短时强降雪,而其他5个站也有连续多个时次出现2~3 mm·h⁻¹的降雪。此次降水过程主要集中在辽宁东南部地区,强降水范围小,其中大连这种小范围地区降水量级差别大,降水相态复杂,预报难度大,造成影响严重。受此次暴雪影响,大连多处农业大

棚、畜牧养殖业受损,并给春运造成严重影响。

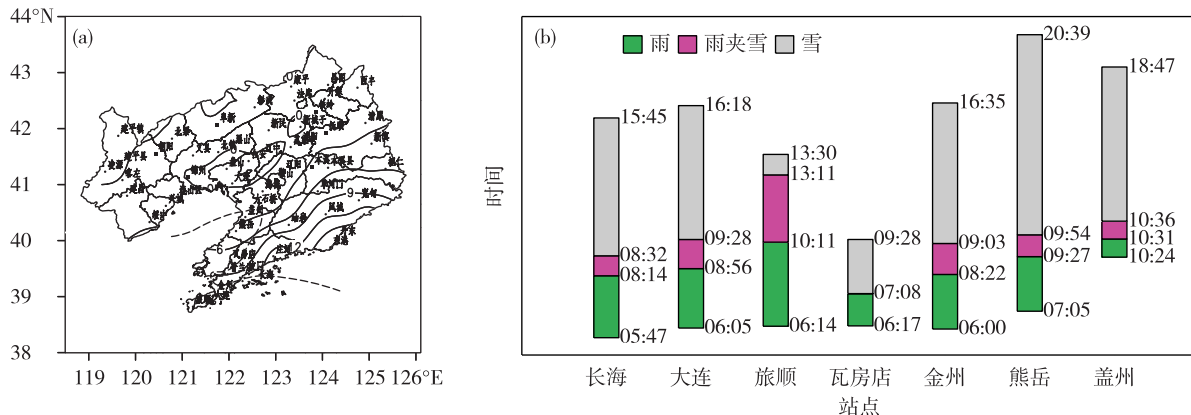


图1 2015年2月25日辽宁地区降水分布(a;等值线,单位:mm;虚线为雪和雨雪混合的分界线)和降水相态变化(b)
Fig.1 Distribution of precipitation (a; isoline, units: mm; dashed line for demarcation line between area of snow and mixed area of rain and snow) and variation of precipitation phase (b) in Liaoning on 25 February 2015

2 环流形势演变分析

2.1 高空形势演变

降雪前(2月24日),500 hPa 乌拉尔山高压脊加强并向东北伸展,阻塞高压形势建立。脊在向东北伸展过程中脊前偏北气流引导西伯利亚冷空气南下,在贝加尔湖东部48°N附近维持纬向型冷涡,而中低层贝加尔湖东部有东西向横槽对应,乌拉尔山北部有冷平流,这种形势有利于横槽转竖。24日20时,500 hPa 贝加尔湖东部横槽加强形成纬向型低涡,河套地区也有弱槽形成,大连受西—西南流场控制,此时中低层河套槽加强加深,从山东半岛至渤海以及大连地区有很强的低空急流形成,风速可达 $14\sim 16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,地面位于倒槽顶部前部,水汽条件及动力条件已初步建立。高空200 hPa上,24日在(28°N,112°E)以东有一支高空急流向东北伸展,并且中心风速维持在 $80\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,但位置偏南,此时在35~38°N之间,120°E以西又有一支高空急流建立,并逐渐增强,14时中心最大风速为 $52\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,大连位于此急流出口区左侧辐散区,高空抽吸作用建立,之后在其西侧不断有大风核向东传递。

强降雪自25日08时开始,乌拉尔山北部冷平流加强,向东北伸展的乌拉尔山阻塞暖脊崩溃,脊前东北风转为西北风,500 hPa 贝加尔湖东部横槽转竖,冷空气南下,形成东亚大槽,槽前西南气流加强,强降雪发生在西南气流控制的区域中。700 hPa 已由偏西流场转为西南急流,水汽输送加强。由850 hPa 风场(图略)可以看出,在渤海至大连一带有中尺度低涡环流形成,配合有南北向切变线;此

时,925 hPa 上大连位于东南风的大风速区内,为降水提供了水汽输送,强降雪发生在切变线东侧暖湿区内。对应高空200 hPa 急流也明显加强,中心轴风速达到 $60\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,并向东伸展与南支高空急流东段合并。强降雪区仍位于高空急流出口区左侧的辐散区中(图略),高空强烈的抽吸作用加强了整层的上升运动,为强降雪的发生提供了有力的大尺度环境场。20时辽宁东南部已位于急流中心入口区左后侧,500 hPa、700 hPa、850 hPa 三层高空槽(切变线)已东移至丹东东部边界,暴雪区位于冷槽内,强降雪过程趋于结束。

2.2 地面形势演变

此次辽宁东南部暴雪天气过程是在地面倒槽顶部形成的,降雪前,在辽宁及山东半岛以南虽有倒槽长期维持,但倒槽较弱且位置偏南。25日05时地面倒槽已经在大连西部地区,由于长时间的水汽储备,以及动力条件的完全建立,降水开始。08时倒槽加强并向东北伸展,此时大连南部、东部位于倒槽顶部,降水呈发展态势,由于南部地区前期以雨为主,因此降雪量级不大,无明显积雪,而东部地区地面倒槽以及降水云团长期维持。由地面风场(图略)可以看出,24日23时大连东北部地区为偏南风,与丹东境内的偏北风形成辐合,这主要是因为大连东北部与丹东地区位于长白山余脉南侧,偏南气流受到山前抬升,在这两个地区形成风向辐合,并且一直维持至25日17时,高空850 hPa 以下有一个急流中心与其对应,因此庄河和普兰店东部(皮口)雪量较大,出现了暴雪天气。之后辐合维持并不断向东北移动,14时在渤海海峡东部至黄海西

