

张晓茹,纪晓玲,张亚刚,等,2025.贺兰山不同区域暴雨过程水汽输送特征[J].气象,51(3):285-297. Zhang X R, Ji X L, Zhang Y G, et al, 2025. Water vapor transport characteristics during rainstorms in different regions of Helan Mountains[J]. Meteorol Mon, 51(3):285-297 (in Chinese).

贺兰山不同区域暴雨过程水汽输送特征*

张晓茹^{1,2,3} 纪晓玲^{1,2,3} 张亚刚^{1,2,3} 李晓攀^{1,2,3} 王海鹰⁴

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 内蒙古自治区阿拉善盟气象台,阿拉善盟 750306

提 要: 基于逐小时降水观测资料和 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ 的全球数据同化系统(GDAS)逐 6 h 再分析数据,利用拉格朗日气流轨迹模式(HYSPLIT),结合聚类 and 气块追踪分析法,对 2001—2019 年贺兰山东麓、西麓及东西麓暴雨过程不同高度水汽输送进行后向追踪和定量分析。结果表明,贺兰山不同区域暴雨不同高度上的水汽输送存在明显差异。东麓型暴雨中,偏南路径为 3000 m 及以下高度的主要输送路径,水汽贡献率为 57.3%~75.2%,偏西路径的贡献越往高层越大,至 5000 m 高度层达 100%。西麓型暴雨中,偏西路径为主要输送路径,水汽贡献率为 31.8%~67.5%,其次为偏南路径,水汽贡献率为 23.8%~68.2%,偏北路径仅出现在 100 m 和 1000 m 高度层,水汽贡献率为 28.9%~39.4%。东西麓型暴雨各高度层均为偏西路径,水汽贡献率达 100%。欧亚大陆西风带是贺兰山暴雨的主要水汽源地,在东西麓型暴雨中尤为显著,各高度层(除 1000 m)上该源地的水汽贡献率均最高。青海—甘肃局地、长江中下游平原和黑海—里海—巴尔喀什湖—贝加尔湖水域分别为东西麓型、东麓型和西麓型暴雨的次要水汽源地。横断山脉仅为东麓型和西麓型暴雨个别高度层的水汽源地,贡献率最小。

关键词: 贺兰山,暴雨,后向轨迹,聚类分析,水汽贡献率

中图分类号: P426, P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2024.121201

Water Vapor Transport Characteristics During Rainstorms in Different Regions of Helan Mountains

ZHANG Xiaoru^{1,2,3} JI Xiaoling^{1,2,3} ZHANG Yagang^{1,2,3} LI Xiaopan^{1,2,3} WANG Haiying⁴

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

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

3 Ningxia Meteorological Observatory, Yinchuan 750002

4 Alxa League Meteorological Observatory of Inner Mongolia Autonomous Region, Alxa 750306

Abstract: Backward tracking and quantitative analysis of water vapor transport at different altitudes during rainstorms on the eastern, western, and east-west feet of Helan Mountains from 2001 to 2019 are conducted by the Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model (HYSPLIT), based on hourly precipitation observations and GDAS reanalysis data with a spatial resolution of $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ and a temporal resolution of 6 hours. It is found that significant differences exist in water vapor transport patterns at different altitudes during rainstorms across different regions of Helan Mountains. At the eastern foot, the southerly

* 国家自然科学基金项目(41865008)和宁夏第五批青年科技人才托举工程(NXKJTJGC2021089)共同资助

2024 年 6 月 24 日收稿; 2024 年 12 月 12 日收修定稿

第一作者:张晓茹,主要从事短时天气预报和灾害性天气监测预警. E-mail:1359194111@qq.com

通讯作者:纪晓玲,主要从事天气预报及灾害性天气预报方法研究. E-mail:jixlingyc@163.com

path is identified as the primary transport route below 3000 m, with a water vapor contribution rate of 57.3% to 75.2%. The contribution of the westerly path is observed to increase with altitude, reaching 100% at the 5000 m height. At the western foot, the westerly path is found to be the dominant transport route, with a water vapor contribution rate ranging from 31.8% to 67.5%. The southerly path is the secondary, with the contribution rate ranging from 23.8% to 68.2%, while the northerly path appears only at the heights of 100 m and 1000 m, contributing 28.9% to 39.4%. In the east-west foot region, the westerly path is determined to contribute 100% of the water vapor at all altitudes. The Eurasian westerlies are identified as the predominant source of water vapor, particularly during rainstorms in the east-west foot region, where the water vapor contribution is the highest at all altitudes except at the 1000 m height. Secondary water vapor sources include the Qinghai and Gansu regions, the middle and lower reaches of Yangtze River, and the waters of the Black Sea, Caspian Sea, Lake Balkhash, and Lake Baikal, which are found to supply moisture to rainstorms at the east-west, eastern, and western feet, respectively. The Hengduan Mountains are identified as contributing moisture at isolated altitudes during rainstorms at the eastern and western feet, and its contribution was minimal.

Key words: Helan Mountains, rainstorm, backward trajectory, cluster analysis, water vapor contribution rate

引 言

水汽输送及来源影响着区域水分平衡,是影响降水、尤其是大降水过程的重要因子,水汽输送变化也直接关系着降水天气与气候状况(Trenberth, 1998; Starr and Peixoto, 1958)。早在 1934 年竺可桢(1934)就提出中国夏季降水与亚洲夏季风的水汽输送有密切关系。吕梅等(1998)和康志明(2004)发现来自南海和孟加拉湾的水汽输送对华南和淮河暴雨的形成有重要影响。梁萍等(2007)指出华北暴雨的水汽主要来自西太平洋和中高纬西风气流的输送。林志强等(2011)指出印度季风输送带和中纬度西风输送带是青藏高原汛期主要水汽输送带。钱正安等(2018)和蔡英等(2015)认为台湾海峡和孟加拉湾是西北核心旱区的主要水汽源地,可通过三支急(气)流接力输送水汽至旱区。宋桂英等(2007)研究发现孟加拉湾至内蒙古西部是内蒙古西部地区降水的水汽通道,南海至中国东北地区为内蒙古东部降水的水汽通道。需要注意的是,上述研究多是通过分析水汽通量得出水汽输送路径,由于大气风场和水汽通量的瞬变特征,该分析在研究水汽输送过程中气团的空间位置和物理量随时间的变化时会比较困难,也无法定量分析各水汽源地对降水的水汽输送贡献。

近年来,随着拉格朗日气流轨迹模式(Hybrid

Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Modle, HYSPLIT)的发展,应用拉格朗日方法定量分析水汽来源和输送贡献率的工作正逐渐增多,较大程度上弥补了欧拉方法的不足。基于该方法,Stohl and James(2004; 2005)分析了欧洲中部极端强降水的水汽输送特征。Gatebe et al(2001)、Nyanganyura et al(2008)、Viste and Sorteberg(2013)和 Rapolaki et al(2020)分析了非洲地区的水汽源地及输送路径。Lin et al(2024)分析了青藏高原大尺度降水中孟加拉湾热带气旋和青藏高原涡旋对水汽输送的协同效应。江志红等(2013)从水汽来源和源地贡献方面讨论了江淮梅雨水汽输送特征。李晓帆(2018)发现华南前汛期以西南路径水汽输送为主,印度洋地区贡献最大,高达 25%。陈红专等(2019)指出孟加拉湾和南海是湖南持续性暴雨过程的主要水汽源地。孙力等(2016)发现东北暴雨的主要水汽输送来自太平洋。Zhang et al(2019)指出来自中国西北部与中亚的西北水汽通道和来自中国南部与东南部的偏南水汽通道是三江源地区降水的稳定水汽输送路径。姚俊强等(2018)发现偏北路径水汽输送在新疆天山山区特大暴雨中占主导,超过 50%来自阿拉伯海以北—里海—巴尔喀什湖地区;张俊兰等(2023)、曾勇和杨莲梅(2018)则指出了中亚地区西风在新疆大暴雨中的重要作用;而刘晶等(2023)研究发现河西走廊水汽输送对新疆哈密暴雨过程也有贡献。王佳津等(2017)指出四川盆地极

