

余政, 邹伦硕, 王秀明, 等. 2013. 2011年1月九江地区暴雪过程的流场特征及强回波成因分析. 气象, 39(8): 1014-1022.

# 2011年1月九江地区暴雪过程的 流场特征及强回波成因分析<sup>\*1</sup>

余 政<sup>1</sup> 邹伦硕<sup>1</sup> 王秀明<sup>2</sup> 孙家驰<sup>1</sup> 徐洁玲<sup>1</sup>

1 江西九江市气象局, 九江 332000

2 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

**提 要:** 利用九江、南昌多普勒天气雷达资料和常规气象观测资料及 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的NCEP再分析资料, 对2011年1月19—20日九江地区的暴雪天气过程进行了分析。结果表明: 南支槽前强盛的西南暖湿气流沿低层东北冷回流在长江流域形成的冷垫爬升是暴雪产生的动力机制; 高低空急流的耦合作用形成次级环流, 700 hPa以上正涡度平流和低层暖平流表明天气尺度上升运动较强; 700 hPa等 $\theta_{se}$ 线密集, 表明锋区稳定维持。低层暖平流, 中下层风速加强, 急流中心降低, 预示降雪回波将发展; 低层暖平流结构转为冷平流流场结构, 预示降雪减弱。分析表明, 本次过程没有强雷暴影响, 回波异常增强不是由大水滴和霰雹等固态水凝物粒子造成, 雪花下降经过 $0^\circ\text{C}$ 以上的暖层时表面融化, 使雪花外裹了一薄层水膜, 产生类似于大水滴的等同效果, 从而出现了雷达图上反射率因子异常增强的现象; 同时, 中下层强的上升运动和凝结潜热释放的反馈机制可导致局部较强的反射率因子而产生强降雪。

**关键词:** 暴雪, 异常强回波, 流场特征, 急流, 冷平流, 暖平流

**中图分类号:** P412, P433

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.08.008

## Analyses on Air-Flow Characteristics and Abnormal High Reflectivity for a Winter Snowstorm in Jiujiang Region in January 2011

YU Zheng<sup>1</sup> ZOU Lunshuo<sup>1</sup> WANG Xiuming<sup>2</sup> SUN Jiachi<sup>1</sup> XU Jieling<sup>1</sup>

1 Jiujiang Meteorological Office of Jiangxi, Jiujiang 332000

2 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

**Abstract:** One snowstorm process in January 19–20, 2011 was analyzed by using Doppler radar data from Jiujiang and Nanchang, observation data and NCEP reanalysis data ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ). The results showed that the ascending of strong and ample warm wet southwest airflow ahead of south trough and along the low-level return cold airflow over the Yangtze River Basin is the dynamic mechanism responsible for this heavy snow. The secondary circulation is produced by the coupling of low and upper level jets. The positive vorticity advection over 700 hPa and the low-level warm advection denote the strong upward motion. The stable  $\theta_{se}$  isoline dense section at 700 hPa indicates that the frontal zone is maintained. The low-level warm advection, the increase of wind velocity in the middle and lower level and the decrease of jet stream center are good indices for the enhancement of snow echoes. The low-level warm advection structure develops into cold advection structure, indicating the snow echoes get weakened. The abnormal high radar reflectivity is not caused by large water droplets and solid precipitation particles such as hails. Ice crystals melt as they fall through warm layer above  $0^\circ\text{C}$  coalescing, aggregating and growing by themselves, which leads to

\* 国家自然科学基金项目(41175044)资助

2012年7月21日收稿; 2013年1月11日收修定稿

第一作者: 余政, 主要从事短期天气预报预测工作. Email: yuzh26@sohu.com

abnormal high radar reflectivity similar to large water droplets, without convective weather such as thunders. The strong upward motion in the middle and lower troposphere and the feedback mechanism of latent heat create partial high radar reflectivity, so producing the snow storm.

**Key words:** snowstorm, abnormal high reflectivity, airflow characteristics, jet stream, cold advection, warm advection

## 引 言

暴雪是发生在冬半年的灾害性天气,给道路交通及人民生命财产造成严重损失。对于暴雪天气过程,国内学者有诸多研究,周雪松等(2008)论证了动力锋生及其产生的锋面次级环流是造成华北回流暴雪的主要原因;诸多学者对暴雪天气过程进行了中尺度分析(高松影等,2006;刘宁微,2006;赵桂香等,2007;杨成芳等,2007;张勇等,2008);王东勇等(2006)和崔宜少等(2008)研究指出,低空强冷平流与地面降雪强度有较好的对应关系。近年来,诸多学者对于南方冬季的降雪天气过程进行了研究;汪高明等(2005)和徐双柱等(2011)研究湖北降雪过程指出大气层结条件是产生降雪的关键;郑婧等(2010)分析了江西大雪天气的环流背景并给出概念模型;尹东屏等(2009)对江苏降雪分析指出中尺度切变线中的风速辐合是产生暴雪的关键系统;姚蓉等(2012)对湖南暴雪过程的云微物理特征及降水相态转换机制进行了数值模拟。随着多普勒天气雷达对灾害性天气的监测,不少学者利用多普勒雷达产品对强降雪天气进行研究(王丽荣等,2006;吴海英等,2007;张守保等,2008;蒋义芳等,2010;刁秀广等,2011),旨在揭示强降雪产生的机制,为降雪预报提供理论依据。本文利用九江和南昌多普勒天气雷达资料,结合常规观测资料及 NCEP 再分析资料,对 2011 年 1 月 19—20 日九江地区罕见暴雪过程成因、流场结构和雷达回波特征进行了分析,为今后该类天气的业务预报服务工作提供参考。

