

黄土高原 50 余年来降雨侵蚀力变化及其 对土壤侵蚀的影响

KEO Soksamnang¹, 何洪鸣^{1,2}, 赵宏飞¹, 景昭伟¹

(1. 西北农林科技大学 水土保持研究所 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100;

2. 中科院 水利部 水土保持研究所 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100)

摘要:采用 Mann-Kendall 非参数检验法和累积量斜率变化率分析等方法,分析了黄土高原 1960—2011 年降雨侵蚀力变化及其对土壤侵蚀的影响。结果表明:(1) 黄土高原年均降雨侵蚀力呈显著下降趋势,平均年下降速率为 3.64 MJ·mm/(hm²·h·a);(2) 年降雨侵蚀力在空间上呈现“大者变小,小者变大”的变化趋势,以 400 mm 等降雨线为分界线;(3) 降雨侵蚀力变化不是影响河流输沙变化的主导因素,渭河、泾河、北洛河、延河、无定河和汾河的贡献率分别为 1.54%,0.11%,10.87%,16.47%,5.71%;(4) 不同流域降雨侵蚀力对土壤侵蚀作用程度不同,主要支流侵蚀产沙率泾河>无定河>渭河>延河>北洛河>汾河。降雨侵蚀力的分布特征和变化趋势,结合不同流域侵蚀产沙率,可作为评价流域内气候变化对土壤侵蚀作用的指标。

关键词:土壤侵蚀;时空分布;降雨;黄土高原

中图分类号:S157.1

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2018)02-0001-07

DOI:10.13869/j.cnki.rswc.2018.02.001

Analysis of Rainfall Erosivity Change and Its Impacts on Soil Erosion on the Loess Plateau over More than 50 Years

KEO Soksamnang¹, HE Hongming^{1,2}, ZHAO Hongfei¹, JING Zhaowei¹

(1. State of Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100, China; 2. State of Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, CAS and MWR, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract: On the basis of precipitation database from 1960 to 2011, 58 meteorological stations and sediment transportation data were collected on the Loess Plateau. We adopted the ways of the Mann-Kendall test and slope change ratio of cumulative quantity to analyze the spatial and temporal variation characteristics and its impact on soil erosion. The results showed that: (1) annual rainfall erosivity presents distinct declining trend on the Loess Plateau, the annual declining rate was 3.64 MJ·mm/(hm²·h·a); (2) the spatial change character was that the big one became smaller, and small one became bigger, under the dividing line of 400 mm rainfall lines; (3) the change of rainfall erosivity had important influence on the change of sediment transport, but was not the dominant factor, the contribution rates of the Wei River, Jing River, Beiluo River, Yan River, Wuding River, Fen River were 1.54%, 0.11%, 10.87%, 16.47% and 5.71%, respectively; (4) the relation of rainfall erosivity and sediment discharge was different in different basins in the middle reaches of the Yellow River, the rates of erosion and sediment yield of major tributaries decreased in the sequence: Jing River>Wuding River>Wei River>Yan River>Beiluo River>Fen River. The distribution character and change trend of rainfall erosivity combining with rate of erosive sediment yield in different basins could serve as the indexes for evaluating the rainfall effect on soil erosion.

Keywords: soil erosion; spatiotemporal distribution; rainfall; the Loess Plateau

收稿日期:2017-05-27

修回日期:2017-08-17

资助项目:国家自然科学基金“气候变化与人类活动——黄土高原全新世生态环境变化与土壤侵蚀”(41672180)

第一作者:KEO Soksamnang(1987—),男,柬埔寨人,硕士研究生,研究方向为气候变化及其环境影响。E-mail:keo.soksamnang@gmail.com

通信作者:何洪鸣(1975—),男,广东兴宁人,博士,研究员,主要从事环境模拟研究。E-mail:hongming_he@yahoo.com

土壤侵蚀为目前世界上最为严重的生态环境问题之一,其不仅影响农业生产,而且对自然环境和人类的生存和发展带来威胁^[1]。黄土高原是世界上水土流失最为严重的地区之一,超过 60% 地区存在水土流失,平均侵蚀模数为 2 000~5 000 t/(km²·a)^[1-3]。土壤侵蚀与降雨、土壤性质、地形、植被覆盖有关,其中土壤与地形相对稳定,土壤侵蚀主要受降雨与植被覆盖控制。该地区降雨为土壤侵蚀最主要的自然驱动力,同时在 USLE 和 RUSLE 模型中,降雨侵蚀力被认为是最主要的因素之一,其可以直接反映降雨对土壤侵蚀的潜在能力^[4]。因此,研究黄土高原降雨侵蚀力时空变化对于治理该地区水土流失具有一定的意义。

黄土高原土壤侵蚀与降雨年内分布主要集中在夏秋两季,降雨有时空分布不均匀的特点^[5-6]。在小流域尺度上研究表明,土壤侵蚀年内分布主要发生在 6—9 月,与降雨量年内分布有相似的规律^[7],同时王万忠等^[8]、王占礼^[9]研究该地区土壤侵蚀具有高度集中的特点,其主要取决于少数几次降雨。黄土高原近几十年来土壤侵蚀环境发生明显变化,主要表现为气候要素和下垫面状况发生改变,大量研究表明该地区土壤侵蚀强度减弱是由气候变化和人类活动共同作用引起^[10],同时气候变化与人类活动有相互作用的耦合关系^[11],但其相互作用机制仍不明确。

