

贵州西部2020年深冬两次冰雹天气 不同背景场分析

严锐¹, 肖艳林¹, 周庶², 刘鹏¹

¹六盘水市气象局, 贵州 六盘水

²毕节市气象局, 贵州 毕节

收稿日期: 2023年6月3日; 录用日期: 2023年6月30日; 发布日期: 2023年7月7日

摘要

基于常规气象观测、MICAPS及EAR5 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 等资料, 对贵州西部2020年1月6日和1月24日两次冰雹天气过程的天气系统配置、水汽条件、热力不稳定及垂直风切变等环境场特征进行分析, 找出冬季两次冰雹发生的物理机制。结果表明: 两次冰雹过程均受500 hPa南支槽、700 hPa西南急流以及200 hPa急流等天气系统影响。“01.06”过程, 贵州西部处于200 hPa急流轴入口的右后方, 南支槽向东移出贵州, “01.24”过程, 贵州西部处于200 hPa急流轴出口的左前方, 南支槽在98°E附近维持少动。“01.06”属于南支槽型气团性冰雹, “01.24”属于高架雷暴型冰雹。“01.24”冰雹过程的逆温层比“01.06”明显且深厚, 但“01.06”冰雹过程中的大气不稳定能量比“01.24”更为凸显。两次冰雹天气过程中, “01.24”中0 km~6 km垂直风切变比“01.06”偏大, 且其垂直风切变的变化与锋面移动有明显的关系, 冰雹落区与垂直风切变大值区的位置有较好的对应关系, 冰雹直径大小与大气中的水汽、大气层结稳定度有密切的关系, 与垂直风切变的关系不如春夏季冰雹明显。

关键词

冬季冰雹, 南支槽型, 高架雷暴型, 水汽, 不稳定能量, 垂直风切变

Analysis of Background Fields of Two Hail Weather in Late Winter of 2020 in Western Guizhou

Rui Yan¹, Yanlin Xiao¹, Shu Zhou², Peng Liu¹

¹Liupanshui Meteorological Bureau, Liupanshui Guizhou

²Bijie Meteorological Bureau, Bijie Guizhou

Received: Jun. 3rd, 2023; accepted: Jun. 30th, 2023; published: Jul. 7th, 2023

文章引用: 严锐, 肖艳林, 周庶, 刘鹏. 贵州西部 2020 年深冬两次冰雹天气不同背景场分析[J]. 气候变化研究快报, 2023, 12(4): 639-654. DOI: 10.12677/ccrl.2023.124066

Abstract

Based on the conventional meteorological observation, MICAPS and EAR5 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ data, the characteristics of environmental fields such as weather system configuration, water vapor condition, thermal instability and vertical wind shear of two hailstorms happened in western Guizhou on January 6 and January 24, 2020 were analyzed to find out the physical mechanism of the occurrence of two hailstorms in winter. The results showed that the two hail processes were both affected by the weather systems such as 500 hPa south branch trough, 700 hPa southwest jet and 200 hPa jet. In the process of "01.06", the west of Guizhou was in the right rear of the entrance of 200hPa jet axis, and the south branch moved eastward out of Guizhou. In the process of "01.24", the west of Guizhou was in the left front of the exit of 200 hPa jet axis, and the south branch maintained less movement near 98°E . "01.06" was a air mass type hail in the south branch trough, and "01.24" was an elevated thunderstorm type hail with cold air moving south and forming a cold mat. The inversion layer during the hail process of "01.24" was more obvious and deeper than that of "01.06", but the atmospheric unstable energy during the hail process of "01.06" was more prominent than that of "01.24". 0 km~6 km vertical wind shear in "01.24" is higher than "01.06", and the change of the vertical wind shear has obvious relationship with frontal moving, the hail drop zone has a good corresponding relation with the position of vertical wind shear greater values, the hail diameter size has a close relationship with the moisture and the stability of atmosphere, however, the relationship with vertical wind shear is not as obvious as hail in spring and summer.

Keywords

Winter Hail, South Branch Trough Type, Elevated Thunderstorm Type, Water Vapor, Unstable Energy, Vertical Wind Shear

Copyright © 2023 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

冰雹是贵州省的主要气象灾害之一。在贵州,一年四季均可降雹,但大部分降雹集中在春季(3~5月),且多雹区为贵州中部以西地区[1],而贵州西部地处乌蒙山脉东侧,相对高度差达500m以上,其西北角最高处的韭菜坪海拔2901m,东南角最低点的洛帆河汇入北盘江处的海拔324m,特殊的地理位置,造就贵州西部复杂、灾害种类繁多的天气[2][3]。因此,冰雹天气预报技术的研究一直是贵州天气预报员关注的重点。冰雹形成过程由天气条件和环境条件共同决定,与地形特征有着密切不可分的联系。王瑾、刘黎平分析了贵州冰雹分布与地形因子的关系,确定了贵州冰雹风险区[4]。郑飒飒等[5]指出四川冰雹分布有明显的地理分布特征。

目前,对冰雹的研究,主要是分析春季冰雹的形成机理和天气系统[6][7][8],对冬季发生的冰雹研究较少。李玮等[1]指出贵州春季冰雹占全年降雹日的2/3。许弋等[9]分析贵州春季的一次明显降雹天气过程个例时,发现 0°C 层高度(600 hPa)和 -20°C 层高度(400 hPa)有利于冰雹的生长。万雪丽等[10]对贵州春季冰雹天气进行定量化概念模型研究及其应用分析时,给出贵州强冰雹天气发生的有利环流形势类型为:西北气流型、高空槽型、锋前降雹型和高架雷暴型。池再香等[11]分析贵州西部春季冰雹天气时,指

出 700 hPa 川西南与滇西北交界处的切变发展东移, 配合位于贵州西部的地面辐合, 加上特殊的地形起到促进对流云团的发展和持续, 有效的天气、环境条件有利于贵州西部冰雹天气发生。但这些研究仅仅是针对春季冰雹天气, 而贵州的冬季降雹日数仅次于春季, 且主要是发生在 2 月份[1], 这与朱乾根等[12]指出中国雹区 2~3 月以西南、华南和江南为主一致。2020 年 1 月 6 日和 24 日贵州西部发生了冰雹天气, 1 月份出现冰雹天气为历史罕见。因此, 本文对 2020 年 1 月两次罕见冰雹过程的天气背景及物理量进行综合分析, 力求寻找冬季冰雹天气出现前的环境场特征, 为冬季冰雹天气的预报预警与服务提供参考。

2. 资料与方法

冰雹资料来源于贵州西部各县(市、区)气象观测站。利用 MICAPS4 及 EAR5 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 再分析资料, 分析 2020 年 1 月 6 日(简称“01.06”, 下同)和 1 月 24 日(简称“01.24”, 下同)冰雹天气过程的天气系统配置、水汽条件、热力不稳定、抬升条件及垂直风切变等环境场特征, 找出两次冰雹天气发生的物理机制。

3. 环境场特征

3.1. 冰雹过程特点

“01.06”冰雹天气过程(见表 1 及图 1(a)), 最早于 11:06 出现在盘州市, 最晚于 21:38 出现在修文县。此次冰雹最大直径平均为 8.2 mm, 以镇宁县、金沙县的 15 mm 为最大, 其次是晴隆县的 12 mm; 以织金县的 4 mm 为最小, 其次是盘州市、兴义市、平坝县和修文县的 5 mm。

“01.24”冰雹天气过程(见表 2 及图 1(b)), 最早于 12:37 出现在兴仁县, 最晚于 20:05 出现在贞丰县。此次冰雹最大直径平均为 6.3 mm, 以兴仁县的 10 mm 为最大, 其次是晴隆县和贞丰县的 8 mm; 以紫云县的 4 mm 为最小, 其次是西秀区、盘州市、平坝县和关岭县的 5 mm。

Table 1. The hailstorm in western Guizhou on January 06, 2020

表 1. “2020.01.06” 贵州西部降雹情况

降雹地点	经度($^\circ$ E)	降雹日期(月.日)	降雹开始时间(时:分)	最大直径(mm)
盘州	104.5	01.06	11:06	5
织金	105.8	01.06	13:06	4
兴义	104.9	01.06	15:00	5
普定	105.8	01.06	15:28	6
关岭	105.6	01.06	15:49	8
平坝	106.3	01.06	16:08	5
镇宁	105.8	01.06	17:24	15
晴隆	105.2	01.06	17:39	12
西秀	105.9	01.06	17:43	7
金沙	106.2	01.06	21:35	15
开阳	106.9	01.06	21:04	4
修文	106.6	01.06	21:38	5

Table 2. The hailstorm in western Guizhou on January 24, 2020
表 2. “2020.01.24” 贵州西部降雹情况

降雹地点	经度(°E)	降雹日期(月.日)	降雹开始时间(时:分)	最大直径(mm)
兴仁	105.3	01.24	12:37	10
兴义	104.9	01.24	13:01	7
紫云	106.1	01.24	14:50	4
晴隆	105.2	01.24	16:42	8
西秀	105.9	01.24	18:00	5
盘州	104.5	01.24	18:03	5
平坝	106.3	01.24	19:08	5
安龙	105.5	01.24	19:34	6
关岭	105.6	01.24	19:37	5
贞丰	105.6	01.24	20:05	8

