

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. 气象, 40(1): 48-58.

# 2012 年早春河南一次高架雷暴天气成因分析<sup>\* 1</sup>

张一平<sup>1,2</sup> 俞小鼎<sup>3</sup> 孙景兰<sup>4</sup> 梁俊平<sup>2</sup> 吕林宜<sup>2</sup>

1 河南省农业气象保障与应用技术重点实验室, 郑州 450003  
2 河南省气象台, 郑州 450003  
3 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081  
4 河南省气象局, 郑州 450003

**提 要:** 利用常规观测、新一代天气雷达、雷电定位监测和  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  NCEP 分析资料对 2012 年早春河南一次伴有多种天气现象的高架雷暴(elevated convection)成因进行了天气学分析, 建立了高架雷暴天气的流型配置模型。结果表明: (1) 本次高架雷暴发生在中纬度暖性低槽发展东移的环流形势下, 边界层顶以上近中性条件不稳定性层结(偏向于很弱的条件不稳定)在高空槽前正涡度平流和低层暖湿平流的强迫作用下, 使得 700 hPa 以上出现较大范围的较强上升运动, 地面冷高压后部偏东气流对高架对流的产生具有冷垫作用。(2) 出现高架雷暴的大气低层存在较强的逆温层, 700 hPa 暖温度脊前的西南暖湿低空急流为高架雷暴的产生提供了充足的水汽和能量, 并使低层逆温层顶以上出现弱条件不稳定层结和较高的露点, 两者结合导致弱的最不稳定对流有效位能 MUCAPE, 其值在  $10 \sim 50 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  之间, 高架对流是由逆温层顶附近及其以上的暖湿气块被抬升而造成的, 对应  $1.0 \sim 3.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的雷暴内最大上升气流。(3) 此次高架雷暴发生在强斜压环境中, 有较强的动力不稳定, 中低层  $0 \sim 6 \text{ km}$  和  $0 \sim 3 \text{ km}$  垂直风切变值分别为  $(3.0 \sim 3.7) \times 10^{-3}$  和  $(5.0 \sim 5.3) \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。(4) 本次过程  $-10^{\circ}\text{C}$ 、 $-20^{\circ}\text{C}$  层高度分别在 5、6.5 km, 弱对流云顶高度多在 6~8 km 或以上, 超过了冻结层高度, 易导致雷电发生。(5) 从流型配置模型看, 高空暖性低槽、中高层强烈发展的温度脊、700 hPa 强西南暖湿低空急流和边界层冷中心、冷温度槽、地面冷高压等是值得关注的天气系统, 当这些天气系统有利配置时, 应注意低层逆温层、中层弱条件不稳定层结的建立以及高架雷暴发生的可能性。

**关键词:** 高架雷暴, 强逆温层, 弱条件不稳定, 强垂直风切变, 700 hPa 暖湿急流, 冷空气垫

**中图分类号:** P458      **文献标志码:** A      **doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.01.006

## Analysis on Weather Causes of an Elevated Thunderstorm in Henan in Early Spring 2012

ZHANG Yiping<sup>1,2</sup> YU Xiaoding<sup>3</sup> SUN Jinglan<sup>4</sup> LIANG Junping<sup>2</sup> LÜ Linyi<sup>2</sup>

1 Henan Key Laboratory of Agrometeorological Ensuring and Applied Technique, Zhengzhou 450003  
2 Henan Meteorological Observatory, Zhengzhou 450003  
3 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081  
4 Henan Meteorological Bureau, Zhengzhou 450003

**Abstract:** The conventional observation, new generation weather radar, lightning locating monitoring and NCEP  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  analysis data are used to analyze the synoptic causes of the elevated thunderstorm in early spring of 2012 that was accompanied by a variety of weather phenomena and a flow configuration model of the elevated thunderstorm is established. The results showed that: (1) the elevated thunderstorm occurs in the circulation situation of warm trough moving eastward and developing in middle latitudes. The near-neutral conditions instability stratification above the top of the boundary layer (biased in favor of weak

<sup>\*</sup> 中国气象局关键技术集成项目(CMAGJ2012M31)、河南省科技厅项目(112102310033)和河南省气象局项目(Z201201)共同资助  
2012 年 12 月 28 日收稿; 2013 年 9 月 8 日收修定稿  
第一作者: 张一平, 主要从事短时天气预报和强对流天气研究. Email: zhangyiping618@163.com

conditional instability), which is in the forcing effect of positive vorticity advection in front of trough and warm and wet advection at low-levels, makes a larger range of strong upward motion above 700 hPa so that easterly winds in the rear of surface cold high has a role of cooling cushion on the production of the elevated convection. (2) There is a strong inverse temperature layer in the lower atmosphere where elevated thunderstorm exists. The warm and wet southwest low-level jet in front of temperature ridge at 700 hPa provides ample moisture and energy for production of an elevated thunderstorm, causing weak conditions with unstable stratification and higher dew point above the top of low-level temperature inversion. The combination of the two leads to the weak and most unstable convective available potential energy MUCAPE, whose value is between 10 and 50  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ . The elevated convection is caused by uplift of warm and wet block near and above the top of the inversion layer, corresponding to 1.0–3.0  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  maximum updrafts within thunderstorms. (3) The elevated thunderstorm occurs in strong baroclinic environment, where there is a strong dynamic instability, in the lower level 0–6 km and 0–3 km vertical wind shear values are  $(3.0-3.7) \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  and  $(5.0-5.3) \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  respectively. (4) The  $-10^\circ\text{C}$  and  $-20^\circ\text{C}$  layers in this process are respectively in the height of 5 km and 6.5 km, and the height of weak convective cloud top is more in the 6–8 km or above, exceeding the height of the freezing level and easily leading to the occurrence of lightning. (5) From the flow configuration model, warm trough at high altitude, the strongly developed temperature ridge at middle and high layer, the warm and wet southwest low-level jet at 700 hPa and cold boundary center, cold temperature trough, surface cold high pressure etc., make up a noteworthy affecting system. When these weather systems are favorable for configuration, the low-level temperature inversion, the establishment of weak condition unstable stratification at middle layer and the likelihood of elevated thunderstorms should be concerned.

**Key words:** elevated thunderstorms, strong temperature inversion, weak condition unstable stratification, strong vertical wind shear, the warm and moisture jet at 700 hPa, cold air cushion

## 引 言

雷暴是指伴有雷电的深厚湿对流(DMC)(Dowswell, 2001)。深厚湿对流的发生需要垂直层结不稳定、水汽和抬升触发三个条件(俞小鼎等, 2006; 2012), 我国夏半年对流天气容易满足这三个基本条件, 降水时常伴有雷暴发生, 雷暴的产生大多是由地面附近的暖湿空气受边界层辐合抬升使得不稳定能量释放而形成。然而并非所有雷暴都是由来自地面附近的上升气块触发的, 在大气边界层以上被触发的雷暴, 称为高架雷暴或高架对流(elevated convection)(Grant, 1995; Corfidi et al, 2006), 高架雷暴的触发机制多由 900~600 hPa 的中尺度辐合切变线触发, 地面附近通常为稳定的冷空气, 有明显的逆温, 来自地面的气块很难穿过逆温层而获得浮力, 而是逆温层之上的气块绝热上升获得浮力导致雷暴(Wilson et al, 2006)。当大尺度环境条件中的对流有效位能(CAPE)可以忽略不计时, 在具有冷边界层温度的锋面上方也可产生高架雷暴(Colman,

