

苏洋,陈豫英,杨侃,等,2023.低空急流与贺兰山东麓暴雨过程的相关性研究[J].气象,49(10):1171-1186. Su Y, Chen Y Y, Yang K, et al, 2023. Correlations between low-level jet and rainstorm process in the eastern foot of Helan Mountains[J]. Meteor Mon, 49(10):1171-1186(in Chinese).

低空急流与贺兰山东麓暴雨过程的相关性研究*

苏 洋^{1,2,3} 陈豫英^{1,2,3} 杨 侃^{1,2,4} 张一星^{1,2,3} 杨 银^{1,2,3}

1 中国气象局旱区特色农业气象灾害监测预警与风险管理重点实验室,银川 750002

2 宁夏气象防灾减灾重点实验室,银川 750002

3 宁夏气象台,银川 750002

4 宁夏石嘴山市气象局,石嘴山 753000

提 要: 利用 2006—2021 年逐时降水、常规气象探测、银川 CA 雷达和 ERA5 高分辨率再分析资料,研究了低空急流与贺兰山东麓暴雨过程的时间和空间的相关性,并初步探讨了低空急流影响暴雨过程发生发展的可能机制。结果表明:影响贺兰山东麓暴雨过程的低空急流有三个关键区,分别为河套南部、宁夏东南部和山西西南部,对应 700 hPa 南风急流、775 hPa 偏南急流和 850 hPa 东南急流;宁夏东南部作为三支低空急流汇合后继续北上西进的关键区域,对贺兰山东麓暴雨过程的发生发展有着更为重要的影响。依据低空急流核所在高度,将影响贺兰山东麓暴雨过程的低空急流分为七类,其中三层急流型出现频率最高,占总过程的 54.5%,其次是 700 和 775 hPa 急流同时出现的过程,占 36.5%。暴雨过程与低空急流在时间上存在一致性:700、775、850 hPa 急流建立较暴雨开始平均提前了 18、10、7 h,700、775 hPa 急流最大风速较暴雨过程最大雨强平均提前了 54、18 min,而 850 hPa 急流最大风速较暴雨最大雨强平均滞后了 12 min;850 hPa 的 1 级急流与 775 hPa 的 2 级急流频率分别对 20~40、40~60 mm·h⁻¹ 的短时暴雨频率指示性更强,而河套南部关键区的 700 hPa 平均风速对暴雨过程的最大雨强量级指示性更强。暴雨过程与低空急流在空间上也存在一致性:随着低空急流建立、加强北抬或西进、减弱东退或南压,贺兰山东麓暴雨开始、增强、减弱;暴雨落区位于急流轴的左前方。低空急流北上西进与贺兰山地形结合,在东坡山前触发多个对流单体、合并加强形成移动缓慢、发展强盛、组织化程度高、列车效应明显的带状线性回波,易在贺兰山区形成局地性强对流暴雨。

关键词: 低空急流,贺兰山东麓暴雨过程,时空相关性,影响机制

中图分类号: P442

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2023.051601

Correlations Between Low-Level Jet and Rainstorm Process in the Eastern Foot of Helan Mountains

SU Yang^{1,2,3} CHEN Yuying^{1,2,3} YANG Kan^{1,2,4} ZHANG Yixing^{1,2,3} YANG Yin^{1,2,3}

1 CMA Key Laboratory for Meteorological Disaster Monitoring and Early Warning and Risk Management of Characteristic Agriculture in Arid Regions, Yinchuan 750002

2 Ningxia Key Laboratory of Meteorological Disaster Prevention and Mitigation, Yinchuan 750002

3 Ningxia Meteorological Observatory, Yinchuan 750002

4 Shizuishan Meteorological Office of Ningxia, Shizuishan 753000

Abstract: Using hourly precipitation data, conventional meteorological observations, Yinchuan CA Radar data and ERA5 high resolution reanalysis data from 2006 to 2021, this paper studies the temporal and spatial

* 国家自然科学基金项目(41965001)、宁夏回族自治区科技创新领军人才培养工程项目(2021GKLRX05)、宁夏回族自治区自然科学基金项目(2023AAC03788)和宁夏回族自治区重点研发计划项目(2021BEG03021、2022BBF02014)共同资助

2022 年 8 月 15 日收稿; 2023 年 5 月 17 日收修定稿

第一作者:苏洋,主要从事灾害性天气预报方法及数值模拟研究. E-mail:suyang1625@163.com

通讯作者:陈豫英,主要从事天气预报及其方法研究. E-mail:chenyuy@sina.com

correlations between the low-level jet and the rainstorm process in the eastern region of the Helan Mountains, and discusses initially the possible impact mechanism for low-level jets to affect the occurrence and development of rainstorm. The results show that the low-level jets that influence the rainstorms in the eastern foot of the Helan Mountains are mainly distributed in three key areas, i. e., the southern Hetao Region, southeastern Ningxia Hui Autonomons Region and southwestern Shanxi Province, corresponding to southerly jet at 700 hPa, southern jet at 775 hPa and southeastern jet at 850 hPa, respectively. The southeast of Ningxia is a key transfer zone where three low-level jets merge before their continuously developing towards north and west, and has much more prominent impact on the occurrence and development of the rainstorm process in the eastern region of Helan Mountains. According to the height of the maximum wind speed axis of the low-level jet, the low-level jet processes affecting the rainstorm processes in the eastern region of Helan Mountains are divided into seven types. Among them, the frequency of the three levels jet pattern is the highest, accounting for about 54.5% of the total processes, followed by the processes during which the jet streams at 700 hPa and 775 hPa occur simultaneously (36.5%). The occurrence of rainstorm processes is consistent with the low-level jets in time. To be illustrated, the onsets of low-level jets at 700, 775 and 850 hPa are 18, 10 and 7 hours earlier on average than the beginning of rainstorms. The maximum wind speeds of low-level jets at 700 hPa and 775 hPa jet stream are 54 min and 18 min earlier than the appearance of the maximum rainfall intensities of rainstorm process, while the maximum wind speed of low-level jet at 850 hPa lags 12 min on average behind the occurrence of maximum intensity of rainstorm process. The frequencies of 850 hPa Level- I jet and 775 hPa Level- II jet are more indicative of the frequency of short-term rainstorm of $20-40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ and $40-60 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ respectively, whereas the average wind speed of low-level jet at 700 hPa in the key area in the south of Hetao is more indicative of the maximum rainfall intensity of the rainstorm process. In addition, there exists also spatial consistency between rainstorm process and low-level jet, that is, as the low-level jet builds, strengthens and moves towards north or west, or weakens and retreats eastward or southward, the rainstorm starts, intensifies and weakens, and the location of rainstorm is found in the left front of the jet axis. With the effect of the topography of Helan Mountains, the low-level jet moves northward and westward, triggering multiple convective cells in front of the east slope of the mountain, merging and strengthening to form a linear echo with slow movement, strong development, highly organized and obvious train effect, thus very prone to cause the localized severe convective rainstorms to occur in the Helan Mountains Region.

Key words: low-level jet, rainstorm process in the eastern foot of Helan Mountains, temporal and spatial correlation, impact mechanism

引 言

低空急流与暴雨的关系非常密切,因而得到了广泛关注(陶诗言,1980; Higgins et al, 1997; Chen et al, 2005; Cook and Vizu, 2010; 郑婧等, 2020), 相关研究可以有效提高暴雨预报的准确率(Huang and Luo, 2017)。低空急流对暴雨的影响主要体现在四个方面:(1)暴雨的日变化特征与低空急流的发展密切相关(王东阡和张耀存, 2012; 徐娟和陈勇明, 2013; 周静等, 2017), 我国东部暖区暴雨和梅雨锋暴

雨过程在清晨出现的降水峰值与夜间西南低空急流加强有关(Chen et al, 2010; Liu, 2012; Jiang et al, 2017); (2)低空急流为暴雨区输送水汽和不稳定能量(Tollerud et al, 2008; 顾清源等, 2009; 吴海英等, 2010; 许彬等, 2019; 陈芳丽等, 2021; 苏爱芳等, 2022), 其左前方惯性稳定度大值区的存在有利于低层湿热能量的积累(张文龙和周军, 2003; 付炜等, 2020); (3)低空急流具有的强烈的不稳定性使得急流轴上的风速出现强风速脉动传播现象, 从而触发中尺度低涡及暴雨雨团发生(孙淑清和翟国庆, 1980; 张京英等, 2005; 赵娴婷等, 2020; 胡雅君等,

2020),低空急流在地形抬升的作用下造成强烈的垂直上升运动,激发对流云团强烈发展,也能够触发暴雨过程(Zhang and Meng,2019;黄小彦等,2020;汪小康等,2022;黄美金等,2022);(4)低空急流与暴雨是相互促进的,低空急流的存在有利于暴雨的发生,而暴雨的发生又促进了急流的形成和维持(赛瀚和苗峻峰,2012;刘鸿波等,2014)。孙继松(2005)、Saulo et al(2007)分别证明了边界层低空急流和局地暴雨、低空急流和中尺度对流及高空急流存在明显的正反馈作用。

地处西北地区东部的贺兰山东麓地区易发生局地性强、突发性强的暴雨过程,部分学者围绕贺兰山东麓地区暴雨的低空急流活动也开展了一些研究。陈豫英等(2018;2021)、Chen et al(2021)对比研究了低空急流对不同类型贺兰山东麓极端暴雨的影响,进一步指出贺兰山东麓暴雨分布与低空偏东南急流夜间增强并配合地形作用在贺兰山东坡山前触发或增强暴雨中小尺度系统造成地形处降水增幅密切相关。杨侃等(2020)研究也表明贺兰山东侧迎风坡阻挡低空急流,强迫暖湿空气抬升,促使低涡切变强烈发展,从而影响贺兰山地区降水强度、落区及中心位置。

虽然贺兰山东麓暴雨过程相关的低空急流特征研究取得了一定的成果,但研究仅限于个别极端暴雨过程,尚未开展系统性研究,影响贺兰山东麓暴雨过程的低空急流活动是否存在关键区?贺兰山东麓暴雨过程与低空急流的日变化特征是否存在一致性?低空急流如何影响贺兰山东麓暴雨过程的降水时段、落区和强度?讨论这些问题不仅对了解西北干旱地区复杂地形条件下的低空急流特征有一定意义,也有助于更准确地预报暴雨。本文利用 2006—2021 年的逐时降水、常规气象探测和 ERA5 高分辨率再分析资料,研究低空急流与贺兰山东麓暴雨过程的时间和空间的相关性,以期为贺兰山东麓暴雨预报提供参考。