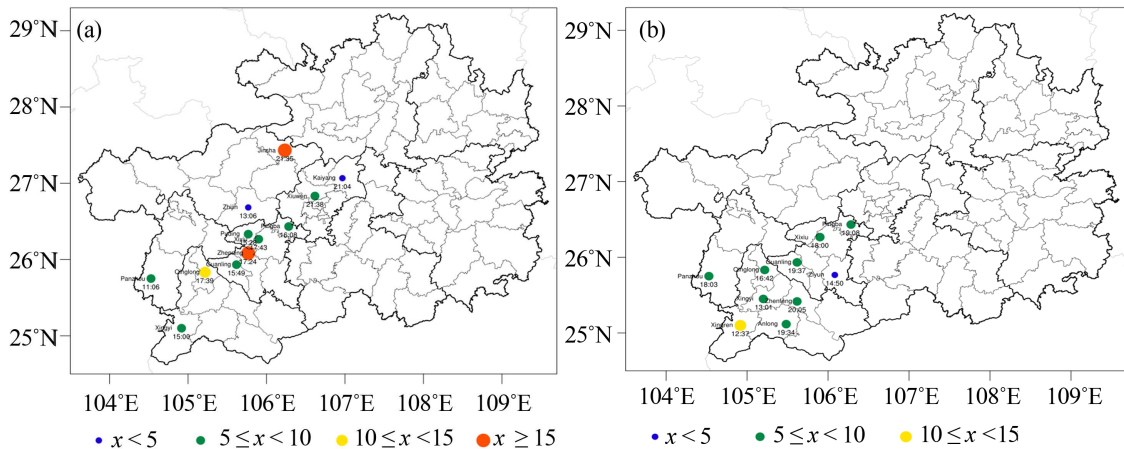


Figure 1. Distribution of hail fall in western Guizhou on January 06, 2020 (a) and January 24, 2020 (b) (solid circle, diameter unit: mm)

图 1. 2020 年 1 月 6 日(a)和 2020 年 1 月 24 日(b)贵州西部降雹分布图(实心圆, 直径单位: mm)

3.2. 环流形势对比

中小尺度系统是强对流天气的直接缔造者, 其生成和发展不仅与有利的天气环流形势密切相关, 还受天气系统的影响和制约。因此, 研究天气环流形势对于透彻分析冰雹过程的生成发展机理显得极为重要。

3.2.1. 中高层环流

“01.06”冰雹过程发生前(图 2(a)及图 4), 500 hPa 低槽位于青海 - 甘肃, 槽底延伸至高原东部一带, 低槽引导冷空气南下, 南支槽位于 20°N~30°N, 100°E~105°E 之间, 贵州处于南支槽前的西南气流中; 700 hPa 低涡切变位于陕西与甘肃交界处至滇北一带, 冷空气南下至四川资阳一带, 贵州处于东北 - 西南向切变的右侧, 其受风速 ≥ 20 m/s 的西南暖湿急流影响, 且贵州位于 200 hPa 高空急流入口区的右侧。随

着高原槽、南支槽的东移以及切变加强向东南移动, 贵州西南暖湿急流有所加强, 槽前的西南暖湿气流与北方南下的干冷空气交汇于 25°N 附近, 造成贵州西部上空大气层结不稳定(图 2(b)), 冰雹天气已发生(表 1)。由图 2(c)看出, 高原槽与南支槽在东移过程中叠加在贵州西部, 切变维持少动, 贵州上空的西南暖湿急流维持少变, 冰雹天气随之向东移动, 21:00 之后冰雹天气移到金沙 - 开阳 - 修文一带(见表 1)。由图 2(d)看出, 500 hPa 槽快速东移出贵州, 贵州上空的西南暖湿急流减弱转为西北气流, 贵州西部的冰雹天气结束。由图 2 还可以看出, 200 hPa 的急流轴位于川东南 - 陕西南部 - 河南北部一线, 贵州处于高空急流轴入口的右后方, 具有强烈的辐散作用, 且南支槽较为深厚, 表明中低空的低值系统发展旺盛, 其有利于水汽和能量的输送, 二者为强对流天气的发生提供了有利条件。由此可知, 中低空西南急流带来充足的水汽, 造成中低层较强的暖湿气流, 增加大气层结的不稳定性和低层扰动, 触发不稳定能量的释放, 加强了大气对流的不稳定产生降雹, 这与朱乾根等[12]定义的气团性降雹一致。因此, “01.06” 冰雹过程属于南支槽型气团性降雹, 500 hPa 槽的移动与冰雹落区有较好的对应关系。

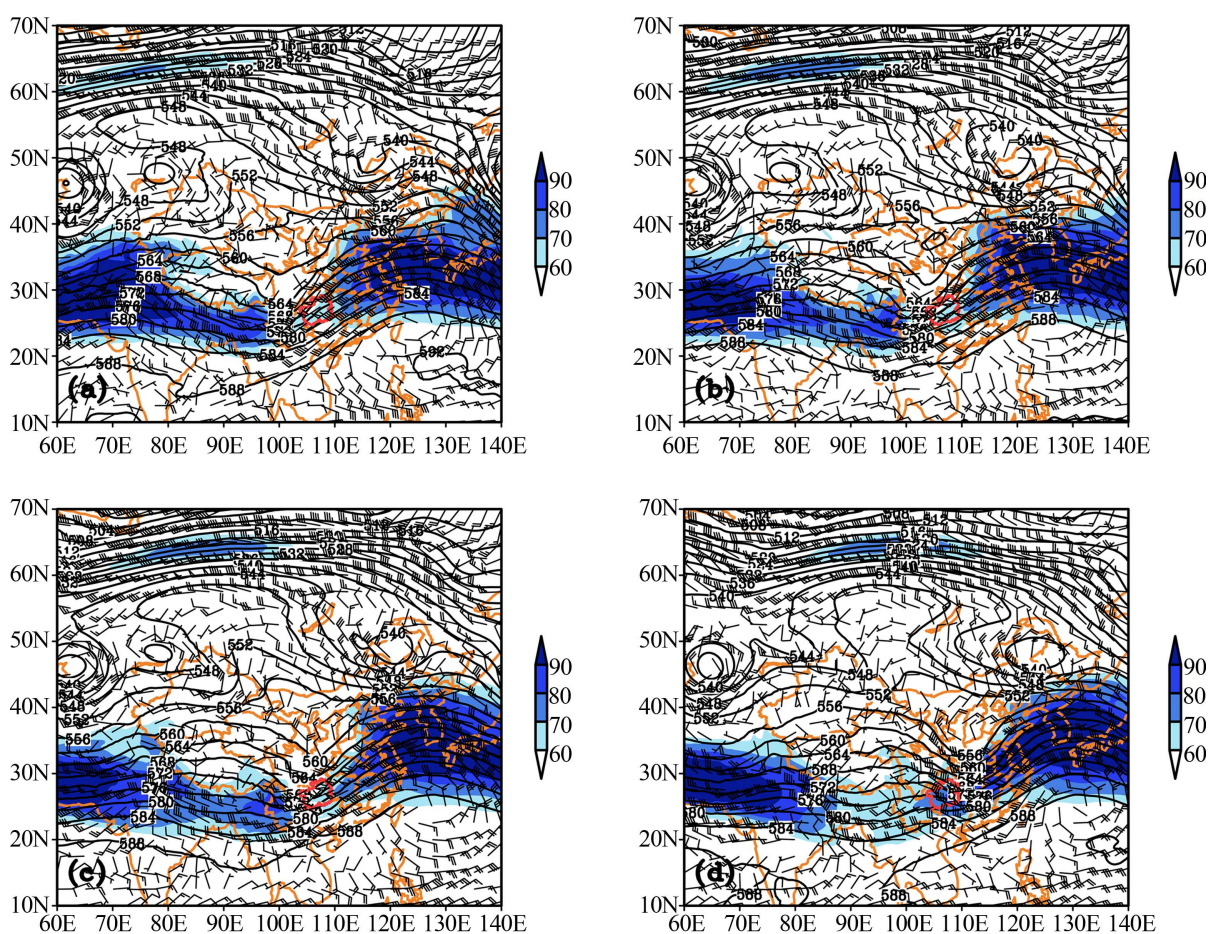


Figure 2. 200 hPa jet stream (shadow), 500 hPa geopotential height (solid black line, unit: dagpm) and 700 hPa wind field (weather vane, unit: m/s) at 08:00 (a), 14:00 (b), 20:00 (c) and 08:00 (d) on January 06, 2020

图 2. 2020 年 1 月 6 日 08:00 (a)、14:00 (b)、20:00 (c) 和 7 日 08:00 (d) 200 hPa 急流(阴影)、500 hPa 位势高度(黑色实线, 单位: dagpm)和 700 hPa 风场(风向标, 单位: m/s)

“01.24” 冰雹过程发生前(图 3(a)及图 5), 500 hPa 为两槽一脊型, 南支槽在 95°E 附近, 700 hPa 低涡切变位于重庆 - 川南, 贵州处于低涡切变的右侧, 低涡切变为触发冰雹对流性天气提供了动力因子, 并且贵州处于 16 m/s 的西南急流中。随着南支槽加深缓慢东移, 造成局地涡度增大, 有利于垂直运动的

