

秦沛, 韩永翔, 陆正奇, 等. 南岭地形对湖南省冻雨形成与分布的敏感性研究[J]. 灾害学, 2021, 36(4): 188–193.
[QIN Pei, HAN Yongxiang, LU Zhengqi, et al. Sensitivity of Nanling Topography on the Formation and Distribution of Freezing Rain in Hunan Province[J]. Journal of Catastrophology, 2021, 36(4): 188–193. doi: 10.3969/j.issn.1000-811X.2021.04.031.]

南岭地形对湖南省冻雨形成与分布的敏感性研究^{*}

秦 沛¹, 韩永翔¹, 陆正奇¹, 李嘉欣¹, 刘善峰², 高雅文¹, 刘唯佳¹

(1. 南京信息工程大学 气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 中国气象局气溶胶-云-降水重点开放实验室, 江苏 南京 210044; 2. 国网河南省电力公司电力科学研究院, 河南 郑州 450000)

摘 要: 湖南南岭地形对冻雨形成与分布有重要影响。利用 WRF 模式模拟了南岭地形对冻雨进行了敏感性试验, 结果显示: 静止锋是湖南冻雨形成的主要背景, WRF 模拟的冻雨区域与观测吻合。山脉的降低或抬升, 仅轻微地影响冻雨的空间分布和冻雨量, 静止锋对冻雨的影响远较地形要大。随着山脉降低, 地面 0℃ 线北移, 逆温层强度增大, 不利于冻雨发生; 相反, 山脉抬升使冷空气更易在湖南境内堆积, 冻雨区变大。冻雨发生时, 在南岭北部形成背风波, 导致冻雨降水带呈西南-东北的条状带分布; 随着地形抬升, 背风波振幅增大且锋面坡度减小, 其上的云团被背风波打碎成条状。同时, 抬升的地形阻挡了西南暖湿气流, 背风坡水汽变少, 焚风效应增强, 南岭以北的冻雨范围减小。

关键词: 南岭地形; WRF 模式; 敏感性实验; 冻雨; 背风波

中图分类号: X513; X43; X915.5; P642 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-811X(2021)04-0188-06

doi: 10.3969/j.issn.1000-811X.2021.04.031

冻雨是高空下落的过冷水滴与温度低于 0℃ 地面物体发生碰撞冻结, 在其表面形成一层薄冰的天气现象^[1], 是冬季严重的灾害性天气之一。严重的冻雨将引发道路结冰、电线覆冰、农作物结冰, 对交通运输、电力设施、农业生产等领域产生灾难性后果^[2-4], 严重影响人们的生活。

国内外学者对冻雨进行了大量的研究, 从大气环流形势、天气系统等宏观气象条件来看, 准静止锋是冻雨产生的重要天气系统, 冷暖气流在静止锋面附近长时间聚集, 对冻雨天气的产生、发展及维持有重要影响作用^[5-6]。同时, 中纬度阻塞高压的长时间维持, 导致北方强冷空气和南方的暖湿空气向中国大陆输送, 为冻雨的形成提供了有利条件^[7-8]。另外, 马中元等^[9]发现江西省内绝大多数的冻雨天气过程与 700 hPa 上暖湿气流的加强密切相关; 陈佑淑等^[10]发现导致冬季我国南方地区低温冰冻灾害的发生的主要原因是夏季西北太平洋的海温距平影响了大气环流。从冻雨发生时的垂直温度分布特征来看, 可将冻雨的形成过程分为“融化机制”^[11]及“过冷暖雨机制”^[12-13]。“融化机制”认为冻雨发生时高空存在一个气温大于 0℃ 较厚的暖层, 高空中下落的雪花和冰晶在进入暖层后完全融化为液滴, 再落入近地层温度低于 0℃ 的次冻结层形成冻雨。“过冷暖雨机制”指的是雨滴在下落过程中始终处于过冷却状态, 且整层大气温度都低于 0℃, 下落到近地面的物体上形成冻雨。观测结果显示, 两种冻雨机制在我

国均有发生^[14-16], 其中“融化机制”的冻雨主要发生在我国 30°N 以北的地区, 而 30°N 以南的地区冻雨两种机制均存在, 在海拔高的地区过冷暖雨机制较多^[17]。

