

塔里木东风低空急流在南疆暴雨和非暴雨过程中的差异

杨霞¹, 何清², 李圆圆³, 许婷婷¹, 周雅蔓¹

- (1. 新疆维吾尔自治区气象台, 乌鲁木齐 830002;
2. 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所, 乌鲁木齐 830002;
3. 新疆维吾尔自治区人工影响天气办公室, 乌鲁木齐 830002)

摘要: 本文利用 1981—2020 年南疆台站降水资料和欧洲中心 ERA5 再分析资料, 统计分析塔里木东风低空急流与南疆降水的关系, 通过合成分析, 从热力条件、水汽输送和超地转特性等方面对比分析了塔里木东风低空急流在南疆暴雨和非暴雨过程(即“空急流”过程)中的差异。结果表明:(1) 塔里木东风低空急流对南疆暴雨有重要作用, 随着降水等级的增强和强降水范围的增大, 塔里木东风低空急流的出现比例迅速增多, 南疆一半以上的大雨和暴雨日中都伴有塔里木东风低空急流, 塔里木东风低空急流在南疆大范围暴雨过程中的出现率高达 85.0%。(2) 塔里木东风低空急流在南疆暴雨中向西部推进的更远, 东风层更厚, 并在南疆西部与偏西气流形成一个持久的东西风辐合带; 在“空急流”过程中, 塔里木盆地中部出现一支较强的偏北气流, 切断了塔里木东风低空急流的西伸, 使其主要维持在南疆东部, 其东风层厚度也较南疆暴雨中略低。(3) 与我国季风区“空急流”不同, 塔里木东风低空急流的“空急流”具有较大的不稳定性, 与南疆暴雨过程中的塔里木东风急流一样都具有超地转特性。(4) 与塔里木东风低空急流相联系的偏东水汽输送路径是南疆暴雨过程的主要水汽输送通道, 而偏西路径则是“空急流”过程的主要水汽输送通道。(5) 水汽和动力条件不匹配是造成塔里木东风低空急流出现“空急流”的主要原因。

关键词: 塔里木东风低空急流, 暴雨, 空急流, 南疆

文章编号

中图分类号 P458.121

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2206.21183

Differences of the low level easterly jet over Tarim in rainstorm and non-rainstorm processes in Southern Xinjiang

YANG Xia¹ HE Qing² LI Yuanyuan³ XU Tingting¹ ZHOU Yaman¹

1. Xinjiang Meteorological Observatory, Urumqi 830002
2. Institute of Desert Meteorology, CMA, Urumqi 830002
3. Xinjiang Artificial Influence Weather Office, Urumqi 830002

Abstract: Based on the precipitation data of South Xinjiang station from 1981 to 2020 and ERA5

收稿日期: 2023-01-04; **网络预出版日期:**

作者简介: 杨霞, 女, 1980 年出生, 硕士, 正高工, 从事灾害性天气机理和预报技术研究. E-mail: yangxia921@163.com

通讯作者: 何清, 男, 1965 年出生, 博士, 研究员, 从事沙漠气象研究. E-mail: qinghe@idm.cn

项目资助: 国家自然科学基金项目 42065001、42030612

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 42065001, 42030612)

reanalysis data of European Center, the relationship between the easterly jet in Tarim and precipitation in South Xinjiang was analyzed. The results show that: (1) The low level easterly jet in Tarim plays an important role in the rainstorm in southern Xinjiang. With the enhancement of precipitation grade and the increase of heavy precipitation range, the occurrence proportion of Tarim low level easterly jet increases rapidly. More than half of heavy rain and rainstorm days in southern Xinjiang are accompanied by Tarim low level easterly jet, and the occurrence rate of Tarim low level easterly jet in large-scale rainstorm process in southern Xinjiang is as high as 85.0%. (2) The easterly low-level jet of Tarim advances farther westward and the easterly layer is thicker in the heavy rain in southern Xinjiang, and forms a lasting east-west wind convergence zone with the westward airflow in western southern Xinjiang. In the process of the low-level jet without rainstorm, a strong northerly airflow appeared in the central Tarim Basin, which cut off the westward extension of the easterly low-level jet in Tarim and made it mainly maintain in the eastern part of southern Xinjiang. The thickness of the easterly layer was also slightly lower than that in the rainstorm in southern Xinjiang. (3) Different from the Tarim low-level jet without rainstorm in the monsoon region of China, the Tarim low-level jet without rainstorm has great instability, which is similar to the Tarim easterly jet in the rainstorm process in southern Xinjiang. (4) The easterly water vapor transport path associated with the Tarim easterly low-level jet is the main water vapor transport channel in the rainstorm process in southern Xinjiang, and the westward path is the main water vapor transport channel in the process of low-level jet without rainstorm. (5) The mismatch between water vapor and power is the main reason for the absence of heavy rain near the easterly jet in Tarim.

Key words: Low level easterly jet in Tarim, rainstorm, the low-level jet without rainstorm, southern Xinjiang

1 引言

低空急流是一种发生在边界层或对流层低层的强而窄的气流带, 风速大于 $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 高度主要位于 700hPa 以下 (Bonner, 1968; 刘鸿波等, 2014)。低空急流的垂直结构通常只有几百米, 但在水平方向上能够延伸上百千米, 对各类天气的发生、发展都有重要影响 (赛瀚等, 2012)。低空急流广泛存在于世界各地, 早在 20 世纪 30 年代末就引起了人们的关注, Goualt (1938) 和 Farquharson (1939) 揭示了北非地区的低空急流现象, Means (1952) 在研究美国中部雷暴时首次使用了低空急流这一概念, 并指出其对飑线等强对流天气的重要意义。低空急流在一年四季均可发生, 但美国大平原地区夏季发生的频率显著高于冬季 (Weaver, et al, 2008), 该区域的暖季气候与偏南低空急流的频率和结构有着密不可分的联系 (Ferguson, et al, 2022)。Rife et al. (2010) 在研究全球低空急流的日变化分布时发现, 除了 Stensrud (1996) 得出的低空急流在全球的集中分布点外, 中国的青藏高原和塔里木盆地的低空急流也较为活跃。我国的低空急流研究始于 20 世纪 50 年代, 大量研究表明, 低空急流与我国暴雨的关系非常密切, 华南、长江流域多数暴雨过程都伴有低空急流, 华南地区 5 月和 6 月急流日出现暴雨的机率分别为 70% 和 79%, 而在江淮地区, 梅雨期间低空急流与暴雨天气过程的相关率甚至超过 80% (陶诗言等, 1979, 1980)。因此, 从上世纪 60 年代开

始,我国的气象工作者就利用低空急流的位置和强度来做暴雨预报(黄士松,1981),至今低空急流仍是我国暴雨预报的一个重要指标。

塔里木东风低空急流是南疆暴雨的重要预报指标(邓子风,1990)。南疆位于新疆天山山脉以南,昆仑山以北,属典型干旱区,由于远离海洋,不受夏季风系统的直接影响,其大部分地区的年平均降水量不足 100 mm,且暴雨雨量与我国东部地区相比明显偏小(张家宝等,1986;马淑红等,1997)。然而,南疆的暴雨雨量虽小,但其暴雨的相对强度却很大,一次暴雨过程的累计降水量可接近或超过该地区的年平均降水量(张家宝等,1987;江远安等,2001)。如 2018 年 5 月 21 日和田地区皮山县日降水量达 74.3 mm,约为当地年平均降水量的 1.5 倍;2021 年 6 月 15~17 日,和田地区再次出现极端暴雨,最大降水中心降水量达 121.6 mm,该地区 7 个国家站中有 3 个站点的日降水量都突破历史极值,且均超过各自的年平均降水量,其中洛浦站 16 日的降水量约为其年降水量的 1.7 倍。20 世纪 80 年代后期以来,青藏高原北侧的西北干旱区由暖干向暖湿转型,新疆是显著转型区,且南疆强于北疆(施雅风等,2003;韩萍等,2003)。进入 21 世纪后,南疆暴雨频发(杨莲梅等,2011;王澄海等,2021),暴雨灾害呈明显增加趋势,新疆气候中心气候影响评价报告指出,近 10a 南疆暴雨造成的灾害占当地气象灾害的 36%,各级政府、部门及公众对南疆暴雨预报的准确性、精确性和及时性提出了更高的要求。

塔里木东风低空急流位于内陆干旱区,其中心强度和空间尺度与我国季风区的西南低空急流相当,但高度比西南低空急流低(邓子风,1990;Yan et al., 2021)。塔里木东风低空急流有两条路径,一条自南疆东部开始伸向西南,另一条从甘肃敦煌开始向西伸展,两条路径都经过若羌站,而且在若羌附近得到加强,在阿尔金山折向西或者西北,最后在南疆西部消失。塔里木东风低空急流对南疆暴雨有重要作用(谢泽明,2018)。研究表明,南疆地区致雨云云底的高度为 2000~2500 米,明显低于周围地形高度,因此水汽从西方、南方进入是很困难的,唯有东边为开口区,因此塔里木东风低空急流是南疆暴雨过程中水汽输送的重要通道(张俊兰等,2012)。由于南疆三面环山,从东口流入南疆的空气就会在低层出现空气的辐合,然后在中空向外流出,形成辐合上升运动(杨霞等,2014;孙颖姝等,2018;曾勇等,2018)。此外,在南疆暴雨发生前,当 500hPa 低值系统移动上高原时,南疆塔里木盆地的气压很低,如果没有塔里木东风低空急流流入盆地,起到“垫高”作用,则从西部翻越高原的冷空气,会向盆地下滑,从而产生较强的西北气流,则不能出现暴雨(张云惠等,2013)。在实际预报业务中,我们还时常发现在一些南疆降水过程中,虽然也有塔里木东风低空急流的存在,其中心强度甚至达到了 $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,但并没有暴雨出现,仅出现了一些小雨或中雨。孙淑清等(1979)将未能造成暴雨天气的低空急流称为“空急流”,并指出由于“空急流”不具备输送和积累水汽的性能且低空急流自身具有很大的稳定性,因此不利于暴雨的发生(孙淑清等,1980;苗爱梅等,2010)。

