

周芳,王晓东,毛连海.一次高空急流背景下江西暴雪过程分析[J].沙漠与绿洲气象,2021,15(1):36-45.

doi: 10.12057/j.issn.1002-0799.2021.01.005

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



一次高空急流背景下江西暴雪过程分析

周芳¹,王晓东²,毛连海¹

(1.江西省气象台,江西 南昌 330096;2.江西省气象信息中心,江西 南昌 330096)

摘要:利用常规观测、人工降雪加密观测资料以及 GFS $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 再分析资料,基于配料法(Ingredients-based Methodology, IM),对2018年12月30日江西北部暴雪过程及降雪强度变化进行了分析。结果表明:高空槽、中低层切变线和高空急流、低空西南和东南急流及地面冷高压共同造成了暴雪过程,暴雪发生在200 hPa急流轴以南,500 hPa高空槽以东,700 hPa急流轴以北。降雪强度变化主要与高、低空急流有关:高空急流通过正涡度平流与低空急流产生作用,并通过次级环流加强上升运动,从而影响降雪强度变化。4个构成要素造成暴雪:切变线上辐合及高、低空急流的耦合造成强烈的上升运动,西南急流输送充足的水汽,适宜的温度层结及较高的降雪效率。积雪深度与降雪效率、下垫面温度密切相关。500 hPa相对湿度和温度可以作为精细化预报降雪量、积雪深度的指标。

关键词:暴雪;配料法;急流;降雪效率;积雪深度

中图分类号:P458.121.1

文献标识码:A

文章编号:1002-0799(2021)01-0036-10

暴雪是冬半年重要的灾害天气之一,常与冰冻相伴出现,给交通、电力、通信、工农业生产和人民生活造成严重影响。许多学者对低层切变线^[1-9]、低空急流^[10-12]、地面锋面^[13-15]等天气系统及其对大雪的作用进行了分析;也在不稳定机制^[4,15-16]、温度结构^[6,7,17]、相态转换^[7,17-19]、地形影响(尤其是大型湖泊对强降雪的影响)^[20-21]、雷达^[22-23]回波特征、卫星遥感特征等^[24-26]方面开展研究,这些研究更多关注对流层中低层的天气系统。2008年南方低温雨雪冰冻极端天气事件后,越来越多的学者注意到对流层高层的天气系统及其对冬季天气的影响。Liao等^[27]、Xue等^[28]分析了东亚副热带高空急流和极锋急流之间位置和强度共同变化的特征,认为^[28]这种共同变化的可能

机制是异常偏弱的东亚大槽和中亚高压脊、持续的非绝热加热、水平热量输送以及异常偏暖的海温。近年来,一些研究重视了暴雪过程中高空急流的作用,研究表明,不同高度的急流可以共同造成暴雪,且低空急流是在高空急流的耦合作用下形成的^[29],高空急流通过动量及正涡度平流与低空急流^[30]或者地面锋面^[32]产生耦合,并通过次级环流加强上升运动,强降雪的落区与高低空急流轴的位置和急流的强度密切相关^[12,31],但这些研究多集中在中国北方,南方暴雪过程中是否有高空急流的作用,其机制是什么值得研究。

另外,尽管机制机理的分析提高了暴雪预报的准确率,但是降雪何时开始、何时最强、降雪量多大、积雪多深仍是预报难点,降雪强度变化受哪些因素影响,如何进行降雪的精细化预报仍是研究重点。Wetzel等^[33]应用Doswell等^[34]提出的配料法的基本原理,制作了北半球中纬度地区的降雪配料法预报方法,在美国得到广泛使用。俞小鼎^[35]也提出基于配料法的预报方法也可以用于暴雪预报分析。在我国,配料法多应用于强对流和暴雨预报^[36],也有开始应用于暴雪成因的研究^[36]。但是应用配料法对暴雪强

收稿日期:2020-03-03;修回日期:2020-07-20

基金项目:中国气象局气象预报业务关键技术研发专项子项目(YBGJXM(2018)03-09)

作者简介:周芳(1987—),女,工程师,主要从事天气预报及研究工作。E-mail:315980443@qq.com

通信作者:毛连海(1967—),男,高级工程师,主要从事天气预报及研究工作。E-mail:3110865166@qq.com

度变化的研究还很少,尤其是应用于中国南方高、低空急流共同影响下的暴雪分析就更少,因此急需开展相关研究工作。

本文针对 2018 年末江西北部一次受高、低空急流影响且有一定预报误差的暴雪过程,利用常规观测资料、1 h 人工降雪加密观测资料以及 GFS $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 再分析资料,采用“配料法”对暴雪成因及强度变化进行分析,以期今后此类暴雪天气的精细化预报提供参考。

1 降雪特点及预报情况

2018 年 12 月 30 日江西出现了一次大范围降雪过程。此次过程范围广,强度强。30 日 02 时—31 日 02 时(图 1a),国家站 75 站出现降雪,61 站出现积雪(图 1b),赣西北 15 站出现暴雪到大暴雪,降雪量 10~20 mm,积雪深度超过 10 cm,最深 20 cm(九江市)。短时降雪强度大,暴雪在 6~12 h 内出现。暴雪区 30 日 02—08 时降雪量 2~5 mm,08—14 时降雪量 2~10 mm,02—14 时降雪量达 10~20 mm,积雪 6~15 cm。灾情较重。多地交通中断,农作物受灾,仅九江市就紧急转移安置人口 25 万余人,直接经济损失达 1.4 亿元。

此次过程预报时间早,落区准确,总体服务效果较好,但是数值预报和预报员的预报均对暴雪发生时间预报偏晚、强度预报偏小,预报赣西北在 29 日夜间有中雪,30 日有大雪,实况为 29 日夜间出现大雪,30 日白天出现暴雪。

2 环流形势和系统演变

26—27 日 500 hPa 亚欧高纬度地区为阻塞形

势,乌拉尔山到贝加尔湖以东的中西伯利亚地区为阻塞高压,鄂霍茨克海到巴尔喀什湖为一横槽,横槽南部的西风带内,新疆东部有短波槽东移,青藏高原东部有南支槽发展。28 日阻塞高压崩溃,横槽转竖,925 hPa 以下冷空气沿东路南下到达南岭以北,地面冷锋从江淮流域快速移至华南,冷空气垫形成。29 日 20 时,200 hPa 高空槽位于新疆北部到云南东部,高空急流为东北—西南向,从贵州北部到日本以东的洋面;500 hPa 低槽分别位于西北地区东部和青藏高原东部,南支槽前西南气流逐渐加强;700 hPa 低空西南急流已达湘东地区,暖湿气流沿着冷空气垫爬升,江西北部降雪开始并逐渐加强。30 日 08 时,200 hPa 高空槽东移,高空急流东移南压,500 hPa 南、北两支槽同位相叠加(110°E),700 hPa 切变线位于鄂东南,湘赣北部低空急流跃增到 $24 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (长沙),西南气流为暴雪过程提供了持续充足的水汽条件;850 hPa 江西处入海高压后部,东海到福建西部低空东南风急流建立,与东北、西南风交汇于江西西北部,由于冷暖空气长时间在切变线内交汇,降雪进入最强阶段,暴雪区位于 850 hPa 切变线附近。14 时高空槽和高空急流东北移,切变线和低空急流南压,中心风速减小,降雪开始减弱。20 时 500 hPa 转为西北气流后,降雪过程结束。高空槽、中低层切变线、高空急流、低空急流以及地面冷高压共同造成了此次暴雪过程。

