

刘晓岳,于海鹏,盛夏,等,2020. 半干旱区一次罕见“雷打雪”天气形成机制分析[J]. 气象,46(12):1596-1607. Liu X Y, Yu H P, Sheng X, et al, 2020. Mechanism analysis of a rare “thunder snow” process in semi-arid area[J]. Meteor Mon, 46(12):1596-1607(in Chinese).

半干旱区一次罕见“雷打雪”天气形成机制分析^{*}

刘晓岳¹ 于海鹏^{2,3} 盛 夏⁴ 朱昌权⁴ 赵庆云^{1,5} 马玉霞¹ 苟 尚⁵

1 兰州大学大气科学学院, 半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州 730000

2 中国科学院西北生态环境资源研究院, 寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室, 兰州 730000

3 中国气象局兰州干旱气象研究所, 甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室,
中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室, 兰州 730020

4 中国人民解放军 93811 部队 86 分队, 兰州 730020

5 兰州中心气象台, 兰州 730020

提 要: 利用气象观测资料、NCEP 再分析资料和 Himawari-8 卫星资料, 分析了 2017 年 10 月 8—9 日发生在西北半干旱区一次罕见的雷暴伴雪过程, 并对其成因和机制进行了探讨。结果表明: 此次冷季罕见的对流天气形成于青藏高原东部, 是在槽前地面暖中心的背景下发展的, 具有地基雷暴的特征; 而出现在兰州的雷暴, 距离地面冷锋约 150 km, 有深厚稳定的冷垫, 中低层有明显的逆温层, 逆温层之上存在条件性不稳定的暖湿空气, 具有高架雷暴的结构特征。与东部湿润区高架雷暴不同: 此次高架雷暴是青藏高原地区的地基雷暴移动到较低海拔冷垫之上的延续和发展; 就结构特征而言: 此次过程各特征层次(冷垫、逆温层、水汽辐合等)对应的高度与东部低海拔地区相比明显偏高, 但各层次对应的厚度则没有显著差异; 就冷垫形成机制而言: 西北半干旱区陆气能量交换以感热为主, 独特的下垫面在较强冷空气的配合之下, 地形复杂的黄土高原地区同样也能形成较为稳定的冷垫层次; 从不稳定机制来看: 青藏高原地基雷暴和兰州高架雷暴均是由条件性不稳定引发的。青藏高原东部 100°E 附近“上冷下暖、上干下湿”, 在高空急流和 500 hPa 高空槽共同作用下产生上升运动, 触发垂直对流; 兰州地区中层较强的暖湿平流, 不仅向对流层中层提供了充沛的水汽, 还加强了逆温层上的条件性不稳定层结; 700 hPa 切变线辐合作用配合 500 hPa 高空槽的天气尺度强迫, 触发上升运动并释放不稳定能量, 为由高原东移至冷垫之上的垂直对流的维持和发展提供了有利的条件。

关键词: 高架雷暴, 半干旱区, 雷打雪, 不稳定机制

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2020. 12. 007

Mechanism Analysis of a Rare “Thunder Snow” Process in Semi-Arid Area

LIU Xiaoyue¹ YU Haipeng^{2,3} SHENG Xia⁴ ZHU Changquan⁴
ZHAO Qingyun^{1,5} MA Yuxia¹ GOU Shang⁵

1 Key Laboratory of Semi-Arid Climate Changes with the Ministry of Education,
College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

2 Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change in Cold and Arid Regions,
Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000

3 Key Laboratory of Arid Climate Change and Disaster Reduction of Gansu Province, Key Laboratory of Arid Climate Change
and Disaster Reduction of CMA, Institute of Arid Meteorology, CMA, Lanzhou 730020

4 The 86th Team of Unit 93811 of PLA, Lanzhou 730020

5 Lanzhou Central Meteorological Observatory, Lanzhou 730020

^{*} 国家自然科学基金项目(41705077)和甘肃省青年科技人才托举工程共同资助

2019 年 8 月 1 日收稿; 2020 年 9 月 3 日收修定稿

第一作者: 刘晓岳, 主要从事灾害性天气预报预警研究. E-mail: liuxiaoyue14@lzu. edu. cn

通讯作者: 于海鹏, 主要从事干旱天气和气候研究. E-mail: yu hp@lzb. ac. cn

Abstract: In this paper, the meteorological observation data, NCEP reanalysis data, Himawari-8 satellite data were used to analyze a rare thunderstorm in the northwest semi-arid region from 8 to 9 October 2017. Its causes and mechanisms were discussed. The results show that the rare thunderstorm process originated from the eastern part of the Qinghai-Tibet Plateau, developed in the background of a ground warm center in front of the trough, and had the characteristics of surface-based convection. The thunderstorms seen in Lanzhou, about 150 km away from the surface front, occurred with a deep and stable cold air cushion. There were obvious inversion layers in the middle and lower layer, and warm and humid air with conditional instability above the inversion layer, which had the structural characteristics of elevated thunderstorms. This elevated thunderstorm process was different from the thunderstorm in the eastern humid area. In terms of its development and evolution, this elevated thunderstorm was actually the continuation and development of the surface-based thunderstorm in the Qinghai-Tibet Plateau, moving to the cold air cushion in lower elevation. In terms of the structural characteristics, the heights corresponding to each feature level (cold air cushion, inversion layer, etc.) in this process were significantly higher than those in the low-altitude areas in the east, but there was no significant difference in the thickness of each corresponding layer. In terms of the formation mechanism of the cold air cushion, the land-atmosphere energy exchange in the semi-arid area of the northwest was dominated by the sensible heat. With the combined effect of the unique underlying surface and strong cold air, the Loess Plateau with complex topography can also form a relatively stable cold air cushion. From the perspective of instability mechanism, the surfaced-based thunderstorm in east of the Qinghai-Tibet Plateau and the elevated thunderstorm were both caused by conditional instability. The structure of “cold and dry in the upper level, warm and wet in the lower level” was observed in the east of the Qinghai-Tibet Plateau. The updraft was induced under the combined action of high-altitude jet and 500 hPa high-level trough. In Lanzhou, the strong warm-wet advection in the middle troposphere enhanced the conditional instability above the inversion layer. The convergence effect of 700 hPa shear line cooperating with the synoptic-scale forcing of 500 hPa trough triggered the ascending motion and released the unstable energy, providing favorable conditions for the maintenance and development of vertical convection that moved eastward from the plateau to the cold air cushion.

Key words: elevated thunderstorm, semi-arid area, thunder snow, instability mechanism

引 言

在全球气候变化的背景下,对流层低层水汽含量有所升高,大气中不稳定性也显著增强,雷暴事件发生的频率和强度均有增加(Stocker et al, 2013)。雷暴具有突发性强、生命史短、局地性显著等特征,常伴随冰雹、大风、短时强降水等对流性天气(马晓玲等, 2020; 王婷波等, 2020),往往造成重大人员伤亡和财产损失(陈云辉等, 2019; 盛杰等, 2019; 黄玉霞等, 2017; 杨银等, 2019)。雷暴狭义上指伴有雷电现象的深厚对流(杨波等, 2019),根据其触发高度的不同,可分为地基对流(surface-based convection)和高架对流(elevated convection)两种类型(俞小鼎和郑永光, 2020; 吴乃庚等, 2013)。前者更为常见,

它是由于地面附近不稳定空气被强迫抬升而触发的,即触发机制在地面附近;而高架对流通常是在边界层以上触发的,常伴随有较强的冷垫及锋面逆温,来自地面的气块难以穿越逆温层获得浮力,但逆温层以上的气块则可以通过对流层中低层辐合切变线、锋面环流上升支或大振幅的中尺度重力波的抬升而获得浮力从而触发对流(俞小鼎等, 2016)。早在 1952 年,Means(1952)发现有一类雷暴与经典的雷暴不同:暖湿抬升并不在近地面,而在 850 hPa 以上。20 世纪 90 年代,Colman(1990a; 1990b)首次提出高架雷暴的概念,指出高架雷暴是雷暴云底位于边界层以上的雷暴,发现高架雷暴通常发生在无对流有效位能(CAPE)、但具有条件性对称不稳定(CSI)的区域附近。

