DOI:10.13869/j.cnki.rswc.2026.06.003 CSTR:32311.14.rswc.2026.06.003
穆渝容, 朱大运, 刘万情, 等. 中国南方降雨侵蚀力梯度变化及其对典型气候指数的滞后性响应[J]. 水土保持研究,2026,33(6):111-121.
Mu Yurong, Zhu Dayun, Liu Wanqing, et al. Gradient variation of rainfall erosivity in Southern China and its lagged response to typical climatic indices[J]. Research of Soil and Water Conservation,2026,33(6):111-121.

# 中国南方降雨侵蚀力梯度变化及其对典型气候指数的滞后性响应

穆渝容[1,2], 朱大运[1,2], 刘万情[1,2], 赵颖珊[1,2], 韩玉蓉[1,2], 谭佳颖[1,2], 赵祖伦[1,2,3]
(1.贵州师范大学 喀斯特研究院, 贵阳 550001;
2.国家喀斯特石漠化防治工程技术研究中心, 贵阳 550001; 3.贵州科学院 贵州省山地资源研究所, 贵阳 550001)

**摘 要:**[**目的**]探讨中国南方地区不同阶梯降雨侵蚀力的时空分布格局,揭示其对典型气候指数的滞后性响应特征,为气候变化背景下区域水土保持和生态修复措施的优化提供理论依据。[**方法**]基于1961—2020年日值降雨记录与气候指数数据,采用协同克里金、Mann-Kendall趋势检验研究了降雨侵蚀力时空分布特征,并通过分布滞后非线性模型(Distributed Lag Nonlinear Model,DLNM)探索了降雨侵蚀力对典型气候指数的滞后性响应机制。[**结果**](1)过去60 a南方地区各阶梯降雨侵蚀力总体呈增长趋势,其中第三阶梯增加幅度最高[17.72 MJ·mm/(hm²·h·a)($p<0.05$)]且年际波动较大(CV=15.1%);从年内尺度来看,各阶梯降雨侵蚀力夏季贡献最大。(2)在空间分布上,降雨侵蚀力总体呈现东南向西北递减的规律,第一阶梯、第二阶梯、第三阶梯多年平均降雨侵蚀力分别为1 269.45,4 545.49,6 607.77 MJ·mm/(hm²·h·a)。(3)研究区降雨侵蚀力对典型气候指数的响应均存在明显滞后效应,其中对太平洋年代际涛动(PDO)和厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)的响应最为持久,响应可持续7~8个月;对印度洋偶极子(IOD)、大西洋多年代振荡(AMO)的响应则呈不连续且跨度大的特征;而对北极涛动(AO)的响应迅速且短暂,显著响应仅集中在滞后3~4个月。[**结论**]中国南方地区降雨侵蚀力在不同地形阶梯上呈现显著的时空差异,且对气候指数的响应存在较强的空间异质性,尤其在第三阶梯对气候变化的响应最为敏感。

**关键词:**降雨侵蚀力; 气候指数; 滞后效应; 梯度变化对比; 中国南方地区
**中图分类号:**S157.1 **文献标识码:**A **文章编号:**1005-3409(2026)06-0111-11

# Gradient variation of rainfall erosivity in Southern China and its lagged response to typical climatic indices

Mu Yurong[1,2], Zhu Dayun[1,2], Liu Wanqing[1,2], Zhao Yingshan[1,2], Han Yurong[1,2], Tan Jiaying[1,2], Zhao Zulun[1,2,3]
(1.*School of Karst Science, Guizhou Normal University, Guiyang* 550001, *China*;
2.*State Engineering Technology Institute for Karst Desertification Control, Guiyang* 550001, *China*;
3.*Institute of Mountain Resource of Guizhou Province, Guizhou Academy of Science, Guiyang* 550001, *China*)

**Abstract:** [**Objective**] This study explores the spatiotemporal variation patterns of rainfall erosivity in different topographic steps of Southern China, reveals its lagged response characteristics to typical climatic indices, and provides theoretical support for the optimization of regional soil and water conservation and ecological restoration measures in the context of climate change. [**Methods**] Based on daily rainfall records and climate index data from 1961 to 2020, the study employed Co-Kriging and Mann-Kendall trend test methods to investigate the spatiotemporal distribution characteristics of rainfall erosivity. Additionally, the distributed lag nonlinear model (DLNM) was used to explore the lagged response mechanisms of rainfall erosivity to typical climatic indices.

**收稿日期:**2025-12-26 **修回日期:**2026-01-08 **接受日期:**2026-01-16
**资助项目:**国家自然科学基金(42361010);贵州省科技计划项目(黔科合平台YWZ[2025]001,黔科合平台ZSYS[2025]014);中央引导地方科技发展资助项目(黔科合中引地[2023]005)
**第一作者:**穆渝容(2000—),女,贵州遵义人,硕士研究生,研究方向为区域水土保持。E-mail:muyurong1307@163.com
**通信作者:**朱大运(1984—),男,河南信阳人,博士,教授,主要从事岩溶区水土保持、区域气候变化研究。E-mail:zhudayun163@163.com

[**Results**] (1) Over the past 60 years, the rainfall erosivity in the southern region has shown an overall increasing trend, with the third step showing the highest increase [17.72 MJ · mm/(hm² · h · a) ($p<0.05$)] and significant interannual variability (CV=15.1%). On an intra-annual scale, the highest contribution to rainfall erosivity occurred in summer for all steps. (2) In terms of spatial distribution, rainfall erosivity generally decreased from southeast to northwest. The multi-year average rainfall erosivity for the first, second, and third steps was 1 269.45, 4 545.49, and 6 607.77 MJ · mm/(hm² · h · a), respectively. (3) The rainfall erosivity in the study area exhibited distinct lag effects in response to typical climate indices. The responses to the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) were the most persistent, lasting for 7~8 months. The responses to the Indian Ocean Dipole (IOD) and Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) exhibited discontinuous patterns with extended time spans, whereas the responses to the Arctic Oscillation (AO) were rapid and transient, with significant responses concentrated within a 3~4 month lag period. [**Conclusion**] The rainfall erosivity in Southern China shows significant spatiotemporal differences across different topographic steps, with strong spatial heterogeneity in its response to climate indices. Particularly, the third step is most sensitive to climate change.

**Keywords**: rainfall erosivity; climate index; lag effect; comparison of gradient variations; Southern China

降雨引发的土壤侵蚀是全球主要的土壤退化形式之一,直接威胁着粮食安全和生态系统的可持续性[1]。降雨是导致土壤侵蚀的重要因素,雨滴击溅和径流剥蚀是降雨驱动土壤侵蚀的主要途径,可通过降雨侵蚀力指标进行表征,该指标被广泛应用于水土保持综合治理研究中[2]。随着全球气候变化的加剧,降雨模式发生显著改变,诸多研究表明,全球变暖可能导致极端降雨事件发生频率的增加,进而加剧土壤侵蚀风险[3]。在此背景下,深入探究降雨侵蚀力的时空变异性及其对气候指数的响应规律,对于科学评估土壤侵蚀风险,优化水土保持措施具有重要的现实意义。