除了气象条件外, 地形在冻雨形成过程中也起着重要的作用。曾明剑^[18]通过对地形的敏感性试验, 认为横断山脉和南岭山脉及邻近山区加强了“融化层”的强度, 对冻雨的形成和维持具有重要影响。DENG 等^[19]通过中尺度天气研究和预报 (Weather Research and Forecasting, WRF) 模式对云贵高原地形进行了敏感性试验, 讨论了云贵高原与冻雨的形成关系, 认为云贵高原的抬升阻挡了北方冷空气进入贵州西部, 且使得贵州东南部的冷空气堆积, 冻雨带由贵州西部扩展至东南部; 反之在地形降低后, 冻雨带向东南方向收缩。索渺清等^[20]认为冷空气在青藏高原东部地形的阻挡下与西南暖湿气流交汇, 形成的昆明准静止锋及华南准静止锋共同造成了中国南方产生大范围的冻雨天气。但是, 地形的存在将会使气流产生背风波效应, 这种背风波效应理论上将会使得形成的冻雨带不均一, 即使在一个冻雨带内, 我们也经常发现它们内部的冻雨严重程度并不完全相同, 而这对精细化的冻雨预报非常重要。

本文利用 WRF 模式, 对 2018 年 1 月 24—27 日发生在湖南省的大范围冻雨天气事件进行了数值模拟及验证, 在此基础上, 对湖南省南部南岭山脉地形进行了敏感性实验, 探究南岭山脉不同

^{*} 收稿日期: 2021-02-23 修回日期: 2021-04-28

基金项目: 国家自然科学基金面上项目 (41875176)

第一作者简介: 秦沛 (1996-), 女, 汉族, 河南鹤壁人, 硕士研究生, 主要从事大气物理与大气环境研究。E-mail: 810498532@qq.com

通讯作者: 韩永翔 (1966-), 男, 汉族, 甘肃民勤人, 博士, 教授, 主要从事大气物理与大气环境研究。E-mail: hanyx66@126.com

高度的地形、背风波效应对冻雨形成的影响机制。

1 资料与方法

1.1 研究区概况

湖南省位于中国中南部, 冬季南下的冷空气和暖湿气流在此交汇, 形成准静止锋, 因此往往是冻雨的高发区。南岭山脉位于湖南省南部, 平均海拔 1 000 m 左右, 由于其对冷暖空气的阻挡作用, 影响着湖南省的大气环流特征、降水带及降水相态的分布, 对湖南省的冻雨分布起着重要的影响。

1.2 数据来源

地面站的观测资料来自于国家气候中心, 包含湖南省范围内 84 个地面站逐 6 h 的气温、相对湿度、降水量、天气现象等。驱动 WRF 模式的再分析资料为美国 NCAR/NCEP 的 $1^\circ \times 1^\circ$ FNL 资料, 时间分辨率为 6 h。

1.3 WRF 模式介绍

WRF 模式是新一代中尺度预报模式和资料同化系统, 由美国国家大气研究中心、国家海洋和大气管理局、美国空军和海军研究实验室等机构联合开发, 其被广泛应用于大气研究和业务预报领域。WRF 模式初始场为 NCAR/NCEP 的时间分辨率为 6 h 的 $1^\circ \times 1^\circ$ FNL 资料, 模拟时间为 2018 年 1 月 24 日 12:00—28 日 00:00; 预留了 12 h 的 spin-up 时间以保证模式的稳定性, 模拟结果每小时输出一次, 模式采用 2 层嵌套, 具体模拟区域如图 1 所示; 垂直方向为 σ 地形跟随坐标, 垂直方向分为 43 层, 模式层顶高度为 50 hPa。地形数据使用美国地质调查局 (USGS) 提供的 2 m 和 30' 高分辨率 LANDUSE 资料。具体物理方案如下, 微物理为 Thompson 方案^[21], 长波辐射为 RRTM 方案^[22], 短波辐射为 Dudhia 方案^[23], 陆面为 Noah 方案^[24], 边界层为 YSU 方案^[25]。

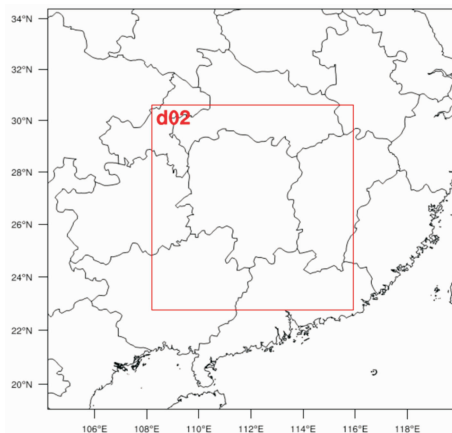


图 1 模拟区域设置

(注: 该图基于国家测绘地理信息局标准地图服务网站下载的审图号为 GS(2020)4630 号的标准地图制作, 底图无修改, 下同)

