

许敏,刘璇,沈芳,等. 京津冀强对流天气的环境场条件及触发机制[J]. 陕西气象, 2022(4): 23-29.

文章编号: 1006-4354(2022)04-0023-07

京津冀强对流天气的环境场条件及触发机制

许敏¹, 刘璇², 沈芳¹, 任福玲¹, 田晓飞¹

(1. 廊坊市气象局, 河北廊坊 065000; 2. 文安县气象局, 河北文安 065800)

摘要: 利用 MICAPS、自动气象站、FY2 气象卫星和美国 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析等资料, 对 2019 年 7 月 29 日出现在京津冀的一次区域性强对流天气过程进行综合分析, 探讨了其发生的大尺度天气背景以及环境场和触发机制。结果表明: 高空西风槽与副热带高压、低空切变线和地面冷锋是此次暖区强对流天气形成的主要影响系统, 地面辐合线的生成对强天气的爆发起到了触发作用; 副高外围的暖湿气流在 850 hPa 形成西南低空急流, 配合低空切变线的作用使得水汽在京津冀地区强烈辐合, 当 850 hPa 水汽通量散度降至 $-4 \times 10^{-8} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 以下时, 预示着强降雨的出现, 而 700 hPa 大气的辐合、500 hPa 以上的强辐散加强了大气的垂直上升运动, 对雨强产生明显的增幅作用; 冀南地区中高层的干空气侵入使大气的层结不稳定增强, 引发了雷暴大风, 北京的深厚湿层则更利于产生高强度的降水, 即雷暴大风的生成需要更强的大气层结不稳定性。

关键词: 强对流天气; 环境场; 触发机制

中图分类号: P458

文献标识码: A

京津冀地处华北地区中东部, 干湿季分明, 短时强降水、雷暴大风, 甚至冰雹等强对流天气是夏季主要的灾害性天气, 因其影响范围小、突发性强、致灾性大, 通常被认为是夏季天气的预报难点。短时强降水主要指发生时间短、降水效率高的对流性降雨, 1 h 降水量达到或超过 20 mm, 雷暴大风指伴随强雷暴天气而出现的瞬时风速大于 17.2 m/s 的短时大风^[1]。

国内外诸多气象学者对本地或本区域发生的强对流天气进行了分析, 得出了一些有益结论^[2-6]。有的学者分析了各种对流天气的气候分布和天气学特征, 王迪等^[7]提炼了河南分类强对流的关键物理参数, 高晓梅等^[8]讨论了鲁中地区雷暴大风、冰雹雷暴大风和强降水混合型强对流天气的环境参量和预报阈值, 华雯丽等^[9]基于 500 hPa 和 850 hPa 的影响系统, 对山东省的雷暴大风进行了详细的天气学分型。另有一些侧重于

个例研究: 马晓华等^[10]对西北地区一次由低涡系统引发的暴雨过程进行了诊断分析, 认为水汽通量的突增与降水的增强有对应关系; 王丛梅等^[11]通过对河北一次极端强降水的分析, 得出了半定常地面辐合切变线对新生对流的触发和已有对流的维持及加强起到了重要作用的结论; 肖贻青等^[12]分析了一次副高异常强盛背景下的强对流暴雨; 孙靖等^[13]则通过研究北京强降水过程中三个对流单体组织发展的特征和成因, 得出了大范围降水发生后近地面层所形成的水平出流, 可能与其前部偏东环境风构成明显风切变有关的结论; 王晨曦等^[14]从研究降水过程中的不稳定性出发, 对对流稳定度、惯性稳定度和条件性对称不稳定(CSI)进行了分析。其他多位学者也从不同角度分析了强对流天气的形成机制^[15-18], 得出了一些重要结论。

以往的研究个例多局限在一个相对较小的范

收稿日期: 2021-08-16

作者简介: 许敏(1983—), 女, 汉族, 内蒙古包头人, 学士, 高工, 从事天气预报与决策气象服务工作。

基金项目: 中国气象局预报员专项(CMAYBY2020-012); 河北省科技厅重点研发基金项目(20375407D); 廊坊市气象局项目(2021-13)

