张芳华,许先煌,权婉晴,等.2024. 2024年春运期两次极端雨雪冰冻天气过程对比分析[J].暴雨灾害,43(4):371-383. ZHANG Fanghua, XU Xianhuang, QUAN Wanqing, et al. 2024. Comparison of two extreme rainfall/snowfall and freezing weather events during the Spring Festival transportation period in 2024 [J]. Torrential Rain and Disasters,43(4):371-383 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2024-095

2024年春运期两次极端雨雪冰冻天气过程对比分析

张芳华[1],许先煌[1],权婉晴[1],胡艺[1],张博[1],远芳[2],周军[1]
(1. 国家气象中心,北京 100081;2. 国家气象信息中心,北京 100081)

摘　要: 2024年1月31日—2月6日和2月19—25日,我国先后出现两次大范围持续性低温雨雪冰冻天气过程(分别简称过程1和过程2),对春运造成严重影响。利用多源观测和ERA5再分析资料对两次过程进行对比,重点分析了南方地区雨雪天气强度及冻雨和降水相态差异的原因。结果表明:(1) 两次过程的累计降水量均有一定极端性,并伴有复杂的降水相态变化,冻雨强度和范围为2009年以来最大;过程1冻雨强度和积雪深度大于过程2,过程2冻雨范围、降水和对流强度大于过程1。(2) 两次过程均发生在高空槽与低层冷空气共同作用的环流背景下,南支槽前和西太平洋副热带高压外围的西南急流稳定维持且较常年显著偏强,为两次极端雨雪冰冻天气过程提供了持续而充沛的水汽条件;暖湿气流在冷垫上的爬升以及低层风场的水平辐合是产生雨雪天气的重要动力机制,逆温层和融化层的稳定维持是出现冻雨及降水相态反复变化的关键原因。(3) 两次过程不同点主要在于,过程1冻结层内温度多在-4～0 ℃,高于过程2,相对而言更有利于形成冻雨;逆温区狭长且少动,冻雨影响范围集中,强度大;过程2副热带高压更偏西偏北,有利于西南暖湿急流加强和北推,同时强寒潮导致冷垫较强,冷暖交汇有利于上升运动发展和降水增强;过程2融化层维持时间更长,云水含量较高,但冻结层内温度低,更有利于出现冰粒或湿雪。

关键词: 强降雪;冻雨;逆温层;降水相态;副热带高压
中图法分类号: P426.6　　**文献标志码:** A　　**DOI:** 10.12406/byzh.2024-095

Comparison of two extreme rainfall/snowfall and freezing weather events during the Spring Festival transportation period in 2024

ZHANG Fanghua[1], XU Xianhuang[1], QUAN Wanqing[1], HU Yi[1], ZHANG Bo[1], YUAN Fang[2], ZHOU Jun[1]

(1. *National Meteorological Centre, Beijing* 100081; 2. *National Meteorological Information Center, Beijing* 100081)

Abstract: From January 31 to February 6 (P1, hereinafter) and from February 19 to February 25, 2024 (P2, hereinafter), China experienced two large-scale and sustained low temperature, rainfall/snowfall, and freezing weather events, which seriously affected the Spring Festival transportation. This paper compared the two events using multi-source observations and ERA5 reanalysis data, with a particular focus on the mechanisms of the differences in precipitation intensity and the phases between rainfall, snowfall, and freezing rain in southern China. The results are as follows. (1) Both events exhibit extreme features in total precipitation and are accompanied by complex phase changes, with the range and the intensity of the freezing rain being the largest since 2009. Compared to P2, the intensity of freezing rain and the snow depth in P1 are greater. However, the range of freezing rain, the precipitation amount, and the convective intensity in P2 are greater. (2) Both the circulation patterns of the two events are affected by the high-altitude trough and low-level cold air. The southwest jet stream in front of the trough and the periphery of the western Pacific subtropical high (WPSH) is stable and significantly stronger than normal, providing sustained and abundant water vapor. The ascent of warm-humid air over a cold cushion and the horizontal convergence of low-level winds are crucial dynamic mechanisms for snowfall and rainfall. Besides, the stable maintenance of the inversion layer and the melting layer is the key to the occurrence of freezing rain and the changes in the precipitation phase. (3) Different mechanisms also exist in the two events. In P1, the air temperature in the freezing layer is between -4 ~ 0 ℃ in most areas, which is higher than that in P2 and is more conducive to the formation of freezing rain. In P2, the inversion zone is wide but moves more quickly, with a larger range while weaker freezing rain. In P2, the WPSH is lo-

收稿日期: 2024-05-20;**定稿日期:** 2024-06-20
资助项目: 国家自然科学基金项目(42230612);国家重点研发计划项目(2022YFC3003905)
第一作者: 张芳华,主要从事天气预报业务和技术研究。E-mail: zfhnmc@126.com
© Editorial Office of *Torrential Rain and Disasters*. OA under CC BY-NC-ND 4.0

cated further northwest, favoring the strengthening and northward shift of the southwest warm-humid jet. Meanwhile, the strong cold wave also leads to a stronger cold cushion. The interaction between the cold and warm airs is conducive to the development of upward movement and the enhancement of precipitation. The longer duration of the melting layer leads to more cloud water content, but the temperature in the freezing layer is lower, which is beneficial for the formation of ice particles or wet snow.

Key words: severe snowfall; freezing rain; inversion layer; precipitation phase; Western Pacific subtropical high

引 言

与寒潮或强冷空气相伴随的持续性低温雨雪冰冻是我国冬半年最主要的灾害性天气，常常造成组合性灾害(宗海锋等，2022)，对工农业生产、交通运输、电力供应、生态环境等多领域造成严重冲击。2008年初南方低温雨雪冰冻天气过程发生在稳定的大气环流形势下，来自极地的冷空气和来自热带的暖湿气流在我国南方地区长时间对峙，是高低空、高低纬系统相互作用的典型个例(王亚非等，2008；Wen et al.，2009；Zhou et al.，2009)，并造成了非常严重而广泛的影响。近十多年来，该类灾害性天气时有发生，2011年初我国南方地区再次发生了类似的区域持续性低温冻雨事件(钱维宏和张宗婕，2012)，2016年1月下旬南方低温雨雪冰冻灾害打破了我国降雪最南线(胡钰玲等，2017)，持续性低温雨雪冰冻天气对社会生产和人民生命财产安全造成重大影响。

低温雨雪冰冻天气的成因复杂，预报挑战大，主要预报难点包括降水相态转换以及固态降水如降雪、冻雨、冰粒等的形成机制和预报方法等。国外对冬季降水预报的研究和业务开展较早，自2008年以来，我国学者对冬季降水天气的研究关注度也越来越高。研究指出阻塞形势下冷空气南下与来自孟加拉湾及南海、西北太平洋的暖湿气流长时间交汇产生锋生强迫(李崇银等，2008；陶诗言和卫捷，2008；高辉等，2008)，暖湿气流在冷垫上爬升是冬季强雨雪天气形成的重要动力机制(张桂莲等，2023)，暴雪区位于低层冷平流和高层暖平流叠加区域，700 hPa西南急流和逆温层对强降雪的产生具有重要作用(姚晨等，2018)。一些研究还对比了典型强降雪事件的环流及物理机制的差别(胡钰玲等，2017；秦明月和李双林，2020)，为更全面认识强降雪形成机制提供了参考。在降水相态方面，传统的研究多采用特性层温度和厚度指标来判断(Heppner，1992；漆梁波和张瑛，2012)，随着观测手段和数值模式的发展，更多、更复杂的降水相态转变机制逐渐为人所知，例如，雪花在融化过程中的非绝热冷却能够决定降水相态的转变(Kain et al.，2000)，降水相态与垂直温度廓线和降水率密切相关，非常小的温度扰动也会带来相态的变化(Theriault et al.，2010)。近年来，一些新型高分辨率观测资料也在降水相态研究中得到应用(姚晨等2018；杨祖祥等，2019；毛宇清等，2022)，为细致认识相态转换及其物理机制提供了新的手段。

除此之外，学者们在冻雨研究方面也积累了丰富的成果。逆温层和融化层的维持与发展是产生冻雨天气的重要原因，我国常见的冻雨机制有两种，分别是“冷-暖-冷”的三层模式和单层模式，即冰相融化机制(杜小玲等，2010；孟雪峰等，2022)和过冷暖雨机制(王传辉等，2020)，也有研究指出在浙江以及广西、广东和福建三省(区)北部的山区，冻雨具有“暖-冷-暖-冷”的层结特点(康丽莉等，2021)。这说明冻雨形成机制的复杂性，实践也证明存在逆温层和融化层的情况下也并不一定出现冻雨(江扬等，2017)，而有可能是冰粒、湿雪或雨夹雪等过渡性降水相态。云内温度层结和降水粒子相态，融化层和冻结层的厚度与强度，降水粒子下落速度以及风速、降水强度、地形等对能否形成冻雨均有重要影响，还需要更细致深入的研究。

2024年1月底至2月，受冷空气和强盛的暖湿气流共同影响，我国中东部出现了两次大范围持续性极端低温雨雪冰冻天气过程，恰逢春运高峰期，造成严重影响。据应急管理部通报(https://www.mem.gov.cn/xw/yjglbgzdt/202403/t20240312_480971.shtml)，2月上旬的低温雨雪冰冻天气过程造成湖北、湖南、安徽、贵州等10省(区、市) 402.7万人不同程度受灾，直接经济损失126.1亿元；同时其与春运叠加，对公路保畅、电力保供、群众出行和生产生活带来严重影响，是2009年以来春运期间发生的最严重低温雨雪冰冻灾害；2月中下旬第二轮低温雨雪冰冻天气过程造成的冻雨范围更广，但强度和影响不及上一轮。两次过程相距半个月，且具有相似的大尺度环流背景，但具体系统配置以及冷空气移动路径和强度、西南暖湿气流的强度等方面存在差异，导致降水相态和雨雪强度，特别是冻雨、冰粒和降雪等固态降水特征有较大不同，精细化预报难度大。因此有必要开展这两次过程实况特征和重要影响系统的对比分析，诊断出现强雨雪、冻雨以及降水相态转换的关键物理机制，为丰富冬季组合性灾害性天气的认知、提升预报能力提供参考。