目前,已有部分关于黄土高原地区降雨侵蚀力时空变化的研究。目前研究集中于以年为时间单位,但是黄土高原的土壤侵蚀主要集中于夏秋两季,主要由该季节内强降雨引起。同时,研究表明该地区年降雨量的变化主要由秋季降雨量的变化引起^[12],以年序列分析降雨侵蚀力变化趋势难以满足科研和生产实践的需求。因此,本研究以该地区 58 个气象站日降雨数据为基础,基于以日降雨计算侵蚀力模型并对其优化,分析该地区 1960—2011 年降雨侵蚀力在不同时段内的时空变化特征,研究降雨侵蚀力对流域土壤侵蚀的影响。以期对该地区的水土流失治理、生态环境建设提供科学依据,为研究该地区土壤侵蚀提供参考。

1 研究区概况及数据来源

1.1 研究区概况

黄土高原自第四纪形成以来,气候发生干冷和温湿多次交替,土壤侵蚀也发生多次轮回,近万年来,已进入第 4 个大的侵蚀轮回,处于强烈侵蚀期,近千年来,由于复杂的土地利用、强侵蚀性降雨和长期的人类活动等引起剧烈的土壤侵蚀^[13-14]。黄土高原位于黄河中游,为黄河泥沙的主要来源区,其沙量占全河

总量 90% 以上^[15]。该区域介于北纬 35°—41° 和东经 102°—114° (图 1),总面积 64 万 km²,总人口 8 200 万人^[14,16]。气候为典型的大陆性季风气候,年均气温、降雨量地域性差异显著,降雨主要集中在夏秋两季,为土壤侵蚀最主要的自然驱动力^[17]。

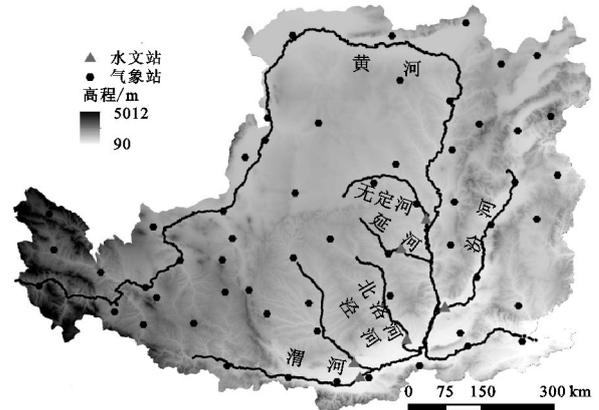


图 1 研究区位置及气象站分布

1.2 数据来源

本文采用黄土高原 58 个气象站点的 20—20 时降水量(24 h 降水量),站点分布见图 1,时间范围为 1960—2011 年。数据均来自中国气象局。其中有 8 个气象站缺测时间大于 1 个月,缺测值用前后两年同期的平均值进行插补;对于其他站点缺测 1~2 d 的数据,采用相邻 5 d 滑动平均进行插补。根据该地区气候特点,本文将季节划分为:春季(3—5 月)、夏季(6—8 月)、秋季(9—11 月)、冬季(12 月—翌年 2 月) 4 个季节。输沙量数据为无定河、延河、北洛河、泾河、渭河和汾河控制水文站 1971—2010 年月数据,数据来自于黄河水利委员会。

2 研究方法

2.1 降雨侵蚀力计算

通用土壤流失方程(USLE)和修正通用流失方程(RUSLE)模型中的降雨侵蚀力(R)表示降雨引起侵蚀的潜在能力,是目前研究土壤侵蚀对降雨变化响应的最好因子^[18]。降雨侵蚀力也是计算降雨对侵蚀影响的定量化评价指标,通常是基于 EI_{30} 经典算法和日常野外观测数据,但是在大多数气象站检测以小时、分钟为单位的降雨数据难以实现。通常以日、月为单位的降雨数据较容易获得,目前已有大量以日、月降雨数据为基础的计算降雨侵蚀力模型。模型中以日降雨数据为基础的计算结果较为准确,且日降雨数据也较易获取,因此广泛应用到降雨侵蚀力时空分布研究中^[4]。

R 值是衡量降雨侵蚀力的一个指标,是美国通用土壤流失方程 USLE 和后来修订的 RUSLE 模型中

一个最基本因子。本文在已知日降雨量的基础上,采取章文波等^[19]提出的降雨侵蚀力模型进行计算,该模型主要利用日雨量资料对降雨侵蚀力进行计算,适合应用于黄土高原^[4],其具体公式如下:

$$R_i = \alpha \sum_{j=1}^k (P_j)^\beta \quad (1)$$

式中: R_i 为第 i 个半月时段的侵蚀力值 [$\text{MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$]; k 为该半月时段内的降雨天数; P_j 为半月时段内第 j 天的日雨量 (mm)。要求日雨量 $\geq 12 \text{ mm}$, 否则以 0 计算, 12 mm 与侵蚀性降雨标准对应。由于该模型对于短历时、高强度降雨类型估算有一定的偏差, 根据章文波等^[19] 计算该地区 α, β 值与该地区站点降雨数据(表 1), 利用 MATLAB 对模型参数 α 和 β 进行优化, 以提高模型精度。

