



庐山地区暖季对流活动特征及机制分析

宾振 张思蕊 张志红 徐燕 胡晓宇

Characteristics and mechanism of warm-season convective activity over Lushan area, China

BIN Zhen, ZHANG Sirui, ZHANG Zhihong, XU Yan, HU XiaoYu

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.12406/byzh.2025-134>

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

安徽暖季对流活动的雷达气候学特征及影响因素

Characteristics of convective storm activity during the warm season over Anhui Province based on radar mosaic climatology and the possible causes

暴雨灾害. 2023, 42(5): 554-562 <https://doi.org/10.12406/byzh.2023-016>

东北地区暖季小时降水特征分析

Analysis of hourly precipitation characteristics during the warm season in Northeast China

暴雨灾害. 2025, 44(1): 71-81 <https://doi.org/10.12406/byzh.2023-244>

河南省暖季小时极端降水时空分布特征

Spatial and temporal distribution characteristics of hourly extreme rainfall in warm season in Henan

暴雨灾害. 2021, 40(2): 153-159 <https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2021.02.006>

沁河流域暖季极端小时降水时空特征分析

Analysis of temporal and spatial characteristics of extreme hourly precipitation during the warm season in the Qinhe River Basin

暴雨灾害. 2025, 44(3): 352-360 <https://doi.org/10.12406/byzh.2024-088>

阿克苏地区一次强对流天气过程的地闪活动特征分析

Activity characteristics of the cloud-to-ground lightning in a severe convective weather event in Arksu of Xinjiang

暴雨灾害. 2022, 41(6): 640-650 <https://doi.org/10.12406/byzh.2022-013>

梵净山东南侧夏季暖区暴雨中尺度系统演变与环境场特征个例分析

Analysis on mesoscale system evolution and environmental field characteristics of a warm-sector heavy rainfall event in summer in the southeast of Fanjing Mountains

暴雨灾害. 2021, 40(2): 125-135 <https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2021.02.003>

安徽暖季对流活动的雷达气候学特征及影响因素

Characteristics of convective storm activity during the warm season over Anhui Province based on radar mosaic climatology and the possible causes

暴雨灾害. 2023, 42(5): 554-562 <https://doi.org/10.12406/byzh.2023-016>

东北地区暖季小时降水特征分析

Analysis of hourly precipitation characteristics during the warm season in Northeast China

暴雨灾害. 2025, 44(1): 71-81 <https://doi.org/10.12406/byzh.2023-244>

河南省暖季小时极端降水时空分布特征

Spatial and temporal distribution characteristics of hourly extreme rainfall in warm season in Henan

暴雨灾害. 2021, 40(2): 153–159 <https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2021.02.006>

沁河流域暖季极端小时降水时空特征分析

Analysis of temporal and spatial characteristics of extreme hourly precipitation during the warm season in the Qinhe River Basin

暴雨灾害. 2025, 44(3): 352–360 <https://doi.org/10.12406/byzh.2024-088>

阿克苏地区一次强对流天气过程的地闪活动特征分析

Activity characteristics of the cloud-to-ground lightning in a severe convective weather event in Arksu of Xinjiang

暴雨灾害. 2022, 41(6): 640–650 <https://doi.org/10.12406/byzh.2022-013>

梵净山东南侧夏季暖区暴雨中尺度系统演变与环境场特征个例分析

Analysis on mesoscale system evolution and environmental field characteristics of a warm-sector heavy rainfall event in summer in the southeast of Fanjing Mountains

暴雨灾害. 2021, 40(2): 125–135 <https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2021.02.003>



关注微信公众号，获得更多资讯信息

宾振,张思蕊,张志红,等.2026.庐山地区暖季对流活动特征及机制分析[J].暴雨灾害,45(3):395–404. BIN Zhen, ZHANG Sirui, ZHANG Zhihong, et al. 2026. Characteristics and mechanism of warm-season convective activity over Lushan area, China [J]. Torrential Rain and Disasters,45(3):395–404 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2025–134

庐山地区暖季对流活动特征及机制分析

宾振^{1, 3, 4}, 张思蕊^{2, 4}, 张志红^{1, 4}, 徐燕^{1, 3}, 胡晓宇⁵

(1. 江西省人工影响天气中心, 南昌 330096; 2. 江西省上饶市气象局, 上饶 334000; 3. 南昌国家气候观测台, 南昌 330000; 4. 江西省气候变化风险与气象灾害防御重点实验室, 南昌 330096; 5. 江西省庐山市气象局, 九江 332800)

摘要: 为揭示庐山地区暖季对流的活动特征, 提高该地区对流天气精细化预报预警能力, 利用 2018—2022 年 4—9 月南昌多普勒天气雷达资料, 结合国家气象站地面观测、中国气象局陆面数据同化系统 (CLDAS) 湖面气温网格化产品和 ERA5 再分析资料, 采用基于 Barnes 滤波与交叉相关跟踪雷达回波 (Barnes filter and Tracking Radar Echoes by Cross-correlation, BTREC) 算法分析庐山地区对流时空演变、移动特征, 并分析了庐山-鄱阳湖耦合作用对对流演变的影响。结果表明: 庐山及东侧对流的频率和强度显著高于同纬度邻近区域, 5—7 月频率较高 (7 月峰值), 7—9 月强度较强 (8 月峰值), 7 月兼具高频率与较强强度; 日变化上 12—16 时 (北京时, 下同) 为高发时段且强度最强, 夜间频次和强度均较弱。超过 80% 的对流呈西南—东北向移动, 4—6 月移动较快、风向集中, 7—9 月速度减慢、风向角离散度增大。庐山-鄱阳湖存在动力与热力耦合效应: 低层湖风吹向山脉形成低空辐合带, 增强局地对流触发; 昼夜湖陆热力差异调控湖陆风-山谷风辐合过程, 使得庐山地区对流具有午后高发、湖山交界集中的时空分布特征。据此, 12—16 时是庐山强对流预警关键时段, 西南—东北向为对流影响范围预判核心依据。

关键词: 暖季对流; 时空演变特征; 多普勒天气雷达; 湖陆风

中图法分类号: P40

文献标志码: A

DOI: 10.12406/byzh.2025–134

Characteristics and mechanism of warm-season convective activity over Lushan area, China

BIN Zhen^{1, 3, 4}, ZHANG Sirui^{2, 4}, ZHANG Zhihong^{1, 4}, XU Yan^{1, 3}, HU XiaoYu⁵

(1. Jiangxi Weather Modification Center, Nanchang 330096; 2. Shangrao Meteorological Bureau of Jiangxi Province, Shangrao 334000; 3. Nanchang National Climate Observatory, Nanchang 330000; 4. Key Laboratory of Climate Change Risk and Meteorological Disaster Prevention in Jiangxi Province, Nanchang 330096; 5. Lushan Meteorological Bureau of Jiangxi Province, Jiujiang 332800)

Abstract: To reveal the characteristic of convective activities in the Lushan area during the warm season and improve the refined forecasting and early warning capabilities for convective weather in this region, this study analyzes the spatiotemporal evolution, movement characteristics of convection during the warm season (April–September) in the Lushan area, as well as the impact of the coupling effect on convective evolution between Lushan Mountain and Poyang Lake. The Nanchang Doppler weather radar data from April to September during 2018–2022, combined with national meteorological station surface observation data, gridded lake surface air temperature products from the China Meteorological Administration Land Data Assimilation System (CLDAS) and the ERA5 reanalysis data were used, and a method based on the Barnes filter and Tracking Radar Echoes by Cross-correlation (BTREC) algorithm was adopted. The results showed that the frequency and intensity of convection over Lushan and its eastern side were significantly higher than those in adjacent regions at the same latitude. Seasonally, convection frequency was relatively high from May to July (peaking in July), while intensity was stronger from July to September (peaking in August), with July featuring both high frequency and considerable intensity. Diurnally, the high-incidence period was 12:00–16:00 (Beijing Time, the same hereinafter), during which convection intensity