1 资料和方法

1.1 资料

2006—2021 年贺兰山东麓地区(37.8°~39.4°N、105.7°~107.0°E)512 个站逐时降水、常规气象探测、银川 CA 雷达、ERA5 高分辨率再分析资料。其

中,ERA5 资料时间分辨率为 1 h、水平分辨率为 0.25°×0.25°、垂直分辨率为 23 层(对流层低层垂直分辨率加密,1000~750 hPa 为 25 hPa/层,750~600 hPa 为 50 hPa/层,600~100 hPa 为 100 hPa/层)。文中时间均为北京时。

1.2 暴雨过程标准

参照 Chen et al(2021)研究,定义贺兰山东麓暴雨过程标准:至少一个测站任意 24 h 累计雨量 ≥ 100 mm 为一次暴雨过程,否则至少相邻 5 个站 ≥ 25 mm,其中至少相邻 3 个站 ≥ 50 mm;短时暴雨:1 h 雨量 ≥ 20 mm。

1.3 低空急流标准

由于低空急流出现的高度、范围、风速及垂直风切变均有一定的差异,迄今为止,对低空急流的定义尚未形成统一的标准(刘鸿波等,2014)。参照 Zhang and Meng(2019)对华南暖区暴雨过程的低空急流的选取标准,本文对影响贺兰山东麓暴雨过程的低空急流选取标准定义为:在 30°~40°N、100°~120°E 范围,600 hPa 以下存在风速 ≥ 10 m·s⁻¹的气流带(长度超过 100 km),低层风速最大值超出该风速出现高度上方风速最小值至少 2 m·s⁻¹,且暴雨区与低空急流轴的距离不超过 4 个经距或纬距。

考虑到银川平原地区海拔高度在 1102~1122 m (大约是 875 hPa),选取 ERA5 资料的 875、850、825、800、775、750、700、650 和 600 hPa 共 9 个高度层进行低空急流的统计分析。定义急流最大频率:贺兰山东麓暴雨过程期间,某个高度层、某个格点上,急流出现的最多次数。

依据上述标准,选取了 2006—2021 年贺兰山东麓 23 次暴雨过程,其中,有 22 次过程伴随低空急流出现(表 1),占总暴雨过程的 95.7%。

1.4 对比 ERA5 与探空数据低层风场

参考杨程等(2018)对浙江探空数据和 ERA-Interim 数据评估的方法,选取西北地区东部的 6 个探空站(银川、延安、崆峒、武都、汉中和安康;图 1),对比探空和 ERA5 的低层风场(700、850 hPa 的风向和风速)。

从表 2 中可以看出,两类数据的相关性高,相关系数普遍在 0.92 以上(通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性水平检验)。风向的绝对误差在 7.31°~10.94°,均方根

误差在 $9.66^{\circ} \sim 14.17^{\circ}$; 风速的绝对误差在 $0.83 \sim 1.07 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 均方根误差在 $1.26 \sim 1.49 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。从平均绝对偏差来看, 银川站、崆峒站和汉中站的风向为负值, 即相对于探空风向, ERA5 的风向平均偏右, 相反地, 对于延安站、武都站和安康站而言, ERA5 的风向平均偏左; 相对于探空风速, ERA5 的

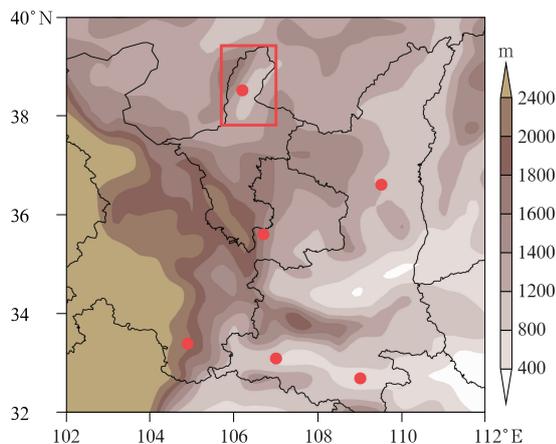
风速普遍略偏大。风向的相对误差均低于 8% , 除武都站外, 其他 5 个站的风速相对误差均低于 16% , 这可能与武都站地形有关。因此, ERA5 低层风场数据总体上是可信的, 可用于研究暴雨过程与低空急流的相关性。

表 1 2006—2021 年 22 次伴有低空急流出现的贺兰山东麓暴雨过程

Table 1 Twenty-two rainstorm processes accompanied by low-level jet in the eastern foot of Helan Mountains from 2006 to 2021

序	暴雨过程	累计雨量/mm	最大小时雨强/($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)	暴雨站数/个	短时暴雨站数/个	急流最大风速/($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)		
						700 hPa	775 hPa	850 hPa
1	2006 年 7 月 14 日 11 时至 15 日 10 时	168.2	33.3	14	16	18.6	17.3	17.4
2	2007 年 6 月 16 日 13 时至 17 日 12 时	93.5	16.6	14	0	18.5	19.7	17.6
3	2009 年 7 月 7 日 08 时至 8 日 07 时	107.6	39.6	10	8	17.0	15.1	16.9
4	2012 年 7 月 29 日 20 时至 30 日 11 时	174.3	47.7	52	21	16.1	15.4	/
5	2015 年 9 月 3 日 04 时至 4 日 01 时	65.9	27.9	11	1	20.7	19.7	17.4
6	2015 年 9 月 8 日 01—20 时	69.6	50.4	5	3	17.1	15.5	/
7	2016 年 7 月 24 日 05 时至 12 时	89.5	56.5	8	20	17.8	/	/
8	2016 年 8 月 13 日 15 时至 14 日 14 时	110.2	51.7	32	48	14.6	15.3	/
9	2016 年 8 月 21 日 19 时至 22 日 08 时	241.7	82.5	11	29	19.9	18.9	14.8
10	2016 年 8 月 22 日 22 时至 23 日 06 时	57.3	53.7	3	14	12.7	13.8	/
11	2017 年 6 月 4 日 15 时至 5 日 10 时	116.5	26.7	121	4	19.7	20.4	16.6
12	2017 年 7 月 5 日 03—18 时	114.4	47.4	10	17	16.6	14.3	13.5
13	2017 年 7 月 25 日 20 时至 26 日 02 时	64.4	57.7	4	35	20.3	20.1	18.3
14	2018 年 7 月 1 日 09 时至 2 日 01 时	84.3	29.8	38	24	19.4	16.0	15.9
15	2018 年 7 月 19 日 03—10 时	136.2	54.5	21	39	26.0	21.3	/
16	2018 年 7 月 22 日 19 时至 23 日 07 时	277.6	74.1	35	61	20.7	20.1	14.7
17	2018 年 7 月 23 日 12—20 时	89.3	58.0	21	95	14.4	14.5	/
18	2018 年 8 月 9 日 12 时至 10 日 13 时	71.4	71.4	14	29	/	13.0	/
19	2018 年 8 月 31 日 19 时至 9 月 1 日 17 时	136.9	65.1	60	53	21.8	20.1	16.2
20	2019 年 8 月 2 日 18 时至 3 日 00 时	71.0	53.9	6	35	19.2	14.0	/
21	2020 年 8 月 11 日 07 时至 12 日 08 时	126.0	84.5	23	31	25.9	19.0	15.8
22	2021 年 9 月 15 日 00—15 时	93.8	23.2	9	1	23.3	13.7	/

注:“/”表示风速未达到急流强度,即无急流出现。



注:红色方框为贺兰山东麓地区。

图 1 西北地区东部的探空站(红色圆点)分布和地形高度(填色)

Fig. 1 Distribution of sounding stations (red dot) and terrain height (colored) in the eastern of Northwest China

2 影响贺兰山东麓暴雨过程的低空急流活动关键区和关键高度

图 2a 为 22 次贺兰山东麓暴雨过程的 875~600 hPa 急流最大频率分布; 因各高度急流发生次数差异较大, 选取急流次数最多的高度层(700 hPa, 793 次)为标准, 统计这 793 个时次内每个格点的急流最大频率, 即研究同一个较长时间段内的急流最大频率分布。图 2b 为对应图 2a 中急流最大频率出现的高度分布。由图可见, 影响贺兰山东麓暴雨过程的低空急流分布大值区有三个: A 区位于河套南部、B 区位于宁夏东南部、C 区位于山西西南部, 其中, A 区范围最大、频率最高(中心达到 793 次), B 区次之(中心为 627 次), C 区范围最小、频率也最低(中心为 510 次); A、B 和 C 区对应的平均高度分

表 2 22 次贺兰山东麓暴雨过程期间 37 个时次的 ERA5 再分析数据与西北地区东部的 6 个探空站数据的评估结果

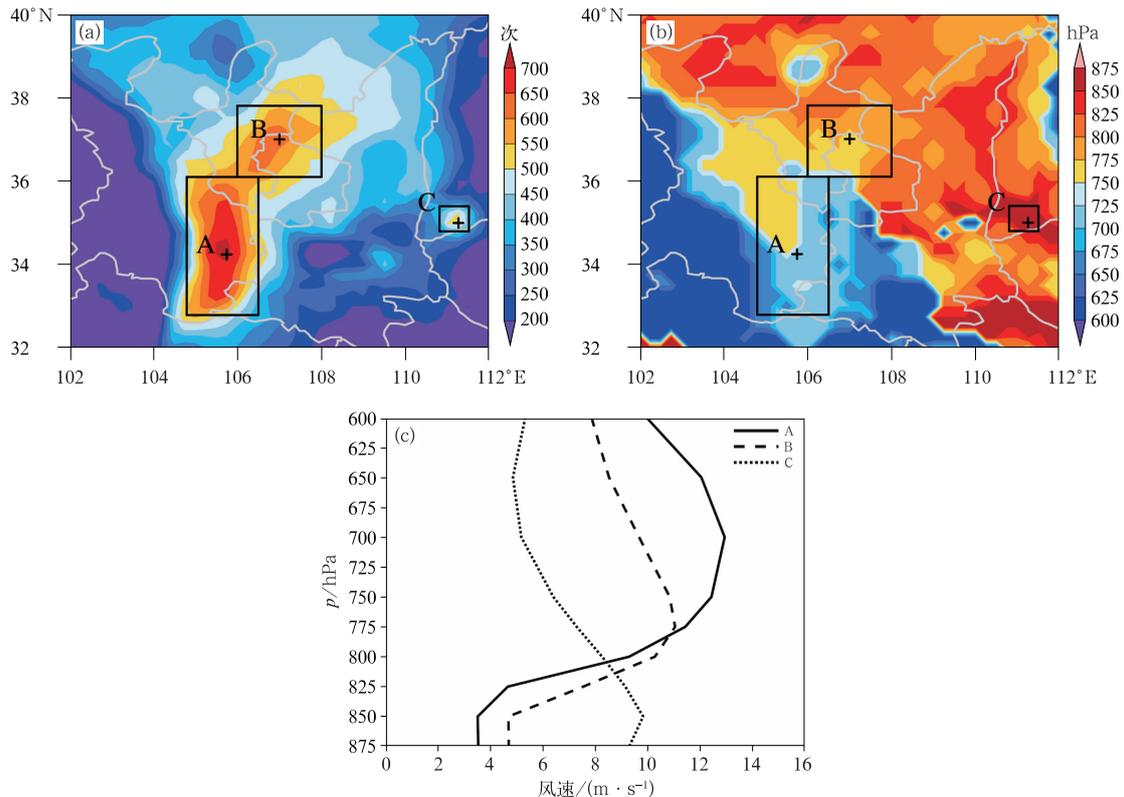
Table 2 Evaluation result of the ERA5 data and the observed data at 37 times by 6 sounding stations in the eastern of Northwest China during the 22 rainstorm processes in the eastern foot of Helan Mountains

