武威，单铁良，2026. 河南典型冷季高架对流统计及天气学特征分析[J]. 高原气象，45(5)：1506−1520. Wu Wei, Shan Tieliang, 2026. Statistical analysis and synoptic characteristics of typical elevated convection events during the cold season in Henan Province[J].Plateau Meteorology, 45(5): 1506−1520. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000−0534. 2026. 00021. CSTR: 32265. 14. gyqx. CN62−1061/P. 2026. 00021.

河南典型冷季高架对流统计及天气学特征分析

武 威[1,2]，单铁良[1,2]

（1. 中国气象局 河南省农业气象保障与应用技术重点实验室，河南 郑州 450003；
2. 河南省漯河市气象局，河南 漯河 462300）

摘要：基于2010—2024年河南冷季高架对流个例统计，利用常规观测资料、ERA5再分析资料等对时空分布特征、环流形势及形成机制等进行研究。结果表明：(1)河南典型冷季高架对流配置表现为500 hPa显著低槽，700 hPa强烈西南暖湿急流和850 hPa以下东北风形成深厚冷垫。显著冷垫和明显锋面逆温是主要探空特征，冷垫厚度超过150 hPa，逆温层顶高达850~700 hPa，半数以上逆温层温差超过4 ℃。逆温层之上最不稳定能量和700 hPa与500 hPa温差热力不稳定性表征最好。(2)700 hPa上水汽输送及其高比湿为冷季高架对流提供了充分的水汽供应，800 hPa以上存在强上升气流，中心高度位于500~400 hPa；逆温层底部偏北风与逆温层顶之上的西南急流形成强烈的深层垂直风切变和强斜压性，垂直风切变多数达到20 m·s^{-1}以上，有利于冷季对流维持和发展。(3)典型冷季高架对流依据不稳定机制可分为4种类型：条件不稳定型占比最高，以深厚垂直对流为主导，上升运动强度最强，对流伸展高度显著超过−20 ℃层，易触发雷暴、冰雹天气；共存型具有条件不稳定与条件对称不稳定混合机制，上升运动范围最广、强度中等，产生雷暴、冰雹、雨雪冰冻等多相态混合灾害；条件对称不稳定型与锋生环流型分别对应窄状的倾斜对流和多上升运动中心的宽广环流结构，两者对流发展高度低、强度较弱，均利于雷暴和对流性强雨雪。

关键词：冷季高架对流；河南；锋面逆温；垂直风切变；不稳定机制

文章编号：1000−0534(2026)05−1506−15 **中图分类号**：P458 **文献标识码**：A

DOI：10. 7522/j. issn. 1000−0534. 2026. 00021

CSTR: 32265. 14. gyqx. CN62−1061/P. 2026. 00021

1 引言

并非所有对流都来自地面触发，有一部分对流是在大气边界层以上触发的，称为高架对流或高架雷暴(俞小鼎等，2020)。发生高架对流时，地面附近为稳定的冷空气和深厚的逆温，逆温层之上气块获得浮力绝热上升导致对流发生发展。高架对流预报难度大、发生时间早、社会影响大，公众对于冷季电闪雷鸣，并伴有强对流或者强降雪的高架对流事件关注度日益提高。作为重要的强对流类型之一，冷季高架对流不仅产生冰雹、雷暴大风和短时强降水等灾害性天气，也会产生暴雪以及雨雪冰冻等高影响天气，甚至造成低温雨雪冰冻并伴随冰雹和雷暴大风等复合型致灾天气事件。2024年1月底至2月，中国中东部出现了一次几十年一遇的强寒潮雨雪冰冻天气并伴随大冰雹和雷暴大风等强对流天气，此次过程明显是由冷季高架对流引起的复合型致灾极端天气，造成直接经济损失126. 1亿元，是2009年以来春运期间发生的最严重灾害事件。

追溯高架对流历史可知，20世纪50年代Means(1952)发现有一种雷暴，暖湿气流抬升在850 hPa以上，而不是地面。直到90年代，Colman(1990a，1990b)首次将位于锋面冷区一侧的雷暴定义为高

收稿日期：2025-09-17；**定稿日期**：2026-01-27
资助项目：河南省科技攻关项目(252102320008)
作者简介：武威(1987—)，男，河南漯河人，高级工程师，主要从事短期、短临天气预报. E-mail: ww-0824@163. com
© Editorial Department of *Plateau Meteorology* (CC BY-NC-ND)

架对流。

Augustine and Caracena(1994)发现高架对流通常发生在850 hPa相当位温平流大值附近，低空急流对于高架对流组织和维持起重要作用。Wilson and Roberts(2006)指出高架对流的触发机制不少情况下是由900~600 hPa的中尺度辐合切变线触发，且通常发生在夜间。Horgan et al.(2007)统计了5年强高架对流事件，发现稳定层之上的对流有效位能、弱地面东风及浅薄的近地面稳定层有利于显著强对流天气产生，其中一半以上出现大冰雹。Geerts et al.(2017)发现稳定边界层上方的低空急流和大的对流有效位能以及重力波可能导致高架对流发生发展。近年来，国内许多学者也逐渐重视和研究冷季高架对流。俞小鼎等(2020)总结了中国高架对流的时空分布特征，并指出中国高架对流以雷电和冰雹为主。许爱华等(2013)分析了华南春季锋后雹暴过程，认为700~500 hPa对流不稳定以及中低层强风垂直切变与水平温度梯度共同作用形成湿对称不稳定，有利于形成“高架雷暴”。曹舒娅等(2018)对江苏冬半年近10年典型高架雷暴过程诊断分析，发现逆温层顶之上的不稳定层和上下层强垂直风切变提供了热力和动力不稳定条件，并初步归纳了江苏高架雷暴的预报着眼点。陈淑琴等(2019)对比了华东地区冷锋和静止锋两类高架对流个例，表明两类过程均发生在850 hPa等温线密集的锋区附近，有逆温和强的垂直风切变，但不同点在于逆温幅度和垂直风切变强度，导致其高架对流系统结构存在明显差异。万夫敬等(2024)结合物理过程的触发和不稳定机制对2023年山东地区的一次“雷打雪”天气过程进行分析研究，认为对流-对称不稳定机制是造成强降雪和强雷电活动的主要原因，并给出了此次高架对流暴雪过程的概念模型。索春男等(2025)分析了京津冀地区冷季回流形势下的一次伴随对流暴雪的高架对流过程，认为低对流有效位能环境、150~4000 m高度的强垂直风切变和条件对称不稳定层结是本次华北暴雪过程中雷暴产生的主要机制。钱卓蕾等(2025)基于多源观测资料，总结归纳了浙江高架雷暴典型配置从下到上为“冷湿-暖湿-冷干”，低层为中性稳定层结，中层存在对流不稳定和对称不稳定导致逆温层顶之上迅速发展出强烈对流。

受气候背景、地形地貌等影响，冷季高架对流具有一定的地域性特点。河南冷季高架对流主要出现在每年10月至次年4月，冷季高架对流通常发生时间早、社会影响大、预报难度高。目前关于河南高架对流的研究多为单个个例诊断，其代表性有限。如郭兰(2014)研究了2013年2月回流形势下的一次“雷打雪”天气，发现中低层低槽东移背景下，逆温层及“上干冷、下暖湿”的垂直结构是导致暴雪伴有雷暴的重要依据。张一平等(2014)通过2012年早春一次河南高架雷暴过程总结出高空低槽、中高层强温度脊、700 hPa强西南暖湿低空急流和地面冷高压的高架流型配置。崔慧慧(2017)对2015年郑州一次高架雷暴特征和成因分析，认为近地层锋区、低空强盛暖湿急流及500 hPa高空槽是高架对流过程的天气尺度系统。本文针对2010—2024年河南冷季(10月至次年4月)高架对流个例进行统计分析，进而对典型的冷季高架对流进行天气学研究，以此探讨河南冷季高架对流特征、成因和发生发展机理。

2　资料来源与方法介绍

2.1　资料来源

主要资料包括2010—2024年常规气象观测资料、重要天气报告(Weather Significant，WS)、闪电定位资料和雷达反射率因子资料(包括雷达拼图和单站雷达基数据资料)；欧洲中期天气预报中心第5代全球大气再分析产品(ECMWF Reanalysis v5，ERA5)，其空间分辨率0.25°×0.25°，时间分辨率为1 h(下载网址：https://cds.climate.copernicus.eu/datasets)。文中所用时间均为北京时。文中涉及的地图是基于中华人民共和国自然资源部地图技术审查中心标准地图服务系统下载的审图号为GS(2019)3082的中国地图制作，底图无修改。

2.2　研究方法

2.2.1　河南冷季高架对流与典型冷季高架对流过程标准

参考已有研究成果(俞小鼎等，2016)，个例筛选需满足3个标准：(1)地面观测到3个以上站点的强对流天气，包括冰雹、雷暴大风和短时强降水，或者3个以上站点出现明显的雨雪天气，并伴有闪电发生；(2)对流出现在冷锋后冷气团一侧，并且距锋面北侧100 km以上，剔除锋面雷暴；(3)探空图上锋面逆温明显，低层冷垫厚度至少达到50 hPa。根据上述判定标准，筛选出2010—2024年河南冷季高架对流过程75个，包含高架对流记录441站次。

其中，一次高架对流记录是指一个符合上述判定标准的站点记录，一次高架对流过程是指在邻近区域内至少有2个连续时次发生了3个以上的高架对流（刘洲洋等，2019）。根据对流天气的灾害性程度，进一步选取河南冷季典型高架对流作为主要研究对象，具体方法如下：首先将3个以上站点出现冰雹、雷暴大风、短时强降水等强对流天气实况的个例归纳为冷季典型高架对流；若未出现上述天气实况，则通过基于闪电定位仪数据的闪电逐时发生频次及其持续时间作为判定其典型性标准。按照百分位法，确定将95%分位数（即闪电小时频次184次）作为河南冷季高架对流强弱阈值，且持续时间达到3 h以上，也划分为冷季典型高架对流（武威和许东蓓，2025）。