端暴雨的主要水汽源地为阿拉伯海—孟加拉湾地区和南海。

贺兰山位于宁夏与内蒙古交界处,呈北北东—南南西弧形走向,南北长约 250 km,东西宽约 20~30 km,山地海拔高度在 2000~3000 m,主峰海拔 3556 m。贺兰山东面陡峻,临黄河河套盆地、黄河银川盆地和鄂尔多斯高原,是东南季风的末梢,西侧地势和缓,连接阿拉善腾格里沙漠,属西北干旱区。受地形、下垫面和气候背景的综合影响,贺兰山区降水分布极不均匀,总体上东麓多、西麓少,且暴雨出现频繁(穆建华等,2023;陈豫英等,2022)。然而,贺兰山距离海洋较远,且大兴安岭、祁连山脉等地形因素对水汽有阻挡作用,加之下垫面等因素影响,导致该地区气柱中的水汽只及同纬度华北区气柱水汽的 1/3~1/2(钱正安等,2018)。那么,造成贺兰山东麓或西麓暴雨事件的水汽究竟来源于哪里?以何路径输送至暴雨区?各路径水汽对暴雨的贡献是多少?这些问题的研究对贺兰山暴雨的形成机制分析及预报尤为重要。本文基于 HYSPLIT,结合聚类和气块追踪分析法,对 2001—2019 年贺兰山东麓、西麓及东西麓暴雨过程的水汽来源、输送路径及各路径贡献率进行定量分析,以期深入了解贺兰山暴雨的水汽输送特征,为旱区暴雨预报准确率和防灾减灾服务水平的提高提供参考依据。

1 资料与方法

1.1 暴雨过程筛选及分型

受观测技术水平限制,贺兰山东麓和西麓分别于 2006 年和 2010 年开始布设区域自动气象站(以下简称“自动站”),至 2015 年前后建设成实况观测数据库。截止 2019 年底,贺兰山东麓从 12 个国家站发展到 559 个自动站,贺兰山西麓从 5 个国家站发展到 42 个自动站。由于自动站网是逐年不断完善的,不同阶段站点数量不同。因此,结合降水业务规定和地域特点,定义贺兰山区暴雨过程标准:至少 2 个站(国家站或自动站)24 h[当日 08:00 至次日 08:00(北京时间,下同)]累计降水量 ≥ 25 mm,且至少 1 个站 ≥ 50 mm。根据上述标准及降水中心分布特征,2001—2019 年在贺兰山区域共筛选出 46 次暴雨过程,其中东西麓型(同一次暴雨过程中,贺兰山东麓、西麓都有暴雨中心)20 次,东麓型(暴雨

中心只出现在贺兰山东麓)21 次,西麓型(暴雨中心只出现在贺兰山西麓)5 次。暴雨中心为该过程最大累计降水量出现站点,其中每一次东麓型或西麓型过程会各确定一个暴雨中心,而每一次东西麓型过程会确定两个暴雨中心(东、西麓各一个)。暴雨中心位置分布如图 1 所示。

1.2 资料及轨迹模型简介

本文所用资料包括 2001—2019 年贺兰山区域国家站及自动站逐小时地面观测降水资料;同期驱动 HYSPLIT 的全球数据同化系统(GDAS)逐 6 h 再分析数据,空间分辨率为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$,包括位势高度、温度、比湿和三维风场等要素。GDAS 资料是指利用全球数据同化系统将 NCEP 资料进行同化计算得到的结果。

HYSPLIT,即拉格朗日混合单粒子轨道模型(Draxler and Hess,1997;1998),是美国海洋和大气管理局(NOAA)空气资源实验室开发的一种用于计算和分析质点轨迹、输送、扩散轨迹的专业模型。该模型假定空气中的气块随风飘动,一个时间步长内,计算初始位置和第一猜测位置之间的平均速度可得到气块的最终位置。那么它的移动轨迹就是其在时间和空间上的位置矢量的积分。最终位置由初始位置(P)和第一猜测位置(P')的平均速度计算

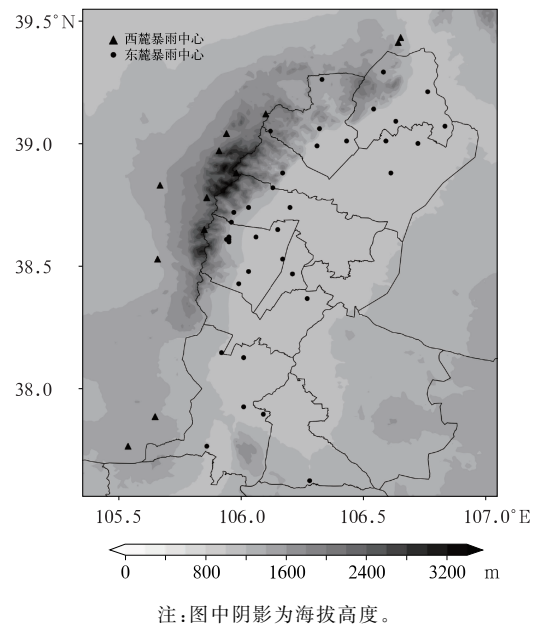


图 1 贺兰山东麓及西麓暴雨中心分布
Fig. 1 Distribution of rainstorm centers in the eastern and western feet of Helan Mountains

得到:

$$P'(t + \Delta t) = P(t) + V(P, t)\Delta t \quad (1)$$

$$P(t + \Delta t) = P(t) + 0.5 \times [V(P, t) + V(P', t + \Delta t)]\Delta t \quad (2)$$

式中: t 为时间, V 为平均速度, Δt 为时间步长, 本文 Δt 选取为 6 h。

1.3 轨迹模拟方案

模拟气团高度为相对地面高度 (AGL, 下同) 100、1000、2000、3000 和 5000 m 共 5 个高度层, 以判断不同输送高度的水汽来源是否存在差异。模拟的轨迹初始点根据每例暴雨过程中的降水中心确定。模拟起始时间为暴雨峰值时刻 (最大小时降水量出现时间)。王佳津等 (2015) 对极端暴雨的水汽路径分析时指出从第 10 天开始模式分辨率误差迅速增大, 考虑到模拟结果的可信度, 最终确定模拟空气块三维轨迹时间长度为后向 9 d (-216 h), 每小时输出气块的位置, 并插值得到相应位置上空气块的物理属性 (如高度、相对湿度、温度等)。

由于模拟出的轨迹数量较大, 为了能够更直观地看出轨迹的分布, 使用簇分析方法, 通过分析合并后所有簇的空间方差之和 (TSV) 的变化对轨迹进行聚类。根据 TSV 的变化和总空间变化率确定轨迹聚类的条数, 随着聚类条数的减少, TSV 的变化迅速抬升, 将 TSV 大幅度增加之前的数暂定为聚类条数, 进一步计算 TSV 的变化率, 最终将轨迹数量小、变化率小的数作为轨迹聚类条数。将 TSV 再次迅速增加的点作为分簇过程的结束点, 得到的簇即

为最终簇, 之后计算所得簇的平均轨迹 (王佳津等, 2015)。

1.4 气块追踪分析法

江志红等 (2013) 提出一种客观定量的轨迹分析方法, 即气块追踪分析法, 在水汽路径及贡献率分析方面有较为广泛的应用。某一路径或源地水汽输送贡献率为:

$$Q_s = \frac{\sum_{last=1}^m q_{last}}{\sum_{last=1}^n q_{last}} \times 100\% \quad (3)$$

式中: Q_s 表示输送水汽轨迹贡献率, q_{last} 表示气块达到最终位置的比湿, m 表示路径所包含轨迹条数或源地所包含的气块数, n 表示所有轨迹的总条数或所有源地气块总数。

2 水汽来源及输送特征

根据模拟方案, 对 2001—2019 年贺兰山东麓、西麓和东西麓型暴雨过程中各层高度上具有相同节点数 (每小时输出气块位置, 模拟时长为 -216 h, 共计 217 个节点) 的后向轨迹进行聚类以探讨水汽输送特征, 其中东麓型暴雨过程有 970 条轨迹, 西麓型暴雨过程有 310 条, 东西麓型暴雨过程有 2349 条, 并对各区域的暴雨过程各高度上聚类后的轨迹水汽输送贡献率进行了计算 (表 1)。

表 1 贺兰山不同区域暴雨过程中不同高度上各轨迹的水汽贡献率 (单位: %)

Table 1 Contribution rates (unit: %) of water vapor in different trajectories at different heights during rainstorms in different regions of Helan Mountains

轨迹 编号	AGL/m														
	东麓型暴雨过程 (21 次)					西麓型暴雨过程 (5 次)					东西麓型暴雨过程 (20 次)				
	100	1000	2000	3000	5000	100	1000	2000	3000	5000	100	1000	2000	3000	5000
Traj_1	75.2	73.2	61.8	57.3	49.5	39.4	28.9	68.2	58.5	28.8	42.5	51.9	56.3	34.8	33.2
Traj_2	14.4	19.7	24.6	27.1	37.0	23.3	22.6	23.6	25.9	38.8	24.9	18.4	25.2	29.9	21.4
Traj_3	10.4	7.1	13.6	15.6	13.5	23.8	22.5	8.2	15.6	32.4	21.0	15.3	18.5	16.2	19.4
Traj_4						13.5	26.0				6.8	14.4		19.1	
Traj_5														4.8	