表 1 优化模型站点数据

气象站	α	β	$P_{d_{12}}/\text{mm}$	$P_{y_{12}}/\text{mm}$
西安	0.001	3.181	23.075	333.406
天水	0.183	1.84	21.588	278.002
运城	0.497	1.681	25.022	347.425
西峰	0.334	1.719	23.452	320.208
隰县	1.373	1.424	24.954	316.238
延安	1.086	1.464	24.356	331.146
固原	1.054	1.312	22.500	234.950
离石	1.487	1.433	24.536	291.127
盐池	0.201	1.898	22.705	140.158
太原	0.185	1.97	24.947	264.346
原平	2.244	1.258	25.048	246.631
兴县	0.388	1.793	24.233	274.948
五寨	1.424	1.404	22.454	242.244
榆林	0.159	2.048	24.272	241.317
银川	0.294	1.728	21.272	92.040
大同	1.878	1.324	21.815	189.625
呼和浩特	0.713	1.56	24.609	230.948
兰州	0.021	2.427	20.039	142.320
西宁	0.236	1.835	18.999	154.548

优化后的模型为:

$$\beta = 0.6434 + \frac{21.33}{P_{d_{12}}} + \frac{20.77}{P_{y_{12}}} \quad (R^2 = 0.65) \quad (2)$$

$$\alpha = 21.586\beta^{-7.1891} \quad (3)$$

式中: $P_{d_{12}}$ 为日雨量 $\geq 12 \text{ mm}$ 的日平均雨量; $P_{y_{12}}$ 表示日雨量 $\geq 12 \text{ mm}$ 的年雨量, 利用公式(1—3)计算逐年各半月的降雨侵蚀力, 经累加可得到年降雨侵蚀力值。

2.2 时间与空间变化分析方法

时间变化运用趋势分析, 本研究采用 Mann-Kendall 非参数统计方法检验, 该方法的优点在于不需要样本遵循一定的分布规律, 不受少数异常值的干扰,

可定量统计变化趋势的显著性, 计算较为简单, 广泛应用于降雨量变化趋势分析。Kendall 倾斜度的中值 β 定量计算序列的变化幅度, 当 β 为正值时, 表示序列为增加趋势; 当 β 为负值时, 表示序列为减少趋势。 $|\beta|$ 表示随时间增减的幅度, 具体见文献[20]。

利用公式计算逐年内各半月的降雨侵蚀力, 经累加得到年降雨侵蚀力, 最后计算各个站点的多年平均降雨侵蚀力。Kriging 内插法广泛应用于气象要素空间插值。空间上, 应用地统计学的 Kriging 插值方法插值计算, 利用 ArcGIS 的地统计模块将 58 个站点的多年平均降雨量、多年平均降雨侵蚀力、变化 Kendall 倾斜度等指标进行空间插值, 得到空间连续分布的黄土高原多年平均降雨侵蚀力分布和空间变化。

3 结果与分析

3.1 年均侵蚀性降雨与降雨侵蚀力

多年平均侵蚀性降雨量、降雨侵蚀力有相近的空间分布特征(图 2), 整体由东南向西北递减, 但变化幅度有较大差异。多年平均侵蚀性降雨临河站最低, 为 68.49 mm, 华山站最高, 为 528.58 mm, 各站点平均为 244.73 mm, 最大值为最小值 5.74 倍, 变异系数 $CV = 0.43$; 多年平均降雨侵蚀力贵州站最低, 为 215.12 $\text{MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$, 华山站最高, 为 3 433.67 $\text{MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$, 各站点平均值为 1 324.96 $\text{MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$, 最大值为最小值的 15.69 倍, 变异系数 $CV = 0.55$ 。降雨侵蚀力较侵蚀性降雨离散程度更大。

3.2 降雨侵蚀力时间变化

黄土高原土壤侵蚀主要发生于少数几次强降雨。为分析不同等级降雨侵蚀力的变化趋势, 本文根据日降雨量将降雨侵蚀力划分为不同等级, 其对应日降雨量分别为: $\geq 12 \text{ mm}$, $\geq 20 \text{ mm}$, $\geq 30 \text{ mm}$, $\geq 40 \text{ mm}$, $\geq 50 \text{ mm}$; 由在一年内其产生的降雨侵蚀力用 $R_{12}, R_{20}, R_{30}, R_{40}, R_{50}$ 表示。利用所有站点不同时段平均值分别计算 Kendall 倾斜度值(表 2), 分析其变化趋势。

