

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. 气象, 40(9):1058-1065.

我国春季冷锋后的高架雷暴特征分析^{* 1}

盛 杰^{1,2} 毛冬艳² 沈新勇^{1,3} 蓝 渝² 何立富²

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

2 国家气象中心, 北京 100081

3 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

提 要: 利用常规气象观测资料和国家气象中心对流天气综合监测等资料, 对 2010—2012 年我国春季冷锋后的高架雷暴的时空分布特征和强对流天气特点等进行统计分析, 并通过一次典型个例给出影响高架雷暴的主要天气系统, 再结合雷暴物理条件的统计特征探讨高架雷暴发生发展的物理机制。研究表明, 此类高架雷暴主要发生在我国南方地区, 具有一定的日变化, 常伴冰雹和短时强降水天气。影响高架雷暴的主要天气系统为高低空急流、低层切变线以及 500 hPa 西风槽等。预报着眼点主要为 850 和 700 hPa 大气相对湿度在 70% 以上; 700 与 500 hPa 的温差达 16℃ 以上, 有一定的热力不稳定; 700 hPa 上建立一支低空西南急流, 配合 500 hPa 西风槽以及低层的切变线, 这些因素为雷暴触发及发展提供条件。

关键词: 春季冷锋, 高架雷暴, 低空西南急流, 触发机制

中图分类号: P457

文献标志码: A

doi: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2014. 09. 003

Analysis on Characteristics of Elevated Thunderstorms Behind Cold Fronts in China During Spring

SHENG Jie^{1,2} MAO Dongyan² SHEN Xinyong^{1,3} LAN Yu² HE Lifu²

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 National Meteorological Centre, Beijing 100081

3 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract: To study the physical mechanisms of elevated thunderstorms, the conventional observations and comprehensive monitoring data of severe convective weather are used to analyze the spatial and temporal characteristics of elevated thunderstorms and the associated severe weather events in spring of China. The results show that spring elevated thunderstorms behind cold fronts often happen in Southern China. They have diurnal variations and often accompanying with hail and short-duration severe precipitation. Low- and high-level jets, low-level shear lines and west troughs at 500 hPa are the important impact weather systems. The following three parameters can be used to predict the development of elevated thunderstorms: relative humidity at 850 hPa and 700 hPa exceeds 70%, temperature difference between 700 hPa and 500 hPa is at least 16℃, and a southwesterly jet is at 700 hPa, a low-level shear line and a trough at 500 hPa.

Key words: spring cold front, elevated thunderstorm, low-level southwesterly jet, triggering mechanism

* 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2014CB441402 和 2013CB430103)、国家自然科学基金项目(41375058)及公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406002 和 GYHY201206008)共同资助

2014 年 2 月 14 日收稿; 2014 年 3 月 28 日收修定稿

第一作者: 盛杰, 主要从事中尺度气象学研究工作. Email: shengjie@cma. gov. cn

引言

从触发的角度一般将雷暴分为两类,地面雷暴(surface based thunderstorm)和高架雷暴(elevated thunderstorms)(吴乃庚等,2013),多年来我国气象学者对于雷暴的研究大多基于前一类,对高架雷暴关注较少。近年来,一方面由于高架雷暴的发生常与春季初雷有关,且易伴有短时强降水甚至是冰雹天气,给人民生活和经济发展带来一定的不利影响,另一方面,从预报角度来看,俞小鼎等(2012)曾指出:“高架雷暴的预报比地面雷暴的临近预报困难得多”。因此,高架雷暴的研究也开始引起气象学者越来越多的关注(张一平等,2014)。

早在1952年,Means(1952)就已意识到有一类特殊雷暴与经典雷暴不同,指出其暖湿抬升层并非在近地面层,而是在850 hPa以上。俞小鼎等(2012)明确说明了其与经典雷暴的本质区别:并非所有雷暴都来自地面附近的上升气流触发的,有一部分雷暴是在大气边界层以上被触发的,称之为高架雷暴。并指出高架雷暴在中国的早春和深秋常发生,出现在锋面的冷空气一侧(冷锋后或暖锋前),灾害性天气以冰雹为主。实际业务中发现,冷锋后高架雷暴是我国春季最常见和影响最大的一种高架雷暴,常常发生在冷锋过境后,地面温度较低,预报员容易忽视。2012年2月27日,我国华南地区就出现了一次较强高架雷暴过程,在地面温度不到 10°C 的冷锋后,出现了雷电和短时强降水、冰雹等强对流天气,虽然没有较大的灾害,但是其发生早,影响范围大,预报难度高,社会反响较大(吴乃庚等,2013)。