自高架雷暴的概念提出以来,针对高架雷暴成

因和机制探讨的研究层出不穷。Grant(1995)通过分析1992年4月至1994年4月在美国发生的11个冷区高架雷暴过程,发现这些雷暴云底主要位于锋面逆温层以上,逆温层以上的不稳定层结是高架雷暴发生的原因。近年来,国内的专家和学者也相继开展了对高架雷暴的研究工作。刘洲洋等(2018)通过分析2000—2015年中国泛华北地区冷季的高架雷暴事件,指出条件性对称不稳定和弱条件稳定或近湿中性大气层结下的锋生强迫引发的较强上升运动是华北冷季高架对流的主要不稳定机制。郑丽娜等(2019)将山东省的“雷打雪”事件分为暖平流型和海效应型两类,并细致归纳了两类事件发生时有关要素场和物理量场等方面的特征。郭大梅等(2018)分析了2016年初冬陕西一次高架雷暴天气过程,指出西安地区不稳定机制为条件性对称不稳定,强垂直风切变和中高层暖湿气流增强了大气的湿斜压性,产生倾斜对流。曹舒娅等(2018)对2007—2016年冷季发生在江苏地区的12次典型的高架雷暴进行特征分析表明:逆温层顶之上的不稳定浅层和上下层强垂直风切变分别为高架雷暴的发生提供弱热力不稳定和强动力不稳定条件;强垂直风切变、850 hPa附近强烈的锋生导致的锋面次级环流,高空槽前正涡度平流随高度增加以及高层辐散、低层辐合造成的抽吸作用,为高架雷暴的发生和维持提供逆温层之上的动力抬升条件。此外,地形对于高架雷暴的形成可能有较大的影响。Colman(1990a)指出美国高架对流发生区域主要为落基山脉以东的大平原地区,北部的内陆以及有山脉分布的区域则几乎没有。刘洲洋等(2018)和盛杰等(2014)在研究中国的高架雷暴时,也得出了类似的结论:华北平原、东北平原、长江中下游平原地势平坦,有利于冷垫的形成,低空急流也能够将较多的水汽输送至这些地区,在冷垫之上爬升形成高架雷暴。以上的研究对于国内低海拔湿润区高架雷暴的预报具有一定的参考意义。由于我国西北干旱、半干旱地区冷季大气水汽含量较少,降水云系通常为不带电的层云,不易产生对流性天气;此外,半干旱区下垫面复杂多变(狄潇泓等,2018),也不利于冷垫的形成和维持,雷暴在冷季十分罕见,因此目前针对我国西北半干旱区高架雷暴的机制分析的研究极少。

2017年10月8日夜间至9日夜间,随着一股较强冷空气南下,甘肃中东部地区迎来了下半年首场降雪。以兰州为例,本次降雪较常年初雪日期(11

月7日)偏早近1月,是自1981年10月7日以来第二早的初雪。10月8日夜间至9日凌晨,兰州地区甚至出现了冬半年罕见的雷暴天气,兰州市气象台于10月9日00:04发布雷电黄色预警信号,比实际发生雷暴晚了1 h。目前用于预报业务的数值模式中的对流参数化方案主要考虑在边界层内部发展的对流,并不能预报高架雷暴的形成和发展(吴乃庚等,2013;俞小鼎等,2016)。因而在这次过程中,数值预报对于降雪的预报较为准确,但对于降雪时伴有雷暴则未能提前预报,足见这类强对流天气预警的难度。本次高架雷暴发生于青藏高原、黄土高原和内蒙古高原三大高原的交界处,在复杂地形和干旱气候背景的条件下,造成本次大范围雷暴天气的原因是什么?本次发生在西北半干旱区的高架雷暴与东部湿润区的高架雷暴相比,有什么独特之处?本文从环流背景、水汽、不稳定机制、触发条件等方面对本次降雪过程进行分析,探讨本次降雪过程中雷暴天气的形成机制,为今后同类天气事件的分析 and 预报提供有价值的参考。

1 资料和方法

本研究所用的资料包括:(1)中国气象局MICAPS系统下发的数据,时间为2017年10月7—10日,主要包括地面观测资料、常规探空资料和闪电定位资料。(2)美国环境预报中心(NCEP)全球资料同化系统(GDAS)的NCEP GDAS/FNL逐6 h再分析资料,空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$,涉及的主要要素包括:26个标准等压层(1000~10 hPa)的位势高度、风、温度、相对湿度、垂直速度等。(3)Himawari-8静止卫星11.2 μm 红外通道相当黑体亮温(TBB)资料,时间分辨率为10 min,空间分辨率为 $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ 。

基于多源资料,运用天气学原理和诊断分析方法,对2017年10月8—9日甘肃中东部一次罕见的雷暴伴雪天气过程的特点、成因和机制开展了分析和对比研究,着重探讨我国西北地区高架雷暴和东部平原高架雷暴的相似性和独特性。

2 天气实况

2017年10月8日20时至9日20时,甘肃中东部出现降雪天气,8日夜间至9日凌晨还出现了雷

暴。图 1 是 8 日 08 时至 10 日 08 时 48 h 降水量,对比 10 日 08 时的积雪深度(图 2),可见甘、陕、川三省交界处的局部地区降水超过 50 mm,累计降水超过 15 mm 的地区呈现南北分布,由于这些地区气温较高,降水相态以雨为主;积雪则呈现西南—东北走向的带状分布,主要出现在甘肃东部、宁夏、内蒙古南部和青海西部,积雪深度由东南—西北逐渐减少。截至 10 日 08 时,甘肃境内共有 27 个测站出现积雪,10 个测站的积雪深度超过 5 cm。最深积雪位于甘肃景泰,达 17 cm。兰州各站积雪深度分别为:永登 11 cm、榆中 6 cm、皋兰 1 cm、兰州 1 cm。从闪电定位来看,“雷打雪”天气主要发生在黄河以南沿岸,

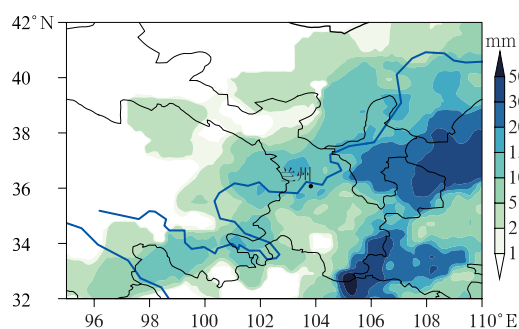


图 1 2017 年 10 月 8 日 08 时至 10 日 08 时 48 h 降水量
Fig. 1 The 48 h accumulated precipitation from 08:00 BT 8 to 08:00 BT 10 October 2017

强对流天气自西向东发展。兰州地区的雷电主要发生在 9 日 00—02 时,主要降雪时段为 8 日夜間至 9 日凌晨、9 日傍晚至夜间。

从卫星云图演变可知(图 3),10 月 8 日午后(14 时),就有对流云系从青藏高原东部发展,伴随雷暴

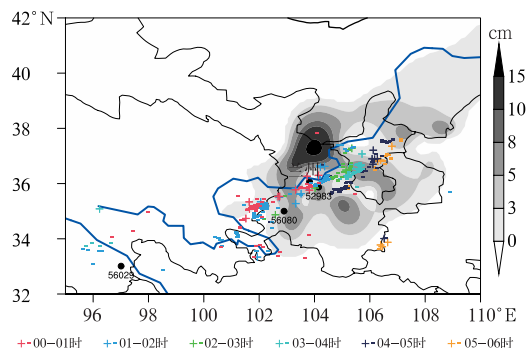


图 2 2017 年 10 月 10 日 08 时积雪深度
和 9 日 00—06 时逐小时雷电路区
(榆中探空站:52983、合作探空站:56080、
玉树探空站:56029 的地理位置在图中用黑色圆点标注)
Fig. 2 Snow depth at 08:00 BT 10 October and
geographic locations of lightning at 1 h interval
from 00:00 BT to 06:00 BT 9 October 2017
(The geographic locations of three sounding stations:
Yuzhong: No. 52983, Hezuo: No. 56080, and
Yushu: No. 56029 are shown by black dots)

