李萌萌,王云,朱冰,等.一次江淮地区突发降雪的多源观测特征及其成因分析[J].沙漠与绿洲气象,2023,17(4):7-15. doi:10.12057/j.issn.1002-0799.2023.04.002

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



一次江淮地区突发降雪的多源观测 特征及其成因分析

李萌萌¹,王 云¹,朱 冰¹,杨祖祥^{2*} (1.安徽省人工影响天气办公室,安徽 合肥 230031;2.安徽省气象台,安徽 合肥 230031)

摘 要:利用激光雨滴谱仪资料、地面观测资料、合肥双偏振雷达资料和欧洲中心 ERA5 再 分析资料,对发生在整层暖平流大气层结中的高架雷暴所引起的江淮地区一次短时强降雪天气 过程进行分析,并探讨降水相态变化超前地面温度变化的原因,结果表明:(1)强降雪过程中,雨 雪转换迅速,降水相态变化时间提前于地面温度变化,合肥地区温度变化明显强于周边地区。 (2)强降雪发生在锋生强迫过程形成的高架雷暴中,强烈的上升运动、降水粒子的融化和蒸发引 起温度负变化,导致降温过程自上而下产生,表现为地面温度下降落后于雨雪相态的变化。(3)降 水过程先后出现降雨、雨夹雪、纯雪3个阶段,雨(雪)滴谱的时间演变特征变化明显;转雪后降水 粒子的下落末速度降低、粒径增大、滴谱明显变宽。(4)雷达观测显示此次降雪回波顶高较高,超 过 6.5 km, 低空 1 km 有强度超过 50 dBZ 强反射率因子带并延伸到地面。反射率因子、相关系数 $(C_{\rm C})$ 和降水粒子产品(HCL)在降雪过程的发展中有明显特征。

关键词:强降雪;Thies Clima 激光雨滴谱仪;双偏振雷达;成因分析 中图分类号:P458 文章编号:1002-0799(2023)04-0007-09 文献标识码:A

低温雨雪天气是我国冬季常见的灾害性天气, 严重影响城市交通、工农业生产,常给社会发展和人 民生命财产带来巨大损失,一直是政府和气象部门 关注的重点。2022年1月26日,安徽省江淮之间出 现一次短时强降雪过程,虽然没有明显积雪,但临近 春节,社会反响较大,给政府部门决策带来了较大误 判。因此有必要通过分析多源观测资料,找出突发强 降雪成因,为雨雪转换尤其是短临预报提供参考依 据。

国内外众多学者从天气诊断、数值模拟和气候 特征等方面对暴雪天气进行了研究[1-3],由于我国南

收稿日期:2022-11-21;修回日期:2023-02-20

- 基金项目:国家重点基础研究发展计划资助项目(2019YFC1510303) 作者简介:李萌萌(1989—),女,工程师,主要从事灾害性天气预报技 术研究。E-mail:732076254@qq.com
- 通信作者:杨祖祥(1988—),男,高级工程师,主要从事极端降水和气 象雷达应用研究。E-mail:yangzuxiang1@sina.com

北差异明显,降雪成因呈现出多样化,气旋的发生发 展、南北支槽合并、冷暖空气交汇等均能造成强降 雪[4-5],并且对于雨雪转换的判定标准,国内不同地 区的降雪判据和指标也不尽相同[6-8]。低层温度层结 是影响降水相态的关键,而引起温度层结的变化原 因非常复杂,以前对降温机制多侧重于温度平流的 作用[9-10]。近期越来越多的学者也开始涉及非绝热加 热的研究,研究表明强降雪期间非绝热加热和大气 层结的融化作用可以引起温度垂直结构变化和相态 转换[11-12]。刘梅等[13]分析指出,冰晶和雪花下沉过程 的融化潜热作用和穿越干区的蒸发吸热,对低层气 温下降有一定正贡献。任何温度变化都可能导致降 水相态发生变化,实际预报过程中对温度平流预报 较好,但对非绝热加热引起的温度变化预报较差,因 此需要对一些复杂的降水过程的温度变化进行探 讨,为非典型性降雪提供预报思路。