围内,并以单一类型天气现象研究为主,但京津冀地区处于北部、西部环山,东边临海复杂地形下,对局地性强对流天气的研究成果很难直接应用于其中某一地区的预报业务中。本文选取2019年盛夏一次覆盖京津冀中南部大部分地区的混合型强对流进行综合分析,以期获得普适性更好的多灾种强对流天气物理环境场和生消特征,为此类天气的短期预报和临近预警提供一定参考。

1 资料与方法

所用资料为2019年7月29日京津冀高空和地面气象观测资料,其中降水资料为国家气象站逐小时观测资料,天气形势分析使用中国气象局下发的MICAPS资料;物理量特征分析使用美国NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 逐6 h再分析资料,以及北京、邢台

探空资料,并根据相关物理量定义对其进行计算。

2 强对流天气概况及环流背景

2019年7月29日凌晨至下午,京津冀出现区域性降雨天气,暴雨区主要分布在保定、廊坊南部、石家庄北部、沧州和衡水北部,以及承德南部、唐山和秦皇岛的北部,雨量普遍在50~152 mm之间,最大降雨量达199.9 mm,出现在廊坊大城大尚屯镇(图1)。其中中东部地区伴有阶段性强对流,河北境内有64个县(市)出现短时强降水,最大雨强为114 mm/h(秦皇岛青龙三拨子),35个县(市)出现8级以上短时大风(风速 ≥ 17.2 m/s),最大极大风速达到30.6 m/s(11级)。此次过程是2019年夏季京津冀地区范围最广的一次强对流性天气,诱发多地城市内涝,一度造成交通拥堵。

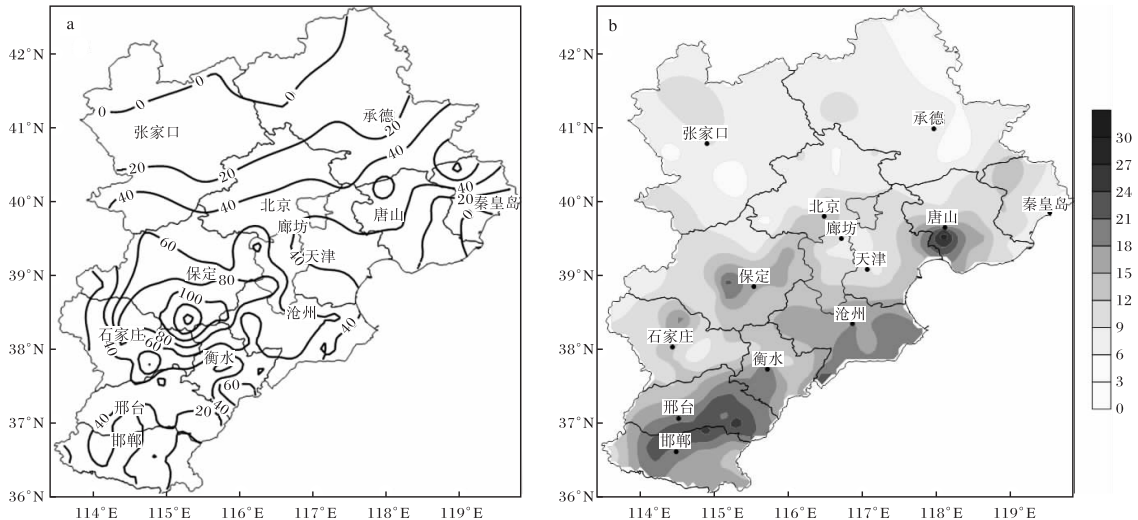


图1 2019-07-28T20—29T20 京津冀降雨量(a 单位为 mm)和极大风速(b 单位为 m/s)分布图

(审图号为GS(2017)3320号)

夏季,造成京津冀地区区域性暖区暴雨或强对流天气的影响系统通常可归为三类,即高空槽前、副高控制和西风带冷空气与副高相互作用。分析此次天气过程前后的高空形势和588 dagpm的动态可以看出(图2、图3),7月28日08时,500 hPa等压面上副高588 dagpm北端位于河南、安徽和江苏北部,同时西风槽纬向度较大,槽区宽广,500 hPa及以上华北处于一致的偏西气流中。20时,588 dagpm线迅速北跳至河南北部至山东中部一带,12 h移动2~3个经度,随着副高北上,西风槽在东移过程中受其阻挡经向度逐