中国南方地区属于全国土壤侵蚀高发区域,其降雨侵蚀问题已引起广泛关注。近年来,学者们围绕该区域降雨侵蚀力的时空分布特征展开了多尺度、多区域的研究。其中长江流域[4]、淮河流域[5]和珠江流域[6]多年平均降雨侵蚀力均呈现由西北向东南递增的空间分布格局。时间上,长江流域极端降水事件频率和强度显著增加,其降雨侵蚀力总体也以增加趋势为主,而淮河流域与珠江流域则表现出相反趋势。另外受海拔、降雨量、地形地貌和经纬度等因素的影响,这种复杂的空间异质性不仅体现在不同流域或省份之间,甚至在同一流域内部也存在显著差异,如贵州省境内珠江流域部分降雨侵蚀力显示出自西向东递减的空间分布格局[7],进一步印证了区域内部地理背景对降雨侵蚀力的调控作用。尽管上述研究在流域尺度或行政区划尺度上提供了对降雨侵蚀力认知的重要支撑,但以往划分往往跨越多个地形背景区,导致地形因素作用难以被充分识别。因此,本文根据中国地形阶梯分界线[8],将中国南方划分为第一阶梯、第二阶梯以及第三阶梯进行跨地形阶梯对比分析,有助于厘清地形差异带来的气候条件等的变化对降雨侵蚀力空间分布及演变趋势的调控作用,提升对复杂地理背景下降雨侵蚀力驱动机制的系统认知。

降雨侵蚀力与气候指数存在复杂的时空关系,研究表明降雨侵蚀力对气候指数的响应常表现出显著的滞后性特征,且在不同区域、不同气候背景下存在显著差异性[9]。滞后响应机制研究常用的方法包括滑动相关分析、小波相关分析等线性分析法,如Cui等[10]利用小波相关分析探讨了青藏高原降雨侵蚀力与ENSO的联系,指出1995—1999年二者存在2~5 a的共振周期,表明青藏高原降雨侵蚀力对ENSO存在滞后响应特征。Zhang等[11]通过滑动相关分析探究了渭河流域降雨侵蚀力与北大西洋涛动(NAO)的关系,发现二者呈现显著正相关,并且降雨侵蚀力对NAO的响应滞后约9个月。Zhao等[12]研究了喀斯特丘陵区降雨侵蚀力与ENSO的关系,发现二者在年尺度上呈显著正相关,滞后时间为1 a。然而,有研究指出气候指数对降雨侵蚀力的影响随着滞后时间推移呈现出动态变化的特征,二者存在复杂的非线性关系,响应可能在特定的滞后时间点突然增强或者减弱,或在不同气候背景相位下表现出不同的响应模式[13-14]。因此,传统方法在揭示此类复杂关系方面存在局限性,亟需引入能够解释非线性复杂关系的模型。DLNM因其能够有效地捕捉复杂时间序列数据中变量间的非线性关系并同时考虑滞后效应,在环境生态学领域得到广泛应用。然而,在降雨侵蚀力研究领域尚未见该模型的相关应用。基于此,本文将引入DLNM模型,识别降雨侵蚀力对气候指数的非线性滞后响应特征,以期更全面地分析降雨侵蚀力滞后响应的动态演变过程,从而提高

区域水蚀风险预测准确性。

综上,本文以中国南方291个降雨站点的日降雨资料为基础,采用日降雨侵蚀力模型,分析1961—2020年中国南方不同阶梯降雨侵蚀力时间上和空间上的梯度变化特征。在此基础上,通过DLNM评估降雨侵蚀力对典型气候指数的滞后响应,并探讨其非线性特征。研究结果有助于深化对复杂地貌背景下气候变化影响机制的理解,为南方地区水土保持措施优化和生态治理修复提供重要的理论支持与科学依据。

# 1　材料与方法

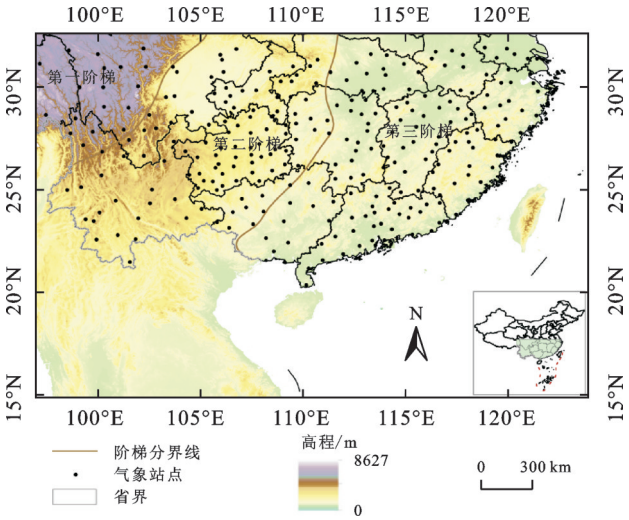
## 1.1　研究区概况

中国南方地区(20°—32°N,97°—125°E)横跨三级地形阶梯,涵盖从青藏高原边缘到东南沿海平原的广泛区域(图1)。研究区综合参考Zhang[15]、Li[16]等研究中对中国南方的界定,并结合本研究梯度对比分析需求与实际气象站点分布情况进行划定。该地区地形复杂多样,地貌呈阶梯式分布,自西向东呈现明显的变化,海拔高度差异可达3 500 m以上,地形起伏显著。气候方面,南方地区受南亚季风和东亚季风双重影响,降雨量丰富且年际变化较大,降雨空间分布呈自东向西、自南向北递减的规律。在地貌类型上,主要包括喀斯特地貌、高原山地地貌、丘陵地貌、平原地貌和河流谷地等多种类型,其中喀斯特地貌、高原山地地貌和丘陵地貌分布广,由于特殊的地质环境和气候条件、气候因素以及人为活动的共同作用,水土流失已成为影响生态环境与农业生产的重大自然灾害。

## 1.2　数据来源

1.2.1　日降雨量数据集　本研究所使用的中国南方地区日降雨数据,来源于中国气象局国家气象信息中心编制的“中国地面气候资料日值数据集(V3.0)”(https://data.cma.cn)。站点的选择依据欧洲气候评估数据筛选标准[17],具体筛选条件如下:(1)若某个站点缺失数据每年超过10%,则剔除该站点的日降雨数据;(2)数据不得少于40 a;(3)每年缺失的数据不应超过20%或连续3个月。经过筛选,南方地区共有291个站点符合上述标准。

1.2.2　全球气候指数　为探讨降雨侵蚀力与大尺度气候指数的滞后相关性,本文选择1961—2020年ENSO,PDO,AO,AMO和印度洋偶极子(Indian Ocean Dipole,IOD)的月值数据进行分析。使用Niño 3.4(5°S—5°N,170°W—120°W)区域的海表温度异常值(Sea Surface Temperature,SST)来表征ENSO指数,Niño 3.4指数是ENSO的核心指标之一,能够表征El Niño和La Niña事件的强度。上述气候指数的数据均来源于美国国家海洋和大气管理局物理科学实验室(National Oceanic and Atmospheric Administration-Earth System Research Laboratories,NOAAESRL)(https://psl.noaa.gov/)。




注:基于标准地图服务系统下载的审图号GS(2024)0650号的标准地图制作,底图未做修改,下图同。

**图1　研究区概况**

**Fig. 1　Overview of study area**

## 1.3　研究方法

1.3.1　降雨侵蚀力计算　降雨侵蚀力的计算包括$E\times I_{30}$的经典计算方法和简易计算模型两类,而在实际应用中,由于降雨动能$E$和30 min降雨强度$I_{30}$资料难以获得,国内外学者建立了基于降雨量的$R$值简易计算模型。Zhu等[18]通过计算相对误差(Relative Error,RE)和绝对误差(Absolute Error,AE)评估在南方地区常用的6个降雨侵蚀力计算模型精度,发现Xie等[19]改进的Yu等[20]的日降雨模型误差最小,因此本文选择该模型进行降雨侵蚀力的计算,公式如下:

$$R_d=0.2686\left[1+0.5412\cos\left(\frac{\pi}{6}j-\frac{7\pi}{6}\right)\right]p_d^{1.72656} \quad (1)$$