近年来,随着监测资料的丰富,使用激光雨滴

谱、双偏振雷达等多源观测资料对降水相态进行判 断和分析成为可能。降水粒子的观测是云微物理观 测的重要内容之一,研究不同降水的云微物理特征, 尤其是不同相态的天气过程中降水的物理特征,可 为研究成雨机制、实施人工增雨和改善数值模式等 提供科学依据,并提高天气预报能力14。使用激光雨 滴谱观测,可以有效弥补常规探空观测和雷达探测 的缺陷,实时观测降水类别、降水量、降水强度和滴 谱特征等参数,有利于分析强天气过程中对流层微 小尺度的温湿变化和云中水汽相态变化[15-17]。双偏 振雷达逐渐实现业务化,基于双偏振雷达反射率因 子、差分反射率和相关系数对降雪以及0℃层的判 断有了一定的可靠性[18-19]。在常规夜间观测业务取 消后,使用仪器确定降水相态非常关键,其对短临预 报监测和预警业务具有重要作用^{20]}。使用雨滴谱和 双偏振雷达这类自动观测仪器能对实况进行实时观 测,其观测范围广、时效性和连续性强,对雨雪相态 临近识别和分析具有重要作用, 对突发性或预报有 误差的过程,可依靠实时监测资料及时修订临近预 报,提高预报服务质量。

根据本次降水过程特点,分析降水过程中不同 相态的滴谱特征和双偏振雷达观测参量演变特征, 探讨降雪和温度变化的成因,以期加深对安徽雨雪 转换过程天气的认识,发挥多源观测资料在雨雪转 换过程中的重要作用,为当地暴雪预报预警服务提 供参考依据。

1 资料来源

月 26 日 08 时—27 日 08 时(北京时,下同)合肥站 的 Thies Clima 激光雨滴谱仪数据、地面加密观测数 据和合肥双偏振雷达资料。诊断分析使用欧洲中心 ERA5 再分析资料,空间分辨率为 0.25°×0.25°,时间 分辨率为 1 h。

2 降雪天气实况及环流特征

2022年1月26日,受高空短波槽东移和低层 冷空气共同影响,安徽省有一次明显的降水过程。其 中江淮之间部分地区出现了短时降雪天气,10:20 合肥出现雨夹雪,12:12转为纯雪,15:00以后又逐 渐转为雨夹雪或雨,降雪持续时间不长(图1a)。26 日降水大值中心位于沿江地区,部分站点3h降水 量>7 mm(图1b),合肥站3h降雪量达5.3 mm。由 于降水效率高,降雪天气突然,此时已临近春节,降 雪天气突然出现给民众生活和政府部门决策造成了 一定的影响。

26日 08:00 贝加尔湖东部高空冷涡东移,其 南部槽也随之东移,槽后冷空气南下影响华北和 安徽北部地区(图2)。安徽南部上空 500 hPa 主 要受南支槽槽前西南气流影响,700 和 850 hPa 高 空华南上空有显著西南急流。700 hPa 中心最大风速 >26 m/s,安徽位于急流出口区左侧,伴有明显风向 和风速的辐合。850 hPa 安徽南部上空有暖切变,中 高层受偏南暖湿气流影响,为降水提供了较好的水 汽和动力条件。地面冷高压主体仍位于蒙古,安徽位 于冷高压底部,受冷空气渗透南下影响,安徽上空底 层为冷垫,为降雪提供了条件。

针对安徽省 2022 年 1 月 26 日不同时次的地面



图 1 2022 年 1 月 26 日 08—15 时安徽省各站出雪时间(a)和 11—14 时降水量(b)

本文所用实况观测资料包括安徽省 2022 年 1

填图进行分析。10:00(图 3a),降雪主要发生在河南 中东部,降雪或雨夹雪站点的温度大多低于 2 ℃;安 徽境内地面温度大多在 3~6 ℃,均为小雨天气,合肥 站为 5 ℃。13:00 江淮之间中部温度迅速下降,其中 合肥站温度为 1 ℃,3 h 降温达 4 ℃,此时合肥及其 周边共有 7 个站点出现降雪或雨夹雪,其他地区仍 为降雨;北方的降雪区仍集中在河南中部,雪线并未 向东或者向南移动。15:00 合肥和六安站转为雨夹 雪,其他站点均转为雨。

由合肥及其周边部分站点温度变化(图 3b)可 知,合肥站 08:00—10:00 温度逐渐升高,露点略微 降低,最高温度为 4.5 ℃,此时温度露点差增大到 3.3 ℃;之后温度迅速下降,温度为 4.3 ℃时转为雨夹 雪,2.5 ℃时转为纯雪,13:10 温度最低,为 1 ℃。转为 雨夹雪后,露点呈现先增后降的变化,温度露点差则 迅速下降到 0.6 ℃并维持少动。安徽大部分地区为 东北风,选取合肥站上游的蚌埠、滁州以及下游铜陵