回溯高架雷暴的研究历史,直到20世纪90年代,Colman(1990a;1990b)才开始明确提出高架雷暴的概念,其研究表明:高架雷暴可以造成冰雹、雷暴大风、短时强降水甚至是龙卷,4和9月是美国高架雷暴的高发期;高架深对流易发生在斜压性较强的地面暖锋北侧,具有较大风切变和较强暖平流。自Colman的研究工作之后,大量高架雷暴的系统研究工作由此展开。Grant(1995)通过3年11个高架雷暴个例统计研究指出逆温层以上的不稳定是造成高架雷暴的原因。之后,Rochette等(1996)给出了高架雷暴中短时强降水的发生特征:有缓慢移动的地面锋面,上游低层湿度大,低层相当位温平流显著,具备BCAPE,低层有湿度辐合区,高层有辐散等。Moore等(2003)总结了多个造成短时强降水的

高架雷暴个例,提出了天气概念模型。Horgan等(2007)则从雷暴大风的角度给出了高架雷暴的预报着眼点。

近些年来,由于高架雷暴发生早、预报难度高以及社会影响大的特点,国内预报部门对高架雷暴的预报需求日益增长。但国内关于高架雷暴的研究才刚刚起步,之前有些工作主要基于“雷打雪”过程(苏德斌等,2012;郭荣芬等,2009;王仁乔等,1990)。许爱华等(2013)、吴乃庚等(2013)及农孟松等(2013)分别对近年来南方几次高架雷暴过程进行了较为详细的诊断分析,得到了一些有益的结论,但主要是针对个例研究,系统的统计分析还没有。所以本文试图通过2010—2012年的冷锋后高架雷暴的个例统计分析,通过大量样本找出冷锋后高架雷暴在我国的时间地理分布特征以及环境场特征,最终给出有益的预报着眼点。

1 冷锋后高架雷暴过程和探空样本的选取标准

1.1 资料来源

实况观测数据采用目前业务上使用的全国基本、基准和一般站地面观测资料,以及国家气象中心利用自动观测站、重要天气报等获取的对流天气综合监测资料,包括雷暴、短时强降水($\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)、大风($\geq 17.2 \text{ m} \cdot \text{h}^{-1}$)和冰雹。

天气形势分析主要结合高低空常规观测资料并参考国家气象中心业务使用的人工天气图,要素分析和参数统计使用08和20时气球探空资料。

1.2 高架雷暴定义

Colman(1990a;1990b)曾明确提出高架雷暴的选取标准,Horgan等(2007)在Colman的基础上,统计5年的高架雷暴时优化了选取标准。但由于美国高架雷暴发生的主要天气形势是暖锋前高架雷暴(Colman,1990a;1990b),所以不能将他们的标准直接用于我国。在他们的基础上,结合我国冷锋后高架雷暴的特点,给出标准定义冷锋后高架雷暴过程:地面观测资料观测到雷暴天气现象;离此站点最近探空站600 hPa以下从地面向上有明显逆温层存在,确保雷暴的触发不是由地面气块引起;冷锋已过境,高架雷暴区位于地面冷锋330 km以外,剔除由锋面触发引起的雷暴天气;当临近5个站以上的站

点符合以上特点且在同一时次观测到雷暴,则定义为一次冷锋后高架雷暴天气过程。据此,统计的高架雷暴过程如表 1 所示。

在个例选取的基础上,将表征冷锋后高架雷暴环境场的探空站选择出来作为基本要素以及参数统

计的样本。为科学有效地表征冷锋后高架雷暴的大气特征,遴选探空站依据较为严格的“时空临近原则”:所选探空站点的下游地区 100 km 以内区域在 3 h 内需首次观测到高架雷暴。经过筛选,符合上述条件的探空站共 47 个。

表 1 2010—2012 年 2—4 月冷锋后高架雷暴过程发生过程个例统计

Table 1 Cases of elevated thunderstorms behind cold fronts from February to April during 2010—2012