黄土高原不同类型降雨侵蚀力在不同时间段内具有不同的变化特点, 基本呈现下降趋势, 秋季变化更为明显。全年 R_{12} 呈下降趋势, 变化幅度为 $-3.64 \text{ MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{a})$, 秋季和 9 月 R_{12} 呈显著下降趋势。降雨侵蚀力变化主要由强降雨产生侵蚀力变化导致, 如 R_{40} 呈显著下降趋势。黄土高原降雨侵蚀力主要产生于少数几次强降雨, 所有站点年内最强一次降雨产生降雨侵蚀力占全年的比例均超过 50%。黄土高原土壤侵蚀主要产生于少数几次降雨事件, 由强降雨产生降雨侵蚀力变化将对土壤侵蚀产生重要影响。

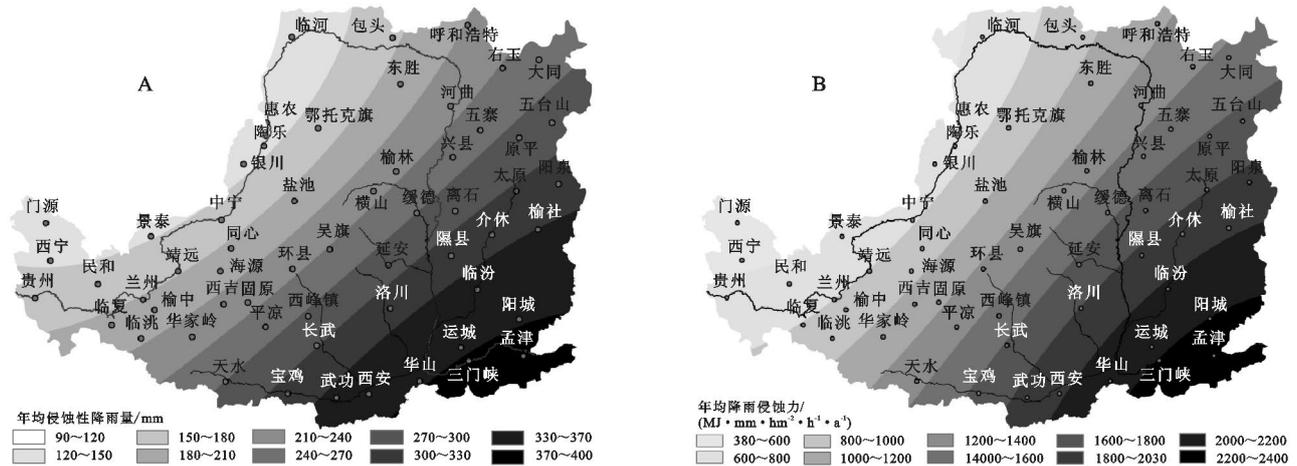


图 2 黄土高原地区多年平均侵蚀性降雨量和降雨侵蚀力空间分布

表 2 不同类型降雨产生降雨侵蚀力 Kendall 倾斜度

	MJ·mm/(hm ² ·h·a)				
时间	R_{12}	R_{20}	R_{30}	R_{40}	R_{50}
全年	-3.64	-2.55	-2.27	-2.05*	-1.94
春季	-0.21	0.01	-0.01	0.00	0.00
夏季	-2.45	-2.20	-2.03	-1.51	-1.02
秋季	-1.97*	-1.36*	-0.88*	-0.86*	-0.64*
7月	-0.81	-0.47	-0.43	—	0.48
8月	-1.64	-1.51*	-1.69	-0.86*	-0.64*
9月	-1.51*	-1.21*	-0.90*	—	-0.50*

注: * 表示呈显著变化趋势($p < 0.05$)。

3.3 降雨侵蚀力空间变化

利用 Mann-Kendall 非秩次检验法计算黄土高原各站点年、春季、夏季和秋季(由于冬季降雨侵蚀力接近于 0,故未作统计分析) R_{12} 时间序列变化趋势,通过 Kriging 插值法得到黄土高原地区年、不同季节降雨侵蚀力空间变化趋势(图 3)。

由图 3A 可知,黄土高原年降雨侵蚀力基本呈现下降趋势,中东部显著,下降幅度由东向西递减。15 个站点年降雨侵蚀力呈显著减小趋势($p < 0.05$),其中 10 个站点呈现极显著减小趋势($p < 0.01$),减小幅度最大区域集中于汾河以东,减小最大值为 -22;黄土高原西部小范围区域年降雨侵蚀力呈现显著增加趋势,其中西宁站呈现极显著增加趋势,增加值为 3.80。年降雨侵蚀力变化趋势与年均降雨量分布具有相关关系,400 mm 等降雨量线是年降雨侵蚀力变化的分界线,年均降雨量大于 400 mm 区域降雨侵蚀力呈减小趋势,小于 400 mm 区域呈增加趋势。研究表明,近 60 a 我国降水变化呈现区域性特征,西北地区降水呈显著增加趋势,东部呈减小的趋势^[21],与本研究中降雨侵蚀力变化特征一致。