发展, 低涡切变维持少动, 贵州西部上空风速减弱至 12 m/s (图 3(b)), 贵州西部偏南地区冰雹天气已发生(见表 2)。由图 3(c)看出, 南支槽在原地继续加深, 造成涡度继续增大, 切变南压至贵州西部, 贵州西部上空的风速迅速减弱至 2 m/s, 并由西南风转为西北风, 20:00 前后, 冰雹天气亦向东移动, 即冰雹落区在安龙 - 关岭 - 贞丰 - 平坝一带(见表 2)。由图 3(d)看出, 南支槽少动, 切变线东移北抬至贵州东北部 - 湖北西北部, 贵州西部上空由西南气流转为西北气流, 贵州西部的冰雹天气结束。由图 3 还可以看出, 200 hPa 的急流轴位于印缅 - 云南 - 广西中西部一线, 贵州西部正处于高空急流轴出口的左前方, 具有强烈的辐散抽吸作用。由此可知, 贵州一直受深厚的南支槽前西南暖湿气流影响, 水汽和热量不断向贵州上空输送, 使贵州大气层结一直处于不稳定状态, 因此, 深厚的南支槽造成局地涡度增加, 锋区加强, 上升运动加强, 加之与 200 hPa 高空急流有效配合, 这与农孟松等[13]研究的高架雷暴冰雹形成机制一致。因此, “01.24”冰雹过程属于高架雷暴型降雹。

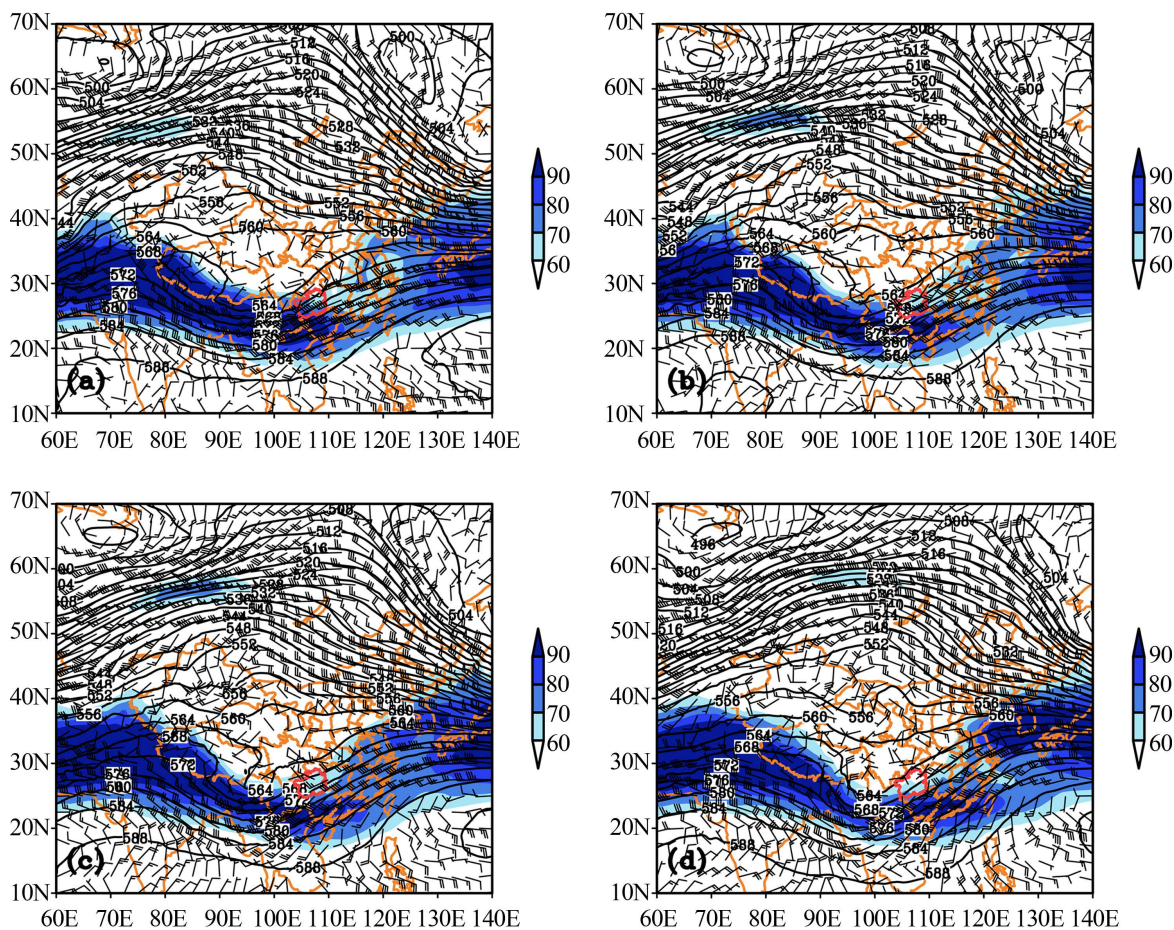


Figure 3. 200 hPa jet stream (shadow), 500 hPa geopotential height (solid black line, unit: dagpm) and 700 hPa wind field (weather vane, unit: m/s) at 08:00 (a), 14:00 (b), 20:00 (c) and 08:00 (d) on January 24, 2020

图 3. 2020 年 1 月 24 日 08:00 (a)、14:00 (b)、20:00 (c)和 25 日 08:00 (d) 200 hPa 急流(阴影)、500 hPa 位势高度(黑色实线, 单位: dagpm)和 700 hPa 风场(风向标, 单位: m/s)

由图 4、图 5 明显看出, “01.06”气团性降雹的对流层内没有锋区, 西南急流输送的暖湿空气及热低压的影响, 使得高低空增温不一致, 导致大气层结不稳定, 同时低层的强辐合中心及高空槽前的辐散场, 会加强大气的对流不稳定, 从而产生强对流天气; “01.24”高架雷暴型降雹, 边界层顶部有明显的逆温层和锋区, 虽然大气不稳定能量较小, 但“上干下湿”的特征明显, 地面冷垫叠加槽前的西南气流

