

高守亭, 张昕, 王瑾, 等. 2014. 贵州冻雨形成的环境场条件及其预报方法 [J]. 大气科学, 38 (4): 645–655, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1403.13250.
Gao Shouting, Zhang Xin, Wang Jin, et al. 2014. The environmental field and ensemble forecast method for the formation of freezing rain over Guizhou Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (4): 645–655.

贵州冻雨形成的环境场条件及其预报方法

高守亭^{1,2} 张昕^{1,3} 王瑾⁴ 杜小玲⁴ 邓涤菲¹

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

3 中国科学院大学, 北京 100049

4 贵州省气象局, 贵阳 550002

摘 要 在冬季风暴各种降水类型中, 冻雨的预报是其中最有难度, 也最具挑战的一种。贵州湖南冻雨是在对流层高、中、低层各纬度天气系统相互作用下形成的, 其中最直接和主要的影响系统有: 高层的副热带高空急流锋区、低层的云贵准静止锋以及中低层的西南低空急流。在这种复杂的天气背景下, 为了准确地分析并预报出冻雨的发生区域, 在仔细分析研究冻雨发生的大气背景和天气特点后, 我们探索性地提出一套冻雨的诊断预测方法, 即“动力因子”和“三步判别法”相结合的方法。同时, 我们把该方法应用到中国冻雨最为频发的贵州地区, 首先利用动力因子垂直积分的斜压涡度参数(q_{Bsum})找到未来因斜压性较强而易发生弱降水的区域, 再结合预报场的单站探空资料, 进行三步判断方法, 就能比较全面地判断冻雨发生的区域, 对冻雨进行准确预报。

关键词 冻雨 环境场 动力因子 三步判别 诊断预报

文章编号 1006-9895(2014)04-0645-11

中图分类号 P456

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1403.13250

The Environmental Field and Ensemble Forecast Method for the Formation of Freezing Rain over Guizhou Province

GAO Shouting^{1,2}, ZHANG Xin^{1,3}, WANG Jin⁴, DU Xiaoling⁴, and DENG Difei¹

1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms (LACS), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 State Key Laboratory of Severe Weather (LaSW), Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

4 Meteorological Bureau of Guizhou Province, Guiyang 550002

Abstract During the winter storm, freezing rain is one of the most difficult to forecast among the various types of precipitation. The freezing rain over Guizhou and Hunan provinces is formed because of the interaction between the mid-higher latitude and the lower-latitude weather systems. The most important weather systems are the high-level subtropical jet stream front, the lower-level Yunnan-Guizhou quasi-stationary front, and the southwesterly jet. To accurately analyze the occurrence of freezing rain under these complex weather systems, we have proposed a new set of diagnostic method, which is a combination of the “dynamical factor” and the “three-step judge method.” Meanwhile, we have applied the method to forecast freezing rain in Guizhou Province, China, where freezing rain occurs most frequently.

收稿日期 2013-08-12, 2014-03-28 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40930950、41275065, 公益性行业科研专项 GYHY201306051, 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室开放课题 2011LASW-A01

作者简介 高守亭, 男, 1945 年出生, 博士, 研究员, 主要从事中尺度动力学、中尺度数值模拟及波与流的相互作用研究。E-mail: gst@mail.iap.ac.cn

通讯作者 邓涤菲, E-mail: ddftkl@gmail.com

We first used the dynamical factor vertical integral baroclinic vorticity parameter (q_{Bsum}) to find the possible weak rainfall region owing to atmospheric baroclinity, and then used single-station radiosonde data to employ the following three-step judge method. Finally, we determined the regions where freezing rain may occur in the future.

Keywords Freezing rain, Environmental field, Dynamical factor, Three-step judge, Diagnoses and forecast

1 引言

冻雨是指过冷水滴在下降到地表后,与温度低于 0°C 的物体相遇发生冻结的一种降水。冻雨是一种严重的高影响灾害性天气。冻雨一旦发生,特别是持续时间较长时,必造成重大影响:交通事故多发、甚至瘫痪;电力、水利设施受到严重破坏或中断;农林作物、牛羊等牲畜都会遭到严重冻害;部分房屋倒塌,造成人员伤亡等。这种灾害,在我国最常见、且多发的区域主要是贵州湖南一带。贵州、湖南地处东亚较低纬度地区,主体位于南岭以北、长江以南、横断山脉以东,山河纵横,地形、地貌极其复杂;内有海拔平均不足 200 米,号称方圆 400 千米的洞庭湖,又有高达 2~3 千米的大娄山和南岭。同时,高原(云贵高原)、丘陵及平川自西南向东北方向延伸,形成一个独特的温差明显的气候变动带。由于西南高、东北低的喇叭口地形,造成冬季冷空气可以顺喇叭口地形爬升到该地区,同时由于纬度较低,暖湿空气北上也完全可以达到该地区的上空,恰在隆冬季节造成冷暖空气交绥,形成了天气学上有名的云贵准静止锋和南岭准静止锋。在这两条准静止锋天气系统的直接影响下,贵州湖南一带形成常见的具有明显地方性的冻雨天气。

在国内,关于冻雨天气也有一些研究。早在 1973 年,中央气象台指出冻雨的发生机制是,大气垂直结构为冰晶层、暖层、冷层三层,称为“三层模式”。陈天锡等(1993)通过对 1991 年 3 月 7~8 日发生在驻马店地区冻雨过程的分析得出该地区冻雨形成的天气条件及分布规律,并建立了有关冻雨的预报方法。赵彩(1995)利用贵阳 56 次探空和高空风资料,分析了贵州中部严重积冰过程的云内宏观热力特征,发现云上部 0°C 以上暖层的存在,以及云层中部湍流强度等因子对冻雨降水有重大影响。周广岐(1996)研究了 1987 年 12 月 22 日乌鲁木齐地区出现的一次罕见冻雨天气过程。吴有训等(1999)用黄山 1956~1996 年气象资料,分析讨论了黄山雨淞的气候特征。吕胜辉等(2004)利用气象常规资料,对天津机场地区 1979~2002

年出现的 3 次冻雨天气进行对比分析,找出了冻雨发生的天气形势特点和大气垂直结构特征:700~500 hPa 之间有冰晶层,冰晶层内的温度为 $-10\sim-14^{\circ}\text{C}$,850 hPa 附近为暖层,厚度大约为 1.0~2.0 km,暖层内的温度大约为 $0\sim 2^{\circ}\text{C}$;从地面到 1.0~2.0 km 的高度存在冷层,冷层内温度大约为 $0\sim-2^{\circ}\text{C}$ 。杜小玲(2007)和杜小玲等(2010, 2012)对贵州冻雨做了环流分型和冻雨期间的垂直结构特征方面的研究,并利用贵州 48 年观测资料,揭示了贵州冻雨以 27°N 为频发地带的分布特征,还利用 12 次强冻雨过程分析了中高纬度阻塞环流背景下贵州强冻雨的天气学特征和概念模型。Deng et al. (2012)进一步运用常规地面探空资料和再分析资料,研究了 2011 年 1 月初贵州等地的冻雨灾害,集中分析了和冻雨密切相关的准静止锋结构和 2 个有利于冻雨发生的条件,结果表明由于地转和非绝热强迫的共同作用,700 hPa 以下垂直于准静止锋区驱动出了一个正环流圈,这一正环流区有利于近地面冷层和其上暖层的维持。此外,由于强风切变的作用造成中低层云中出現扰动,在中低层云中的冰核含量很少的有利条件下,扰动使得过冷雨滴发生碰并增长,最终跌落于近地面冷层中,使得冻雨形成和维持。