1 资料说明

本文分析采用的资料主要包括：(1) 国家气象信息中心提供的2024年1—2月常规高空探测资料、国家基准气候站和国家基本气象站共2 383个地面气象站(以下简称“国家站”) 1 h间隔观测资料，地面要素包含天气现象、气温、降水量、电线积冰直径、积雪深度等，用于分析低温雨雪冰冻天气的实况特征；1990—2020年同期国家站日平均气温资料，用于分析气温距平。(2) 武汉市气象局提供的2024年2月武汉S波段双偏振雷达探测资料，包括回波反射率(Z)，差分相位差(ZDR)，相关系数(CC)等参量，时空分辨率分别为5 min、0.25 km，用于分析武汉地区的降水相态特征。(3) 欧洲中期数值预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts，ECMWF) 1 h间隔、空间分辨率为0.25°×0.25°的第五代全球再分析资料(the Fifth Generation of ECMWF Atmospheric Reanalyses of the Global Climate，ERA5)，要素包含不同高度层的位势高度、温度、水平风、相对湿度、垂直速度以及云水、云冰含量等(Hersbach et al.，2020)，时段为1991—2020年和2024年的1—2月，用于分析低温雨雪冰冻天气过程的环流形势、天气学成因和微物理特征。

2 天气实况

2024年1月31日—2月6日和2月19—25日，我国中东部地区先后出现两次大范围持续性低温雨雪冰冻天气过程(以下分别简称过程1和过程2)。两次过程均具有影响范围广、持续时间长、降水量极端、相态复杂、气温显著偏低、冰冻严重等特征，南方伴有雷暴和局地短时强降水。

2.1 过程1雨雪冰冻天气实况

2024年1月31日08时—2月7日08时(北京时，下同)，西北地区东部、华北至华南等地出现大范围雨雪天气，陕西中部、山西中南部以及黄淮、江淮、江汉、江南、华南北部和贵州东部等地累计降水量10～30 mm，江淮西部、江南大部50～90 mm，局地100 mm以上(图1a)；有35个国家站累计降水量超过100 mm，最大为133.2 mm (江西东乡)。湖南、江苏、贵州、上海等省(市)有10个国家站日降水量突破当站2月历史极值。

黄淮、江淮、江汉、江南西部和北部及贵州等地出现雨夹雪、雨转雪、雪或冻雨等复杂的降水相态变化。1月31日—2月4日，黄淮、江淮和江汉、江南北部等地先后出现降雪，其中河南中南部、山东中南部、江苏北部、安徽北部、湖北中东部、湖南北部等地出现大到暴雪，局地大暴雪，逐日08时的24 h新增积雪5～12 cm，局地12 cm以上，过程最大积雪深度(图1b) 8～20 cm，湖北潜江最大，为27 cm。与黄淮及以南地区近10 a的强降雪过程相比，过程1最大积雪深度仅次于2018年1月3—4日强降雪过程(图略)，具有一定的极端性。

河南东南部、安徽大部、湖北中东部、湖南大部和贵州东部等地出现大范围冻雨，冻雨日数约有6 d。2月1日上午，安徽北部等地首先观测到冻雨，随后冻雨区逐渐向西南方向推进，先后影响湖北、湖南和贵州等地，上述三省的主要影响时段分别为2—3日、2—6日和3—6日。过程期间，中东部地区共有146个国家站观测到电线积冰(图1c)，扣除电线直径后(下同)上述测站平均积冰直径约为6.5 mm，其中31.5%的测站积冰直径在6 mm及以上。截至7日08时，湖北东部和湖南东北部等地最大电线积冰直径6～18 mm，有12站超过18 mm，最大为湖南南岳(高山站) 99 mm，较明显的电线积冰主要出现在江汉平原和洞庭湖周边等地势相对平坦地区，这也是过程1冰冻灾害影响大于过程2的原因之一。

2.2 过程2低温雨雪冰冻天气实况

2024年2月19日08时—26日08时，我国再次出现大范围持续性雨雪天气。华北中南部、黄淮、江淮、江汉、江南中北部等地累计降水量10～30 mm，其中黄淮南部、江淮、江南中北部等地50～80 mm，安徽南部、浙江中部和西部、江西东北部等地100～150 mm，局地180 mm以上(图1d)，有47个国家站累计降水量超过100 mm，最大为188.3 mm(江西德兴)；并伴有明显的雷暴和短时强降水，最大小时降水量20～40 mm。21日08时—22日08时，安徽南部、浙江北部和中部、江西东北部出现区域性暴雨，局地大暴雨，为两次过程中降水量最大的一天。过程2期间，河南、安徽、湖北、江苏、江西、浙江等地82个国家站日降水量突破当站2月历史极值。

华北中南部、黄淮、江汉、江淮西部等地出现大到暴雪，局地大暴雪，黄淮至江南北部等地出现雨转雨夹雪或雪，逐日08时的24 h新增积雪3～10 cm，其中20日08时—21日08时，山西中部偏东地区、河北中南部等地新增积雪10～23 cm，除此之外，逐日5 cm以上的新增积雪范围明显小于过程1。过程最大积雪深度(图1e) 8～15 cm，最大23 cm (河北望都)。黄淮及以南地区降雪主要出现在20—23日，24 h新增积雪深度和过程最大积雪深度均小于过程1。

河南、山东、安徽、江苏、湖北、湖南、贵州等地先后出现冻雨或冰粒，有220个国家站观测到电线积冰(图1f)，较过程1多74站，其中19.1%的测站积冰6 mm

及以上，平均电线积冰直径约5.8 mm，小于过程1。过程2电线积冰范围广，但明显积冰区分布较过程1分散，且主要出现在山区，其中安徽东北部和西南部、湖北东部、湖南东南部和西南部、贵州东部等地部分地区电线积冰直径6～18 mm，有9站超过18 mm，最大仍出现在湖南南岳，为331 mm。从地面观测(图略)看，21—25日，贵州东部和湖南南部频繁出现冻雨，但除了个别高山站以外，最大电线积冰直径均在18 mm以下(图1f)。以平均电线积冰直径近似反映冻雨强度，过程1冻雨强度大于过程2，但影响范围不及后者。

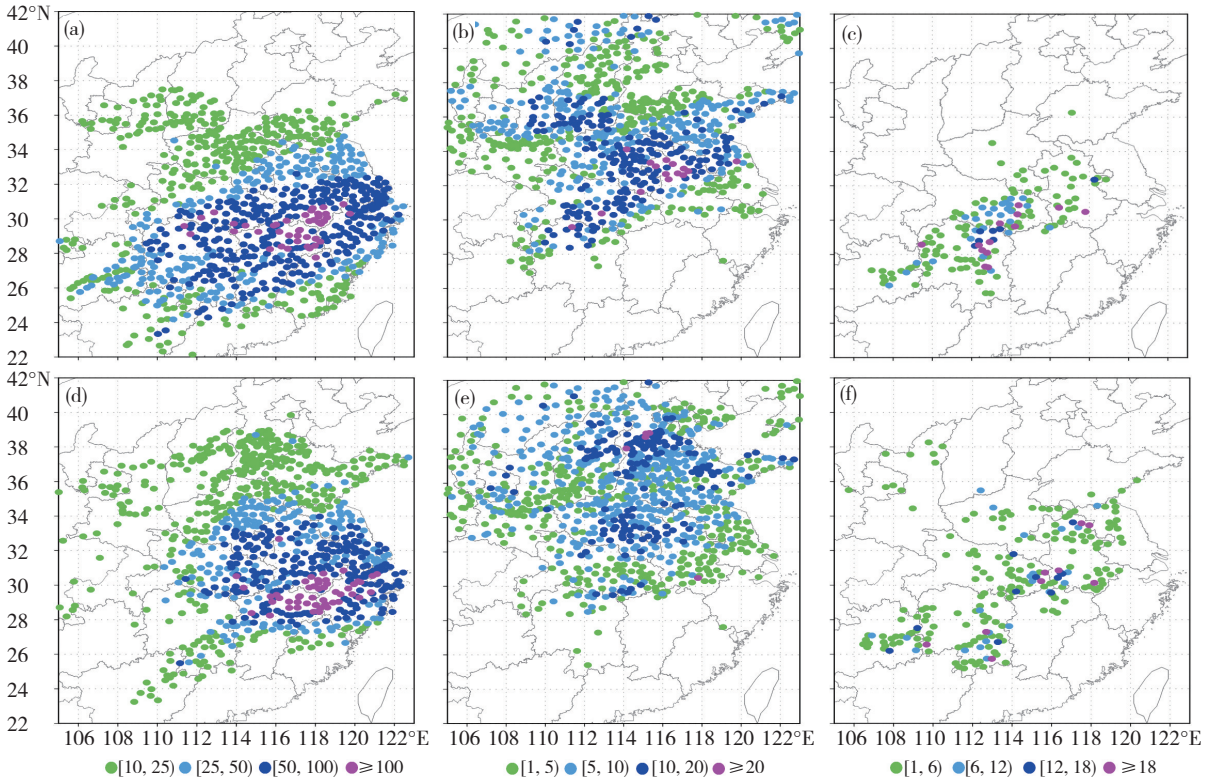


图1 2024年1月31日08时—2月7日08时(a, b, c)、2月19日08时—26日08时(d, e, f)累计降水量(a, d; 单位: mm)、过程最大积雪深度(b, e;单位: cm)、最大电线积冰直径(c, f; 单位: mm)空间分布