站温度进行对比,12:00 前这 3 个站点的温度处于 上升趋势,12:00 以后温度逐渐下降。由图 3b 可知, 合肥地面降温开始时间比周边地区要早,并且降温 幅度明显强于周边地区。合肥地区转雨夹雪和雪时, 地面温度(4.3 和 2.5 ℃)要高于其雨雪转换时的温 度(3 和 1.5 ℃)^四。

1月26日,冷高压主体还没有南下,江淮之间 中部出现明显降温,安徽地面温度南北分布异常,并 且合肥地区雨雪相态转换提前于地面降温(图3b)。 江淮之间为何会在中午出现快速降温是本文的关注 重点,也是本次雨雪相态变化的关键。

3 多源观测资料监测分析

3.1 降雨(雪)滴谱特征分析

人工加密观测显示,合肥站 10:20 出现雨夹雪, 12:12 转为纯雪,15:00 以后逐渐转为雨夹雪或雨。 10:00 以前合肥雨滴谱特征(图 4a)显示,降水粒子



 图 2 1月26日08时500hPa高度场(a,单位:gpm)、700hPa风场(a,单位:m/s)和 地面气压场(b,单位:gpm)、850hPa风场(b,单位:m/s) (虚线方框内为安徽省,实线箭头为低空急流)



图 3 安徽省 2022 年 1 月 26 日地面填图(a 为 10:00,蓝色圆点为合肥站)和安徽部分站点温度和 露点变化(b,阴影图为合肥站温度露点差)

的下落末速度和粒子直径呈指数变化关系,分布于 降雨下落末速度曲线两侧。平均每秒有 0.8 个粒子 经过雨滴谱探测区域,雨滴下落末速度大多集中于 0.6~3.4 m/s,92%的粒子直径集中于 0.125~1.0 mm, 为典型的弱降水分布特征。由 10:00-12:00 合肥雨 滴谱分布(图 4b)可知,粒子数明显多于之前降雨的 时段,平均每秒有4.5个粒子经过雨滴谱探测区域, 并且粒子直径增大,最大直径>5 mm;降水粒子密度 最大的区域分布在降雨下落末速度线两侧, 粒子分 布比之前降雨时刻分散,降雨下落末速度线右侧距 离较远处也存在一些粒子,即粒子直径较大,下落末 速度较低。下落末速度集中在 0.4~5.0 m/s, 粒子直径 集中在 0.125~2.0 mm, 该区域集中了 96.9% 的粒子, 此时降水相态转为雨夹雪。图 4c 为 12:00-15:00 合肥雨滴谱分布图,降雪时段里粒子分布明显下压 右伸。这一时段每秒有1.7个粒子经过雨滴谱探测 区域,粒子数多于10:00之前,少于10:00-12:00。 该时段雨滴谱分布特征接近降雪下落末速度曲线, 粒子直径分布宽泛,0.125~7.5 mm 均有粒子出现, 42%的粒子集中在1mm以上;但粒子速度较慢,主 要集中在 0.2~2.2 m/s,该区域集中了 92.4%的粒子。 3.2 降雨(雪)滴谱的时间演变特征

图 5 为合肥站雨(雪)滴谱的时间演变特征。 降雨阶段,粒子直径偏小,大多<1.4 mm(图 5a); 降水粒子数较少,下落末速度比较分散(图 5b)。 雨夹雪阶段粒子直径谱宽变大,粒子数增加明显,11:01—12:09 直径在 0.6~1.0 mm 的粒子数 >100个/min,最大达到 420个/min。雨夹雪时降水粒 子的下落末速度比较复杂,大部分集中在 0.8~ 4.2 mm/s,呈双峰结构,峰值区分别位于 1.4~2.2 mm/s 和 3.4~4.2 mm/s,即降水为雨夹雪时,不同粒子的下 落末速度有一定的差距。纯雪阶段降水粒子的直径 谱宽明显增大,粒子直径在 0.2~8.0 mm,峰值中心 位于 0.5 mm 附近;下落末速度明显下降,集中在 0.4~1.4 m/s,明显低于之前时间段。