国外关于冻雨的研究较多,如 Stewart and King (1987)指出发生在加拿大的冻雨往往与冷锋和暖锋有关,垂直方向的温度结构对冻雨的预报非常重要。Xu and Gao (1995), Xu et al. (1996)研究了美国东部 Appalachian 山脉对冷空气的阻挡作用及引起的美国东部的冻雨问题。Rauber et al. (2000)利用 1970~1994 年美国落基山州的 972 个探空资料,统计出在冻雨形成过程中的暖云和融化过程这两种主要的微物理过程的相对重要性。Bourgouin (2000)利用垂直温度廓线中大于 0°C 和小于 0°C 的区域,发展了一套诊断北美降水类型的方法。Houston and Changnon (2007)则利用 1928~2001 年的资料,统计发现冻雨发生时,干球温度一般位于 -2.2°C 至 0°C ,而露点温度位于 -2.8°C 至 0.6°C 之间。

在贵州冻雨的预测预报方法研究方面,黄继用

(1999) 在统计方法的基础上, 提出了冷舌与凝冻分片预报方法, 认为贵州的凝冻分布与 700 hPa 和 850 hPa 等压面上的冷舌分布密切相关, 并因此建立了未来 36 小时内贵州的凝冻预报指标及消空指标。许炳南 (2001) 根据 6 个预测信号建立的两类贵州凝冻短期气候预测模型, 是目前贵州气象台冬季冻雨气候预测的重要方法。可见, 目前对冻雨的预报还是基于统计分析方法, 基本没有用到数值预报。

由以上简短的回顾可以看出, 国内外历时数十年关于冻雨的研究工作为贵州湖南冻雨的研究提供了很好的科学思路和参考。但是必须看到, 过去大量的研究主要是基于统计分析方法对冻雨进行研究, 从环境场、动力和数值模拟上对贵州湖南冻雨天气的研究相对薄弱。针对这个不足, 同时为满足冻雨天气预报定量化的需求, 深入研究冻雨形成的环境场条件, 探索多因子形成的预报方法是十分必要的, 这也是撰写本文的动力和目的。本文天气分析所用资料中, 如不做特殊说明, 利用的都是 NCEP (National Centers for Environmental Prediction)/NCAR (National Center for Atmospheric Research) 的再分析资料。

2 中高纬度天气系统及静止锋结构对冻雨形成的作用

准静止锋的形成与中高纬及低纬度的环流形势有关。从 2008 年和 2011 年期间共 12 天贵州冻雨发生时段合成天气图上 (图 1), 可以看到, 中低各层系统配置与 2011 年 1 月初的一次典型个例类似 (Deng et al., 2012), 表明在 12 天冻雨中, 冻雨的区域很少移动, 多次冻雨系统也稳定少动, 因此, 进行合成分析能较好地刻画冻雨过程天气形势的典型特征。从图 1a 500 hPa 的合成图上, 中高纬持续的冷空气从大气低层扩散南下, 主要是由于乌拉尔山阻高或在这一带的高压脊前低槽的引导而造成的。在阻高西侧, 西风带气流在里海附近出现分支, 北支气流绕阻塞高压经西西伯利亚、蒙古国进入我国; 南支气流从里海南部经帕米尔高原进入我国, 这两支气流在河西走廊汇合并引导强冷空气东移南下。低纬度存在一支南支锋区, 南支槽较浅, 位于 90°E 附近。南支槽前至江南地区上空存在一支 24 m s^{-1} 以上的偏西—西南风的强风速带, 中心值最大可接近 40 m s^{-1} 。在 700 hPa 上 (图 1b),

我国南方地区存在一支 $12 \sim 21 \text{ m s}^{-1}$ 的西南风急流, 中心位于贵州—湖南—广西一线上空, 最大风速可达 18 m s^{-1} , 这支西南急流为南方地区大范围的阴雨 (雪) 天气和贵州湖南的冻雨天气提供了必要的水汽条件和有效的增温效应。在这个高度上, $27^\circ \sim 28^\circ \text{N}$ 以南地区气温高于 0°C , 形成了有利于冻雨发生的暖层。在 850 hPa 上 (图 1c), 当孟加拉湾、南海北部经北部湾有一定的暖湿气流向北输送进入华南上空时, 冷暖气流交汇于华南北部至滇黔之间, 形成明显的风场切变和温度梯度, 贵州湖南正好处于切变北侧的冷区。在地面上 (图 1d), 受北方强冷空气南下影响, 我国大部分地区处于冷气团控制下。由于低层冷暖气流交汇于华南至滇黔之间, 冷空气南下后在华南北部至滇黔之间形成明显的气压梯度, 即华南准静止锋和云贵准静止锋。在静止锋锋后, 以贵州为中心的贵州湖南等地的低空还存在大范围的逆温区, 这是由于 700 hPa 西南急流带来的增温和 850 hPa 东北回流带来的降温造成的温差。

从 2011 年 1 月 1 日 20:00 (北京时, 下同) 贵州冻雨发生典型时刻的准静止锋的垂直剖面中可见 (图 2), 准静止锋锋后冷区以上、600 hPa 高度以下存在沿着锋面的逆温。 0°C 温度线向北伸展至北纬 28°N 地区 700 hPa 高度, 向南伸展到北纬 24°N 的 900 hPa。表明在 $24^\circ \sim 28^\circ \text{N}$ 之间锋面上部存在高于 0°C 的暖层, 锋下是低于 0°C 的冷层, 这种温度分布特征是造成贵州强冻雨的重要条件之一。从相当位温和湿区的垂直分布来看, 锋区下部是低于 290 K 的低能高湿区, 锋区上部是高于 310 K 的高能低湿区, 这种“锋上高能低湿、锋下低能高湿”的层结结构, 有利于大气层结稳定, 使得冬季静止锋降水具有较好的稳定性。从图 2 中还可以看出, 静止锋后由于冷空气的侵入相对较干, 500 hPa 以上也为干冷空气, 这也说明冻雨区高层没有对流云发展。

从 2011 年 1 月 1 日 20:00 强冻雨期间贵阳的实测探空图也可以看出 (图 3), 冻雨期间在 750~850 hPa 之间有明显的逆温层存在。由图 3 也可以看到, 贵阳站 850 hPa 和地面均为 $4 \sim 8 \text{ m s}^{-1}$ 的偏东风或东北风, 700 hPa 转为 26 m s^{-1} 西南风, 表明锋区主要存在于 700~850 hPa 之间。从湿层伸展的高度可见, 湿区主要集中在 650 hPa 以下, 与逆温层的高度相匹配。