## 1 环流背景及水汽和不稳定条件

### 1.1 暴雪实况和环流形势特征

受高空低槽、中低层切变线和低空急流的共同影响,2011 年 1 月 19—20 日我国南方地区出现了大范围的雨雪天气过程。其中,湖北、江西、湖南、安

徽等地普降暴雪(图 1a),强降水中心位于湖北咸宁地区、江西上饶和九江等地区。据观测资料显示,19 日上午九江地区为零星小雪,14:00—20:00 时为小雪,19 日 08 时至 20 日 08 时(北京时,下同)降雪量在 11~20 mm 之间,雪深在 9~19 cm 之间,其中 19 日 20 时至 20 日 02 时,降雪强度加大,九江以武宁最大,6 h 降雪量达 11 mm,为暴雪。1998 年以来,九江冬半年雨雪天气日降雪量小于 10 mm,雪深小

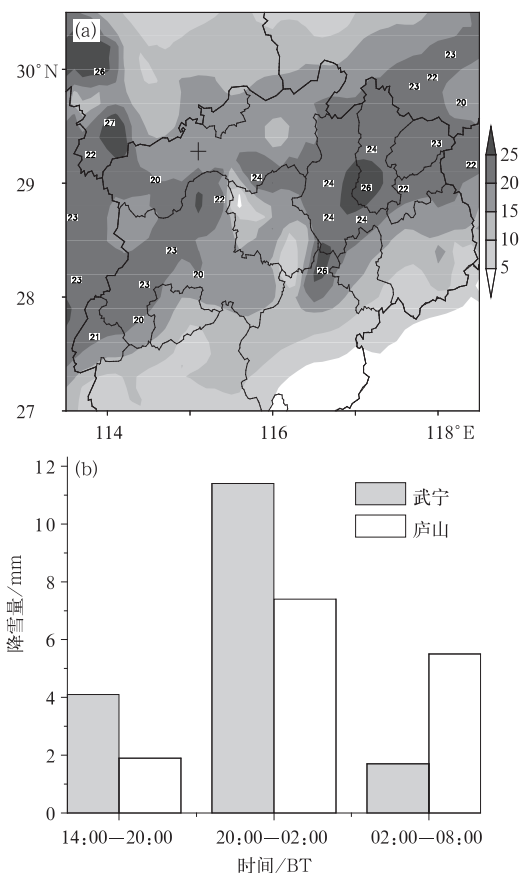


图 1 2011 年 1 月 19 日 08 时至 20 日 08 时降雪量 (a, 单位: mm, “+”为武宁)和 19 日 14 时至 20 日 08 时 6 h 降雪量 (b, 单位: mm)

Fig. 1 Snowfall amounts from 08:00 BT 19 January to 08:00 BT 20 January 2011 (a, unit: mm, “+” refers to Wuning) and (b) from 14:00 BT 19 January to 08:00 BT 20 January 2011 (b, unit: mm) at Wuning and Lushan Stations

于 5 cm; 只是 2008 年 1—2 月受低温雨雪冰冻天气影响, 出现 4 次降雪过程, 每日降雪量小, 累积降雪量大、积雪深, 造成非常严重的灾害。相比而言, 这次九江暴雪历时短、强度大为十几年来少见, 全市受灾人口 73 万人, 造成房屋倒塌 443 间、农作物受灾面积 39181 hm<sup>2</sup>、绝收面积 1918 hm<sup>2</sup>、树木折断、交通堵塞等灾害, 直接经济损失 2.3 亿元。

2011 年 1 月 18 日 08 时至 21 日 20 时 500 hPa

中高纬维持两槽一脊, 里海地区为低槽区, 乌拉尔山以东至西西伯利亚西部地区为高压脊, 西西伯利亚东部至亚洲东岸为宽广的低槽区, 且贝加尔湖西部维持一横槽, 槽后冷空气经河套地区东部到达长江以南地区。19 日 20 时(图 2a 和 2b) 西风槽移至太原—西安—成都一线, 与南支槽叠加成深厚低槽, 并向东移动, 长江流域处于槽前西南急流气流中, 700 hPa 西南气流急流轴位于昆明—贵阳—长沙—