目前针对塔里木东风低空急流与南疆暴雨关系的研究还相对较少(刘华悦等, 2015; 杨霞等, 2021), 且主要采取天气个例分析, 较为零散, 缺乏系统性, 或是将南北疆作为一个整体, 讨论低空急流与新疆强降水的关系, 而未能给出塔里木东风低空急流与南疆暴雨的清晰关系(孙颖姝等, 2019)。此外, 现有针对塔里木东风低空急流的研究也主要集中在南疆暴雨过程中, 而对“空急流”过程研究的更少。位于内陆干旱区的塔里木东风低空急流的“空急流”特征与我国东部季风区的“空急流”是否相同, 还不清楚。本文将统计近 40 年南疆不同等级降水与塔里木东风低空急流的关系, 从天气背景、动热力条件和水汽特征等方面分析南疆暴雨过程中塔里木东风低空急流的特征, 对比分析塔里木东风低空急流在南疆暴雨过程和非暴雨过程中的差异, 从而进一步揭示塔里木东风低空急流对南疆暴雨的影响机制。

2 资料和方法

本文采用新疆气象信息中心提供的 1981—2020 年 5 至 9 月(即暖季)南疆 49 个国家气象站的逐日降水资料、若羌站($88^{\circ}11'00''$, $39^{\circ}01'00''$)每日 2 次(00:00 UTC 和 12:00 UTC)的探空资料和欧洲中期数值预报中心(ECMWF)的 ERA5 再分析格点资料, 空间分辨率是 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, 时间分辨率为 1 h。

由于全国暴雨标准在新疆不适用, 因此本文采用新疆现行的降水业务标准(张家宝等, 1986), 即日降水量 R , 当 $0.1 \text{ mm} \leq R \leq 6.0 \text{ mm}$ 时为小雨; 当 $6.1 \text{ mm} \leq R \leq 12.0 \text{ mm}$ 时为中雨, 当 $12.1 \text{ mm} \leq R \leq 24.0 \text{ mm}$ 时为大雨, 当 $24.1 \text{ mm} \leq R \leq 48.0 \text{ mm}$ 时为暴雨, $48.1 \text{ mm} \leq R \leq 96.0 \text{ mm}$ 为大暴雨, $R \geq 96.1 \text{ mm}$ 为特大暴雨。

本文中塔里木东风低空急流日主要依据若羌站实况探空资料确定, 即若羌站某日 00:00 UTC 或 12:00 UTC 两个时次中, 任一时次在 600 hPa 以下的标准层上出现风向在 $33.76^{\circ} \sim 146.25^{\circ}$ 之间, 风速 $\geq 12 \text{ m/s}$ 的现象时, 定义该日为一个塔里木东风低空急流日。综合南疆地域特征, 站点分布和实际预报经验将南疆降水过程按如下标准进行划分: 当某日南疆区域内出现 $\geq 0.1 \text{ mm}$ 降水的站点数 $n \geq 10$ 站时, 定义该日为一个南疆降水日; 若在一个南疆降水日中, 有 $n \geq 1$ 个站点出现暴雨, 则定义该日为一个暴雨日; 若有 $n \geq 3$ 个站点出现大雨且无暴雨出现, 则定义该日为一个大雨日; 有 $n \geq 3$ 个站点出现中雨且出现大雨的站点数 $n \leq 2$ 个, 则定义该日为一个中雨日; 若出现中雨和大雨的站点数 n 均 ≤ 2 个, 则定义该日为一个小雨日。本文中“空急流”过程指由塔里木东风低空急流造成的非暴雨降水过程, 即大雨、中雨和小雨过程的统称。

3 结果分析

3.1 塔里木东风低空急流与南疆降水的统计关系

表 1 给出 1981—2020 年暖季, 塔里木东风低空急流与南疆降水的关系, 可以看出, 过去 40 a 共出现 1722 个塔里木东风低空急流日, 其中 617 d 有降水, 占总日数的 35.8%, 1105 d 无降水, 占总日数的 64.2%。过去 40 a, 南疆共出现降水日 1585 d, 其中 617 d 中伴有塔

里木东风低空急流，占总降水日数的 38.9%，968 d 中不伴有塔里木东风低空急流，占总降水日数的 61.1%。表 2 进一步给出 1981—2020 年塔里木东风低空急流与南疆不同等级降水的关系，可以看出，过去 40 a 南疆出现的小雨日数最多（1117 d），中雨次之（218 d），暴雨第三（175 d），大雨最少（75 d）。塔里木东风低空急流在南疆小雨日的出现比例为 35%，中雨日为 45.4%，大雨日为 50.7%，暴雨日为 51.4%。进一步分析发现，1981—2020 年南疆共出现 20 个同一日暴雨站数 ≥ 3 站的大范围暴雨过程，其中 17 个大范围暴雨过程中都伴有塔里木东风低空急流，占比高达 85.0%。因此，不难发现，随着南疆降水等级的增强和强降水范围的扩大，塔里木东风低空急流的出现比例迅速增加，因此塔里木东风低空急流对南疆暴雨具有重要作用。此外，由表 2 还可以看出，在 1981—2020 年暖季的 617 个伴有塔里木东风低空急流的降水日中，暴雨仅有 90 d，占比为 14.6%，暴雨等级以下降水日数分别为大雨 38 d，占比为 6.2%，中雨 99 d，占比为 16.0%，小雨 391 d，占比为 63.4%。因此，塔里木东风低空急流的“空急流”过程也高达 85.4%，远高于我国东部季风区。

综上所述，塔里木东风低空急流与南疆降水的关系较为复杂，一方面在南疆大范围暴雨过程中，塔里木东风低空急流的出现率高达 85.0%，而另一方面塔里木东风低空急流的“空急流”出现率也高达 85.4%，因此如何有效甄别出能够导致南疆出现暴雨的塔里木东风低空急流一直都是实际业务中的难题。下文分别挑选 30 个典型的伴有塔里木东风低空急流的南疆暴雨过程和“空急流”过程进行合成分析，对比二者的差异。

表 1 1981—2020 年塔里木东风低空急流与南疆降水的关系

Table 1 The relationship between the Tarim easterly low-level jet and precipitation in southern Xinjiang from 1981 to 2020

塔里木东风低空急流日数				降水日			
有降水/ d	占比/ %	无降水/ d	占比/ %	有急流/ d	占比/ %	无急流/ d	占比/ %
617	35.8	1105	64.2	617	38.9	968	61.1

表 2 1981—2020 年塔里木东风低空急流与南疆不同等级降水的关系

Table 2 The relationship between the Tarim easterly low-level jet and different levels of precipitation in southern Xinjiang from 1981 to 2020

	总日数 / d	有塔里木东风低空急流 配合的日数/ d	占比 / %	无塔里木东风低空急流 配合的日数/ d	占比 / d	在有塔里木东风低 空急流配合的降水 日数中的占比/ d
小雨	1117	391	35.0	726	65.0	63.4
中雨	218	99	45.4	119	54.6	16.0
大雨	75	38	50.7	37	49.3	6.2
暴雨	175	90	51.4	85	48.6	14.6
合计	1585	617	—	968	—	100.0

3.2 空间分布特征

3.2.1 降水空间分布

图 1 给出南疆暴雨过程和“空急流”过程的合成平均降水量空间分布，可以看出，南疆暴雨过程降水量的空间分布存在显著的东西部差异，降水量大值区主要分布在南疆 82° E 以西的区域，且东西部降水量值差异悬殊，西部区域的降水量值约为东部区域的 3 倍之多。在“空急流”过程中，南疆降水量的空间分布也呈现西部多东部少的特征，但东西部降水量值差异不大。综上可知，南疆暴雨过程和“空急流”过程存在较大的差异，下面我们将从塔里木东风急流本身的特性出发，进一步从对比分析其差异。

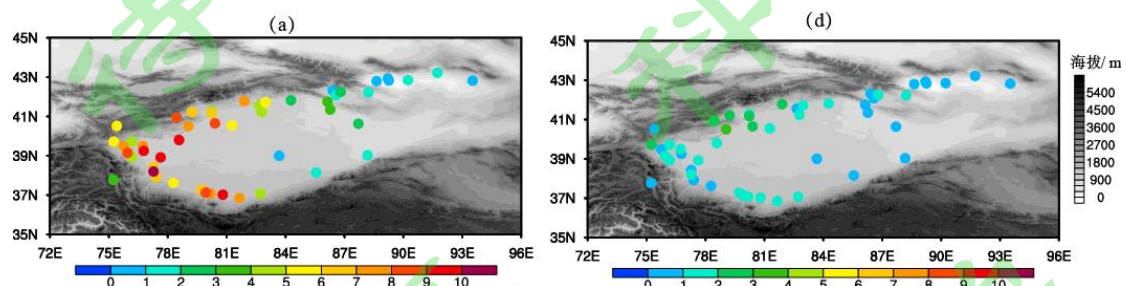


图 1 南疆暴雨过程 (a) 和“空急流”过程 (b) 的合成平均降水量空间分布 (单位: mm) 灰色阴影为地形 (单位: m)