2.2.2 合成分析

气象合成分析主要用于从大量气象数据中提取出具有相似天气条件或特定天气事件特征，通过对多个相似天气事件进行合成，揭示它们之间的共同特征和规律。本文分析河南冷季高架对流环流形势时采用合成场分析，将23次典型过程的大气环流基本要素场进行合成，合成场时间选取在高架对流发生当天08:00，合成场资料（C）为所有过程中某一要素或物理量的算术平均，具体公式如下：

$$C = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\phi_i \tag{1}$$

式中：ϕ_i为大气基本要素场，包括位势高度、温度和风场等；N为典型高架对流过程的数量，文中取N=23。

2.2.3 不稳定诊断

高架对流不稳定机制主要有以下3种（Colman，1990a，1990b；俞小鼎等，2020）：（1）条件不稳定导致的垂直对流；（2）条件对称不稳定导致的倾斜对流；（3）在条件稳定性和条件对称稳定性都是近乎中性下，由锋生过程强迫的强烈锋面次级环流。

条件不稳定判据可表达为饱和假相当位温（θ_{se}^{*}）随高度降低，即$\partial\theta_{se}^{*}/\partial z<0$（俞小鼎等，2020）。考虑到冷季高架对流触发在逆温层之上，计算出从逆温层顶抬升的对流有效位能（Convective Available Potential Energy，*CAPE*），本文结合θ_{se}^{*}垂直递减率和逆温层顶*CAPE*来诊断冷季高架垂直对流潜势。

条件对称不稳定是饱和大气的斜升不稳定，其判据通常有2种：（1）垂直于热成风方向饱和假相当位温（θ_{se}^{*}）斜率大于地转绝对动量（M_g）斜率；（2）利用湿位涡（Moist Potential Vorticity，*MPV*）负值区来判断。结合上述两种方法综合来诊断冷季高架倾斜对流潜势，采用湿位涡守恒方程（吴国雄等，1995）如下：

$$MPV = -g(\zeta_p + f)\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} + g\frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} - g\frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} \tag{2}$$

$$MPV_1 = -g(\zeta_p + f)\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} \tag{3}$$

$$MPV_2 = g\frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} - g\frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} \tag{4}$$

式中：g为重力加速度；f为地转涡度；θ_{se}为假相当位温；ζ_p为相对涡度；MPV_1是湿正压项，表示惯性稳定性和对流稳定性；MPV_2为湿斜压项（单位：PVU），表示湿斜压性和水平风垂直切变的贡献；当MPV_1>0且MPV_2<0时，表示大气对流稳定而对称不稳定。

锋生次级环流是指冷暖空气强烈交汇并伴有明显的锋生作用（易笑园等，2023），斜压锋生形成的锋生次级环流有利于高架对流形成和维持。锋生函数（F）能够较好地反映锋生、锋消和锋面强度变化，其计算采用朱乾根等（2007）计算方案，热力参数选用假相当位温（θ_{se}），表达式具体为：

$$F = \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}|\nabla\theta_{se}| = F_1 + F_2 + F_3 \tag{5}$$

$$F_1 = -\frac{1}{2|\nabla\theta_{se}|}\cdot\left[\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x}\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} - \frac{\partial\theta_{se}}{\partial y}\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x}\times D + 2\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x}\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y}(-\xi)\right] \tag{6}$$

$$F_2 = -\frac{1}{2}|\nabla\theta_{se}|\cdot D \tag{7}$$

$$F_3 = -\frac{1}{|\nabla\theta_{se}|}\cdot\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p}\left[\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x}\frac{\partial\omega}{\partial x} - \frac{\partial\theta_{se}}{\partial y}\frac{\partial\omega}{\partial y}\right] \tag{8}$$

式中：F_1、F_2、F_3分别为水平变形项、水平散度项和与垂直运动有关的倾斜项；F>0时，表示锋生；F<0时，表示锋消。

3 冷季高架对流时空特征

3.1 空间分布

图1为基于河南18个地市行政区域统计的冷季高架对流频次图，其中散点数字为该地市对应的具体次数，散点位置对应该地市国家基本站观测位置。从图1中可知，河南冷季高架对流分布特征表现为平原多于山地、南部多于北部。其中豫中南地

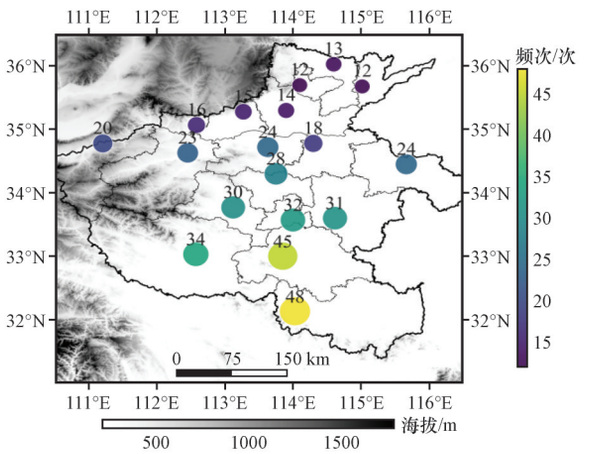


图1　2010—2024年河南冷季高架对流发生频次(散点，单位：次)与地形分布(阴影，单位：m)

Fig. 1　Frequency of elevated convection during the cold season (scatter points, unit: times) and terrain distribution (shading, unit: m) in Henan Province from 2010 to 2024

区为高架对流多发区，豫南地区频次高达40次以上；豫西、豫北等山区为少发区，频次在20次以下，局部不足10次，盛杰等(2014)、苟阿宁等(2024)认为这与冷空气不断渗入平原地区形成的稳定地面冷垫有关。河南冬半年以东路冷空气为主，豫中南地区为广阔的黄淮平原，地势平坦，东路冷空气长驱直入，常常在豫西山区受到阻挡而堆积形成深厚冷垫；同时，豫西山区、湖北西部山区海拔达500~2000 m，有利于西南暖湿气流维持在较高高度上，低层西南暖湿急流经此翻越爬升向北输送，在下游叠加在堆积的深厚冷垫上，因此造成豫中南地区冷季高架对流发生频繁。

3.2　月际变化与日变化

由河南冷季高架对流过程的月际变化[图2(a)]可知，冷季高架对流冬半年各月均有发生，平均10个·mon^{-1}，其中2月高架对流发生最频繁，3月和4月次之，再次为12月、11月，1月最少，这与俞小鼎等(2020)统计得出的“我国冷季高架对流多发生在春秋季，或者是冬春和秋冬转换期”的结论一致，其成因与大尺度环流背景、暖湿气流、冷空气活动等有关。冷季高架对流的形成需要近地层冷垫和中低层暖湿气流共同作用，11月后虽然冷空气逐渐增强，有利于低层冷垫形成和维持，但此时由于南支槽位置偏南且强度偏弱，不利于冷垫之上的暖湿气流北上，高架对流发生相对较少；2月南支槽逐渐活跃(张永莉等，2014)，西南暖湿气流发展且向北输送增强，此时冷空气仍然较为频繁且势力较强，冷暖空气在黄淮地区交汇，斜压性增强，容易形成锋面或加强低层锋区强度，有利于强暖湿气流沿锋区做斜升运动，造成高架对流频繁多发；到4月，虽然暖湿气流更为强盛，但冷空气相对较弱，锋面过境后即使有冷垫形成，但强度较弱、持续时间较短，也不利于冷季高架对流维持。

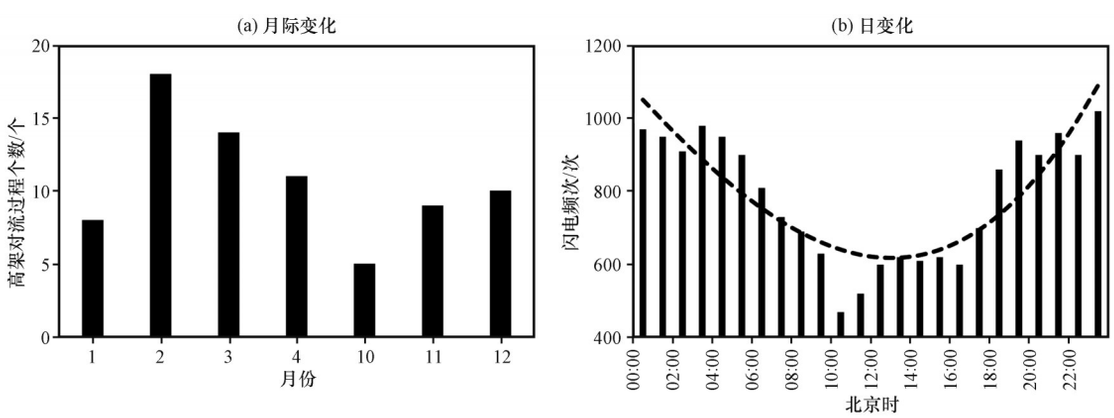


图2　2010—2024年河南冷季高架对流过程月际变化(a，单位：个)与冷季高架对流的闪电频次日变化特征(b，单位：次)

Fig. 2　Monthly variation of cold season elevated convection events (a, unit: numbers) and diurnal variation characteristics of cold season convective lightning frequency (b, unit: times) in Henan Province from 2010 to 2024

冷季高架对流过程中闪电频次日变化[图2(b)]表现夜间多发的特征，傍晚逐渐开始增多，入夜到凌晨闪电频次达到峰值，日出前后闪电频次明显减少，其中夜间(18:00至次日05:00)是冷季高架对流高发时段，而上午到午后发生较少，这种明显日变化不同于地面对流午后多发的特征。其原因在于：地面对流触发来自近地面，午后太阳辐射加热造成层结热力不稳定加强，有利于气块达到对流凝结温度触发热对流；而冷季高架对流发生在逆温层以上，受太阳辐射影响较小，夜间云顶辐射冷却

