

鄱阳湖流域降雨侵蚀力变化及其对入湖悬移质输沙量的影响

顾朝军, 朱永清, 李仁华, 姚 赫

(长江水利委员会长江流域水土保持监测中心站, 武汉 430012)

摘要: 鄱阳湖是中国最大的淡水湖, 揭示流域降雨侵蚀力时空演变及其对入湖泥沙的影响对科学指导流域生态保护与修复、促进流域生态文明高质量发展具有重要意义。基于鄱阳湖流域 63 个气象站 1961—2017 年逐日降雨量和鄱阳湖“五河”入湖悬移质输沙量(以下简称“输沙量”)年数据, 采用 Mann—Kendall 非参数检验、双累积曲线、线性回归等方法, 分析了流域降雨侵蚀力和入湖输沙量动态过程, 定量评估了降雨侵蚀力变化和人类活动对入湖输沙量的影响。结果表明: 鄱阳湖流域平均降雨侵蚀力为 $10\,034.1(\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$, 介于 $6\,738.8 \sim 12\,734.8(\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$, 呈西南地区低、东北地区高的空间分布格局; 降雨侵蚀力年际间呈不显著的上升趋势($P > 0.05$), 在 21 世纪 10 年代最大, 20 世纪 60 年代最小。鄱阳湖入湖年均总输沙量 $1\,183.3 \times 10^4 \text{ t}$, 呈极显著下降趋势($P < 0.01$), 在 20 世纪 70 年代最大, 21 世纪 00 年代最小。入湖总输沙量和赣江、信江及修水输沙量分别在 1992 年、1999 年后发生趋势性减少($P < 0.01$)。以输沙量突变前的时段为基准期, 突变年份后人类活动和降雨侵蚀力变化对入湖总输沙量变化的影响程度分别为 -138.1% 和 38.1% ; 对赣江入湖输沙量变化的影响程度分别为 -125.8% 和 25.8% ; 对信江入湖输沙量变化的影响程度分别为 -121.3% 和 21.3% ; 对修水入湖输沙量变化的影响程度分别为 -141.4% 和 41.4% 。近 60 年降雨侵蚀力变化表现为增加入湖输沙量, 而人类活动(水库建设、水土保持和采砂活动)是鄱阳湖入湖输沙量减少的主要原因。

关键词: 降雨侵蚀力; 输沙量; 人类活动; 鄱阳湖流域

中图分类号: S157.1

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2021)06-0045-10

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbxb.2021.06.007

Change of the Rainfall Erosivity in Poyang Lake Basin and Its Influence on Suspended Sediment Load into the Lake

GU Chaojun, ZHU Yongqing, LI Renhua, YAO He

(Yangtze River Basin Monitoring Center Station for Soil and Water Conservation,
Changjiang Water Resources Commission, Wuhan 430012)

Abstract: As the largest freshwater lake in China, revealing the spatial-temporal evolution of the rainfall erosivity and its impacts on sediment into the Poyang Lake is of great significance to scientifically guide the ecological protection and the development of the high-quality development of the ecological civilization in the basin. In this paper, change of the rainfall erosivity in Poyang Lake basin (PYLB) and its effects on suspended sediment load (SSL) into the lake were investigated based on the daily rainfall data of the 63 weather stations within the PLYB and the annual SSL into Poyang lake from its five tributaries from 1961 to 2017, using the non-parameter Mann-Kendall test, Double mass curve and Linear regression method. The results showed that annual average rainfall erosivity of PYLB was $10\,034.1(\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$, ranging from $6\,738.8$ to $12\,734.8(\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$. The spatial pattern of the rainfall erosivity showed that low rainfall erosivity mainly distribute in the southwest region and high rainfall erosivity mainly distribute in the northeast region. The rainfall erosivity showed an insignificant increasing trend ($P > 0.05$) during 1961—2017, of which the greatest value was in the 2010s and the smallest in the 1960s. In the same period, the annual average total SSL into the lake was $1\,183.3 \times 10^4 \text{ t}$, showing a significant decreasing trend ($P < 0.01$). The greatest value of the SSL was in the 1970s and the smallest was in the 2000s. The change points of the total SSL into the lake

收稿日期: 2021-05-21

资助项目: 国家自然科学基金项目(41671285, 42077075)

第一作者: 顾朝军(1990—), 男, 江西上饶人, 博士, 工程师, 主要从事生态水文及水土保持研究。E-mail: chaojundu1990@163.com

and the SSL of the Ganjiang river, Xinjiang River and Shuishui River were in 1992, and 1999, respectively ($P < 0.01$). Taken the period before the change points of the SSL as the baseline period, the contribution rate of human activity and rainfall erosivity on the total changes of SSL into the lake was -138.1% and 38.1% , respectively during the period after the change point. The contribution rate of human activity and rainfall erosivity on the SSL changes of the Ganjiang river was -125.8% and 25.8% , respectively. The contribution rate of human activity and rainfall erosivity on the SSL changes of the Xinjiang river was -121.3% and 21.3% , respectively. The contribution rate of human activity and rainfall erosivity on the SSL changes of the Xiushui river was -141.4% and 41.4% , respectively. The change of rainfall erosivity was advantageous to increase the SSL into the lake, and human activities, e.g. reservoir construction, soil and water conservation and sand mining were the main driving forces for the decrease of the SSL into the Poyang Lake in the recent 60 years.

Keywords: rainfall erosivity; suspended sediment load; human activity; Poyang Lake Basin

降雨侵蚀力是通用土壤侵蚀方程(USLE)^[1]和改进的通用土壤侵蚀方程(RUSLE)^[2]的构成因子。降雨侵蚀力能全面表征降雨量、降雨强度、降雨历时和降雨动能等信息,可反映降雨对土壤侵蚀的综合影响,是广泛用于土壤侵蚀模型中表征降雨的因子。除 USLE 和 RUSLE 外,国内土壤侵蚀模型,如 Liu 等^[3]的中国土壤流失预报方程(CSLE)、江忠善等^[4]的坡面土壤侵蚀预报模型、范瑞瑜^[5]的小流域年产沙模型等均采用降雨侵蚀力表征模型中的降雨因子。受气候变化和人类活动的影响,全球河流输沙量发生显著变化。Walling 等^[6]研究了全球 145 条较大河流输沙量变化发现,47.9%的河流输沙量显著减少,49.3%的河流输沙量保持稳定,仅 2.8%的河流输沙量增加。作为引起水蚀的关键降雨因子——降雨侵蚀力,其与河流输沙量的关系研究越来越受到关注^[7-8]。

鄱阳湖是中国最大的淡水湖,是长江流域重要的通江湖泊之一,其水土流失和生态建设关系长江中下游的水环境及社会经济的发展^[9]。鄱阳湖泥沙主要来源于赣江、抚河、信江、饶河和修水(简称“五河”),五河输沙量占入湖输沙量的 80%以上^[10]。近年来,受气候变化和人类活动的影响,鄱阳湖季节性干旱频发、水质恶化、湿地生态系统遭受破坏^[11],给流域生态环境治理造成严峻挑战。许多学者对入湖输沙量进行了大量研究,试图揭示流域水文情势变化规律及其原因。顾朝军等^[12]研究了鄱阳湖赣江流域 1962—2013 年输沙量的变化过程及其对人类活动的响应指出,赣江输沙量呈显著的下降趋势,且水库建设是输沙量减少的主要原因;郭鹏等^[13]等对鄱阳湖湖口、外洲、梅港 1955—2001 年径流输沙量变化进行研究发现,湖口站、外洲站输沙量呈显著的下降趋势;曾瑜等^[14]分析了气候变化和人类活动对鄱阳湖入湖水沙的影响表明,入湖输沙量呈显著下降趋势,且在 1985 和 2000 年发生突变,水库拦沙是输沙量减少的主要原因。

