

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.
WANG Xi, WANG Qin, XIANG Yang, et al. Comparative analysis on causes of three disastrous snowstorms in Jiangsu in January 2018[J].Journal of Marine Meteorology,2020,40(1):134-143. DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2020.01.014. (in Chinese)

2018年1月江苏3次致灾暴雪成因对比分析

王喜,王琴,向阳,郑炜,李由
(泰州市气象局,江苏泰州 225300)

摘要:应用常规天气图资料、FY-2E云顶亮温(TBB)资料、多普勒雷达观测资料和NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,对江苏2018年1月3—4日(简称“01·04”过程)、1月24—25日(简称“01·25”过程)和1月27—28日(简称“01·27”过程)3次暴雪过程进行了对比分析。结果表明:1)3次暴雪过程都是在500 hPa高空槽、中低层切变线、700 hPa西南急流和地面冷空气的共同影响下产生的;暴雪过程中水汽主要来源于中层,降雪期间逆温层始终存在。2)不同之处是,“01·04”过程中层暖湿气流先形成,水汽条件更好,而后弱冷空气自低层楔入,促使暖湿气流抬升,上升运动发展更为旺盛;“01·25”过程和“01·27”过程低层先形成冷垫,而后中层暖湿气流增强沿冷垫爬升,冷垫更冷,“01·25”过程逆温更强。3)暴雪过程中TBB稳定低值期基本可以反映强降雪时段;“01·04”过程中有弱对流发展,造成降雪强度大。

关键词:暴雪;诊断分析;对比分析

中图分类号: P458.3 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2020)01-0134-10

DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2020.01.014

Comparative analysis on causes of three disastrous snowstorms in Jiangsu in January 2018

WANG Xi, WANG Qin, XIANG Yang, ZHENG Wei, LI You
(Taizhou Meteorological Bureau, Taizhou 225300, China)

Abstract By using conventional meteorological data, FY-2E black-body temperature (TBB) data, Doppler radar observations, and NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ reanalysis data, three snowstorm processes in Jiangsu Province from 3 to 4 (“01·04” process), from 24 to 25 (“01·25” process), and from 27 to 28 (“01·27” process) January 2018 are comparatively analyzed. The results are listed as follows. 1) The three snowstorms are all caused by the joint influence of upper-level trough at 500 hPa, shear line at middle and lower level, southwest jet stream at 700 hPa, and surface cold air. During the snowstorms, water vapor mainly comes from the middle level and inversion stratification persists. 2) There are differences between the three snowstorms. In the “01·04” process, the warm and wet air flow in the upper level is formed in advance with better water vapor condition, and then the weak cold air wedges in from the lower level, which prompts the warm and wet air to rise, so the upward movement is stronger. In the “01·25” process and “01·27” process, the cold air cushion is formed first at the lower level, and then the warm and wet air in the middle level is intensified and climbs along the cold air cushion, which is much colder. In the “01·25” process, the temperature inversions is stronger. 3) The stable low value

收稿日期:2019-04-26; 修订日期:2019-07-15

基金项目:江苏省气象局预报员专项(JSYBY201911)

作者简介:王喜,女,硕士,工程师,主要从事灾害性天气研究,wangxi840301@163.com。

period of TBB during rainstorms can basically reflect the heavy snowfall period. Weak convection develops in the “01·04” process, which causes intensified snowfall.

Key words snowstorm; diagnostic analysis; comparative analysis

引言

关于冬季降雪的发生成因以及机理分析,气象工作者进行了大量分析研究,并取得了很多成果^[1-11]。徐双柱等^[11]对 1988—2005 年发生在湖北冬季的 15 次大雪过程进行分析,指出地面冷空气、700 hPa 江南西南急流和 500 hPa 西风带低槽是决定湖北冬季大雪的三个主要天气系统,700 hPa 江南西南急流强度决定湖北大雪强度,地面冷空气强度决定湖北降温幅度,并归纳出有利于湖北大雪的温度条件的垂直分布特征。尹东屏等^[12]对比分析 2006 年发生在江苏冬季的 2 次不同量级降雪后得到,无论是在急流的强度还是在物理量场上,中雪和暴雪有着明显的区别,相对于中雪而言,暴雪有配置完善的低空辐合和高空辐散以及强盛的上升运动。张芹等^[13]对山东春季的 2 次强降雪过程分析发现,形成暴雪灾害的环境场具有一定的共性和差异。张备等^[14]对 2008 年 1 月下旬江苏持续性低温雨雪天气进行分析,发现中高纬度大气环流异常,冷暖空气在长江中下游地区交汇,对流层中低层切变的维持和有利的温度层结是持续性低温雨雪天气和暴雪产生的必要条件。江苏冬季出现暴雪,尤其是区域性暴雪的次数虽然不多,但暴雪会给交通、设施农业、电力等带来较大的危害,给国民经济和人民生命财产造成巨大损失。对暴雪天气的准确预报能有效降低其带来的不利影响,因此暴雪也是江苏冬季日常预报和服务工作中的重点和难点。2018 年 1 月江苏频繁出现区域性暴雪天气,频次之高为历史罕见。本轮连续低温暴雪天气过程是自 2009 年以来持续时间最长、灾害损失最重、影响程度最大的天气过程。据不完全统计,全省因暴雪受灾人口 2 522 人,直接经济损失 4 060.8 万元,农作物受灾面积 439 km²,农业经济损失 3 337.4 万元,并且对交通、人民生活等造成了巨大的影响,强降雪造成南京禄口机场 300 余架次航班取消,数万名旅客行程受阻,多地中小学停课,对这类区域性致灾暴雪天气过程进行分析研究是十分必要的,可为以后类似的暴雪预报提供一定参考依据。

1 暴雪过程概况

2018 年 1 月,江苏出现了 3 次暴雪天气过程,

分别出现在 3—5 日、24—25 日和 27—28 日。1 月 3—4 日受强冷空气影响,江苏出现大范围暴雪降温天气。2 日江苏出现了降雨,3 日 11:00(北京时,下同)起自北向南出现雨夹雪天气,3 日 17:00 前后,随着 2 m 气温的进一步下降,江淮之间西部地区开始转为纯雪,4 日除江苏东南部地区以降雨为主外,其余地区都为降雪,5 日 08:00 降雪基本停止。3 日 08:00—5 日 08:00(图 1a),各站的降水量在 3.9(赣榆)~60.8 mm(浦口)之间,有 4 站积雪深度超过 20 cm,最大积雪深度出现在浦口,达 29 cm,最大小时降雪量为 10.6 mm,体现出一定的对流性。图 1b 给出了暴雪中心浦口站逐时雨雪量与气温叠加图,可以发现,过程开始时气温比较高,在 5℃以上,此时为雨,3 日 17:00 前后气温降至 1℃以下,开始转为降雪,降雪集中时段在 3 日 20:00—4 日 20:00,期间 2 m 气温始终维持在 0~1℃,强降雪期间小时降雪量基本在 2 mm 以上。