序号	过程日期	强对流天气	发生地区
1	2010 年 2 月 5—6 日	无	湖南、江西
2	2010 年 2 月 6—7 日	无	广东、福建、江西
3	2010 年 2 月 9—10 日	短时强降水	江苏、江西、浙江、安徽
4	2010 年 2 月 10—11 日	冰雹、雷暴大风	湖北、安徽、江苏、江西
5	2010 年 2 月 11—12 日	冰雹	湖南、江西
6	2010 年 2 月 13—14 日	冰雹	湖南、江西
7	2010 年 2 月 28 日	冰雹	山东、河南、安徽
8	2010 年 3 月 1—4 日	冰雹、短时强降水	贵州、湖北、湖南、安徽、江西、福建、浙江、江苏
9	2010 年 3 月 5—7 日	冰雹、短时强降水	湖南、湖北、江西、安徽、浙江
10	2010 年 3 月 7—8 日	冰雹	湖南、贵州、江西、福建
11	2010 年 3 月 23—24 日	短时强降水	贵州、湖南、江西、安徽、浙江、福建
12	2010 年 4 月 4 日	无	贵州、湖南、江西
13	2010 年 4 月 10—14 日	冰雹、短时强降水	陕西、重庆、湖北、湖南、河南、安徽、江苏、浙江、江西、福建、贵州、广西
14	2011 年 2 月 13 日	无	广西
15	2011 年 2 月 23 日	无	贵州、湖南
16	2011 年 2 月 27 日	无	河南
17	2011 年 2 月 28 日	冰雹	湖北、河南
18	2012 年 2 月 15 日	无	安徽
19	2012 年 2 月 27—28 日	冰雹、短时强降水	湖北、广西、广东、福建、湖南
20	2012 年 2 月 29 日	无	湖南、江西、福建、浙江
21	2012 年 3 月 1—5 日	冰雹、短时强降水	广西、湖南、湖北、江西、安徽、福建、浙江
22	2012 年 3 月 6 日	无	江西、福建、浙江
23	2012 年 3 月 17—18 日	短时强降水	湖南、江西、安徽、浙江
24	2012 年 3 月 19 日	无	安徽、湖北
25	2012 年 3 月 21 日	冰雹	陕西、河南、湖北、山东、安徽、江苏
26	2012 年 4 月 4 日	无	湖南、江西

2 冷锋后高架雷暴的分布特征

2.1 冷锋后高架雷暴年际和月际分布

表 1 给出了 2010—2012 年主要的冷锋后高架雷暴过程,总结成表 2 可以清楚看到,2010—2012 年冷锋后高架雷暴过程年分布并不均匀,2010 年冷锋后高架雷暴过程年分布并不均匀,2010 年发生天数最多,达 26 d,2011 年则明显偏少,仅有 4 d。2 和 3 月是冷锋后高架雷暴高发期,各共发生 20 d 左右,4 月发生天数显著减少,仅有 7 d。这可能是由于 4 月正是华南前汛期开始时期,南方近地面暖湿气流开始旺盛,不利于地面逆温层的存在,因此高架雷暴明显减弱。可见冷锋后高架雷暴具有发生季节早的特点,所以常和“初雷日”密切相关。冷锋后

高架雷暴过程结束也较早,3 年来,最晚的一次冷锋后高架雷暴过程是 4 月中旬(表 1),5 月不再出现大范围的高架雷暴过程。值得注意的是,由表 1 可见大部分冷锋后高架雷暴过程都伴有强对流天气,以冰雹和短时强降水为主,说明冷锋后高架雷暴具备一定的致灾性。

冷锋后高架雷暴还具有持续性的特点,如 2010 年的 2 月 9—14 日,2012 年 3 月 1—6 日,两次过程均连续 6 d 有高架雷暴发生(表 1),甚至有时在同一区域内再次发生,说明其发生维持机制与稳定的大尺度环流密切相关。

2.2 冷锋后高架雷暴地理分布

由 2010—2012 年冷锋后高架雷暴分布(图 1)可见,高架雷暴高发区以江西北部为中心,北界可达

黄河流域,西界达贵州中东部和重庆南部,南抵华南沿海地区。这样的分布和美国春季高架雷暴分布具有很大的相似性(Grant, 1995)。据统计,美国高架雷暴春季高发区也是位于墨西哥湾以北的美国南部内陆地区,而北部和高原地区则分布很少,这样区域分布的一致性说明海陆分布和地形对于高架雷暴的形成具有很大的影响。冷锋后高架雷暴形成需近地面冷空气垫和中低层暖湿气流共同作用,而江西北部为平原,冷空气长驱直入,易于形成冷空气垫。同时,中低层较强的暖湿气流也可以到达江西北部地区,正好在冷垫之上爬升形成高架雷暴。从图 1 可观察到华南地区高架雷暴发生次数并不多,这是因为受南岭和武夷山地形的阻挡,华南地区南部的冷空气相对较弱,冷锋过后即使形成冷空气垫也很快被海上北上的暖湿空气变性为暖湿气团而无法维持高架雷暴。

表 2 2010—2012 年 2—4 月冷锋后高架雷暴过程发生天数统计(单位: d)

Table 2 The days of elevated thunderstorm process behind cold fronts from February to April during 2010—2012 (unit: d)