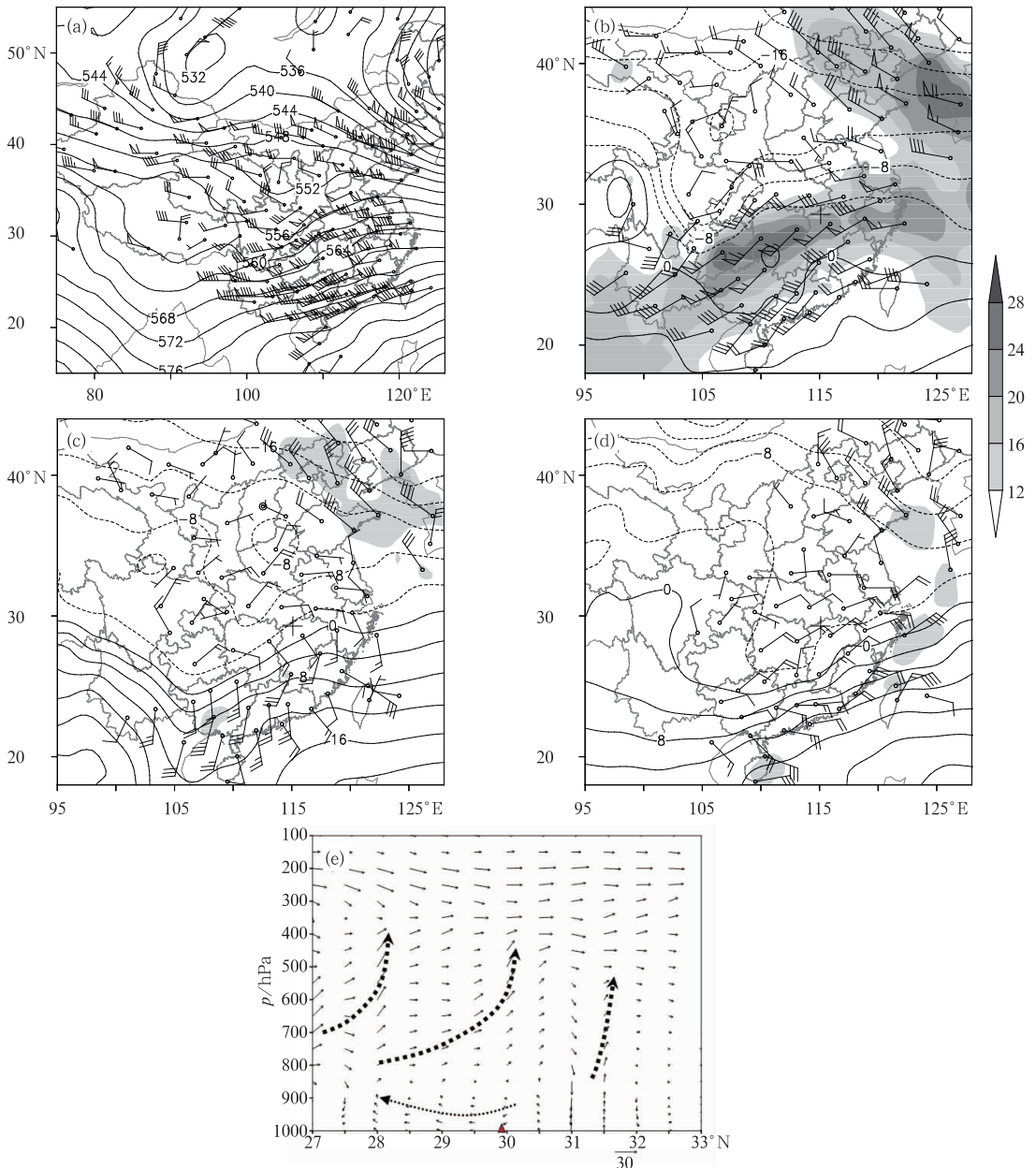


图 2 2011 年 1 月 19 日 20 时(a)500 hPa, (b)700 hPa, (c)850 hPa, (d)925 hPa 形势场和(e)NCEP 资料沿 116°E 所做  $v-w$  风矢量剖面图(e, 单位:  $m \cdot s^{-1}$ , ▲为九江)

Fig. 2 Synoptic situation at (a) 500 hPa, (b) 700 hPa, (c) 850 hPa, (d) 925 hPa and (e) cross section of the  $v-w$  wind vectors along 116°E from NCEP data (e, unit:  $m \cdot s^{-1}$ , ▲ refers to Jiujiang) at 20:00 BT 19 January 2011

南昌—杭州一线(阴影区),急流强度从  $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  加大到  $22 \sim 24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ;且  $700 \sim 850 \text{ hPa}$  可见明显冷槽,冷槽中心位于湖南江西的西北侧(图 2b 和 2c)。19 日 08—20 时长江以南为槽前弱脊区, $700 \sim 850 \text{ hPa}$  相对西侧冷槽而言为暖区,江西省处于此暖脊中(图 2c 和 2d)。20 时  $700 \text{ hPa}$  许昌—成都均有切变线生成(图 2b),处于切变线南侧西南急流东端的九江地区有明显的风速辐合和风速切变,有利于水汽辐合和输送。 $850 \text{ hPa}$  图上,19 日 08 时  $850 \text{ hPa}$  暖切变线位于长江流域一线,20 时(图 2c),暖切变线在赣北维持; $925 \text{ hPa}$  冷的东北气流影响到华南一带, $0^\circ\text{C}$  线位于赣南,九江处于东北冷回流中,底层为冷空气垫(图 2d)。地面图上(图略)蒙古国西部有  $1060 \text{ hPa}$  冷高压中心维持,其脊从蒙古国经河套伸到东南沿海,冷空气经河套东部源源不断扩散南下至华南地区。综上所述,强降雪即将发生前, $850 \text{ hPa}$  以上的强冷空气东移将影响江西北部,江西处于中层暖脊、西南急流东端,由来自孟加拉湾及南海的暖湿输送通道,且有辐合抬升, $850 \text{ hPa}$  以下有东北冷回流抬升暖湿空气,此配置有利于江西产生大雪(郑婧等,2010)。

19 日 20 时  $200 \text{ hPa}$ (图略)高空急流加强,大于  $80 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的大风核位于恩施—武汉—安庆—杭州一线,呈东西走向,急流轴的出口处与  $700 \text{ hPa}$  急流出口处相交; $300 \sim 200 \text{ hPa}$  为下沉辐散气流(图 2e), $850 \sim 400 \text{ hPa}$  为倾斜上升气流,最强的上升气流在九江附近;导致高低空急流耦合及次级环流的形成,“抽吸”作用明显,高层辐散,中低层气流

辐合上升运动加强;上下各层流场之间的风向切变和风速切变使得上升气流倾斜,有利于强化大气的抬升运动。19 日 08—20 时  $700 \text{ hPa}$  假相当位温图上(图略),密集锋区在  $28^\circ \sim 35^\circ\text{N}$  加强维持,可使冷暖空气长时间对峙,有利于切变线的稳定维持,导致锋生作用。

## 1.2 水汽条件和不稳定条件分析

水汽是产生降雪的必要条件之一,而大量的水汽辐合可促使暴雪得以发生发展。图 3a 为九江地区水汽通量散度时序剖面图,18 日 20 时至 21 日 20 时, $925 \text{ hPa}$  水汽通量散度为正值,表明底层无水汽辐合;18 日 20 时至 19 日 08 时在  $850 \sim 650 \text{ hPa}$  层水汽通量散度为负值,数值较小,表明水汽辐合较弱;19 日 08 时至 20 日 08 时  $925 \sim 500 \text{ hPa}$  层水汽通量散度为负值,数值增大,水汽辐合加强,九江处于水汽辐合区中,表明有充沛的水汽向中层输送。19 日 08 时  $600 \text{ hPa}$  有  $-14.0 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  最强的水汽辐合中心,且水汽辐合层深厚,表明九江上空水汽充沛,为暴雪天气过程创造了极好的水汽条件。