1 月 24 日 13:00 起,江苏自西向东再次出现暴雪,除江苏北部外其他地区均出现降雪天气,整个过程均为降雪。24 日 08:00—26 日 08:00(图 1c)各站的降水量在 0.1(灌南)~23.4 mm(高淳)之间,降雪集中在 24 日 20:00—26 日 02:00。江苏有 28 站积雪深度超过 10 cm,最大积雪深度 19 cm(浦口),最大小时降雪量为 2.5 mm。由暴雪中心高淳站(图 1d)可以发现,过程开始前气温已经降至 1℃以下,随着降雪的开始,2 m 气温进一步下降至 0℃以下,且整个过程中均维持在 0℃以下,小时降雪量都在 2 mm 以下。

1 月 26 日降雪暂歇之后,27—28 日江苏迎来了第 3 次全省范围的强降雪。27 日 08:00—28 日 20:00(图 1e)各站的降水量在 1.0(沛县)~23.7 mm(宜兴)之间,过程以纯雪为主,最大小时降雪量 2.5 mm,江苏有 33 站积雪深度超过 10 cm,最大积雪深度 29 cm(宜兴)。宜兴站在过程刚开始时,2 m 气温在 -2℃以下,随后略有升高,强降雪期间维持在 0℃左右,小时降雪量基本在 2 mm 以下(图 1f)。

综上分析可以发现,3 次暴雪过程持续时间都较长,但“01·04”过程刚开始为湿雪,3 日 17:00 前后才转为纯雪,强降雪期间,降雪强度大。“01·25”过程和“01·27”过程基础温度低,过程一

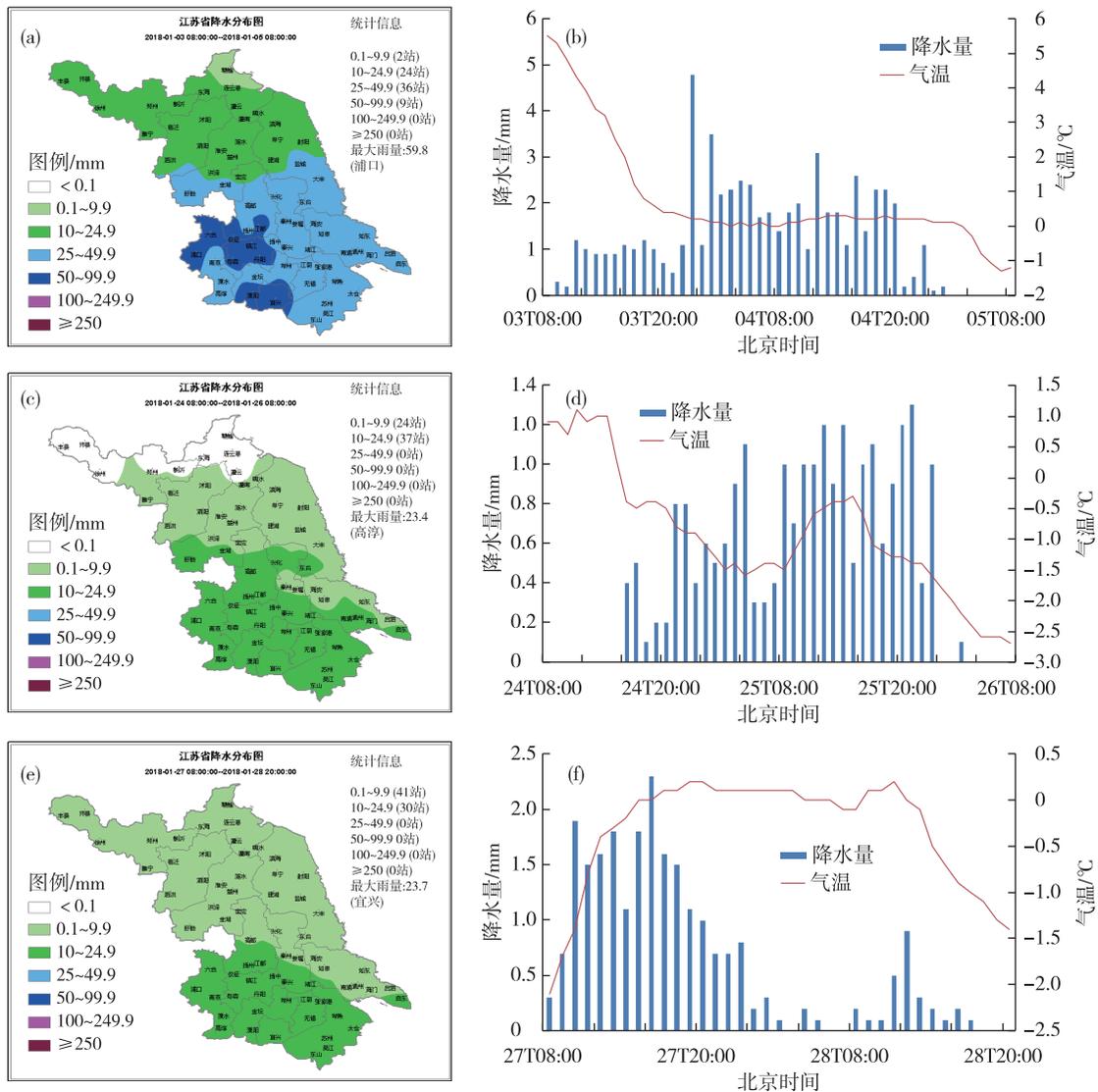


图1 2018年1月3次降雪过程的降水量及其暴雪中心逐时降水量(单位:mm)和气温(单位:°C)(a. 3—5日,b. 浦口站,c. 24—26日,d. 高淳站,e. 27—28日,f. 宜兴站)

Fig.1 Precipitation of the three snowfall processes in January 2018 and hourly precipitation (units: mm) and temperature (units: °C) in the snowstorm centers (a. from 3 to 5, b. Pukou Station, c. from 24 to 26, d. Gaochun Station, e. from 27 to 28, f. Yixing Station)

开始就为纯雪,但小时降雪量明显不如“01·04”过程,以稳定性降雪为主。

2 环流形势与主要影响系统

“01·04”过程主要影响系统是500 hPa高空槽、700 hPa切变线和西南急流、850 hPa切变线和东南急流(图2a)。此次过程中副热带高压(简称“副高”)整体偏强,584 dagpm线位于25°N附近,副高西北侧的西南气流将南海和孟加拉湾的水汽源源不断地向江苏输送,700 hPa西南急流在降雪前就已建立,在降雪过程中江苏地区的急流维持在 $18\sim 24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;850 hPa从贵州、湖南至江西一线有