	2010 年	2011 年	2012 年	合计
2 月	10	4	4	18
3 月	10	0	10	20
4 月	6	0	1	7
总数	26	4	15	45

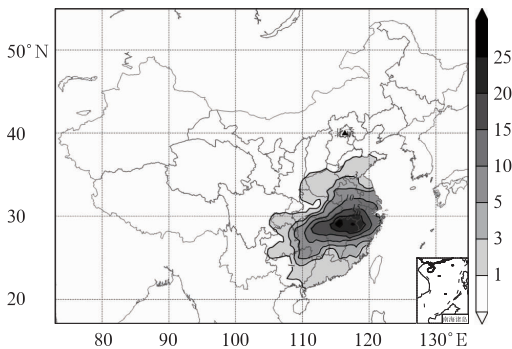


图 1 2010—2012 年高架雷暴分布(单位: 站次)
Fig. 1 Distribution of elevated thunderstorms during 2010—2012 (unit: times)

从冷锋后高架雷暴发生时伴随的强对流天气比例(图 2)可见,冰雹是出现站次最多的强对流天气,这与美国高架雷暴的统计特征一致。短时强降水位居其次,比冰雹略少,但比例仍然不低,美国没有相关统计所以无法比较。相对而言,雷暴大风的次数很少,3 年来只在湖北东部和安徽西南部有 11 站次

的雷暴大风(图略),所以雷暴大风在我国冷锋后高架雷暴过程中不是主要的强对流天气。这与美国是有很大的区别的,美国的高架雷暴常伴有雷暴大风甚至龙卷天气(Horgan et al, 2007),而且比例达到了冰雹站次的四分之三,是主要的强对流天气之一,这可能与美国多暖锋前高架雷暴更有利于雷暴大风的形成有关。

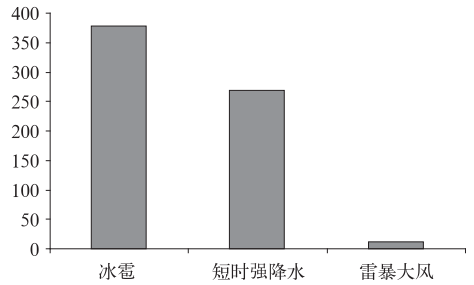


图 2 2010—2012 年冷锋后高架雷暴中强对流天气比例(单位: 站次)

Fig. 2 Percentage of severe convective weather in elevated thunderstorms behind cold fronts during 2010—2012 (unit: times)

从短时强降水分布(图 3a)来看,短时强降水高发区主要位于贵州东部、湖南西北部和南部、广西东北部、浙江北部以及福建西部,黄淮、江准则很少发生。说明短时强降水对于水汽要求较高,而春季中低层水汽很难在冷空气南下的情况下向北推进,使得短时强降水区基本位于长江以南地区。另外,湖南西北部、广西东北部以及江西东北部这 3 个短时强降水的高发区,都位于地形的迎风坡方向,说明地形对于高架雷暴中的短时强降水天气具有一定的增幅作用。

从冰雹的分布(图 3b)来看,冰雹的分布和短时强降水的分布不同,区域比短时强降水高发区明显偏北,北界可以达到山东中部地区,而湖南北部地区发生尤为频繁。说明冷锋后高架雷暴中冰雹的产生除一定水汽条件外,可能还需要高空冷空气的作用,所以落区要比短时强降水偏北。高发区域基本与复杂地形相联系,山区更容易出现冰雹天气。

在实际业务中发现春季雷暴有夜间易出的特征,美国高架日变化也具有后半夜多发特点(Colman, 1990a)。从冷锋后高架雷暴日变化分布图(图 4)可见,我国高架雷暴同样呈现出较明显的日变化,与地面雷暴午后高发的特征不同,夜间 23 时至次日 11 时是高架雷暴的高发时段,而下午和上半夜,发生相对较少。普通雷暴日变化因为和太阳辐

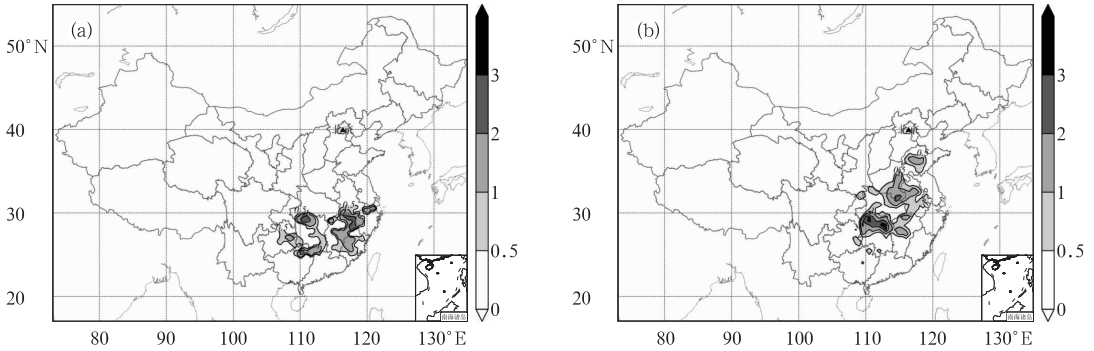


图3 2010—2012年冷锋后高架雷暴短时强降水(a)和冰雹(b)分布图(单位:站次)