注: Traj_N 为轨迹编号, 如 Traj_1 即为轨迹 1; 加粗数字为水汽最大贡献率, 下同。

2.1 贺兰山东麓型暴雨过程水汽输送路径及贡献率

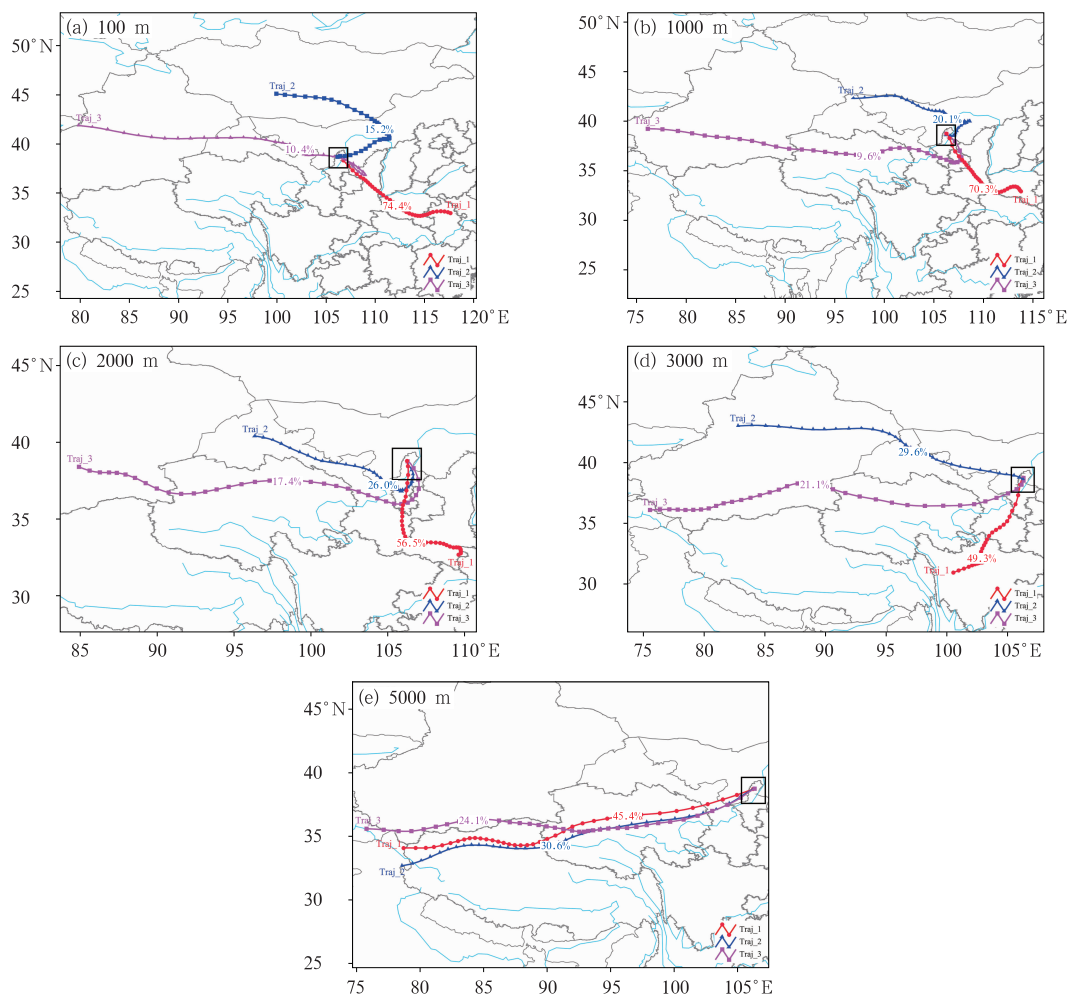
贺兰山东麓型暴雨过程中, 100、1000 和 2000 m 高度层上水汽输送轨迹均有 3 条 (图 2a~2c), 轨迹

1 (Traj_1) 为东南路径, 占有所有轨迹的 56.5%~74.4%, 轨迹基本为安徽—河南—陕西—甘肃—宁夏—贺兰山, 约 -120 h 时由平移转为弱上升运动 (图 3a~3c), 代表来自长江中下游平原近地层的水

汽,贡献率高达 61.8%~75.2%(表 1),且水汽源地越偏东南、贡献率越高;轨迹 2 和轨迹 3(分别为 Traj_2、Traj_3)为西北路径和偏西路径,代表中国和蒙古国西部大陆中低层西风带向东的水汽,源地越偏西,轨迹占比越小,水汽贡献率越小,且以平移为主,但轨迹 3 约 -72 h 由平移转为迅速下降,(图 3a~3c)。值得注意的是,1000 m 和 2000 m 高度层上偏西路径输送的气块均经过青海—甘肃局地(青海中部和青海北部与甘肃交界处)后进入宁夏再北上到达贺兰山。王吉豪等(2019)对西北地区东部中低层大气水汽输送特征分析指出西北地区较强的

水汽源地主要位于青海—甘肃局地。

3000 m 高度层上的气块轨迹也有 3 条(图 2d),但轨迹 1 为西南路径,代表来自横断山脉低层的水汽,经四川盆地进入宁夏再输送至贺兰山,以上升运动为主(图 3d),轨迹占比为 49.3%,水汽贡献率达 57.3%;轨迹 2 和轨迹 3 分别为西北路径和偏西路径,总占比和总水汽贡献率分别为 50.7%和 42.7%(表 1),分别代表来自中国西部大陆对流层低层和中层西风带向东的水汽,输送中均以平移为主,但轨迹 3 在 -48 h 时迅速下降至暴雨区(图 3d),且其轨迹占比和水汽贡献率最低。5000 m 高度层上的



注:图中数字为该气块轨迹对应的轨迹数量占比;轨迹节点时间间隔为 6 h;黑色方框为研究区域;下同。

图 2 贺兰山东麓型暴雨过程中 AGL 为(a)100 m,(b)1000 m,(c)2000 m,(d)3000 m 和(e)5000 m 高度上各类后向 216 h 聚类轨迹的空间分布

Fig. 2 Spatial distribution of every backward 216 h clustering trajectory at the heights of (a) 100 m, (b) 1000 m, (c) 2000 m, (d) 3000 m, and (e) 5000 m above the ground during the rainstorms at the eastern foot of Helan Mountains