暖式切变线东伸,江苏沿江地区处于切变线北侧的东南或偏东气流中,沿江以北为东北气流,江苏中部存在明显的风向辐合。降雪前850 hPa江苏为暖脊控制,受东南风影响,925 hPa为偏东或东南风,地面图上有西南倒槽东伸,2日江苏已出现降雨,3日随着低层冷空气从东北楔入,925 hPa至地面江苏转为东北风,850 hPa沿江以北转为东北气流,东风风力大,风向与等温线几乎平行,冷平流较弱,弱冷空气在低层形成浅薄冷垫,沿江以南仍为东南风,4日08:00发展成东南急流,在此过程中850 hPa的-4°C线维持在江苏沿江一带。3日20:00,江苏沿江及以北地区2 m气温降至 $1\sim 2\text{ }^{\circ}\text{C}$,开始转

为雨夹雪或雪,而沿江以南仍维持在 3°C 以上,以雨为主,至4日凌晨沿江以北都降至 $-1\sim 0^{\circ}\text{C}$,降水相态为纯雪,江苏沿江及以北地区雨雪转换时间早,降雪持续时间长,而苏南地区气温高,前期以湿雪为主,4日23:00左右转为纯雪。

“01·25”过程主要影响系统是500 hPa高空槽、700 hPa切变线和西南急流、850 hPa切变线(图2b)。24日08:00,700 hPa江苏地区为一致的西北风,24日20:00,700 hPa西南急流建立,急流伸至沿江,江苏地区的急流维持在 $16\sim 20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。降雪开始前东路冷空气已南下,850 hPa到地面为一致的东北气流,850 hPa江苏处于冷槽中,风向与等温线几乎垂直,冷平流显著,24日08:00,850 hPa的 -4°C 线就已位于浙北,25日随着850 hPa切变线逐渐北抬,苏南地区转为偏东风,以北为东北风,中部存在明显的辐合。在强降雪期间,850 hPa的 -8°C 线南压至苏南地区,由于近地层温度更低,因此过程一开始即为纯雪。

“01·27”过程主要影响系统是500 hPa高空槽、700 hPa低槽和西南急流、850 hPa切变线(图2c)。26日08:00,江苏受弱脊控制,高、中、低三层转为一致的西北气流控制,降雪停止。26日20:00,随着弱脊东移,脊后有高空槽东移,江苏逐渐转为槽前西南气流,700 hPa西南急流开始建立,27日08:00,西南急流进一步增强,急流北抬至淮北,27日20:00,南京站西南风增大至 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。降雪期间,850 hPa的 -4°C 线位于苏浙交界,较“01·25”过程略有北抬,低层温度较前期也略有升高,但仍满足纯雪的温度条件。28日08:00,700 hPa低槽已东移南压至江苏东南一带,此时江苏大部转为西北气流,降雪减弱并趋于停止。“01·25”和“01·27”两次过程间隔时间比较短,“01·27”过程发生时,地面温度已经比较低,冷垫条件已满足,降雪期间地面无冷空气补充南下,中低层暖湿气流在此冷垫上爬升,促使暴雪天气发生。

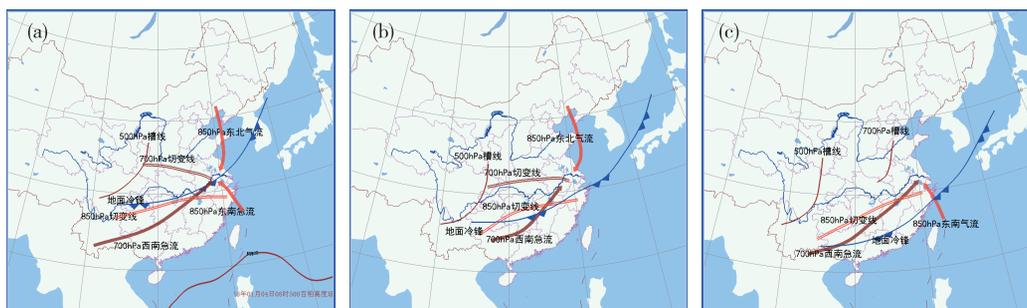


图2 2018年1月4日08:00(a)、25日08:00(b)和27日08:00(c)高低空配置

Fig.2 Synoptic sketch of high and low altitudes at 08:00 BST on 4 (a), 08:00 BST on 25 (b), and 08:00 BST on 27 (c) January 2018

综上所述可以发现,3次暴雪过程500 hPa在 $100^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 河套以南地区都有高空槽东移,700 hPa 3次过程均有西南低空急流,850 hPa均有暖式切变线,江苏位于切变线北侧。不同的是:“01·04”过程江苏北部地区以东北风为主,南部为东南低空急流;“01·25”过程江苏以东北风为主;“01·27”过程江苏为一致东南风。前两次过程中,700 hPa西南急流叠加在850 hPa东北气流上,是江苏暴雪比较典型的形势特征,“01·27”过程700 hPa为西南急流,850 hPa为东南气流,是一次非典型暴雪过程;另外,“01·04”过程副高整体偏强,在降雪前700~500 hPa便已先形成西南暖湿气流,随着冷空气自低层楔入,低层形成浅薄冷垫,使得暖湿气流抬升;“01·25”过程在降雪前850 hPa至地

面为一致的东北气流,低层形成深厚冷垫,随着中层西南气流的加强,暖湿气流在此深厚冷垫上爬升。“01·27”过程与“01·25”过程相似,都是低层先有冷垫,而后中层暖湿气流沿冷垫爬升,只是“01·27”过程冷垫更为浅薄。

3 物理量场诊断分析

3.1 水汽条件分析

分析3次过程暴雪区域($31^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $116^{\circ}\sim 121^{\circ}\text{E}$)平均水汽通量和平均水汽通量散度。“01·04”过程(图3a)在降雪前700~600 hPa存在一个水汽通量为 $7\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 的大值区,表明水汽通道在降雪前已建立,3日08:00起中层的水汽通量有一个明显增大的过程,至4日出现

$10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大值区,水汽输送明显加强,正好对应此时段 700 hPa 西南急流加强,且在暴雪区上空从低层至 500 hPa 均为水汽辐合区(图 3c),强辐合区位于 850~700 hPa,中心值为 $-0.8 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$;“01·25”过程和“01·27”过程水汽通量剖面(图 3b)显示,25日和27日在 700~600 hPa 都有一个水汽通量为 $8 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大值中心,由水汽辐合情况(图 3d)来看,24—25日 800~600 hPa 为强水汽辐合区,中心值为 $-0.8 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,850 hPa 以下为水汽辐散区。26日上下层都转为西北气流,水汽输送通道被切断,整层都转为水汽辐散,降雪暂歇,27日随着水汽通量的再次建立以及 850 hPa