北部有气旋生成, 丹东市区开始出现了 $4.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降雪。17 时倒槽东移到朝鲜半岛, 辽东半岛强降雪基本结束。由此可见, 地面倒槽位置与强降雪有很好的对应关系, 特别是地形抬升形成的辐合是造成强降雪的主要原因之一, 这也是辽宁东南部, 即大连东北部、丹东东部降水偏多的原因。

3 物理量特征

3.1 水汽条件

由水汽通量(图略)和水汽通量散度分析可见, 24 日 20 时以前低空西南急流刚建立之前, 辽宁东南部的的水汽通量小于 $2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 水汽条件还没有建立。随着低空急流的持续及加强, 山东半岛及渤海海峡的水汽通量大值区向北伸展, 25 日 08 时大连上空 850 hPa 以下水汽通量大于 $2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 122°E 以东水汽通量偏大, 大于 $4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 此时 40°N 附近 700 hPa 以下水汽通量散度出现了 $-10 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的辐合中心(图 2)。这个阶段正是急流加强期, 也是强降雪开始时; 同时, 强辐合中心向东北伸展, 与水汽通量大值区对应, 也是 122°E 以东偏大, 因此辽宁东南部出现暴雪和短时强降雪。25 日 20 时(图略)强降雪区上空水汽通量散度为正, 强降雪时段结束。可见强降雪时段, 辽宁东南部对应强的水汽辐合中心, 为此次暴雪过程提供了充足的水汽条件。

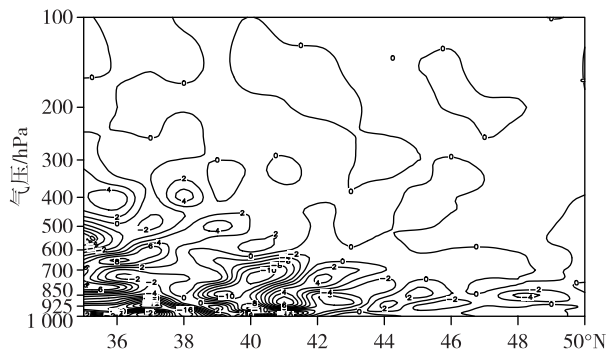


图 2 2015 年 2 月 25 日 08 时水汽通量散度(等值线, 单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)沿 122°E 剖面图
Fig. 2 Cross section of water vapor flux divergence (isoline, units: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) along 122°E at 08:00 BST 25 February 2015

3.2 层结与不稳定能量

由大连站、丹东站探空曲线(图略)可以看出, 24 日 08、20 时近地层有非常浅薄的弱逆温层, 这种浅薄的逆温层有利于其上暖空气的抬升, 为不

稳定能量的产生提供了动力条件。分析温度平流的高低层差异可以发现, 强降雪区 25 日 02 时 500 hPa 以下有 $10 \times 10^{-5} \text{ }^\circ \text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 的暖平流, 高空 500~300 hPa 以上有 $-40 \times 10^{-5} \text{ }^\circ \text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 的强冷平流, 这种温度平流随高度减小的配置, 有利于不稳定层结的产生。此种配置的建立比强降雪开始时间提早 6 h。当低层至高层为一致的冷平流时, 强降雪时段结束。由此可见此次过程中, 下暖上冷的温度平流促使了不稳定层结的产生, 为强降雪提供了不稳定能量。分析假相当位温(θ_{se})的空间分布(图略)可以看出, 24 日 20 时 850 hPa 以下有一暖湿舌从山东半岛向辽东半岛伸展, 在贝加尔湖东南有干冷空气向南渗透。25 日 02 时暖湿舌继续加强发展, 并向辽东半岛的东北部(大连东北和丹东一带)伸展, 与上述温度平流差异造成不稳定层结相对应, 此时贝加尔湖东南侧干冷空气也加强, 并在渤海西岸开始形成锋区(图 3)。08 时, 500 hPa 随着干冷空气的南压, 强降雪区上空的 θ_{se} 下降了 $4 \text{ }^\circ \text{C}$ (图 4), 925 hPa 向东北伸展的暖湿舌位于辽东半岛上空, θ_{se} 达到 $16 \text{ }^\circ \text{C}$ 以下, 强降雪区在暖湿舌顶部, 接近 $20 \text{ }^\circ \text{C}$ (图 4), 而其西北部冷空气也加强南下, 与暖湿舌之间形成强锋区, 此时强降雪开始, 说明低空强的西南急流将暖湿水汽输送到强降雪区, 形成高湿区, 建立了暴雪区上空的不稳定层结, 然后在动力抬升后与高空干冷空气作用, 触发不稳定能量的释放。随着暖湿舌的东移以及冷空气的南下, 强降雪区完全受干冷空气影响时, 降雪结束。