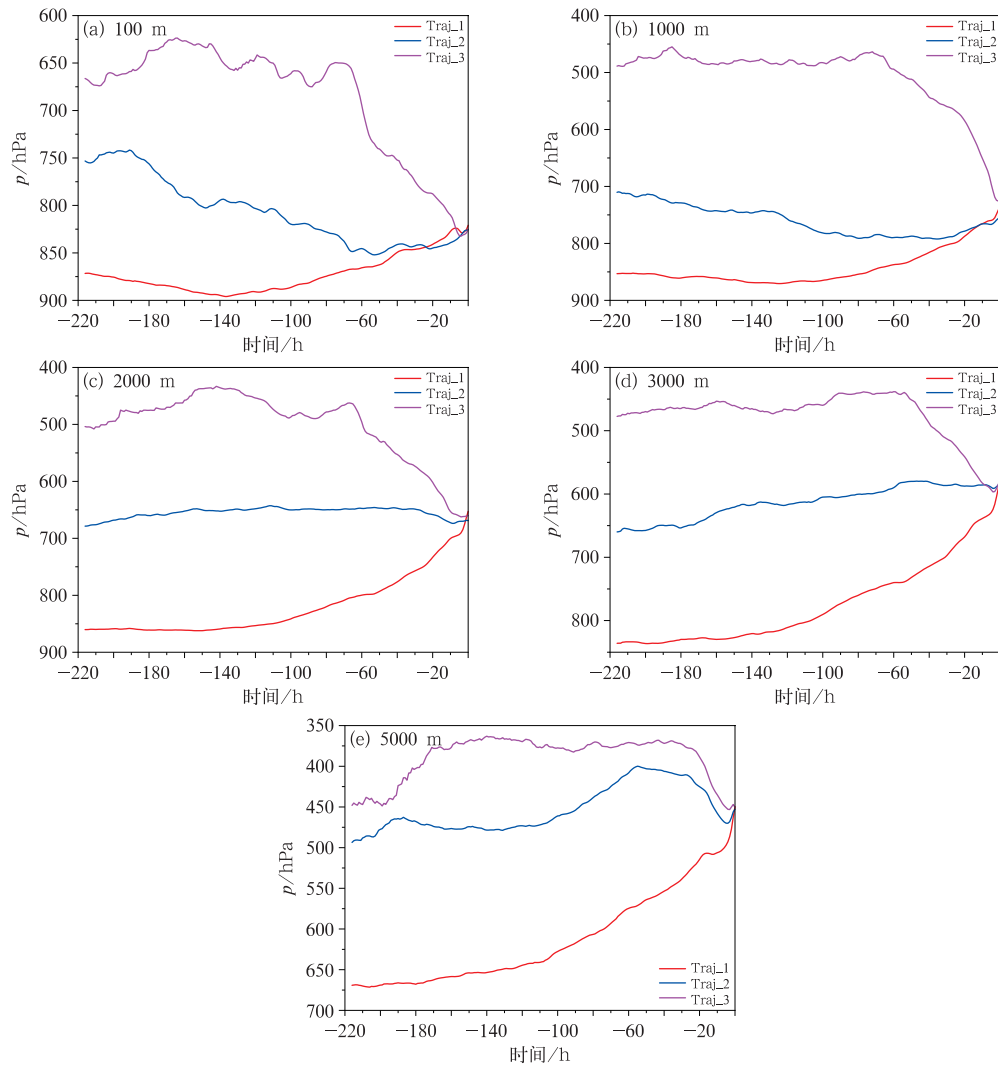


图 3 贺兰山东麓型暴雨过程中 AGL 为(a)100 m,(b)1000 m,(c)2000 m,(d)3000 m 和 (e)5000 m 高度上各类后向 216 h 聚类轨迹的高度随时间变化

Fig. 3 Height variation of every backward 216 h clustering trajectory with time at the heights of (a) 100 m, (b) 1000 m, (c) 2000 m, (d) 3000 m, and (e) 5000 m above the ground during the rainstorms at the eastern foot of Helan Mountains

3 条输送轨迹基本一致(图 2e),都为偏西路经,代表来自中国西部大陆西风带向东的水汽。各路径源地虽相近,但输送特征和水汽贡献率差异较大,其中轨迹 1 起始于对流层低层,维持上升运动输送,水汽贡献率为 49.5%,轨迹 2 和轨迹 3 起始于对流层中层,在-36 h 时才迅速下降至暴雨区(图 3e),贡献率分别为 37.0%和 13.5%(表 1)。

相较而言,贺兰山东麓型暴雨过程中,偏南(东南或西南)路径为主要输送路径,输送中以上升运动为主,其轨迹占比和水汽贡献率越往低层越大,这和贺兰山地形作用密切相关——迎风坡地形对低层水汽的阻挡会对低层水汽的辐合产生积极影响(李超

等,2022),而偏西路径的轨迹占比和水汽贡献率则越往高层越大,且输送中倾向于平移,表明东麓型暴雨中,中、低层水汽与西南、东南季风密切相关,而中高层水汽则来源于西风带东传。

2.2 贺兰山西麓型暴雨过程水汽输送路径及贡献率

贺兰山西麓型暴雨过程中,各高度上的输送路径较复杂。其中,100 m 高度层上的气块轨迹有 4 条(图 4a),轨迹 1 为偏北路径,占有轨迹的 34.8%,水汽贡献率为 39.4%,代表来自贝加尔湖低层的水汽,经蒙古国直接南下进入贺兰山,以平移运动为主(图 5a);轨迹 2 和轨迹 4(Traj_4)为西北

路径,代表来自亚洲西部大陆中低层和欧洲东部大陆中层西风带向东的水汽,总占比和总贡献率分别为 46.2%和 36.8%,两个轨迹在-60 h 附近时由平移转为下降运动,后者下降更显著(图 5a);轨迹 3 为东南路径,代表来自长江中下游平原对流层低层的水汽,占比仅为 19.0%,但贡献率却相对较高(23.8%),在-96 h 时转为上升运动输送至暴雨区(图 5a)。1000 m 高度层上的气块轨迹也有 4 条(图 4b),占比相当,主要轨迹(轨迹 1)为偏北路径,代表来自蒙古高原低层的水汽,直接南下进入贺兰山,以弱上升运动为主(图 5b),贡献率为 28.9%;轨迹 2 和轨迹 3 为西北路径,代表来自亚洲西部和欧洲东部大陆中低层西风带的水汽,总贡献率达

45.1%,前者在-60 h 时由平移转为显著下降运动,后者在-72 h 时由下降运动转为平移(图 5b);轨迹 4 为西南路径,代表来自横断山脉低层的水汽,以上升运动经四川盆地进入宁夏到达贺兰山(图 5b),轨迹占比最小,但贡献率相对较高,达 26.0%(表 1)。

2000 m 高度层上的气块轨迹为 3 条(图 4c),轨迹 1 为西南路径,代表来自青海中部对流层低层的水汽,以弱抬升为主(图 5c),占比和贡献率分别为 61.6%和 68.2%;轨迹 2 和轨迹 3 为西北路径,代表来自亚洲西部大陆中低层和黑海中层的水汽,占比分别为 27.7%和 10.8%,贡献率分别为 23.6%和 8.2%,在-70 h 时由平移分别转为上升和下降

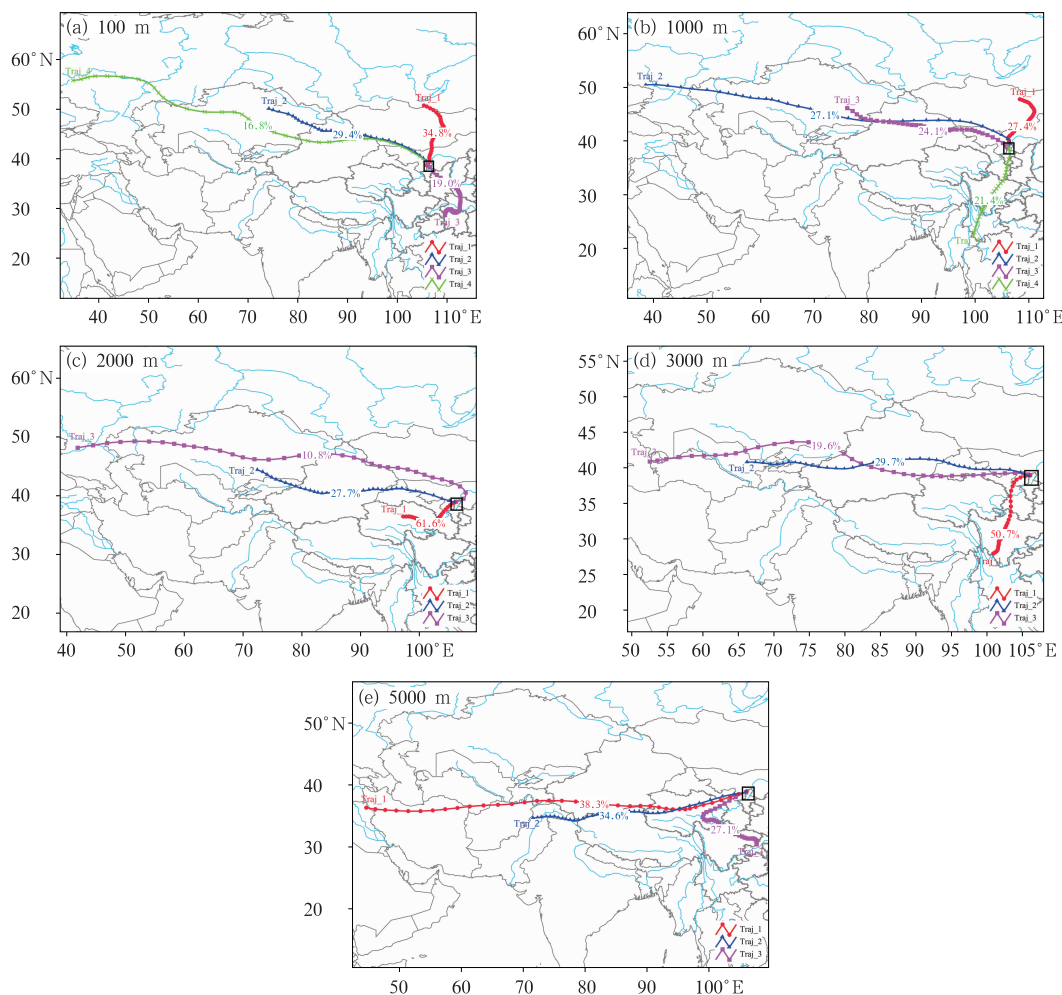


图 4 贺兰山西麓型暴雨过程中 AGL 为(a)100 m,(b)1000 m,(c)2000 m,(d)3000 m 和 (e)5000 m 高度上各类后向 216 h 聚类轨迹的空间分布