探空站数据	平均相对误差	平均绝对误差	平均绝对偏差	均方根误差	相关系数	
风向	银川	7.96%	10.94°	-4.13°	13.39°	0.99
	延安	5.34%	8.48°	2.06°	11.19°	0.95
	崆峒	6.47%	10.90°	-1.30°	14.17°	0.97
	武都	5.73%	10.25°	2.25°	12.45°	0.98
	汉中	5.29%	7.90°	-0.32°	9.73°	0.99
	安康	4.92%	7.31°	0.16°	9.66°	0.99
风速	银川	15.19%	1.05 m·s ⁻¹	0.73 m·s ⁻¹	1.49 m·s ⁻¹	0.92
	延安	12.18%	0.83 m·s ⁻¹	-0.27 m·s ⁻¹	1.33 m·s ⁻¹	0.90
	崆峒	12.92%	0.84 m·s ⁻¹	0.72 m·s ⁻¹	1.26 m·s ⁻¹	0.97
	武都	18.48%	0.90 m·s ⁻¹	0.70 m·s ⁻¹	1.39 m·s ⁻¹	0.95
	汉中	15.74%	1.07 m·s ⁻¹	0.72 m·s ⁻¹	1.43 m·s ⁻¹	0.92
	安康	14.77%	0.87 m·s ⁻¹	0.25 m·s ⁻¹	1.30 m·s ⁻¹	0.88

别为 700、775 和 850 hPa。从各区最大频率中心水平风速的垂直廓线(图 2c)上也可以看出:A 区低空急流出现的高度最高且强度最强,高度为 700 hPa,平均风速达到 12.9 m·s⁻¹;B 区低空急流出现在

775 hPa,急流强度较强(11.0 m·s⁻¹);C 区低空急流高度为 850 hPa,强度最弱,最大风速为 9.8 m·s⁻¹。

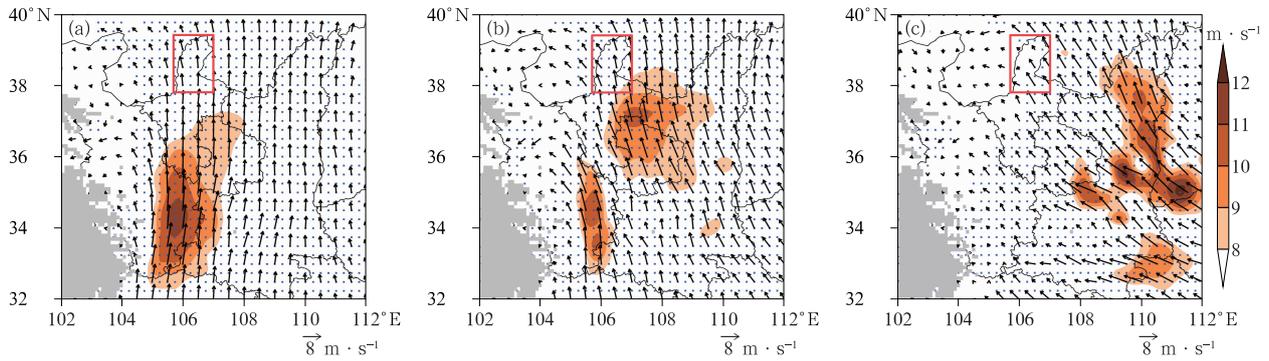
从图 3 可以看出,700 hPa 急流为南风急流,775 hPa 为偏南急流,850 hPa 为东南急流,且急流



注:图 a,图 b 中黑色方框表示急流关键区,A、B、C 分别表示三个关键区的最大频率中心,+表示最大频率中心位置。

图 2 22 次贺兰山东麓暴雨过程 875~600 hPa 的(a)低空急流最大频率及其(b)对应高度的分布,(c)关键区最大频率中心水平风速的垂直廓线

Fig. 2 Distribution of (a) maximum frequency and (b) the height corresponding to maximum frequency of low-level jet at 875—600 hPa during the 22 rainstorm processes in the eastern foot of Helan Mountains, and (c) horizontal wind speed vertical profiles of maximum frequency in the key areas



注:蓝色圆点表示合成平均风速通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性水平检验,红色方框为贺兰山东麓地区。

图 3 22 次贺兰山东麓暴雨过程合成平均的(a)700 hPa,(b)775 hPa 和(c)850 hPa 低空急流风场(填色和风矢)
Fig. 3 Composite average wind field of low-level jet at (a) 700 hPa, (b) 775 hPa and (c) 850 hPa during the 22 rainstorm processes in the eastern foot of Helan Mountains (colored and wind vector)

核与频率分布大值区(图 2a)有很好的对应关系,分别位于 A、B 和 C 三个关键区。775 hPa 急流区距离贺兰山东麓地区最近,对该地区暴雨有直接影响,而 700 hPa 急流轴最前端恰好处于 B 区 775 hPa 急流核所在位置,850 hPa 急流出口区前方恰好对应 775 hPa 急流入口区;结合图 1 的地形分布可知,850 hPa 急流经地形抬升可造成 B 区 775 hPa 急流加强。由此可见:B 区是三支低空急流汇合后继续北上西进的中转站,对贺兰山东麓暴雨过程的发生发展有着极其重要的作用。

3 低空急流分类

参考 Zhang and Meng(2019)、赛瀚和苗峻峰(2012)研究,结合宁夏地形,考虑 B 区的海拔高度为 1400~1600 m(图 1),775 hPa 急流所在高度低于 1 km,依据低空急流最大风速轴所在高度对其进行分类,影响贺兰山东麓暴雨过程的 775 hPa、850 hPa 急流均为边界层急流,700 hPa 急流为低空急流。在此基础上,进一步将影响贺兰山东麓暴雨过程的低

空急流过程分为七类,定义方法及其出现频率统计见表 3。

2006—2021 年 22 次伴随低空急流出现的贺兰山东麓暴雨过程中有 20 次过程(约为 90.9%)同时伴有低空急流和边界层急流出现,其中,三层低空急流型占比为 54.5%,双层低空急流 I 型占比为 36.5%,低空急流型和边界层急流 I 型过程各有 1 次(占 4.5%),其他类型过程均没有发生(表 3)。这样的分布表明:850 hPa 有边界层急流出现,775 hPa 边界层急流也一定会出现,可见 850 hPa 急流对 775 hPa 急流的发生发展有着重要的影响。

4 低空急流与贺兰山东麓暴雨过程的相关性

4.1 不同高度低空急流与暴雨过程的时间相关性

从急流的发生频率来看(图 4a):700、775、850 hPa 三个高度上的急流总频率分布呈单峰变化,峰值出现在 00 时,13—14 时频率最低,其中 700 hPa 急流出现

表 3 不同类型低空急流出现的频率

Table 3 Frequency of different types of low-level jets

类型	定义	频率
低空急流型	仅 700 hPa 出现急流	4.50%
边界层急流 I 型	仅 775 hPa 出现急流	4.50%
边界层急流 II 型	仅 850 hPa 出现急流	0.00%
边界层急流 III 型	775 hPa 和 850 hPa 同时出现急流,但 700 hPa 没有出现急流	0.00%
双层低空急流 I 型	700 hPa 和 775 hPa 同时出现急流,但 850 hPa 没有出现急流	36.50%
双层低空急流 II 型	700 hPa 和 850 hPa 同时出现急流,但 775 hPa 没有出现急流	0.00%
三层低空急流型	700、775、850 hPa 同时出现急流	54.50%

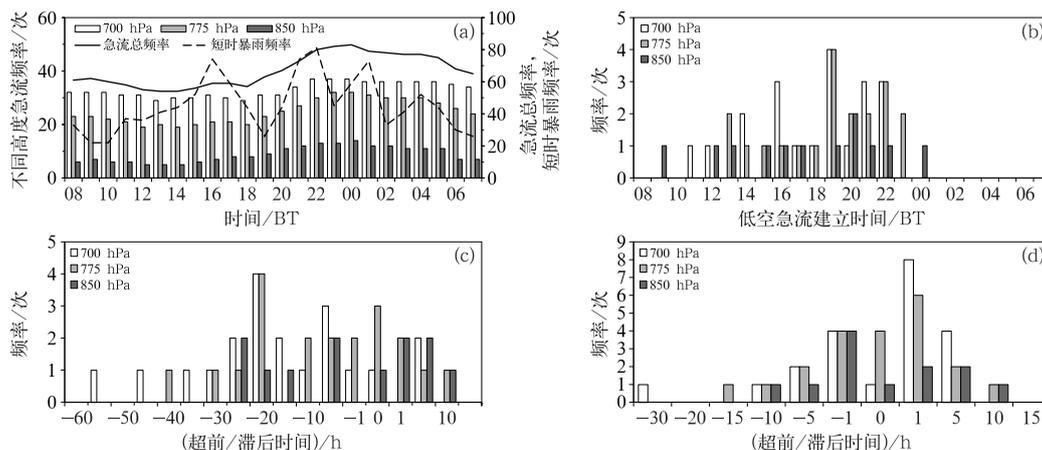
次数最多(793 时次),775 hPa 急流次之(597 时次),850 hPa 急流最少(212 时次),700、775、850 hPa 急流频率的峰值分别出现在 22—00 时、23—00 时、00 时,急流频率最低值分别出现在 13 时和 18 时、12 时和 14 时、12—14 时;分时段来看,上午(08—13 时)、下午(14—19 时)、前半夜(20—01 时)和后半夜(02—07 时)急流总频率分别为 350、348、464、440 时次,各高度急流夜间发生频率均较白天明显偏多,700、775、850 hPa 急流分别偏多 57、93、56 时次。这样的急流日变化表明,急流的夜间增多特征显著,前半夜急流发生最频繁,下午急流出现最少,其中 775 hPa 夜间增多特征最为明显。进一步统计表明,22 次暴雨过程的平均时长为 18 h,700、775、850 hPa 急流的平均持续时间分别为 36、27、10 h,可见 700 hPa、775 hPa 急流的生命史普遍较暴雨过程更长,850 hPa 急流持续时间最短。