形成强斜压性，为强对流发展提供了抬升条件。

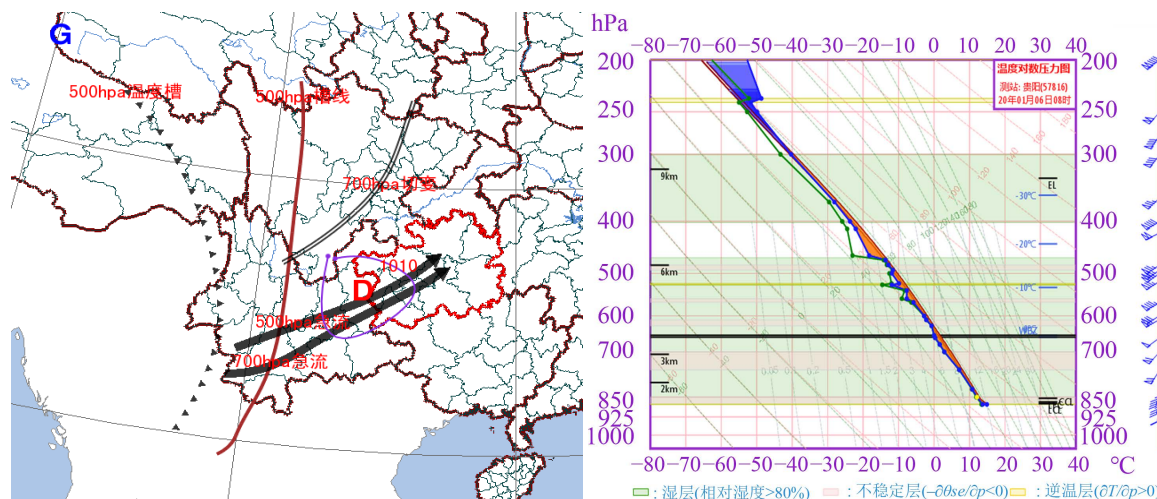


Figure 4. Meso-scale system and Guiyang station 08:00 T_lnp on January 06, 2020

图 4. 2020 年 1 月 06 日 08:00 中小尺度系统及贵阳站 08:00 T_lnp 图

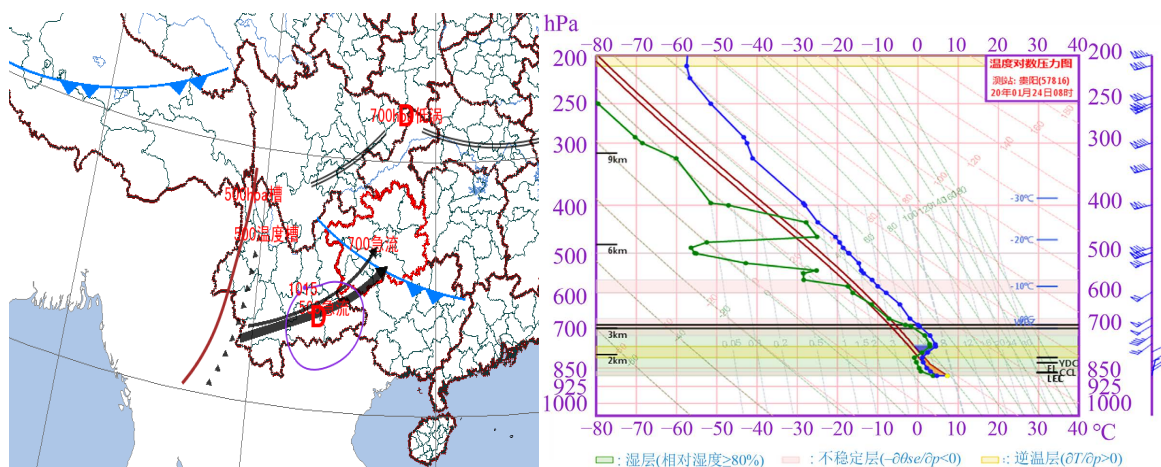


Figure 5. Meso-scale system and Guiyang station 08:00 T_lnp on January 24, 2020

图 5. 2020 年 1 月 24 日 08:00 中尺度系统及其贵阳站 T_lnp 图

3.2.2. 近地面形势

在“01.06”冰雹天气过程中，6日08:00(图6(a))，贵州西部850 hPa的露点温度差接近饱和，比湿达13 g/kg左右，处于一个高湿状态，850 hPa温度在10℃以上， $T_{(850-500)}$ 在24℃~26℃之间，切变线在贵州西北一带，表明贵州西部大气层处于极其不稳定状态，并南下的切变会随时触发不稳定能量爆发从而发生对流天气；14:00(图6(b))，贵州西部850 hPa温度升至14℃以上， $T_{(850-500)}$ 升高至26℃~28℃，比湿增大至15 g/kg左右，大气层结不稳定继续加强，偏南风增大，贵州西部处于偏南风急流的左侧。20:00(图6(c))，温度升至16℃，且范围扩大， $T_{(850-500)}$ 升至28℃~30℃，比湿降至10 g/kg左右，大气仍处于湿热层结不稳定状态。随着冷空气南下，贵州西部 $T_{(850-500)}$ 降至20℃~22℃，比湿降至5 g/kg左右，冰雹天气结束(图6(d))。由此可见，贵州西部6日08:00至20:00，850 hPa上空一直为南风，地面受发展旺盛的热低压影响(图略)，导致南下冷空气缓慢南移，切变线12 h由遵义-毕节向南部移动至六盘水北部-贵阳北部-铜仁一带，大气层结不稳定一直在加强，为贵州西部不断出现持续性降雹提供有利

条件。

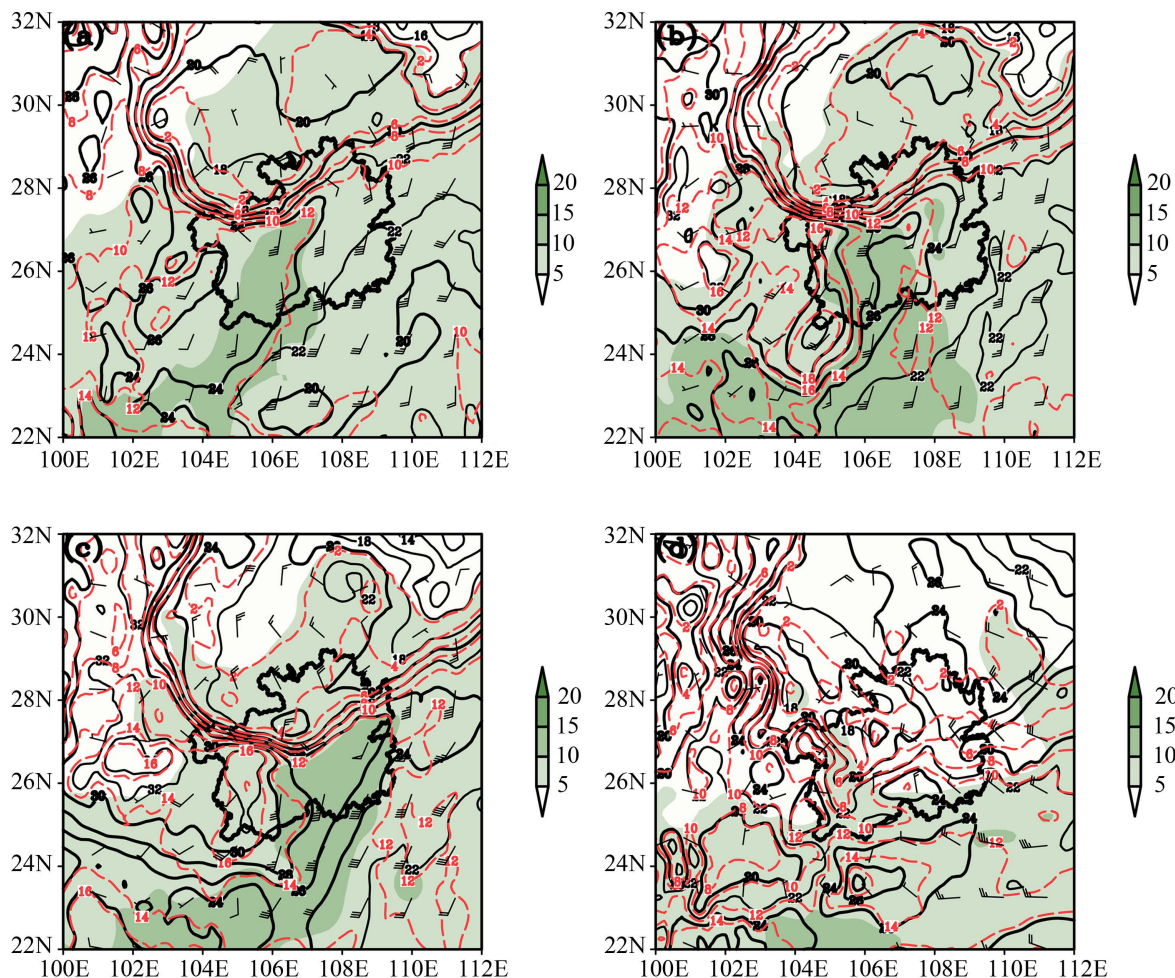


Figure 6. The 850 hPa temperature at 08:00 (a), 14:00 (b), 20:00 (c) and 08:00 (d) on January 06, 2020 (red dotted line, unit: °C), $T_{(850-500)}$ (black solid line, unit: °C), 850 hPa wind field (weather vanes, unit: m/s), 850 hPa specific humidity (shadow, unit: g/kg)

图 6. 2020 年 1 月 6 日 08:00 (a)、14:00 (b)、20:00 (c) 和 7 日 08:00 (d) 850hPa 气温(红色虚线, 单位: °C)、 $T_{(850-500)}$ (黑色实线, 单位: °C)、850 hPa 风场(风向标, 单位: m/s)、850 hPa 比湿(阴影, 单位: g/kg)

“01.24”天气过程的近地面形势场与“01.06”截然不同, 由图 7 看出, 贵州受由东北路径南下冷空气影响, 全省基本受北风控制, 850 hPa 温度普遍在 8°C 以下, 根据水平温度梯度最大而窄处为依据, 判断冷锋在贵州西部边缘, 并向西移动。由图 7(a)看出, 贵州西部 $T_{(850-500)}$ 在 22~26°C 之间, 比湿为 3 g/kg~7 g/kg, 表明贵州西部空气干冷, 不稳定能量弱。14:00 (图 7(b)), $T_{(850-500)}$ 升至 24~28°C, 比湿 7 g/kg 左右, 并且冷空气向西南深入至广西西北部, 有利于冰雹天气发生储存不稳定能量。在偏北气流影响下, 冷空气继续向西南方向移动, 4°C 线压到贵州西部, $T_{(850-500)}$ 随之降至 18~22°C, 同时比湿降至 3 g/kg~6 g/kg, 表明贵州西部上空不稳定能量开始减弱(图 7(c))。由图 7(d)看出, 4°C 线已压到云南东部 - 东南部 - 广西西北部, 贵州西部 $T_{(850-500)}$ 维持在 18°C~20°C, 比湿降至 3 g/kg, 表明干冷空气强。由此可知, “01.24”过程中, 贵州西部上空低层温度、比湿、 $T_{(850-500)}$ 均具有先升后降的特点, 有利于不稳定能量储存, 且贵州 850 hPa 一直受东北风下冷垫控制, 温度较低, 对触发不稳定能量释放产生强对流天气提供了有利条件。