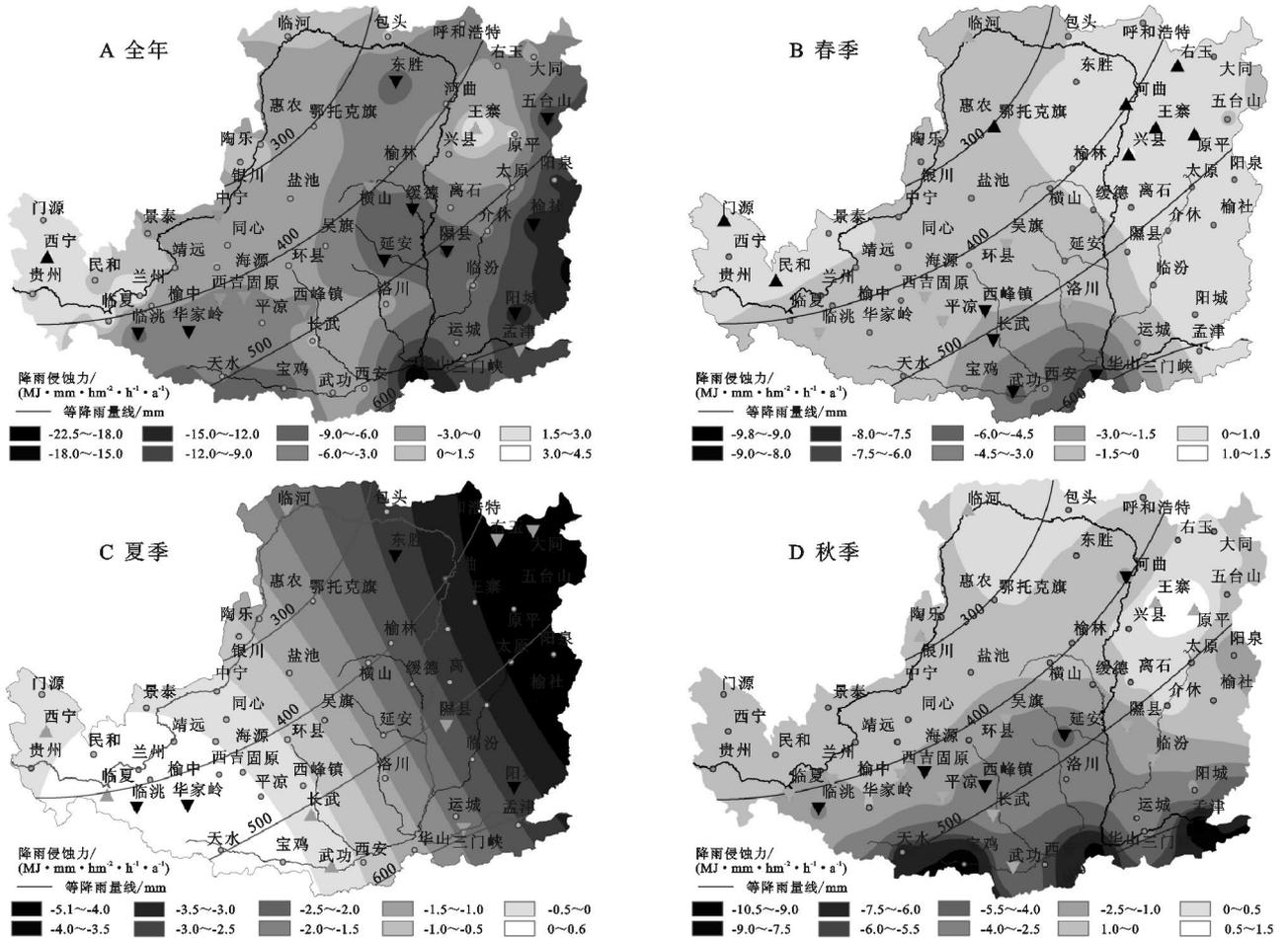
春季降雨侵蚀力空间上变化趋势不一致(图 3B)。黄土高原东北部及西南部分区域呈显著上升趋势,其中 8 个站点呈极显著上升趋势,上升幅度最大值集中在山

西省北部,最大值为 1.40;下降区域主要集中在关中及渭北高原,9 个站点呈下降趋势,其中 4 个站点呈极显著下降趋势,下降最大值为 -6.42;西北部变化不明显。春季降雨侵蚀力占全年 11.04%,对年降雨侵蚀力下降的贡献为 7.72%。

夏季降雨降雨侵蚀力的变化空间变化与年变化特征一致(图 3C)。下降区域主要集中在黄土高原东部和北部区域,该区域内有 5 个气象站点呈现极显著下降趋势,下降最大值为 -11.94;黄土高原东南部部分区域夏季降雨侵蚀力呈上升趋势,包括湟水流域及渭河流域,共 4 个站点呈现显著上升趋势,上升最大值为 6.68,上升区域面积远小于下降区域。

秋季降雨侵蚀力呈现北部上升、南部下降的变化趋势(图 3)。北部区域内有 4 个气象站呈现显著上升趋势,上升区域主要集中于长城沿线以北,上升最大值为 1.48;南部区域呈现显著下降趋势,15 个站点呈现显著下降趋势,其中 6 个站点表现为极显著,下降区域主要集中于关中平原,宝鸡站下降幅度最大,最大值为 -10.33。黄土高原秋季降雨侵蚀力下降幅度远大于上升幅度,下降主要由关中地区降雨侵蚀力下降导致。