暖式切变线的北抬,500 hPa 以下都为水汽辐合区,且强水汽辐合中心明显下传,强中心位于 800~700 hPa,中心值为 $-0.6 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。同时也注意到,“01·25”过程 850 hPa 以下水汽通量值都比较小,明显小于“01·04”过程和“01·27”过程,表明低层没有建立明显的水汽通道,这由 4日 14:00(图 3e)、25日 08:00(图 3f)和 27日 14:00(图 3g)850 hPa 水汽通量场也可以看出,“01·04”过程和“01·27”过程低层存在一支东南向水汽输送,且伴随水汽辐合,“01·04”过程水汽辐合更强,说明这两次过程除了中层的水汽通道外,850 hPa 东南气流对水汽输送也起到了一定作用。

由以上分析可见,3次暴雪过程水汽主要来源

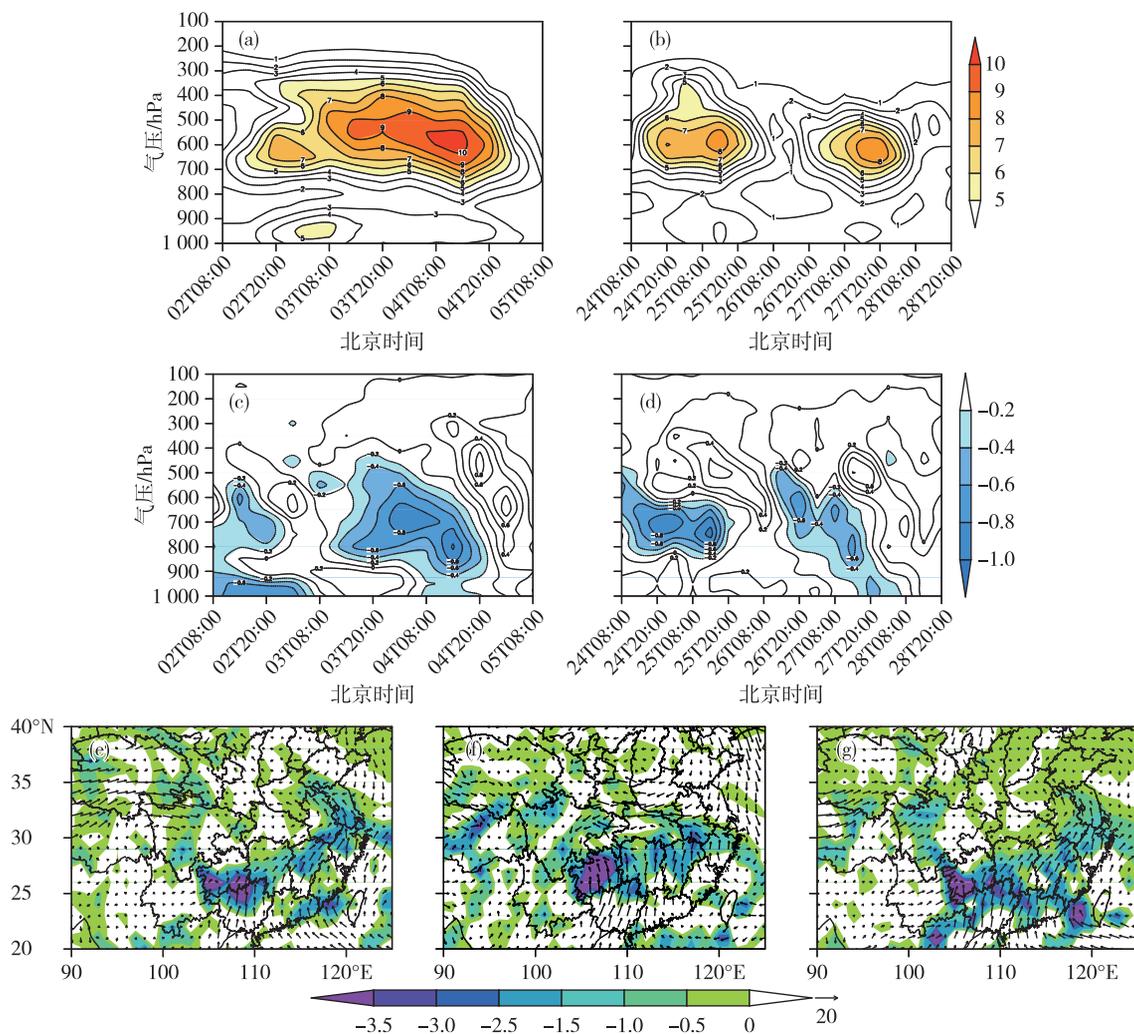


图3 暴雪区域平均水汽通量(a. $31^{\circ} \sim 34^{\circ}\text{N}$, b. $116^{\circ} \sim 121^{\circ}\text{E}$)和平均水汽通量散度(c. $31^{\circ} \sim 34^{\circ}\text{N}$, d. $116^{\circ} \sim 121^{\circ}\text{E}$)时间-高度垂直剖面;850 hPa 水汽通量场(箭头线)与水汽通量散度场(填色)叠加图(e. 4日 14:00, f. 25日 08:00, g. 27日 14:00)(水汽通量,单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$;水汽通量散度,单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig.3 Time-height vertical profile of mean water vapor flux (a, b) and mean water vapor flux divergence (c, d) in the snowstorm area (a, c. $31^{\circ} \sim 34^{\circ}\text{N}$; b, d. $116^{\circ} \sim 121^{\circ}\text{E}$) & stacking chart of water vapor flux field (arrow line) and water vapor flux divergence field (colored) at 850 hPa at 14:00 BST on 4 (e), 08:00 BST on 25 (f), and 14:00 BST on 27 (g) January 2018 (water vapor flux, units: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$; water vapor flux divergence, units: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

于中层,由西南急流输送过来,水汽强辐合时段对应强降雪发生时间;不同的是,“01·04”过程水汽条件更好,且“01·04”过程和“01·27”过程 850 hPa 东南气流对水汽输送也起到了一定作用,水汽来源相对更为丰富;“01·25”过程 850 hPa 以下一直为干冷气流,低层没有建立水汽输送通道。