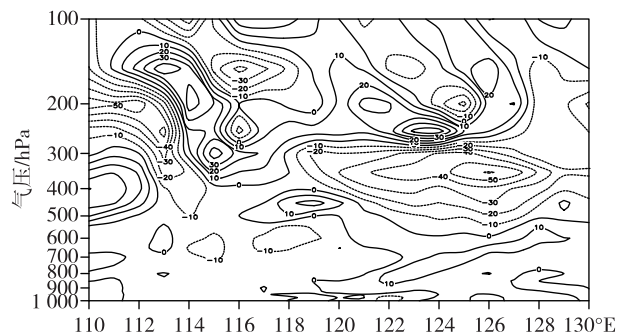


图 3 2015 年 2 月 25 日 02 时沿 40°N 的温度平流(等值线, 单位: $10^{-5} \text{ }^\circ \text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)剖面图
Fig. 3 Cross section of temperature advection (isoline, units: $10^{-5} \text{ }^\circ \text{C} \cdot \text{s}^{-1}$) along 40°N at 02:00 BST 25 February 2015

3.3 动力条件

3.3.1 涡度平流

正涡度平流输送有利于垂直上升运动的维持

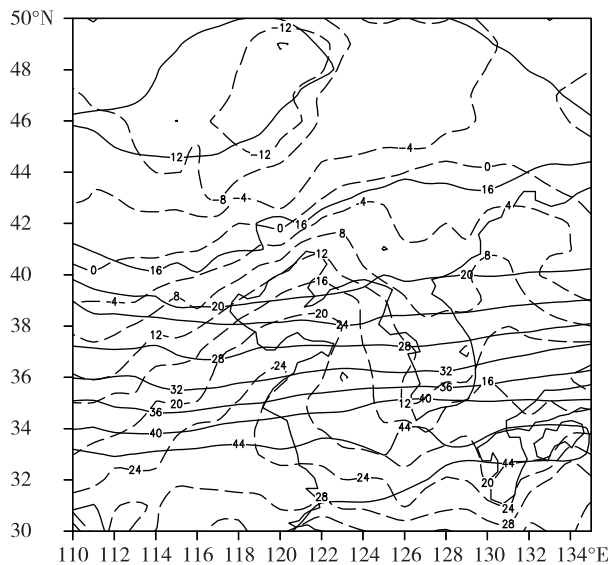


图4 2015年2月25日08时假相当位温(等值线,单位:°C;实线为500 hPa,虚线为925 hPa)

Fig.4 Pseudo-equivalent potential temperature (isoline, units: °C; solid line for 500 hPa, dashed line for 925 hPa) at 08:00 BST 25 February 2015

和加强,并有利于冷槽的移动^[10]。分析暴雪出现前后,由24日08时—25日14时沿40°N涡度平流的垂直剖面(图5)可以看出:24日08时,强降雪区上空为负涡度平流(图5a);20时,强降雪区上空300

hPa以下为正涡度平流增强,涡度平流值随着高度上升而增大,最大中心在122°E处400 hPa附近,为 $30 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ (图5b),有利于上升运动的建立,其西侧和东侧为负涡度平流,因此在强降雪区建立了向西和向东的垂直环流圈,有利于强降雪上升运动加强,此时高空冷槽东南移加强。25日08时,强降雪区上空正涡度平流进一步加强为 $60 \times 10^{-9} \sim 80 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$,122°~123°E(大连东北部)正涡度平流下传至700 hPa(图5c),其向西、向东的垂直环流圈维持并加强,有利于上升运动进一步加强,冷槽继续加强东移,此时为大连东北部强降雪开始时段,强降雪区同时向东推移;14时,正涡度平流东移至124°E附近以东区域(图5d),大连东北部地区强降雪结束,此时强降雪位于丹东东部;20时,正涡度平流移出辽宁东南部地区,强降雪过程结束。通过分析发现,正涡度平流与上升运动有很好的正相关,此次强降雪过程中,正涡度平流的建立比强降雪开始时间提早12 h,因此正涡度平流的建立对暴雪预报有很好的指示作用。