3 基于配料法的暴雪成因分析

Wetzel 等^[39]提出形成降雪的构成要素为动力条件、水汽条件、温度层结条件和降雪效率,下面对此过程进行分析。

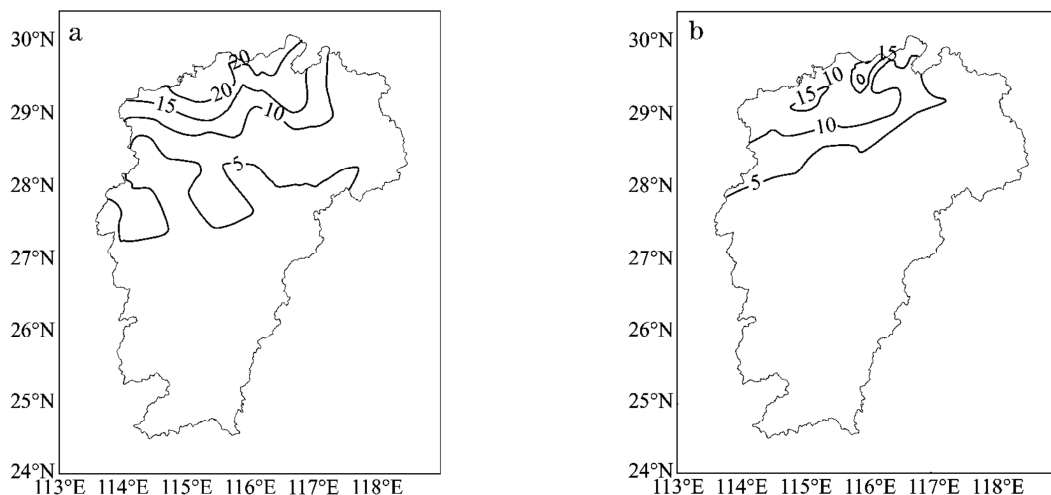


图 1 2018 年 12 月 30 日 02 时—31 日 02 时降雪量(a 实线,单位:mm)与积雪深度(b 实线,单位:cm)

3.1 动力抬升

相对强的上升运动是产生暴雪的必要条件之一,下面分析暴雪的抬升条件及降雪强度变化的因子。

3.1.1 水平散度

图2为暴雪区降雪最强阶段上空的散度垂直剖面图。由纬向垂直剖面图可见,30日08时(图2a),450~200 hPa为辐散,中心位于300 hPa,大小为 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,900~500 hPa附近为深厚的辐合,辐合中心位于700 hPa和900 hPa,大小为 $-9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,高层辐散叠加低层辐合,降雪加强;14时(图2b)暴雪区上空高空辐散减弱,中心大小为 $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,辐合中心上升至500~400 hPa,600 hPa附近开始出现辐散,且700~900 hPa辐合减弱,降雪开始减弱。从经向垂直剖面图可见,30日08—14时(图2c,2d),从 27°N 到 32°N 有一条随高度向北倾斜的辐合带,有利于暴雪区辐合运动的发生,辐合中心位于700~600 hPa,对应着低空切变线及急流出口区,辐合带上方为倾斜向北向上的辐散区,中心位于400~600 hPa,

对应着高空急流轴右侧的辐散区。低层切变线、高空急流、低空急流共同造成的高空辐散和低层辐合,为这次暴雪提供有利的动力条件。

3.1.2 高、低空急流耦合作用

Uccellini等^[38]研究表明,低空急流常与300~200 hPa上的高空急流相耦合发展,最容易耦合的区域是高空急流中心入口区右侧的下方和出口区的下方。黄安丽等^[39]证实了高低空急流耦合机制主要是由于高空急流周围的正涡度平流等为低空急流的形成提供了初始机制。此次过程高空急流一直存在,低空急流到30日02时才出现,并且在08—20时期间两者距离最近,低空急流强度最强,降雪强度也达到最强,说明此次过程中存在高、低空急流的耦合作用。本文参考文献^[39]的方法对此次过程进行分析。

图3为暴雪区上空涡度平流的垂直剖面图。30日02时(图3a),200 hPa高空急流南压至 31°N ,800~300 hPa为随高度增强的正涡度平流,中心位于400~500 hPa之间,大小为 $50 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$,700 hPa低空急流生成东移,中心位于长沙($22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),赣西北