Fig. 3 Distribution of short duration severe rainfall (a) and hail (b) in elevated thunderstorms behind cold fronts during 2010–2012 (unit: times)

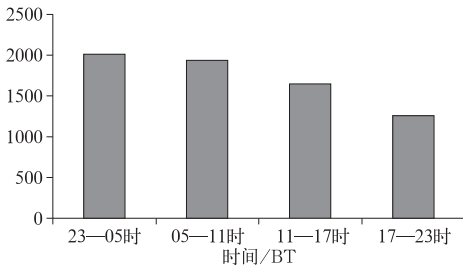


图4 冷锋后高架雷暴日变化(单位:站次)

Fig. 4 The diurnal variation of elevated thunderstorms behind cold fronts (unit: times)

射日变化密切相关,所以呈现出午后峰值的特征。高架雷暴发生在逆温层以上不受地面热量变化影响,当夜间高层云顶辐射降温明显,从而与850~700 hPa的暖湿空气形成热力不稳定。另一方面,如果此时高低空存在显著急流,低空急流的出口处和高空急流的入口处易发生耦合作用,产生次级环流,其上升支将触发潜在不稳定能量的释放,激发对流云发展,形成了夜间高架雷暴。

综上所述,我国春季高架雷暴分布主要在江南和华南地区,高发区在江西北部附近,强对流类型以短时强降水和冰雹为主,分布区域有所差别;高架雷暴具有日变化特征,在下半夜和早晨出现概率较高。

3 冷锋后高架雷暴影响天气系统

这里以2012年2月27日的典型个例给出高架雷暴发生时的天气影响系统。图5是27日20时天气系统实况分析图,观测显示华南北部到江南南部一带有高架雷暴发生,影响此次高架雷暴发生主要的天气系统有850 hPa的急流和切变线、700 hPa急流、500 hPa西风槽以及200 hPa急流。

关于美国高架雷暴的产生发展机制,Moore等

(2003)有过较为系统的总结,主要是强调低层急流出口处的锋生作用和高低层急流的耦合作用,锋生作用产生的热力次级环流导致高架雷暴触发,而高低层急流的耦合则维持了高架雷暴的发展。在我国,低层切变线系统常常和低层急流相伴相生。如图5所示,广东中部850 hPa有一低空急流,急流出口处对应着明显的切变线系统,可以看到冷锋后高架雷暴发生的区域与这两个系统的位置密切相关。切变线上和急流出口处具有较强的动力辐合上升运动,配合急流出口处锋生作用导致的热力次级环流,非常有利于启动低层暖湿气块的抬升。所以正是低层急流和切变线系统的作用,最终触发了高架雷暴。雷暴触发后,700 hPa上一支显著的西南急流为对流发展提供了丰富的水汽,是高架雷暴发展的主要物质来源。

从图5还可以看200 hPa存在一支显著的急流,其入口区与低空急流的出口区位置相对应,非常有利于产生高低空急流的耦合。一方面,高空急流造成干冷空气平流,加大了大气高低层温差,增强潜

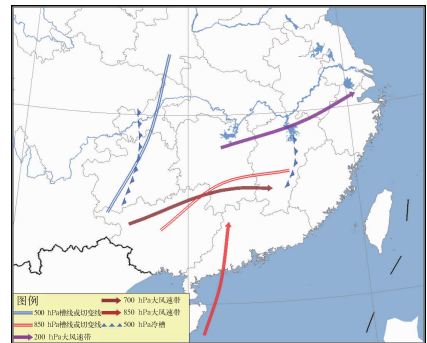


图5 2013年2月27日20时冷锋后高架雷暴背景场分析

Fig. 5 Synoptic chart in elevated thunderstorms behind cold fronts at 20:00 BT 27 February 2013

在的热力不稳定,另一方面,高低空急流耦合产生的次级环流上升支也将触发不稳定能量的释放,并维持和加强高架雷暴的发展。

关于美国高架雷暴机制的文献中没有提到过西风槽的作用,丁一汇(1994)比较中美暴雨的机制区别曾指出,美国暴雨区多发生在大尺度高空脊附近。注意到 500 hPa 西风槽在本文分析的大部分个例中都有出现,本个例中江南地区西部上空也有明显的自西向东移动的西风槽,所以其重要性在中国冷锋后高架雷暴中的作用不言而喻。许爱华等(2013)在分析 2009 年 2 月的一次冷锋后高架雷暴过程时指出,500 hPa 西风槽在高架雷暴中作用明显,因为西风槽东移导致锋面变陡,可以使得等相当位温面的坡度陡直更易大于等绝对动量面的坡度,从而产生对称不稳定。农孟松等(2013)在分析 2012 年的高架雷暴过程时也强调了这点,说明西风槽可以通过建立对称不稳定对高架雷暴产生影响,同时也解释了对流能量很弱的背景下发生高架雷暴的机制:对流能量很弱的条件下,仍然可以通过西风槽的作用,建立对称不稳定而加强高架雷暴的垂直运动。