3.3.2 急流辐合

使用纬向风分量和经向风分量可以更清晰地描述高、低空急流^[11-12]。通过分析沿强降雪区上空123°E经向风分量发现:24日20时(图略),40°N附

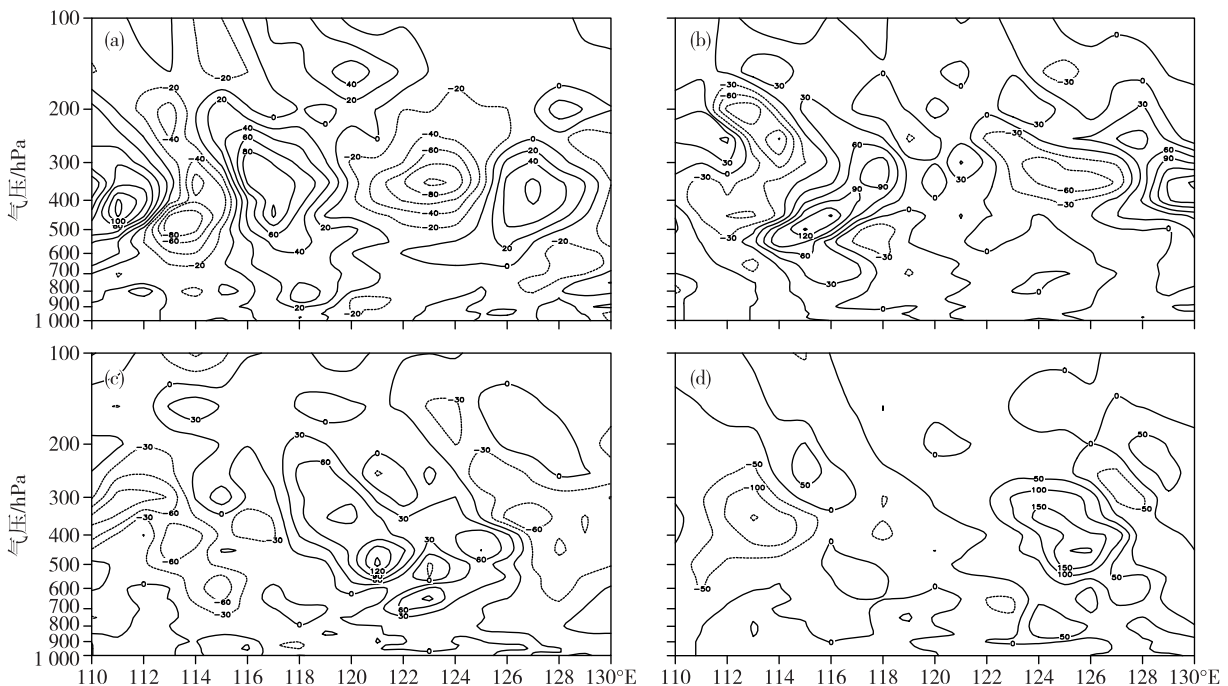


图5 2015年2月24日08时—25日14时沿39°N涡度平流(等值线,单位: 10^{-9} s^{-2})的垂直剖面(a. 24日08时,b. 24日20时,c. 25日08时,d. 25日14时)

Fig.5 Vertical cross section of vorticity advection (isoline, units: 10^{-9} s^{-2}) along 39°N from 08:00 BST 24 to 14:00 BST 25 February 2015 (a. 08:00 BST 24, b. 20:00 BST 24, c. 08:00 BST 25, d. 14:00 BST 25)

近地层有非常弱的偏东风,其顶层 300 hPa 有 $70 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西风急流;25 日 08 时(图 6a),850 hPa 以下都为偏东风,风速为 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,其上为西风急流,因此强降雪区域 850 hPa 附近出现东风分量与西风分量的辐合带(图 6a 中方框),此位置也位于长白山余脉南侧,说明地形促进低空急流的增强,有利于强降雪的产生。通过分析沿 40°N 纬向风分量(图 6b)发现:25 日 08 时,大连地区($121^\circ \sim 122^\circ \text{E}$)

自地面至 700 hPa 都处于低层南风急流和高层北风急流的辐合带(图 6b 中黑线框处)中,强辐合带的形成为这次暴雪过程建立了强烈的上升运动,与强降水开始时间同步;14 时,无东风分量,而南、北风急流辐合带东移到 124°E ,大连地区降雪结束,丹东地区降雪还在继续;20 时,南、北风辐合带继续东移出辽宁,辽宁东南部强降雪结束。因此高低空南、北风辐合带与强降雪有很好的对应关系。

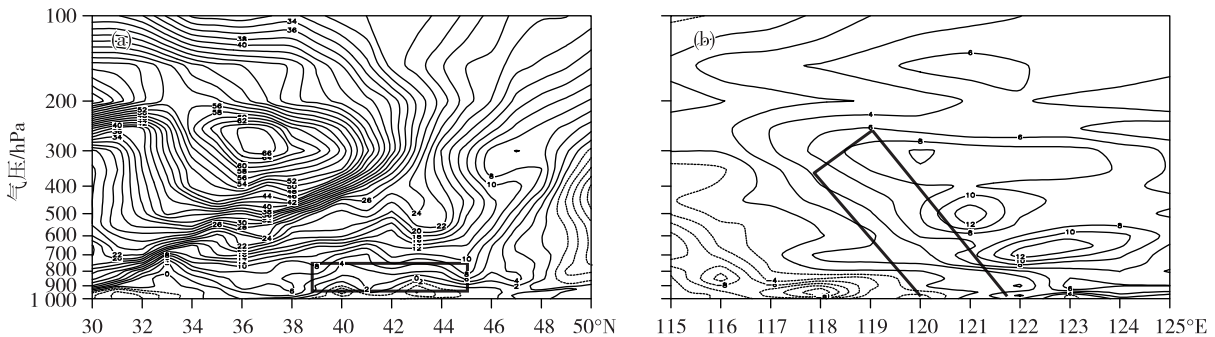


图 6 2015 年 2 月 25 日 08 时沿 123°E 经向风分量(a)和沿 40°N 纬向风分量(b)的垂直剖面图(等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
 Fig.6 Vertical cross section of component of meridional wind (a) along 123°E and component of zonal wind (b) along 40°N at 08:00 BST 25 February 2015 (isoline, units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

3.3.3 近地面冷空气作用

分析强降雪区近地层形势,发现 24 日 23 时,丹东站及其北部地区地面都为东北风,并一直维持,因此在东北风的作用下不断将北方冷空气向辽宁东南部输送。25 日 05—08 时,大连也由偏东风转为东北风,冷空气继续南压,在大连近地面形成冷空气层。由 25 日 08 时大连探空曲线(图 7)可以看到,在近地面层(900 hPa 以下)有浅薄的逆温层存在,这说明在近地面层冷空气上有暖空气沿着冷空气抬升,冷空气层虽然浅薄,但与“冷垫”的作用相同^[13-15],起到加强上升运动的作用,抬升的暖湿空气上升、冷却、饱和,有利于降雪的增强。