3.3 降雪雷达回波观测分析

冬季从高仰角的雷达反射率因子图上常可观测 到0℃层亮带,其位置和强度的变化可以反映融化 层高度的变化。图 6a 为 11:11 合肥雷达 2.4°仰角反 射率因子平面图,距离雷达 8~25 km 处,有明显的 环状融化层亮带,反射率因子高出周围 10~15 dBZ, 距离地面约 0.6~1.2 km。此时粒子分类产品(简称 "HCL 产品")显示融化层及其内部主要为湿雪和小 雨滴。沿图 6a 中 AB 线作剖面,反射率因子剖面(图



图 4 合肥站雨滴谱分布特征





6c)显示距离地面 1 km 左右有明显的高亮带,雷达 南侧亮带中回波强度>45 dBZ,为融化层亮带;相关 系数剖面(图 6d,下文简称"*C*_c")显示融化层附近为 明显的低值带,中心值<0.7,此区域中有较多混合相 态粒子;差分反射率因子剖面(图6e,下文简称 "*Z*_{DR}")显示,在融化层附近有>1 dB的高值带,中心 最大 *Z*_{DR}值>3 dB,该区域中粒子扁平程度较大。 HCL 产品剖面(图 6f)显示,从地面到 1.5 km 左右高 空均为湿雪,与实况观测相符。

12:02 合肥上空降水相态逐渐转为纯雪。一般 降雪对应的雷达反射率因子回波较弱,<30 dBZ,而 此时合肥雷达中心位置回波强度非常强,强反射率 因子核心>50 dBZ,比较少见。合肥周边主要为湿 雪,西南侧为冰雹,结合季节和当日环境场,此处冰 雹应该为误判。穿过最强降雪回波主体的反射率因 子作垂直剖面,显示此次降水回波顶高度较高,达 到 6.5 km 以上;30 dBZ 回波的伸展高度达到 4 km, 高于一般的降雪过程。雷达中心及其西北侧>50 dBZ 的强回波从1 km 的低空延伸到地面;*C*c产品在合肥附近上空值较大,*Z*DR高值带不明显,显示此时融化层已接近地面。

使用双偏振雷达进行观测分析,发现此次降雪 过程与稳定性降雪过程有较大区别,甚至将降雪粒 子误判为冰雹。由于垂直运动较强,大量较大的固态 降水粒子下落时融化不完全,大粒子外围出现水膜, 从而导致雷达探测到此处反射率因子异常偏大并对 降水粒子误判。

4 降水相态变化成因分析

此次降水过程,先后经历了降雨、雨夹雪、雪又 转雨的相态频繁变换。根据前文分析,北方冷空气仍 在河南境内,距离江淮之间较远;合肥及其周边地区 有局地降雪,并伴有温度迅速下降。下文将分析此次 江淮之间地面局地温度变化的原因,为以后降雪预 报和预警提供参考。

根据局地温度变化经典公式(1)四进行分析:



图 6 11:11 合肥雷达反射率因子(a,2.4°仰角 PPI)、粒子分类产品(b)和沿 AB 线雷达 反射率因子(c)、相关系数(d)、差分反射率(e)和粒子分类产品(f)剖面

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V \cdot \nabla T - w(\gamma_{\rm d} - \gamma) + \frac{1}{C_{\rm P}} \frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}t} . \tag{1}$$

式中:-*V*·∇*T*,-*w*(γ_d - γ), $\frac{1}{C_P} \frac{dQ}{dt}$ 分别表示温度平

流项、垂直运动项和非绝热加热项对温度局地变化 的影响。

4.1 温度平流的影响

使用 ERA5 再分析资料分析 12:00 不同层次风 场和温度平流场(图 7)。700 hPa 安徽上空为显著的 西南气流,江淮之间南部和江南上空风速>16 m/s, 西南急流带来较强的水汽和能量;安徽上空为暖平流, 大别山区和沿江地区暖平流大值中心>3.4×10⁻⁵ ℃/s。 925 hPa(图 7b),安徽上空为偏东风,江淮之间中部 到沿江地区仍然是暖平流,大值中心达到 2.4×10⁻⁵ ℃/s。 图 7c 为沿 117.25°E 的垂直剖面,合肥附近整层大 气均为暖平流,合肥南部 925 hPa 以上有明显的随 高度向北倾斜的暖平流通道,对温度局地变化为增 温效应。根据温度平流项公式-V·∇T,对 08:00— 15:00 合肥上空温度平流积分计算,其使整层大气 增温约 0.7 ℃,而对 700 hPa 附近增温达 1.3 ℃,对 15:00 以后合肥降雪转雨夹雪有正贡献。