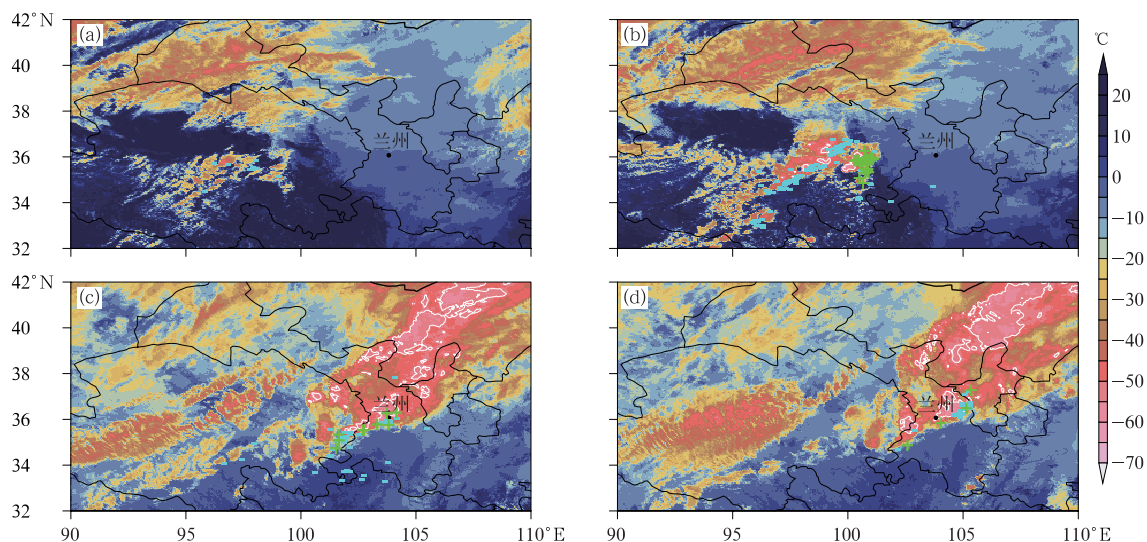


图 3 2017 年 10 月(a)8 日 14 时,(b)8 日 16 时,(c)9 日 00 时和(d)9 日
02 时日本 Himawari-8 卫星 TBB 并叠加同时刻的闪电定位图
(绿色“+”代表正闪,蓝色“-”代表负闪;白线所包围的区域 $TBB \leq -52^{\circ}\text{C}$)

Fig. 3 Himawari-8 satellite TBB at 14:00 BT 8 (a), 16:00 BT 8, (b) 00:00 BT 9 (c),
and 02:00 BT 9 (d) October 2017, overlaid with lightning locations
(The “+” in green denotes the positive lightning, and the “-” in blue denotes the negative lightning;
the white counter outlines the area where $TBB \leq -52^{\circ}\text{C}$)

天气。在西南气流引导下,对流云系向东移动,10月9日00时移至兰州上空。团状对流云带呈西南—东北走向,青藏高原地区雷暴和甘肃境内的雷暴均出现在 $TBB \leq -52^\circ\text{C}$ 区域以南的对流云系南边界附近,这些地区的 TBB 梯度最大。可见,本次出现在兰州的雷暴伴雪天气发源于青藏高原东部。那么,发源于青藏高原东部的强对流天气是否也属于高架雷暴? 出现在兰州的高架雷暴和发源于青藏高原东部的雷暴有何联系?

3 环流背景

2017年10月6日,降雪发生前2天,500 hPa (图略)乌拉尔山为一东北—西南向的长波脊,贝加尔湖以东到巴尔喀什湖为一横槽,中纬度受平直的西风气流控制,副热带高压(以下简称副高)加强北上控制我国江南大部地区。10月7日20时(图略),500 hPa 横槽转竖,冷空气南下开始影响新疆

北部,副高西伸;700 hPa 上 0°C 等温线位于敦煌—张掖一带;广西—贵州—重庆—陕西南部一带有一支西南气流;地面冷空气前锋抵达乌鞘岭附近。

10月8日20时,随着冷空气南下,副高北抬,500 hPa“东高西低”的格局基本形成。西部地区有两槽(图4a),一槽从新疆北部冷涡向南延伸至塔里木盆地,另一槽位于青藏高原;东部地区受副高控制,北界位于 35°N 附近,592 dagpm 线控制江南、江淮和华南。这造成青藏高原至华北一带气压梯度力增大,一条狭长的西南大风区(图4a 紫色阴影)引导孟加拉湾水汽直达西北内陆。可见,本次过程是副高外围主雨带的降水。温度场上,青藏高原中南部有一 0°C 的暖中心,向东北方向延伸出一个弱的暖脊。200 hPa 高空急流(绿色阴影)中心与 500 hPa 槽线相交,急流轴右侧槽前具有强烈的偏差风辐散,在斜压性较强的地区能够迅速引起低层系统的发生发展。这样的环流形势为青藏高原东部对流天气的发生发展提供了有利条件。

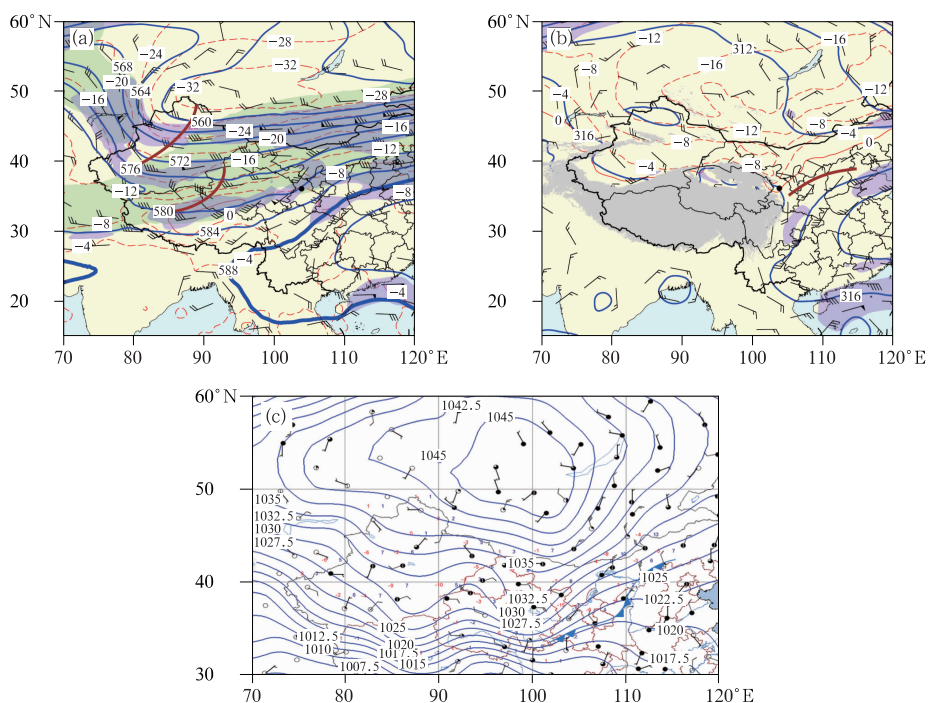


图4 2017年10月8日20时(a)500 hPa 形势图(叠加500 hPa 大风速区,风速 $> 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 紫色阴影;200 hPa 高空急流,风速 $> 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 绿色阴影), (b)700 hPa 形势图(叠加700 hPa 大风速区,风速 $> 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 紫色阴影), (c)地面天气图(红色和蓝色数字分别代表24 h 变温和24 h 变压)