1990a; 1990b)。有关高架雷暴的研究国外比较多(Trapp et al, 2001; Takeshi et al, 2003), 国内针对夏季雷暴研究较多(孙军等, 2010; 王婷婷等, 2011; 张俊兰, 2011; 石玉恒等, 2012), 对高架雷暴的研究很少。苏德斌等(2012)对 2009 年 11 月 9 日北京市一次伴随雷电的暴雪过程进行了分析, 认为冬季雷暴是由西南暖湿空气在低层冷空气之上产生的高架对流而产生, 对流的触发机制是中空扰动。吴乃庚等(2013)分析了 2012 年 2 月华南地区一次伴有短时强降水、雷电和冰雹的较典型的冷区“高架雷暴”天气, 认为边界层冷空气补充南下迫使低层暖湿空气抬升, 中高层槽前辐散气流产生高空“抽吸”作用, 配合华南上空有利的大气动力和热力不稳定条件, 是形成高架强对流的主要原因, 强对流天气落区与 850 hPa 切变线位置有较好对应。农孟松等(2013)对 2012 年早春广西高架强雷暴冰雹天气过程进行分析, 认为冰雹伴随雷暴发生在地面锋后, 高空冷槽东移为对流的发生提供触发条件, 700 hPa 正变温与 500 hPa 负变温使得垂直温度递减率加大, 从而使对流性不稳定加大是高架雷暴产生的主要条件。

许新田等(2012)对 2010 年春季陕西中南部一次暴雪和雷暴天气的触发条件进行分析,认为雷暴天气是由锋面逆温层之上的气块绝热上升获得浮力而产生。在早春和深秋时节,我国发生高架雷暴的环境背景是低空有很强的逆温层,雷暴出现在锋面的冷空气一侧(俞小鼎等,2012)。

本文利用常规高空地面资料、 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  NCEP 分析资料、新一代雷达及 ADTD 闪电定位资料,从天气动力学角度对 2012 年 3 月 21 日河南早春一次高架雷暴天气的成因和机制进行分析和探讨,归纳出冬春过渡时节高架雷暴的预报着眼点及流型配置模型,以期能为今后预报高架雷暴天气提供参考,从而提高对异常天气的认识,提高预报准确率和公共气象服务能力。

## 1 天气概况

2012 年 3 月 21 日 08 时至 22 日 08 时,河南沿黄河及其以南大部地区出现了一次大范围的高架雷暴天气。伴随高架对流天气的产生还出现了多种天气现象(图 1a)。三门峡、济源、焦作、郑州、安阳、濮阳和新乡等地区出现了冰雹、霰和冰粒,黄河以北和郑州、开封部分县市出现了小雨雪,栾川、嵩山等山区出现了雨淞。这次过程河南降水量显著,暴雨主要出现在漯河、周口和驻马店三地区,大雨主要出现在河南东南大部 and 西北部太行山东南侧(图 1b)。一天内河南出现雷暴、冰雹、区域暴雨、雪、冰粒、霰等多种天气现象的天气过程非常罕见。从 1971—2000 年河南雷暴和暴雨气候特征看,豫南地区平均初雷日发生在 3 月上中旬,北中部平均初雷日主要发生在 4 月中下旬;最早出现的区域暴雨日期为 1972 年 3 月 29 日。由于这次雷暴和暴雨发生时间均超历史范围,且有多种天气现象发生,受到公众的高度关注,媒体称“上演气象大片”,社会影响较大。从预报角度看,3 月 18 日夜里冷锋自华北南下影响河南后,河南一直受华北到沿海一带的冷高压控制,地面气温较前期明显偏低,没有高温高湿的不稳定能量积累,预报员很难预报有对流天气产生。这次高影响天气过程给预报和预警带来了一定的难度,因此很有必要对这次伴有多种天气现象的高架雷暴天气的形成原因和预报经验进行总结。

## 2 环流形势演变特征

18 日 20 时至 20 日 20 时,500 hPa 欧亚中高纬

度为两槽一脊形势,河南受东北低涡后部、贝加尔湖高压脊前的西北气流控制,并有下滑槽携带冷空气沿西北气流南下(图略)。20 日 20 时,500 hPa 青海中部的浅槽发展并东移至甘肃南部到四川东部,700、850 hPa 温压场经向度较 500 hPa 明显加大且呈反位相配置,暖中心位于云南、四川附近,温度脊自云南伸向蒙古国,其前部有西南急流发展。21 日 08 时 500 hPa 图上(图 2a),短波槽发展东移至陕西南部到重庆,河南转受槽前西南气流影响,低压槽基本对应温度脊,四川经湖北西部到河南的等高线和等温线近于垂直,斜压性强,河南上空有较强暖湿( $T-T_d\leq 3^{\circ}\text{C}$ )平流。700 hPa 图上(图 2b)青海东部有一低涡,低槽位于四川中部,宜宾有一  $9^{\circ}\text{C}$  的暖中心,暖脊自四川东部伸向河套北部,河南处于暖脊中,有强暖湿平流输送, $18\sim 22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的西南急流自贵州、重庆伸向河南、山东,河南西部有风速辐合。850 hPa 图上(图略), $100^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$  为低压带,河南处于低压带前部的南东南低空急流左前侧,有较强的气旋性辐合,太原有一  $-2^{\circ}\text{C}$  的冷中心,冷槽自太原伸向四川东部。21 日 20 时(图略),受 700 hPa 河套西部冷槽影响,500 hPa 低槽发展并缓慢东移,槽前正涡度平流为河南高架雷暴的产生提供了上升运动,700 hPa 四川东部伸向河套北部的暖脊东移至河南西部,同时,西南急流自贵州经湖南、湖北、河南一直伸向山东,风速增大至  $24\sim 28\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,暖湿平流进一步增强。850 hPa 图上,太原温度降至  $-4^{\circ}\text{C}$ ,河南处于  $0^{\circ}\text{C}$  冷中心区中。

地面图上(图略),18 日夜里冷锋自华北南下影响河南后,河南一直受华北到沿海一带的冷高压控制,地面气温较前期明显偏低,全省气温多在  $2\sim 10^{\circ}\text{C}$ 。南下冷空气受巫山和云贵高原地形阻挡,对西南地区影响不大,云、贵、川一带气温一直偏高,日最高气温大都在  $25^{\circ}\text{C}$  左右,西南地区暖低压发展(强盛而深厚的暖低压系统自地面一直伸向 500 hPa 高空)。20 日 20 时至 21 日 08 时地面图上,河南处于 1025 hPa 沿海冷高压后部的偏东气流里,受冷空气和辐射降温影响,地面温度从  $4\sim 6^{\circ}\text{C}$  下降到  $2\sim 4^{\circ}\text{C}$ ,地面冷空气对河南高架对流的产生具有冷垫作用,同时四川盆地为 1002.5~1005.0 hPa 的暖低压, $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$  区域内有较强的气压梯度。21 日 20 时西南暖低压发展,强度达 1000 hPa。