式中:$R_d$为日降雨侵蚀力〔MJ·mm/(hm²·h)〕;$j$为1—12月份;$P_d$为日降雨量(mm)。

1.3.2　时空变化分析　(1)空间插值。克里金(Kriging)插值法是地统计学的一个重要方法,涵盖普通克里金法、协同克里金法和泛克里金法等多种形式。Zhu等[18]比较了5种插值方法,发现采用协同克里金法的插值结果优于其他插值方法,因此在本研究中,采用协同克里金法对降雨侵蚀力进行空间插值。

(2)趋势分析。采用Mann-Kendall(M-K)方法进行趋势变化的显著性检验,该方法是一种常见的非参数方法,已被广泛用于检测水文气候数据时间序列中单调趋势变化的显著性[21],当$Z>0$时,表示趋

势增加，而$Z<0$表示趋势减少，$Z=0$表示没有变化趋势。$|Z|\geqslant1.64$，1.96，2.58，表示趋势分别通过90%，95%和99%的显著性检验。

采用线性回归方法的斜率作为线性变化速率进行趋势分析，正负号表征增加或减少趋势。变异系数（Coefficient of Variation，CV）可衡量降雨侵蚀力变异程度，划分标准为弱变异性[0，0.1）、中等变异性[0.1，1）和高变异性[1，∞）[22]。

1.3.3 分布滞后非线性模型（DLNM） 为探究降雨侵蚀力对气候指数的非线性滞后效应，本文采用DLNM进行建模分析，在模型构建之前，首先对备选气候指数进行相关性分析，以降低多重共线性对模型稳定性的影响。分析结果表明，各候选气候指数之间的相关系数均低于0.5，具备纳入模型的统计合理性。在DLNM中，需基于变量的物理意义选择一个参考值以计算相对效应[23]，本文以0作为各气候指数的参考值，代表其中性状态。相对效应由变化比例表示，表征气候指数单位变化时对响应变量的相对影响程度。模型通过构建交叉基函数（Cross-Basis Function）$cb(X_t,l)$，将变量维度和滞后维度的非线性结构整合于同一矩阵中，并对不同滞后期的变量关系进行建模。考虑到响应变量的非负、连续以及右偏分布特性，使用Gamma分布和对数链接函数拟合广义线性模型，并通过自然三次样条基函数的张量积构建交叉基矩阵，最大滞后时间确定为12个月并依据AIC确定最佳自由度，模型设定的显著水平为0.05。模型公式如下：

$$\lg E(Y_t)=\alpha+cb(X_t,l)\beta+\varepsilon_t \quad (2)$$

式中：$Y_t$为在时间$t$对应的降雨侵蚀力观测值；$\alpha$为截距项；$X_t$为对应的气候指数；$cb(X_t,l)$为构建于变量与滞后维度上的交叉基函数；$\beta$为待估回归系数；$\varepsilon_t$为Gamma分布误差项。

## 2 结果与分析

### 2.1 不同阶梯降雨侵蚀力的时空变化特征

2.1.1 降雨侵蚀力的时间变化 图2展示了1961—2020年3个阶梯区域多年平均降雨侵蚀力变化趋势。从整体来看，3个阶梯的降雨侵蚀力均呈现不同程度的上升趋势，但增速和波动特征存在明显差异。其中，第三阶梯的变化最为剧烈。该区域年降雨侵蚀力水平最高，年均变化达17.72 MJ·mm/(hm²·h·a)且增长趋势通过显著性检验（$p<0.05$）。与此同时，其变异系数为15.1%，为3个区域中最大，揭示该区域降雨侵蚀力年际波动幅度最强，表现出“高强度—高波动—显著上升”的典型特征。第二阶梯区域虽未达到统计显著水平（$p>0.05$），但其年均变化为4.66 MJ·mm/(hm²·h·a)，高于第一阶梯，降雨侵蚀力的总体水平也处于中间位置，其变异系数为12.3%，为三者中最低，说明该区域降雨侵蚀力在长期增长背景下波动最小，呈现出“中强度—低波动—稳定增长”的特征。相比之下，第一阶梯降雨侵蚀力最低，增长区域也最为平缓，年均变化为1.73 MJ·mm/(hm²·h·a)，$p>0.05$，同样未达到显著性水平。变异系数为14.7%，略高于第二阶梯，其年际波动较小，整体变化趋势较为稳定。

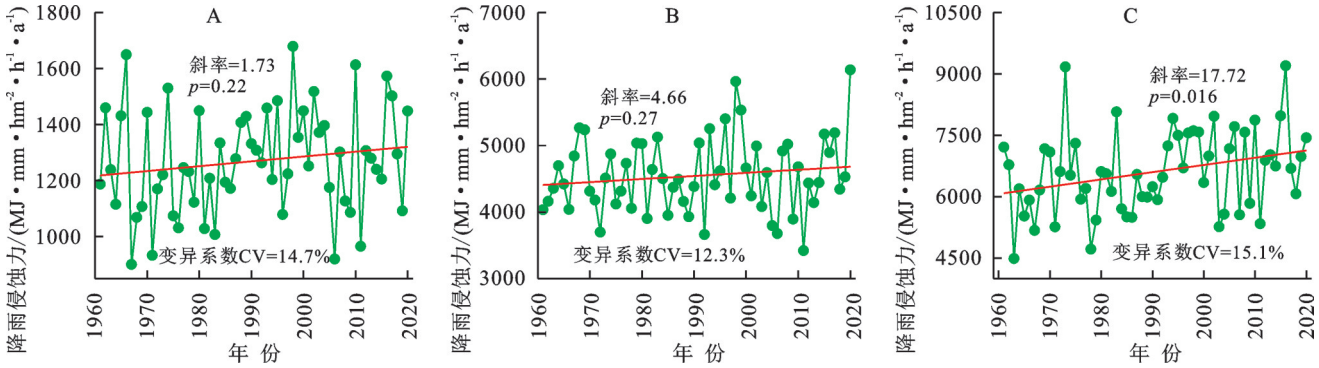



图2 1961—2020年不同阶梯年降雨侵蚀力变化

Fig. 2 Changes in annual rainfall erosivity in different steps (1961—2020)

为进一步全面揭示降雨侵蚀力在时间尺度上的变化特征，本文基于季节尺度和月尺度对不同阶梯进行对比分析（图3）。结果表明，无论在哪一时间尺度上，降雨侵蚀力均表现出一致的空间分异格局，具体为第三阶梯>第二阶梯>第一阶梯，显示出较强的空间稳定性。从整体分布看，三大阶梯在季节与月尺度上的数据点多数集中于箱型图中位区域，极端值较少，表明研究期间降雨侵蚀力波动幅度较小，整体变化较为平稳。从季节分布来看，夏季为各区域降雨侵蚀力的主导季节，三大阶梯夏季侵蚀力占比均超过40%，且极差值远高于其他季节，说明强降雨主要集中于夏季，贡献最大；冬季各阶梯降雨侵蚀力最低，变异性最小。此外，春季阶段，第一和第三阶梯的降雨侵蚀力波动幅度明显大于第二阶梯，反映出不同区域在非主汛期对降

雨变化的响应存在差异。在月尺度上,各阶梯降雨侵蚀力均呈现集中分布态势,但集中月份有所差异。第一阶梯降雨侵蚀力主要集中在3—10月,持续期较长;第二、三阶梯则主要集中于5—9月,显示出更典型的夏季集中型特征。值得注意的是,3个阶梯降雨侵蚀力年际变幅最大的月份也表现出显著差异。第一阶梯年际极差峰值出现在8月〔533 MJ·mm/(hm²·h·a)〕,第二阶梯为7月〔1 749 MJ·mm/(hm²·h·a)〕,而第三阶梯则在6月达到最大〔1 882 MJ·mm/(hm²·h·a)〕。这些差异表明不同区域对极端降雨事件的响应存在明显的时间错位,可能与区域性气候、地形起伏特征等多因素耦合调控有关。