1.4 冻雨诊断方法 (AFWA_FZRA) 介绍

AFWA_FZRA 冻雨诊断方法是美国空军气象局开发的, 其结合冻雨发生时温湿廓线、短波辐射通量与雨雪转化所需能量等气象要素, 在中尺度 WRF 模式中开发了 AFWA 冻雨预报系统^[3]。

(1) 当降水量 > 0 且 $T_2 > 273.15\text{K}$ 时, 判定降水类型为雨, 其中 T_2 为短波辐射修正地温。

(2) 若云顶温度低于云凝结核 (CCN) 核化温

度, 则降水为固态, 反之为液态。

(3) 若降水为固态且该层温度 $T_k > 0^\circ\text{C}$, ①降水的融化能量高于总融化能量, 则降水类型为液态; ②若该层温度低于 0°C , 则降水类型为液态; 若融化能量高于 $1/4$ 总融化能量, 降水为混合固态; ③若降水类型为液态, 下落某层中温度低于 264.15K , 则降水类型为固态; ④下落到地面时, 地面 2m 处的 $T_2 < 273.15\text{K}$, 则降水类型为冻雨。

融化能量 (melt) 的公式为:

$$\text{melt} = \sum_{k=1}^k 9.8 \left(\frac{T_k - 273.15}{273.15} \right) \Delta Z_k. \quad (1)$$

式中: k 为模式垂直层数, ΔZ_k 为相邻模式层结的间距。

2 结果分析

2.1 冻雨个例的模拟及检验

2018 年 1 月 25—27 日, 受南下冷空气与南支槽前暖湿气流共同影响, 湖南省中北部地区发生大范围冻雨。大气环流特征显示, 700 hPa 高空向东北输送的西南暖湿气流与南下的冷空气在华中地区交汇形成来回摆动的准静止锋 (图略), 使得湖南地区上空形成稳定持久的逆温层, 为本次冻雨天气的形成及维持提供了气象条件。

利用 WRF 模式, 对 2018 年 1 月 25—27 日湖南地区发生的冻雨进行模拟, 并将模拟的每日 12:00 的冻雨发生范围与观测结果进行对比 (图 2), 结果显示: 25 日 12:00 模拟的冻雨发生范围主要位于湖南省中部, 大部分观测发生冻雨的站点与该范围较为吻合 (图 2a); 26 日 12:00, 随着冷空气的南下, 模拟的冻雨发生范围扩展到湖南省北部, 而观测到冻雨发生站点也位于湖南省中北部地区, 与模拟区域较为吻合, 但在湖南省南部地区有零星的漏报现象 (图 2b); 27 日 12:00 模拟与观测的冻雨均发生在湖南省中南部地区, 在南部地区也有零星的漏报 (图 2c)。虽然模拟结果漏报了部分站点冻雨的发生, 但总体来说, 模拟与观测的冻雨发生范围与空间变化特征较为一致, 说明 WRF 模式较好的模拟出本次冻雨发生的落区。

2.2 不同高度地形与冻雨的敏感性试验

从图 2 可见, 冻雨主要出现在南岭以北地区, 说明位于湖南南部的南岭对冷暖空气团的阻挡作用是形成这种冻雨分布的关键因素之一。为了进一步研究这种地形阻挡作用对冻雨形成的影响, 本文设置了 6 个试验 (表 1), 其中南岭山脉地形高度不变为原始形态 (CTRL_0), 然后将南岭山脉地形高度降低至 50 m (CTRL_1)、降低至 50% (CTRL_2)、抬升至 150% (CTRL_3)、抬升至 200% (CTRL_4) 和抬升至 300% (CTRL_5) 等 5 种情形, 采取与 3.1 模拟同样的参数化方案, 用 WRF 模式进行不同高度的地形与冻雨的敏感性试验, 敏感性试验调整的地形区域示意图如图 3 所示。

表 1 不同高度的南岭地形与冻雨的敏感性试验设计

敏感性实验组	地形抬升 (降低) 后高度与原地形的比值/%
CTRL_0	100 (即原始地形)
CTRL_1	无地形
CTRL_2	50
CTRL_3	150
CTRL_4	200
CTRL_5	300