收稿日期: 2025–07–14; 定稿日期: 2025–11–17

资助项目: 江西省气象局“庐山云宏微物理结构特征及催化技术研究创新团队”项目 (JXCX202307); 江西省气象科技项目庐山云雾专项 (JX2023LSYWZX06)

第一作者: 宾振, 主要从事人工影响天气技术及方法研究。E-mail: 16731957@qq.com

通信作者: 张思蕊, 主要从事数值天气预报和云雾微物理研究。E-mail: 1178819108@qq.com

© Editorial Office of *Torrential Rain and Disasters*. OA under CC BY–NC–ND 4.0

was optimal, whereas both frequency and intensity were weak at night. More than 80% of convection moved in a southwest–northeast direction, which moved faster with concentrated wind directions from April to June, and slower with increased wind direction dispersion from July to September. The coupling of Lushan Mountain and Poyang Lake affects convective activities through dynamic and thermal processes. Low-level lake wind invading the mountain forms low-level convergence zones to trigger and intensify local convection. The diurnal thermal contrast between the lake and land modulates lake-land and valley-mountain wind convergence, dominating the spatiotemporal distribution of convection with peak afternoon occurrence and concentrated activity over the lake–mountain junction. Based on these findings, 12:00–16:00 in the afternoon was identified as a key period for severe convection early warning in the Lushan area, and the southwest–northeast movement direction provided a core basis for predicting the impact range of convection.

Key words: warm-season convection; temporal and spatial evolution characteristics; doppler weather radar; lake-land breeze

引 言

对流性天气常伴随短时强降水、雷暴大风等剧烈天气现象,对人民群众生命财产安全构成严重威胁(姚秀萍和吴晓娜, 2022)。准确识别和预报对流性天气的发生发展,对于减轻其带来的灾害影响具有重要意义(刘寅等, 2024)。然而,对流系统生命周期短、尺度小且发展迅速,往往叠加复杂下垫面的强迫干扰,对其进行有效监测和预报仍然面临挑战(Deng et al., 2025; 张立霞等, 2025)。

复杂下垫面包括大地形和孤立断块地形,大地形对对流活动的影响机制研究已较为成熟。相比于落基山、阿尔卑斯山等大型山脉及青藏高原东缘等复杂地形区域的对流(Colle and Mass, 2000; Rotunno and Houze, 2010; 李国平, 2025),孤立断块山地虽尺度较小,但其陡峭的地形梯度、相对独立的热力属性以及其与周边下垫面(如水体、平原)的强烈对比,显著增强了局地强对流的触发频率与强度(Kirshbaum et al., 2018)。观测研究表明,孤立山地的对流发展依赖其具体的几何形态(如孤立峰顶、陡峭坡面、狭窄山脊)和局地环流配置(Lin et al., 2001)。向阳坡面因显著日间加热引发强于周边平原的热力抬升,常成为午后新生对流单体的触发点(Houze and Medina, 2005);孤立山体对低层环境流的阻挡和绕流,可在特定方位(如上风侧山脚或山脊下游)形成持久的辐合线,显著增强局地对流初生概率(Rotunno and Houze, 2010)。Davolio 等(2009)以法国南部洪水事件为原型的三维模拟揭示了孤立地形上游的辐合区可触发中尺度对流系统(MCS),其发展与山高、水汽含量密切相关,且会形成逆流传播的阵风锋。高分辨率观测与模拟进一步揭示,孤立山地对流的日变化规律与其尺度密切相关:小型孤立丘陵的对流多发生在午后,主要由热力驱动的局地环流主导,对流强度较弱且生命史较短(Fujibe, 2007);中高孤立山峰或岛屿则呈现“双峰型”日变化特征:午后受热力抬升触发第一波对流,夜间因背风坡重力波破碎及低空急流耦合形成第二波更强对流(Miglietta and Rotunno, 2014)。

这些研究表明,孤立断块地形对对流活动的影响不完全和大地形相同,研究孤立断块地区对流活动发生发展规律的独特性需结合实际地理背景。

湖泊作为重要的水体下垫面,通过潜热与水汽交换、局地环流和边界层高度调控等多途径也会影响区域天气与对流过程(Grover and Sousounis, 2002; Sills et al., 2011; 许鲁君和刘辉志, 2015; 刘辉志等, 2025),但现有研究多聚焦湖泊或地形的独立作用,两大下垫面的耦合效应尚未得到充分关注。一方面,地形对流研究多聚焦单一地形强迫,很少涉及大型水体与地形的协同作用;另一方面,湖泊效应研究虽明确了水体热力差异对边界层结构的影响,但并未考虑“孤立山地—大型水体”组合地形的强迫特征,其对流移动规律及垂直结构的认知仍较为薄弱。

庐山位于江西省北部、长江中游南岸,是典型的孤立断块山地,其东南侧毗邻我国最大的淡水湖鄱阳湖,形成独特的“孤立山地-大型水体”复杂下垫面组合。在此背景下,西南气流在此被庐山地形阻挡容易辐合抬升,同时与长江和鄱阳湖的水汽充分配合;暖季(4—9月)太阳辐射增强使大气层结趋于不稳定,近地面空气易受热膨胀形成不稳定层结,若配合冷暖空气交汇,极易触发局地对流活动。李蓉等(2024)研究发现庐山东侧河谷存在辐合通道,但与这种特殊下垫面的关联、对流移动规律及调控机制均不明确。当前,针对中国东部孤立断块山地暖季对流的雷达回波特征、移动规律,及其与大型水体的协同作用,尚未形成系统性的观测与分析成果,相关认知不足直接制约了庐山区域对流天气预警预报的准确性,亟需开展针对性研究。

本文基于 2018—2022 年暖季(4—9月)南昌多普勒天气雷达资料,采用基于巴恩斯滤波与交叉相关跟踪雷达回波(Barnes filter and Tracking Radar Echoes by Cross-correlation, BTREC)算法,分析庐山地区对流的时空、垂直结构及移动特征。再利用庐山市星子国家地面观测站的 2 m 气温、中国气象局陆面数据同化系统(CLDAS)湖面气温网格化产品

和ERA5再分析资料的地面10 m风场数据,探究庐山-鄱阳湖协同效应,分析下垫面动力驱动与热力差异对对流发展的影响。本文的研究可填补中国东部“孤立山地—大型水体”组合区对流研究空白,为地形扰动优化集合预报提供支撑,也为同类区域短临预报提供理论与技术参考。

1 资料与方法

1.1 资料说明

本文利用以下资料开展研究:2018—2022年4—9月南昌CINRAD/SA新一代多普勒天气雷达基数据,以分析庐山地区暖季对流活动的时空演变和移动特征。陆面2 m气温数据采用庐山市星子国家气象观测站业务观测数据,时间分辨率1 h,经台站常规质控后获取。用于和鄱阳湖面2 m气温开展对比,定量分析鄱阳湖昼夜冷热源演变及湖陆热力差异。湖面2 m气温数据选用中国气象局陆面数据同化系统(CLDAS)网格化产品,时间分辨率为1 h、空间分辨率为 $0.05^\circ \times 0.05^\circ$,该数据融合卫星反演等多源信息,空间连续性强,无降水日误差 $\leq 1^\circ\text{C}$,用于湖陆热力差异分析。使用ERA5的地面10 m风场数据(时间分辨率为1 h、空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$)用于区域环流特征分析。

陆面与湖面2 m气温数据、ERA5的地面10 m风场数据均为2024年6—8月,与雷达资料选取存在差异,是研究目标与数据特性的综合考量;因庐山—鄱阳湖区域夏季受东亚季风与湖陆热力差异主导,下垫面热力属性的年际变率 $\leq 5\%$,气候态稳定,该时段数据可有效代表暖季热力强迫典型特征,可支撑“下垫面热力差异影响对流发展”的机制分析。