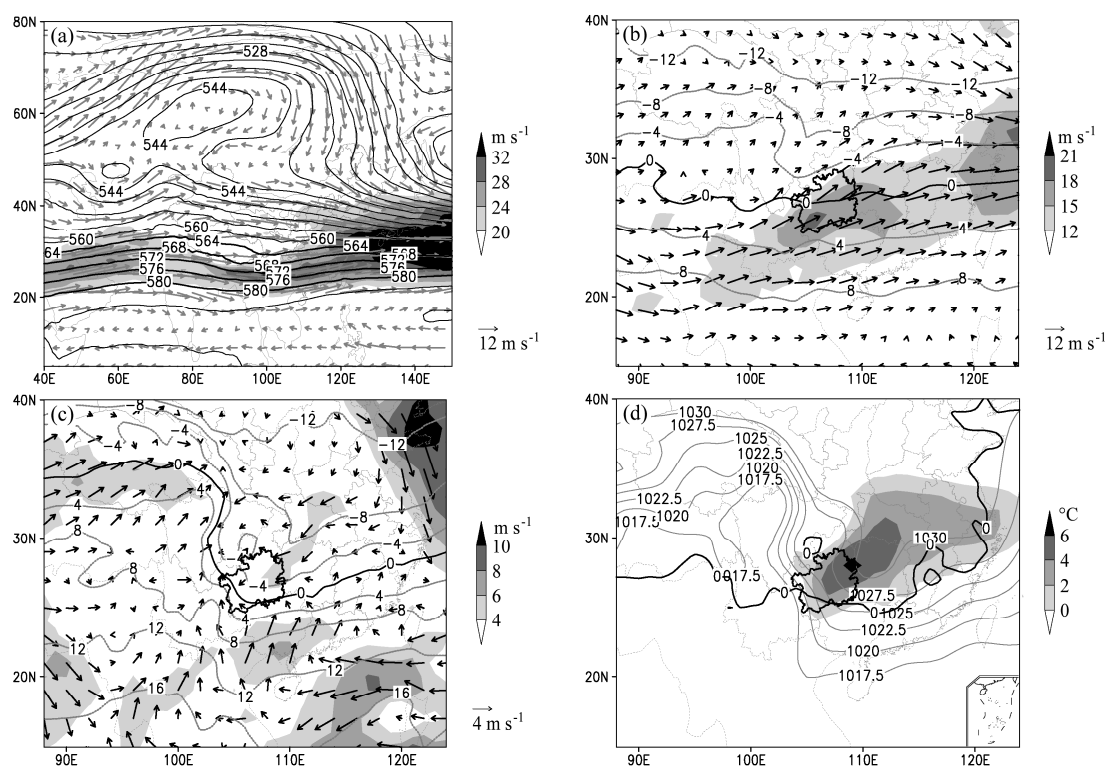


图1 贵州冻雨时段(时间:2008年1月12~14日、27~28日、2011年1月2~5日、20~22日共12天)NCEP/NCAR再分析资料合成天气图:
(a)500 hPa位势高度场(单位: dagpm)、风矢量(阴影区为 $\geq 20 \text{ m s}^{-1}$ 全风速);(b)700 hPa温度场(虚线,单位: $^{\circ}\text{C}$,其中 0°C 等温线用实线表示)及风矢量(阴影区为 $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$ 全风速);(c)850 hPa温度场(虚线,单位: $^{\circ}\text{C}$,其中 0°C 等温线用实线表示)及风矢量(阴影区为 $\geq 4 \text{ m s}^{-1}$ 全风速);
(d)海平面气压场分布(黑色细等值线,单位: hPa)、地面 0°C 线(黑色粗线)与低层逆温区(阴影区,700 hPa与850 hPa的温度差,代表低层逆温区)
Fig. 1 Synthetic weather maps using NCEP/NCAR reanalysis data during Guizhou freezing rain periods (12–14 January 2008, 27–28 January 2008, 2–5 January 2011, and 20–22 January 2011, total 12 days): (a) Geopotential height (dagpm), and wind vectors at 500 hPa (shading: wind speed $\geq 20 \text{ m s}^{-1}$); (b) temperature field (unit: $^{\circ}\text{C}$, dashed line, in which 0°C isotherm denotes by solid line) and wind vectors (shading: wind speed $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$) at 700 hPa; (c) temperature field (unit: $^{\circ}\text{C}$, dashed line, in which 0°C isotherms denotes by solid line), and wind vectors (shading: wind speed $\geq 4 \text{ m s}^{-1}$) at 850 hPa; (d) sea level pressure (black thin contours, units: hPa), surface 0°C isotherm (black thick line), and low-level inversion area (shading, temperature difference between 700 hPa and 850 hPa)

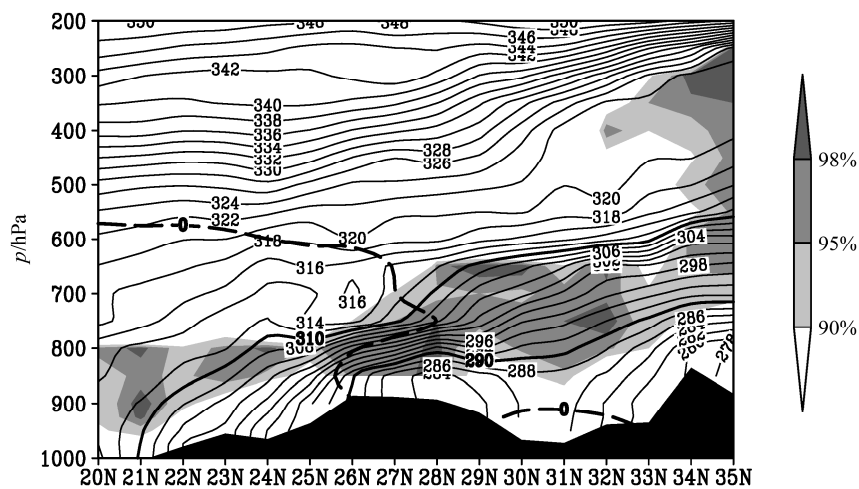


图2 2011年1月1日20:00 NCEP/NCAR再分析资料沿 107°E 垂直剖面上的 0°C 温度线(长虚线)、相对湿度(阴影)、相当位温(黑色实线,单位: K,其中290 K和310 K等相当位温线加粗)
Fig. 2 Vertical cross sections of 0°C isotherm (long dashed line), relative humidity (shading), and equivalent potential temperature (solid black line, units: K, in which 290 K and 310 K isolines are bold) along 107°E at 2000 LST 1 January 2011, based on NCEP/NCAR reanalysis data

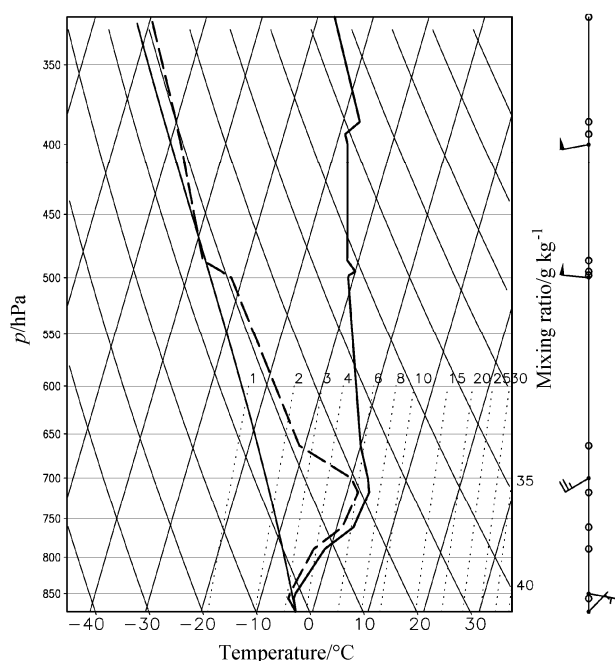


图3 2011年1月1日20:00贵阳站实测 T - $\ln p$ 图(实线: 温度; 虚线: 露点)

Fig. 3 Sounding diagram of Guiyang station at 2000 LST 1 January 2011 (solid line: temperature; dashed line: dew-point temperature)

3 低纬度天气系统对冻雨形成的影响

过去的研究表明, 中高纬度阻塞环流的建立和维持, 为贵州持续冻雨提供了持续不断的强冷空气补充, 而低纬度南支锋区的建立和活跃, 给贵州地区带来充沛的水汽, 使得贵州地区 700 hPa 高度附近形成增温效应(杜小玲等, 2010, 2012)。对 2011 年 1 月 1~3 日贵州强冻雨期间的水汽进行分析表明(图 4a-b), 低纬度南支锋区呈现活跃特征, 700 hPa 水汽输送加强。影响贵州的西南水汽输送带由两股气流汇合而成, 一股来自阿拉伯海经印度北部进入孟加拉国, 一股来自孟加拉湾北上的暖湿气流, 两股水汽输送带在孟加拉国上空汇合, 在强盛的西—偏西南急流的引导下进入我国西南至南方上空, 并在我国西南地区形成强的水汽输送中心。31 日 20:00~1 月 2 日 20:00, 伴随着强劲的西南急流, 在 $20^{\circ}\sim 26^{\circ}\text{N}$ 之间形成强度达 $16\times 10^{-5}\sim 24\times 10^{-5}\text{ g cm}^{-1}\text{ hPa}^{-1}\text{ s}^{-1}$ 的强水汽通量中心。同时, 700 hPa 风速、水汽通量、温度场 0°C 线的纬度—时间剖面图也表明(图 4c), 从 31 日 08:00 到 1 月 2 日 20:00, 随着贵州地区西南风速增大, 水汽通量增大, 贵州温度场也有明显的增温现象, 0°C 线从 24°N 北抬至 $26^{\circ}\sim 27^{\circ}\text{N}$ (图 4c)。从图 4d 中的水汽