4.2 垂直运动和非绝热加热的影响

合肥地区上空各层均为上升气流,此时 w 为 正;气块在初始抬升高度时不饱和,并且底层大气为 稳定大气,即 γ_d-γ>0,此时空气块在上升过程中,垂 直运动对温度的变化具有一定的降温作用。当气块 上升到一定高度时,温度降低并趋于饱和,水汽凝结 形成冰晶或雪花。冰晶和雪花在降落过程中,大气温 度将会下降,同时经过融化层时发生融化,吸收大量 潜热,从而使周边大气温度迅速降低。在降水发生过 程中,强烈的上升气流、较大的降水率、固态降水下 降过程的融化和蒸发均会导致温度的下降。此次降 雪过程中,各层温度平流均为暖平流,地面和低层大 气的降温主要来自上升运动和非绝热加热对温度的 影响,融化层迅速下降并消失(图 6),是一次自上而 下的降温过程,从而导致地面温度变化落后于降水 相态的变化。

合肥站在南京探空站西侧约 150 km 处,纬度 比较接近(合肥 31.96°N,南京 31.93°N),并且当日 08:00 两站的地面温度接近,使用南京站探空分析, 可以近似表示合肥站上空近地面大气的温湿状态。 南京站探空(图 8a)显示,低空 900 hPa 以下有干层, 900~970 hPa 温度露点差为 4.9~7.7 ℃,相对湿度为 52%~67%。当日合肥上空近地面层有干冷空气向南 渗透,虽然有弱降水,但降水粒子数较少,合肥站地 面温度露点差逐渐增大,10:00 温度露点差达到 3.3 ℃, 近地面湿度降低。10:00 以后,降水量增大,降水粒 子增多,经过低空干空气层时,降水粒子蒸发或升华 吸热,低层和近地面温度下降,伴随露点温度差降 低,近地面湿度增大。

使用经验公式和热力学第一定律的定量计算, 可以验证垂直运动和非绝热加热对近地面温度的影 响。刘梅等^[13]利用公式(2)估算了降雪过程固态降水 融化导致的低层温度变化:

$$\delta_{\eta} = -193 \frac{D}{\delta_{P}} . \tag{2}$$

式中:D 是地面累计降水(单位:cm), δ_P 是潜热影响 的气压层厚度(单位:hPa), δ_T 是气柱的平均温度变 化(单位: \mathbb{C})。当日合肥地面气压约1025 hPa,结合 合肥雷达融化层高度和南京0℃层高度,10:20 合 肥上空融化层高度约为900 hPa。此时地面观测降 水相态为雨夹雪,即降水粒子并未完全融化,0℃层 以下到地面均为融化层。12:12 合肥转为纯雪,即融 化层已经消失。期间降水量约3.8 mm,地面温度下 降了1.7℃,根据地面温度下降速率,假设融化层匀 速下降,即融化层影响的平均气层厚度约62.5 hPa。 若降水粒子下降过程中,冰晶和雪花完全融化,则气 柱平均气温将下降1.2℃。实际降雪粒子并未完全 融化,其对大气温度影响<1.2℃。当日地面未见有积 雪,即落地的冰晶和雪花完全融化,则非绝热加热对



图 7 1月26日12时700hPa(a)、925hPa(b)的风场(风速,单位:m/s,虚线方框为安徽省)、 温度平流场(填色,单位:10⁻⁵℃/s)以及沿117.25°E垂直剖面(c)



地面温度影响>1.2 ℃,从而导致地面温度迅速下降。

影响气温的局地变化的因子较多,特别是在有 降水的条件下,降水强度、上升运动、相态变化或湿 度变化等因素均会导致局地温度的变化。在有暖平 流的情况下,江淮之间仍然发生了降温和降雪,其温 度变化的主要影响因子是强烈的上升运动、非绝热 加热以及干区内的蒸发和升华。当冰晶和雪花落地 后融化,吸收大量潜热,导致地面温度迅速下降。