3.3.4 垂直速度

分析降雪过程时的垂直速度沿 123°E 剖面图(图 8)可以看出,24 日 20 时,在 40°N 附近,500 hPa 以下有上升运动区,中心位于 900 hPa 附近,其上有下沉运动区对应,在上升区的北侧有明显的下沉运动对应,形成次级环流,促进强降雪区上升运动增强(图 8a),为这次辽宁东南部暴雪提供了强的天气尺度的上升运动,从而有利于触发潜在不稳定能量的释放,有利于深对流天气的发生和发展。强上升运动和次级环流的建立比强降雪开始时间提早 12 h,因此对强降雪预报也具有指示作用。25 日 08 时,上升区继续维持在 40°N 附近,但上升运动伸展

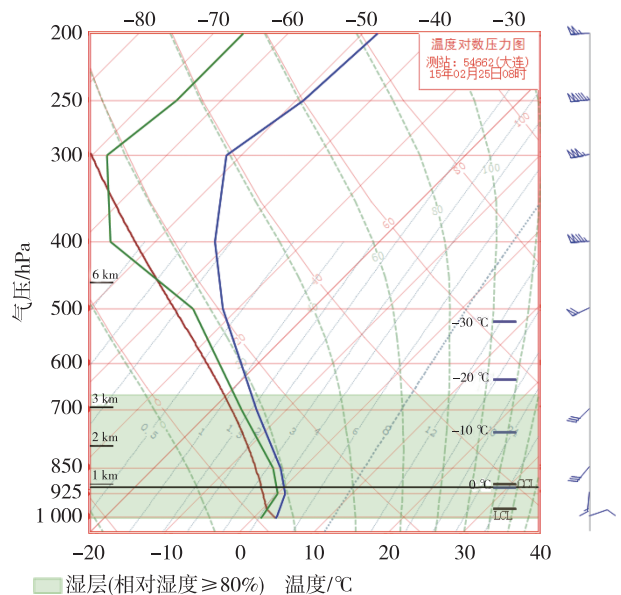


图 7 2015 年 2 月 25 日 08 时大连站 $t\text{-ln}p$ 探空曲线图
 Fig.7 The $t\text{-ln}p$ diagram of radiosonde at Dalian station at 08:00 BST 25 February 2015

到 400 hPa,上升速度由 $12 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 增加到 $16 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,出现两个上升运动中心,分别位于 900 hPa 和 650 hPa 附近(图 8b),强降雪开始。14—20 时,上升运动区东移减弱,强降雪区也逐渐东移减弱。通过分析发现,上升气流位置与暖湿水汽位置有很好的对应,有利于不稳定能量的释放。

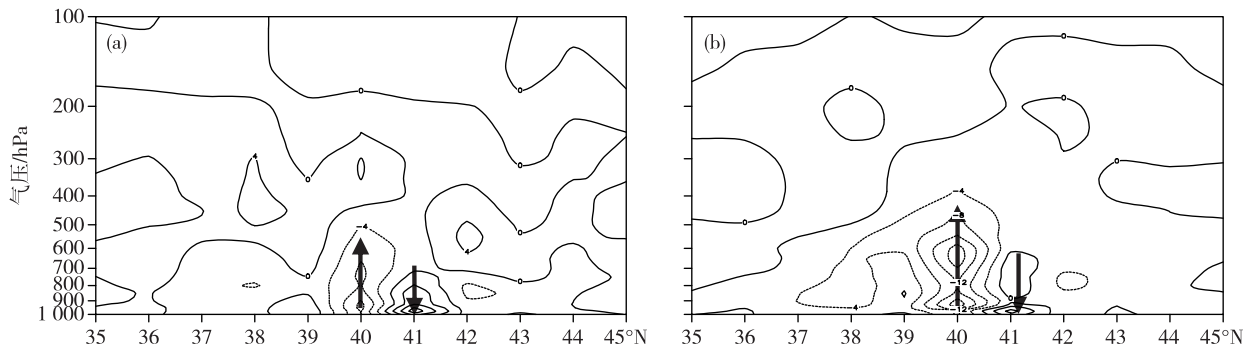


图8 2015年2月24日20时(a)、25日08时(b)垂直速度(等值线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)沿 123°E 的垂直剖面图(↑表示上升运动区,↓表示下沉运动区)

Fig.8 Vertical cross section of vertical velocity (isoline, units: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) along 123°E at 20:00 BST 24 (a) and at 08:00 BST 25 (b) February 2015 (↑/↓ represents the region of ascending/sinking motion)

4 相态分析

4.1 相态变化概况

2015年2月25日大连地区降水过程,相态比

较复杂,南部地区由雨转雨夹雪又转雪,北部地区有雨夹雪转雪,也有雨转雪,同时也有纯雪,如表1所示。

表1 2015年2月25日大连地区各站降水时间、相态、量级及积雪深度

Table 1 The time, phase, magnitude of precipitation, and snow depth at each station in Dalian on 25 February 2015