4 冷锋后高架雷暴发生发展的物理条件

水汽、不稳定条件和触发机制是雷暴发生发展的 3 个物理条件,为了分析冷锋后高架雷暴预报着眼点,下面给出这 3 个条件的统计特征。

4.1 水汽条件

从水汽条件分析来看(图 6),对流层中低层(850和700 hPa)的相对湿度基本都达到了70%以

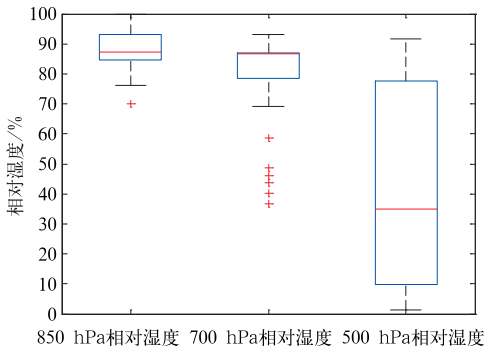


图 6 冷锋后高架雷暴发生时对流层中低层相对湿度箱线图

Fig. 6 Box plot of relative humidity in mid and low-layer in elevated thunderstorms behind cold fronts

上,中位数分析可知一半以上的站点都接近于90%,说明高架雷暴要求中低层有较好的水汽条件,需要较丰富的水汽供应。但冷锋后高架雷暴对于500 hPa的相对湿度却没有严格的要求,从干到湿都有分布,说明高架雷暴可以是整层湿,也可以是下湿上干的层结,而且这种层结上的差异能否用来区别短时强降水和冰雹天气,将来可能是一个值得探讨的工作。

如第 3 节天气系统分析,正是由于发生高架雷暴时,低层急流带来了丰富的水汽,使得中低层水汽条件较好,这与 Grant(1995)的统计结论类似。

4.2 能量条件

对于地面雷暴来说,由地面抬升计算的对流有效位能(CAPE)可以很好地表征能量条件,但这不适用于高架雷暴。从图 7 可以看到,3 年所有个例中的 CAPE 值均为 0,表明 CAPE 对于高架雷暴没有表征能力。因此,需要计算 BCAPE,即从地面向上 300 hPa 的厚度里找最大相当位温层抬升计算的对流有效位能,来表征高架雷暴的能量。图 7 中 BCAPE 显示大部分探空有正的对流能量,即从逆温层顶上最大位温层抬升是有不稳定条件的。

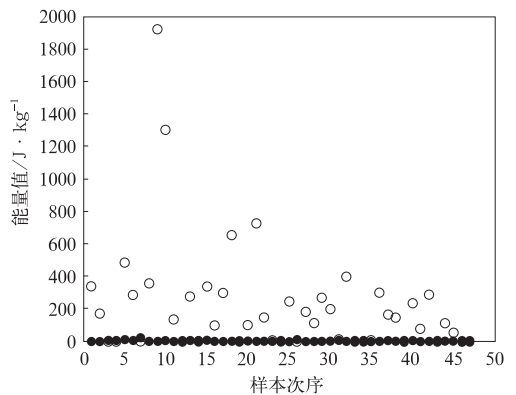


图 7 冷锋后高架雷暴发生时 CAPE(实心圆)与 BCAPE(空心圆)散点分布图

Fig. 7 Scatter distribution of CAPE (solid) and BCAPE (hollow) in elevated thunderstorms behind cold fronts

值得注意的是有不到 1/3 的探空显示 BCAPE 为 0。Colman(1990a;1990b)也曾注意到这种现象,并质疑高架雷暴可以在对流稳定的环境里产生,中尺度对称不稳定和低层锋生强迫是高架雷暴发生发展的另外两种机制。Williams(1991)撰文指出这种猜测需要慎重对待,可能是由于资料时空分辨率的原因导致了这种假象。Moore 等(2003)的文章里提

到这点时,指出他的高架雷暴个例由于都是短时强降水过程,所有的探空站点都是具备不稳定能量的。所以,大部分学者还是认为在没有更充分的证据前,雷暴即使是高架雷暴,也是需要对流能量的。锋生作用和中尺度对称不稳定主要是起到触发和加强高架雷暴的作用。