4.3 不稳定度分析

根据雷达资料分析,发现此次降雪回波顶较高, 反射率因子较强,底层粒子误判为冰雹,可能是对流 性降雪。南京站探空分析显示 *CAPE* 值为0,各项对 流指数均较差,表明大气是条件稳定的。有研究表 明^[22-23],相当一部分高架雷暴是发生在条件稳定度 和条件对称稳定度近似于中性的情况下,低层锋生 强迫是高架雷暴的发生发展机制,其产生的最大上 升气流可达几米/秒。分析此次过程的对称不稳定条 件(图 8b)发现,合肥上空 925~800 hPa 为等 θ。密集 的锋区。800~600 hPa 的相当位温 θ。的坡度与绝对 地转动量 M。的坡度非常接近,对称不稳定度接近中 性,并伴有较强的上升运动。即此次短时强降雪是发 生在锋生过程强迫的强锋面垂直环流中,斜升气流 强劲,大量水汽凝结释放潜热,使锋面环流上升支气 流增强变窄,从而形成短暂的对流性强降雪。

5 结论与讨论

利用激光雨滴谱仪资料、地面观测资料、合肥双 偏振雷达资料和欧洲中心 ERA5 再分析资料,对发 生在整层暖平流大气层结下的高架雷暴所引起的江 淮之间短时强降雪天气过程进行分析,并探讨降水 相态变化超前地面温度变化的原因,得到以下结论: (1)10:20 合肥市出现雨夹雪,12:12 转为纯雪,15:00 以后转为雨夹雪或雨。合肥地区地面温度变化明显强于周边地区,并且降水相态变化时间提前于地面温度变化。

(2)强降雪是由高架雷暴造成,其发生在条件稳 定度和对称稳定度接近中性,由锋生强迫过程形成 的高架雷暴中。强烈的上升运动促进冰晶和雪花形 成,并使整层大气温度降低;降雪粒子穿过融化层和 干层,融化和蒸发效应吸收大量热量,使气柱温度降 低,产生自上而下的降温过程,从而导致地面温度下 降落后于雨雪相态的变化。

(3)降水过程先后出现降雨、雨夹雪、纯雪3个 阶段,激光雨滴谱仪监测到这三种降水相态对应着 不同的滴谱特征,具体表现为:降雨阶段,下落末速 度大、粒径小、雨滴谱较窄;雨夹雪阶段,粒子直径较 大,而下落末速度比降雨阶段略低,粒子直径谱宽开 始变大;纯雪阶段,粒子直径分布宽泛,但粒子下落 末速度较慢。

(4)降雪回波顶高较高,达到 6.5 km 以上,高于 稳定性降雪过程。低空 1 km 附近有强度>50 dBZ 强 反射率因子带,并延伸到地面。大量较大的固态降水 粒子融化不完全,粒子外围出现水膜,导致雷达探测 到此处反射率因子异常偏大,将降水粒子误判为冰 雹。

本次江淮之间突发降雪,冷空气主体并未完全 南下,底层有弱冷空气渗透,降雪前地面和低空基础 温度较高。中午江淮之间降水突然增强,温度迅速降 低,数值预报对这类范围较小、垂直运动较强以及非 绝热加热引起的局地温度变化的预报存在不足,从 而导致对降水相态误判,预报难度较大。本研究结论 可为底层有弱冷空气渗透,低层为稳定大气,中层由 锋生强迫形成的高架雷暴降雪提供参考。

参考文献:

- [1] 徐娟娟,郝丽.2018年1月陕西区域性暴雪过程诊断[J]. 干旱气象,2020,38(1):117.
- [2] 孙仲毅,王军,靳冰凌,等.河南省北部一次暴雪天气过程 诊断分析[J].高原气象,2010,29(5):1338-1344.
- BRAHAM R R. The midwest snow storm of 8-11
 December 1977 [J]. Monthly Weather Review, 1983, 111
 (2):253.
- [4] 王东海,端义宏,刘英,等.一次秋季温带气旋的雨雪天气 过程分析[J].气象学报,2013,71(4):606-627.
- [5] 杨成芳,周淑玲,刘畅,等.一次入海气旋局地暴雪的结构 演变及成因观测分析[J].气象学报,2015,73(6):1039-1051.
- [6] 许爱华,乔林,詹丰兴,等.2005年3月一次寒潮天气过 程的诊断分析[J].气象,2006,32(3):49-55.
- [7] 余金龙,朱红芳,邱学兴,等.安徽冬季地面降水相态的判 别研究[J].气象,2017,43(9):1052-1063.
- [8] 赵宇,蓝欣,杨成芳.一次江淮气旋极端雨雪过程的云系 特征和成因分析[J].高原气象,2018,37(5):1325-1340.
- [9] 胡顺起,曹张驰,陈滔.山东省南部一次极端特大暴雪过 程诊断分析[J].高原气象,2017,36(4):984-992.
- [10] 杨舒楠,徐珺,何立富,等.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,2017,43(6):665-674.
- [11] 王桂臣,张红华,姜有山,等.2008 年初江苏暴雪天气的 诊断分析[J].气象科学,2010,30(1):60-66.
- [12] 徐辉, 宗志平. 一次降水相态转换过程中温度垂直结构 特征分析[J]. 高原气象, 2014, 33(5): 1272–1280.

