



西北农林科技大学

# 硕士学位论文

黄土高原降雨侵蚀力时空演变研究—基于  
ERA5-Land 气象再分析数据的校正与应用

培 养 单 位 资源环境学院

学 科 专 业 土地资源与空间信息技术

论 文 作 者 朱琳

指 导 教 师 于强 研究员

合作指导教师 朱清高子 研究员

2026 年 6 月

Dissertation Submitted to Northwest A&F University  
in Partial Fulfillment of the Requirements  
for the Degree of  
Master of Agriculture

**Spatio-Temporal Evolution of Rainfall Erosivity  
in the Loess Plateau: Correction and Application  
of ERA5-Land Meteorological Reanalysis Data**

Colleges: College of Resources and Environment

Major: Land Resources and Spatial Information Technology

Candidate: Lin Zhu

Supervisor: Prof. Qiang Yu

Co- Supervisor: Dr. Qinggaozi Zhu

June, 2026

分类号：S157.1

UDC：631.4

密级：公开

学校代码：10712

研究生学号：2023050823

## 西北农林科技大学硕士学位论文

# 黄土高原降雨侵蚀力时空演变研究—基于 ERA5-Land 气象再分析数据的校正与应用

论文作者：朱琳

指导教师：于强 研究员 朱清高子 研究员

答辩委员会：

西北农林科技大学资源环境学院刘梦云教授（主席）

西北农林科技大学水利与建筑工程学院何建强教授（委员）

西北农林科技大学水土保持科学与工程学院吴耕泓教授（委员）

中国气象局兰州干旱气象研究所赵福年研究员（委员）

中国农业大学土地科学与技术学院冯璞玉副教授（委员）

答辩日期：2026年5月12日

本文得到水土保持与荒漠化整治全国重点实验室 2025 年度实  
验室开放基金:黄土高原土壤侵蚀智能模拟器 (编号:  
Z2010025001-KJ2527) 资助。

## 研究生学位论文的独创性声明

本人声明：所呈交的学位论文是我个人在导师指导下独立进行的研究工作及取得的研究成果；论文中的研究数据及结果的获得完全符合学术道德的有关规定，如有违反，一切后果与法律责任均由本人承担。

尽我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得西北农林科技大学或其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同事对本研究所做的任何贡献均已在论文的致谢中作了明确的说明并表示了谢意。

研究生签名：朱琳

时间：2026年 5月 28日

## 导师指导研究生学位论文的承诺

本人承诺：我的研究生朱琳所呈交的学位论文是在我指导下独立开展研究工作及取得的研究成果，并严格遵守学术道德的有关规定。如有违反，我愿接受按学校有关规定的处罚处理并承担相应导师连带责任。

导师签名：

于强

时间：2026年 5月 28日

## 关于研究生学位论文使用授权的说明

本学位论文的知识产权归属西北农林科技大学。本人同意西北农林科技大学保存或向国家有关部门或机构送交论文的纸质版和电子版，允许论文被查阅和借阅；同意西北农林科技大学将本学位论文的全部或部分授权汇编录入《中国博士/硕士学位论文全文数据库》和《中国学位论文全文数据库》进行出版，并享受相关权益。

本人保证，在毕业离开（或者工作调离）西北农林科技大学后，发表或者使用本学位论文及其相关的工作成果时，将以西北农林科技大学为第一署名单位，否则，愿意按《中华人民共和国著作权法》等有关规定接受处理并承担法律责任。

任何收存和保管本论文各种版本的其他单位和个人(包括研究生本人)未经本论文作者的导师同意，不得有对本论文进行复制、修改、发行、出租、改编等侵犯著作权的行为，否则，按违背《中华人民共和国著作权法》等有关规定处理并追究法律责任。

**(保密的学位论文在保密期限内，不得以任何方式发表、借阅、复印、缩印或扫描复制手段保存、汇编论文)**

研究生签名：朱琳

时间：2026年5月28日

导师签名：于浩

时间：2026年5月28日

## 摘要

黄土高原是我国水土流失最严重、生态环境最脆弱的地区之一，降雨尤其是极端降雨事件是驱动区域土壤侵蚀演变的核心外部动力。为提高区域尺度降水驱动数据精度并揭示极端降雨对黄土高原土壤侵蚀的影响机制，本文以黄土高原为研究对象，基于 298 个气象站点观测数据，采用分位数映射法 (QM) 对 ERA5-Land 再分析降雨数据进行偏差校正。在此基础上系统分析了 2001–2024 年黄土高原侵蚀性降雨、极端降雨、降雨侵蚀力及土壤侵蚀的时空演变特征，并结合 RUSLE 模型和地理探测器方法探讨了主要因子对土壤侵蚀的影响机制。为黄土高原水土保持分区治理、生态修复成效评估以及侵蚀风险识别提供科学依据，对保障区域生态安全和推动生态保护具有重要意义。研究结论如下：

(1) 构建了高精度的区域再分析降雨驱动数据集。原始 ERA5-Land 再分析降雨数据在黄土高原 86.24% 的站点公正先兆评分 (ETS) > 0.25、85.91% 的站点相关系数 (R) > 0.65，整体上能够较好识别降雨事件并反映日尺度降雨变化过程，但存在一定系统偏差，年均降雨量高估约 25.2%，且在复杂地形区、夏秋季及极端降雨事件模拟中误差更为明显。采用 QM 方法校正后，ERA5-Land 降雨数据精度显著提升，年均降雨模拟 RMSE 降低 72.1%，校正后各季节降雨偏差除冬季外均控制在 5% 以内，空间相关系数提升至 0.93 以上，校正后的再分析降雨数据能够较好满足黄土高原极端降雨识别、降雨侵蚀力估算和土壤侵蚀模拟的应用需求，为后续研究提供了较可靠的降雨数据基础。

(2) 揭示了降雨侵蚀力向“强降雨/极端化”发展的演变特征。2001–2024 年黄土高原侵蚀性降雨始终是区域年降雨的重要组成部分，占全年降雨量的多年平均比例为 47.36%，并以 1.32%/10a 的速率呈上升趋势，且侵蚀性降雨结构呈现向强降雨和极端降雨贡献增加的方向演变。年均降雨侵蚀力以  $135.07 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$  速率增长，中雨侵蚀力整体变化相对平缓并略有下降，大雨和暴雨侵蚀力均呈上升趋势，黄土高原降雨侵蚀力增强主要来源于极端降雨贡献的增加。降雨侵蚀力与极端降雨强度指数和极端降雨相对指数关系密切，而与极端降雨连续指数关系相对较弱，说明区域降雨侵蚀力变化更多体现为极端降雨强度增强和高分位降雨贡献增加，而非降雨持续时间显著延长。

(3) 阐明了土壤侵蚀过程对极端降雨事件的高度依赖性。黄土高原土壤侵蚀过程对极端降雨事件具有较强依赖性，区域侵蚀动力高度集中于降雨分布尾部。基于超过 95 百分位的年总降水量 (R95pTOT) 计算得到的土壤侵蚀模数与基于总侵蚀性降雨计算结果几乎同步变化，其对应比例始终维持在接近 100% 的高水平；基于超过 99 百分

位的年总降水量 (R99pTOT) 计算得到的土壤侵蚀模数约占总侵蚀模数的 50%–60%，表明极端强降雨事件虽发生频次较低，但对区域土壤侵蚀波动具有显著放大作用。土地利用变化对土壤侵蚀的影响则表现为“双重特征”：从结构调整方向上看，耕地和裸地减少、林地增加、草地稳定，整体有利于区域水土保持；但从现实侵蚀响应看，草地、林地和灌木地由于广泛分布于侵蚀敏感地带，仍然承担了较高的土壤侵蚀强度。未来土壤侵蚀防控还应重点关注丘陵沟壑区草地和生态恢复区林地的水土保持能力提升。

(4) 定量辨识了土壤侵蚀空间分异的驱动机制。基于校正后 ERA5-Land 降雨数据驱动的 RUSLE 模型在以坡面水蚀为主、降雨侵蚀力与产沙过程联系较为直接的区域能够较好反映土壤侵蚀变化趋势。2001–2024 年黄土高原年均土壤侵蚀模数为  $14.44 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，长期趋势下降，呈现由东南向西北逐渐减弱的空间差异，高侵蚀带稳定分布于丘陵沟壑区与高原沟壑区。黄土高原土壤侵蚀对各侵蚀因子的响应强度整体表现为地形因子 (LS) > 降雨侵蚀力因子 (R) > 水土保持措施因子 (P) > 土壤可蚀性因子 (K) > 植被覆盖和管理因子 (C)，其中 LS 因子  $q$  值最高 (0.3733)，R 因子次之 (0.1345)，地形条件是区域土壤侵蚀空间分异的基础，降雨侵蚀力是影响侵蚀变化的重要动态驱动；各因子两两交互后解释力均得到增强，黄土高原土壤侵蚀并非由单一因子决定，而是多种自然因子和人为因子共同作用的结果，呈现“地形为基础、降雨为驱动、土壤和人为措施协同调节、植被辅助影响”的综合作用机制。

综上所述，本研究通过校正 ERA5-Land 再分析降雨数据，系统揭示了黄土高原降雨侵蚀力增强及土壤侵蚀波动的极端降雨主导机制，为区域水土保持分区治理与生态风险识别提供了科学依据。

**关键词：** ERA5-Land 再分析数据；分位数映射法；极端降雨；土壤侵蚀；地理探测器

## ABSTRACT

The Loess Plateau is one of the regions in China most severely affected by soil erosion and characterized by the most fragile ecological environment. Rainfall, particularly extreme rainfall events, is primary external driving force of soil erosion dynamics in this region. Therefore, improving the accuracy of precipitation data and understanding the mechanisms by which extreme rainfall affects soil erosion are of great importance. In this study, the Loess Plateau was selected as the study area. Based on observational data from 298 meteorological stations, the quantile mapping (QM) method was applied to correct biases in ERA5-Land reanalysis rainfall data. On this basis, the study systematically analyzed the spatiotemporal evolution characteristics of erosive rainfall, extreme rainfall, rainfall erosivity, and soil erosion on the Loess Plateau from 2001 to 2024. Furthermore, by integrating the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) model with the geographical detector method, the driving responses of major factors to soil erosion were explored. This study provides a scientific basis for soil and water conservation zoning, ecological restoration assessment, and erosion risk identification on the Loess Plateau. The main conclusions are as follows:

(1) A high-precision regional reanalysis rainfall driving dataset was constructed. The original ERA5-Land reanalysis rainfall data exhibited good overall performance in identifying rainfall events and capturing daily-scale rainfall variation processes on the Loess Plateau, with 86.24% of meteorological stations showing an Equitable Threat Score (ETS)  $> 0.25$  and 85.91% showing a correlation coefficient ( $R$ )  $> 0.80$ . Nevertheless, systematic biases remained, including an overestimation of mean annual rainfall by approximately 25.2%, with more pronounced errors in topographically complex areas, during summer and autumn, and in the simulation of extreme rainfall events. After bias correction using the quantile mapping (QM) method, the accuracy of the ERA5-Land rainfall data was substantially improved: the root mean square error (RMSE) for mean annual rainfall simulation was reduced by 72.1%. Post-correction, the seasonal rainfall bias was controlled within 5% for all seasons except winter, and the spatial correlation coefficient increased to above 0.93. The corrected reanalysis rainfall data adequately meet the application requirements for extreme rainfall identification, rainfall erosivity estimation, and soil erosion modeling on the Loess Plateau, thereby providing a reliable rainfall data foundation for subsequent research.

(2) The evolutionary characteristics of rainfall erosivity toward intensification and extremification were revealed. From 2001 to 2024, erosive rainfall consistently constituted a

major component of the annual rainfall on the Loess Plateau, accounting for a multi-year average proportion of 47.36% of the total annual precipitation, and exhibited an increasing trend at a rate of 1.32% per decade. Furthermore, the structure of erosive rainfall showed a shift toward an increasing contribution from heavy and extreme rainfall events. The mean annual rainfall erosivity increased at a rate of  $135.07 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$  per decade. While the erosivity associated with moderate rainfall remained relatively stable with a slight declining trend, the erosivity from heavy rain and torrential rain exhibited increasing trends. The enhancement of rainfall erosivity on the Loess Plateau was primarily attributed to the growing contribution of extreme rainfall. Rainfall erosivity was closely correlated with extreme rainfall intensity indices and the extreme rainfall relative index, but showed a relatively weak correlation with extreme rainfall duration-related indices. This indicates that the observed changes in regional rainfall erosivity reflect, to a greater extent, the intensification of extreme rainfall events and the increasing contribution of high-quantile rainfall, rather than a significant prolongation of rainfall duration.

(3) The strong dependence of soil erosion processes on extreme rainfall events was elucidated. Soil erosion processes on the Loess Plateau exhibit a pronounced dependence on extreme rainfall events, with regional erosion dynamics highly concentrated in the tail of the rainfall distribution. The soil erosion modulus calculated based on R95pTOT (annual total precipitation from events exceeding the 95th percentile) varied almost synchronously with that derived from total erosive rainfall, with the corresponding proportion consistently remaining at a high level close to 100%. In contrast, the soil erosion modulus based on R99pTOT (annual total precipitation from events exceeding the 99th percentile) accounted for approximately 50%–60% of the total erosion modulus, indicating that although extreme heavy rainfall events occur with relatively low frequency, they exert a significant amplifying effect on regional soil erosion fluctuations. The influence of land use change on soil erosion exhibits a "dual characteristic": in terms of structural adjustment direction, the reduction of cropland and bare land, the increase of forestland, and the stable extent of grassland are generally conducive to regional soil and water conservation. However, in terms of actual erosion response, grassland, forestland, and shrubland—owing to their extensive distribution in erosion-sensitive areas—still bear a relatively high soil erosion intensity. Future soil erosion control efforts should prioritize the enhancement of soil and water conservation capacity in grassland within hilly and gully regions, as well as in forestland within ecological restoration areas.

(4) The spatial differentiation of soil erosion is controlled by multiple interacting factors. The RUSLE model driven by bias-corrected rainfall data effectively captured soil erosion

## ABSTRACT

---

patterns. From 2001 to 2024, the mean soil erosion modulus was  $14.44 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ , showing a decreasing trend over time and a spatial pattern of decreasing from southeast to northwest. The importance of influencing factors follows the order: Terrain factor (LS) > Rainfall erosivity factor (R) > Soil and water conservation measures factor (P) > Soil erodibility factor (K) > Vegetation cover and management factor (C), with topography (LS factor) playing the dominant role. Rainfall erosivity serves as a key dynamic driver, while soil properties and human activities act as regulating factors. The interaction between factors significantly enhanced their explanatory power, indicating that soil erosion is the result of multiple factors acting together rather than a single controlling factor. The mechanism can be summarized as: “topography as the foundation, rainfall as the driving force, soil and human activities as co-regulators, and vegetation as a supporting factor.”

In summary, this study corrects the ERA5-Land reanalysis rainfall data, systematically reveals the extreme rainfall-driven mechanism underlying the increase in rainfall erosivity and the fluctuation of soil erosion on the Loess Plateau, and provides a scientific basis for regional soil and water conservation zoning and ecological risk identification.

**KEY WORDS:** ERA5-Land reanalysis data; Quantile mapping; Extreme rainfall; Soil erosion; Geographical detector



# 目录

摘要.....	I
ABSTRACT.....	III
第一章 绪论.....	1
1.1 选题背景及研究意义.....	1
1.2 国内外研究现状.....	2
1.2.1 ERA5-Land 再分析降雨数据研究进展.....	2
1.2.2 极端降雨与降雨侵蚀力研究进展.....	3
1.2.3 RUSLE 模型与土壤侵蚀驱动研究进展.....	5
1.2.4 存在的问题和不足.....	7
1.3 研究目标与内容.....	7
1.3.1 研究目标.....	8
1.3.2 研究内容.....	8
第二章 研究区概况与研究方法.....	9
2.1 研究区地理位置及气候概况.....	9
2.2 数据来源及处理.....	10
2.3 研究方法.....	11
2.3.1 ERA5-Land 再分析降雨数据校正.....	11
2.3.2 极端降雨指数.....	12
2.3.3 RUSLE 模型.....	13
2.3.4 地理探测器.....	15
2.3.5 评价分析指标.....	16
2.4 技术路线.....	19
第三章 ERA5-Land 再分析数据在黄土高原的适用性评价.....	21
3.1 ERA5-Land 原始数据适用性评价.....	21
3.1.1 ERA5-Land 降雨数据的整体精度分析.....	21
3.1.2 不同月份和季节的 ERA5-Land 降雨数据精度分析.....	23
3.1.3 不同生态分区的 ERA5-Land 降雨数据精度分析.....	23
3.1.4 极端降雨事件精度分析.....	26
3.2 QM 校正后 ERA5-Land 精度评价.....	28

3.2.1 气象站点插值精度验证 .....	28
3.2.2 校正后 ERA5-Land 降雨数据的整体精度分析 .....	29
3.2.3 不同月份和季节的降雨校正效果 .....	30
3.2.4 不同生态分区的降雨校正效果 .....	32
3.2.5 极端降雨模拟校正效果 .....	33
3.3 讨论 .....	34
3.4 本章小结 .....	35
<b>第四章 侵蚀性降雨与极端降雨的时空变化特征 .....</b>	<b>37</b>
4.1 黄土高原侵蚀性降雨量的时空变化特征 .....	37
4.1.1 不同量级的侵蚀性降雨量占比分析 .....	37
4.1.2 侵蚀性降雨量的时空变化特征 .....	39
4.2 黄土高原极端降雨的时空变化特征 .....	42
4.2.1 黄土高原年降雨强度 (SDII) 的时空变化特征 .....	42
4.2.2 黄土高原最大五日降雨量 (Rx5day) 的时空变化特征 .....	44
4.2.3 黄土高原连续降雨日数 (CWD) 的时空变化特征 .....	47
4.2.4 黄土高原强降雨总量 (R95pTOT) 的时空变化特征 .....	49
4.2.5 黄土高原极强降雨总量 (R99pTOT) 的时空变化特征 .....	51
4.3 讨论 .....	53
4.4 本章小结 .....	54
<b>第五章 降雨侵蚀力的时空变化特征 .....</b>	<b>55</b>
5.1 黄土高原降雨侵蚀力的年均变化特征 .....	55
5.1.1 黄土高原降雨侵蚀力的空间变化特征 .....	55
5.1.2 黄土高原降雨侵蚀力的年际变化特征 .....	57
5.1.3 黄土高原降雨侵蚀力的突变特征 .....	58
5.2 黄土高原降雨侵蚀力的季节变化特征 .....	59
5.2.1 黄土高原降雨季节性侵蚀力的空间变化特征 .....	59
5.2.2 黄土高原季节性降雨侵蚀力的年际变化特征 .....	61
5.2.3 黄土高原季节性降雨侵蚀力的突变特征 .....	62
5.3 降雨侵蚀力雨与极端降雨相关性分析 .....	63
5.3.1 降雨侵蚀力雨与极端降雨强度指数的关系 .....	63
5.3.2 降雨侵蚀力雨与极端降雨连续指数的关系 .....	64
5.3.3 降雨侵蚀力雨与极端降雨相对指数的关系 .....	65
5.4 讨论 .....	66

5.5 本章小结 .....	67
<b>第六章 黄土高原土壤侵蚀变化特征及其驱动因素 .....</b>	<b>69</b>
6.1 土壤侵蚀强度变化特征 .....	69
6.1.1 黄土高原土壤侵蚀模拟精度检验 .....	69
6.1.2 ERA5-Land 驱动黄土高原土壤侵蚀结果 .....	70
6.1.3 极端降雨事件对黄土高原土壤侵蚀的影响 .....	73
6.1.4 土地利用变化对黄土高原土壤侵蚀的影响 .....	75
6.2 黄土高原土壤侵蚀对各侵蚀因子的响应分析 .....	77
6.2.1 单因子分析 .....	77
6.2.2 交互影响分析 .....	78
6.3 讨论 .....	81
6.4 本章小结 .....	82
<b>第七章 结论与展望 .....</b>	<b>85</b>
7.1 结论 .....	85
7.2 创新点 .....	86
7.3 不足与展望 .....	86
参考文献 .....	89
致谢 .....	97
作者简介 .....	99



## 第一章 绪论

### 1.1 选题背景及研究意义

土壤侵蚀是土壤或土壤母质在外力作用下被破坏和剥蚀的过程,是全世界当前面临最严重的土地退化问题, 占有退化土地的 84% (Cheng et al. 2024; Ma et al. 2021; 李智广等 2008), 对生态环境及人类生产活动造成了很大的负面影响——不仅严重破坏了土壤资源, 对生态系统带来严重危害, 并且使农作物生产受限, 阻碍了区域的社会经济发展, 严重威胁着农业、自然资源和环境 (Peter Heng et al. 2010)。土壤侵蚀风险取决于气候条件、土地利用变化、流域地形、土壤特征和土地管理措施等等, 是自然和人为影响因素共同作用的结果 (Pandey et al. 2021; Zhao et al. 2022)。因此, 研究土壤侵蚀的时空变化特征及其主要驱动因素响应, 可以为区域制定水土流失的防治措施提供理论支撑。

黄土高原位于中国西北部, 涵盖了陕西、山西、甘肃、宁夏、青海等省区, 年际降雨变化较大, 多集中在夏秋, 且多暴雨, 占全年降雨的 60–70%, 春冬干旱多风, 而且黄土高原以其独特的沟壑纵横地形著称, 坡度大且土壤易松动。在黄土高原气候条件、特殊的地貌以及人类活动的共同作用下, 导致了黄土高原是全球土壤侵蚀最严重的区域之一, 其土壤侵蚀问题长期以来受到广泛关注 (Liu et al. 2023; 肖蓓等 2017)。黄土高原土壤侵蚀不仅加剧了水土流失, 还造成了黄河的泥沙淤积, 严重影响区域的生态环境和农业生产 (Liu et al. 2023; Zhao et al. 2013)。水利部发布的《中国水土保持公报》也指出, 黄土高原区水土流失面积 19.87 万 km<sup>2</sup>, 占土地总面积的 34.56%, 是我国水土流失最为集中和典型的区域之一。

近年来, 退耕还林还草等生态工程的实施在改善黄土高原土壤侵蚀方面发挥了显著作用。自 1999 年实施的“退耕还林还草”政策在黄土高原大范围推广后, 土地利用结构发生了显著变化, 林地和草地面积大幅增加, 显著提高了区域植被覆盖率, 减少了降雨对地表土壤的冲刷作用, 特别是在陡坡地带, 土壤侵蚀强度大幅下降 (Sun et al. 2014)。而作为土壤侵蚀过程中最重要的驱动因素——降雨的变化, 特别是高强度极端降雨事件频率, 则直接改变了土壤侵蚀速率 (Baartman et al. 2011; Li and Fang 2016; Zabaleta et al. 2014)。已有研究表明, 极端降雨事件能够在短时间内造成剧烈地表破坏和大量土壤流失。例如, 延安地区极端降雨导致梯田塌陷与滑坡, 加剧了局地侵蚀过程 (李慧娟等 2016); 短时高强度降雨事件可贡献超过一半以上的土壤流失量 (Wang et al. 2016); 1901–2016 年黄土高原历史侵蚀变化中, 人类活动起主导作用, 气候变化起次要作用。2000 年之前侵蚀速率的变化主要由土地管理实践驱动, 而 2010–2016 年间侵蚀速率的

增加主要是极端暴雨事件的结果 (Li et al. 2022)。这些发现表明, 在黄土高原侵蚀系统中, 极端降雨比平均降雨量更能决定侵蚀风险水平。因此, 准确刻画降雨, 特别是极端降雨事件的时空特征, 是提高侵蚀模拟可靠性的关键前提, 而再分析资料因时空连续、覆盖范围广, 已成为区域水文与侵蚀研究的重要数据基础。其中, ERA5-Land 具有较高时空分辨率和较强连续性, 在数据稀缺区域具有明显应用潜力, 但已有研究也指出, 其在复杂地形区仍可能存在降雨高估、季节性偏差及极端降雨刻画不足等问题 (刘婷婷等 2022)。对于以强降雨过程主导侵蚀变化的黄土高原而言, 若直接使用未经校正的再分析降雨数据, 可能进一步放大降雨侵蚀力估算和土壤侵蚀模拟中的误差。因此, 有必要首先评估 ERA5-Land 在黄土高原的适用性, 并通过偏差校正提高其对降雨过程尤其是极端降雨事件的表征能力, 再将其用于侵蚀性降雨、降雨侵蚀力及土壤侵蚀时空演变研究。

在此背景下, 围绕黄土高原降雨侵蚀力与土壤侵蚀开展系统研究, 具有明显的理论价值和现实意义。一方面, 黄土高原是我国水土流失最为典型、对强降雨响应最敏感的区域之一, 研究其侵蚀性降雨、极端降雨、降雨侵蚀力与土壤侵蚀之间的耦合关系, 有助于深化对区域侵蚀过程及其驱动机制的认识, 进一步揭示气候波动、极端降雨事件与下垫面条件共同作用下的侵蚀演变规律。另一方面, 现有研究对 ERA5-Land 再分析降雨资料的讨论多停留在降雨精度评价层面, 而对其在侵蚀动力计算和土壤侵蚀评估中的影响认识仍相对不足。本研究从黄土高原这一典型生态脆弱区出发, 聚焦降雨侵蚀力与土壤侵蚀的时空变化及其主要驱动因素, 不仅有助于提高对区域侵蚀风险形成机制的理解, 也可为黄土高原水土保持分区治理、生态修复成效评估以及侵蚀风险识别提供科学依据, 对保障区域生态安全和推动生态保护具有重要意义。

## 1.2 国内外研究现状

### 1.2.1 ERA5-Land 再分析降雨数据研究进展

ERA5-Land 是欧洲中期天气预报中心在 ERA5 基础上构建的高分辨率陆面再分析数据集, 空间分辨率提升至  $0.1^\circ$ , 时间分辨率为小时尺度, 能够较连续地表征陆面水热过程演变, 因此近年来被广泛应用于降雨、干旱、水文和生态环境等研究 (Sakhraoui et al. 2025; 王子晴等 2024)。与受记录长度、仪器精度、地形和人为操作限制的站点观测以及精度取决于算法和平台设计的卫星反演不同, ERA5-Land 提供了时空一致的数据集, 且凭借高分辨率、频繁更新和广泛的变量覆盖, 使其特别适用于站点稀疏或缺乏观测的地区 (Guo et al. 2024; 黄晓龙等 2023), 但其降雨数据本质上仍属于模式驱动与资料同化耦合生成产品, 并非直接观测, 因此在复杂地形区、强对流活跃区和极端降雨事件刻画中仍可能存在误差。

近年来,国内外许多研究定量评估了 ERA5/ERA5-Land 降雨数据的准确性。结果表明,ERA5/ERA5-Land 在多数区域能够较好再现降雨的空间格局和时间变化趋势,但其精度具有显著区域差异,常受地形起伏、气候类型和降雨机制影响,普遍观察到系统性湿偏差——特别是降雨高估 (Jiang et al. 2021; Qian and Zhao 2025; Wu et al. 2023)。Sharifi et al. (2019) 观察到 ERA5 降雨数据的准确性随地形坡度增加而下降; Jiao et al. (2021) 发现 ERA5 存在明显的季节性偏差,夏秋季的精度通常低于春冬季; Lavers et al. (2022) 基于全球 5000 余个站点评估指出,ERA5 可用于气候监测,但在强降雨和局地极端事件刻画方面仍存在不足; Xu et al. (2022) 在中国将 ERA5、ERA5-Land 与多源卫星降雨产品进行对比,发现再分析产品在降雨事件识别方面具有一定优势,但对中到大雨和极端降雨仍易出现偏差; 刘婷婷等 (2022) 以全国 728 个站点为基准评估 ERA5 降水数据在中国的适用性,指出其精度在不同气候区和不同降水等级间存在明显差异,且对较强降水事件的识别能力相对不足。随着 ERA5-Land 数据的广泛应用,国内研究开始更多关注其在流域尺度、山区及极端降雨研究中的适用性。例如, Qian and Zhao (2025) 在祁连山研究中进一步发现,ERA5-Land 整体上能够反映观测降雨变化,但普遍存在高估现象,且误差与站点和格点的高程差密切相关,因此直接用于山地降雨研究仍需订正或降尺度处理; Guo et al. (2024) 以黄河流域站点资料为基准,发现 ERA5-Land 能较好捕捉总降水和极端降水的空间分布格局及时间变化趋势,但对 R95pTOT、R99pTOT 等高分位极端降水指数存在明显高估,对 SDII 则表现出低估倾向; 朱丽等 (2023) 在黄河流域干旱监测研究中指出,ERA5-Land 对流域降水量总体存在高估,上游误差尤为突出; 另有对长江上游的比较研究也表明,ERA5-Land 能较好识别降水发生,但局部区域仍存在明显高估现象。总体来看,国内外研究已从单纯评估平均降水精度,逐步转向对极端降雨事件、区域差异及应用场景适用性的综合分析。

在水文建模中,若未考虑 ERA5-Land 的降雨误差,可能导致模拟的降雨驱动径流与观测条件之间存在显著偏差 (Dalla Torre et al. 2024)。在目前研究中,很少有学者应用校正后的 ERA5-Land 再分析数据进行极端降雨事件模拟与水土流失评估,缺乏对其应用在侵蚀动力计算中的效应分析。特别是在以短历时强降雨为主导的黄土高原地区,极端降雨对侵蚀过程具有非线性放大作用,再分析降雨数据的系统性误差可能显著影响侵蚀风险评估结果。

### 1.2.2 极端降雨与降雨侵蚀力研究进展

降雨侵蚀力是表征降雨对土壤产生侵蚀作用潜在能力的重要指标,也是土壤侵蚀模型中的关键驱动因子。近年来,在全球变暖背景下,极端降雨事件的频率、强度及其时空分布格局发生变化,使得极端降雨与降雨侵蚀力之间的关系逐渐成为土壤侵蚀研究的重要内容。已有研究表明,降雨侵蚀力并不单纯取决于降雨总量,而是对短历时高强

度降雨、高分位降雨及暴雨过程更加敏感，强降雨和极端降雨事件虽然发生频次相对较低，但往往对总降雨侵蚀力具有更强的贡献（Nearing et al. 2017; Yin et al. 2017）。

国外关于极端降雨与降雨侵蚀力关系的研究起步较早，研究内容已由传统的降雨侵蚀力计算方法探讨，逐步拓展到极端降雨侵蚀力形成机制、估算模型、未来变化趋势及其土壤侵蚀效应等方面。Nearing et al.（2017）研究表明，降雨侵蚀力研究已由站点尺度向区域乃至全球尺度扩展，其研究重点也逐渐由平均降雨条件下的侵蚀能力估算转向对强降雨和极端降雨贡献的识别。Yin et al.（2017）进一步认为，降雨侵蚀力本质上是降雨量、降雨强度与降雨动能共同作用的结果，因此相较于一般降雨事件，极端降雨过程更容易在较短时间内释放更高的侵蚀能量，从而对坡面侵蚀和泥沙输移产生显著影响。近年来，针对极端降雨侵蚀力的专题综述进一步指出，极端降雨特征与降雨侵蚀力之间存在显著耦合关系，高强度、短历时和高分位降雨事件的增加通常会显著提升总降雨侵蚀力，并可能放大区域土壤侵蚀风险（Wang et al. 2023; Zhao et al. 2024）。随着研究的不断深入，国外学者开始更加关注极端降雨对降雨侵蚀力的非线性放大效应。相关研究表明，极端降雨对总降雨侵蚀力的贡献往往具有明显的不成比例特征，即少数高强度降雨事件即可贡献大部分侵蚀能量，这使得降雨侵蚀力对降雨结构变化比对降雨总量变化更为敏感（Chen et al. 2024b）。同时，在未来气候变化情景下，全球及区域尺度降雨侵蚀力整体呈增加趋势，而这一变化与极端降雨增强密切相关，说明极端降雨正在成为驱动未来侵蚀风险变化的重要因素（Li et al. 2024b）。国内关于极端降雨与降雨侵蚀力关系的研究主要集中于黄土高原、长江流域、淮河流域及西南喀斯特地区等水土流失敏感区。已有研究表明，我国降雨侵蚀力的空间格局总体与降雨量和强降雨分布一致，但其变化不仅受降雨总量控制，更与极端降雨特征密切相关：Wei et al.（2022）指出，国内外相关研究已普遍认识到极端降雨特征与降雨侵蚀力之间存在显著联系，但不同区域极端降雨对侵蚀力的驱动方式仍存在差异，特别是在复杂地形区和生态脆弱区，这种关系更具有区域性和非线性特征。Xu et al.（2021）在淮河流域研究中发现，降雨侵蚀力不仅表现出明显的季节差异和年际波动，而且与强降雨过程密切相关，说明强度变化对侵蚀力演变具有重要作用。

黄土高原是我国水土流失最严重的地区之一，也是研究极端降雨与降雨侵蚀力关系的重要区域。陈剑南等（2022）和谢乐等（2025）研究表明，黄土高原降雨侵蚀力总体呈现由东南向西北递减的空间分布格局，这一格局与区域降雨量和强降雨分布基本一致。同时，黄土高原降雨侵蚀力具有明显的年际波动，其变化除受降雨总量影响外，更与强降雨比例、降雨集中程度以及大尺度气候背景密切相关（Jia et al. 2022; Liu et al. 2018; Zhang et al. 2022a）。其中，Jia et al.（2022）指出，黄土高原降雨侵蚀力变化对泥沙输移具有重要影响，表明降雨侵蚀力不仅反映降雨过程本身，也在一定程度上体现了极端降雨对流域侵蚀产沙的驱动作用。此外，针对黄土高原极端降雨变化的研究也

表明, 近几十年来区域内部分强度类和相对极端类降雨指标呈增强趋势, 而持续性指标变化相对较弱, 这说明区域降雨变化更多体现为降雨强度增强及高分位降雨贡献增加, 而非持续时间显著延长 (Sun et al. 2020)。从侵蚀过程角度看, 这种变化特征意味着黄土高原降雨侵蚀力可能对高分位强降雨事件更加敏感, 高强度降雨的增加更容易导致侵蚀能量集中释放, 从而增强区域侵蚀风险。此外, 已有研究开始尝试将高精度再分析降雨数据应用于降雨侵蚀力估算: Dai et al. (2023) 以黄土高原 291 个气象站为基准, 评估了 ERA5 数据在年、季、月尺度降雨侵蚀力估算中的适用性, 并结合随机森林方法对年降雨侵蚀力进行了偏差校正, 结果表明 ERA5 在黄土高原降雨侵蚀力估算中具有较好潜力, 但其研究重点仍主要集中在侵蚀力产品构建与精度提升方面, 对其进一步应用于土壤侵蚀模拟和驱动机制分析的研究仍有待加强。

由此可见, 国内外关于极端降雨与降雨侵蚀力的研究已取得较多进展, 研究内容也由单纯的降雨侵蚀力计算逐步拓展到极端降雨侵蚀力识别、驱动机制分析及未来变化预测等方面。但现有研究仍存在一定不足: 一是多数研究侧重降雨侵蚀力总体时空格局及趋势变化, 对不同类型极端降雨指数与降雨侵蚀力之间差异化响应关系的讨论仍不够深入; 二是针对黄土高原这类生态脆弱区, 虽然已有研究揭示了降雨侵蚀力总体空间分异特征, 但对强度类、连续性类和相对极端类降雨指标如何共同影响降雨侵蚀力的认识仍较为有限; 三是现有研究多从气候统计或侵蚀动力单一角度展开, 对“极端降雨变化—降雨侵蚀力响应—土壤侵蚀效应”这一完整链条的系统分析仍相对不足。因此, 有必要基于高精度降雨数据, 进一步开展黄土高原极端降雨与降雨侵蚀力关系研究, 以揭示不同类型极端降雨对区域侵蚀动力变化的影响机制。

### 1.2.3 RUSLE 模型与土壤侵蚀驱动研究进展

修订通用土壤流失方程 (Revised Universal Soil Loss Equation, RUSLE) 是在 USLE 基础上发展形成的经验模型, 主要用于估算坡面长期平均土壤流失量, 其核心是通过降雨侵蚀力、土壤可蚀性、坡长坡度、植被覆盖与管理以及水土保持措施等因子的耦合来表征土壤侵蚀过程 (Wischmeier and Smith 1958)。对比以下模型 (表 1-1), WEPP 和 SWAT 等一些模型虽然具有较高的灵活性, 但其过程模型需要较多的参数输入和长期数据支持, 且对于不同地区的适用性需要进行校准。RUSLE 作为一个经典的经验模型, 已经经过了大量实地验证和经验积累, 特别适用于土壤侵蚀的定量评估, 具有适用范围广、数据获取方便、延展性和准确度高等优点, 是目前国内外应用的最广泛的土壤侵蚀经验模型 (Bircher et al. 2022; Kumar et al. 2022; Liou et al. 2022)。此外, 我国学者基于中国土壤侵蚀现状和 RUSLE 的建模思路, 将 RUSLE 模型进行了修正。刘宝元等(1999)和郑粉莉等(2001)基于 1841 个地块年数据, 在考虑中国陡坡水土流失的特点和系统性水土保持措施的基础上, 将 RUSLE 方程中的植被覆盖因子和水土保持措施因

子替换为生物措施、土壤管理措施和技术措施 3 个因子，其他因子保持不变，推导出了中国土壤流失方程 CSLE(Chinese Soil Loss Equation)，用以预测不同水土保持措施下坡耕地的年平均土壤流失量。由此可见，CSLE 模型更多聚焦于农田水土流失的评估，特别是土壤侵蚀与作物生长、农业管理措施相关的影响，适合于特定地区或特定农业情境。在本研究重点关注极端降雨和土地利用变化下，CLSE 更复杂的参数需求和适用范围局限性可能使其不如 RUSLE 模型在大范围的侵蚀评估中更具优势。

表 1-1 土壤侵蚀模型比较（穆兴民 et al. 2016）

Table 1-1. Comparison of soil erosion models.