由以上分析可见,河南这次高架雷暴发生在中纬度暖性低槽东移发展的环流形势下,中高层暖脊

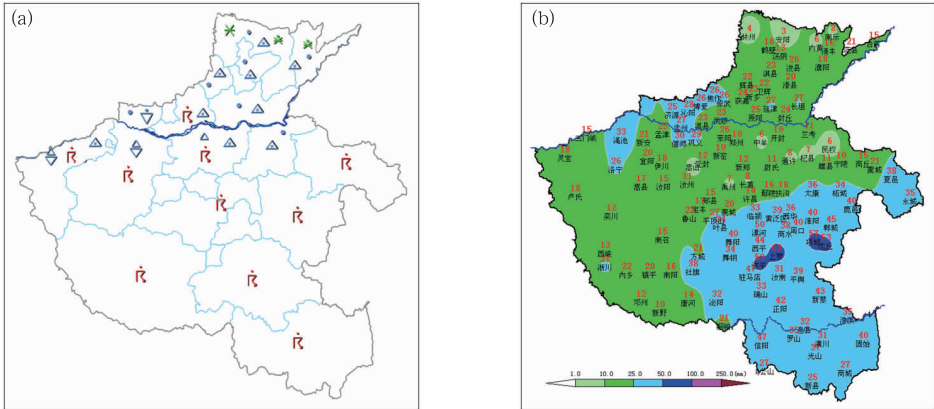


图 1 2012 年 3 月 21 日天气现象(a)和 21 日 08 时至 22 日 08 时降水量(b, 单位: mm)  
Fig.1 Weather phenomena (a) on 21 March 2012 and (b) precipitation (unit: mm)  
between 08:00 BT 21 and 08:00 BT 22 March 2012

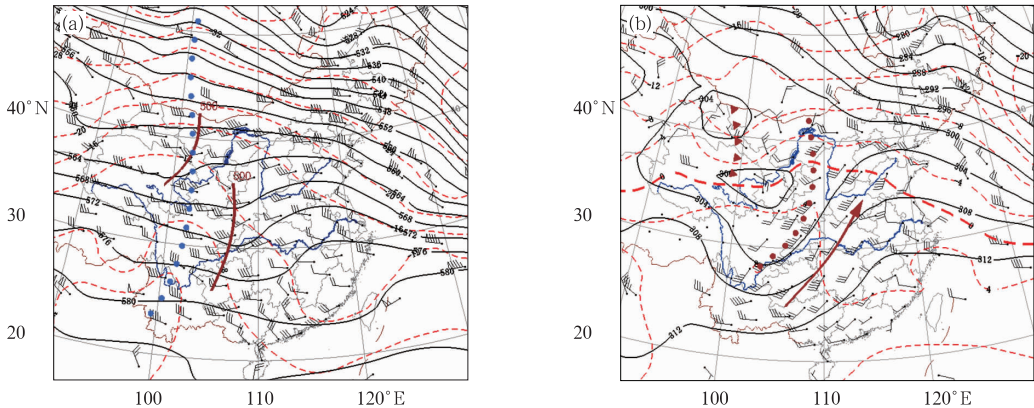


图2 2012年3月21日08时500 hPa (a)和700 hPa (b) 形势图  
(——500、700 hPa等位势高度线, - - - - 500、700 hPa等温线, ———500 hPa槽线, ····500 hPa温度脊,  
——500 hPa显著流线, ———700h Pa显著流线, ▲▲▲700 hPa温度槽, ····700 hPa温度脊)  
Fig.2 Synoptic chart at 500 hPa (a) and 700 hPa (b) at 08:00 BT 21 March 2012  
(——pressure contour at 500 and 700 hPa, - - - - temperature contour at 500 and 700 hPa, ———trough at 500 hPa,  
·····temperature ridge at 500 hPa, ———significant streamline at 500 hPa, ———significant streamline at 700 hPa,  
▲▲▲temperature trough at 700 hPa, ····temperature ridge at 700 hPa)

叠加在低层冷区之上使得中层出现不稳定层,低空急流出口区左前侧气旋性切变和风速辐合为河南高架雷暴提供了辐合抬升条件,地面冷高压后部偏东气流具有低层冷垫作用。

3 高架雷暴的成因分析

河南早春这次高架雷暴天气和一般夏季常见雷暴天气相比,其不稳定、水汽、抬升和垂直风切变等条件都有显著差异,高架雷暴的形成原因和常见对流天气明显不同。以下重点对本次过程中高架雷暴的环境条件及其成因进行分析。

3.1 不稳定条件分析

3.1.1 单站探空资料分析

大气层结不稳定是强对流天气发生的必要条件之一,表征和衡量大气层结稳定度和不稳定能量的物理参数和指标很多,如对流有效位能  $CAPE$ 、850 与 500 hPa 假相当位温差  $\Delta\theta_{se850}$ 、 $K$  指数、沙氏指数  $SI$ 、抬升指数  $LI$ 。从 21 日郑州、南阳两探空资料计算的常用物理量看(表 1),08、20 时两探空站的  $CAPE$ 、 $\Delta\theta_{se850}$ 、 $K$ 、 $SI$ 、 $LI$  指数均为  $0\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 、 $\leq -18\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $\leq 15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $\geq 13\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $\geq 25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,以上物理参数值对于边界层以下开始上升的绝热上升气块来说,表明

整层大气稳定,基于地面附近的气块绝热上升将不会获得不稳定能量  $CAPE$ 。另外前面所述 18—21 日河南气温较前期明显偏低,最高温度基本在 2~10℃,边界层没有高温、高湿的不稳定能量积累。21 日当天全省最高温度大都在 2~6℃,如此低的气温条件下预报员很难预报出雷暴、冰雹、暴雨等对流天气。那么为何实况还会出现雷暴、冰雹、暴雨等对流天气? 其不稳定机制如何? 这些问题值得我们认真分析和探讨。

图 3a 和 3b 分别是 2012 年 3 月 21 日 08 时郑州、南阳两探空站的  $T-\ln p$  图。从图中可以看出 700 hPa 以下整体基本为等温和逆温, $\gamma$  很小,大气层结非常稳定;500~300 hPa 大气温度和露点非常接近(尤其是郑州站),基本达到饱和状态,此层温压线和湿绝热线基本平行, $\gamma$  接近  $\gamma_s$ ,由此可知大气层结基本为中性层结;700~500 hPa(南阳 750~600 hPa)的温度递减率  $\gamma$  值比 500 hPa 以上略大(大于  $\gamma_s$ ),但小于  $\gamma_d$ ,为条件性不稳定,因 700~500 hPa  $T-T_d$  很小(1~2℃),可以看做饱和湿空气,对于饱和湿空气而言,700 到 500 hPa(或 600)大气层结是不稳定的。判断高架雷暴的对流有效位能通常使用最不稳定的对流有效位能( $MUCAPE$ ),该对流有

效位能可以通过扰动逆温层顶的气块绝热上升而得到(俞小鼎,2012),本次过程中,虽然 700~500 hPa 存在弱的不稳定层结,但利用郑州、南阳探空资料,将抬升方式选择在逆温层顶,仅有微弱的对流有效位能。根据南阳 21 日 08 时探空,假定气块从逆温层顶开始绝热上升,可得到最不稳定气块对流有效位能  $MUCAPE$  大约为  $40\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,而根据郑州探空获得的  $MUCAPE$  大约为  $15\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。可见,以上分析的对流不稳定层结相当弱,这和 Colman (1990a;1990b)研究结论一致。不过,即便是  $CAPE$  为  $40\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,理想状态下其导致雷暴的最大上升气流速度为  $W_{\max}=(2CAPE)^{0.5}=9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (俞小鼎等,2012;俞小鼎,2012);哪怕实际雷暴内最大上升气流只有以上数值的三分之一,也可以达到  $3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,远远超过稳定层结下层状云降水中的上升气流速度(通常在  $0.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  量级)。