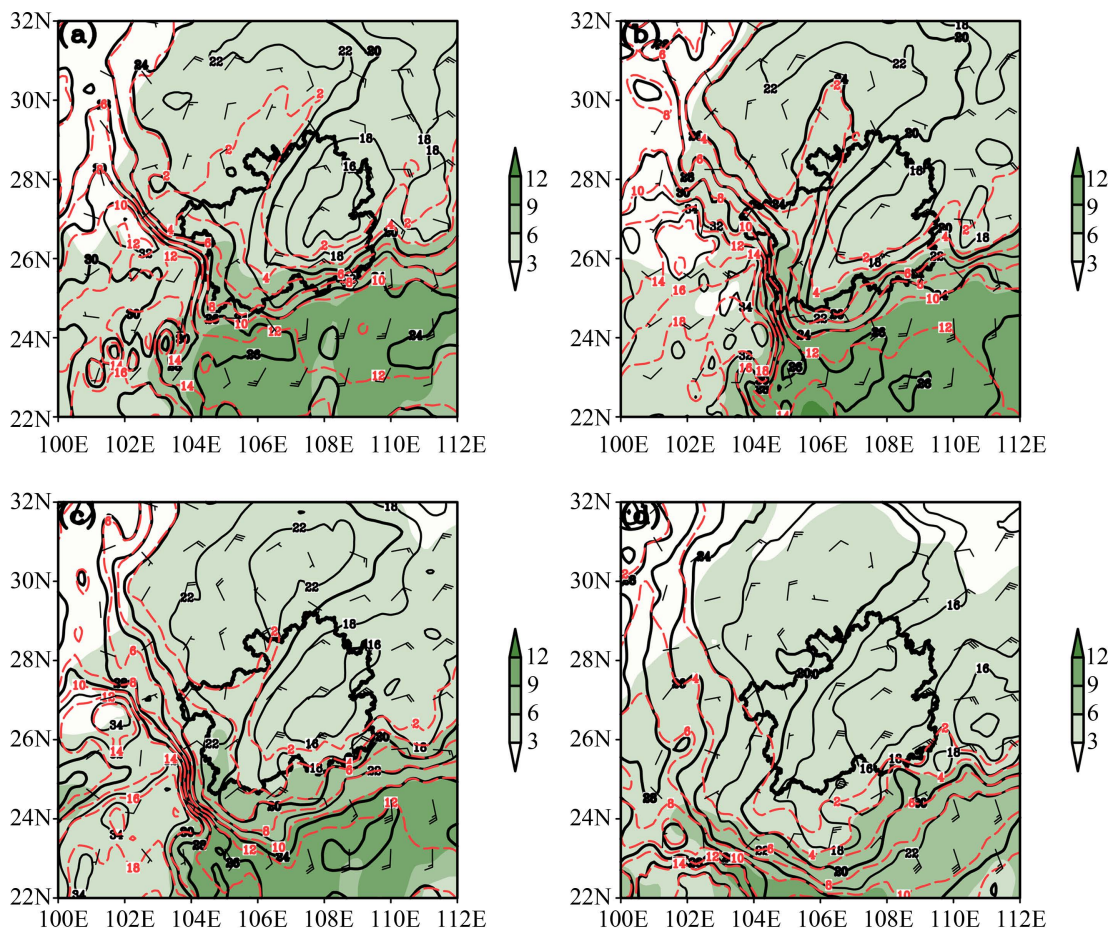


Figure 7. The 850 hPa temperature at 08:00 (a), 14:00 (b), 20:00 (c) and 08:00 (d) on January 24, 2020 (red dotted line, unit: °C), $T_{(850-500)}$ (black solid line, unit: °C), 850 hPa wind field (weather vanes, unit: m/s), 850 hPa specific humidity (shadow, unit: g/kg)

图 7. 2020 年 1 月 24 日 08:00 (a)、14:00 (b)、20:00 (c) 和 7 日 08:00 (d) 850 hPa 气温 (红色虚线, 单位: °C)、 $T_{(850-500)}$ (黑色实线, 单位: °C)、850 hPa 风场 (风向标, 单位: m/s)、850 hPa 比湿 (阴影, 单位: g/kg)

综上所述, 再次证实了“01.06”冰雹天气过程中, 贵州西部对流层内无锋区, 但 850 hPa 输送暖湿空气及热低压影响, 导致对流层增温, 低层增温快、高层增温慢, 增强了大气层结不稳定, 加上 200 hPa 有急流、500 hPa 有深厚的南支槽、700 hPa 有西南急流, 中低层急流提供不稳定能量, 高层急流的抽吸作用下造成暖湿气流上升, 南支槽前的辐散场又加强了大气对流不稳定性, 从而导致冰雹天气发生。“01.24”冰雹天气过程中, 环流形势为 200 hPa 高空急流叠在加 500 hPa 南支槽上, 伴随 700 hPa 冷式低涡切变和锋区及西南气流影响。虽然冷空气南下后, “01.24”冰雹过程的大气不稳定能量明显比“01.06”冰雹过程的小, 但是, 由于高空 500 hPa 上的南支槽可以造就局地涡度增大, 且贵州西部处于高空急流出口区左侧有明辐散抽吸作用, 有利于垂直运动的发展, 再叠加 700 hPa、850 hPa 的冷式气旋性切变, 加上地面冷锋动力抬升作用, 从而因为抬升力较“01.06”大, 所以仍能突破稳定层而降雹。但明显发现“01.24”冰雹的最大直径平均值比“01.06”的偏小, 而且大冰雹主要出现在“01.06”冰雹过程中, 表明冬季冰雹直径的大小与大气对流不稳定能量的大小有密切的关系。

3.3. 物理量特征

对流性天气包括对流云、雷暴、冰雹等, 形成对流性天气的基本条件有水汽条件、不稳定层结条件、

抬升力条件，而垂直风切变是有利于冰雹增长的有效条件[12]。

3.3.1. 水汽条件

由图 8 看出，“01.06”冰雹天气过程中，无论冰雹发生前还是降雹后，贵州西部 850 hPa 上有明显较大的水汽辐合，从平均状态来说，以 08:00 毕节东部、安顺西部一带的水汽通量散度 $-60 \text{ g}(\text{s}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{hPa})$ 为最大(图 8(a))，且镇宁、金沙冰雹最大直径为 15 mm。当贵州西部水汽通量散度随时间由负值转为正的 $10 \text{ g}(\text{s}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{hPa})$ 左右时，表明贵州西部水汽辐合转为辐散，冰雹天气已经结束(图 8(d))。由图 8 还可以看出，850 hPa 强水汽辐合中心由北向南压时，贵州西部冰雹落区与水汽辐合中心位置相对应，且冰雹直径大小与水汽辐合强度有较好的关系。因此，“01.06”冰雹过程，850 hPa 水汽充沛，其水汽辐合中心与冰雹落区及其直径大小有较好的对应关系。

由图 9 看出，“01.24”冰雹过程中，贵州西部 850 hPa 水汽辐合强度、范围明显比“01.06”冰雹过程小，且没有明显的强水汽辐合中心。从平均状态来看，以 14:00 黔西南西部一带的水汽通量散度 $-30 \text{ g}(\text{s}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{hPa})$ 为最大(图 9(b))，导致低空切变降雹中的冰雹最大直径为黔西南兴仁的 10 mm。“01.24”高架雷暴类降雹水汽辐合条件比“01.06”气团性降雹差，但冰雹落区均与 850 hPa 水汽辐合最大处相对应。

综上所述，“01.06”气团性降雹水汽辐合条件比“01.24”高架雷暴类降雹好，结合表 1 和表 2，气团性降雹的冰雹最大直径比高架雷暴类冰雹偏大，这与石燕清等[14]指出高架雷暴类冰雹直径通常较小一致。因此，可根据 850 hPa 水汽通量散度场来判断冰雹落区及其直径大小。

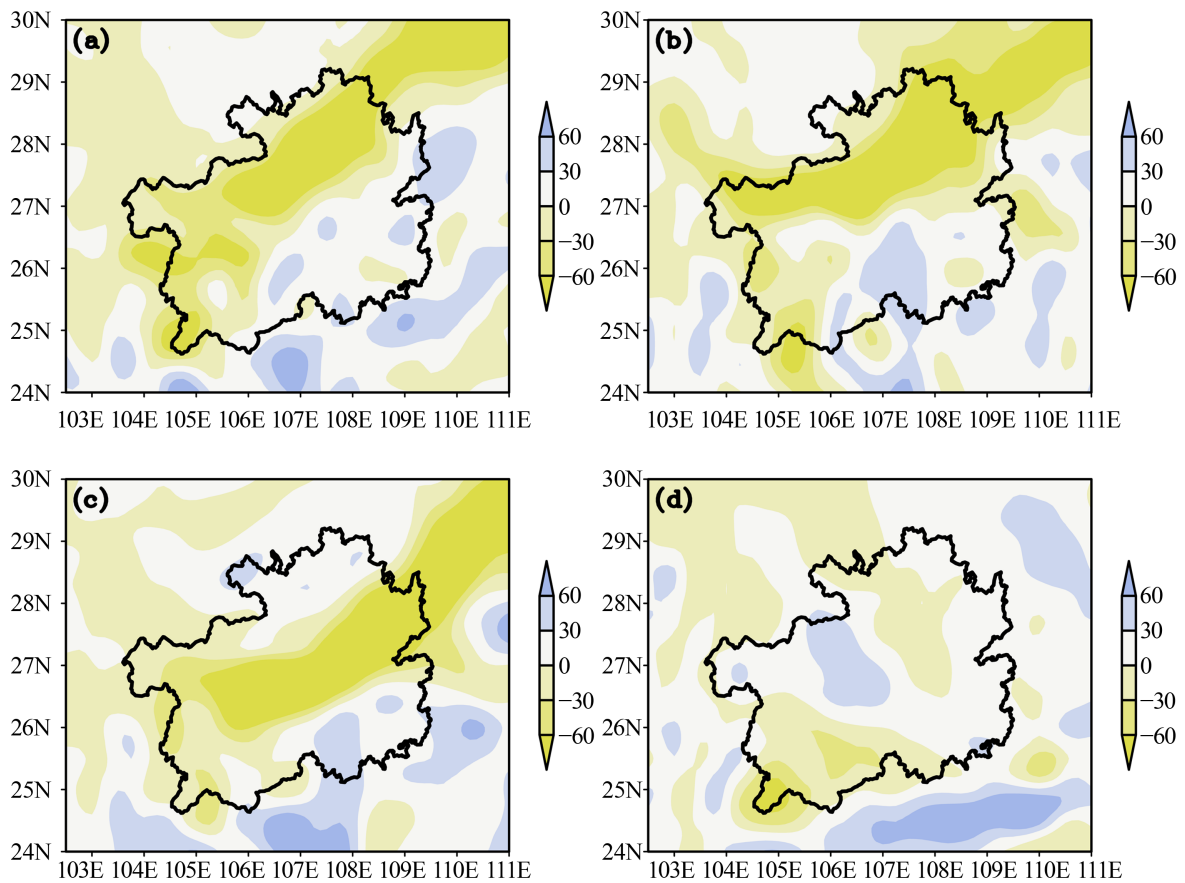


Figure 8. The 850 hPa water vapor flux divergence field at 08:00 (a), 14:00 (b), 20:00 (c) and 08:00 (d) on January 06, 2020 (unit: $\text{g}(\text{s}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{hPa})$)