模型	类型	尺度		结构
		空间	时间	
RUSLE	经验统计	坡面	年	集总式
SWAT	物理成因	流域	天	分布式
WEPP	物理成因	坡面\小流域	天/次洪	分布式

近年来，随着遥感、GIS 和 DEM 等空间数据的发展，RUSLE 的应用已由传统小流域和坡面尺度扩展到流域、区域乃至国家尺度。大量研究表明，RUSLE 在识别侵蚀热点区、刻画侵蚀空间分异以及服务土地利用规划和水土保持管理方面具有较强适用性，尤其适合与遥感土地覆盖、降雨格网数据和数字高程模型结合开展空间化模拟（Alaei et al. 2026; Delgado et al. 2025; Mathewos et al. 2024）。与此同时，相关研究也不断强调，RUSLE 虽然在区域尺度应用广泛，但其模拟结果对输入数据质量高度敏感，尤其是降雨侵蚀力因子和水土保持措施及植被覆盖和管理因子的精度会显著影响侵蚀评估结果，因此模型应用正在由“能否使用”逐步转向“如何提高参数精度与区域适用性”的阶段（Akpa et al. 2024; Yan et al. 2025）。

在土壤侵蚀驱动研究方面，现有研究普遍认为，土壤侵蚀并非由单一因子决定，而是降雨、地形、土壤性质、植被覆盖和土地利用变化等多因素共同作用的结果。不同区域研究均表明，坡度和坡长所反映的地形条件是决定侵蚀敏感性的基础因子，降雨侵蚀力则是影响侵蚀年际波动和空间差异的重要气候驱动，而植被恢复和土地利用优化通常能够显著降低侵蚀强度（Chen et al. 2024a; Jin et al. 2021; Zhang et al. 2024）。近年来，随着随机森林、SHAP 和地理探测器等方法引入土壤侵蚀研究，学者们开始更加重视驱动因子的相对贡献及其交互作用，指出气候因子与景观结构、土地利用变化之间往往存在非线性耦合关系，这种耦合作用通常强于单因子作用本身（Li et al. 2024a; Min et al. 2024）。黄土高原是我国水土流失最严重、侵蚀过程最典型的区域之一，也是 RUSLE 模型应用和土壤侵蚀驱动研究的重要热点区。已有研究表明，黄土高原土壤侵蚀的形成与演变受地形破碎、黄土母质疏松、暴雨集中、植被覆盖不足以及土地利用变化等多重因素共同控制，其中降雨和植被往往被认为是影响区域侵蚀时空变化的关键

因子 (Bai et al. 2024)。随着退耕还林还草等生态恢复工程持续推进,黄土高原土壤侵蚀总体呈减缓趋势,但这种减缓并非单纯由某一因素驱动,而是在气候变化、植被恢复和人类活动综合作用下形成的结果。最新研究进一步指出,人类活动在黄土高原侵蚀减缓中发挥了主导作用,但降雨增强尤其是极端降雨增加,会削弱植被恢复带来的减蚀效应,从而使局部区域侵蚀风险仍呈波动变化 (Shi et al. 2025)。

由此可见,国内外关于 RUSLE 模型与土壤侵蚀驱动研究已取得较大进展,研究内容也由早期的侵蚀量估算逐步拓展到驱动机制识别、因子交互分析以及未来变化评估等方面 (Dash and Maity 2023; Lai et al. 2024)。但现有研究仍存在一定不足:一方面,许多研究更侧重模型本身的空间应用和侵蚀量制图,对降雨输入误差尤其是再分析降雨误差如何通过降雨侵蚀力传递并影响侵蚀评估结果的讨论仍相对不足;另一方面,针对黄土高原这类极端降雨敏感区,虽然已有研究认识到降雨、植被覆盖变化的重要作用,但对多因子交互作用及其区域差异的系统揭示仍需加强。尤其是在高精度再分析数据支持下,将降雨偏差校正、RUSLE 模拟和驱动机制分析贯通起来的研究仍较少,因此可进一步从“降雨输入—侵蚀动力—土壤侵蚀响应”这一完整链条开展综合研究。

#### 1.2.4 存在的问题和不足

(1) 现有研究对 ERA5-Land 再分析降雨数据其在侵蚀研究中的适用性探讨相对较少,基于 ERA5-Land 开展侵蚀性降雨、降雨侵蚀力与土壤侵蚀一体化研究不足。已有研究已经指出 ERA5-Land 在复杂地形区存在系统偏差,但大多数工作主要停留在降雨量、降雨事件识别或极端降雨指数的统计检验层面,缺乏对其误差如何进一步影响降雨侵蚀力估算和土壤侵蚀模拟结果的系统分析。因而,针对“再分析降雨数据校正—侵蚀性降雨识别—降雨侵蚀力估算—土壤侵蚀响应”这一完整过程开展综合研究,对于深化再分析降雨数据在侵蚀研究中的应用具有重要意义。

(2) 关于极端降雨如何通过影响降雨侵蚀力进而作用于土壤侵蚀的研究仍不够深入。黄土高原降雨集中、暴雨频发,年水土流失总量中相当大一部分由多次暴雨造成,说明极端降雨在区域侵蚀过程中具有重要作用;但现有研究更多关注极端降雨对径流和泥沙的直接影响,针对极端降雨与降雨侵蚀力之间关系,以及其对区域土壤侵蚀驱动作用的系统研究仍显不足。

(3) 现有土壤侵蚀研究对多因子耦合作用及区域尺度复合机制的揭示仍需加强。黄土高原土壤侵蚀受降雨、地形、土壤、植被和土地利用等多因素共同控制,但已有研究往往侧重单一因素或单一过程分析,对于极端降雨增强背景下气候变化、生态恢复和土地利用变化共同作用下的土壤侵蚀响应机制,缺乏更加系统的区域尺度综合研究。

### 1.3 研究目标与内容

### 1.3.1 研究目标

(1) 评估并校正 ERA5-Land 再分析降雨数据在黄土高原的适用性，构建一套高精度、长序列的降雨驱动数据集，为后续侵蚀研究提供可靠输入。

(2) 揭示 2001-2024 年黄土高原侵蚀性降雨、极端降雨及降雨侵蚀力的时空演变规律，阐明极端降雨结构变化对区域侵蚀动力的影响机制。

(3) 基于校正后降雨数据驱动 RUSLE 模型，定量评估土壤侵蚀时空变化特征，辨识地形、降雨、植被、土壤及人为措施等因子的独立与交互作用，提出黄土高原水土保持分区治理的科学依据。

### 1.3.2 研究内容

#### (1) ERA5-Land 再分析数据在黄土高原的适用性评价

以黄土高原气象站点观测数据为基准，系统评估原始 ERA5-Land 再分析降雨数据在研究区的降雨事件识别能力、时序变化刻画能力及不同生态地理分区中的适用性，分析其在复杂地形区和极端降雨条件下的误差特征。在此基础上，采用分位数映射(QM)方法对 ERA5-Land 降雨数据进行偏差校正，对比校正后再分析降雨数据与观测数据之间的一致性，从而提高再分析降雨数据在黄土高原区域尺度研究中的应用可靠性。

#### (2) 黄土高原侵蚀性降雨与极端降雨的演变特征

利用校正后的 ERA5-Land 降雨数据，识别并统计 2001–2024 年黄土高原侵蚀性降雨过程，分析侵蚀性降雨在区域降雨结构中的占比及不同量级侵蚀性降雨的变化特征。同时，选取表征降雨强度、连续性和相对极端性的典型极端降雨指数，系统揭示黄土高原极端降雨的空间分布、变化趋势和年际波动特征，明确近 24 年区域降雨演变中强降雨和极端降雨增强的基本规律。

#### (3) 黄土高原降雨侵蚀力的时空变化特征

在校正后 ERA5-Land 降雨数据基础上，估算黄土高原 2001–2024 年的降雨侵蚀力，分析年均降雨侵蚀力及不同量级降雨侵蚀力的空间分布、变化趋势、年际波动和突变特征，揭示区域降雨侵蚀力的时空演变规律。进一步结合极端降雨指数，从强度、连续性和相对极端性等多个方面探讨降雨侵蚀力与极端降雨之间的关系，阐明黄土高原降雨侵蚀力对强降雨和高分位极端降雨事件的响应特征。

#### (4) 黄土高原土壤侵蚀变化特征及其驱动因素

将校正后的 ERA5-Land 降雨数据驱动 RUSLE 模型，计算 2001–2024 年黄土高原土壤侵蚀模数，分析其空间分异与年际变化特征。在此基础上，结合降雨、地形、土壤、植被覆盖和人为措施等侵蚀因子，利用地理探测器分析不同因子对土壤侵蚀空间分异的解释力及其交互作用特征，识别黄土高原土壤侵蚀的主导因子及其敏感性差异，并进一步探讨极端降雨事件及土地利用变化对土壤侵蚀过程的驱动作用。

## 第二章 研究区概况与研究方法

### 2.1 研究区地理位置及气候概况

黄土高原地处中国北部黄河流域中上游，西起乌鞘岭，东至太行山，北依长城，南抵秦岭。涉及山西、青海、陕西、甘肃等多个省区的全部或部分辖区（图 2-1）。面积约 62.4 万平方公里（占黄河流域的 83%），约占中国总人口的 8.5%（Yang et al. 2018）。黄土高原地势西北高、东南低，坡陡沟深，土壤疏松易蚀。气候呈显著地域分异，东、南部为暖温带半湿润区，中部属暖温带半干旱区，西、北部则处于中温带半干旱区。这种分布特征赋予了黄土高原鲜明的大陆性季风气候属性，表现为冬季寒冷干燥，夏季相对温暖湿润。该地区降雨量普遍较低呈现较大年际变率，年降雨量在 200–750 mm 之间，其中 65% 发生在 7–9 月，暴雨占年总降雨量的 70%，集中在 6–9 月。在黄土高原，年水土流失总量的 60–90% 是由多次暴雨造成的。

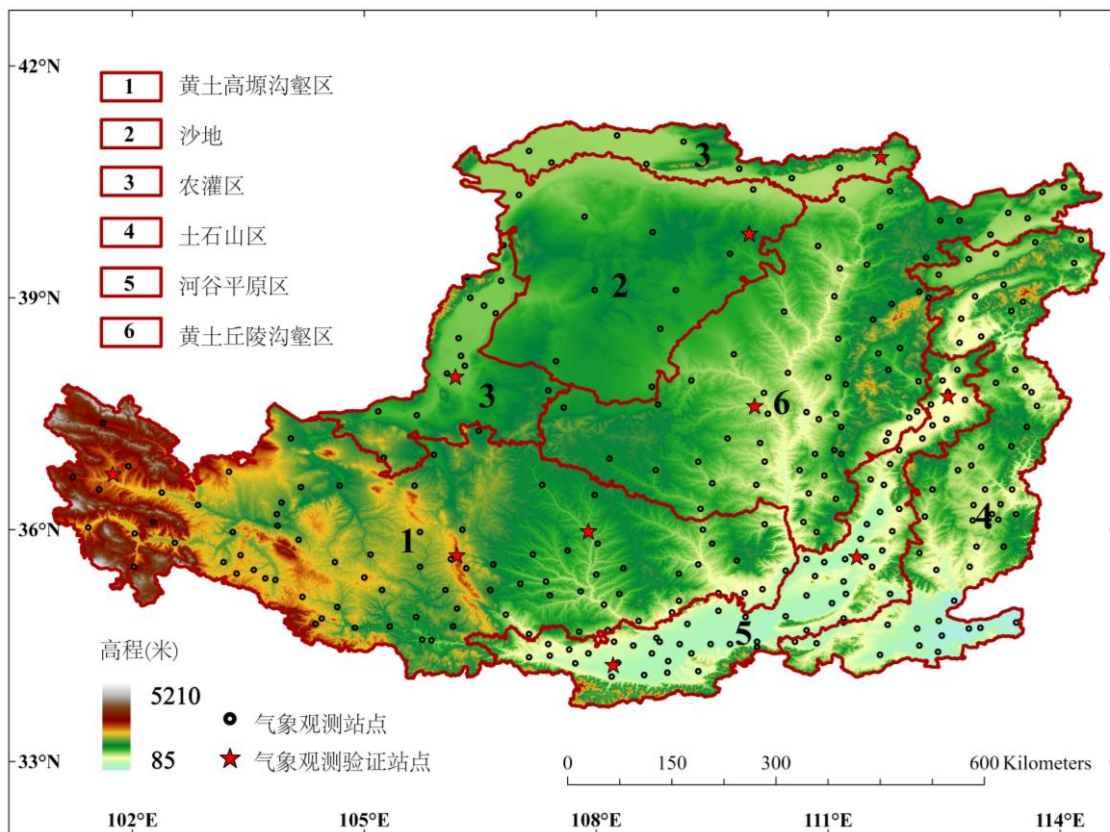


图 2-1 黄土高原研究区及气象站点分布

Figure 2-1. Distribution of Loess Plateau research area and meteorological stations.

## 2.2 数据来源及处理

本文使用的主要数据及其准确性和来源见表 2-1。栅格数据分辨率通过双线性插值均匀重采样至 500m×500m 以优化输入参数。

表 2-1 主要数据

Table 2-1. Data used in the study.

数据类型	尺度	时间	数据来源
ERA5-land 再分析降雨数据	0.1°, m/h	1981-2024	哥白尼气候变化服务 (C3S) ( <a href="https://cds.climate.copernicus.eu/">https://cds.climate.copernicus.eu/</a> )
中国国家地面气象站降雨数据	mm/day	1981-2020	国家气象科学数据中心 ( <a href="https://data.cma.cn/">https://data.cma.cn/</a> )
土壤可蚀性因子 (K) 数据	30m	2018	国家科技基础条件平台—国家地球系统科学数据中心-黄土高原分中心 ( <a href="http://loess.geodata.cn">http://loess.geodata.cn</a> ) .
地形因子 (LS) 数据	90m	2012	国家科技基础条件平台—国家地球系统科学数据中心-黄土高原分中心 ( <a href="http://loess.geodata.cn">http://loess.geodata.cn</a> ) .
中国 30 米土地利用分类数据	30m	2001-2024	谷歌地球引擎 (GEE) ( <a href="https://earthengine.google.com/">https://earthengine.google.com/</a> )
黄土高原输沙数据	t/km <sup>2</sup> /year	2006-2012	国家科技基础条件平台—国家地球系统科学数据中心-黄土高原分中心 ( <a href="http://loess.geodata.cn">http://loess.geodata.cn</a> )
黄土高原生态地理分区矢量	——	——	国家科技基础条件平台—国家地球系统科学数据中心-黄土高原分中心 ( <a href="http://loess.geodata.cn">http://loess.geodata.cn</a> )

为了评估站点降雨插值精度是否能够用于校正再分析降雨数据, 预留 10 个气象站作为独立验证站点, 未作为样本点参与插值处理 (表 2-2)。本文基于三点因素确定验证站点: 1) 站点的海拔高度; 2) 均匀分布黄土高原不同生态地理分区; 3) 周围站点的分布密度。但需要指出的是, 黄土高原地形破碎、下垫面复杂, 不同分区内部仍存在明显的小尺度空间异质性。受可用站点数量限制, 10 个独立验证站更适合用于区域尺度上的独立检验, 而对局部复杂地形区或强对流活跃区的降雨空间变异表征仍可能不足。

表 2-2 验证站点信息

Table 2-2. Details of the meteorological stations that were selected as verification stations.

地理分区	验证站点	纬度	经度	高程 (米)
	西宁	101.75° E	36.72° N	2295.2
黄土高原沟壑区	庆阳	107.90° E	35.98° N	1094.9
	六盘山	106.20° E	35.67° N	2842.8
	呼和浩特	111.68° E	40.82° N	1063
沙地和农灌区	东胜	109.98° E	39.83° N	1461.9
	吴忠	106.18° E	37.98° N	1129
	太原南郊	112.55° E	37.73° N	776.6
土石山区和河谷平原区	临汾	111.37° E	35.65° N	433.8
	武功	108.22° E	34.25° N	447.8
黄土丘陵沟壑区	子洲	110.05° E	37.60° N	896

## 2.3 研究方法

### 2.3.1 ERA5-Land 再分析降雨数据校正

#### 2.3.1.1 薄板样条插值

薄板样条法是一种基于径向基函数的确定性插值方法,其基本思想是在满足样点精确拟合的前提下,通过最小化薄板弯曲能量函数,使插值结果在整体上保持最优平滑性。该方法能够较好地处理降雨量等气象要素的空间非平稳性,并有效反映地形等地理因子对降雨空间分布的影响。具体实现为:设研究区内共有 $n$ 个气象站点,其空间位置 and 对应降雨观测值分别为:

$$(x_i, y_i, z_i), \quad i = 1, 2, 3, \dots, n \quad (2-1)$$

薄板样条插值函数可表示为:

$$f(x, y) = a_0 + a_1x + a_2y + \sum_{i=1}^n w_i \phi(r_i) \quad (2-2)$$

$$r_i = \sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2} \quad (2-3)$$

$$\phi(r) = r^2 \ln(r), \quad r > 0 \quad (2-4)$$

式中,  $a_0$ 、 $a_1$ 和 $a_2$ 是线性多项式项系数;  $w_i$ 是径向基函数权重;  $r_i$ 为插值点到第 $i$ 个样点的距离;  $\phi(r)$ 为薄板样条径向基函数。

本文将黄土高原的 298 个气象站观测的降雨数据进行薄板样条插值, 获得 1981 年至 2020 年黄土高原的每日降雨数据。

### 2.3.1.2 分位数映射法

计算累积分布函数 (Cumulative Distribution Function, CDF): 选择训练期 (1981–2000 年) 的降雨数据, 将模拟和观测降雨按升序排序, 并按 1 到 N 的排列依次标记, 分位数等于排列数除以 N。日降雨量大于 0.1mm 的天数被视为有效降雨日, 如果样本有重复值, 则仅保留具有较大分位数的样本以保持数值唯一。在随机变量的分布中, 分位数与降雨值的对应关系可通过 CDF 表征, 且 CDF 具有可逆性, 可通过逆 CDF 由分位数反推对应降雨值。由于 CDF 是由离散的“分位数—降雨值”对构成的离散序列描述的, 如果离散序列中某个分位数的值缺失, 则通过两侧相邻值的线性插值获得估计值。最后, 利用训练期的降雨序列为每个像元建立月度 CDF 映射关系。

$$quantile = CDF(value) \quad (2-5)$$

$$value = CDF(quantile) \quad (2-6)$$

构建传递函数 (Transfer Function, TF): 本文将校正过程划分为训练期、验证期和应用期三个阶段。训练期 (1981–2000 年) 用于构建 ERA5-Land 降雨与观测降雨之间的分位数映射关系, 即建立偏差校正传递函数 (TF); 验证期 (2001–2020 年) 用于利用独立时段观测数据检验该传递函数在非训练样本上的可迁移性和稳定性; 应用期 (2001–2024 年) 则是在验证结果基础上, 将训练期建立的 TF 推广应用于后续 ERA5-Land 数据, 以获得研究期连续一致的校正降雨序列。TF 可描述如下:

$$correct = CDF_{obs}^{-1}(quantile) = CDF_{obs}^{-1}(CDF_{sim}(value_{sim})) \quad (2-7)$$

式中,  $CDF_{sim}$  和  $CDF_{obs}$  分别代表模拟降雨和观测降雨的 CDF。

本文采用基于统计分布匹配的 QM 方法核心前提是再分析降雨数据相对于观测数据的系统偏差在时间上具有一定稳定性, 即偏差结构在训练期与后续时期之间不存在突变性改变。验证期 (2001–2020 年) 的检验结果表明, 校正后的 ERA5-Land 降雨在年尺度、季节尺度及极端降雨分位阈值上均显著优于校正前结果, 说明训练期建立的 TF 在后续时期具有较好的可迁移性, 因此本文认为可进一步用于 2001–2024 年 ERA5-Land 降雨序列的校正与侵蚀模拟分析。

## 2.3.2 极端降雨指数

世界气象组织气象学委员会 (World Meteorological Organization's Commission for Climatology) 的专家组确定了用于检测气候变化的指标 (李双双 et al. 2015)。我们从

中选取了 5 个指标作为黄土高原极端降雨的研究，具体计算描述见表 2-3。

表 2-3 极端降雨指数及其定义

Table 2-3. Extreme rainfall indices and their definitions.

类别	极端降雨指数	英文缩写	描述	单位
强度指数	年降雨强度	SDII	年内降雨量与日降雨量 $\geq 1\text{mm}$ 日数之比	mm/d
	5日最大降雨量	Rx5day	月内连续5日降雨量最大值	mm
持续指数	连续降雨日数	CWD	年内日降雨量 $\geq 1\text{mm}$ 降雨量之和	mm
相对指数	强降雨总量	R95pTOT	第95分位以上降雨事件的累积降雨。如果 $w$ 代表研究期的湿日数，则设 $RR_{wj}$ 代表湿日 $w$ 的日降雨量 ( $RR \geq 1.0\text{mm}$ )， $RR_{w,95}$ 为湿日降雨量的第95分位。	mm
	极强降雨总量	R99pTOT	第99分位以上降雨事件的累积降雨。如果 $w$ 代表研究期的湿日数，则设 $RR_{wj}$ 代表湿日 $w$ 的日降雨量 ( $RR \geq 1.0\text{mm}$ )， $RR_{w,99}$ 为湿日降雨量的第99分位。	mm

注：为了避免区域气候差异引起的空间偏差，为每个网格单元分别基于 2001–2020 年的日降雨量数据计算了 95/99 分位阈值。

### 2.3.3 RUSLE 模型

修订通用土壤流失方程是一个广泛使用的土壤侵蚀模型，用于预测土壤侵蚀速率和评估水土保持措施的效果。RUSLE 模型的核心是计算五个主要因子，它们的组合可以预测年平均土壤流失量。RUSLE 的基本公式为：

$$A = R \times K \times LS \times C \times P \quad (2-8)$$

式中， $A$  是单位面积上的年平均土壤流失量 ( $\text{t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$ )； $R$  是降雨侵蚀力因子 ( $\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$ )，通常由降雨强度和降雨量估算得出； $K$  是土壤可蚀性因子 ( $\text{t} \cdot \text{ha} \cdot \text{h} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$ )，反映土壤在降雨和径流作用下的抗侵蚀能力； $LS$  是地形因子，坡度越大、坡长越长，侵蚀风险越高； $C$  是植被覆盖和管理因子，反映不同的植被覆盖类型对土壤侵蚀的影响； $P$  是水土保持因子，用来评估水土保持措施的效果。

#### (1) 降雨侵蚀力因子 ( $R$ ) 的确定

$R$  因子结合了降雨事件的历时、频率和强度特征，代表了降雨的侵蚀能力，其物理意义是单次降雨事件的降雨侵蚀力是该次降雨事件动能与其最大 30 分钟强度的乘积 (Wischmeier and Smith 1978)。由于获取次降雨数据困难且计算过程复杂，本文采用了一种利用日降雨量数据估算降雨侵蚀力的通用方法 (Shi et al. 2021)，具体计算公式如下所示：

$$R_{day} = \alpha (P_d)^\beta \quad (2-9)$$

$$\alpha = 21.586\beta^{-7.1891} \quad (2-10)$$

$$\beta = 0.8363 + \frac{18.144}{P_{d12}} + \frac{24.455}{P_{y12}} \quad (2-11)$$

式中,  $R_{day}$  为日降雨侵蚀力值 ( $\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ );  $P_d$  为日降雨量, 要求其值  $\geq 12 \text{ mm}$ , 否则以 0 计算;  $\alpha$  和  $\beta$  为模型待定参数;  $P_{d12}$  为日雨量  $\geq 12 \text{ mm}$  的日平均雨量,  $P_{y12}$  为日雨量  $\geq 12 \text{ mm}$  的年平均雨量。通过累积日降雨侵蚀力到半月降雨侵蚀力来最终得到年降雨侵蚀力。

表 2-4 降雨量分级

Table 2-4. Extreme rainfall indices and their definitions.

雨量分级	侵蚀性降雨	中雨	大雨	暴雨
标准 (mm)	$\geq 12.0$	12.0 – 24.9	25.0 – 49.9	$\geq 50$

注: 鉴于日侵蚀性降雨量标准为 12 mm, 文中中雨范围与中国气象局规定的中雨 (10.0–24.9 mm) 定义略有区别。

### (2) 水土保持措施因子 (P) 的确定

P 是代表水土保持措施的无量纲因子, 其取值范围在 [0,1] 之间。本文采用中国 30 米土地利用分类数据 (CLCD), 该数据将土地划分为九种类型: 耕地、林地、灌木、水体、草地、人造地表、裸地、湿地及永久性积雪。参照前人研究的 P 值计算方法, 将相关土地利用类型的 P 因子赋值如表 3 (张洵 2024)。

表 2-5 土地利用类型 P 因子赋值

Table 2-5. Land use type P-factor assignment.

土地利 用类型	耕地	林地	灌木地	草地	人造地表	水体	裸地	湿地	永久积雪
P	0.5	0.8	0.8	0.9	0	0	1	1	1

### (3) 植被覆盖和管理因子 (C) 的确定

C 因子反映了通过改进管理措施可以减少土壤侵蚀。过去在估算 C 因子时, 研究多采用光合植被 (Photosynthetic Vegetation, PV) 或 NDVI 等绿色植被指数, 因忽视非光合植被 (Non-Photosynthetic Vegetation, NPV) 的影响而出现偏差 (Gong et al. 2022)。本文采用了一种结合 PV 和 NPV 的植被覆盖率 (Fractional Vegetation Cover, FVC) 与月降雨侵蚀力计算 C 因子的新方法 (Yang et al. 2020)。

$$TC = f_{PV} + f_{NPV} \quad (2-12)$$

$$SLR_i = \begin{cases} 1, & TC < 5\% \\ e^{-0.0418 \times (TC_i - 5)}, & TC \geq 5\% \end{cases} \quad (2-13)$$

$$C_i = SLR_i \times \frac{El_i}{El_t} \quad (2-14)$$

$$C = \sum_{i=1}^{12} C_i \quad (2-15)$$

式中,  $f_{PV}$  表示光合植被覆盖率;  $f_{NPV}$  表示非光合植被覆盖率;  $TC$  表示植被总覆盖率, 值范围在 0%–100%。  $SLR_i$  表示第  $i$  月的土壤流失比, 当  $TC$  小于 5% 时,  $SLR$  被认为是 1。  $C_i$  为第  $i$  月的月植被覆盖管理因子,  $El_i$  为该月的月降雨侵蚀力,  $El_t$  为年内总降雨侵蚀力, 各月  $C_i$  (12 个月) 累计值为年度  $C$  因子。

#### (4) 土壤可蚀性因子 (K) 与地形因子 (LS) 的确定

$K$  是土壤可蚀性因子, 根据土壤的物理性质和化学性质确定, 反映了土壤类型在面对外力时的易侵蚀程度;  $LS$  是地形因子。本文直接使用来自黄土高原数据中心已有的 30m 分辨率的黄土高原土壤侵蚀  $K$  因子和 90m 分辨率的黄土高原土壤侵蚀  $LS$  因子, 考虑到黄土高原相对稳定的物理化学性质, 本文认为在研究期内黄土高原的  $K$  因子与  $LS$  因子为常数。

### 2.3.4 地理探测器

地理探测器是一种分析空间分异性及其成因的统计方法 (2017), 主要包括因子探测器、交互探测器、风险探测器和生态探测器。本文主要采用前两类, 定量评估 RUSLE 模型中各因子对黄土高原土壤侵蚀强度的影响程度, 因子探测器的表达式如下:

$$q = 1 - \frac{\sum_{h=1}^L N_h \sigma_h^2}{N \sigma^2} \quad (2-16)$$

式中,  $q$  是因子解释力, 取值范围为  $[0, 1]$ , 数值越大表明该因子对研究对象空间分布的解释能力越强;  $N_h$  和  $N$  分别为第  $h$  层和整个研究区的样本数量;  $\sigma_h^2$  和  $\sigma^2$  分别第  $h$  层内因变量的方差和研究区整体的方差;  $L$  为自变量的分层。

交互探测器可量化两因子 ( $X_1$ 、 $X_2$ ) 对  $Y$  解释力的交互类型, 二者关系可分为非线性减弱、单因子非线性减弱、双因子增强、独立、非线性增强 5 种类型。具体判别如表 2-6 所示。

表 2-6 因子交互类型及其判定依据

Table 2-6. Factor interaction types and their determination basis.

判断依据	交互作用
$q(X_1 \cap X_2) < \min(q(X_1), q(X_2))$	非线性减弱
$\min(q(X_1), q(X_2)) < q(X_1 \cap X_2) < \max(q(X_1), q(X_2))$	单因子非线性减弱
$q(X_1 \cap X_2) > \max(q(X_1), q(X_2))$	双因子增强
$q(X_1 \cap X_2) = \max(q(X_1), q(X_2))$	独立
$q(X_1 \cap X_2) > q(X_1) + q(X_2)$	非线性增强

### 2.3.5 评价分析指标

#### 2.3.5.1 ERA5-Land 再分析降雨数据评价

根据气象站点经纬度，提取出对应 ERA5-Land 格点的日降雨量，利用 6 个指标对 ERA5-Land 再分析降雨数据进行评估。指标分为两类：从探测率 (POD)、误报率 (FAR) 和公正先兆评分 (ETS) 三个方面，评价 ERA5-Land 对降雨及暴雨事件的捕捉能力。

$$POD = \frac{hit}{hit + miss} \quad (2-17)$$

$$FAR = \frac{flase\ alarm}{hit + flase\ alarm} \quad (2-18)$$

$$ETS = \frac{hit - He}{hit + miss + flase\ alarm - He} \quad (2-19)$$

$$He = \frac{(hit + flase\ alarm)(hit + miss)}{N} \quad (2-20)$$

式中， $hit$  为再分析数据和观测数据同时检测到降雨事件的次数； $miss$  为观测数据检测到而再分析数据未检测到降雨事件的次数； $flase\ alarm$  为观测数据未检测到而再分析检测到降雨事件的次数； $He$  为计算时得到的中间变量。

从相关系数 (R)、平均绝对误差 (MAE)、均方根误差 (RMSE) 三个方面，评价 ERA5-Land 降雨数据与观测降雨数据之间的相关性和差异。

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (X - \bar{X})(X_{obs} - \bar{X}_{obs})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^n (X_{obs} - \bar{X}_{obs})^2}} \quad (2-21)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |X - X_{obs}| \quad (2-22)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X - X_{obs})^2} \quad (2-23)$$

式中，当进行单点验证时， $n$  为降雨次数；当计算黄土高原范围内指标时， $n$  为格点数。 $X$  为模拟降雨量或订正降雨量； $\bar{X}$  为模拟平均值或订正平均值； $X_{obs}$  和  $\bar{X}_{obs}$  为观测降雨及其算术平均值。

### 2.3.5.2 RUSLE 模型精度评价

选取 15 个支流水文站的实测输沙数据，与 RUSLE 模型计算的对应支流土壤侵蚀模数进行对比，以评估模型性能。验证结果除了上述相关性指标还使用了 Nash-Sutcliffe 效率（NSE）及显著性来反映。

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y - Y_{obs})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_{obs} - \bar{Y}_{obs})^2} \quad (2-24)$$

式中， $n$  是观测次数， $Y_{obs}$  是观测值， $Y$  是模型模拟值， $\bar{Y}_{obs}$  观测值的平均值。

### 2.3.5.3 时间趋势分析

时间序列趋势在一定程度上能够反映研究变量随时间变化的总体特征。为定量分析研究区降雨侵蚀力及相关因子的时间变化趋势，本文采用最小二乘法（Least Squares Method）对时间序列进行线性趋势估计，计算各指标与时间序列之间的线性回归系数，为便于趋势幅度的直观表达，本文采用线性回归系数的 10 倍作为趋势估计值。线性回归方程如下：

$$y_t = at + b \quad (t = 1, 2, \dots, n) \quad (2-25)$$

式中， $a$  为线性回归系数，表示研究变量随时间变化的趋势率； $b$  为回归截距。

### 2.3.5.4 Mann-Kendall 显著性检验

Mann-Kendall（MK）趋势检验法（Mann, 1945; Kendall, 1975），用于诊断时间序列数据是否存在统计显著的单调趋势。该方法不要求数据服从正态分布，对异常值不敏感，广泛应用于水文、气象及环境序列的趋势分析（Hamed & Rao, 1998）。MK 检验通过比较时间序列中所有数据对的相对顺序来评估趋势。其原假设（ $H_0$ ）为“序列无趋势”；备择假设（ $H_1$ ）为“序列存在单调趋势”。

对于具有  $n$  个观测值的时间序列  $x_1, x_2, \dots, x_n$ ，定义统计量  $S$ ：

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (2-26)$$

$$\text{sgn}(\theta) = \begin{cases} 1, & \theta > 0 \\ 0, & \theta = 0 \\ -1, & \theta < 0 \end{cases} \quad (2-27)$$

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{k=1}^m t_k(t_k-1)(2t_k+5)}{18} \quad (2-28)$$

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S < 0 \end{cases} \quad (2-29)$$

在给定显著性水平  $\alpha$  (当  $\alpha=0.05$  时显著,  $\alpha=0.01$  时极显著) 下, 若  $|Z| > Z_{1-\alpha/2}$ , 则拒绝原假设, 认为趋势显著。

#### 2.3.5.5 Mann-Kendall 突变检验

Mann-Kendall (M-K) 突变检验是一种基于秩次的非参数统计方法, 广泛应用于水文、气象与气候变化研究中, 用于识别时间序列的趋势性变化及可能存在的突变点。该方法不要求样本服从特定分布, 且对异常值不敏感, 特别适用于降雨等具有明显非正态分布特征的气象水文序列。假设时间序列为  $X = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ , 原理为:

$$R_k = \sum_{i=1}^k m_i, (2 \leq k \leq n) \quad (2-30)$$

$$E(R_k) = \frac{k(k-1)}{4} \quad (2-31)$$

$$\text{var}(R_k) = \frac{k(k-1)(2k+5)}{72} \quad (2-32)$$

$$UF_k = \frac{R_k - E(R_k)}{\sqrt{\text{var}(R_k)}} \quad (2-33)$$

$$UB_k = -UF_{n-k+1} \quad (2-34)$$

式中,  $m_i$  表示第  $i$  个样本  $y_i > y_j (1 \leq j < i)$  的累积数,  $R_k$  为时间序列定义的统计量,  $k$  为时间序数,  $E(R_k)$ 、 $\text{var}(R_k)$  分别为计算统计量  $R_k$  的均值和方差,  $UF_k$  为统计量  $R_k$  的标准化,  $UB_k$  为时间序列的逆序计算。

将  $UF_k$  与  $UB_k$  随时间变化绘制于同一坐标系中, 并在显著性水平  $\alpha = 0.05$  下引入置信区间界限 ( $\pm 1.96$ )。当  $UF_k$  与  $UB_k$  曲线在置信区间内相交, 且交点对应的的时间位置被

认为是潜在的突变发生时间。

## 2.4 技术路线

本研究旨在揭示极端降雨驱动下黄土高原降雨侵蚀力与土壤侵蚀的时空演变规律及驱动机制。研究以黄土高原为研究对象，通过整合多源地学大数据，构建了“偏差校正—特征提取—过程模拟—机制辨识”的系统研究框架（图 2-2）。

(1) **数据构建与质量控制**: 评估原始 ERA5-Land 再分析降雨数据在研究区的适性，利用分位数映射法 (QM) 进行偏差校正，为侵蚀模拟提供高精度、连续的动力驱动源；

(2) **侵蚀动力特征解析**: 在校正后的高精度降雨序列基础上，识别侵蚀性降雨事件，对比分析其与多维度极端降雨指标（强度、持续性、相对极值）的时空异质性；

(3) **降雨侵蚀力响应评估**: 定量估算降雨侵蚀力 (R 因子)，并重点探究 R 因子对不同极端降雨指数的敏感性与响应关系；

(4) **侵蚀模拟与归因分析**: 耦合多因子数据驱动 RUSLE 模型，模拟土壤侵蚀的时空演变轨迹，并引入地理探测器 (Geographical detector) 模型定量辨识各环境因子及其交互作用对侵蚀空间分异的贡献率。

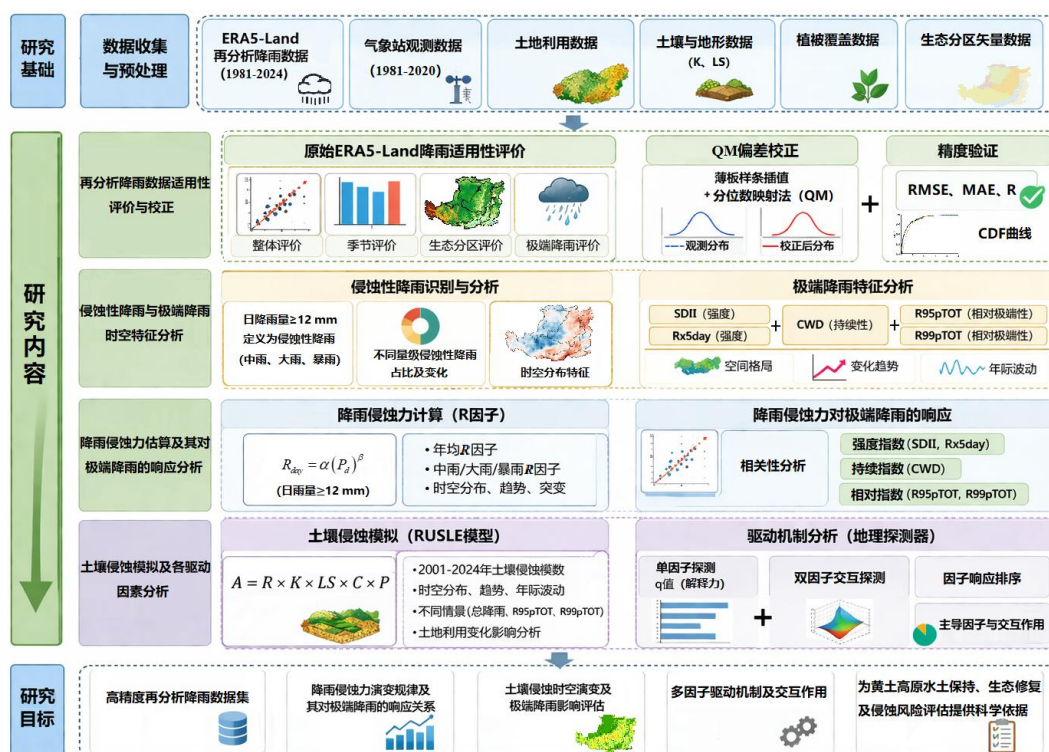


图 2-2 技术路线图

Figure 2-2. Flowchart of the study.



## 第三章 ERA5-Land 再分析数据在黄土高原的适用性评价

降雨数据精度是开展侵蚀性降雨识别、降雨侵蚀力估算和土壤侵蚀模拟的基础。虽然 ERA5-Land 再分析降雨数据具有时空连续性强、覆盖范围广等优势，但其在复杂地形区和强降雨事件中的适用性仍存在不确定性，直接影响后续研究结果的可靠性。因此，本章以黄土高原气象站点观测数据为基准，系统评价 1981-2020 年原始 ERA5-Land 降雨数据在研究区的整体精度、时间尺度差异、生态分区差异及极端降雨事件模拟能力，并采用 QM 方法对 2001-2024 年 ERA5-Land 降雨数据进行偏差校正，进一步对校正后的数据精度进行验证，以为后续侵蚀性降雨、极端降雨、降雨侵蚀力及土壤侵蚀研究提供可靠的降雨数据基础。

### 3.1 ERA5-Land 原始数据适用性评价

#### 3.1.1 ERA5-Land 降雨数据的整体精度分析

图 3-1 (a-c) 展示了 1981-2020 年 ERA5-Land 对黄土高原降雨事件识别能力的空间评价结果。分别来看，POD 在研究区内普遍处于较高水平，83.56% 的站点 POD 大于 0.90，仅有 3 个站点低于 0.80，说明 ERA5-Land 对降雨事件具有较强的识别能力，漏报现象整体较少。研究区中东部及南部站点的 POD 值普遍偏高，而西北部相对较低，表明在降雨较为频繁、水汽条件相对较好的区域，ERA5-Land 对降雨发生过程的识别更为稳定；相比之下，西北部干旱半干旱区降雨事件发生频次较低、弱降雨占比较高，导致再分析资料对降雨过程的捕捉能力有所减弱；FAR 总体处于可接受范围内，80.2% 的站点 FAR < 0.55，说明数据集并未明显高估降雨事件的发生频率。从区域差异来看，西部和西南缘局部站点 FAR 相对偏高，个别地区达到 0.60 以上，反映出这些区域存在一定程度的虚报现象。该特征可能与复杂下垫面和局地地形作用增强有关，在地形起伏较大或局地对流发展较活跃的区域，再分析资料对降雨触发条件的刻画仍存在一定不确定性。与 POD 结合来看，ERA5-Land 在大部分区域表现出“高命中、低虚警”的特征，说明其对降雨事件的识别总体较为可靠；ETS 能够综合反映命中、漏报及虚警等信息，是衡量降雨事件预报技巧的重要指标。研究区 ETS 主要分布在 0.25–0.35 之间，86.24% 的站点 ETS > 0.25，总体表现为中等偏好的技巧水平。空间上，中部、东南部及南部区域 ETS 较高，而西北部相对偏低，表明 ERA5-Land 在降雨发生概率较高的区域具有更好的综合判别能力；而在西北部降雨稀少地区，由于随机命中比例相对较大，事件识别技巧受到一定影响。

图 3-1 (d-f) 进一步反映了 ERA5-Land 日降雨量与站点观测之间的一致性 & 误差

水平。相关系数  $R$  在研究区内整体较高，85.91%的站点  $> 0.65$ ，说明 ERA5-Land 能较好反映黄土高原日尺度降雨变化过程及其时序波动特征。空间上，东部、东南部及南部地区  $R$  值相对较高，而西北部及局部边缘地区略低，表明在降雨过程相对连续、降雨信号较强的区域，再分析资料与实测资料的一致性更好；而在西北干旱半干旱区，受降雨间歇性强、局地性明显等因素影响，其相关性有所减弱。从误差指标看，90.6%的站点 RMSE 主要集中在  $2-5 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，较大误差主要分布于南部和东南部，个别站点超过  $7 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，说明在降雨较强或强降雨事件较频繁的区域，ERA5-Land 虽然能够较好捕捉降雨过程变化，但在降雨量级模拟上仍存在一定偏差。由于 RMSE 对较大误差更为敏感，因此其高值区在一定程度上反映了强降雨过程对总体误差的放大作用。相比之下，96.31%的站点  $\text{MAE} < 2.0 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，且空间分布较 RMSE 更为平缓，表明 ERA5-Land 在常规降雨日上的模拟误差总体较小，整体定量精度较好；而 RMSE 明显高于 MAE 的现象则说明，研究区误差结构中可能存在少量幅度较大的偏差事件，强降雨过程可能是造成误差增大的重要来源。

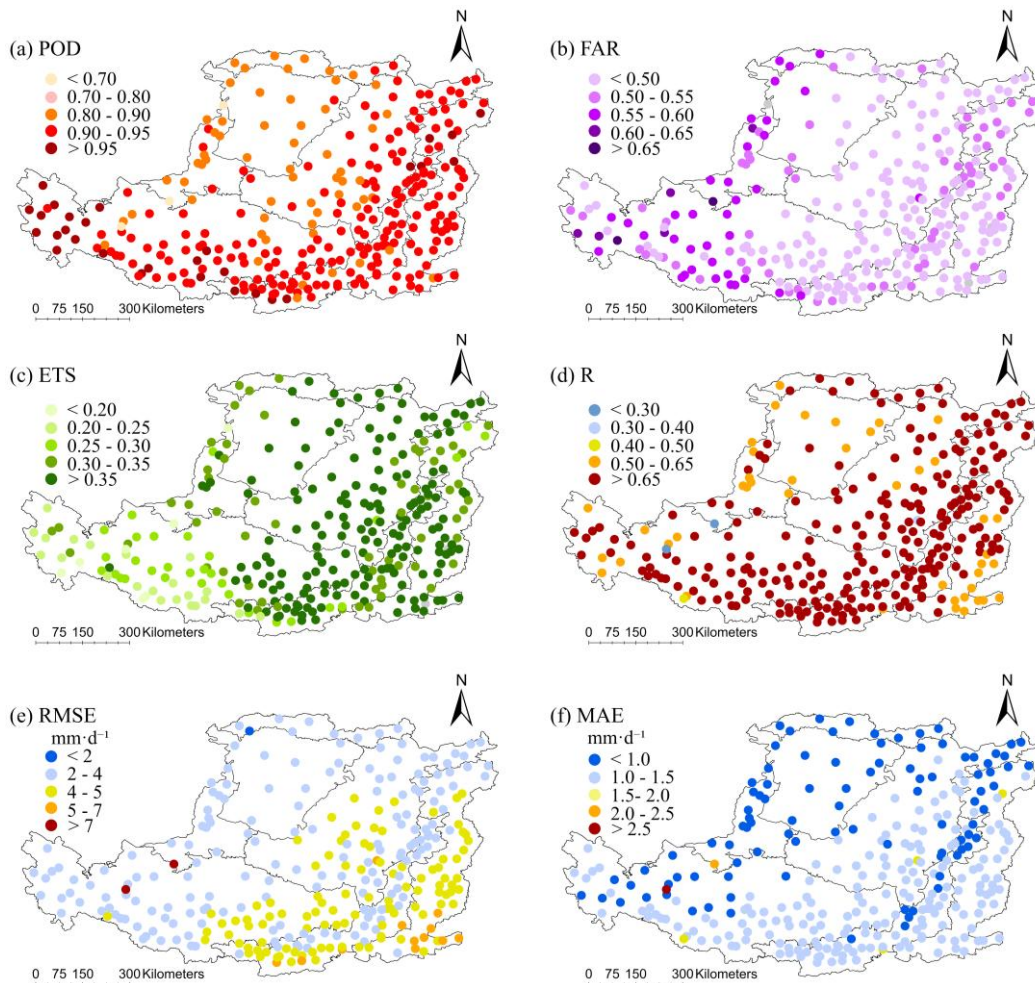


图 3-1 黄土高原 ERA5-Land 原始降雨数据整体精度

Figure 3-1. Overall accuracy of ERA5 original rainfall data in the Loess Plateau.

### 3.1.2 不同月份和季节的 ERA5-Land 降雨数据精度分析

基于站点观测数据，对原始 ERA5-Land 日降雨在不同月份和季节上的模拟性能进行了箱线图统计分析（图 3-2）。从相关性指标来看，月尺度和季节尺度上的 R 均值分别为 0.61–0.77、0.63–0.76，除 6–8 月其余月份均大于 0.7，10 月达到全年最高；相比之下，6–8 月 R 值明显下降，7 月为全年最低值，说明在夏季强对流活动频繁、局地性和突发性降雨较多的背景下，再分析资料对日降雨过程的同步刻画能力有所减弱。从误差指标来看，年内变化更为显著，月尺度和季节尺度的 RMSE 和 MAE 的均值分别为 0.58–7.75  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、0.20–3.33  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$  和 0.71–6.74  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、0.24–2.79  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，呈现由冬半年向夏半年逐渐增大的趋势，并在 7–8 月达到全年峰值，之后自秋季开始逐步回落。尤其在夏季，RMSE 和 MAE 的箱体及上下须明显加长，离散程度显著增大，反映出强降雨和极端降雨事件不仅抬升了整体误差水平，也增强了不同站点间模拟结果的不确定性。相比之下，12 月至翌年 2 月误差最低，箱体分布集中，冬季在降雨总量较小、弱降雨占主导的条件下，ERA5-Land 的模拟结果相对稳定。

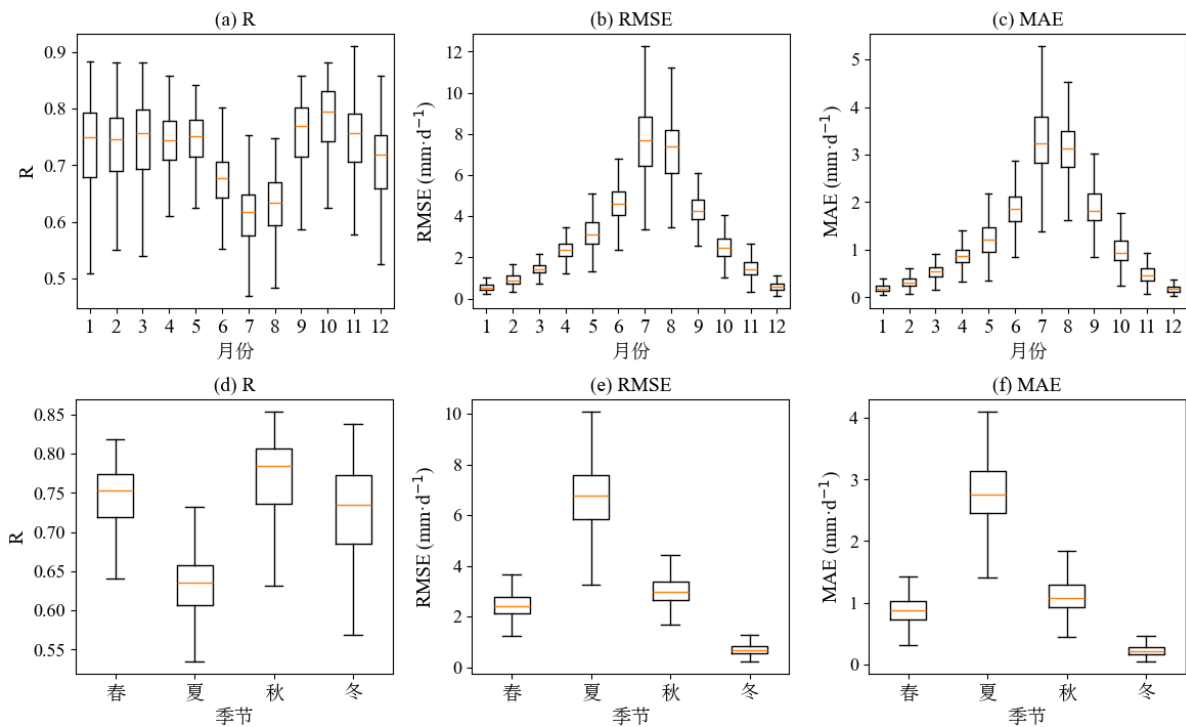


图 3-2 黄土高原不同月份和季节的 ERA5-Land 原始降雨数据精度

Figure 3-2. The accuracy of ERA5-Land original rainfall data in different months and seasons in the Loess Plateau.