明显，同时低空急流夜间往往容易加强，形成强烈的热力不稳定并带来充沛的水汽。此外，盛杰等(2014)认为高低空急流耦合作用产生的次级环流有利于激发对流发展，也容易形成夜间高架对流。

4 冷季典型高架对流天气学特征

依据第2.2.1节中的方法，选取2010—2024年河南23个典型冷季高架对流天气过程，具体见表1。

表1 2010—2024年河南典型冷季高架对流个例

Table 1 Typical elevated convection cases in Henan Province during the cold season of 2010—2024

编号	过程日期	发生区域	伴随天气	编号	过程日期	发生区域	伴随天气
1	2010年2月10日	豫南、豫中东	冰雹、雨雪	13	2018年3月4日	全省大部	雷暴大风、雷阵雨
2	2010年2月28日	豫中南、西北	冰雹、雨雪	14	2019年4月8—9日	豫北中	强降水、雷暴大风
3	2010年3月2日	豫东南	雷阵雨	15	2020年2月27—28日	豫南、豫中东	冰雹、雨雪
4	2010年4月12日	豫南	冰雹、雷阵雨	16	2021年2月24—25日	豫北中、豫东	小冰雹(霰)、雨雪
5	2011年11月28日	豫中东、西北	雷阵雨	17	2022年10月3—4日	豫中、豫东	雷暴、短时强降水
6	2012年3月21—22日	沿黄及以南	冰雹、冰粒、强降水	18	2023年3月16日	豫中西	雷暴、暴雪
7	2014年2月5—6日	豫北中	雷暴、暴雪	19	2023年4月20—21日	豫中西	雷暴、短时强降水
8	2014年3月18日	豫南、豫中东	雷阵雨	20	2023年12月13—14日	豫西、豫北	雷暴、冰雹、雨雪冰冻
9	2014年4月18日	豫中南	雷暴、短时强降水	21	2024年2月1—3日	豫中南	雷暴、雨雪冰冻
10	2015年3月17日	全省大部	雷暴、短时强降水	22	2024年2月19—21日	豫中南、豫东	冰雹、雨雪冰冻
11	2015年4月1—2日	全省大部	雷暴、短时强降水	23	2025年3月2—3日	豫中南	雷暴、强雨雪
12	2017年4月16日	豫西南、豫北	雷暴大风、雷阵雨				

4.1 环流背景

图3为河南23个典型冷季高架对流的环流形势合成场。如图3所示，500 hPa[图3(a)]中纬度河套地区环流平直，四川中东部100°E附近有南支槽东移发展，河南受槽前西南气流控制。700 hPa[图3(b)]从广西、贵州经两湖地区到河南南部存在强盛的西南气流，最大风速核达20 m·s^{-1}以上，输送水汽至河南上空。850 hPa(图略)豫中南处于西南风与偏东风之间的暖式切变线中，形成辐合上升运动；925 hPa[图3(c)]河南中东部东北气流风速达到8~10 m·s^{-1}，有利于深厚东北风冷垫形成，迫使700 hPa强暖湿气流沿低层冷垫爬升，在锋区之上为冷季高架对流天气提供有利的动力条件。地面图上[图3(d)]，地面冷锋南压到30°N以南、110°E以东地区，冷季高架对流发生在锋后(100~600 km)冷气团一侧，受东路冷空气及后续补充影响，锋后气温持续下降，河南大部为东北风。综上所述，500 hPa南支槽东移和700 hPa强烈西南暖湿急流发展共同加强了在850~925 hPa上冷垫的抬升作用，有利于中层不稳定能量的建立和释放，这是河南典型冷季高架对流的主要机制。700 hPa强烈暖湿气流发展和850 hPa以下偏东风到东北风形成冷垫抬升是形成冷季高架对流的重要因素，前者有利于充沛的水汽输送和热力不稳定增长，后者则提供了低层有利的斜压锋生和动力抬升条件，此外，二者相互作用造成强烈的垂直风切变，导致冷季对流维持和发展。与此同时，低层温度锋区和强风垂直切变形成的对称不稳定也有利于冷季高架对流形成。值得注意的是：大部分河南典型冷季高架对流先有中低层暖湿急流发展，水汽输送和热力条件增强，后有近地层冷空气南下形成冷垫抬升。

4.2 探空特征及对流参数

选取表1中2012年3月21日、2018年3月4日、2021年2月24日、2024年2月20日4个典型个例分析其探空特征，具体如图4所示，河南冷季高架对流具有显著的冷垫和深厚的逆温层。河南冷季高架逆温层底位于925 hPa，逆温层顶可达700 hPa，而张伟等(2023)指出华南地区高架锋面逆温层顶(850~700 hPa)，低于河南冷季高架逆温层顶高度，这是因纬度越高，锋面坡度越大，锋面逆温出现的高度越高。逆温层中温度线和露点温度线接近，且温度和露点随高度增加，表现出较高的温湿特征，这是由于700 hPa低空急流发展，暖湿气团凌驾于锋后冷气团之上造成的。结合表1可知，当对流层中层500~400 hPa存在一定的干层时，有利于冰雹甚至雷暴大风产生[图4(a)，(b)]；若逆温层之上湿层深厚，延伸至500 hPa以上，则更容易出现伴有雷暴的雨雪冰冻天气[图4(c)，(d)]。

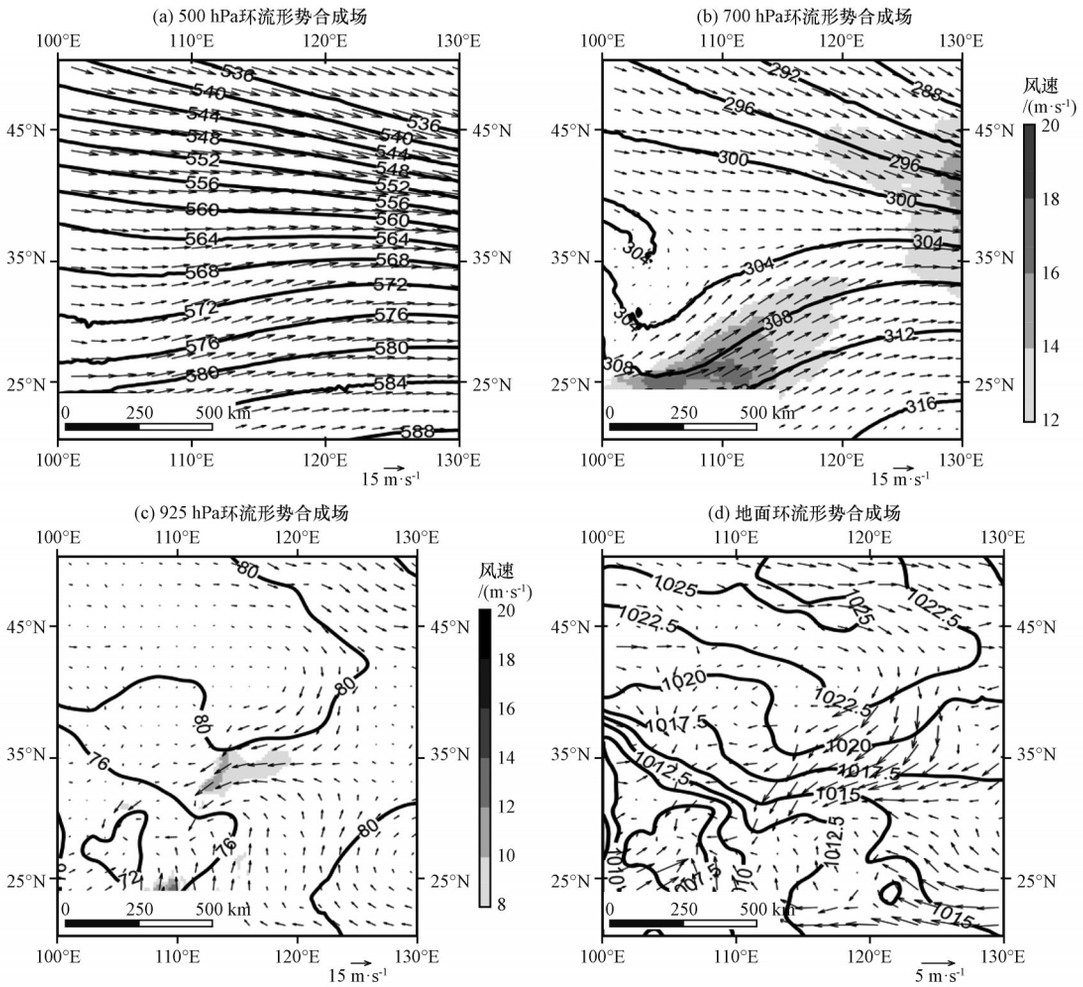


图3　500 hPa(a)、700 hPa(b)、925 hPa(c)和地面(d)环流形势合成场

(a)~(c)中等值线为等高线(单位: dagpm), 矢量为风场(单位: m·s^{-1}), 填色为等风速线(单位: m·s^{-1});

(d)中等值线为海平面气压(单位: hPa), 风矢量为风场(单位: m·s^{-1})

Fig. 3　Composite circulation patterns at 500 hPa (a), 700 hPa (b), 925 hPa (c) and the surface (d). In (a)-(c), contours represent geopotential height (unit: dagpm), vectors represent wind (unit: m·s^{-1}) and shading indicates isotachs (unit: m·s^{-1}); in (d), contours represent sea level pressure (unit: hPa) and wind vectors represent wind (unit: m·s^{-1})