Fig. 1 Spatial distribution of combined mean precipitation during rainstorm (a) and low-level jet without rainstorm (b) processes in southern Xinjiang (unit: mm), gray shadows as topography (unit: m)

3.2.2 急流空间分布

由图 2 可以看出，在南疆暴雨过程中（图 a1~a4），塔里木东风低空急流的风速大值区主要集中在 85°~92°E 附近，低空急流核区的强度达到了 $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上，低空急流核区的低层动能（即从地面积分到 500 hPa 的垂直积分动能）达 $60 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ ，低空急流前部的偏东气流可推进至 78°E 附近，在此与翻越帕米尔高原进入南疆西部的偏西气流形成东西风的辐合。此外，塔里木东风低空急流在南疆暴雨过程中还存在显著的日变化特征，其在夜间和清晨（18: 00 UCT 和 00: 00 UTC）发展强烈，核区范围较大，风速加强；而在午后和傍晚（06: 00 UTC 和 12: 00 UCT）强度明显减弱，核区范围缩小，风速减弱。在“空急流”过程中（图 b1~b4），塔里木东风低空急流的核区强度也可达到 $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上，但范围明显小于暴雨过程，其低空急流核区的低层动能也明显低于暴雨过程，最大仅为 $40 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ 。在“空急流”过程中，低空急流前部的偏东气流只在清晨可推进至 78°E 附近，从午后开始在塔里木盆地中部 80°E 附近出现一支明显的偏北气流，该气流切断了塔里木东风低空急流的西伸，盆地西部的西北气流加强，盆地西部低层动能由 $10 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ 增加至 $30 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ ，随着盆地西部西部气流和盆地中部偏北气流的东移，塔里木东风低空急流东撤至 85°E 以东的区域。与南疆暴雨过程类似，在“空急流”过程中，塔里木东风低空急流也存在夜间和清晨发展，午后和傍晚减弱的

日变化特征。

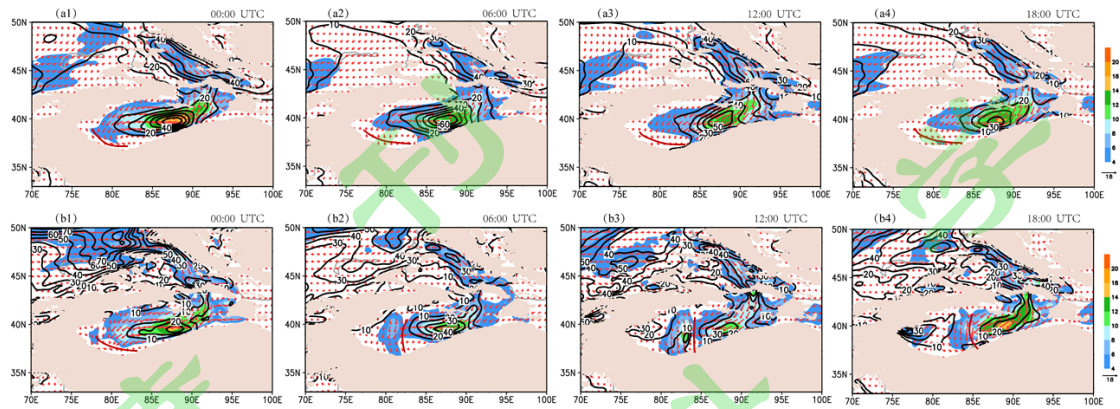


图 2 南疆暴雨过程 (a1~a4) 和“空急流”过程 (b1~b4) 的逐 6 h 合成平均 850 hPa 风场 (红色箭头及彩色阴影, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和垂直积分大气动能 (黑色等值线, 单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), 浅咖色阴影为大于 1500 m 的地形
Fig. 2 The average 850 hPa wind field (arrows and color shadows, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical integrated winter atmospheric kinetic energy (black contour, unit: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) during the rainstorm process (a1~a4) and the low-level jet without rainstorm process (b1~b4) in southern Xinjiang. The light coffee color shadow is a terrain greater than 1500 m.

图 3 给出南疆暴雨过程和“空急流”过程逐 6 h 合成平均的塔里木东风低空急流的垂直分布, 从南疆暴雨过程中沿塔里木东风低空急流轴方向的垂直剖面中 (图 3a1~a4), 可以看出, 塔里木东风低空急流轴的高度自东向西降低, 东风风速急减, 厚度变薄。从南疆暴雨过程中沿塔里木东风低空急流横截面的垂直剖面中 (图 3b1~b4), 可以看出, 塔里木东风低空急流最大风速中心的高度自南向北急剧递减, 东风的厚度也是自南向北逐渐变薄。“空急流”过程中, 塔里木东风低空急流的垂直分布与暴雨过程类似, 但在暴雨过程中塔里木东风低空急流的东风的厚度可超过 600 hPa, 明显高于“空急流”过程 (650 hPa); 此外, 南疆暴雨过程中塔里木东风低空最大风速的垂直伸展高度也明显高于“空急流”过程。

综上所述, 南疆暴雨过程中塔里木东风低空急流与“空急流”的空间分布存在明显差异, 暴雨中的塔里木东风低空急流分布范围更大, 东风层更厚, 向盆地西部推进的更远, 并始终在南疆西部与偏西气流维持一个东西风的辐合带, 该辐合气流有利于辐合上升运动和水汽的汇聚辐合, 从而有利于南疆西部地区形成暴雨。而在“空急流”过程中, 塔里木东风低空急流主要分布在南疆东部, 其东风层厚度也较南疆暴雨过程略低, 此外, 由于盆地东中部出现的一支东移的偏北气流阻断了塔里木东风低空急流的持续西伸, 因此不利于南疆西部出现强降水。

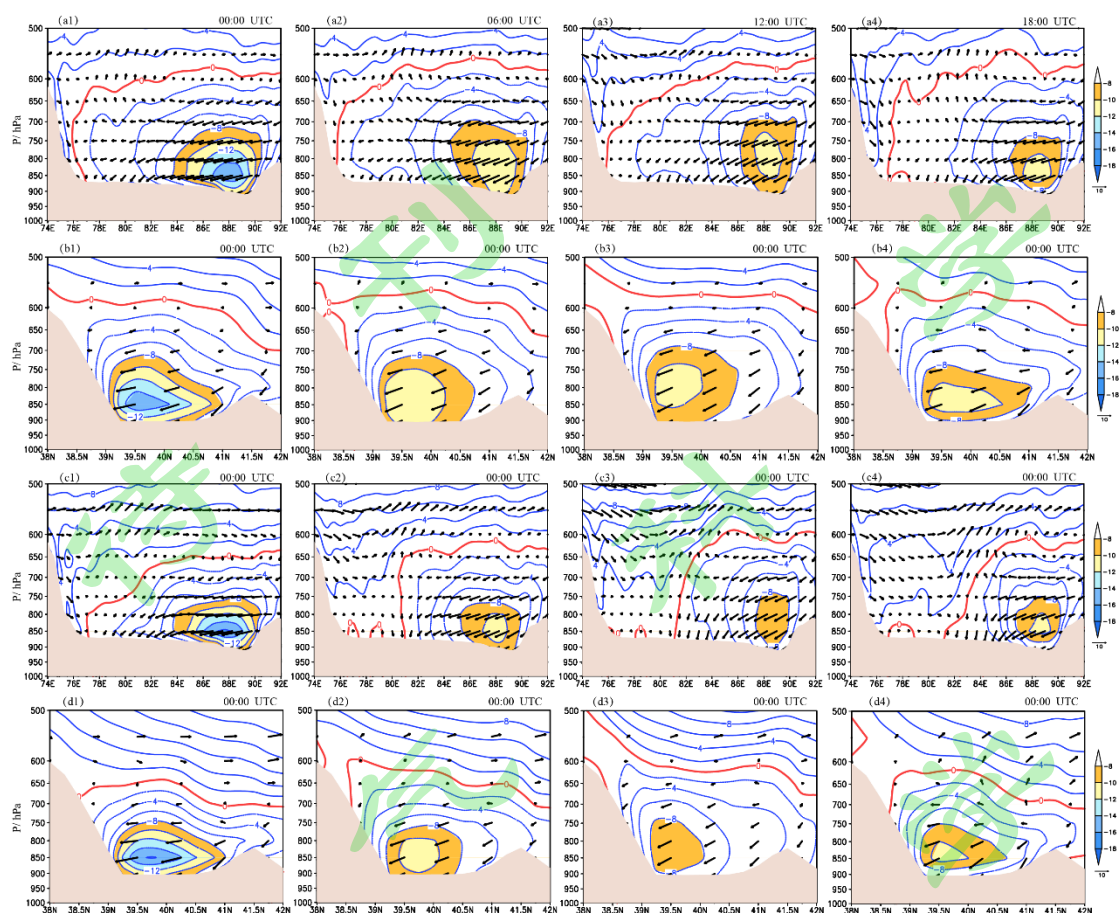


图3 南疆暴雨过程沿 39.5°N (a1~a4) 和 88.5°N (b1~b4) 的逐6 h 合成平均风速剖面及“空急流”过程沿 39.5°N (c1~c4) 和 88.5°N (d1~d4) 的逐6 h 合成平均风速剖面 (等值线及彩色阴影为 U 分量, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 箭头为 U, V 风, 浅咖色阴影为地形)

Fig. 3 The average wind speed profile of the rainstorm process along 39.5°N (a1~a4) and 88.5°N (b1~b4), the average wind speed profile of the low-level jet without rainstorm process along 39.5°N (c1~c4) and 88.5°N (d1~d4) (contours and color shadow are U component, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, arrow is U, V wind, light coffee color shadow is terrain).