### 3.1.3 不同生态分区的 ERA5-Land 降雨数据精度分析

从黄土高原不同生态分区原始 ERA5-Land 降雨数据精度箱线图来看（图 3-3），不同生态分区降水量的 R、RMSE 和 MAE 的均值分别为 0.64–0.70、2.79–4.51  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$  和 0.71–1.42  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 。6 个生态分区中，河谷平原区和黄土丘陵沟壑区的 R 中值相对较高，

为 0.70，对降雨时序变化的刻画能力相对较强；土石山区和沙地次之。相比之下，黄土高原沟壑区虽相关性处于中等偏上水平，但箱体和须状范围较宽，说明区内站点间差异较明显。农灌区的 RMSE 和 MAE 最低，沙地次之，表现出较好的数据适用性。而土石山区、河谷平原区和黄土丘陵沟壑区的 RMSE 与 MAE 中值整体较高，其中土石山区误差最大，表明在地形起伏较大、下垫面条件复杂的区域，原始 ERA5-Land 对降雨量级的刻画仍存在较明显偏差。总体而言，原始 ERA5-Land 降雨数据在黄土高原不同生态分区均具有一定的降雨模拟能力，但其精度受生态分区地形条件和降雨空间异质性的影响较为明显，在复杂地形区仍存在进一步校正优化的必要。

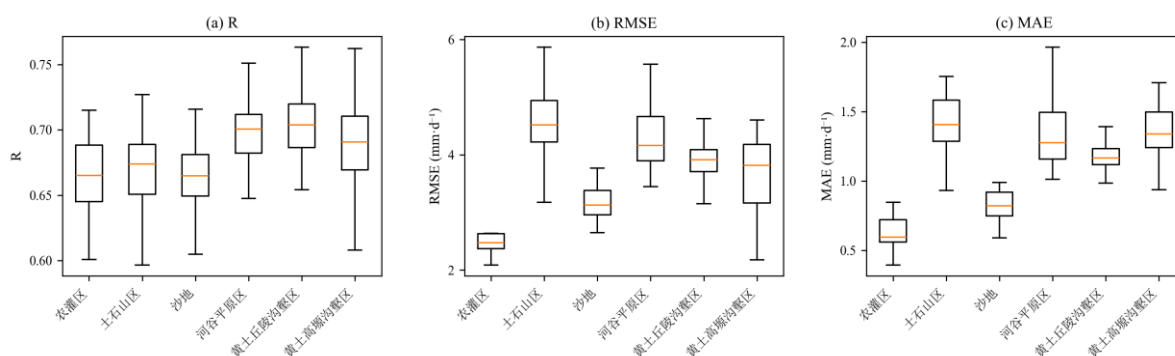


图 3-3 黄土高原不同生态分区 ERA5-Land 原始降雨数据精度

Figure 3-3. The accuracy of ERA5-Land original rainfall data in different months and seasons on the Loess Plateau.

在不同季节上，各评价指标均表现出较明显的季节差异，不同生态分区之间也存在一定分异（图 3-4）。原始 ERA5-Land 降雨数据在各分区均表现出较高的降雨事件识别能力，POD 整体介于 0.81–0.95 之间，其中土石山区和河谷平原区较高，四季 POD 多在 0.91 以上，最高分别出现在夏季和冬季，达到 0.95 和 0.94；黄土丘陵沟壑区较稳定，维持在 0.91–0.92 之间；沙地略低，为 0.87–0.90；农灌区最低，仅为 0.81–0.85。FAR 介于 0.44–0.71 之间，夏秋季相对较低，多数分区为 0.45–0.52，而冬季明显升高，各分区达到 0.58–0.71，其中农灌区最高。ETS 介于 0.21–0.39 之间，整体呈现秋季最高、夏季最低的特征，其中河谷平原区秋季最高，为 0.39，土石山区夏季最低，仅为 0.21，表明 ERA5-Land 在秋季对降雨事件的综合识别效果较好，而夏季识别能力相对减弱。

相关系数 R 介于 0.59–0.81 之间，整体表现为秋季最高、夏季最低，其中河谷平原区秋季最高，为 0.81，土石山区夏季最低，为 0.59。误差指标 RMSE 和 MAE 均表现出显著的季节性变化，RMSE 由春季的 1.70–2.80 mm·d<sup>-1</sup> 升高至夏季的 4.80–8.00 mm·d<sup>-1</sup>，随后在秋季降至 2.20–3.50 mm·d<sup>-1</sup>，冬季进一步降至 0.40–0.90 mm·d<sup>-1</sup>；MAE 由春季的 0.45–1.05 mm·d<sup>-1</sup> 升高至夏季的 1.60–3.40 mm·d<sup>-1</sup>，秋季回落至 0.60–1.37 mm·d<sup>-1</sup>，冬季仅为 0.10–0.30 mm·d<sup>-1</sup>。其中，土石山区夏季 RMSE 和 MAE 最高，分别达到 8.00 mm·d<sup>-1</sup>

和  $3.42 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，农灌区夏季误差相对较低，分别为  $4.80 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 和  $1.60 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 。总体来看，原始 ERA5-Land 在不同生态分区均具有较好的降雨识别能力，但存在夏季误差显著增大、冬季虚警偏高的特征。

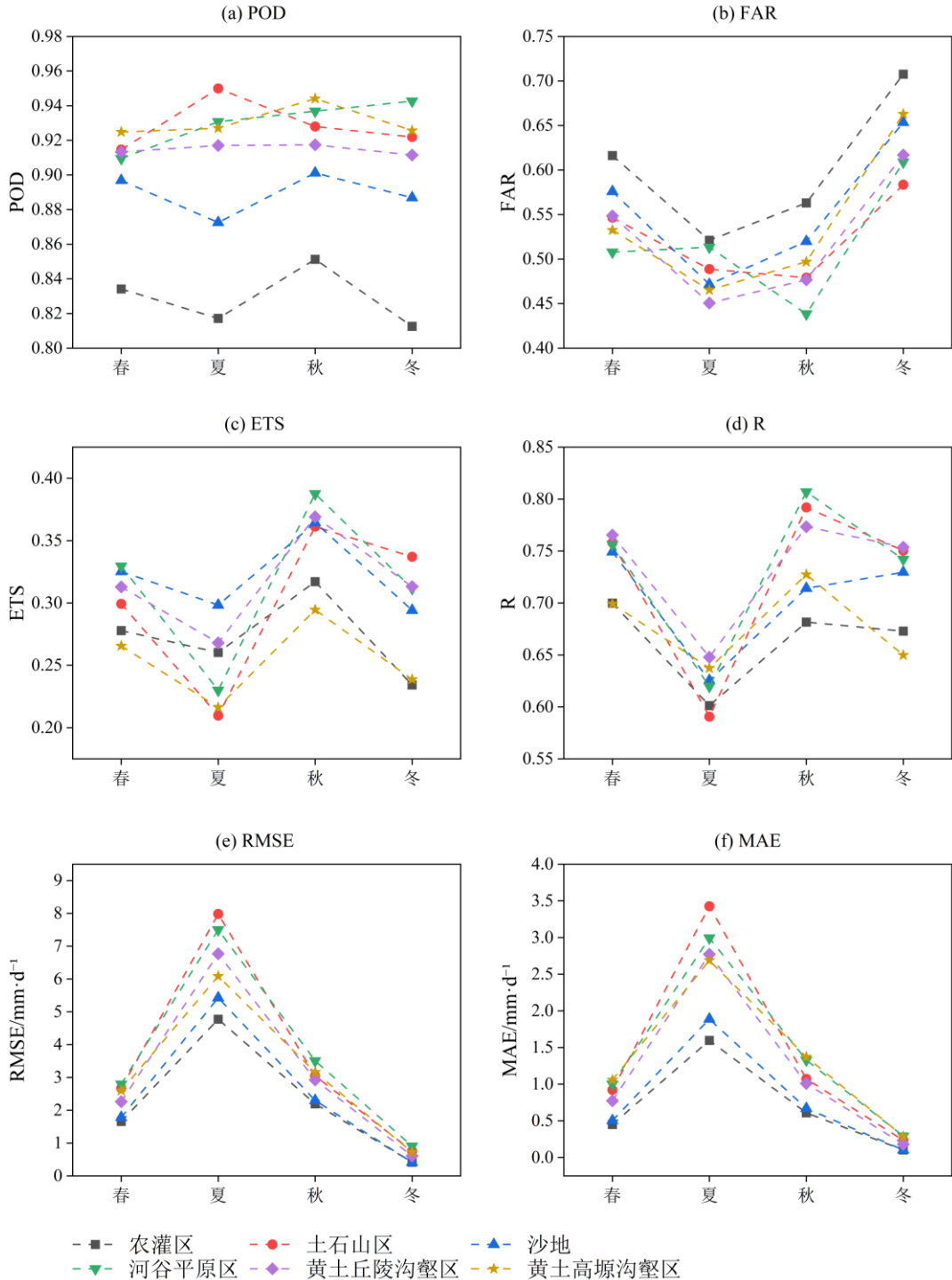


图 3-4 黄土高原各生态分区在不同季节 ERA5-Land 原始降雨数据精度变化

Figure 3-4. The accuracy change of ERA5-Land original rainfall data in different seasons in each ecological zone of the Loess Plateau.

### 3.1.4 极端降雨事件精度分析

对于原始 ERA5-Land 极端降雨事件精度分析，首先分析其能否正确捕捉事件是否发生，本文参考了中国气象局对于暴雨的定义，将暴雨分为暴雨（降雨量 $\geq 50 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ）和大暴雨（降雨量 $\geq 100 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ）两类。黄土高原降雨站点日降雨量 $\geq 50 \text{ mm}$  且发生天数 $\geq 10 \text{ d}$  的站点仅有 24 个，而日降雨量 $\geq 100 \text{ mm}$  且发生天数 $\geq 10 \text{ d}$  的站点数为 0。

ERA5-Land 数据进行 50mm 暴雨识别的精度评价结果见图 3-5。18 个站点 POD 值低于 0.4，仅在研究区南部及局部东部站点达到 0.4–0.5，说明 ERA5-Land 对极端降雨事件的命中率整体偏低，漏报现象较为普遍。9 个站点 FAR 超过 0.65，尤其是在南部和东部局地，表明 ERA5-Land 在这些区域容易产生虚警，模拟出未被观测记录的极端降雨事件。综合考虑命中率与随机命中的影响，ETS 整体偏低，13 个站点小于 0.20，7 个站点达到 0.20–0.25，说明 ERA5-Land 在极端降雨事件发生与否的综合判别能力有限。需要注意的是，灰色站点（极端降雨发生天数 $< 10 \text{ d}$ ）占比较高，二值检验指标的不确定性较大，这也在一定程度上限制了 ERA5-Land 极端降雨事件评估的稳定性。

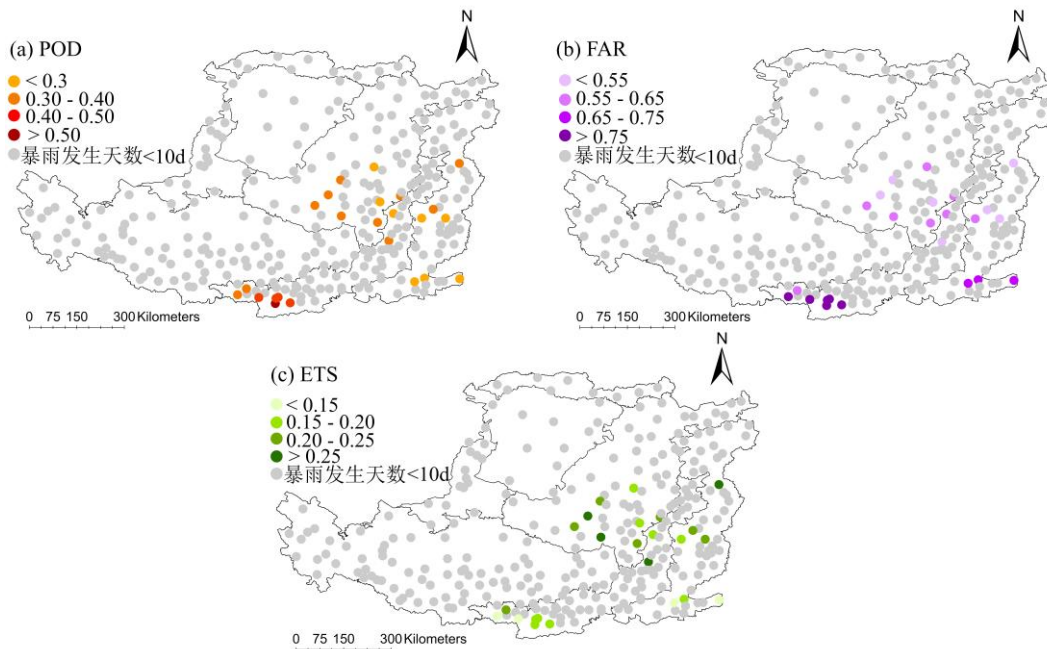


图 3-5 黄土高原 ERA5-Land 识别极端降雨事件的精度

Figure 3-5. The accuracy of ERA5-Land in identifying extreme rainfall events in the Loess Plateau.

其次分析对极端降雨事件降雨总量的捕捉效果，使用 R95pTOT 与 R99pTOT 进行评价。图 3-6 (a) 和 (d) 代表 R95pTOT 和 R99pTOT 的相关系数 R：对于 R95pTOT，82.89%的站点  $R > 0.5$ ，个别站点  $R < 0$ ，可能与极端降雨事件局地性强、复杂地形下格点数据对局地暴雨中心刻画不足，以及极端降雨指标对阈值和年际波动高度敏感等因素有关，导致 ERA5-Land 在这些站点对极端降雨年际变化的响应与观测不一致。相比之下，R99pTOT 的 R 整体进一步降低，37.92%的站点  $R > 0.5$ ，低相关甚至负相关站点明显增多，对更强极端降雨的年际变化刻画能力明显不足。从空间分布上看，R 较高的站

点主要分布于黄土高原东部和南缘，而中西部及部分北部站点相关性偏低，反映出 ERA5-Land 在地形复杂、对流性降雨主导区域对极端降雨年际变化的模拟存在明显局限。图 3-6 (b-c) 与 (e-f) 分别为 R95pTOT 和 R99pTOT 的 RMSE 与 MAE: 对于 R95pTOT, 47.32%站点的 RMSE 集中在 100–200 mm·yr<sup>-1</sup>, 86.91%站点的 MAE 为 50–150 mm·yr<sup>-1</sup>, 在研究区南部及东南缘局部站点出现 RMSE > 250 mm·yr<sup>-1</sup>、MAE > 200 mm·yr<sup>-1</sup>的高值区, 表明 ERA5-Land 在强降雨频发区域对极端降雨累计量存在显著偏差; 对于 R99pTOT, 69.46%站点的 RMSE < 100 mm·yr<sup>-1</sup>, 82.89%站点的 MAE 为 50–150 mm·yr<sup>-1</sup>, 整体误差水平低于 R95pTOT, 这可能与极端降雨累计量有关。

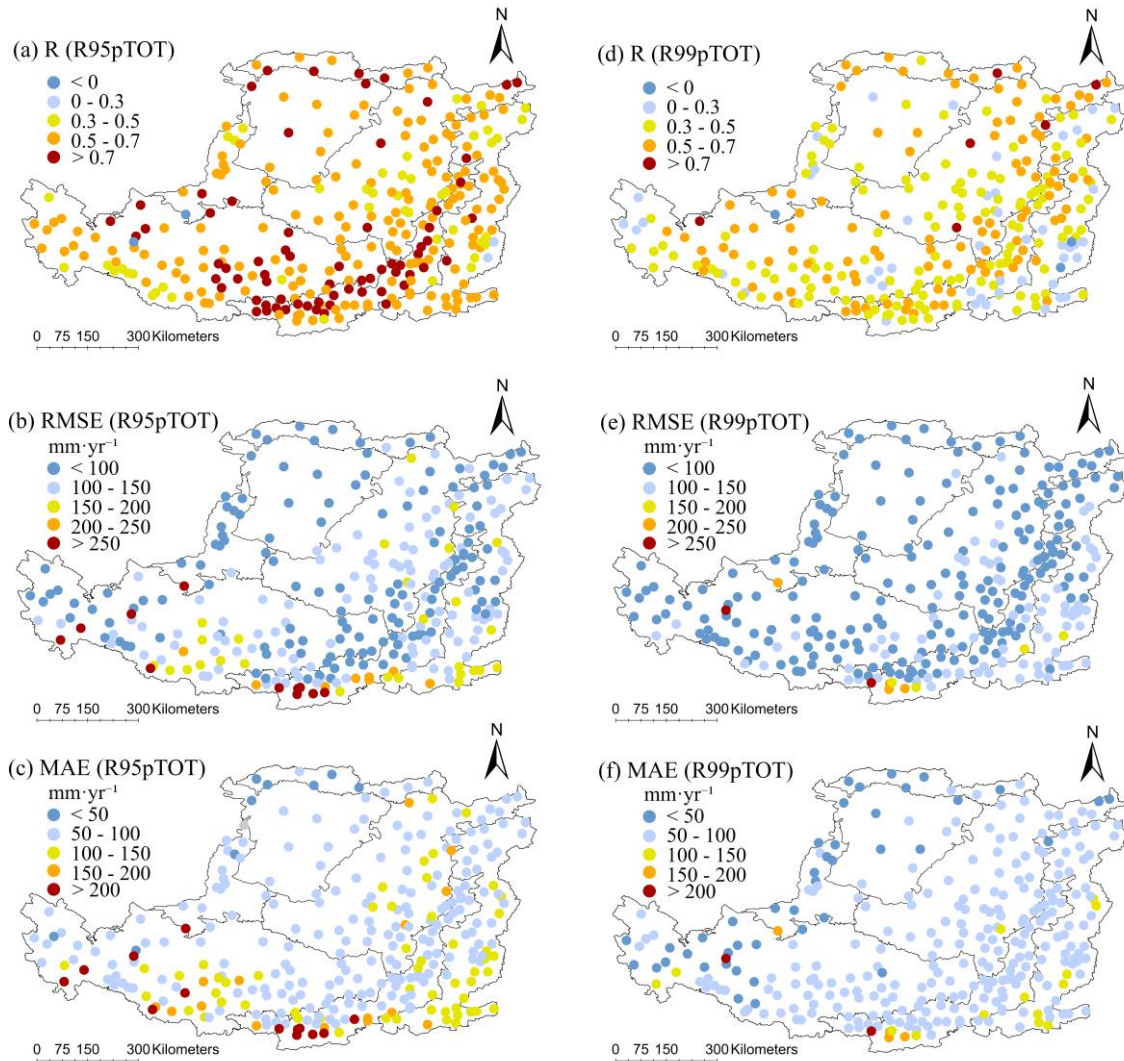


图 3-6 黄土高原 ERA5-Land 捕捉极端降雨事件的精度

Figure 3-6. The accuracy of ERA5-Land in capturing extreme rainfall events in the Loess Plateau.

综合二值型与连续型指标可以得出, 原始 ERA5-Land 在极端降雨年际变化和事件发生识别方面表现不足, 同时在极端降雨累计量的量级模拟上存在较大误差。这表明 ERA5-Land 在极端降雨研究中仍受到分辨率和物理参数化方案的限制, 难以充分刻画局地强对流过程和低频高强度极端降雨事件。

## 3.2 QM 校正后 ERA5-Land 精度评价

### 3.2.1 气象站点插值精度验证

将 288 个站点插值结果和原始 ERA5-Land 降雨数据分别与验证站点进行对比分析，结果如表 3-1 所示：插值降雨效果更优，与观测降雨的一致性更高。具体来看，插值降雨与各站点的相关系数 R 均大于 0.78，有 7 个站点超过 0.85，而 ERA5-Land 模拟降雨与各站点的相关系数 R 整体介于 0.6 至 0.75 之间，相关性明显低于插值数据。与此同时，插值降雨在 MAE 和 RMSE 上均显著优于 ERA5-Land 数据，误差控制效果更理想。

综合来看，插值降雨数据具有良好的可靠性和准确性，与站点观测值的吻合度高，误差处于可接受区间。插值数据可作为可靠的基准参考，用于后续 ERA5-Land 降雨数据的偏差校正，进而有效缩小模拟降雨与观测降雨之间的系统偏差，为后续侵蚀模拟提供高质量的降雨输入数据。

表 3-1 降雨插值、模拟值和观测比较的验证结果

Table 3-1. Verify the results of rainfall interpolation, simulated values, and observation comparisons.

地理分区	验证站点	RMSE/mm·d <sup>-1</sup>		MAE/mm·d <sup>-1</sup>		R	
		TSP <sup>1</sup>	ERA5-Land	TSP <sup>1</sup>	ERA5-Land	TSP <sup>1</sup>	ERA5-Land
黄土高原沟壑区	西宁	2.00	2.60	0.69	1.04	0.86	0.71
	庆阳	2.49	3.92	0.62	1.27	0.89	0.73
	六盘山	2.25	3.61	0.75	1.45	0.90	0.75
沙地和农灌区	呼和浩特	2.79	3.46	0.61	0.99	0.83	0.72
	东胜	2.94	3.80	0.66	1.02	0.78	0.64
	吴忠	1.55	2.29	0.31	0.58	0.82	0.68
土石山区和河谷平原区	太原南郊	2.13	3.99	0.42	1.18	0.91	0.68
	临汾	2.00	4.21	0.39	1.18	0.93	0.69
	武功	2.47	6.34	0.50	2.14	0.91	0.65
黄土丘陵沟壑区	子洲	2.74	4.55	0.54	1.16	0.88	0.66

1: TSP 代表插值降雨数据

### 3.2.2 校正后 ERA5-Land 降雨数据的整体精度分析

观测降雨、原始 ERA5-Land 及 QM 校正 ERA5-Land 日降雨量的累积分布函数(CDF)对比结果如图 3-7 所示。原始 ERA5-Land 的 CDF 曲线整体低于观测曲线,经 QM 校正后,ERA5-Land 的 CDF 曲线显著向观测曲线靠拢,与观测结果基本一致,表明 QM 校正有效改善了降雨概率分布特征。在 0–20 mm 降雨范围内,原始 ERA5-Land 与观测之间存在较明显偏离,而 QM 校正后两者吻合度显著提高,说明该方法对常见降雨事件的频率分布修正效果较好。同时,在高分位对应的较大降雨量区间,校正后曲线仍与观测保持较高一致性,表明 QM 在改善整体分布的同时,也较好保留了强降雨的分布特征。

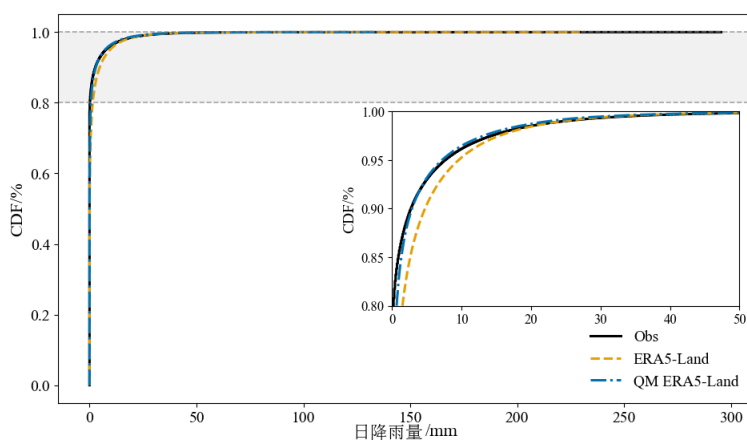


图 3-7 黄土高原观测降雨与校正前后 ERA5-Land 累积分布函数 (CDF) 对比

Figure 3-7. Comparison of observed rainfall and ERA5-Land cumulative distribution function ( CDF ) before and after correction in the Loess Plateau.

从图 3-8 可知,黄土高原的降雨空间分布呈现由北向南的明显递增梯度,原始 ERA5-Land 模拟降雨存在明显系统性高估现象,尤其在黄土高原沟壑区、河谷平原区及农灌区。经过 QM 校正的 ERA5-Land 模拟结果更符合实际的年降雨量空间分布特征,其年均降雨量与观测数据吻合度显著提升。具体来看,原始 ERA5-Land 模拟区域年均降雨量为 562.19 mm,而观测降雨插值得到年均降雨量为 449.01 mm,整体高估了约 25.2%。ERA5-Land 模拟降雨呈现极端空间变异性:633 个网格单元(约占总数的 2%)超过 1000 mm,最大值达 1523.83 mm——远高于观测最大值 990.82 mm。经 QM 校正后 ERA5-Land 数据显示年均降雨量为 440.76 mm,仅 16 个网格单元(约占总数的 0.05%)超过 1000 mm,年降雨量的空间相关系数从 0.82 提高到 0.95,MAE 和 RMSE 显著下降,分别从  $0.32 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  和  $0.43 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  降至  $0.09 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  和  $0.12 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ,精度均提升了约 72.1%。

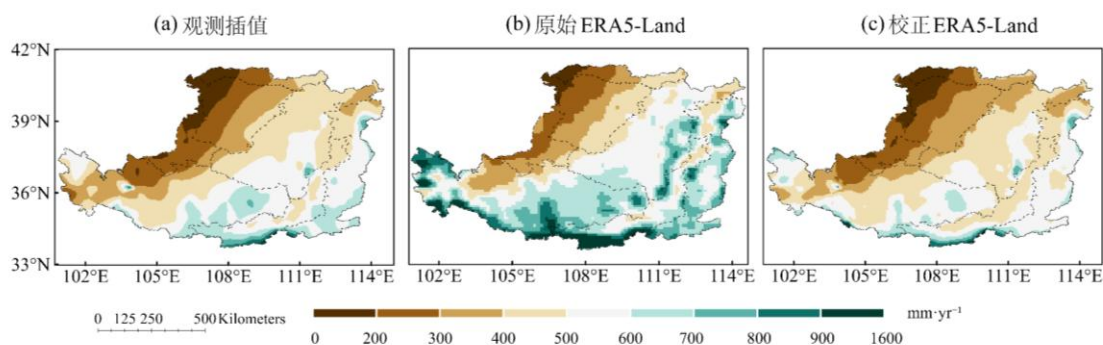


图 3-8 验证期内黄土高原年平均降雨量

Figure 3-8. Mean annual rainfall on the Loess Plateau during the validation period.

### 3.2.3 不同月份和季节的降雨校正效果

如图 3-9 QM 校正前后 ERA5-Land 多年平均月降雨量变化所示，原始 ERA5-Land 在全年月份均高于观测插值降雨，尤其在 6–8 月汛期高估最为突出，在月尺度上存在较明显的系统性湿偏差。经 QM 校正后，ERA5-Land 月降雨量整体明显向观测值靠近，原始数据对降雨量的高估现象得到有效抑制。从年内变化过程看，校正后数据不仅较好保留了原始 ERA5-Land 对降雨季节变化的刻画能力，而且在峰值大小和月际波动幅度上与观测更加一致，特别是在降雨集中的夏季，校正效果最为显著。同时，在非汛期各月份，校正后曲线也与观测结果保持较好吻合，未出现明显新的偏差。

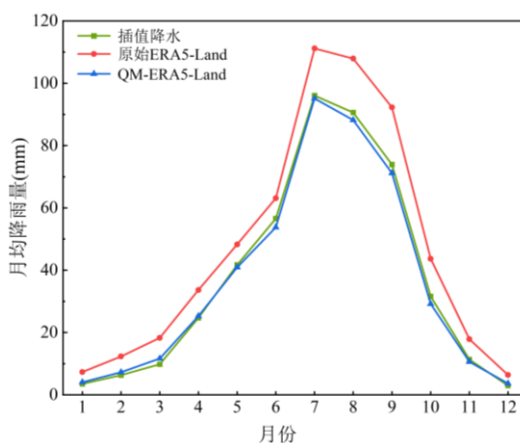


图 3-9 QM 校正前后 ERA5-Land 多年平均月降雨量变化

Figure 3-9. The change of ERA5-Land multi-year average monthly rainfall before and after QM correction.

从季节性降雨分析（图 3-10、表 3-2），观测降雨插值在整个黄土高原上各季节日均降雨量分别为  $0.83 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、 $2.64 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、 $1.28 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  和  $0.14 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，黄土高原降雨季节分配极不均衡，夏季集中、冬春稀少。原始 ERA5-Land 数据存在显著季节性高估偏差，对区域侵蚀模拟准确性影响突出，而 QM 方法针对各季节降雨的校正结果表明：春季原始模拟日均降雨量  $1.09 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，较观测值高估 31.3%，校正后降至  $0.85 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，RMSE 降低 64.7%，空间相关系数从 0.86 提升至 0.93；夏季作为降雨最集中且侵蚀

驱动关键期，原始数据模拟日均降雨量  $3.07 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，较观测值高估 16.3%，且在黄土高原沟壑区、河谷平原区高估尤为明显，校正后日均降雨量调整为  $2.58 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，RMSE 降低 65.4%，空间相关系数从 0.78 大幅提升至 0.94；秋季原始模拟日均降雨量  $1.69 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，高估 32.0%，校正后降至  $1.22 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，RMSE 降低 69.8%；冬季原始数据模拟日均降雨量  $0.29 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，是观测值的 2.1 倍，校正后降至  $0.17 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，RMSE 降低 77.8%，有效修正了冬季降雨的虚假高估信号。

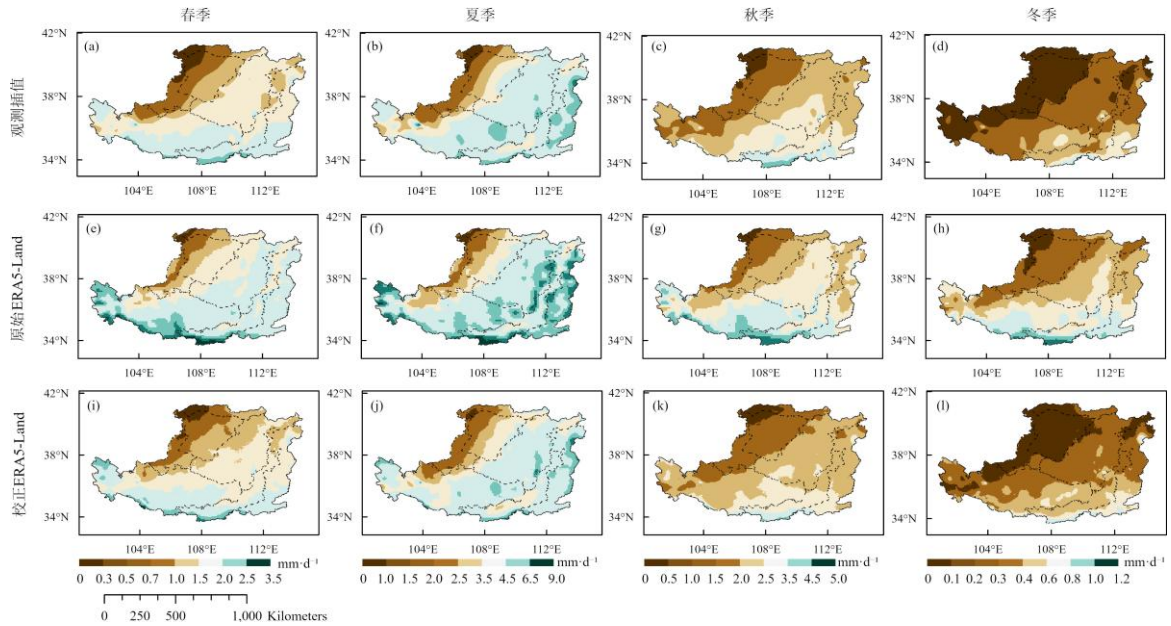


图 3-10 验证期黄土高原的季节性日均降雨量观测插值 (a-d)、ERA5-Land 校正前 (e-h) 和校正后 (i-l) 空间分布

Figure 3-10. Spatial distribution of seasonal daily mean rainfall over the Loess Plateau for observed interpolation (a-d) and ERA5-Land before (e-h) and after (i-l) correction during the validation period.

表 3-2 ERA5-Land 降雨数据验证指标 (校正前后)

Table 3-2. Accuracy indicators for ERA5-Land rainfall (before and after correction).

	RMSE/ $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$		MAE/ $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$		R		精度提升/%
	校正前	校正后	校正前	校正后	校正前	校正后	
春季	0.34	0.12	0.27	0.08	0.86	0.93	64.7
夏季	0.78	0.27	0.50	0.20	0.78	0.94	65.4
秋季	0.53	0.16	0.41	0.13	0.83	0.96	69.8
冬季	0.18	0.04	0.15	0.03	0.75	0.93	77.8
全年	0.43	0.12	0.32	0.09	0.82	0.95	72.1

### 3.2.4 不同生态分区的降雨校正效果

从各黄土高原地理分区日降雨量 CDF 对比结果可以看出,原始 ERA5-Land 降雨在黄土高原不同分区均存在一定程度的系统偏差,经过 QM 校正后,模拟降雨分布与观测数据之间的一致性显著提高(图 3-11)。

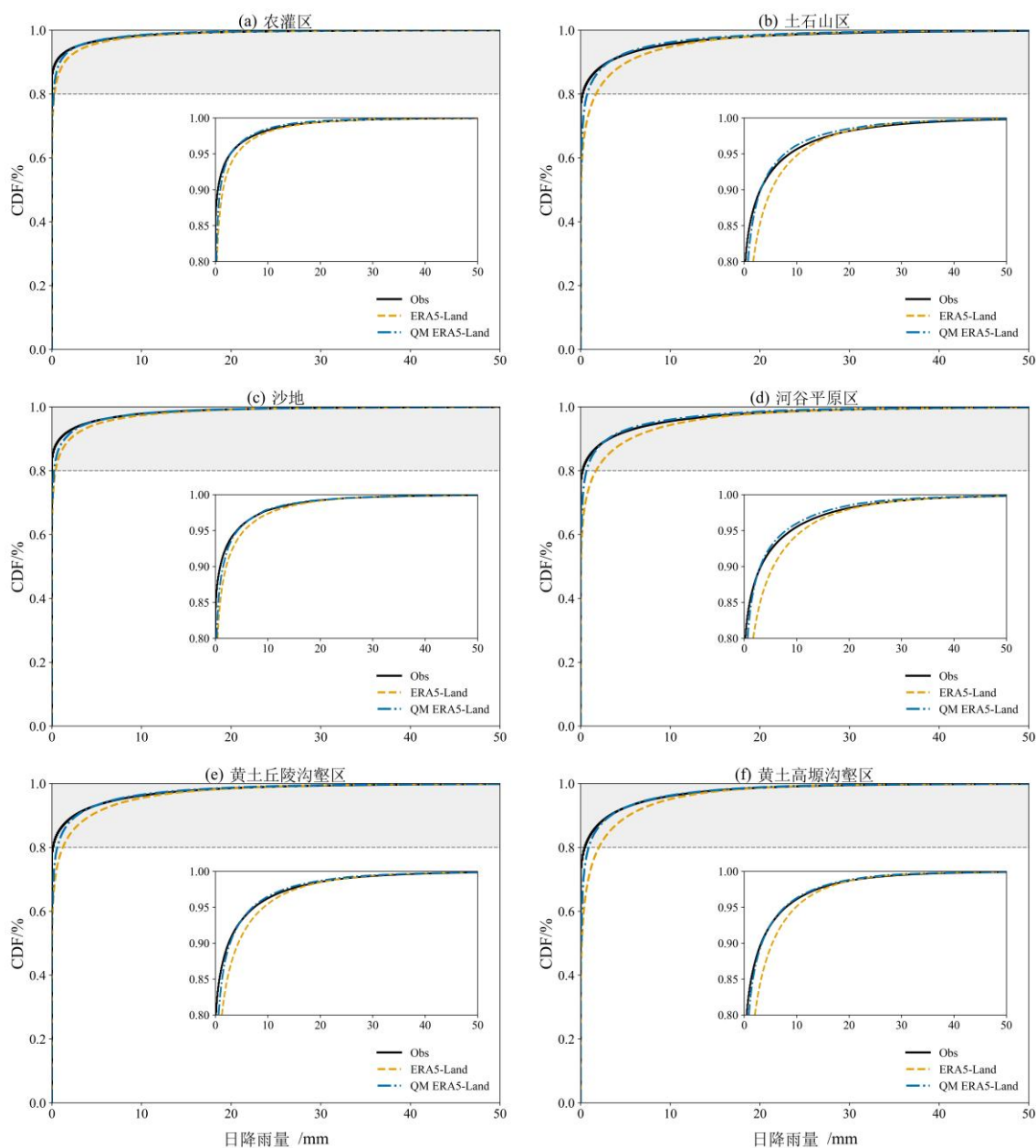


图 3-11 黄土高原各生态分区观测降雨与校正前后 ERA5-Land 累积分布函数 (CDF) 对比  
Figure 3-11. Comparison of observed rainfall and ERA5-Land cumulative distribution function (CDF) before and after correction in each ecological zone of the Loess Plateau.

总体来看, ERA5-Land 原始数据在 0–20 mm 降雨量区间普遍偏离观测 CDF 曲线,模拟降雨强度整体偏高,对小到中等降雨事件存在明显高估现象。这一偏差在上石山区、河谷平原区以及黄土丘陵沟壑区表现尤为明显。经过 QM 校正后,各分区的 CDF

曲线明显向观测曲线靠近，尤其是在高频发生的小到中等降雨区间，校正后的 ERA5-Land 曲线基本与观测曲线重合，表明校正方法能够有效修正 ERA5-Land 降雨分布的系统性偏差。局部放大图进一步显示，在累计概率 0.8 以上的中高分位区间，ERA5-Land 原始数据普遍低估降雨发生频率，而 QM 校正后曲线与观测数据拟合良好，显著改善了中高降雨量区间的模拟能力。从不同地貌区的对比结果来看，各区域校正效果总体一致，但改善程度存在一定差异。在农灌区和沙地，ERA5-Land 原始模拟与观测数据的差异相对较小，校正后的 CDF 几乎与观测曲线完全重合；而在地形起伏较大的上石山区和黄土丘陵沟壑区，原始 ERA5-Land 数据偏差较为明显，但经过 QM 校正后曲线显著向观测靠拢，说明该方法对复杂地形区降雨模拟偏差具有良好的修正能力。

### 3.2.5 极端降雨模拟校正效果

通过比较站点观测与 ERA5-Land 校正前后在百分位值中的第 95 分位（R95pTOT 阈值，代表强降雨）和第 99 分位值（R99pTOT 阈值，代表极强降雨）来评估 ERA5-Land 在极端降雨模拟中的表现（图 4）。表 3-3 结果显示，原始 ERA5-Land 数据对极端降雨事件的重现能力有限，难以精准捕捉黄土高原极端降雨的实际特征。具体来看，校正前模拟值与观测值在第 95 分位和第 99 分位的 R 值分别为 0.74 和 0.81，RMSE 分别为  $1.81 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  和  $4.00 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，表明原始数据与实际观测存在明显偏差。经 QM 方法校正后，极端降雨的模拟精度显著提升，R 值分别提高至 0.89 和 0.92，数据相关性大幅增强；RMSE 则分别降至  $1.07 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  和  $3.66 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，误差显著缩小，尤其是强降雨事件的 RMSE 降低了 40.9%。

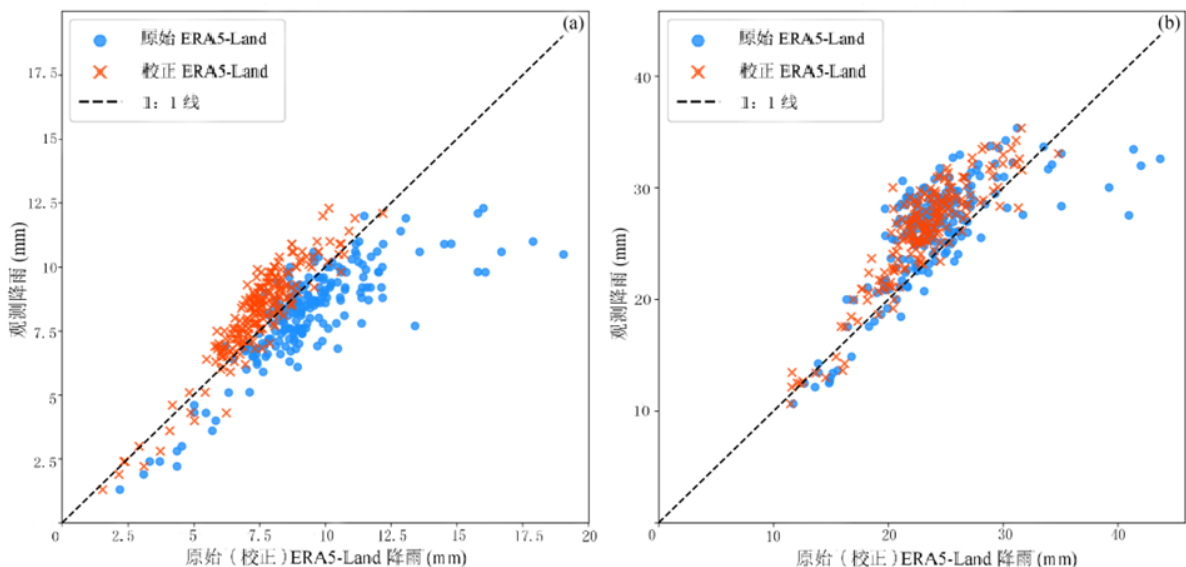


图 3-12 第 95 分位和第 99 分位校正前后降雨量的散点图：(a) 第 95 百分位观测降雨与 ERA5-Land 降雨（校正前后）；(b) 第 99 百分位观测降雨与 ERA5-Land 降雨（校正前后）

Figure 3-12. Scatter plots of the 95th and 99th percentile rainfall at observation stations before and after correction: (a) Comparison of observed rainfall and ERA5-Land rainfall (before and after correction) at

the 95th percentile. (b) Comparison of observed rainfall and ERA5-Land rainfall (before and after correction) at the 99th percentile.

表 3-3 ERA5-Land 降雨数据（校正前后）在不同分位点下的统计性能评估

Table 3-3. Comparison of ERA5-Land rainfall (before and after correction) and observed interpolation rainfall at 95th and 99th percentiles.