降水变化和人类活动对鄱阳湖入湖输沙量变化的影响已有大量研究^[11-13],但较少涉及降雨侵蚀力与输沙量关系的研究,特别是缺乏整个鄱阳湖流域的系统研究^[14]。降雨侵蚀力变化与河流输沙直接相关,研究降雨侵蚀力和输沙量的关系具有重要意义。鉴于此,本文基于鄱阳湖流域 63 个雨量站 1961—2017 年逐日降雨量及五河输沙量数据,分析了鄱阳湖流域及其支流降雨侵蚀力和输沙量的动态过程及二者相关关系,定量评估了降雨侵蚀力变化和人类活动对入湖输沙量的影响程度,以期流域水土流失防治提供科技支持。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

鄱阳湖(115°50′—116°44′E, 28°25′—29°45′N)位于长江中下游的南岸,江西省北部(图 1),其承纳赣江、抚河、信江、饶河和修水的来水来沙,经调蓄后由湖口注入长江,是一个吞吐性、季节性的淡水湖泊。鄱阳湖流域面积 16.22 万 km²,占长江流域面积的 9%,江西省面积的 97%。五河流域总面积 13.62 万 km²,其中赣江流域面积最大,为 8.12 万 km²。鄱阳湖流域地形多样,主要由山地、丘陵和冲击平原构成,其中山地和丘陵主要分布在流域南部、西部和东部地区,平原主要分布在流域中部地区。流域属东南季风区的亚热带季风气候,降水丰富,时空分布不均,降雨强度大,多暴雨,易发生土壤侵蚀,导致大量泥沙进入湖区。

1.2 资料来源

鄱阳湖流域 63 个气象站 1961—2017 年逐日降雨量数据来源于中国气象局网站(<http://data.cma.cn>)。悬移质输沙量资料包括赣江的外洲站、抚河的李家渡站、信江的梅港站、饶河支流的渡峰坑站、修水支流的万家埠站 1961—2017 年的逐年数据,以上 5 个水文站控制面积占鄱阳湖流域总面积的 75%,因此利用以上 5 个水文站输沙量之和代表入湖总输沙

量。输沙量数据来源于《长江流域水文年鉴》《中国河流泥沙公报》和《江西省水土保持公报》。气象站及水文站位置见图 1。

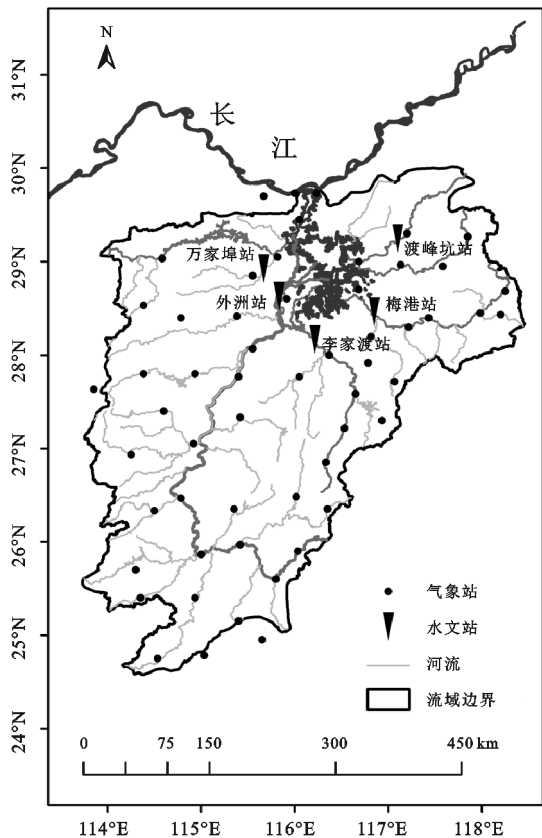


图 1 鄱阳湖流域地理位置及所选气象水文站分布

1.3 研究方法

1.3.1 降雨侵蚀力计算 降雨侵蚀力计算采用国内广泛应用的章文波模型^[15-16],模型结构为:

$$M_i = a \sum_{j=1}^k (D_j)^b \tag{1}$$

$$b = 0.8363 + \frac{18.177}{p_{d12}} + \frac{24.455}{p_{y12}} \tag{2}$$

$$a = 21.586b^{-7.1891} \tag{3}$$

式中: M 为半月时段的侵蚀力值 $((\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h}))$; k 为半月时段内的天数 (d) ; D_j 为半月时段内第 j 天的侵蚀性日降雨量 (mm) ; 要求 $D_j > 12 \text{ mm}$, 否则 $D_j = 0$; $\overline{p}_{d12}$ 为日雨量大于侵蚀性降雨标准的日平均降雨量 (mm) ; $\overline{p}_{y12}$ 为侵蚀性降雨以上的年平均降雨量 (mm) 。

半月时段的划分以每月第 15 日为界,前 15 天作前半月时段,该月剩下部分作为下半月时段,以此将全年依次划分为 24 个时段。

1.3.2 时间序列年际变化趋势和突变分析 降雨侵蚀力及输沙量年际变化趋势分析采用 Mann-Kendall (MK) 秩次相关检验法。MK 法被广泛使用于水文气象要素时间序列检验中,该法的优点在于它不需要遵从一定的分布,也不受少数异常值的干扰,相比要

求数据正态分布的线性趋势检验,更适用于时间序列趋势分析。MK 法检验统计量 (Z_{mk}) 为正,表示序列呈增加趋势,为负表示序列呈减少趋势,显著性水平为 0.05 和 0.01 时的 Z_{mk} 临界值分别为 ± 1.96 和 ± 2.58 ,其计算方法见文献^[17]。

输沙量突变分析采用双累积曲线法。双累积曲线法是目前用于水文气象要素一致性、长期演变趋势及辨析 2 个主控因素作用的最简单、最直观、最广泛的方法^[18]。该法通过在 1 个坐标系中绘制 2 个变量的累积值产生双累积曲线,若二者的关系未发生系统性改变,则双累积曲线表现为一条直线;若二者关系发生系统性改变,则曲线会发生偏转,拐点对应的的时间则为水文气象要素突变的时间^[18]。

1.3.3 输沙量变化影响程度评估 采用线性回归法定量评估降雨侵蚀力变化和人类活动对输沙量变化的影响程度^[19-20]。该法基于突变分析,将突变前的时段作为基准期,突变后的时段作为变化期。基准期内人类活动微弱,可以认为输沙量主要由降雨侵蚀力控制,因此可构建基准期内输沙量 (SL) 与降雨侵蚀力 (RE) 的线性关系。

$$SL = aRE + b \tag{4}$$

式中: a 和 b 为回归参数,由最小二乘法求得。

将变化期内的降雨侵蚀力值 (RE') 代入公式(4)可得变化期内的计算输沙量 $(SL'_{\text{计算}})$ 。

$$SL'_{\text{计算}} = aRE' + b \tag{5}$$

则降雨侵蚀力变化对输沙量的影响量 (ASL_{RE}) 为:

$$ASL_{RE} = SL'_{\text{计算}} - SL \tag{6}$$

人类活动对输沙量的影响量 (ASL_{human}) 为:

$$ASL_{\text{human}} = \Delta SL - (SL'_{\text{计算}} - SL) \tag{7}$$

式中: ΔSL 为变化期和基准期实测输沙量平均值之差。

2 结果与分析

2.1 降雨侵蚀力时空变化特征

2.1.1 降雨侵蚀力空间变化 鄱阳湖流域多年平均降雨侵蚀力空间上变化为 $6\,738.8 \sim 12\,734.8 (\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$,呈现西南低、东北高的分布格局(图 2a)。降雨侵蚀力低值区位于遂川站附近,年降雨侵蚀力 $< 8\,000 (\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$;高值区位于婺源和资溪站周边,年降雨侵蚀力 $> 11\,000 (\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ 。降雨侵蚀力变异系数(CV)变化为 $0.260 \sim 0.355$,属中等程度变异(图 2b)。降雨侵蚀力 CV 值除遂川和万安站的高值区外,其他地区呈自西南向东北方向逐渐增大趋势。