进一步分析河南23次典型过程对流参数(表2)可知, *CAPE*值均为0, 近地面大气层结稳定, 可见传统意义上地面抬升*CAPE*并不能判断冷季高架对流的对流潜势, 而850 hPa与500 hPa温差(*DT85*)、*K*指数和*LI*指数等离散度较大, 也不适合作为河南冷季高架对流预报指标, 这主要是因为高架对流低层处于冷气团控制下, 850 hPa附近温度往往较低所致。然而, 在23次典型的河南冷季高架对流过程中, 80%以上的过程700 hPa与500 hPa温差(*DT75*)接近或超过15 ℃, 逆温层之上抬升的*CAPE*大部维持在0~250 J·kg^{-1}, 原因可能与河南冷季逆温层顶温度和露点普遍偏低有关, 因此可将*DT75*和逆温层之上*CAPE* 2个指标作为预报河南冷季高架对流的热力参考依据, 这也与盛杰等(2014)总结的"可将*DT75*作为业务预报中冷锋后高架雷暴不稳定条件的指标, 并将阈值设为16 ℃"和俞小鼎和郑永光(2020)发现"大部分高架对流是由条件不稳定引起的垂直对流"的结论一致。此外, 23次典型冷季高架对流中60%以上过程逆温层温差超过4 ℃, 最大达到12 ℃; 逆温层温差越大, 逆温层之上暖湿气流就越不易受到其下方冷空气影响, 减少了逆温层对上方滑动空气的拖曳作用, 为更有效的对流活动创造有利环境; 80%以上过程冷垫厚度大于150 hPa, 其中5个达到300 hPa, 低于苟阿宁等(2024)所总结的湖北冷季高架对流冷垫厚度(50 hPa), 也低于袁韬等(2024)分析的南方高架对流冷垫厚度(75 hPa), 这种特征差异主要与河南特定环流形势和地形有关: 低层东北干冷气流在豫西山区的阻挡下堆积,

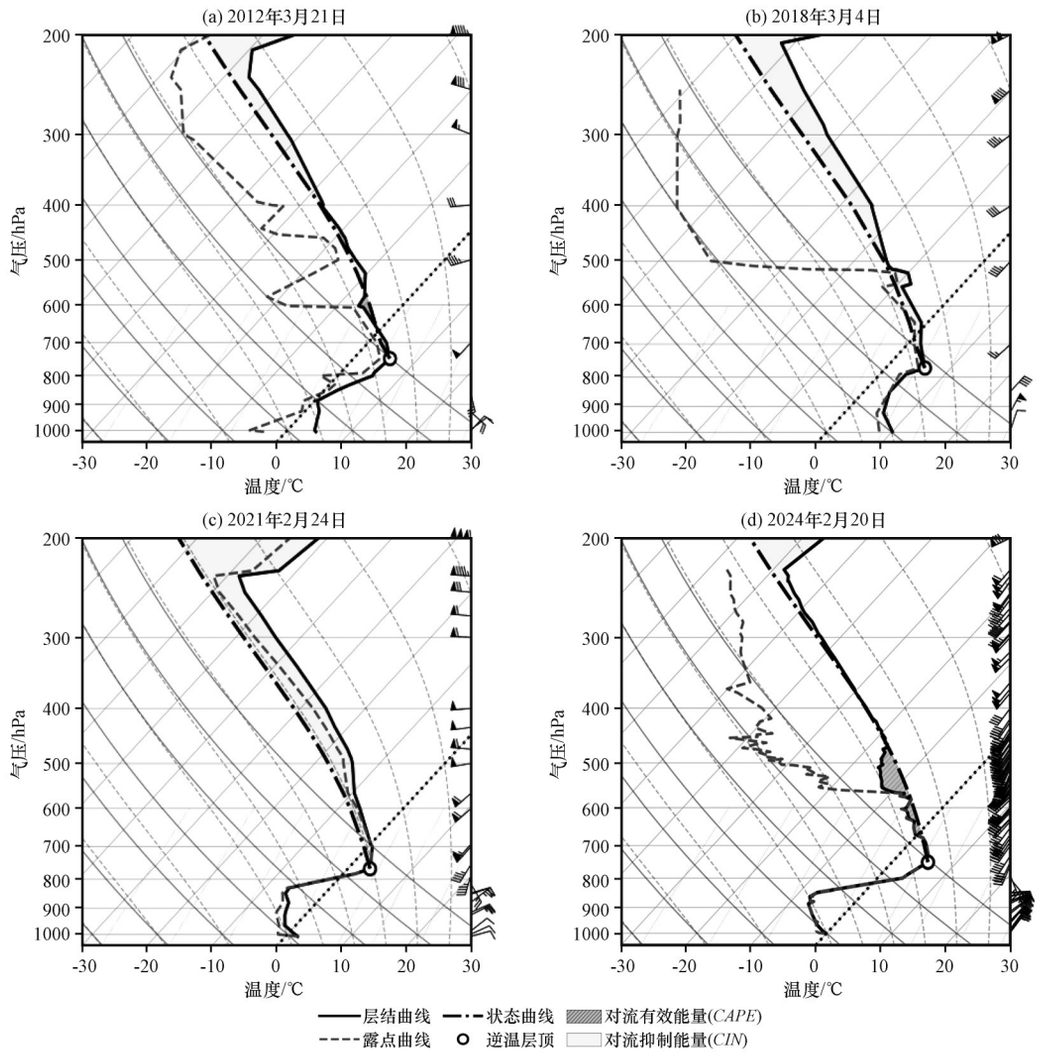


图4 高架对流过程典型个例的探空曲线

(a) 2012年3月21日, (b) 2018年3月4日, (c) 2021年2月24日, (d) 2024年2月20日

Fig. 4 Sounding profiles of elevated convection events on 21 March 2012 (a), 4 March 2018 (b), 24 February 2021 (c), and 20 February 2024 (d)

形成深厚冷垫。冷垫厚度大，可减弱白天非绝热加热作用，更有利于冷季高架对流发展。值得注意的是：河南冷季高架对流主要发生在移动冷锋后部，冷垫维持时间较短，不同于“我国西南地区由于特殊地形和静止锋影响，低层冷垫较长时间维持”(孙继松，2014；杨春艳等，2023)。0 ℃层和−20 ℃层高度分别在2. 0~4. 5 km和5. 3~7. 8 km，有利于上升气流穿过0 ℃层甚至是−20 ℃层，形成冰晶或过冷却水，产生雷暴和冰雹。

5 典型冷季高架对流形成机制分析

5.1 水汽条件

冷季高架对流发生时700 hPa出现西南低空急流，中低层存在明显的西南−东北向水汽通道，将暖湿气流输送至河南，形成水汽通量高值区和水汽辐合中心(图略)。图5为典型高架对流发生时中低层相对湿度与低层比湿箱线图，阴影表示箱体范围，粗黑线表示中位数，上下短横线表示最大值和最小值，圆圈表示平均值，叉号表示异常值。从中低层各层相对湿度分析[图5(a)]来看，河南典型冷季高架对流700 hPa相对湿度在90%~100%，均值达到95%，几乎达到饱和状态，925 hPa和850 hPa相对湿度均值在90%左右，大多也表现高湿特征，表明冷季高架对流要求中低层有较好的水汽条件；500 hPa相对湿度差异较大，从20%~100%均有分布，说明冷季高架对流可以是上干下湿，也可以是整层高湿。低层比湿上[图5(b)]类似，700 hPa、850 hPa和925 hPa比湿中位数分别为6. 3 g·kg^{-1}、5. 4 g·kg^{-1}和4. 6 g·kg^{-1}。冷季典型高架对流700 hPa比湿高于850 hPa及其以下高

表 2　河南典型冷季高架对流过程对流参数

Table 2　Convective parameters of typical cold-season elevated convection events in Henan Province

发生日期	*DT85* /℃	*DT75* /℃	*K*指数 /℃	*LI*指数 /℃	*CAPE* /(J·kg^{-1})	逆温层以上 *CAPE*/(J·kg^{-1})	冷垫厚度 /hPa	逆温层温差/℃	0 ℃层高度 /km	−20 ℃层高度 /km
2010年2月10日	12. 6	15. 7	11	31	0	25. 2	300	7	3. 1	5. 3
2010年2月28日	17. 0	17. 8	19	22	0	170. 8	150	3	3. 2	5. 6
2010年3月2日	15. 8	16. 5	14	25	0	248. 9	150	8	3. 5	5. 7
2010年4月12日	11. 0	12. 0	24	17	0	27. 0	150	3	4. 3	7. 4
2011年11月28日	21. 2	15. 7	25	11	0	15. 2	150	5	3. 1	5. 7
2012年3月21—22日	13. 0	16. 2	13	21	0	26. 8	300	4	3. 6	6. 8
2014年2月5—6日	5. 9	12. 1	−5	32	0	0	300	6	−	5. 6
2014年3月18日	19. 8	15. 4	21	14	0	0	150	2	3. 0	7. 3
2014年3月18日	22. 9	15. 4	31	6	0	38. 9	150	3	4. 3	7. 4
2015年3月17日	20. 2	15. 3	27	11	0	169. 9	50	2	4. 2	7. 4
2015年4月1—2日	21. 4	14. 5	30	23	0	182. 5	150	9	4. 2	7. 4
2017年4月16日	21. 6	15. 3	31	9	0	72. 6	75	2	3. 1	7. 4
2018年3月4日	14. 9	14. 5	18	21	0	0	150	3	3. 0	7. 3
2019年4月8—9日	11. 9	14. 9	12	23	0	0	300	4	3. 8	7. 3
2020年2月27—28日	16. 4	16. 5	18	25	0	0	150	3	3. 3	7. 4
2021年2月24—25日	13. 2	15. 1	10	26	0	34. 8	300	4	3. 0	5. 6
2022年10月3—4日	22. 4	15. 1	26	6	0	9. 8	100	3	4. 5	7. 8
2023年3月16日	11. 1	12. 7	8	23	0	0	150	5	3. 5	6. 7
2023年4月20—21日	12	13. 1	17	21	0	26. 0	150	6	3. 6	7. 5
2023年12月13—14日	10. 1	17. 3	4	29	0	234. 2	200	10	2. 0	6. 3
2024年2月1—3日	11. 6	16. 9	2	28	0	0	225	11	−	5. 7
2024年2月19—21日	4. 9	15. 9	−5	33	0	172. 0	200	12	2. 8	6. 3
2025年3月2—3日	22. 5	15. 5	29	19	0	0	100	6	3. 8	6. 8