	95 分位			99 分位		
	R	RMSE/mm·d <sup>-1</sup>	MAE/mm·d <sup>-1</sup>	R	RMSE/mm·d <sup>-1</sup>	MAE/mm·d <sup>-1</sup>
校正前	0.74	1.81	1.29	0.81	4.00	3.20
校正后	0.89	1.07	0.88	0.92	3.66	3.15

### 3.3 讨论

原始 ERA5-Land 降雨数据在黄土高原整体上具有一定适用性，能够较好识别降雨事件并反映日尺度降雨变化过程，但仍存在明显系统性高估，且精度表现具有显著时空异质性：在春、冬季以及地形相对平缓、降雨过程较稳定区域表现较好，而在夏、秋季及土石山区、黄土丘陵沟壑区等复杂地貌区误差较大；在极端降雨事件识别和高分位降雨量级模拟方面也存在不足。该结果与前人在不同区域对 ERA5 或 ERA5-Land 的评估结论总体一致，即再分析降雨产品通常能够较好再现降雨时空变化格局，但在复杂地形区、强对流活跃区和极端降雨条件下易出现高估或刻画不足现象 (Jiao et al. 2021; Sakhraoui et al. 2025; Xu et al. 2022)。结合本研究区实际情况，黄土高原地形破碎、沟壑密集，夏季短历时强对流降雨频发，使得格点平均意义上的再分析资料难以充分表征局地暴雨中心和突发性强降雨过程，这应是原始 ERA5-Land 在研究区出现空间差异和季节差异的重要原因。

本章采用 QM 方法对 2001–2024 年 ERA5-Land 降雨数据进行了校正，有研究已在伊朗和青藏高原等地区，使用 QM 方法校准了 ERA5-Land 降雨数据，证实了方法的可行性 (Ma et al. 2024; Raeesi et al. 2024)。但与以往的高海拔或干旱区研究不同，黄土高原位于季风与西风交汇带，降雨受季风推进、地形抬升及局地对流共同控制，因此误差结构不仅体现在强度放大，还表现为明显的空间异质性。校正结果显示，校正后的 ERA5-Land 数据整体性能显著提升，在降雨空间分布和捕捉极端降雨事件强度方面与观测结果的一致性更高，强降雨和极强降雨 RMSE 分别提高了 40.88%和 8.5%。此外，

修正后的数据与观测到的年度和季节降雨总量更为吻合，夏季降雨的 RMSE 显著提升了 65.4%，尽管其误差降低比例略逊于秋冬季节，但夏季降雨占年总量的一半以上、集中了 70% 暴雨事件，原始误差基数大、空间变异性强且需同时修正平均降雨与极端降雨双重偏差，校正难度更高。但也应注意到，QM 对极强降雨尤其是尾部分布的订正能力仍然有限，Tani and Gobiet (2019) 研究也表明，QM 校正虽然通常能改善极端降水模拟，但在更高分位处仍可能出现不稳定行为。这可能是由于极端降雨主要由复杂且物理驱动的过程（如深层对流）控制，其发生具有明显的非平稳性和物理突变特征，而 QM 是基于历史分布假设，难以重建尾部异常事件的物理生成机制。因此，未来的研究应优先开发下一代方法，整合允许对流的建模或物理约束，以更可靠地捕捉和校正 ERA5-Land 再分析数据中这些关键极端的气候变化。另外需要注意的是，本研究 ERA5-Land 降雨数据校正范围为 2001–2024 年，虽然基于站点的观测数据截至 2020 年，但从统计学角度而言，完全满足了对极端降雨与后续侵蚀过程进行稳定分析的要求，能够保证校正结果的可靠性与可扩展性，对 2021–2024 年的分析更侧重于区域尺度时空格局识别与相对变化特征刻画。未来若获得更新站点资料，可对 2021 年后的校正效果开展进一步独立检验。

### 3.4 本章小结

本章系统性的系统评估了原始 ERA5-Land 降雨数据在黄土高原的适用性，并利用站点观测插值数据，采用 QM 方法对 2001–2024 年 ERA5-Land 降雨数据进行了校正，进一步对校正后的数据精度进行了评价。主要结论如下：

(1) 原始 ERA5-Land 在黄土高原上 83.56% 的站点 POD 大于 0.90，80.2% 的站点 FAR 小于 0.55，86.24% 的站点 ETS 大于 0.25，整体上能够较好识别降雨事件，并较准确反映日降雨变化过程（85.91% 的站点  $R > 0.65$ ），说明其在区域降雨研究中具有较好的应用基础，但存在显著系统性高估，年均降雨量高估约 25.2%。从时间尺度和生态分区差异来看，原始 ERA5-Land 降雨数据精度具有显著的时空异质性，在春、冬季以及地形较平坦、降雨过程相对稳定的区域表现较好，而在夏、秋季及土石山区、黄土丘陵沟壑区等复杂地貌区误差相对较大；在极端降雨年际变化和事件发生识别方面表现不足，同时在极端降雨累计量的量级模拟上存在较大误差，难以充分刻画局地强对流过程和低频高强度极端降雨事件。

(2) QM 方法有效校正了 ERA5-Land 降雨数据的高估偏差，显著减弱中低降雨量区间的高估偏差，并提升中高分位降雨的拟合效果，对不同生态分区复杂地形区降雨偏差同样具有较好的修正能力。年均降雨模拟的 RMSE 降低 72.1%，校正后各季节降

雨偏差均控制在 5%以内（除冬季外），空间相关系数均提升至 0.93 以上，RMSE 降低 64%以上；其中，夏季强降雨事件的 RMSE 降低 40.9%，显著改善了再分析数据对极端降雨事件的模拟能力，能够为后续黄土高原极端降雨、降雨侵蚀力及土壤侵蚀时空变化研究提供更为可靠的数据支撑。

## 第四章 侵蚀性降雨与极端降雨的时空变化特征

侵蚀性降雨和极端降雨是驱动黄土高原水土流失过程的重要气候因素,其时空变化特征直接关系到区域侵蚀动力的形成与演变。在获得校正后的 ERA5-Land 降雨数据基础上,本章重点从侵蚀性降雨结构和极端降雨变化两个方面展开分析:一方面识别不同量级侵蚀性降雨在降雨结构中的占比及其时空变化特征,另一方面选取 SDII、Rx5day、CWD、R95pTOT 和 R99pTOT 等典型极端降雨指数,系统分析其空间分布、变化趋势和年际波动特征,以揭示近 24 年黄土高原降雨侵蚀性和极端性的演变规律,并为后续降雨侵蚀力研究提供过程依据。

### 4.1 黄土高原侵蚀性降雨量的时空变化特征

#### 4.1.1 不同量级的侵蚀性降雨量占比分析

2001–2024 年,黄土高原不同量级侵蚀性降雨在降雨结构及侵蚀贡献方面表现出明显差异(图 4-1)。侵蚀性降雨始终是区域年降雨的重要组成部分,其占全年降雨量的多年平均比例为 47.36%,以 1.32%/10a 的速率呈现上升趋势。从不同降雨等级来看,中雨在降雨结构中占据较大比重,多年平均占比为 26.76%,是侵蚀性降雨的重要组成部分,但其变化趋势以 0.47%/10a 的速率下降。相比之下,大雨和暴雨占比总体均呈增加趋势,其中大雨多年平均占比为 16.06%,以 0.93%/10a 的速率上升;暴雨占比相对较小,多年平均仅为 4.54%,但其以 0.85%/10a 的速率增长。从年际变化特征来看,各等级降雨占比均存在不同程度波动,尤其在 2015 年前后,大雨和暴雨占比出现明显低值,随后逐步回升,并于 2020 年前后达到相对高值。这表明,近二十余年来黄土高原极端降雨事件呈现一定增强趋势,区域降雨结构正在向强度更高、侵蚀潜力更大的方向演变。

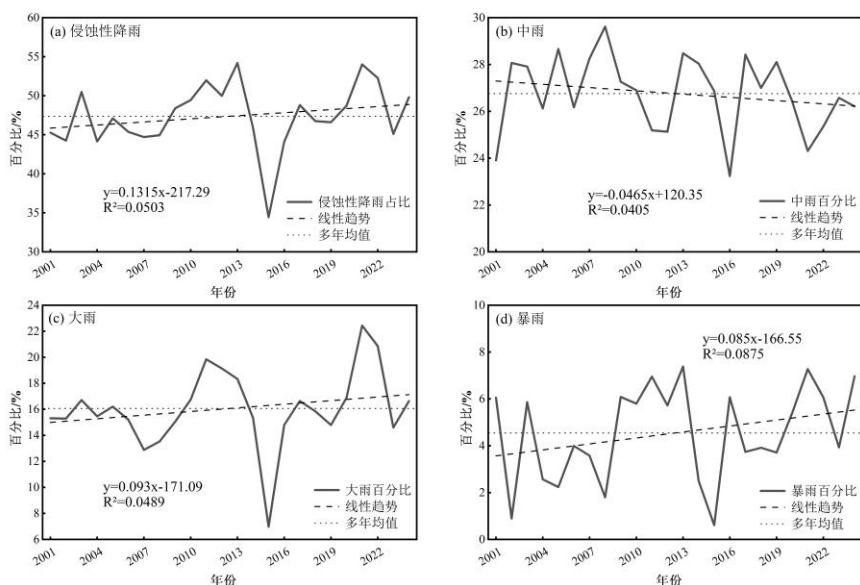


图 4-1 黄土高原不同量级侵蚀性降雨量占全年降雨量百分比

Figure 4-1. Erosive rainfall of different magnitudes in the Loess Plateau as a percentage of annual rainfall.

从侵蚀性降雨内部结构来看（图 4-2），中雨在年均侵蚀性降雨量中的占比最高，多年平均为 54.10%，是黄土高原侵蚀性降雨的主体组成部分，其以 1.73%/10a 的速率下降；大雨在侵蚀性降雨中的多年平均占比为 34.04%，总体以 1.71%/10a 的速率呈增加趋势；暴雨所占比例相对较低，多年平均仅为 9.75%，但也以约 1.71%/10a 的速率呈现出较为明显的增长趋势。总体而言，2001–2024 年黄土高原侵蚀性降雨结构表现出由中等强度降雨占主导向强降雨事件贡献逐步上升的演变特征，进而增强了对区域土壤侵蚀过程的驱动效应。

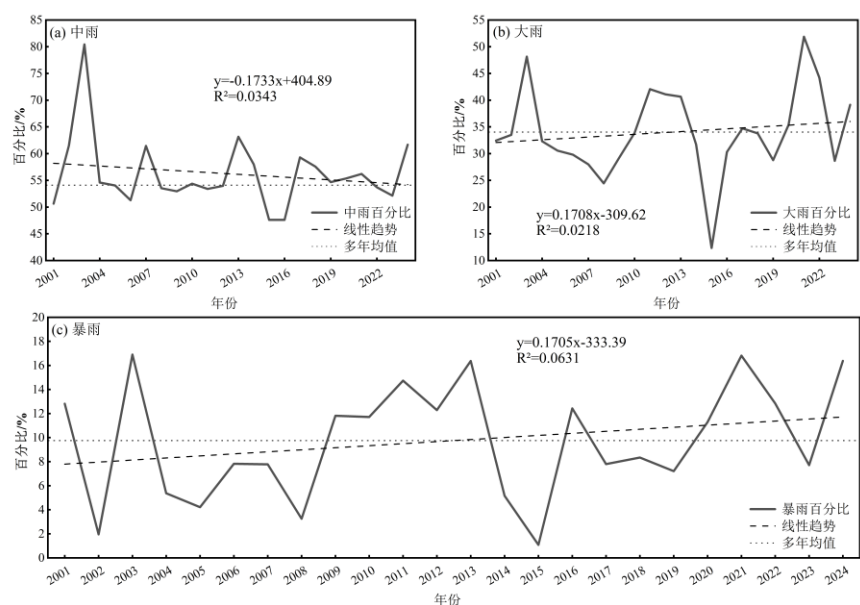


图 4-2 黄土高原不同量级侵蚀性降雨量占年均侵蚀性降雨量百分比

Figure 4-2. Erosive rainfall of different magnitudes in the Loess Plateau as a percentage of annual average erosive rainfall.

## 4.1.2 侵蚀性降雨量的时空变化特征

### 4.1.2.1 侵蚀性降雨量的空间变化特征

从不同量级侵蚀性降雨量的空间分布来看,黄土高原整体呈现出明显的由西北向东南递增的空间格局(图 4-3)。侵蚀性降雨总量在南部和东南部地区明显较高,而西北部干旱半干旱区域相对较低。具体而言,侵蚀性降雨主要集中在黄土高原南部及东南部地区,该区域降雨量普遍在 300 mm 以上,局部超过 400 mm,形成高值区;中部地区以 100–250 mm 为主,表现为过渡带;而西北部及北部区域降雨量普遍较低,多在 100 mm 以下。从不同降雨等级来看,中雨和大雨在区域内分布最为广泛,是侵蚀性降雨量的重要组成部分;暴雨主要集中在南部及东南部局部区域,呈现明显的斑块状分布,而北部和西北部地区暴雨发生较少。总体来看,随着水汽来源由东南向西北逐渐减弱,不同等级侵蚀性降雨量均表现出明显的空间梯度特征。

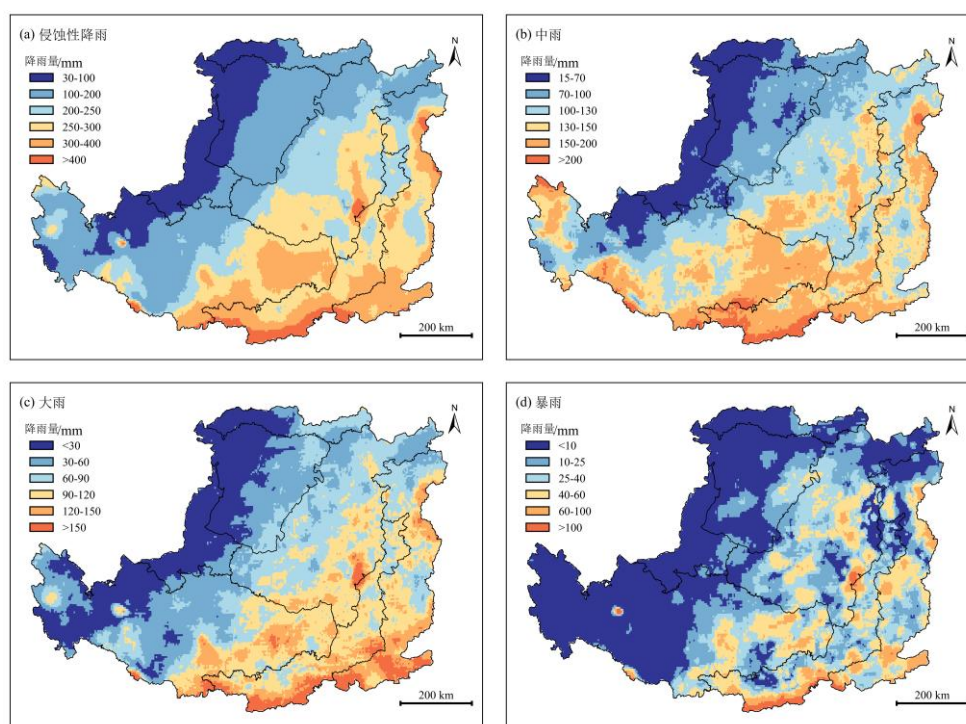


图 4-3 黄土高原不同量级侵蚀性降雨量的空间分布

Figure 4-3. Spatial distribution of erosive rainfall of different magnitudes in the Loess Plateau.

从变化趋势来看,2001–2024 年黄土高原不同等级侵蚀性降雨量整体表现出区域差异明显的变化格局(图 4-4)。侵蚀性降雨总量在南部和东北部地区呈显著增加趋势,尤其是在黄土高原南缘局部地区增幅较为明显,变化率达到 60–100 mm/10a;而中西部部分区域则表现为下降趋势。分等级来看,中雨变化幅度相对较小,大部分区域呈弱变化特征;大雨在东部和东南部地区呈增加趋势,而西部和中部部分区域则表现为下降趋势;暴雨的增加主要集中在南部边缘区域,表明极端降雨事件在该区域有增强趋势。总体而言,侵蚀性降雨变化呈现出南部增强、北部和西部相对减弱或变化较小的空间

格局，说明黄土高原侵蚀性降雨的变化具有明显的区域不均衡特征。

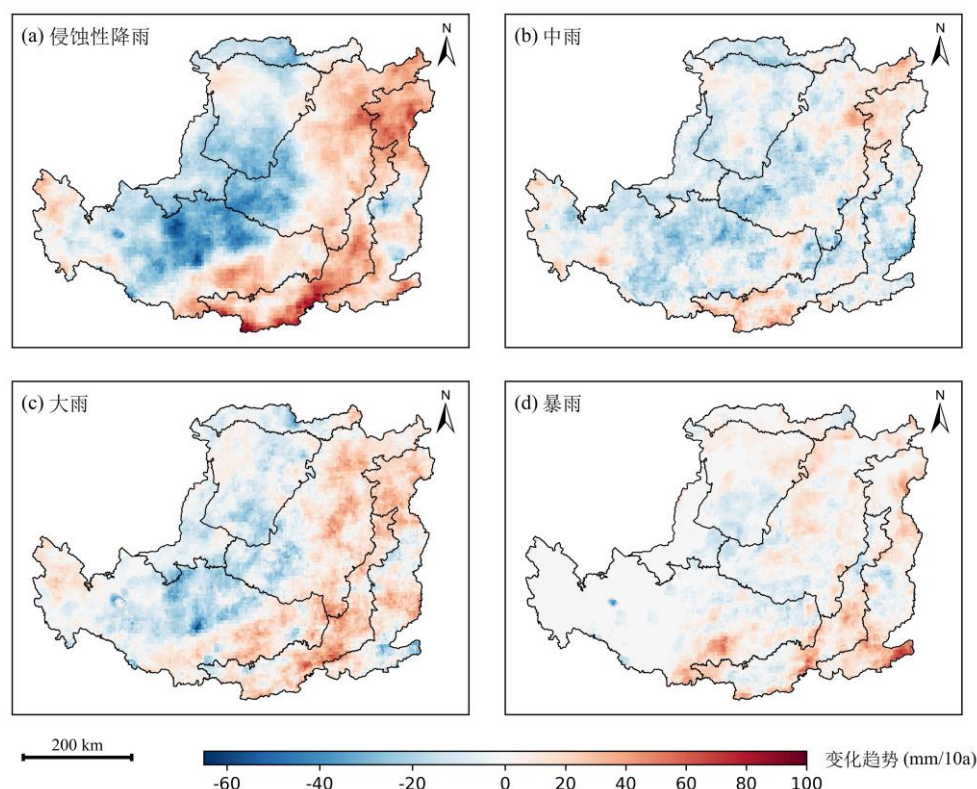


图 4-4 黄土高原不同量级侵蚀性降雨量的变化趋势

Figure 4-4. Spatial variation trend of erosive rainfall in different magnitudes of the Loess Plateau.

#### 4.1.1.2 侵蚀性降雨量的年际变化特征

2001–2024 年间，研究区侵蚀性降雨呈现出明显的年际波动特征与强度结构转变趋势。多年平均侵蚀性降雨量为 212.73 mm，占同期年均总降雨量的 47.36%，是区域水土流失的关键驱动力（表 4-1）。从年际变异性来看，侵蚀性降雨的标准差为 34.65 mm，变异系数为 0.16，表明存在中等程度的年际波动。然而，不同类型侵蚀性降雨的稳定性差异显著：暴雨的变异系数高达 0.48，年际波动极为剧烈，大雨次之，中雨最为稳定。这种差异反映了极端降雨事件的不确定性远高于常规降雨事件，增加了侵蚀灾害预测与防控的难度。

表 4-1 黄土高原不同量级侵蚀性降雨量年际变化特征

Table 4-1. Interannual variation characteristics of erosive rainfall of different magnitudes in the Loess Plateau.

降雨类型	多年均值 (mm)	变化趋势 (mm/10a)	标准差	变异系数
侵蚀性降雨	212.73	3.57	34.65	0.16
中雨	119.40	-3.70	13.81	0.12
大雨	72.50	3.64	17.21	0.24
暴雨	20.83	3.63	10.08	0.48

由图 4-5 可知, 中雨量以 3.70 mm/10a 的速率显著减少, 而大雨和暴雨分别以 3.64 mm/10a 和 3.63 mm/10a 相似的速率增加, 侵蚀性降雨总量以 3.57 mm/10a 呈现增加趋势。这一“中雨减弱、强雨增强”的极化发展趋势, 意味着单位降雨的侵蚀潜能可能增加。尽管暴雨的多年均值仅 20.83 mm, 但其 3.63 mm/10a 的增加趋势相当于每 10 年相对增长 17.4%, 是变化最为剧烈的降雨类型。

从时间序列上看, 侵蚀性降雨的年际波动与总降雨量变化基本同步, 但强降雨事件 (尤其是暴雨) 的波动幅度更大。某些极端年份 (如 2003、2021 年) 暴雨量显著偏多, 而部分年份 (如 2002、2015 年) 则明显偏少, 这种“要么极少、要么集中爆发”的特征进一步凸显了暴雨事件的高度不稳定性。综合而言, 研究区侵蚀性降雨的年际变化呈现“总量稳中有增、结构向降雨极化、极端事件变异性突出”的三重特征。这种变化格局可能增强降雨的侵蚀能力, 对区域水土保持工程的设计标准与适应策略提出了新的要求, 特别是在应对日益频繁的极端暴雨事件方面需要给予更多关注。

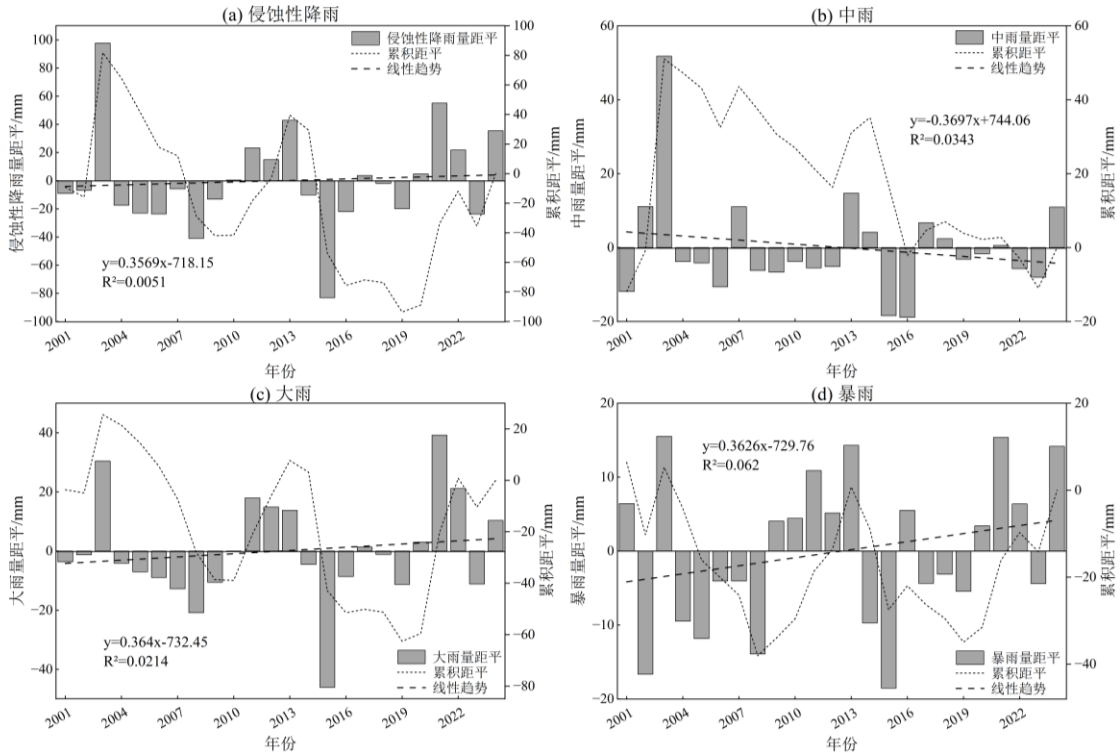


图 4-5 黄土高原不同量级侵蚀性降雨量的年际变化

Figure 4-5. Interannual variation characteristics of erosive rainfall of different magnitudes in the Loess Plateau.

#### 4.1.2.3 侵蚀性降雨量的突变特征

2001–2024 年黄土高原侵蚀性降雨量及不同量级降雨的突变特征表现出较明显的阶段差异 (图 4-6)。侵蚀性降雨总量 UF 曲线前期小幅上升, 2004 年后明显下降, 2010 年后逐渐回升, 并于 2011–2012 年前后与 UB 曲线在临界线间相交, 表明该时期可能为总量由偏少向回升转变的潜在突变时段, 但其 UF 始终未突破  $\pm 1.96$  显著性界线, 突

变不显著。中雨量 UF 曲线总体在零值附近波动，变化幅度较小，虽有交点但均未越过显著性界线，说明其中雨量年际变化较平稳。大雨量突变特征最明显，UF 曲线变化趋势与侵蚀性降雨总量相似，在 2004 年后快速下降，并于 2006 年前后跌破下侧显著性界线，表明该阶段大雨量发生显著减少，随后又逐步回升。暴雨量 2010 年后整体呈上升趋势，但未达到显著水平。总体上，大雨是侵蚀性降雨量突变的主要响应类型。

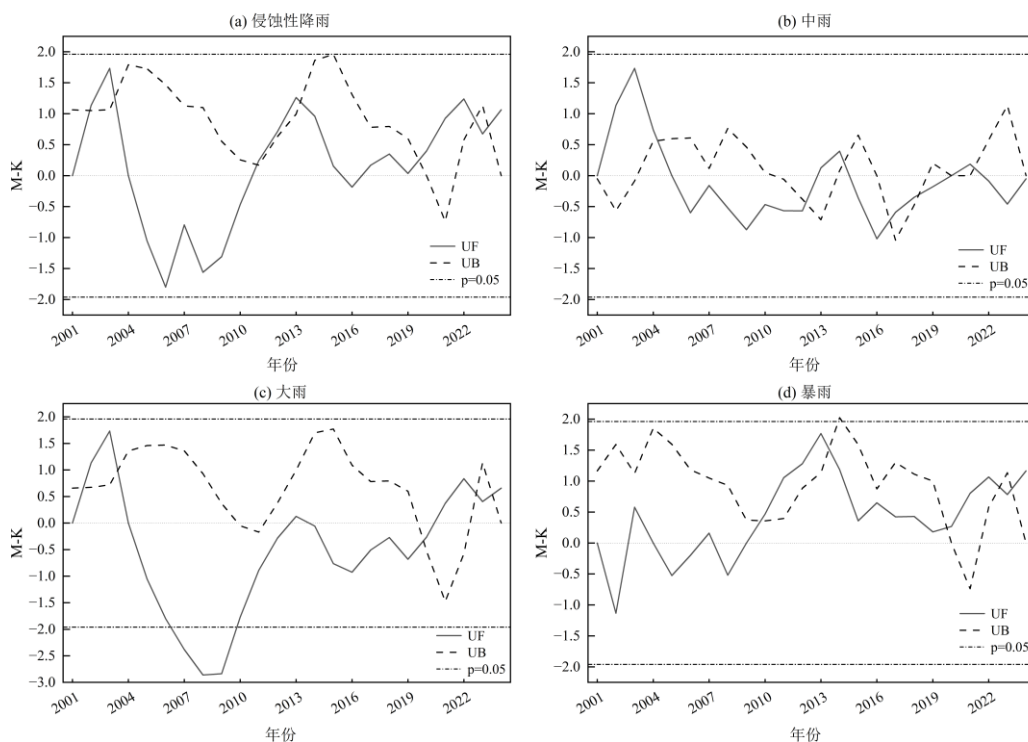


图 4-6 黄土高原不同量级侵蚀性降雨量的突变特征

Figure 4-6. Characteristics of erosive rainfall in different magnitudes of the Loess Plateau.

## 4.2 黄土高原极端降雨的时空变化特征

### 4.2.1 黄土高原年降雨强度（SDII）的时空变化特征

#### 4.2.1.1 黄土高原年降雨强度（SDII）的空间变化特征

黄土高原年降雨强度（SDII）整体呈现出明显的由西北向东南逐渐增强的空间格局[图 4-7 (a)]。西北部地区，如内蒙古西部及宁夏北部一带，SDII 值相对较低，多在  $4-6 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  左右，表明降雨事件的平均强度较弱；而中部地区（陕北、晋西及甘肃东部）SDII 处于中等水平，约为  $6-8 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 。在南部及东南部地区，如关中南、陇南及豫西南边缘地区，SDII 明显升高，局部可超过  $9-10 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，表明该区域降雨过程更为集中、降雨强度更大。这种空间分布格局与黄土高原由干旱半干旱区向半湿润区过渡的气候背景一致。

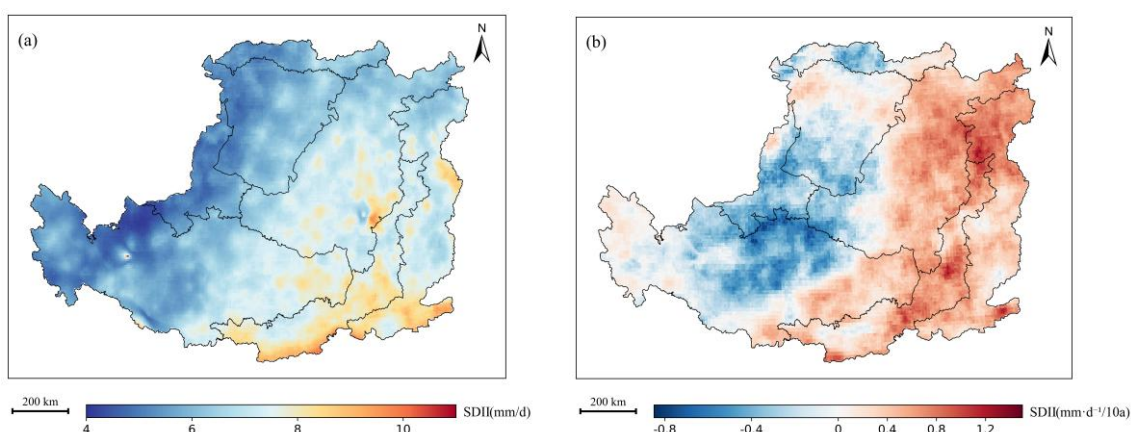


图 4-7 黄土高原 SDII 的空间分布 (a) 和变化趋势 (b)

Figure 4-7. Spatial distribution (a) and spatial variation trend (b) of SDII in the Loess Plateau.

2001–2024 年黄土高原 SDII 整体呈现出明显的区域差异性变化[图 4-7 (b)]。西部及中部部分地区(如甘肃东部、宁夏南部及陕北西部)以下降趋势为主,表现为降雨强度逐渐减弱;而东部和东南部地区(如山西中南部、陕西东部及黄土高原东缘)则以上升趋势为主,降雨强度呈增强态势。总体上形成了西部下降、东部上升的变化格局,其中东部和东南部区域上升趋势更为明显,表明该区域降雨事件的集中性和强度在近二十多年有所增强。显著下降区域主要集中在黄土高原中西部地区(图 4-8),如甘肃东部及宁夏南部一带;显著上升区域则主要分布在黄土高原东部和东北部局部地区。与此同时,大部分区域的变化趋势未通过显著性检验,表明虽然 SDII 在空间上存在一定的升降变化,但整体变化仍以不显著变化为主。总体来看,SDII 显著变化区域呈现出西部显著下降、东部局部显著上升的格局,这与趋势分析结果具有较好的一致性。

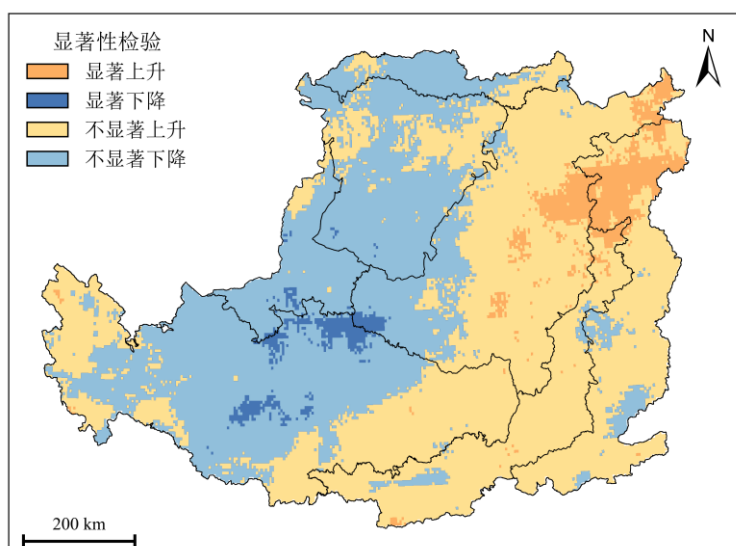


图 4-8 黄土高原 SDII 的显著性检验

Figure 4-8. Significance test of SDII in the Loess Plateau.

#### 4.2.1.2 黄土高原年降雨强度 (SDII) 的年际变化特征

黄土高原 2001–2024 年年降雨强度 (SDII) 总体呈现出一定波动上升特征 (图 4-9), 以  $0.14 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}/10\text{a}$  呈现微弱增长趋势。研究期内, SDII 多年均值为  $6.63 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ , 大多数年份围绕均值上下波动。具体来看, 2001–2012 年 SDII 整体较为平稳, 在  $6.3\text{--}6.9 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  之间小幅起伏; 2013 年达到研究期内峰值, 约为  $7.5 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ , 表明该年降雨事件强度显著增强; 随后 2014–2015 年快速下降, 2015 年降至最低值, 约为  $5.4 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ , 反映出该阶段降雨强度明显减弱。2016 年以后, SDII 逐渐回升并维持在相对较高水平, 尤其 2020–2022 年持续高于多年均值, 说明近年黄土高原降雨强度有所增强, 但期间仍存在一定波动, 如 2023 年再次出现阶段性回落。

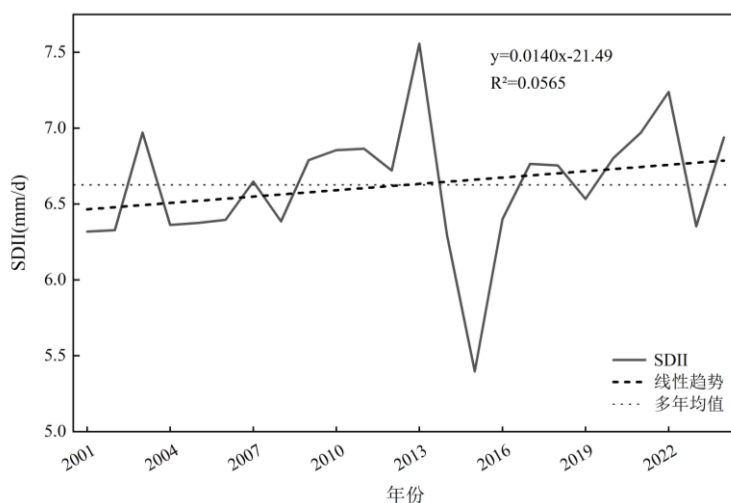


图 4-9 黄土高原 SDII 的年度变化

Figure 4-9. Interannual variation of SDII in the Loess Plateau.

## 4.2.2 黄土高原最大五日降雨量 (Rx5day) 的时空变化特征

### 4.2.2.1 黄土高原最大五日降雨量 (Rx5day) 的空间变化特征

黄土高原最大五日降雨量 (Rx5day) 空间分布整体呈现出由西北向东南逐渐增大的格局[图 4-10 (a)], 空间异质性显著。西北部地区 Rx5day 值普遍较低, 主要分布在  $0\text{--}60 \text{ mm}$  范围内, 局部地区甚至不足  $30 \text{ mm}$ , 说明该区域连续 5 日极端降雨过程较弱, 降雨集中性不高。中部地区 Rx5day 整体处于中等水平, 多集中在  $60\text{--}90 \text{ mm}$  之间, 表现为由西北低值区向东南高值区过渡的特征。高值区主要分布在黄土高原南部、东南部及部分东部边缘地区, 尤其是在南缘地带形成较为连续的高值带, Rx5day 普遍达到  $90\text{--}120 \text{ mm}$ , 部分区域超过  $120 \text{ mm}$ , 局地甚至接近  $150 \text{ mm}$  以上。这表明该区域在强降雨过程中, 短时间内连续多日累积降雨量较大, 极端持续性降雨事件发生频率和强度相对更高。

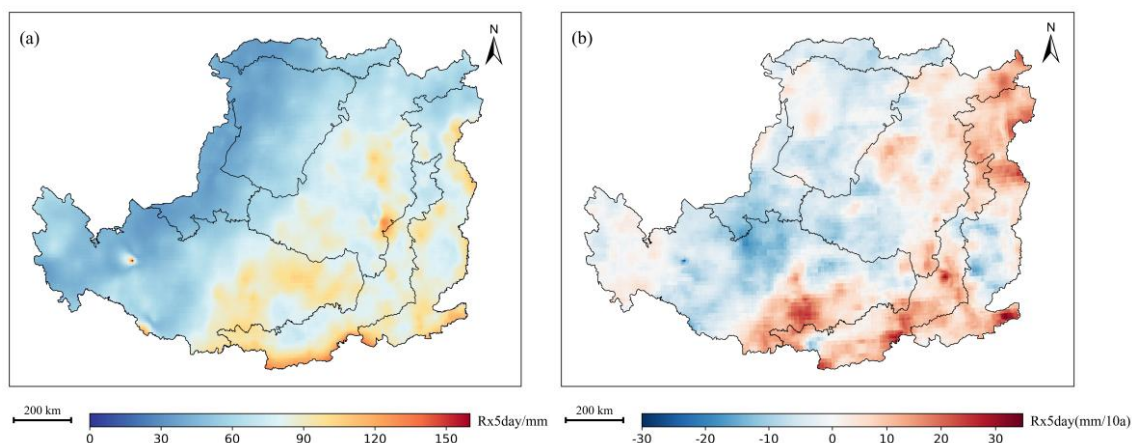


图 4-10 黄土高原 Rx5day 的空间分布 (a) 和变化趋势 (b)

Figure 4-10. Spatial distribution (a) and spatial variation trend (b) of Rx5day in the Loess Plateau.

黄土高原 Rx5day 变化趋势呈现出较强的空间差异性，整体表现为南部、东部以上升趋势为主，西部和中北部以下降趋势为主的分布特征[图 4-10 (b)]。西部及中北部广大地区以下降为主，变化幅度多在 $-10\sim 0$  mm/10a 之间，局部地区可达 $-20$  mm/10a 以下。相较之下，黄土高原南部、东南部及东北部部分地区则以增加为主，特别是南缘和东南缘区域上升趋势最为明显，变化率多在 $10\sim 30$  mm/10a 之间，局地超过 $30$  mm/10a。这说明这些地区近几十年来持续性强降雨过程有所增强，极端连续降雨事件呈增多或增强趋势。中部地区则表现为升降交错分布，趋势空间过渡明显，反映出该区域受地形条件、区域环流变化及水汽输送波动的综合影响较强。

黄土高原 Rx5day 变化大部分地区以不显著变化为主（图 4-11），主要集中于黄土高原西部、中部及北部大部分地区；不显著上升区域则较多分布于南部、东南部及东北部部分地区；显著变化区域面积相对较小，呈零散或局部集中的分布特征。其中，显著上升区域主要出现在黄土高原南缘、东南缘及局部中东部地区。显著下降区域则主要零星分布于西部和中部局部地区，空间范围较小。综合显著性检验结果可知，黄土高原 Rx5day 的长期演变以局地变化为主，区域整体未表现出大范围一致的显著变化，但南部和东南部部分地区已表现出较为明显的增强信号，应重点关注这些区域在气候变化背景下极端持续性降雨增强可能带来的水土流失与灾害风险。

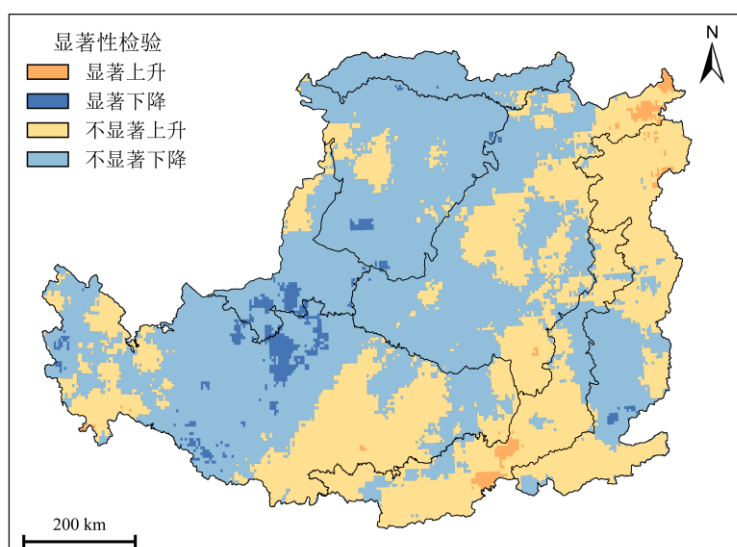


图 4-11 黄土高原 Rx5day 的显著性检验

Figure 4-11. Significance test of Rx5day in the Loess Plateau.

#### 4.2.2.2 黄土高原最大五日降雨量 (Rx5day) 的年际变化特征

2001–2024 年黄土高原最大五日降雨量 Rx5day 整体呈现出小幅波动上升，但上升趋势较弱，为  $0.45 \text{ mm}/10\text{a}$ ，年际波动较为显著（图 4-12）。从年际变化过程来看，黄土高原 Rx5day 多年均值大致稳定在  $69 \text{ mm}$  左右，各年份基本围绕多年均值上下波动。研究期内 Rx5day 高值年份主要出现在 2003 年、2013 年和 2021–2022 年，其中 2003 年达到全时段最高值，接近  $88 \text{ mm}$ ，2013 年也出现明显峰值，超过  $80 \text{ mm}$ ，表明这些年份黄土高原连续性强降雨过程较为突出。相对而言，低值年份主要出现在 2015 年和 2023 年，其中 2015 年最低，仅约  $46 \text{ mm}$ ，显著低于多年平均水平，说明该年区域持续性强降雨过程明显偏弱。

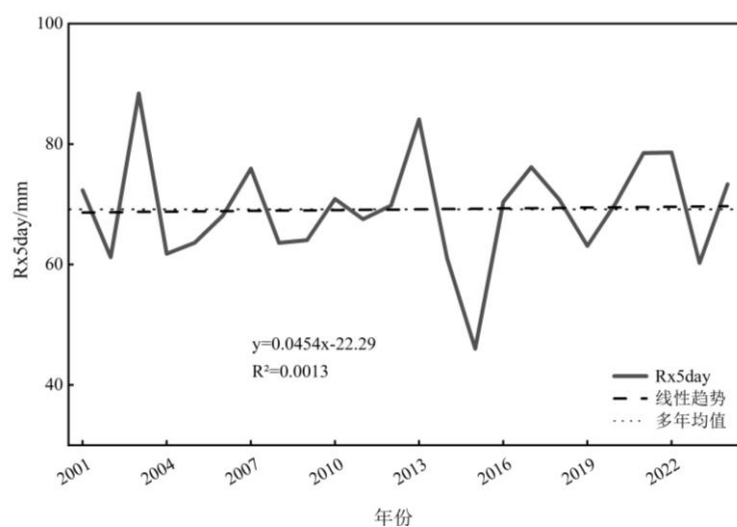


图 4-12 黄土高原 Rx5day 的年际变化

Figure 4-12. Interannual variation of Rx5day in the Loess Plateau.