通量散度的高度—时间剖面图上也可以清楚的看到, 在 700 hPa 以下的区域内, 贵州冻雨发生时段也是一强的水平通量辐合中心, 最强值在 800 hPa 以下达到了 $-0.8\times 10^{-10}\text{ g cm}^{-2}\text{ hPa}^{-1}\text{ s}^{-1}$ 。

4 冻雨天气的 TBB 及空中云水分布特征

静止锋系统影响时, 冻雨表现出的弱降水特征在 FY-2E 红外黑体亮温(TBB)上能够直观地显现出来。2011 年 1 月 1~3 日贵州出现强冻雨期间, TBB 上显示贵州上空受到稳定的中低层云覆盖, 贵州大部的 TBB 在 $-10\sim 0^{\circ}\text{C}$ 之间(图 5a-c)。这种温度分布说明云中冰相粒子极少, 有利于过冷水滴在云内发生碰并增长。从贵州上空云水的时间高度演变图可见(图 5d), 云水的温度对降水相态的影响是显著的: 12 月 31 日~1 月 1 日天气实况是小雨转冻雨, 图 5d 显示 31 日云水的温度在 700 hPa 以下均处于 0°C 以上的暖区中, 到 1 月 1 日, 650~800 hPa 之间云水的温度为 $0\sim 2^{\circ}\text{C}$, 具有暖云结构, 但随着低层冷空气加强, 800 hPa 以下气温降至 0°C 以下, 当日气象站观测到雨淞; 到了 2 日, 当云水含量达到最高时, 随着冷空气不断加强, 云水所处环境温度不断下降, 700 hPa 以上几乎都在 $-10\sim 0^{\circ}\text{C}$ 之间, 而低层的气温则为 -2°C 左右, 但中间仍保留了一部分 0°C 以上的空间, 满足 Huffman and Norman (1988) 提出的冻雨形成机制(“暖云过程”)。

从云水在空中所处位置分析显示(图 5), 贵州冻雨区云层较薄, 几乎集中在 600 hPa 以下、800 hPa 以上, 且云中云水含量少, 在 31 日 20:00~1 日 20:00 之间为 $1\times 10^{-3}\text{ g kg}^{-1}$ 以上, 最大中心达 $4\times 10^{-3}\text{ g kg}^{-1}$, 表明冻雨具有弱降水的特征, 冻雨是通过云中过冷水滴的暖云机制形成的。

另外, 利用 WRF 模式对 2011 年 1 月初的冻雨过程进行数值模拟。研究使用 WRF 模式的 V3.2 版本, 采用非静力, 三重双向嵌套方案, 对 2010 年 12 月 31 日 20:00~2 日 20:00 的降水过程进行模拟。模式初值场和边界场采用 NCEP/NCAR 再分析资料, 模拟区域中心为 (38°N , 110°E), 选用兰伯特投影方式, 水平分辨率分别是 45 km、15 km 和 5 km。嵌套区域以贵州地区为中心, 利用内层的高分辨率模拟数据来分析贵州冻雨的中尺度结构特征。微物理过程采用的是 WRF Double-Moment 5-class

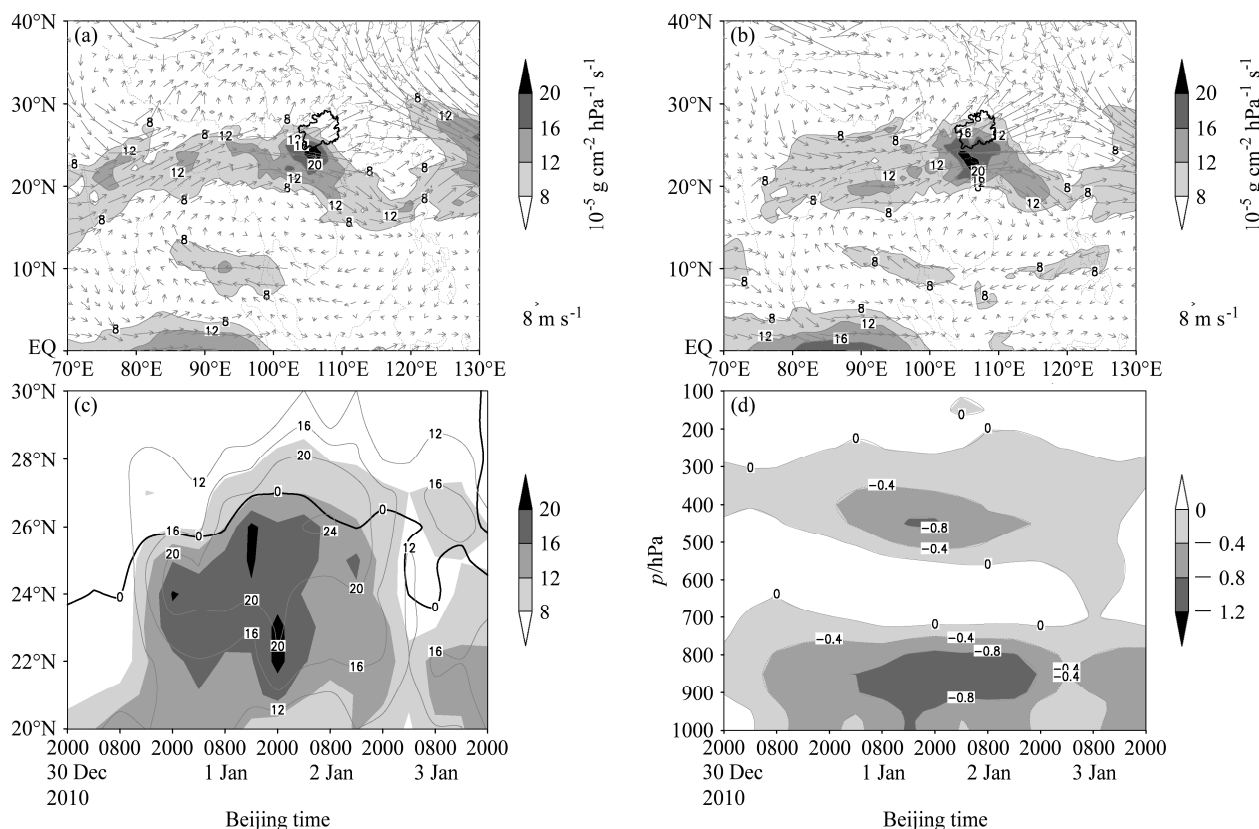


图 4 (a) 2010 年 12 月 31 日 20:00 和 (b) 2011 年 1 月 1 日 20:00 NCEP/NCAR 再分析场上 700 hPa 风矢量(箭头, 单位: m s^{-1})和水汽通量(阴影, 单位: $10^{-5} \text{ g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$); (c) 2010 年 12 月 30 日 20:00~2011 年 1 月 3 日 20:00 NCEP/NCAR 再分析场 700 hPa 风速(等值线, 单位: m s^{-1})、水汽通量(阴影, 单位: $10^{-5} \text{ g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$)以及温度场 0°C 线的纬度—时间剖面; (d) 水汽通量散度的时间—高度剖面(阴影, 单位: $10^{-10} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

Fig. 4 From NCEP/NCAR reanalysis data set, wind vectors (units: m s^{-1}) and water vapor flux (shading, units: $10^{-5} \text{ g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$) on 700 hPa at (a) 2000 LST 31 December 2010 and (b) 2000 LST 1 January 2011, (c) wind speed (isolines, units: m s^{-1}) and water vapor flux (shading, units: $10^{-5} \text{ g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$) on 700 hPa from 2000 LST 30 December 2010 to 2000 LST 3 January 2011 (d) time–height cross section of water vapor flux divergence (shading, units: $10^{-10} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