站点	降水开始时间	降水结束时间	相态(相态转换时间)	降水量/mm	积雪深度/cm
市区	06:05	16:18	雨→(08:56)雨夹雪→(09:28)雪	12.4	1.0
旅顺	06:14	13:30	雨→(13:11)雪	7.9	0.6
金州	—	16:35	雨→(08:22)雨夹雪→(09:03)雪	9.8	1.9
长海	05:47	15:45	雨→(08:14)雨夹雪→(08:32)雪	7.5	6.8
瓦房	06:17	15:50	雨夹雪→(07:08)雪	6.6	6.0
普兰	—	16:23	雪	8.8	7.3
庄河	06:06	15:45	雪	13.1	13.6
皮口	—	16:50	雪	12.3	11.3

4.2 温度垂直结构特征

雨转雪过程中,地面温度是一个关键因素^[16],南部地区(市区、旅顺、金州、长海)25日08—09时低层温度较高,市区925 hPa以下不低于 1°C ,冰晶下落融化后形成降雨。之后随着冷空气入侵,近地面温度逐渐下降,地面温度接近 0°C ,达到降雪阈值(小于 1°C)。北部地区(瓦房店、普兰店、庄河、皮口)基础温度低,降水开始时就达到了降雪阈值。除了地面温度以外,温度的垂直结构也是影响降水相态的关键因素^[16]。由有利于冰晶发展的垂直温度条件来看,当环境温度在 -10°C 以下时最有利于冰晶颗粒物的成长,当温度在 -12°C 以下时,70%以上的云中都会含有冰晶等固态降水颗粒物。

25日08时,贝加尔湖东部横槽下摆,冷空气南下,与河套地区槽前冷空气交汇,850 hPa风场上,在渤海至大连一带有小低压环流,大连位于湿区,近地面为偏东风,形成近地面冷空气层,将暖湿空气抬升,925 hPa至700 hPa为西南风,风速达到 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,从地面到3 km高度均为湿层,2.5 km以上温度在 -10°C 以下(图7),有利于固态降水颗粒物成长。由25日08时大连站探空资料的特征值(表2)来看, 0°C 层高度在1 km左右。固态降水颗粒物下降过程中,经过浅薄逆温层(图7),开始由于高层冷空气不强,所以融化成雨,随着冷空气的加强以及暖层的减弱,很快转为雨夹雪。北部地区(普兰店、庄河)由于降水开始时温度较低(0°C 左右),降水相态为雪。

表2 2015年2月25日08时大连站探空资料特征值

Table 2 Characteristic value of sounding data at Dalian station at 08:00 BST 25 February 2015

0 °C 高度/km	$t_{850 \text{ hPa}}/^\circ\text{C}$	$t_{925 \text{ hPa}}/^\circ\text{C}$	$t_{1000 \text{ hPa}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{地面}}/^\circ\text{C}$	$H_{1000-700}/\text{km}$	$H_{1000-850}/\text{km}$
0.9	-3	1	3	3	2.8	1.3

大连站 08:56 由雨转为雨夹雪,09:28 由雨夹雪转为雪。分析 24 日 20 时、25 日 08 时、25 日 20 时 850 hPa 和地面温度实况资料(图略),可以看出大连站 850 hPa 温度从 24 日 20 时到 25 日 20 时均在 $-4 \sim -2 \text{ }^\circ\text{C}$ 之间变化,但是地面温度 08 时开始逐渐下降。这说明高空冷空气向中低层侵入,有高空冰晶层中固态降水粒子下降到低层不饱和层中,会产生融化、蒸发等相态变化,其伴随的潜热吸收对环境温度产生影响,浅薄的逆温层被破坏,温度下降,随着雨转雨夹雪转雪,垂直方向上温度递减率逐渐增大。可见,地面降水相态与整层温度湿度变化均相关。

4.3 雷达回波特征

降雪的雷达回波一般是大范围、稳定的、强度较弱的回波^[17-18],但具有一定的特征指标,对降雪

的探测和预报都具有指导意义^[19]。2015 年 2 月 25 日早晨,大连南部地区近地面气温较高,前期降水性质以雨或雨夹雪为主,回波最大强度达到 $40 \sim 45 \text{ dBZ}$;08—09 时旅顺 1 h 降水量达到 6.4 mm,降水回波在渤海海峡不断生成,并向东北方向移动;09—11 时移至大连北部地区时,由于降水性质是雪,因此回波强度变小,但东部沿海回波强度可达 $20 \sim 25 \text{ dBZ}$,因此普兰店、庄河等北部地区降雪强度达到 $2 \sim 3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (09—10 时),在降雪强度最大 ($4.6 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) 的普兰店东南部(皮口站附近)以及庄河东部沿海回波强度可达 $25 \sim 35 \text{ dBZ}$ (图 9a),这个强度对北方来说可以产生短时强降雪^[20]。11 时以后,回波逐渐继续向东北移动,影响丹东一带,丹东出现短时强降雪。径向速度图(图 9c)上,08:56 低空存在最大风速达到 $10 \sim 13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南急流。