### 4.2.3 黄土高原连续降雨日数（CWD）的时空变化特征

#### 4.2.3.1 黄土高原连续降雨日数（CWD）的空间变化特征

2001–2024 年黄土高原连续降雨日数（CWD）的空间分布整体表现出较为明显的由西北向东南、由北向南递增的空间分异特征，但局部区域存在一定的异常高值斑块（图 4-13）。黄土高原北部和西北部地区 CWD 值相对较低，尤其是北部边缘及西北部广大区域多集中在 2–5 d，形成明显的低值区。这说明该区域降雨持续性较弱，降雨过程多表现为持续时间较短、间歇性较强的特征，与当地干旱半干旱气候背景相一致。中部地区 CWD 主要介于 5–7 d，表现为由西北低值区向东南较高值区过渡的空间格局。南部、东南部以及东部局部地区 CWD 相对较高，部分区域可达到 8–10 d，个别地区甚至超过 10 d，形成局地高值中心，表明这些区域降雨过程持续性更强，连续阴雨天气发生概率较高。

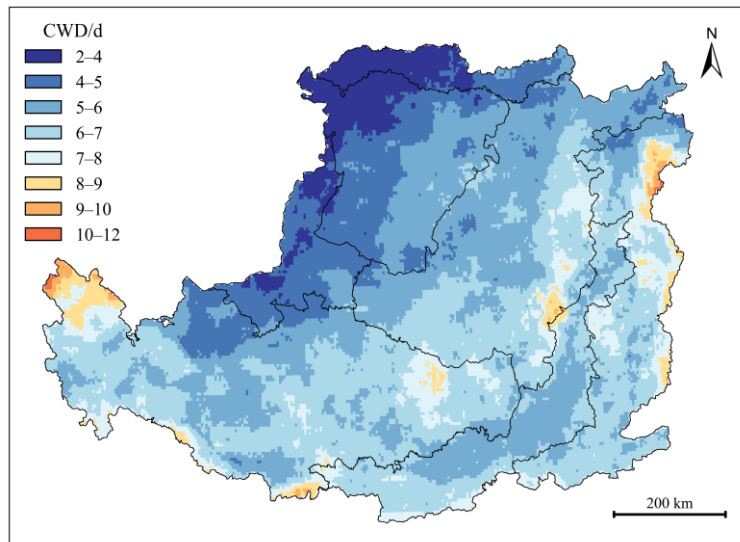


图 4-13 黄土高原 CWD 的空间分布

Figure 4-15. Spatial distribution of CWD in the Loess Plateau.

从黄土高原 CWD 变化趋势的空间分布来看，研究区整体以下降为主，仅少数区域表现为上升趋势（图 4-14）。区域内大部分地区的下降趋势主要集中在  $-2-0$  d/10a，部分地区下降幅度可达到  $-4$  d/10a 左右，在空间上，中部、南部及西南部地区为 CWD 下降的主要区域，其中部分南缘和西南缘地区下降趋势较明显，形成连续性的负趋势带。北部及东北部部分地区也以轻微下降为主，但下降幅度相对较弱。与此同时，西部边缘、东部局部及中东部零散区域出现小范围的上升趋势，局部地区趋势值可达  $1-2$  d/10a 以上。从黄土高原 CWD 变化趋势的显著性检验结果来看（图 4-15），不显著下降集中在中东部、南部及西部广大区域；显著下降则主要集中在中部、南部、西南部及北部局部地区，呈块状或带状分布。相比之下，显著上升区域面积最小，仅在西部边缘个别地区零星分布；不显著上升主要分布于研究区边缘地带及部分东部、东北部区域，但呈现明

显的零散斑块状特征。

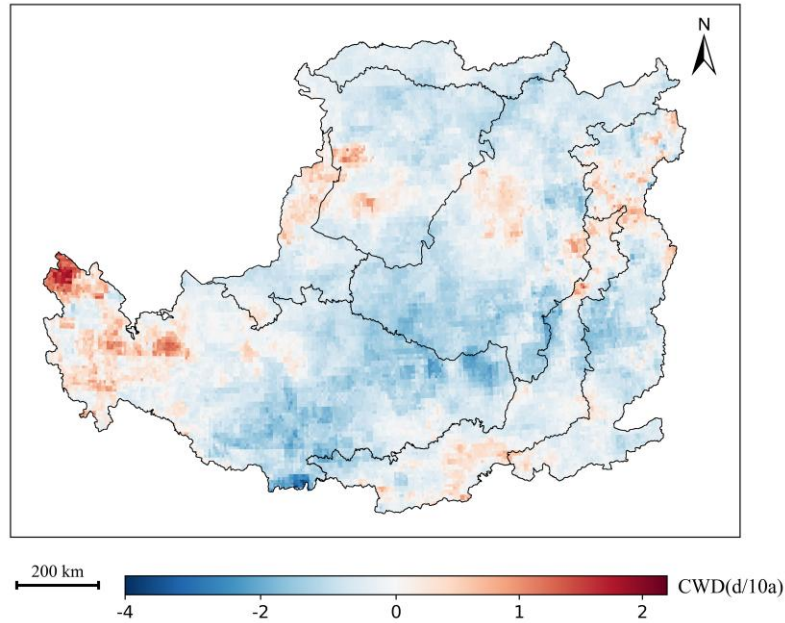


图 4-14 黄土高原 CWD 的变化趋势

Figure 4-14. Spatial variation trend of CWD in the Loess Plateau.

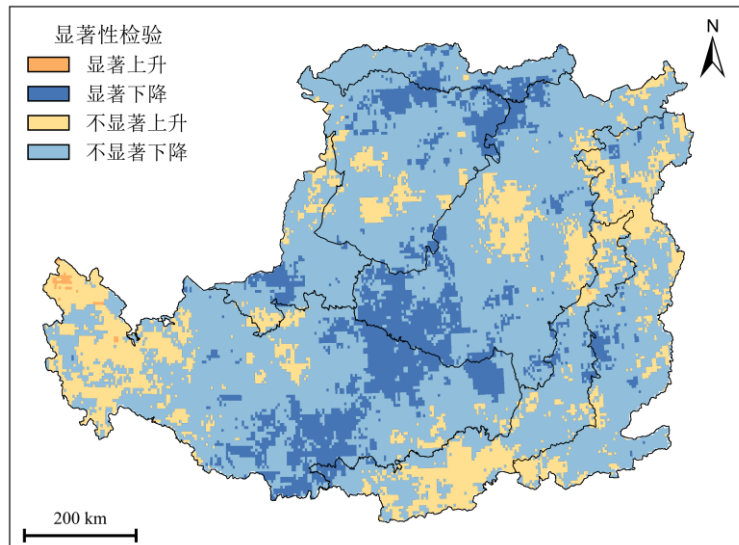


图 4-15 黄土高原 CWD 的显著性检验

Figure 4-15. Significance test of CWD in the Loess Plateau.

#### 4.2.3.2 黄土高原连续降雨日数（CWD）的年际变化特征

2001–2024 年黄土高原连续降雨日数 CWD 总体呈现出一定的年际波动性，长期呈现出以 0.51 d/10a 缓慢下降趋势（图 4-16），多年均值约为 5.8 d。2001–2006 年间，连续降雨日数总体处于波动下降状态，其中 2002 年和 2003 年相对偏高，随后逐渐回落；2007 年出现全时段最高值，达到约 8.4 d，明显高于多年平均水平，表现出较强的异常性。此后，CWD 迅速下降，2008 年以后整体进入相对偏低且波动起伏较小的阶段。

2010–2016 年间，CWD 基本维持在 5.2–5.9 d 之间，围绕多年均值上下波动，表现出较为稳定的低值运行特征。2017–2018 年连续降雨日数有所回升，局部年份超过 6.0 d，但这种升高持续时间较短。2019 年以后，CWD 再次呈下降态势，尤其在 2020 年降至较低水平，之后虽有小幅回升，但总体仍处于多年平均值附近或以下。

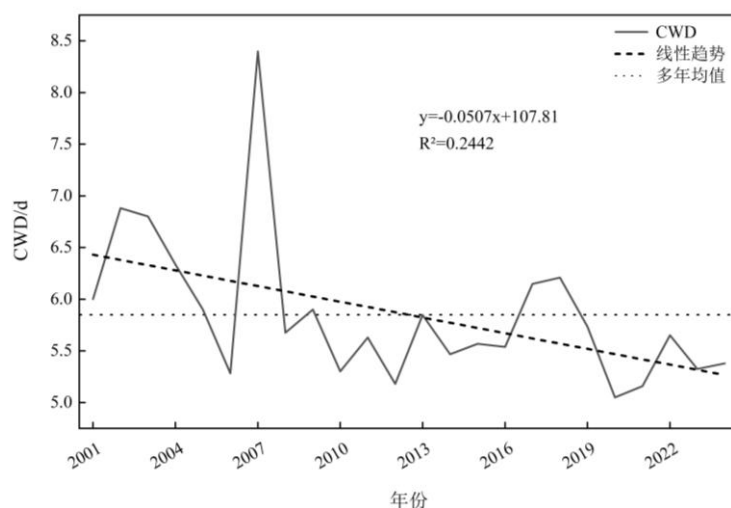


图 4-16 黄土高原 CWD 的年际变化

Figure 4-16. Interannual variation of CWD in the Loess Plateau.

#### 4.2.4 黄土高原强降雨总量（R95pTOT）的时空变化特征

##### 4.2.4.1 黄土高原强降雨总量（R95pTOT）的空间变化特征

2001–2024 年黄土高原强降雨总量 R95pTOT 的空间分布整体呈现出明显的由西北向东南递增的格局，区域差异较为显著[图 4-17 (a)]。西北部及中西部地区以低值为主，R95pTOT 总体偏小；而南部、东南部及东部局部地区则表现为较高值区，部分地区达到 500 mm 以上，局部接近或超过 600 mm。

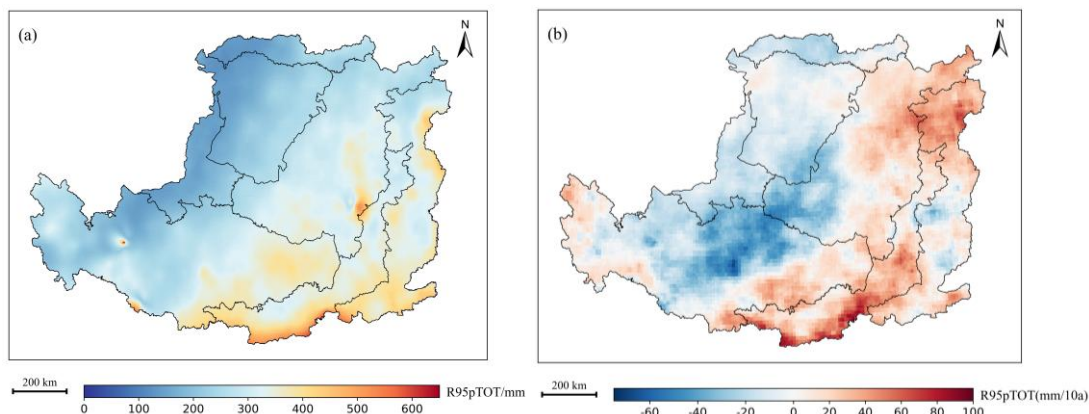


图 4-17 黄土高原 R95pTOT 的空间分布 (a) 和变化趋势 (b)

Figure 4-17. Spatial distribution (a) and spatial variation trend (b) of R95pTOT in the Loess Plateau.

如图 4-17 (b) 黄土高原强降雨总量 R95pTOT 变化趋势所示，在研究时段内表现出

明显的空间异质性，整体呈现出西部和中部部分地区下降、南部和东部大部上升的变化格局。下降趋势主要集中在中西部、西部及中部部分区域，尤其是高原中西部形成了较连续的负趋势区，下降幅度较大。相对而言，南部边缘、东南部以及东北部地区以增加趋势为主，其中南缘地区增幅最为显著，局部趋势值可达 80–100 mm/10a。从显著性检验结果来看（图 4-18），黄土高原 R95pTOT 变化趋势以不显著变化为主，局部区域达到显著水平。其中，不显著上升区域分布最广，主要位于中东部、南部及东部大部分地区；不显著下降区域则主要分布于西部、北部及中部部分地区；显著上升区域主要零散分布于东北缘和东部局部地区；显著下降区域则主要集中在中部局部区域，呈小范围斑块状分布。

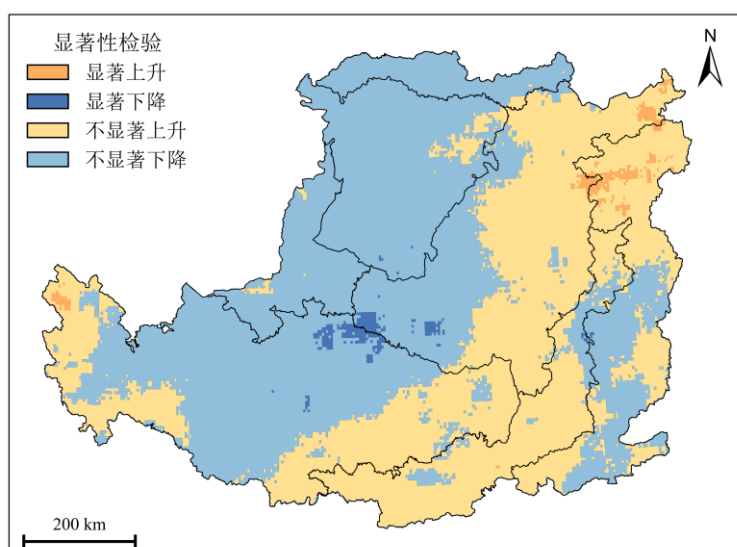


图 4-18 黄土高原 R95pTOT 的显著性检验

Figure 4-18. Significance test of R95pTOT in the Loess Plateau.

#### 4.2.4.2 黄土高原强降雨总量（R95pTOT）的年际变化特征

如图 4-19 黄土高原强降雨总量（R95pTOT）的年际变化所示，整体呈现小幅波动上升的变化趋势，变化速率为 1.26 mm/10a，多年均值为 283.65 mm。除极端高、低值年份外，大多数年份 R95pTOT 维持在 250–320 mm 之间波动。2001–2008 年波动较为频繁，表现出先急剧升高后迅速回落的特征，2003 年出现全时段最高值，为 408.46 mm；2009–2014 年总体呈波动上升态势，2015 年达到最低值，为 201.95 mm；2016 年以来再度回升，并在 2021 年和 2024 年达到相对较高水平。

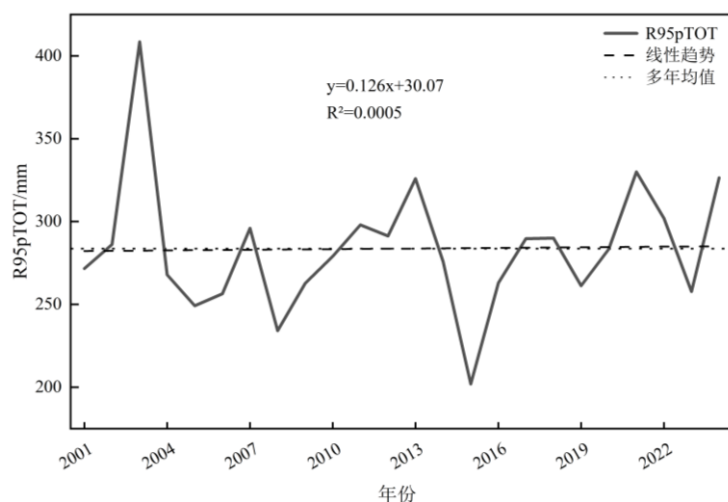


图 4-19 黄土高原 R95pTOT 的年际变化

Figure 4-19. Interannual variation of R95TOT in the Loess Plateau.

## 4.2.5 黄土高原极强降雨总量 (R99pTOT) 的时空变化特征

### 4.2.5.1 黄土高原极强降雨总量 (R99pTOT) 的空间变化特征

2001–2024 年黄土高原极强降雨总量 R99pTOT 的空间分布整体呈现较为明显的东南高、西北低的分异格局[图 4-20 (a)]。高值区主要分布于黄土高原南部、东南部及部分东部地区，局地可达 200 mm 以上，个别区域接近或超过 250 mm。相比之下，西北部、西部以及中北部大部分地区 R99pTOT 值相对较低，普遍在 100 mm 以下，部分区域甚至低于 50 mm。

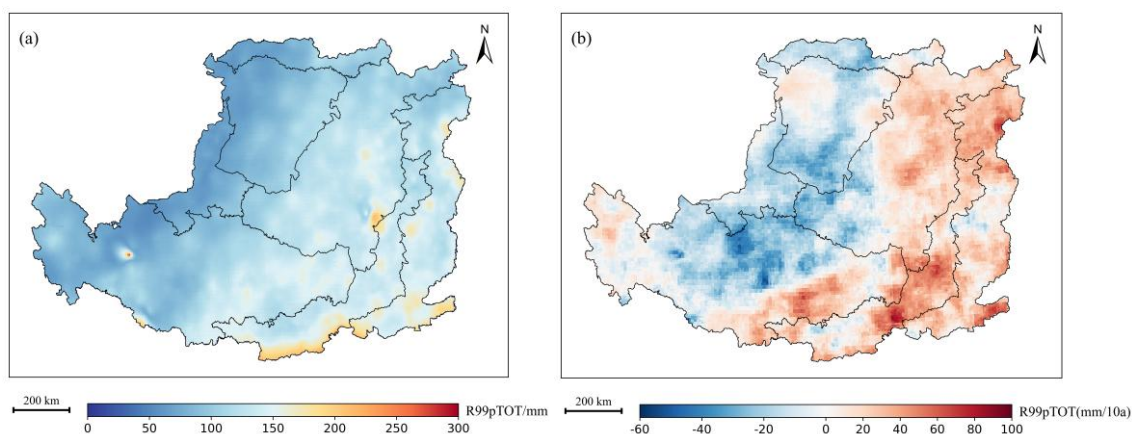


图 4-20 黄土高原 R99pTOT 的空间分布 (a) 和变化趋势 (b)

Figure 4-20. Spatial distribution (a) and spatial variation trend (b) of R99pTOT in the Loess Plateau.

如图 4-20 (b) 黄土高原极强降雨总量 R99pTOT 变化趋势所示，呈现出明显的区域分异特征，整体表现为东部和南部增加、西部和中部偏下降的格局。增大趋势主要集中于东部、东北部、东南部及南缘地区，尤其南部局地增幅较大，趋势值可达 60–100 mm/10a，西部、西南部及中部部分地区以下降趋势为主，局地下降幅度较大。从显著性检验结果来看（图 4-21），黄土高原以不显著变化区域为主，但不同区域升降趋势的

空间集聚特征较为明显。显著上升区主要零散分布于东部、东北部及南部局部地区；不显著上升区则广泛分布于东部和南部大部分区域；显著下降区主要集中于中部偏北、西部局地及部分过渡区域，而不显著下降区则广泛分布于西部、中部和北部地区。

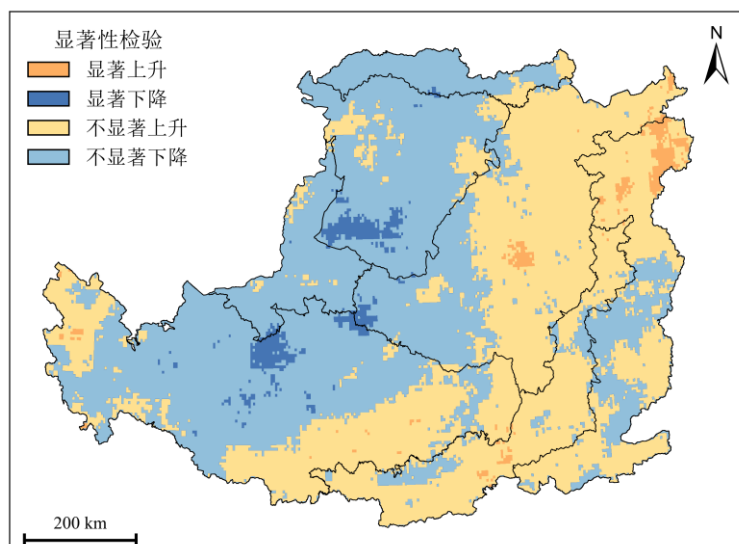


图 4-21 黄土高原 R99pTOT 的显著性检验

Figure 4-21. Significance test of R99TOT in the Loess Plateau.

#### 4.2.5.2 黄土高原极强降雨总量（R99pTOT）的年际变化特征

如图 4-22 黄土高原极强降雨总量（R99pTOT）的年际变化所示，整体呈现小幅波动上升的变化趋势，变化速率为 4.7 mm/10a，多年均值为 113.48 mm。2001–2004 年总体处于先降后升再降的变化状态，其中 2003 年处达到最高值为 165.81 mm，达到全时段较高水平；2005–2009 年整体维持在相对偏低水平，年际变化幅度较小；2010–2013 年 R99pTOT 持续升高，并在 2013 年前后达到又一高值。2015 年出现全时段最显著的低值，为 42.29 mm。2016 年以来再度回升，并在 2021 年和 2024 年达到相对较高水平。

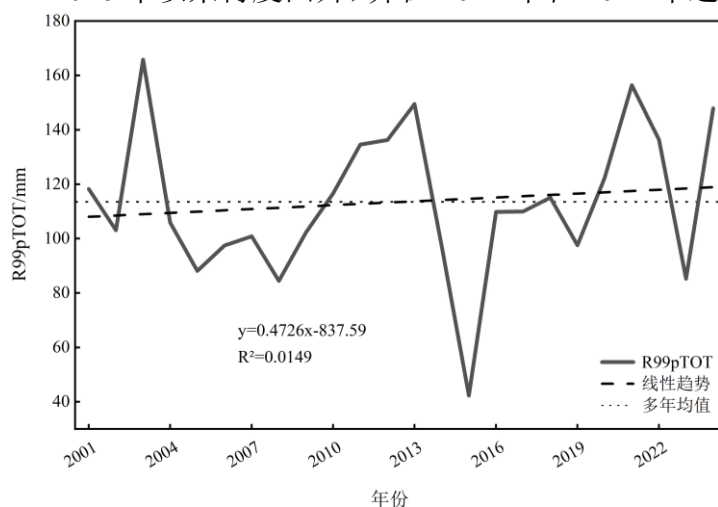


图 4-22 黄土高原 R99pTOT 的年际变化

Figure 4-22. Interannual variation of R99TOT in the Loess Plateau.

### 4.3 讨论

2001–2024 年黄土高原侵蚀性降雨始终是区域年降雨的重要组成部分，不同量级侵蚀性降雨占比变化与极端降雨指数演变共同表明，研究区降雨过程总体正向更高侵蚀潜力方向演变。这种演变并不主要表现为降雨持续时间显著延长，而更多体现为降雨强度增强及高分位降雨贡献增加，这与已有关于黄土高原极端降雨多指标研究中“强度类和阈值类指标对区域变化更敏感，而持续性指标变化相对较弱”的认识一致（Sun et al. 2020）。已有研究指出，黄土高原位于东亚季风边缘区，地形破碎、南北和东西水热差异显著，降雨在年际和空间上均具有较强不均匀性，因此区域降雨变化往往首先表现为强降雨和极端降雨事件贡献的波动增强，而不是均匀增湿（Wu et al. 2024）。

从空间格局看，本文发现侵蚀性降雨、SDII、Rx5day、R95pTOT 和 R99pTOT 总体均表现为由西北向东南递增，这说明黄土高原降雨侵蚀性和极端性具有较一致的区域分异特征。这一空间格局与已有关于黄土高原极端降雨空间变化的研究结果基本一致，即降雨总量和强度类极端降雨指标的高值区主要集中于东南部和南部，而西北部相对较低（Miao et al. 2016; Sun et al. 2016）。其主要原因在于，黄土高原东南部和南缘地区受东亚季风水汽输送和局地地形抬升共同作用，降雨总量更大、强降雨更集中，而西北部则受干旱半干旱气候控制，降雨量和极端降雨强度均明显偏低（Zhang et al. 2022b）。因此，本文揭示的空间分异本质上反映了黄土高原降雨过程在区域尺度上的显著空间异质性，也说明区域侵蚀性降雨活跃区与极端降雨高值区具有较强一致性。

从不同指标的响应差异看，SDII、Rx5day、R95pTOT 和 R99pTOT 的空间异质性和增强趋势普遍强于 CWD，这说明黄土高原近 24 年降雨变化的核心并不是连续降雨日数显著增加，而是降雨强度和高分位降雨贡献提升。这一结果与前人对黄土高原极端降雨多指标分析的认识相一致，即强度类指标和相对阈值类指标对区域气候变化更敏感，而持续性指标变化相对较弱（Sun et al. 2020）。特别是 R95pTOT 和 R99pTOT 分别代表高分位强降雨和极强降雨事件的累积降雨量，它们对降雨分布尾部变化更敏感，因此能够更直接反映区域极端降雨增强的过程特征。这也意味着，黄土高原降雨变化更多表现为“增强型极端性”而非“延长型持续性”，而这种变化更容易在较短时间内集中释放降雨能量并增强侵蚀风险（Zhao et al. 2024）。

从时间演变特征看，大雨和暴雨占比在 2015 年前后出现低值、随后回升并在 2020 年前后达到相对高值，说明黄土高原侵蚀性降雨和极端降雨变化并非简单线性增强，而是具有明显阶段性波动。这种阶段性波动与已有研究中黄土高原极端降雨存在年代际变化、非平稳性和大尺度环流调制效应的认识是一致的（Sun et al. 2016; Wu et al. 2024）。已有研究表明，黄土高原降雨侵蚀力和极端降雨变化不仅受降雨总量控制，还与 ENSO、太阳活动及大尺度大气环流背景存在联系，这说明黄土高原降雨增强过程同

时受到长期气候趋势和阶段性背景场变化的共同影响 (Jia et al. 2022; Zhang et al. 2022a)。因此,对黄土高原侵蚀风险的判断不能仅依据长期线性趋势,还应重视阶段性强降雨增强时段对侵蚀过程的放大作用。

#### 4.4 本章小结

本章基于校正后的 ERA5-Land 降雨数据,系统分析了 2001–2024 年黄土高原侵蚀性降雨与极端降雨的时空变化特征,重点揭示了不同量级侵蚀性降雨在降雨结构中的占比变化,以及典型极端降雨指数的空间分布、变化趋势和年际波动特征。主要结论如下:

(1) 2001–2024 年,黄土高原侵蚀性降雨始终是区域年降雨的重要组成部分,占全年降雨量的多年平均比例为 47.36%,并以 1.32%/10a 的速率呈上升趋势,表明区域降雨结构总体向侵蚀潜力更高的方向演变。从不同降雨等级来看,中雨在降雨结构中占据主导地位,但以 0.47%/10a 的速率下降;大雨和暴雨分别以 0.93%/10a 和 0.85%/10a 的速率上升,说明近二十余年来黄土高原降雨结构中高强度降雨贡献不断增加,侵蚀性降雨量以“中雨减弱、强降雨增强”的极化趋势发展。

(2) 从空间分布来看,黄土高原侵蚀性降雨和极端降雨总体均表现出由西北向东南递增的空间格局,高值区主要集中于南缘和东南缘,西北干旱半干旱区则相对较低,表明研究区降雨侵蚀性和极端性具有显著空间异质性。不同极端降雨指数反映的降雨特征存在一定差异:强度类指数和相对类指数高值区主要分布在降雨丰沛区,而连续性指数空间分异相对较弱。总体而言,黄土高原东南部及南部地区不仅降雨量较大,而且强降雨和极端降雨贡献更高,是区域侵蚀性降雨较为活跃的核心区域。

(3) 从时间变化特征来看,黄土高原极端降雨各指数在 2001–2024 年间均表现出不同程度的波动变化,其中强度相关指数和相对极端降雨指数整体呈增强趋势,而连续性指标变化相对平缓。这表明近二十余年来黄土高原降雨变化并不主要表现为降雨持续时间显著延长,而更多体现为降雨强度增强及高分位降雨贡献增加。总体上,校正后的 ERA5-Land 数据较好支撑了黄土高原侵蚀性降雨与极端降雨演变特征的识别,为后续降雨侵蚀力时空变化及土壤侵蚀响应研究提供了可靠的数据基础。

## 第五章 降雨侵蚀力的时空变化特征

降雨侵蚀力是连接降雨过程与土壤侵蚀结果的关键动力因子，也是 RUSLE 模型中的核心输入参数之一。在前一章识别侵蚀性降雨和极端降雨演变特征的基础上，本章进一步从年均尺度和季节尺度分析黄土高原降雨侵蚀力的空间变化、年际波动及突变特征，并结合极端降雨强度指数、连续性指数和相对极端指数，探讨降雨侵蚀力与不同类型极端降雨之间的关系，以揭示黄土高原降雨侵蚀力的主要变化规律及其对极端降雨事件的响应特征。

### 5.1 黄土高原降雨侵蚀力的年均变化特征

#### 5.1.1 黄土高原降雨侵蚀力的空间变化特征

图 5-1 展示了黄土高原侵蚀性降雨侵蚀力和不同量级降雨侵蚀力的空间分布。侵蚀性降雨侵蚀力整体呈现由西北向东南递增的空间格局，空间分异特征明显，年均降雨侵蚀力为  $1673.03 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ 。西北部干旱、半干旱区降雨侵蚀力较低，多数地区低于  $1000 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ；中部地区以  $1000\text{--}3000 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$  为主，表现为明显的过渡带；南部、东南部及局部东部地区降雨侵蚀力较高，部分区域超过  $5500 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，局地超过  $8500 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，其中陕西南部与河南西部交界地带为最显著的高值中心，甘肃东南部和山西西南部为次级高值集聚区。从不同量级降雨侵蚀力来看，中雨侵蚀力的空间分布与年均降雨侵蚀力基本一致，整体呈现西北低、东南高的格局。西北部和北部地区以  $150\text{--}450 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$  为主，中部地区主要分布在  $450\text{--}800 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，南部和东南部地区则多集中于  $800\text{--}1200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，局部超过  $1500 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ 。大雨侵蚀力的空间分异较中雨更为明显，西北部主要以  $<400 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$  为主，中部地区多分布于  $400\text{--}800 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，南部、东南部及东部部分地区则主要集中在  $1000\text{--}1700 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，局部超过  $2200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ 。相比之下，暴雨侵蚀力同样呈现西北低、东南高的分布特征，但高值区范围相对较小、局地集中性更强。西北部大部分地区以  $<600 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$  为主，中部地区多为  $600\text{--}500 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，南缘、东南缘及东部局部地区则主要分布在  $150\text{--}2800 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，局部可达  $3800\text{--}5000 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，甚至超过  $5000 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ 。总体来看，不同量级降雨侵蚀力均具有明显的空间梯度特征，其中暴雨侵蚀力高值区面积较小，但强度最高，对局地降雨侵蚀力高值形成的贡献更为突出。

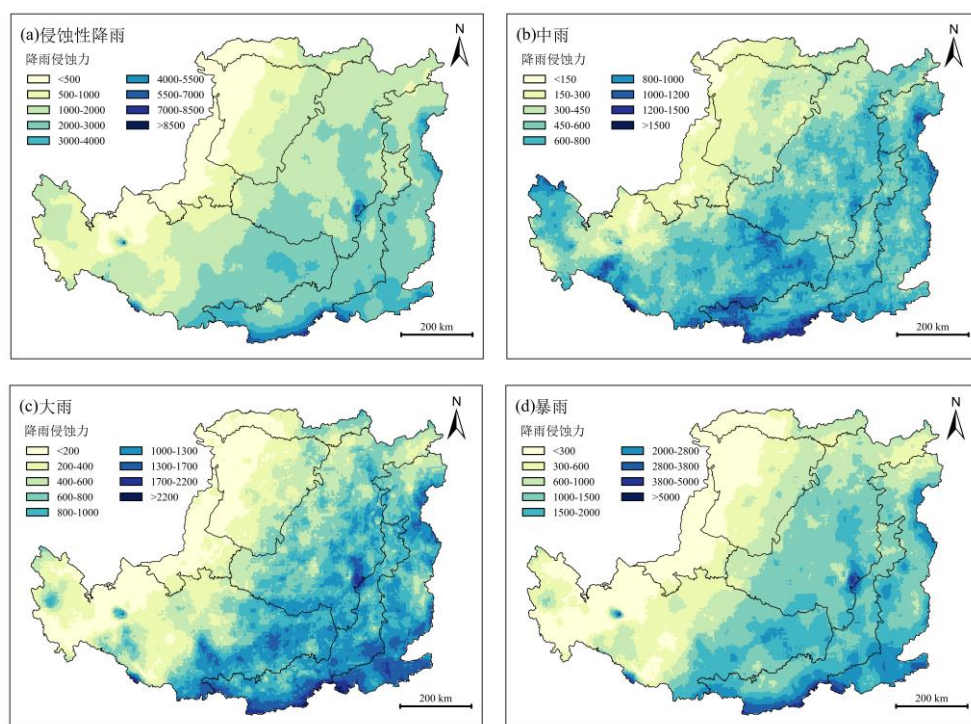


图 5-1 黄土高原不同量级降雨侵蚀力的空间分布（单位： $\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ）

Figure 5-1. Spatial distribution of rainfall erosivity of different magnitudes in the Loess Plateau.

从图 5-2 可知，2001–2024 年黄土高原不同量级降雨侵蚀力变化趋势具有明显的空间差异。年均降雨侵蚀力总体呈现南部、东南部及东部局部增加，北部、中部及西北部部分地区减弱的格局。其中，南缘地区增幅最为明显，变化趋势主要集中在  $400\text{--}1200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$ ，局部可达  $1200\text{--}2000 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$  以上；而中部和西北部部分地区主要表现为  $-200\text{--}600 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$  的下降趋势，局部  $< -600 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$ ，整体呈现“南增北减”的空间特征。分不同量级来看，中雨侵蚀力变化幅度整体较小，大部分地区趋势值介于  $-200\text{--}200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$  之间，仅南缘局部地区呈现  $200\text{--}400 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$  的增加趋势，北部和中部少数地区则表现为轻微下降，说明中雨侵蚀力在研究时段内总体较为稳定。大雨侵蚀力的空间分异相对更明显，南部、东南部及东部部分地区以  $200\text{--}800 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$  的增加趋势为主，南缘局部可达  $800\text{--}1200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$ ；而中西部和北部部分地区主要呈  $-200\text{--}600 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$  的下降趋势。暴雨侵蚀力变化最为显著，其增加区主要集中在南部、东南部和东部局部地区，增幅多为  $400\text{--}1200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$ ，南缘局部地区可达  $1200\text{--}2000 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$  以上；西北部、中部局部地区则以  $-200\text{--}800 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$  的减弱趋势为主。

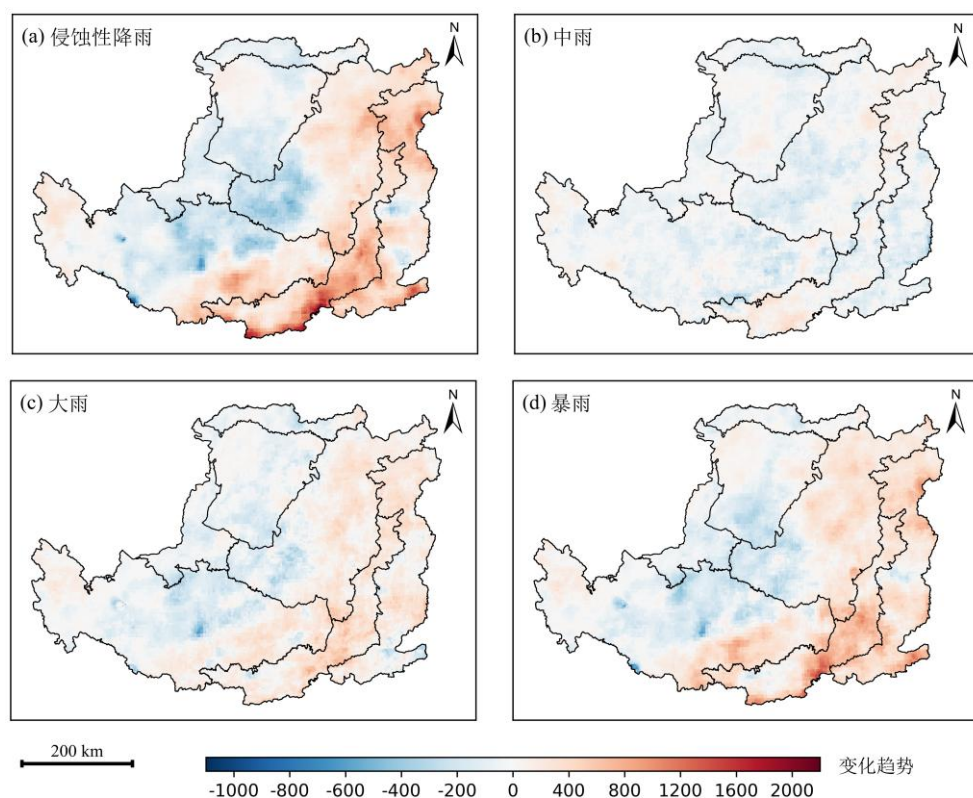


图 5-2 黄土高原不同量级降雨侵蚀力的变化趋势（单位： $\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$ ）

Figure 5-2. Spatial variation trend of rainfall erosivity of different magnitudes in the Loess Plateau.

### 5.1.2 黄土高原降雨侵蚀力的年际变化特征

由图 5-3 可知，年均降雨侵蚀力呈波动上升趋势，线性方程斜率为  $135.07 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$ ，多年均值为  $1673.03 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ；其中，中雨侵蚀力呈下降趋势，线性方程斜率为  $-21.96 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$ ，而大雨和暴雨侵蚀力则分别以  $59.26 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$  和  $123.34 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$  的速率增加。说明研究期内降雨侵蚀力结构正由中等侵蚀性降雨向强侵蚀性降雨集中，呈现出“中雨减弱、强降雨增强”的演变特征。其中，暴雨侵蚀力增长速率最大，表明虽然其年际贡献并非始终占主导，但对区域总侵蚀力增长的拉动作用最为显著，也反映出极端强降雨过程在侵蚀效应中的作用不断增强。

从年际波动过程看，年均降雨侵蚀力与各等级侵蚀力均存在较明显起伏，但不同量级之间波动幅度差异显著。中雨侵蚀力整体波动相对有限，虽在 2003 年、2013 年出现偏高值，在 2015–2016 年及 2023 年出现偏低值，但总体仍表现为缓慢下降。大雨侵蚀力的年际变化幅度明显大于中雨，2003 年、2011–2014 年及 2021–2022 年为相对偏高阶段，而 2008 年、2015 年和 2019 年则明显偏低。相比之下，暴雨侵蚀力波动最为剧烈，2003 年、2013 年、2014 年、2021 年和 2024 年显著偏高，尤其 2021 年达到研究期内峰值；而 2015 年则出现显著负距平，表明暴雨侵蚀力具有极强的不稳定性 and 突发

性。年总侵蚀力的高值年份，如 2003 年、2013 年和 2021 年，也主要与大雨和暴雨侵蚀力的同步偏强密切相关。

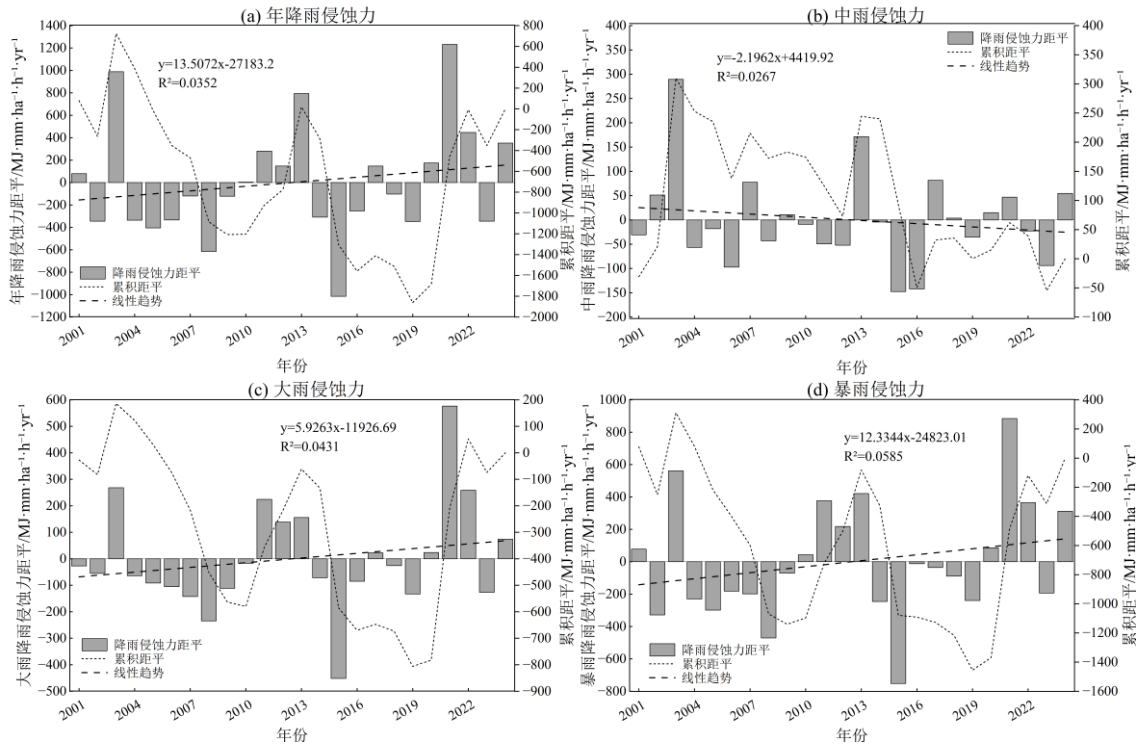


图 5-3 黄土高原不同量级降雨侵蚀力的年际变化

Figure 5-3. Interannual variation of rainfall erosivity of different magnitudes in the Loess Plateau.