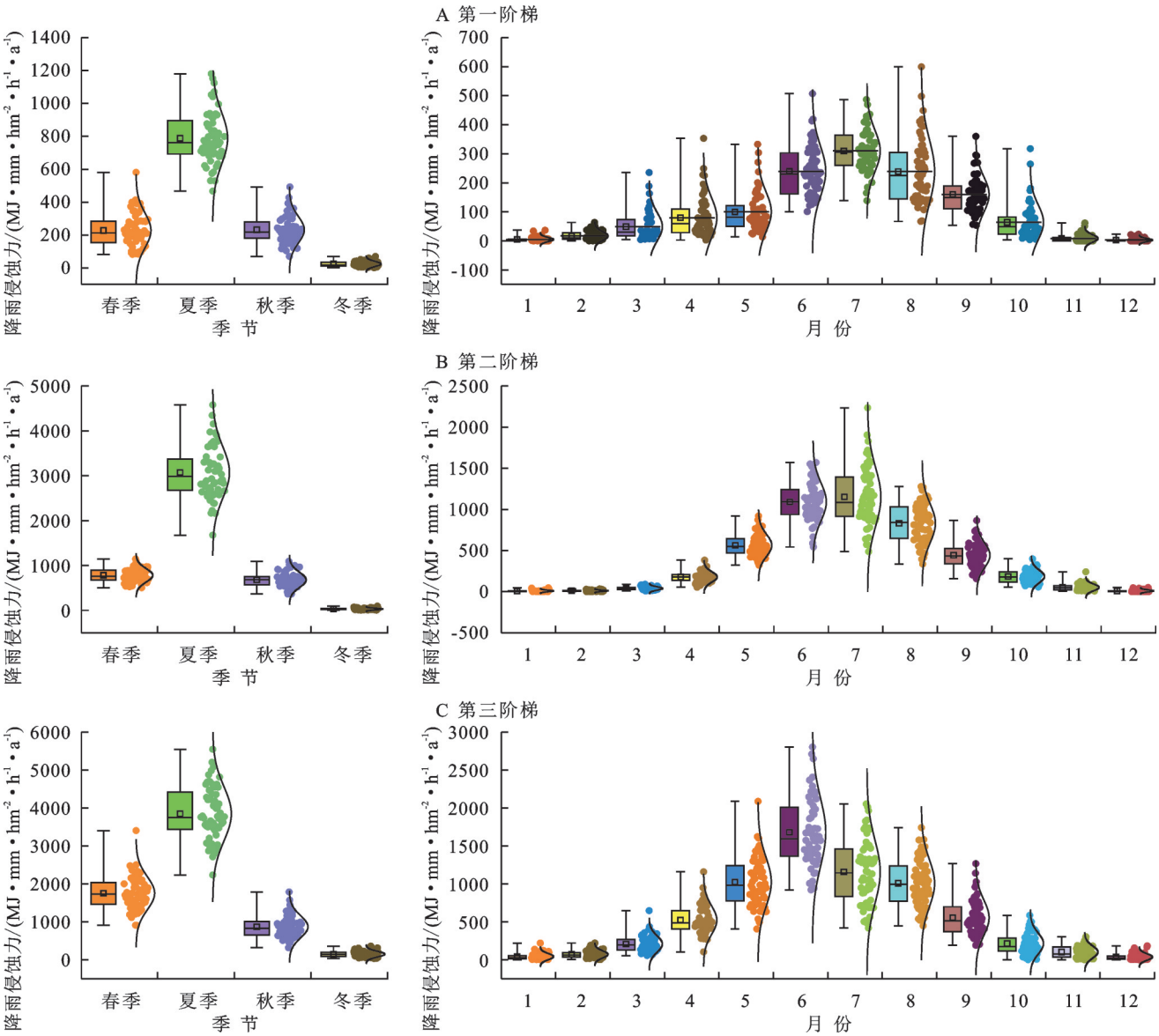



**图3　1961—2020年不同阶梯降雨侵蚀力季节性变化和月度变化**

**Fig. 3　Seasonal and monthly changes in rainfall erosivity in different steps (1961—2020)**

2.1.2　降雨侵蚀力的空间变化特征　表1展示了中国南方各站点在年尺度与季节尺度上的降雨侵蚀力变化趋势的统计特征。从年尺度看,74.26%的站点年降雨侵蚀力呈增加趋势,其中15.44%的站点达到显著性水平($p<0.05$),25.74%的站点年降雨侵蚀力下降,显著下降站点仅占2.57%($p<0.05$)。这表明,在过去60年中,研究区大部分区域降雨侵蚀力呈现上升趋势,可能导致区域水土流失风险上升。在季节尺度上,春季和秋季降雨侵蚀力的变化相对平稳,增加和下降站点比例相近,显著变化站点数量较少。相比之下,夏季和冬季则表现出更为明显的上升趋势,夏季有76.84%的站点降雨侵蚀力增加,其中22.06%的站点显著增加($p<0.05$),冬季则有86.41%的站点降雨侵蚀力增加,显著增加站点占比达25.38%($p<0.05$)。由此可见,中国南方大多数地区将面临更高的水土流失风险。

图4为1961—2020年中国南方地区年平均降雨侵蚀力的空间分布特征。整体上,区域年降雨侵蚀力

值介于272.96～16 296.92 MJ·mm/(hm²·h·a)，呈现出由东南沿海向西北内陆递减的空间梯度特征，该格局与地形分区高度契合，即从第三阶梯向第一阶梯逐级递减。第一阶梯降雨侵蚀力最低，主要分布在四川省西北部和青藏高原东南部延伸区域，数值主要集中在273～3 541 MJ·mm/(hm²·h·a)，多年平均降雨侵蚀力为1 269.45 MJ·mm/(hm²·h·a)。第二阶梯降雨侵蚀力显著高于第一阶梯，多年平均降雨侵蚀力为4 545.49 MJ·mm/(hm²·h·a)，数值分布范围在3 541～9 950 MJ·mm/(hm²·h·a)，且局地形成高值中心，表现出较强的空间异质性。第三阶梯则为主要高值区，多年平均降雨侵蚀力为6 607.77 MJ·mm/(hm²·h·a)，其东南沿海及邻近低山丘陵地带构成了连续高值带，是区域水土流失风险最为集中的敏感区域。

**表1 中国南方降雨侵蚀力趋势变化站点百分比统计**

**Table 1 Percentage statistics of stations with variation trends of rainfall erosivity in Southern China** %

| 不同时段 | 站点百分比 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 减少 | 显著减少 | 合计 | 增加 | 显著增加 | 合计 |
| 全年 | 23.17 | 2.57 | 25.74 | 58.82 | 15.44 | 74.26 |
| 春季 | 48.90 | 4.41 | 53.31 | 40.44 | 6.25 | 46.69 |
| 夏季 | 22.06 | 1.10 | 23.16 | 54.78 | 22.06 | 76.84 |
| 秋季 | 46.32 | 3.68 | 50.00 | 45.96 | 4.04 | 50.00 |
| 冬季 | 12.86 | 0.73 | 13.59 | 61.03 | 25.38 | 86.41 |