黄土高原不同类型降雨侵蚀力在不同时间段呈现不同的变化特征。由表 3 可知,年降雨侵蚀力下降站点数量远大于上升站点数量,总降雨侵蚀力下降站点数量占总站点 67.24%;冬季、春季上升、下降数量相近;夏、秋季变化特征类似于全年。李志等^[22]研究 1961—2007 年黄土高原极端降水时空变化,表明该区域 40% 的站点极端降水频率有显著减少趋势,30% 站点极端降水量有显著减少趋势,极端降水频率和极端降水量变化趋势空间分布与本研究中降雨侵蚀力变化特征基本一致。但 IPCC 评估报告指出,过去 50 年来陆地上中高纬度地区强降水事件可能大量增加,对研究侵蚀力变化产生不确定性^[23]。因此,研究区域气候变化需结合全球变化。



注:图中▲、▼、△、▽分别表示显著上升($p < 0.05$)、显著下降、极显著上升($p < 0.01$)、极显著下降趋势

图 3 不同时间段降雨侵蚀力空间变化

表 3 不同类型降雨侵蚀力变化站点统计

时间	上升个数					下降个数				
	R_{12}	R_{20}	R_{30}	R_{40}	R_{50}	R_{12}	R_{20}	R_{30}	R_{40}	R_{50}
年	18	15	16	15	14	39(8)	43(5)	41(5)	41(7)	42(4)
春季	28(4)	35	31	0	0	29(5)	23(3)	21(2)	0	0
夏季	19(2)	17	20	19	21	38(4)	40(5)	38(3)	38(4)	37(2)
秋季	17	20	23	16	11	39(8)	37(5)	33(4)	31(2)	29
冬季	15(2)	5	5	3	1	11(1)	5	0	0	0
7 月	17	20	23	15	11	39(8)	37(5)	33(4)	31(2)	29
8 月	15	20	16	18	12	42(4)	38(3)	42(5)	40(3)	29
9 月	19	20(1)	18	14	37	39(5)	36(4)	38	33	16

注:括号中数字表示呈显著变化($p < 0.05$)站点数量。

3.4 降雨侵蚀力与河流泥沙关系

黄土高原是黄河泥沙的主要来源区,降雨是侵蚀产沙最主要的自然驱动力,降雨侵蚀力 R 是评价土壤侵蚀最好的降雨指标^[8]。研究表明,近 50 年来黄河中游径流、泥沙呈显著减小的趋势,土地利用及降雨变化是水沙变化的最主要驱动因素^[7]。本文利用黄土高原渭河、泾河、北洛河、汾河、延河及无定河等主要黄河支流控制水文站 1971—1980 年月输沙量数据以及主要支流流域内降雨侵蚀力(黄河支流流域内

所有站点平均值)数据,分析黄土高原主要支流输沙量与降雨侵蚀力的关系(图 4)。

由图 4 可知,黄土高原主要河流输沙量与流域内降雨侵蚀力有一定的相关关系,不同流域降雨侵蚀力侵蚀产沙特征不同。流域内侵蚀产沙 S 与降雨侵蚀力 R 有显著线性关系,即 $S = a + bR$, 式中 a, b 为参数。将单位面积、单位降雨侵蚀力产生的输沙量定义为侵蚀产沙率(R_t),单位为 $kg \cdot h / (MJ \cdot mm)$, 表 4 为黄土高原主要支流侵蚀产沙率。由表 4 可知,泾河

和无定河流域侵蚀产沙率远大于其他流域,侵蚀产沙率从大到小依次为泾河>无定河>渭河>延河>北洛河>汾河。降雨侵蚀力在不同流域内有不同影响,泾河 1971—1980 年年均输沙量 2.01 亿 t,降雨侵蚀力 10 a 内同期减少 53.69 MJ·mm/(hm²·h·a),其减沙 0.07 亿 t,10 a 内减沙占年输沙量的 3.86%;汾河同期年输沙量 0.17 亿 t,降雨侵蚀力减少 47.80 MJ·mm/(hm²·h·a),减沙 4.74×10⁵ t,占同期年输沙量 2.74%。

气候变化对土壤侵蚀有重要的影响。根据降雨侵蚀力与河流输沙量的关系,渭河流域 20 世纪 80 年代—21 世纪初(2001—2010 年)年均降雨侵蚀力减少 339.46 MJ·mm/(hm²·h·a),其减沙 0.32 亿 t,其与 80 年代相比减少 27.00%。渭河 2001—2010 年实际年均输沙为 0.25 亿 t,与 80 年代相比减少 79.32%。根据降雨侵蚀力变化下理论输沙量与实际

输沙量,降雨侵蚀力变化对输沙变化的贡献率为 34.03%,根据同样的方法,泾河、北洛河、延河、无定河和汾河的贡献率分别为 1.54%,0.11%,10.87%,16.47%,5.71%。因此,降雨侵蚀力变化不是黄土高原河流输沙变化的主导因素。