### 5.1.3 黄土高原降雨侵蚀力的突变特征

2001–2024 年黄土高原年降雨侵蚀力及不同量级降雨侵蚀力的 M-K 检验结果表明，年降雨侵蚀力 UF 曲线在 2001–2009 年总体以负值波动为主，2010 年后逐渐升高，并于 2011–2013 年前后、2019 年及 2023 年与 UB 曲线在显著性界线之间相交，表明该时段可能为年降雨侵蚀力由偏低向回升转变的潜在突变时期，但 UF 始终未超过 $\pm 1.96$  临界线，突变不显著。中雨侵蚀力 UF 曲线总体在零值附近波动，2004 年后多数年份为负值，2016 年前后达到低值，之后虽有所回升，但整体变化幅度较小，UF 与 UB 虽有交点但均位于显著性界线之间，说明其中雨侵蚀力年际变化相对平稳。相比之下，大雨侵蚀力突变特征最为明显。其 UF 曲线在 2003 年后迅速下降，2007–2009 年降至最低，并一度突破下侧显著性界线，表明该阶段大雨侵蚀力显著减弱；2010 年后又逐渐回升，并在 2010 年前后和 2021 年前后与 UB 曲线出现交点，反映出大雨侵蚀力阶段性波动特征突出。暴雨侵蚀力 UF 曲线与年降雨侵蚀力变化趋势基本一致，在 2009 年后总体呈上升趋势，2012–2014 年升幅较快，2015 年后虽有波动，但整体维持在零值以上，2021–2024 年处于较高水平；其 UF 与 UB 曲线分别在 2010 年前后和 2020 年前后出现交点，但 UF 始终未超过 $\pm 1.96$  临界线，说明暴雨侵蚀力虽有增强趋势，但突变仍未达

到显著水平。总体来看，暴雨侵蚀力是黄土高原降雨侵蚀力突变响应最明显的类型。

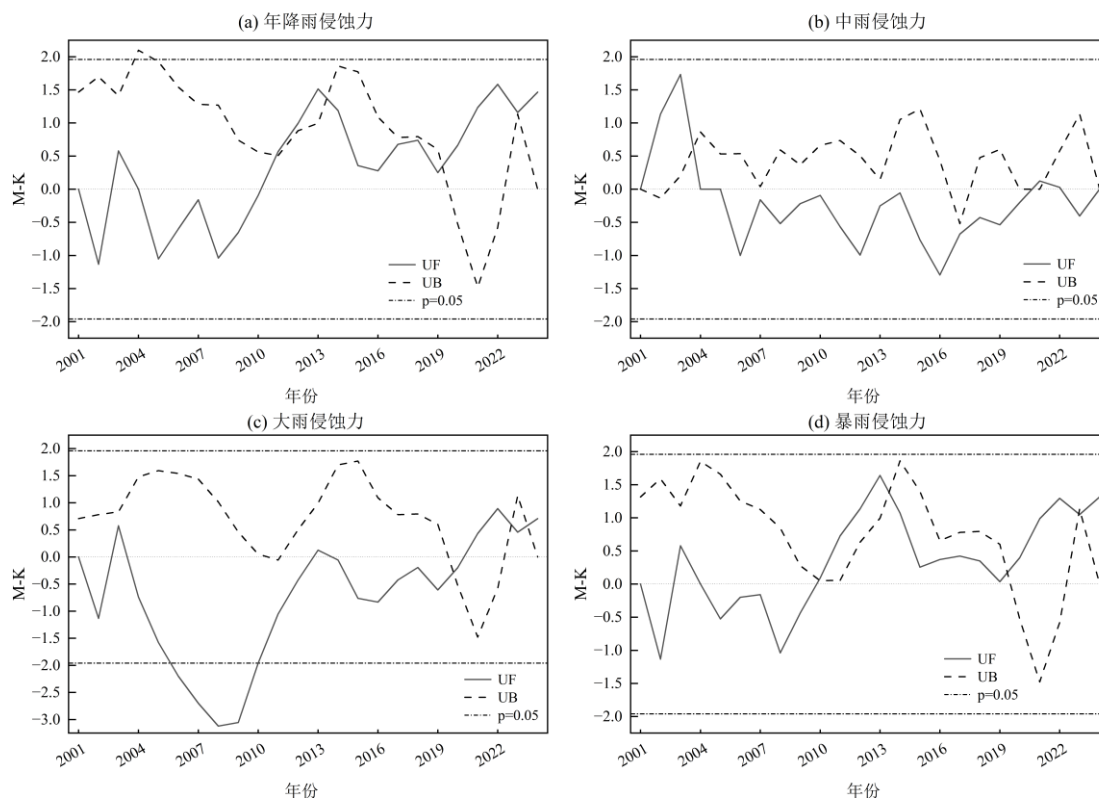


图 5-4 黄土高原不同量级降雨侵蚀力的突变特征

Figure 5-4. Characteristics of rainfall erosivity in different magnitudes of the Loess Plateau.

## 5.2 黄土高原降雨侵蚀力的季节变化特征

### 5.2.1 黄土高原降雨季节性侵蚀力的空间变化特征

从季节降雨侵蚀力来看（图 5-5），春季降雨侵蚀力的空间分布整体呈现西北低、东南高的格局。西北部和北部地区以 $<300 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ 为主，中部地区主要分布在  $300\text{--}500 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ ，南部和东南部地区则多集中于  $500\text{--}700 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ ，局部可达  $700\text{--}1000 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ ，甚至超过  $1000 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ 。整体来看，春季降雨侵蚀力空间梯度较为明显，但高值区范围相对有限，主要沿南缘分布。夏季降雨侵蚀力的空间分异最为显著，整体仍表现为西北低、东南高。西北部大部分地区以 $<1000 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ 为主，中部地区多分布于  $1000\text{--}2500 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ ，东部、东南部及南部局部地区则主要集中在  $2500\text{--}3500 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ ，局部超过  $3500 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ 。其高值区分布范围最广，是全年降雨侵蚀力的主要贡献季节。秋季降雨侵蚀力同样呈现明显的空间梯度特征，但高值区集中性较夏季更强。西北部和北部地区主要以 $<600 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ 为主，中部地区多分布于  $600\text{--}900 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ ，南

部、东南部及东部局部地区则主要集中在  $900\text{--}1200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$  和  $1200\text{--}1500 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ ，局部超过  $1500 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ 。秋季高值区主要沿南缘和东南缘集聚分布。相比之下，冬季降雨侵蚀力整体最低，空间分布范围也最小。研究区大部分地区以  $<5 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$  为主，仅南缘、东南缘及东部局部地区出现  $5\text{--}10 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$  和  $10\text{--}20 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$  的较高值分布，局部可达  $20\text{--}30 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ ，个别地区  $>30 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ 。总体来看，黄土高原季节降雨侵蚀力均具有明显的空间梯度特征，其中夏季侵蚀力最高、分布范围最广，是区域降雨侵蚀力的主导季节；春季和秋季次之，冬季最低。

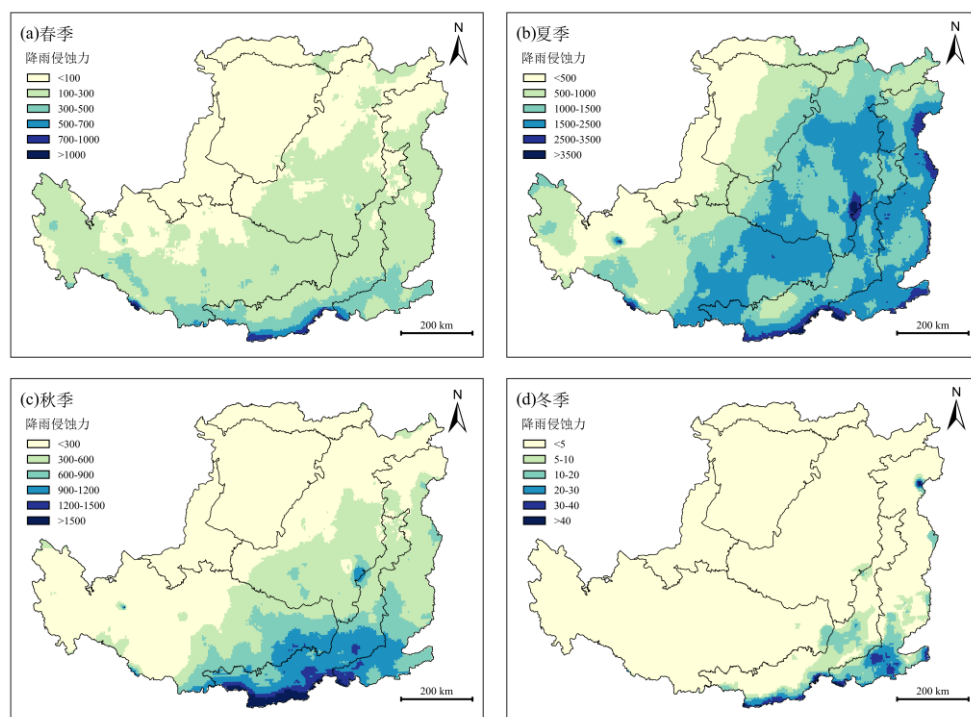


图 5-5 黄土高原季节降雨侵蚀力的空间分布（单位： $\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}$ ）

Figure 5-5. Spatial distribution of seasonal rainfall erosivity in the Loess Plateau.

从季节降雨侵蚀力变化趋势来看，2001–2024 年黄土高原不同季节降雨侵蚀力均表现出一定的空间差异，但变化幅度和分布范围存在明显不同。春季降雨侵蚀力变化整体较弱，大部分地区趋势值接近于 0，主要在  $-200\text{--}200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$  之间，仅南缘局部地区呈现小幅增加趋势，增幅多在  $200\text{--}400 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ ，而北部和西部少数地区则表现为轻微减弱。夏季降雨侵蚀力变化最为显著，空间分异也最明显。研究区南部、东南部及东部局部地区总体呈增加趋势，增幅主要在  $200\text{--}800 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ ，南缘部分地区可达  $800\text{--}1200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ ，局部甚至超过  $1200\text{--}1600 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ ；而西北部、中部及北部部分地区则以减弱趋势为主，变化值多介于  $-200\text{--}-600 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ ，局部  $<-600 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ 。整体上，夏季呈现出较为明显的“南增北减”格局。秋季降

雨侵蚀力变化幅度次于夏季，整体也具有较明显的区域分异特征。研究区南缘、东南部及东部部分地区以增加趋势为主，增幅主要集中在  $200\text{--}600 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ ，南缘局部可达  $600\text{--}800 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ ；而中部、西部及北部部分地区则主要表现为  $-200\text{--}600 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$  的减弱趋势，局部  $< -600 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ 。总体来看，秋季变化格局与夏季相似，但增减幅度均相对较小。相比之下，冬季降雨侵蚀力变化最弱，图中基本未表现出明显增减趋势，说明研究时段内冬季降雨侵蚀力总体较为稳定。总体来看，黄土高原季节降雨侵蚀力变化具有明显的空间非均衡特征，其中夏季变化最显著，秋季次之，春季和冬季变化较弱，表明研究区降雨侵蚀力的年际变化主要受夏季和秋季变化的影响。

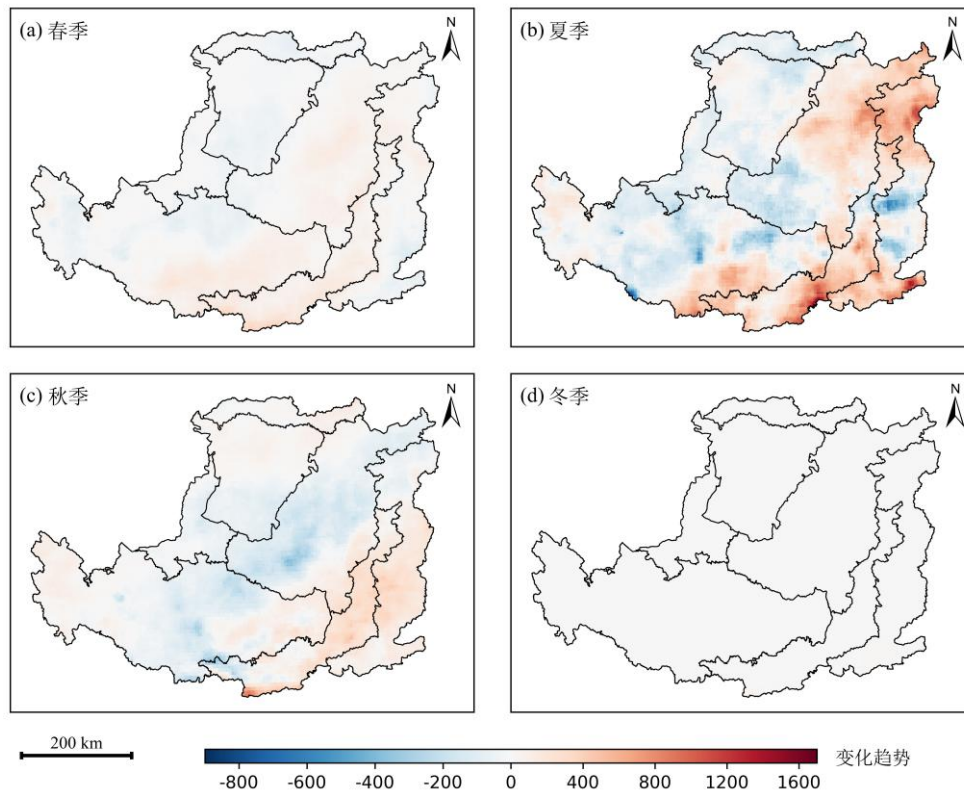


图 5-6 黄土高原季节降雨侵蚀力的变化趋势（单位： $\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ ）

Figure 5-6. Spatial variation trend of seasonal rainfall erosivity in the Loess Plateau.

### 5.2.2 黄土高原季节性降雨侵蚀力的年际变化特征

由图 5-7 可知，黄土高原季节降雨侵蚀力年际变化存在明显差异。整体来看，春、夏、秋、冬四季降雨侵蚀力均表现为波动变化，其中春季、夏季、秋季呈上升趋势，冬季变化趋势较弱。线性拟合结果显示，春季降雨侵蚀力的变化斜率为  $27.05 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ ，夏季为  $93.46 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ ，秋季为  $13.991 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ ，冬季仅为  $0.70 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{season}^{-1}/10\text{a}$ ，表明研究期内夏季降雨侵蚀力增加最为明显，是区域降雨侵蚀力增长的主要季节贡献来源，

而冬季变化基本可以忽略。

从年际波动过程看，春季降雨侵蚀力整体波动幅度较小，多数年份距平在零值附近变化，仅 2001 年为明显负距平，2023 年出现显著正距平峰值，2024 年仍维持较高水平，说明春季侵蚀力虽整体较弱，但近年有增强趋势。夏季降雨侵蚀力波动最为明显，是四季中年际差异最大的季节。2003 年、2013 年、2018 年、2021 年和 2024 年为相对偏高年份，其中 2013 年达到研究期内最高值；而 2002 年、2008 年、2012 年、2015 年和 2023 年则表现为明显负距平，尤其 2015 年降幅最大，说明夏季降雨侵蚀力具有较强的不稳定性。秋季降雨侵蚀力整体也呈现较大波动，2003 年、2011 年、2014 年和 2021 年为偏高年份，其中 2021 年达到峰值，2020 年则出现显著负距平，表明秋季侵蚀力变化具有较强阶段性。相比之下，冬季降雨侵蚀力年际波动最弱，多数年份距平绝对值较小，仅 2003 年、2020 年和 2024 年略有升高，整体变化不明显。

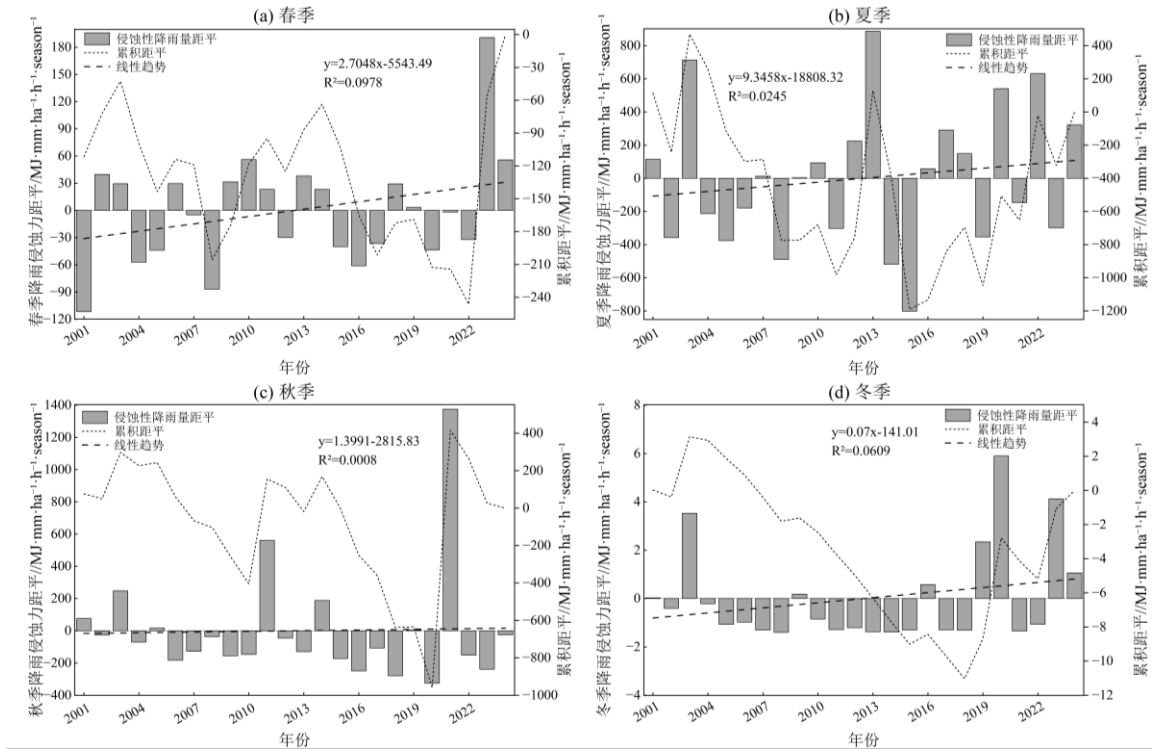


图 5-7 黄土高原季节降雨侵蚀力的年际变化

Figure 5-7. Interannual variation of seasonal rainfall erosivity in the Loess Plateau.

### 5.2.3 黄土高原季节性降雨侵蚀力的突变特征

2001–2024 年黄土高原季节降雨侵蚀力的 M-K 检验结果表明（图 5-8），不同季节突变特征存在明显差异。春季降雨侵蚀力 UF 曲线整体在零值附近波动，2016 年后多数年份转为负值，2024 年再次回升至零值以上；UF 与 UB 曲线虽在研究期内多次出现交点，但均位于显著性界线之间，且 UF 始终未超过 $\pm 1.96$  临界线，说明春季降雨侵蚀力阶段性波动存在，但突变不显著。夏季降雨侵蚀力 UF 曲线前期总体在零值以下波动，2012 年后逐渐升高，2013 年前后短暂转正，2017 年后多数年份维持在零值以上；

UF 与 UB 曲线在 2013 年前后及 2017–2019 年前后于显著性界线之间相交，表明这些时期可能为夏季降雨侵蚀力由偏低向增强转变的潜在突变时段，但其突变同样未达到显著水平。相比之下，秋季和冬季降雨侵蚀力突变特征更为明显。秋季降雨侵蚀力 UF 曲线除个别年份外大多处于零值以下，2006 年后持续下降，并于 2010 年、2018 年和 2020 年前后跌破下侧显著性界线，表明该阶段秋季降雨侵蚀力显著减弱，2010 年之后虽有波动回升，但整体仍呈现不显著下降趋势。冬季降雨侵蚀力 UF 曲线在 2005 年后持续下降，2007–2009 年、2013–2016 年前后跌破下侧显著性界线，呈现显著下降趋势。2016 年之后逐渐回升，至 2024 年接近零值，表明冬季降雨侵蚀力前期显著减弱、后期有所恢复。

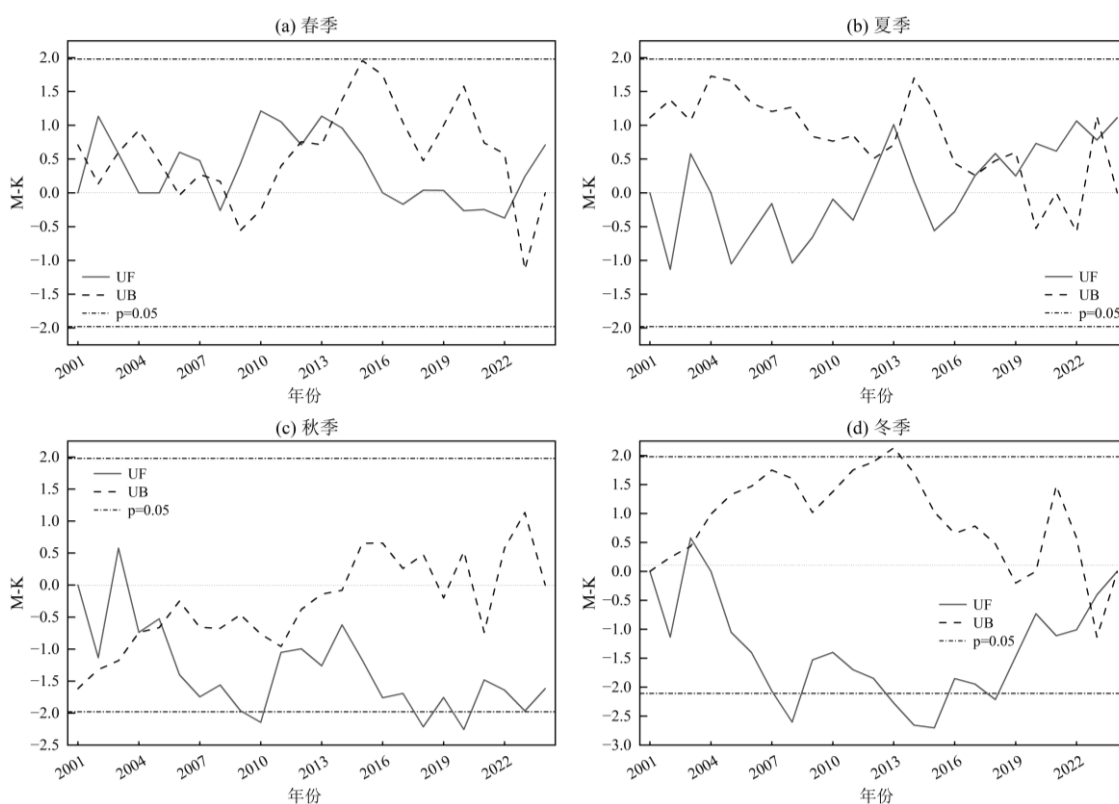


图 5-8 黄土高原季节降雨侵蚀力的突变特征

Figure 5-8. Characteristics of seasonal rainfall erosivity in the Loess Plateau.

### 5.3 降雨侵蚀力雨与极端降雨相关性分析

#### 5.3.1 降雨侵蚀力雨与极端降雨强度指数的关系

从图 5-9 年均降雨侵蚀力与极端降雨强度指数的相关性分析可知：年均降雨侵蚀力与 SDII 拟合方程斜率为 0.0007，达到  $p \leq 0.01$  极显著正相关关系；年均降雨侵蚀力与 Rx5day 拟合方程斜率为 0.0152，也达到  $p \leq 0.01$  极显著正相关关系。从表 5-1 可知，中雨侵蚀力与 SDII 和 Rx5day 的相关系数分别为 0.36 和 0.52，分别达到  $p \leq 0.05$  和  $p \leq 0.01$

显著水平;大雨侵蚀力与 SDII 和 Rx5day 的相关系数分别为 0.55 和 0.53,均达到  $p \leq 0.01$  极显著水平;暴雨侵蚀力与 SDII 和 Rx5day 的相关系数分别为 0.63 和 0.64,均达到  $p \leq 0.01$  极显著水平。

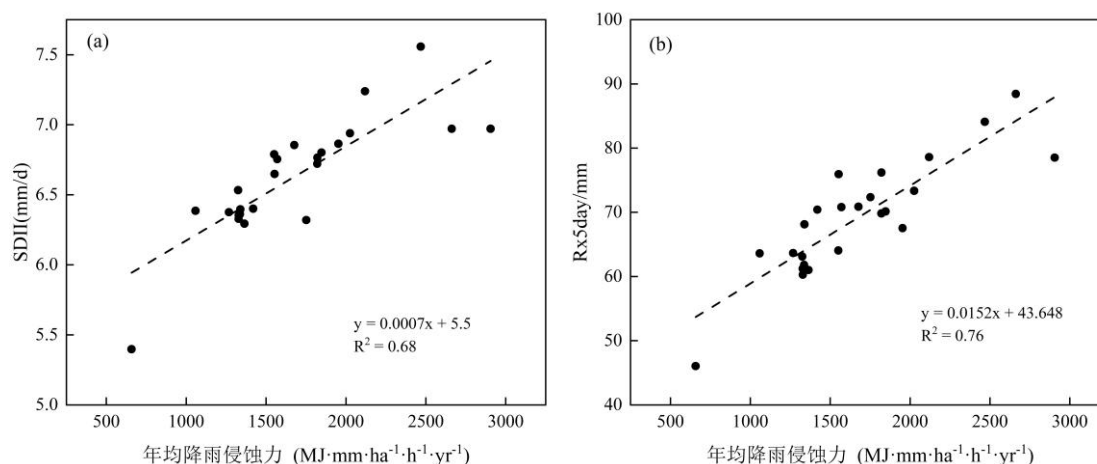


图 5-9 黄土高原年均降雨侵蚀力与 SDII、Rx5day 的相关分析

Figure 5-9. Correlation analysis between annual average rainfall erosivity and SDII、Rx5day in the Loess Plateau.

表 5-1 黄土高原不同量级降雨侵蚀力与 SDII、Rx5day 的相关分析

Table 5-1. Correlation analysis between rainfall erosivity of different magnitudes and SDII、Rx5day in the Loess Plateau.

极端降雨强度指数	SDII	Rx5day
降雨侵蚀类型		
中雨侵蚀力	0.36*	0.52**
大雨侵蚀力	0.55**	0.53**
暴雨侵蚀力	0.63**	0.64**

其中: \*代表  $p \leq 0.05$ ; \*\*代表  $p \leq 0.01$

### 5.3.2 降雨侵蚀力雨与极端降雨连续指数的关系

由图 5-10 可知,年均降雨侵蚀力与连续降雨日数指数(CWD)总体呈现出微弱负相关关系,其线性拟合斜率-0.00005,未通过显著性检验,CWD 对降雨侵蚀力空间差异的解释作用十分有限。从表 5-2 可知,中雨侵蚀力与 CWD 呈弱正相关,相关系数为 0.16,但未达到显著水平;大雨侵蚀力与暴雨侵蚀力均与 CWD 呈极弱负相关,相关系数均为-0.02,同样未达到显著水平。由此可见,CWD 与不同等级降雨侵蚀力之间均未表现出显著相关关系,其中中雨侵蚀力相关程度略高于大雨和暴雨侵蚀力,而大雨侵蚀力与暴雨侵蚀力和 CWD 的相关性基本一致。

从指标内涵来看,CWD 主要反映连续湿润日维持时间的长短,强调降雨过程的持续性;而降雨侵蚀力则更多取决于降雨强度、雨滴动能及降雨过程的集中程度,对短历

时强降雨事件更为敏感。因此,连续降雨日数较多并不意味着降雨侵蚀力一定较高。相反,连续性降雨过程往往以小雨或中雨为主,虽然持续时间较长,但单位时间降雨强度较低,难以形成较强的雨滴打击作用和坡面径流,其侵蚀效应相对有限。

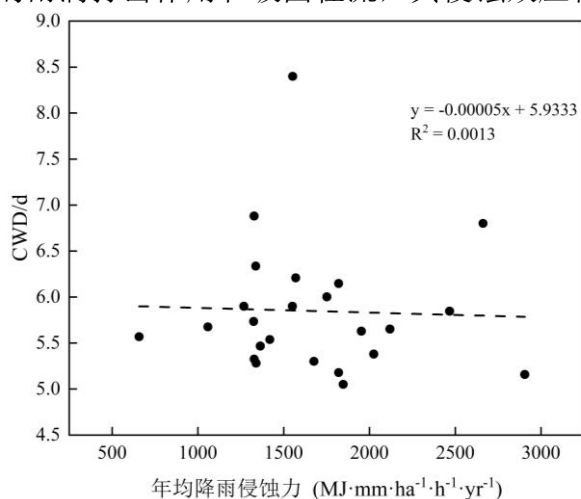


图 5-10 黄土高原年均降雨侵蚀力与 CWD 的相关分析

Figure 5-10. Correlation analysis between annual average rainfall erosivity and CWD in the Loess Plateau.

表 5-2 黄土高原不同量级降雨侵蚀力与 CWD 的相关分析

Table 5-2. Correlation analysis between rainfall erosivity of different magnitudes and CWD in the Loess Plateau.

降雨侵蚀类型	极端降雨连续指数	CWD
中雨侵蚀力		0.16
大雨侵蚀力		-0.02
暴雨侵蚀力		-0.02

### 5.3.3 降雨侵蚀力雨与极端降雨相对指数的关系

从图 5-11 年均降雨侵蚀力与极端降雨相对指数的相关性分析可知:年均降雨侵蚀力与 R95pTOT 拟合方程斜率为 0.0684, 达到  $p \leq 0.01$  极显著正相关关系;年均降雨侵蚀力与 R99pTOT 拟合方程斜率为 0.0506, 也达到  $p \leq 0.01$  极显著正相关关系。从表 5-3 可知,中雨侵蚀力与 R95pTOT 和 R99pTOT 的相关系数分别为 0.70 和 0.39, 均达到  $p \leq 0.01$  极显著水平;大雨侵蚀力与 R95pTOT 和 R99pTOT 的相关系数分别为 0.60 和 0.81, 均达到  $p \leq 0.01$  极显著水平;暴雨侵蚀力与 R95pTOT 和 R99pTOT 的相关系数分别为 0.66 和 0.89, 均达到  $p \leq 0.01$  极显著水平。整体来看,中雨侵蚀力与 R95pTOT 的相关性最高,大雨侵蚀力和暴雨侵蚀力与 R99pTOT 的相关性更强,其中暴雨侵蚀力与 R99pTOT 的相关性最强。

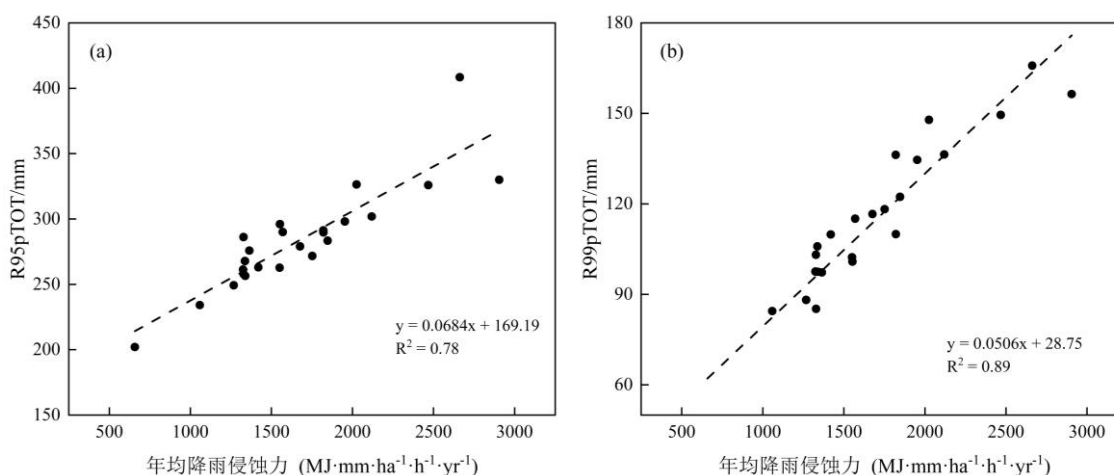


图 5-11 黄土高原年均降雨侵蚀力与 R95pTOT、R99pTOT 的相关分析

Figure 5-11. Correlation analysis between annual average rainfall erosivity and R95pTOT、R99pTOT in the Loess Plateau.

表 5-3 黄土高原不同量级降雨侵蚀力与 R95pTOT、R99pTOT 的相关分析

Table 5-3. Correlation analysis between rainfall erosivity of different magnitudes and R95pTOT、R99pTOT in the Loess Plateau.

极端降雨相对指数 降雨侵蚀类型	R95pTOT	R99pTOT
中雨侵蚀力	0.70**	0.39**
大雨侵蚀力	0.60**	0.81**
暴雨侵蚀力	0.66**	0.89**

其中：\*\*代表  $p \leq 0.01$

## 5.4 讨论

2001–2024 年黄土高原年均降雨侵蚀力总体呈波动增强特征，且大雨和暴雨侵蚀力的增幅明显高于中雨侵蚀力。这一结果与黄土高原已有降雨侵蚀力研究的总体认识一致，即区域降雨侵蚀力在长期变化中常表现出明显波动性，并伴随局地或阶段性增强，而其变化幅度通常高于降雨总量本身的变化幅度。已有研究表明，降雨侵蚀力不仅受降雨量控制，更取决于降雨强度、降雨集中程度及侵蚀能量释放过程，因此当降雨结构向强降雨和极端降雨倾斜时，侵蚀力更容易呈现放大响应 (Dai et al. 2023)。

从空间格局看，黄土高原降雨侵蚀力总体呈现由西北向东南递增的分布格局，高值区主要集中于南缘、东南缘及局部晋陕交界强降雨活跃区域。这一空间特征与黄土高原已有实证研究结果高度一致，Jia et al. (2022) 利用 1965–2019 年站点资料指出，黄土高原多年平均年降雨侵蚀力整体上由东南向西北递减。这种空间分异说明，降雨侵蚀力作为降雨侵蚀动能的综合表征，本质上继承了黄土高原降雨量和强降雨过程的区

域梯度,即东南部水汽条件更好、强降雨更集中,西北部则受干旱半干旱气候约束而整体偏低。从季节尺度看,降雨侵蚀力在年内往往呈现明显季节集中性,其中汛期强对流和暴雨过程频发,是控制全年侵蚀动力变化的关键阶段,夏季约占全年总侵蚀力的 70%。因此,黄土高原侵蚀风险在时间上并非均匀分布,而是高度集中于夏季强降雨活跃期,这也意味着在区域水土保持实践中,应重点关注汛期尤其是 7–9 月的侵蚀防控。

从与极端降雨指数的关系看,降雨侵蚀力与 SDII、Rx5day、R95pTOT 和 R99pTOT 均呈显著或极显著正相关,而与 CWD 的关系明显较弱,其中年均降雨侵蚀力与 R95pTOT 和 R99pTOT 的相关系数分别达到 0.78 和 0.89。这一结果说明,黄土高原降雨侵蚀力变化更多由降雨强度增强和高分位降雨贡献上升所驱动,而不是由连续降雨日数增加所主导。已有研究指出,高强度、短历时和高分位降雨事件通常会显著提高总降雨侵蚀力,而且降雨侵蚀力对降雨分布尾部的响应往往强于对总降雨量变化的响应(李澳等 2024)。由此可以看出,黄土高原降雨侵蚀力具有显著的“少数强事件主导”特征,即区域侵蚀能量并非由全部降雨均匀贡献,而是高度集中于超过高分位阈值的强降雨和极强降雨过程。这类事件通常同时具有较大的降雨量、更高的降雨强度以及更强的径流触发能力,因而能够在短时间内释放更高的雨滴打击能和坡面侵蚀动力(Li et al. 2022)。说明黄土高原夏季短时强降雨频发、侵蚀过程受极端事件主导的气候事实,这个结论也从中国半湿润地区到欧洲温带流域的广泛区域得到证实,为后续针对性开展极端降雨下水土保持措施提供了数据支撑(Wang et al. 2016; Zabaleta et al. 2014)。需要指出的是,R95pTOT 和 R99pTOT 对降雨侵蚀力的高解释度,既反映了黄土高原侵蚀过程对高分位强降雨事件的高度敏感,也与本文采用的日尺度侵蚀力计算方法有关。R95pTOT 和 R99pTOT 本质上表征的是湿日降雨分布尾部的累积贡献,而日尺度 R 因子估算又对较大降雨事件更敏感,因此二者在统计上更容易表现出较强一致性。已有研究指出,降雨侵蚀力估算结果对时间尺度、模型形式及阈值设定具有较高敏感性,不同方法会改变不同等级降雨对总侵蚀力的相对贡献(Piccarreta et al. 2024; Yin et al. 2017)。

## 5.5 本章小结

本章基于校正后的 ERA5-Land 降雨数据,系统分析了 2001–2024 年黄土高原降雨侵蚀力的时空变化特征,重点揭示了年均降雨侵蚀力及不同量级降雨侵蚀力的空间分布、变化趋势、年际波动与突变特征,并探讨了降雨侵蚀力与极端降雨强度指数、连续性指数及相对指数之间的关系。主要结论如下:

(1) 2001–2024 年,黄土高原年均降雨侵蚀力以  $135.07 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}/10\text{a}$  的速率增长,不同量级降雨侵蚀力的变化特征存在明显差异。其中,中雨侵蚀力整体变化

相对平缓并略有下降，而大雨和暴雨侵蚀力均呈上升趋势，且暴雨侵蚀力增幅更为明显，表明近二十余年来黄土高原降雨侵蚀力的增加主要来源于高强度降雨贡献的增强。年际变化上，年降雨侵蚀力的高值年份，也主要与大雨和暴雨侵蚀力的同步偏强密切相关；M-K 检验结果显示，年均降雨侵蚀力及大雨侵蚀力、暴雨侵蚀力均表现出一定的阶段性波动和潜在突变特征，但整体仍以波动增强为主，其中暴雨侵蚀力与年降雨侵蚀力变化趋势相似，是黄土高原降雨侵蚀力突变响应最主要的类型。

(2) 从空间分布来看，黄土高原降雨侵蚀力总体表现为由西北向东南递增的空间格局。不同量级降雨侵蚀力在空间分布上总体与年均降雨侵蚀力保持一致，但贡献程度存在差异，中雨和大雨侵蚀力分布范围较广，是区域降雨侵蚀力的重要组成部分；暴雨侵蚀力高值区则更集中于南部和东南部局部区域，空间集聚特征更加明显。总体而言，黄土高原南部、东南部及局部地形起伏较大地区不仅降雨侵蚀力水平较高，而且高强度降雨贡献更为突出，是区域降雨侵蚀作用最为活跃的核心区域。

(3) 从降雨侵蚀力与极端降雨指数的关系来看，黄土高原降雨侵蚀力变化主要受降雨强度增强和高分位降雨贡献上升的影响。年均降雨侵蚀力与 SDII 和 Rx5day 均呈极显著正相关，且中雨、大雨和暴雨侵蚀力与二者的相关性总体随降雨等级升高而增强，说明降雨强度增加对侵蚀力提升具有直接促进作用。相比之下，CWD 与年均、中雨和暴雨降雨侵蚀力的相关性均呈现不显著负相关，表明连续降雨日数并不是驱动区域降雨侵蚀力变化的主控因子。与此同时，年均降雨侵蚀力及不同量级降雨侵蚀力与 R95pTOT、R99pTOT 均呈极显著正相关，且与 R99pTOT 的联系更强，表明黄土高原降雨侵蚀力对极端强降雨事件具有较高敏感性。

## 第六章 黄土高原土壤侵蚀变化特征及其驱动因素

土壤侵蚀是降雨、地形、土壤、植被覆盖和人为活动等多种因素共同作用的结果，是前述降雨过程和侵蚀动力在地表环境中的综合表现。在前文完成降雨数据校正、侵蚀性降雨与极端降雨分析以及降雨侵蚀力估算的基础上，本章利用校正后 ERA5-Land 降雨数据驱动 RUSLE 模型，分析 2001–2024 年黄土高原土壤侵蚀的时空变化特征，并进一步从极端降雨事件和土地利用变化两个角度探讨其对土壤侵蚀的影响。同时，结合地理探测器方法分析各侵蚀因子对土壤侵蚀空间分异的解释力及交互作用特征，以识别黄土高原土壤侵蚀的主导驱动因子及其响应机制。

### 6.1 土壤侵蚀强度变化特征

#### 6.1.1 黄土高原土壤侵蚀模拟精度检验

本文通过 2006–2012 年黄河支流 15 个水文站的实测输沙量数据与模拟结果之间的相关系数  $R$  和 NSE 系数，验证 RUSLE 模拟结果的准确性（表 6-1）。结果表明：15 个支流水文站与 RUSLE 模型模拟结果的相关系数  $R$  为 0.22–0.94。其中，有 9 个支流的  $R > 0.60$ 、有 8 个支流具有极显著的相关性（ $p < 0.01$ ）。陈梨天和龙头拐的 NSE 系数接近 1，6 个支流 NSE 系数介于 0.3–0.7，3 个支流 NSE 系数介于 0–0.3。结果说明，基于 ERA5-Land 校正降雨驱动的 RUSLE 模型在多数验证流域能够较好反映区域侵蚀变化趋势，然而，针对部分 NSE 系数为负的流域，模拟值与实测值的偏差较大，其表现甚至低于观测均值的基准估计。这表明在该尺度下，RUSLE 模型的适用性存在显著的空间异质性。

从模型适用范围看，RUSLE 模拟结果更适用于以坡面水蚀为主、产沙过程与降雨侵蚀力联系较为直接的流域，在此类区域中，降雨、地形、土壤和植被因子对侵蚀模数的解释能力较强，因此模型能够较好反映侵蚀变化趋势，相关系数  $R$  和 NSE 系数均保持较高。相较之下，在存在明显沟蚀、重力侵蚀、淤地坝拦沙、人类工程调控或风水复合侵蚀的流域中，RUSLE 的模拟能力明显下降。其原因在于 RUSLE 本质上是经验型坡面侵蚀模型，主要刻画土壤剥蚀过程，并不直接模拟沟道侵蚀、泥沙输移、库坝拦截以及风蚀等过程，因此当实测输沙量或换算侵蚀模数受到这些额外过程强烈影响时，模型结果就可能出现偏差，甚至导致 NSE 为负。例如，大宁、会宁等流域模拟效果较差，可能与丘陵沟壑区淤泥坝建设后下游输沙过程被显著改变有关（Zeng et al. 2024）。

表 6-1 水文站对 RUSLE 模型性能的验证结果

Table 6-1. Validation of RUSLE model performance against observed sediment yield data.