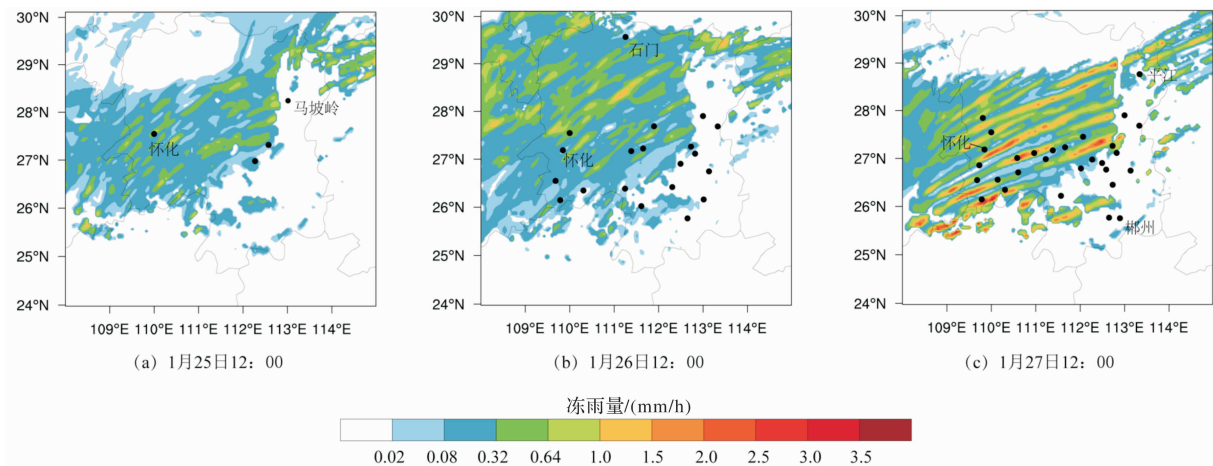


图2 2018年1月25—27日湖南冻雨模拟与地面气象站观测的冻雨
(注:图中填色部分为逐小时冻雨量,黑点为发生冻雨的观测站)

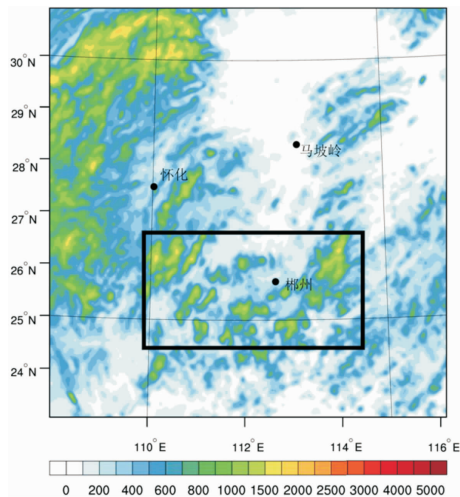


图3 敏感性实验调整的地形位置(图中黑框所示)

2.3 地形对冻雨空间分布的敏感性分析

1月27日12:00模拟的南岭不同高度下的湖南冻雨量空间分布(图4)显示:原地形下冻雨主要出现在南岭以北 $25.5^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间的地区,冻雨带呈现东北-西南走向,在冻雨带内冻雨量的分布不均匀,呈现与冻雨带方向一致的多条强冻雨条。当无南岭山脉时(CTRL_1,图4b),与原地形(CTRL_0,图4a)相比,冻雨带格局大体与原地形的保持不变,但 25.5°N 山区的强冻雨区消失,同时越往北,冻雨量也逐渐减少。当山脉地形降低至原地形的50%时(CTRL_2,图4c),与原地形相比,冻雨带格局大体与原地形的保持不变,只是冻雨量略微有所减小,与无南岭山脉时相比, 25.5°N 山区的强冻雨区再次出现。这说明地形高度降低后,南岭山脉的阻挡作用减弱,只是略微减少了山前的冻雨量,但基本没有改变冻雨的空间分布。这暗示降低南岭的地形,并不影响湖南冻雨的大体分布,气象要素如静止锋对冻雨的影响较地形因素要大。随着南岭山脉地形抬升至原地形的50%(CTRL_2,图4c)、100%(CTRL_0,图4a)时,与原地形相比,冻雨带的大体格局仍与原

地形的保持不变,但由于南岭山脉的阻挡作用逐渐增强,山区的冻雨逐渐消失,冻雨范围略有减小,而山脉北部的冻雨量却有所增加,中部冻雨强度由 1.5 mm/h 增至 2 mm/h 以上。当南岭山脉地形抬升至原地形的200%(CTRL_5,图4e),与原地形相比,冻雨的范围和冻雨量均有所减小,这是由于过高的山脉将致使西南暖湿气流北上受阻,湖南境内暖湿的水汽供应减少,进而导致冻雨量的减少。这说明地形高度抬升后,南岭山脉的阻挡作用增强,只是对山脉北部的冻雨量有轻微的改变,冻雨的分布范围略有减小,但基本没有改变冻雨的空间分布格局。