Fig. 4 (a) Synoptic chart of 500 hPa with 500 hPa wind speed (stronger than $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, purple shaded), and 200 hPa jet stream (wind speed stronger than $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, green shaded), (b) synoptic chart of 700 hPa with 700 hPa wind speed (stronger than $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, purple shaded), (c) surface weather chart (red number: 24 h temperature change, blue number: 24 h pressure change) at 20:00 BT 8 October 2017

8 日 20 时 700 hPa 图上(图 4b),冷空气沿河西走廊向南入侵,在青藏高原东侧形成明显的温度槽,说明青藏高原以东 700 hPa 以下的区域已被冷空气所控制,形成了稳定的冷垫层次;此时 0°C 线已越过兰州,利于降雪发生;青藏高原以东至华北地区形成了一条西南—东北走向的切变线,冷垫之上有抬升触发机制,利于高架雷暴发展。地面图上(图 4c),冷高压中心位于贝加尔湖以西,中心强度为 1050 hPa,控制我国西北、内蒙古、华北北部和东北西部。兰州位于地面冷锋后的冷区中,24 h 变温达 -15°C ,距离地面冷锋约为 150 km。刘洲洋等(2018)的分析表明,泛华北地区冷季的高架雷暴中,冷锋型高架雷暴距离锋线 300 km 左右;盛杰等(2014)发现我国高架雷暴区域主要位于地面冷锋后 330 km 以外;而俞小鼎等(2016)则定义我国的高架雷暴对流天气记录站点距离地面锋线 1 个纬距以上。与其他研究结果的对比分析表明,本次高架雷暴距离锋面相对较近,且满足俞小鼎等(2016)建议的标准。

由上可知,雷暴发生区域主要位于副高西北边缘、高空槽槽前的西南大风区。其中,青藏高原东部的雷暴发生在槽前地面暖中心的背景下;而出现在兰州的高架雷暴,低层受冷空气影响,有深厚稳定的冷垫。200 hPa 急流、500 hPa 高空槽、700 hPa 切变线提供了良好的动力条件、500 hPa 西南大风提供了丰富的水汽,这使得对流天气能够自西向东发展。10 日,随着系统快速东移,中高层转为槽后西北气流后,降雪过程随之结束,天气转好。

4 “雷打雪”天气形成的物理机制

4.1 水汽条件

水汽是降雪和对流天气发生不可或缺的条件(王迪等,2020;赵娴婷等,2020;冯丽莎等,2020)。考虑到高架雷暴发生水汽辐合的层次通常较高以及青藏高原地形的影响,图 5 给出了 10 月 8 日 14 时至 9 日 02 时 500 hPa 上的水汽通量和风场。可见高空槽槽前的西南气流是这次降雪天气过程的主要输送带,来自孟加拉湾和南海的水汽受西南气流的引导,翻越青藏高原抵达西北内陆,为此次降雪过程提供了充足的水汽。在我国东部高架雷暴过程中,水汽通道主要位于对流层低层 850~700 hPa(孔凡超等,2015;黄小刚等,2017),而本次过程的水汽输送通道明显偏高,位于对流层中层(500 hPa 附近),

这主要是受地形因素影响。水汽通量高值区和出现雷暴区域吻合较好,说明青藏高原东部的雷暴和甘肃境内的雷暴具有共同的水汽源地和水汽输送路径,这两个地区的雷暴有着密切的联系。

为了进一步比较地基雷暴区和高架雷暴区的水汽条件,利用 NCEP 再分析资料,分别取青藏高原东部地基雷暴区($35^{\circ}\sim 37^{\circ}\text{N}$ 、 $99^{\circ}\sim 101^{\circ}\text{E}$)和甘肃东部高架雷暴区($35^{\circ}\sim 37^{\circ}\text{N}$ 、 $103^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$),给出了 2017 年 10 月 7 日 08 时至 10 日 02 时区域平均的比湿和水汽通量散度的高度-时间剖面,同时叠加垂直方向的水平风场。由图 6a 可见,青藏高原东部近地层水汽条件良好,水汽通量辐合主要发生在 10 月 8 日午后,与当地发生对流的时间一致;且水汽通量辐合是从地面向高空延伸的。而在高架对流区(图 6b),水汽通量辐合主要发生 8 日夜间至 9 日凌晨,时间上落后于青藏高原东部,与“雷打雪”天气发生时段吻合;水汽通量辐合并非起始于地面,而是从 600 hPa 延伸至 400 hPa,这体现出了高架雷暴的独特之处。

4.2 不稳定条件

4.2.1 对流有效位能

利用 NCEP 再分析资料给出了 10 月 8 日 08 时、14 时、20 时和 9 日 02 时青藏高原东部的对流有效位能(CAPE)。虽然再分析资料中的 CAPE 与实际探空资料相比存在一定的误差,但也能基本反映 CAPE 的空间分布特征。高 CAPE 主要出现在午后至夜间,集中在青海南部和四川西北部(图 7b, 7c),这与青藏高原东部雷暴区域吻合较好;而发生在甘肃境内的雷暴并不具备显著的 CAPE。地基雷暴通常需要较大的 CAPE 为对流提供能量,而高架雷暴由于冷垫和逆温层的存在,CAPE 值较小或为 $0\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。实际探空资料(图 8)显示,10 月 8 日 20 时,除了玉树站(CAPE 为 $375.6\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$)外,榆中和合作站的 CAPE 均为 $0\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。

考虑到高架雷暴的抬升通常起始于逆温层顶,图 8b, 8c 给出的紫色曲线为从逆温层顶起始的绝热气块(最不稳定气块)的状态曲线,根据此曲线计算的 CAPE 被称为 MUCAPE。10 月 8 日 20 时,榆中站 MUCAPE 为 $9.6\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,而合作站的 MUCAPE 为 $0\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,数值都较小。9 日 08 时的榆中和合作站的探空曲线(图略)也显示它们的 MUCAPE 均为 $0\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。盛杰等(2014)研究发现有一部分高架雷暴的探空资料分析 CAPE 为 $0\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,

Colman(1990a; 1990b)的研究也得到了类似的结论。由于探空资料的时间分辨率较低,推测可能是在 10 月 8 日 20 时至 9 日 08 时的某一时刻,中层持续的暖湿平流输送使得条件性不稳定层结不断增强,积累了较为明显的 CAPE,从而引发对流。不过,当 CAPE 达到 $9.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 时,理想状态下其导致的最大上升气流速度为 $W_{\max} = (2\text{CAPE})^{0.5} = 4.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (俞小鼎等, 2016)。实际情况下,最大上升气流至多为上述值的一半左右 ($2.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),这也超过了稳定层结下层状云降水中的上升气流速度的量级 ($0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。

4.2.2 大气层结特征及演变

与地基对流相比,高架对流具有特殊的大气层结特征,研究大气层结的特征及其演变对于高架对流的分析和预报具有重要意义。显著的冷垫层和逆温层是高架对流的特征层次。由探空曲线可知,玉树站并不存在逆温层和冷垫层,而榆中、合作两站,低层均存在冷垫,其厚度(地面到逆温层顶的距离)分别为 2.2 和 1.3 km。榆中站冷垫底部和顶部的温差达 6°C ,而距离锋区较近的合作站,温差为 3°C 。刘洲洋等(2018)统计了泛华北地区冷季高架雷暴的对流特征,发现有一半以上的冷垫厚度都在 1 km