研究表明,许多中尺度雨带和雪带的直接原因由对称不稳定产生(王建中等,1995;景丽等,2002;盛春岩等,2002;宋清芝等,2011)。研究指出(Bennetts et al,1979),湿位涡小于零是大气发生条件对称不稳定的条件。王建中等(1996)的研究表明,降雪带的形成与西南气流左侧存在的狭长湿位涡负值区密切相关。19 日 08 和 20 时南昌探空资料

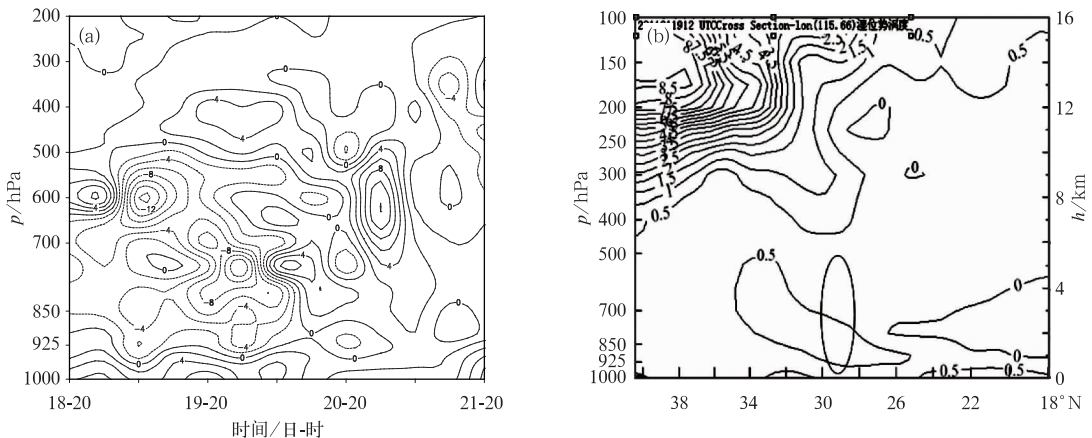


图 3 2011 年 1 月 18—21 日水汽通量散度时序图(a,单位:  $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 和 19 日 20 时沿  $115.66^\circ\text{E}$  湿位涡垂直剖面(b,单位:PVU)

Fig. 3 The vapor flux divergence from 20:00 BT 18 January to 20:00 BT 21 January 2011 (a, unit:  $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and the moist potential vorticity cross section along  $115.66^\circ\text{E}$  at 20:00 BT 19 January 2011 (b, unit: PVU)

表明,大气层结垂直稳定。08 时  $K=13^{\circ}\text{C}$ 、 $SI=13.3^{\circ}\text{C}$ 、500 与 850 hPa 假相当位温差值为  $18.8^{\circ}\text{C}$ , 20 时  $K=11^{\circ}\text{C}$ 、 $SI=24.6^{\circ}\text{C}$ 、500 与 850 hPa 假相当位温差值为  $21.2^{\circ}\text{C}$ , 这些指标表明南昌上空大气垂直稳定。08 和 20 时各层湿位涡计算分析显示,江西强降雪区域上空并没有出现湿位涡负值区,图 3b 给出了 20 时沿  $115.66^{\circ}\text{E}$  湿位涡剖面,强降雪上空均为正值涡,表明江西上空不存在对称不稳定条件。

## 2 异常强回波的成因分析

九江雷达反射率因子显示,19 日 18 时至 20 日 03 时是降雪回波加强与维持阶段,最大反射率因子达 45 dBz 以上,21:52—23:53 之间有 55 dBz 以上甚至 60 dBz 强回波存在。一般降雪的回波强度在 40 dBz 以下,降雪回波达到这种强度非常罕见,很容易被误认为是对流性降雪回波。查询闪电定位资料表明,当日没有闪电出现,地面测站亦没有“闻雷”,即当天没有雷暴。23:05 由雷达中心沿  $225^{\circ}$  方向反射率因子剖面(图 4a)显示,回波顶在 4 km 以下(相对于地面高度也大致在 5.5 km 之下),强度在 45~50 dBz 的强回波位于相对于雷达高度 0.6~1.2 km 之间(相对于地面高度也大致在 2.0~2.6 km 之间)。22:10 时次  $4.3^{\circ}$  仰角反射率因子图上(图 4b),在 2.0~2.6 km 高度之间存在 45~55 dBz 强回波。17:00 和 20:00 地面观测为层云,降雪是纯降雪而非雨夹雪或降雨。由南昌探空对数压力图分析可知,19 日 08 时(图 4c)400 hPa 以下为饱和层,说明云层深厚。850~925 hPa 有逆温层存在,但整层温度都在  $0^{\circ}\text{C}$  以下,此时降水性质应为雪。20 时(图 4d)925~760 hPa 之间逆温层更为明显,且出现了温度大于  $0^{\circ}\text{C}$  的暖云层,760 和 831 hPa 的气温分别为  $2^{\circ}\text{C}$  和  $1^{\circ}\text{C}$ ,暖云层厚度达 1.1 km。因为有  $0^{\circ}\text{C}$  以上的暖层,雪花下降经过暖层时表面融化,使雪花外裹了一层过冷液态水,俗称湿雪,其后向散射能力与同直径大小的液态大水滴相当,因而使反射率因子突然增大。强反射率因子在 21:40—23:53 时段呈现出零度层亮带的特征,零度层亮带一方面是回波异常增强的原因之一,同时也说明有液态水的存在。因为液态水的密度远大于雪花密度,其下落末速度较雪花大,这可解释反射率因子异常增大的同时降雪强度显著增大。综上,强反射率因子不是由雷暴内的冰雹粒子造成,也不是由大水滴造成,而是