2.1.2 降雨侵蚀力年际变化 鄱阳湖流域近 60 年多年平均降雨侵蚀力为 $10\,034.1 (\text{MJ} \cdot \text{mm})/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$,多年平均 CV 值 0.223,最大值为 2015 年的 $15\,082.1$

(MJ·mm)/(hm²·h),最小值为 1963 年的 5 487.9 (MJ·mm)/(hm²·h),极值比为 2.748(表 1)。5 个子流域降雨侵蚀力变化于 8 741.1~12 059.6 (MJ·mm)/(hm²·h),其中饶河流域最大,赣江流域最小。

CV 值变化与降雨侵蚀力变化一致,极值比为 2.472~3.696,其中赣江流域 CV 值和极值比较小,表明赣江流域降雨侵蚀力年际波动相对其他支流较弱。

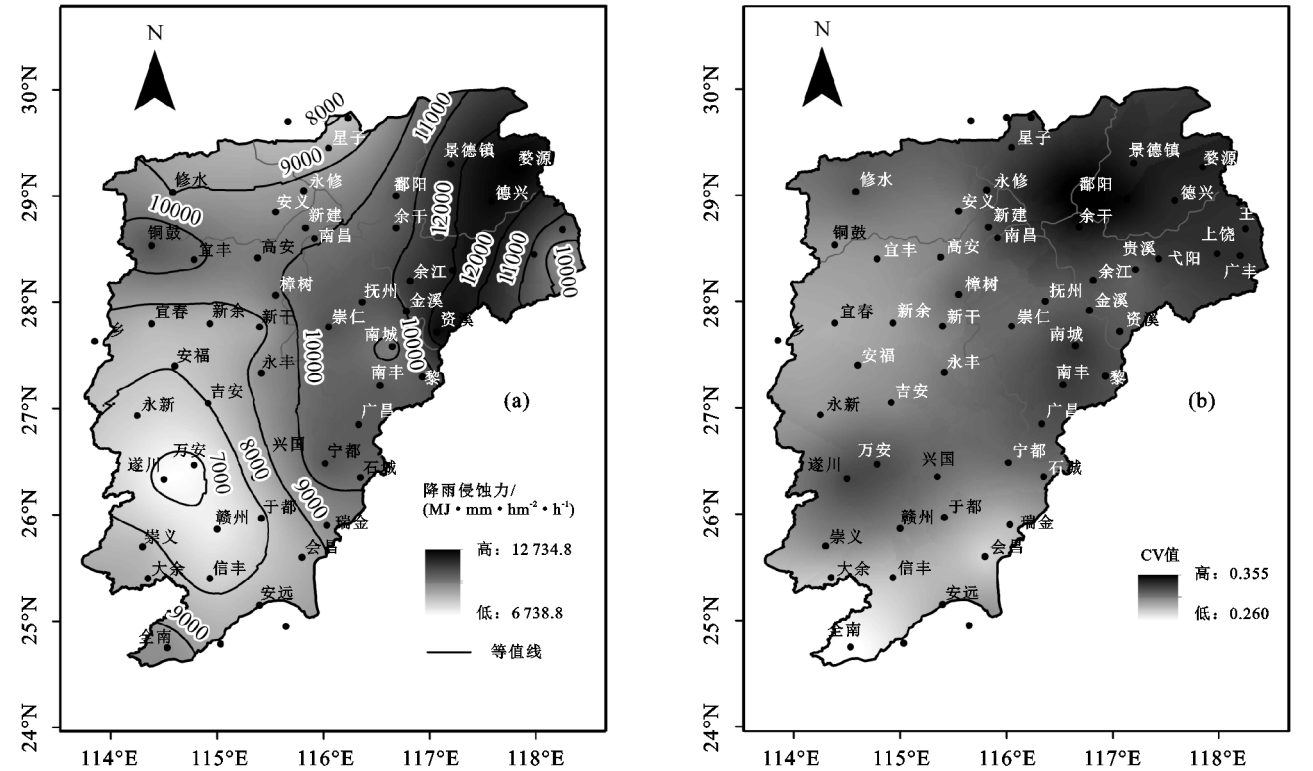


图 2 鄱阳湖流域降雨侵蚀力和变异系数空间变化
表 1 鄱阳湖流域 1961—2017 年降雨侵蚀力

流域	均值/ (MJ·mm·hm ⁻² ·h ⁻¹)	变异 系数	最大值/ (MJ·mm·hm ⁻² ·h ⁻¹)	最小值/ (MJ·mm·hm ⁻² ·h ⁻¹)	极值比	<i>Z</i> _{mk}	年变化率/ (MJ·mm·hm ⁻² ·h ⁻¹ ·a ⁻¹)
鄱阳湖流域	10034.1	0.223	15082.1	5487.9	2.748	1.868 ^{NS}	34.9
赣江流域	8741.1	0.204	11966.1	4841.4	2.472	1.341 ^{NS}	18.8
抚河流域	10543.6	0.280	18230.6	5510.9	3.308	0.637 ^{NS}	28.7
信江流域	11352.4	0.301	21356.9	5655.0	3.777	1.429 ^{NS}	44.3
饶河流域	12059.6	0.306	20731.1	6458.0	3.210	1.725 ^{NS}	61.0
修水流域	9678.3	0.279	17128.0	4634.2	3.696	1.637 ^{NS}	36.7

注:极值比=最大值/最小值;NS表示未通过 0.05 显著性水平。

鄱阳湖流域 1961—2017 年降雨侵蚀力年际变化呈不显著的上升趋势(图 3a)。降雨侵蚀力的 MK 趋势检验统计量(*Z*_{mk})为 1.868,为正且<1.96,表明降雨侵蚀力年际呈不显著的上升趋势,上升速率为 34.9 (MJ·mm)/(hm²·h·a)。五河流域的降雨侵蚀力 *Z*_{mk} 介于 0.637~1.725,均呈不显著的增加趋势,增加速率变化于 18.8~61.0 (MJ·mm)/(hm²·h·a),其中饶河流域最大,赣江流域最小(表 1)。