−表示无数据(− indicates no data)

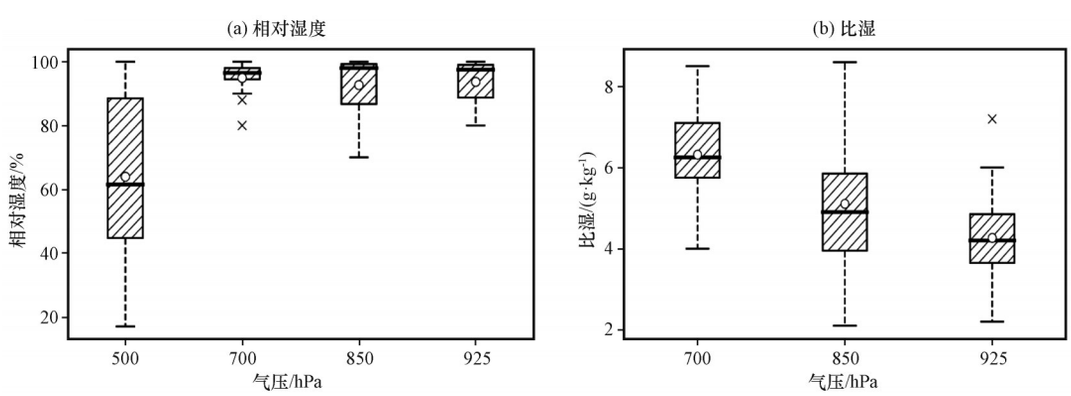


图 5　典型高架对流发生时中低层相对湿度(a)与低层比湿(b)箱线图

Fig. 5　Boxplots of mid-low level relative humidity (a) and low level specific humidity (b) during elevated convection

度,这主要是高架对流发生前700 hPa低空急流迅速增暖增湿,造成比湿明显增大,而850 hPa和925 hPa大多为东北风或偏东风形成的冷垫,比湿相对700 hPa较低。

5. 2　不稳定机制分类统计

依据第2. 2. 3节中不稳定诊断方法,对河南23次典型冷季高架对流的不稳定各种机制进行诊断。图6为3类不稳定机制典型个例代表的诊断分析方法

举例。

在以条件不稳定为主导的高架对流天气[图6(a)]中，低层锋区明显并随高度向高纬倾斜，冷垫之上500 hPa出现346 K的高能中心，其上θ_{se}^{*}随高度明显减小，θ_{se}^{*}随高度递减并且上下层θ_{se}^{*}达到10 K；此外，该过程从逆温层之上抬升也存在一定的*CAPE*，由此可判断其主要不稳定机制为条件性不稳定导致的垂直对流。

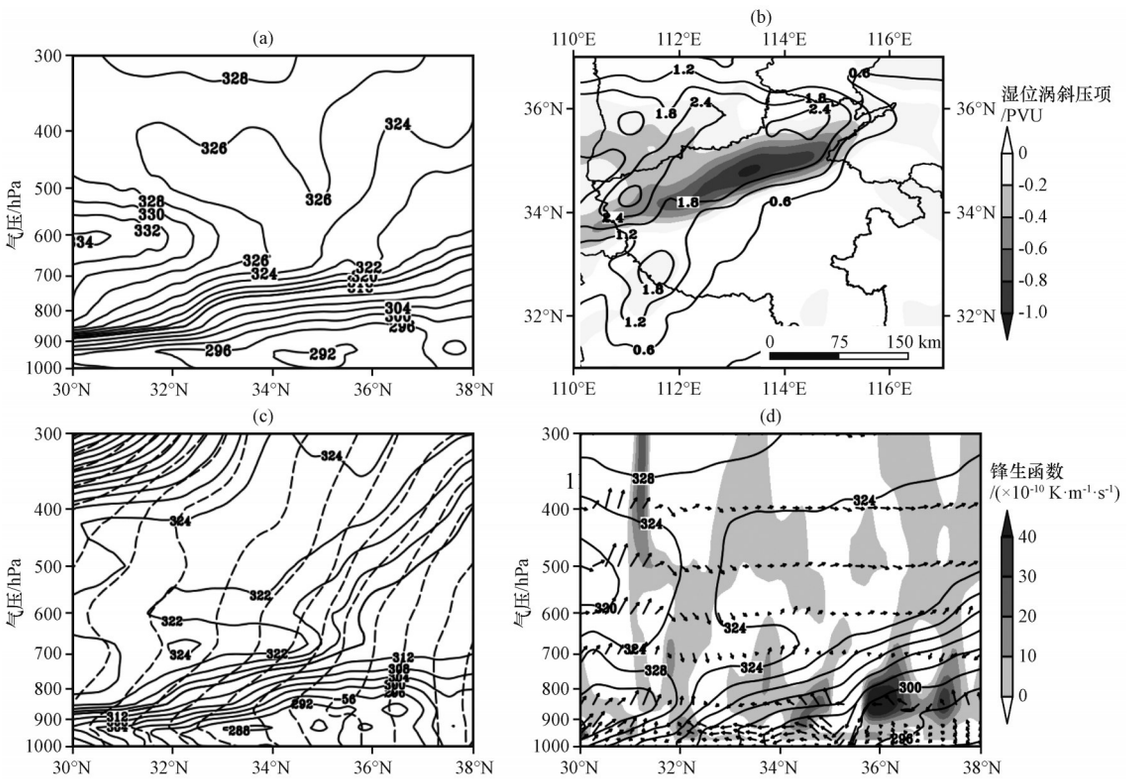


图6 θ_{se}^{*}的垂直分布(a，等值线，单位：K)、700 hPa MPV_1(等值线)和MPV_2(填色)的空间分布(b，单位：PVU)、θ_{se}^{*}(实线，单位：K)和地转动量M(虚线，单位：m·s^{-1})垂直剖面(c)以及对流锋生函数(填色，单位：×10^{-10} K·m^{-1}·s^{-1})、θ_{se}^{*}(等值线，单位：K)和环流(v-ω，ω扩大20倍，单位分别为m·s^{-1}和Pa·s^{-1})的垂直剖面(d)

(a)条件不稳定型；(b，c)条件对称不稳定型；(d)锋生环流型

Fig. 6 Vertical distribution of θ_{se}^{*} (a, contours, unit: K), spatial distribution of MPV_1 (contours) and MPV_2 (shading) at 700 hPa (b, unit: PVU), vertical cross-section of θ_{se}^{*} (solid lines, unit: K) and geostrophic momentum M (dashed lines, unit: m·s^{-1}) (c), and vertical cross-section of convective frontogenesis function (shading, unit: ×10^{-10} K·m^{-1}·s^{-1}), θ_{se}^{*} (contours, unit: K), and circulation (v, ω×20; unit: m·s^{-1} and Pa·s^{-1}, respectively) (d). (a) conditional instability type; (b, c) conditional symmetric instability type; (d) frontogenetic circulation type

在条件对称不稳定型高架对流天气[图6(b)]中，河南北中部地区位于中心强度达到−1 PVU的MPV负值区，结合θ_{se}^{*}和地转动量M的垂直剖面图[图6(c)]显示，34°N—36°N附近区域700~600 hPa以下饱和假相当位温θ_{se}^{*}比地转动量曲线更加陡峭，即等θ_{se}^{*}线斜率大于等M线的斜率；同时探空表明(图略)逆温层之上*CAPE*为0，大气为湿中性层结，说明此次过程主要为条件对称不稳定造成的。

锋生环流型高架对流天气[图6(d)]表明，此次过程850 hPa以下锋区明显，锋生中心强度在1.5×10^{-9} K·m^{-1}·s^{-1}以上，33°N以南暖空气上升，32°N以北有冷空气下沉，构成一垂直锋面的正环流，该次级环流由锋面激发，其上升支有利于高架对流产生，又与锋面的维持和发展有正反馈作用(张桂莲等，2023)，正环流中心高度位于700 hPa附近，且与低层锋生函数正值中心对应较好。此外，本次过程θ_{se}^{*}随高度几乎不变，同时豫中南地区MPV处于−0.2~0.2 PVU，几乎位于0值附近，表明此时大气处于条件稳定度和条件对称稳定度均近乎中性层结，可见该过程不稳定机制主要为锋生次级环流中上升支强迫对流。

基于上述诊断方法，对河南23次典型冷季高架对流进行诊断并将其分为4种不稳定类型：(1)条件不稳定型有8次过程，占比高达34.8%；(2)条件对称不稳定型有6次过程，比例达26.1%；(3)条件不稳定和条件对称不稳定共存型有5次过

程，占比21.7%；(4)锋生环流型占比较少，仅为17.4%。需要说明的是，无论是条件不稳定型还是条件对称不稳定型高架对流，均会存在锋面次级环流，然而相较于锋生环流型高架对流，前两类过程中锋生环流并不起主导作用，主要表现在锋生环流上升支与高架对流落区并不一致等。

图7为上述4种典型不稳定机制下冷季高架对流雷达回波图。条件不稳定型高架对流回波[图7(a)]以层积混合回波为主，回波梯度大，最强回波高达55 dBZ以上；回波顶高达10 km以上，50 dBZ以上回波高度超过6 km[图7(e)]。条件对称不稳定型高架对流回波[图7(b)]为层状云回波，回波纹理均匀，条纹状或片状结构明显，中心强度达30~40 dBZ；最大回波顶高达6 km，40 dBZ回波高度位于2~3 km[图7(f)]，超过融化层高度，但对流发展高度不高。共存型高架对流以大范围层积混合型回波为主[图7(c)]，其间混合45 dBZ以上对流单体，回波梯度均匀；回波顶高达8~10 km，40 dBZ以上对流高度达到6~8 km[图7(g)]，产生冰相粒子形成对流。锋生环流型高架对流回波[图7(d)]主要为层积混合或层状云回波，强度主要在30~40 dBZ，片状回波中多镶嵌着平行带状回波，与条件对称不稳定类回波类似；回波顶高达3~6 km，30 dBZ以上回波高度主要集中在2~3 km[图7(h)]。