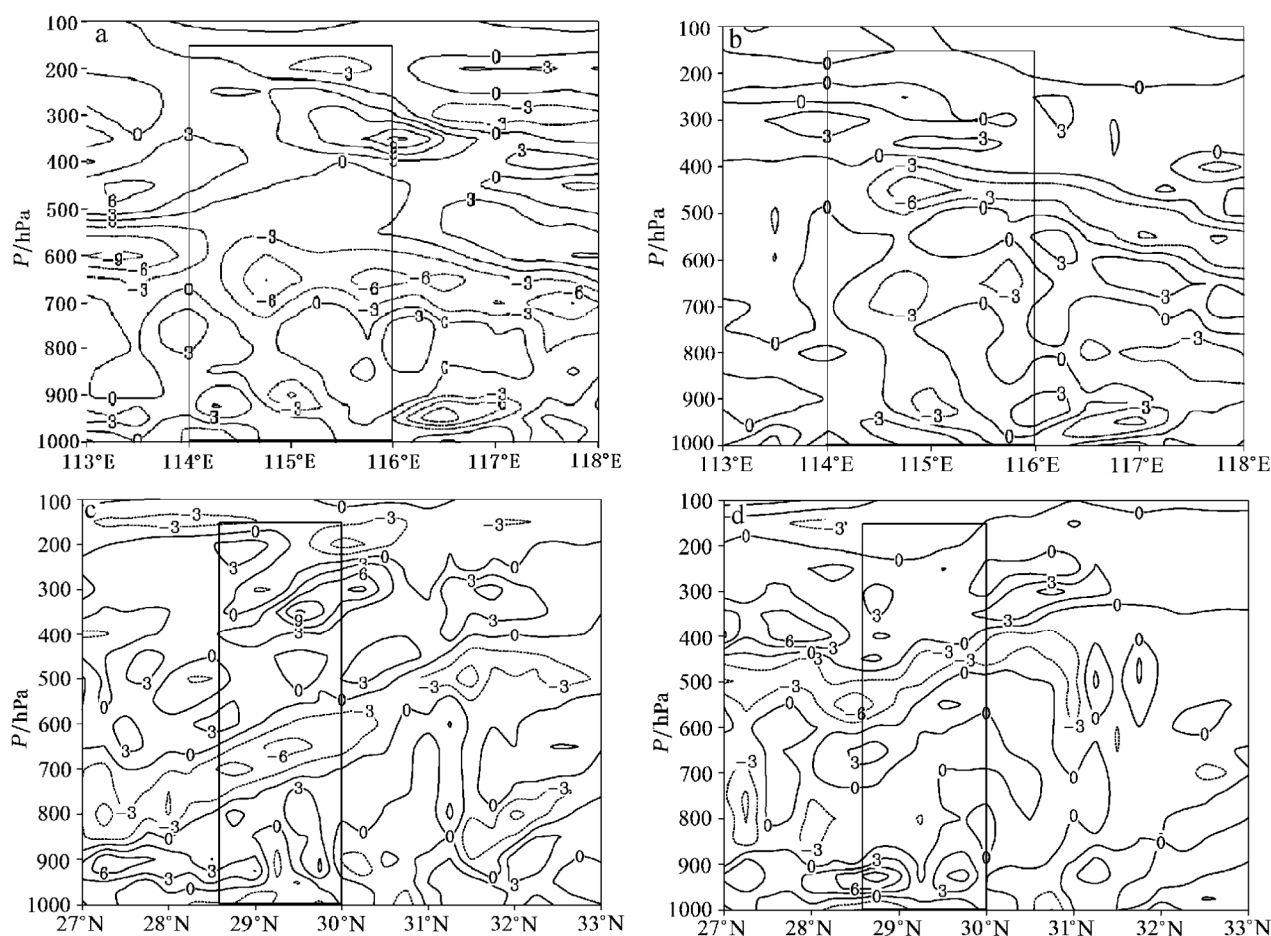


图2 2018年12月30日08时与14时散度经暴雪区沿 29.5°N 的纬向剖面(a,b)和沿 116°E (c,d)的经向剖面

位于低空急流出口区左侧和高空急流入口区右侧,降雪开始;30日08—14时高空急流继续加强东移,急流轴位于($30^{\circ}\text{N}, 116^{\circ}\text{E}$),高、低层正涡度平流各有一个中心(图3b,3c),其中350 hPa的中心值为 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$,低空西南急流继续加强东移(28°N),中心风速 $>24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,暴雪区位于低空急流左侧的强辐合区中,降雪达到最强时段;30日20时高空急流轴位于($31^{\circ}\text{N}, 116^{\circ}\text{E}$),低空急流东移至赣东北至浙西,降雪迅速减弱;31日02时(图4d)暴雪区上空变为负涡度平流,低空西南急流也减弱。

上述分析可见,高空急流入口区右侧的正涡度平流增强并随高度增大时,低层出现了低空急流,降雪开始,正涡度平流达到最强时,低空急流也发展到最强,降雪也达到最强。本次过程中高、低空急流具有耦合作用,降雪强度变化主要与高、低空急流有关。

3.1.3 垂直环流

由图4a和图4b可见,30日08时 24°N 以北气流向北向上运动,至 30°N 附近上升运动达到最大,而后随高空急流向北运动,在 36°N 附近下沉,再沿

800 hPa的偏北风向南流动,与上升运动构成闭合环流,在低空急流入口区北侧形成了一个尺度的垂直环流,这是高低空急流耦合产生的次级环流,与Uccellini等^[38]提出的第一类高、低空急流耦合模型一致。进一步详细分析暴雪区($28.5^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$)上空垂直环流的变化,29日20时仅800 hPa附近为弱上升运动,中心大小为 $-20 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,其他高度均为弱下沉运动;30日02时(图4c)附近800~500 hPa为上升运动,中心位于700~600 hPa,大小为 $-80 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,500 hPa以上为下沉运动,中心位于400 hPa,大小为 $40 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,降雪开始;08时300 hPa高度以下均为上升运动(图4d),中心位于500 hPa附近,大小为 $-60 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 31°N 处为强下沉运动,与高空偏南气流、低空偏北气流和 30°N 附近的上升运动一起,构成暴雪区北侧的中尺度垂直反环流,降雪达到最强时段;14时上升运动继续向上扩展至200 hPa,但强度减弱,降雪开始减弱。由上分析可知,暴雪区上空多尺度的次级垂直环流的长时间维持,导致了暴雪的产生。