步加大,在蒙古国中部至河西走廊地区形成明显槽线。此后,588 dagpm线稳定在山东境内,呈小幅摆动趋势,西风槽在东移过程中进一步加强,29日08时至20时槽线由蒙古国东部至河套移至晋冀交界地区。与此同时,850 hPa切变线也移出河套,并在29日由山西穿越河北,副高维持过程中,其外围形成低空急流,一致的西南暖湿气流既可以向华北地区输送源源不断的水汽,又使不稳定能量维持,加剧对流的发展(图略)。地面形势场显示(图4),29日凌晨地面冷锋进入河北,02时在冷锋前约300 km暖区内出现短时强降水、

短时大风天气,14时锋面位置到达保定东部时,锋前再次出现强降水(图略)。

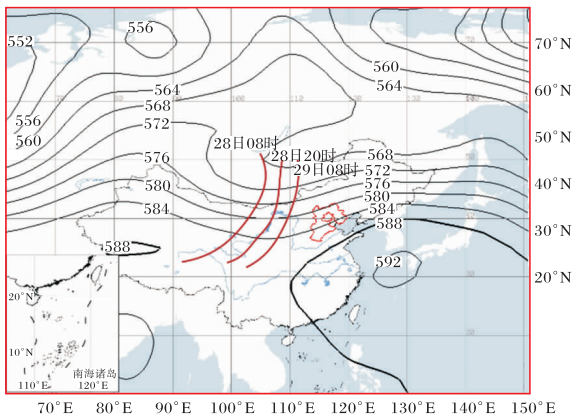


图2 2019-07-29 T08 500 hPa 高度场(黑色实线,单位为 dagpm)及槽线演变(棕色线为槽线)(审图号为 GS(2019)3082 号)

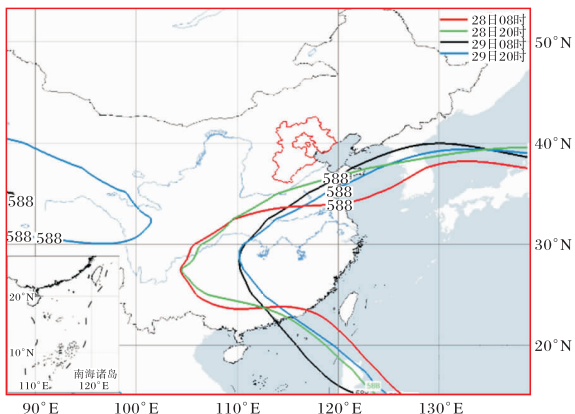


图3 500 hPa 副热带高压 588 dagpm 线演变(审图号为 GS(2019)3082 号)

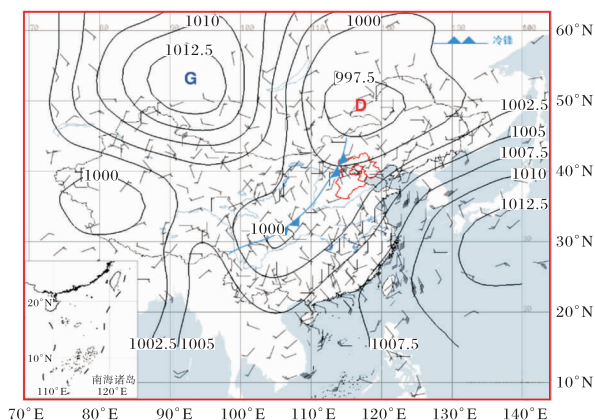


图4 2019-07-29 T02 地面形势场(黑色实线为气压场,单位为 hPa)(审图号为 GS(2019)3082 号)