图 8. 2020 年 1 月 6 日 08:00 (a)、14:00 (b)、20:00 (c)和 7 日 08:00 (d) 850 hPa 水汽通量散度场(单位: $\text{g}(\text{s}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{hPa})$)

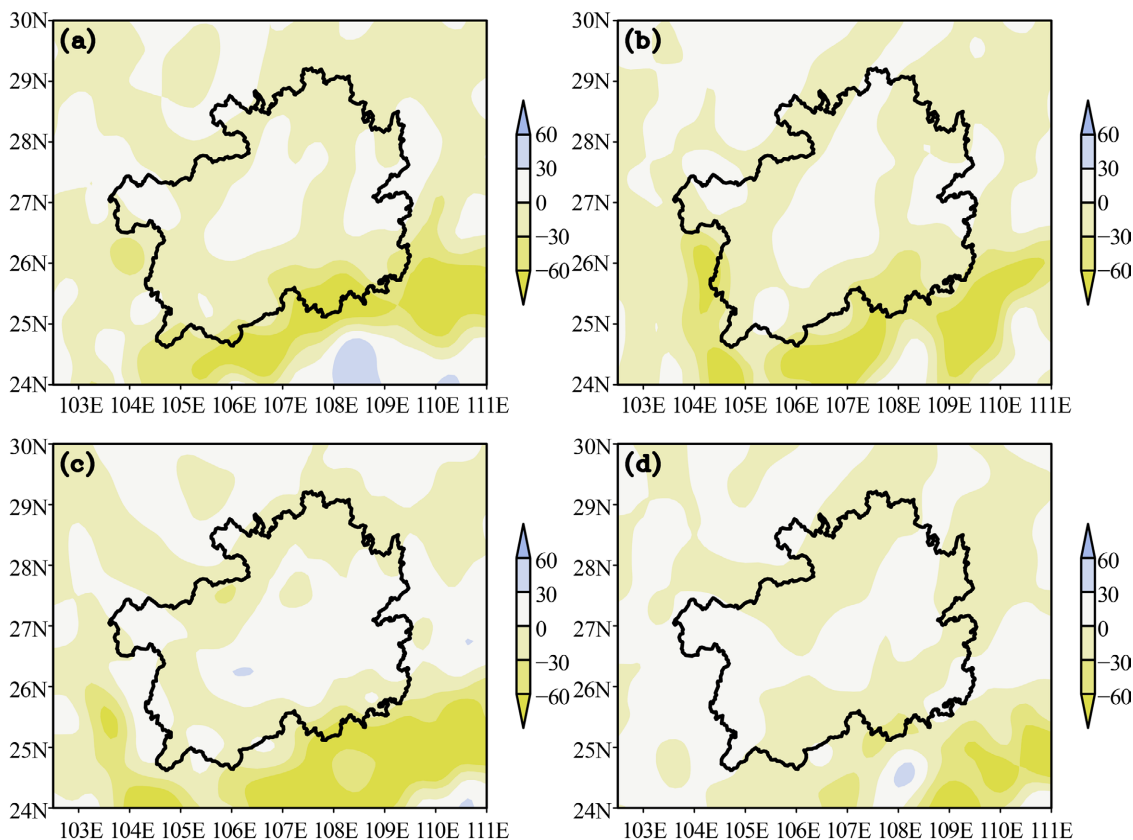


Figure 9. The 850 hPa water vapor flux divergence field at 08:00 (a), 14:00 (b), 20:00 (c) and 08:00 (d) on January 24, 2020 (unit: $\text{g}/(\text{s}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{hPa})$)

图 9. 2020 年 1 月 24 日 08:00 (a)、14:00 (b)、20:00 (c) 和 25 日 08:00 (d) 850 hPa 水汽通量散度场(单位: $\text{g}/(\text{s}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{hPa})$)

3.3.2. 不稳定层结条件

有研究表明[15], 在强对流天气活动中, 对流发展强度由热力不稳定决定, 动力因子对触发对流及决定风暴类型起着重要作用。热力对流参数为对流稳定度指数(IC)、K 指数、总温度指数(TT)、沙氏指数(SI)、对流有效位能(CAPE)、对流温度(Tg)等, 动力参数为 0 km~6 km 厚度内平均风切变(Shear)、风暴相对环境螺旋度(SREH), 强天气威胁指数(SWEAT)是动力和热力的综合指数(表 3)。

Table 3. The reference index for the occurrence of severe convective weather

表 3. 强对流天气发生的参考指标

不稳定指数	不稳定指数
K 指数 $\geq 30^\circ\text{C}$	抬升指数 $\text{LI} \leq -3^\circ\text{C}$
沙氏指数 $SI \leq -1^\circ\text{C}$	$\theta_{se700} \geq 325^\circ\text{C}$
CAPE 对流有效位能 $\geq 400 \text{ J/kg}$	潜在性稳定指数 $(\theta_{se500} - \theta_{se_{地面}}) \geq 0^\circ\text{C}$
$IC(\theta_{se850} - \theta_{se500}) \geq 0^\circ\text{C}$	风切变(250 hPa~850 hPa) $\geq (2.5\sim 34.5 \times 10^{-3}) \text{ m/s}$
$T_{850} - T_{500} \geq 25^\circ\text{C}$	风切变 $Shear \geq 30 \text{ m/s}$
总指数 $TT \geq 50^\circ\text{C}$	$T_{850} - Td_{850} \leq 4^\circ\text{C}$
风暴相对环境螺旋度(SREH) $\geq 70 \text{ m}^2/\text{s}^2$	强天气威胁指数(SWEAT) 300 左右

Table 4. Element distribution of each index, 0°C layer and -20°C layer during the two hail processes of Weining and Guiyang sounding stations in 2020.01

表 4. 威宁、贵阳探空站“2020.01”两次冰雹过程各时次各指数、0°C层、-20°C层的要素分布

	威宁				贵阳			
	6日 08:00	6日 20:00	24日 8:00	24日 20:00	6日 08:00	6日 20:00	24日 08:00	24日 20:00
不稳定指数								
$Tg/^{\circ}C$	8.9	13.1	1.3	0.4	13.9	22.9	4.7	2.3
$TT/^{\circ}C$	-	-	-	-	47.8	53.4	36.7	27.1
$K/^{\circ}C$	-	-	-	-	35.9	30.9	17.4	12.1
$SI/^{\circ}C$	-0.72	0.61	2.82	3.89	-0.47	-2.2	10.5	16.5
0°C层高度/km	3.47	3.64	2.35	-	3.7	3.89	3.13	1.3
-20°C层高度/km	-	6.0	5.8	5.8	6.9	6.1	6.1	6.4
SWEAT	-	-	-	-	366.6	442.2	93	79.7
SSI	264.8	249.9	258.4	257.8	277.2	282	267.3	241.9
逆温层/hPa	-	-	-	-	-	850	810	760
	-	-	-	-	-	830	770	700
CAPE/J/kg	122	24.9	1	8	242.5	260.9	2.7	41.6
*CAPE/J/kg	758	-	176.4	-	405.3	-	166.5	-

注：表中的“-”表示数据缺失。

贵州西部上游为威宁探空站，下游为贵阳探空站。由于威宁海拔高度高于 850 hPa，所以， K 指数、 TT 指数、SWEAT 指数等无法计算得出(见表 4)。在贵州春夏季冰雹天气过程中，0°C、-20°C层所在高度是识别雹云和判断冰雹直径大小的重要指标，贵州春夏季的 0°C层高度在 4.5 km 左右是有利于冰雹生成的高度，同时，-20°C层与 0°C层之间的厚度越小，表示这一层的垂直温度梯度越大，大气越不稳定，越有利于冰雹产生[9]。

由表 4 看出，“01.06”冰雹天气过程中，威宁和贵阳探空站的 0°C层较高，即 3.5 km 左右，-20°C层的高度在 6.0 km~7.0 km 之间；“01.24”冰雹过程中，威宁和贵阳探空站的 0°C层高度较低，即 3 km 左右，20:00 0°C层高度只有 1.3 km，-20°C层高度 6.0 km 左右。由此可见，冬季 0°C层高度较低，不适用参考春、夏季的 0°C层高度来判断冬季冰雹是否发生；冬季，0°C层与-20°C层之间的厚度比春季的大，中层不稳定性较弱，这也是比春季形成冰雹次数较少、直径较小的主要原因之一。

由表 4 还可以看出，没有显现的不稳定指数，可能是威宁站海拔较高的原因，威宁站未监测到逆温层，而贵阳站在两次冰雹过程中均有逆温层出现，逆温层会使底层形成稳定层结。为了判断当天最大的对流潜势及消除逆温层对 CAPE 值的影响，将对探空资料进行时间订正(*CAPE 值)。两次冰雹天气过程均发生在中午至 21:00 前后，因此，订正 20:00 的 CAPE 值的意义不大，故用当天的最高气温来代替 08:00 实测探空的地面值，发现经订正后，探空资料中的 CAPE 均有变化。订正后“01.06”气团性降雹过程中，威宁、贵阳 08:00 CAPE 值分别为 758 J/kg、405.3 J/kg，“01.24”高架雷暴类降雹过程中，威宁、贵阳 08:00 CAPE 值分别为 176.4 J/kg、166.5 J/kg。由此可见，“01.06”降雹前威宁、贵阳站上空的 CAPE 值分别比“01.24”偏多 581.6 J/kg、238.8 J/kg，表明“01.06”冰雹天气过程中，贵州西部上空有较强的对