综上所述,降雪强度变化主要与高、低空急流有

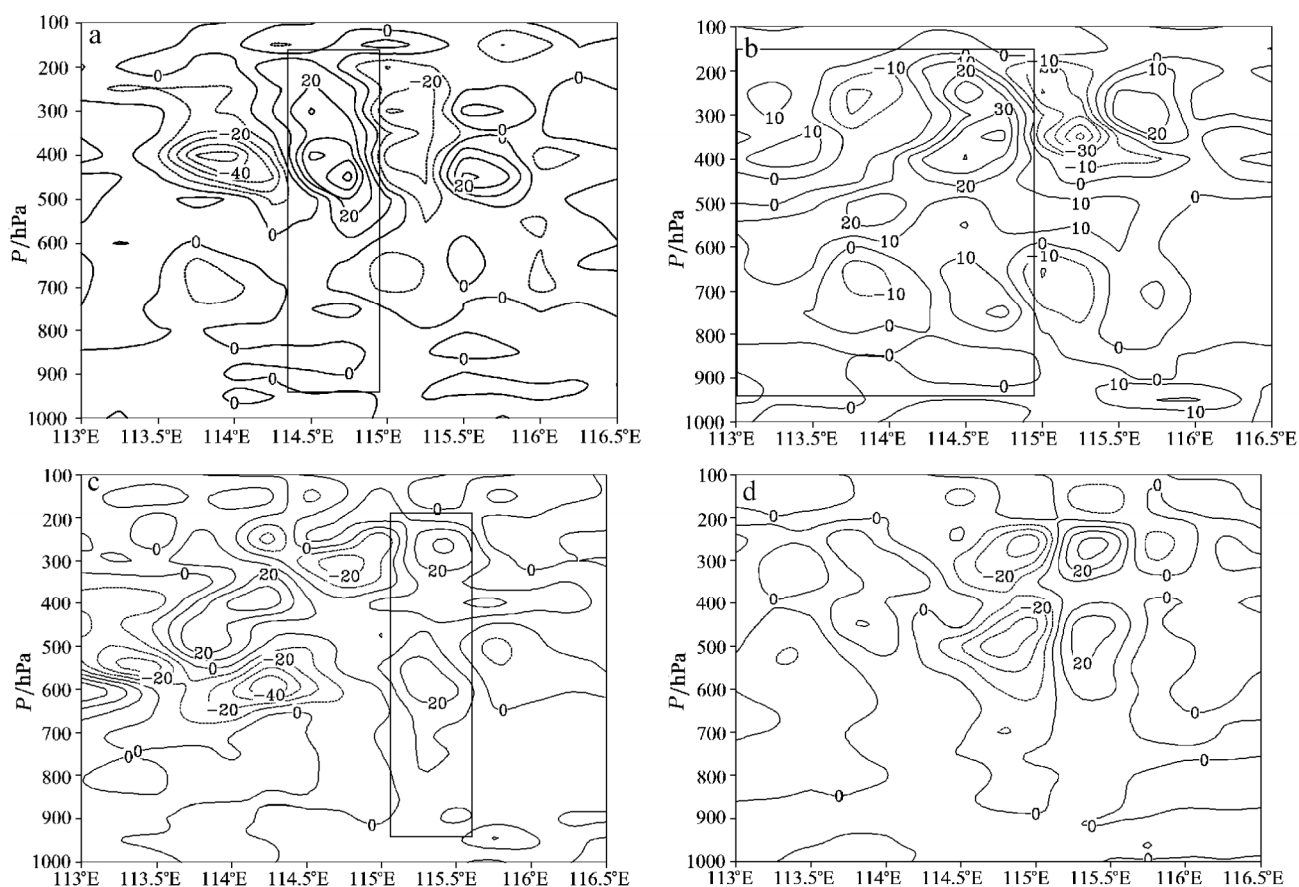


图3 30日经暴雪区沿 29.5°N 的涡度平流纬向剖面(等值线,单位: 10^{-5} s^{-2} ;实线方框为未来6 h暴雪区)

(a为30日02时;b为30日08时;c为30日14时;d为31日02时)

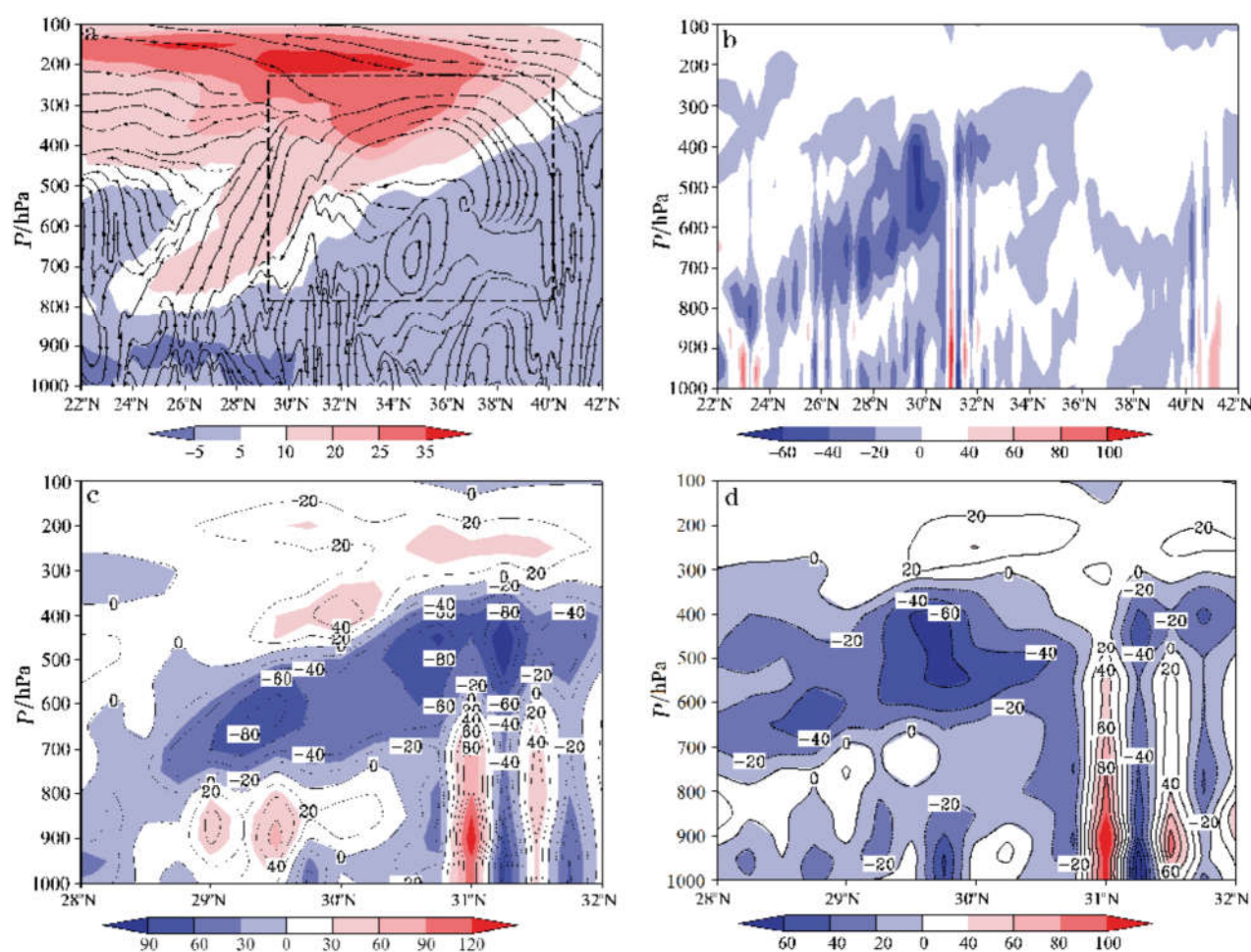


图4 30日08时经暴雪区沿116°E的流线(a)和经向风(阴影,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)的经向垂直剖面(a)与垂直速度剖面(b为08时;c为02时;d为08时)(单位: $10^{-3}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)