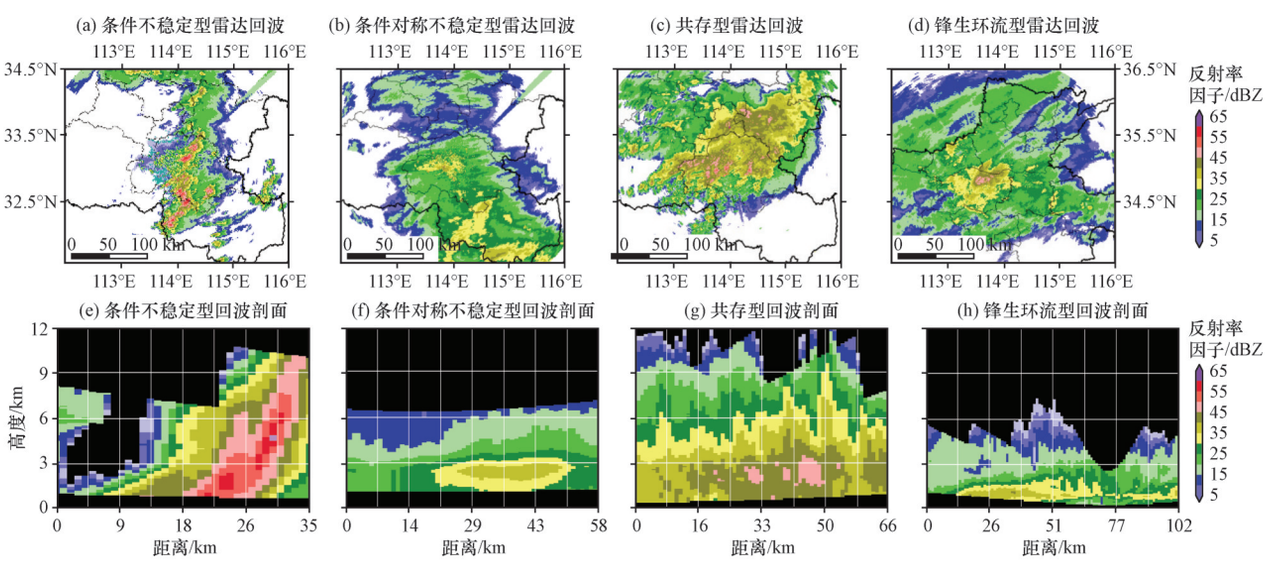


图7　4种典型高架对流雷达组合反射率以及反射率因子剖面图(单位：dBZ)

(a，e)条件不稳定型；(b，f)条件对称不稳定型；(c，g)共存型；(d，h)锋生环流型

Fig. 7　Radar composite reflectivity and reflectivity factor cross-sections for four typical elevated convection types. Unit：dBZ.

(a，e) conditional instability type；(b，f) conditional symmetric instability type；

(c，g) coexistence type；(d，h) frontogenetic circulation type

5.3　动力作用

图8为4种不稳定类型的高架对流上升运动垂直剖面。如图8所示，4种不同类型的高架对流发生时850 hPa高度以下均为下沉运动，900~850 hPa为过渡层，800 hPa以上逐渐转上升运动区，显著上升运动区主要位于700~300 hPa，这主要是850 hPa以下为深厚冷垫，冷垫之上700 hPa为强烈的低空急流所在，强烈的暖湿气流沿冷垫向上抬升有利于上升运动发展。强上升运动中心高度主要位于500~400 hPa附近，明显超过−10 ℃高度，甚至−20 ℃层高度，有利于冰晶生长或过冷水累积，导致雷暴和冰雹产生。

进一步对比分析，条件不稳定型[图8(a)]高架对流上升运动以垂直对流为主，中高层对流发展旺盛，中心强度高达−3.5 Pa·s^{-1}，上升运动区垂直伸展至200 hPa附近，远远超过−20 ℃层高度；配合湿度来看，400 hPa存在相对湿度≤60%的明显干层，干层的存在加强了对流过程中大气层结的对流性不稳定，导致上升运动进一步发展，更有利于出现强烈的冷季对流天气。条件对称不稳定型[图8(b)]高架对流上升运动表现为倾斜对流，对流随高度向东倾斜并贯穿整个高湿饱和区，中心强度弱(−1.5 Pa·s^{-1})，对流发展高度不及条件不稳定型，强中心高度在−20~−10 ℃层之间，容易出现伴有雷暴的强雨雪天气。条件不稳定和条件对称不稳定共存型[图8(c)]高架对流因两种不稳定机制的协

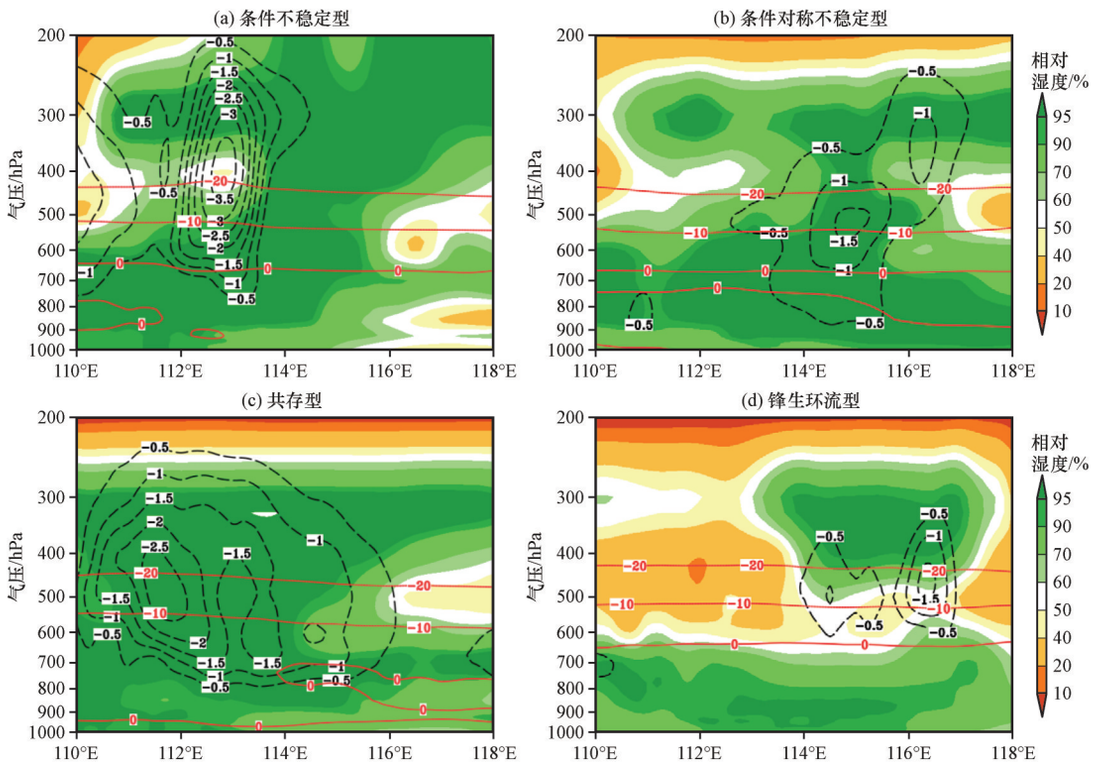


图8 4种典型高架对流垂直运动(黑色虚线，单位：Pa·s^{-1})、相对湿度(填色，单位：%)以及0 ℃、−10 ℃、−20 ℃等温线(红色实线，单位：℃)沿雷暴中心经度−高度剖面图

(a)条件不稳定型；(b)条件对称不稳定型；(c)共存型；(d)锋生环流型

Fig. 8 Vertical cross-sections along thunderstorm centers showing vertical motion (black dashed line, unit: Pa·s^{-1}), relative humidity (color shading, unit: %) and 0 ℃, -10 ℃, -20 ℃ isotherms (red solid line, unit: ℃) for four typical elevated convection types. (a) conditional instability type; (b) conditional symmetric instability type; (c) coexistence type (d); frontogenetic circulation type

同作用，形成了覆盖范围广的上升运动区，并与高湿区对应较好，对流发展高度达300 hPa以上，强上升运动中心(−2. 5 Pa·s^{-1})高度达到或超过−20 ℃等温线，也会造成雷暴、冰雹、雨雪冰冻天气等多相态混合灾害。锋生环流型[图8(d)]高架对流过程表现为2个上升中心的宽广环流结构，双上升结构源于锋面次级环流的耦合作用；对流发展整体偏低，对流强度与对称不稳定型相当，中心强度最大为−1. 5 Pa·s^{-1}，强中心高度也基本在−20~−10 ℃层之间。此外，在低层湿−中层干−中高层湿−高层干的垂直湿度结构下，有组织的垂直环流通过湍流混合及夹卷作用减弱了垂直湿度梯度，大气趋近于湿中性层结，也会维持深厚的上升气流。

5. 4 垂直风切变

图9为河南典型冷季高架对流垂直风切变分布。从图9中可知，0~3 km垂直风切变均值20. 8 m·s^{-1}，最小为14. 1 m·s^{-1}，最大高达30. 3 m·s^{-1}；其中12~20 m·s^{-1}的风切变比例达52. 2%，20 m·s^{-1}以上风切变高达47. 8%。0~6 km风切变均值24. 0 m·s^{-1}，最小为12. 0 m·s^{-1}，最大高达36. 8 m·s^{-1}；12~20 m·s^{-1}的中等强度风切变达到30. 4%；20 m·s^{-1}以上强风切变高达69. 6%，其中30 m·s^{-1}以上风切变达到17. 4%。由此可见，河南典型冷季高架对流发生发展伴有显著的深层垂直风切变，强风切变有利于雷暴内部上升气流增强，大大增加了雷电出现概率，同时强热成风和斜压性也有利于对称不稳定发展，