流不稳定能量，这也是造成“01.06”冰雹直径比“01.24”偏大的主要原因。

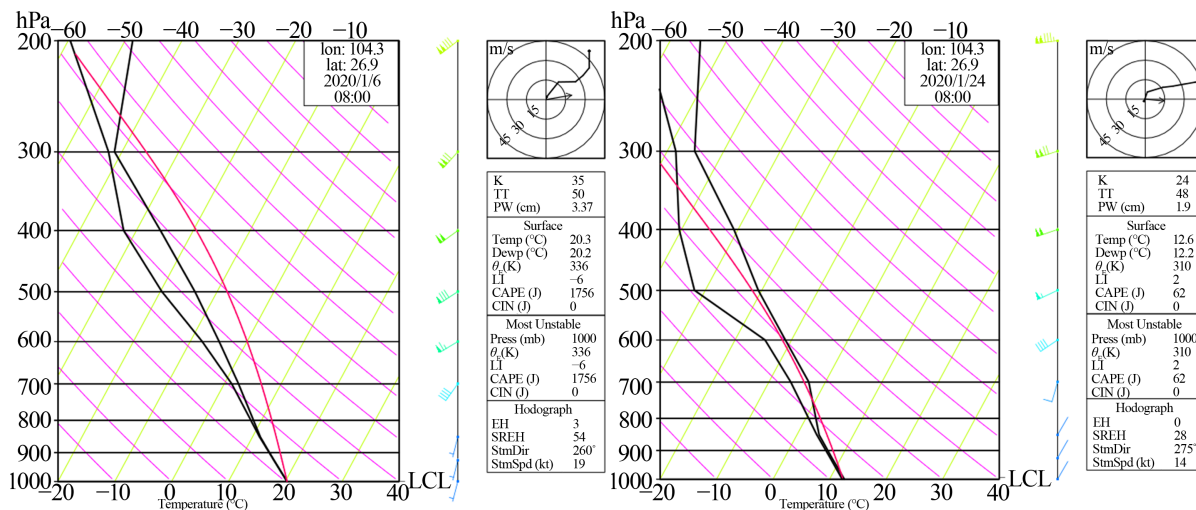


Figure 10. Weining T-lnp diagram of ERA5 at 08:00 on January 06 and 24, 2020

图 10. 2020 年 1 月 06 日 08:00 和 24 日 08:00 ERA5 的威宁 T-lnp 图

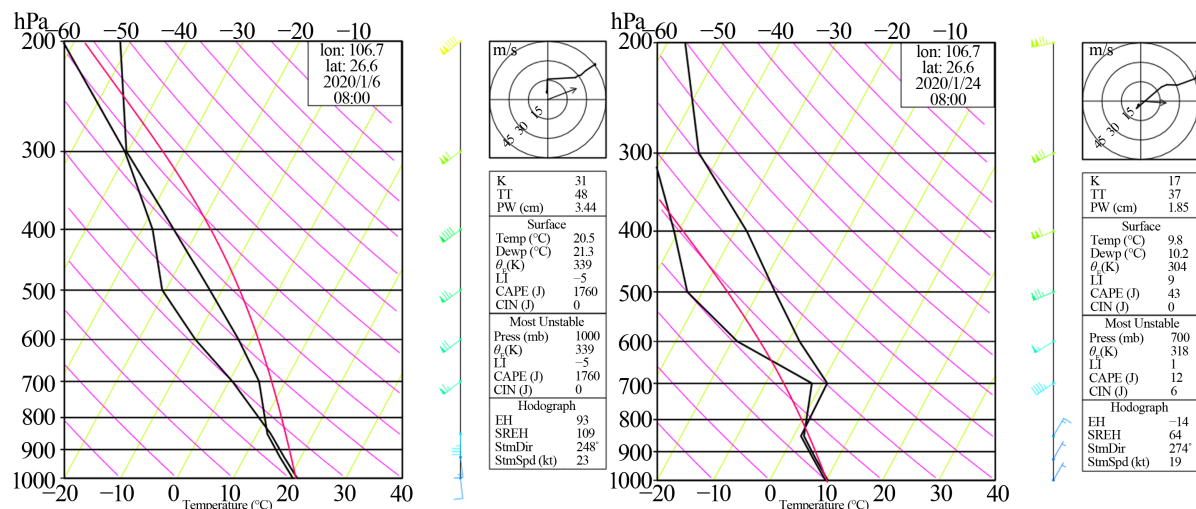


Figure 11. Guiyang T-lnp diagram of ERA5 at 08:00 on January 06 and 24, 2020

图 11. 2020 年 1 月 06 日 08:00 和 24 日 08:00 ERA5 的贵阳 T-lnp 图

结合表 4 及 ERA5 探空图(图 10 和图 11)，在冬季气团性降雹中，SI、K、SWEAT、CAPE 等指数对对流性天气指示明显，而高架雷暴类降雹的 SI、K、SWEAT、CAPE 等指数对对流性天气指示较弱，但高架雷暴类降雹的逆温层比气团性降雹明显且深厚。发现表 4 及 ERA5 探空图除了在“01.06”过程中 CAPE 相差较大外，其他强对流指数入 K、TT、垂直风切变等相差不大。在“01.06”气团性降雹过程中，威宁及贵阳 08:00 的 ERA5 探空中 CAPE 大于 1700，远大于订正后的实况探空 CAPE，且均显示出 K 指数大于 30、LI 小于 -3，TT 指数在 50 左右等，明确指示了强对流天气。而在“01.24”高架雷暴降雹中，ERA5 中的 CAPE 值还小于订正后的实况探空 CAPE，但逆温层也十分凸显。同时，在 ERA5 中可计算出一些实况探空资料中缺失的具有对强对流天气有明显指示意义的物理量，进一步证明了 ERA5 资料的实用性，并可用于提高天气预报的准确率。

综上所述，在冬季，气团性降雹的不稳定指数比高架雷暴类降雹的指示明显，预报气团性降雹可参

考 T_{lnp} 上相关指数来判断。

3.3.3. 垂直风切变

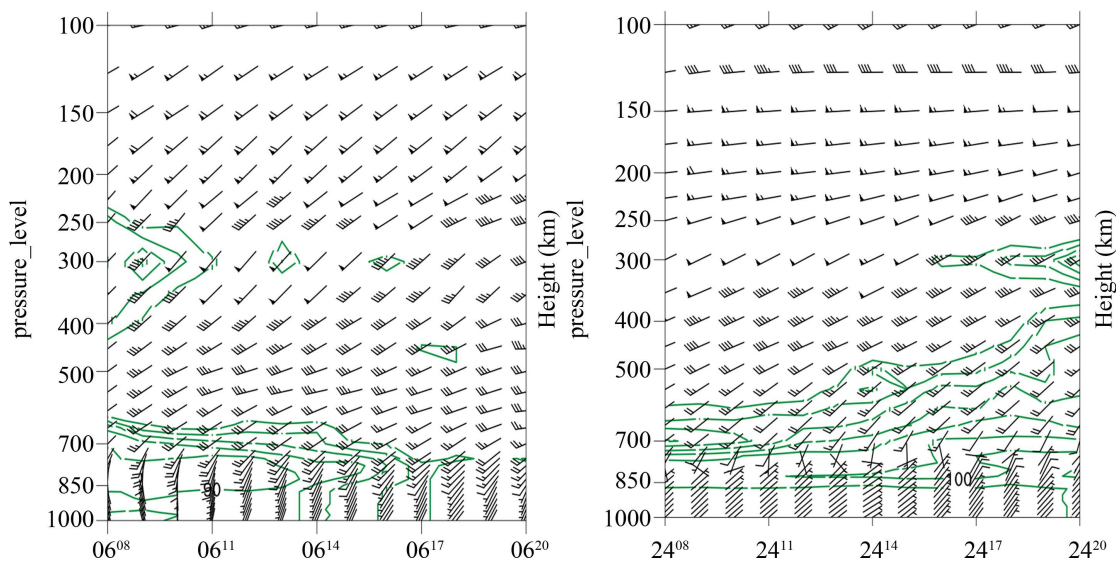


Figure 12. The vertical sections of wind field in Qinglong on January 06 and 24, 2020