Fig. 1 The spatial distribution of (a, d) total precipitation (unit: mm), (b, e) maximum snow depth (unit: cm), and (c, f) maximum wire ice diameter (unit: mm) from (a, b, c) 08:00 BT on 31 January to 08:00 BT on 7 February and from (d, e, f) 08:00 BT on 19 February to 08:00 BT on 26 February in 2024

2.3 冷空气影响和低温实况

在大范围低温雨雪冰冻天气过程的初始阶段，中东部地区均受到冷空气影响，分别是1月31日—2月2日的较强冷空气和2月17—22日的强寒潮。

1月31日—2月2日，受较强冷空气影响，中东部地区日平均或最低气温累计下降4～8 ℃。受冷空气和雨雪天气共同影响，2—6日(图2a)，黄淮至华南北部平均气温较常年偏低4～6 ℃，湖北中东部、湖南东部等地偏低6～8 ℃；最低气温0 ℃线南压至浙江北部、江西北部、湖南南部至贵州东部地区，湖北中东部最高气温持续5 d低于0 ℃。

2月17—22日的强寒潮出现在前期气温极端偏高的背景下，加之冷空气自身势力强大，因而导致更为剧烈的降温。中东部大部地区日平均或最低气温累计下降10～20 ℃，部分地区超过20 ℃，气温由前期显著偏高转为显著偏低，且低温影响时间长，2月下旬(图2b)南方大部地区平均气温较常年同期偏低5～8 ℃，湖南东南部等地偏低8 ℃以上；最低气温0 ℃线南压至浙江中北部、江西中部、湖南南部、广东北部、广西东北部至贵州南部一带，较过程1偏南。22—24日，江淮、江南西部等地最高气温持续在0 ℃以下，也较常年同期显著偏低。

综上分析，过程2及其伴随的降温幅度、低温强度及低温持续时间均大于过程1，两次过程雨雪冰冻天气的持续时间、总体影响范围和强度基本相当，降水量均有一定的同期极端性，累计降水量50 mm以上的大部区域重叠。不同点主要在于，过程1积雪深度大于过程2，冻雨范围更加集中，冻雨强度大于过程2，过程2冻雨范围以及降雨和对流强度大于过程1；过程1比较明显的电线积冰区集中出现在江汉平原、洞庭湖周边等地势平坦区域，而过程2则主要分布在大别山区、皖南山区，以及湖南南部和贵州中部等海拔相对较高处，因而过程1造成的冰冻灾害更为严重。根据国家气象中心2024年2月5日的评估报告，过程1“冻

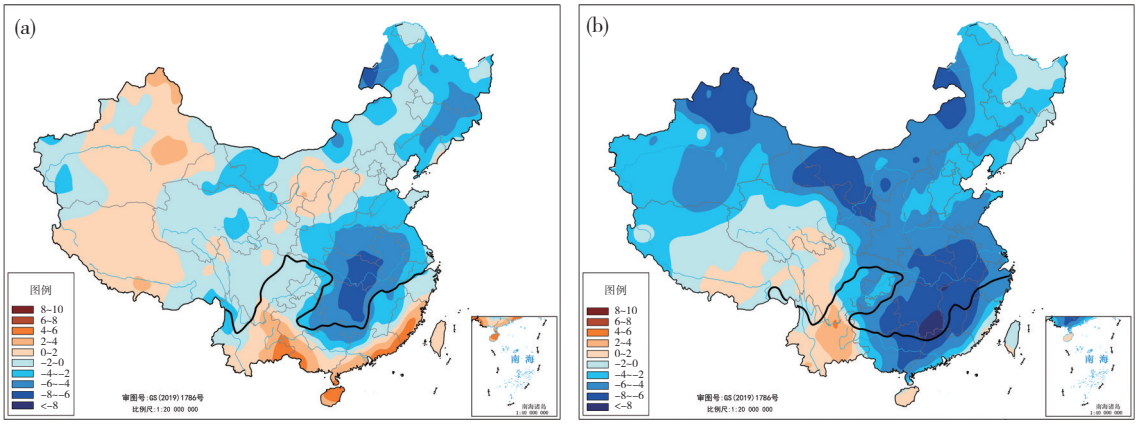


图2　2024年2月2—6日(a)、2月21—29日(b)平均气温距平(填色，单位：℃)和最低气温0 ℃等温线(黑线，单位：℃)空间分布

Fig. 2 The spatial distribution of averaged air temperature anomalies (shaded, unit: °C) and the 0 °C isotherm of the minimum temperature (black line, unit: °C) during (a) February 2–6 and (b) February 21–29, 2024

雨范围和强度为2009年以来最强”，结合本文电线积冰特征分析，可认为这两次过程分别是2009年以来强度最强和影响范围最大的冻雨过程。

3　环流形势对比

两次过程均发生在高空槽东移与南下冷空气相互作用的大尺度环流背景下，但冷暖气流强度及关键系统配置有差异，导致雨雪强度和降水相态有所不同。

过程1平均500 hPa高度场及其标准化距平(图3a)空间分布表明，亚欧中高纬度环流呈现“两槽一脊”型，低槽分别位于欧洲至亚洲中部以及俄罗斯远东地区，贝加尔湖附近及其以北大部地区为强大的阻塞高压脊控制。在副热带地区，南支槽位于100°E附近，较气候态位置偏东，其东西两侧高压脊较常年明显偏强，因此南支槽较深，槽前西南气流强盛(图3b)；副热带高压(以下简称“副高”)呈带状分布，西北太平洋副高中心强度达592 dagpm，较常年同期偏北、强度显著偏强，位势高度达2倍标准差。强大的副高与阻高叠

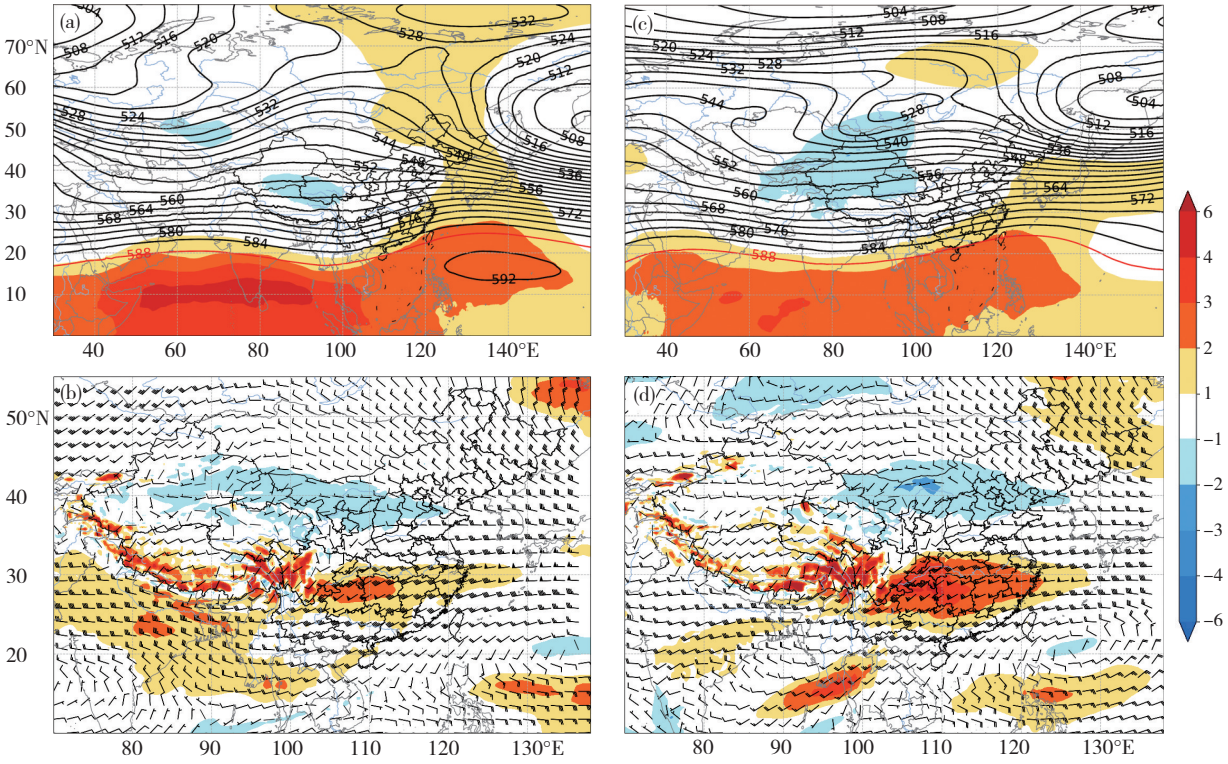


图3　2024年1月31日—2月6日(a, b)、2月19—25日(c, d)平均500 hPa位势高度(等值线，单位：dagpm)及标准化距平(填色) (a, c)、700 hPa水平风场(风向杆，单位：m·s^{-1})及标准化距平(填色) (b, d)

Fig. 3 The spatial distribution of (a, c) 500 hPa averaged original geopotential height (contour, unit: dagpm) and the normalization (shaded), and (b, d) 700 hPa original wind (barb, unit: m·s^{-1}) and the normalization (shaded) (a, b) during January 31 to February 6 and (c, d) during February 19–25, 2024

加,使我国“西低东高”的环流形势更为稳定。在这种形势下,阻高前部偏北风引导冷空气自东路南下,形成冷垫,中亚槽分裂多个短波分别自新疆和青藏高原东移,与南支波动叠加,槽前暖湿气流持续向我国输送水汽,并在低层冷垫上爬升,在我国中东部地区产生大范围雨雪天气,也为冻雨的形成提供逆温层和融化层条件。