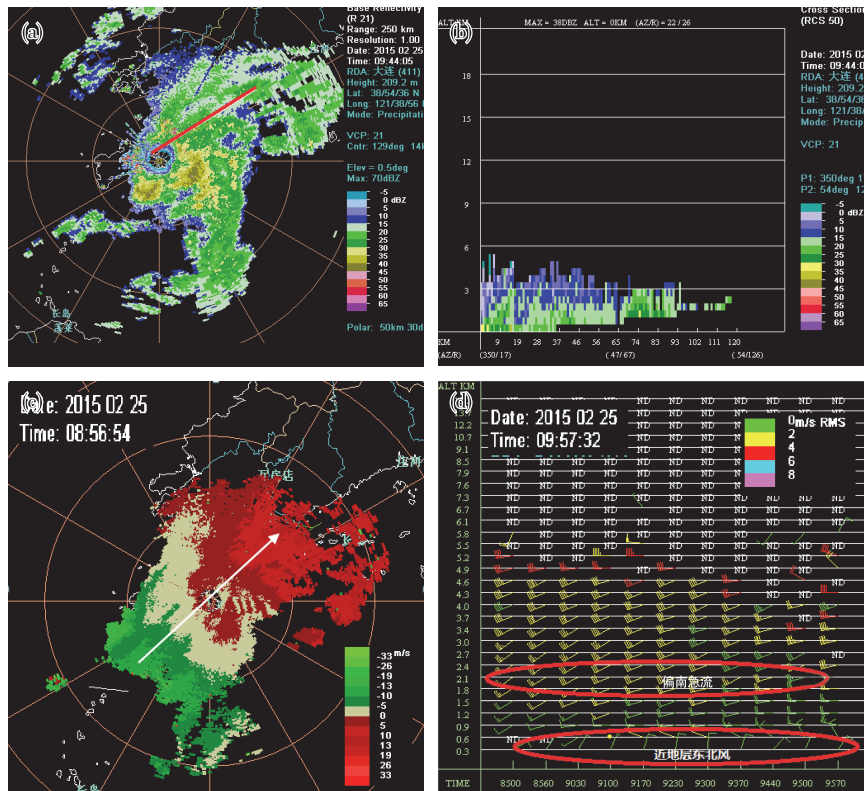


图9 多普勒雷达回波产品(a. 25日09:44大连雷达0.5°仰角基本反射率;b. 09:44沿a图线段的剖面图;c. 08:56径向速度图,白色箭头表示急流;d. 09:57垂直风廓线图)

Fig.9 Doppler radar echo products (a. base reflectivity at 0.5° elevation from Dalian radar at 09:44 BST; b. cross section along line segment in Fig. 9a at 09:44 BST; c. radial velocity at 08:56 BST, the white arrow represents the jet stream; d. vertical wind profile at 09:57 BST 25 February 2015)

由风廓线产品(图9d)看,自08:50开始0.3~0.6 km高度出现弱偏北风,与其上的西南风在边界层和对流层低层形成切变层,即前面所说的近地面冷空气层的建立,将暖湿气流抬升^[21],有利于降水的产生。降雪区东北部冷空气在近地层东北风的作用下向西南移,加大了近地面冷空气层的抬升作用,促进降雪的加强,降水强度逐渐达到最大,其后随着西南气流的减弱,0.9 km高度转为西北风,降水强度逐渐减弱。

通过探空资料,可以分析出降水相态。由08时探空图来看,地面温度为3℃,850 hPa温度为-3℃,850 hPa-4℃是液态和固态降水临界值。静力学原理中,两层等压面之间的厚度与这两层之间的平均温度成正比^[21],即某层的厚度是与这层的平均温度成一定比例,两层之间厚度越大,该两层间的平均温度就高,也就是说,厚度能够体现对流层中层的平均温度状况^[22]。北京地区降雨的判别标准是 $H_{1\,000-850} > 1.3$ km,大连地区与北京地区纬度相近,25日早晨 $H_{1\,000-850}$ 为1.3 km(表2),处于降雨临界值。 $H_{1\,000-700}$ 的雨雪临界值为2.7 km,25日早晨 $H_{1\,000-700}$ 为2.8 km(表2),也接近临界值。因此,此次降水大连本站以及以南为液态降水,而以北为固态降水。沿图9a上大连东部沿海强降雪出现地区的线段做基本反射率剖面图(图9b),回波整体高度基本在6 km以下,20 dBZ以上的强回波高度仅维持在近地面3 km以下^[23],由于低层水汽条件充沛加上850 hPa与500 hPa温差较小,有利于强降水的产生,故南部为强降雨,北部为强降雪。

5 结论与讨论

2015年2月25日辽东东南部出现了暴雪天气,强降雪范围小,相态复杂,影响严重。强降雪(暴雪)是在高空槽和地面倒槽共同配合的天气系统下发生的。强降雪发生在低空切变线东侧暖湿区对应高空急流出口区左侧的辐散区内,强降雪时有强水汽辐合中心,850 hPa有中尺度低涡环流和切变线。对此次强降雪过程进行深入分析发现有一些引发强降雪天气以及相态变化的可用指标。

1)此次强降雪过程前,位于长白山余脉南侧的大连东北部与丹东地区,地面偏南气流受到山前抬升形成风向辐合并维持18 h,高空850 hPa以下有一个急流中心与其对应,说明地形抬升形成的辐合是造成强降雪的主要原因之一。

2)此次强降雪过程前6 h,建立了温度平流随

高度减小的配置,促使了不稳定层结的产生,与其对应 θ_{se} 的空间分布上有干冷空气与暖湿空气在渤海西岸形成锋区,为强降雪提供了不稳定能量。短时强降雪开始时,下暖上冷的温度平流以及锋区配置达到最强,不稳定能量也达到最强,在动力抬升下,触发不稳定能量是产生强降雪的重要原因。