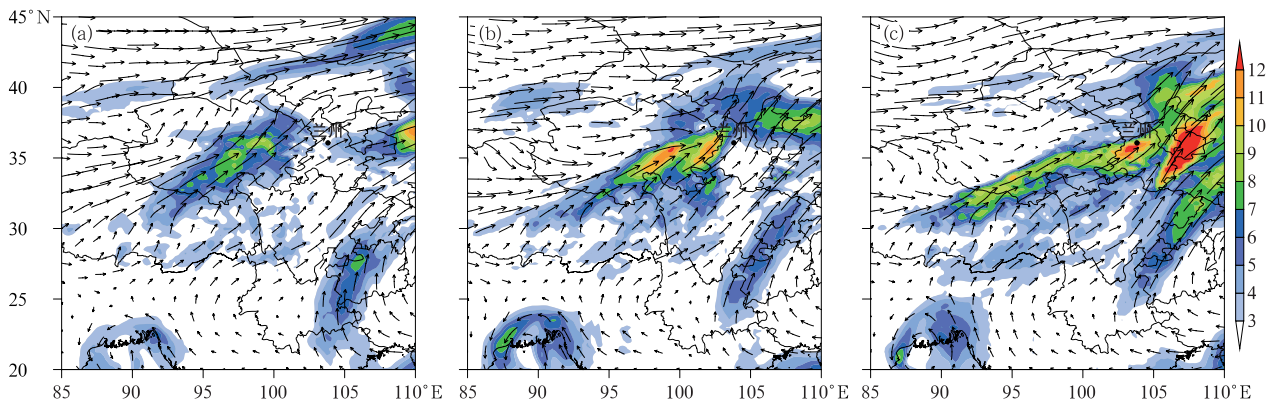


图 5 2017 年 10 月 (a) 8 日 14 时, (b) 8 日 20 时, (c) 9 日 02 时 500 hPa 水汽通量 (填色, 单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$) 和风场 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 5 Water vapor flux (colored, unit: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$) and wind field (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 14:00 BT 8 (a), 20:00 BT 8 (b) and 02:00 BT 9 (c) October 2017

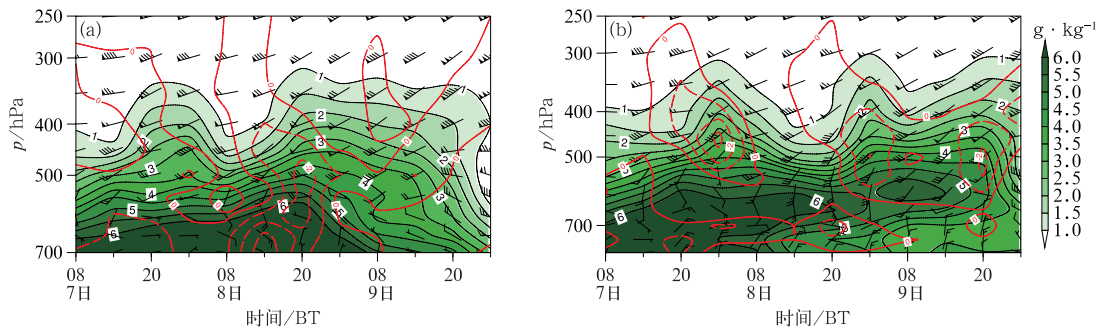


图 6 2017 年 10 月 7 日 08 时至 10 日 02 时 (a) 青藏高原东部地基雷暴区 ($35^{\circ} \sim 37^{\circ}\text{N}, 99^{\circ} \sim 101^{\circ}\text{E}$) 和 (b) 甘肃东部高架雷暴区 ($35^{\circ} \sim 37^{\circ}\text{N}, 103^{\circ} \sim 105^{\circ}\text{E}$) 区域平均的高度-时间剖面 (绿色阴影代表比湿, 红线为水汽通量散度, 单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$, 负值用虚线表示, 代表水汽辐合区)

Fig. 6 Regional average cross-section time profiles of (a) surface-based thunderstorm region in eastern Tibetan Plateau ($35^{\circ} - 37^{\circ}\text{N}, 99^{\circ} - 101^{\circ}\text{E}$) and (b) elevated thunderstorm region in eastern Gansu ($35^{\circ} - 37^{\circ}\text{N}, 103^{\circ} - 105^{\circ}\text{E}$) from 08:00 BT 7 to 02:00 BT 10 October 2017 (Green shaded represents specific humidity, red contour line represents water vapor flux divergence, unit: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$; dashed line represents negative value, denoting the area of water vapor convergence)

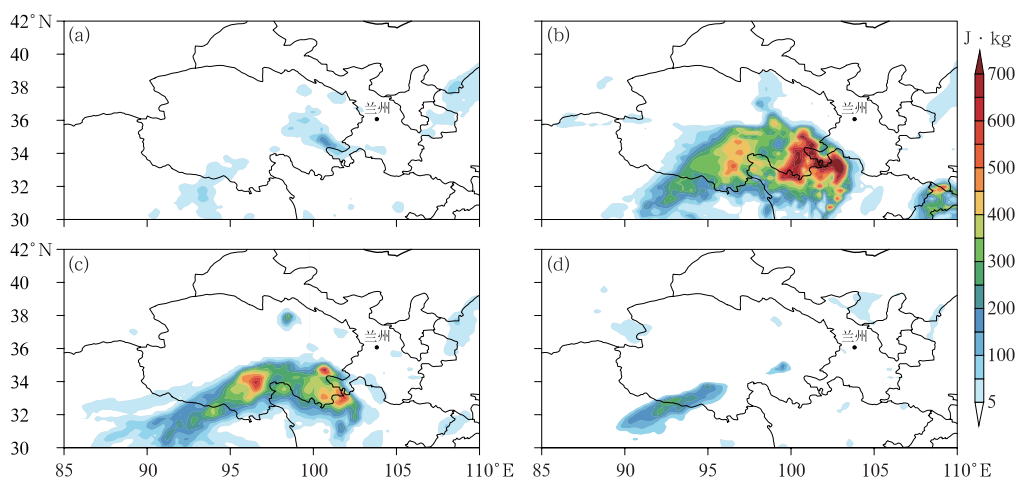


图 7 2017 年 10 月 (a)8 日 08 时、(b)8 日 14 时、(c)8 日 20 时、(d)9 日 02 时对流有效能(CAPE)

Fig. 7 Convective available potential energy (CAPE) at 08:00 BT 8 (a), 14:00 BT 8 (b), 20:00 BT 8 (c) and 02:00 BT 9 (d) October 2017

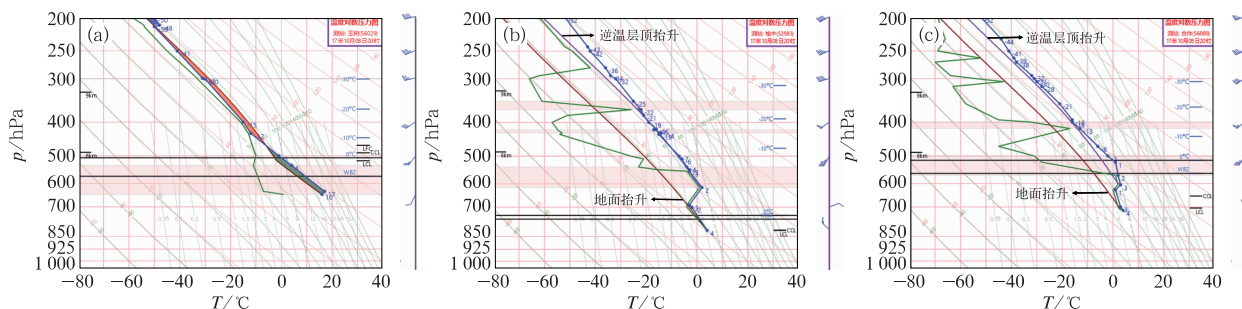


图 8 2017 年 10 月 8 日 20 时 (a)玉树站、(b)榆中站、(c)合作站温度对数压力图
(蓝线为温度廓线,绿线为露点温度廓线,棕线为状态曲线,粉色阴影为 $-\partial\theta_{se}/\partial p < 0$ 的不稳定层结,
图 8b,8c 中的紫色曲线为从逆温层顶起始的绝热气块的状态曲线)