从过程2平均500 hPa位势高度及其标准化距平空间分布(图3c)可见,欧亚中高纬度环流形势大体为“一槽一脊”型,高压脊呈准纬向,自乌拉尔山向东延伸至俄罗斯远东地区北部,中亚槽位置较过程1偏东,主要影响我国新疆及周边地区,强度较常年同期偏强,有利于引导西路冷空气东移南下。寒潮影响我国期间,中亚槽稳定少动,相应地北支槽波动弱于过程1;而中心位于勘察加半岛附近的低涡则是引导寒潮主体南下的关键系统。在低纬度地区,南支槽平浅,但100°—120°E附近副高北界北抬到我国华南沿海至台湾岛中部,低层反气旋中心较过程1西移,来自孟加拉湾的西南气流较常年明显偏强,风速达2~3倍标准差,副高外围强盛的偏东气流转向与南支槽前西南气流汇合,使得我国南方地区的水汽输送加强并持续,相应的风速达3~4倍标准差(图3d)。

此外,海平面气压场逐日演变(图略)表明,17日寒潮首先自新疆北部进入我国,19日西伯利亚高压发展东移,中心强度达1 055 hPa以上,引导寒潮主体自内蒙古中东部向南影响我国。西路冷空气的补充,有利于寒潮主体路径稳定、势力增强或维持,影响范围更大、持续时间更长。

综上分析,两次过程均具备产生大范围低温雨雪冰冻天气的环流形势,南支槽前和西太平洋副高外围的西南急流较常年同期显著偏强,是两次过程的关键影响系统。两次过程冷空气强度和移动路径、中层暖湿气流的来源和强度等有一定差异,导致二者雨雪天气的强度和相态变化有所不同。

4 雨雪强度和降水相态差异的原因

下文将针对两次过程预报服务的关注重点,即黄淮及其以南地区雨雪天气的强度、冻雨及降水相态差异的基本原因进行分析。

4.1 水汽输送和不稳定条件

畅通的水汽通道和源源不断的水汽输送是冬季大范围雨雪天气形成的必要条件。低层水汽通量演变表明,过程1中,700 hPa水汽主要来源于孟加拉湾,经南支槽前西南风输送至我国中东部地区。2—4日,长江中下游沿江至江南大部地区700 hPa水汽通量逐步增大至12 $g\cdot cm^{-1}\cdot hPa^{-1}\cdot s^{-1}$以上,其中3日夜间至4日(图4a),西北地区东部高空槽东移与南支槽同位相叠加,槽前西南风加强,形成南北打通的水汽输送通道,700 hPa西南急流达30 $m\cdot s^{-1}$,与之伴随的≥12 $g\cdot cm^{-1}\cdot hPa^{-1}\cdot s^{-1}$的水汽通量大值区范围明显扩大。过程2 (图4b)副高西伸北抬,其外围西南气流与南支槽前西南气流合并加强,700 hPa水汽通量≥12 $g\cdot cm^{-1}\cdot hPa^{-1}\cdot s^{-1}$的区域覆盖了黄淮南部至江南大部地区,中心值大于21 $g\cdot cm^{-1}\cdot hPa^{-1}\cdot s^{-1}$。850 hPa水汽通量中心仍在700 hPa以南,但二者之间的距离较过程1减小,20日夜间至21日白天,两层大部分水汽通量大值区重合,有利于形成深厚的水汽输送,为江南等地的强降雨提供充沛的水汽条件。700 hPa水汽通量辐合区主要位于急流轴及其前侧的风速辐合区,而850 hPa则多位于低涡切变线南侧、低空急流轴左侧的切变涡度区(图略)。对比还发现,两次过程850 hPa水汽输送均主要来自副高西侧,过程2在925 hPa也有较强的偏南风水汽输送。此外,由图4b可见西太副高环流中心较过程1明显偏西偏北,呈东北—西南走向,除了提供水汽输送,还起到增大位势梯度、减慢系统移速等作用,使得西南急流加强或维持并北推,是导致过程2雨雪天气强、强降水落区偏北的重要影响系统,这与宗海锋等(2022)的研究结果一致。

受强盛的水汽输送与辐合影响,两次过程对流层低层比湿均有所增大(图略)。过程1中,强降雨区850 hPa和700 hPa比湿最大值分别达10 $g\cdot kg^{-1}$和6 $g\cdot kg^{-1}$,高湿区主要位于江南东部和南部至华南一带;过程2相应分别达12 $g\cdot kg^{-1}$和8 $g\cdot kg^{-1}$,且高湿区的范围更大、更偏北。两次过程主要降雪区700 hPa比湿分别达到2~5 $g\cdot kg^{-1}$和4~6 $g\cdot kg^{-1}$,且大于850 hPa;强降雪区比湿的垂直分布特征与西南暖湿气流在偏东或东北风冷垫上爬升有关。

过程1以稳定性降水为主,而过程2由于前期气温显著偏高,对流层低层暖湿性质更为明显。2月19—21日,长江中下游沿江及以南地区K指数达30~40 K,30 K以上的范围和强度较过程1明显增大,江南地区强降雨有一定的对流性质。21日08时南昌探空资料(图4c)显示,925 hPa以下为偏东或偏北风,1 000—700 hPa风向明显顺转,有深厚的暖平流,有利于产生上升运动;0—3 km和0—6 km垂直风切变达30 $m\cdot s^{-1}$左右,云底高度位于1 000 hPa附近,600 hPa及以下为深厚湿层,中层为干层,形成“上干下湿”的不稳定层结,最有利抬升指数(BLI)达−6.3 K,虽然自地面抬升的对流有效位能(CAPE)仅有3.1 $J\cdot kg^{-1}$,但若从逆温层之上抬升,则CAPE订正为535 $J\cdot kg^{-1}$。对流层

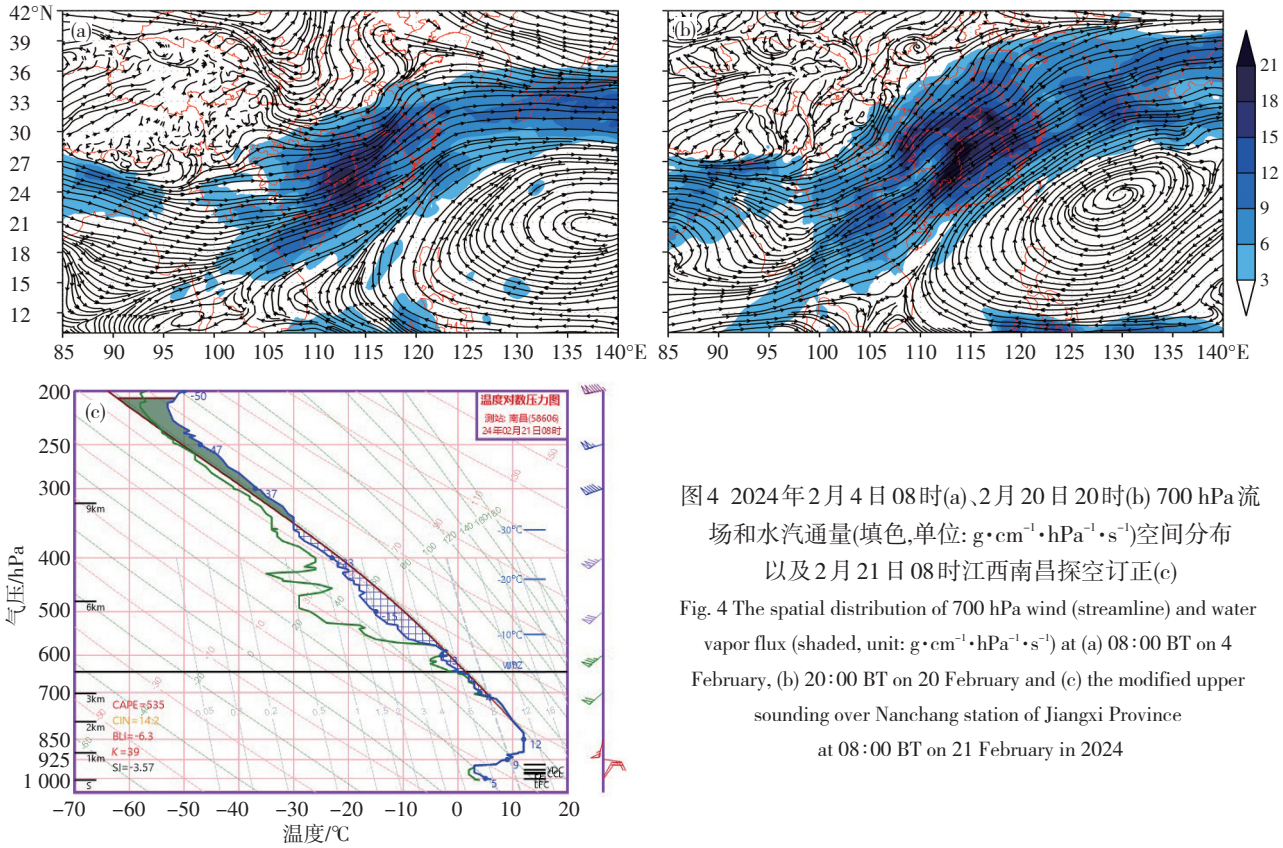


图4　2024年2月4日08时(a)、2月20日20时(b) 700 hPa流场和水汽通量(填色，单位：g·cm^{-1}·hPa^{-1}·s^{-1})空间分布以及2月21日08时江西南昌探空订正(c)

Fig. 4 The spatial distribution of 700 hPa wind (streamline) and water vapor flux (shaded, unit: g·cm^{-1}·hPa^{-1}·s^{-1}) at (a) 08:00 BT on 4 February, (b) 20:00 BT on 20 February and (c) the modified upper sounding over Nanchang station of Jiangxi Province at 08:00 BT on 21 February in 2024