3)此次强降雪过程,正涡度平流的建立、中层风向辐合带的建立、近地面冷空气层的建立以及次级环流的产生,都为暴雪天气提供了强大的上升运动,有利于触发潜在能量的释放,为强降雪的产生提供了动力条件。动力条件的建立较强降雪产生时间提前8~12 h,因此对短期暴雪预报也有很好的指示作用。

4)温度的垂直结构是影响降水相态的关键因素。2.5 km以上温度在-10℃以下,有利于固态降水颗粒物成长,固态降水颗粒物下降过程中,经过浅薄逆温层,刚开始由于高层冷空气不强,融化成雨,随着冷空气的加强以及暖层的减弱,很快转为雨夹雪。当大连本站850 hPa温度以及两层等压面之间的厚度处于雨雪转换临界值(850 hPa温度-4℃, $H_{1\,000-850}$ 为1.3 km, $H_{1\,000-700}$ 为2.7 km)时,大连南部为雨或雨夹雪,北部为雪。雨或雨夹雪时雷达回波最大强度达到40~45 dBZ;强降雪时回波强度为20~25 dBZ,回波高度基本在6 km以下;最强回波25~35 dBZ维持在3 km以下。垂直风廓线产品上0.3~0.6 km高度出现弱偏北风,与其上的西南风在边界层和对流层低层形成切变层。

参考文献:

- [1] 姚蓉,叶成志,田莹,等.2011年初湖南暴雪过程的成因和数值模拟分析[J].气象,2012,38(7):848-857.
- [2] 冀兰芝,全志伟,宋琳琳,等.甘肃东部一次暴雪过程的诊断分析和数值模拟[J].干旱气象,2014,32(5):845-850.
- [3] 王玉娟,刘晓燕,白爱娟,等.1961—2017年三江源地区极端降雪指数变化特征分析[J].气象与环境学报,2018,34(6):108-115.
- [4] 姚静,井宇,刘勇,等.2016年陕西地区首场伴随“高架雷暴”区域性暴雪过程机理分析[J].气象与环境学报,2018,34(6):24-32.
- [5] 徐爽,胡鹏宇,梁红,等.2017—2018年辽宁地区三次降雪天气的GPS水汽变化特征[J].气象与环境学报,2019,35(5):27-36.
- [6] 苗爱梅,贾利冬,李智才,等.“091111”山西特大暴雪过程的流型配置及物理量诊断分析[J].高原气象,

- 2011, 30(4):969-981.
- [7] 赵桂香. 一次回流与倒槽共同作用产生的暴雪天气分析[J]. 气象, 2007, 33(11):41-48.
- [8] 庄晓翠, 崔彩霞, 李博渊, 等. 新疆北部暖区强降雪中尺度环境与落区分析[J]. 高原气象, 2016, 35(1):129-142.
- [9] 李国翠, 李国平, 陈小雷. 强降雪天气中 GPS 可降水量与地面空气湿度的综合分析[J]. 高原气象, 2011, 30(6):1626-1632.
- [10] 杨贵名, 孔期, 毛冬艳, 等. 2008 年初“低温雨雪冰冻”灾害天气的持续性原因分析[J]. 气象学报, 2008, 66(5):836-849.
- [11] 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京:气象出版社, 2005.
- [12] 张晰莹, 张礼宝, 袁美英. 一次降雪过程的多普勒雷达探测分析[J]. 气象科技, 2003, 31(2):179-182.
- [13] 谷秀杰, 苏爱芳, 张宁, 等. 地形对豫东南一次极端暴雪影响分析[J]. 气象与环境学报, 2019, 35(6):14-20.
- [14] 任丽, 张桂华, 赵玲, 等. 黑龙江省春季两次罕见暖锋暴雨过程诊断分析[J]. 气象与环境学报, 2018, 34(6):33-41.
- [15] 王喜, 王琴, 向阳, 等. 2018 年 1 月江苏 3 次致灾暴雪成因对比分析[J]. 海洋气象学报, 2020, 40(1):134-143.
- [16] 杨成芳, 刘畅, 郭俊建, 等. 山东相态逆转降雪天气的特征与预报[J]. 海洋气象学报, 2017, 37(1):73-83.
- [17] 孟雪峰, 孙永刚, 姜艳丰. 内蒙古东北部一次致灾大到暴雪天气分析[J]. 气象, 2012, 38(7):877-883.
- [18] 陈雪珍, 慕建利, 赵桂香, 等. 华北暴雪过程中的急流特征分析[J]. 高原气象, 2014, 33(4):1069-1075.
- [19] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理和方法[M]. 北京:气象出版社, 2000:376-377, 398-399.
- [20] 蒋大凯, 王冀, 韩江文, 等. 东北南部强降雪天气的多普勒雷达产品特征[J]. 资源科学, 2010, 32(8):1471-1477.
- [21] 张琳娜, 郭锐, 曾剑, 等. 北京地区冬季降水相态的识别判据研究[J]. 高原气象, 2013, 32(6):1780-1786.
- [22] 张丽, 徐朋飞, 吴胜平, 等. 安庆市降水相态识别判据研究[J]. 气象与环境学报, 2018, 34(1):30-37.
- [23] 胡鹏宇, 徐爽, 陈传雷, 等. 辽宁省 3 次暴雪天气过程雷达特征对比分析[J]. 气象与环境学报, 2018, 34(3):18-27.