3.3 中高层天气形势

从高层天气形势的合成平均结果来看 (图4), 在南疆暴雨过程中 (图4a、b), 100 hPa 南亚高压主体位于 30°N 附近, 呈“青藏高原高压型”分布, 高压中心位于 95°E 附近, 且清晨的中心强度和范围均比傍晚小。200 hPa 高空急流的最大风速在清晨超过 $40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 傍晚减小至 $35\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右, 且明显东移。南疆位于高空急流入口区的右侧, 高空急流造成的强辐散区在清晨主要位于南疆西部地区, 傍晚东扩至南疆中东部。结合前文可知, 南疆西部地区低层为低空急流造成的强辐合区, 高层为高空急流造成的强辐散区, 因此有利于该区域出现较强的垂直上升运动, 为暴雨提供了较好的动力条件。在“空急流”过程中, 南亚高压主体较暴雨过程偏北, 位于 35°N 附近, 呈“伊朗高压型”分布, 高压中心位于 50°E 附近, 高压中心的强度比南疆暴雨过程略强, 与南疆暴雨过程类似, 南亚高压的中心范围也是清晨小于傍晚。

与南疆暴雨过程不同的是，在“空急流”过程中（图 4c、d），200 hPa 高空急流在清晨的最大风速超过 $40 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，傍晚增大至 $45 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上，位置相对稳定。在“空急流”过程中，南疆也位于高空急流入口区的右侧，高空急流造成的强辐散区清晨也主要位于南疆西部地区，傍晚东扩至南疆中东部地区。但由于低层塔里木东风低空急流受到盆地中部偏北气流的阻挡，使得低层的强辐合区主要位于盆地中东部，因此不利于南疆东部地区垂直上升运动的发展。

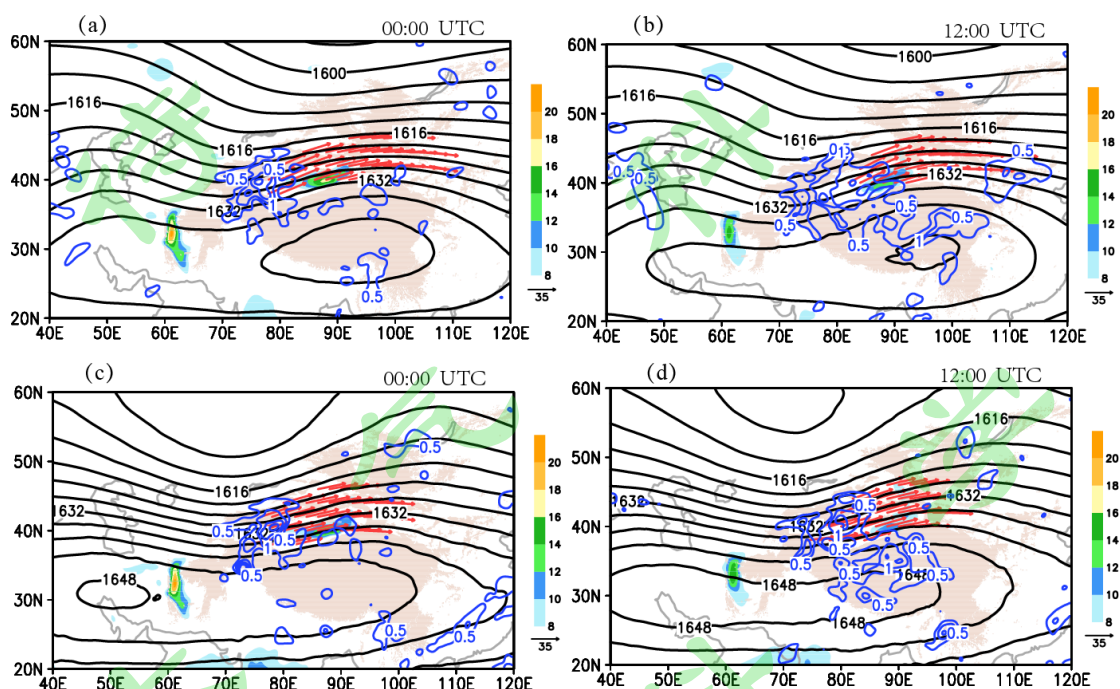


图 4 南疆暴雨过程 (a、b) 和“空急流”过程 (c、d) 合成平均 100 hPa 位势高度 (黑色实线, 单位: dagpm)、200 hPa 高空急流 (红色箭头, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)、200hPa 散度场 (蓝色等值线, 单位: 10^{-5}s^{-1}) 和 850hPa 低空急流 (彩色阴影, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 4 Combined average 100 hPa geopotential height (black solid line, unit: dagpm), 200 hPa upper-level jet (red arrow, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), 200hPa divergence field (blue isoline, unit: 10^{-5}s^{-1}), 850hPa low-level jet (color shadow, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) during rainstorm processes (a, b) and the low-level jet without rainstorm processes (c, d) in southern Xinjiang

从中层天气形势的合成平均结果来看（图 5），在南疆暴雨过程中，500 hPa 高度场呈“两脊一槽”的分布形势，乌拉尔山附近和贝加尔湖以南为高压脊区，且上游乌拉尔山脊明显强于下游贝加尔湖南部高压脊，巴尔喀什湖及其南部为南北两个低槽，其中北支低槽弱，南支低槽强，南支低槽的槽底南伸至 20°N 附近，低槽系统在东移过程中北支低槽快而南支慢。在“空急流”过程中，500 hPa 高度场呈“一脊一槽”的分布形势，贝加尔湖及其北部区域为高压脊区，低槽也位于巴尔喀什湖附近，经向度不大，但锋区较强，该低槽系统整体东移影响新疆。综上不难看出，南疆暴雨过程和“空急流”过程的中高层天气形势存在较大差异，在南

疆暴雨过程中，由于北支低槽较弱，冷空气不足以翻越天山在盆地中部形成偏北气流，从而阻断塔里木东风低空急流西伸，而在“空急流”过程中，由于强锋区压在 40°N 附近，低槽在东移过程中，冷空气翻越天山在盆地中部形成一支较强的偏北气流，从而阻断了塔里木东风急流西伸，在盆地东部形成了较强的辐合，不利与盆地西部的降水。

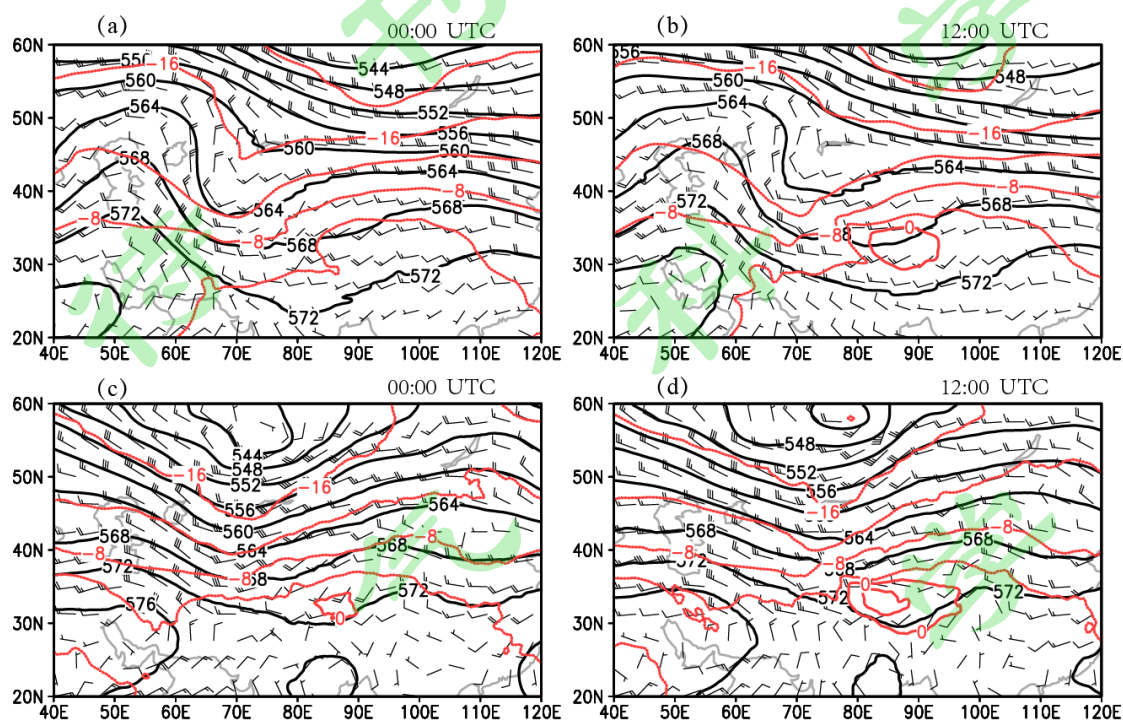


图 5 南疆暴雨过程 (a、b) 和“空急流”过程 (c、d) 合成平均 500 hPa 位势高度 (黑色实线, 单位: dagpm) 温度 (红色线, 单位: °C) 和风场 (黑色风向杆, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 5 The combined average 500 hPa geopotential height (black real line, unit: dagpm) temperature (red line, unit: °C) and wind field black wind pole, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) during rainstorm process (a, b) and the low-level jet without rainstorm processes (c, d) in southern Xinjiang.