Fig. 8 The $T-\ln p$ profile of Yushu (a), Yuzhong (b), and Hezuo (c) stations at 20:00 BT 8 October 2017
(Blue lines are temperature profiles; green lines are dew point temperature profiles; brown lines are state curves; pink shaded is unstable layer with $-\partial\theta_{se}/\partial p < 0$; violet lines in Figs. 8b, 8c are the state curves starting from the top of the inversion layers)

以上,且冷垫温差大部分大于 6°C ,与本次过程的冷垫特征相似。

虽然华北地区和西北地区高架对流的冷垫的结构具有相似之处,但两者的形成机制却有所差异。华北地区地势平坦,冷空气南下较快,因而较为容易形成稳定的冷垫;而在我国西北干旱、半干旱区,大气中的水汽含量较低,地表的能量输送以感热为主(Huang et al., 2016)。入夜后,地面冷却辐射降温较快,促使其上部的空气冷却。在这种陆气相互作用的背景之下,还不断有较强的冷空气沿河西走廊补充南下,这使得深厚的冷垫能够在夜间维持。西北半干旱区独特的下垫面在较强冷空气的配合之下,在地形复杂的地区也形成了较为稳定的冷垫层次。这为高架雷暴的发生发展提供了有利的条件。

高架对流过程的冷垫之上一般配合有一定强度的逆温层。Colman(1990a)指出,强锋面逆温有利于高架雷暴的维持和发展。逆温层强度越强,逆温层之上的空气就不会受到逆温层及其以下空气的影响,从而减弱逆温层对于其上空气的拖曳作用,为对流的发展提供了有利的环境。榆中站逆温层在 $700 \sim 615 \text{ hPa}$ 附近,厚度为 85 hPa ,温差达 5°C ,逆温层温顶距离地面约 2.3 km ;合作站的逆温层较弱,仅出现在 $626 \sim 605 \text{ hPa}$,厚度为 21 hPa ,温差为 2°C ,逆温层顶高度约 1.6 km ,因而合作站附近的闪电密度远低于榆中站。与发生在我国东部的高架对流相比,本次过程特征层次(逆温层、冷垫等)明显偏高,但其厚度和强度与低海拔地区接近,这反映出干旱、半干旱区高架雷暴与东部湿润区高架雷暴的相似性。

和差异性。

进一步分析青藏高原东部和兰州附近大气层结的演变特征,利用 NCEP 再分析资料计算了沿 36°N 的纬向垂直剖面上的假相当位温(θ_{se})。由图 9 可见,8 日 14 时,在 100°E 附近(地基雷暴发生区域)低空存在一个暖中心,形成了一个“上冷下暖”的不稳定层结,这利于对流从地面触发。入夜后(10 月 8

日 20 时至 9 日 02 时), 105°E 附近(高架雷暴发生区域)的冷垫强度有所加强。高原对流可在有利的水汽、动力条件下维持,并在强西风气流的控制下东移(胡亮等,2018)。随着海拔降低,上升运动在移入冷垫上方的过程中逐渐脱离地面,地基雷暴也逐渐演变成高架雷暴。图 10 给出了沿 103.75°E 经向垂直剖面。可见假相当位温随高度向冷区倾斜,锋区

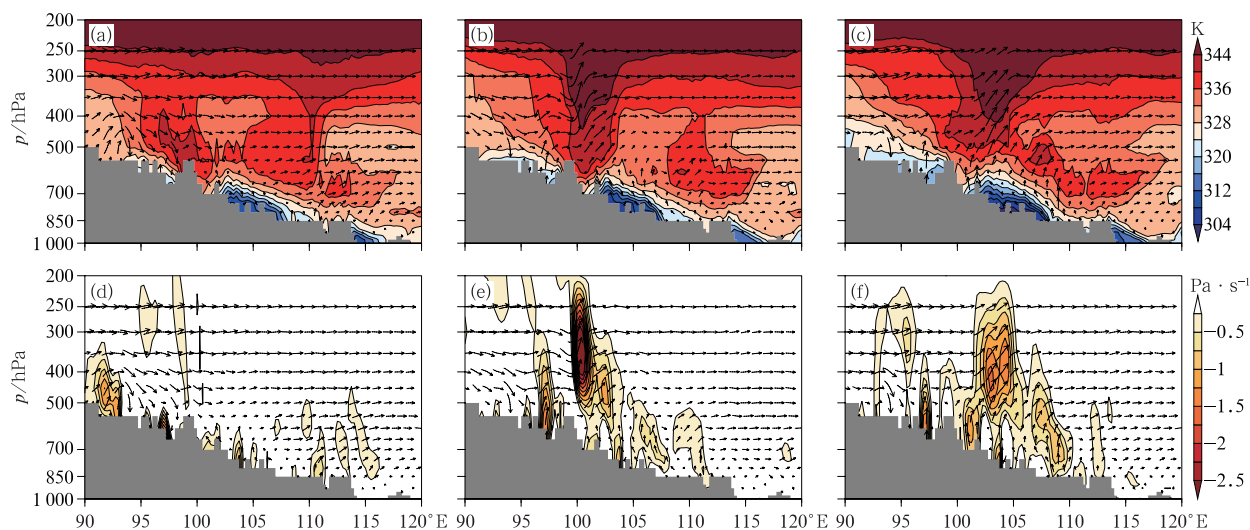


图 9 2017 年 10 月(a,d)8 日 14 时,(b,e)8 日 20 时和(c,f)9 日 02 时沿 36°N (兰州所在纬度)

(a,b,c)假相当位温(填色),(d,e,f)垂直速度(填色)的纬向垂直剖面

(箭头代表 u 和 $\omega \times 25$ 的合成风矢量,雷暴发生区域位于 105°E)

Fig. 9 The zonal verticle profiles of (a, b, c) pseudo-equivalent potential temperature (shaded area) and (d, e, f) verticle velocity (shaded area) along 36°N (latitude of Lanzhou) at 14:00 BT 8 (a, d), 20:00 BT 8 (b, e) and 02:00 BT 9 (c, f) October 2017

(Arrow represents the composite wind vector of u and $\omega \times 25$, the thunderstorm area is at 105°E)

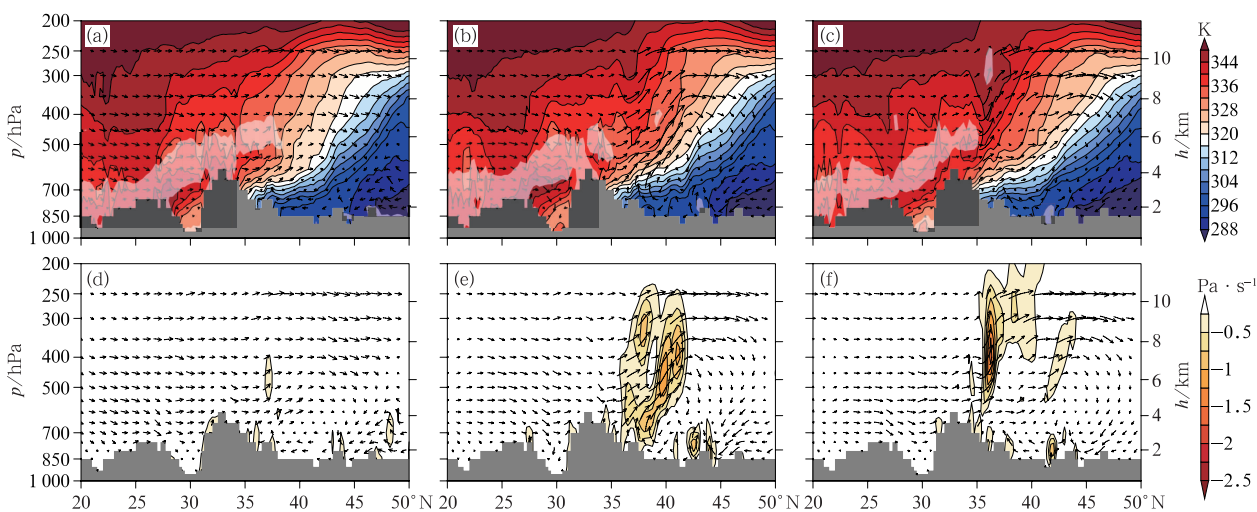


图 10 同图 9,但为沿 103.75°E (兰州所在经度)的经向垂直剖面

(雷暴发生区域位于 36°N 附近,白色阴影为 $\partial\theta_{\text{se}}/\partial p > 0$ 的对流不稳定层结)