低层强盛的水汽辐合、不稳定层结和强垂直风切变等条件，有利于江南东部产生混合型强对流天气。

4.2 锋面结构和动力特征

对流层中层西南暖湿气流在冷垫上的爬升运动以及低层风场的水平辐合是产生大范围雨雪天气的重要动力机制。

由两次过程强降水重合区域(110°—123°E，27°—36°N)平均的散度和垂直速度高度-时间剖面(图5)可知，辐合层厚度和强度以及高层辐散强度与上升运动有较好的对应关系，两次过程均出现多个上升运动中心，直观反映出极端强降水过程的阶段性和持续性特征。过程1 (图5a)阶段性特征更明显，这与西风带短波槽频繁东移有关，且最强上升运动中心伸展的高度较过程2高，云内气温更低，更有利于产生降雪和积雪(图1b、e)；过程2 (图5b)时段相对更为集中，可能与副高西伸北抬和南支槽共同提供持续的水汽输送有关。从平均情况看，过程2辐合、辐散强度以及上升运动强于过程1，高空辐散强度大、持续时间长。

进一步选取两次过程雨雪天气强度较大且环流形势相似的时段(2月4日08时和21日08时)，对比

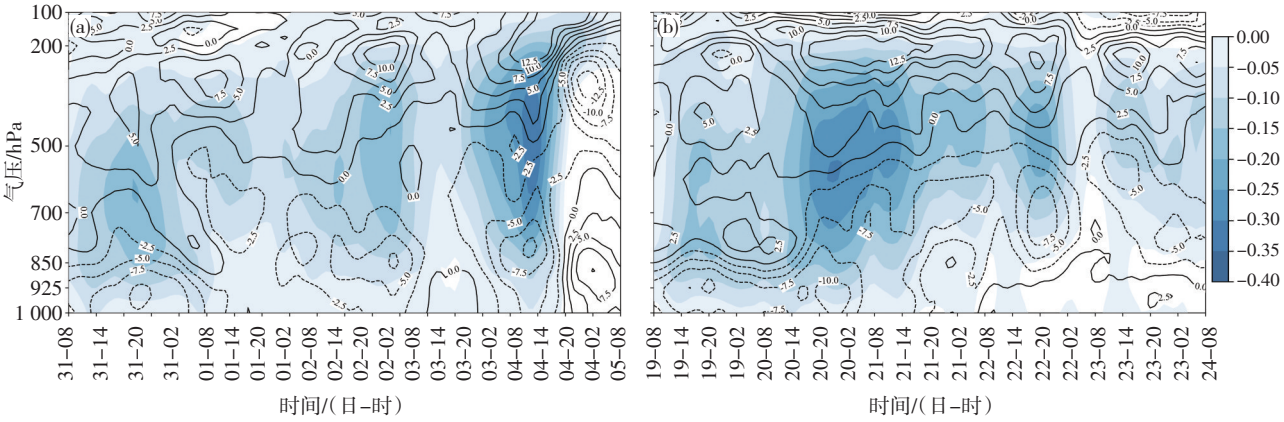


图5 2024年1月31日08时—2月5日08时(a)和2月19日08时—2月24日08时(b) (110°—123°E, 27°—36°N)区域平均的散度(等值线，单位：10^{-5}·s^{-1})和垂直速度(填色，单位：Pa·s^{-1})高度-时间剖面

Fig. 5 Height-time cross-sections of divergence (contour, unit: 10^{-5}·s^{-1}) and vertical velocity (shaded, unit: Pa·s^{-1}) averaged at (110°-123°E, 27°-36°N) (a) from 08:00 BT on 31 January to 08:00 BT on 5 February and (b) from 08:00 BT on 19 February to 08:00 BT on 24 February in 2024

分析其锋面结构和动力特征。沿116°E的水平风场、假相当位温和垂直速度的高度–纬度垂直剖面(图6)表明，低层冷空气南下在26°—28°N附近堆积，产生锋生作用，暖湿气流在冷垫上爬升，形成向北倾斜的强上升运动，两个时段均在黄淮至江南产生大范围明显雨雪天气。低层东北风与中层西南风之间形成垂直风切变和温度差异，表明动力锋生机制在此次强雨雪天气过程中起到重要作用，这也是冬季强降水天气的关键动力机制(张桂莲等，2023)。此外，两次过程中对流层低层均有低涡切变线系统生成，风场水平辐合产生的上升运动在低层锋区附近与中高层的上升运动区连接，形成深厚的垂直上升运动，该特征在过程2中表现尤为明显。对比可知，21日08时(图6b)，低层冷垫厚度和强度明显大于4日08时(图6a)，冷垫一侧0 ℃层高度在700 hPa附近(过程1约在750 hPa)，冷垫之上的西南急流暖湿性质更为明显，假相当位温达332 K，冷暖空气强烈交汇，上升运动更偏北、发展更高，对应江西北部至山东南部大范围雨雪天气。同时可以看出，21日08时，对流层低层在27.5°N附近锋区两侧存在偏北风和偏南风的辐合，产生上升运动，冷垫之上假相当位温随高度减小，有一定的对流不稳定条件，与图4c分析的结果一致，为江西北部等地的对流性强降水提供了有利条件。

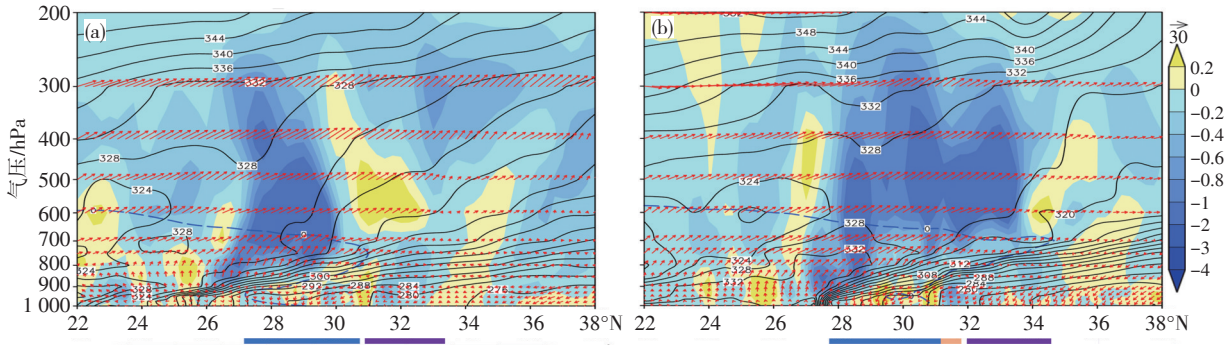


图6 2024年2月4日08时(a)和21日08时(b)沿116°E的水平风场(箭头，单位：m·s^{-1})、假相当位温(等值线，单位：K)、垂直运动(填色，单位：Pa·s^{-1})的高度–纬度垂直剖面

(图下方蓝色、橙色和紫色线条分别表示降雨、雨夹雪和降雪出现的位置)

Fig. 6 Height–latitude cross–sections of horizontal wind (arrow, unit: m·s^{-1}), pseudo–equivalent potential temperature (contour, unit: K), and vertical velocity (shaded, unit: Pa·s^{-1}) along 116°E at (a) 08:00 BT on 4 February and (b) 08:00 BT 21 on February in 2024 (Blue, orange and purple solid lines in the bottom of the figure indicate the occurrence positions of the rainfall, sleet and snowfall, respectively)

4.3 冻雨机制及强度差异

两次过程中均出现明显的冻雨天气，冻雨及其形成的雨凇严重时会压断树木、电线杆，对交通运输、电力供应、能源保供等产生重大影响。

冻雨的形成受温度层结影响很大。由对流层低层温度演变可知，2日开始，700 hPa 0 ℃等温线稳定维持在贵州至长江中下游沿江地区，湖北东部、湖南中北部一带在700—850 hPa附近形成融化层，低层冷空气自黄淮经江汉平原向西南方向影响湖南、贵州等地，出现气温在–4～0 ℃的冻结层，“冷–暖–冷”的温度层结使上述地区出现冻雨(图7a)。这种温度层结维持至3日夜间，随着西北地区冷空气补充南下，各层气温继续下降，冻雨或雨夹雪逐渐转为纯雪。5—6日，受新一次南支波动东移影响，中层西南急流再次发展加强，叠加在低层浅薄冷垫之上，贵州、湖南、湖北东部等地再次出现冻雨、雨、雨夹雪和雪等混合降水相态。由于低层冷空气南下速度较慢，地面静止锋在江南南部至贵州南部一带维持，过程1的逆温区表现为东北—西南走向的狭长带状且移动较慢，使得冻雨在特定区域维持，之后又重复出现，因而过程1冻雨范围集中、强度更大(图1c)。

过程2暖湿气流和冷空气较过程1强，温度平流更强，气温变化也更快，20日开始，随着西南急流向北发展，700 hPa附近融化层快速北抬至黄淮地区，而沿淮及以北地区地面2 m气温已降至0 ℃以下，850 hPa和925 hPa气温也低于–4 ℃，黄淮南部出现冻雨、雨夹雪和雨混合的降水相态。过程2出现逆温的范围普遍较过程1宽广(图7b)，由于低层降温更快，一方面使冰冻区快速向南推进，另一方面由于融化层下部温度太低，降水粒子再次冻结，相态为冰粒或湿雪，因而冻雨影响范围大，但平均电线积冰直径较过程1小(图1c、f)。

两次过程的冻雨形成机制以“冰相融化”机制为主，即温度层结呈现“冷–暖–冷”的夹心结构；也有少数时段由“过冷暖雨”机制产生冻雨，如2月1日上午安徽北部出现的冻雨。2月1日08时安徽阜阳探空(图7c)显示，925—750 hPa附近虽存在逆温层，但逆温层内气温为–3～0 ℃，并没有融化层，而由云中过冷却水滴降落在更冷的下垫面上产生冻雨，即由“过冷暖