方案, 行星边界层方案采用 Yonsei University 方案, 外层 2 个嵌套区域内积云参数化方案采用的是 Kain-Fritsch 方案, 辐射方案采用 RRTM 方案。数值模拟结果分析可以看到(图 6), 贵州冻雨区($26^\circ\sim 28^\circ\text{N}$)上空云中水物质是云水和雨水, 没有冰晶和雪等其它固态水凝物, 这进一步佐证了冻雨是来自于中低层的暖云降水。

5 冻雨的诊断预测方法

5.1 动力因子诊断预报法

为进一步诊断预报和冻雨相关的降水, 这里我们首先提出动力因子诊断预报法。以往大家用得较多的诊断因子, 比如对流涡度矢量、湿热力平流参数(Gao et al., 2004)等, 都是针对对流性强降水, 它们能很好地描述垂直速度较大的强对流, 而对弱

降水的诊断作用相对较差。由于冻雨总是发生在非对流性的层状云区, 降水量很小, 因此, 根据冻雨降水的这个特点, 我们需要重新总结出一个能诊断弱降水的诊断量。

首先, 我们知道冻雨发生的区域的斜压性很强, 特别是在中低层的云贵准静止锋附近, 有很明显的温度、风场对比。因此我们选了一个能较好地表现大气斜压性的参数——斜压涡度参数(q_B), 即三维涡度矢量在力管方向的投影(Ran et al., 2013), 具体的表达式为

$$q_B = \boldsymbol{\omega} \cdot (\nabla p \times \nabla \alpha^*), \quad (1)$$

相应的垂直积分(q_{Bsum}):

$$q_{Bsum} = - \int_{850 \text{ hPa}}^{500 \text{ hPa}} \rho_0 \left[- \frac{\partial v}{\partial z} A_x + \frac{\partial u}{\partial z} A_y + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) A_z \right] dp, \quad (2)$$

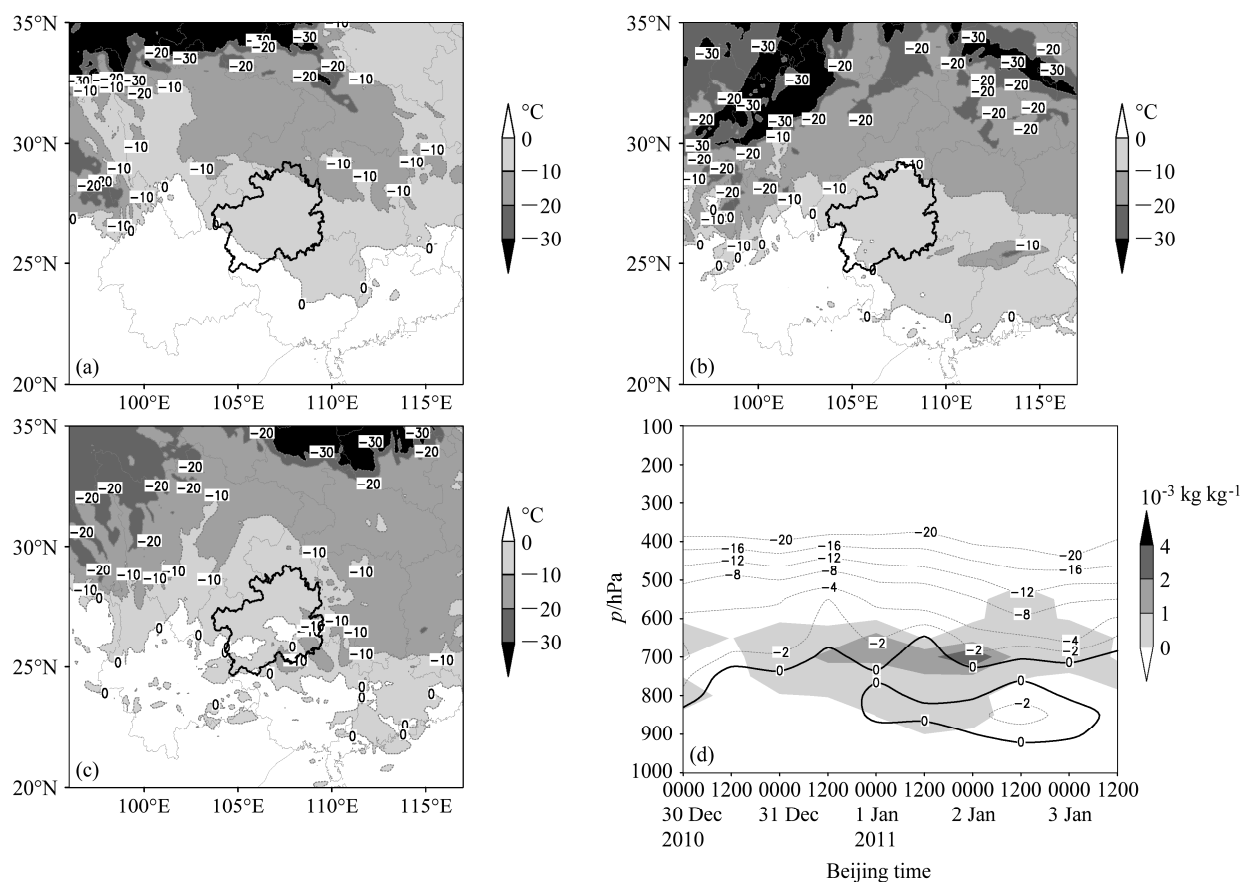


图5 2011年(a)1月1日08:00、(b)2日08:00、(c)3日08:00 FY-2E的TBB(单位: $^{\circ}\text{C}$)分布以及(d)2010年12月30日08:00~2011年1月3日20:00贵州区域($24^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$, $103^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$) NCEP/NCAR再分析资料的温度场(单位: $^{\circ}\text{C}$)与空中云水含量(阴影, 单位: $10^{-3} \text{ kg kg}^{-1}$)的高度—时间剖面

Fig. 5 Temperature of Brightness Blackbody (TBB) distribution (shading, units: $^{\circ}\text{C}$) at (a) 0800 LST 1, (b) 0800 LST 2, (c) 0800 LST 3 January 2011 from FY-2E data, (d) time-height cross section temperature (isolines, units: $^{\circ}\text{C}$) and air cloud water content (shading, units: $10^{-3} \text{ kg kg}^{-1}$) in Guizhou area ($24^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$, $103^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$) from 0800 LST 30 December 2010 to 2000 LST 3 January 2011 from NCE/NCAR reanalysis data

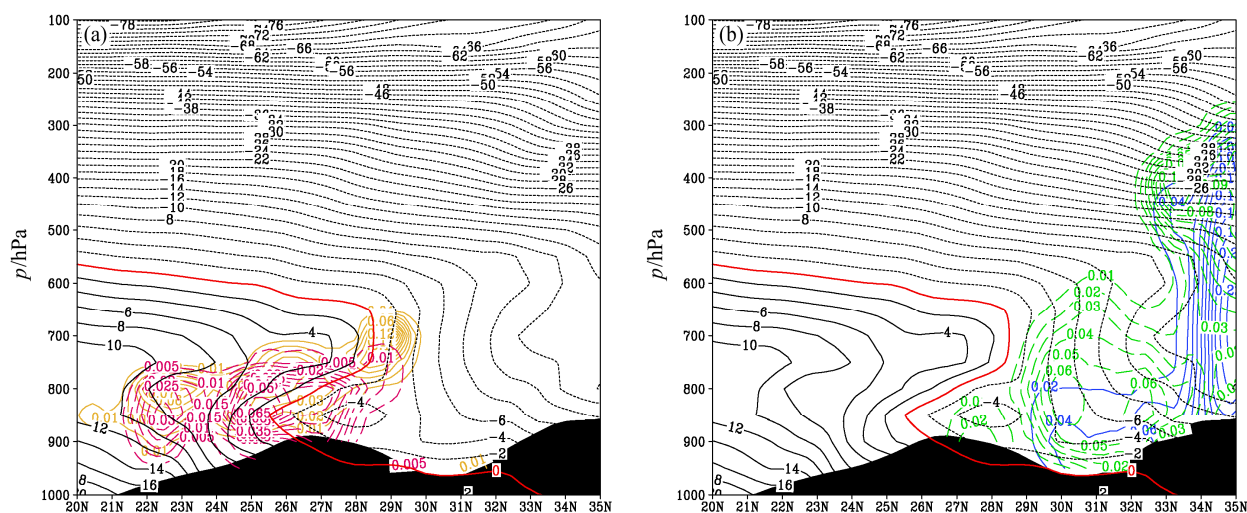


图6 WRF模式模拟的2011年1月1日20:00温度(黑线, 其中 0°C 温度线为红色)以及(a)云水(橘色)、雨水(深红色)含量, (b)雪水(蓝色)、冰水(绿色)含量(单位: g kg^{-1})沿 107°E 的垂直剖面