Fig. 4 Spatial distribution of every backward 216 h clustering trajectory at the heights of (a) 100 m, (b) 1000 m, (c) 2000 m, (d) 3000 m, and (e) 5000 m above the ground during the rainstorms at the western foot of Helan Mountains

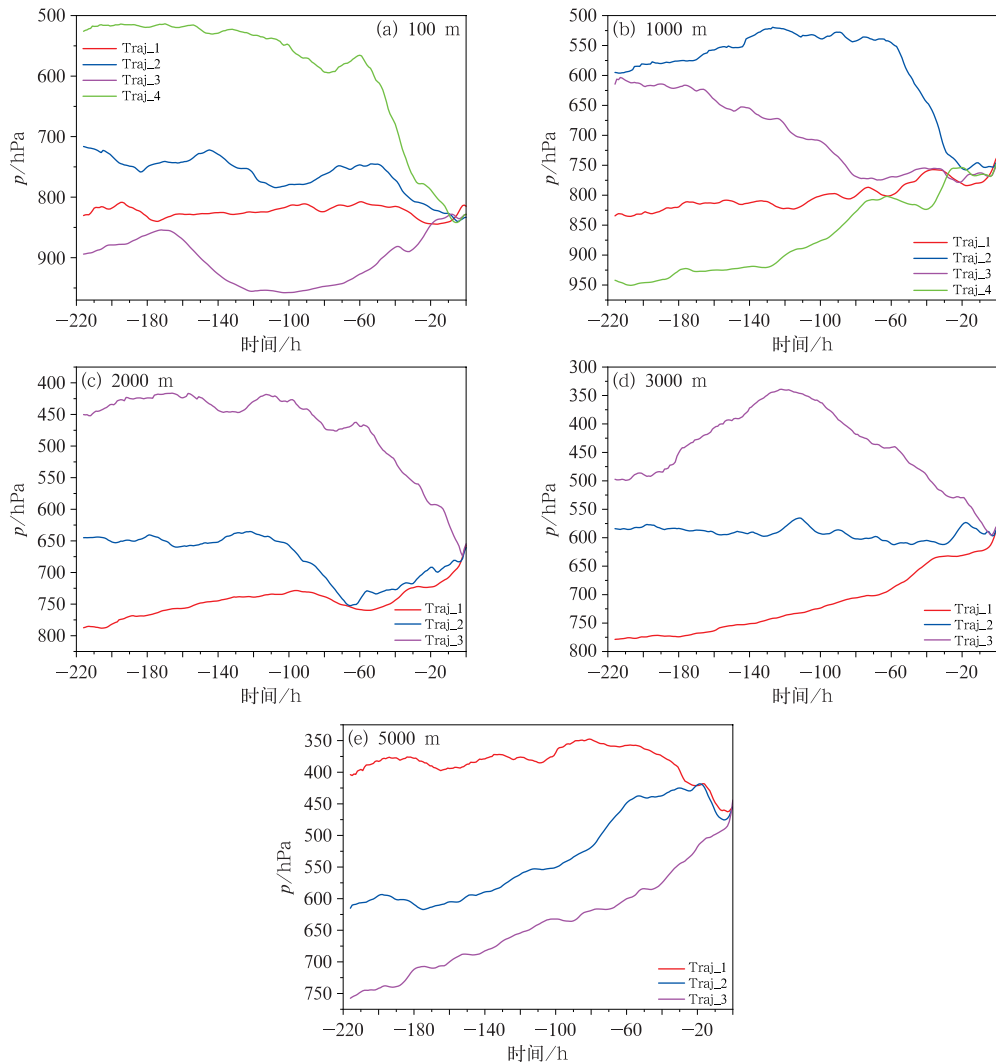


图 5 贺兰山西麓型暴雨过程中 AGL 为(a)100 m,(b)1000 m,(c)2000 m,(d)3000 m 和 (e)5000 m 高度上各类后向 216 h 聚类轨迹的高度随时间变化

Fig. 5 Height variation of every backward 216 h clustering trajectory with time at the heights of (a) 100 m, (b) 1000 m, (c) 2000 m, (d) 3000 m, and (e) 5000 m above the ground during the rainstorms at the western foot of Helan Mountains

运动(图 5c)。3000 m 高度层上的气块轨迹也为 3 条(图 4d),轨迹 1 为西南路径,也代表来自横断山脉低层的水汽(与 1000 m 上轨迹 4 一致),但轨迹占比和水汽贡献率超过 50%,以持续上升运动输送至暴雨区(图 5d);轨迹 2 和轨迹 3 为偏西路径,代表亚洲西部大陆和里海中层的水汽,前者以平移为主,后者在 -120 h 时由上升运动转为下降运动(图 5d),且两条轨迹占比和水汽贡献率均高于 2000 m 高度层。5000 m 高度层上轨迹也为 3 条(图 4e),轨迹 1 和轨迹 2 为偏西路径,代表里海中层和亚洲西部大陆中低层的水汽,前者以平移为主,后者以上升运动

为主,但均在 -24 h 时转为下降运动(图 5e),且总占比和总贡献率分别为 72.9% 和 67.6%;轨迹 3 为东南路径,代表来自长江中下游平原低层的水汽,经过青海北部和甘肃交界处后西南向输送至贺兰山,以持续上升运动为主,其轨迹占比最小,但贡献率却达 32.4%(表 1)。

值得注意的是,与东麓型暴雨相比(除 5000 m 高度层),西麓型暴雨中偏西(西北或偏西)路径为主要输送路径,其轨迹普遍较长、气块输送速度较快、轨迹占比高、水汽贡献率较大,输送时低层以下下降运动为主,中高层以平移为主,表明西麓型暴雨过程

的发生更依赖西风带的水汽输送。这可能也和贺兰山地形有关,偏南路径输送的水汽多来自我国东部平原对流层低层,由于贺兰山东面陡峻,迎风坡地形作用一方面使水汽聚集于东麓,另一方面通过强迫抬升暖湿空气,促使低涡切变线强烈发展,进而导致东麓型暴雨过程显著发生(苏洋等,2023),因而该路径下输送的水汽耗损较大,对西麓型暴雨贡献较少。

2.3 贺兰山东西麓型暴雨过程水汽输送特征及贡献率

贺兰山东西麓型暴雨过程中,各高度层上的气块轨迹均为偏西路径,这可能和降水性质有关,20

次东西麓型暴雨过程中,除 1 次过程为连阴雨造成,其余过程均为局地对流性暴雨(即贺兰山东麓和西麓局地均出现了对流性天气),占比高达 95%,且 94%的对流经西麓翻山后受地形作用在东麓得到了加强。

100 m 高度层上轨迹有 5 条(图 6a),源地越偏西,轨迹占比和水汽贡献率越小。其中轨迹 1 占比最大(37.4%),移速最慢、轨迹最短,输送中在银川平原长时间盘旋(打圈)后才进入贺兰山,以平移为主(图 7a),代表来自青海北部与甘肃交界处低层的水汽,贡献率达 42.5%,远远高于其他轨迹;轨迹 2 和轨迹 3 代表来自我国西部大陆中低层西风带的水