3.1.2 物理量场诊断

为了进一步分析本次高架雷暴的不稳定层结,用 NCEP 资料计算了假相当位温  $\theta_{se}$  场及其剖面,和一般强降水通常发生在 850 hPa 锋区的高温高湿区一侧不同,由于强逆温层一直扩展到 850 hPa 以上高度,本次过程雷暴和暴雨均出现在 700 hPa 锋区

表 1 2012 年 3 月 21 日郑州、南阳探空物理量  
Table 1 Sounding physical quantities of Zhengzhou and Nanyang on 21 March 2012

探空站	时间	物理量参数				
		$CAPE/\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$	$\Delta\theta_{se850}/^{\circ}\text{C}$	$K/^{\circ}\text{C}$	$SI/^{\circ}\text{C}$	$LI/^{\circ}\text{C}$
郑州	08 时	0	-22	12	15.2	27
	20 时	0	-28	8	19.2	25
南阳	08 时	1	-18	15	13.2	25
	20 时	0	-24	7	19.2	26

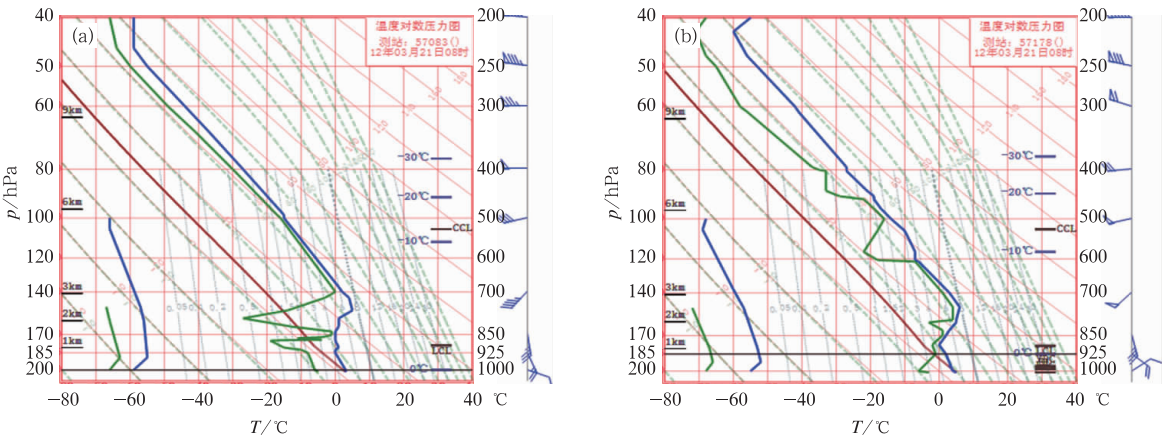


图 3 2012 年 3 月 21 日 08 时河南探空站  $T-\ln p$  图  
(a) 郑州, (b) 南阳

Fig. 3  $T-\ln p$  profile in Henan at 08:00 BT 21 March 2012  
(a) Zhengzhou, (b) Nanyang



南侧的高能区一侧。图 4a 和 4b 分别是 21 日 08 时沿 34°N 的  $\theta_{se}$  剖面 and 20 时沿 33°N 的  $\theta_{se}$  剖面(图中的黑粗线分别对应于 08 时左右三门峡、洛阳、郑州一带的高架雷暴和 20 时驻马店、周口、漯河等地高架雷暴天气区的位置),从两个时次剖面图上可以看出 700 hPa 以下和 300 hPa 以上均为别  $\partial\theta_{se}/\partial p<0$  的稳定层。图 4a 在 112°E 约 700~630 hPa 高度有一 54℃ 的  $\theta_{se}$  高值中心,其上部 600 hPa 附近有一 52℃ 的小值层,700~600 hPa 之间出现  $\partial\theta_{se}/\partial p>0$  的对流不稳定层,此不稳定层结为河南沿黄河一带的雷电、冰雹、霰等高架对流天气的产生提供了不稳定条件,600~300 hPa  $\theta_{se}$  垂直梯度很小,基本为 54℃ 的中性层结。同样,图 4b 在 113°~115°E 附近

约 700~600 hPa 高度层有 56℃ 的  $\theta_{se}$  高值中心,和其上部 52~54℃ 的  $\theta_{se}$  低值区形成  $\partial\theta_{se}/\partial p>0$  的不稳定层结,600~300 hPa  $\theta_{se}$  垂直梯度也很小,基本也为 54℃ 的中性层结,可见 700~300 hPa 之间的弱不稳定层结为驻马店、周口、漯河等地高架雷暴和暴雨的发生提供了不稳定条件。

由以上分析可知,河南早春这次高架雷暴的弱不稳定层主要出现在 700~600 hPa 附近,两次剖面中 700 hPa 附近 54 和 56℃ 的  $\theta_{se}$  高值中心和图 2b 中 700 hPa 急流的位置密切相关,说明 700 hPa 强暖湿低空急流在为河南上空输送充足水汽的同时也为中层不稳定层结的建立提供了条件,可见 700 hPa 急流在建立中层不稳定层结中具有十分重要的作

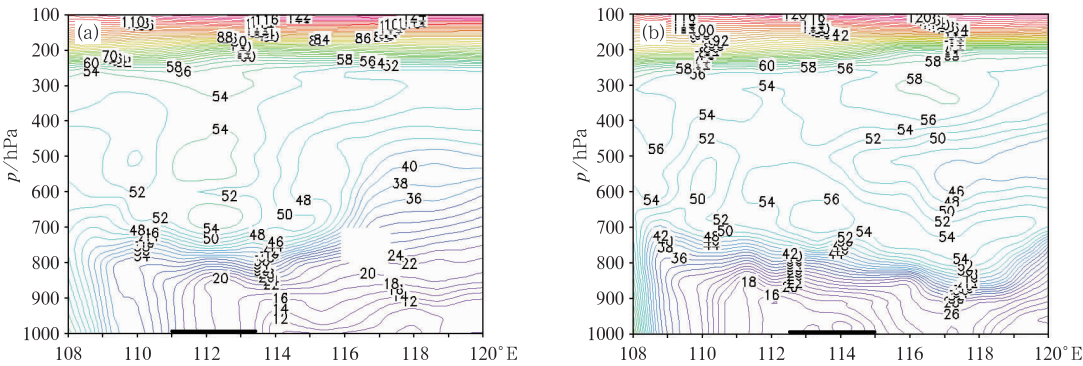


图 4 2012 年 3 月 21 日  $\theta_{se}$  剖面(单位:℃)  
(a) 08 时沿 34°N 剖面, (b) 20 时沿 33°N 剖面  
Fig. 4 The profile of pseudo-equivalent temperature on 21 March 2012 (unit: ℃)  
(a) 08:00 BT along 34°N profile, (b) 20:00 BT along 33°N profile