从图 4a 短时暴雨总频率分布可以看出,短时暴雨总频率呈双峰结构,主峰值出现在 22 时,次峰值出现在 16 时。19—22 时短时暴雨频率急剧增加,

与此时低空急流增多有密切关系。下文讨论急流建立、最大风速时间与暴雨开始、最大雨强时间的对应关系。

从急流建立时间的频率分布(图 4b)可以看出:低空急流普遍在中午到前半夜建立,其中,700 hPa 和 775 hPa 急流均在 19 时建立频率最高,850 hPa 急流在 20 时建立频率最高。图 4c 为低空急流建立相对暴雨过程开始的超前/滞后时间关系,可以看到:80%的低空急流在暴雨过程开始前建立,进一步统计可知 700、775、850 hPa 急流建立较暴雨开始分别平均提前 18、10、7 h。值得注意的是,只有 10%的 700 hPa 急流和 20%的 775 hPa 急流建立时间滞后于暴雨过程的开始时间,而接近一半的 850 hPa 急流(41.7%)在暴雨过程开始后建立,因此 700 hPa 和 775 hPa 急流的建立时间相对暴雨过程的开始时间有更好的指示作用。

图 4d 为低空急流最大风速时间和暴雨过程最大雨强时间的超前/滞后关系。可以看到:40.7%的低空急流最大风速较暴雨最大雨强发生时间提前,



注:图 c,图 d 中,0 表示低空急流与暴雨过程开始时间同步, -1、1 分别表示低空急流建立较暴雨过程开始早、晚 1 h,以此类推。

图 4 22 次贺兰山东麓暴雨过程期间不同高度低空急流与暴雨过程的时间相关性(a)不同高度的低空急流频率和低空急流总频率及短时暴雨总频率分布,(b)低空急流建立时间的频率分布,(c)低空急流建立相对暴雨过程开始时间的超前/滞后关系,(d)低空急流最大风速相对暴雨最大雨强时刻的超前/滞后关系

Fig. 4 Temporal correlation between low-level jets at different heights and rainstorm processes during the 22 rainstorm processes in the eastern foot of Helan Mountains: (a) distributions of frequency of low-level jets at different heights, total frequency of low-level jet and total frequency of short-time rainstorm, (b) distribution of frequency onset time of low-level jet, (c) lead-lag relationship between the onset of low-level jet and the start time of rainstorm process, (d) lead-lag relationship between the maximum wind speed of low-level jet and the maximum rainfall intensity of rainstorm

48%的急流最大风速滞后于最大雨强时刻。结合图 4a, 4b 急流分布, 表明低空急流与暴雨过程之间存在相互反馈, 即急流增强时, 不仅促进水汽输送, 还使得垂直切变增强, 超地转现象明显, 不稳定性增大, 有利于对流发展, 从而造成降水强度增大(陶诗言, 1980); 同时, 上升运动和凝结潜热释放所诱发的中尺度环流系统对低空急流的最大风速起到了显著的加强作用(斯可望, 1994; Qian et al., 2004)。总体上, 急流最大风速超前最大雨强 1 h 到滞后 1 h 的这 3 个时次内出现的频率达到 63%, 这与王东阡和张耀存(2012)对中国东部西南低空急流日变化特征的研究结论一致, 进一步统计表明: 700 hPa、775 hPa 急流最大风速较暴雨最大雨强分别平均提前了 54 min、18 min, 而 850 hPa 急流最大风速较暴雨最大雨强平均滞后 12 min。

上述分析表明, 贺兰山东麓暴雨的夜发性与低空急流的夜间增多密切相关, 且两者存在相互反馈, 其中 700 hPa 和 775 hPa 急流的建立、最大风速时间对暴雨过程的开始、最大雨强时间的指示性更明显。

4.2 不同强度低空急流和短时暴雨的时间相关性

根据最大风速将低空急流强度分为 3 个等级: 10~14、14~18、18 m·s⁻¹ 以上分别为 1 级、2 级、3 级急流。统计表明, 2 级急流出现频率最高(654 时次), 1 级急流次之(623 时次), 3 级急流出现频率最低(325 时次)。可见, 影响贺兰山东麓暴雨过程的低空急流风速普遍为 10~18 m·s⁻¹。从图 5 可以看出, 不同强度的低空急流频率分布的日变化特征差异明显, 1 级急流普遍在白天出现频率高, 夜间降低, 而较强等级的 2 级、3 级急流在夜间显著增多, 其中 775 hPa 和 850 hPa 的 2 级、3 级急流的高频时段集中在 22 时至 01 时, 而 700 hPa 的较强急流从 23 时持续到 06 时。这表明低空急流普遍在夜间强度较白天更强, 并且在前半夜迅速增强, 后半夜逐渐减弱。不同强度的短时暴雨频率呈类似的分布, 短时暴雨雨强以 20~40 mm·h⁻¹ 为主, 20~40 mm·h⁻¹ 短时暴雨频率在 16 时达到最高, 而 40~60 mm·h⁻¹ 和 60 mm·h⁻¹ 以上的短时暴雨均在 22 时出现次数最多, 即短时暴雨在夜间强度更强。由此可见, 贺兰山东麓暴雨和低空急流的强度在时间上呈一致性变化, 夜间随着低空急流增强, 暴雨量级增大, 而 21 时至 01 时 20~40 mm·h⁻¹ 短时暴雨维持较高频率, 也与这一时段内低空急流强度明显增强有关。

但是, 不同强度的低空急流和短时暴雨的频率相关程度不同, 其中, 20~40 mm·h⁻¹ 短时暴雨与 850 hPa 的 1 级急流显著正相关(相关系数为 0.44), 40~60 mm·h⁻¹ 短时暴雨与 775 hPa 的 2 级急流相关系数为 0.43, 均通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性水平检验。

图 6 给出了暴雨过程的最大雨强与对应时刻的三个关键区内最大风速和平均风速分布, 可以发现, A 区 700 hPa 急流和 B 区 775 hPa 急流的最大风速和平均风速变化趋势一致性极高, 且二者与最大雨强的分布也比较一致, 其中最大雨强与 A 区 700 hPa 急流的平均风速相关程度最高, 相关系数为 0.22, 通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性水平检验。

上述分析进一步表明, 贺兰山东麓暴雨的夜间增强与低空急流夜间增强密切相关, 其中 850 hPa 的 1 级急流、775 hPa 的 2 级急流分别对 20~40 mm·h⁻¹、40~60 mm·h⁻¹ 短时暴雨的频率指示性更强, 而 700 hPa 平均风速对暴雨过程的最大雨强量级指示性更强。

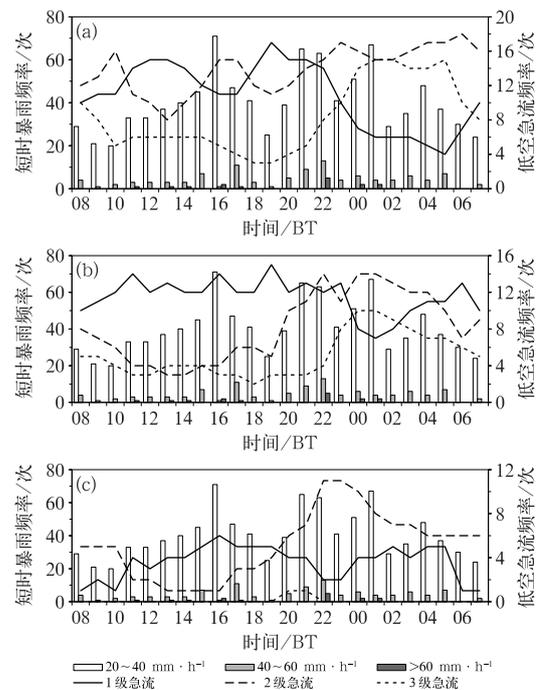


图 5 22 次贺兰山东麓暴雨过程期间不同强度的低空急流和短时暴雨频率

(a) 700 hPa, (b) 775 hPa, (c) 850 hPa

Fig. 5 Frequency of low-level jet and short-time rainstorm with different intensities during the 22 rainstorm processes in the eastern foot of Helan Mountains

(a) 700 hPa, (b) 775 hPa, (c) 850 hPa

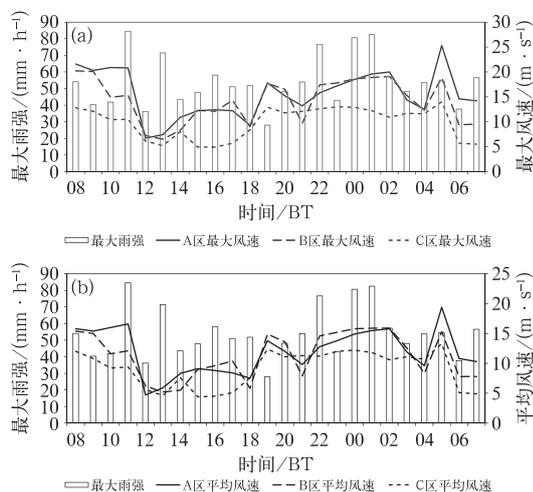


图 6 22 次贺兰山东麓暴雨过程期间最大雨强与对应时刻急流关键区的(a)最大风速和(b)平均风速分布
Fig. 6 Distribution of the (a) maximum wind speed and (b) average wind speed of low-level jet in the key area corresponding to the maximum rainfall intensities during the 22 rainstorm processes in the eastern foot of Helan Mountains