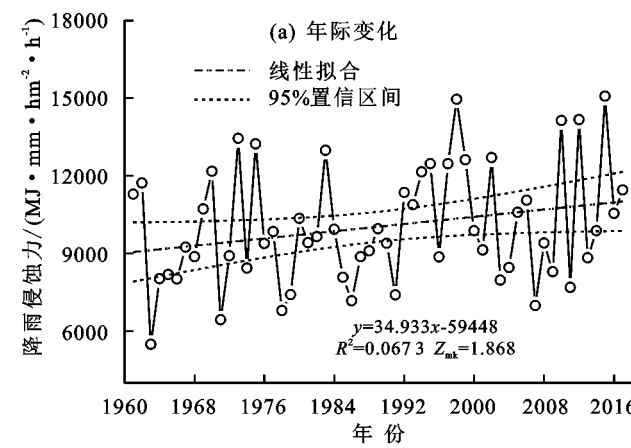
不同年代鄱阳湖流域降雨侵蚀力差异明显(图 3b)。2010—2017 年降雨侵蚀力最大,达到 11 472.6 (MJ·mm)/(hm²·h),高出多年平均值 14%;其次是 1990—1999 年,降雨侵蚀力为 11 257.0 (MJ·mm)/

(hm²·h),高出多年平均值 11.8%;降雨侵蚀力最小的是 1961—1969 年,仅为 9 061.2 (MJ·mm)/(hm²·h),低于多年平均值 9.9%;1970—1979 年、1980—1989 年和 2000—2009 年降雨侵蚀力略低于多年平均值。

2.2 输沙量变化特征

2.2.1 输沙量年际年代变化 鄱阳湖流域入湖总输沙量多年平均值为 1 183.3×10⁴ t/a, CV 值为 0.571, 极值比为 9.5(表 2),表明入湖输沙量年际波动大于降雨侵蚀力。5 条支流入湖输沙量变化为 (36.3~771.0)×10⁴ t/a, CV 值为 0.56~0.74,极值比为 13.65~41.55,年际波动均大于降雨侵蚀力。近 57 年入湖总输沙量呈极显著的下降趋势(*Z*_{mk}=−5.462),下降速

率为 $26.6 \times 10^4 \text{ t/a}$ (表 2 和图 4a)。5 条支流中,赣江和信江入湖输沙量 Z_{mk} 为负,且 < -2.56 ,表明赣江和信江入湖输沙量呈显著的下降趋势,其下降速率分



别为 23.0×10^4 , $3.1 \times 10^4 \text{ t/a}$;抚河、饶河和修水入湖输沙量 Z_{mk} 均未达到显著性水平,表明该 3 条支流入湖输沙量年际变化趋势不显著。

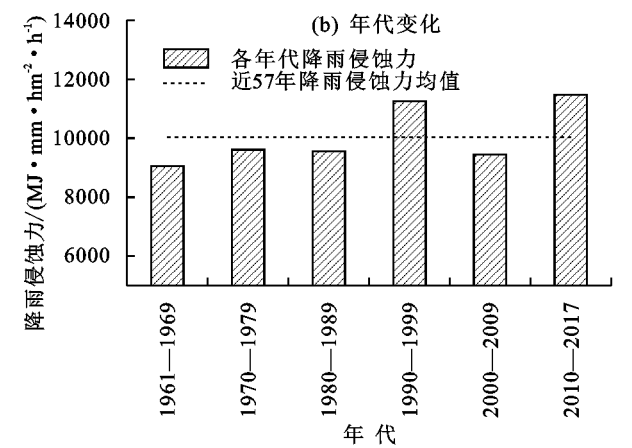


图 3 降雨侵蚀力年际和年代变化

表 2 鄱阳湖流域五河入湖输沙量

流域	均值/ 10^4 t	变异 系数	最大值/ 10^4 t	最小值/ 10^4 t	极值比	Z_{mk}	年变化率/ $(10^4 \text{ t} \cdot \text{a}^{-1})$
总输沙量	1183.3	0.571	2740.0	288.3	9.50	-5.462**	-26.6
赣江	771.0	0.674	1916.7	111.0	17.27	-6.792**	-23.0
抚河	137.3	0.560	352.0	25.8	13.65	-0.879 ^{NS}	-0.5
信江	194.8	0.604	500.9	26.3	19.05	-3.693**	-3.1
饶河	44.0	0.743	155.0	3.7	41.55	1.176 ^{NS}	0.3
修水	36.3	0.641	112.5	6.4	17.66	-1.253 ^{NS}	-0.3

注:极值比=最大值/最小值;NS 表示未通过 0.05 显著性水平;* * 表示趋势达 0.01 显著性水平。
鄱阳湖各年代入湖输沙量整体呈减少趋势(图 4b)。1961—1969 年、1970—1979 年和 1980—1989 年入湖输沙量分别高出多年平均值 32.9%、45.6% 和 31.2%;1990—1999 年入湖输沙量为 $1\,107.1 \times 10^4 \text{ t/a}$,接近多年平均值;2000—2009 年和 2010—2017 年入湖输沙量分别低于多年平均值 56.0% 和 48.3%。

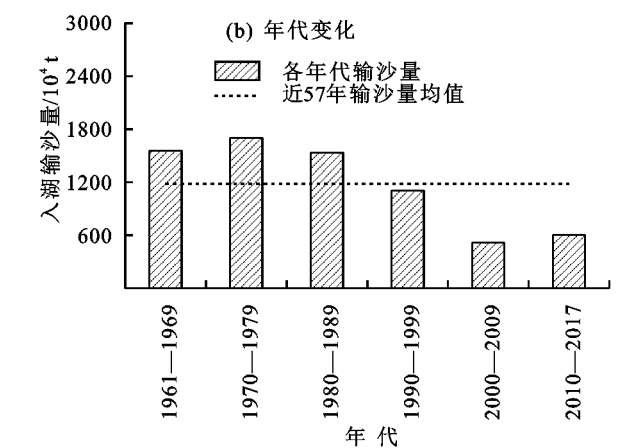
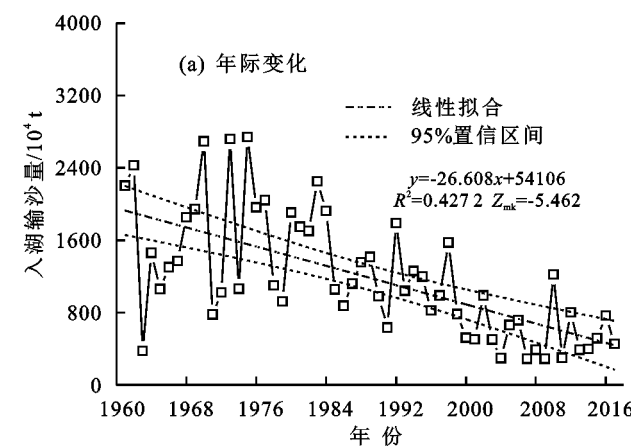


图 4 入湖总输沙量年际和年代变化特征

2.2.2 输沙量与降雨侵蚀力关系 影响河流输沙量的因素可简化为 2 个因素即降雨(以降雨侵蚀力表征)和下垫面变化(用人类活动表征)。鄱阳湖降雨侵蚀力与入湖总输沙量双累积曲线在 1992 年出现拐点,且变化后拟合斜率 k 变小,说明自 1992 年以后人类活动使输沙量减少(图 5a)。支流中,赣江在 1992 年、信江和修水流域在 1999 年降雨侵蚀力与入湖输沙量双累积曲线斜率降低,说明突变后人类活动使其

输沙量减少(图 5b、图 5c、图 5d)。
降雨侵蚀力是影响流域侵蚀产沙的主要驱动因子,点绘不同时期鄱阳湖流域降雨侵蚀力与输沙量关系,可进一步解释输沙量变化原因。鄱阳湖入湖总输沙量在 1992—2017 年的相关点均在相关线下侧,说明在相同降雨侵蚀力下,突变后河流输沙量明显减少(图 6a)。支流中,赣江(图 6b)、信江(图 6c)和修水(图 6d)入湖输沙量在突变年份后,相同降雨侵蚀力