- [13] 刘梅,俞剑蔚,蒋义芳,等.2020年3月28日沿江和苏 南突发降雪多源监测特征及成因分析[J].气象,2021,47
 (10):1169-1181.
- [14] 李德俊,唐仁茂,向玉春,等.基于多种探测资料对武汉
 一次短时暴雪天气的监测分析[J].高原气象,2012,31
 (5):1386-1392.
- [15] 黄兆楚,王朝晖,周学思,等.张家口地区一次长时间降 雪过程的滴谱特征分析[J].沙漠与绿洲气象,2022,16 (5):1-8.
- [16] 濮江平,张伟,姜爱军,等.利用激光降水粒子谱仪研究 雨滴谱分布特性[J].气象科学,2010,30(5):701-707.
- [17] 王智敏,冯婉悦,李圆圆,等.乌鲁木齐地区两次暴雪过 程的滴谱特征分析[J].沙漠与绿洲气象,2021,15(3):
 62-68.
- [18] 吴杨,赵放,孔照林,等.浙江地区 2018 年冬季首场降雪的气象特征及双偏振雷达回波特征分析[J].南京信息工程大学学报(自然科学版),2018,10(4):493-499.
- [19] 魏玮,刘黎平,吴翀,等.杭州"12·05"降雪天气过程的偏振雷达观测分析[J].气象,2019,45(9):1248-1261.
- [20] 杨祖祥,谢亦峰,项阳,等.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,2019,38(2):1-6.
- [21] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理与方法[M].4 版.北京:气象出版社,2007:308-309.
- [22] COLMAN B R.Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive *CAPE*.Part I: A Climatology [J].Monthly Weather Review, 1990, 118(5):1123.
- [23] 盛杰,毛冬艳,沈新勇,等.我国春季冷锋后的高架雷暴 特征分析[J].气象,2014,40(9):1058-1065.

Multi-source Observation Characteristics and Causes of an Abrupt Snowfall in Jianghuai Region

LI Mengmeng¹, WANG Yun¹, ZHU Bing¹, YANG Zuxiang² (1.Anhui Weather Modification Office, Hefei 230031, China 2.Anhui Meteorological Observatory, Hefei 230031, China)

Abstract Based on the raindrop spectrum data, ground observation data, dual polarization radar data of Hefei radar station and ECMWF ERA5 reanalysis data, a short-term heavy snowfall in Jianghuai region caused by elevated thunderstorms occurred in the whole layer of warm advection was analyzed, and causes of precipitation phase variation earlier than that of ground temperature were also discussed as well.It shows that: (1)During the process of this heavy snowfall in Jianghuai region, the rain transformed to snow rapidly, the time of precipitation phase change was ahead of that of the ground temperature change, the varation of ground temperature in Heifei was obviously stronger than adjacent regions. (2) The short-term heavy snowfall was generated in the elevated thunderstorm formed by frontogenesis force. The negative change of temperature, caused by the strong ascending motion, and melting and evaporation of precipitation particles, resulted in the detemperature process occurred from above to below, which showed up as the change of ground temperature falled behind the conversion of rain-snow phase. (3) The precipitation process had three stages, including rainfall, sleet and snowfall. The temporal evolution characteristics of raindrop size distribution changed obviously. After transitioned to snow, the final falling velocity of precipitation particles decreased, the particle size increased, and drop spectrum increased visibly. (4)The radar observation showed that the height of the echo top of this snowfall was higher than 6.5 km, which was relatively higher than average. There were reflectance factor with intensity stronger than 50 dBZ below 1 km.

Key words heavy snowfall; TCLMP; dual polarization radar; cause analysis