总而言之,无论是南岭山脉的降低还是抬升,它仅轻微地影响了湖南冻雨的大体分布和冻雨量,这暗示气象要素如静止锋对冻雨的影响在这一地区远较地形因素要大的多。

2.4 南岭不同高度的下scorer参数的廓线

当气流越山时,常会在山后形成背风波,背风波能否形成需要计算scorer参数^[26]。利用模式输出的位温、风速计算了1月27日12:00南岭山脉不同高度的scorer参数的廓线(图5),从scorer参数随高度的分布可见,在高度 $1.2\sim 2.2\text{ km}$ 处,scorer参数有一个峰值,其上scorer参数迅速减小,表明南岭地形在原高度、抬升100%和抬升200%均会出现背风波,地形高度降低50%时scorer参数明显较小。同时,从温度廓线来看,在高度 $1\sim 2\text{ km}$ 处,有非常显著的逆温,另外风速廓线在高度 1 km 以上垂直风切变非常大,这二者均有利于背风波的出现^[27-28]。

背风波的出现需要两个大气特征:风和大气静力稳定度^[29]。背风波出现时,稳定度呈现三层结构^[30]。近地面的稳定度通常较小,在近地面层之上有逆温层,稳定度较大,逆温层之上稳定度又较小。而scorer参数与稳定度有关,因此scorer参数廓线也呈三层结构(图5a)。图4的模拟结果显示本次冻雨的降水带呈西南-东北的条带状分布,它可能与南岭地形形成的背风波有关。