1.1.1 雷达资料及质量控制

由于九江雷达布设在庐山上(距山体0~15 km),难以准确监测庐山上空对流,尤其会严重低估对流回波顶高度。南昌雷达站(图1)距庐山约100 km,是除九江雷达外最近的站点,可有效探测庐山上空20 km以下对流云团。该雷达常规采用VCP21探测模式,含9个仰角层,径向分辨率1 km、方位分辨率约 1° 、时间分辨率约6 min。2020年底完成偏振升级,由单偏振升级为双偏振。

雷达基数据易受影响出现非气象回波,干扰对流识别,需进行质量控制,剔除此类回波和地物杂波。本文采用Zou等(2018)提出的质量控制改善算法,在孤立非气象回波识别算法中引入孤立性判别条件,避免误删气象回波边缘,同时优化地物杂波识别算法,可识别连续两层出现的地物杂波。

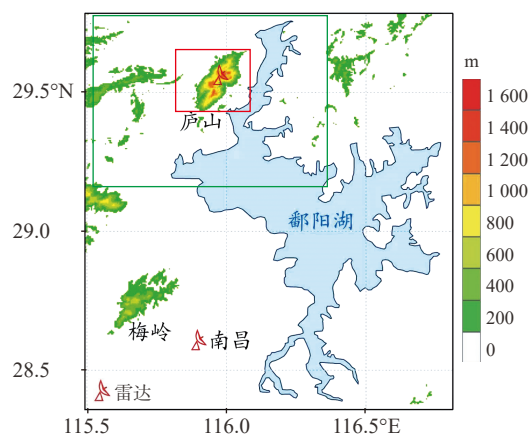


图1 庐山周边地区海拔高度(色斑)及雷达观测站分布(绿色方框为本文主要研究区域,红色方框为后文计算庐山对流相关变量的区域平均)

Fig. 1 Distribution of elevation (shaded) and radar observation stations in the surrounding area of Lushan (The green rectangle denotes the main research area of this study, while the red rectangle represents the domain for calculating regional-averaged variables related to convection over Lushan Mountain in the subsequent analysis)

1.2 研究方法

1.2.1 对流的识别和特征量计算

因本文聚焦于范围较小的庐山地区,覆盖范围(115.55°E — 116.35°E , 29.15°N — 29.95°N),包含整个庐山及周边地区(图1中绿框范围),故将该区域组合反射率因子 $\geq 40\text{ dBz}$ 的回波直接定义为对流点(俞小鼎, 2011)。考虑到庐山东西向长约10 km,若对流回波的移动速度为 $100\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$,则6 min即可移出该区域。参考国内局地对流统计的常规数据筛选思路(郭瀚阳等, 2019),采用6 min间隔的雷达数据识别对流。对流频次统计规则:以图2b红色方框划定的统计区域为准,单个6 min雷达时次内,统计区只要任意一点出现达标对流点,即记该时次发生1次对流;同一时次区内多个对流格点仅算作单次对流,依托该标准逐月、逐小时统计对流发生频次。

对流识别后,其强度除直接体现在雷达反射率因子上外,还可通过雷达回波顶高(ET)和垂直液态水含量(VIL)表征。ET由强度为18 dBz的回波出现的最高高度表示,本文采用Lakshmanan等(2013)提出的计算方法,先计算雷达回波顶对应的仰角 θ

$$\theta = (z_T - z_a) \frac{\theta_b - \theta_a}{(z_b - z_a)} + \theta_b \quad (1)$$

其中 $z_T=18\text{ dBz}$ 为回波顶的强度阈值, θ_b 为 $\geq 18\text{ dBz}$ 反射率因子出现的最高仰角层, θ_a 和 z_a 分别是最高仰角层上一层的仰角和反射率因子,若缺测,则设置为 -14 dBz 。

再计算出回波顶的具体高度 H (Zhang et al.,

2005), 即

$$H = (R^2 + R_w^2 + 2R \cdot R_w \cdot \sin \theta)^{1/2} - R_w \quad (2)$$

其中 $R_w=8\,500\text{ km}$ 为地球有效半径, θ 为仰角, R 为斜距 (单位: km)。VIL (记为 V_{IL}) 为液态水在垂直方向上积分, 参考肖艳姣 (2009) 提出的计算方法, 即

$$V_{IL} = \int_{h_B}^{h_T} 3.44 \times 10^{-3} Z^{4/7} dh \quad (3)$$

其中, h 为反射率对应的高度, h_T 为云顶高度, h_B 为云底高度, Z 为反射率因子 (单位: $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$)。

1.2.2 对流的移动特征计算

本文统计庐山地区对流的移动方向和速度特征时采用 BTREC 算法计算庐山地区的回波移动矢量。该算法先获取基础回波移动矢量 (TREC 矢量), 再对其中的小尺度扰动进行修正, 结果精度更高、稳定性更好 (Zou et al., 2019)。

其具体计算过程分为两部分: 一是通过交叉相关跟踪 (TREC) 算法计算雷达回波的基础移动矢量 (即 TREC 矢量)。基于两个相连 12 min 的 81×81 格点雷达回波图, 将第 (前) 一时刻的雷达回波图均分为 8×8 个 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的小正方形区域。以第一时刻某一小正方形区域为初始位置, 在第二个时刻雷达回波图上, 以该区域中心为圆心, 0.1° 内进行搜索, 找到与初始区域回波一维序列相关系数最高的同尺寸区域, 两区域中心连线即为回波移动矢量 (易雪婷等, 2019)。

二是对 TREC 矢量中因局部回波特征干扰产生的小尺度扰动矢量 (尺度较小、明显异常的不准确矢量) 进行识别与修正。TREC 矢量中易因局部回波复杂 (如突变、有效点数不足) 出现明显异常, 导致交叉相关匹配结果偏差, 计算出的位移矢量不准确。需对其进行针对性更正或删除。方法为: 将任意一点的 TREC 风矢量与周围最近 4 个点的 TREC 风矢量平均值对比, 若风向角差异超过 30° , 则当前点的 TREC 风矢量由周围 4 点 TREC 风矢量的平均值代替。为解决剩余的矢量不连续和不协调等问题, 采用 Barnes 空间尺度分离方法对 TREC 矢量进行尺度分离, 剔除小尺度的不连续和不协调, 最终得到大尺度的 BTREC 移动矢量, 其计算方法如下 (Zou et al., 2019)

$$F_0(x, y) = \frac{\sum_{k=1}^M w_k F(x_k, y_k)}{\sum_{k=1}^M w_k} \quad (4)$$

$$w_k = \exp\left(-\frac{r_k^2}{4C}\right) \quad (5)$$

$$F_1(x, y) = F_0(x, y) + \frac{\sum_{k=1}^M w'_k (F(x_k, y_k) - F_0(x_k, y_k))}{\sum_{k=1}^M w'_k} \quad (6)$$

$$w'_k = \exp\left(-\frac{r_k^2}{4GC}\right) \quad (7)$$

其中, $F(x, y)$ 为 TREC 矢量在 x 和 y 上的分量, $F_0(x, y)$ 为 Barnes 滤波的初始滤波值, $F_1(x, y)$ 为最终的滤波值, 即 BTREC 矢量在 x 和 y 上的分量。 w_k 和 w'_k 为高斯权重函数。 M 是格点 (x, y) 一定影响范围内 (本项目设置为 40 km) 的格点数。滤波参数 $G=0.35$, C 设置为 300 。 r_k 是点 (x, y) 和点 (x_k, y_k) 之间的距离。