Fig. 10 Same as Fig. 9, but for the meridional verticle profiles along 103.75°E (longitude of Lanzhou) (Thunderstorm area lies near 36°N , the white shaded area represents a convective unstable layer with $-\partial\theta_{\text{se}}/\partial p < 0$)

附近有等 θ_{se} 密集带。白色阴影区代表 $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$ 的对流不稳定层结,不稳定层结出现在锋区上部是高架雷暴的一个重要特征(俞小鼎等,2016;吴乃庚等,2013;曹舒娅等,2018;郑丽娜和靳军,2012)。此外,低层偏北气流和高层偏南气流形成了较强的垂直风切变。一般认为当 0~6 km 垂直风矢量差为 $12\sim 20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时属于中等强度垂直风切变,超过 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 为强垂直风切变(刘洲洋等,2018)。探空资料显示榆中站距地面 0~3 和 0~6 km 的风矢量差分别为 19.6 和 $22.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,属于较强的垂直切变,大气有很强的热成风和斜压性,这使得对流性天气得以维持和发展。

由上文分析可知,与东部地区的高架雷暴的另一不同之处在于:对流系统在移入冷垫上方之前就已经发展起来,本次的高架对流过程实际上是青藏高原地区的地基对流移动到较低海拔冷垫之上的延续和发展。

4.2.3 条件性不稳定机制和触发条件

综合上述分析,条件性不稳定是造成青藏高原东部地基雷暴的机制。青藏高原东部 100°E 附近 θ_{se} 随高度减小,在 500 hPa 高空槽作用下产生上升运动,空气达到饱和状态,条件性不稳定转化为湿的绝对不稳定,CAPE 得以释放。对于高架雷暴,Colman(1990a;1990b)认为其不稳定机制有如下三种:(1)条件性不稳定(CI)引起的垂直对流;(2)条件性对称不稳定(CSI)引起的倾斜对流;(3)近湿中性条件下由锋生运动引起的强迫对流。出现在兰州的高架雷暴是由地基雷暴演变而来的,那么在地基雷暴移动到冷垫之上以后,是依靠什么不稳定机制维持的呢?

利用饱和相当位温 θ_s^* 与绝对地转动量 M_g 进行条件性对称不稳定诊断(图略),发现 10 月 8 日 20 时和 9 日 02 时的 CSI 区域主要位于 $32^\circ\sim 34^\circ\text{N}$ 附近的 700~500 hPa 层次,比雷暴发生区域偏南 2~4 个纬度。此外,由条件性对称不稳定所引发的倾斜对流是呈带状的,对流带的走向应平行于深层风垂直切变(热成风)方向。从卫星云图和雷达图像(图略)上并不能看到明显的带状对流,从而排除 CSI 机制导致的倾斜对流的可能。出现在兰州的高架雷暴也是条件性不稳定引发的垂直对流。

青藏高原东部的雷暴发生在“上冷下暖、上干下湿”的不稳定层结背景下,是受高空急流和 500 hPa 高空槽耦合作用触发的。对于甘肃境内冷锋后部的

高架雷暴,中层较强的暖湿平流一方面使逆温层上的条件性不稳定层结不断加强,另一方面提供了充足的水汽。冷锋南侧的暖湿气团在西南气流的引导下沿冷锋锋面向北滑升,并在 700 hPa 锋区附近与偏北气流相遇形成切变线。切变线辐合作用配合 500 hPa 高空槽的天气尺度强迫,触发上升运动,使得由高原东移至冷垫之上的对流得以维持和发展。

5 结论与讨论

本文利用地面和高空常规观测资料、闪电定位资料、NCEP 再分析资料、日本 Himawari-8 卫星红外云图等,对比分析了 2017 年 10 月 8—9 日发生在西北半干旱区一次罕见的雷暴伴雪过程,探讨了本次过程的成因和机制,得到以下结论:

(1)本次冷季罕见的对流天气形成于青藏高原东部,是在槽前地面暖中心的背景下生成的,具有地基雷暴的特征:高 CAPE、“上冷下暖、上干下湿”的层结配置;而出现在甘肃中东部的高架雷暴,距离地面冷锋约 150 km,有深厚稳定的冷垫,中低层有明显的逆温层,逆温层以上则是干冷空气叠加在弱条件性不稳定的暖湿空气之上。200 hPa 急流、500 hPa 高空槽、700 hPa 切变线提供了良好的动力条件,500 hPa 西南大风输送了丰富的水汽,使得对流天气能够自西向东发展。

(2)本次过程与东部低海拔地区的高架雷暴相比,既存在相似之处,也存在不同之处:就发展演变而言,本次高架雷暴实际上是青藏高原地区的地基雷暴移动到较低海拔冷垫之上的延续和发展;就结构特征而言,受地形影响,本次过程中冷垫、逆温层、水汽辐合等特征层次对应的高度与东部低海拔地区相比明显偏高,但各层次对应的厚度则没有明显差异;就冷垫形成机制而言,东部湿润区地势平坦,冷空气过境容易形成深厚的冷垫,而西北半干旱区陆地能量交换以感热为主,独特的下垫面在较强冷空气的配合之下,地形复杂的黄土高原地区同样也形成了较为稳定的冷垫层次。

(3)从不稳定机制来看:青藏高原地基雷暴和兰州高架雷暴均是由条件性不稳定引发的。青藏高原东部 100°E 附近存在条件性不稳定层结,受高空急流和 500 hPa 高空槽耦合作用触发的;兰州地区中层较强的暖湿平流,一方面使逆温层上的条件性不稳定层结不断加强,另一方面提供了有利的水汽条

件;700 hPa 切变线辐合作用配合 500 hPa 高空槽的天气尺度强迫,触发上升运动并释放不稳定能量,为由高原东移至冷垫之上的垂直对流的维持和发展提供了有利的条件。

此次发生在西北半干旱区的强对流天气过程与我国东部地区的高架雷暴过程有许多相似之处,同时受到特殊地理位置和地形的影响,也展现出此次过程的独特之处。本文为西北半干旱区“高架雷暴”的个例分析提供了有价值的参考,为今后同类天气过程的分析、监测和预报提供了可行的线索和思路。但需要指出的是,本文的分析还比较初步,对于此次“高架雷暴”过程中不稳定能量累积、高原地形强迫的作用、高架雷暴对流云结构特征等问题还未进行深入的探讨。此外,西北地区是我国高架雷暴的少发区域,对于西北半干旱区“高架雷暴”的研究还缺少更多的个例样本,总结出适用于西北半干旱区“高架雷暴”预警预报技术还存在一定的困难。