4.3 低空急流与暴雨过程的空间一致性

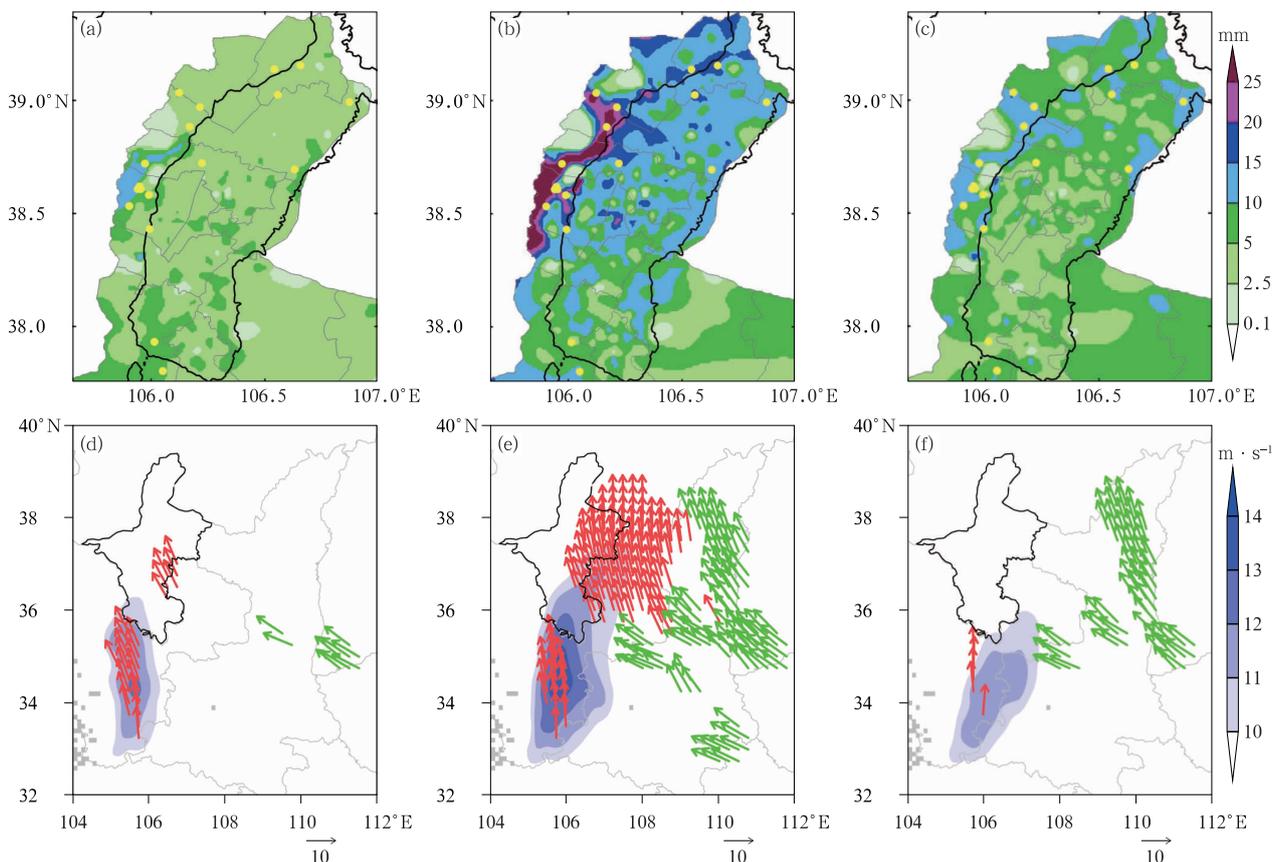
贺兰山东麓暴雨过程有量级大、强度强、降水效率高、对流性强、局地性和地形性显著等特征(Chen et al, 2021)。除个别持续性暴雨过程外,大部分对流性暴雨过程均存在雨强大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的站数明显突增的时刻。借鉴罗辉等(2020)以 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 降水站数的突增为时间节点对四川盆地暖区暴雨演变时段的划分标准,定义突增前为暴雨初始阶段,其后为发展阶段,突减时刻视为暴雨过程减弱阶段。类似地,根据低空急流强度的突增和突减来定义低空急流的建立、发展和减弱阶段。

图 7 给出了 22 次暴雨过程合成平均的不同阶段降水量分布和低空急流的风场分布。急流建立阶段(图 7d),各关键区均出现了风速小于 $11 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的弱急流。低空急流将充沛水汽和不稳定能量输向暴雨区(图 8a, 8d, 8g, 8j), 700 hPa 和 775 hPa 上水汽辐合中心位于大于 $10 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的水汽输送带前部(宁夏中部地区),暴雨区水汽辐散,只有 850 hPa 上位于水汽辐合区。大于 $500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的对流有效位能(CAPE)和大于 31°C 的 K 指数分布显示暴雨区有较强的对流不稳定能量,同时,在对流层低层都有上升运动。相应的该时段,贺兰山东麓地区普遍出现 5 mm 以下的降水(图 7a)。

急流发展阶段(图 7e), 700 hPa 南风急流(急流核 $13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)前端北抬到 775 hPa 偏南急流核 37.4°N 附近(最大风速为 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), 775 hPa 偏南急流前端也进一步北抬至暴雨区东部, 850 hPa 东南急流核风速也增大至 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 前端北抬西进至 775 hPa 急流入口区。随着低空急流加强北抬,大于 $10 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的水汽通量区也进一步北抬, 700 hPa 的水汽通量辐合中心位于 775 hPa 偏南急流关键区(B 区), 775 hPa 水汽辐合中心也位于 B 区西部,对应 775 hPa 急流核和 700 hPa 南风急流前端所在地,更加有利于低空急流将水汽向暴雨区输送,且暴雨区在对流层低层都位于水汽辐合区,其中 850 hPa 更是位于水汽辐合大值区;随着降水增强,贺兰山东麓地区的 CAPE 降低至 $300 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, K 指数变化不大,表明对流不稳定能量释放对应暴雨增强阶段,而贺兰山东麓地区在低层的上升运动较暴雨开始阶段明显增强(图 8b, 8e, 8h, 8k)。可见,低空急流的加强北抬或西进进一步增强了暴雨发生发展的环境条件。从图 7b 也可以看到,大于 10 mm 的降水区域已经遍布整个贺兰山东麓地区,尤其是贺兰山区,贺兰山沿山平罗到永宁段出现大于 25 mm 的强降水区,有 2 个站超过 30 mm ,可见随着急流加强北抬或西进,暴雨范围扩大、量级增强。

急流减弱阶段(图 7f), 700 hPa 转为西南急流(急流核 $11 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)并南压东退至河套东南部(前端位于 36°N 附近), 775 hPa 偏南急流和 850 hPa 东南急流基本东退出境。 700 hPa 和 775 hPa 水汽输送明显减弱东移(图 8c, 8f, 8i, 8l), 775 hPa 和 850 hPa 水汽辐合中心东移至内蒙古鄂托克旗附近,与 850 hPa 东南急流出口区对应,除了 700 hPa 上暴雨区呈水汽弱辐合,暴雨区在 775 hPa 已转为水汽辐散,暴雨区北部在 850 hPa 也转为水汽辐散;同时,暴雨区 CAPE 降至 $200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, K 指数降低到 30°C , 垂直上升运动也减弱,对应暴雨区降水量普遍低于 10 mm (图 7c),暴雨过程趋于减弱结束。

综上所述,低空急流和贺兰山东麓暴雨过程在空间分布上存在一致性变化,即随着低空急流建立、加强北抬或西进、减弱东退或南压,贺兰山东麓暴雨开始、增强、减弱,暴雨落区位于急流轴的左前方。低空急流为暴雨区带来充沛水汽和不稳定能量,有利于上升运动增强,关键区 B 则是水汽和热力不稳定叠加区。当 700 hPa 急流前端叠加在 775 hPa 急



注:图 a~图 c 中,黄色圆点表示暴雨中心位置。

图 7 22 次贺兰山东麓暴雨过程合成平均的暴雨(a)初始、(b)发展和(c)减弱阶段的(a,b,c)降水量(填色),
(d,e,f)低空急流(d)建立、(e)发展和(f)减弱阶段的 700 hPa 低空急流(填色)、
775 hPa(红色箭矢,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和 850 hPa 边界层急流(绿色箭矢,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)空间分布
Fig. 7 Spatial distribution of (a, b, c) composite precipitation (colored) during the (a) initial,
(b) developing and (c) weakening stages of the 22 rainstorm processes in the eastern foot
of Helan Mountains; (d, e, f) the low-level jet at 700 hPa (colored), boundary layer jets at 775 hPa
(red vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and 850 hPa (green vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) during the
(d) building, (e) developing and (f) weakening stages of low-level jets

流核上方,850 hPa 急流经地形抬升后使 775 hPa 急流风速增大,共同作用造成 B 区垂直风切变增大,更加有利于急流将水汽和不稳定能量进一步向暴雨区输送。

5 低空急流影响贺兰山东麓暴雨过程的发生发展机制初步探讨

2018 年 7 月 22 日夜间贺兰山东麓出现了特大暴雨过程,最大累计降水量和最大雨强均出现在贺兰山滑雪场,分别为 277.6 mm 和 $74.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (22 时)(表 1),过程累计降水量位列宁夏历史第一。

本节以这次暴雨过程为例初步探讨低空急流影响贺兰山东麓暴雨过程发生发展的可能机制。

22 日 14 时(图略),关键区 A 区 700 hPa 出现大于 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南急流,急流北端伸至宁夏中南部同心至海原一线。17 时(图 9a),775 hPa 急流和 850 hPa 急流开始建立,700 hPa 急流核增强到 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。19 时急流发展北抬或西进(图 9b,9e),700、775 和 850 hPa 急流核分别增强到 15、14 和 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,775 hPa 急流轴前端北抬西进至贺兰山东坡。此时,暴雨区附近在对流层中低层 600 hPa 以下存在东南西北向的次级环流,贺兰山东侧暴雨区位于上升运动大值区,中心为 $-0.9 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (位