2 庐山地区对流的时空演变特征

2.1 空间变化特征

基于前文对流定义及 2018—2022 年 4—9 月逐 6 min 雷达观测资料, 筛选得到研究区内 $\geq 40\text{ dBz}$ 的对流点累计共 2 000 000 个, 据此绘制了庐山地区平均雷达反射率因子和对流发生频率的空间分布图 (图 2)。图 2a 显示, 庐山上空及其东侧的平均反射率因子为 $2 \sim 2.5\text{ dBz}$, 与南侧相当, 但显著高于庐山西侧非地形影响区 ($1.5 \sim 2\text{ dBz}$)。图 2b 中, 该区域对流 ($\geq 40\text{ dBz}$) 发生频率高达 $0.4\% \sim 0.6\%$, 同样高于西侧同纬度区域 ($0.3\% \sim 0.4\%$)。这表明, 庐山会加强过境的降水系统, 使其从非对流 (强度不足 40 dBz) 向对流 (强度超过 40 dBz) 转换, 或激发局地对流。这表明, 庐山可加强过境的降水系统, 或激发局地降水系统。

图 2c、d 进一步显示, 庐山地区所在纬度带的反射率因子与对流频率在西缘均呈快速递增特征。综上所述, 庐山地区 4—9 月对流空间分布特征的形成是天气系统、地形强迫及局地热力条件协同作用的结果: 该时段区域主要受西风带系统、西北太平洋副热带高压 (以下简称副高) 边缘西南暖湿气流控制, 偶有低槽冷锋系统过境, 同时午后局地热力抬升易触发对流; 而西南暖湿气流携带水汽与能量, 经庐山西侧时受地形强迫抬升, 至东侧河谷区形成气流辐合, 垂直运动增强。加之庐山地区上空云系多自西向东移动, 东侧云系持续受地形激发或强化, 最终使庐山东侧成为反射率因子与对流频率均高于西侧的高频强发中心。

2.2 时间演变特征

2.2.1 月变化特征

图 3a 显示庐山地区对流月发生频率 (占总对流频次) 呈显著季节差异: 5—7 月为高发期, 7 月为庐山对流发生频率最多的月份, 占比超 20% , 5—6 月庐

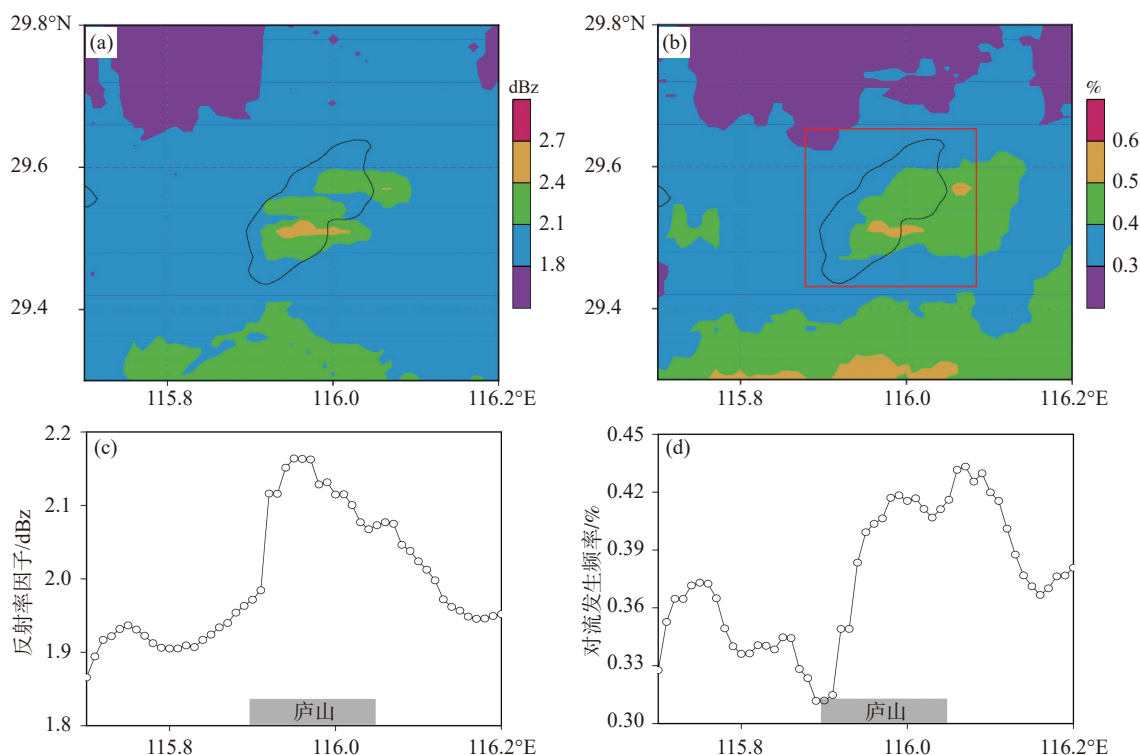


图2 2018—2022年4—9月庐山地区平均雷达反射率因子(a)和对流发生频率(b)分布,以及庐山地区所在纬度范围(29.42°—29.65°N)平均雷达反射率因子(c)和对流发生频率(d)纬向分布(a,b图中黑线为300 m等海拔线,图b的红色方框为后文计算庐山对流相关变量的区域平均)

Fig. 2 Distribution of average (a) radar reflectivity and (b) frequency of convection occurrence, and latitudinal distribution of the average (c) radar reflectivity and (d) convective occurrence frequency within the latitude range of 29.42° N to 29.65° N in the Lushan area from April to September during 2018–2022 (The black line of picture a and b represents the 300 m contour line, and the red box of picture b indicates the area used for calculating the regional average of convection-related variables in Lushan)

山对流的发生频率也很高,接近或达20%;4月与8月对流发生频率相当(约15%),9月后,对流的发生频率骤降至5%以下。反射率因子数值可反映对流强度,图3b显示反射率因子(对流强度)演变与频次不同:4—6月对流的强度约45 dBz,7月后明显的提升,平均反射率因子超过47 dBz,8月更是高达49 dBz以上,9月对流平均强度与7月相当(约47.5 dBz)。7—9月的强度显著强于4—6月。总的来说,庐山对流季节特征鲜明:5—7月对流出现频次较高(7月最

高),7—9月对流强度较强(8月最强),7月对流活动兼具高频率与较强强度的双重特征。

雷达回波顶高ET的高度一定程度上反映了对流发展的程度(Wu et al., 2018)。图4显示,庐山地区对流的回波顶高与垂直积分液态水含量VIL也呈显著月际变化:4月ET较低(不足8 km),VIL也是最低($< 6 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$)。之后,对流的ET和VIL逐渐升高,5—6月二者分别升至约9 km和 $7 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。7月之后,ET稳定超过9 km,VIL显著增加(均超过 $9 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$,

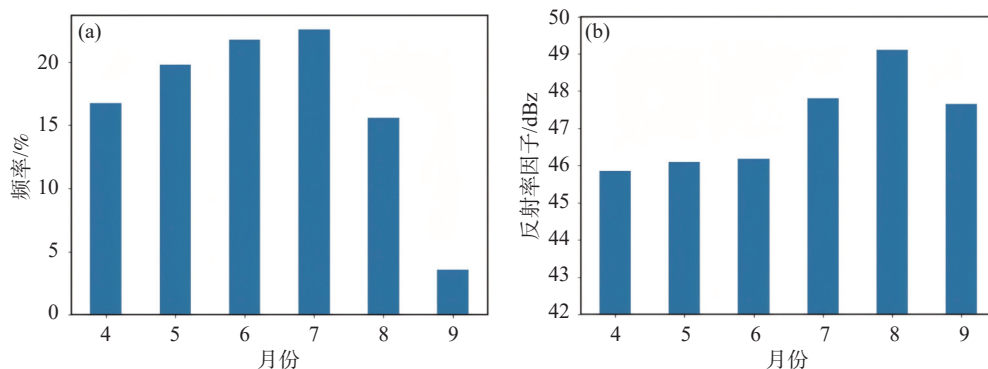


图3 2018—2022年4—9月庐山对流平均频率(a)和雷达反射率因子(b)月变化

Fig. 3 Monthly change of average convection (a) frequency and (b) radar reflectivity in Lushan from April to September during 2018–2022