3.4 动热力结构

图 6 给出南疆暴雨过程和“空急流”过程的垂直环流特征，可以看出，在南疆暴雨过程中始终维持着较强低层辐合高层辐散，垂直上升运动几乎控制整个盆地，由于地形抬升作用，南疆西部的垂直上升运动明显强于东部地区，最强的垂直上升运动高度甚至超过了 300 hPa，深厚而强烈的垂直上升运动为南疆暴雨提供了优越的动力条件 (图 a1~a4)。在“空急流”过程中，清晨盆地内部也呈现低层辐合高层辐散的垂直结构，垂直上升运动自东向西逐渐加强，中午由于盆地中部偏北气流的阻断，塔里木东风低空急流东撤，最强垂直上升运动随之东移至盆地中部，盆地西部低层呈现辐散气流，整层垂直上升运动减弱；傍晚塔里木东风低空急流继续东撤，南疆 82°E 以西区域 700 hPa 以下层次基本为下沉气流控制，强盛的垂直运动主要位于南疆东部；夜间南疆东部一直维持强烈的垂直上升运动，南疆西部出现一些弱的垂直上升运动。

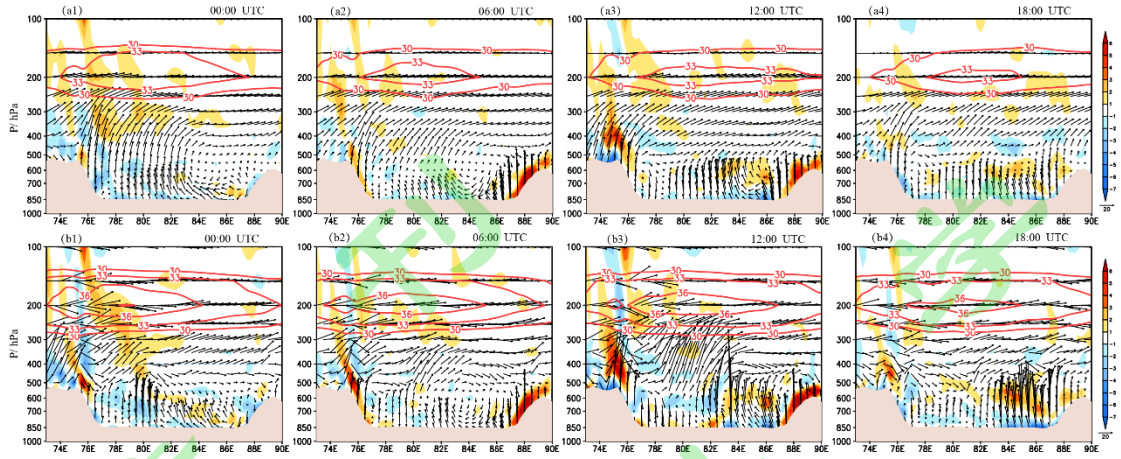


图6 南疆暴雨过程 (a1~a4) 和“空急流”过程 (b1~b4) 沿 38.5°N 的逐 6 h 合成平均散度 (阴影, 单位: 10^{-5}s^{-1})、纬向环流 (u, w) (箭头, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、高空急流 (红色实线, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和地形 (浅咖色填色) 的径向垂直剖面

Fig. 6 Radial vertical profiles of heavy rain processes (a1~ a4) and the low-level jet without rainstorm processes (b1~b4) along the synthetic average divergence (shadow, unit: 10^{-5}s^{-1}) at 38.5°N , zonal circulation (u, w) (arrow, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), upper jet (red solid line, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and topography (light coffee color) in southern Xinjiang

南疆暴雨过程和“空急流”过程在不稳定层结条件上也存在差异 (图 7)。本文用 850hPa 到 500hPa 的 $-\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p}$ 值表示低层大气的稳定度, 当 $-\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} < 0$ 时表示不稳定层结, 当 $-\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} > 0$ 时表示稳定层结。在南疆暴雨过程中, 清晨 $-\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} < 0$ 的区域较小, 且主要分布在南疆西部, 南疆东部地区的层结较为稳定; 中午随着太阳辐射增强, 近地层气温迅速上升, 在 750hPa 从东西两侧分别有两个冷舌向盆地中部伸展, 使得 84°E 以西的南疆区域下暖上冷的不稳定层结进一步加强, $-\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} < 0$ 的区域东扩; 傍晚 $-\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} < 0$ 的不稳定层结区域范围最大, 夜间 $-\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} < 0$ 的不稳定层结区域向南疆西部收缩。在“空急流”过程中, 南疆西部的层结不稳定度明显强于南疆暴雨过程, 特别是中午近地层迅速由 334K 上升至 337K , 低层迅速升温使得层结不稳定进一步增强, 盆地东部 $-\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} > 0$ 的区域迅速减少, 傍晚层结不稳定的区域进一步增强东扩至南疆中东部, 夜间 $-\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} < 0$ 的区域西退至 85°E 以西, 85°E 以东地区再次为 $-\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} > 0$ 的区域控制。

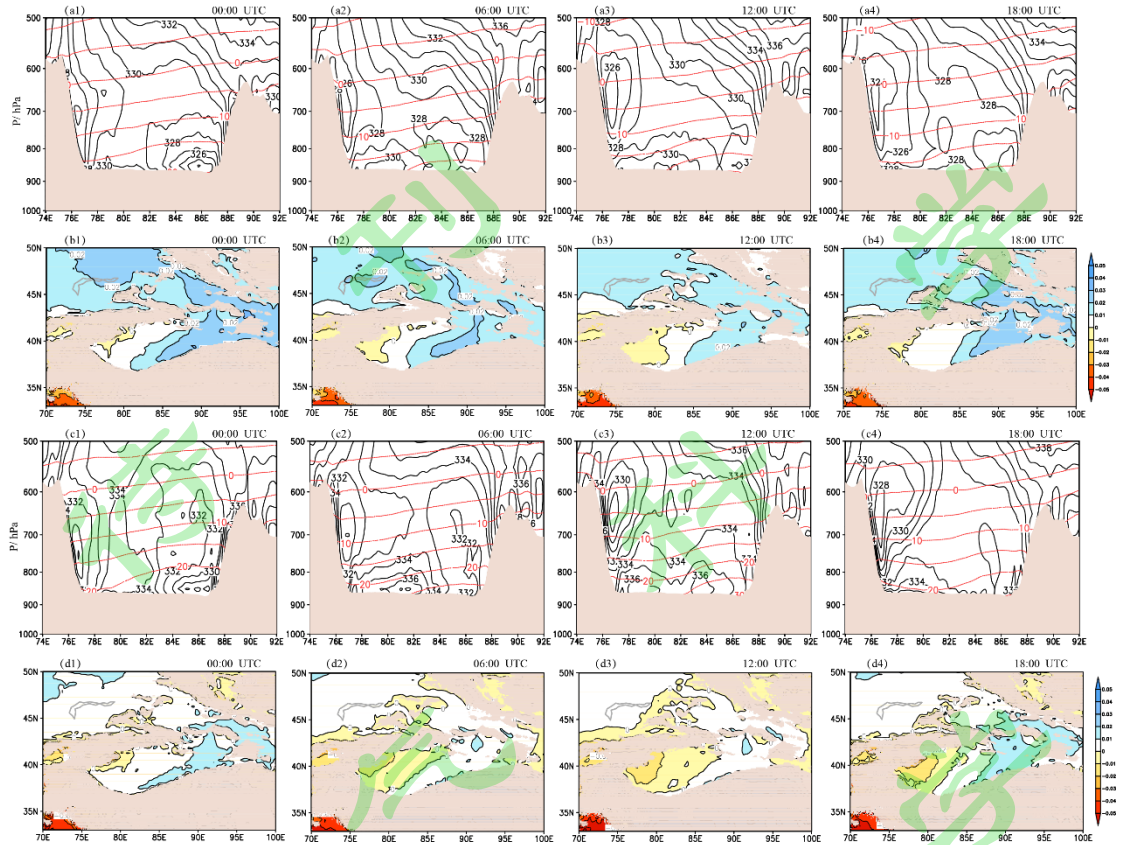


图7 南疆暴雨过程(a1~a4)沿38.5°N的逐6h合成平均假相当位温(黑色实线,单位:K)、温度(红色实线,单位:°C)和地形(浅咖色填色)的径向垂直剖面及暴雨过程(b1~b4)的层结不稳定度分布(黑色等值线和彩色阴影,单位:°C/hPa);“空急流”过程(c1~c4)沿38.5°N的逐6h合成平均假相当位温(黑色实线,单位:K)、温度(红色实线,单位:°C)和地形(浅咖色填色)的径向垂直剖面及“空急流”过程(d1~d4)的层结不稳定度分布(黑色等值线和彩色阴影,单位:°C/hPa)

Fig.7 Radial vertical profiles of average pseudo-equivalent potential temperature (black solid line, unit: K), temperature (red solid line, unit: °C) and topography (a1~ a4) and stratification instability distribution of rainstorm processes (b1~ b4) (black isolines and color shadows, unit: °C/hPa) along 38.5 ° N during rainstorm and the low-level jet without rainstorm processes (c1~c4, d1~d4) in southern Xinjiang.