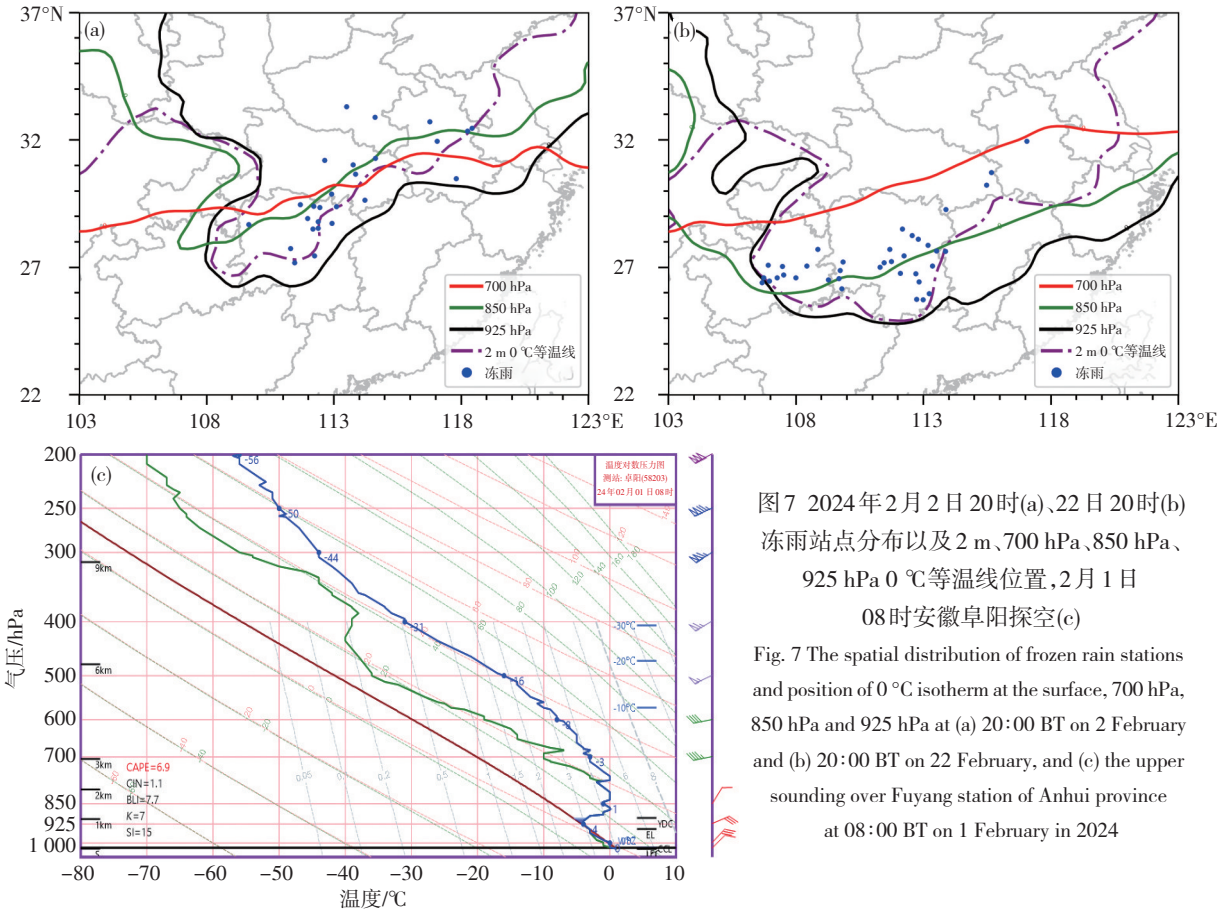


图7　2024年2月2日20时(a)、22日20时(b)冻雨站点分布以及2 m、700 hPa、850 hPa、925 hPa 0 ℃等温线位置，2月1日08时安徽阜阳探空(c)

Fig. 7 The spatial distribution of frozen rain stations and position of 0 °C isotherm at the surface, 700 hPa, 850 hPa and 925 hPa at (a) 20:00 BT on 2 February and (b) 20:00 BT on 22 February, and (c) the upper sounding over Fuyang station of Anhui province at 08:00 BT on 1 February in 2024

雨”机制所产生。该层结结构维持时间较短，随着各层气温继续下降，冻雨转为雨夹雪和雪。

4.4　降水相态变化的原因

两次过程分别出现在春节前后的出行高峰期，大范围持续性低温雨雪冰冻天气给交通安全造成重大影响，而武汉作为我国重要的交通枢纽，影响尤为严重。下文将以武汉为例，对比分析两次过程中降水相态变化及其可能原因。

图8分别给出两次过程中武汉的水平风场、温度、相对湿度、垂直速度和云内降水粒子相态的时空分布，以及逐小时降水相态、降水量和气温。过程1(图8a—c)，1月31日20时前后冷空气开始影响武汉，低层偏北风增大，气温下降；700 hPa及以上为一致的西南风，上升运动发展层次不高，云顶高度在−10 ℃层以下(图8a)，降水粒子以液态水居多(图8b)；受强盛的暖湿气流影响，近地面至700 hPa维持逆温层，逆温层内气温0～6 ℃，形成一定厚度的融化层。2月1日14时之前，700 hPa以下均为融化层，降水相态为雨(图8c)。

由图8a—c还可看出，1日20时—3日05时武汉上空云层内气温多在−10 ℃以上，云水占据主导；同时低层气温持续下降，近地面气温降至0 ℃左右，而融化层厚度仍有1 500 m左右，实况观测到雨和冻雨，并短时混杂雨夹雪或降雪等复杂相态，此为武汉地区冻雨或冰冻影响比较明显的时段。具体来看，2日白天，700—850 hPa西南暖湿气流明显增强，融化层温度升高至2～4 ℃，云水含量增大至0.4 g·kg^{-1}以上，云中液态水经过−2 ℃左右的冻结层降落至地面，2日09时和17时武汉先后观测到冻雨，白天其余时刻观测为雨；夜间气温进一步降低，出现雨雪混杂的降水相态。

针对2日白天至夜间复杂的降水相态，进一步分析武汉雷达偏振量的垂直分布(图9)。2日10时(图9a—c)距地2.5—3.5 km高度存在较强回波区，Z>30 dBz，ZDR>2 dB，CC<0.95，为典型的混合层特征；混合层之下，2—2.5 km高度CC增大，以液相粒子为主，而在1.5—2 km高度ZDR小于0，重新发生冰相粒子与液相粒子的混合，1.5 km以下ZDR约为0，CC有升高趋势，表明冰相粒子重新融化。上述配置表明混合层未接地的同时，过冷水粒子在下降过程中部分冻结再融化，有利于出现冻雨(王瀛等，2015；张桂莲等，2023)。2日23时(图9d—f)，3 km高度存在大范围ZDR>1区域，但3 km以下ZDR小于−1 dB，2 km以上CC接近1，2 km以下CC<0.95，表明虽然3 km高度存在混合层，但液相粒子下落时已迅速转为冰相粒子，2 km以下以冰粒和雪为主，且重新融化的可能性小(Stew-

art et al.,2015)。上述两个时刻地面自动观测天气现象均为雨,而双偏振雷达资料提示有冻雨或降雪的可能。可见,采用非常规观测资料可以更加全面反映降水相态的复杂特征,能在一定程度上对常规观测起到补充作用。

3日05时之后,700—850 hPa西南暖湿气流减弱,融化层继续变薄,下方冻结层气温继续降低(图8a),云冰增多而云水减少(图8b),降水相态比较稳定地转为雪(图8c)。3日夜间至4日早晨,高原槽与南支槽同位相叠加,武汉位于槽前强上升运动区,云顶高度和云层厚度较之前均明显增高,–0.45 Pa·s^{-1}的上升运动中心贯穿–10～–16 ℃等温层(图8a),有利于云中冰晶和雪花粒子增长,整层气温也逐渐降至0 ℃以下,此为武汉降雪的最强时段。图8b显示,3日20时—4日05时