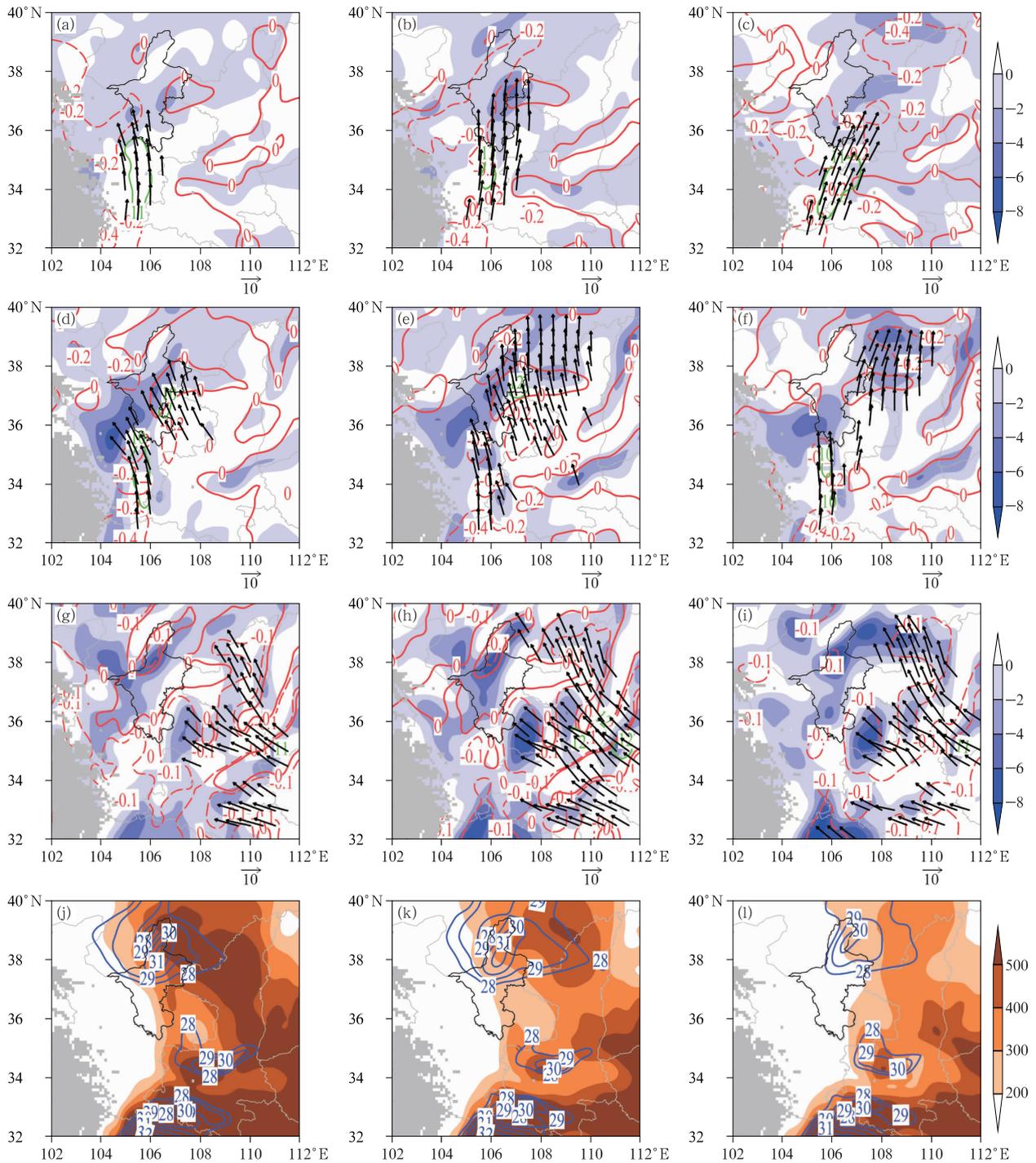
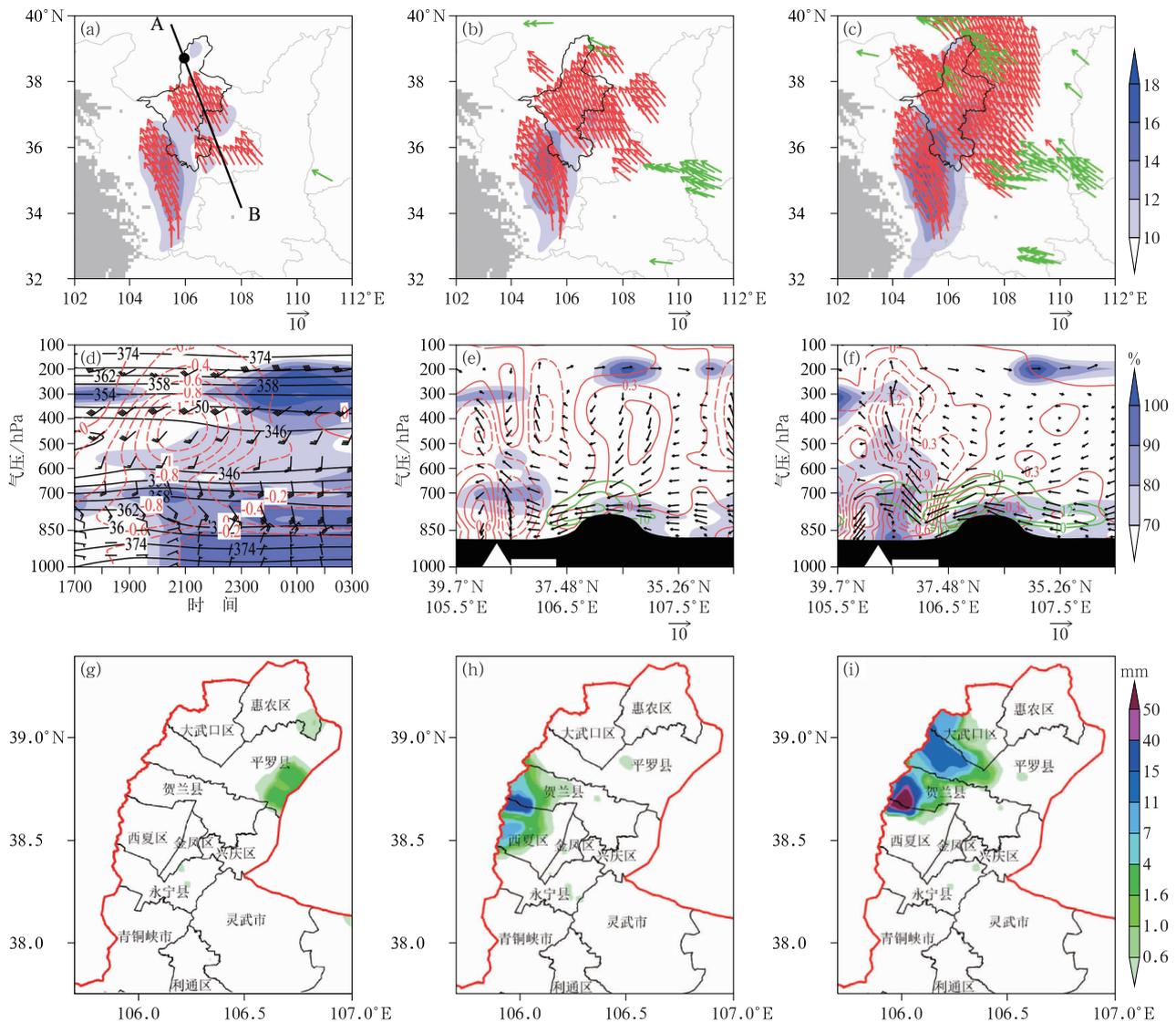


图 8 22 次贺兰山东麓暴雨过程合成平均的低空急流不同阶段的(a~c)700 hPa,(d~f)775 hPa,(g~i)850 hPa (a~i)水汽通量散度(填色,单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$),水汽通量(箭头,单位: $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、垂直速度(红色虚线:负速度,红色粗实线:速度零线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$),最大风速(绿色实线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),和(j~l)对流有效位能 CAPE(填色,单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)与 K 指数(蓝色实线,单位: $^{\circ}\text{C}$)的空间分布 (a,d,g,j)建立阶段,(b,e,h,k)发展阶段,(c,f,i,l)减弱阶段

Fig. 8 Distribution of (a~i) composite water vapor flux divergence (colored, unit: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), water vapor flux (vector, unit: $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), vertical velocity (red dashed line: negative velocity, red thick solid line: zero velocity, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$), the maximum wind speed (green line, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), and (j~l) convective available potential energy (CAPE) (colored, unit: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$) and K index (blue line, unit: $^{\circ}\text{C}$) at (a~c) 700 hPa, (d~f) 775 hPa and (g~i) 850 hPa during the (a, d, g, j) building, (b, e, h, k) developing and (c, f, i, l) weakening stages of low-level jets within the 22 rainstorm processes in the eastern foot of Helan Mountains



注:图 a 中,黑色圆点表示暴雨中心滑雪场站位置,AB 直线为剖面;图 e,图 f 中,因资料分辨率低无法显示贺兰山地形,贺兰山东西宽约 30 km,故以白色三角形表示贺兰山位置,白色矩形区域为贺兰山东麓地区。

图 9 2018 年 7 月 22 日暴雨过程期间的(a~c)急流演变(填色:700 hPa 急流,红色箭头:775 hPa 急流,绿色箭头:850 hPa 急流,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),(e, f)沿图 9a 中 AB 剖线的相对湿度(填色)、垂直速度(红线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)、低空急流(绿线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和风场(风矢,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)的垂直剖面,(g~i)小时降水量分布(填色),及 (d)22 日 17 时至 23 日 03 时暴雨中心滑雪场站的相对湿度(填色)、假相当位温(黑线,单位: K)、垂直速度(红线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)和风场(风羽)时间-高度剖面

(a)17 时,(b, e)19 时,(c, f)21 时,(g)17—18 时,(h)19—20 时,(i)21—22 时
Fig. 9 (a~c) Evolution of low-level jet (colored; 700 hPa jet, red vector; 775 hPa jet, green vector; 850 hPa jet, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (e, f) vertical cross-sections along line AB line of relative humidity (colored), vertical velocity (red contour, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$), low-level jet (green contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and wind vector (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), and (g~i) distribution of hourly precipitation (colored) on 22 July 2018 respectively at (a) 17:00 BT, (b, e) 19:00 BT, (c, f) 21:00 BT, (g) 17:00—18:00 BT, (h) 19:00—20:00 BT, (i) 21:00—22:00 BT, and (d) time-height cross-section of relative humidity (colored), pseudo-equivalent potential temperature (black contour, unit: K), vertical velocity (red contour, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and wind barb at Huaxuechang Station in the rainstorm center from 17:00 BT 22 to 03:00 BT 23 July 2018