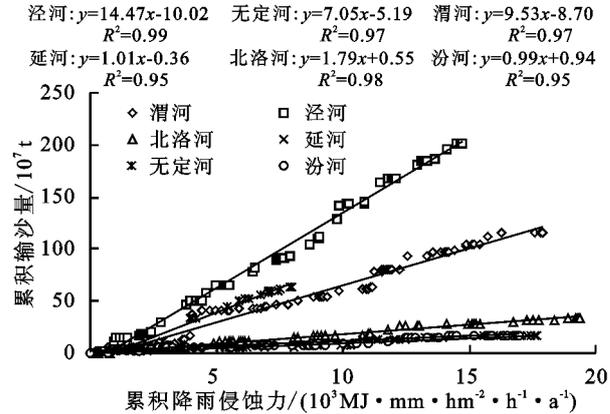


图 4 黄土高原主要流域输沙量与降雨侵蚀力关系

表 4 黄土高原主要侵蚀产沙率

流域	渭河	泾河	北洛河	延河	无定河	汾河
集水面积/km ²	46827	43216	25645	5891	29662	38728
Rt/(kg·h·MJ ⁻¹ ·mm ⁻¹)	20.35	33.48	6.98	17.14	23.77	2.56

黄土高原土壤侵蚀主要由强降雨,特别是特大暴雨引起。利用黄土高原主要支流控制水文站 1975—1985 年输沙量与对应流域内气象站降雨侵蚀力平均值序列,分析不同等级降雨侵蚀力对土壤侵蚀的影响(图 5)。R₃₀产沙效应远大于 R₁₂,前者是后者 4.65 倍。R₃₀变化对输沙量的影响大于其他类型。例如无定河流域内 R₃₀多年年均减少 4.00 MJ·mm/(hm²·h·a),其减沙 4.04×10⁵ t/a,占 1975—1985 年年均输沙量 6.52%。

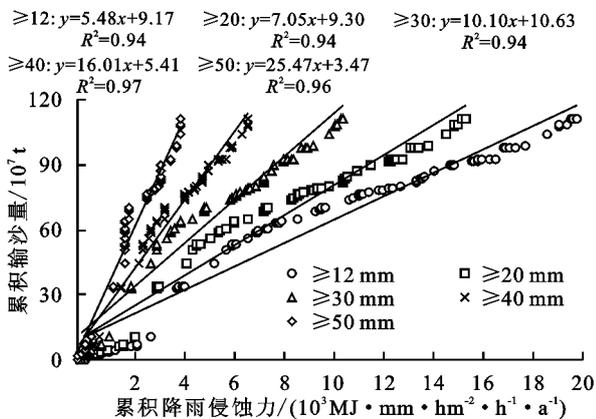


图 5 无定河流域输沙量与降雨侵蚀力的关系

实际上,降雨侵蚀力是反映降雨对土壤侵蚀的潜在能力的指标,并非是土壤侵蚀的实际能力。研究区域水土流失状况需要考虑地质地貌、下垫面及人类活动等因素。黄土高原退耕还林后部分地区土壤侵蚀量的减少主要由于土地利用或植被覆盖变化导致,因此对于土壤侵蚀的评估也不能单纯地利用河流输沙

量,研究降雨侵蚀力需要综合考虑不同的土壤侵蚀方式所造成的土壤侵蚀量^[8]。目前有大量关于气候变化和人类活动对土壤侵蚀变化贡献的研究,普遍的观点为人类活动对土壤侵蚀的影响大于气候变化^[24],本研究根据降雨侵蚀力指标分析气候变化的贡献率。黄土高原不同地区的地质地貌、植被覆盖、人类活动等引起水土流失的因素不同,用单一降雨侵蚀力模型进行估算具有一定的误差。本研究主要分析降雨侵蚀力的分布特征和变化趋势,其表示由降雨所引起的土壤侵蚀可能性大小,结合不同流域侵蚀产沙率,对水土保持规划具有一定的指导意义。

4 结论

(1) 黄土高原年均降雨侵蚀力呈下降趋势,平均年变化幅度为-3.64 MJ·mm/(hm²·h·a)。在时间上,年均降雨侵蚀力下降主要由 8—9 月降雨侵蚀力下降导致,贡献率达 86.60%;在降雨类型上,主要由强降雨变化导致,贡献率为 53.40%。(2) 黄土高原降雨侵蚀力空间变化特征不一致。400 mm 等降雨线是年降雨侵蚀力空间变化的分界线,年降雨量大于 400 mm 区域年降雨侵蚀力呈下降趋势,小于 400 mm 区域呈上升趋势。(3) 降雨侵蚀力变化对河流产沙有重要影响,但不是输沙变化的主导因素。渭河、泾河、北洛河、延河、无定河和汾河流域降雨变化对输沙变化的贡献率分别为 1.54%,0.11%,10.87%,