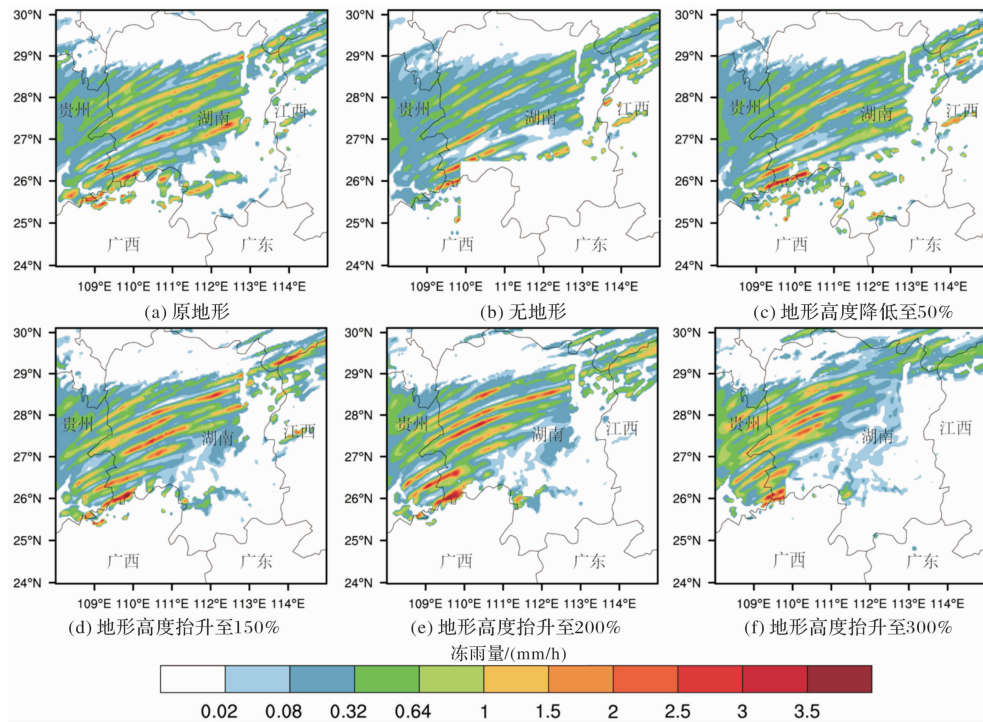


图4 模拟的南岭不同高度下的湖南冻雨量空间分布

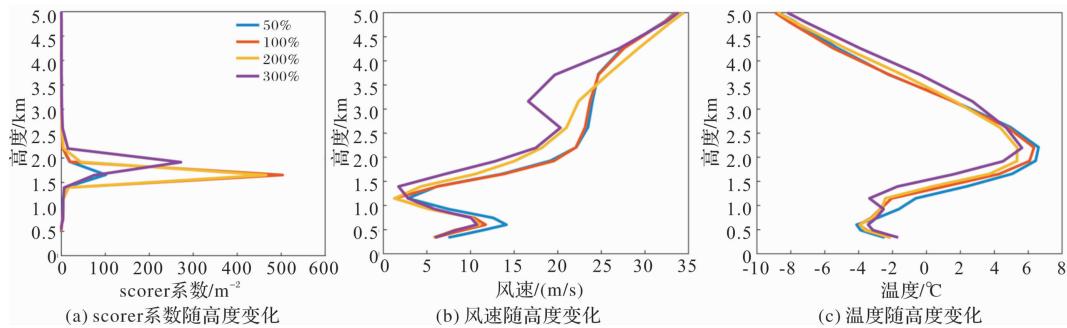


图5 1月27日12:00山后(经度为112°E, 纬度分别为27°N)的scorer参数、风速及温度的变化

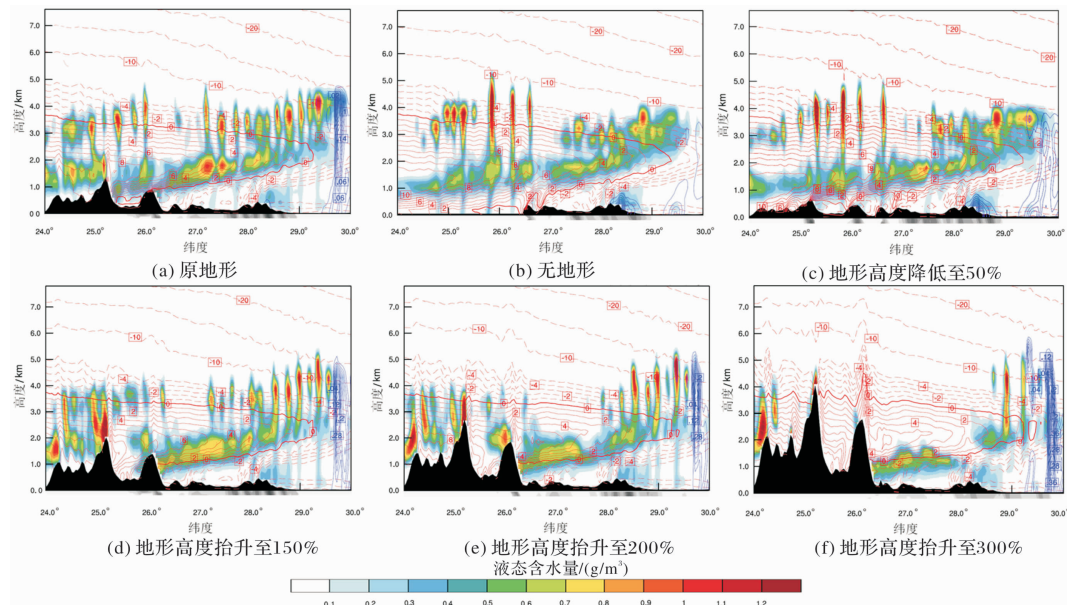


图6 沿112°W的纬向固、液态水含量及温度剖面图

(注: a~f 依次为 CTRL_0~5, 图中蓝色等值线为固态含水量, 红色等值线为温度, 填色部分为液态含水量, 黑色为地形)

2.5 不同地形对冻雨区上空水成物及温度的影响

背风波对高空各类水成物及温度的分布起重要影响。敏感性试验结果表明,不同地形下模拟的温度及水成物的纬向垂直剖面图(图6)显示,原地形(图6a)下南岭山脉以北的降水云系呈带状分布,冻雨发生区域主要位于 $26.5^{\circ}\sim 28.8^{\circ}\text{N}$ 之间。而随着南岭山脉地形的降低,冻雨发生的区域略微向南延伸,地形降低50%(CTRL_2,图6c)后冻雨发生区域向南扩展了0.1个纬度,且 $29^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间云顶高度下降,云顶温度升至 -10°C 以上。云内水成物由原来的固液共存变为过冷液水为主,近地面降水相态由原来的固态降水变为冻雨或雨。与之相反,随着南岭地形的抬升,南岭山脉以北的冻雨发生区域北移,如地形抬升至200%下(CTRL_4,图6e)冻雨发生区域北移了0.2个纬度。

总体而言,南岭山脉地形的改变对其周边地区的降水云分布及降水过程产生影响:①随着地形高度的抬升,背风波的效应也逐渐增强,山脉北侧的背风波振幅增大,波长变长,使得原本地形下 $27^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$ 上空的块状云系变得更加分散且深厚,部分降水云的云顶高度升到 -10°C 等温线以上,云中冰晶含量增加,由于2 km高度左右的逆温层厚度较薄,云中落下的大量冰晶在下落过程中并不能完全融化为液态,因此地形抬升以后 $29^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间地面降水中固态降水量大大增加;②抬升的地形阻挡了西南暖湿气流的北上,西南暖湿气流受到拦截,在南坡堆积的水汽越大,背风坡的水汽越少,焚风效应逐渐增强。③静止锋的锋面随着地形高度的增加而下降;1~4 km高度处逆温层的厚度和向北伸展的长度略有增加;随着地形高度的增加,背风波的强度越大,传播的距离越远,导致静止锋上面的云团被背风波打碎。