8 月最高达 $11 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上)。进一步证实庐山地区 7—9 月的对流强于 4—6 月的对流。

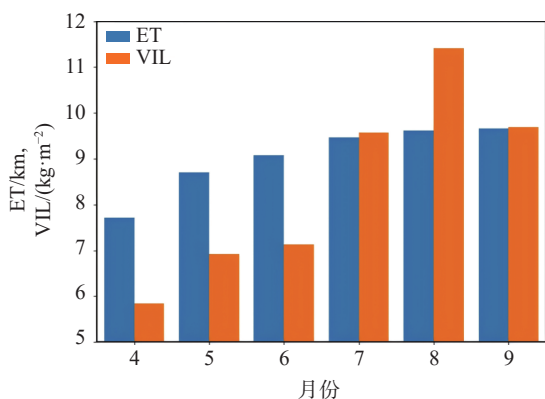


图 4 2018—2022 年 4—9 月庐山对流平均回波顶高 (ET) 和垂直积分液态水含量 (VIL) 的月变化

Fig. 4 Monthly variations of average convective echo top height (ET) and vertically integrated liquid (VIL) in the Lushan area from April to September during 2018-2022

综上, 庐山对流月际特征与东亚夏季风演变密切相关, 4—6 月夏季风偏弱, 冷、暖空气交替影响, 对

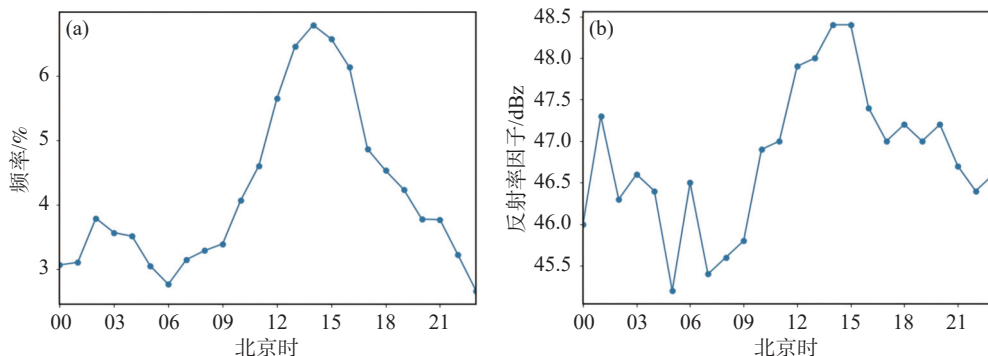


图 5 2018—2022 年 4—9 月庐山地区对流平均发生频率 (a) 和雷达反射率因子 (b) 日变化

Fig. 5 Diurnal variation of average convection (a) frequency and (b) radar reflectivity of in Lushan area from April to September during 2018-2022

图 6a 显示, 庐山对流的 ET 和 VIL 也有明显的日变化特征, 且与对流平均发生频率、反射率因子的日变化趋势一致。12—18 时, 二者数值均较高, 最大值都出现在 15 时, ET 超过 10 km, VIL 约为 $9.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。而夜间, 特别是日出前后 (04—09 时) 二者均偏低, ET 最小值 (04 时) 不足 6 km, VIL 最小值 (07 时) 约为 $8 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。这一特征与地面温度相关: 午后地面温度高, 对流发展高度更高, 与之对应, VIL 也随之增大; 夜间 (特别是日出前) 地面温度较低, 对流延伸高度较低, VIL 亦偏小。

图 6b 显示, 庐山对流发生频次的日变化存在显著的季节差异: 4—6 月 (特别是 5 月) 呈双峰型, 峰值位于 02—08 时和 12—17 时; 7—9 月以呈单峰型为主 (9 月日变化最弱), 峰值集中在 11—16 时。图 7

流强度偏低; 7—8 月夏季风鼎盛, 水汽输送充沛且大气不稳定性高, 对流强度达到峰值; 9 月后夏季风南撤, 水汽供应减少, 对流频率骤降, 但残留的暖湿空气仍维持一定强度, 故平均反射率因子并未大幅下降。2.2.2 日变化特征

庐山地区对流的发生频率具有显著的日变化特征 (图 5), 对流发生频率 (图 5a) 以 12—16 时 (北京时, 下同) 为高频时段, 该时段对应地面与近地层气温峰值时段, 其发生频率 (占 24 h 发生数的比例) 均超过了 5%, 其中 14 时最大达到 6.7%, 13—15 时频率均超过 6%; 20 时至次日 9 时对流发生频率偏低 (不足 4%), 05—06 时最低不足 3% (仅为午后的一半)。对流强度 (图 5b) 与发生频率日变化趋势一致, 12—15 时平均反射率因子超过 48 dBZ, 强度最优; 05—09 时 (特别是 05 时、07—09 时) 强度偏弱, 不足 46 dBZ。这一特征与大气层结稳定性密切相关: 午后气温较高、大气不稳定性较大, 利于对流发生发展且强度较强; 而夜间气温低、大气更稳定, 对流难以触发且强度较弱。

进一步揭示, 4—6 月庐山对流强度和日变化均相对较弱: 平均反射率因子约 46 dBZ, 日变化振幅仅 1 dBZ, ET 在 8.5 km 附近, 日变化振幅约 0.5 km, VIL 含量亦偏低且日变化弱。7—9 月对流强度显著增强, 平均反射率因子达 48 dBZ, ET 明显抬升, VIL 含量升高, 前两者日变化振幅分别增至 2 dBZ、1.5 km (图 7)。

综上, 对流日变化由局地热力差异与地形环流协同驱动。午后地面辐射增温使边界层不稳定性加大, 庐山山谷风环流中, 午后谷风沿山坡上升叠加背景气流, 增强抬升运动触发强对流; 夜间地面冷却、山风下沉抑制对流。4—6 月“双峰型”日变化推测与凌晨低空急流增强以及地形辐合弱强迫相关, 7—9 月则因午后热力强迫极强而掩盖了凌晨弱信号, 故呈“单峰型”, 且强度与日变化幅度均强于 4—6 月。

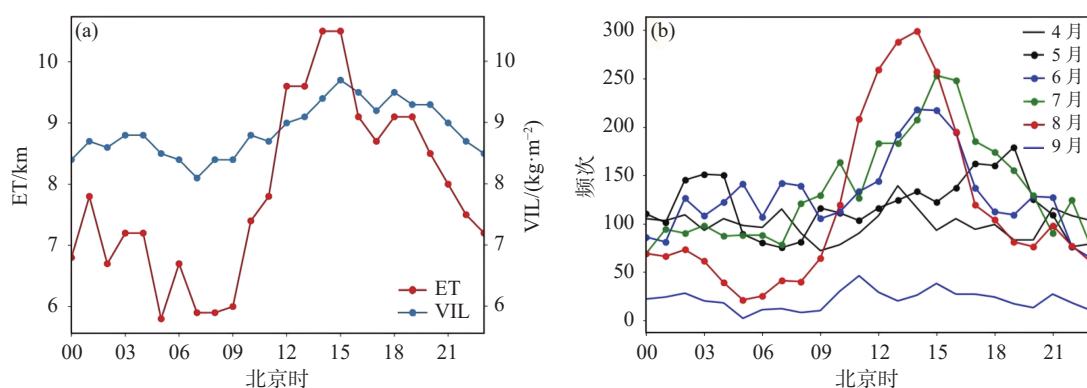


图6 2018—2022年4—9月庐山地区对流平均ET和VIL(a)及不同月份对流平均发生频次(b)日变化

Fig. 6 Diurnal variations of average (a) ET and VIL, and (b) average occurrence frequency of convection in different months in Lushan area from April to September during 2018–2022