16.47%, 5.71%。(4) 黄河中游不同流域降雨侵蚀力对土壤侵蚀作用程度不同, 主要支流侵蚀产沙率泾河>无定河>渭河>延河>北洛河>汾河。降雨侵蚀力的分布特征和变化趋势, 结合不同流域侵蚀产沙率, 可作为评价区域降水对土壤侵蚀作用的指标。

黄土高原不同区域自然条件存在明显差异, 引起土壤侵蚀的主导因素不同。本研究利用单一降雨侵蚀力模型计算降雨侵蚀力, 难以全面反映降雨对土壤侵蚀的作用程度, 应加强不同侵蚀力模型的对比研究。在黄土高原大面积综合治理下, 该区域植被发生变化, 导致引起土壤侵蚀的主要因素发生改变, 本研究仅讨论降雨变化对土壤侵蚀影响, 仅考虑近 30 a 来变化状况, 未能从较长时间探讨引起黄土高原土壤侵蚀主导因素是否发生变化。因此, 未来需结合植被变化等因素研究土壤侵蚀时空变化的原因。

参考文献:

- [1] Jiao J Y, Jing L I, Wang W Z. Erosion environment in the sediment-rich area on the Loess Plateau[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2002, 12(1): 49-57.
- [2] Cai Q G. Soil erosion and management on the Loess Plateau[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2001, 11(1): 53-70.
- [3] Liu L, Liu X H. Sensitivity analysis of soil erosion in the Northern Loess Plateau[J]. *Procedia Environmental Sciences*, 2010, 2(1): 134-148.
- [4] Wu L, Liu X, Ma X Y. Spatiotemporal distribution of rainfall erosivity in the Yanhe River watershed of hilly and gully region, Chinese Loess Plateau[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2016, 75(4): 1-13.
- [5] Wei W, Chen L, Zhang H, et al. Effects of crop rotation and rainfall on water erosion on a gentle slope in the hilly loess area, China[J]. *Catena*, 2014, 123(1): 205-214.
- [6] Wang L N, Zhu Q K, Zhao W J, et al. The drought trend and its relationship with rainfall intensity in the Loess Plateau of China[J]. *Natural Hazards*, 2015, 77(1): 479-495.
- [7] Wei W, Chen L, Zhang H, et al. Effect of rainfall variation and landscape change on runoff and sediment yield from a loess hilly catchment in China[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2014, 73(3): 1005-1016.
- [8] 王万忠, 焦菊英. 黄土高原降雨侵蚀产沙与黄河输沙[M]. 北京: 科学出版社, 1996.
- [9] 王占礼. 黄土高原降雨因素对土壤侵蚀的影响[J]. 西北农业大学学报, 1998, 26(4): 101-105.
- [10] 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.
- [11] 肖胜生, 郑海金, 杨洁, 等. 土壤侵蚀/水土保持与气候变化的耦合关系[J]. *中国水土保持科学*, 2011, 96(6): 106-113.
- [12] 蔡新玲, 王繁强, 吴素良. 陕北黄土高原近 42 年气候变化分析[J]. *气象科技*, 2007, 35(1): 45-48.
- [13] 唐克丽, 张平仓, 王斌科. 土壤侵蚀与第四纪生态环境演变[J]. *第四纪研究*, 1991(4): 300-309.
- [14] Atsushi Tsunekawa, Liu G B, Norikazu Yamanaka, et al. Restoration and Development of the Degraded Loess Plateau, China[M]. Japan: Springer, 2014.
- [15] 姚文艺, 冉大川, 陈江南. 黄河流域近期水沙变化及其趋势预测[J]. *水科学进展*, 2013, 24(5): 607-616.
- [16] He X B, Zhou J, Zhang X B, et al. Soil erosion response to climatic change and human activity during the Quaternary on the Loess Plateau, China[J]. *Regional Environmental Change*, 2006, 6(1/2): 62-70.
- [17] Wei J, Zhou J, Tian J, et al. Decoupling soil erosion and human activities on the Chinese Loess Plateau in the 20th century[J]. *Catena*, 2006, 68(1): 10-15.
- [18] Nearing M A, Pruski F F, O'Neal M R. Expected climate change impacts on soil erosion rates: A review[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2004, 59(1): 43-50.
- [19] 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.
- [20] 曹洁萍, 迟道才, 武立强, 等. Mann-Kendall 检验方法在降水趋势分析中的应用研究[J]. *农业科技与装备*, 2008(5): 35-37, 40.
- [21] 丁一汇, 王会军. 近百年中国气候变化科学问题的新认识[J]. *科学通报*, 2016, 61(10): 1029-1041.
- [22] 李志, 郑粉莉, 刘文兆. 1961—2007 年黄土高原极端降水事件的时空变化分析[J]. *自然资源学报*, 2010, 25(2): 291-299.
- [23] Kadam P D. Rectocutaneous fistula with transmigration of the suture; a rare delayed complication of vault fixation with the sacrospinous ligament [J]. *International Urogynecology Journal*, 2016, 27(1): 1-3.
- [24] Hou J, Fu B J, Wang S, et al. Comprehensive analysis of relationship between vegetation attributes and soil erosion on hillslopes in the Loess Plateau of China[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2014, 72(5): 1721-1731.