条件下亦明显降低。

不同时期输沙量与降雨侵蚀力线性关系见表 3。不同时期输沙量与降雨侵蚀力均具有显著的线性正相关关系。拟合线性方程斜率为单位降雨侵蚀

力下的输沙量,可表征为单位侵蚀力的产沙能力。突变年份后,输沙量与降雨侵蚀力线性方程斜率显著下降,表明突变年份后单位降雨侵蚀力的产沙能力显著降低。

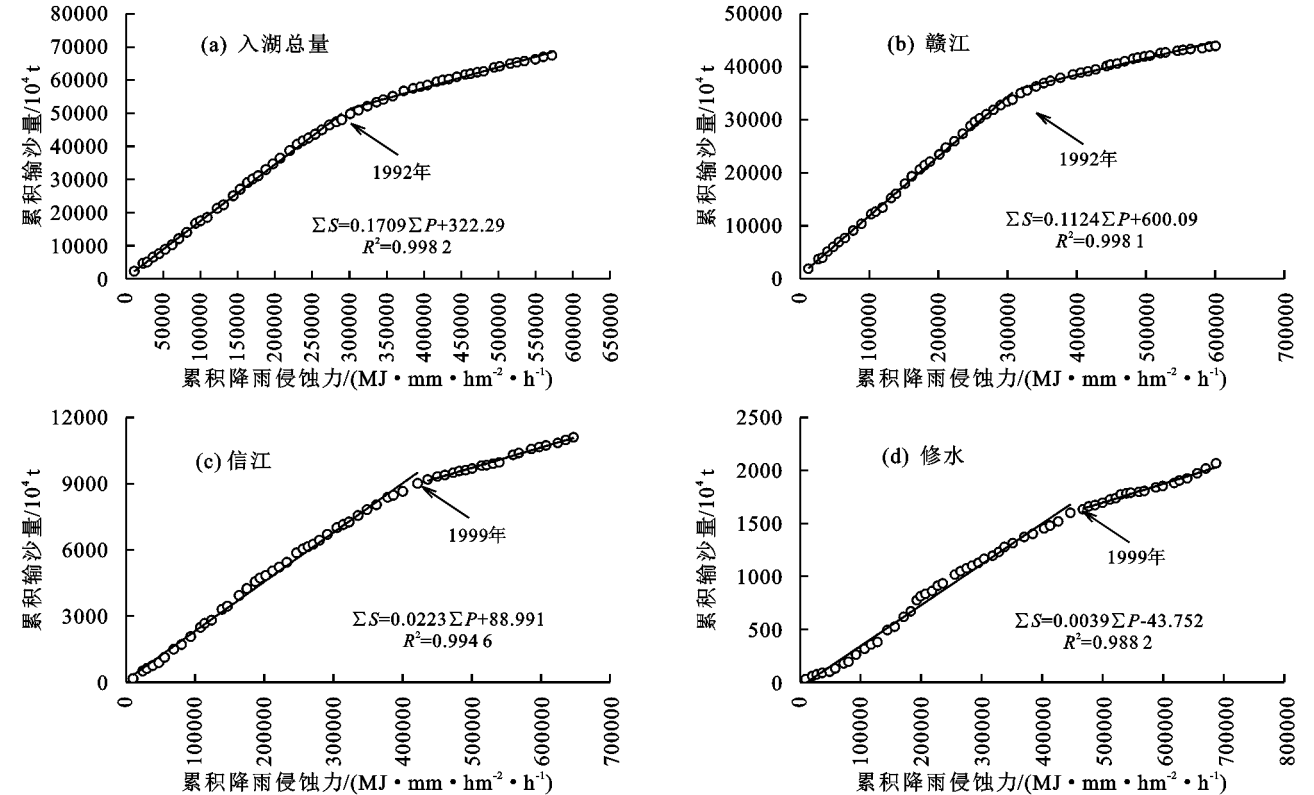


图 5 入湖输沙量与降雨侵蚀力双累积曲线

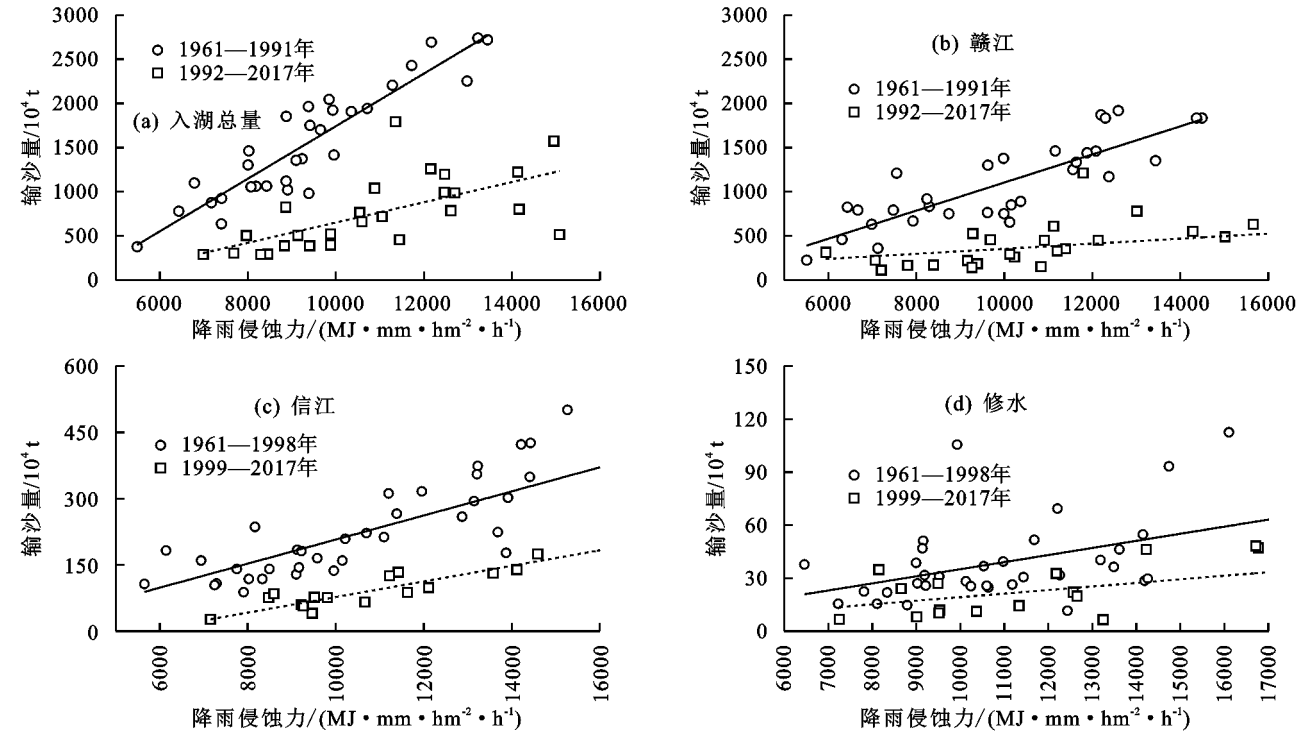


图 6 不同时期入湖输沙量与降雨侵蚀力散点图

2.3 不同驱动因素对输沙量变化的影响

鄱阳湖入湖总输沙量和赣江、信江和修水入湖输沙量计算值和实测值见图 7。入湖输沙量计算值在

突变年份前与实测值接近,而突变年份后入湖输沙量计算值明显高于实测值,表明入湖输沙量的减少主要受人类活动的影响。

表 3 鄱阳湖流域不同时期入湖输沙量与降雨侵蚀力线性关系

流域	年份	线性方程	决定系数 R^2	方差检验
入湖总输沙量	1961—1991	$y=0.2976x-1235.00$	0.840	$P<0.01$
	1992—2017	$y=0.1146x-494.86$	0.411	$P<0.01$
	1961—2017	$y=0.1174x+5.01$	0.151	$P<0.01$
赣江	1961—1991	$y=0.2437x-931.59$	0.847	$P<0.01$
	1992—2017	$y=0.0809x-359.28$	0.296	$P<0.01$
	1961—2017	$y=0.1078x-171.34$	0.137	$P<0.01$
信江	1961—1998	$y=0.0272x-65.225$	0.670	$P<0.01$
	1999—2017	$y=0.0177x-99.511$	0.717	$P<0.01$
	1961—2017	$y=0.0219x-54.211$	0.404	$P<0.01$
修水	1961—1998	$y=0.0069x-23.44$	0.553	$P<0.01$
	1999—2017	$y=0.0041x-16.18$	0.653	$P<0.01$
	1961—2017	$y=0.0056x-17.88$	0.422	$P<0.01$

流域实测入湖输沙量突变年份后降低,而降雨侵蚀力增加(表 4)。1992—2017 年鄱阳湖入湖总输沙量相对 1961—1991 年减少 51.7%,降雨侵蚀力增加 16.0%,这表明降雨侵蚀力变化有利于增加入湖输沙量,入湖输沙量的减少完全由人类活动导致。以 1961—1991 年为基准期,降雨侵蚀力变化和人类活动对入湖总输沙量的影响程度分别为 38.1%和-138.1%。支流中,突变后降雨侵蚀力变化和人类活动对赣江输沙量变化的影响程度分别为 25.8%和-125.8%,对信江输沙量变化的影响程度分别为-121.3%和 21.3%,对修水输沙量变化的影响程度分别为-141.4%和 41.4%。