3 结论

本文利用WRF模式对2018年1月24—27日湖南省冻雨天气过程进行数值模拟,并对南岭山脉的地形高度进行了敏感性试验,并讨论了南岭山脉地形对湖南省冻雨天气的影响,得到了如下结论:

(1)本次湖南省冻雨发生在湖南省中北部地区,静止锋是此区形成冻雨的主要天气背景,利用AFWA_FZRA冻雨诊断方法,WRF模式模拟的冻雨发生区域与观测基本吻合,模拟效果较好。

(2)南岭山脉地形敏感性实验表明,无论山脉降低还是抬升,它仅轻微地影响了湖南冻雨的大体分布和冻雨量,这暗示气象要素如静止锋对冻雨的影响在这一地区远较地形因素要大的多。

(3)随着南岭山脉的降低,西南暖湿气流更容易向北推进,因此地面温度 0°C 线也逐渐随之向北移动,逆温层强度增大,使得湖南中部地区降水在地面由冻雨或者雨夹雪转化为雨,不利于冻雨的发生。相反,山脉抬升阻碍了西南暖湿气流输送,逆温层强度变弱,使得冻雨落区变大或者冻

雨向固态降水转化。

(4)地形的变化对水汽及水成物的分布特征有重要影响,地形降低后由于对西南暖湿气流和南下冷气团的阻挡作用减弱,南岭山脉附近 $24^{\circ}\sim 26^{\circ}\text{N}$ 水汽含量增多,相反地形抬升以后南岭山脉地区低层水汽含量减少,焚风效应逐渐增强。

(5)冻雨发生时,在南岭北部形成背风波。随着南岭地形抬升,背风波振幅增大而北面静止锋锋面下降,导致静止锋上面的云团被背风波打碎成条状,地面冻雨呈条带状分布。

参考文献:

- [1] STEWART R E, THERIAULT J M, HENSON W. On the characteristics of and processes producing winter precipitation types near 0°C [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2015, 96(4): 623–639.
- [2] 李登文, 杨静, 吴兴洋. 2008年低温冰冻雨雪灾害天气过程中贵州电线积冰气象条件分析[J]. *气象*, 2011, 37(2): 161–169.
- [3] 郑伟, 陆正奇, 徐婉笛, 等. 美国空军气象局冻雨预报系统对三次冻雨事件及电线积冰厚度的模拟[J]. *科学技术与工程*, 2020, 20(6): 2494–2499.
- [4] 刘善峰, 陆正奇, 韩永翔, 等. 2008年初贵州电线积冰厚度的模拟研究—基于天气研究和预报(WRF)模式耦合电线积冰预报系统[J]. *科学技术与工程*, 2019, 19(8): 303–309.
- [5] 陶祖钰, 郑永光, 张小玲. 2008年初冰雪灾害和华南准静止锋[J]. *气象学报*, 2008, 66(5): 850–854.
- [6] 杨贵名, 孔期, 毛冬艳, 等. 2008年初“低温雨雪冰冻”灾害天气的持续性原因分析[J]. *气象学报*, 2008, 66(5): 836–849.
- [7] 孙建华, 赵思雄. 2008年初南方雨雪冰冻灾害天气的大气层结和地面特征的数值模拟[J]. *气候与环境研究*, 2008(4): 510–519.
- [8] 吴古会, 彭芳, 崔庭, 等. 2011年冬季贵州低温雨雪冰冻天气的成因分析[J]. *气象*, 2012, 38(3): 291–299.
- [9] 马中元, 刘照明, 吴琼, 等. 江西强冻雨天气形成特征分析[J]. *气象*, 2011, 37(1): 66–74.
- [10] 陈佑淑, 牟惟丰, 仪清菊. 西北太平洋海面温度对我国低温的影响[J]. *气象*, 1976, 2(S1): 15–16.
- [11] RAUBER R M, RAMAMURTHY M K, TOKAY A. Synoptic and Mesoscale Structure of a Severe Freezing Rain Event: The St. Valentine's Day Ice Storm [J]. *Weather & Forecasting*, 2009, 9(2): 183–208.
- [12] HUFFMAN G J, NORMAN Jr G A. The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation[J]. *Monthly weather review*, 1988, 116(11): 2172–2182.
- [13] RAUBER R M, OLTHOFF L S, RAMAMURTHY M K, et al. The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 2000, 39(7): 1185–1195.
- [14] 刘朝茹, 韩永翔, 王瑾, 等. 我国冻雨统计及发生机制研究[J]. *灾害学*, 2015, 30(3): 219–219.
- [15] 陶玥, 李宏宇, 刘卫国. 南方不同类型冰冻天气的大气层结和云物理特征研究[J]. *高原气象*, 2013(2): 501–518.
- [16] 杨寅, 赵春霞, 宫宇. 基于CloudSat卫星观测的贵州冻雨形成机制分析[J]. *气象*, 2018, 44(10): 1325–1331.
- [17] 欧建军, 周毓荃, 杨棋, 等. 我国冻雨时空分布及温湿结构特征分析[J]. *高原气象*, 2011, 30(3): 692–699.
- [18] 曾明剑, 陆维松, 梁信忠, 等. 2008年初中国南方持续性冰冻雨雪灾害形成的温度场结构分析[J]. *气象学报*, 2008, 66(6): 1043–1052.
- [19] DENG Difei, GAO Shouting, HU Liang, et al. The impact of Guizhou topography on the distribution of freezing rain in early January 2011[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological*