用,是出现这次高架雷暴天气的关键条件。

3.2 垂直风切变条件分析

早期美国气象学家指出,在强热力和强动力因子都出现时才有强雷暴的发展,但后期研究表明,在强热力和弱动力条件下以及弱热力和强动力条件下也可出现强天气(俞小鼎等,2006)。与强对流的发生发展密切相关的大气不稳定包含热力和动力不稳定两种,热力不稳定与动力不稳定在一定条件下可以相互转化(孙继松等,2012),本次高架对流天气的热力不稳定非常弱,仅在对流层中低层热力条件较好,但从本次过程水平风的垂直分布来看(图 3),21 日 08 时郑州和南阳 0~6 km 风矢量差分别为 18 和 22  $m \cdot s^{-1}$ ,切变值分别为  $3.0 \times 10^{-3}$  和  $3.7 \times 10^{-3} s^{-1}$ ;0~3 km 风矢量差分别为 15 和 16  $m \cdot s^{-1}$ ,切变值分别为  $5.0 \times 10^{-3}$  和  $5.3 \times 10^{-3} s^{-1}$ 。一般情况

下,0~6 km 风切变在  $15 \sim 20 m \cdot s^{-1}$  属于中等强度的垂直风切变,20  $m \cdot s^{-1}$  以上属于强的垂直风切变(俞小鼎等,2010),强雷暴一般都有较强的风速垂直切变环境,其值通常为  $2.5 \times 10^{-3} \sim 4.6 \times 10^{-3} s^{-1}$ (寿绍文等,2003),切变值达到  $3.3 \times 10^{-3} s^{-1}$  以上易发生强对流天气(樊李苗等,2012)。不过,以上关于垂直风切变强弱的划分是针对发生在中高纬度暖季(4—9 月)的雷暴,而此次过程发生在初春,并且静力不稳定条件非常弱,CAPE 值很小,此较大的垂直风切变对高架雷暴发生发展的作用我们还不能给出明确的答案,但至少可以说明,较大的垂直风切变在一定程度上反映了本次过程中存在较强的动力不稳定,有助于高架对流的发生。

3.3 水汽条件

河南早春这次大范围高架雷暴过程中,豫东南

还出现了区域暴雨。除了上述中层不稳定层结外,还有充分的水汽条件。从 700 hPa 水汽通量场看(图 5),21 日 14 时 $\geq 10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的水汽通量大值带自西南部伸向河南,中心强度达  $16 \sim 18 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ;随着天气系统东移,20 时的水汽通量大值带伸向河南东南部,暴雨区附近水汽通量仍维持在  $16 \sim 18 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,可见河南高架雷暴和暴雨区上空有充沛的水汽输送。从水汽通量散度场看,21 日 14 时 700 hPa 水汽通量辐合区位于河南沿黄河一带,辐合中心位于开封附近,其值为  $-15 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,20 时 700 hPa 水汽通量辐合区主要位于河南黄淮平原一带,辐合中心为  $-9 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  位于商丘附近(图略)。850 hPa 水汽通量散度场上,21 日 14 时,  $-3 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  的水汽通量散度中心和暴雨区一致位于驻马店附近,20 时雨区移向豫东南,  $-9 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  的强中心位于湖北中部,豫东南大到暴雨区位于该水汽通量辐合中心北部(图 6)。由以上分析可见低空充沛的水汽输送和较强的水汽辐合为河南这次高架对流和东南部出现暴雨提供了有利的水汽条件。

3.4 动力抬升条件分析

本次过程 700 hPa 以下温度垂直递减率非常小,逆温、等温层主要在 750 hPa 以下,850 hPa 以下有明显的冷层,显见本次雷暴并非来自地面附近的气块上升触发的。为了分析高架雷暴的动力条

件,对 21 日 14 和 20 时沿  $114^\circ\text{E}$  高架雷暴区的垂直速度和相对湿度做经向垂直剖面(图 7a 和 7b),从图中可以看出,两时次在  $33^\circ \sim 35^\circ\text{N}$  的  $600 \sim 300 \text{ hPa}$  对流层中上层分别有一  $1.6$  和  $-2.0 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$  的强上升运动区,在  $26^\circ$  和  $39^\circ\text{N}$  附近  $500 \text{ hPa}$  以下分别有一  $0.4$  和  $-0.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$  的次上升运动区,以上强上升和次上升运动区相对湿度在  $90\%$  以上,基本呈饱和状态。强上升运动与  $700 \text{ hPa}$  急流、图 3 显示的弱位势不稳定和中性层结在高空槽前正涡度平流的强迫以及强的垂直风切变有密切关系; $26^\circ$  和  $39^\circ\text{N}$  的次上升运动区基本在边界层之上,可能是由西南急流向北输送的暖湿空气沿低层冷空气垫爬升而形成的。次上升运动区说明冷空气垫对高架对流的抬升作用比较弱,而与高空槽扰动和弱位势不稳定关系不大。可见,本次高架雷暴是由对流层中层的不稳定及其以上的近中性层结在高空槽前动力强迫和低层(逆温层)冷垫的抬升触发作用下而产生。高架对流的产生一方面加强了上升运动,另一方面补充了近地面冷空气,强上升运动又进一步使得来自西南低空急流的暖湿空气抬升而形成位势不稳定使得高架雷暴持续。除了充分的水汽输送和较强的上升运动,较长的持续时间也是豫东南出现区域暴雨的一个原因。

另外,图 7a 和 7b 中上层强上升运动区的下方略偏北方向( $35^\circ\text{N}$  附近)分别有一  $0.4$  和  $0.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$  的弱下沉运动区,此弱下沉运动区位于  $700 \text{ hPa}$  以下,其高度和图 4 探空资料显示的  $700 \text{ hPa}$  以下的等温、逆温层高度基本相当,与边界层冷空气垫相

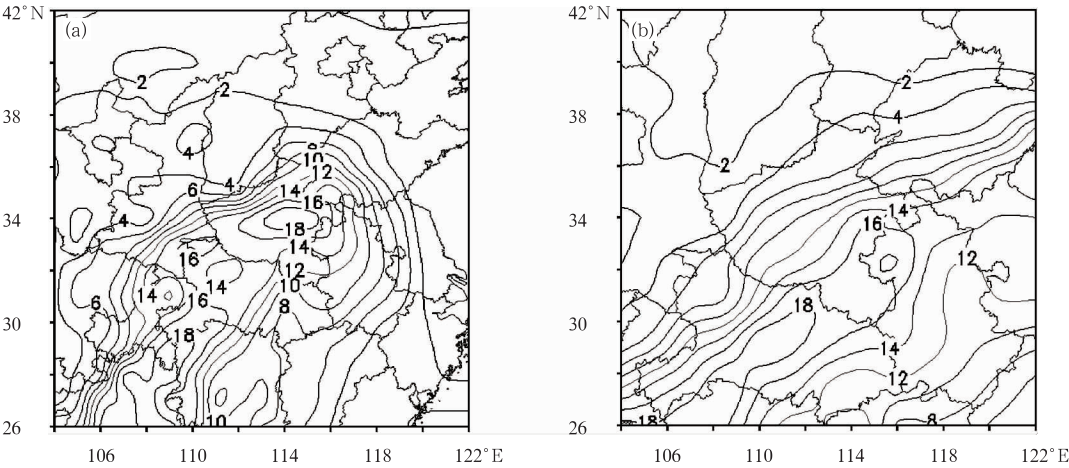


图 5 2012 年 3 月 21 日 700 hPa 水汽通量(单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )

(a) 14 时, (b) 20 时

Fig. 5 Water vapor flux (unit:  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 700 hPa on 21 March 2012