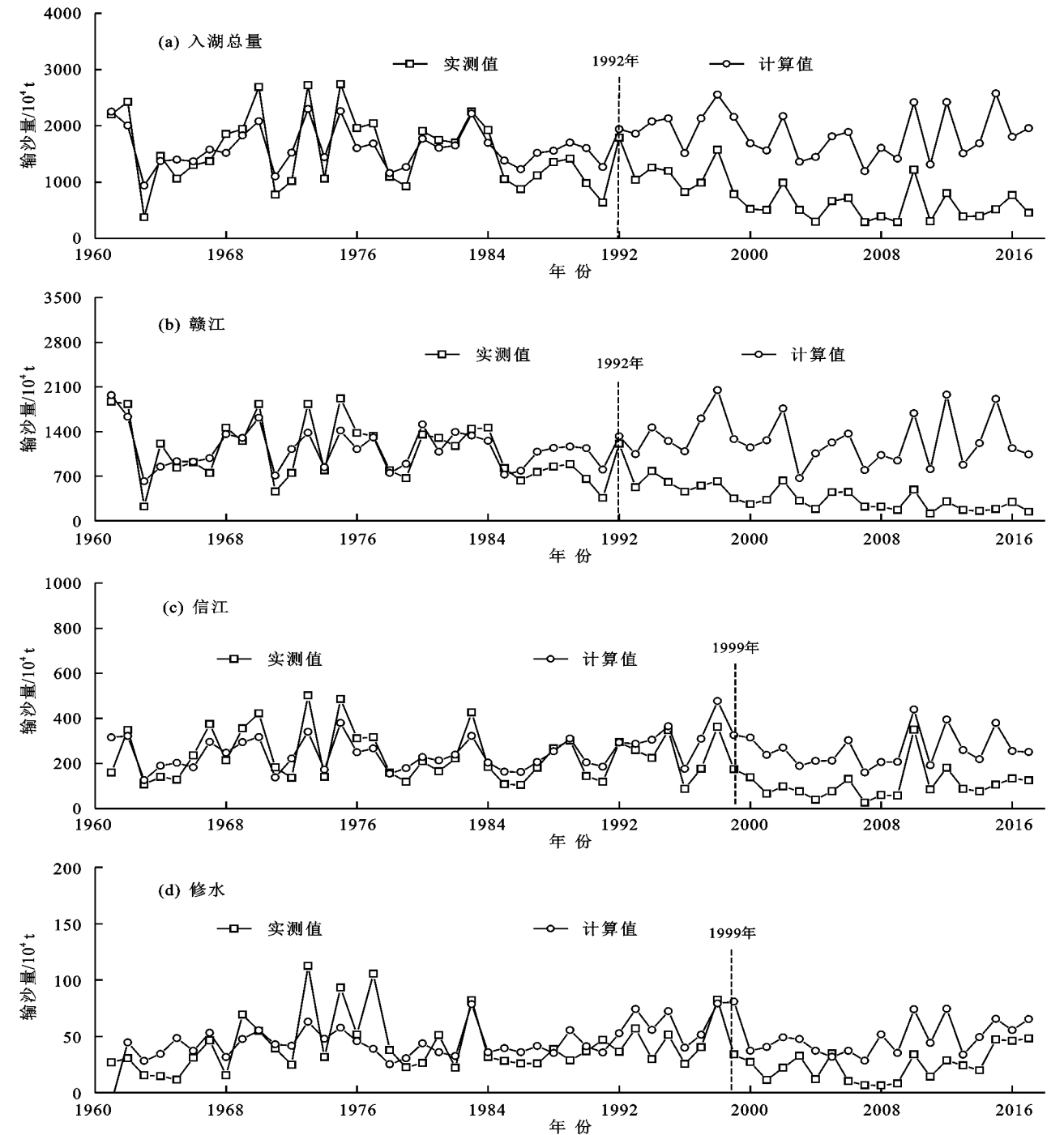


图 7 入湖输沙量计算值与实测值年际变化

表 4 鄱阳湖流域不同时期降雨侵蚀力变化与人类活动对入湖输沙量变化的影响

流域	时期	实测输沙量/ (10 ⁴ t·a ⁻¹)	降雨侵蚀力/ (MJ·mm·hm ⁻² · h ⁻¹ ·a ⁻¹)	计算输沙量/ (10 ⁴ t·a ⁻¹)	输沙量变化量/ (10 ⁴ t·a ⁻¹)	降雨侵蚀力影响		人类活动影响	
						值/ (10 ⁴ t·a ⁻¹)	百分数/%	值/ (10 ⁴ t·a ⁻¹)	百分数/%
入湖总量	1961—1991	1548.5	9351.7						
	1992—1999	1182.0	11972.2	2046.0	−366.5	497.5	135.7	−864.1	−235.7
	2000—2009	625.3	10171.6	1614.8	−923.2	66.3	7.2	−989.5	−107.2
	2010—2017	605.2	11472.6	1960.7	−943.3	412.2	43.7	−1355.5	−143.7
	1992—2017	747.8	10847.8	1853.9	−800.7	305.4	38.1	−1106.0	−138.1
赣江	1961—1991	1089.8	9910.7						
	1992—1999	638.1	12350.9	1388.2	−451.6	298.5	66.1	−750.1	−166.1
	2000—2009	322.4	10009.6	1125.1	−767.4	35.3	4.6	−802.7	−104.6
	2010—2017	229.7	11856.4	1289.4	−860.1	199.6	23.2	−1059.7	−123.2
	1992—2017	391.0	11298.2	1269.9	−698.8	180.2	25.8	−878.9	−125.8
信江	1961—1998	237.2	11100.0						
	1999—2009	85.8	10742.0	239.5	−151.4	2.3	1.5	−153.7	−101.5
	2010—2017	142.9	13390.5	298.6	−151.4	61.4	40.5	−212.8	−140.5
	1998—2017	109.9	11857.2	264.4	−127.4	27.2	21.3	−154.5	−121.3
修水	1961—1998	42.1	11760.6						
	1999—2009	18.6	11095.0	43.3	−23.5	1.2	5.0	−24.6	−105.0
	2010—2017	32.8	14806.2	57.7	−23.5	15.6	66.6	−39.1	−166.6
	1998—2017	24.6	12657.6	49.4	−17.5	7.3	41.4	−24.8	−141.4