关:高空急流通过正涡度平流与低空急流产生作用,并通过形成的次级环流加强上升运动,从而影响降雪强度。

3.2 水汽条件

暴雪的发生需要充足的水汽条件。此次暴雪过程的水汽主要来自南海和孟加拉湾,由750 hPa以上的西南急流向北输送到江南北部地区,强低空西南急流也在该地区上方产生强的水汽辐合中心(图5),为本次赣西北暴雪提供了有利的水汽条件。29日20时(图5a)急流出现前,24°N以北900 hPa以上为比湿 $>4\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 、相对湿度 $\geq 90\%$ 的较深厚湿区自南向北向上倾斜,900 hPa以下为比湿 $<3\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 、相对湿度 $<60\%$ 的干区向南楔入,说明有暖湿气流在干冷空气垫上向北爬升;水汽通量还较小, $<7\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,不存在明显水汽辐合。30日02时(图5c)西南低空急流建立后,暴雪区上空水汽通量增加,水汽通量中心大于 $8\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,并在700 hPa和850 hPa切变附近形成水汽辐合中心,中心最大水汽通量散度

为 $-1.5\times 10^{-4}\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$,降雪开始加强。08时,低空急流通过江西,并存在明显的风速辐合,水汽通量(图5d)迅速增大,最大超过 $10\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,比湿中心达到了 $5\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$,水汽通量辐合大大加强,1000 hPa到300 hPa水汽达到饱和和降雪明显加强。14时水汽通量继续增加,最大达 $11\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,水汽辐合维持,08—14时降雪达到了最强时段,水汽通量中心、水汽辐合中心及深厚饱和层与暴雪区相对应。20时暴雪区上空水汽通量减小,水汽通量散度转为正值,降雪逐渐减弱并停止。

3.3 降雪效率

降雪效率虽不是强降雪的必要条件,但在降雪效率高的情况下,降雪量会更大,降雪效率和云中温度有很密切的关系。Jiusto等^[40]研究表明,六角形的树枝状冰晶是降雪的主要形式,最大的降雪量发生在有利于树枝状冰晶增长的环境条件下,其主要发生在 $-15\sim -13\text{℃}$ 的过饱和环境中。29日14时500 hPa赣西北温度降至 -14℃ 以下,但相对湿度

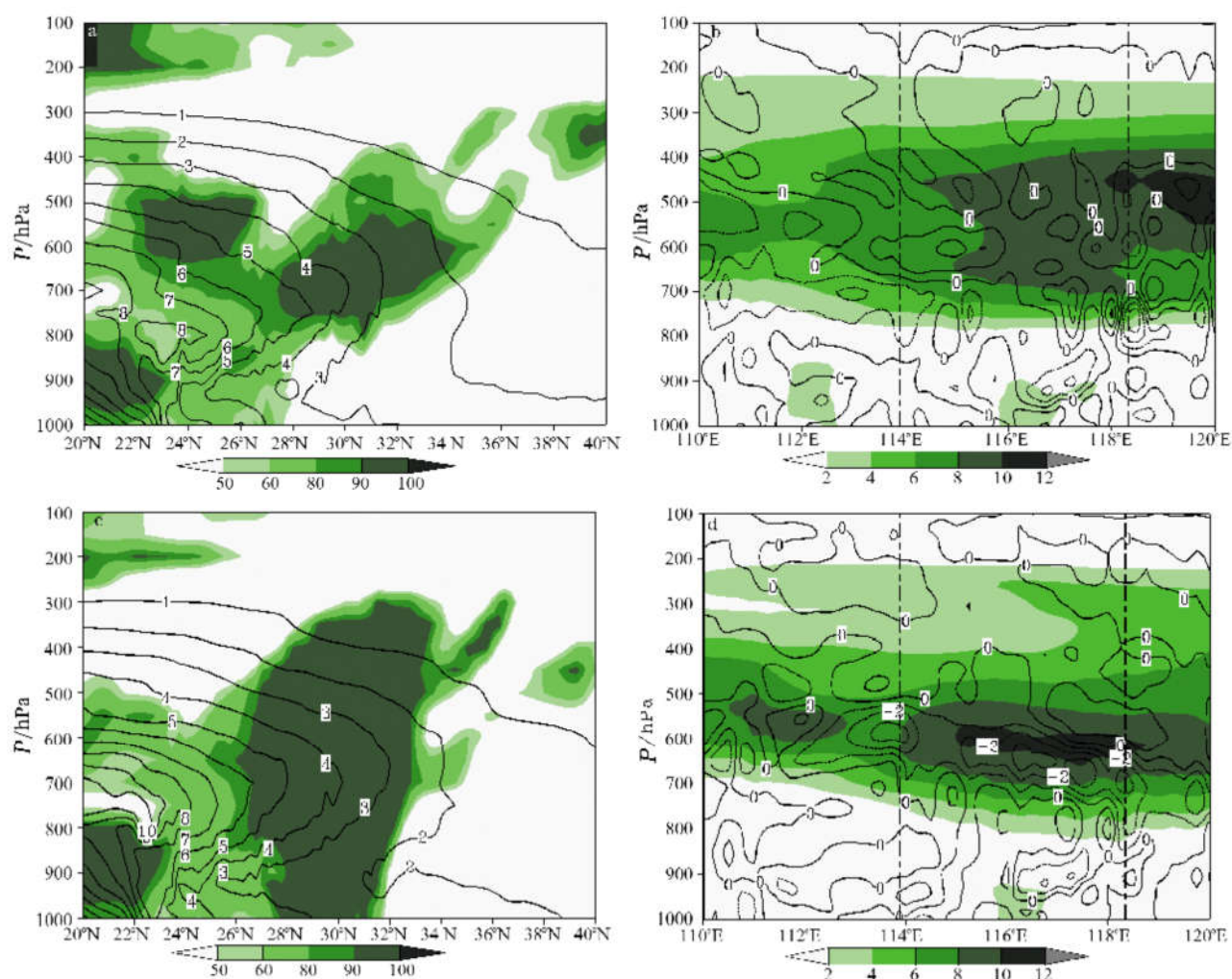


图5 经暴雪区(虚线框所示)沿 116°E 的相对湿度(阴影,单位:%)和比湿(等值线,单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)的经向垂直剖面(a,b)以及沿 29.75°N 水汽通量(阴影,单位: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)和水汽通量散度(等值线,单位: $10^{-4}\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)的纬向垂直剖面(c,d)
(a为29日20时;b为30日08时;c为30日02时;d为30日08时)

仍 $<80\%$,冰晶还未增长;20时相对湿度增加到 80% 以上,冰晶开始增长,空中开始产生降雪;30日02—08时(图6a,6b)赣西北气温降至 -15°C 以下,相对湿度为 90% ,达到最有利于冰晶增长的温度和水汽条件,降雪开始加强,02—08时九江(暴雪中心)普遍降雪量(图6c)达 $4\sim7\text{mm}$,积雪深度(图6e) $>2\text{cm}$,最大 5cm ,08—14时降雪达最强时段,雪量(图6d) $5\sim10\text{mm}$,新增积雪 $4\sim8\text{cm}$ (图6f);20时高空干冷空气南下,暴雪区上空温度降至 -16°C ,但相对湿度降至 80% 以下,降雪逐渐停止。