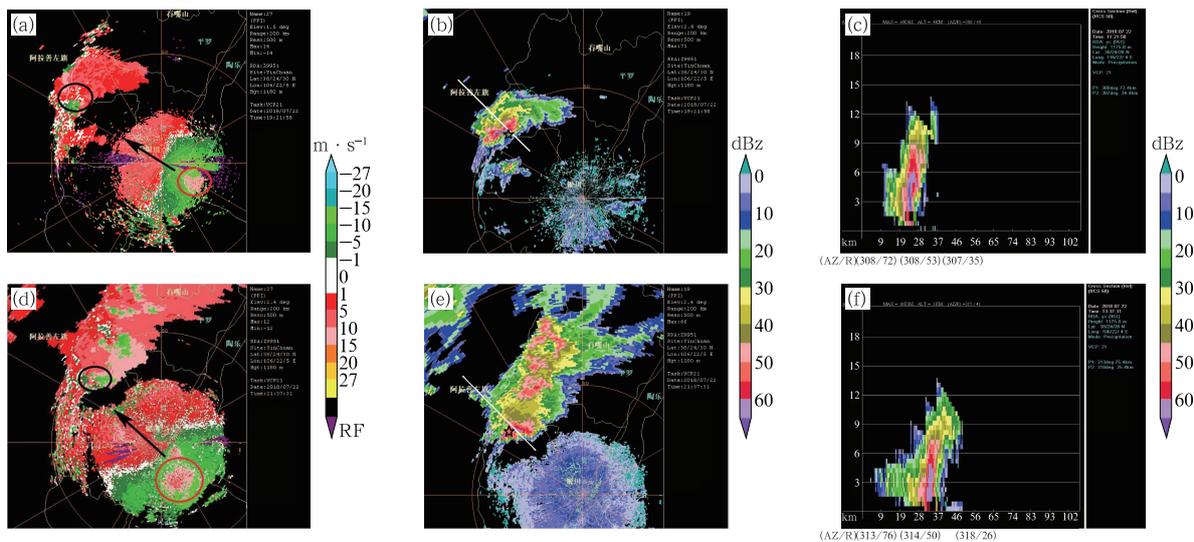
于 775 hPa 附近), 贺兰山西侧的下沉运动中心 ($0.6 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) 也位于 775 hPa 附近, 暴雨中心恰好处于上升运动中心偏西的梯度带上, 其上空 700 hPa 附近有 70% 以上的相对湿度(图 9e)。可见, 随着低空急流北抬西进, 降水落区从贺兰山东麓的平原地区移至贺兰山东坡山区, 降水强度显著增大, 20 时有 4 个站出现 10 mm 以上降水, 最大小时雨强为 $48.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 9g, 9h)。

21 时(图 9c), 低空急流进一步增强并继续北抬西进, 700 hPa 和 775 hPa 急流核均增强到 $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 三支急流的前端位置重合, 均落在贺兰山东侧山区, 暴雨中心滑雪场站位于三支低空急流轴前端的风速辐合大值区; 与 19 时相比, 沿着急流前进方向的次级环流明显加强, 其中, 850 hPa 急流经关键区 B 区地形抬升后, 风速明显加大, 急流核位于 775 hPa 高度上, 而后在 B 区的西北方向背风坡气流下沉(下沉速度中心为 $0.9 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 高度在 775 hPa 附近), 下沉支急流的前部落在暴雨区, 急流继续北上西进, 遇到贺兰山地形阻挡, 地形抬升和动力抬升作用叠加, 东坡山前的上升运动增强, 上升速度中心风速达到最大, 为 $-1.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (775 hPa 高度附近), 贺兰山西侧的下沉运动中心强度也增强到 $0.9 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 此时, 整个暴雨区在对流层中低层均为强烈的上升运动区, 暴雨中心仍处于上升运动

中心偏西的梯度带上(图 9f); 同时, 显著增强的低空急流还为暴雨区带来了充沛的水汽, 整个对流层中低层相对湿度明显增大, 700 hPa 以下相对湿度大于 80%, 500 hPa 以上相对湿度低于 70%, 呈上干下湿的分布(图 9d, 9f)。对应 21—22 时有 3 个站出现 60 mm 以上的强降水, 最大小时雨强为 $74.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 9i)。

另外, 从暴雨中心滑雪场站的时间-高度剖面(图 9d)可见, 暴雨期间(22 日 19 时至 23 日 03 时), 对流层中低层 600 hPa 以下, $(\partial\theta_{\text{se}}/\partial p) < 0$, 假相当位温 θ_{se} 的水平梯度 $\approx 0 \text{ K}$, 700 hPa 以下 $\theta_{\text{se}} > 350 \text{ K}$, 850 hPa 以下 $\theta_{\text{se}} > 370 \text{ K}$, 表明暴雨中心上空在对流层中下层高温、高湿、高能, 且存在强盛的对流不稳定。

从银川雷达径向速度图(图 10a, 10d)上也可以看到, 从 19:21 至 21:37, 急流核强度由 $21.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增强到 $23.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 急流方向几乎与山体垂直, 随着急流加强发展并进一步北抬西进, 暴雨中心滑雪场附近的气旋式辐合也显著增强, 旋转速度由 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增强到 $14.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (俞小鼎等, 2006)。稳定维持并加强发展的低空急流遇到贺兰山东坡地形抬升后不断触发对流单体反复生消形成强烈的带状线性回波沿山体传播(图 10b, 10e), 向北缓慢移动, 形成列车效应。并且 60 dBz 以上的强回波中心



注: 图 a, 图 d 中, 黑色圆圈表示气旋式辐合位置, 红色圆圈表示急流核位置, 黑色箭头指示急流方向; 图 b, 图 e 中, 五角星表示滑雪场测站位置, 白色直线表示剖线位置。

图 10 2018 年 7 月 22 日(a~c)19:21, (d~f)21:37 银川 CA 雷达的(a)1.5°和(d)2.4°仰角(a, d)径向速度, (b, e)2.4°仰角反射率因子, 及(c, f)沿白色剖线的反射率因子垂直剖面
Fig. 10 (a, d) Radial velocity of Yinchuan CA Radar at (a) 1.5° and (d) 2.4° elevations, (b, e) reflectivity factor at 2.4° elevation and (c, f) cross-section of reflectivity factor along the white line at (a—c) 19:21 BT and (d—f) 21:37 BT 22 July 2018

在经过暴雨中心滑雪场站附近时维持了 5 个体扫时间(约 30 min),对流活动发展旺盛且稳定少动,造成了暴雨中心滑雪场 $74.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水。反射率因子的剖面图上可见强回波质心有所下降(图 10c,10f),也表明了强降水效率增大。

可见,急流为暴雨区带来了充沛的水汽,暴雨区呈上干下湿的不稳定层结,低层持续的高温高湿高能为中尺度系统的触发和维持提供了重要的热动力条件,急流遇到贺兰山东坡地形抬升后不断触发对流单体反复生消形成强烈的带状线性回波沿山体传播,经过暴雨中心时稳定少动,造成了局地强对流暴雨。

6 结论和讨论

影响贺兰山东麓暴雨过程的低空急流有三个关键区,分别为河套南部、宁夏东南部和山西西南部,对应 700 hPa 南风急流、775 hPa 偏南急流和 850 hPa 东南急流。宁夏东南部的关键区作为三支低空急流汇合后继续北上西进的中转站,对贺兰山东麓暴雨过程的发生发展有着极其重要的影响。

贺兰山东麓暴雨过程同时受三层急流的影响较大,占比多达 54.5%,其次是 700 和 775 hPa 急流同时出现的过程,占比为 36.5%。

贺兰山东麓暴雨过程与低空急流在时间上存在一致性。暴雨的夜发性与夜间低空急流增强增多密切相关,其中,700、775、850 hPa 急流建立较暴雨开始平均提前 18、10、7 h,700、775 hPa 急流最大风速较暴雨最大雨强分别平均提前 54、18 min,而 850 hPa 急流最大风速较暴雨最大雨强平均滞后 12 min。850 hPa 的 1 级急流、775 hPa 的 2 级急流频率分别对 $20 \sim 40$ 、 $40 \sim 60 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时暴雨频率指示性更强,而河套南部关键区的 700 hPa 平均风速对暴雨过程的最大雨强量级指示性更强。

贺兰山东麓暴雨过程和低空急流在空间上也存在一致性。随着低空急流建立、加强北抬或西进、减弱东退或南压,贺兰山东麓暴雨开始、增强、减弱,暴雨落区位于急流轴的左前方。低空急流北上西进与贺兰山地形结合,在东坡山前触发多个对流单体形成带状线性回波沿山体传播是造成贺兰山区局地强对流暴雨的主要原因。

本文系统地分析了低空急流与贺兰山东麓暴雨过程的相关性,找到了影响暴雨过程的急流关键区

和关键高度,揭示了低空急流与暴雨过程在时间和空间上的一致性变化,建立了急流相对暴雨开始时间的定量指标,初步探讨了急流与地形结合影响暴雨中尺度系统发生发展的环境场和雷达特征,对暴雨预报预警有很好的指示意义,但由于再分析资料分辨率不够高,无法反映实际的贺兰山地形分布,对低空急流在地形抬升作用下触发暴雨中尺度系统发展演变分析不够细致,尚需更深入的研究。下一步将选取典型暴雨过程进行数值模拟,借助高分辨率数值模拟结果,深入研究地形作用下低空急流对暴雨中尺度系统触发、发展和维持的影响机制。

参考文献

- 陈芳丽,姜帅,李明华,等,2021. 边界层急流在粤东暴雨中心两次极端强降水过程中的作用[J]. 气象,47(3):290-302. Chen F L, Jiang S, Li M H, et al, 2021. The role of boundary layer jet in two severe rainfalls over eastern region of Guangdong Province [J]. Meteor Mon, 47(3):290-302(in Chinese).
- 陈豫英,陈楠,任小芳,等,2018. 贺兰山东麓罕见特大暴雨的预报偏差和可预报性分析[J]. 气象,44(1):159-169. Chen Y Y, Chen N, Ren X F, et al, 2018. Analysis on forecast deviation and predictability of a rare severe rainstorm along the eastern Helan Mountain [J]. Meteor Mon, 44(1):159-169(in Chinese).
- 陈豫英,苏洋,杨银,等,2021. 贺兰山东麓极端暴雨的中尺度特征[J]. 高原气象,40(1):47-60. Chen Y Y, Su Y, Yang Y, et al, 2021. The mesoscale characteristics of extreme rainstorm in the eastern region of Helan Mountain [J]. Plateau Meteor, 40(1):47-60(in Chinese).
- 付炜,唐明晖,叶成志,2020. 强西南急流背景下湘桂边界两次预报失败的暖区暴雨个例分析[J]. 气象,46(8):1001-1014. Fu W, Tang M H, Ye C Z, 2020. Analysis of two forecast failure cases of warm-sector rainstorms on Hunan-Guangxi Border Area in severe southwest jet [J]. Meteor Mon, 46(8):1001-1014(in Chinese).
- 顾清源,肖递祥,黄楚惠,等,2009. 低空急流在副高西北侧连续性暴雨中的触发作用[J]. 气象,35(4):59-67. Gu Q Y, Xiao D X, Huang C H, et al, 2009. Trigger role of the low-level jet for the continuous rainstorm in the northwest side of subtropical high [J]. Meteor Mon, 35(4):59-67(in Chinese).
- 胡雅君,张伟,赵玉春,等,2020. “5·7”闽南沿海暖区特大暴雨中尺度特征分析[J]. 气象,46(5):629-642. Hu Y J, Zhang W, Zhao Y C, et al, 2020. Mesoscale feature analysis on a warm-sector torrential rain event in southeastern coast of Fujian on 7 May 2018 [J]. Meteor Mon, 46(5):629-642(in Chinese).
- 黄美金,俞小鼎,林文,等,2022. 福建沿海冷锋前暖区和季风槽大暴雨环境背景与对流系统特征[J]. 气象,48(5):605-617. Huang M J, Yu X D, Lin W, et al, 2022. Environmental background and convective system characteristics of the prefrontal and the monsoon trough torrential rains in Fujian Coastal Area [J]. Meteor