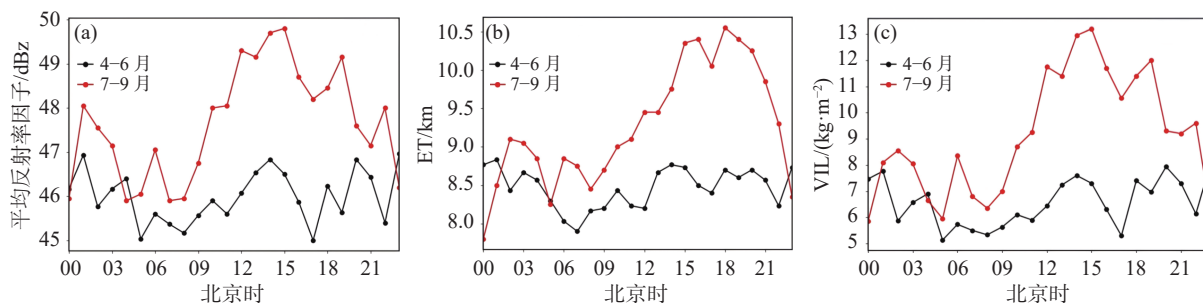


图7 2018—2022年4—6月、7—9月庐山对流平均雷达反射率因子(a)、ET(b)和VIL(c)日变化

Fig. 7 Diurnal variations of average convection (a) radar reflectivity, (b) ET, and (c) VIL in Lushan area in April–June and July–September during 2018–2022

3 庐山地区对流的移动特征

庐山地区对流移动矢量的风玫瑰图(图8)显示,超过80%的对流从西南往东北向或从西往东移动,其中西南偏西风占约40%、西风占约28%、西南风占约13%,东风或东北风极少。图9a表明,各月庐山地区上空对流移动矢量的风向角多集中在250°附近(以西南风为主),4—6月,风向角离散度较小;而7月中旬至8月,离散度明显增大,部分对流移动矢量的风向角在90°左右(即从西往东移动),这与该时段台风外围对流或东风波对流西移影响有关。庐山地区对流移动方向与春夏季主流天气型密切相关:4—9月长江中下游主要受西风带系统(低槽冷锋、高空切变线)控制,引导气流以西南风、西风为主,叠加副高边缘的西南暖湿气流,强化了西南偏西风的主导地位,推动对流西南—东北向或自西向东移动。7月中旬至8月为西北太平洋台风活跃期,台风外围环流东侧的东风气流及东风波系统的东风水汽输送带形成东风引导环境,导致对流移动方向离散度增大,出现少量西移对流,这与东亚夏季风鼎盛期的天气型转换规律一致。

图9b显示,4—9月庐山地区对流移动速度有明

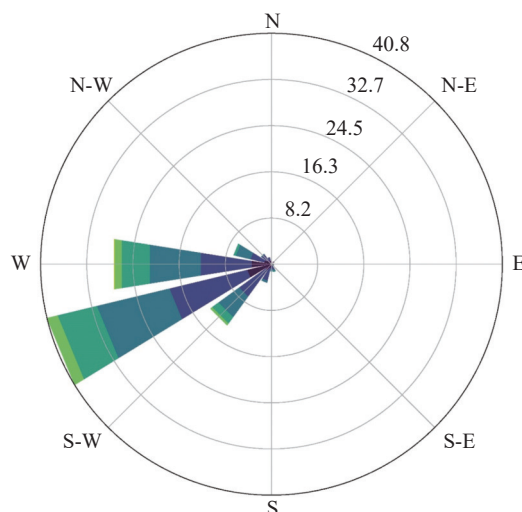


图8 2018—2022年4—9月庐山地区对流移动方向的风玫瑰图(图中数字为该风向所占的百分比,单位:%)

Fig. 8 Wind rose diagram of convective movement direction in Lushan area from April to September during 2018–2022 (The numbers in the figure denote the percentage of convection corresponding to each wind direction, unit: %)

显下降趋势,4—5月对流移动矢量的平均速度约为 $15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,最大近 $25\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;6月明显减小,降至 $9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右;7月与6月相当,8月进一步降至 $6.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,为

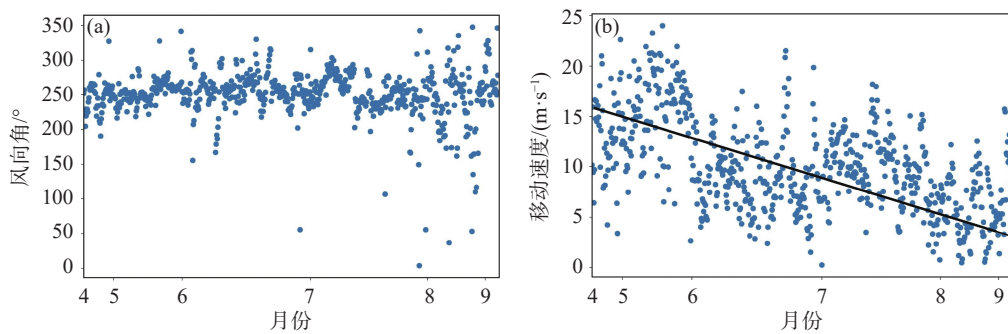


图 9 2018—2022 年 4—9 月庐山地区对流移动矢量的平均风向角 (a) 和移动速度 (b) 月变化 (图 b 黑色实线为对流移动速度随月份变化的线性拟合趋势线)

Fig. 9 Monthly variations of average wind (a) direction angle and (b) speed of convective motion vectors over Lushan area from April to September during 2018–2022 (The black solid line in picture b represents the linear fitting trend line of convective movement speed varying with month).

4—9 月时段内的最低值, 9 月回升至 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。这一变化与大气环流演变密切相关, 4—5 月庐山对流伴随西风带锋面系统出现, 高空西风急流提供强引导气流, 故移动速度快; 6—7 月, 副高北跳, 其西北侧的雨带位于庐山附近, 对流受副高西侧边缘暖湿气流与高空槽共同影响, 且高空西风急流减弱、副高外围气流形成“阻滞”, 速度减缓; 8 月副高控制庐山及周边, 仅台风、东风波迫使副高东退时才出现对流, 此时高空引导气流弱且对流受山体阻挡, 速度最慢; 9 月副高南撤, 西风带系统再度活跃, 高空引导气流增强, 对流移动速度回升。

4 庐山-鄱阳湖耦合作用对庐山地区对流的影响

孤立山体毗邻大型水体时, 山地-水体热力差异驱动的局地环流 (如湖陆风) 与地形强迫耦合, 可形成“对流高频区”, 其特征显著区别于大型山脉背景下的对流 (傅敏宁等, 2013)。鄱阳湖位于庐山东南侧, 受中纬度西风带主导, 仅当台风或东风波等异常环流 (发生概率 < 10%) 影响时才出现稳定东风气流。因此, 庐山地形抬升与鄱阳湖湖风锋的耦合触发对流个例较少。

筛选出低层受偏东风/东南风影响的对流过程分析后发现: 当气流从鄱阳湖面吹向庐山地区时, 庐山东侧河谷区会形成 10~20 km 的低空辐合带, 这与李蓉等 (2024) 的研究一致, 相较于单纯地形抬升, 其触发的对流强度更强、持续时间更长。此外, 鄱阳湖的热力属性存在显著日变化, 白天为“冷源”、夜间为“热源” (吴楠等, 2019), 这一特征也体现在庐山市与鄱阳湖面的气温对比中 (图 10): 09—18 时庐山市气温较湖面偏高约 1°C , 10 时和 13 时均为全日热力差峰值; 19 时至次日 08 时湖面气温超过庐山市气温且温差 $\leq 1^\circ\text{C}$ 。