降雨侵蚀力的空间分布也因季节变化而复杂(图5)，春季整个研究区降雨侵蚀力在26.33～3 820 MJ·mm/(hm²·h·a)，其中第三阶梯降雨侵蚀力显著高于第一、二阶梯，并且在第三阶梯东南部和中部形成两个高值区域。夏季为全年降雨侵蚀力最强的时期，第二、三阶梯的降雨侵蚀力相较于春季都显著增加，最大值出现在第三阶梯东南沿海地区，最高达到9 556.31 MJ·mm/(hm²·h·a)，显示出较强的季节性降雨侵蚀特征。秋季降雨侵蚀力的高值区域范围缩小到东部和东南沿海地区，除第一阶梯外，其余区域降雨侵蚀力分布相对均匀。冬季研究区整体降雨侵蚀力显著减弱，其最大值仅为226.61 MJ·mm/(hm²·h·a)，且高值依然集中分布于第三阶梯。第一、二阶梯的大部分区域降雨侵蚀力降至极低水平，仅在云南南部以及广西东部局地略高，但整体值主要集中在100 MJ·mm/(hm²·h·a)左右，侵蚀风险可忽略。

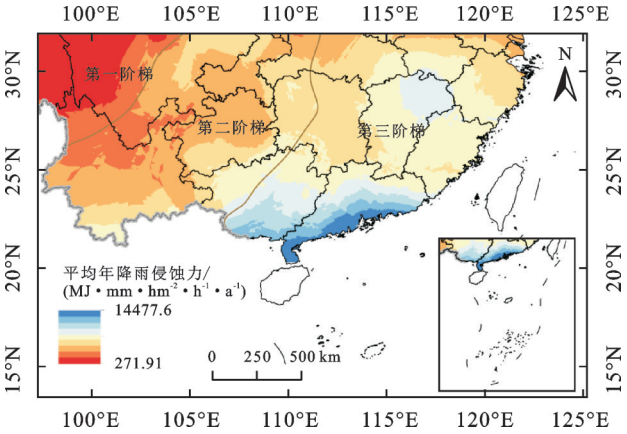



**图4 1961—2020年中国南方年均降雨侵蚀力的空间分布**

**Fig. 4 Spatial distribution of annual average rainfall erosivity in Southern China (1961—2020)**

综上所述，中国南方地区年和季节尺度上的降雨侵蚀力均呈现明显的时空差异。第三阶梯区域为降雨侵蚀力水平最高区域，且在夏季和冬季增加趋势显著，是未来区域水土流失防控的重点区域与关键时段。

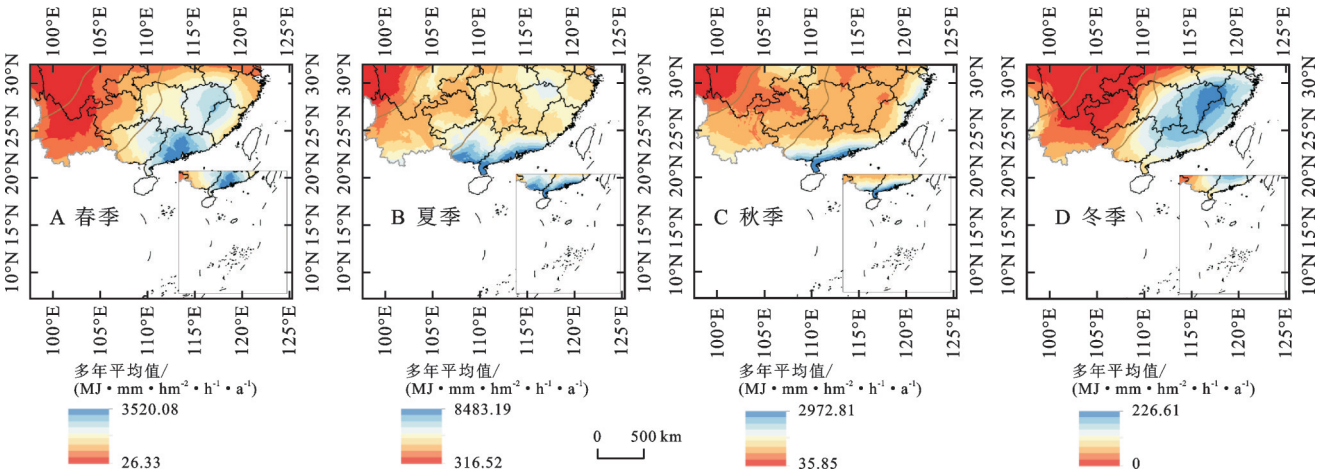



**图5 1961—2020年中国南方各季节降雨侵蚀力的空间分布**

**Fig. 5 Spatial distribution of seasonal rainfall erosivity in Southern China (1961—2020)**

## 2.2 降雨侵蚀力对全球典型气候指数的滞后响应

为直观展示气候指数对降雨侵蚀力影响的程度和方向，在图6中展示了3个阶梯降雨侵蚀力对5个气候指数的3D滞后响应曲面图。总体上，气候指数对降雨侵蚀力的影响均呈现复杂的非线性模式，并且3个阶梯的影响模式有一定的相似性。ENSO正向影

响主要集中在滞后时间6~8个月时,且在ENSO事件达到最强时,对降雨侵蚀力的影响也达到最大,降雨侵蚀力增加40%以上,而负向影响主要在滞后10个月之后强烈,降雨侵蚀力减少40%左右。IOD指数对降雨侵蚀力的影响强度与ENSO相差较小,但影响模式明显不同,在短滞后期对降雨侵蚀力的影响主要是负向的,6个月之后逐渐转为正向。PDO指数对降雨侵蚀力的影响大部分时间较弱,且偏向负向影响,但在滞后8个月时PDO负相位对降雨侵蚀力的正向影响达到峰值,降雨侵蚀力大幅度增加。相对于PDO指数,AMO对降雨侵蚀力的影响表现出更复杂的非线性特征,但整体影响更弱。AO指数对降雨侵蚀力的影响模式较为简单,非线性效应不明显。整体上来看,3个区域降雨侵蚀力对AO指数的响应都较迅速。