图 12. 晴隆 2020 年 1 月 06 日和 24 日风场垂直剖面图

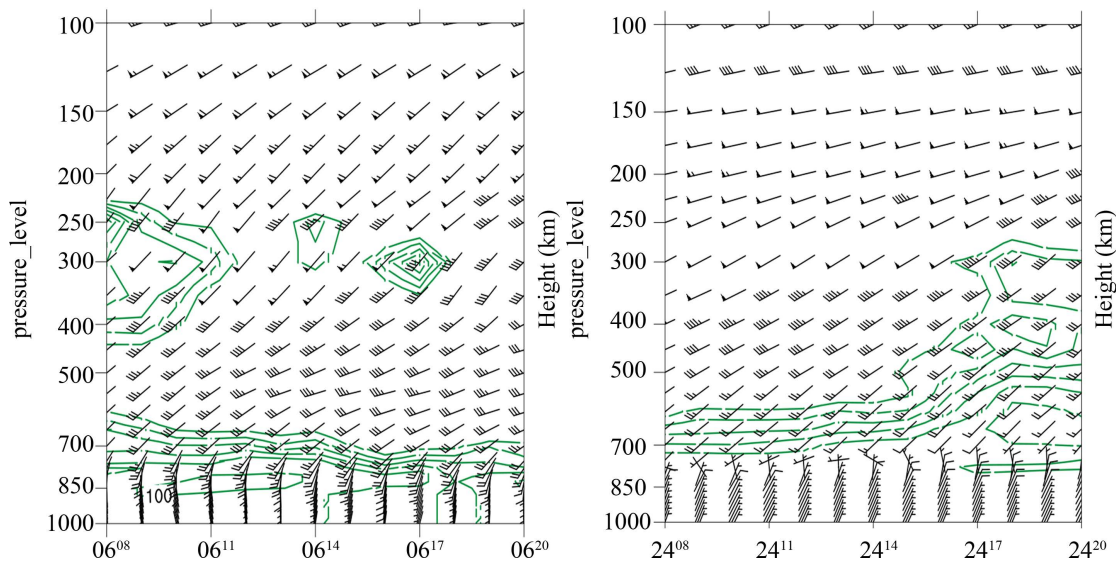


Figure 13. The vertical sections of wind field in Pingba on January 06 and 24, 2020

图 13. 平坝 2020 年 1 月 06 日和 24 日风场垂直剖面图

雹云的发展与垂直风切变大小有密切的关系，强劲的垂直风切变有利于冰雹增长，尤其是大气低层的垂直风切变。中等强度以上的垂直风切变不仅有利于暖湿气流源源不断地输送到发展中的上升气流中，还有利于将水平涡度转换为垂直涡度，使得上升气流和下沉气流共存时间生长，有利于冰雹的增长[16]。通常用 0 km~6 km 高度的风矢量差来表示深层的垂直风切变，当 0 km~6 km 的风切变 ≥ 20 m/s 时，则表示有强切变。

由表 1 和表 2 看出，晴隆站和平坝站在“01.06”和“01.24”中均出现冰雹直径在 5 mm 以上，且晴

隆站位置偏西、平坝站位置偏东,故选取晴隆站和平坝站进行对比分析。由图 12 和图 13 看出,“01.24”过程,晴隆站和平坝站的低层均为东北风,中高层均为西南风,垂直风切变明显强于“01.06”过程;在“01.06”过程中,晴隆站、平坝站降雹直径分别为 12 mm、5 mm,而“01.24”过程中,晴隆站、平坝站降雹直径分别为 8 mm、5 mm。由图 12 和图 13 还可以看出,“01.06”过程中,晴隆站和平坝站的垂直风切变相似,但晴隆站降雹直径是平坝站的 2.4 倍;“01.24”过程中,平坝站的垂直风切变强于晴隆站,而晴隆站的降雹直径明显大于平坝站。由此可见,冬季冰雹直径的大小与垂直风切变的关系不如春夏季冰雹明显。

4. 结论与讨论

利用常规气象观测、MICAPS 及 EAR5 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 等资料,从强对流天气产生的基本三要素及利于冰雹增长的动力条件等方面,对 2020 年 1 月 6 日和 1 月 24 日贵州西部冰雹过程进行对比分析,得到以下结论:

1) 影响两次冰雹过程的天气环流形势不同。1 月 6 日冰雹天气属于气团性降雹,1 月 24 日冰雹天气属于高架雷暴类降雹,但二者均受 500 hPa 南支槽、700 hPa 西南急流、200 hPa 急流以及冷空气等天气系统影响,不同的是:“01.06”冰雹过程,贵州西部处于 200 hPa 急流轴入口的右后方,南支槽东移出贵州;“01.24”冰雹过程,贵州西部处于 200 hPa 急流轴出口的左前方,南支槽在 98°E 附近维持少动。“01.06”冰雹天气过程,贵州西部对流层内无锋区,850 hPa 输送暖湿空气,低层增温快、高层增温慢,增强了大气层结不稳定;“01.24”冰雹天气过程,冷空气南下之后,虽然不稳定能量较小,但 700 hPa、850 hPa 有冷式气旋性切变与 500 hPa 南支槽叠加,从而造成局地涡度增大,加上地面冷锋起到了动力抬升作用。

2) 冬季气团性降雹中探空资料的 *SI* 指数、*K* 指数、*SWEAT* 指数、*CAPE* 对对流性天气指示明显,而高架雷暴类降雹的各项指数表现较弱,但其逆温层比气团性降雹明显且深厚;“01.06”降雹前威宁、贵阳站上空的 *CAPE* 值分别比“01.24”偏多 581.6 J/kg、238.8 J/kg,表明气团性降雹的大气不稳定能量比高架雷暴类降雹更为凸显,这是造成“01.06”冰雹直径比“01.24”偏大的主要原因。

3) 两次冰雹天气过程,对于贵州西部 0 km~6 km 垂直风切变,“01.24”冰雹天气过程中的垂直风切变比“01.06”偏大,且其垂直风切变的变化与锋面移动有明显的关系;冰雹落区与垂直风切变大值区的位置有较好的对应关系,冰雹直径大小与大气中的水汽、大气层结稳定度有密切的关系。

冬季 0°C 层高度较低,冰雹天气发生前,“01.06”冰雹天气过程中,威宁和贵阳探空站的 0°C 层 3.5 km 左右, -20°C 层高度 6.0 km~7.0 km,“01.24”冰雹天气过程中,威宁和贵阳探空站的 0°C 层 3 km 左右, -20°C 层高度 6.0 km 左右; 0°C 层与 -20°C 层之间的厚度比春季的大,不适用参考春、夏季的 0°C 高度来判断冬季是否有冰雹发生,且中层不稳定性较弱,这就是比春季形成冰雹次数较少、直径较小的主要原因之一。春季冰雹预报的关键点应是在南支槽活跃的形势下,考虑北方冷空气南下导致大气层结不稳定,而冬季冰雹预报的关键点应是在冷空气频繁影响下,锋前暖湿空气的活跃程度和水汽输送情况;春夏季冰雹落区与中小尺度系统的位置和发展有关,且冰雹大小与垂直风切变密切相关,冬季冰雹落区与垂直风切变大值区的位置有较好的对应关系,冰雹直径大小与大气中的水汽、大气层结稳定度有密切的关系,与垂直风切变没有明显的关系。冬季冰雹形成机理较复杂,只主要分析 500 hPa 及以下形势场、水汽条件、不稳定层结条件、垂直风切变等环境场,它们不能完全反应出冰雹形成机理,今后应结合 200 hPa、雷达回波等资料进行进一步地研究。

基金项目

中国气象局预报员专项(CMAYBY2016-066),贵州省气象局登记项目(黔气科登[2021]01-16 号)。

参考文献

- [1] 李玮, 李如强, 陈红旗. 贵州春季冰雹客观预报方法研究[J]. 贵州气象, 2002, 26(2): 18-20.
- [2] 池再香, 杜正静, 赵群剑, 等. 中尺度西南涡、切变线对“07.7”贵州西部暴雨影响的分析与模拟[J]. 高原气象, 2010, 29(4): 929-938.
- [3] 池再香, 杜正静, 龙先菊, 等. 2008年初贵州冰冻天气锋生场诊断分析[J]. 气象科技, 2010, 38(5): 558-563.
- [4] 王瑾, 刘黎平. 基于GIS的贵州省冰雹分布与地形因子关系分析[J]. 应用气象学报, 2008, 19(5): 627-633.
- [5] 郑飒飒, 杨佑洪, 刘志, 等. 四川省冰雹分布与地形因子关系分析[J]. 气象科技, 2018, 46(6): 1280-1286.
- [6] 朱艳萍, 刘爱鸣, 李白良, 等. 福建春季冰雹天气物理量诊断分析[J]. 气象科技, 2006, 34(1): 75-77.
- [7] 叶爱芬, 伍专方, 程元慧, 等. 一次春季强冰雹天气过程分析[J]. 气象科技, 2006, 34(5): 583-586.
- [8] 康凤琴, 张强, 马胜萍, 等. 青藏高原东北边缘强冰雹形成机理[J]. 高原气象, 2004, 23(6): 749-757.
- [9] 许弋, 周丽娜, 张萍. 贵州春季冰雹天气过程个例分析[J]. 气象与环境科学, 2011, 34(增刊): 35-39.
- [10] 万雪丽, 周明飞, 曾莉萍, 等. 2017贵州春季强冰雹天气定量化概念模型研究及试应用分析[J]. 贵州气象, 2017, 41(2): 1-7.
- [11] 池再香, 黄艳, 杨海鹏. 贵州西部一次冰雹灾害天气强对流(雹)云演变分析[J]. 贵州气象, 2010, 34(2): 10-12.
- [12] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理和方法[M]. 第四版. 北京: 气象出版社, 2007: 450.
- [13] 农孟松, 赖珍权, 梁俊聪, 等. 2012年早春广西高架雷暴冰雹天气过程分析[J]. 气象, 2013, 39(7): 874-882.
- [14] 石燕清, 姚蓉, 张丹丹, 等. 湘西地区高架雷暴类冰雹的基本特征与关键预报因子[J]. 气象科技, 2017, 45(4): 729-734.
- [15] 易笑园, 李泽椿, 李云, 等. 2010. 长生命史冷涡背景下持续强对流天气的环境条件[J]. 气象, 2010, 38(1): 17-25.
- [16] 周明飞, 万雪丽, 罗喜平. 贵州静止锋冷区高架雷暴冰雹特征及其成因[J]. 热带地理, 2017, 37(4): 484-493.