综上所述,南疆塔里木东风急流的“空急流”过程与我国季风区不同,季风区的“空急流”过程中,暴雨过程中,低空急流自身具有很大的稳定性,而在内陆干旱区的塔里木东风急流的“空急流”过程中,低空急流本身并不稳定,其不稳定性甚至超过了南疆的暴雨过程,在南疆暴雨过程中层结不稳定条件虽然不是很强,但却存在强盛的垂直上升运动,因此很有利强对流天气的发生发展;而在“空急流”过程中,大气的层结不稳定条件虽然较好,但垂直上升运动仅在南疆东部区域发展旺盛,因此对西部降水并不有利。那么在塔里木东风低空急流的“空急流”过程中,南疆东部区域有持续而强盛的垂直上升运动,此外大气层结的不稳定条件也非常好,这个区域为什么没有强降水出现呢?下面我们进一步分析水汽条件,从而找到答案。

3.5 水汽输送和汇聚

充沛的水汽是形成强降水的必要条件，在干旱区要形成暴雨水汽条件就更加重要。由图 8 可以看出，在南疆暴雨过程中，存在一支与塔里木东风低空急流相关的偏东路径水汽输送通道，该通道与北疆西北气流相连，将黑海、里海和咸海的水汽向南疆盆地输送；与此同时，孟加拉湾的水汽在向北输送过程中，也有一部分转向汇入了这支偏东路径的水汽输送中；由于南疆三面环山，塔里木东风低空急流不断将水汽向南疆西部汇聚，此外，在南疆暴雨过程中，中亚地区还存在一支弱的偏西路径的水汽输送通道从西部进入南疆，与塔里木东风低空急流造成的偏东路径水汽输送在南疆西部形成水汽辐合，整层水汽通量散度最大达 $-4 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}$ 。在“空急流”过程中，也存在东西两条路径的水汽输送通道，但与南疆暴雨过程相比，“空急流”过程中的偏东路径水汽输送量明显偏弱，且主要出现在清晨和中午，在傍晚和夜间，偏西路径水汽输送加强，而偏东路径水汽输送通道迅速减弱东撤，水汽的强辐合区也由南疆西部东移至南疆中东部地区。

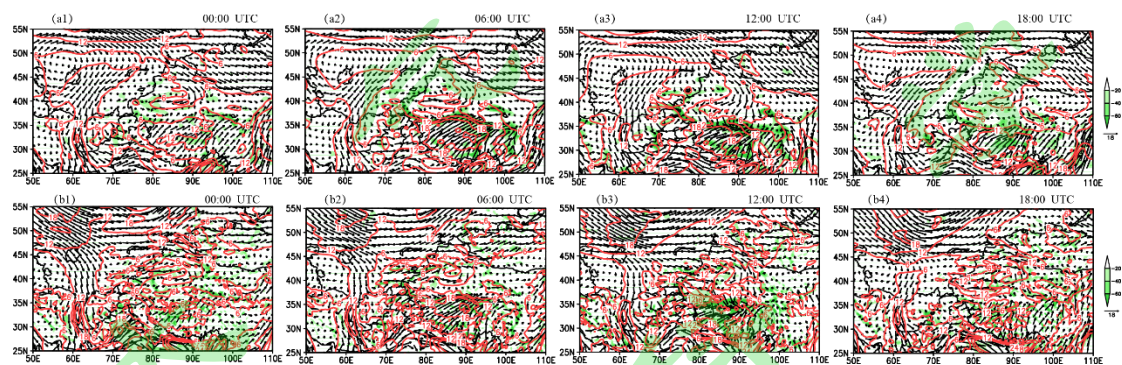


图 8 南疆暴雨过程 (a1~a4) 和“空急流”过程 (b1~b4) 逐 6 h 合成平均整层水汽通量 (红色等值线及箭头, 单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}$) 及水汽通量散度 (阴影, 单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}$)

Fig.8 Average integrated water vapor fluxes (shadows and arrows, $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}$) and vapor flux divergence (shadow, unit: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}$) from rainstorm processes (a1~a4) and the low-level jet without rainstorm processes (b1~b4) in southern Xinjiang

从图 9 可以进一步看出，在南疆暴雨过程中 (9a1~a4)，整个盆地内部水汽条件充沛，南疆西部低层比湿值超过 $10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，南疆东部地区的比湿值也超过 $6 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，与此同时，在南疆暴雨过程中由塔里木东风低空急流造成的垂直上升运动在盆地内长时间维持，中心强度达 $4 \times 10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在“空急流”过程中 (9b1~b4)，比湿大值区主要集中在南疆西部地区，其最大比湿值也超过 $9 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，但南疆东部地区的比湿值较小，约为 $5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。从垂直上升运动与比湿场的对应关系来看，清晨南疆西部水汽条件充沛，垂直上升运动旺盛，但由前文分析可知，此时大气层结相对较为稳定，因此不利于强降水出现，中午南疆西部大气层结不稳定性增加，水汽条件依然充沛，但垂直上升运动较弱，也不利于强降水天气出现，傍晚南疆西部被强盛的下沉气流控制，也无法产生强降水，夜间垂直上升运动虽然有所加强，但无法

满足产生强降水的要求。南疆东部的水汽条件从清晨到傍晚都维持在较低的水平，与此同时该区域清晨和中午垂直上升运动均较弱，傍晚时垂直上升运动虽然大幅增加但水汽条件较差，因此也不利于降水出现，夜间南疆东部比湿值增加至 $6 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右，同时该区域的垂直上升运动也较强，较有利于降水出现。综上可以看出，在南疆暴雨过程中，与塔里木东风低空急流相联系的偏东路径是主要的水汽输送通道，水汽从东部向西部输送，由于南疆盆地北、西、南三面环山，因此有利于低层水汽在南疆西部汇聚，形成较充沛的水汽条件，与此同时该区域还有强盛而持久的垂直上升运动与之配合，因此有利于暴雨天气的出现。在“空急流”过程中，与塔里木东风低空急流相联系的偏东路径的水汽输送较弱，不利于水汽在南疆西部汇聚；而盆地内部偏西路径的水汽输送却较强，有利于将盆地西部的水汽向东部输送，从而使得盆地东部大气增湿。然而，在“空急流”过程中，虽然南疆西部的水汽条件较好，但其上空的垂直上升运动较弱，南疆东部的垂直上升运动较强，但其水汽条件较差，因此都不利于强降水出现。

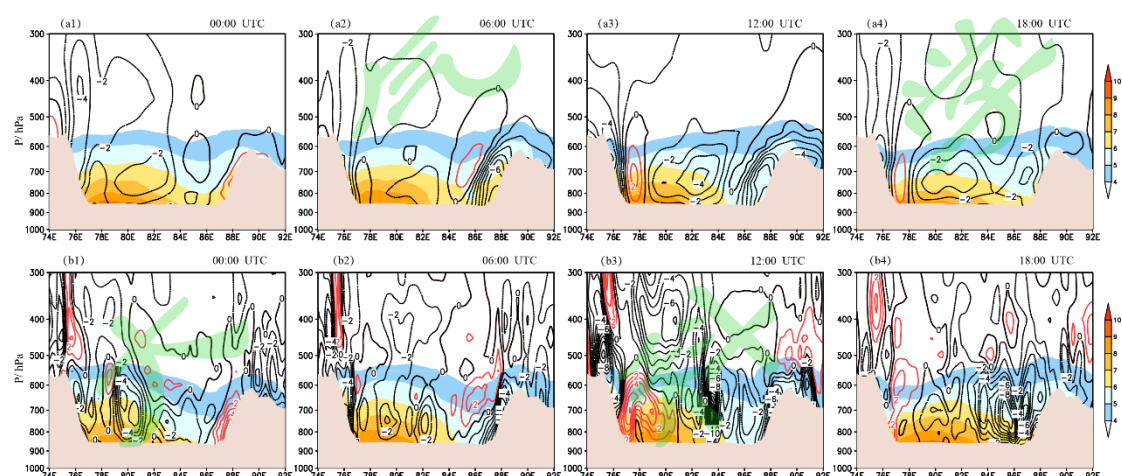


图9 南疆1暴雨过程(a1~a4)和“空急流”过程(b1~b4)沿 38.5°N 的逐6h合成平均比湿(阴影,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)、垂直速度(红色实线正值,黑色实线为负值,单位: $10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)和地形(浅咖色填色)的径向垂直剖面

Fig.9 Radial vertical profiles of heavy rain processes (a1~ a4) and the low-level jet without rainstorm processes (b1~b4) along the synthetic average specific humidity (shadow, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), vertical velocity (positive red real line, negative black real line, unit: $10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and topography (light caffè color) along 38.5°N in southern Xinjiang.

3.6 急流的超地转特性

地转风 (V_g) 的计算公式 (朱乾根等, 2000) 为:

$$V_g = 8.9979 \times 10^{-4} \frac{1}{2\omega \sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta n} \quad (1)$$

式(1)中, ω 为地球自转角速度 ($\omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$); φ 为计算点纬度; Δp 为计算点附近和等压线法向距离 Δn (单位: 纬距) 的气压差。将相关参数带入式(1), 则:

$$V_g = \frac{4.79}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

则 $\Delta V_g = V - V_g$ 为地转风偏差， V 为实际风速，当 $\Delta V_g > 0$ 时为超地转风。

研究表明，由于动力特性的不同，在我国东部季风区与暴雨天气相联系的低空急流大多都是超地转的，低空急流中明显的超地转风可触发中小尺度系统发展，导致暴雨；而“空急流”过程则大多都不是超地转的（高守亭等，1984；孙淑清等，1999）。从图 10 可以看出，南疆暴雨过程中的塔里木东风低空急流和“空急流”过程中， ΔV_g 均 > 0 ，可见二者都是超地转的，只是南疆暴雨过程中塔里木东风低空急流的超地转风范围和强度均比“空急流”过程略大。可见，处于干旱区的塔里木东风低空急流的超地转特性与我国东部季风区存在较大差异。