大雪花经过  $0^{\circ}\text{C}$  以上的暖云层时表面融化,产生类似于大水滴的等效效果。

## 3 雷达产品分析

### 3.1 暴雪形成阶段雷达资料特征

南昌多普勒雷达产品显示,19 日 14:14 表现为零散且较弱的降水(图 5a),自西南向东北方向移动;16:40 回波发展成片(图 5b),范围较大,强度有所加强,反射率因子一般在 15~30 dBz 之间,回波顶高一般在 3~4 km 左右。对应的平均径向速度图上(图 5c 和 5d),低层零速度线呈“S”型,风向随高度顺转,由北风逐渐顺转为西南风,具有暖平流特征,风速随高度先增后减。1.6~1.8 km 之上转为一致的西南风,且风速随高度增大。3.4 km 左右高度存在明显的急流,最大径向速度在  $20\sim 23\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  之间。

### 3.2 暴雪加强和维持阶段雷达资料特征

由九江多普勒天气雷达产品可知,降水回波在 19 日 18 时前后明显加强,次日 3 时前后明显减弱。其中 20 时至次日 01 时一直存在 45 dBz 以上的强回波区,个别时次还出现 55 dBz 以上强回波。九江市降水量最大的武宁县,从 19 日 21 时至 23 时最大反射率因子基本维持在 45 dBz 以上。30 dBz 以上的回波呈东西带状分布,东西长约 260 km,南北宽度约 80 km(图 6a),22:00—23:00 回波到达最强,最大反射率因子在 50~55 dBz 之间(图 6b 和 6c),但回波顶高变化不大,基本维持在 5~6 km(图 6d)。

九江雷达平均径向速度产品显示,1.4~1.8 km 高度之间零速度线呈“S”型结构,暖平流场结构,偏东风随高度顺转为西南风,风速随高度先增后减(雷达海拔高度 1370 m,因此 1.4 km 以下没有资料)。1.8 km 以上高度为一致的西南风,径向速度等值线近乎平行,因此方向不变,风速随高度呈线性增大(图 6e 和 6f)。20:03 在 4.5~6.6 km 高度之间出现速度模糊,最大径向速度在  $30\sim 34\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  之间,中下层存在非常强的西南急流(图 6e)。23:05 在 3.5~7.5 km 高度之间出现速度模糊,最大径向速度在  $35\sim 39\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  之间,中、高层存在非常强的西南急流(图 6f)。两个时次相比,急流强度

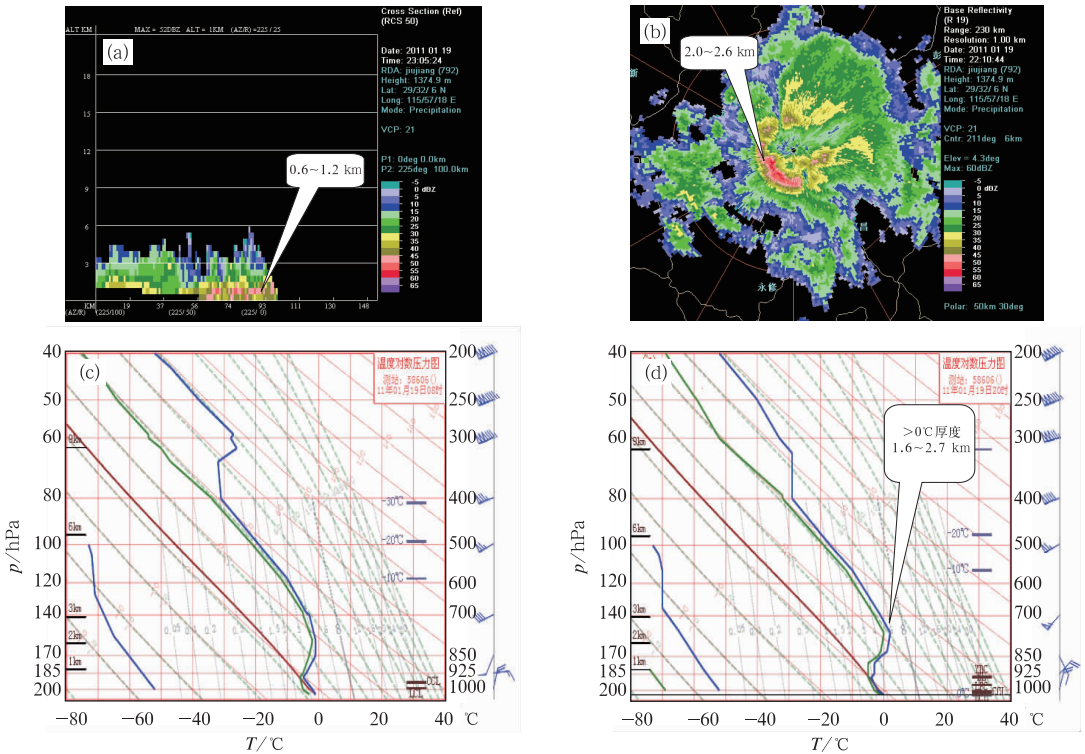


图 4 2011 年 1 月 19 日 23:05(a)九江雷达反射率因子剖面图和 22:10(b)4.3°仰角雷达反射率因子图,08:00(c)和 20:00(d)南昌探空图

Fig. 4 Reflectivity cross section (RCS) at 23:05 BT (a) and base reflectivity for 4.3° elevation at 22:10 BT (b) at Jiujiang on 19 January 2011, and Nanchang sounding chart at 08:00 BT (c) and at 20:00 BT (d) on 19 January 2011