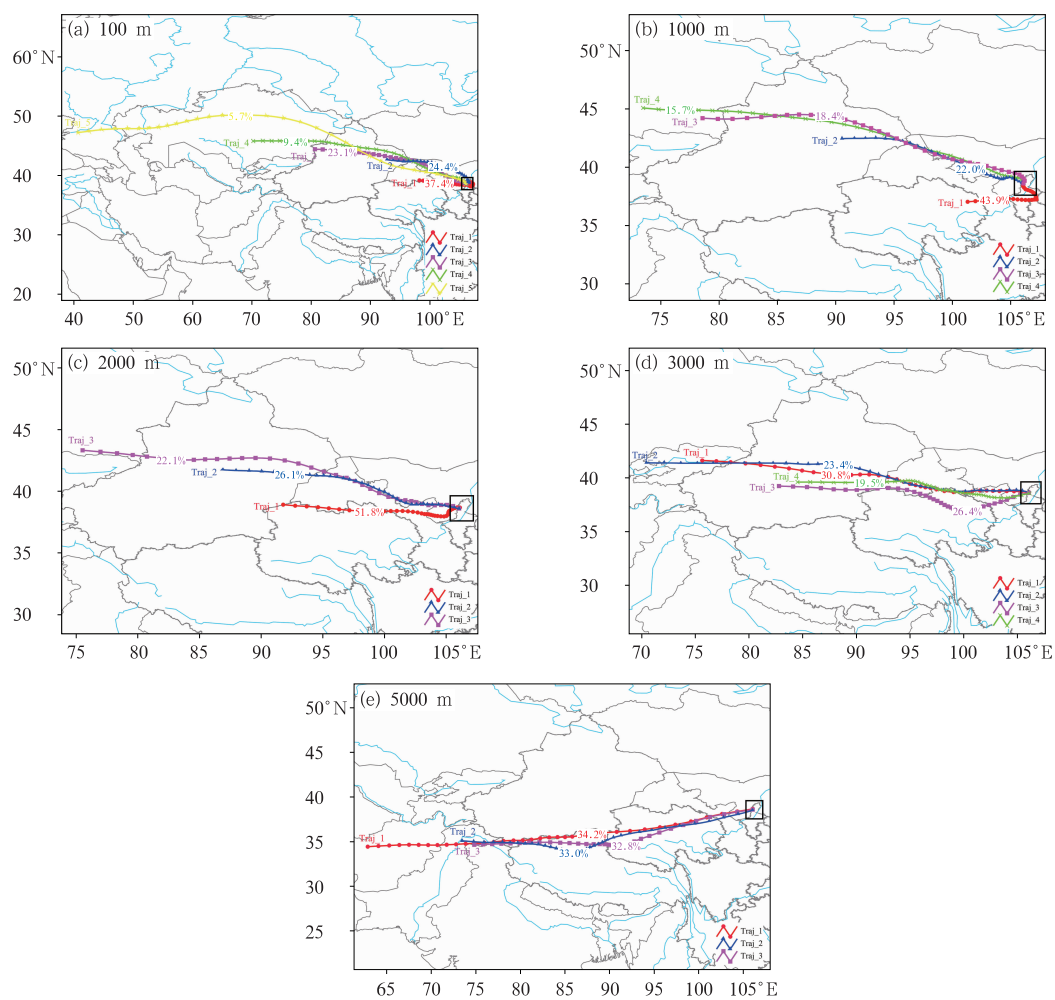


图 6 贺兰山东西麓型暴雨过程中 AGL 为(a)100 m,(b)1000 m,(c)2000 m,(d)3000 m 和 (e)5000 m 高度上各类后向 216 h 聚类轨迹的空间分布

Fig. 6 Spatial distribution of every backward 216 h clustering trajectory at the heights of (a) 100 m, (b) 1000 m, (c) 2000 m, (d) 3000 m, and (e) 5000 m above the ground during the rainstorms at the east-west foot of Helan Mountains

汽,以弱下降运动为主(图 7a),总占比和总水汽贡献率分别为 47.5%和 45.9%;轨迹 4 和轨迹 5 (Traj_5)代表来自黑海—里海—巴尔喀什湖地区中低层的水汽,在-80 h 时迅速转为下降运动输送至暴雨区(图 7a),总占比和总水汽贡献率分别为 15.1%和 11.6%。1000 m 高度层上的轨迹有 4 条(图 6b),源地越靠东南,轨迹占比和水汽贡献率越大,其中轨迹 1 占比和贡献率最高,分别为 43.9%和 51.9%,代表来自青海中北部低层的水汽,在-120 h 时转为弱上升运动到达贺兰山(图 7b);轨迹 2 和轨迹 3 代表来自我国西部大陆中低层的水汽,前者以平移为主,后者以弱下降运动为主(图 7b),总

占比和总水汽贡献率分别为 40.4%和 33.7%;轨迹 4 代表来自巴尔喀什湖地区中低层的水汽,占比和贡献率均最小(表 1),在-80 h 时由上升运动转为下降运动(图 7b)。

2000 m 高度上的气块轨迹有 3 条(图 6c),轨迹 1 和轨迹 2 代表来自我国西部大陆低层—中低层东传的水汽,前者在-120 h 逐渐以上升运动输送至暴雨区,后者基本以平移为主(图 7c),总占比和总贡献率分别为 77.9%和 81.5%,其中轨迹 1 输送中经过了青海北部和甘肃地区,水汽贡献率高达 56.3%(表 1),轨迹 3 代表来自巴尔喀什湖中层的水汽,在-60 h 时由平移转为下降运动(图 7c),占

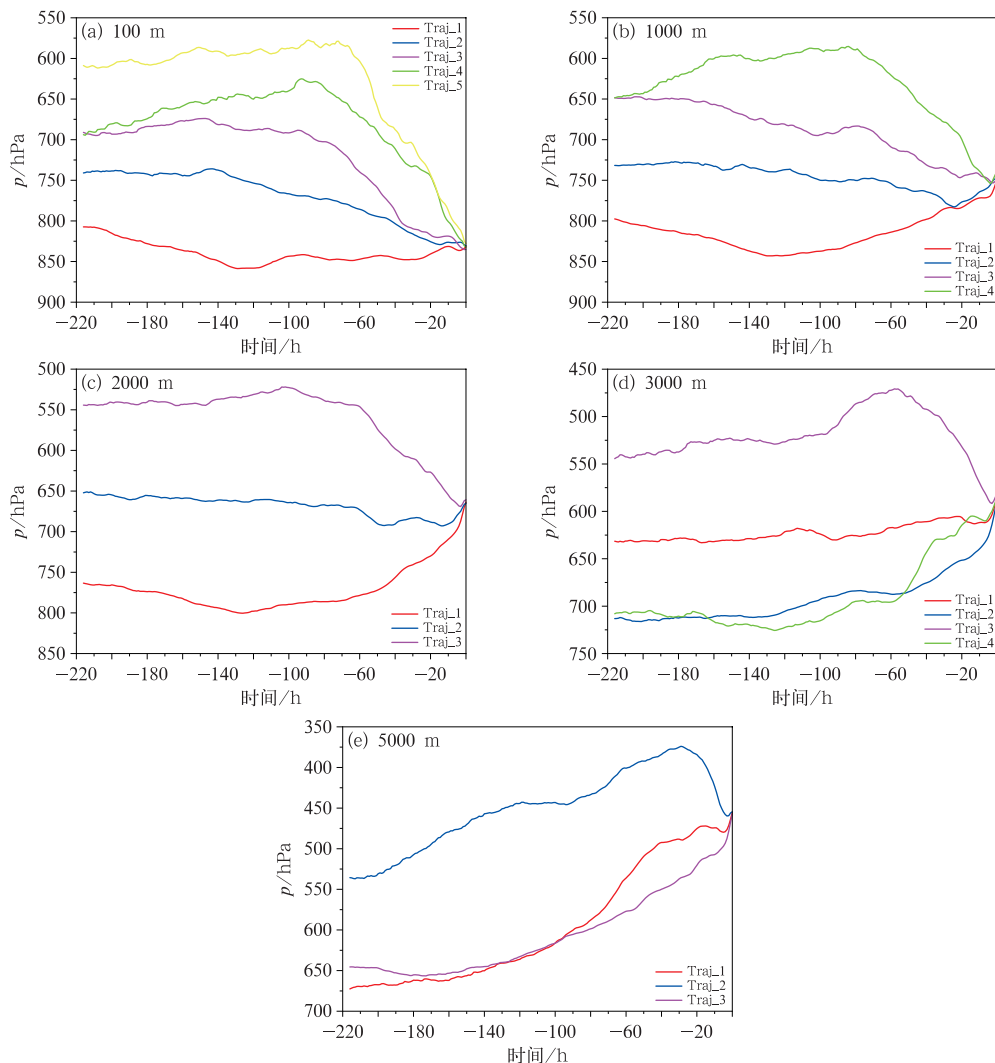


图 7 贺兰山东西麓型暴雨过程中 AGL 为(a)100 m,(b)1000 m,(c)2000 m,(d)3000 m 和 (e)5000 m 高度上各类后向 216 h 聚类轨迹的高度随时间变化

Fig. 7 Height variation of every backward 216 h clustering trajectory with time at the heights of (a) 100 m, (b) 1000 m, (c) 2000 m, (d) 3000 m, and (e) 5000 m above the ground during the rainstorms at the east-west foot of Helan Mountains

比和贡献率最小。3000 m 和 5000 m 高度上的气块轨迹分别有 4 条和 3 条(图 6d,6e),均代表来自亚洲西部大陆中层—中低层西风带东传的水汽,其中 3000 m 高度上的轨迹以平移或弱上升运动为主(图 7d),5000 m 高度的轨迹则以上升运动为主(图 7e)。

对比而言,2000 m 及以下高度上气块源地越偏西、轨迹占比越小、输送速度越慢、轨迹越长,水汽贡献率越低,水汽起始高度越高,输送中轨迹高度变化也越复杂,而 3000 m 及以上高度气块的源地、输送速度及轨迹长度与水汽贡献率均无明显关系,且输送中以上升运动为主。值得注意的是,3000 m 高度层上的主要轨迹和 5000 m 高度层上的所有轨迹在输送中均经过了青海北部与甘肃交界处,说明该处可能为东西麓暴雨高层水汽输送的“中转站”或“关键区”。