3 物理量特征分析

3.1 水汽条件

丰富的水汽供应是强对流系统发生、发展和维持的必要条件和能量来源^[19]。此次强对流天气过程属西风槽与副高共同作用造成的强天气,副高外围暖湿气流在 850 hPa 形成西南低空急流,湿舌伸至东北南部,畅通的水汽通道建立(图略)。水汽通量散度是表征水汽条件的重要物理量之一,负值表明水汽为辐合,正值为辐散,并且负值越小,水汽辐合程度越高。从此次强对流过程前后水汽通量散度的演变情况(图 5,见第 26 页)可以看出,在 28 日 20 时至 29 日 02 时,850 hPa 负的水汽通量散度区呈现明显的由山西向京津冀地区移动的趋势,结合图 6(见第 26 页)逐小时雨量可见,凌晨前后雨区发展至河北西部的顺平。02 时京津冀中北部的水汽通量散度值达到 $-4 \times 10^{-8} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 以下,表明该区域水汽强烈辐合,此时最大雨强达到 44.8 mm/h;08 时后水汽通量散度值增大,水汽辐合程度迅速下降,降雨出现间歇;14 时随着水汽通量散度再次陡降至 $-10 \times 10^{-8} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$,京津冀中东部的强降雨开始,文安和青龙的最大雨强相继达到 27.2 mm/h 和 76.4 mm/h;20 时水汽通量散度场转为弱辐合或辐散,强对流天气过程结束。可见,当 850 hPa 水汽通量散度值降至 $-4 \times 10^{-8} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 时,最大雨强可达到 40 mm/h 左右,而强降雨区及周边区域水汽通量散度达到 $-10 \times 10^{-8} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 时,雨强可超过 70 mm/h,即水汽通量的辐合辐散与降雨强度和起始结束有着密切联系。

3.2 动力条件

能否形成高强度的降水,以及对流性大风等强天气,动力条件是关键因素之一。此次强对流天气过程中,从由西向东 4 个代表站点涡度和散度(图 7,见第 27 页)的变化上可以看出,28 日 20 时,灵寿、顺平和文安三站 500~700 hPa 均出现了明显的散度负值,即中高层水平方向的辐合早于降水开始出现,随后 700~850 hPa 的辐合程度增强,并且辐合层增厚,强度达到 $(-0.5 \sim -1.0) \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。29 日 08 时最低辐合层的高