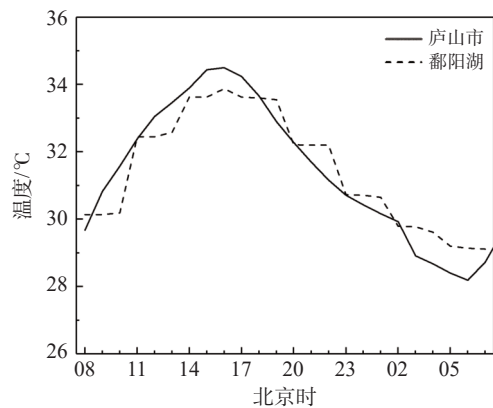


图 10 2024 年 6—8 月无降水日庐山市及鄱阳湖平均气温日变化分布

Fig. 10 Diurnal variation of average temperature on rainless days in Lushan city and Poyang Lake from June to August 2024

同期 ERA5 资料的地面 10 m 平均风场 (图 11) 表明, 白天湖面升温慢于周边陆地, 形成偏东/东南向的湖风, 在庐山东侧河谷辐合促进对流发展; 庐山西海湖风与南坡谷风在过渡带辐合, 提供有利动力条件。夜间长江北部偏北微风输送至庐山, 而庐山区域地面静风, 鄱阳湖上空偏北风易触发弱抬升, 使夜间对流频次较无山-湖耦合区域明显增加, 但强度弱于午后。季节尺度上, 5—7 月夏季风水汽充沛, 山地-水体相互作用显著; 7—9 月热力差异减小但大气不稳定能量维持。

综上所述, 庐山-鄱阳湖通过动力 (辐合带触发) 与热力 (湖陆风/山谷风环流) 作用协同驱动对流: 白天辐合区不稳定能量升高, 为对流提供能量; 夜间至凌晨对流频次增加。该机制下, 季节上形成 7 月对流频次峰值 (水汽充沛) 与 8 月强度峰值 (能量维持), 日变化上呈现午后 (12—16 时) 强对流集中、夜间至凌晨 (20 时至次日 08 时) 持续性对流活跃的特征, 印证了地形-水体耦合对区域对流演变的调控效应。

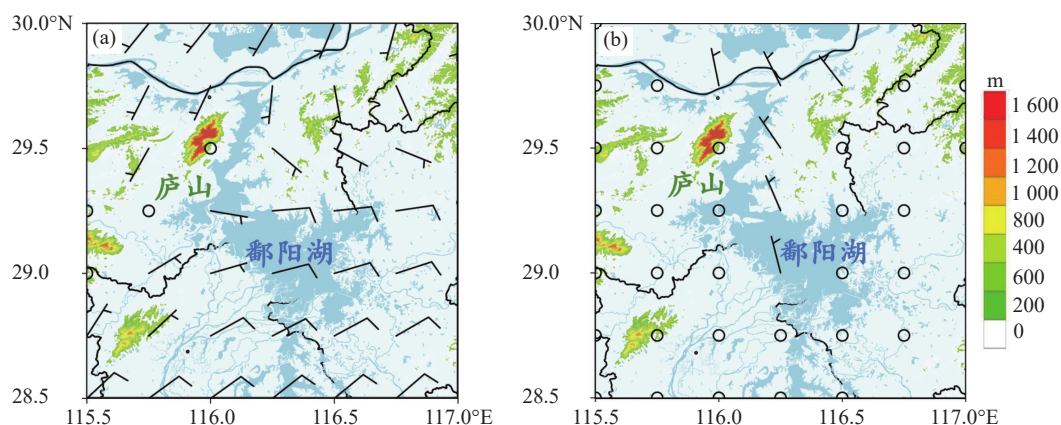


图 11 2024 年 6—8 月庐山及鄱阳湖周边区域白天 (a) 和夜间 (b) 地面平均 10 m 风 (风向杆, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 及海拔高度 (色斑) 分布
Fig. 11 Average distribution of 10 m surface wind (barbs, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) in (a) daytime and (b) nighttime and altitude (shaded) in Lushan and surrounding areas of Poyang Lake from June to August 2024

5 结论与讨论

本文基于 2018—2022 年 4—9 月南昌新一代多普勒天气雷达观测数据, 结合 2024 年 6—8 月地面观测、高空探测和 ERA5 再分析资料, 利用基于 Barnes 滤波与交叉相关跟踪雷达回波算法 (BTREC), 分析了庐山地区暖季对流的时空演变和移动特征, 并分析了庐山-鄱阳湖耦合作用对对流的影响。得到如下主要结论:

(1) 4—9 月庐山地区上空及东侧对流的发生频率和强度明显高于同纬度邻近地区, 表明庐山对过境降水和对流系统有明显增强效应, 易激发产生降水、增加对流发生频率。

(2) 庐山地区对流季节变化显著, 5—7 月为高发期 (7 月频次最高), 7—9 月对流强度更强 (8 月最强), 7 月兼具高频率与较强强度的双重特征。

(3) 庐山地区对流日变化特征突出, 高发时段集中在 12—16 时 (14 时达到峰值), 21 时至次日 09 时频次较低; 午后对流强度较强, 反射率因子、回波顶高和垂直积分液态水含量均较大, 夜间 (特别是日出前) 强度偏弱。

(4) 庐山地区上空超过 80% 的对流呈西南—东北向移动, 其中西南偏西风占约 40%、西风占约 28%、西南风占约 13%。4—6 月对流移动矢量离散度小、速度较快, 7—8 月离散度增大, 7—9 月移动速度整体偏慢, 8 月为全期最低。

(5) 鄱阳湖与庐山的耦合作用显著影响对流发展, 当低层受偏东/东南风影响时, 气流从湖面吹向庐山, 常在两者之间形成低空辐合带, 触发的对流强于单纯地形抬升。白天湖面气温较陆地更低, 湖风与谷风辐合增加有效位能, 促成午后对流高峰; 夜间湖体转为“热源”, 山风与暖湿湖风再辐合, 提升夜间至

凌晨对流频次。

本文分析了庐山暖季对流的时空、移动特征及湖陆热力耦合影响, 为该地区对流天气预报预警提供重要参考。但研究存在局限性, 原因在于南昌雷达距离庐山较远 (100 km), 垂直分辨率不足, 可能遗漏 4 km 以下强回波。此外, 在用邻近法将雷达基数据由极坐标转换为经纬网格坐标时, 可能会影响对流 (特别是对流边缘) 的识别。下一步将融合庐山周边云高仪、云雷达等多源观测设备, 聚焦云降水宏微观结构分析, 进一步提升庐山对流精细化识别和精准预警能力。

参考文献 (References):

