

河北省山区降雨侵蚀力的时空变化特征

索笑颖¹, 刘玉春¹, 赵光耀¹, 田国纯², 张卫平², 白龙飞¹

(1. 河北农业大学 城乡建设学院, 河北 保定 071001; 2. 河北省桃林口水库管理局, 河北 秦皇岛 066400)

摘要: [目的] 探究河北省山区降雨侵蚀力时空变化特征, 为该区水土流失治理措施的制定和实施提供科学依据。[方法] 应用时间变化分析和空间分布分析对河北省山区 2000—2018 年降雨侵蚀力进行分析。[结果] 时间趋势中燕山山区年降雨侵蚀力呈波动上升趋势, 主周期为 11 a, 在 2009 年发生突变, 春、秋两季呈波动下降趋势, 主周期分别为 8 和 11 a, 春季无突变点, 秋季在 2001 年发生突变, 夏季呈波动上升趋势, 9 a 为主周期, 在 2010 年发生突变; 太行山区年降雨侵蚀力呈波动下降趋势, 主周期为 6 a, 无突变点, 夏、秋两季呈波动上升趋势, 主周期分别为 8 和 10 a, 均无突变点, 春季呈波动下降趋势, 主周期为 8 a, 在 2006 年发生突变; 空间分布中, 年均降雨侵蚀力范围为 1 063.39~5 127.44 MJ·mm/(hm²·h), 燕山山区由西到东年及夏季平均降雨侵蚀力先增长后降低再增长, 太行山区中由南向北年、夏季平均降雨侵蚀力逐渐降低, 春、秋两季降雨侵蚀力分布规律较为多变。[结论] 通过对河北省山区降雨侵蚀力的分析, 得出河北省山区夏季水土流失最为严重, 燕山山区部分地区尤为突出。

关键词: 河北省山区; 降雨侵蚀力; 小波分析; 时空变化

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2020)06-0259-07

中图分类号: S157

文献参数: 索笑颖, 刘玉春, 赵光耀, 等. 河北省山区降雨侵蚀力的时空变化特征[J]. 水土保持通报, 2020, 40(6): 259-265. DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2020.06.037; Suo Xiaoying, Liu Yuchun, Zhao Guangyao, et al. Temporal and spatial variation characteristics of rainfall erosion in mountainous areas of Hebei Province [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2020, 40(6): 259-265.

Temporal and Spatial Variation Characteristics of Rainfall Erosion in Mountainous Areas of Hebei Province

Suo Xiaoying¹, Liu Yuchun¹, Zhao Guangyao¹, Tian Guochun², Zhang Weiping², Bai Longfei¹

(1. College of Urban and Rural Construction, Hebei Agricultural University, Baoding, Hebei 071001, China; 2. Taolinkou Reservoir Administration, Qinhuangdao, Hebei 066400, China)

Abstract: [Objective] The temporal and spatial variation characteristics of rainfall erosivity in mountainous areas of Hebei Province were studied in order to provide a scientific basis for the formulation and implementation of soil erosion control measures in this area. [Methods] The rainfall erosivity in mountainous areas of Hebei Province from 2000 to 2018 was analyzed by using temporal variation analysis and spatial distribution analysis. [Results] At the temporal scale, the annual rainfall erosivity of Yanshan Mountain showed a fluctuating upward trend, with a main period of 11 years, and a sudden change occurred in 2009. The spring and autumn showed a fluctuating downward trend. The main periods were 8 and 11 years, respectively. Abrupt changes occurred in the autumn in 2001, and the summer showed an upward trend of fluctuations. The main cycle was 9 years, and the sudden change occurred in 2010. The annual rainfall erosivity of the Taihang Mountains showed a fluctuating downward trend, with the main cycle of being 6 years and no sudden changes. The summer and autumn showed a fluctuating upward trend, the main periods were 8 and 10 years, respectively, and there were no mutation points. The spring showed a downward trend of fluctuations, the main period was 8 years, and a sudden change occurred in 2006. At the spatial scale, the average annual rainfall erosivity range was 1 063.39~5 127.44 MJ·mm/(hm²·h). Average annual and summer rainfall erosivity increased first, then

收稿日期: 2020-07-03

修回日期: 2020-08-23

第一作者: 索笑颖(1996—), 女(汉族), 河北省保定市人, 硕士研究生, 研究方向为水土保持。Email: 794915485@qq.com。

通讯作者: 刘玉春(1971—), 女(汉族), 河北省保定市人, 博士, 副教授, 硕士生导师, 主要从事农业水土工程理论与技术及水土保持方面的研究。Email: liuyuchun5@163.com。

decreased, then increased from west to east in the Yanshan Mountain area, and gradually decreased from south to north in the Taihang Mountain area. The distribution of rainfall erosivity in the two seasons was relatively variable. [Conclusion] Through the analysis of rainfall erosivity in mountainous areas of Hebei Province, it is concluded that summer soil erosion is the most serious, especially in some areas of Yanshan mountainous area.