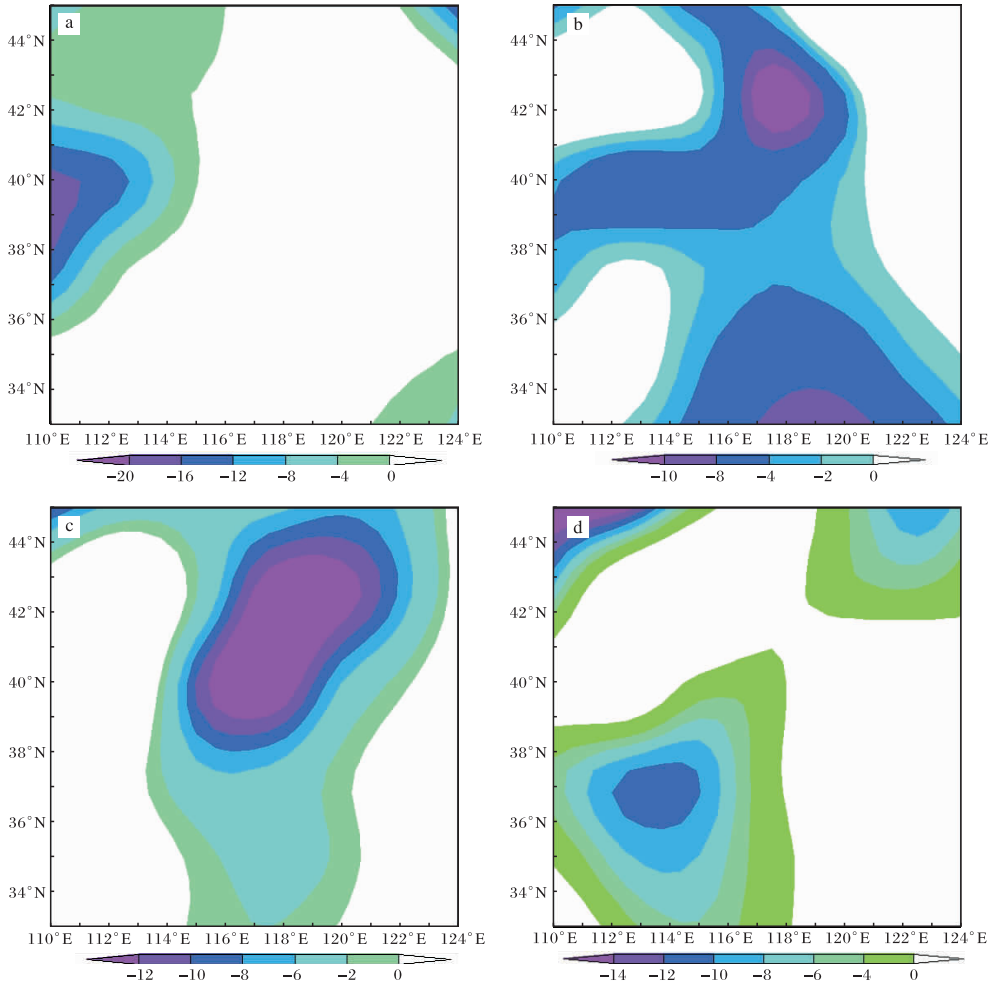


图5 2019-07-28—29 850 hPa水汽通量散度(单位为 $10^{-8} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$;
a 28日20时,b 29日02时,c 29日14时,d 29日20时)(文见第25页)

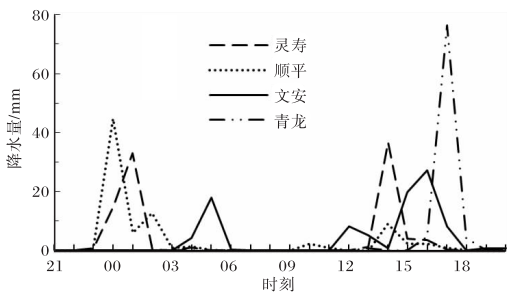


图6 2019-07-28T21—29T20 逐小时降雨量
(文见第25页)

度上升,700 hPa 以下辐合减弱,甚至出现辐散,降雨进入间歇时段。14 时前后文安和青龙的 600~850 hPa 辐合迅速增强,强中心集中于 700 hPa 附近,而 500 hPa 以上维持辐散。对比涡度变化情况可见,降雨开始前,各站的正涡度普遍集中于 850 hPa 以下。29 日凌晨前后随着

降雨的开始,灵寿的正涡度层跃增至 700 hPa 以上,在 29 日下午的强降雨中,文安和青龙的正涡度伸达 500 hPa。综上可见,700 hPa 高度大气的辐合、500 hPa 以上的强辐散,使低层水汽不断抬升,加之高层的抽吸作用,引发京津冀的中南部出现强降雨天气,并且中低层辐合越强,对应的雨强越大。

3.3 对流不稳定条件

不稳定条件对于对流性天气的发展有着至关重要的作用^[20],常用于代表热力不稳定条件的指数有对流有效位能 CAPE、沙氏指数 SI、K 指数,以及 850 hPa 与 500 hPa 温差($\Delta T_{850-500}$)等。对比此次天气过程前后北京和邢台两地的指数(表 1)特征可以看出,强对流天气来临前的 28 日 20 时,邢台的 CAPE 值已达到 3 516.1 J/kg,高出北