3 讨论

降雨侵蚀力是土壤侵蚀模型(USLE、RUSLE、CSLE 等)中的重要参数,本文利用鄱阳湖流域 63 个雨量站逐日降雨资料,研究了流域降雨侵蚀力变化及其对入湖输沙量的影响,结果可为土壤侵蚀评估、流域环境治理提供科技支持。流域多年平均降雨侵蚀力为 10 034.1 (MJ·mm)/(hm²·h),高于黄河流域中游的黄土高原地区(1 301.5 (MJ·mm)/(hm²·h))^[21],低于珠江流域中下游的广东省(13 758.0 (MJ·mm)/(hm²·h))^[22]。区域之间差异主要是气候不同造成^[23]。黄土高原属于大陆季风区,年降水量不足 500 mm,因此降雨侵蚀力较小;广东省属于海洋性季风区,年降水量>1 500 mm,且该区频发暴雨,导致降雨侵蚀力较大。鄱阳湖流域降雨侵蚀力年际变化趋势不显著但存在上升倾向(图 3),表明流域土壤侵蚀风险值有所增加,今后应加强流域生态治理,这与全国其他区域研究^[20]结果一致。

河流输沙量主要受气候因素和下垫面条件影响^[24-27]。降雨因子是气候因素中影响输沙量的主要因子,而降雨侵蚀力是公认的表征降雨潜在侵蚀能力的关键指标。地表下垫面条件主要包括土壤、地质地貌以及植被覆盖、土地利用、水利水保工程等一系列人类活动。土壤、地质地貌在短期内相对不变,因此河川输沙量主要由降雨侵蚀力和人类活动控制^[26-27]。

鄱阳湖流域降雨侵蚀力存在上升倾向,而入湖输沙量呈显著的下降趋势,表明鄱阳湖入湖输沙量减少主要受人类活动的影响(表 4)。

为发展农田水利,鄱阳湖流域大力修建和加固水利设施。据第一次水利普查结果显示,江西省已建水库 10 785 座,总库容 302.82 亿 m³。1985 年前,修建大中型水库共 148 座,总库容为 84.25 亿 m³;其中赣江流域 86 座,总库容为 52.41 亿 m³;抚河流域 17 座,总库容为 16.3 亿 m³;信江流域 30 座,总库容为 10.16 亿 m³;饶河流域 10 座,总库容为 3.49 亿 m³;修河流域 5 座,总库容为 1.87 亿 m³。1986—2005 年,流域内兴建水库 31 座,总库容为 33.63 亿 m³^[28]。特别是赣江 1990 年万安水库的建成,直接导致了赣江和入湖总输沙量在 1992 年发生显著减少(图 5)。大量水库建设导致河道输沙量被拦截淤积,下游输沙量减少,这是导致入湖输沙量减少的主要原因^[14,19]。另一方面,鄱阳湖流域大规模的水土保持也导致输沙量减少。二十世纪 80 年代以来,长江流域水土流失治理开始由试点小流域转变到重点防治阶段。鄱阳湖流域以江西省兴国县实施塘背河小流域综合治理为开始(1980 年),逐步扩展到 1988 年的赣江流域水土保持重点防治工程,累计完成水土流失治理面积 4 163 km²,二十世纪 90 年代后发展为全流域规模。据统计^[29],2004 年底,江西省实施的鄱阳湖流域水土

保持重点治理一期工程,共完成小流域治理 207 条,治理面积达 157 501.8 hm²。大规模水土保持措施,导致流域土地利用发生显著改变。与 1985 年相比,2000 年流域内耕地面积减少 372.96 km²,林地面积增加 216.51 km²^[30],流域水土流失防治效果增强。同时,林地增加导致流域森林覆盖率显著增加^[19](20 世纪 90 年代森林覆盖率是 20 世纪 70 年代的 2 倍),林冠截流量提高,地表径流减少,坡面径流侵蚀能量降低,使得坡面进入河道的泥沙降低,从根本上减少了入湖输沙量^[19]。值得注意的是,入湖输沙量的减少亦受采砂活动的影响。邬国锋等^[31]采用遥感技术对鄱阳湖流域采砂情况的研究发现,2003 长江禁止采砂后,大量采砂船进入鄱阳湖北部和赣江,导致河道输沙量明显下降。

4 结论

(1) 鄱阳湖流域近 57 年降雨侵蚀力均值为 10 034.1 (MJ·mm)/(hm²·h),年际变化趋势不显著但具有上升倾向($Z_{mk}=1.87$),上升速率 34.9 (MJ·mm)/(hm²·h·a)。年代间,2010—2017 年降雨侵蚀力最大,高出多年平均值 14.0%;20 世纪 60 年代最小,低于多年平均值 9.9%;20 世纪 70 年代、20 世纪 80 年代和 21 世纪 00 年代的降雨侵蚀力均接近多年平均值。

(2) 1961—2017 年鄱阳湖入湖输沙量多年平均值为 1 183.3×10⁴ t/a,呈显著下降趋势($Z_{mk}=-5.46$),下降速率为 26.6×10⁴ t/a。年代间,20 世纪 60 年代、20 世纪 70 年代、20 世纪 80 年代入湖输沙量分别高于多年平均值 32.9%,45.6%和 31.2%;20 世纪 00 年代和 2010—2017 年分别低于多年平均值 56.0%和 48.3%,20 世纪 90 年代接近多年平均值。

(3) 鄱阳湖入湖总输沙量在 1992 年发生突变,突变后入湖输沙量减少 51.7%,降雨侵蚀力增加 16.0%。突变后入湖输沙量与降雨侵蚀力的相关关系减弱,单位降雨侵蚀力的产沙能力降低。以 1961—1991 年为基准期,降雨侵蚀力对入湖总输沙量变化的影响程度为 38.1%,人类活动的影响程度为 -138.1%;水库建设、水土保持和河道采砂是鄱阳湖入湖输沙量减少的主要原因。

致谢:本文在完成过程中,中国科学院水利部水土保持研究所穆兴民研究员、高鹏研究员等提出一些修改意见和建议,在此深表感谢。

参考文献:

[1] Wischmeier W H, Smith D D. Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning[M]. Washington D C:

USDAARS,1978;34-38.

[2] Renard K G, Foster G, Weesies G A, et al. Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE) [M]. Washington D C: USDA-ARS,1997:25-31.

[3] Liu B Y, Zhang K L, Xie Y. An empirical soil loss equation[C]//Proceedings of 12th ISCO Conference, Vol II—Process of soil erosion and its environment effect. Beijing: Tsinghua University Press,2002:21-25.