(a) 14:00 BT, (b) 20:00 BT

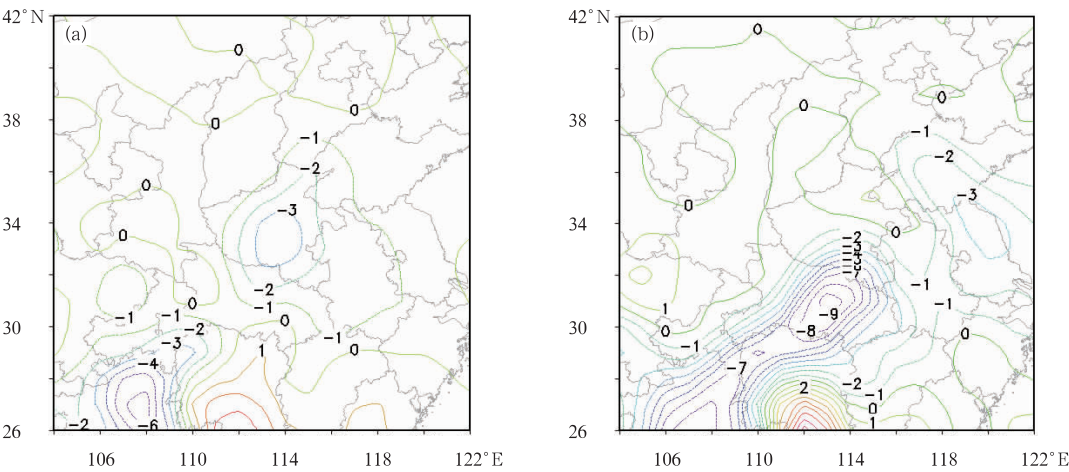


图 6 2012 年 3 月 21 日 850 hPa 水汽通量散度(单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )  
(a) 14 时, (b) 20 时  
Fig. 6 The divergence of water vapor flux (unit:  $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 850 hPa on 21 March 2012  
(a) 14:00 BT, (b) 20:00 BT

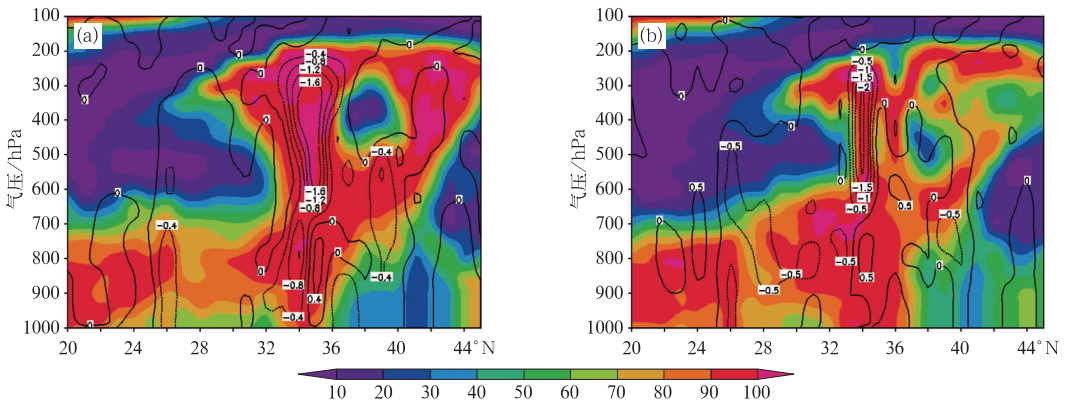


图 7 2012 年 3 月 21 日沿  $114^{\circ}\text{E}$  垂直速度(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )和相对湿度(色斑)剖面  
(a) 14 时, (b) 20 时  
Fig. 7 Vertical velocity (unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and relative humidity (shaded) profile along  $114^{\circ}\text{E}$  on 21 March 2012  
(a) 14:00 BT, (b) 20:00 BT

关。600~300 hPa 的负速度大值区位于此正速度小值区之上表明了逆温层之上的偏南暖湿空气在近地面稳定的冷层之上被抬升,这符合暖平流强迫上升、冷平流下沉的大气动力学原理,逆温层以下的冷空气层(对应弱下沉运动区)对高架雷暴具有抬升触发作用。弱正速度区基本也呈饱和状态,其原因是此弱下沉运动区位于降水区,与降水有直接关系。

综合以上分析,本次过程近地面附近为稳定的冷空气,上升运动的水汽来源于中低层西南暖湿气流的输送,雷暴和局地冰雹、霰等对流天气并非由来自地面的气块穿过逆温层获得浮力而产生,而是由逆温层之上的暖湿空气被抬升而造成的,符合高架雷暴的形成条件。天气尺度的强迫和低层冷垫的抬升触发为本次区域暴雨提供了动力条件。此外,850

hPa 的南东南急流左前侧有较强风速辐合,并有较大曲率涡度和切变涡度,济源和焦作附近的大雨区与近地面东南风遇太行山阻挡在其东南侧气流呈气旋性辐合及地形抬升作用有关。

### 4 高架雷暴产生的机制和降水相态变化的原因探讨

#### 4.1 高架雷暴产生的机制

从郑州 CINRAD 雷达回波看,河南这次伴有雷电、冰雹和冰粒等多种天气现象的降水回波强度基本在 28~38 dBz,最大为 43~48 dBz;回波顶高 6~8 km,最高顶高为 10~11 km;VIL 在 3~8  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ,



最大为  $13\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 。图 8 代表了本次过程最强降水时段的雷达回波,从 21 日 18:33 郑州雷达  $1.5^\circ$  基本反射率因子上看,大面积以层状云为主的降水回波比较均匀,无明显积状对流云降水特征,33~38 dBz 较强的降水回波主要在漯河、周口、驻马店三地区附近,此降水回波的持续使上述地区出现了大雨和暴雨。

从闪电定位监测的雷电频数统计结果(图 9)可知,18—19 时正是闪电频数最多的时段,1 h 总地闪为 1264 次,其中负地闪 1203 次,正地闪 61 次。总体来看,21 日 05 时到 22 日 08 时从雷电开始到结束河南共出现 6696 次地闪,其中正地闪 456 次,负地闪 6440 次,负地闪占总地闪的 93%,这和Soula

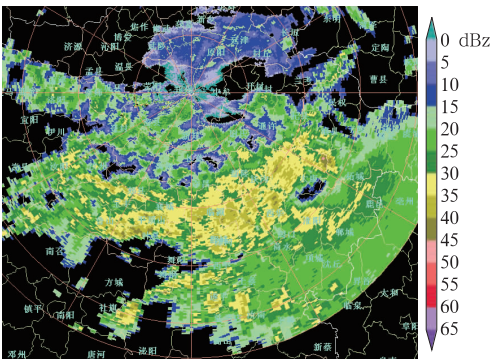


图 8 2012 年 3 月 21 日 18:33 郑州  
雷达  $1.5^\circ$  基本反射率因子  
Fig. 8  $1.5^\circ$  base reflectivity factor of radar  
in Zhengzhou at 18:33 BT 21 March 2012