3.2 动力条件分析

沿 3 次过程暴雪中心点分别作涡度和垂直速度的时间剖面发现,“01·04”过程(图 4a) 3 日 800 hPa 以下为负涡度,800~400 hPa 为正涡度,400 hPa 以上又转为负涡度,强降雪发生时,中层的正涡度向低层扩展,正涡度中心也下传至 800 hPa,中心值为 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,650~500 hPa 为负涡度,中心值为 $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,400 hPa 附近为正涡度,400 hPa 以上又转为负涡度,从低层到高层涡度的分布表现为辐合-辐散-弱辐合-辐散,400 hPa 以下以低层辐合、高层辐散为主,有利于上升运动的发展。垂直速度剖面显示 900~200 hPa 为一个深厚的上升气流区,表明上升运动发展旺盛,3 日 20:00—4 日 08:00,强上升运动区位于 600~400 hPa,500 hPa 附近有 $-0.8 \text{ Pa} \cdot \text{ s}^{-1}$ 的中心值,4 日此强上升运动区明显向中低层下传,900~500 hPa 都为强上升运动区,中心值为 $-0.7 \text{ Pa} \cdot \text{ s}^{-1}$,相比 3 日,上升运动区发展得更

为深厚。“01·25”过程(图 4b) 800 hPa 以下为一致负涡度,中心值为 $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,800~300 hPa 为正涡度区,中心值为 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,位于 400 hPa 附近,300 hPa 以上为负涡度,涡度分布表现为辐散-辐合-辐散,对应垂直速度在低层为弱下沉运动,800~400 hPa 为上升运动区,强上升运动中心位于 650 hPa 附近,中心值为 $-0.7 \text{ Pa} \cdot \text{ s}^{-1}$ 。“01.27”过程(图 4c) 600 hPa 以下都为正涡度区,正涡度中心位于 800 hPa,中心值为 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,600~500 hPa 为负涡度区,中心值为 $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,400~300 hPa 为正涡度区,300 hPa 以上为负涡度区,涡度分布表现为辐合-辐散-辐合-辐散,400 hPa 以下以低层辐合、高层辐散为主,垂直速度在 900~300 hPa 为上升运动区,中心值为 $-0.7 \text{ Pa} \cdot \text{ s}^{-1}$ 。可以发现,“01·04”过程和“01·27”过程涡度的垂直分布 400 hPa 以下满足低层辐合、高层辐散的结构,垂直上升运动中心与辐合辐散中心基本耦合,为暴雪发生提供了有利的动力抬升条件,这两次过程上升运动发展的高度更高,强上升运动发展更为强烈,而“01·25”过程涡度分布低层以辐散为主,800~400 hPa 为辐合,高层为辐散,相比较另外两次过程,上升运动发展高度不高,且强上升运动区相对浅薄,只集中在中层。

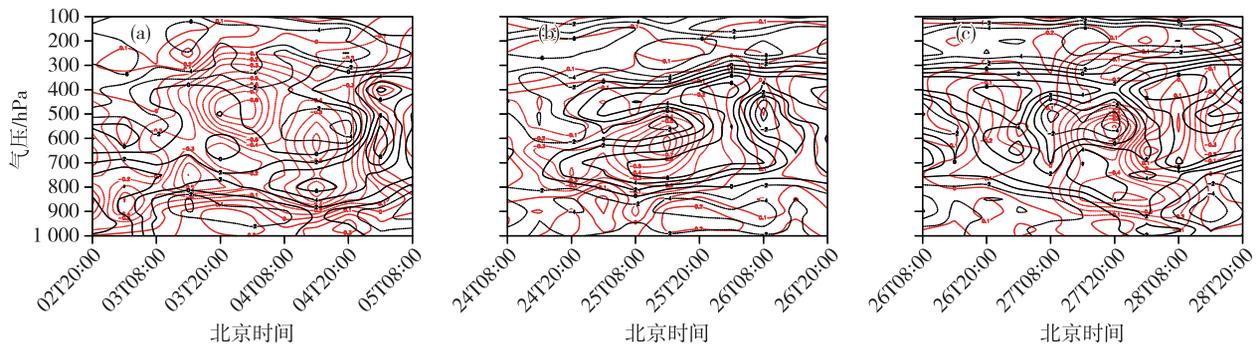


图 4 3 次暴雪中心涡度(黑线,单位: 10^{-5} s^{-1})和垂直速度(红线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{ s}^{-1}$)的时间-高度剖面(a.“01·04”过程浦口, b.“01·25”过程高淳, c.“01·27”过程宜兴)

Fig.4 Time-height vertical profile of vorticity (black line, units: 10^{-5} s^{-1}) and vertical velocity (red line, units: $\text{Pa} \cdot \text{ s}^{-1}$) in the three snowstorm centers (a. “01·04” process of Pukou Station, b. “01·25” process of Gaochun Station, c. “01·27” process of Yixing Station)

3.3 热力条件分析

3.3.1 温度平流与假相当位温

在 3 次降雪过程前夕,降雪区上空都存在一条随高度向北倾斜的假相当位温密集带,即能量锋区,随着纬度升高,锋区高度变高,锋区上部为假相当位温高值区,下部为低值区。所不同的是,“01·25”过程和“01·27”过程降雪前低层冷空气

已入侵,冷垫已经形成,这从假相当位温低值可以反映出来,尤其是“01·27”过程降雪区上空低层的假相当位温值仅为 274~278 K,而“01·04”过程此时假相当位温值为 294 K。温度平流剖面更清晰地揭示了这一点:“01·04”过程 2 日 14:00(图 5a)在 $31^{\circ} \sim 34^{\circ} \text{ N}$ 之间 800 hPa 以上为明显的暖平流, 35° N 以北从 600 hPa 至地面为冷平流,江苏区域 $31^{\circ} \sim$

35°N 低层仍为弱暖平流控制,表明冷空气还未侵入;而“01·25”过程在 24 日 08:00(图 5d) 31°~35°N 500 hPa 以下都为冷平流,900 hPa 以下冷平流更显著,中心值为 $-10 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$,而暖平流还主要位于 30°N 以南,强度也较弱;“01·27”过程 27 日