[4] 江忠善,郑粉莉.坡面水蚀预报模型研究[J].水土保持学报,2004,18(1):66-69.

[5] 范瑞瑜.黄河中游地区小流域土壤流失量计算方程的研究[J].中国水土保持,1985(2):12-18.

[6] Walling D E, Fang D. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers[J].Global and Planetary Change,2003,39(1/2):111-126.

[7] 刘宇林,赵广举,穆兴民,等.近 55 年渭河流域降雨侵蚀力变化及对输沙量的影响[J].中国水土保持科学,2019,17(3):15-22.

[8] 付金霞,张鹏,郑粉莉,等.河龙区间近 55a 降雨侵蚀力与河流输沙量动态变化分析[J].农业机械学报,2016,47(2):185-192.

[9] 师哲,张亭,高华斌.鄱阳湖地区流域水土流失特点研究初探[J].长江科学院院报,2008,25(3):38-41.

[10] 闵骞,时建国,闵昶.1956—2005 年鄱阳湖人出湖悬移质泥沙特征及其变化初析[J].水文,2011,31(1):54-58.

[11] 罗蔚,张翔,邓志民,等.近 50 年鄱阳湖流域入湖总水量变化与旱涝急转规律分析[J].应用基础与工程科学学报,2013,21(5):845-856.

[12] 顾朝军,穆兴民,高鹏,等.赣江流域径流量和输沙量的变化过程及其对人类活动的响应[J].泥沙研究,2016(3):38-44.

[13] 郭鹏,陈晓玲,刘影.鄱阳湖湖口、外洲、梅港三站水沙变化及趋势分析(1955—2001 年)[J].湖泊科学,2006(5):458-463.

[14] 曾瑜,刘进宝,厉莎,等.鄱阳湖流域气候变化和人类活动对入湖水沙的影响[J].人民长江,2020,51(1):28-35.

[15] 章文波,谢云,刘宝元.利用日雨量计算降雨侵蚀力的方法研究[J].地理科学,2002,22(6):705-711.

[16] 苏小娟.适用于华北地区降雨侵蚀力因子 R 的计算公式探究[J].山西水土保持科技,2018(4):17-19.

[17] Mann H B. Non-parametric test against trend[J].Econometrica,1945,13(3):245-259.

[18] 穆兴民,张秀勤,高鹏,等.双累积曲线方法理论及在水文气象领域应用中应注意的问题[J].水文,2010,30(4):47-51.

[19] Gu C J, Mu X M, Gao P, et al. Effects of climate change and human activities on runoff and sediment inputs of the largest freshwater lake in China, Poyang

- Lake[J]. *Hydrological Sciences Journal*, 2017, 62(14): 2313-2330.
- [20] Zhao G J, Tian P, Mu X M, et al. Quantifying the impact of climate variability and human activities on streamflow in the middle reaches of the Yellow River basin, China[J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 519: 387-398.
- [21] Xin Z B, Yu X X, Li Q Y, et al. Spatiotemporal variation in rainfall erosivity on the Chinese Loess Plateau during the period 1956—2008 [J]. *Regional Environmental Change*, 2011, 11(1): 149-159.
- [22] 罗健, 胡耀国, 荣艳淑, 等. 近 48 年广东省降雨侵蚀力的变化[J]. *热带气象学报*, 2010, 26(4): 499-503.
- [23] Huang J, Zhang J C, Zhang Z X, et al. Spatial and temporal variations in rainfall erosivity during 1960—2005 in the Yangtze River basin[J]. *Stochastic Environmental Research & Risk Assessment*, 2013, 27(2): 337-351.
- [24] 张丽梅, 赵广举, 穆兴民, 等. 基于 Budyko 假设的渭河径流变化归因识别[J]. *生态学报*, 2017, 38(21): 1-11.
- [25] 陈瑞东, 温永福, 高鹏, 等. 极端降水条件下延河水沙特征对比分析及其影响因素[J]. *生态学报*, 2018, 38(6): 1-11.
- [26] 赵广举, 穆兴民, 田鹏, 等. 近 60 年黄河中游水沙变化趋势及其影响因素分析[J]. *资源科学*, 2012, 34(6): 1070-1078.
- [27] 李传哲, 王浩, 于福亮, 等. 延河流域水土保持对径流泥沙的影响[J]. *中国水土保持科学*, 2011, 9(1): 1-8.
- [28] 莫明浩, 杨筱筱, 肖胜生, 等. 鄱阳湖五河流域入湖径流泥沙变化特征及影响因素分析[J]. *水土保持研究*, 2017, 24(5): 197-203.
- [29] 张龙, 汤崇军, 郑海金. 鄱阳湖流域水土保持重点治理一期工程效益后评价研究[J]. *中国水土保持*, 2013(9): 61-64.
- [30] 樊哲文, 黄灵光, 钱海燕, 等. 鄱阳湖流域土地利用变化的土壤侵蚀效应[J]. *资源科学*, 2009, 31(10): 1787-1792.
- [31] 郭国锋, 崔丽娟. 基于遥感技术的鄱阳湖采砂对水体透明度的影响[J]. *生态学报*, 2008, 28(12): 332-339.
- (上接第 44 页)
- [22] 陈宽, 杨晨晨, 白力嘎, 等. 基于地理探测器的内蒙古自然和人为因素对植被 NDVI 变化的影响[J]. *生态学报*, 2021, 41(12): 4963-4975.
- [23] 王正雄, 蒋勇军, 张远喆, 等. 基于 GIS 与地理探测器的岩溶槽谷石漠化空间分布及驱动因素分析[J]. *地理学报*, 2019, 74(5): 1025-1039.
- [24] 袁道先, 覃政教. 西南岩溶石山地区重大环境地质问题及对策研究[M]. 北京: 科学出版社, 2012.
- [25] 李登科, 王钊. 退耕还林后陕西省植被覆盖度变化及其对气候的响应[J]. *生态学杂志*, 2020, 39(1): 1-10.
- [26] 李双双, 延军平, 万佳. 近 10 年陕甘宁黄土高原区植被覆盖时空变化特征[J]. *地理学报*, 2012, 67(7): 960-970.
- [27] 刘宪锋, 志远, 志慧, 等. 2000—2011 年三江源区植被覆盖时空变化特征[J]. *地理学报*, 2013, 68(7): 897-908.
- [28] 刘旻霞, 焦骄, 潘竟虎, 等. 青海省植被净初级生产力 (NPP) 时空格局变化及其驱动因素[J]. *生态学报*, 2020, 40(15): 5306-5317.
- [29] 赵维清, 李经纬, 褚琳, 等. 近 10 年湖北省植被指数时空变化特征及其驱动力[J]. *生态学报*, 2019, 39(20): 7722-7736.
- [30] 李元春, 侯蒙京, 葛静, 等. 甘南和川西北地区草地植被 NDVI 变化及其驱动因素研究[J]. *草地学报*, 2020, 28(6): 1690-1701.
- [31] Chai Z. Soil erosion in karst areas of Guangxi[J]. *Journal of Mountain Research*, 1989, 7(4): 255-260.
- [32] Wang S J, Liu Q M, Zhang D F. Karst rocky desertification in southwestern China: Geomorphology, land-use, impact and rehabilitation [J]. *Land Degradation and Development*, 2010, 15(2): 115-121.
- [33] Zhou Q W, Luo Y, Zhou X, et al. Response of vegetation to water balance conditions at different time scales across the karst area of southwestern China: A remote sensing approach [J]. *Science of the Total Environment*, 2018, 645: 460-470.