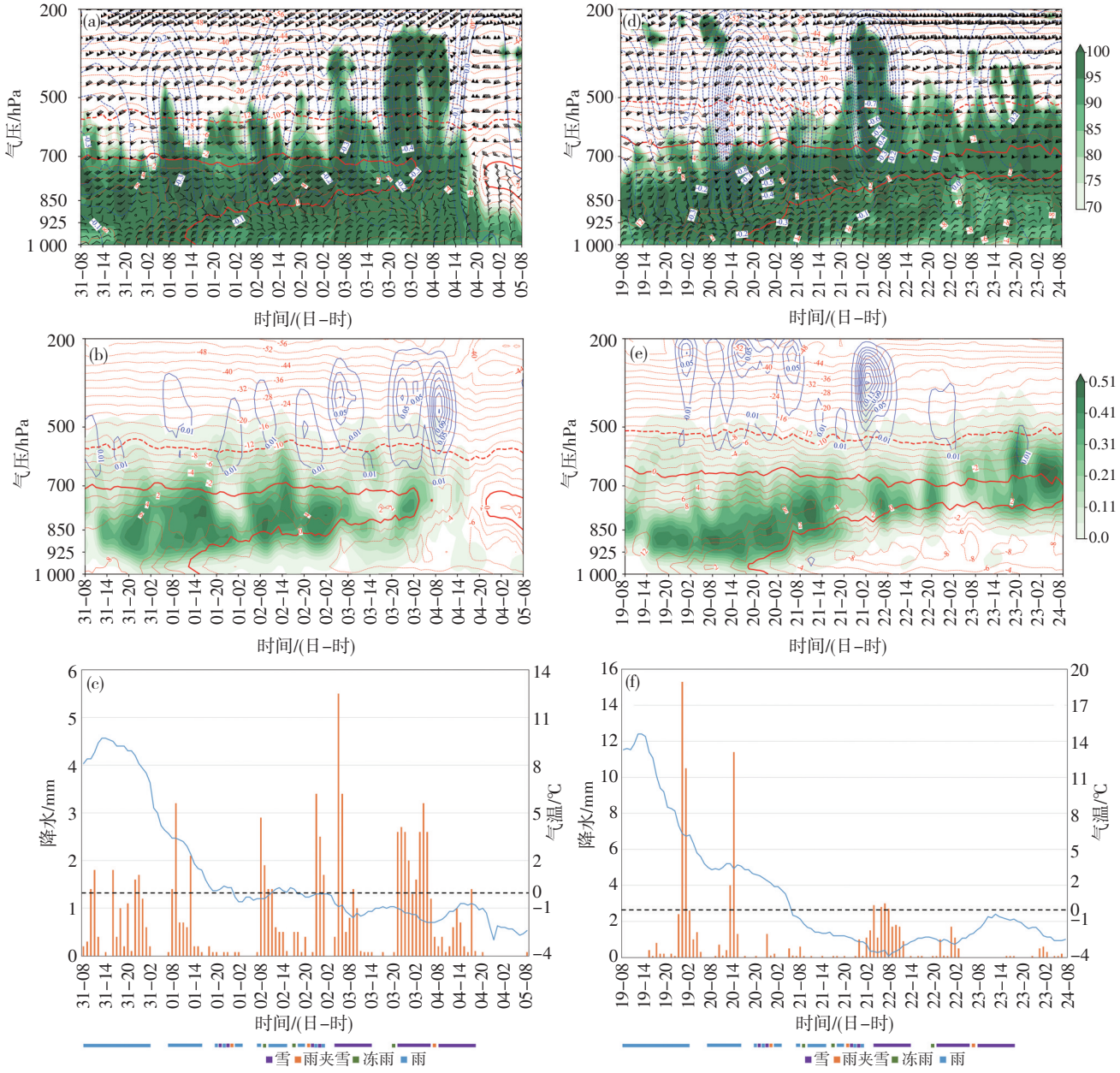


图8 2024年1月31日08时—2月5日08时(a, b, c)和2月19日08时—24日08时(d, e, f)武汉的水平风场(风向杆,单位: m·s^{-1})、温度(红色等值线,单位: ℃)、相对湿度(填色,单位: %)和垂直速度(蓝色等值线,单位: Pa·s^{-1})的高度–时间垂直剖面(a, d),云水(填色,单位: g·kg^{-1})、云冰(蓝色等值线,单位: g·kg^{-1})和温度(红色等值线,单位: ℃)的时间–高度垂直剖面(b, e),以及逐小时降水相态、降水量和气温(c, f)

Fig. 8 (a, d) Height–time cross–sections of horizontal wind field (barb, unit: m·s^{-1}), temperature (red contour, unit: ℃), relative humidity (shaded, unit: %) and vertical velocity (blue contour, unit: Pa·s^{-1}) and (b, e) time–height cross–sections of specific cloud liquid water content (shaded, unit: g·kg^{-1}), specific cloud ice content (blue contour, unit: g·kg^{-1}) and temperature (red contour, unit: ℃), and (c, f) hourly precipitation phase, precipitation and temperature in Wuhan (a, b, c) from 08:00 BT on 31 January to 08:00 BT on 5 February and (d, e, f) from 08:00 BT on 19 February to 08:00 BT on 24 February, 2024

武汉上空为云冰和云水共存，4日05—08时融化层减弱消失，云冰显著增多而云水减少，上述两个时段降水相态以雪为主(图8c)，累计降水量分别为21.2 mm和1.8 mm，新增积雪深度分别为5 cm和1 cm，相应的雪水比为2.36和5.56，表明云冰占主导的降雪阶段雪水比明显增大，更有利于形成积雪。

过程2 (图8d—f)低层冷垫和中层暖湿气流较过程1均显著增强，700 hPa附近的融化层一直存在，而冻结层较过程1增厚且温度明显偏低(图8d)。19—20日上午，云层主体气温高于0 ℃，云水含量高且较过程1更加靠近地面(图8e)，武汉出现10 mm·h^{-1}以上的强降雨(图8f)。20日夜间开始，冷空气影响加强，融化层之下温度逐渐降至−8～−4 ℃，出现降雨向冰粒或降雪的转变。尤其在21日夜间至22日上午，冷垫增厚增强，上升运动显著发展至200 hPa附近，中心值达−0.7 Pa·s^{-1}且覆盖了−12～−24 ℃等温层所在高度(图8d)，云内温度很低，有利于形成更多的冰晶和雪花粒子，相应的云冰粒子含量达到0.19 g·kg^{-1}，但下方存在0～2 ℃的暖层，仍有一定的液态水含量，再往下的冻结层温度降至−8 ℃左右(图8e)，冰晶和雪花粒子经过部分融化又重新冻结，以冰粒或湿雪的形式降落，此为过程2武汉的主要降雪时段(图8f)。21日20时—22日08时，武汉累计降雪量16.2 mm，新增积雪深度2 cm，雪水比仅有1.23，低于过程1。

两次过程对比表明，云顶高度、云层内温度和上升运动分布、云中降水粒子微物理特征，以及融化层和冻结层的厚度与强度等对降水相态均有重要影响，非常规观测资料可在一定程度上提供更多的相态特征信息。此外，冰晶和雪花粒子下落过程中是否经过融化层、以及融化层是否有一定的液态水含量，对积雪深度均有较明显的影响，在预报中可予以关注。

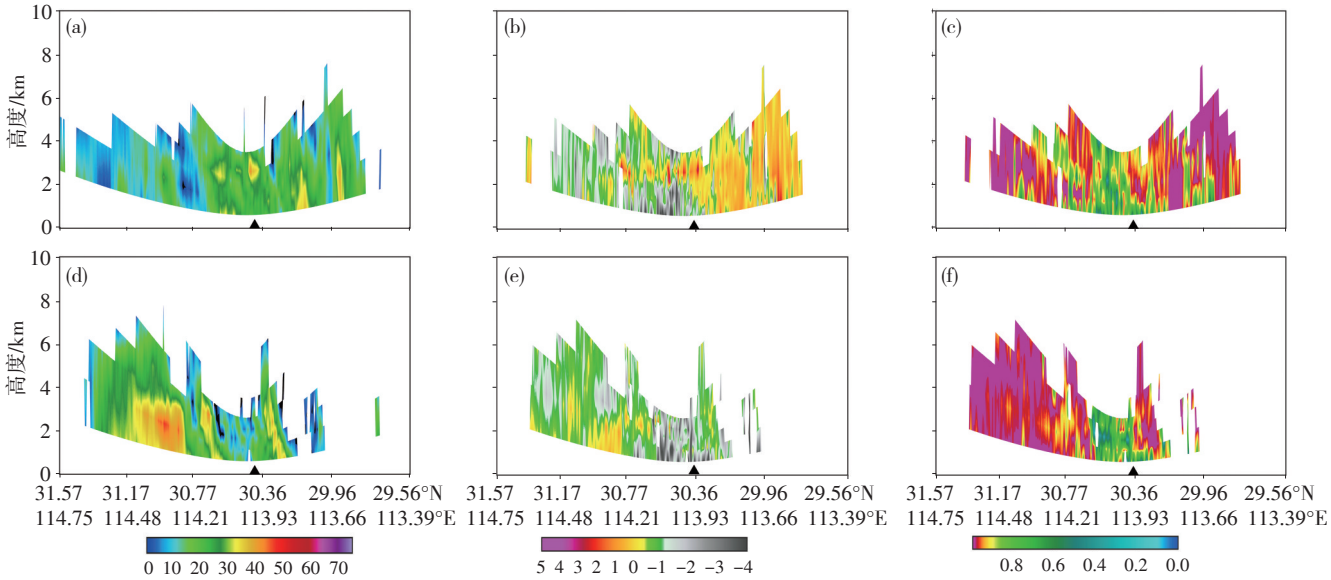


图9 2024年2月2日10时(a—c)和23时(d—f)武汉双偏振雷达回波反射率Z (a, d;单位: dBz)、差分相位差ZDR (b, e;单位: dB)和相关系数CC (c, f)沿武汉站的垂直剖面(黑色三角为武汉站位置)

Fig. 9 Vertical cross-sections of (a, d) Z (unit: dBz), (b, e) ZDR (unit: dB), (c, f) CC from Wuhan dual-polarization radar through Wuhan station at (a–c) 10:00 BT and (d–f) 23:00 BT on 2 February in 2024 (The location of Wuhan station is marked by black triangle)

5 结论和讨论

本文对2024年春节前后(1月31日—2月6日和2月19—25日)我国南方地区两次极端雨雪冰冻天气过程的实况特征、环流形势等进行对比分析，并重点探讨了两次过程雨雪天气强度、冻雨及降水相态差异的原因，得出主要结论如下：

(1) 两次过程的雨雪冰冻持续时间、总体影响范围和强度基本相当，降水量均有一定的同期极端性，并伴有复杂的降水相态转换，分别是2009年以来强度最强和影响范围最大的冻雨过程。过程1积雪深度大于过程2，冻雨范围更集中、强度大于过程2；过程2的冻雨范围、降雨和对流强度大于过程1。过程2电线积冰较大的区域主要在山区，而过程1集中在平原，冻雨影响更为严重。

(2) 两次过程均出现在高空槽东移与低层冷空气共同作用的环流背景下，南支槽前和西太副高外围的西南急流稳定维持且较常年同期显著偏强。暖湿气流在冷垫上的爬升以及低层风场的水平辐合是产生大范围雨雪天气的重要动力机制，暖湿急流为雨雪天气提供充沛的水汽条件，也使得中层逆温层和融化层建立并维持，这是出现冻雨及降水相态反复变化的关