08:00(图 5g)虽由低层到中层都为暖平流,近地层也无冷平流南侵,表明此次过程地面没有新冷空气补充南下,主要是由于前期冷空气已经入侵,低层已形成冷垫。

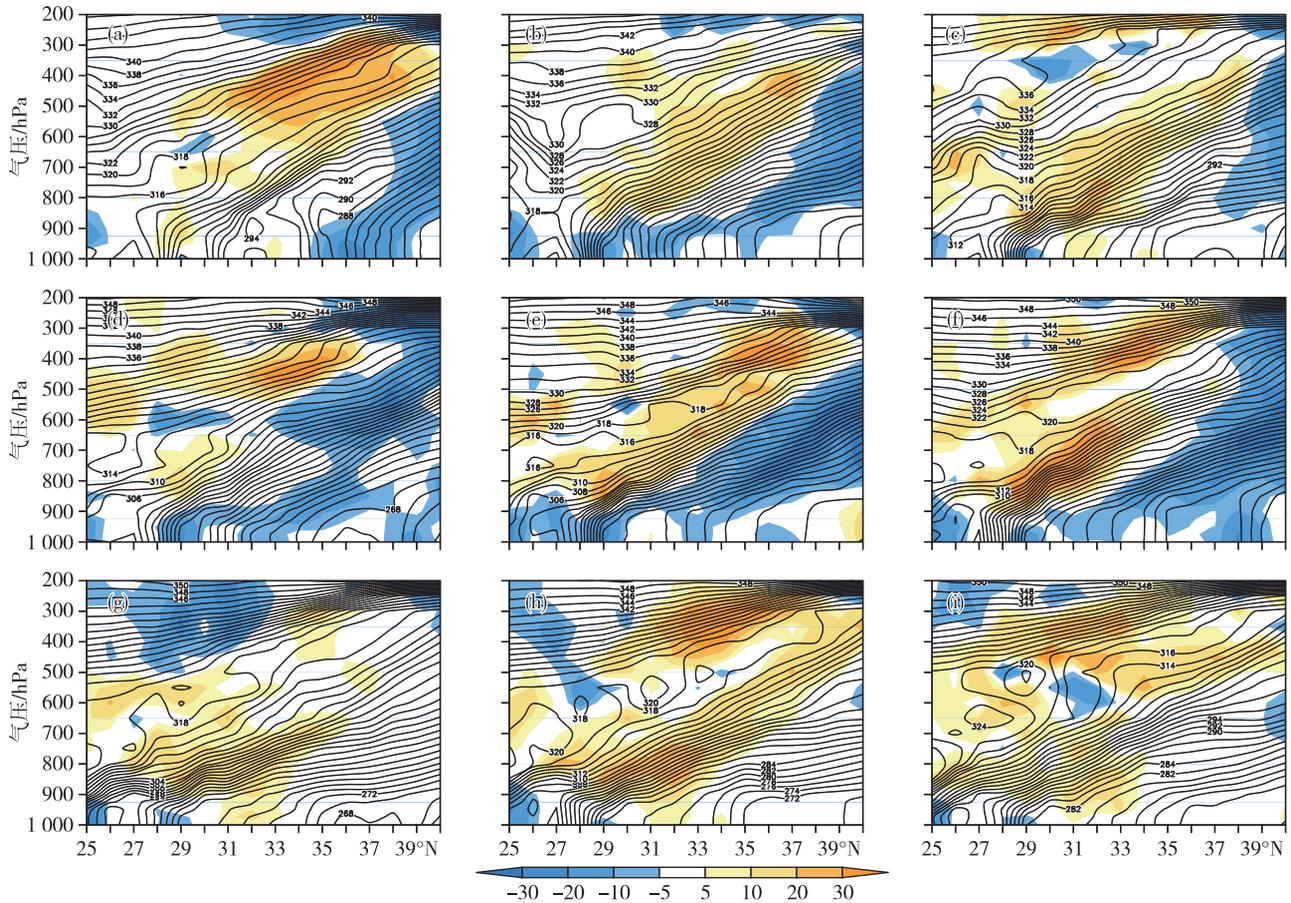


图 5 沿 119°E 假相当位温(等值线,单位:K)和温度平流(填色区,单位: $10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$)高度剖面(a. 1 月 2 日 14:00, b. 3 日 14:00, c. 4 日 08:00, d. 24 日 08:00, e. 24 日 20:00, f. 25 日 14:00, g. 27 日 08:00, h. 27 日 14:00, i. 27 日 20:00)

Fig.5 Height vertical profile of pseudo-equivalent potential temperature (isoline, units: K) and temperature advection (colored area, units: $10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$) along 119°E (a. 14:00 BST on 2, b. 14:00 BST on 3, c. 08:00 BST on 4, d. 08:00 BST on 24, e. 20:00 BST on 24, f. 14:00 BST on 25, g. 08:00 BST on 27, h. 14:00 BST on 27, i. 20:00 BST on 27 January 2018)

“01·04”过程 3 日 14:00(图 5b)900 hPa 以下转为冷平流,表明低层冷空气已入侵,冷平流中心值为 $-10 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$,暖平流被抬升至 900 hPa 以上,且强度增强,中心值为 $10 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$,中层暖平流叠置在低层冷平流之上,高低空温度平流的差异导致锋区界面冷暖差异增大,假相当位温等值线变得更为密集,锋区加强。4 日(图 5c) 31°~34°N 500 hPa 以下都为暖平流,中心值增强为 $30 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$,表明此次过程低层冷空气势力弱。根据 ω 方程,暖平流有利于上升运动发展,江苏正好处于暖平流中心,上升运动显著,有利于暴雪的产生。“01·25”过程 24 日 20:00(图 5e)随着暖湿气流向

北输送,降雪区上空 800 hPa 为明显暖平流,中心值为 $20 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$,900 hPa 以下为冷平流,中心值仍为 $-10 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$ 。25 日 14:00(图 5f)中层的暖平流增强至 $50 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$,低层仍维持冷平流,中心值仍为 $-10 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$,冷暖差异进一步加大,锋区加强,在整个强降雪期间,江苏始终处在低层冷平流和中层暖平流叠置区,冷暖空气的汇合使得辐合上升运动加强。“01·27”过程 27 日 14:00(图 5h)中层的暖平流进一步增强,中心值为 $30 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$,降雪区上空整层都为暖平流,引起了强上升运动,在整个降雪过程中,低层都没有明显冷平流,中低层暖湿气流北抬,在前期形成的冷垫上爬升,

促使暴雪天气发生。

可以看出,3 次暴雪过程都发生在锋区密集区,降雪的形成和加强与锋面的发展关系密切。所不同的是“01·04”过程冷空气自低层南下,势力较弱,南下弱冷空气遇西南暖湿气流时,冷空气作为弱冷垫楔入中低层暖湿气流内,促使中层暖湿气流沿冷垫被迫抬升,形成强烈的上升运动,为暴雪的发生提供有利的动力条件。“01·25”过程和“01·27”过程都是中层暖湿气流增强后沿冷垫主动爬升,只不过“01·25”过程低层冷垫强,冷暖气流交汇产生辐合上升运动。

3.3.2 逆温层结的维持

由 3 次暴雪中心点分别作温度垂直剖面可以发现,在降雪发生前和发生时,中低层的逆温始终存在,逆温层内的温度均在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下,强降雪时段,逆