Fig. 6 (a) Vertical cross section of simulated temperature (black line, $^{\circ}\text{C}$, where 0°C line is red), cloud water content (orange lines, units: g kg^{-1}), rain water content (dark red lines, units: g kg^{-1}) along 107°E at 2000 LST 1 January 2011; (b) same as (a), but for snow content (blue lines, units: g kg^{-1}) and ice content (green lines, units: g kg^{-1})

其中,非均匀饱和大气中的管矢量 $\nabla p \times \nabla \alpha^*$ 的三个方向分量用 A_x , A_y , A_z 表示,

$$A_x = \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial \alpha^*}{\partial z} - \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial \alpha^*}{\partial y}, \quad (3)$$

$$A_y = \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial \alpha^*}{\partial x} - \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial \alpha^*}{\partial z}, \quad (4)$$

$$A_z = \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial \alpha^*}{\partial y} - \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial \alpha^*}{\partial x}. \quad (5)$$

本文的个例分析计算都是在 p 坐标系上进行的,因此,程序中利用 $\nabla \phi$ 来代替 ∇p 进行计算,其中 $\phi = gz$ 。

利用 NCEP/NCAR 的再分析场,我们将斜压涡度参数应用到 2011 年 1 月 1 日贵州冻雨事件中,结果表明:850 hPa 上,BV 的异常大值主要出现在四川和贵州地区,这与该地区大气低层准静止锋区附近的斜压性较强有关(图 7a);在中层 600 hPa 附近,30°N 地区也存在一准东西向的 BV 异常大值区(图 7b)。经过各个时刻不同高度的对比分析,我们发现,贵州冻雨时段大气中低层的 BV 最为明显,因此,我们将 BV 从 550 hPa 到 850 hPa 垂直积

分,得到垂直积分的斜压涡度参数 q_{Bsum} (图 7c),可以看到,贵州、四川和青藏高原附近都出现了 q_{Bsum} 的大值区,这与 6 小时后的累积降水相对集中的区域对应较好(图 7d),可以看到,这些区域的降水量非常小,每 6 小时只有 2~3 mm。

因此,利用 q_{Bsum} ,我们可以从再分析资料或模式资料中找到未来因斜压性较强而发生弱降水的区域,而冻雨正是这些弱降水中的一种。

5.2 三步判别法

在上一节中,我们利用 q_{Bsum} 判断出未来弱降水发生的区域,本节我们进行单站分析,进而判断哪些站点的弱降水将会以冻雨的形式出现。从前文的分析研究可知,冻雨的形成是各纬度高层和中低层各种天气系统相互作用的结果。在实际天气预报分析过程中,我们应该如何有效利用这些信息为业务预报员提供一种简单并易于操作的预报方法呢?为此,我们建立了一个包括大尺度和中小尺度系统的冻雨判别系统。

第一步:大尺度天气系统判别。

我们知道,贵州湖南冻雨总是与云贵准静止锋相联系,而天气尺度和大尺度的背景场是准静止锋

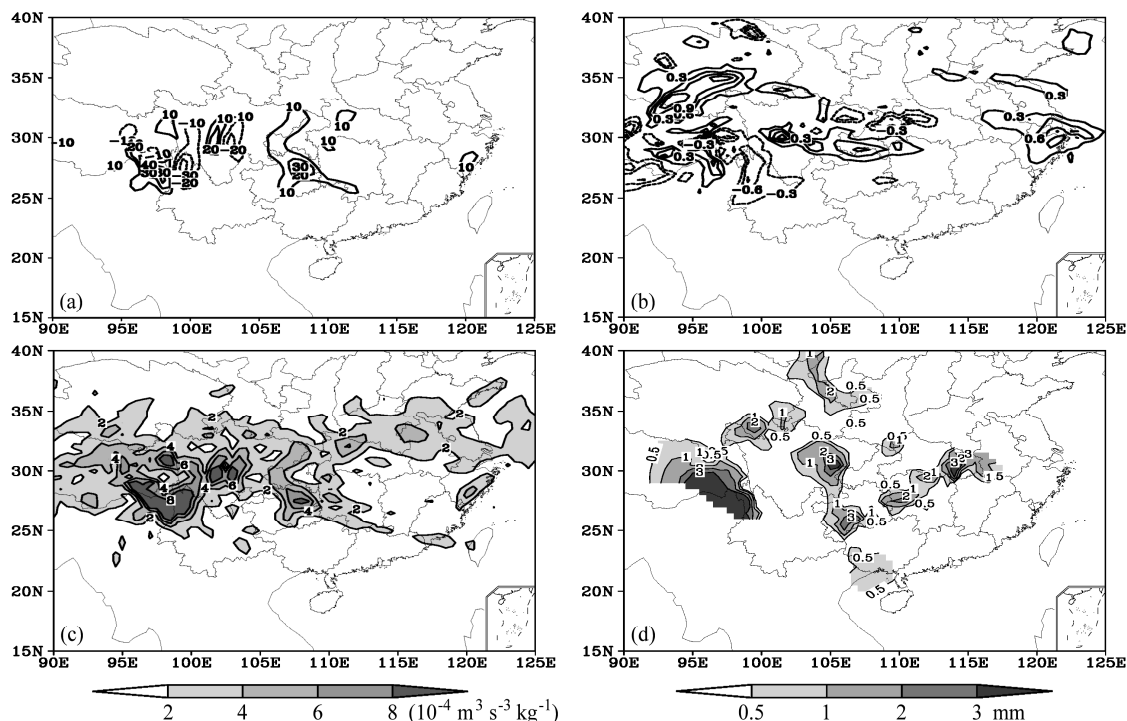


图 7 2011 年 1 月 1 日 20:00 斜压涡度参数 q_B 及其后 6 小时降水分布: (a) 850 hPa q_B ; (b) 600 hPa q_B (单位: $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ s}^{-3} \text{ kg}^{-1}$); (c) 550 hPa 至 850 hPa 垂直积分的斜压涡度参数 q_{Bsum} ($10^{-4} \text{ m}^3 \text{ s}^{-3} \text{ kg}^{-1}$); (d) 2011 年 1 月 1 日 20:00 至 1 月 2 日 02:00 的 6 小时观测降水量 (mm)

Fig. 7 Distribution of baroclinic vorticity parameter (q_B) at 2000 LST 1 January 2011 and subsequent 6-hour precipitation: (a) q_B (units: $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ s}^{-3} \text{ kg}^{-1}$) at 850 hPa; (b) q_B (units: $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ s}^{-3} \text{ kg}^{-1}$) at 600 hPa; (c) vertical integration of q_B (q_{Bsum}) (units: $10^{-4} \text{ m}^3 \text{ s}^{-3} \text{ kg}^{-1}$) from 550 hPa to 850 hPa; (d) observed 6-hour precipitation (mm) from 2000 LST 1 to 0200 LST 2 January 2011