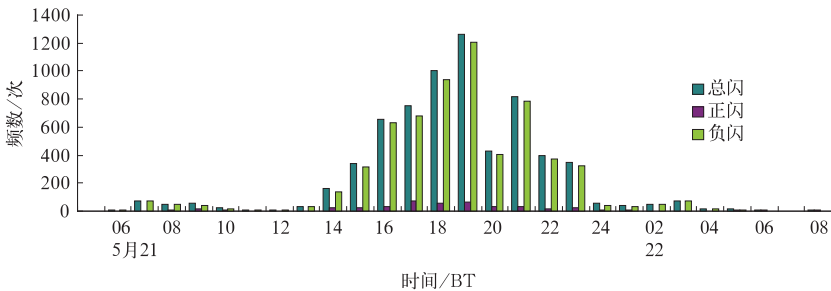


图 9 21 日 04 时到 22 日 08 时逐时闪电频数  
Fig. 9 Hourly lightning frequency from 04:00 BT 21 March to 08:00 BT 22 March

等(2004)、李建华等(2006)、张一平等(2010)研究结论一致。从闪电定位监测地闪的平面动态显示看,地闪集中出现在 14—23 时,地闪密集带在河南东南部,与 35~40 dBz 的强回波有较好的对应关系,并和区域暴雨出现的时间及落区基本一致。

由以上分析可知这次降水过程雷达回波并不是很强,但地闪频数却很多,其原因主要与雷电的形成机制有关。雷电是由积雨云中冰晶“温差起电”以及其他起电作用所造成的,雷暴云起电过程对冰相作用有较强的依赖性(言穆弘等 1985;Buechler et al, 1992),雷暴中的电活动与对流活动呈正相关,闪电多发生在 30 dBz 强回波高度大于  $-10^\circ\text{C}$  层高度时段内。一般当云顶发展到  $-10^\circ\text{C}$  层高度时,云中就有了大量过冷却水和冰晶,当云顶发展到  $-20^\circ\text{C}$  层高度时,云中就有了足够多的冰晶,易满足起电条件(张义军等,1995)。从探空资料看本次过程  $-10^\circ\text{C}$  层高度基本在 5 km,  $-20^\circ\text{C}$  层高度在 6.3~6.7 km,  $-30^\circ\text{C}$  层的高度也较低,仅 7.7~8.1 km。本次过程弱对流回波顶高大多在 6~8 km,最高顶高为 10~11 km,达到并超过了一  $20^\circ\text{C}$  层高度,尽管

这次过程从雷达图上看无明显对流云降水特征,但 6~8 km 甚至 10 km 以上的云顶高度很容易达到  $-20\sim-10^\circ\text{C}$  的冻结层高度,此高度大量过冷却水冻结成冰晶,容易导致温差起电,所以伴随降水的出现河南沿黄河及其以南大部分地区都出现了雷电。

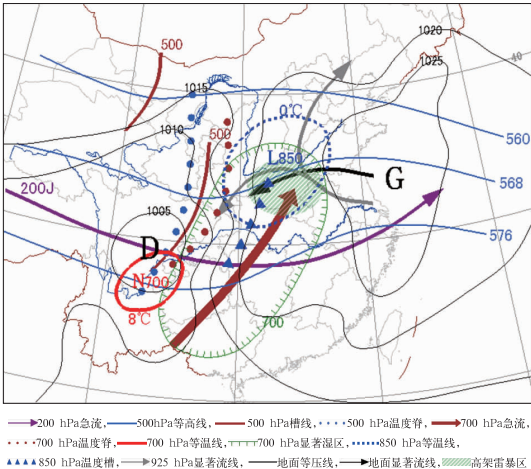


图 10 高架雷暴流型配置模型  
Fig. 10 Flow configuration model of the  
elevated convection

## 4.2 降水相态变化的原因

天气现象是指发生在大气中、地面上的一些物理现象,不同的天气现象,其形成的气象条件不同。本次高架雷暴过程中伴有多种天气现象产生,相对于常见天气来说其形成原因比较复杂。

从08时郑州探空图(图3a)看700 hPa以下有逆温、等温层,但总体看700 hPa以下温度不高,在 $-1\sim-3^{\circ}\text{C}$ ,因此高空冻结层高度形成的冰雹、霰等冰相降水粒子经过该层不会很快被融化掉,这是中西部、北部出现冰雹、霰、冰粒等天气现象的重要原因。而南阳探空图(图3b)看,700 hPa以下温度在 $0\sim5^{\circ}\text{C}$ ,比郑州附近低层温度高,另外本次过程对流并不很强,高空冻结形成的冰相粒子尺度也不会很大,较小的冰相粒子在下降过程中经过较暖层很容易被融化掉,因此豫南大部分地区只出现了大到暴雨并伴有雷电。这次过程豫北出现了小雪或雨夹雪,部分地区出现了冰粒,冰粒是透明的丸状或不规则的固态降水,有时内部还有未冻结的水,如被碰碎,则仅剩下破碎的冰壳,冰粒一般降自雨层云、高层云和层积云,大气层结较稳定,下降时常呈间歇性(中国气象局,2003)。从豫北冰粒和雪天气现象可知这次降水过程黄河以北地区大气层结稳定,这与本次过程700 hPa的水汽输送(图6水汽通量)主要在黄河以南地区有关,黄河以北地区相对较弱的暖湿空气输送不足以使豫北出现不稳定层结和对流性质的降水天气,弱的暖湿空气形成的雨滴在下降过程中经过近地面的冷空气层时,雨滴外层被冻结成冰,由于近地面冷空气层较浅薄,不足以使雨滴内部的液态水被冻结,因而豫北部分地区在降雨、雪的同时出现了冰粒天气。此外,豫北出现冰相降水天气还与其地理位置也即随着纬度的增高温度逐渐降低有很大关系。本次过程的雨淞主要出现在1.5 km左右的山区,从探空曲线上看此高度温度低,另外高山站风速大,易形成雨淞。

以上分析可以看出,不同的天气现象,其形成的物理机制不同,大气的温、压、湿层结特征是决定降水相态和天气现象种类的主要因素。

## 5 高架雷暴的流型配置模型的建立

综合以上分析可知,早春这次高架对流天气的本质和夏季相同,都必须满足不稳定层结、水汽、抬升三个基本条件,但其表现形式截然不同。为了更

加直观地了解本次高架雷暴天气的成因和影响系统,借助MICAPS 3中尺度天气分析工具,对这次高架雷暴进行了详细分析,根据其主要的影响系统,建立了本次高架雷暴天气的流型配置模型(图10),为今后北方冬春高架雷暴的预报提供直观参考。

从该模型图中可以比较清楚地看出,高架雷暴区位于200 hPa上 $40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 高空急流出口区左前方的辐散区,有利于对流发展;对流层中层500 hPa中纬度有短波槽东移,该低槽和暖脊对应,短波槽对高架雷暴的启动提供了上升运动;对流层中下层700 hPa云贵高原附近为 $8^{\circ}\text{C}$ 的暖中心,自暖中心伸向河套南部为暖温度脊,暖脊前有较强的低空急流(本次西南急流风速大于 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ),河南位于显著湿区北部,低空急流的发展是产生高架雷暴的重要条件;850 hPa河南大部地区处于 $0^{\circ}\text{C}$ 冷区中,自冷区伸向重庆有一冷槽;近地面在云、贵、川交界处有深厚的暖低压发展,沿海为强大的冷高压,925 hPa和地面盛行偏东风,对高架雷暴的产生具有冷空气垫作用。