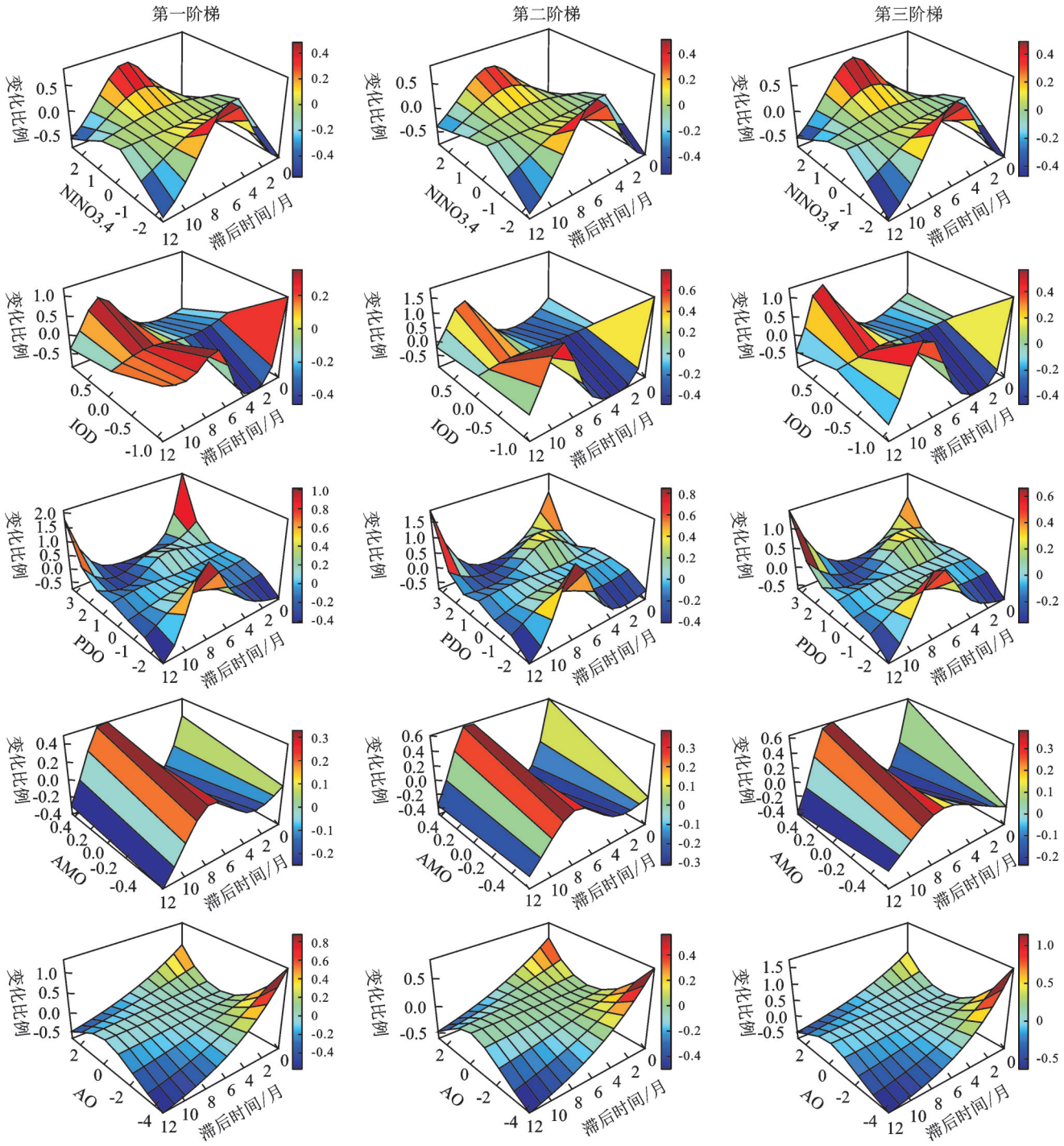



**图6　降雨侵蚀力对气候指数的滞后响应3D曲面图**

**Fig. 6　3D surface plots of lagged response of rainfall erosivity to climate indices**

曲线图能够更清晰地展示气候指数在不同滞后时间对降雨侵蚀力的影响模式及其显著性(图7),图中加粗实线表示通过显著性检验($p<0.05$)。从图7中可以看出,厄尔尼诺和拉尼娜事件对降雨

侵蚀力的影响都表现出强烈的非线性特征，对降雨侵蚀力的影响随滞后时间而变化，在滞后早期（1～3 个月）对降雨侵蚀力呈负向影响，3 个月之后转为正向影响，到 8 个月影响强度达到峰值后消失，3 个阶梯 ENSO 对降雨侵蚀力的影响模式表现出较高相似性。

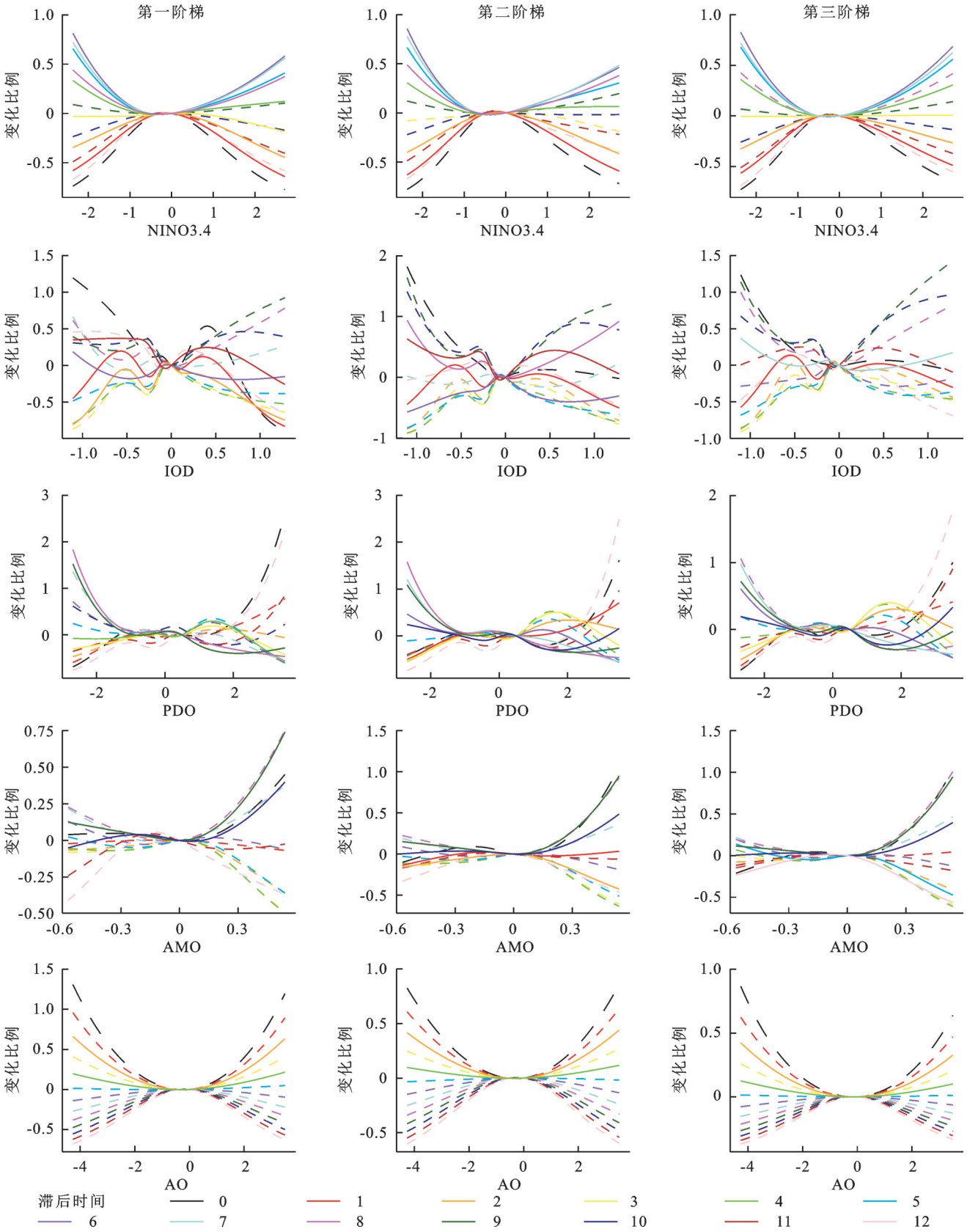



图 7 降雨侵蚀力对气候指数的滞后响应曲线图

**Fig. 7 Lagged response curves of rainfall erosivity to climate indices**

相比于ENSO事件,IOD对降雨侵蚀力的影响显著滞后期较少,且3个区域的影响模式存在差异,第一阶梯区域IOD负相位对降雨侵蚀力的影响是负向的,而正相位对降雨侵蚀力的影响在不同滞后期呈现不同的方向。在第二阶梯区域和第三阶梯区域,IOD对降雨侵蚀力的影响在大部分滞后期为负向影响,其中正相位期间最高使降雨侵蚀力减少50%以上,负相位期间对降雨侵蚀力的影响较弱。值得注意的是,在第二、三阶梯区域,滞后9个月时,IOD对降雨侵蚀力表现出较强的正向影响。