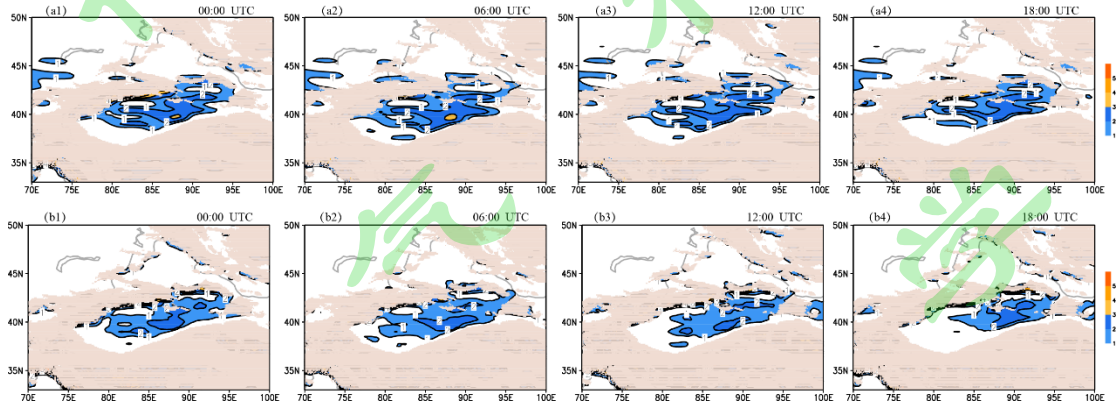


图 10 南疆暴雨过程 (a1~a4) 和“空急流”过程 (b1~b4) 逐 6 h 合成平均地转风偏差 (黑色等值线和阴影，单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和地形 (浅咖色填色)

Fig.10 The rainstorm process (a1~a4) and the low-level jet without rainstorm processes (b1~b4) in southern Xinjiang combine the average over-geostrophic wind speed (black contour and shadow, unit : $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and terrain (light brown color filling)

3.7 概念模型

图 11 给出有塔里木东风低空急流配合的南疆暴雨过程和“空急流”过程的天气概念模型，可以看出，在暴雨过程中，100 hPa 南亚高压呈青藏高原高压型；南疆西部 200 hPa 副热带西风急流入口区的右侧，高空辐散抽吸作用强；500 hPa 呈“两脊一槽”型分布，南疆西部位于中亚低槽槽前西南气流中，受下游脊的阻滞作用，中亚低槽移动缓慢；850 hPa 塔里木东风低空急流向西推进至 78°E 与翻越帕米尔高原进入南疆西部的偏西气流形成强烈辐合；由于南疆三面环山，塔里木东风低空急流在向西推进过程中也将低层水汽不断向西汇合，使得南疆西部水汽充沛，加之低层的强辐合区域与高层强辐散区在南疆西部叠加，增强了整层的垂直上升运动，由于低槽系统移动缓慢，充沛的水汽和较强的动力条件在南疆西部长时间维持，使得该区域的降水时间较长（各站平均的降水时数为 6.2 h），从而更易出现暴雨。

在“空急流”中，100 hPa 南亚高压呈伊朗高压型；高空急流造成的强辐散区在清晨位

于南疆西部，傍晚东扩至南疆中东部；500 hPa 呈“一脊一槽”型分布，锋区压在 40°N 附近；850 hPa 塔里木东风低空急流清晨向西推进至 78°E 附近，与翻越帕米尔高原进入南疆西部的偏西气流形成辐合，午后至夜间塔里木盆地中部出现一支较强的偏北气流切断了塔里木东风低空急流的西伸，与此同时，盆地西部的西北气流加强东扩，使得塔里木东风低空急流进一步东撤，三支气流在南疆东部形成强烈辐合上升运动，而南疆西部的辐合上升运动显著减小。清晨，南疆西部水汽条件充沛，垂直上升运动旺盛，但大气层结较为稳定，不利于强降水出现；中午，南疆西部大气层结不稳定性增加，水汽条件依然充沛，但低层辐合减弱，垂直上升运动减弱，也不利于强降水出现，傍晚至夜间，南疆西部被强盛的下沉气流控制，因此也不利于产生强降水。南疆东部地区的水汽条件从清晨到傍晚都维持在较低的水平，垂直上升运动在清晨至中午均较弱不利于强降水出现；在傍晚至夜间大幅增加，但由于该区域的水汽条件较差，因此也不利于强降水出现。可见，在南疆“空急流”过程中，南疆西部地区充沛的水汽和较强的动力条件的最优配置时间短，南疆东部地区动力条件虽强但水汽条件差，因此都不利于强降水出现和维持（南疆“空急流”过程中各站平均的降水时数仅为 2.9 h，约为暴雨过程的 46.8%）。

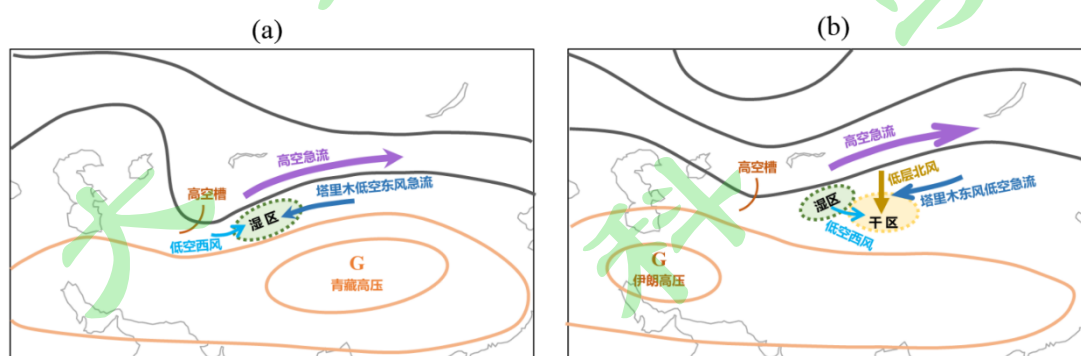


图 11 南疆暴雨过程 (a) 和“空急流”过程 (b) 的概念模型

Fig.11 Conceptual weather models of the rainstorm process (a) and the low-level jet without rainstorm processes (b) in Southern Xinjiang

4 结论

本文利用 1981—2020 年南疆逐日降水资料和欧洲中心 ERA5 再分析资料，统计分析了塔里木东风低空急流与南疆降水的关系，通过合成分析，给出了南疆暴雨过程中的塔里木东风急流与“空急流”的差异。所得结论如下：

(1) 塔里木东风低空急流与南疆降水的关系复杂，随着降水等级的增强和强降水范围的增大，塔里木东风低空急流的出现率迅速提高。塔里木东风低空急流对南疆暴雨有重要作用，南疆 85.0% 的大范围暴雨过程中都有塔里木东风低空急流配合。

(2) 南疆暴雨中的塔里木东风低空急流东风层更厚, 向西部推进的更远, 并在南疆西部与越过帕米尔高原进入南疆盆地的偏西气流形成一个持久的东西风辐合带。在“空急流”过程中, 塔里木盆地中部出现一支较强的偏北气流, 切断了塔里木东风低空急流的西伸, 使其主要维持在南疆东部, 东风层厚度也较南疆暴雨过程略低。

(3) 与我国季风区“空急流”本身具有较大的稳定性且不具备超地转特性不同, 塔里木东风急流的“空急流”具有较大的不稳定性, 与南疆暴雨过程中的塔里木东风急流一样都存具有超地转特性。

(4) 与塔里木东风低空急流相联系的偏东路径是南疆暴雨的主要水汽输送通道, 该通道可将中高纬(黑海、里海、咸海)和低纬(孟加拉湾)的水汽向南疆输送, 而在“空急流”过程中, 以偏西路径水汽输送为主, 与塔里木东风低空急流相联系的偏东路径水汽输送较弱。

(5) 在“空急流”过程中, 南疆西部地区的水汽条件较好, 但与之配合的垂直上升运动较弱, 南疆东部地区的垂直上升运动虽强, 但与之配合的水汽条件却较差, 二者都不利于降水长时间维持, 因此都不利于暴雨出现。

塔里木东风低空急流地处内陆干旱区, 与我国季风区低空急流存在较大差异, 本文仅对其基本特征进行了研究, 下一步将重点分析塔里木东风低空急流的精细结构及其对南疆暴雨的影响机制, 特别是塔里木东风低空急流的中小尺度脉动与南疆暴雨的关系等, 凝练关键预报技术和预报指标, 为提升南疆暴雨的精细化预报水平提供科学依据。

参考文献

- Bonner W D. 1968. Climatology of the low level jet[J]. Mon Wea Rev, 96(12): 833—850.
- Farquharson J S. 1939. The Diurnal Variation of Wind Over Tropical Africa[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 65 (280): 165—184.
- Ferguson Craig R.. Changes in Great Plains Low-Level Jet Structure and Associated Precipitation Over the 20th Century[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2022, 127(3).
- Goualt J. 1938. Vents en altitude a fort Lamy (Tchad) [J]. Ann Phys du Globe de la France d' Outre-Mer, 5: 70—91.
- Rife D L, Pinto J O, Monaghan A J, et al. 2010. Global distribution and characteristics of diurnally varying low-level jets[J]. J Climate, 23(19): 5041—5064.
- Means L L. 1952. On thunderstorm forecasting in the central United States[J]. Mon Wea Rev, 80(10): 165—189.
- Stensrud D J. 1996. Importance of low-level jets to climate: A review[J]. J Climate, 9(8): 1968—1711.
- Weaver S J, Nigam S. 2008. Variability of the Great Plains low-level jet: Large-scale circulation context and hydroclimate impacts[J]. J Climate, 21(7): 1532—1551.
- Yan Yan et al. Low-Level Jet Climatology of China Derived From Long-Term Radiosonde Observations[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2021, 126(20).
- 邓子凤, 王扣兰, 王政宇. 1982. 塔里木东风低空急流与南疆降水[J]. 气象, 8 (2): 7-9. DENG Zifeng, WAGN Koulan, WANG Zhenyu. 1982. Relationship Between Easterly Low-Level Jet in Tarim Basin and Precipitation in Southern Xinjiang[J]. Meteor Mon (in Chinese), 8 (2): 7-9.