参考文献

- 曹舒娅,张静,施丹平,等,2018. 江苏近 10 a 高架雷暴特征分析[J]. 气象科学,38(5):681-691. Cao S Y, Zhang J, Shi D P, et al, 2018. Analysis on the elevated thunderstorms in the past decade in Jiangsu[J]. J Meteor Sci,38(5):681-691(in Chinese).
- 陈云辉,许爱华,许彬,等,2019. 江西一次极端雷暴大风过程的中尺度特征与成因分析[J]. 暴雨灾害,38(2):126-134. Chen Y H, Xu A H, Xu B, et al, 2019. Analysis on mesoscale characteristics and causes of an extreme thunderstorm gale event in Jiangxi[J]. Torr Rain Dis,38(2):126-134(in Chinese).
- 狄潇泓,王小勇,肖玮,等,2018. 高原边坡复杂地形下短时强降水的云型特征分类[J]. 气象,44(11):1445-1453. Di X H, Wang X Y, Xiao W, et al, 2018. Cloud features classification of short-time heavy rainfall in complex topography of plateau slope[J]. Meteor Mon,44(11):1445-1453(in Chinese).
- 冯丽莎,宋攀,郑飞,等,2020. 2016 年初冬河南区域暴雪过程诊断分析[J]. 大气科学,44(1):13-26. Feng L S, Song P, Zheng F, et al, 2020. Diagnostic analysis of a severe regional snowstorm event in the early winter of 2016 in Henan Province, China[J]. Chin J Atmos Sci,44(1):13-26(in Chinese).
- 郭大梅,章丽娜,王秀明,等,2018. 2016 年初冬陕西一次高架雷暴天气过程分析[J]. 气象,44(11):1404-1413. Guo D M, Zhang L N, Wang X M, et al, 2018. Analysis on elevated thunderstorm in Shaanxi in early winter of 2016[J]. Meteor Mon,44(11):1404-1413(in Chinese).
- 胡亮,徐祥德,赵平,2018. 夏季青藏高原对流系统移出高原的气象背景场分析[J]. 气象学报,76(6):944-954. Hu L, Xu X D, Zhao P, 2018. A study of the meteorological background of convective systems over the Tibetan Plateau[J]. Acta Meteor Sin,76(6):944-954(in Chinese).
- 黄小刚,费建芳,孙吉明,等,2017. 2013 年冬季长江中下游地区一次高架雷暴过程的成因分析[J]. 气象学报,75(3):429-441. Huang X G, Fei J F, Sun J M, et al, 2017. Analysis on the formation mechanism of an elevated thunderstorm over the middle and lower Yangtze Basin in February 2013[J]. Acta Meteor Sin,75(3):429-441(in Chinese).
- 黄玉霞,王宝鉴,王研峰,等,2017. 1974—2013 年甘肃冰雹日数的变化特征[J]. 气象,43(4):450-459. Huang Y X, Wang B J, Wang Y F, et al, 2017. Variation characteristics of hail days in Gansu Province during 1974—2013[J]. Meteor Mon,43(4):450-459(in Chinese).
- 孔凡超,李江波,张迎新,等,2015. 华北冷季一次大范围雷暴与暴雪共存天气过程分析[J]. 气象,41(7):833-841. Kong F C, Li J B, Zhang Y X, et al, 2015. Diagnostic analysis of one widespread thunderstorm coexisting with snowstorm in North China in March 2013[J]. Meteor Mon,41(7):833-841(in Chinese).
- 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 Z Y, Yu X D, Wang X M, et al, 2018. Climatology of cold season elevated convection in northern China[J]. Meteor Mon,44(2):258-267(in Chinese).
- 马晓玲,李德帅,胡淑娟,2020. 青海地区雷暴、冰雹空间分布及时间变化特征的精细化分析[J]. 气象,46(3):301-312. Ma X L, Li D S, Hu S J, 2020. Refined analysis of spatio-temporal characteristics of thunderstorm and hail over Qinghai Province[J]. Meteor Mon,46(3):301-312(in Chinese).
- 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 J, Mao D Y, Shen X Y, et al, 2014. Analysis on characteristics of elevated thunderstorms behind cold fronts in China during spring[J]. Meteor Mon,40(9):1058-1065(in Chinese).
- 盛杰,郑永光,沈新勇,等,2019. 2018 年一次罕见早春飚线大风过程演变和机理分析[J]. 气象,45(2):141-154. Sheng J, Zheng Y G, Shen X Y, et al, 2019. Evolution and mechanism of a rare squall line in early spring of 2018[J]. Meteor Mon,45(2):141-154(in Chinese).
- 王迪,牛淑贞,曾明剑,等,2020. 河南省分类强对流环境物理条件特征分析[J]. 气象,46(5):618-628. Wang D, Niu S Z, Zeng M J, et al, 2020. Analysis on the characteristics of environmental and physical conditions for the classified severe convections in Henan Province[J]. Meteor Mon,46(5):618-628(in Chinese).
- 王婷波,周康辉,郑永光,2020. 我国中东部雷暴活动特征分析[J]. 气象,46(2):189-199. Wang T B, Zhou K H, Zheng Y G, 2020. Statistic analysis of thunderstorm characteristics in central and eastern China[J]. Meteor Mon,46(2):189-199(in Chinese).
- 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[J]. 气象,39(4):410-417. Wu N G, Lin L X, Feng Y R, et al, 2013. Analysis on the causes of an elevated thunderstorm in early-spring of South China[J]. Meteor Mon,39(4):410-417(in Chinese).

- 杨波,王园香,蔡雪薇,2019. 我国华南江南春季雷暴气候特征分析[J]. 热带气象学报,35(4):470-479. Yang B, Wang Y X, Cai X W, 2019. Analysis on the climatological characteristics of thunderstorms in the South and Southeast of China in spring[J]. J Trop Meteor, 35(4):470-479(in Chinese).
- 杨银,李岩瑛,陈豫英,等,2019. 基于 Copula 函数的甘肃河东短时强降水特征分析[J]. 气象,45(5):632-640. Yang Y, Li Y Y, Chen Y Y, et al, 2019. Characteristics of short-time heavy rainfall in Hedong Area of Gansu based on copula-function[J]. Meteor Mon, 45(5):632-640(in Chinese).
- 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 X D, Zheng Y G, 2020. Advances in severe convective weather research and operational service in China[J]. Acta Meteor Sin, 78(3):391-418(in Chinese).
- 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 X D, Zhou X G, Wang X M, 2016. A preliminary case study of elevated convection in China[J]. Acta Meteor Sin, 74(6):902-918(in Chinese).
- 赵娴婷,王晓芳,王珏,等,2020. 2016 年 7 月 18—20 日湖北省特大暴雨过程的中尺度特征分析[J]. 气象,46(4):490-502. Zhao X T, Wang X F, Wang J, et al, 2020. Analysis of mesoscale characteristics of torrential rainfall in Hubei Province during 18—20 July 2016[J]. Meteor Mon, 46(4):490-502(in Chinese).
- 郑丽娜,靳军,2012. “2. 28”山东罕见“雷打雪”现象形成机制分析[J]. 高原气象,31(4):1151-1157. Zheng L N, Jin J, 2012. Analysis on formation mechanism of rare ‘thundersnow’ phenomenon in Shandong on 28 February 2010[J]. Plateau Meteor, 31(4):1151-1157(in Chinese).
- 郑丽娜,张子涵,夏金鼎,2019. 山东省“雷打雪”事件分型及其成因分析[J]. 气象,45(8):1075-1084. Zheng L N, Zhang Z H, Xia J D, 2019. Classification and cause analysis of “thundersnow” event in Shandong[J]. Meteor Mon, 45(8):1075-1084(in Chinese).
- Colman B R, 1990a. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part I: a climatology[J]. Mon Wea Rev, 118(5):1103-1122.
- Colman B R, 1990b. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part II: organization and instability mechanisms[J]. Mon Wea Rev, 118(5):1123-1144.
- Grant B N, 1995. Elevated cold-sector severe thunderstorms: a preliminary study[J]. Natl Wea Dig, 19(4):25-31.
- Huang J P, Yu H P, Guan X D, et al, 2016. Accelerated dryland expansion under climate change[J]. Nat Climate Change, 6(2):166-171.
- Means L L, 1952. On thunderstorm forecasting in the central United States[J]. Mon Wea Rev, 80(10):165-189.
- Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al, 2013. Climate Change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change[R]. Cambridge: Cambridge University Press.