ID	水文站	面积/km <sup>2</sup>	R	NSE
1	巴彦高勒	251079	0.42*	0.21
2	陈梨天	184	0.94**	0.81
3	大宁	3992	0.22	-9.81
4	大武口	528	0.70**	0.66
5	郭城驿	5473	0.86**	0.64
6	后大成	4102	0.74**	0.67
7	黄埔	3175	0.53*	0.16
8	会宁	991	0.74**	-1.52
9	旧县	1562	0.73**	0.33
10	林家坪	1873	0.28	-6.40
11	龙头拐	1145	0.82**	0.74
12	清水	689	0.31	-0.56
13	王道恒塔	3839	0.76**	0.68
14	杨家坡	283	0.49*	0.04
15	子长	913	0.61*	0.42

其中：\*代表  $p \leq 0.05$ ；\*\*代表  $p \leq 0.01$

## 6.1.2 ERA5-Land 驱动黄土高原土壤侵蚀结果

### 6.1.2.1 黄土高原土壤侵蚀驱动因子空间分布特征

2001 - 2024 年黄土高原各因子空间分布见图 6-1 (a-e)。校正后的 ERA5-Land 降雨数据计算得到的 R 因子呈现从东南向西北明显下降趋势，与降雨的空间分布一致，具有显著的空间异质性。整个研究区的 R 因子为  $1674.50 \text{ MJ} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$ ，高值区域（R 因子  $> 5000 \text{ MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$ ）主要集中在南部黄土高原，与该地区频繁的夏季暴雨密切相关；西北部地区 R 因子较低（R 因子  $< 1000 \text{ MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$ ），相应的这些地区降雨稀少。

C 因子呈从东南向西北逐渐增加的梯度。在黄土高原东南部的土石山区，由于森林覆盖良好，C 因子普遍维持在 0.05 以下的较低水平这些地区茂密的植被有效拦截降雨，显著降低了土壤侵蚀风险。而在中部的黄土丘陵沟壑区，如延安、庆阳一带，经过多年退耕还林工程实施，C 因子已从 2001 年的 0.3-0.4 下降至 2024 年的 0.1-0.2，反映出植被恢复的显著成效。西北部的干旱半干旱区呈现明显不同的特征，C 因子多在 0.2-0.3 之间波动，局部坡耕地仍保持较高值。最西北部的荒漠沙地区，如宁夏中卫、甘肃白银和毛乌素沙地等，由于植被稀疏，C 因子普遍高于 0.35，成为土壤侵蚀的高风险区。

P 因子的空间分布格局表现出显著的区域异质性特征，其低值区（ $P < 0.5$ ）主要集中在以下三类典型地理分区：1) 具有完善灌溉系统的农耕区，该区域通过梯田化改

造和集约化管理显著提升了水土保持效能；2) 主要河流的河谷平原区，得益于平坦地形和人工防护林体系的双重作用；3) 部分土石山区，由于原生植被保存良好和枯落物层发达，形成持续稳定的低侵蚀环境。这三类区域的共同特征是具备结构性植被覆盖与人为管理措施的协同防护体系，使得 P 因子较周边区域降低 40–80%。

K 因子的空间分布总体较为平稳，并未呈现出特别突出的大范围高低分异格局，而是以局部差异为主。相对高值区主要分布于研究区西部、西南部及中部局部地区，这些区域土壤质地相对疏松，抗冲抗蚀能力较弱，在外界侵蚀动力作用下更易发生土壤剥蚀；而北部、东北部及东南部部分区域 K 因子相对较低，表明其土壤结构稳定性和抗蚀性相对较强。

LS 因子的空间分布则表现出明显的地形主导特征。整体上，研究区中部、北部及东北部山地丘陵沟壑发育区域 LS 因子较高，反映出这些地区坡长较长、坡度较大，地形起伏显著，水流汇集和坡面侵蚀过程更为强烈；而西部及南部部分地势相对平缓区域 LS 因子较低，说明其坡面径流冲刷能力和地形放大效应相对较弱。由于 LS 因子直接反映坡度与坡长对侵蚀过程的增强作用，因此其高值区往往对应黄土高原沟壑密集、地表破碎度较高的典型地貌单元。

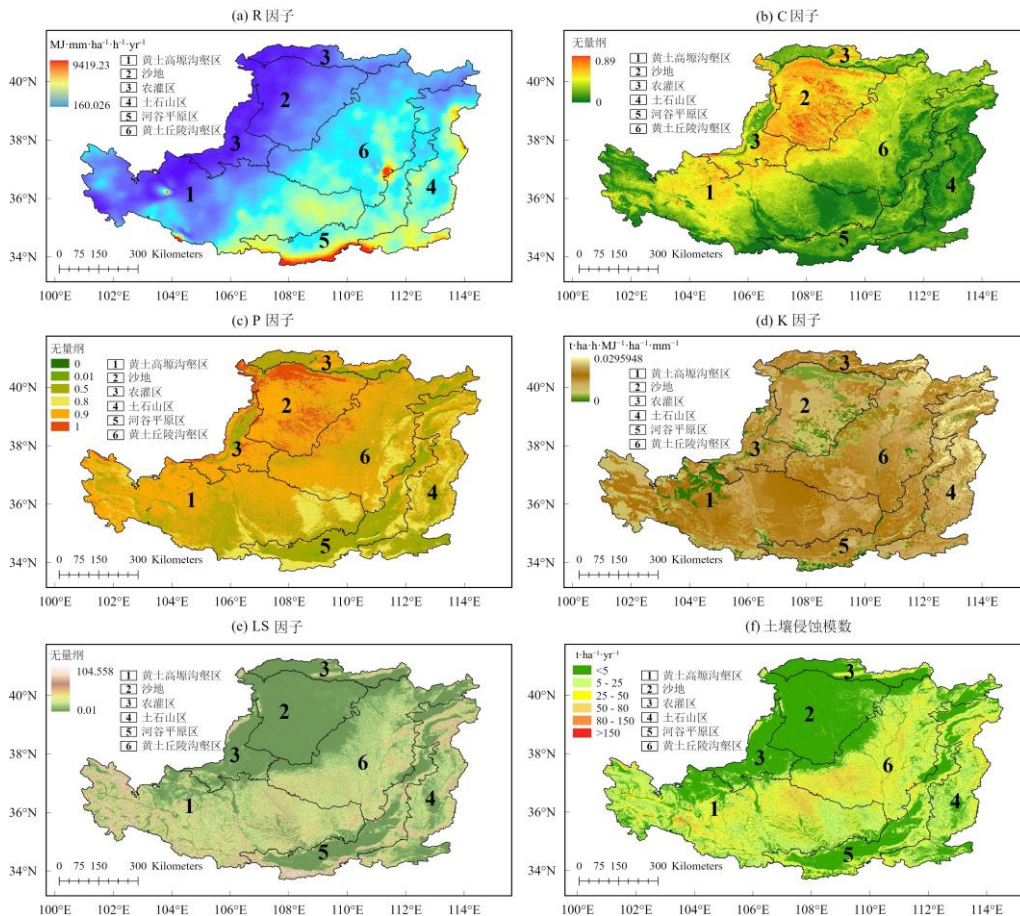


图 6-1 2001–2024 年黄土高原各因子的空间分布及年均土壤侵蚀速率

Figure 6-1. Spatial pattern of each factor and mean soil erosion rate in the Loess Plateau in 2001–2024.

## 6.1.2.2 黄土高原不同分区土壤侵蚀模数时空变化特征

依照《土壤侵蚀分类分级标准》(SL190-2007)将土壤侵蚀程度分为6个等级:微度侵蚀( $A < 5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ )、轻度侵蚀( $5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1} \leq A < 25 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ )、中度侵蚀( $25 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1} \leq A < 50 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ )、强烈侵蚀( $50 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1} \leq A < 80 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ )、极强烈侵蚀( $80 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1} \leq A < 150 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ )和剧烈侵蚀( $A \geq 150 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ )。根据各因子分布的空间耦合,2001–2024年黄土高原的年均土壤侵蚀空间分布如上图6-1(f)所示,年均土壤侵蚀速率为 $14.44 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ,主要以微度侵蚀为主,占区域面积的45.12%,其次为轻度,占区域面积的33.86%,约6.2%的地区受到强烈及以上程度的侵蚀。空间分布显示宁南与定西地区侵蚀强度最高,而传统意义上的泥沙集中来源区侵蚀模数相对一般。这种差异可能源于RUSLE模型仅估算坡面侵蚀量,而未包含沟蚀及泥沙输移过程。此外,内蒙古十大孔兑地区以砂质土壤为主,入渗能力强,水蚀过程相对较弱,且风蚀在该区占重要地位,而RUSLE未考虑风蚀因素。这就导致模型结果与传统泥沙来源认知之间存在一定差异,这反映了侵蚀类型、输沙效率与模型结构之间的尺度差异。整体来看,黄土高原土壤侵蚀表现出显著的空间异质性,呈现出“黄土丘陵沟壑区 > 黄土高塬沟壑区 > 土石山区 > 河谷平原区 > 农灌区 > 沙地”的大小规律(图6-2)。

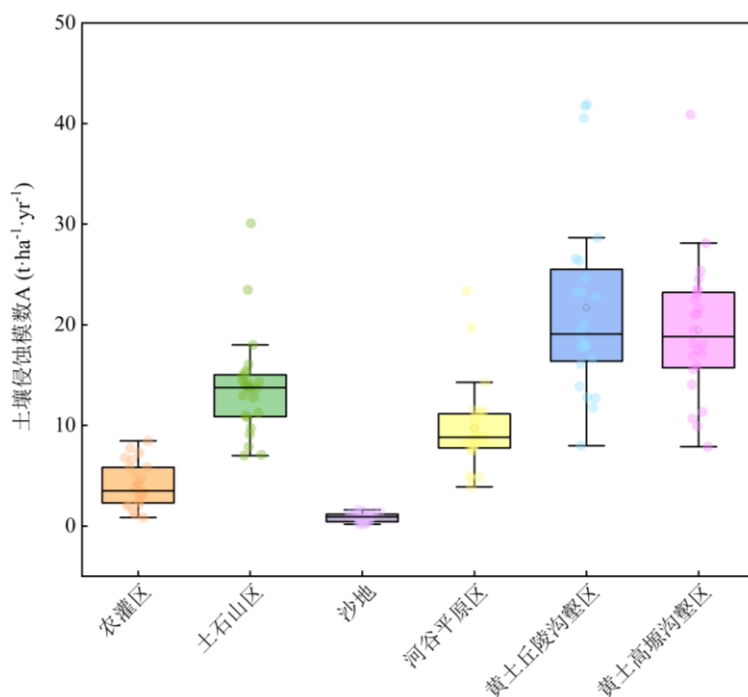


图 6-2 2001–2024 年黄土高原不同分区土壤侵蚀模数分布特征

Figure 6-2. Distribution characteristics of soil erosion modulus in different regions of the Loess Plateau in 2001–2024.

从年际变化分析,2001–2024年黄土高原不同分区土壤侵蚀速率均呈波动下降趋势,但不同分区年际变化幅度存在明显差异。由图6-3可知,黄土丘陵沟壑区始终是侵蚀最强烈的区域,年际波动也最为显著,2001年侵蚀速率达到 $41.93 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ,2003年和

2013年再次出现高值，之后总体下降，并在2015年降至阶段性低值 $7.97\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，随后虽有回升，但整体仍低于研究初期水平。黄土高原沟壑区侵蚀速率次之，2003年达到峰值 $40.97\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，之后总体呈下降波动，2015年同样降至低值 $7.89\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，近年有所回升。土石山区整体处于中等水平，年际变化相对平稳，但在2021年出现明显升高，达到 $30.02\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ 。河谷平原区侵蚀速率总体较低，多数年份维持在 $8\text{--}12\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ 之间，2021年短暂升至 $23.29\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ 。农灌区和沙地区域侵蚀速率最低，其中农灌区多数年份低于 $8\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，沙地则长期维持在 $2\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ 以下，波动最弱。其中黄土丘陵沟壑区和黄土高原沟壑区显著下降（ $p<0.05$ ），减小率分别为 $-0.56\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ 和 $-0.47\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，说明两类沟壑地貌区仍是黄土高原土壤侵蚀变化最敏感、治理任务最突出的区域。河谷平原区、农灌区、沙地和土石山区呈不显著下降趋势，分别为 $-0.05\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ 、 $-0.08\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ 、 $-0.01\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ 和 $-0.01\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ 。总体而言，2001–2024年黄土高原各分区土壤侵蚀速率虽整体有所减弱，但高侵蚀区与低侵蚀区之间的区域差异仍然显著。

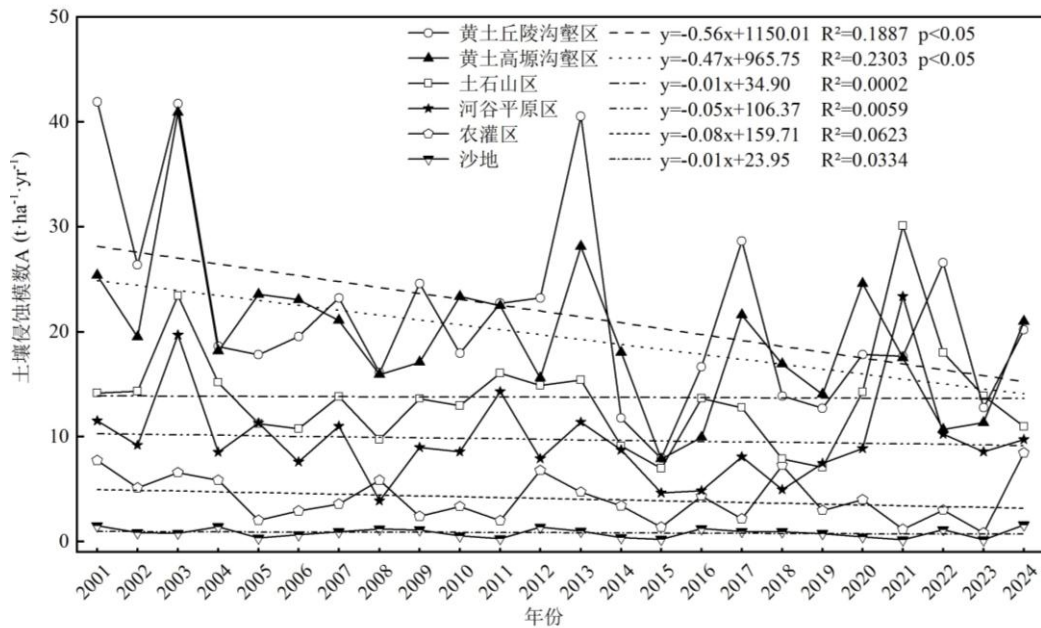


图 6-3 2001–2024 年黄土高原生态分区的土壤侵蚀模数年际变化趋势

Figure 6-3. Interannual variation trends in soil erosion models for ecological subregions of the Loess Plateau in 2001–2024.

### 6.1.3 极端降雨事件对黄土高原土壤侵蚀的影响

#### 6.1.3.1 极端降雨驱动的降雨侵蚀力特征

从第五章的结论可知，降雨侵蚀力与极端降雨相对指数的相关性更强，所以在本小节使用 R95pTOT 和 R99pTOT 两个极端降雨指数来定量分析黄土高原极端降雨事件。2001–2024 年 ERA5-Land 降雨驱动的月降雨侵蚀力呈现显著的单峰特征，与黄土高原

降雨季节分布特征高度契合（图 6-4）。6–8 月是降雨侵蚀力的峰值期，月均 R 因子显著高于其他月份，夏季降雨侵蚀力 R 因子约占年降雨侵蚀力 R 因子的 70%，而 11 月至次年 3 月的 R 因子值极低，形成“夏高冬低”的鲜明格局。其中，极端降雨对侵蚀力的贡献占据绝对主导地位：强降雨 R95pTOT 驱动的月均 R 因子，在全年各月份均占总 R 因子的 90%以上，其中夏季贡献占比高达 99%，意味着该时段几乎所有降雨侵蚀力均由强降雨事件贡献。极强降雨 R99pTOT 的贡献也极为突出，其月均 R 因子占夏季的总 R 因子达 50%以上，表明单次极强降雨事件就能产生可观的侵蚀能量。

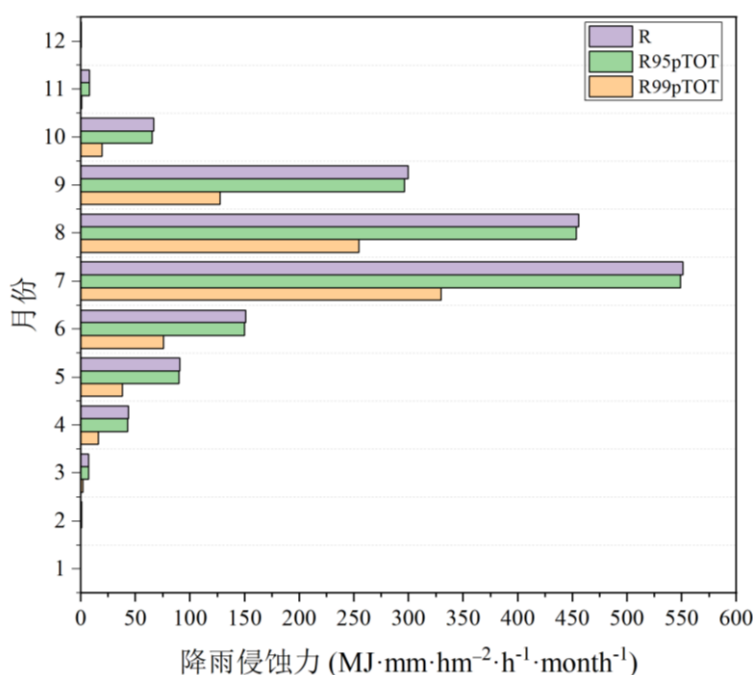


图 6-4 黄土高原极端降雨（R95pTOT 和 R99pTOT）的降雨侵蚀力与总降雨侵蚀力的月度对比

Figure 6-4. Contrasting monthly patterns of the total R factor and the R factor from extreme rainfall (R95pTOT and R99pTOT) in the Loess Plateau

### 6.1.3.2 极端降雨事件驱动的降雨侵蚀力对土壤侵蚀的贡献

由图 6-5 可知，极端降雨事件驱动的降雨侵蚀力对黄土高原土壤侵蚀具有显著控制作用，且不同等级极端降雨的影响强度存在明显差异。2001–2024 年，基于 R95pTOT 降雨侵蚀力计算得到的土壤侵蚀模数与基于总侵蚀性降雨计算的土壤侵蚀模数几乎同步变化，二者柱状值在各年份高度接近，其对应比例始终维持在接近 100%的高水平，说明黄土高原土壤侵蚀模数主要由强降雨事件所驱动。也就是说，区域土壤侵蚀的总体变化过程，在很大程度上可以由 R95pTOT 所表征的强降雨侵蚀力来刻画，表明强降雨事件是形成土壤侵蚀的主导降雨类型。相比之下，基于 R99pTOT 降雨侵蚀力计算的土壤侵蚀模数明显低于前两者，但其年际变化仍与总土壤侵蚀模数具有较好一致性，说明极强降雨事件虽然不是全部侵蚀过程的唯一来源，却是影响土壤侵蚀波动的重要驱动因子。从贡献比例看，R99pTOT 驱动的土壤侵蚀模数大致占总侵蚀模数的 50%–

60%，表明极强降雨事件对黄土高原土壤侵蚀具有较高贡献，尤其在部分高值年份，其放大作用更为明显。这说明极强降雨发生频次虽低，但由于降雨强度大、动能强、产流快，往往能够在短时间内显著增强坡面冲刷和泥沙输移，从而对土壤侵蚀过程产生突出的强化作用。

从年际变化特征来看，2003年、2013年等总土壤侵蚀模数较高的年份，R95pTOT和R99pTOT驱动下的土壤侵蚀模数也同步升高，表明在强降雨和极强降雨侵蚀力共同增强的背景下，区域土壤侵蚀显著加剧；而2015年总侵蚀模数降至研究期低值时，R99pTOT驱动的土壤侵蚀模数及其占比也同步降至低谷，说明该年极强降雨侵蚀力偏弱，土壤侵蚀过程相对缓和。总体而言，R95pTOT对应的强降雨侵蚀力决定了黄土高原土壤侵蚀的总体规模，而R99pTOT对应的极强降雨侵蚀力则更多体现为对侵蚀强度年际波动的显著放大效应，是引发高侵蚀年份的重要驱动因素。

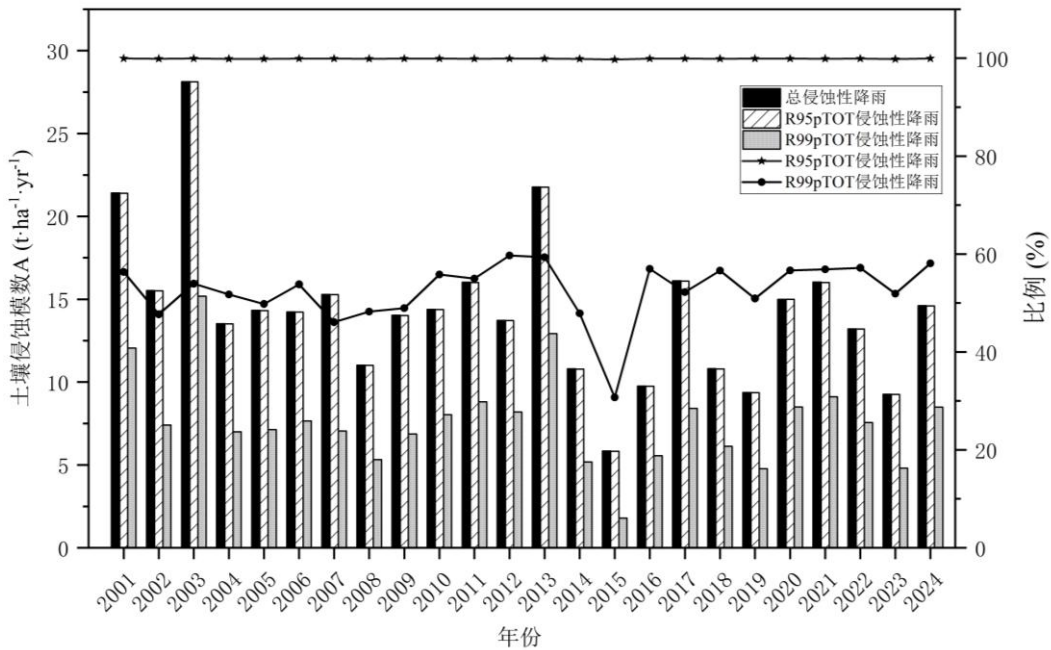


图 6-5 2001–2024 年黄土高原极端降雨事件对土壤侵蚀的贡献

Figure 6-5. Contribution of extreme rainfall events to soil erosion on the Loess Plateau in 2001–2024.

#### 6.1.4 土地利用变化对黄土高原土壤侵蚀的影响

从土地利用结构变化看(表 6-2)，研究期内耕地面积总体由 31.76% 下降至 29.12%，林地由 12.56% 持续增至 15.37%，裸地由 4.49% 降至 2.55%，草地始终保持在 48%~50% 左右，人造地表则由 1.65% 增至 3.29%。图 6-6 进一步表明，黄土高原土地利用转移主要表现为部分耕地、裸地向林地和草地转化，这说明研究期内区域植被覆盖总体有所改善，地表保护能力增强。单从土地利用变化方向来看，这种“减耕增林、减裸增草”的格局总体有利于减弱降雨对地表的直接打击和坡面径流冲刷，从而降低土壤侵蚀风险。

表 6-2 2001–2024 年黄土高原各土地利用类型面积占比 (%)

Table 6-2. The proportion of land use types in the Loess Plateau in 2001–2024. (%)

土地利用类型	2001	2004	2007	2010	2013	2016	2019	2022	2024
耕地	31.76	30.62	30.35	29.50	29.14	28.61	28.90	29.71	29.12
林地	12.56	12.78	13.26	13.58	14.01	14.21	14.65	15.15	15.37
灌木地	0.62	0.61	0.50	0.41	0.39	0.38	0.33	0.30	0.32
草地	48.52	49.72	49.58	50.38	50.22	50.56	49.65	48.43	48.86
水体	0.37	0.40	0.43	0.45	0.48	0.47	0.49	0.475	0.46
裸地	4.49	3.99	3.76	3.31	3.11	2.92	3.01	2.74	2.55
人造地表	1.65	1.86	2.09	2.34	2.62	2.82	2.96	3.17	3.29

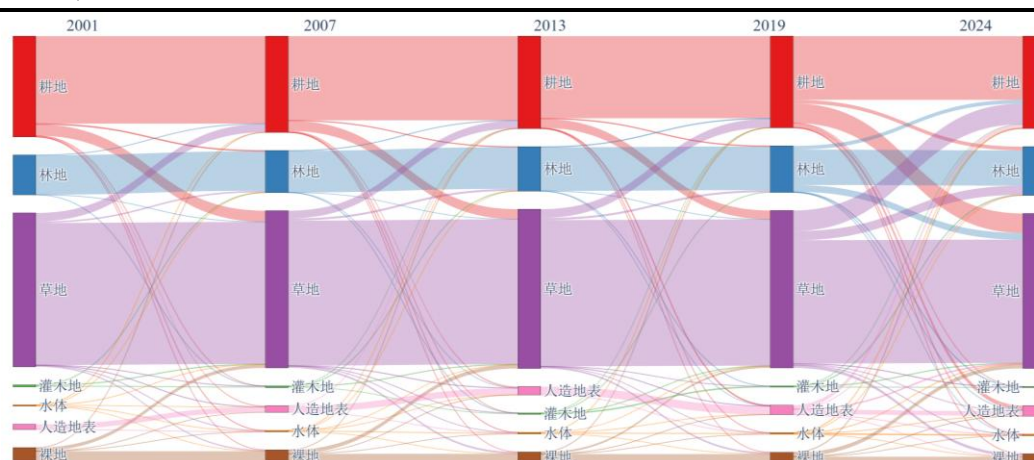


图 6-6 2001–2024 年黄土高原主要土地利用类型转移桑基图

Figure 6-6. The mulberry base map of main land use types transfer in the Loess Plateau in 2001–2024.

从不同土地利用类型的土壤侵蚀模数看(表 6-3),各类型侵蚀强度差异明显。2001–2024 年草地土壤侵蚀模数整体最高,多数年份维持在  $15 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$  以上,2003 年和 2013 年分别达到  $38.55$  和  $31.03 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ; 林地和灌木地次之,整体也处于较高水平,尤其林地在 2003 年和 2021 年分别达到  $30.45$  和  $35.88 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ , 灌木地在 2003 年和 2021 年分别达到  $27.25$  和  $28.29 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ; 耕地侵蚀模数总体低于草地、林地和灌木地,但仍明显高于裸地与人造地表; 裸地侵蚀模数相对较低,多数年份在  $2\text{--}5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$  之间,2024 年升至  $7.47 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ; 水域基本不产生侵蚀,人造地表侵蚀模数最低。需要指出的是,这里反映的是各土地利用类型在黄土高原实际地形、坡度、降雨和覆盖条件共同作用下的侵蚀结果,并不意味着草地、林地本身比耕地更易侵蚀,而更多说明草地在黄土高原广泛分布于丘陵沟壑等侵蚀敏感区,因此在区域尺度上表现出较高侵蚀模数。

结合各土地利用类型面积占比与侵蚀模数综合分析,草地对黄土高原土壤侵蚀格局的影响最为突出。一方面,草地面积占比始终最高;另一方面,其土壤侵蚀模数在各类型中也长期处于高位,因此草地是区域土壤侵蚀贡献的主体类型。耕地虽然侵蚀模数

不及草地和林地,但由于面积占比长期接近 30%,仍是影响区域土壤侵蚀的重要来源。随着耕地面积减少,其对总侵蚀的贡献总体有所下降。林地面积持续增加,按一般规律有利于增强水土保持能力,但从结果上看,林地侵蚀模数并未同步降低,说明新增林地可能更多分布在坡度较大、侵蚀背景较强区域,因此其生态恢复效应在短期内尚未完全转化为侵蚀模数的显著下降。裸地面积虽持续减少,但由于其面积基数本就较小,对区域整体侵蚀的影响相对有限;不过裸地减少仍意味着高敏感侵蚀下垫面缩小,对区域侵蚀减弱具有积极意义。人造地表面积虽有所增加,但侵蚀模数极低,总体上对区域平均侵蚀强度贡献较小。

表 6-3 2001–2024 年黄土高原各土地利用类型侵蚀模数 (单位:  $t \cdot ha^{-1} \cdot yr^{-1}$ )

Table 6-3. Erosion modulus of different land use types in the Loess Plateau in 2001–2024. (units:  $t \cdot ha^{-1} \cdot yr^{-1}$ )

土地利用类型	2001	2004	2007	2010	2013	2016	2019	2022	2024
耕地	12.04	8.12	8.62	8.69	10.99	4.73	4.85	6.43	7.14
林地	17.47	14.02	14.98	17.19	20.31	11.24	11.07	19.99	18.26
灌木地	18.44	17.53	15.91	17.25	21.39	15.80	11.76	25.02	19.82
草地	31.28	18.29	21.28	18.60	31.03	13.16	12.56	16.84	19.52
水体	0	0	0	0	0	0	0	0	0
裸地	3.42	2.90	2.94	3.35	3.52	4.89	3.76	4.10	7.47
人造地表	0.06	0.04	0.05	0.04	0.06	0.03	0.03	0.06	0.04

## 6.2 黄土高原土壤侵蚀对各侵蚀因子的响应分析

### 6.2.1 单因子分析

黄土高原土壤侵蚀影响因子中(表 6-4),多年平均  $q$  值最高的为 LS 因子(0.3733),其次为 R 因子 (0.1345), P、K 和 C 因子的多年平均  $q$  值分别为 0.0755, 0.0597, 0.0340。该结果表明,黄土高原土壤侵蚀的主控因子为 LS 因子和 R 因子。不同时间段,各影响因子最大值与最小值的差值存在较大差异。其中, R 因子和 LS 因子的  $q$  值年际差异最大,分别为 0.1735、0.1668; P 因子和 K 因子的  $q$  值年际差异相对较小。

表 6-4 2001–2024 年各土壤侵蚀影响因子  $q$  值

Table 6-4. Statistics of the  $q$  values for different influence factors in 2001–2024.

侵蚀因子	最大值	最小值	均值
R 因子	0.2255	0.0520	0.1345
P 因子	0.1432	0.0550	0.0755
C 因子	0.1285	0.0168	0.0340
LS 因子	0.4489	0.2821	0.3733
K 因子	0.0919	0.0289	0.0597

图 6-7 为 2001–2024 年黄土高原各土壤侵蚀影响因子  $q$  值时程变化特征。整体来看, 各因子的  $q$  值存在明显差异, 其中 LS 因子  $q$  值最高, 整体在 0.28–0.45 之间波动, 说明其对土壤侵蚀空间分异的解释力最强; R 因子次之,  $q$  值大致在 0.09–0.23 之间; P、K 和 C 因子的  $q$  值整体较低, 分别约在 0.06–0.14、0.03–0.09 和 0.01–0.07 之间。趋势上看, P 因子呈显著增长趋势 ( $p<0.01$ ), 增长率为 0.013/10a; K 因子呈显著减小趋势 ( $p<0.01$ ), 减小率为 0.012/10a。相比之下, R 因子、LS 因子和 C 因子均表现为不显著上升趋势, 其增长率分别为 0.016/10a、0.005/10a 和 0.017/10a。可以看出, 研究期内黄土高原土壤侵蚀始终主要受地形因子和降雨侵蚀力因子影响, 其中 LS 因子的主导作用最为突出; 同时, P 因子  $q$  值的显著增加表明水土保持措施对土壤侵蚀空间分异的影响逐渐增强, 而 K 因子  $q$  值显著下降则说明土壤可蚀性因子的解释作用有所减弱。总体来看, 黄土高原土壤侵蚀受地形和降雨的控制作用较强, 受水土保持措施的影响增强, 而受土壤可蚀性的影响有所减弱。需要说明的是, 本文中 K 因子和 LS 因子采用定值处理, 因此其  $q$  值的年际波动并不表示土壤可蚀性或坡长坡度因子本身发生了变化, 而是表明在不同年份土壤侵蚀空间分异格局下, 两者对侵蚀分布解释力的相对强弱存在差异。

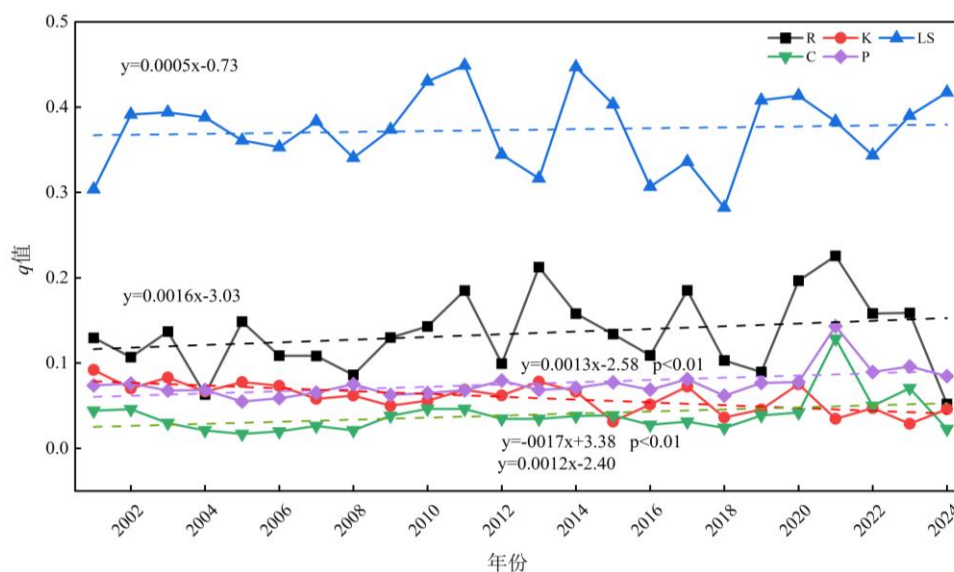


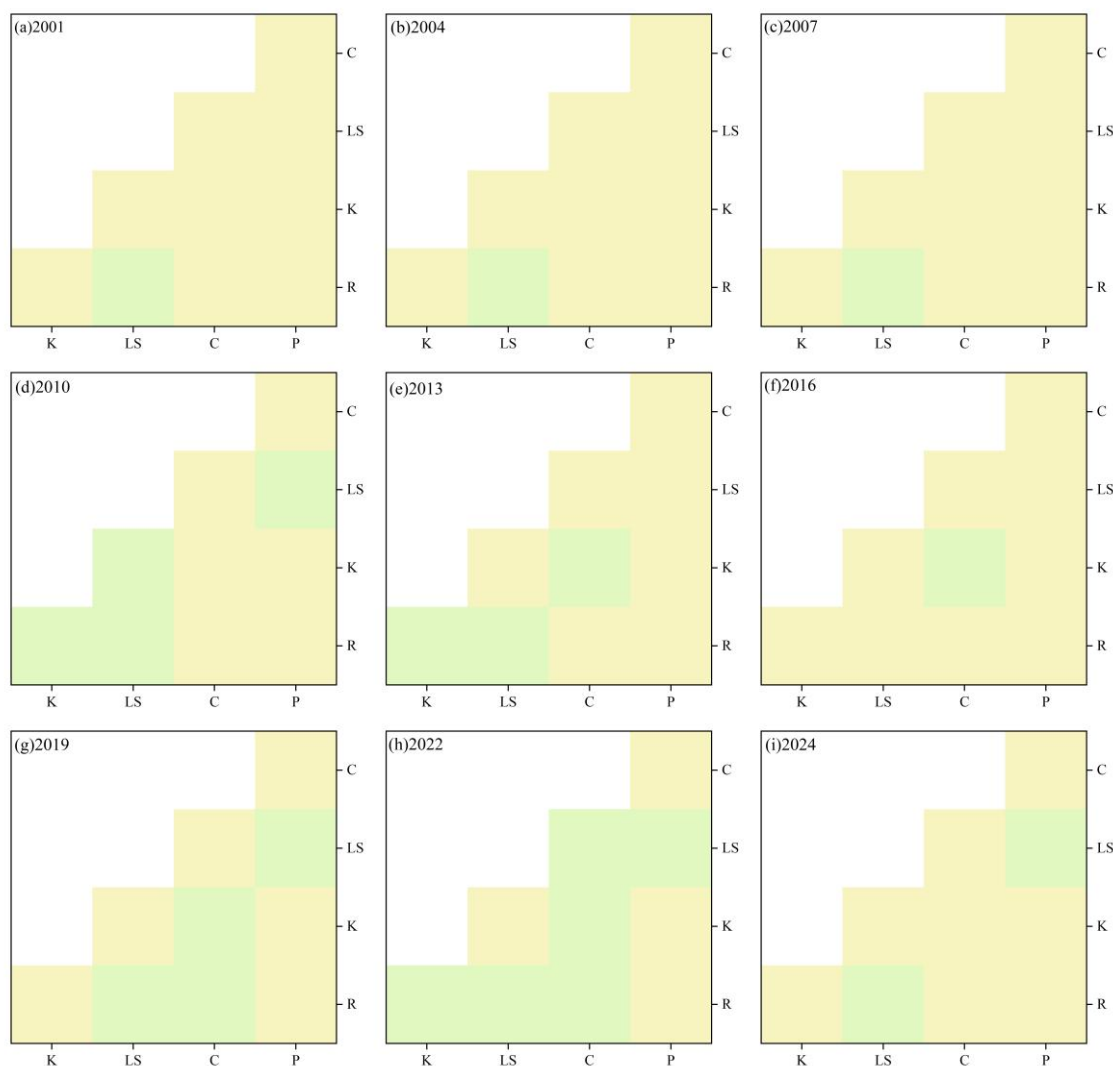
图 6-7 2001–2024 年各土壤侵蚀影响因子  $q$  值时程变化特征

Figure 6-7. Temporal variations of the  $q$  values of different soil erosion influence factors in 2001–2024.

### 6.2.2 交互影响分析

2001–2024 年黄土高原土壤侵蚀各因子两两交互作用后, 解释力均较单因子明显增强, 交互类型主要表现为以非线性增强为主, 局部年份和组合表现为双因子增强 (图 6-8), 未出现独立减弱或相互抵消现象, 说明黄土高原土壤侵蚀并非由单一因子主导, 而是多种自然条件与人为因素共同作用的结, 且大多数因子组合的共同作用不是简单相加, 而是超过了两个单因子解释力之和, 表现出更强的复合放大效应。尤其在 2001、

2004 和 2007 年, 各交互关系几乎均以非线性增强为主, 表明研究前期土壤侵蚀受多因子耦合驱动特征十分显著。2010 年以后, 部分组合开始表现为双因子增强, 尤其是  $R \cap K$ 、 $R \cap LS$ 、 $K \cap C$ 、 $LS \cap P$  等组合在若干年份中转为绿色, 说明这些因子的协同关系虽仍表现为增强作用, 但增强方式趋于相对稳定, 不再全部表现为强烈的非线性放大。



注: 绿色代表双因子增强, 黄色代表非线性增强。

图 6-8 各典型年各土壤侵蚀影响因子交互作用类型示意图

Figure 6-8. Schematic diagram of the interaction types of various soil erosion influence factors in typical years.

从图 6-9 交互作用强度看, LS 因子参与的组合始终占据主导地位。在各年份中, LS 与其他因子的交互  $q$  值普遍较高, 尤其是  $LS \cap K$  和  $LS \cap P$  两类组合最为突出。2001、2004、2007、2010、2019 和 2024 年,  $K \cap LS$  交互  $q$  值分别达到 0.4673、0.5151、0.4753、0.5265、0.4807 和 0.4909, 均为同期较高水平;  $LS \cap P$  的解释力同样较强, 如 2001 年为 0.4185, 2004 年为 0.4670, 2010 年为 0.4911, 2024 年达到 0.4872。与此同时,  $LS \cap C$

在多数年份也保持较高数值,如 2001 年为 0.4756,2007 年为 0.5305,2010 年为 0.5211,2024 年为 0.5336,表明地形条件与植被覆盖、土壤性质及水土保持措施之间存在显著协同效应。整体而言,凡是与 LS 因子叠加的组合,其解释力通常显著高于其他组合,进一步说明坡长坡度条件是放大其他侵蚀因子作用的重要基础。从不同组合特征看,地形因子与土壤、植被及人为措施之间的耦合作用尤为明显。 $K \cap LS$  和  $LS \cap C$  多表现为高值交互组合,说明在黄土高原沟壑密布、坡陡坡长的地貌背景下,土壤可蚀性和地表覆盖状况对侵蚀的影响会被进一步放大。 $LS \cap P$  交互作用也长期处于较高水平,说明坡面条件会显著影响水土保持措施的实施效果和侵蚀控制能力。在坡度较大、坡长较长区域,即使采取一定人为干预措施,侵蚀过程仍可能表现出较强敏感性,因此地形与措施因子的叠加效应更加突出。

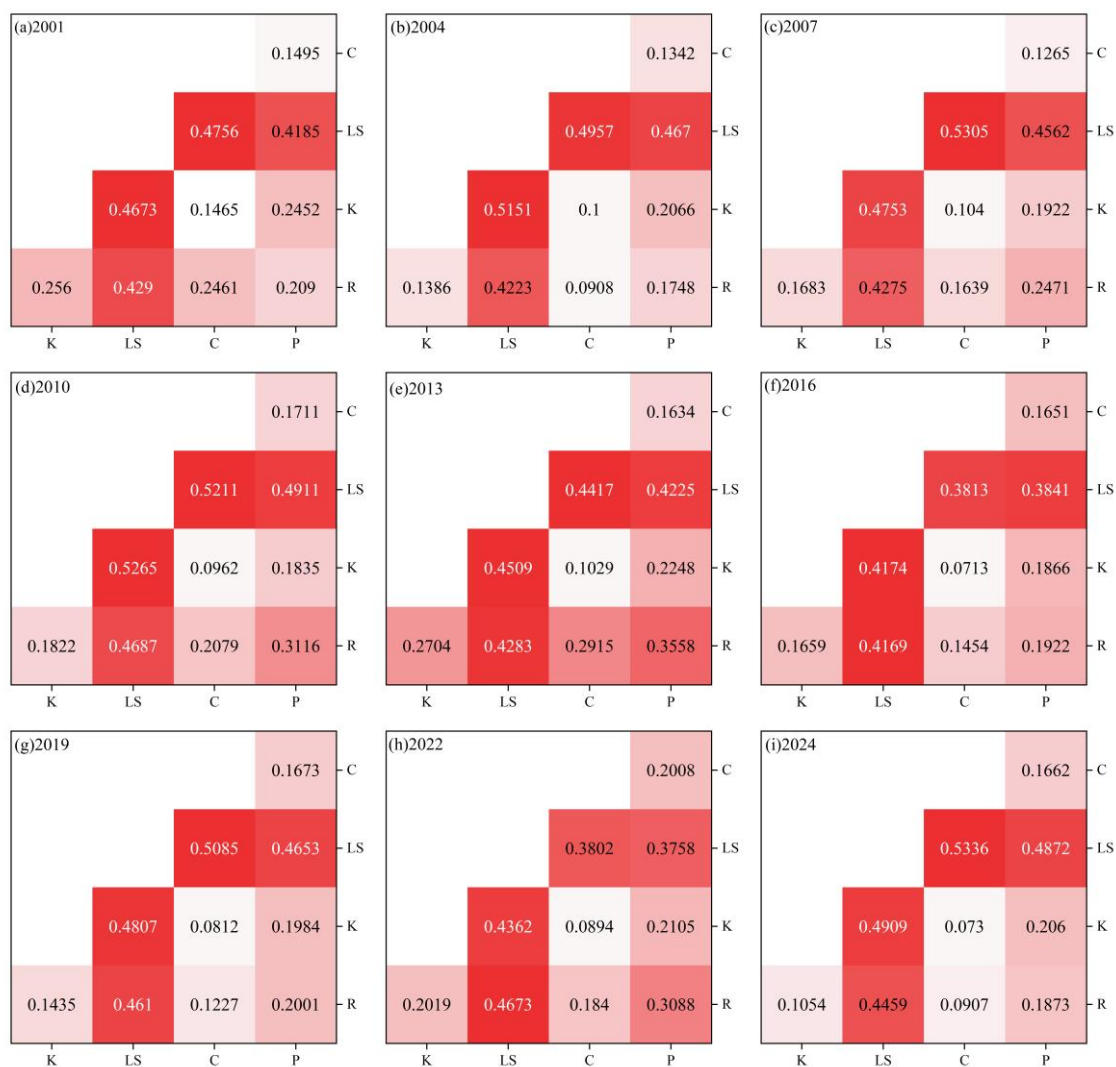


图 6-9 各典型年各土壤侵蚀因子交互分析结果

Figure 6-9. Interaction analysis results of various soil erosion influence factors in typical years.