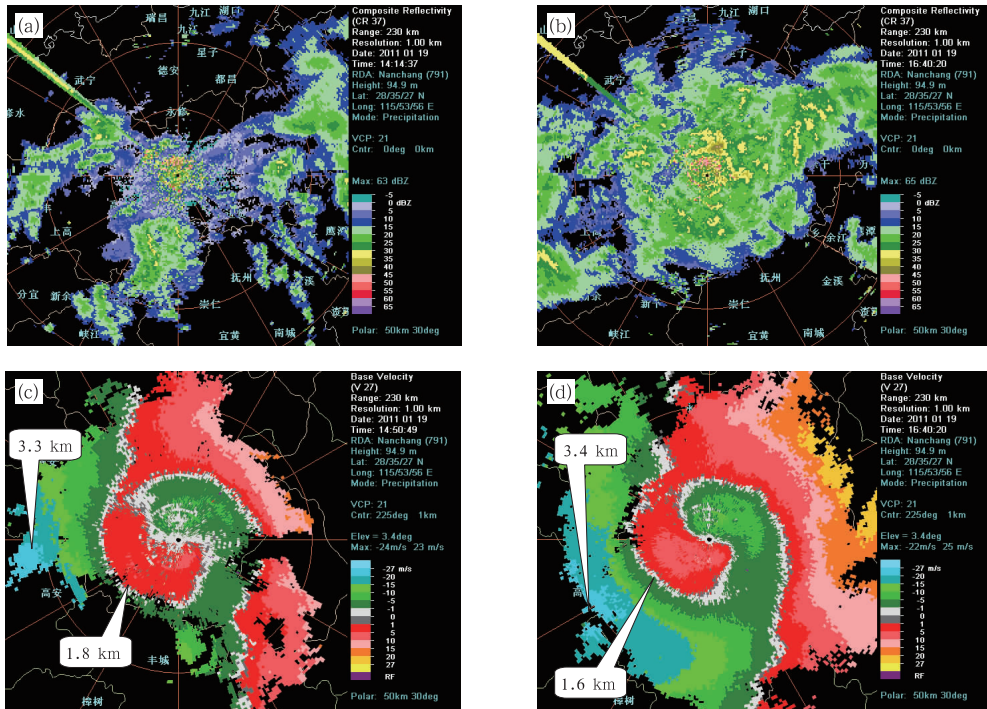


图 5 2011 年 1 月 19 日 14:14(a)和 16:40(b)南昌多普勒雷达组合反射率因子、14:50(c)和 16:40(d)3.4°仰角平均径向速度图(V27)

Fig. 5 Composite reflectivity (CR) at 14:14 BT (a) and 16:40 BT (b), mean radial velocity (V27) at 14:50 BT (c) and 16:40 BT (d) at 3.4° elevation from Nanchang radar, on 19 January 2011

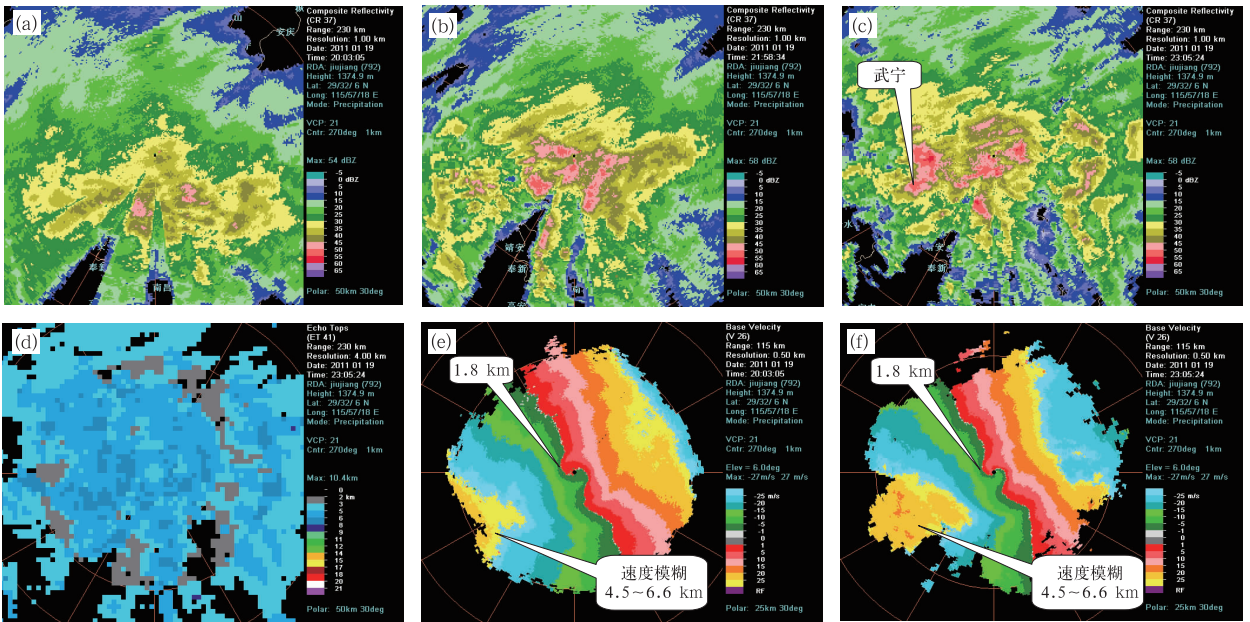


图 6 2011 年 1 月 19 日 20:03(a)、21:58(b)和 23:05(c)九江雷达组合反射率因子、23:05(d) 回波顶高、20:03(e)和 23:05 (f) 6.0°仰角平均径向速度产品(V26)  
 Fig. 6 Composite reflectivity at 20:03 BT (a), 21:58 BT (b) and 23:05 BT (c), echo tops at 23:05 BT (d), mean radial velocity (V26) at 20:03 BT (e) and 23:05 BT (f), at 6.0° elevation from Jiujiang radar on 19 January 2011