- 高守亭, 孙淑清. 1984. 次天气尺度低空急流的形成[J]. 大气科学, 8(2): 178-188. Gao Shouting, Sun Shuqing. 1984. The Forming of Subsynchronous Scale Low-Level Jet Stream[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 8 (2): 178-188. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1984.02.08
- 韩萍, 薛燕, 苏宏超. 2003. 新疆降水在气候转型中的信号反映[J]. 冰川冻土, 25 (2): 179-182. HAN Ping, XUE Yan, SU Hongchao. 2003. Precipitation Signal of the Climatic Shift in Xinjiang Region[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 25 (2): 179-182.
- 黄士松. 1981. 暴雨过程中低空急流形成的诊断分析[J]. 大气科学, 5 (2): 123-135. HUANG Shisong. 1981. A Diagnostic Analysis of the Formation and Variation of the Low-Level Jet During Heavy-Rain Processes[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 5 (2): 123-135. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1981.02.02
- 江远安, 包斌, 王旭. 2001. 南疆西部大降水天气过程的统计分析[J]. 沙漠与绿洲气象, 24 (5): 19-20. JIANG Yuanan, BAO Bin, WANG Xu. 2001. Analysis on Heavy Precipitation Weather Process in West Nianjiang[J]. Bimonthly Of Xinjiang Meteorology (in Chinese), 24 (5): 19-20. doi: 10.3969/j.issn.1002-0799.2001.05.006
- 刘洪波, 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 Hongbo, HE Mingyang, WANG Bin, et al. 2014. Advances in Low-Level Jet Research and Future Prospects[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 72 (2): 191-206. doi: 10.11676/qxxb2014.022
- 刘华悦, 葛颀铭, 黄建平. 塔克拉玛干低空急流特征分析[J]. 干旱气象, 2015, 33 (3): 405-411. LIU Huayue, GE Jinming, HUANG Jiangping. Characteristics of Low Level Jet over the Taklimakan Desert[J]. Journal of Arid Meteorology (in Chinese), 2015, 33 (3): 405-411. doi: 10.11755/j.issn.1006-639 (2015) -03-0405
- 马淑红, 席元伟. 1997. 新疆暴雨的若干规律性[J]. 气象学报, 55 (2): 239-248. MA Shuhong, XI Yuanwei. 1997. Some Regularities of Storm Rainfall in Xinjiang China[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 55 (2): 239-248.
- 苗爱梅, 武捷, 赵海英, 等. 2010. 低空急流与山西大暴雨的统计关系及流型配置[J]. 高原气象, 29 (4): 939-946. MIAO Aimei, WU Jie, ZHAO Haiying, et al. 2010. Statistical Relation and Flow Pattern of Low-Level Jet and Heavy Rainstorm in Shanxi [J]. Plateau Meteorology (in Chinese) 29 (4): 939-946.
- 陶诗言, 丁一汇, 周晓平. 1979. 暴雨和强对流天气的研究[J]. 大气科学, 3 (3): 227-238. TAO Shiyang, DING Yihui, ZHOU Xiaoping. 1979. The Present Status of the Research on Rainstorm and Severe Convective Weathers in China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 3 (3): 227-238. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1979.03.0
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 255. TAO Shiyang. 1980. Heavy Rainfalls in China[M]. Beijing: Science Press (in Chinese), 255.
- 王澄海, 张晟宁, 李课臣, 等. 2021. 1961~2018 年西北地区降水的变化特征 [J]. 大气科学, 45 (4): 713-724. WANG Chenghai, ZHANG Shengning, LI Kechen, et al. 2021. Change Characteristics of Precipitation in Northwest China from 1961 to 2018 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 45 (4): 713-724. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2101.20216
- 赛瀚, 苗俊峰. 2012. 中国地区低空急流研究进展[J]. 气象科技, 40 (5): 766-771. SAI Han, MIAO Junfeng. 2012. A Review of Low-Level Jet Research in China[J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 40 (5): 766-771. doi: 10.3969/j.issn.1671-6345.2012.05.015
- 施雅风, 沈永平, 李栋梁, 等. 2003. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨[J]. 第四纪研究, 23 (2): 152-164. SHI Yafeng, SHEN Yongping, LI Dongliang, et al. 2003. Discussion on the Present Climate Change From Warm-Dry to Warm-Wet in Northwest China[J]. Quaternary Sciences, 23 (2): 152-164.
- 孙淑清, 马廷标, 孙纪改. 1979. 低空急流与暴雨相互关系的对比分析[J]. 气象学报, 37 (4): 36-44. SUN Shuqing, MA Tingbiao, SUN Jigai. 1979. On the relation between the low level jet and rainstorm[J]. Acta Meteorologica Sinica (In Chinese), 37 (4): 36-44.
- 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. Suen Shu-qing, Zhai Guo-qing. 1980. On the Instability of the Low Level Jet and its Trigger Function for the

- Occurrence of Heavy Rain-Storms[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 4(4): 327-337. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1980.04.05
- 孙颖姝, 周玉淑, 王咏青. 2019. 一次双高空急流背景下南疆强降水事件的动力过程和水汽源分析[J]. 大气科学, 43 (5): 1041-1054. SUN Yingshu, ZHOU Yushu, . 2019. Analysis of Dynamic Process and Moisture Source on a Heavy Precipitation Event in Southern Xinjiang Associated with the Double Upper-level Jet[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43 (5): 1041-1054. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1812.18168
- 孙颖姝. 2019. 低空急流与新疆强降水的关系[D]. 南京信息工程大学. SUN Yingshu. 2019. The relationship between low-level jet and heavy precipitation in Xinjiang[D]. Nanjing university of information science and technology. DOI: 10.27248/d.cnki.gnjqc.2019.000063.
- 谢泽明, 周玉淑, 杨莲梅. 2018. 新疆降水研究进展综述[J]. 暴雨灾害, 37 (3): 204-212. XIE Zeming, ZHOU Yushu, YANG Lianmei. 2018. Review of Study on Precipitation in Xinjiang[J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 37 (3): 204-212. DOI: 10.3969/j.issn.1004-9045.2018.03.002
- 杨莲梅, 李霞, 张广兴. 2011. 新疆夏季强降水研究若干进展及问题[J]. 气候与环境研究, 16 (2): 188-198. YANG Lianmei, LI Xia, ZHANG Guangxing. 2011. Some Advances and Problems in the Study of Heavy Rain in Xinjiang[J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (2): 188-198. DOI: 10.3878/j.issn.1006-9585.2011.02.08
- 杨霞, 周鸿奎, 赵克明, 等. 2021. 塔里木东风低空急流特征分析[J]. 干旱区研究, 38 (5): 1216-1225. YANG Xia, ZHOU Hongkui, ZHAO Keming, et al. 2021. Aanalysis of the characteristics of the easterly low-level jet in Tarim[J]. Arid Zone Research, 38 (5): 1216-1225.
- 曾勇, 周玉淑, 杨莲梅. 2019. 新疆西部一次大暴雨形成机理的数值模拟初步分析[J]. 大气科学, 43 (2): 372-388. ZENG Yong, ZHOU Yushu, YANG Lianmei. 2019. A Preliminary Analysis of the Formation Mechanism for a Heavy Rainstorm in Western Xinjiang by Numerical Simulation[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43 (2): 372-388. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1804.18106
- 翟国庆, 丁华君, 孙淑清, 等. 1999. 与低空急流相伴的暴雨天气诊断研究[J]. 大气科学, 23 (1): 112-118. ZHAI Guoqing, DING Huajun, SUN Shuqing, et al. 1999. Physical Characteristics of Heavy Rainfall Associated with Strong Low Level Jet[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23 (1): 112-118. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1999.01.13
- 张家宝, 苏起元, 孙沈清, 等. 1986. 新疆短期天气预报指导手册[M]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 456. ZHANG Jiabao, SU Qiyuan, SUN Shenqing, et al. 1986. Guide Handbook on Xinjiang Short-term Weather Forecast[M]. Urumqi: Xinjiang People Press (in Chinese), 456.
- 张家宝, 邓子凤. 1987. 新疆降水概论[M]. 北京: 气象出版社, 400. ZHANG Jiabao, DENG Zifeng. 1987. Xinjiang Precipitation Generality[M]. Beijing: China Meteorology Press (in Chinese), 400.
- 张俊兰, 李娜, 秦贺, 等. 2016. 新疆一次暴雨过程的观测分析及水汽特征[J]. 暴雨灾害, 35 (6): 537-545. ZHANG Junlan, LI Na, QIN He, et al. 2016. The observational analysis and water vapor characteristics of a rainstorm process in Xinjiang[J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 35 (6): 537-545. DOI: 10.3969/j.issn.1004-9045.2016.06.006
- 张云惠, 李海燕, 蔺喜禄, 等. 2015. 南疆西部持续性暴雨环流背景及天气尺度的动力过程分析[J]. 气象, 41 (7): 816-824. ZHANG Yunhui, LI Haiyan, LIN Xilu, et al. 2015. Analysis of Continuous Rainstorm Circulation Background and the Dynamic Process of Synoptic Scale in West of Southern Xinjiang[J]. Meteor Mon (in Chinese), 41 (7): 816-824.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 2000. 天气学原理与方法(第三版)[M]. 北京: 气象出版社, 649. ZHU Qiangen, LIN Jinrui, SHOU Shaowen, et al. 2000. Synoptic Principle and Methods (3rd Edition) [M]. Beijing: China Meteorology Press (in Chinese), 649.