键原因。

(3) 两次过程冻雨形成的机制主要是冰相融化机制，偶有过冷暖雨机制。过程1冻结层温度多在-4～0 ℃，相对于过程2深厚且强的冻结层而言，更有利于冻雨形成；逆温区在湖北东部、湖南中北部、贵州东部等狭长的区域维持，产生明显的冻雨和电线积冰。过程2西太副高更偏西偏北，有利于西南急流维持、加强和北推，是导致雨雪天气强、雨雪和冰冻落区向北扩展的重要原因，并为江南东部强对流天气提供有利的环境条件；过程2寒潮势力也更强，冷垫厚度大、强度强，有利于上升运动发展，也使得降水粒子下落过程冻结，相对而言容易形成冰粒或湿雪。

(4) 武汉降水相态变化分析表明，云层内温度和上升运动分布、云中降水粒子微物理特征，以及融化层和冻结层的厚度与强度等对降水相态均有重要影响，采用非常规观测资料可在一定程度上提供更多的相态特征信息。此外，冰晶和雪花粒子下落经过含有一定液态水的融化层时，不利于产生积雪。

冬季降水相态转换机制非常复杂，是温度层结、水汽条件、动力条件以及云微物理过程等多个因素综合作用的结果。这两次过程中，在不同区域、不同时段的降水相态变化，尤其是冻雨、冰粒、降雪等影响重大的降水相态转换特征复杂多样，未来需要针对关键区域，充分利用多种观测和再分析资料，分析降水粒子的相态变化特征，研究其细致的热动力和微物理过程，提炼定量预报指标，为开展冬季降水相态精细化预报提供更坚实的基础。

武汉市气象局为本文提供了武汉双偏振雷达资料，谨致谢忱。

参考文献(References)：

杜小玲,彭芳,武文辉.2010.贵州冻雨频发地带分布特征及成因分析[J].气象,36(5):92-97. Du X L, Peng F, Wu W H. 2010. Distribution and cause on frequent freezing rain zone in Guizhou [J]. Meteorological Monthly,36(5):92-97 (in Chinese). doi:10.7519/jissn.1000-0526.2010.5.013

高辉,陈丽娟,贾小龙,等.2008. 2008年1月我国大范围低温雨雪冰冻灾害分析Ⅱ.成因分析[J].气象,34(4):101-106. Gao H, Chen L J, Jia X L, et al. 2008. Analysis of the severe cold surge, ice-snow and frozen disasters in South China during January 2008: Ⅱ Possible climatic causes [J]. Meteorological Monthly,34(4):101-106 (in Chinese). doi:10.7519/i.issn.1000-0526.2008.04.013

胡钰玲,赵中军,康彩燕,等.2017.中国南方2008年与2016年两次低温雨雪冰冻天气过程对比分析[J].冰川冻土,39(6):1180-1191. Hu Y L, Zhao Z J, Kang C Y, et al. 2017. A comparative study of the two weather processes with cold and snowing in southern China in 2008 and 2016 [J]. Journal of Glaciology and Geocryology,39(6):1180-1191 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1000-0240.2017.06.018

康丽莉,姜瑜君,邓芳萍,等.2021.中国南方地区冻雨落区分析及推算[J].气象,47(9):1122-1134. Kang L L, Jiang Y J, Deng F P, et al. 2021. Analyses and calculation of freezing rain falling zone in Southern China [J]. Meteorological Monthly,47(9):1122-1134 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2021.09.008

李崇银,杨辉,顾薇.2008.中国南方雨雪冰冻异常天气原因的分析[J].气候与环境研究,13(2):113-122. Li C Y, Yang H, Gu W. 2008. Cause of severe weather with cold air, freezing rain and snow over South China in January 2008 [J]. Climatic and Environmental Research,13(2):113-122 (in Chinese). doi:10.3878/jissn.1006-9585.2008.02.01

毛宇清,李力,姜有山,等.2022.一次春季雨雪天气的降水相态演变特征分析[J].暴雨灾害,41(3):290-297. Mao Y Q, Li L, Jiang Y S, et al. 2022. Analysis on the phase transformation of precipitation in a rain and snow event in spring [J]. Torrential Rain and Disasters,41(3):290-297 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2022.03.005

孟雪峰,孙永刚,霍志丽,等.2022.内蒙古一次极端暴雪事件中冻雨成因分析[J].沙漠与绿洲气象,16(1):22-30. Meng X F, Sun Y G, Huo Z L, et al. 2022. Cause analysis of freezing rain in an extreme snowstorm in Inner Mongolia [J]. Desert and Oasis Meteorology,16(1):22-30 (in Chinese). doi:10.12057/i.issn.1002-0799.2022.04.004

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]. Meteorological Monthly,38(1):96-102 (in Chinese). doi:10.11898/1001-7313.20120111

钱维宏,张宗婕.2012.南方持续低温冻雨事件预测的前期信号[J].地球物理学报,55(5):1501-1512. Qian W H, Zhang Z J. 2012. Precursors to predict low-temperature freezing-rain events in southern China [J]. Chinese Journal of Geophysics,55(5):1501-1512 (in Chinese). doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.05.007

秦明月,李双林.2020. 2018年和2008年1—2月影响我国的持续低温事件及其对比分析[J].气候与环境研究,25(6):601-615. Qin M Y, Li S L. 2020. Comparison of persistent cold events in China during January-February of 2018 and 2008 [J]. Climatic and Environmental Research,25(6):601-615 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2020.19154

陶诗言,卫捷.2008. 2008年1月我国南方严重冰雪灾害过程分析[J].气候与环境研究,13(4):337-350. Tao S Y, Wei J. 2008. Severe snow and freezing-rain in January 2008 in the southern China [J]. Climatic and Environmental Research,13(4):337-350 (in Chinese). doi:10.3878/i.issn.1006-9585.2008.04.01

王传辉,姚叶青,苗开超,等.2020.安徽省南部两次冻雨天气过程对比分析[J].气象,46(2):169-178. Wan C H, Yao Y Q, Miao K C, et al. 2020. Contrastive analysis of two freezing rain processes in southern Anhui Province [J]. Meteorological Monthly,46(2):169-178 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2020.02.003

王亚非,李琰,李萍云,等.2008. 2008年初中国南方雪灾大尺度环流背景分析[J].气象学报,66(5):826-835. Wang Y F, Li Y, Li P Y, et al. 2008. The large scale circulation of the snow disaster in south China in the beginning of 2008 [J]. Acta Meteorologica Sinica,66(5):826-835 (in Chinese). doi:10.11676/qxxb2008.075

王瀛,陈宇,李姝婷,等.2015.辽宁地区一次罕见冻雨天气分析[J].气象与环

境学报,31(4):20–25. Wang Y, Chen Y, Li S T, et al. 2015. Analysis of a rare freezing rain event in Liaoning province [J]. Journal of Meteorology and Environment,31(4):20–25 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006–9895.2013.04.026

杨祖祥,谢亦峰,项阳,等.2019. 2018年1月初安徽特大暴雪的双偏振雷达观测分析[J].暴雨灾害,38(1):31–40. Yang Z X, Xie Y F, Xiang Y, et al. 2019. Analysis on dual polarization radar observations of a heavy snowstorm event in Anhui in the beginning of January 2018 [J]. Torrential Rain and Disasters,38(1):31–40 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004–9045.2019.01.004

姚晨,杨祖祥,朱月佳,等.2018. 2018年初安徽省两次罕见大暴雪过程的对比分析[J].暴雨灾害,37(5):401–409. Yao C, Yang Z X, Zhu Y J, et al. 2018. Comparative analysis of two rare heavy snowstorm events in Anhui during January 2018 [J]. Torrential Rain and Disasters,37(5):401–409 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004–9045.2018.05.002

张桂莲,霍志丽,王学强.2023.冷垫背景下冻雨和极端大暴雪成因机制分析[J].高原气象,42(3):725–733. Zhang G L, Huo Z L, Wang X Q. 2023. Analysis on the genesis mechanism of freezing rain and extreme heavy snowstorm under the background of cold cushion [J]. Plateau Meteorology,42(3):725–733 (in Chinese). doi:10.7522/j.issn.1000–0534.2022.00048

宗海锋,布和朝鲁,彭京备,等. 2022.中国南方大范围持续性低温、雨雪和冰冻组合性灾害事件:客观识别方法及关键特征[J].大气科学,46(5):1055–1070. Zong H F, Bueh C L, Peng J B, et al. 2022. Combined disaster events of extensive and persistent low temperatures, rain/snow, and freezing in Southern China: objective identification and key features [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,46(5):1055–1070 (in Chinese). doi:10.3878/i.issn.1006–9895.2108.21052

Heppner P G. 1992. Snow versus rain: Looking beyond the " Magic" numbers [J]. Weather and Forecasting,7(4):683–691. doi:10.1175/1520–0434–7–4–683

Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,146(730):1999–2049. doi:10.1002/qj.3803

Kain J S, Goss S M, Baldwin M E. 2000. The melting effect as a factor in precipitation–type forecasting [J]. Weather and Forecasting,15:700–714. doi:10.1175/1520–0434

Stewart R E, Theriault J M, Henson W. 2015. On the characteristics of and processes producing winter precipitation types near 0 °C [J]. Bulletin of the American Meteorological Society,96(4):623–639. doi:10.1175/BAMS–D–14–00032.1

Theriault J M, Stewart R E, Henson W. 2010. On the dependence of winter precipitation types on temperature precipitation rate, and associated features [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology,49:1429–1442. doi:10.1175/2010JAMC2321.1

Wen M, Yang S, Kumar A, et al. 2009. An Analysis of the large–scale climate anomalies associated with the snowstorms affecting China in January 2008 [J]. Monthly Weather Review,137(3):1111–1131. doi:10.1175/2008MWR2638.1

Zhou W, Chan J C L, Chen W, et al. 2009. Synoptic–scale controls of persistent low temperature and icy weather over Southern China in January 2008 [J]. Monthly Weather Review,137(11):3978–3991. doi:10.1175/2009MWR2952.1

（责任编辑　唐永兰）