在此次过程中,500 hPa气温降至 -13°C 且相对湿度 $\geq 90\%$ 持续6 h的地区降雪量可达 2mm ,积雪深度 $>2\text{cm}$;若500 hPa气温降至 -14°C 且相对湿度 $\geq 90\%$ 持续12 h的地区降雪量 $>6\text{mm}$,积雪可达 $5\sim10\text{cm}$ 。在有利天气系统配置条件下,500 hPa的

温度和相对湿度的定量分析可以为精细化预报降雪量、积雪深度提供参考。

3.4 降水相态和温度层结

降雪形成的微物理过程为温度降低时,过冷水滴转换为冰晶,重力降落后,若低层温度够低,下落到近地面不融化,则产生降雪及积雪。除了充足的水汽、饱和的空气、强烈的上升运动,适当的温度层结也是产生降雪的重要因素。许爱华等^[9]、郑婧等^[10]在对江西的大雪天气进行总结研究时指出,江西的降雪温度层结的标准为:925 hPa以上 $<0^{\circ}\text{C}$,925 hPa $<-2^{\circ}\text{C}$,地面 $2\text{m}<3^{\circ}\text{C}$,且在925 hPa以上有逆温层。

由于地面冷空气先行南下,降雪发生前,江西北部1000 hPa以上大气温度均降至 0°C 以下,逆温层位于925~750 hPa,925 hPa -4°C 等温线压过南

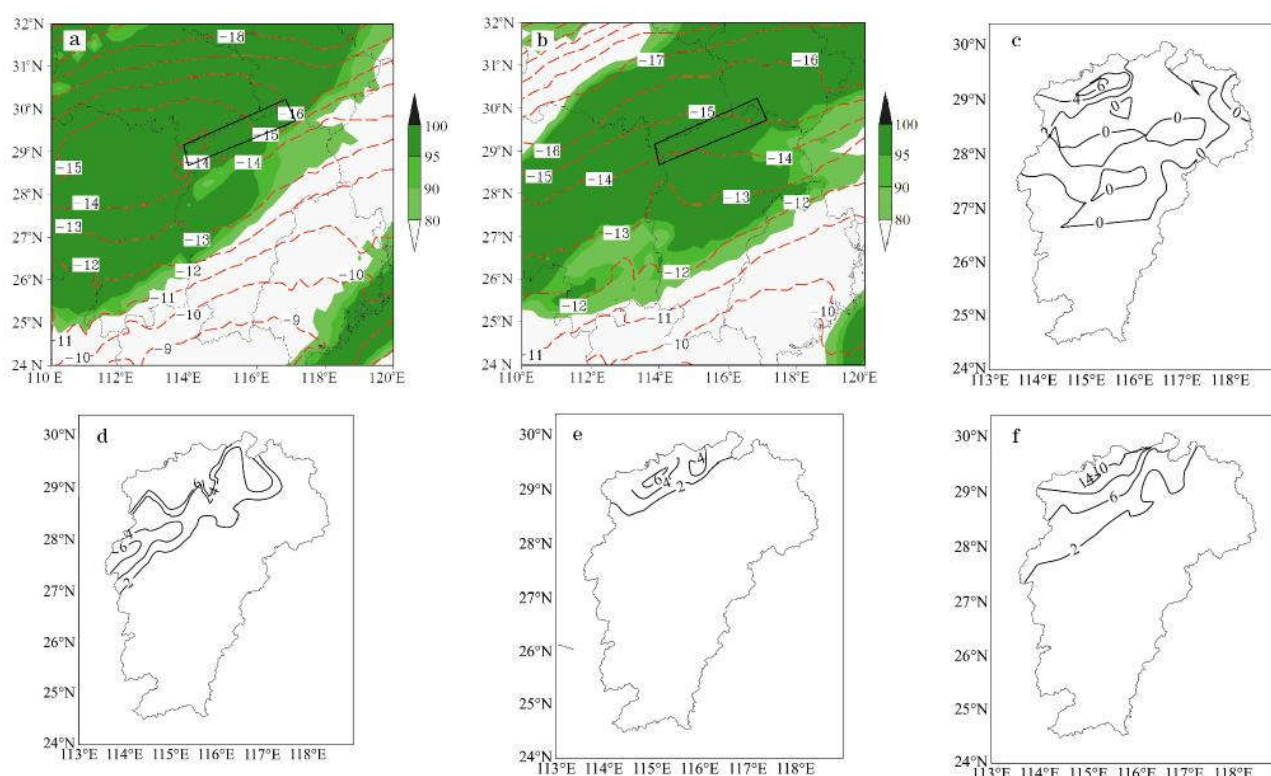


图6 30日500 hPa温度(等值线,单位:℃)、相对湿度(阴影区,单位:%,黑色实线框为暴雪区)
(a,b)和过去6 h降雪量(c,d)以及降雪开始以来最大雪深(e,f)
(a为02时;b为08时;c为08时;d为14时;e为08时;f为14时)

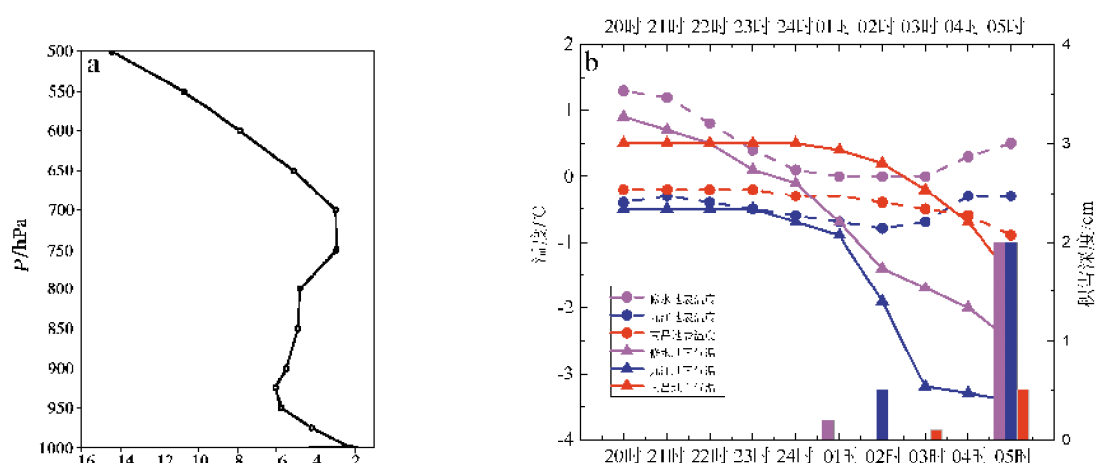


图7 2018年12月29日20:00(a)暴雪区温度剖面(单位:℃)与(b)不同地点地表气温(点线圆点,单位:℃)、地面气温(实线三角,单位:℃)和积雪深度(柱状,单位:cm)
(玫红色为修水,蓝色为九江,红色为南昌)