温明显加强。“01·04”过程随着近地层温度的下降,降水相态由湿雪转为干雪,3 日 14:00(图 6a)近地层温度为 $2\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$,降水相态为雨或雨夹雪,3 日 20:00 温度降至 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下,降水相态为纯雪,强降雪发生时,4 日 08:00 逆温层维持在 $900\sim 700\text{ hPa}$,逆温强度达 $3\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。“01·24”(图 6b)整个降雪过程中近地层温度都在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下,温度明显低于“01·04”过程,降水相态一开始就为纯雪, $900\sim 700\text{ hPa}$ 之间为逆温层,最大逆温强度达 $5\sim 6\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。“01·27”(图 6c)过程与“01·25”过程一样,近地层温度比较低,始终低于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$,27 日强降雪发生时, $900\sim 750\text{ hPa}$ 之间存在逆温,逆温强度 $3\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$,28 日随着 700 hPa 低槽东移南压,江苏基本上转为西北气流,中低层温度进一步下降,逆温层有所抬高,逆温强度也有所减弱。

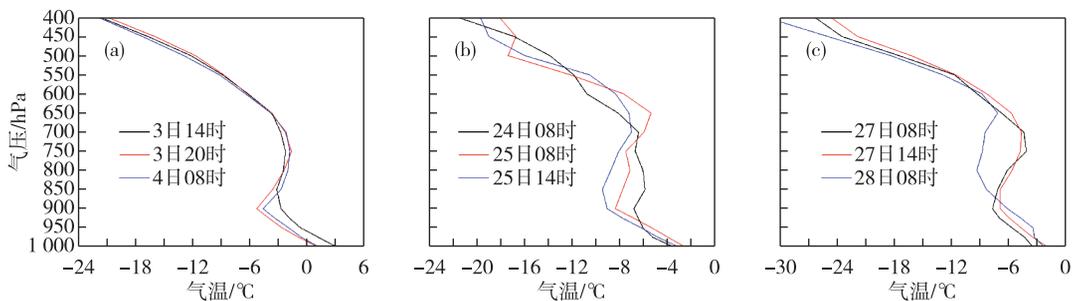


图 6 3 次暴雪中心的温度垂直剖面(单位: $^{\circ}\text{C}$; a.“01·04”过程浦口, b.“01·25”过程高淳, c.“01·27”过程宜兴)

Fig.6 Vertical profile of temperature in the three snowstorm centers (units: $^{\circ}\text{C}$; a. “01·04” process of Pukou Station, b. “01·25” process of Gaochun Station, c. “01·27” process of Yixing Station)

综上所述,3 次暴雪过程在中低层都出现逆温层,中层强盛的暖湿气流叠置在低层东北气流上,中层暖下层冷,有利于逆温层结的维持和加强。不同点在于,与“01·04”过程相比,“01·25”过程和“01·27”过程近地层温度更低,冷垫更冷,且“01·25”过程逆温也是最强的,这与前面的分析结论是一致的。

4 雷达回波与云顶亮温(TBB)演变特征分析

分析降雪时段南京雷达回波反射率因子图发现,“01·04”过程反射率因子以层状云降水回波为主,回波主体强度在 $15\sim 30\text{ dBZ}$,在大片弱回波区中存在不小于 35 dBZ 的较强块状回波(图 7a),最强反射率因子 46 dBZ ,表明有弱的对流回波发展,但总体看反射率因子梯度不大;“01·25”过程(图 7b)和“01·27”过程(图略)表现为稳定的层状云降水回波特征,结构比较松散,回波强度均匀,都在

30 dBZ 以下。可见,3 次暴雪过程都以层状云降水回波为主,回波分布比较均匀,回波强度多在 30 dBZ 以下,反射率因子梯度不大,但“01·04”过程中有弱对流发展,造成降雪强度大。

图 7 还给出了 3 次过程中暴雪中心点在降雪前后 TBB 的逐时演变,“01·04”过程 3 日 11:00 起 TBB 有一个明显下降的过程(图 7c),4 日 01:00 下降到 $-48\text{ }^{\circ}\text{C}$,随后 TBB 开始缓慢回升,4 日 21:00 回升到 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$,3 日 20:00—4 日 20:00 前, TBB 为一稳定的低值期, TBB 值在 $-48\sim -25\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,对应此时为强降雪集中时段;“01·25”过程 24 日 08:00 TBB 还大于 $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图 7d),之后迅速下降,24 日 23:00 下降到最低值 $-27\text{ }^{\circ}\text{C}$,之后略有回升,但依旧处于波谷,其值维持在 $-24\sim -15\text{ }^{\circ}\text{C}$,与强降雪发生时段相对应,25 日 21:00 时开始回升,26 日 09:00 回升到 $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右;“01·27”过程 27 日 08:00 起 TBB 值为迅速下降期(图 7e),12:00 达最低值,其值为 $-24\text{ }^{\circ}\text{C}$,一直到 27 日 23:00 都处于低值期,虽

然在此期间 TBB 略有起伏,但基本上为一个波谷,28 日 00:00 TBB 迅速回升。研究^[15]表明,TBB 值越低,云顶发展高度越高,对流越旺盛,由这 3 次暴雪