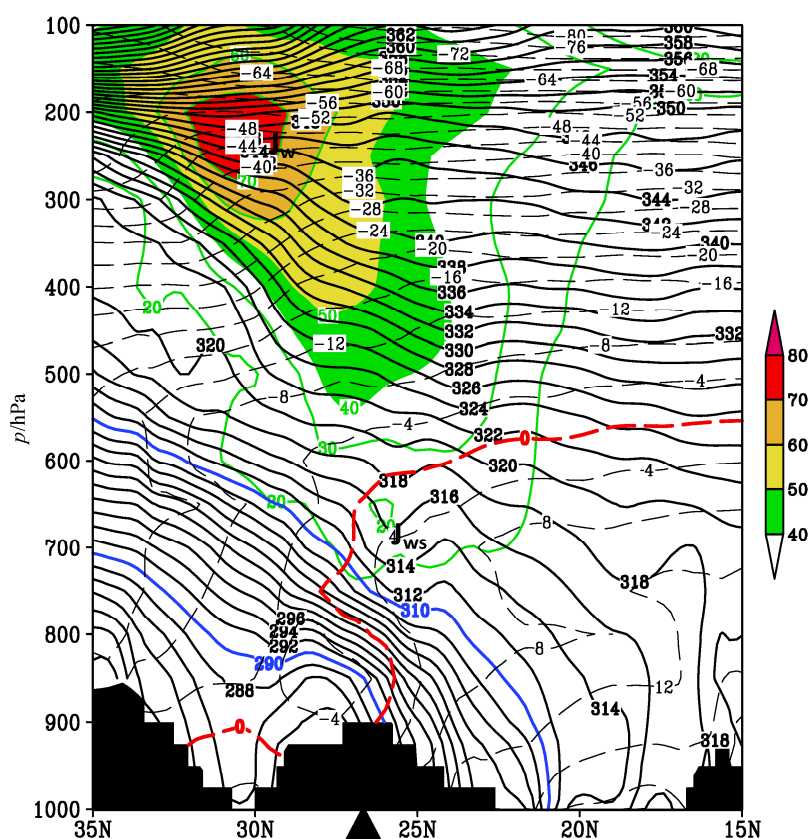


图 8 2011 年 1 月 1 日 20:00 沿 107°E 的 NCEP/NCAR 再分析场垂直剖面上的相当位温 θ_e (黑色实线, 单位: K, 其中 290 K 到 310 K 的等值线用蓝色线表示)、高空西风急流 (绿色线, 单位: m s^{-1} , 其中风速大于 40 m s^{-1} 的部分用彩色阴影表示)。红色虚线代表 0°C 等温线, 三角区为 2011 年贵州冻雨发生地, 黑色阴影为地形高度

Fig. 8 The vertical cross section of equivalent potential temperature obtained from NCEP/NCAR reanalysis field at 2000 LST 1 January 2011 (black isolines, units: K, with 290 K and 310 K in blue lines), westerly jet (units: m s^{-1} , shading for wind speed $\geq 40 \text{ m s}^{-1}$). Red dashed line: 0°C isotherm; triangular: freezing rain area

维持的关键。因此,要判断冻雨是否会长时间发生,首先可通过高空地面天气图或相关的分析场,查看影响冻雨发生的主要天气系统是否存在并会稳定维持。图 8 是 2011 年 1 月 1 日贵州冻雨发生时段的垂直剖面图,它是一张比较典型的冻雨天气系统剖面图,从图上可以看到,在大气高层有副热带锋区和急流,在大气低层有云南贵州准静止锋和低层的西南急流,同时,在云贵准静止锋附近也存在广阔均匀的中低层状云(图略),这是贵州冬季冻雨发生时段最典型的天气背景配置。

在高层和中低层系统的稳定维持和共同作用下,我们可以进一步利用单站探空进行精细化的第二步判断。

第二步:单站探空判别。

冻雨的发生和云有着密不可分的关系,此时中低层状云内是否有适宜的条件利于过冷水滴发展壮大是冻雨形成的关键。因此,在第二步中,我们

利用单站探空数据,分别判断几个与云相关的条件是否满足,同时检验地表温度是否利于冻雨生成。

(1) 为了能较为准确地确定云层所在的高度、厚度以及云顶高度,我们采用 Poore et al. (1995) 的温度露点差判断法,具体判别标准如下:

温度 $\geq 0^\circ\text{C}$ 时,温度露点差 $\leq 2^\circ\text{C}$;

温度 $\leq 0^\circ\text{C}$ 且 $\geq -20^\circ\text{C}$ 时,温度露点差 $\leq 4^\circ\text{C}$;

温度 $\leq -20^\circ\text{C}$ 时,温度露点差 $\leq 6^\circ\text{C}$ 。

以图 3 所示的贵阳探空图为例,贵阳地区的温湿廓线满足以上云内标准的范围为 650~850 hPa,属于中低云。

(2) 在判断完云层所在位置后,接着利用 Huffman and Norman (1988) 的研究结果,主要分析云顶高度和 -10°C 线的位置,从而来判断云中是否有冰核。通过对冰核的实际观测,一般来说,云顶温度 $> -10^\circ\text{C}$ 的时候,云中水滴基本维持过冷水滴的状态,因此 -10°C 线所在高度也是区分云中是

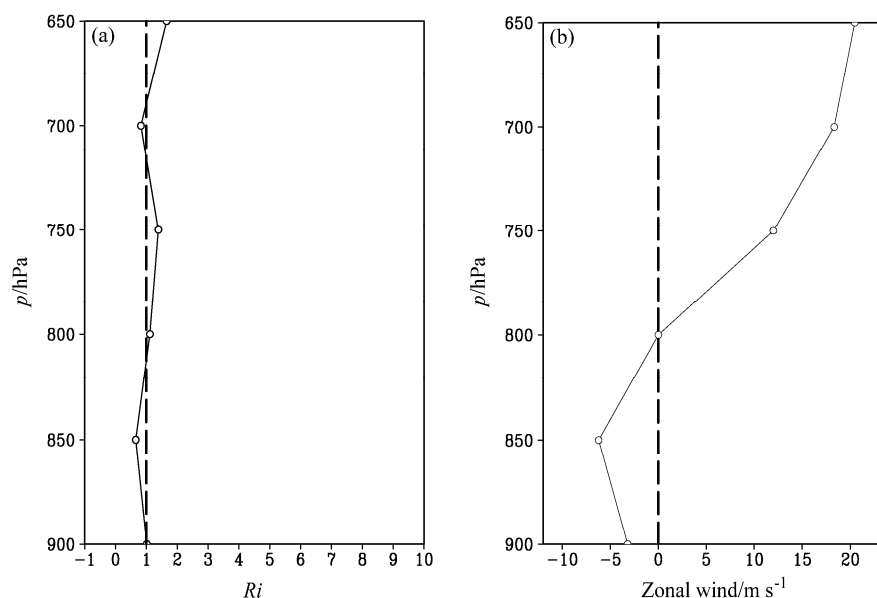


图9 2011年1月1日20:00 NCEP/NCAR再分析资料计算的贵州冻雨区的(a) Ri 数和(b)纬向风(单位: $m s^{-1}$)垂直廓线

Fig. 9 The vertical profiles of (a) Ri , (b) zonal wind (units: $m s^{-1}$) in Guizhou freezing rain area at 2000 LST 1 January 2011, from NCEP/NCAR reanalysis data

否有冰核的关键阈值。从图3我们可以清楚地看到, 2011年1月1日20:00贵州地区的云顶温度大约在 $-2\sim 0^{\circ}C$ 附近, 高于 $-10^{\circ}C$, 所以这时的云内冰核很少, 云内主要以过冷云水为主。

(3)一般利于冻雨的近地冷层都很浅薄, 温度维持 $0^{\circ}C$ 以下, 但也不能太低。据统计, 冻雨发生时段地面温度平均在 $-6\sim 0^{\circ}C$ 之间。从图3中可以看到, 2011年贵州冻雨区近地面的温度大约在 $-4^{\circ}C$ 左右, 利于过冷水滴下落后的冻结。