2.4 贺兰山暴雨过程水汽源地及贡献率

为了定量区分不同水汽源地的水汽输送特征,根据水汽源地、输送路径及聚类分析结果等,将贺兰山暴雨的水汽输送源地分为长江中下游平原、横断山脉、欧亚大陆西风带、黑海—里海—巴尔喀什湖—贝加尔湖、青海—甘肃局地(表 2)。

欧亚大陆西风带是贺兰山各区域暴雨的主要水汽输送源,尤其在东西麓型暴雨中最为显著,各高度

层(除 1000 m)上该源地的水汽贡献率最高;东麓型暴雨中该源地的水汽贡献率随高度层升高而增加,在 5000 m 高度上达 100%;西麓型暴雨中该源地则在 1000 m 和 5000 m 高度层上贡献最突出。长江中下游平原为东麓型暴雨的次要水汽源地,但为 2000 m 及以下高度的水汽源地(贡献率达 61.8%~75.2%),且越往低层,其水汽贡献率越高;西麓型暴雨中该源地对 100 m 和 5000 m 高度上的水汽也有贡献,但占比较小。青海—甘肃局地为东西麓型暴雨的次要水汽源地,但仅供应 1000 m 及以下高度的水汽,其在西麓型暴雨 2000 m 高度上的水汽贡献也较高。黑海—里海—巴尔喀什湖—贝加尔湖水域为西麓型暴雨的次要水汽源地,在 1000 m 及以上高度层水汽贡献率达 8.2%~28.8%;东西麓型暴雨中该源地在 100 m 至 2000 m 高度上也有 11.6%~18.5%的水汽贡献率。横断山脉仅为东麓型暴雨 3000 m 高度层和西麓型暴雨 1000 m 及 3000 m 高度层的水汽源地,相较其他源地贡献率最小,但为 3000 m 高度层上的最大水汽贡献源。

此外,结合各区域暴雨过程中不同水汽路径输送特征分析(2.1~2.3 节)可知,青海—甘肃局地可能为贺兰山东麓型和西麓型暴雨过程中低层及东西麓暴雨过程高层水汽的“关键区”或“中转站”。

表 2 贺兰山不同区域暴雨过程中不同高度上各源地的水汽贡献率(单位:%)

Table 2 Contribution rates (unit: %) of water vapor from different sources at different heights during rainstorms in different regions of Helan Mountains

水汽源地	AGL/m														
	东麓型暴雨过程					西麓型暴雨过程					东西麓型暴雨过程				
	100	1000	2000	3000	5000	100	1000	2000	3000	5000	100	1000	2000	3000	5000
长江中下游平原	75.2	73.2	61.8			23.8									32.5
横断山脉				57.4			26.0		58.5						
欧亚大陆西风带	24.8	26.8	38.2	42.6	100.0	36.8	51.4	23.6	25.9	38.8	45.9	33.8	81.5	100.0	100.0
黑海—里海—巴尔喀什湖—贝加尔湖						39.4	22.5	8.2	15.6	28.8	11.6	14.3	18.5		
青海—甘肃局地								68.2				42.5	51.9		

3 结论

利用 HYSPLIT 后向追踪 2001—2019 年贺兰山东麓、西麓及东西麓暴雨过程的水汽输送轨迹,并通过聚类和气块追踪分析法定量分析不同高度水汽来源、输送路径及水汽贡献率,以进一步了解贺兰山暴雨发生机制。主要结论如下:

(1) 贺兰山不同区域暴雨不同高度的水汽输送

路径存在明显差异。东麓型暴雨各高度层上均有 3 条输送轨迹,偏南路径(东南为主、西南为辅)为 3000 m 及以下高度的主要输送路径,以上升运动为主,水汽贡献率为 57.3%~75.2%,受东南季风和西南季风影响显著,且轨迹占比和水汽贡献率越往低层越大;偏西(西北或偏西)路径的轨迹占比和水汽贡献率越往高层越大,至 5000 m 高度层达 100%,低层以下降运动为主,中高层以平移为主。西麓型暴雨的输送轨迹在 100 m 和 1000 m 高度有

4 条,其余高度层有 3 条,偏西(西北或偏西)路径为主要输送路径,西风带输送影响显著,低层以下运动为主,中高层以平移为主,水汽贡献率为 31.8%~67.5%,较东麓型暴雨偏西路径轨迹普遍较长、气块输送速度较快、轨迹占比较高、水汽贡献率较大;偏南路径(西南为主、东南为辅)为次要路径,以上升运动为主,水汽贡献率为 23.8%~68.2%,在 2000 m 和 3000 m 高度上最显著;偏北路径仅出现在 100 m 和 1000 m 高度,以平移为主,水汽贡献率为 28.9%~39.4%。东西麓型暴雨的输送轨迹有 3~5 条,受高空西风影响显著,各高度层的路径均为偏西(西北或偏西)路径,水汽贡献率达 100%,2000 m 及以下高度层的水汽输送过程中高度变化较复杂,3000 m 和 5000 m 高度层均以上升运动为主。

(2)贺兰山暴雨的水汽源地大致可分为长江中下游平原、横断山脉、欧亚大陆西风带、黑海—里海—巴尔喀什湖—贝加尔湖、青海—甘肃局地,各源地水汽贡献率在不同区域暴雨中存在明显差异。欧亚大陆西风带是贺兰山各区域暴雨的主要水汽源地,尤其在东西麓型暴雨中最为显著,各高度层(除 1000 m)上该源地的水汽贡献率最高;青海—甘肃局地为东西麓型暴雨的次要水汽源地,但仅供应 1000 m 及以下高度的水汽;长江中下游平原为东麓型暴雨的次要水汽源地,但为 2000 m 及以下高度的主要源地,且越往低层,水汽贡献率越高;黑海—里海—巴尔喀什湖—贝加尔湖水域为西麓型暴雨的次要水汽源地,供应 1000 m 及以上高度的水汽;横断山脉仅为东麓型暴雨 3000 m 高度层和西麓型暴雨 1000 m 及 3000 m 高度层的水汽源地,相较其他源地贡献率最小,但为 3000 m 高度层上的最大水汽贡献源。青海—甘肃局地可能为贺兰山暴雨水汽的“关键区”或“中转站”。

参考文献

蔡英,宋敏红,钱正安,等,2015.西北干旱区夏季强干、湿事件降水环流及水汽输送的再分析[J].高原气象,34(3):597-610. Cai Y, Song M H, Qian Z A, et al, 2015. Reanalyses of precipitation circulation and vapor transportation of severe dry and wet events in summer in arid region of Northwest China[J]. Plateau Meteor, 34(3):597-610(in Chinese).

陈红专,叶成志,陈静静,等,2019.2017 年盛夏湖南持续性暴雨过程的水汽输送和收支特征分析[J].气象,45(9):1213-1226. Chen H Z, Ye C Z, Chen J J, et al, 2019. Analysis of water vapor transport and budget during persistent heavy rainfall over Hunan Province in June 2017[J]. Meteor Mon, 45(9):1213-1226

(in Chinese).

陈豫英,苏洋,张一星,等,2022.贺兰山东麓不同量级暴雨过程的环流特征和概念模型[J].高原气象,41(5):1161-1174. Chen Y Y, Su Y, Zhang Y X, et al, 2022. Circulation characteristics and conceptual model of rainstorm processes in the eastern foot of the Helan Mountain[J]. Plateau Meteor, 41(5):1161-1174(in Chinese).

江志红,任伟,刘征宇,等,2013.基于拉格朗日方法的江淮梅雨水汽输送特征分析[J].气象学报,71(2):295-304. Jiang Z H, Ren W, Liu Z Y, et al, 2013. Analysis of water vapor transport characteristics during the Meiyu over the Yangtze-Huaihe River Valley using the Lagrangian method[J]. Acta Meteor Sin, 71(2):295-304(in Chinese).

康志明,2004.2003 年淮河流域持续性大暴雨的水汽输送分析[J].气象,30(2):20-24. Kang Z M, 2004. Analysis of moisture transfer associated with sustained heavy rain in 2003 over Jianghuai Valley[J]. Meteor Mon, 30(2):20-24(in Chinese).

李超,崔春光,徐慧燕,等,2022.河南“21·7”特大暴雨水汽输送、收支和转化特征对局地强降水的影响机制研究[J].气象,48(12):1497-1511. Li C, Cui C G, Xu H Y, et al, 2022. Characteristics associated with the transport, budget, conversion of water vapor and their impact on localized precipitation during the Henan severe torrential rain event on 20 July 2021[J]. Meteor Mon, 48(12):1497-1511(in Chinese).