PDO负相位对降雨侵蚀力的影响在滞后早期时主要是负向的,滞后中后期转为强烈的正向影响,降雨侵蚀力增加显著,而正相位期间与负相位期间相反。相对于第一阶梯区域,第二、三区域PDO对降雨侵蚀力的影响持续时间更长,且降雨侵蚀力的响应迅速。

AMO对降雨侵蚀力的强烈影响表现在正相位期间,第一阶梯影响模式相对简单,在AMO正相位期间,降雨侵蚀力在滞后9个月时产生响应,降雨侵蚀力显著增加,到滞后10个月时降雨侵蚀力增加趋势开始下降直至消失。第二、三阶梯区域AMO对降雨侵蚀力的影响展现出更为复杂的非线性效应,在不同滞后期对降雨侵蚀力的影响模式不同。整体来看3个区域AMO正相位对降雨侵蚀力的影响更为显著,负相位期间对降雨侵蚀力的影响较小,其中第二阶梯区域降雨侵蚀力对AMO的响应更加迅速,这表明AMO正相位对降雨侵蚀力带来的影响需重点关注。

3个区域降雨侵蚀力对AO指数的长期滞后响应未达到统计学意义上的显著水平,表明AO指数对降雨侵蚀力的影响主要在短期内,滞后时间4个月之后对降雨侵蚀力的影响消失。另外,这种影响在AO指数趋于中性时迅速减弱,表明降雨侵蚀力对AO指数的敏感性主要集中在AO的极端异常。在3个区域中,降雨侵蚀力响应最强烈的是第三阶梯,AO指数处于极端负值或极端正值时,降雨侵蚀力最高增加90%左右,远高于其他区域,说明第三阶梯区域降雨侵蚀力对AO指数波动的响应极其敏感,短期内极端降雨事件或强降雨过程可能迅速增强降雨侵蚀风险。以上说明在北极涛动初期,需特别关注中国南方尤其是第三阶梯区域的水土流失风险防控,以降低极端降雨事件带来的潜在损害。

## 3　讨　论

基于1961—2020年中国南方降雨侵蚀力的长期变化趋势分析结果可知,研究区降雨侵蚀力呈现显著的梯度差异,这些差异与降雨的空间分布、地形特征以及气候变化等密切相关。协同克里金插值结果(图4)显示,研究区降雨侵蚀力整体呈现出“东南高、西北低”的空间分布格局,其中第三阶梯降雨侵蚀力最高,其高值中心集中于东南沿海,这主要与该地区频繁的极端降雨事件有关,降雨强度大且频繁,导致该地区较高的降雨侵蚀力[24]。已有研究表明降雨侵蚀力的地理差异可以部分归因于错综复杂的地形特征和大气指数的相互作用[25]。例如,受海洋输送的季风气流在遭遇山地阻挡或复杂气象条件时,容易激发对流活动,从而形成高强度降雨过程[26]。此外,研究发现第三阶梯对气候变化的响应更加敏感,且响应时间持续更长,更易受到极端气候事件的影响,进而加剧降雨侵蚀力。第二阶梯呈现出中等强度的降雨侵蚀力,可能受到季风环流变化影响,如夏季西太平洋副热带高压偏南、水汽输送路径受限等因素,使得降雨主要分布于东部沿海,长江流域西部降雨相对偏少[6]。第一阶梯区域降雨侵蚀力最弱,其主要原因是距海较远、山脉众多,空气湿度低,水汽输送受阻,降雨量普遍较小,从而导致降雨侵蚀力显著偏低。综上,中国南方降雨侵蚀力在不同梯度上具有显著的时空差异,需要结合地形特征、人类活动和气候模式等多重因素进行综合分析,制定不同的土壤侵蚀预防措施。

全球气候指数对降雨侵蚀力的影响是一个普遍关注的问题,在不同区域、方法和气候背景下,其影响机制表现出明显的差异性与复杂性。如Baddoo等[14]在皇甫川流域的研究指出,厄尔尼诺事件常引起降雨量减少,拉尼娜事件则带来降雨增加,滞后时间多在半年至一年。而本文发现南方地区在滞后早期(1—3月)厄尔尼诺和拉尼娜对降雨侵蚀力的影响都是负向的,3月之后转为正向,其影响方向随滞后时间发生转变,表现出明显的非线性响应特征,这种随时间变化的复杂特征,可能归因于不同大尺度环流之间的相互作用[27]。AO对降雨侵蚀力的影响主要集中在滞后初期(2—4个月),并且以正向影响为主,这是因为AO相关的气旋环流异常在西北太平洋从春季持续到夏季,可能调节东亚夏季风,从而通过海气正反馈产生降水[28]。另一方面,PDO在第二、三阶梯的影响表现出更长的持续性和更迅速的特征,这很可能归因于其作为年代际背景场,对西太平洋副热带高压的长期强迫,持续影响向内陆输送的水汽条件,第二、三阶梯地处该水汽通道中下游,因此对该环流背景变化更为敏感[29]。相比之下,AMO对降雨侵蚀力的影响集中在正相位期间,且以正向影响为主。AMO正相位阶段

的典型海温模态表现为北大西洋海温异常偏暖、南大西洋海温异常偏冷，可强化东亚季风并延迟印度夏季风撤退，进而导致中国南方降雨增加[30]。这些气候指数对降雨侵蚀力的影响均表现出显著的非线性特征。Dong等[13]对华南地区的研究发现该地区AO与10月的降雨呈正相关，与11月的降雨呈负相关，进一步印证了气候指数与降雨侵蚀力复杂的非线性关系。本研究结果进一步验证了降雨侵蚀力与气候指数之间存在明显的非线性和滞后响应关系。从已知结果来看，关于降雨侵蚀力与气候指数的非线性关系，目前只能从以上少数研究中了解到这种非线性特征的存在，其产生机制以及影响规律还需进一步研究。

降雨侵蚀力的变化机制较为复杂，其多因子驱动因素有待探究，降雨侵蚀力的变化并不仅仅受降雨单一驱动，还受局地气候因子、土地利用、人类活动干预以及其他自然因子等多重因素影响。目前研究仅考虑大尺度气候指数对降雨侵蚀力的驱动，尚未将土地覆被变化及人类干扰等纳入综合分析体系。未来研究可将其他影响因子纳入模型当中，进一步量化各类因子的驱动贡献，提升对降雨侵蚀力演变机制的系统认知。

## 4 结 论

（1）整体上，1961—2020年中国南方3个阶梯降雨侵蚀力均呈现增加趋势，其中第三阶梯降雨侵蚀增加速率最为显著，斜率达到17.72 MJ·mm/(hm$^2$·h·a)。月度数据分析表明，7月为降雨侵蚀力的峰值时期，降雨强度对降雨侵蚀力的影响尤为突出。

（2）空间上，中国南方降雨侵蚀力表现为自东南向西北逐渐降低，第三阶梯降雨侵蚀力显著高于其他两个区域。此外，1961—2020年超过70%的站点降雨侵蚀力表现出增加趋势，其中夏季和冬季降雨侵蚀力增加趋势更大。

（3）降雨侵蚀力对不同气候指数的滞后响应存在显著差异，且表现出明显的非线性特征。其中降雨侵蚀力对PDO与ENSO响应的持续时间最长，均可达7～8个月，且对PDO的滞后响应更为显著。从空间差异来看，3个阶梯降雨侵蚀力受到气候指数影响的模式表现出相似性，但第二、三阶梯降雨侵蚀力对气候指数的响应更为迅速和强烈。

**参考文献(References)：**


[1] 徐晶，时延锋，徐征和，等.1961—2020年沂蒙山区降雨侵蚀力时空变化特征[J].水土保持研究，2022，29(6)：36-44.
Xu J, Shi Y F, Xu Z H, et al. Spatiotemporal variation characteristics of rainfall erosivity in Yimeng Mountain area from 1961 to 2020[J]. Research of Soil and Water Conservation, 2022, 29(6): 36-44.