- Society, 2015, 141(693): 3252–3267.
- [20] 索渺清, 丁一汇, 鲁亚斌, 等. 中国南方准静止锋对冬季大范围冻雨的影响[J]. 气象学报, 2018, 76(4): 35–48.
- [21] THOMPSON G, RASMUSSEN R M, MANNING K. Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part I: Description and Sensitivity Analysis[J]. Monthly Weather Review, 2004, 132(2): 519–542.
- [22] MLAWER E J, TAUBMAN S J, BROWN P D, et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres; RRTM, a validated correlated-k model for the longwave[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 1997, 102(D14): 16663–16682.
- [23] DUDHIA J. Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1989, 46(20): 3077–3107.
- [24] NIU Guoyue, YANG Zongliang, MITCHELL K E, et al. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2011, 116: D12109.
- [25] HONG Songyou, NOH Y, DUDHIA J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes[J]. Monthly weather review, 2006, 134(9): 2318–2341.
- [26] 朱民, 余志豪, 陆汉城. 中尺度地形背风波的作用及其应用[J]. 气象学报, 1999(6): 705–714.
- [27] 叶笃正. 小地形对于气流的影响[J]. 气象学报. 1956. 26(3): 243–262.
- [28] 寿绍文. 中尺度天气动力学[M]. 北京: 气象出版社, 1993. 27–52.
- [29] 李国昌, 李岩瑛, 张存杰, 等. 背风波和逆温层效应对兰州小高压形成环境的影响研究[J]. 高原气象, 2006(2): 293–301.
- [30] 臧增亮, 张铭, 张瑰. 三维三层背风波的理论和数值研究[J]. 大气科学, 2007(3): 547–552.

Sensitivity of Nanling Topography on the Formation and Distribution of Freezing Rain in Hunan Province

QIN Pei¹, HAN Yongxiang¹, LU Zhengqi¹, LI Jiabin¹, LIU Shanfeng²,
GAO Yawen¹ and LIU Weijia¹

(1. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters of Nanjing University of Information Science and Technology, Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing 210044, China; 2. State Grid Corporation of Henan, Zhengzhou 450000, China)

Abstract: The topography of the South Ridge of Hunan has an important influence on the formation and distribution of freezing rain. The WRF model is used to simulate the topography of the South Ridge for sensitivity experiments to freezing rain. The results show: Stationary fronts are the main cause of freezing rain formation in Hunan, The WRF simulated freezing rain area matches with the observation. The lowering or uplifting of mountains only slightly affects the spatial distribution of freezing rain and the amount of freezing rain, and the influence of stationary fronts on freezing rain is much greater than that of topography. With the lowering of the mountains, the 0 °C line on the ground shifts northward, and the strength of the inversion layer increases, which is not conducive to the occurrence of freezing rain. On the contrary, the uplift of the mountain range makes it easier for cold air to accumulate in Hunan, and the freezing rain area becomes larger. When freezing rain occurs, a leeward wave forms in the northern part of the Nanling, resulting in a southwest-northeast strip distribution of freezing rain precipitation bands. With the uplift of the terrain, the amplitude of the leeward wave increases and the slope of the front decreases, and the clouds on it are broken into strips by the leeward wave. At the same time, the uplifted topography blocks the southwest warm and humid airflow, the water vapor on the leeward slope becomes less, the burning wind effect is enhanced, and the range of freezing rain north of the South Ridge is reduced.

Key words: Nanling topography; WRF model; sensitivity experiments; freezing rain; lee waves