第三步: 稳定度判别法(看看云内是否有利于过冷水滴长大的条件)。

降水粒子的碰并增长是影响降水量的重要云物理过程, 而降水粒子碰并增大路程的长短在很大程度上受云内湍流强度的影响。受到云贵准静止锋锋面逆温的影响, 大气处于稳定层结状态, 但其云内不一定很稳定。李启泰等(1988)通过飞机探测发现, 当飞机穿过贵州冬季层状云时, 会发生轻度的颠簸, 在大气稳定层结状态下云内的这种扰动正是由于强烈的风切变造成的, 强风切变造成的扰动使得云层内部的小云滴能通过碰并增长而长大。李启泰等(1988)和 Deng et al (2012)的研究都发现, 准静止锋区上空缺少冰核的中低层层状云内这种由于强风切变造成的扰动利于云内过冷水滴碰并增大。赵彩(1995)和 Deng et al. (2012)先后利用 Ri 数进行定量判断, 发现贵州地区 $Ri < 1$ 可作

为判断云内是否存在湍流的判据。

利用 NCEP/NCAR 再分析资料, 从图9中可以看到, 650 hPa 以下, 在低层偏东气流和 800 hPa 附近偏西南气流的切变作用下(图9b), 贵州冻雨区上空中低层云内存在 Ri 数小于1的区域, 极小值分别出现在 850 hPa 为中心的大气低层(图9a), 强风切变造成的扰动使得层云内部的小云滴可通过碰并增长, 利于过冷水滴增大。

6 结论和讨论

本文对贵州冻雨形成的环境场条件和预报预测方法进行了较全面的分析和探讨, 得到以下一些结论:

贵州湖南冻雨是对流层内中高纬度和低纬度天气系统相互作用下形成的。在这些天气系统中, 最直接主要的影响系统有: 高层的副热带高空急流—锋区、低层的云贵准静止锋以及中低层的西南低空急流。其中低层的准静止锋和锋区附近的中低层状云的形成与稳定维持又与中高纬乌拉尔山阻高和低纬印缅槽的水汽输送有密切的关系。

在各纬度高低层复杂的天气背景下, 要想预报好冻雨的发生和发展是一项极具挑战性的任务。本文探索性地提出一套冻雨的诊断预测方法, 即“动力因子”和“三步判别法”相结合的方法。该方法首先利用动力因子 q_{Bsum} 找到未来因斜压性较

强而利于弱降水发生的区域, 再结合预报场的单站探空资料, 进行三步判断, 就能比较全面地判断和预测冻雨的发生区域。历史个例表明, 我们的方法对贵州冻雨预报的精度和速率具有明显的提高。同时, 我们已将该方法应用到贵州冻雨的实际预报业务中, 以期对该方法进行实际检验和进一步完善改进。

参考文献 (References)

- Bourgouin P. 2000. A method to determine precipitation types [J]. *Wea. Forecasting*, 15 (5): 583–592.
- 陈天锡, 陈贵发, 穆晓涛. 1993. 驻马店地区冻雨天气特征的分析 and 预报 [J]. *气象*, 19 (2): 33–36. Chen Tianxi, Chen Guifa, Mu Xiaotao. 1993. Analysis and forecasting of freezing rain characteristics in Zhumadian [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 19 (2): 33–36.
- Deng Difei, Gao Shouting, Du Xiaoling, et al. 2012. A diagnostic study of freezing rain over Guizhou China in January 2011 [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 138 (666): 1233–1244.
- 杜小玲. 2007. 贵州冻雨研究及数值模拟试验 [D]. 南京大学硕士学位论文. Du Xiaoling. 2007. Research the freezing rain in Guizhou and its numerical experiments by a mesoscale model [D]. M. S. thesis (in Chinese), Nanjing University.
- 杜小玲, 高守亭, 许可, 等. 2012. 中高纬阻塞环流背景下贵州强冻雨特征及概念模型研究 [J]. *暴雨灾害*, 31 (1): 15–22. Du Xiaoling, Gao Shouting, Xu Ke, et al. 2012. Study on the synoptic features of strong freezing rain with blocking pattern in Guizhou and conceptual model [J]. *Torrential Rain and Disasters (in Chinese)*, 31 (1): 15–22.
- 杜小玲, 彭芳, 武文辉. 2010. 贵州冻雨频发地带分布特征及成因分析 [J]. *气象*, 36 (5): 92–97. Du Xiaoling, Peng Fang, Wu Wenhui. 2010. Distribution and cause on frequent freezing rain zone in Guizhou [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 36 (5): 92–97.
- Gao Shouting, Ping Fan, Li Xiaofan, et al. 2004. A convective vorticity vector associated with tropical convection: A two dimensional cloud-resolving modeling study [J]. *J. Geophys. Res.*, 2004 (109): D14106, doi:10.1029/2004JD004807.
- Houston T G, Changnon S A. 2007. Freezing rain events: a major weather hazard in the conterminous US [J]. *Natural Hazards*, 40 (2): 485–494.
- 黄继用. 1999. 冷舌与分片预报研究 [C]. 贵州省气象台培训教材. Huang Jiyong. 1999. Study of cold tongue and slice forecasting [C] (in Chinese). Training Material of Guizhou Meteorological Center.
- Huffman G J, Norman G A. 1988. The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 116 (11): 2172–2182.
- 李启泰, 卢成孝, 赵彩. 1988. 贵州冬季层状云的观测研究 [J]. *气象*, 14 (5): 9–14. Li Qitai, Lu Chengxiao, Zhao Cai. 1988. A study of winter stratus in Guizhou [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 14 (5): 9–14.
- 吕胜辉, 王积国, 邱菊. 2004. 天津机场地区冻雨天气分析 [J]. *气象科技*, 32 (6): 456–460. Lü Shenghui, Wang Jiguo, Qiu Ju. 2004. Analysis of freezing rain at Tianjin Airport [J]. *Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 32(6): 456–460.
- Poore K D, Wang Junhong, Rossow W B. 1995. Cloud layer thicknesses from a combination of surface and upper-air observations [J]. *J. Climate*, 8 (3): 550–568.
- Ran Lingkun, Li Na, Gao Shouting. 2013. PV-based diagnostic quantities of heavy precipitation: Solenoidal vorticity and potential solenoidal vorticity [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118 (11): 5710–5723.
- Rauber R M, Olthoff L S, Ramamurthy M K, et al. 2000. The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events [J]. *J. Appl. Meteor.*, 39 (7): 1185–1195.
- Stewart R E, King P. 1987. Freezing precipitation in winter storms [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115 (7): 1270–1280.
- 吴有训, 王进宝, 王克勤, 等. 1999. 黄山雪、雨淞和雾淞的气候特征 [J]. *气象*, 25 (2): 48–52. Wu Youxun, Wang Jinbao, Wang Keqin, et al. 1999. The climatic characteristics of snow glaze and rime in Huangshan Mountain [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 25 (2): 48–52.
- 许炳南. 2001. 贵州冬季凝冻预测信号和预测模型研究 [J]. *贵州气象*, 25 (4): 3–6. Xu Bingnan. 2001. A study on forecast signals and forecast models of winter glaze in Guizhou [J]. *Journal of Guizhou Meteorology (in Chinese)*, 25 (4): 3–6.
- Xu Qin, Gao Shouting. 1995. An analytic model of cold air damming and its applications [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52 (3): 353–365.
- Xu Qin, Gao Shouting, Fiedler B H. 1996. A theoretical study of cold air damming with upstream cold air inflow [J]. *J. Atmos. Sci.*, 53 (2): 312–326.
- 赵彩. 1995. 贵州雨淞积冰过程的云层特征及环流背景 [J]. *气象*, 21 (5): 48–52. Zhao Cai. 1995. An analysis on the cloud macro characteristics and circulation background of the severe glaze icing in Guizhou [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 21 (5): 48–52.
- 周广岐. 1996. 1987 年 12 月 22 日冻雨分析 [J]. *新疆气象*, 19 (5): 17–19. Zhou Guangqi. 1996. Analysis of freezing rain on December 22, 1987 [J]. *Bimonthly of Xinjiang Meteorology (in Chinese)*, 19 (5): 17–19.