昌—郴州,地面也已降至 2°C 以下(图7a),江西北部满足降纯雪的温度层结条件,从29日夜间开始降雪。

与北方不同,南方积雪并不与降雪同时产生,这与下垫面的物理特性密切相关。修水县位于江西西北部九岭山区中,最早降雪,29日22时地面(2 m)

气温 0.8°C 、地表气温 0.5°C ,雪降下后即融化,直至30日00时地面气温、地表温度分别降至 -0.1°C 、 0°C ,地面才开始产生积雪;九江市位于长江沿岸,早在28日20时地表气温已经降至 -0.2°C ,23时地面气温也降至 -0.1°C ;因此30日03时降雪后就产生了积雪;南昌市位于鄱阳湖东南侧,30日03时地表气

温、地面气温降至 $-0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$,04时降雪即产生积雪。产生这种差异的原因是地面冷空气南下影响江西时,先从江汉平原到长江沿岸、再经过鄱阳湖入江口灌入鄱阳湖平原,或从鄱阳湖沿西北部河谷影响赣西北山区。以上分析表明,当地表温度和地面气温共同降至 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下时,地面出现积雪,这或许对今后预报服务工作有参考意义。

3.5 构成要素与降雪落区的关系

此次暴雪的物理量配置为:充足的水汽供应,700 hPa 比湿 $\geq 4\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 、700~500 hPa 的水汽通量 $>7\text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,700~600 hPa 的水汽辐合 $>-1.5\times 10^{-4}\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$;强烈的上升运动,400 hPa 以下有深厚的辐合层,辐合中心为 $-6\sim-9\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$;适宜的温度层结:大气整层气温 $<0\text{ }^{\circ}\text{C}$,925 hPa 气温 $<-2\text{ }^{\circ}\text{C}$;较强的降雪效率:500 hPa 气温 $<-15\text{ }^{\circ}\text{C}$,500 hPa 相对湿度 $>90\%$ 的持续时间超过6 h。从要素配置与暴雪落区图(图8)可知,强降雪主要分布在200 hPa 急流轴以南、500 hPa 高空槽以东、700 hPa 急流轴以北的强水汽辐合抬升区中,这与传统江西暴雪落区位于700 hPa 急流轴正下方不同,主要原因可能是此次过程高、低空急流耦合作用使得辐合上升运动区北移,强降雪区比以往更偏北。

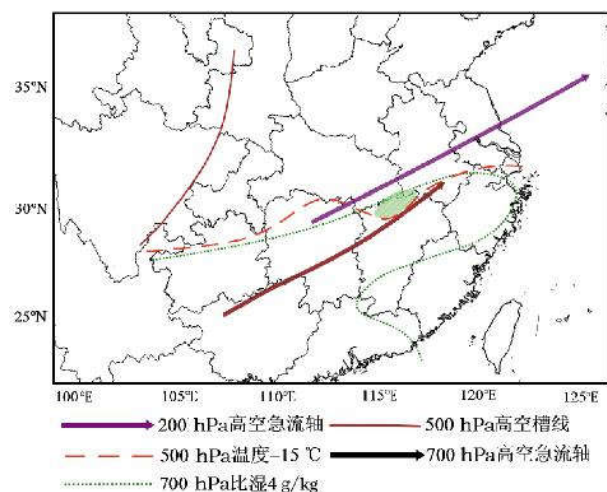


图8 此次暴雪过程天气形势、物理量配置及暴雪落区(绿色阴影)

4 结论与讨论

本文分析了一次高空急流影响下的南方暴雪过程,并通过配料法,从动力、水汽、降雪效率、温度层结和持续时间5个方面对最强降雪时段进行了分析,得到以下主要结论:

(1)高空槽、中低层切变线和高空急流、低空西南和东南急流及地面冷高压共同造成了暴雪过程;

暴雪落区位于:200 hPa 急流轴以南,500 hPa 高空槽以东,700 hPa 急流轴以北,850 hPa 切变线附近,与以往不同。

(2)降雪强度变化主要与高、低空急流有关:高空急流通过正涡度平流与低空急流产生作用,并通过形成的次级环流加强上升运动,从而影响降雪强度。

(3)赣西北暴雪由四个构成要素相叠加形成:低空西南急流输送了充足的水汽,700 hPa 比湿达到或超过 $4\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$;低层切变线上辐合以及高、低空急流之间的耦合作用造成强烈的上升运动,垂直运动中心超过 $8\times 10^{-2}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$;适宜的温度层结和较强的降雪效率(500 hPa 相对湿度 $>90\%$,气温 $<-15\text{ }^{\circ}\text{C}$)。

(4)积雪深度与降雪效率和下垫面温度密切相关:当降雪发生后,地面气温和地表气温均 $<0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时,地面可出现积雪。

(5)500 hPa 相对湿度和温度可以作为精细化预报降雪量和积雪深度的参考指标。

参考文献:

- [1] 肖贻青,肖湘卉,娄盼星,等.陕西省两次暴雪过程的对比分析[J].沙漠与绿洲气象,2020,14(2):2735.
- [2] 庄晓翠,李健丽,李博渊,等.天山北坡2次暴雪过程机理分析[J].沙漠与绿洲气象,2019,13(1):29-38.
- [3] 张俊兰,杨霞,李建刚,等.2015年12月新疆极端暴雪天气过程分析[J].沙漠与绿洲气象,2018,12(5):1-9.
- [4] 牟欢,闵月,洪月,等.2016年3月北疆一次暴雪天气过程诊断分析[J].沙漠与绿洲气象,2017,11(6):26-33.
- [5] 田秀霞,李娟,何丽华,等.2011年初冬华北南部回流暴雪诊断分析[J].暴雨灾害,2016,34(3):243-251.
- [6] 顾佳佳,武威.2014年2月4—7日河南暴雪过程的环流特征及其持续原因[J].暴雨灾害,2015,34(2):117-125.
- [7] 李如琦,牟欢,肉孜·阿基,等.2011年深秋北疆暴雪过程成因分析[J].沙漠与绿洲气象,2013,7(2):9-14.
- [8] 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.
- [9] 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.
- [10] 王慧清,付亚男,孟雪峰.内蒙古东北部地区一次极端降雪过程的水汽输送特征[J].干旱气象,2019,37(2):277-287.
- [11] 吴庆梅,杨波,王国荣.北京地区一次回流暴雪过程的锋区特征分析[J].高原气象,2014,33(2):539-547.
- [12] 马素艳,张超,史金丽.回流与倒槽作用引发的内蒙古自治区两次暴雪天气过程分析[J].气象与环境学报,2017,33(1):19-25.
- [13] 付亮,赵宇,杨成芳,等.影响东北的北上温带气旋暴雪