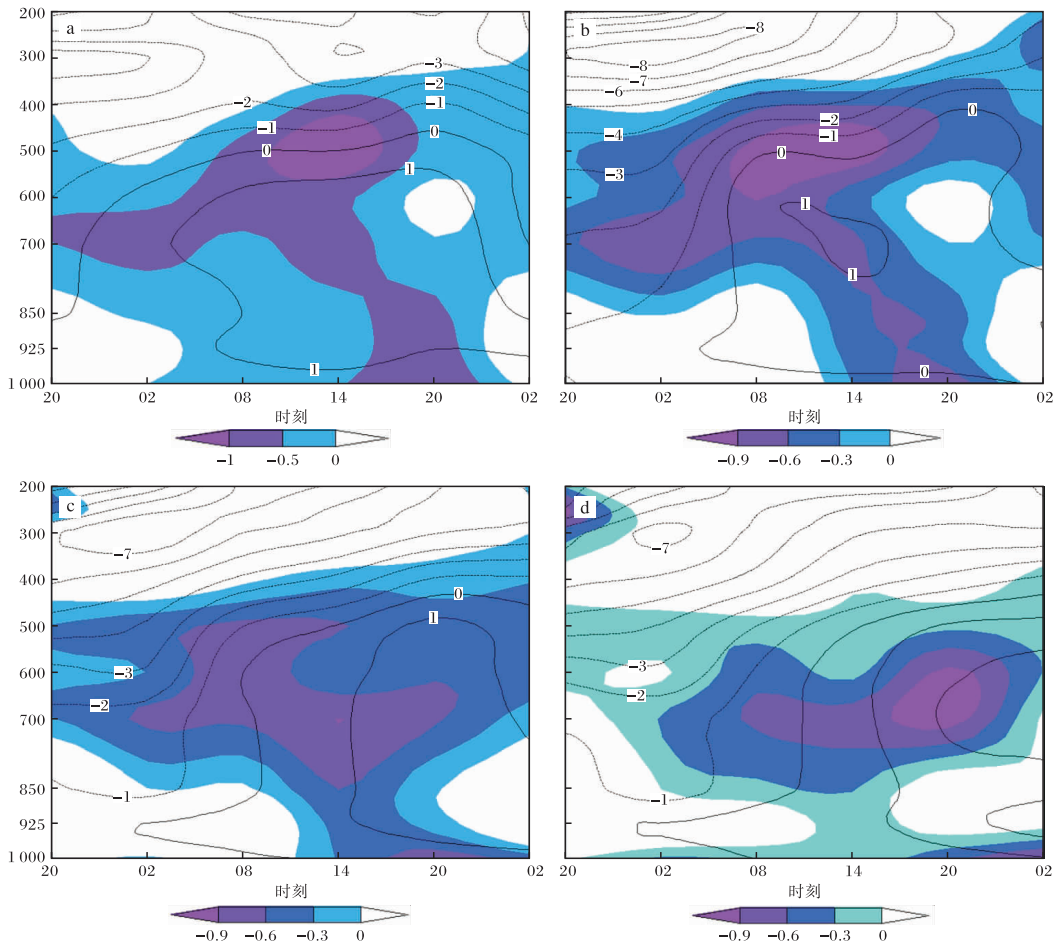


图7 2019-07-28T20—30T02 京津冀代表站点涡度(线条,单位为 10^{-3} s^{-1})和散度(阴影,单位为 10^{-4} s^{-1})随时间和高度的演变(a 灵寿;b 顺平;c 文安;d 青龙)(文见第25页)

京 2 500 J/kg, 抬升指数 LI 和沙氏指数 SI 更是达到了 $-7.21 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $-6.22 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 表明邢台大气的不稳定性更强。29日08时, 两地的CAPE值骤降, 邢台的LI和SI减弱, 但仍维持负值。对比两地出现的强对流天气种类(京津冀中部短时强降水, 南部大风)可以发现, 雷暴大风比强降水的形成需要更强的热力不稳定性。28日20时 $\Delta T_{850-500}$ 较大, 29日08时邢台K指数增加至

$44 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 与此后出现强降雨和大风有较好的对应关系。可见, 热力指数强度的增加对强对流天气的开始有着很好的指示意义, LI和SI变化对短时强降水更加敏感, 指数越强, 短时强降水发生概率越大, $\Delta T_{850-500}$ 与K指数的变化也反映了热力条件对强对流的影响。总体而言, 此次雷暴大风发生在更加不稳定的大气热力环境中。

表1 2019-07-28—29 热力不稳定指数特征值(北京/邢台)

时次	CAPE值/(J/kg)	$\Delta T_{850-500}/^{\circ}\text{C}$	K指数/ $^{\circ}\text{C}$	LI指数/ $^{\circ}\text{C}$	SI指数/ $^{\circ}\text{C}$
28日20时	1 007.8/3 516.1	27/26	44/38	$-6.91/-7.21$	$-5.88/-6.22$
29日08时	2.6/271	25/25	32/44	$2.6/-2.48$	$1.51/-3.88$
29日20时	0/24.1	21/22	28/31	$3.79/-0.56$	$7.73/2.92$