- 傅敏宁, 郑有飞, 邓玮, 等. 2013. 鄱阳湖地区复杂地表条件下一次强降水过程的近地面边界层特征 [J]. 大气科学学报, 36(1): 60-67. Fu M N, Zheng Y F, Deng W, et al. 2013. Characteristics of near-surface boundary layer during a heavy rainfall event under complex underlying surface conditions over Poyang Lake region [J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 36(1): 60-67 (in Chinese). doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.2013.01.007
- 李国平. 2025. 四川盆地周边山地夜间暴雨的特征与机理研究新进展 [J]. 沙漠与绿洲气象, 19(3): 1-9. Li G P. 2025. New progress in the study on characteristics and mechanisms of nocturnal heavy rain in mountains around the Sichuan Basin [J]. Desert and Oasis Meteorology, 19(3): 1-9 (in Chinese). doi:10.12057/j.issn.1002-0799.2409.23002
- 郭瀚阳, 陈明轩, 韩雷, 等. 2019. 基于深度学习的强对流高分辨率临近预报试验 [J]. 气象学报, 77(4): 715-727. Guo H Y, Chen M X, Han L, et al. 2019. Experiments on high-resolution nowcasting of severe convection based on deep learning [J]. Acta Meteorologica Sinica, 77(4): 715-727 (in Chinese). doi:10.11676/qxxb2019.036
- 李蓉, 张晶晶, 毛梦妮. 2024. 九江市一次锋前降水过程地形作用分析 [J]. 江西科学, 42(1): 182-186. Li R, Zhang J J, Mao M N. 2024. Analysis of the impact of topography on a pre-frontal precipitation process in Jiujiang City [J]. Jiangxi Science, 42(1): 182-186 (in Chinese). doi:10.13990/j.issn1001-3679.2024.01.030

- 刘辉志,许鲁君,杜群,等.2025.高原湖泊湖—气相互作用研究[J].*高原山地气象研究*,45(2):1–11. Liu H Z, Xu L J, Du Q, et al. 2025. Study on lake-atmosphere interaction in plateau lakes [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research*,45(2):1–11 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2025.02.001
- 刘寅,肖天贵,李跃清.2024.四川盆地突发性暴雨危险度研究[J].*高原山地气象研究*,44(4):23–30. Liu Y, Xiao T G, Li Y Q. 2024. Study on the risk degree of sudden heavy rain in the Sichuan Basin [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research*,44(4):23–30 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2024.04.010
- 吴楠,邹海波,占龙飞.2019.鄱阳湖地区夏季气温日变化特征及其成因[J].*气象与减灾研究*,42(4):270–276. Wu N, Zou H B, Zhan L F. 2019. Diurnal variation characteristics of summer air temperature over Poyang Lake region and its causes [J]. *Meteorology and Disaster Reduction Research*,42(4):270–276 (in Chinese). doi:10.12013/qxyjzyj2019-043
- 肖艳姣,马中元,李中华.2009.改进的雷达回波顶高、垂直积分液态水含量及其密度算法[J].*暴雨灾害*,28(3):210–214. Xiao Y J, Ma Z Y, Li Z H. 2009. Improved algorithms for radar echo top height, vertically integrated liquid water content and its density [J]. *Torrential Rain and Disasters*,28(3):210–214 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2009.03.003
- 许鲁君,刘辉志.2015.云贵高原洱海湖泊效应的数值模拟 [J].*气象学报*,73(4):789–802. Xu L J, Liu H Z. 2015. Numerical simulation of lake effect over Erhai Lake on Yunnan-Guizhou Plateau [J]. *Acta Meteorologica Sinica*,73(4):789–802 (in Chinese). doi:10.11676/qxb2015.047
- 姚秀萍,吴晓娜.2022.中国天气[M].北京:气象出版社. Yao X P, Wu X N. 2022. China's Weather [M]. Beijing: Meteorological Press (in Chinese)
- 易雪婷,傅文兵,邹海波,等.2019.基于江西省雷达回波拼图的 TREC 方法应用及效果检验[J].*气象与减灾研究*,42(1):16–23. Yi X T, Fu W B, Zou H B, et al. 2019. Application and effect verification of TREC method based on radar echo mosaic in Jiangxi Province [J]. *Meteorology and Disaster Reduction Research*,42(1):16–23 (in Chinese). doi:10.12013/qxyjzyj2019-003
- 俞小鼎.2011.强对流天气的多普勒天气雷达探测和预警[J].*气象科技进展*,1(3):31–41. Yu X D. 2011. Doppler weather radar detection and early warning of severe convective weather [J]. *Advances in Meteorological Science and Technology*,1(3):31–41 (in Chinese). doi:CNKI:SUN:QXKZ.0.2011-03-007
- 张立霞,王景灿,李江波,等.2025.华北夏季中尺度对流系统西行过程的特征分析[J].*暴雨灾害*,44(4):535–542. Zhang L X, Wang J C, Li J B, et al. 2025. Analysis of characteristics of mesoscale convective systems westward propagation process during summer in North China [J]. *Torrential Rain and Disasters*,44(4):535–542 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2024-199
- Colle B A, Mass C F. 2000. High-resolution observations and numerical simulations of easterly gap flow through the Strait of Juan de Fuca on 9–10 December 1995 [J]. *Monthly Weather Review*,128(7):2278–2297. doi:10.1175/1520-0493(2000)128<2278:HROANS>2.0.CO;2
- Davolio S, Buzzi A, Malguzzi P. 2009. Orographic triggering of long lived convection in three dimensions [J]. *Meteorology & Atmospheric Physics*,103(1-4):35–44. doi:10.1007/s00703-008-0332-5
- Deng J J, Zhang J, Liu H Y, et al. 2025. Impacts of lateral boundary conditions from numerical models and data-driven networks on convective-scale ensemble forecasts [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*,2025(2):100589. doi:10.1016/j.aosl.2025.100589
- Fujibe F. 2007. Diurnal variations of precipitation and thunderstorm frequency in Japan in the warm season [J]. *Papers in Meteorology & Geophysics*,39(3):79–94. doi:10.2467/mripapers.39.79
- Grover E K, Sousounis P J. 2002. The influence of large-scale flow on fall precipitation systems in the great lakes basin [J]. *Journal of Climate*,15(14):1943–1956. doi:10.1175/1520-0442(2002)0152.0.CO;2
- Houze R A, Medina S. 2005. Turbulence as a mechanism for orographic precipitation enhancement [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*,62(10):3599–3623. doi:10.1175/JAS3555.1
- Kirshbaum D J, Adler B, Kalthoff N, et al. 2018. Moist orographic convection: Physical mechanisms and links to surface-exchange processes [J]. *Reviews of Geophysics*,56(2):187–249. doi:10.3390/atmos9030080
- Lakshmanan V, Hondl K, Potvin C K, et al. 2013. An improved method for estimating radar echo-top height [J]. *Weather and Forecasting*,28:481–488. doi:10.1175/WAF-D-12-00084.1
- Lin Y L, Chiao S, Wang T A, et al. 2001. Some common ingredients for heavy orographic rainfall [J]. *Weather and Forecasting*,16(6):633–660. doi:10.1175/1520-0434(2001)0162.0.CO;2
- Miglietta M M, Rotunno R. 2014. Numerical simulations of conditionally unstable flows over a mountain ridge [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*,71(5):1747–1762. doi:10.1175/2009JAS2902.1
- Rotunno R, Houze R A. 2010. Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*,133(625):811–830. doi:10.1002/qj.67
- Sills D M L, Brook J R, Levy I, et al. 2011. Lake breezes in the southern Great Lakes region and their influence during BAQS-Met 2007 [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*,11(15):7955–7973. doi:10.5194/acp-11-7955-2011
- Wu W, Zou H, Shan J, et al. 2018. A dynamical Z-R relationship for precipitation estimation based on radar echo-top height classification [J]. *Advances in Meteorology*,2018:1–11. doi:10.1155/2018/8202031
- Zhang J, Howard K, Gourley J J. 2005. Constructing three dimensional multiple-radar reflectivity mosaics: Examples of convective storms and stratiform rain echoes [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*,22:30–42. doi:10.1175/JTECH-1689.1
- Zou H, Wu S, Shan J, et al. 2019. A method of radar echo extrapolation based on TREC and Barnes filter [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*,36(9):1713–1727. doi:10.1175/JTECH-D-18-0194.1
- Zou H, Zhang S, Liang X D, et al. 2018. Improved algorithms for removing isolated non-meteorological echoes and ground clutters in CINRAD [J]. *Journal of Meteorological Research*,32(4):584–597. doi:10.1007/s13351-018-7176-9