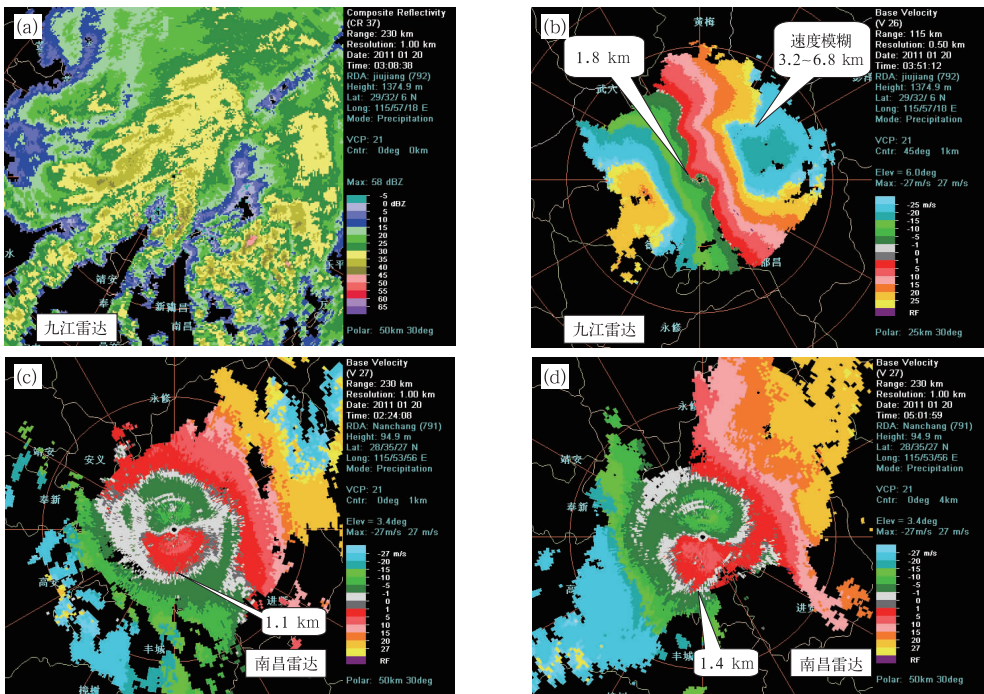


图 7 2011 年 1 月 20 日 03:08(a)九江雷达组合反射率因子和 03:51(b)6.0°仰角平均径向速度产品,02:24(c)和 05:01(d)南昌雷达 3.4°仰角平均径向速度产品  
 Fig. 7 Composite reflectivity at 03:08 BT (a) and mean radial velocity (V26) at 03:51 BT (b) at 6.0° elevation from Jiujiang radar, mean radial velocity (V27) at 02:24 BT (c) and 05:01 BT (d) at 3.4° elevation from Nanchang radar, on 20 January 2011

明显增强,急流高度也明显降低。

19日20时与08时南昌探空700 hPa风速相比明显增加,08时约 $15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,20时达到 $22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,下游探空站安庆20时700 hPa风速为 $14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,说明南昌与安庆之间存在明显的风速辐合。南昌雷达VWP产品显示,700 hPa高度的风速在14:30左右增加到 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,15:30左右增加到 $22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,之后基本维持在 $22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。九江雷达反射率因子产品显示,大约18:00左右回波明显发展,最大反射率因子达到45 dBz以上,也就是说700 hPa高度风速增大到 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 约3个半小时后回波发展并维持,强降雪持续到次日02时。

分析19日08时物理量可知,强降雪区域上空700 hPa及以上存在正涡度平流,850和700 hPa高度散度场为负值区,存在辐合上升运动,利于降水产生。20时NCEP资料 $v-w$ 风矢剖面显示,九江地区上空800~500 hPa高度存在上升运动,700~500 hPa上升运动更为明显(图2e)。降雪加强和维持阶段,雷达反射率因子出现近似平行于中层急流的短带强回波(图6b和6c),雷达回波局部加强,主要原因是:逆温层之上大气近乎饱和,层结近乎于湿绝热层结(图4c和4d),即大气在逆温层之上是湿中性的,在正涡度平流和暖平流的强迫下,导致较强的上升运动(图2e),从而导致局部回波加强而产生较强的降雪。同时凝结潜热释放对降水也有正反馈作用,加强局部上升运动。

### 3.3 暴雪减弱阶段雷达资料特征

九江雷达反射率因子产品显示,降水回波在20日03时前后开始减弱,回波形态较为松散(图7a),10时前后降水结束。03:00—08:00之间降水回波强度虽然减弱,但范围仍然较大。08:00—10:00之间,降水回波呈零星状态分布。减弱消散阶段回波顶高维持在4~5 km高度。20日03:51九江雷达 $6.0^\circ$ 仰角V26径向速度产品显示(图7b),1.8 km以上为一致的西南风,风速先增后减,3.2~6.8 km高度之间出现速度模糊,最大径向速度在 $35\sim 39\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间,最大径向速度值及所在高度与回波较强阶段几乎没有变化。

从南昌雷达 $3.4^\circ$ 仰角平均径向速度产品可以看出,02:24时次1.1 km以下为一致的北风,风速随高度先增后减(图7c)。05:01时次1.4 km以下零速度线呈反“S”型结构(图7d),属冷平流流场结

构,偏北风随高度转为西北风再转为西南风,风速随高度先增后减。回波减弱阶段,低层流场结构转为反“S”型结构。

3个阶段低层(1.6 km以下)风场结构特征:形成阶段与发展维持阶段低层风场结构相似,零速度线呈“S”型结构,属暖平流流场结构;减弱消散阶段流场结构与前2个阶段存在明显差异,减弱之前,低层先转为一致的北风,然后零速度线转为反“S”型结构,即冷平流流场结构。

3个阶段中下层(1.6 km以上)风场结构特征:表现为一致的西南风,风速随高度增加;风速大小差异明显,形成阶段风速明显小于发展维持和减弱阶段;发展维持阶段和减弱阶段急流中心明显降低。

刘黎平等(2003)和俞小鼎等(2006)研究指出多普勒速度场变化先于强度场的变化。中下层风速加强,急流中心降低,预示降雪回波将要发展。低层暖平流结构消失,转为一致的北风,预示降雪回波将要减弱。