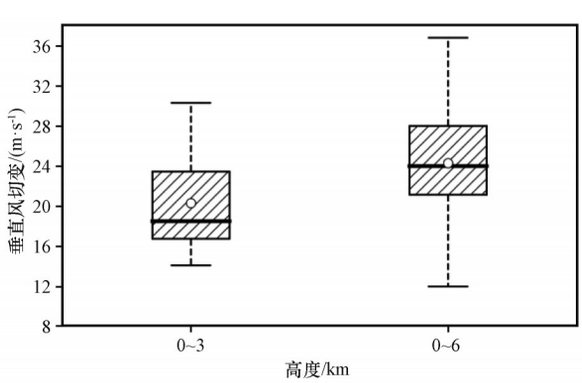


图9 典型冷季高架对流的垂直风切变箱线图

Fig. 9 Boxplot distribution of vertical wind shear characteristics for typical cold-season elevated convection

有利于对流性天气维持。

河南冷季典型高架对流概念模型如图 10 所示。500 hPa 南支槽东移北上发展，700 hPa 为一致的强盛西南急流，河南中南部位于低空急流出口区附近，850 hPa 暖式切变线为对流提供抬升触发机制，925 hPa 东北干冷气流形成深厚冷垫，对流区在地面锋后 100 km 之外；冷垫和逆温层之上斜压性和深层强风垂直切变很强，对流不稳定机制以条件不稳定导致垂直对流和条件对称不稳定导致的倾斜对流为主。此外，河南西部山区对河南高架对流形成有重要作用，一方面阻挡近地层东路冷空气，造成冷空气堆积形成深厚冷垫；另一方面有利于西南暖湿气流高位爬升，起到“起始踏板”的作用。

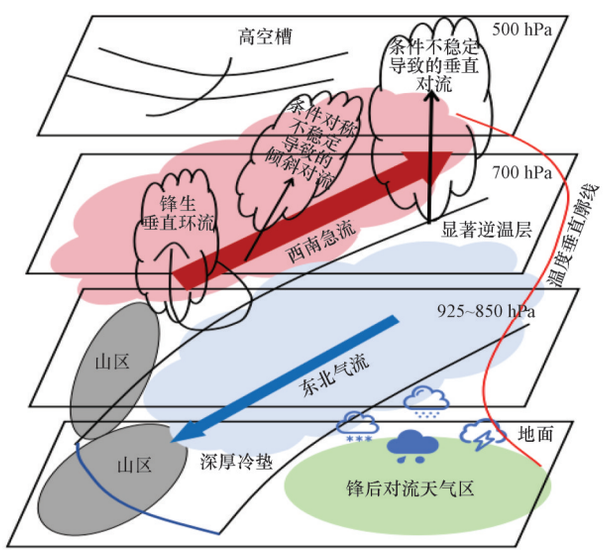


图 10　河南典型冷季高架对流概念模型

Fig. 10　Conceptual model of typical cold season elevated convection in Henan province

6　结论

（1）河南冷季高架对流空间特征为平原多于山地、南部多于北部，豫中南等平原地区高架对流发生频繁，豫北、豫西等山区分布较少。受大尺度环流背景、暖湿气流、冷空气活动等影响，河南冷季高架对流月尺度特征表现为 2 月最多、1 月最少；日变化上，冷季高架对流呈现夜间多发，傍晚开始增多，入夜到凌晨达到峰值，这与地面对流午后多发的特征明显不同。

（2）700 hPa 强烈西南急流和 850 hPa 以下深厚冷垫是河南典型冷季高架对流的主要配置。500 hPa 低槽东移和 700 hPa 强烈西南暖湿急流发展共同加强了 850~925 hPa 上冷垫的抬升作用，前者有利于水汽输送和不稳定增长，后者提供低层斜压锋生和动力抬升作用。

（3）河南典型冷季高架对流探空具有显著的冷垫和明显的锋面逆温，冷垫厚度一般超过 150 hPa，逆温层顶高达 850~700 hPa，半数以上逆温层温差超过 4 ℃。逆温层之上抬升的 *CAPE* 和 700 与 500 hPa 温差 *DT75* 表征冷季高架对流热力不稳定性较好。

（4）河南典型冷季高架对流近地层为下沉运动，显著上升运动区位于 700~300 hPa，强中心在 500~400 hPa 附近；冷垫和逆温层之上斜压性和深层强风垂直切变有利于冷季对流维持。

（5）典型冷季高架对流根据不稳定机制可分为 4 种类型：条件不稳定型以深厚垂直对流为主导，上升运动强度最强、伸展高度最高，易触发雷暴及冰雹天气；共存型因条件不稳定与条件对称不稳定的协同作用，上升运动范围广、强度中等，可产生雷暴、小冰雹及雨雪冰冻等多相态混合灾害；条件对称不稳定型表现为窄带状倾斜对流，上升运动弱、发展高度低；锋生环流型形成多上升中心的宽广环流结构，强度与对称不稳定型相当，二者均有利于雷暴和对流性强雨雪。

上述研究基于天气学尺度研究了河南冷季高架对流的统计特征，尤其是典型冷季高架对流环流形势以及形成机制，概括出河南典型冷季高架对流概念模型，为后续开展此类天气相关研究奠定了基础。然而，本文未涉及冷季高架对流的中小尺度特征及微物理过程，同时河南暖季也有高架对流发生，通常出现在阵风锋后部的小尺度冷池上，这与冷季高架对流存在明显的差异，今后将这方面开展更为全面的研究。

参考文献(References)：

Augustine J A, Caracena F, 1994. Lower-tropospheric precursors to nocturnal MCS development over the central United States[J]. Weather and Forecasting, 9(1): 116-135. DOI: 10. 1175/1520-0434(1994)009<0116: ltptnm>2. 0. co;2.

Colman B R, 1990. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. part I: a climatology[J]. Monthly Weather Review, 118(5): 1103-1122. DOI: 10. 1175/1520-0493(1990)118<1103: tafsie>2. 0. co;2.

Colman B R, 1990. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. part II: organization and instability mechanisms[J]. Monthly Weather Review, 118(5): 1123-1144. DOI: 10. 1175/1520-0493(1990)118<1123: tafsie>2. 0. co;2.

Geerts B, Parsons D, Ziegler C L, et al., 2017. The 2015 Plains elevated convection at night field project[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 98(4): 767-786. DOI: 10. 1175/bams-d-15-00257. 1.

Horgan K L, Schultz D M, Hales J E, et al., 2007. A five-year climatology of elevated severe convective storms in the United States east of the rocky mountains[J]. Weather and Forecasting, 22(5): 1031-1044. DOI: 10. 1175/waf1032. 1.

Means L L, 1952. On thunderstorm forecasting in the central United States[J]. Monthly Weather Review, 80(10): 165-189. DOI: 10. 1175/1520-0493(1952)080<0165: otfitc>2. 0. co;2.

Wilson J W, Roberts R D, 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: observational and modeling perspective[J]. Monthly Weather Review, 134(1): 23-47. DOI: 10. 1175/mwr3069. 1.

曹舒娅,张静,施丹平,等,2018. 江苏近10a高架雷暴特征分析[J]. 气象科学,38(5): 681-691. Cao Shuya, Zhang Jing, Shi Danping, et al., 2018. Analysis on the elevated thunderstorms in the past decade in Jiangsu[J]. Journal of the Meteorological Sciences, 38(5): 681-691. DOI: 10. 3969/2018jms. 0027.

陈淑琴,章丽娜,曹宗元,等,2019. 华东地区冷季两次高架对流个例分析[J]. 气象与环境科学,42(4): 63-73. Chen Shuqin, Zhang Lina, Cao Zongyuan, et al., 2019. Analysis on two elevated convection processes in Eastern China in cold season[J]. Meteorological and Environmental Sciences, 42(4): 63-73. DOI: 10. 16765/j. cnki. 1673-7148. 2019. 04. 010.

崔慧慧,2017. 郑州地区一次冷锋后高架雷暴天气过程特征及成因分析[J]. 气象与环境学报,33(6): 34-41. Cui Huihui, 2017. Characteristics and causes of an elevated thunderstorm case happening after a cold front in Zhengzhou area[J]. Journal of Meteorology and Environment, 33(6): 34-41. DOI: 10. 3969/j. issn. 1673-503X. 2017. 06. 005.

苟阿宁,姚雯,雷彦森,等,2024. 湖北冷季高架雷暴天气分类及环境参数特征分析[J]. 热带气象学报,40(1): 23-32. Gou Aning, Yao Wen, Lei Yansen, et al., 2024. Environment parameter characteristics of different types of cold season elevated thunderstorms in Hubei[J]. Journal of Tropical Meteorology, 40(1): 23-32. DOI: 10. 16032/j. issn. 1004-4965. 2024. 003.

郭兰,2014. 三门峡市回流形势下"雷打雪"天气的物理成因[J]. 气象与环境科学,37(2): 58-63. Guo Lan, 2014. Physical causes of snowstorm with lightning cased by reflux in Sanmenxia[J]. Meteorological and Environmental Sciences, 37(2): 58-63. DOI: 10. 16765/j. cnki. 1673-7148. 2014. 02. 003.

刘洲洋,俞小鼎,王秀明,等,2018. 中国泛华北地区冷季高架对流特征气候统计分析[J]. 气象,44(2): 258-267. Liu Zhouyang, Yu Xiaoding, Wang Xiuming, et al., 2018. Climatology of cold season elevated convection in northern China[J]. Meteorological Monthly, 44(2): 258-267. DOI: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2018. 02. 005.