从 850 和 700 hPa 假相当位温的分布(图 8a)可见,700 hPa 假相当位温明显要比 850 hPa 高,值基本都是在 325 K 以上,为能量较高气块,说明在高架雷暴中,逆温层顶往往可达 700 hPa,最不稳定的大气是存在于 700 hPa 中的,而 850 hPa 则位于逆温层中,是冷锋到暖湿气层的过渡带。

在实际业务中,850 和 500 hPa 的温差是常用

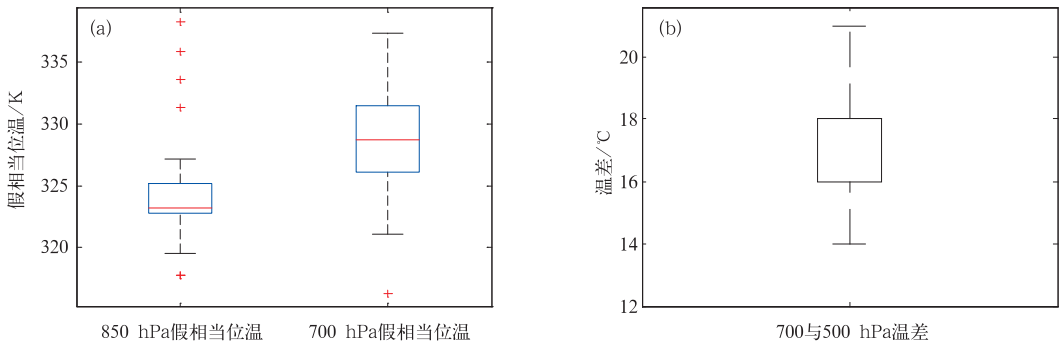


图 8 冷锋后高架雷暴发生时 700 和 850 hPa 假相当位温(a)与 500 和 700 hPa 温差(b)箱线图

Fig. 8 Box plot of pseudo-equivalent potential temperature at 700 hPa and 850 hPa (a) and temperature difference between 700 hPa and 500 hPa (b) in elevated thunderstorms behind cold fronts

4.3 高架雷暴的触发机制

图 9a 表明 850 hPa 虽然都是南风,但同时存在东南风和西南风,说明所选的站点经常位于 850 hPa 切变线附近,也有利于与冷空气发生锋生作用从而产生热力环流触发高架雷暴的发生。从风速上看,

的表征不稳定的物理量,这里看来不再适用。高架雷暴中,需要用 700 和 500 hPa 的温差代替它,其阈值基本在 16°C 以上(图 8b),具备较强的不稳定,可以作为业务预报中冷锋后高架雷暴不稳定条件的指标。

700 hPa 具有高温高湿的大气环境,才能在垂直大气层上构成不稳定,是冷锋后高架雷暴对流发展的能量源泉,同时也是冷锋后高架雷暴中非常重要的层次,这主要是因为 700 hPa 存在明显的西南风急流,风速均达到急流的强度(图 9b),甚至最强的有 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。正是如此强的暖湿气流支持,才具备高架雷暴发生发展的能量和水汽条件,所以 700 hPa 的分析应在冷锋后高架雷暴的分析中给予重视。

站点上空 850 hPa 气流相对较弱,位于 850 hPa 风速辐合地带,或者说是急流出口处,有利于动力辐合上升,和锋生共同作用使得低层高温、高湿饱和和大气抬升至自由对流高度启动高架雷暴。另外,700 hPa 风速明显强于 850 hPa(图 9b),与 850 hPa 构成较强的风垂直切变也有利于对称不稳定的发展

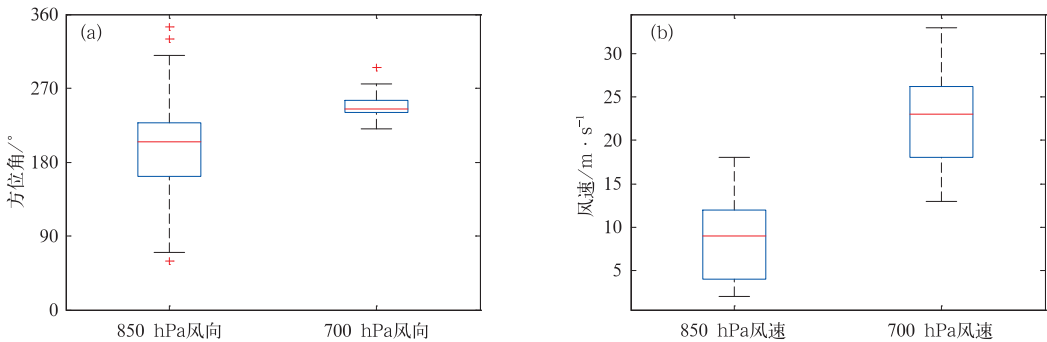


图 9 冷锋后高架雷暴发生时 850 与 700 hPa 风向方位角(a)和风速箱线图(b)