## 4 小 结

(1) 南支槽前强盛的西南暖湿气流沿低层东北冷回流在长江流域形成的冷垫上爬升是暴雪产生的动力机制;强降雪期间高低空急流的耦合作用及次级环流的形成,“抽吸”作用明显,高层辐散,中低层气流辐合上升运动加强;上下各层流场之间的风向切变和风速切变使得上升气流倾斜,有利于强化大气的抬升运动;密集锋区的稳定加强及切变线形成,利于暖湿气流沿“冷空气垫”爬升辐合,为暴雪提供了热力及水汽条件。

(2) 雷达反射率因子异常的原因主要表现在两个方面。一是类似于 $0^\circ\text{C}$ 层亮带产生的异常现象:冰晶下降经过暖层时表面融化,使冰晶外裹了一层过冷液态水,形成湿雪,同时湿雪下降过程中在高湿环境下容易产生碰粘增长,其后向散射能力与同直径大小的液态大水滴相当,从而导致了反射率因子异常增强,而无强对流天气产生。二是在正涡度平流和暖平流共同作用下产生区域性强的上升运动,同时潜热释放的反馈机制,可导致局部回波加强而产生强降雪。

(3) 中下层风速加强,急流中心降低,预示降雪回波将要发展;低层暖平流结构消失,先转为一致的北风,再转为冷平流流场结构,预示降雪回波将要减



弱。降水回波 3 个阶段中低层流场结构有明显差异:形成阶段与发展维持阶段低层风场结构相似,零速度线呈“S”型结构,属暖平流流场结构;减弱消散阶段流场结构与前两个阶段存在明显差异,减弱之前,低层先转为一致的北风,然后零速度线转为反“S”型结构,即冷平流流场结构。中下层流场结构基本相似:表现为一致的西南气流,风速随高度增加。中下层风速在 3 个阶段存在明显差异:形成阶段风速明显小于发展维持和减弱阶段,发展维持阶段和减弱阶段急流中心明显降低。

## 参考文献

- 崔宜少,张丰启,李建华,等. 2008. 2005 年山东半岛连续三次冷流暴雪过程的分析. *气象科学*, 28(4):395-401.
- 刁秀广,孙殿光,符长静,等. 2011. 山东半岛冷流暴雪雷达回波特征. *气象*, 37(6):677-686.
- 高松影,李慧琳,孙连强. 2006. 一次突发性中尺度暴雪天气过程分析. *气象与环境学报*, 22(5):32-35.
- 蒋义芳,吴海英,王卫芳,等. 2010. 暴雪过程中多普勒雷达速度产品分析. *气象科学*, 30(4):542-547.
- 景丽,陆汉城. 2002. 大气中对称不稳定机制的动力学分析及暴雨的分析与预报. *气象*, 28(6):23-27.
- 刘黎平,张沛源,梁海河,等. 2003. 双多普勒雷达风场反演误差和质量控制. *应用气象学报*, 14(1):17-29.
- 刘宁微. 2006. “2003.3”辽宁暴雪及其中尺度系统发展和演变. *南京气象学院学报*, 29(1):129-135.
- 盛春岩,杨晓霞. 2002. 一次罕见的山东暴雪天气的对称不稳定分析. *气象*, 28(3):33-37.
- 宋清芝,孙景兰,吕晓娜. 2011. 河南省一次暴雪伴雷电天气的形成机理. *气象*, 37(5):583-589.
- 王东勇,刘勇,周昆. 2006. 2004 年末黄淮暴雪的特点分析和数值模拟. *气象*, 32(1):30-35.
- 汪高明,徐双柱. 2005. 对 2003—2005 年荆门市 4 次暴雪天气过程的诊断分析. *湖北气象*, 24(4):13-15.
- 王丽荣,汤达章,胡志群,等. 2006. 多普勒雷达的速度图像特征及其在一次降雪过程中的应用. *应用气象学报*, 17(4):452-458.
- 王建中,丁一汇. 1995. 一次华北强降雪过程的湿对称不稳定研究. *气象学报*, 53(4):457.
- 王建中,丁一汇. 1996. 一次华北强降雪过程的湿对称不稳定研究. *中尺度天气和动力研究*. 北京:气象出版社,153-163.
- 吴海英,曾明剑,蒋义芳,等. 2007. 多普勒天气雷达资料在一次雨雪天气过程中的应用分析. *气象科学*, 27(2):208-213.
- 徐双柱,王平,高琦. 2011. 武汉市冬季大雪分析预报. *气象科学*, 31(1):67-72.
- 杨成芳,李泽椿,周兵,等. 2007. 渤海南部沿海冷流暴雪的中尺度特征. *南京气象学院学报*, 30(6):857-865.
- 姚蓉,叶成志,田莹,等. 2012. 2011 年初湖南暴雪过程的成因和数值模拟分析. *气象*, 38(7):848-857.
- 尹东屏,张备,刘梅,等. 2009. 2006 年江苏两次降雪天气过程分析. *气象科学*, 29(3):398-402.
- 俞小鼎,姚秀萍,熊延南,等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京:气象出版社,314.
- 张守保,张迎新,王福侠,等. 2008. 华北回流天气多普勒雷达径向速度分布特征. *气象*, 34(2):33-37.
- 张勇,寿绍文,王咏青,等. 2008. 山东半岛一次强降雪过程的中尺度特征. *南京气象学院学报*, 31(1):51-60.
- 赵桂香,程麟生,李新生. 2007. “04.12”华北大到暴雪过程切变线的动力诊断. *高原气象*, 26(3):615-623.
- 郑婧,许爱华,刘波,等. 2010. 江西大雪天气的时空变化及其影响系统分析. *气象*, 36(4):30-36.
- 周雪松,谈哲敏. 2008. 华北回流暴雪发展机理个例研究. *气象*, 34(1):18-26.
- Bennetts D A, Hoskins B J. 1979. Conditional symmetric instability—A possible explanation for frontal rainbands. *Quart J Royal Meteor Soc*, 105(11):945-962.