- 的统计特征[J].高原气象,2018,37(6):1705–1715.
- [14] Heo K Y, Ha K J. Snowstorm over the southwestern coast of the Korean Peninsula associated with the development of mesocyclone over the Yellow sea [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2008, 25 (5): 765–777.
- [15] 郑丽娜, 张子涵, 夏金鼎. 山东省“雷打雪”事件分型及其成因分析[J]. 气象, 2019, 45(8): 1075–1074.
- [16] 杜佳, 杨成芳, 戴翼, 等. 北京地区4月一次罕见暴雪的形成机制分析[J]. 气象, 2019, 45(10): 1363–1374.
- [17] 刘建勇, 顾思南, 徐迪峰. 南方两次降雪过程的降水相态模拟研究[J]. 高原气象, 2013, 32(1): 179–190.
- [18] 祝小梅, 白婷, 齐元元. 新疆北部降水相态的识别判据研究[J]. 沙漠与绿洲气象, 2019, 13(1): 7–12.
- [19] 阎琦, 崔锦, 杨青. 2018年辽宁两次雨转暴雪过程对比分析[J]. 干旱气象, 2019, 37(6): 944–953.
- [20] Campbell L S, Steenburgh W J. The OWLeS IOP2b lake-effect snowstorm: mechanisms contributing to the Tug Hill precipitation maximum [J]. *Monthly Weather Review*, 2017, 145(7): 2461–2478.
- [21] Veals P G, Steenburgh W J, Nakai S, et al. Intrastorm variability of the inland and orographic enhancement of a sea-effect snowstorm in the Hokuriku region of Japan [J]. *Monthly Weather Review*, 2020, 145(7): 2527–2548.
- [22] 张彩英. 基于风廓线雷达资料的暴雪天气过程分析[J]. 气象, 2016, 39(4): 80–85.
- [23] 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(1): 31–40.
- [24] 赵宇, 朱皓清, 蓝欣, 等. 基于 Cloudsat 资料的北上江淮气旋暴雪云系结构特征 [J]. 地球物理学报, 2018, 61(23): 4789–4804.
- [25] 熊秋芬, 张玉婷, 姜晓飞, 等. 锢囚气旋钩状云区暴雪过程的水汽源地及输送分析[J]. 气象, 2018, 44(10): 1267–1274.
- [26] 刘崧, 黄富祥, 杨莲梅, 等. 北疆暴雪发生条件的卫星遥感监测[J]. 高原气象, 2018, 37(4): 994–1001.
- [27] LIAO Z J, ZHANG Y C. Concurrent variation between the east Asian subtropical jet and polar front jet during persistent snowstorm period in 2008 winter over southern China [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 2013, 118(12): 6360–6373.
- [28] XUE D K, ZHANG Y C. Current variations in the location and intensity of the Asian winter jet streams and the possible mechanism [J]. *Climate Dynamics*, 2017, 49(1–2): 37–52.
- [29] 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.
- [30] 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.
- [31] 赵桂香, 杜莉, 范卫东, 等. 一次冷锋倒槽暴风雪过程特征及其成因分析[J]. 高原气象, 2011, 30(6): 1516–1525.
- [32] 陈红专, 叶成志, 龙丽华. 2011年1月湖南罕见持续性暴雪天气成因分析[J]. 暴雨灾害, 2012, 31(2): 141–148.
- [33] Wetzel S W, Martin J E. An operational ingredients-based methodology for forecasting midlatitude winter season precipitation [J]. *Weather and Forecasting*, 2001, 16(1): 156–167.
- [34] Doswell C A, Brooks H E, Maddox R A. Flash flood forecasting: An ingredients based methodology [J]. *Weather and Forecasting*, 1996, 11(4): 560–581.
- [35] 俞小鼎. 基于构成要素的预报方法—配料法[J]. 气象, 2011, 37(8): 913–918.
- [36] 杨成芳, 周雪松, 李静, 等. 基于构成要素的一次切变线暴雪天气分析[J]. 高原气象, 2015, 34(5): 1402–1413.
- [37] 李强, 纪晓玲, 薛宏宇, 等. 配料法在宁夏暴雨预报中的应用[J]. 沙漠与绿洲气象, 2019, 13(6): 20–28.
- [38] Uccellini L W, Johnson D R. The coupling of upper and lower tropospheric jet stream and implication for the development of severe convective storm [J]. *Monthly Weather Review*, 1979, 107(6): 682–703.
- [39] 黄安丽, 高坤. 对流层高、低空急流耦合作用的动力学分析[J]. 浙江大学学报: 理学版, 1982, 9(3): 336–364.
- [40] Jiusto J E, Weickmann H K. Types of snowfall [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1973, 54(11): 1148–1162.

Analysis of a Snowstorm Influenced by Upper Troposphere Jet Stream in Jiangxi Province

ZHOU Fang¹, WANG Xiaodong², MAO Lianhai¹

(1. Jiangxi Meteorological Observatory, Nanchang 330096, China;

2. Jiangxi Meteorological Information Centre, Nanchang 330096, China)

Abstract The snowstorm in south China on 30 December 2018 was analyzed using the GFS reanalysis data and meteorological observing stations data by ingredients-based methodology. The results showed that: (1) The snowstorm was caused by cooperation of high trough, low level shear, the jet stream in upper and low level, and surface cold air “cushion”. The snowstorm occurred at the south of jet stream on 200 hPa, the north of the jet stream on 700 hPa, the west of trough on 500 hPa. (2) Upper and lower troposphere jet stream greatly affect the snowstorm. (3) The snowstorm depended on four ingredients: strong vertical velocity by low level shear and the convergence of upper and lower troposphere jet stream, plenty vapor transferred by lower troposphere jet stream, optimal precipitation efficiency (-15°C , 90% on 500 hPa) and air temperature stratification. (4) The relative humidity and temperature in 500 hPa could be used to forecast the depth of snow after air temperature at 2 m and surface temperature decreased below 0°C .

Key words snowstorm; ingredients-based methodology; jet streams; coupling; precipitation efficiency; snow depth