钱卓蕾,周弘媛,李美琳,等,2025. 浙江一次冬季高架雷暴的环境场和结构分析[J]. 气象,51(6): 700-710. Qian Zhuolei, Zhou Hongyuan, Li Meilin, et al., 2025. Environmental and structural analysis of a winter elevated thunderstorm in Zhejiang Province[J]. Meteorological Monthly, 51(6): 700-710. DOI: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2025. 010203.

盛杰,毛冬艳,沈新勇,等,2014. 我国春季冷锋后的高架雷暴特征分析[J]. 气象,40(9): 1058-1065. Sheng Jie, Mao Dongyan, Shen Xinyong, et al., 2014. Analysis on characteristics of elevated thunderstorms behind cold fronts in China during spring[J]. Meteorological Monthly, 40(9): 1058-1065. DOI: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2014. 09. 003.

索春男,闫春旺,陈军明,等,2025. 2024年2月京津冀一次区域性对流暴雪诊断分析[J]. 应用气象学报,36(2): 190-201. SuoChunnan, YanChunwang, ChenJunming, et al., 2025. Diagnosis of a regional thundersnow in Beijing, Tianjin and Hebei in February 2024[J]. Journal of Applied Meteorological Science, 36(2): 190-201. DOI: 10. 11898/1001-7313. 20250206.

孙继松,戴建华,何立富,等,2014. 强对流天气预报的基本原理与技术方法——中国强对流天气预报手册[M]. 北京: 气象出版社. Sun Jisong, Dai Jianhua, He Lifu, et al., 2014. Basic principles and technical methods of severe convective weather forecast-China severe convective weather forecast manual[M]. Beijing: China Meteorological Press.

万夫敬,李博,罗江珊,等,2024. 一次伴随高架雷暴的极端暴雪不稳定机制分析[J]. 气象,50(9): 1105-1119. Wan Fujing, Li Bo, Luo Jiangshan, et al., 2024. Analysis of instability mechanism of an extreme blizzard accompanied by elevated thunderstorms[J]. Meteorological Monthly, 50(9): 1105-1119. DOI: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2024. 071202.

吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁,1995. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报,53(4): 387-405. Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing, 1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development[J]. Acta Meteorologica Sinica, 53(4): 387-405.

武威,许东蓓,2025. 中原地区冷季高架对流不稳定机制及雷达特征分析[J]. 高原气象,44(3): 795-809. Wu Wei, Xu Dongbei, 2025. Radar characteristics and instability mechanism of elevated convection during the cold season in central Plains[J]. Plateau Meteorology, 44(3): 795-809. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2024. 00094.

许爱华,陈云辉,陈涛,等,2013. 锋面北侧冷气团中连续降雹环境场特征及成因[J]. 应用气象学报,24(2): 197-206. Xu Aihua, Chen Yunhui, Chen Tao, et al., 2013. Environment characteristics and causes of a continuous hail fall event occurred within the cold air mass to the north of a cold front[J]. Journal of Applied Meteorological Science, 24(2): 197-206. DOI: 10. 3969/j. issn. 1001-7313. 2013. 02. 008.

杨春艳,白慧,孔德璇,等,2023. 贵州冬季云贵准静止锋及其锋面降雨的气候特征研究[J]. 高原气象,42(5): 1207-1217. Yang Chunyan, Bai Hui, Kong Dexuan, et al., 2023. Study on the climatic characteristics of the quasi-stationary front in Yunnan and Guizhou and its frontal rainfall in winter in Guizhou[J]. Plateau Meteorology, 42(5): 1207-1217. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-

0534. 2022. 00099.

易笑园,张庆,陈宏,等,2023. 一次华北暴风雪过程中边界层中尺度扰动涡旋和水汽输送特征的分析[J]. 高原气象,42(5):1311−1324. Yi Xiaoyuan, Zhang Qing, Chen Hong, et al., 2023. Analysis of planetary boundary layer mesoscale disturbance vortex and moisture transport during a blizzard process in North China[J]. Plateau Meteorology, 42(5): 1311−1324. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000−0534. 2022. 00078.

俞小鼎,王秀明,李万莉,等,2020. 雷暴与强对流临近预报[M]. 北京:气象出版社. Yu Xiaoding, Wang Xiuming, Li Wanli, et al., 2020. Thunderstorm and strong convection prediction[M]. Beijing: China Meteorological Press.

俞小鼎,郑永光,2020. 中国当代强对流天气研究与业务进展[J]. 气象学报,78(3):391−418. Yu Xiaoding, Zheng Yongguang, 2020. Advances in severe convective weather research and operational service in China[J]. Acta Meteorologica Sinica, 78(3): 391−418. DOI: 10. 11676/qxxb2020. 035.

俞小鼎,周小刚,王秀明,2016. 中国冷季高架对流个例初步分析[J]. 气象学报,74(6):902−918. Yu Xiaoding, Zhou Xiaogang, Wang Xiuming, 2016. A preliminary case study of elevated convection in China[J]. Acta Meteorologica Sinica, 74(6): 902−918.

袁韬,唐明晖,陈伟,等,2024. 南岭地区一次高架雷暴冰雹过程双偏振特征分析[J]. 暴雨灾害,43(3):332−341. Yuan Tao, Tang Minghui, Chen Wei, et al., 2024. Dual polarization characteristics of an elevated thunderstorm hail event in the Nanling region[J]. Torrential Rain and Disasters, 43(3): 332−341. DOI: 10. 12406/byzh. 2023−165.

张桂莲,霍志丽,王学强,2023. 冷垫背景下冻雨和极端大暴雪成因机制分析[J]. 高原气象,42(3):725−733. Zhang Guilian, Huo Zhili, Wang Xueqiang, 2023. Analysis on the genesis mechanism of freezing rain and extreme heavy snowstorm under the background of cold cushion[J]. Plateau Meteorology, 42(3): 725−733. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000−0534. 2022. 00048.

张一平,俞小鼎,孙景兰,等,2014. 2012年早春河南一次高架雷暴天气成因分析[J]. 气象(1):48−58. Zhang Yiping, Yu Xiaoding, Sun Jinglan, et al., 2014. Analysis on weather causes of an elevated thunderstorm in Henan in early spring 2012[J]. Meteorological Monthly(1): 48−58. DOI: 10. 7519/j. issn. 1000−0526. 2014. 01. 006.

张伟,陈琳,黄惠镕,等,2023. 闽西南地区一次高架雷暴中尺度特征分析[J]. 热带气象学报,39(1):55−65. Zhang Wei, Chen Lin, Huang Huirong, et al., 2023. Meso-scale structure analysis of an elevated thunderstorm in southwest Fujian[J]. Journal of Tropical Meteorology, 39(1): 55−65. DOI: 10. 16032/j. issn. 1004−4965. 2023. 006.

张永莉,范广洲,周定文,等,2014. 春季南支槽变化特征及其与降水和大气环流的关系[J]. 高原气象,33(1):97−105. Zhang Yongli, Fan Guangzhou, Zhou Dingwen, et al., 2014. Variation of springtime southern branch trough and its relationship with precipitation and atmospheric circulation[J]. Plateau Meteorology, 33(1): 97−105.

朱乾根,林锦瑞,寿绍文,2007. 天气学原理和方法[M]. 4版. 北京:气象出版社. Zhu Qiangen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, 2007. Principles and methods of weather science[M]. 4th ed. Beijing: China Meteorological Press.

Statistical analysis and synoptic characteristics of typical elevated convection events during the cold season in Henan Province

Wu Wei[1,2], Shan Tieliang[1,2]

(1. *CMA/Henan Key Laboratory of Agrometeorological Support Applied Technique*, *Zhengzhou* 450003, *Henan*, *China*;
2. *Luohe Meteorological Burea of Henan Province*, *Luohe* 462300, *Henan*, *China*)

Abstract: Based on statistical analysis of elevated convection cases during the 2010—2024 cold seasons in Henan Province using conventional observations and ERA5 reanalysis data, this study examines spatiotemporal distributions, synoptic configurations, and formation mechanisms. Results indicate that: (1) Characteristic configurations feature prominent 500 hPa troughs, intense 700 hPa southwesterly warm-moist jets, and a deep cold dome with northeasterlies below 850 hPa. Key sounding signatures include pronounced cold domes exceeding 150 hPa thickness and frontal inversions with tops at 850~700 hPa where over half of cases exhibit inversion-layer temperature differences greater than 4 °C. Thermodynamic instability is best characterized by elevated most unstable energy and thermal contrast between 700 hPa and 500 hPa. (2) Moisture transport at 700 hPa and its associated high specific humidity provide essential vapor conditions for elevated convection during the cold season. Strong upward motion is observed above 800 hPa, with its core centered at 500~400 hPa. Intense deep-layer vertical wind shear (>20 $m \cdot s^{-1}$) and pronounced baroclinicity develop between the northerly flow beneath the inversion layer and the southwesterly jet atop the inversion layer. Such vertical wind shear configuration proves conducive to the sustenance and development of cold-season convection. (3) Cold season elevated convective instability mechanisms encompass four distinct types. The dominant conditional instability type exhibits deep vertical convection characterized by the strongest updraft intensity, with convective penetration extending significantly above the -20 ℃ level, frequently triggering thunderstorms and hailstorms. The hybrid mechanism type integrates conditional instability with conditional symmetric instability, displaying the most extensive updraft coverage at moderate intensity and capable of producing multiphase hazards including thunderstorms, hail and freezing precipitation mixtures such as freezing rain and sleet. Both the conditional symmetric instability type manifested through narrow slantwise convection and the frontogenesis circulation type featuring broad multicellular updraft structures demonstrate lower convective development heights with weaker intensities, predominantly generating thunderstorms and convective heavy winter precipitation events.

Key words: cold season elevated convection; Henan; frontal temperature inversion; vertical wind shear; instability mechanisms