综合单因子与交互探测结果可以看出,黄土高原土壤侵蚀驱动机制具有鲜明的层次

性：单因子探测反映了各因子的相对独立作用强弱，而交互探测进一步揭示了不同因子之间的协同增强关系。二者共同表明，黄土高原土壤侵蚀并非简单受某一单独因子控制，而是以地形为基础、降雨为驱动、土壤和人为措施协同调节、植被辅助影响的综合作用模式为主。在区域土壤侵蚀防治和水土保持治理中，应以地形分异为基础，重点关注降雨侵蚀高敏感区，同时综合考虑土壤性质差异、水土保持措施配置及植被恢复效果，实施分区分类的综合治理策略，以提高侵蚀防控的针对性和有效性。

### 6.3 讨论

2001 - 2024 年黄土高原土壤侵蚀的时空演变呈现出显著的阶段性与空间分异特征，其本质上是降雨侵蚀力主导作用与生态恢复工程长期调控效应共同作用的结果。从气候驱动角度看，在半湿润向半干旱过渡带，降雨侵蚀力仍然是控制侵蚀空间格局的首要因子。这一格局与以往关于黄土高原水土流失空间分布的研究结论相符（张建国等 2025），即东南部受夏季季风影响降雨集中、强度大，极端暴雨频发，易形成高侵蚀带，而西北部因降水稀少总体侵蚀背景值较低。然而，仅由 R 因子并不能完全解释侵蚀强度差异，例如西南部黄土高原沟壑区在 R 因子相对较低的条件下仍表现出较高侵蚀速率，表明地形破碎度、坡耕地分布以及人为扰动在该区具有放大效应（蒋婷婷 2021）。黄土高原降雨侵蚀过程具有明显的“少数强事件主导”特征，在降雨集中的月份，R95pTOT 对月尺度降雨侵蚀力的贡献接近全部侵蚀能量，R99pTOT 也贡献了约一半以上的侵蚀能量，说明区域侵蚀动力并非由所有降雨过程均匀贡献，而是高度集中于超过高分位阈值的强降雨和极强降雨事件。已有研究指出，极端降雨事件对土壤流失具有明显的不成比例贡献，个别极端事件甚至可贡献相当高比例的年土壤流失（Zhao et al. 2024）；在黄土高原，小流域尺度研究也表明，暴雨事件是造成侵蚀热点形成和产沙突增的主要气候触发因素（Yang et al. 2024）。这意味着，黄土高原土壤侵蚀风险判断不能仅依据平均降雨背景，还应高度重视高分位强降雨事件对侵蚀过程的集中放大作用。

除降雨外，土壤侵蚀的空间异质性还受到 C 因子和 P 因子的显著调节。C 因子在 2001-2024 年显著下降，这种趋势与 1999 年以来实施的退耕还林工程政策背景高度吻合（Jiao et al. 2012; Yan et al. 2018）。植被恢复通过增加地表覆盖度、改善土壤结构与提高入渗能力，显著削弱了降雨动能对地表的直接打击，但在极端气候背景下，单纯依赖植被恢复难以完全抵御侵蚀风险，尤其是在坡度大、沟壑密集的丘陵沟壑区。农灌区和河谷平原区 P 因子较低，表明这些区域在土地利用格局和人为管理背景下具有相对较强的减蚀能力，这可能与梯田化改造、灌溉系统与人工防护林体系的综合效应有关（Zhao et al. 2020; Zheng et al. 2021）。但在强降雨背景下，工程措施的减蚀效应存在阈

值限制。当降雨侵蚀力超过一定强度时，工程与植被措施可能难以减弱 R 因子的冲击，这也解释了丘陵沟壑区和高塬沟壑区年际波动幅度显著大于其他分区的现象。本章结果显示，研究期内黄土高原土地利用结构总体呈现“减耕增林、减裸增草”的调整方向，说明区域植被恢复和地表覆盖改善整体上有利于降低侵蚀风险，但黄土高原土地利用变化对土壤侵蚀的影响并不表现为单一的“减蚀效应”，从现实侵蚀响应看，草地、林地和灌木地由于广泛分布于丘陵沟壑区、坡耕地退耕区及其他侵蚀敏感地带，仍承担了较高的土壤侵蚀强度。这一结果说明，土地利用类型本身并不能简单等同于侵蚀强弱，其对土壤侵蚀的实际影响不仅取决于覆盖属性，还与其所处地形部位、生态恢复阶段及降雨条件密切相关（Yan et al. 2018）。也就是说，黄土高原土地利用结构优化虽然从总体上改善了区域水土保持条件，但在侵蚀敏感地带，生态用地并未完全转化为稳定的减蚀效应，而是在一定程度上仍承担着较高的侵蚀压力。因此，黄土高原未来土壤侵蚀防控不能仅关注土地利用结构优化本身，还应重点提升丘陵沟壑区草地和生态恢复区林地的实际水土保持能力，以进一步发挥土地利用调整对侵蚀控制的效应（Luo et al. 2025）。尤其应重点加强丘陵沟壑区草地和生态恢复区林地的地表覆盖质量、根系固土能力及坡面水土保持措施配置，以进一步发挥土地利用调整对侵蚀控制的实际效应。

从驱动机制看，地理探测器结果显示，黄土高原土壤侵蚀对各因子的响应强度整体表现为 LS 因子 > R 因子 > P 因子 > K 因子 > C 因子，且各因子交互后解释力均增强，说明区域土壤侵蚀并非由单一因子决定，而是“地形为基础、降雨为驱动、土壤和人为措施协同调节、植被辅助影响”的综合结果。这一结果与已有研究关于黄土高原侵蚀主控机制的认识基本一致：Min et al.（2024）基于 RUSLE 和地理探测器研究指出，黄土高原土壤侵蚀的时空变化受自然因子与人类活动共同控制，因子之间的交互作用普遍强于单因子作用；Liu et al.（2024）研究表明 2000–2020 年黄土高原土壤侵蚀演变过程中，降雨及其强度变化与植被覆盖改善共同影响侵蚀格局，且高值区仍主要受地形起伏和降雨条件制约。由此说明，在当前黄土高原生态恢复持续推进的背景下，地形与降雨仍决定侵蚀发生的“底盘”和“触发”，而植被恢复与工程措施则通过长期减蚀效应不断削弱其侵蚀强度。

## 6.4 本章小结

本章基于校正后的 ERA5-Land 降雨数据驱动 RUSLE 模型，系统分析了 2001–2024 年黄土高原土壤侵蚀的时空变化特征，利用地理探测器分析不同因子对土壤侵蚀空间分异的解释力及其交互作用特征，识别黄土高原土壤侵蚀的主导因子及其敏感性差异，并进一步探讨极端降雨事件及土地利用变化对土壤侵蚀过程的驱动作用。主要结论如下：

(1) 基于校正后 ERA5-Land 降雨数据驱动的 RUSLE 模型在黄土高原多数流域具有较好的适用性。以 2006–2012 年黄河支流 15 个水文站实测输沙量为基准, 模型模拟结果与观测值的相关系数  $R$  为 0.22–0.94, 其中 9 个支流  $R > 0.60$ , 8 个支流达到极显著相关 ( $p < 0.01$ ); NSE 系数方面, 2 个支流接近 1, 6 个支流介于 0.3–0.7。结果表明, RUSLE 模型能够较好反映多数验证流域的侵蚀变化趋势, 但在部分存在沟蚀、重力侵蚀、工程调控或风水复合侵蚀作用较强的流域中, 其适用性仍具有明显空间异质性。

(2) 2001–2024 年黄土高原土壤侵蚀呈现由东南向西北逐渐减弱的分布格局, 年均土壤侵蚀模数为  $14.44 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$ , 高侵蚀带稳定分布于丘陵沟壑区与高原沟壑区。整体来看, 土壤侵蚀空间格局与降雨侵蚀力和地形起伏分布具有较好一致性, 地形条件和降雨侵蚀动力共同控制了黄土高原土壤侵蚀的空间异质性。从年际变化来看, 黄土高原土壤侵蚀过程对极端降雨事件表现出较强依赖性, 侵蚀动力主要集中于降雨分布尾部过程:  $R_{95pTOT}$  是黄土高原土壤侵蚀发生的主导动力;  $R_{99pTOT}$  虽然发生频次较低, 但对土壤侵蚀仍具有显著控制作用, 是驱动区域土壤侵蚀发生与年际波动的关键气候因素。

(3) 2001–2024 年黄土高原土地利用变化对土壤侵蚀的影响表现为“双重特征”: 从结构调整方向上看, 耕地面积由 31.76% 下降至 29.12%, 林地由 12.56% 增至 15.37%, 裸地由 4.49% 下降至 2.55%, 草地基本保持在 48%–50% 之间, 整体有利于区域水土保持; 但从现实侵蚀响应看, 草地、林地和灌木地由于广泛分布于侵蚀敏感地带, 仍然承担了较高的土壤侵蚀强度, 其中草地因面积最大且侵蚀模数最高, 成为影响黄土高原土壤侵蚀格局的主导土地利用类型。因此, 黄土高原未来土壤侵蚀防控还应重点关注丘陵沟壑区草地和生态恢复区林地的水土保持能力提升, 以进一步发挥土地利用调整对侵蚀控制的实际效应。

(4) 地理探测器结果表明, 黄土高原土壤侵蚀对各侵蚀因子的响应强度存在明显差异, 整体表现为  $LS$  因子  $>$   $R$  因子  $>$   $P$  因子  $>$   $K$  因子  $>$   $C$  因子。其中,  $LS$  因子是解释黄土高原土壤侵蚀空间分异的主导因子;  $R$  因子次之, 表明降雨侵蚀力是影响区域侵蚀变化的重要动态驱动。交互探测结果进一步表明, 各因子两两组合后解释力均得到增强, 呈现出以地形为基础、降雨为驱动、土壤和人为措施协同调节、植被辅助影响的多因子协同驱动结果。



## 第七章 结论与展望

### 7.1 结论

本文以黄土高原为研究区,基于中国气象数据服务中心提供的 298 个气象站点观测数据,对 ERA5-Land 再分析降雨数据进行 QM 偏差校正,在此基础上系统分析了 2001–2024 年黄土高原侵蚀性降雨、极端降雨、降雨侵蚀力及土壤侵蚀的时空演变特征,并结合 RUSLE 模型和地理探测器方法探讨了主要因子对土壤侵蚀的驱动响应。总体上,本文从“降雨数据精度评价与校正—侵蚀性降雨与极端降雨识别—降雨侵蚀力响应分析—土壤侵蚀模拟与驱动机制探讨”构建了较为完整的研究链条。主要结论如下:

(1)原始 ERA5-Land 再分析降雨数据在黄土高原具有较好的降雨事件识别能力和日尺度降雨变化刻画能力,但在复杂地形区、夏秋季及极端降雨事件模拟中存在明显系统偏差,年均高估约 25.2%。采用 QM 方法校正后,ERA5-Land 年降雨模拟的 RMSE 降低 72.1%,校正后各季节降雨偏差均控制在 5%以内(除冬季外),空间相关系数均提升至 0.93 以上, RMSE 降低 64%以上;其中,夏季强降雨事件的 RMSE 降低 40.9%,显著改善了再分析数据对极端降雨事件的模拟能力。

(2)2001–2024 年黄土高原侵蚀性降雨始终是区域年降雨的重要组成部分,占全年降雨量的多年平均比例为 47.36%,并以 1.32%/10a 的速率呈上升趋势。侵蚀性降雨量以“中雨减弱、强降雨增强”的极化趋势发展,并不体现在降雨持续时间显著延长,而更多表现为降雨强度增强及高分位降雨贡献增加;受此影响,区域降雨侵蚀力的增强主要来源于极端降雨贡献的增加。相关分析进一步表明,降雨侵蚀力与极端降雨强度指数和极端降雨相对指数关系更为密切,而与极端降雨连续性指数关系相对较弱,即黄土高原降雨侵蚀力变化更多体现为极端降雨强度增强和高分位降雨贡献增加,而非降雨持续时间显著延长。

(3)黄土高原土壤侵蚀过程对极端降雨事件具有高度敏感性。R95pTOT 驱动的月均 R 因子占总月均 R 因子的 90%以上,夏季贡献占比高达 99%;R99pTOT 在夏季对总 R 因子的贡献也达到 50%以上。同时,基于 R95pTOT 计算得到的土壤侵蚀模数与基于总侵蚀性降雨计算的土壤侵蚀模数几乎同步变化,其对应比例始终维持在接近 100%的高水平,R99pTOT 计算得到的土壤侵蚀模数约占总侵蚀模数的 50%–60%,说明黄土高原土壤侵蚀模数主要由极端降雨事件驱动,区域侵蚀动力高度集中于降雨分布尾部,极端降雨对区域侵蚀动力具有显著放大作用。土地利用变化对土壤侵蚀的影响则表现为“双重特征”:从结构调整方向上看,耕地和裸地减少、林地增加、草地稳定,整体有利于区域水土保持;但从现实侵蚀响应看,草地、林地和灌木地由于广泛分布于侵

蚀敏感地带，仍然承担了较高的土壤侵蚀强度。

(4) 基于校正后 ERA5-Land 降雨数据驱动的 RUSLE 模型能够较好反映黄土高原多数流域的土壤侵蚀变化趋势，但其适用性具有明显空间差异，在以坡面水蚀为主的流域表现更好，而在沟蚀、重力侵蚀或工程调控显著区域存在一定局限。2001–2024 年黄土高原年均土壤侵蚀模数为  $14.44 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ，长期趋势下降，空间差异持续存在，高侵蚀带稳定分布于丘陵沟壑区与高原沟壑区。地理探测器结果表明，整体表现为 LS 因子 > R 因子 > P 因子 > K 因子 > C 因子，LS 因子是解释区域土壤侵蚀空间分异的主导因子，R 因子是影响侵蚀变化的重要动态驱动；各因子两两组合后的解释力均得到增强，呈现出“地形为基础、降雨为驱动、土壤和人为措施协同调节、植被辅助影响”的综合作用机制，同时在时间变化上呈现出“气候驱动—生态调节—极端事件触发波动”的复合特征。

## 7.2 创新点

本文的主要创新点在于构建了“再分析降雨数据偏差校正—侵蚀动力特征提取—土壤侵蚀模拟—多因子归因分析”的一体化研究框架，并基于该框架揭示了黄土高原降雨侵蚀力增强及土壤侵蚀波动的极端降雨主导机制。

## 7.3 不足与展望

本文围绕黄土高原降雨数据精度提升、侵蚀性降雨与极端降雨演变、降雨侵蚀力响应以及土壤侵蚀时空变化开展了较为系统的研究，并在“再分析降雨偏差校正—降雨侵蚀力估算—土壤侵蚀模拟”一体化分析方面取得了一定进展。尽管如此，受数据条件、模型方法和研究尺度等因素限制，本文仍存在以下不足，亟待进一步优化：

### (1) 复杂地形下极端降雨刻画的鲁棒性有待加强

受站点空间分布、复杂地形差异及极端降雨样本数量限制，在研究区南部、东南部及地形起伏较大的强降雨频发区，ERA5-Land 对极强极端降雨的刻画仍存在一定不确定性。未来可结合更高时空分辨率的多源降雨资料和更具区域适应性的订正方法，提升复杂地形区和极端降雨事件的模拟精度。

### (2) 多动力复合侵蚀机制的模拟局限性

本研究主要基于 RUSLE 模型开展土壤侵蚀模拟，该模型在评估以坡面面蚀与细沟侵蚀为主的区域表现良好。但在黄土高原典型的沟壑区，其对沟蚀、重力侵蚀（崩塌、滑坡）以及风水复合侵蚀等复杂动力过程的物理表达相对匮乏。这导致在侵蚀动力极活跃的区域，模拟结果可能存在一定程度的偏差。未来应尝试耦合物理机制更强的分

布式侵蚀模型（如 WEPP 或 Gully-Erosion 模型），加强对多种侵蚀动力耦合机理的定量识别。

### （3）人为干预下的 P 因子动态表征不足

与此同时，在本研究的模拟框架中，尽管重点探讨了 R 因子的变化机理，但 P 因子对梯田、淤地坝等工程措施动态变化的考虑相对有限，这在一定程度上会影响土壤侵蚀时序变化的精细刻画。未来应进一步结合更精细的地形、工程措施和多类型侵蚀过程数据，完善模型参数表达，提高区域土壤侵蚀模拟的适用性和可靠性。



## 参考文献

- 陈剑南,刘益麟,李朋飞,胡晋飞,高健健,党恬敏.2022.1901-2016年黄土高原降雨侵蚀力时空变化[J].水土保持研究,29(04):39-46.
- 黄晓龙,吴薇,许剑辉,李施颖,蒋雨荷,杜冰,王丽伟.2023.ERA5-Land降水再分析资料在中国西南地区的适用性评估[J].高原气象,42(06):1562-1575.
- 蒋婷婷.2021.黄土丘陵沟壑区延河流域土壤侵蚀时空变化与驱动因素研究[D].安徽:安徽理工大学.
- 李澳,于志静,王德富,上官周平,邓蕾.2024.黄土高原地区水土流失对土地利用和降水变化的响应[J].水土保持学报,38(4):95-102+113.
- 李慧娟,高建恩,张元星,白先发,孙彭成,张英英.2016.延安极端降雨特性分析及对梯田侵蚀灾害影响[J].水土保持学报,30(06):79-84.
- 李双双,杨赛霓,刘宪锋.2015.1960-2013年秦岭—淮南北极降水时空变化特征及其影响因素[J].地理科学进展,34(03):354-363.
- 李智广,曹炜,刘秉正,罗志东.2008.我国水土流失状况与发展趋势研究[J].中国水土保持科学,06(01):57-62.
- 刘宝元,张科利,焦菊英.土壤可蚀性及其在侵蚀预报中的应用[J].自然资源学报,1999,(04):345-350.
- 刘婷婷,朱秀芳,郭锐,徐昆,张世喆.2022.ERA5再分析降水数据在中国的适用性分析[J].干旱区地理,45(01):66-79.
- 穆兴民,李朋飞,高鹏,赵广举,孙文义.2016.土壤侵蚀模型在黄土高原的应用述评[J].人民黄河,38(10):100-110+114.
- 王劲峰,徐成东.2017.地理探测器:原理与展望[J].地理学报,72(01):116-134.
- 王子晴,董雪晨,龚道溢.2024.ERA5-Land强降水极值位置不确定性的统计分析[J].地理科学,44(10):1849-1859.
- 肖蓓,崔步礼,李东昇,常学礼.2017.黄土高原不同气候区降水时空变化特征[J].中国水土保持科学,15(01):51-61.
- 谢乐,侯鹏,周涛,刘亦晟,王家豪,任晓琦.2025.黄土高原降雨特征对降雨侵蚀力时空变化的影响[J].生态学报,45(10):4940-4951.
- 张建国,李晶晶,余红兵.2025.黄河流域黄土高原地区水土流失动态变化及分布特征[J].水土保持研究,32(04):110-116.
- 张洵.2024.未来情景下黄土高原土壤侵蚀时空演变及水土保持价值评估[D].陕西:西北农林科技大学.
- 郑粉莉,刘峰,杨勤科,江忠善.土壤侵蚀预报模型研究进展[J].水土保持通报,2001,21(6):16-18.
- 朱丽,吕潇雨,郭浩,孟翔晨,田芸菲.2023.ERA5-Land降水产品在黄河流域干旱监测中的适用性研究[J].干旱气象,41(05):677-687.
- Akpa E A, Obalum S E, Igwe C A. 2024. Revisiting the questioned reliability of the revised universal soil loss equation (RUSLE) for soil erosion prediction in the tropics[J]. Soil Science Annual, 75(2):1-13.

doi: 10.37501/soilsa/189538

- Alaei N, Saeedi Nazarlu F, Nehzak H K, Mostafazadeh R. 2026. Spatial Pattern of Soil Erosion Drivers and Prioritizing Soil Conservation Areas Using Ordinary Least Squares and Geographically Weighted Regression[J]. 7(2):59. doi: 10.3390/earth7020059
- Baartman J E M, Jetten V G, Ritsema C J, de Vente J. 2011. Exploring effects of rainfall intensity and duration on soil erosion at the catchment scale using openLISEM: Prado catchment, SE Spain[J]. Hydrological Processes, 26(7):1034-1049. doi: 10.1002/hyp.8196
- Bai R, Wang X, Li J, Yang F, Shangguan Z, Deng L. 2024. The impact of vegetation reconstruction on soil erosion in the Loess plateau[J]. Journal of Environmental Management, 363:121382. doi: 10.1016/j.jenvman.2024.121382
- Bircher P, Liniger H P, Prasuhn V. 2022. Comparison of long-term field-measured and RUSLE-based modelled soil loss in Switzerland[J]. Geoderma Regional, 31:e00595. doi: 10.1016/j.geodrs.2022.e00595
- Chen J, Chen Y, Wang K, Zhang H, Tian H, Cao J. 2024a. Impacts of land use, rainfall, and temperature on soil conservation in the Loess Plateau of China[J]. Catena, 239:107883. doi: 10.1016/j.catena.2024.107883
- Chen Y, Wei T, Li J, Xin Y, Ding M. 2024b. Future changes in global rainfall erosivity: Insights from the precipitation changes[J]. Journal of Hydrology, 638:131435. doi: 10.1016/j.jhydrol.2024.131435
- Cheng Y X, Huo A D, Liu F, Ahmed A, Abuarab M E, Elbeltagi A, Kucher D E. 2024. Spatiotemporal Variation of Soil Erosion in the Northern Foothills of the Qinling Mountains Using the RUSLE Model[J]. Water, 16(15):2187. doi: 10.3390/w16152187
- Dai W, Zeng Y, Jing T, Wang Z, Zong R, Ni L, Fang N. 2023. Estimation of rainfall erosivity on the Chinese Loess Plateau: A new combination of the ERA5 dataset and machine learning[J]. Journal of Hydrology, 624:129892. doi: 10.1016/j.jhydrol.2023.129892
- Dalla Torre D, Di Marco N, Menapace A, Avesani D, Righetti M, Majone B. 2024. Suitability of ERA5-Land reanalysis dataset for hydrological modelling in the Alpine region[J]. Journal of Hydrology: Regional Studies, 52:101718. doi: 10.1016/j.ejrh.2024.101718
- Dash S S, Maity R. 2023. Effect of climate change on soil erosion indicates a dominance of rainfall over LULC changes[J]. Journal of Hydrology: Regional Studies, 47:101373. doi: 10.1016/j.ejrh.2023.101373
- Delgado D, Sadaoui M, Ludwig W, Méndez W, Ortiz-Hernández E, Farfán-Intriago P. 2025. Assessment of soil erosion by RUSLE in the Ecuadorian basins (2001–2020) based on GIS and high-resolution satellite data: Main drivers and changes on soil erosion[J]. Geomorphology, 469:109515. doi: 10.1016/j.geomorph.2024.109515
- Gong W F, Liu T D, Duan X Y, Sun Y X, Zhang Y Y, Tong X Y, Qiu Z X. 2022. Estimating the Soil Erosion Response to Land-Use Land-Cover Change Using GIS-Based RUSLE and Remote Sensing: A Case Study of Miyun Reservoir, North China[J]. Water, 14(5):742. doi: 10.3390/w14050742
- Guo C, Ning N, Guo H, Tian Y, Bao A, De Maeyer P. 2024. Does ERA5-Land Effectively Capture Extreme Precipitation in the Yellow River Basin?[J]. Atmosphere, 15(10):1254. doi: 10.3390/atmos15101254
- Jia L, Yu K-x, Li Z-b, Li P, Zhang J-z, Wang A-n, Ma L, Xu G-c, Zhang X. 2022. Temporal and spatial

- variation of rainfall erosivity in the Loess Plateau of China and its impact on sediment load[J]. *Catena*, 210:105931. doi: 10.1016/j.catena.2021.105931
- Jiang Q, Li W Y, Fan Z D, He X G, Sun W W, Chen S, Wen J H, Gao J, Wang J. 2021. Evaluation of the ERA5 reanalysis precipitation dataset over Chinese Mainland[J]. *Journal of Hydrology*, 595:125660. doi: 10.1016/j.jhydrol.2020.125660
- Jiao D, Xu N, Yang F, Xu K. 2021. Evaluation of spatial-temporal variation performance of ERA5 precipitation data in China[J]. *Sci Rep*, 11(1):17956. doi: 10.1038/s41598-021-97432-y
- Jiao J, Zhang Z, Bai W, Jia Y F, Wang N. 2012. Assessing the Ecological Success of Restoration by Afforestation on the Chinese Loess Plateau[J]. *Restoration Ecology*, 20(2):240-249. doi: 10.1111/j.1526-100X.2010.00756.x
- Jin F, Yang W, Fu J, Li Z. 2021. Effects of vegetation and climate on the changes of soil erosion in the Loess Plateau of China[J]. *Science of The Total Environment*, 773:145514. doi: 10.1016/j.scitotenv.2021.145514
- Kumar M, Sahu A P, Sahoo N, Dash S S, Raul S K, Panigrahi B. 2022. Global-scale application of the RUSLE model: a comprehensive review[J]. *Hydrological Sciences Journal*, 67(5):806-830. doi: 10.1080/02626667.2021.2020277
- Lai J, Li J, Liu L. 2024. Predicting Soil Erosion Using RUSLE and GeoSOS-FLUS Models: A Case Study in Kunming, China[J]. 15(6):1039. doi: 10.3390/fl15061039
- Lavers D A, Simmons A, Vamborg F, Rodwell M J. 2022. An evaluation of ERA5 precipitation for climate monitoring[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148(748):3152-3165. doi: 10.1002/qj.4351
- Li G, Wang H, Zhang S, Ge C, Wu J. 2024a. Influence of climate and landscape structure on soil erosion in China's Loess Plateau: Key factor identification and spatiotemporal variability[J]. *Science of The Total Environment*, 957:177471. doi: 10.1016/j.scitotenv.2024.177471
- Li P, Chen J, Zhao G, Holden J, Liu B, Chan F K S, Hu J, Wu P, Mu X. 2022. Determining the drivers and rates of soil erosion on the Loess Plateau since 1901[J]. *Sci Total Environ*, 823:153674. doi: 10.1016/j.scitotenv.2022.153674
- Li X, Xiao P, Hao S, Wang Z. 2024b. Rainfall Erosivity Characteristics during 1961–2100 in the Loess Plateau, China[J]. *Remote Sensing*, 16(4):661. doi: 10.3390/rs16040661
- Li Z Y, Fang H Y. 2016. Impacts of climate change on water erosion: A review[J]. *Earth-Science Reviews*, 163:94-117. doi: 10.1016/j.earscirev.2016.10.004
- Liou Y A, Nguyen Q V, Hoang D V, Tran D P. 2022. Prediction of soil erosion and sediment transport in a mountainous basin of Taiwan[J]. *Progress in Earth and Planetary Science*, 9(1):9:52. doi: 10.1186/s40645-022-00512-4
- Liu P, Guo B, Zhang R, Wang L. 2024. Spatial–Temporal Evolution Pattern of Soil Erosion and Its Dominant Factors on the Loess Plateau from 2000 to 2020[J]. 13(11):1944. doi: 10.3390/land13111944
- Liu S Y, Huang S Z, Xie Y Y, Leng G Y, Huang Q, Wang L, Xue Q. 2018. Spatial-temporal changes of rainfall erosivity in the loess plateau, China: Changing patterns, causes and implications[J]. *Catena*, 166:279-289. doi: 10.1016/j.catena.2018.04.015
- Liu Y, Hou X, Qiao J, Zhang W, Fang M, Lin M. 2023. Evaluation of soil erosion rates in the hilly-gully

- region of the Loess Plateau in China in the past 60 years using global fallout plutonium[J]. *Catena*, 220:106666. doi: 10.1016/j.catena.2022.106666
- Luo Q, Yang F, Li Z, Wang H, Liu Z, Xia R, Ye J, Zhen L. 2025. Assessing the Effects of Ecological Restoration Technology on Soil Erosion, Runoff and Sediment in Luoyugou Watershed of the Loess Plateau[J]. *Journal of Resources and Ecology*, 16(4):973-981. doi: 10.5814/j.issn.1674-764x.2025.04.005
- Ma J, Wang G, Li H. 2024. A variance-upscaling quantile mapping method for gridded precipitation bias correction[J]. *Journal of Hydrology*, 632:130959. doi: 10.1016/j.jhydrol.2024.130959
- Ma X, Zhao C, Zhu J. 2021. Aggravated risk of soil erosion with global warming – A global meta-analysis[J]. *Catena*, 200:105129. doi: 10.1016/j.catena.2020.105129
- Mathewos M, Wosoro D, Wondrade N. 2024. Quantification of soil erosion and sediment yield using the RUSLE model in Boyo watershed, central Rift Valley Basin of Ethiopia[J]. *Heliyon*, 10(10):e31246. doi: 10.1016/j.heliyon.2024.e31246
- Miao C, Sun Q, Duan Q, Wang Y. 2016. Joint analysis of changes in temperature and precipitation on the Loess Plateau during the period 1961–2011[J]. *Climate Dynamics*, 47(9):3221-3234. doi: 10.1007/s00382-016-3022-x
- Min J, Liu X, Li H, Wang R, Luo X. 2024. Spatio-Temporal Variations in Soil Erosion and Its Driving Forces in the Loess Plateau from 2000 to 2050 Based on the RUSLE Model[J]. 14(13):5945. doi: 10.3390/app14135945
- Nearing M A, Yin S-q, Borrelli P, Polyakov V O. 2017. Rainfall erosivity: An historical review[J]. *Catena*, 157:357-362. doi: 10.1016/j.catena.2017.06.004
- Pandey S, Kumar P, Zlatic M, Nautiyal R, Panwar V P. 2021. Recent advances in assessment of soil erosion vulnerability in a watershed[J]. *International Soil and Water Conservation Research*, 9(3):305-318. doi: 10.1016/j.iswcr.2021.03.001
- Peter Heng B C, Chandler J H, Armstrong A. 2010. Applying close range digital photogrammetry in soil erosion studies[J]. *The Photogrammetric Record*, 25(131):240-265. doi: 10.1111/j.1477-9730.2010.00584.x
- Piccarreta M, Lazzari M, Bentivenga M. 2024. The influence in rainfall erosivity calculation by using different temporal resolution in Mediterranean area[J]. *Sci Total Environ*, 906:167411. doi: 10.1016/j.scitotenv.2023.167411
- Qian L, Zhao P. 2025. Assessment of ERA5-Land Reanalysis Precipitation Data in the Qilian Mountains of China[J]. *Atmosphere*, 16(7):826. doi: 10.3390/atmos16070826
- Raeesi M, Zolfaghari A A, Kaboli S H, Rahimi M, de Vente J, Eekhout J P C. 2024. Using quantile mapping and random forest for bias - correction of high - resolution reanalysis precipitation data and CMIP6 climate projections over Iran[J]. *International Journal of Climatology*, 44(12):4495-4514. doi: 10.1002/joc.8593
- Sakhraoui F, Arra A A, Sisman E. 2025. Assessing reanalysis ERA-5 LAND precipitation data for soil erosion modeling: Performance, challenges, and insights[J]. *Earth Science Informatics*, 18(3):18:450. doi: 10.1007/s12145-025-01944-4
- Sharifi E, Eitzinger J, Dorigo W. 2019. Performance of the State-Of-The-Art Gridded Precipitation Products

- over Mountainous Terrain: A Regional Study over Austria[J]. *Remote Sensing*, 11(17):2018. doi: 10.3390/rs11172018
- Shi D M, Jiang G Y, Peng X D, Jin H F, Jiang N. 2021. Relationship between the periodicity of soil and water loss and erosion-sensitive periods based on temporal distributions of rainfall erosivity in the Three Gorges Reservoir Region, China[J]. *Catena*, 202:105268. doi: 10.1016/j.catena.2021.105268
- Shi S, Zheng W, Han J, Zhan X, Wang F. 2025. Dominance of human activities in reducing soil erosion on the Loess Plateau[J]. *Journal of Hydrology*, 662:133835. doi: 10.1016/j.jhydrol.2025.133835
- Sun C, Huang G, Fan Y. 2020. Multi-Indicator Evaluation for Extreme Precipitation Events in the Past 60 Years over the Loess Plateau[J]. *Water*, 12(1):193. doi: 10.3390/w12010193
- Sun W, Mu X, Song X, Wu D, Cheng A, Qiu B. 2016. Changes in extreme temperature and precipitation events in the Loess Plateau (China) during 1960–2013 under global warming[J]. *Atmospheric Research*, 168:33-48. doi: 10.1016/j.atmosres.2015.09.001
- Sun W, Shao Q, Liu J, Zhai J. 2014. Assessing the effects of land use and topography on soil erosion on the Loess Plateau in China[J]. *Catena*, 121:151-163. doi: 10.1016/j.catena.2014.05.009
- Tani S, Gobiet A. 2019. Quantile mapping for improving precipitation extremes from regional climate models[J]. *Journal of Agrometeorology*, 21(4):434-443. doi: 10.54386/jam.v21i4.278
- Wang W, Yin S, He Z, Chen D, Wang H, Klik A. 2023. Projections of rainfall erosivity in climate change scenarios for mainland China[J]. *Catena*, 232:107391. doi: 10.1016/j.catena.2023.107391
- Wang W, Yin S, Xie Y, Liu B Y, Liu Y N. 2016. Effects of four storm patterns on soil loss from five soils under natural rainfall[J]. *Catena*, 141:56-65. doi: 10.1016/j.catena.2016.02.019
- Wei C, Dong X, Yu D, Zhang T, Zhao W, Ma Y, Su B. 2022. Spatio-temporal variations of rainfall erosivity, correlation of climatic indices and influence on human activities in the Huaihe River Basin, China[J]. *Catena*, 217:106486. doi: 10.1016/j.catena.2022.106486
- Wischmeier W H, Smith D D. 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss[J]. 39(2):285-291. doi: 10.1029/TR039i002p00285
- Wischmeier W H, Smith D D. 1978. Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning[J]. *Agriculture Handbook*, 537
- Wu J, Deng H, Sun R. 2024. Analysis of Spatiotemporal Variation in Precipitation on the Loess Plateau from 1961 to 2016[J]. 16(24):11119. doi: 10.3390/su162411119
- Wu X J, Su J B, Ren W W, Lü H S, Yuan F. 2023. Statistical comparison and hydrological utility evaluation of ERA5-Land and IMERG precipitation products on the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Hydrology*, 620:129384. doi: 10.1016/j.jhydrol.2023.129384
- Xu J, Ma Z, Yan S, Peng J. 2022. Do ERA5 and ERA5-land precipitation estimates outperform satellite-based precipitation products? A comprehensive comparison between state-of-the-art model-based and satellite-based precipitation products over mainland China[J]. *Journal of Hydrology*, 605:127353. doi: 10.1016/j.jhydrol.2021.127353
- Xu Y, Sun H, Ji X. 2021. Spatial-temporal evolution and driving forces of rainfall erosivity in a climatic transitional zone: A case in Huaihe River Basin, eastern China[J]. *Catena*, 198:104993. doi: 10.1016/j.catena.2020.104993

- Yan J, Wang S, Feng J, He H, Wang L, Sun Z, Zheng C. 2025. New 30-m resolution dataset reveals declining soil erosion with regional increases across Chinese mainland (1990–2022)[J]. *Remote Sensing of Environment*, 323:114681. doi: 10.1016/j.rse.2025.114681
- Yan R, Zhang X, Yan S, Chen H. 2018. Estimating soil erosion response to land use/cover change in a catchment of the Loess Plateau, China[J]. *International Soil and Water Conservation Research*, 6(1):13-22. doi: 10.1016/j.iswcr.2017.12.002
- Yang B, Ma X, Jiao J, Zhao W, Ling Q, Li J, Zhang X. 2024. Magnitude and hotspots of soil erosion types during heavy rainstorm events on the Loess Plateau: Implications for watershed management[J]. *CATENA*, 246:108365. doi: 10.1016/j.catena.2024.108365
- Yang X, Sun W, Li P, Mu X, Gao P, Zhao G. 2018. Reduced sediment transport in the Chinese Loess Plateau due to climate change and human activities[J]. *Sci Total Environ*, 642:591-600. doi: 10.1016/j.scitotenv.2018.06.061
- Yang X, Zhang X, Lv D, Yin S, Zhang M, Zhu Q, Yu Q, Liu B. 2020. Remote sensing estimation of the soil erosion cover - management factor for China's Loess Plateau[J]. *Land Degradation & Development*, 31(15):1942-1955. doi: 10.1002/ldr.3577
- Yin S, Nearing M A, Borrelli P, Xue X. 2017. Rainfall Erosivity: An Overview of Methodologies and Applications[J]. *Vadose Zone Journal*, 16(12):1-16. doi: 10.2136/vzj2017.06.0131
- Zabaleta A, Meaurio M, Ruiz E, Antiguada I. 2014. Simulation climate change impact on runoff and sediment yield in a small watershed in the basque country, northern Spain[J]. *J Environ Qual*, 43(1):235-45. doi: 10.2134/jeq2012.0209
- Zeng Y, Jing T, Xu B, Yang X, Jian J, Zong R, Wang B, Dai W, Deng L, Fang N, Shi Z. 2024. Vectorized dataset of silted land formed by check dams on the Chinese Loess Plateau[J]. *Sci Data*, 11(1):348. doi: 10.1038/s41597-024-03198-z
- Zhang B, Guo J, Fang H, Wu S, Feng H, Siddique K H M. 2024. Soil erosion projection and response to changed climate and land use and land cover on the Loess Plateau[J]. *Agricultural Water Management*, 306:109187. doi: 10.1016/j.agwat.2024.109187
- Zhang J P, Ren Y L, Jiao P, Xiao P, Li Z. 2022a. Changes in rainfall erosivity from combined effects of multiple factors in China's Loess Plateau[J]. *Catena*, 216:106373. doi: 10.1016/j.catena.2022.106373
- Zhang M, Zhong D, Huang W, Zhang Y, Wang G, Li T, Tian Y, Xie D. 2022b. Major moisture source patterns for extreme precipitation events over the Chinese Loess Plateau[J]. 42(15):7951-7967. doi: 10.1002/joc.7686
- Zhao G, Gao P, Tian P, Sun W Y, Hu J F, Mu X M. 2020. Assessing sediment connectivity and soil erosion by water in a representative catchment on the Loess Plateau, China[J]. *Catena*, 185:104284. doi: 10.1016/j.catena.2019.104284
- Zhao G, Mu X, Wen Z, Wang F, Gao P. 2013. Soil Erosion, Conservation, and Eco - Environment Changes in the Loess Plateau of China[J]. *Land Degradation & Development*, 24(5):499-510. doi: 10.1002/ldr.2246
- Zhao J, Wang Z, Dong Y, Yang Z, Govers G. 2022. How soil erosion and runoff are related to land use, topography and annual precipitation: Insights from a meta-analysis of erosion plots in China[J]. *Sci Total Environ*, 802:149665. doi: 10.1016/j.scitotenv.2021.149665

## 参考文献

---

- Zhao Y, Zhu D, Wu Z, Cao Z. 2024. Extreme rainfall erosivity: Research advances and future perspectives[J]. *Sci Total Environ*, 917:170425. doi: 10.1016/j.scitotenv.2024.170425
- Zheng H, Miao C, Jiao J, Borthwick A G L. 2021. Complex relationships between water discharge and sediment concentration across the Loess Plateau, China[J]. *Journal of Hydrology*, 596:126078. doi: 10.1016/j.jhydrol.2021.126078



## 致谢

行文至此，按照我自身的规划，求学与科研之路即将告一段落。回首往昔，岁月匆匆而过，其间既有困惑与挫折，也有收获与成长。在论文即将付梓之际，我怀着无比感激的心情，向所有在我求学历程中给予关心、帮助与支持的师长、同学、家人及朋友，致以最诚挚的谢意。

首先，我要衷心感谢一路上悉心指导我的各位老师。感谢我的导师于强研究员与朱清高子研究员，从选题构思、研究框架设计，到数据收集与观点提炼，再到最终定稿，每一个环节都凝聚着你们的心血与智慧。在我遇到瓶颈而困惑迷茫时，是你们一次次耐心点拨，使我重拾信心、迎难而上；在我取得进步之时，你们也给予肯定与鼓励，让我倍受鼓舞。你们不仅是我学术道路上的指引者，更是我人生旅程中的榜样。在此，祝福于老师事业顺遂，桃李芬芳；祝福朱老师学术长青，小 Evelyn 健康快乐长大！

感谢姚宁老师，在论文撰写过程中提出关键性意见，使研究思路更加严谨。感谢许守华老师在日常学习与生活中提供的细致帮助，为课题组工作提供了坚实保障。感谢在论文开题与答辩过程中，刘文兆老师、李毅老师、王恩利老师、张蚌蚌老师、何建强老师、刘梦云老师、吴耕泓老师、赵福年老师与冯璞玉老师，提出宝贵意见的各位评审专家与评委老师。感谢各位授课老师，课堂上传道授业、课下交流探讨，使我拓展了学术视野，夯实了专业基础。

感谢课题组的师兄姐妹们。感谢王椰师兄在数据处理方面提供的技术支持；感谢田琪师兄在我刚进入课题组、一切还懵懵懂懂的时候，给予了我耐心的帮助，使我得以迅速融入团队；感谢范馨逸师姐在我撰写开题报告时提供的指导与帮助。与你们共同度过的时光，是我求学岁月中最珍贵的记忆。感谢我的室友李婷、严云籍、孙佳雨，在遇到生活中的难题时总是不遗余力的给予我帮助，在学习科研中遇到瓶颈时也会一起探讨，遇到善良又有趣的你们是我宝贵的财富，我们一起分享喜怒哀乐，一起探讨人生未来，一起聚餐逛街，一起旅行，这些相互鼓励和陪伴的日子，让我的青春更加绚烂。

感谢我的挚友龙懿聪，从小学相识到现在，我们已经互相陪伴二十年了，二十年是什么概念呢？是足够一个孩童长大成人，是足够无数人来来去去，而你始终站在我转身就能看见的地方，人生得一如此挚友，足以。愿我们永远自由，平安喜乐，前程似锦！

树高千尺不忘深根沃土。感谢我的父母二十余载对我的栽培以及生活中的爱与支持。每当我遇到困难，父母总是第一个给我鼓励的人。感谢这么多年来你们无怨无悔的付出，永不停歇的照顾。你们是我求学路上最大的底气，你们的充分信任，让我勇敢大胆的做出生命中的每一个选择。唯愿父母家人平安康乐，岁月无恙。

感谢我的母校西北农林科技大学，在本硕的七年时光里，从入校时的刚成年的懵懂无知，到成为如今可以成为独挡一面的大人，离不开母校对我的悉心栽培。经国本、解民生、尚科学是我们西农学子的追求，也是母校镌刻在我心中的精神烙印。七载春秋，母校不仅教会我知识，更教会我如何扎根大地、仰望星空。未来无论身在何处，我都会带着这份赤诚，脚踏实地，不负所学，不负母校的殷殷期望。

路漫漫其修远兮，吾将上下而求索。最后感谢这一路走来的自己，这三年，有收获，有失去有成长，有笑语，有泪水，有疯狂，也有遗憾。所有的经历都有意义，感恩所有的相遇感谢那个不完美但勇敢的自己，关关难过关关过，前路漫漫亦灿灿。谨以此篇，送给我的二十五岁，我最热烈而真挚的学生青春。

朱琳

二零二六年五月于 陕西杨凌

## 作者简介

朱琳，女，汉族，陕西西安人，研究方向为极端降雨与水土保持研究。

### 主要学习经历

2023.09-2026.06，西北农林科技大学资源环境学院土地资源与空间信息技术专业，攻读农学硕士学位，师从于强研究员。

2019.09-2023.06，西北农林科技大学资源环境学院地理信息科学专业，攻读理学学士学位。

### 硕士期间获奖情况

2025年，西北农林科技大学硕士学业一等奖学金

2024年，西北农林科技大学硕士学业一等奖学金

2024年，西北农林科技大学优秀大学生

### 发表论文

[1] Yadong Liu, Hongmei Li, **Lin Zhu**, Bin Chen, Meirong Li, Huijuan He, Hui Zhou, Zhao Wang, and Qiang Yu. 2024. "Revealing Cropping Intensity Dynamics Using High-Resolution Imagery: A Case Study in Shaanxi Province, China" *Remote Sensing* 16, no. 20: 3832. <https://doi.org/10.3390/rs16203832>

[2] 刘亚东,王钊,**朱琳**,等.基于多星协同的陕西省撂荒耕地监测技术研究[J].陕西气象,2025,(03):49-56.

[3] **朱琳**,朱清高子,和志豪,等.黄土高原土壤侵蚀对极端降水的响应模拟—基于校正的ERA5-Land 气象再分析数据[J].水土保持通报. (已录用)