- Mon, 48(5):605-617(in Chinese).
- 黄小彦,孙继松,刘文婷,2020.地形作用下低空急流的演变与强降水对流风暴系统的相互作用[J].气象学报,78(4):551-567.
- Huang X Y, Sun J S, Liu W T, 2020. The interaction between low-level jet evolution and severe convective rainstorms under topographic effect[J]. Acta Meteor Sin, 78(4):551-567(in Chinese).
- 刘鸿波,何明洋,王斌,等,2014.低空急流的研究进展与展望[J].气象学报,72(2):191-206. Liu H B, He M Y, Wang B, et al, 2014. Advances in low-level jet research and future prospects[J]. Acta Meteor Sin, 72(2):191-206(in Chinese).
- 罗辉,肖逸祥,匡秋明,等,2020.四川盆地暖区暴雨的雷达回波特征及分类识别[J].应用气象学报,31(4):460-470. Luo H, Xiao D X, Kuang Q M, et al, 2020. Radar echo characteristics and recognition of warm-sector torrential rain in Sichuan Basin[J]. J Appl Meteor Sci, 31(4):460-470(in Chinese).
- 赛瀚,苗峻峰,2012.中国地区低空急流研究进展[J].气象科技,40(5):766-771. Sai H, Miao J F, 2012. A review of low-level jet research in China[J]. Meteor Sci Technol, 40(5):766-771(in Chinese).
- 斯公望,1994.东亚梅雨锋暴雨研究进展[J].地球科学进展,9(2):11-17. Si G W, 1994. Advances in studies of the heavy rainfall associated with the Mei-Yu front over East Asia[J]. Adv Earth Sci, 9(2):11-17(in Chinese).
- 苏爱芳,席乐,吕晓娜,等,2022.豫北“21·7”极端暴雨过程特征及成因分析[J].气象,48(5):556-570. Su A F, Xi L, LYU X N, et al, 2022. Analysis on characteristics and causes of the July 2021 extreme rainstorm in northern Henan[J]. Meteor Mon, 48(5):556-570(in Chinese).
- 孙继松,2005.北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究[J].大气科学,29(3):445-452. Sun J S, 2005. A study of the basic features and mechanism of boundary layer jet in Beijing Area[J]. Chin J Atmos Sci, 29(3):445-452(in Chinese).
- 孙淑清,翟国庆,1980.低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用[J].大气科学,4(4):327-337. Sun S Q, Zhai G Q, 1980. On the instability of the low level jet and its trigger function for the occurrence of heavy rain-storms[J]. Sci Atmos Sin, 4(4):327-337(in Chinese).
- 陶诗言,1980.中国之暴雨[M].北京:科学出版社:1-225. Tao S Y, 1980. Heavy Rain in China[M]. Beijing: Science Press: 1-225(in Chinese).
- 王东阡,张耀存,2012.中国东部西南低空急流日变化特征及其机制[J].地球物理学报,55(8):2498-2507. Wang D Q, Zhang Y C, 2012. Diurnal variation of the south-westerly low-level jet over eastern China and its mechanism[J]. Chin J Geophys, 55(8):2498-2507(in Chinese).
- 汪小康,崔春光,王婧羽,等,2022.“21·7”河南特大暴雨水汽和急流特征诊断分析[J].气象,48(5):533-544. Wang X K, Cui C G, Wang J Y, et al, 2022. Diagnostic analysis on water vapor and jet characteristics of the July 2021 severe torrential rain in Henan Province[J]. Meteor Mon, 48(5):533-544(in Chinese).
- 吴海英,曾明剑,尹东屏,等,2010.一次苏皖特大暴雨过程中边界层急流结构演变特征和作用分析[J].高原气象,29(6):1431-1440. Wu H Y, Zeng M J, Yin D P, et al, 2010. Analysis on variable characteristics of boundary layer jet structure and its function in the process of super heavy rainstorm occurred in Jiangsu and Anhui provinces[J]. Plateau Meteor, 29(6):1431-1440(in Chinese).
- 许彬,熊秋芬,张玉婷,2019.一次热带风暴背景下南昌暴雨的水汽来源及输送特征[J].气象,45(10):1392-1401. Xu B, Xiong Q F, Zhang Y T, 2019. Analysis of moisture source and transport pathways of a rainstorm with tropical cyclone in Nanchang[J]. Meteor Mon, 45(10):1392-1401(in Chinese).
- 徐娟,陈勇明,2013.浙北梅雨季低空急流特征及其与暴雨的关系[J].气象科技,41(2):314-319, 411. Xu J, Chen Y M, 2013. Characteristics of low-level jets over northern Zhejiang in Meiyu season and their relationship with heavy rain events[J]. Meteor Sci Technol, 41(2):314-319, 411(in Chinese).
- 杨程,董美莹,陈锋,等,2018.浙江多源资料高空风对比分析[J].沙漠与绿洲气象,12(4):74-81. Yang C, Dong M Y, Chen F, et al, 2018. Comparative analysis of high altitude wind with multi-source data[J]. Desert Oasis Meteor, 12(4):74-81(in Chinese).
- 杨侃,纪晓玲,毛璐,等,2020.异常环流背景下贺兰山地形对 8.21 特大致洪暴雨的影响分析[J].自然灾害学报,29(1):132-142. Yang K, Ji X L, Mao L, et al, 2020. Analysis on influence of Helan Mountain topography on extraordinary severe flood-causing rainstorm under abnormal circulation background occurring on 21 August[J]. J Nat Dis, 29(1):132-142(in Chinese).
- 俞小鼎,姚秀萍,熊延南,等,2006.多普勒天气雷达原理与业务应用[M].北京:气象出版社:118-119. Yu X D, Yao X P, Xiong T N, et al, 2006. Principle and Application of Doppler Weather Radar [M]. Beijing: China Meteorological Press: 118-119(in Chinese).
- 张京英,漆梁波,王庆华,2005.用雷达风廓线产品分析一次暴雨与高低空急流的关系[J].气象,31(12):41-45. Zhang J Y, Qi L B, Wang Q H, 2005. Analysis of relationship between heavy rain and jetstream with radar VWP product[J]. Meteor Mon, 31(12):41-45(in Chinese).
- 张文龙,周军,2003.惯性稳定性在伴有高低空急流的暴雨中的作用[J].南京气象学院学报,26(4):473-480. Zhang W L, Zhou J, 2003. The role of inertial stability in heavy rain accompanied by upper and low level jets[J]. J Nanjing Inst Meteor, 26(4):473-480(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).
- 郑娟,陈娟,徐星生,等,2020.一次低空急流加强下的暴雨过程成因分析[J].干旱气象,38(3):411-422. Zheng J, Chen J, Xu X S, et al, 2020. Analysis on causes of a rainstorm process under enhanced low-altitude jet condition[J]. J Arid Meteor, 38(3):411-422(in Chinese).

- 周静,郑永骏,苗春生,等,2017.梅雨锋强降水与低空急流日变化的观测分析和数值模拟[J].热带气象学报,33(5):750-761. Zhou J,Zheng Y J,Miao C S,et al,2017. The characteristics and numerical simulation of diurnal variations of low-level jet and Meiyu front heavy rainfall[J]. J Trop Meteor,33(5):750-761(in Chinese).
- Chen G T J,Wang C C,Lin D T W,2005. Characteristics of low-level jets over northern Taiwan in Mei-Yu season and their relationship to heavy rain events[J]. Mon Wea Rev,133(1):20-43.
- Chen H M,Yu R C,Li J,et al,2010. Why nocturnal long-duration rainfall presents an eastward-delayed diurnal phase of rainfall down the Yangtze River Valley[J]. J Climate,23(4):905-917.
- Chen Y Y,Li J P,Li X,et al,2021. Spatio-temporal distribution of the rainstorm in the east side of the Helan Mountain and the possible causes of its variability[J]. Atmos Res,252:105469.
- Cook K H,Vizy E K,2010. Hydrodynamics of the Caribbean low-level jet and its relationship to precipitation[J]. J Climate,23(6):1477-1494.
- Higgins R W,Yao Y,Yarosh E S,et al,1997. Influence of the Great Plains low-level jet on summertime precipitation and moisture transport over the central United States[J]. J Climate,10(3):481-507.
- Huang L,Luo Y L,2017. Evaluation of quantitative precipitation forecasts by TIGGE ensembles for South China during the pre-summer rainy season[J]. J Geophys Res: Atmos,122(16):8494-8516.
- Jiang Z N,Zhang D L,Xia R D,et al,2017. Diurnal variations of pre-summer rainfall over southern China[J]. J Climate,30(2):755-773.
- Liu H B,2012. Numerical simulation of the heavy rainfall in the Yangtze-Huai River Basin during summer 2003 using the WRF Model[J]. Atmos Oceanic Sci Lett,5(1):20-25.
- Qian J H,Tao W K,Lau K M,2004. Mechanisms for torrential rain associated with the Mei-Yu development during SCSMEX 1998 [J]. Mon Wea Rev,132(1):3-27.
- Saulo C,Ruiz J,Skabar Y G,2007. Synergism between the low-level jet and organized convection at its exit region[J]. Mon Wea Rev,135(4):1310-1326.
- Tollerud E I,Caracena F,Koch S E,et al,2008. Mesoscale moisture transport by the low-level jet during the IHOP field experiment [J]. Mon Wea Rev,136(10):3781-3795.
- Zhang M R,Meng Z Y,2019. Warm-sector heavy rainfall in Southern China and its WRF simulation evaluation; a low-level-jet perspective[J]. Mon Wea Rev,147(12):4461-4480.

(本文责编:戴洋 王婷波)