[2] 马道铭，回毅滢，赵炯昌，等.近60年山西省降雨侵蚀力时空变化特征[J].水土保持研究，2023，30(6)：24-31，48.
Ma D M, Hui Y Y, Zhao J C, et al. Spatiotemporal characteristics of rainfall erosivity in Shanxi Province in recent 60 years[J]. Research of Soil and Water Conservation, 2023, 30(6): 24-31, 48.

[3] Borrelli P, Robinson D A, Panagos P, et al. Land use and climate change impacts on global soil erosion by water (2015—2070)[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2020, 117(36): 21994-22001.

[4] 高歌，殷水清，陈涛，等.长江流域降雨侵蚀力时空变化及成因分析[J].农业工程学报，2022，38(3)：84-92.
Gao G, Yin S Q, Chen T, et al. Spatiotemporal variation and cause analysis of rainfall erosivity in the Yangtze River basin of China[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2022, 38(3): 84-92.

[5] 朱宸，赵雯，叶正伟，等.1960—2014年淮河流域降雨侵蚀力的时空变化特征[J].淮阴师范学院学报(自然科学版)，2020，19(3)：227-232.
Zhu C, Zhao W, Ye Z W, et al. Spatial and temporal variation of rainfall erosivity in Huaihe River basin from 1960 to 2014[J]. Journal of Huaiyin Teachers College (Natural Science Edition), 2020, 19(3): 227-232.

[6] Cao Z, Zhu D Y, Zhao Y S, et al. Coupling and coordination of rainfall erosivity and aerosols in the Pearl River basin under multiple shared socio-economic pathways[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2024, 155(7): 6053-6067.

[7] 朱大运，杨倩，陈海，等.1960—2017年贵州省不同水系降雨侵蚀力时空变异特征[J].水土保持通报，2021，41(1)：6-14.
Zhu D Y, Yang Q, Chen H, et al. Spatiotemporal variations in rainfall erosivity of different river systems in Guizhou Province during 1960—2017[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2021, 41(1): 6-14.

[8] 蒋捷，杨昕.基于DEM中国地势三大阶梯定量划分[J].地理信息世界，2009，7(1)：8-13.
Jiang J, Yang X. Quantitative segmentation of the three gradient terrain of China based on DEM[J]. Geomatics World, 2009, 7(1): 8-13.

[9] Deng S L, Yang N, Li M C, et al. Rainfall seasonality changes and its possible teleconnections with global climate events in China[J]. Climate Dynamics, 2019, 53(5): 3529-3546.

[10] Cui B H, Zhang Y L, Liu L S, et al. Spatiotemporal variation in rainfall erosivity and correlation with the ENSO on the Tibetan Plateau since 1971[J]. Interna-

tional Journal of Environmental Research and Public Health, 2021,18(21):11054.

[11] Zhang Y, Chao Y, Fan R R, et al. Spatial-temporal trends of rainfall erosivity and its implication for sustainable agriculture in the Wei River basin of China[J]. Agricultural Water Management, 2021,245:106557.

[12] Zhao Q, Yang J Z, Xiang H W, et al. Characteristics and discrepant responses of rainfall erosivity to El Niño-southern oscillation under varied rainfall intensity in a karst hilly region, China[J]. Journal of Hydrology: Regional Studies, 2024,56:102075.

[13] Dong T, Dong W, Feng T, et al. Reversed impacts of the Arctic oscillation on the precipitation over the South China Sea and its surrounding areas in October and November[J]. Climate Dynamics, 2021,56(1):65-85.

[14] Baddoo T D, Guan Y, Zhang D, et al. Rainfall variability in the Huangfuchuang watershed and its relationship with ENSO[J]. Water, 2015,7(7):3243-3 262.

[15] Zhang R H, Li T R, Wen M, et al. Role of intraseasonal oscillation in asymmetric impacts of El Niño and La Niña on the rainfall over southern China in boreal winter[J]. Climate Dynamics, 2015,45(3):559-567.

[16] Li S, Xiao Z N, Tian L. Interannual variation of the number of winter extreme low temperature days in southern China and influencing factors[J]. Atmospheric Research, 2023,294:106957.

[17] Klein Tank A, Wijngaard J B, Van Engelen A. Climate of Europe: assessment of observed daily temperature and precipitation extremes[M]. Utrecht, Holland: Knmi,2002.

[18] Zhu D Y, Xiong K N, Xiao H. Multi-time scale variability of rainfall erosivity and erosivity density in the karst region of southern China, 1960—2017[J]. Catena, 2021,197:104977.

[19] Xie Y, Yin S Q, Liu B Y, et al. Models for estimating daily rainfall erosivity in China[J]. Journal of Hydrology, 2016,535:547-558.

[20] Yu B, Rosewell C. Rainfall erosivity estimation using daily rainfall amounts for South Australia[J]. Soil Research, 1996,34(5):721.

[21] 邱德勋,穆兴民,赵广举,等.渭河流域极端降雨变化趋势及其对水沙情势的影响[J].水土保持研究,2022,29(6):65-72.
Qiu D X, Mu X M, Zhao G J, et al. Effects of precipitation extremes change on streamflow and sediment load in Weihe River basin[J]. Research of Soil and Water Conservation, 2022,29(6):65-72.

[22] 张悦,张艳,史飞航,等.基于不同模型的黄河中游降雨侵蚀力时空变化分析[J].水土保持通报,2023,43(2):220-229,238.
Zhang Y, Zhang Y, Shi F H, et al. Temporal and spatial variation of rainfall erosivity in middle reaches of Yellow River based on different models[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2023,43(2):220-229,238.

[23] Gasparrini A, Armstrong B. Reducing and meta-analysing estimates from distributed lag non-linear models[J]. Bmc Medical Research Methodology, 2013,13(1):1.

[24] Cui D Y, Wang C H, Santisirisomboon J. Characteristics of extreme precipitation over eastern Asia and its possible connections with Asian summer monsoon activity[J]. International Journal of Climatology, 2019, 39(2):711-723.

[25] Luo H L, Wang Z Q, Yang S, et al. Revisiting the impact of Asian large-scale orography on the summer precipitation in Northwest China and surrounding arid and semi-arid regions[J]. Climate Dynamics, 2023, 60(1):33-46.

[26] Tang Y, Huang A, Wu P, et al. Drivers of summer extreme precipitation events over east China[J]. Geophysical Research Letters, 2021, 48(11): e2021GL09 3670.

[27] Wang R, Zhang J, Guo E, et al. Spatial and temporal variations of precipitation concentration and their relationships with large-scale atmospheric circulations across Northeast China[J]. Atmospheric Research, 2019,222:62-73.

[28] Gong D Y, Yang J, Kim S J, et al. Spring Arctic Oscillation-East Asian summer monsoon connection through circulation changes over the western North Pacific[J]. Climate Dynamics, 2011,37(11):2199-2216.

[29] Matsumura S, Horinouchi T. Pacific Ocean decadal forcing of long-term changes in the western Pacific subtropical high[J]. Scientific Reports, 2016,6(1):37765.

[30] Lu R Y, Dong B W, Ding H. Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the Asian summer monsoon [J]. Geophysical Research Letters, 2006,33(24):L24701.