Fig. 9 Box plot of wind azimuth (a) and wind speed at 700 and 850 hPa (b) in elevated thunderstorms behind cold fronts

(吴乃庚等,2013),从而加强高架雷暴。

综合上述水汽、能量和触发条件的分析,对有利于春季冷锋后高架雷暴的物理条件初步总结,结果见表3。

表3 我国春季冷锋后部高架雷暴生成条件

Table 3 Generation condition for elevated thunderstorms behind cold fronts in China during spring

层次	触发系统	水汽	能量及不稳定机制
500 hPa	西风槽	均可	对称不稳定相关 条件不稳定
700 hPa	急流 $>18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	相对湿度 $>70\%$	700与500 hPa 温差 $>16^\circ\text{C}$,假相 当位温 $>325 \text{ K}$
850 hPa	切变线	相对湿度 $>70\%$	锋生作用,动力 强迫抬升

5 结论

利用常规气象观测资料,以及国家气象中心利用自动观测站、重要天气报等资料获取的对流天气综合监测资料,对2010—2012年我国冷锋后高架雷暴的分布特征和雷暴三要素物理量统计特征进行分析,初步得到如下结论:

(1) 2010—2012年春季冷锋后高架雷暴高发区以江西北部为中心,北界可达黄河流域,西界达贵州;强对流天气以冰雹和短时强降水为主,雷暴大风很少发生;高架雷暴具有一定的日变化特征,一般下半夜和早晨发生比较多。

(2) 我国冷锋后高架雷暴是条件不稳定、中尺度对称不稳定以及低层锋生共同作用的结果,中低层气块的条件不稳定是高架雷暴发生发展的主要机制;对称不稳定可以加强高架雷暴,尤其在弱不稳定的条件下,在西风槽的作用下会更明显;中低层暖湿平流在冷锋之上引起的锋生作用和动力辐合抬升是对流触发的重要机制,发生区域主要在中低层切变线附近。

(3) 冷锋后高架雷暴预报着眼点为:850和700 hPa相对湿度大于70%;700与500 hPa的温差达 16°C 以上,有一定的热力不稳定;700 hPa一般需达到急流强度,同时配合500 hPa西风槽和低层切变系统,为雷暴触发及发展提供条件。

本文仅针对我国春季冷锋后高架雷暴进行了初步的分析,其发生发展的机制还需要更深入的研究和探讨。同时,目前仅局限于春季冷锋后高架雷暴

这一类型,实际上高架雷暴在暖锋前同样存在,秋季也易发生,而且夏季中尺度冷池上也常常会有高架雷暴,因此还需要开展更多、更全面的研究工作。

致谢:感谢美国马里兰大学大气海洋科学系张大林教授给本文所提供的有益建议和帮助。感谢“雷电重大灾害天气系统的动力、微物理、电过程和成灾机理”973项目组对第一作者的帮助。

参考文献

- 丁一汇. 1994. 暴雨和中尺度气象学问题. 气象学报, 52(3): 275-284.
- 郭荣芬, 鲁亚斌, 高安生. 2009. 低纬高原罕见“雷打雪”中尺度特征分析. 气象, 35(2): 49-56.
- 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.
- 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.
- 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. 应用气象学报, 24(2): 197-206.
- 王仁乔, 宋清翠. 1990. “雷打雪”现象发生机制初探. 气象, 16(3): 45-48.
- 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.
- 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.
- Cloman B R. 1990a. Thunderstorms above frontal surface in environments without positive CAPE. Part I: A climatology. Mon Wea Rev, 118(5): 1103-1121.
- Cloman B R. 1990b. Thunderstorms above frontal surface in environments without positive CAPE. Part II: Organization and instability mechanisms. Mon Wea Rev, 118(5): 1123-1144.
- Grant B N. 1995. Elevated cold-sector severe thunderstorms: A preliminary study. Natl Wra Dig, 19(4): 25-31.
- Horgan K L, Schultz D M, Darid M, et al. 2007. A five-year climatology of elevated severe convective storms in the united states east of the Rocky mountains. Wea Forecasting, 22(5): 1031-1042.
- Means L L. 1952. On thunderstorm forecasting in the central United States. Mon Wea Rev, 80(10): 165-189.
- Moore J T, Glass F H, Rochette S M, et al. 2003. The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall over the central united states. Wea Forecasting, 18(5): 861-878.
- Rochette S M, Moore J T. 1996. Initiation of an elevated mesoscale convective system associated with heavy rainfall. Wea Forecasting, 11(4): 444-457.
- Williams E. 1991. Comments on: “Thunderstorms above frontal surface in environments without positive CAPE. Part I: A climatology”. Mon Wea Rev, 119(10): 2511-2513.