李晓帆,2018.基于拉格朗日方法的华南前汛期水汽输送及其年际年代际变化[D].南京:南京信息工程大学. Li X F, 2018. Study on water vapor transport and its inter-decadal variation of South China first rainy season by Lagrangian method[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology(in Chinese).

梁萍,何金海,陈隆勋,等,2007.华北夏季强降水的水汽来源[J].高原气象,26(3):460-465. Liang P, He J H, Chen L X, et al, 2007. Anomalous moisture sources for the severe precipitation over North China during summer[J]. Plateau Meteor, 26(3):460-465(in Chinese).

林志强,唐叔乙,何晓红,等,2011.西藏高原汛期水汽输送特征与降水异常[J].气象,37(8):984-990. Lin Z Q, Tang S Y, He X H, et al, 2011. Features of water vapor transfer in rainy season and their relations to rainfall anomalies over Tibetan Plateau[J]. Meteor Mon, 37(8):984-990(in Chinese).

刘晶,刘兆旭,杨莲梅,等,2023.西风带大陆高压外围新疆哈密地区典型暴雨事件水汽输送特征对比分析[J].气象,49(9):1045-1062. Liu J, Liu Z X, Yang L M, et al, 2023. Water vapor transport characteristics during typical rainstorm events around westerlies continental high in Hami Area, Xinjiang[J]. Meteor Mon, 49(9):1045-1062(in Chinese).

吕梅,成新喜,陈中一,等,1998.1994 年华南暴雨期间夏季风的特征及其对水汽的输送[J].热带气象学报,15(2):135-141. Lü M, Cheng X X, Chen Z Y, et al, 1998. The character of summer monsoon and its transport to moisture in the range of South China heavy rain of 1994[J]. J Trop Meteor, 15(2):135-141(in Chinese).

穆建华,纪晓玲,贾乐,等,2023.基于 CLDAS 的贺兰山区 5—9 月降水时空分布特征及其与地形的关系分析[J].气象科技,51(6):

- 824-834. Mu J H, Ji X L, Jia L, et al, 2023. Analysis of temporal and spatial distribution characteristics of precipitation from May to September in Helan Mountains and its relationship with topography based on CLDAS data[J]. Meteor Sci Technol, 51(6): 824-834(in Chinese).
- 钱正安, 蔡英, 宋敏红, 等, 2018. 中国西北旱区暴雨水汽输送研究进展[J]. 高原气象, 37(3): 577-590. Qian Z A, Cai Y, Song M H, et al, 2018. Review of advances in water vapor transport studies of rainstorm in Northwest China[J]. Plateau Meteor, 37(3): 577-590(in Chinese).
- 宋桂英, 潘进军, 王德民, 等, 2007. 内蒙古夏季干旱的水汽输送特征分析[J]. 气象, 33(6): 75-81. Song G Y, Pan J J, Wang D M, et al, 2007. Analysis of the moisture transportation characteristics on Summer drought in Inner Mongolia[J]. Meteor Mon, 33(6): 75-81(in Chinese).
- 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).
- 孙力, 马梁臣, 沈柏竹, 等, 2016. 2010年7—8月东北地区暴雨过程的水汽输送特征分析[J]. 大气科学, 40(3): 630-646. Sun L, Ma L C, Shen B Z, et al, 2016. A diagnostic study of water vapor transport and budget of heavy rainfall over Northeast China during July to August 2010[J]. Chin J Atmos Sci, 40(3): 630-646(in Chinese).
- 王吉豪, 李季, 谢静雯, 2019. 西北地区东部中低层大气的水汽输送特征[J]. 黑龙江气象, 36(3): 21-23, 28. Wang J H, Li J, Xie J W, 2019. Characteristics of water vapor transport in the lower and middle troposphere over the eastern part of Northwest China[J]. Heilongjiang Meteor, 36(3): 21-23, 28(in Chinese).
- 王佳津, 王春学, 陈朝平, 等, 2015. 基于 HYSPLIT4 的一次四川盆地夏季暴雨水汽路径和源地分析[J]. 气象, 41(11): 1315-1327. Wang J J, Wang C X, Chen C P, et al, 2015. Analysis of a summer rainstorm water vapor paths and sources in Sichuan Basin based on HYSPLIT4 model[J]. Meteor Mon, 41(11): 1315-1327(in Chinese).
- 王佳津, 肖递祥, 王春学, 2017. 四川盆地极端暴雨水汽输送特征分析[J]. 自然资源学报, 32(10): 1768-1783. Wang J J, Xiao D X, Wang C X, 2017. The water vapor transportation characteristics of the extreme severe rain events in Sichuan Basin[J]. J Nat Res, 32(10): 1768-1783(in Chinese).
- 姚俊强, 杨青, 毛炜峰, 等, 2018. 基于 HYSPLIT4 的一次新疆天山夏季特大暴雨水汽路径分析[J]. 高原气象, 37(1): 68-77. Yao J Q, Yang Q, Mao W Y, et al, 2018. Analysis of a summer rainstorm water vapor paths in Tianshan Mountains (Xinjiang) based on HYSPLIT4 model[J]. Plateau Meteor, 37(1): 68-77(in Chinese).
- 曾勇, 杨莲梅, 2018. 新疆西部一次极端暴雨事件的成因分析[J]. 高原气象, 37(5): 1220-1232. Zeng Y, Yang L M, 2018. Analysis on the causes of an extreme rainfall event in the west of Xinjiang[J]. Plateau Meteor, 37(5): 1220-1232(in Chinese).
- 张俊兰, 李如琦, 李娜, 等, 2023. 新疆塔里木盆地 2021 年“7·19”暴雨水汽特征的初步分析[J]. 大气科学, 47(2): 567-584. Zhang J L, Li R Q, Li N, et al, 2023. Preliminary analysis of the water vapor characteristics of the “July 19” heavy rain in 2021 in the Tarim Basin, Xinjiang[J]. Chin J Atmos Sci, 47(2): 567-584(in Chinese).
- 竺可桢, 1934. 东南季风与中国雨量[J]. 地理学报, 1(1): 1-27. Coch-ing Chu, 1934. The enigma of southeast monsoon in China[J]. Acta Geogr Sin, 1(1): 1-27(in Chinese).
- Draxler R R, Hess G D, 1997. Description of the HYSPLIT_4 modeling system[R]. Maryland: Air Resources Laboratory Silver Spring.
- Draxler R R, Hess G D, 1998. An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories[J]. Aust Meteor Mag, 47(4): 295-308.
- Gatebe C K, Tyson P D, Annegarn H J, et al, 2001. Characterization and transport of aerosols over equatorial Eastern Africa[J]. Global Biogeochem Cycles, 15(3): 663-672.
- Lin J L, Li Y, Liu B Y, et al, 2024. Synergistic effects of Bay of Bengal tropical cyclones and Tibetan Plateau vortices on water vapor transport over the Tibetan Plateau in early summer[J]. J Meteor Res, 38(2): 383-398.
- Nyanyangura D, Makarau A, Mathuthu M, et al, 2008. A five-day back trajectory climatology for Rukomechi research station (northern Zimbabwe) and the impact of large-scale atmospheric flows on concentrations of airborne coarse and fine particulate mass[J]. S Afr J Sci, 104(1-2): 43-52.
- Rapolaki R S, Blamey R C, Hermes J C, et al, 2020. Moisture sources associated with heavy rainfall over the Limpopo River Basin, Southern Africa[J]. Clim Dyn, 55(5): 1473-1487.
- Starr V P, Peixoto J P, 1958. On the global balance of water vapor and the hydrology of deserts[J]. Tellus A: Dyn Meteor Oceanogr, 10(2): 188-194.
- Stohl A, James P, 2004. A lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part I: method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in Central Europe[J]. J Hydrometeor, 5(4): 656-678.
- Stohl A, James P, 2005. A lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part II: moisture transports between Earth's Ocean Basins and River Catchments[J]. J Hydrometeor, 6(6): 961-984.
- Trenberth K E, 1998. Atmospheric moisture residence times and cycling, implications for rainfall rates and climate change[J]. Climatic Change, 39(4): 667-694.
- Viste E, Sorteberg A, 2013. Moisture transport into the Ethiopian Highlands[J]. Int J Climatol, 33(1): 249-263.
- Zhang Y, Huang W Y, Zhong D Y, 2019. Major moisture pathways and their importance to rainy season precipitation over the Sanjiangyuan Region of the Tibetan Plateau[J]. J Climate, 32(20): 6837-6857.

(本文责编:王婷波)