## 6 结论和讨论

(1) 河南早春这次高架雷暴发生在中纬度暖性低槽发展东移的环流形势下,边界层顶以上近中性条件性不稳定层结(偏向于很弱的条件不稳定)在高空槽前正涡度平流和低层暖湿平流的强迫作用下,使得700 hPa以上出现较大范围的较强上升运动,地面冷高压后部偏东气流对高架对流的产生具有冷空气垫作用。

(2) 出现高架雷暴的大气低层存在强逆温层,700 hPa暖温度脊前的西南暖湿低空急流为高架雷暴的产生提供了充足的水汽和能量,并使低层逆温层顶以上出现弱条件不稳定层结和较高的露点,两者结合导致弱的最不稳定对流有效位能 $MU-CAPE$ ,其值在 $10\sim50\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 之间,高架对流是由逆温层顶附近及其以上的暖湿气块被抬升而造成的,对应 $1.0\sim3.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的雷暴内最大上升气流。

(3) 此次高架雷暴发生在强斜压环境中,有较强的动力不稳定,中低层0~6和0~3 km切变值分别为 $(3.0\sim3.7)\times10^{-3}$ 和 $(5.0\sim5.3)\times10^{-3}\text{ s}^{-1}$ 。

(4) 本次过程 $-10^{\circ}\text{C}$ 、 $-20^{\circ}\text{C}$ 、 $-30^{\circ}\text{C}$ 层高度分别在5、6.5和8 km,弱对流云顶高度多在6~8 km,甚至超过10 km,对流云顶达到和超过了冻结层高度,易导致雷电发生。

(5) 从流型配置模型看,高空暖性低槽、中高层强烈发展的温度脊、700 hPa 强西南暖湿低空急流和边界层冷中心、冷温度槽、地面冷高压等是值得关注的影晌系统,当这些天气系统有利配置时,应注意低层逆温层、中层弱条件不稳定层结的建立以及高架雷暴发生的可能性。

通常情况下,夏季对流天气大气层结上干冷、下暖湿,而初春这次对流天气自下而上大气层结有冷、暖、冷的特点。低层逆温层和夏季逆温层的作用也明显不同,夏季逆温层干暖盖能够使不稳定能量积聚,在水汽、抬升和切变等条件满足时,易爆发更强烈的对流天气。初春逆温层表示低层稳定的冷垫和中层明显的暖性层结,中层暖湿层相对于上层冷层通常会形成中空弱条件不稳定,强的逆温层及其以上高度的暖湿近中性层结为高架雷暴的产生提供了信号。

在冬春季节转换时节,冬、夏不同季节的天气均有可能发生甚至可能出现在一次过程中,在早春高架雷暴天气的预报中,对近地面冷高压携带冷空气南下影响后,热带、副热带的暖湿空气开始逐渐活跃并从中空向北输送的形势应引起高度重视。伴随高空槽东移,上游强烈发展的温度脊和中低空急流是值得关注的系统,特别是当 700 hPa 出现强盛的低空急流时,应注意低层逆温层结和中层不稳定层结建立的可能,并根据可能出现的大气温、压、湿垂直层结特征,对高架雷暴及伴随高架雷暴可能出现的多种天气现象进行合理的估计和预测。

## 参考文献

- 樊李苗,俞小鼎. 2013. 中国短时强对流天气的若干环境参数特征分析. 高原气象, 32(1):156-165.
- 李建华,郭学良,肖稳安. 2006. 北京强雷暴的地闪活动与雷达回波和降水的关系. 南京气象学院学报, 29(2):228-234.
- 农孟松,赖珍权,梁俊聪,等. 2013. 2012 年早春广西高架雷暴冰雹天气过程分析. 气象, 39(7):874-882.
- 寿绍文,励申申,姚秀萍. 2003. 中尺度气象学. 北京:气象出版社, 184.
- 苏德斌,焦热光,吕达仁. 2012. 一次带有雷电现象的冬季雪暴中尺度探测分析. 气象, 38(2):204-209.
- 孙继松,陶祖钰. 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题. 气象, 38(2):164-173.
- 孙军,周兵,宗志平,等. 2010. 重庆开县雷击事件天气背景分析. 气象, 36(3):70-76.
- 石玉恒,张义军,郑栋,等. 2012. 北京地区雷暴的雷达回波特征与闪电活动的相关关系. 气象, 38(1):66-71.
- 吴乃庚,林良勋,冯业荣,等. 2013. 2012 年初春华南“高架雷暴”天气过程成因分析. 气象, 39(4):410-417.
- 王婷婷,王迎春,陈明轩,等. 2011. 北京地区干湿雷暴形成机制的对比分析. 气象, 37(2):142-155.
- 许新田,李萍云,潘留杰,等. 2012. 2010 年春季陕西中南部一次暴雪和雷暴天气的触发条件及中尺度分析. 陕西气象, 38(2):1-7.
- 言穆弘,葛正谟. 1985. 雹云中与冰相有关的起电机制. 高原气象, 4(1):46-56.
- 俞小鼎. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析. 气象, 38(11):1313-1329.
- 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京:气象出版社,132-134.
- 俞小鼎,周小刚, Lemon L, 等. 2010. 强对流天气临近预报. 北京:中国气象局培训中心.
- 俞小鼎,周小刚,王秀明. 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展. 气象学报, 70(3):311-337.
- 张俊兰. 2011. 新疆柯坪强雷暴天气的分析. 气象, 37(7):880-888.
- 张义军,华贵义,言穆弘,等. 1995. 对流和层状云系电活动、对流及降水特性的相关分析. 高原气象, 14(4):396-405.
- 张一平,王新敏,牛淑贞,等. 2010. 河南省强雷暴地闪活动与雷达回波的关系探析. 气象, 36(2):54-61.
- 中国气象局. 2003. 地面气象观测规范. 北京:气象出版社, 21-22.
- Buechler D E, Goodman S J. 1992. Radar characteristics of cloud-to-ground lightning producing storm in Florida, 24th Conference on Radar Meteorology, 897-900.
- Colman B R. 1990a. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part I: A Climatology. Mon Wea Rev, 118:1103-1122.
- Colman B R. 1990b. Thunderstorms above Frontal Surfaces in Environments without Positive CAPE. Part II: Organization and Instability Mechanisms. Mon Wea Rev, 118:1123-1144.
- Corfidi S F, Corfidi S J. 2006. Toward a Better Understanding of Elevated Convection. Symposium on the Challenges of Severe Convective Storms, Atlanta, GA, Amer Meteor Soc, CD-ROM P1. 5.
- Doswell III C A. 2001. Severe convective storms. Meteor Monogr, Amer Meteor Soc, Boston, 69:1-26.
- Grant B N. 1995. Elevated cold-sector severe thunderstorms: A preliminary study. Nat Wea Dig, 19(4):25-31.
- Takeshi Maesaka, Hiroshi Uyeda, Taro Shinoda, et al. 2003. Detection of Graupel in Winter Thunderclouds Using a Dual Polarization Radar in Hokuriku, Japan. 31st International Conference on Radar Meteorology.
- Trapp R J, David M S, Alexander V R, et al. 2001. Multiscale structure and evolution of an Oklahoma winter Precipitation event. Mon Wea Rev, 129(3):486-501.
- Soula S, Seity Y, Feral L, et al. 2004. Cloud-to-ground lightning activity in hail-bearing storms. Geophys Res 109 D02101. doi: 10.1029/2003JD0036691.
- Wilson J W, Roberts R D. 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective. Mon Wea Rev, 134:23-47.