进一步分析28日20时的探空曲线(图8)可

见, 北京和邢台低层都具有丰富的水汽, 且存在一

定的垂直风切变。但邢台上空中高层出现了明显的干空气侵入,低层近于干绝热,满足对流大风形

成的垂直温湿条件;而北京附近的整层湿度都比较大,更有利于形成高强度的降雨。

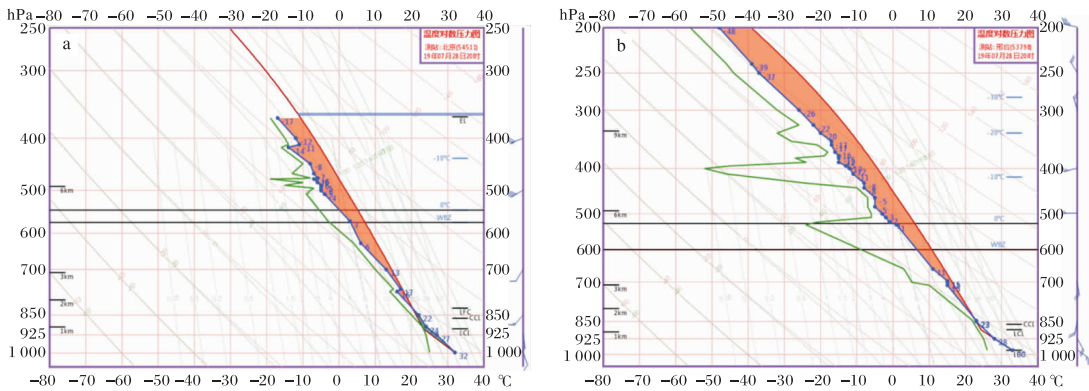


图8 2019-07-28T20 温度对数压力图(a 北京;b 邢台)

4 中尺度触发机制

强对流的发生发展与锋前暖区的中尺度辐合线有着密切关系^[21]。此次区域性强对流天气过程中地面风场显示(图略),29日00时开始,保定南部到石家庄北部出现了东北—西南向的辐合线,红外卫星云图上出现覆盖京津冀中西部对流云团,中心亮温达到了230 K(图9)。02时辐合线向东伸展,其东北方向到达廊坊南部,南端位于邢台西部,云图上密实云区范围继续扩大,北侧伸展至张家口、承德南部,以及唐山西部地区。在此后的约4 h内,切变线在冀中维持过程中,北京、

保定、廊坊和沧州出现短时降雨,多个站点累计降雨量超过50 mm。07—11时降雨出现间歇,14时在京津冀东部再次出现地面辐合线,东部地区降雨开始。到16时沧州、衡水至邢台辐合线仍然维持,同时承德南部至秦皇岛发展出一条近于东西向的辐合线,表现在红外云图上上述地区中心亮温值超过250 K,此时泊头和青龙的小时雨强分别达到50.7 mm/h和76.4 mm/h。综合可见,地面辐合线的生成加强了近地面的抬升作用,与强降水的出现有密切的对应关系,是此次强对流发生的触发机制。

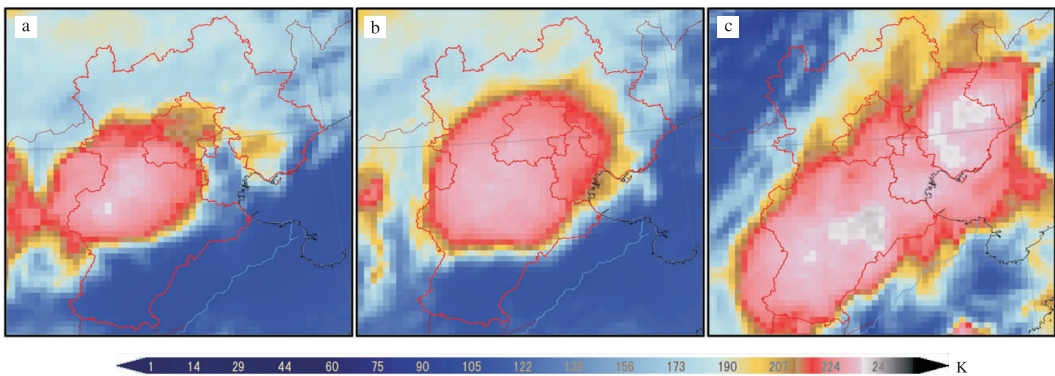


图9 2019-07-29 京津冀 FY2 红外云图(a 00时;b 02时;c 16时)(审图号为GS(2019)3082号)

5 结论

(1)此次京津冀区域性强降雨、大风天气发生在西风槽、冷锋与副热带高压共同作用的大尺度环流背景下,为典型的暖区强对流天气。

(2)当850 hPa水汽通量散度值为 -4×10^{-8} g/(cm² · hPa · s)时,最大雨强可达到40 mm/h

左右,随着水汽通量散度负值区的扩大,以及数值继续下降至 -10×10^{-8} g/(cm² · hPa · s),青龙的 最大雨强超过70 mm/h,即水汽辐合越强,降雨强度越大。