过程 TBB 值演变特征可见,“01·04”过程对流性更明显。

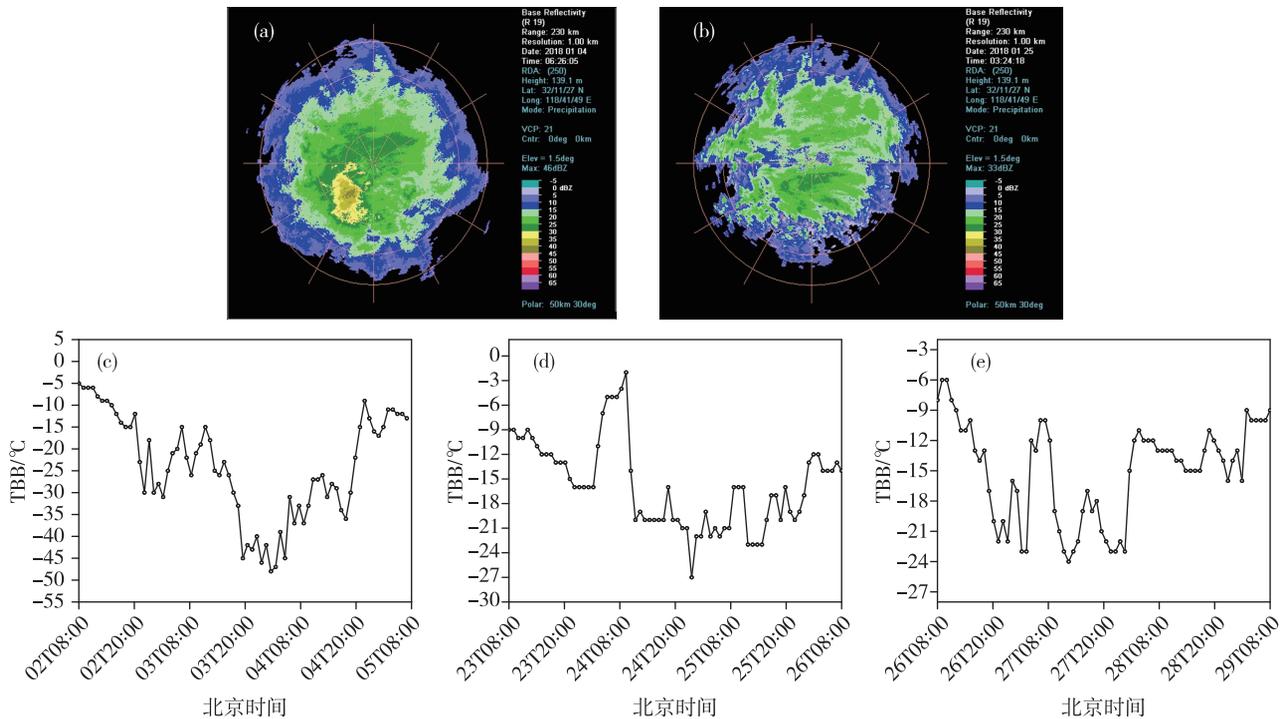


图7 南京市2018年1月4日06:26(a)和25日03:24(b)多普勒天气雷达1.5°仰角反射率因子(单位: dBZ)及3次过程暴雪中心TBB的演变(单位: °C; c. “01·04”过程浦口, d. “01·25”过程高淳, e. “01·27”过程宜兴)

Fig.7 Reflectivity factor (units: dBZ) at 1.5° elevation at 06:26 BST on 4 (a) and 03:24 BST on 25 (b) January 2018 from Nanjing Doppler radar and evolution of TBB in the three snowstorm centers (units: °C; c. “01·04” process of Pukou Station, d. “01·25” process of Gaochun Station, e. “01·27” process of Yixing Station)

5 结论

通过对2018年1月3—4日、1月24—25日和1月27—28日发生在江苏的3次致灾区域性暴雪天气对比分析后,得出以下主要结论:

1) 3次暴雪过程的共同点是,500 hPa均有高空槽,700 hPa有切变线且有西南急流维持,850 hPa均有暖式切变线,江苏位于切变线北侧,地面有冷空气南下,冷暖气流交汇于江苏地区,造成了暴雪天气的出现。3次暴雪过程中水汽主要来源于中层700 hPa,水汽辐合增强与强降雪时段对应较好。3次暴雪过程都发生在锋区密集区,且在中低层都出现逆温层,中层强盛的暖湿气流叠置在低层冷垫上,有利于逆温层结的维持和加强。

2) “01·04”和“01·27”这两次过程除了中层700 hPa的水汽通道外,850 hPa存在一支东南向水汽输送,且伴随水汽辐合,说明850 hPa东南气流对降雪过程中水汽输送也起到了一定作用,“01·04”

过程水汽输送和水汽辐合更强,水汽条件更好;而“01·25”过程850 hPa以下一直为干冷气流,对降雪过程中水汽输送无明显作用。

3) “01·04”过程和“01·27”过程涡度的垂直分布满足低层辐合、高层辐散的结构,垂直上升运动中心与辐合辐散中心基本耦合,为暴雪发生提供了有利的动力抬升条件,这两次过程上升运动发展的高度更高,强上升运动发展更为强烈。而“01·25”过程涡度垂直分布低层以辐散为主,中层为辐合,高层为辐散,相比较另外两次过程,上升运动发展高度不高,且强上升运动区相对浅薄,只集中在中层。

4) “01·04”过程开始前中层暖湿气流先形成,而后弱冷空气自低层楔入,南下弱冷空气遇西南暖湿气流时,冷空气作为弱冷垫楔入中低层暖湿气流内,促使中层暖湿气流沿冷垫被迫抬升,使得上升运动发展高度更高,强上升运动发展更为强烈;“01·25”过程和“01·27”过程都是低层先形成冷

垫,而后中层暖湿气流增强后沿冷垫主动爬升,冷垫更冷,“01·25”过程逆温更强。

5)3次暴雪过程中,TBB稳定低值期基本可以反映强降雪时段。“01·04”过程中有弱对流发展,造成降雪强度大。

参考文献:

- [1] 郑婧,许爱华,刘波,等.江西大雪天气的时空变化及其影响系统分析[J].气象,2010,36(4):30-36.
- [2] 周雪松,杨成芳,孙兴池.两次早春暴雪过程的对比分析[J].高原气象,2013,32(2):446-455.
- [3] 杨成芳,李泽椿.近十年中国海效应降雪研究进展[J].海洋气象学报,2018,38(4):1-10.
- [4] 杨璐瑛,张芹,郭俊建,等.鲁南初冬一次罕见特大暴雪的成因分析[J].海洋气象学报,2018,38(1):100-107.
- [5] 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.
- [6] 孙艳,严文莲,尹东屏,等.江苏冬季降水相态气候分布特征及预报方法探讨[J].气象科学,2013,33(3):325-332.
- [7] 漆梁波.我国冬季冻雨和冰粒天气的形成机制及预报着眼点[J].气象,2012,38(7):769-778.
- [8] 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.
- [9] 蒋大凯,闵锦忠,阎琦,等.辽宁两类降雪过程的对比及定量降雪预报指标[J].气象科学,2012,32(2):219-225.
- [10] 盛春岩,杨晓霞.一次罕见的山东暴雪天气的对称不稳定分析[J].气象,2002,28(3):33-36.
- [11] 徐双柱,王晓玲,王平,等.湖北省冬季大雪成因分析与预报方法研究[J].暴雨灾害,2009,28(4):333-338.
- [12] 尹东屏,张备,刘梅,等.2006年江苏两次降雪天气过程分析[J].气象科学,2009,29(3):398-402.
- [13] 张芹,秦增良,张秀珍,等.山东春季两次强降雪过程对比分析[J].气象科技,2016,44(1):76-86.
- [14] 张备,尹东屏,严雯莲,等.2008年江苏持续性降雪中的水汽和动力抬升机制分析[J].灾害学,2012,27(2):29-42.
- [15] 王正旺,姚彩霞,刘小卫,等.“2009·11”山西大暴雪天气过程诊断分析[J].高原气象,2012,31(2):477-486.