(3)700 hPa 高度大气的辐合、500 hPa 以上的强辐散,加剧了低层水汽的抬升和高空的抽吸

作用,为强降雨形成提供了良好的动力条件,而地面辐合线的形成和维持进一步加强了近地面暖湿空气的抬升,对此次强对流天气的生成有明显的触发作用。

(4)CAPE、K 指数、LI 和 SI 等指数的增强对此次强对流的发生有很好的指示意义,LI 和 SI 的表现更加突出,其强度的增加预示着强降雨的开始,而雷暴大风的形成则需要更强的大气热力不稳定性。

参考文献:

- [1] 孙继松,戴建华,何立富,等. 强对流天气预报的基本原理与技术方法[M]. 北京:气象出版社,2014:1-21.
- [2] 郑媛媛,姚晨,郝莹,等. 不同类型大尺度环流背景下强对流天气的短时临近预报预警研究[J]. 气象,2011,37(7):795-801.
- [3] 万占鑫,肖万有,乔戈,等. 青藏高原东侧边坡地区一次强对流天气过程中尺度分析[J]. 陕西气象,2020(1):1-7.
- [4] 京津冀地区强对流时空分布与天气学特征分析[J]. 气象,2011,37(2):177-184.
- [5] ANDERSON C J, ARRITT R W. Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993 [J]. Mon Wea Rev, 1998,126 (3): 578-599.
- [6] JIRAK I L, COTTON W R, MCANELLY R L. Satellite and radar survey of mesoscale convective system development[J]. Mon Wea Rev, 2003,131(10):2428-2449.
- [7] 王迪,牛淑贞,曾明剑,等. 河南省分类强对流环境物理条件特征分析[J]. 气象,2020,46(5):618-628.
- [8] 高晓梅,俞小鼎,王令军,等. 鲁中地区分类强对流天气环境参量特征分析[J]. 气象学报,2018,76(2):196-212.
- [9] 华雯丽,杨晓霞,田雪珊,等. 山东省雷暴大风天气学分型与物理诊断量统计特征[J]. 暴雨灾害,2021,40(4):362-373.
- [10] 马晓华,马青,屈丽玮,等. 低涡影响下的西北地区东部暴雨个例分析[J]. 陕西气象,2021(4):1-8.
- [11] 王丛梅,俞小鼎. 2013年7月1日河北宁晋极端短时强降水成因研究[J]. 暴雨灾害,2015,34(2):105-116.
- [12] 肖贻青,黄少妮,娄盼星,等. 副热带高压控制下一次区域性强对流暴雨成因分析[J]. 陕西气象,2018(5):6-12.
- [13] 孙婧,王建捷. 北京地区一次引发强对流的中尺度对流系统的组织发展特征及成因探讨[J]. 气象,2010,36(12):19-27.
- [14] 王晨曦,邓莲堂,范广洲,等. 一次华北锋面带状降水过程中的对流-对称不稳定诊断分析[J]. 气象,2018,44(12):1518-1528.
- [15] 王宗敏,丁一汇,张迎新,等. 副高外围对流雨带中的对流-对称不稳定及锋生的诊断分析[J]. 大气科学,2014,38(1):133-145.
- [16] 刘璐,冉令坤,周玉淑,等. 北京“7.21”暴雨的不稳定性及其触发机制分析[J]. 大气科学,2015,39(3):583-595.
- [17] 高宇星,毕旭,王瑞英,等. 多源新型探测资料在西安一次强对流天气中的应用[J]. 陕西气象,2021(5):15-22.
- [18] 吴哲红. 一次西南地区暴雨的不稳定性诊断分析[D]. 南京:南京信息工程大学,2007:32-36.
- [19] 郑媛媛,姚晨,郝莹,等. 不同类型大尺度环流背景下强对流天气的短时临近预报预警研究[J]. 气象,2011,37(7):795-801.
- [20] 王迪,牛淑贞,曾明剑,等. 河南省分类强对流环境物理条件特征分析[J]. 气象,2020,46(5):618-628.
- [21] 翟国庆,俞樟孝. 强对流天气发生前期地面风场特征[J]. 大气科学,1992,16(5):522-529.