Keywords: mountainous areas of Hebei Province; rainfall erosion; wavelet analysis; spatiotemporal changes

水土资源是人类生存和发展的基础,是不可替代的自然资源。水土流失会造成土壤退化,土地生产力降低,农作物减产,危害地区经济发展,还会对全球气候造成严重影响。在全球气候变化中,降水变化对土壤侵蚀的影响很大^[1]。中国是水土流失最严重的国家之一,根据公布的全国第 2 次遥感调查结果^[2],中国的水土流失面积达 $3.56 \times 10^6 \text{ km}^2$, 占国土面积的 37%,其中水力侵蚀面积达 $1.65 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。河北省水土流失面积为 $6.30 \times 10^8 \text{ km}^2$,占河北省总面积的 33%。河北省的土壤侵蚀类型主要为水力侵蚀,水蚀面积占全省侵蚀面积的 86.8%,河北省山区是该省水土流失较为严重的地区,年降雨量较多,水力侵蚀作用强烈。水土流失对河北省山区的农业生产发展、水土流失监控以及水土流失防治措施的制定均有不同程度的影响,因此分析河北省山区降雨侵蚀力的时空变化特征对减少水土流失、保护下游水源以及加快地区经济发展具有重要意义。降雨侵蚀力是引起土壤侵蚀的潜在能力,降雨侵蚀力因子(erosivity factor of rainfall, R)是评价这种潜在能力的一个动力指标,是通用土壤流失方程(universal soil losses equation, USLE)或修正土壤流失方程(revised universal soil losses equation, RUSLE)中的一个首要因子^[3]。因此分析降雨侵蚀力的时空变化特征对于区域实现土壤侵蚀监测、预报、科学评估降雨对土壤侵蚀的潜在作用以及为科学制定水土保持规划和水土流失治理具有重要意义。Wischmeier 等^[4]首次提出了提出了降雨侵蚀指数这一定义,并将 EI_{30} 作为衡量降雨侵蚀力的指标;王万中等^[5]在对全国各地区的降雨、径流资料进行综合分析的基础上,表明 EI_{30} 作为表征我国降雨侵蚀力的指标,效果相对最好。

在研究降雨侵蚀力的时空变化特征时,不同地区的降雨侵蚀力模型所选用的指标以及参数都不相同,因此建立适合该地区的降雨侵蚀力模型显得尤为重要。目前我国主要使用的降雨侵蚀力模型主要有日降雨量、月降雨量、年降雨量等模型。Richardson^[6]以日降雨量常规资料建立了美国的降雨侵蚀力模型;Renard^[7]建立的降雨侵蚀力模型综合使用了年降雨量和月降雨量;章文波等^[8]的研究表明,基于日降雨量的简易算法计算侵蚀力的精度明显最高;Yu 和

Rosewell 等^[9]利用日降雨模型并引入余弦函数对降雨进行分析;邵祎婷等^[10]利用日降雨模型对秦巴山区降雨侵蚀力进行分析。对于河北省山区水土流失方面的研究,钱金平等^[2]对河北省山区水土流失现状及其成因进行了分析,赵光耀^[11]对唐秦地区侵蚀性降雨及降雨侵蚀力进行分析,基于这一基础来研究河北省山区降雨侵蚀力时空分布特征。空间分布一般选取插值法进行分析,本研究选取反距离权重法进行分析。时间趋势分析中判断突变主要有两种方法分别为 M-K 检验法和滑动 t 检验法,其中 M-K 检验法其样本不需要服从某种分布,不受少数异常数值的干扰,定量化程度高,检测范围广,计算方便^[12-16]。故本文根据 2000—2018 年河北省山区 21 个站点的日降雨资料,利用克里金插值法分析河北省山区空间分布特征,利用线性回归法、3 a 滑动平均法、小波分析和 M-K 检验法分析河北省山区降雨侵蚀力变化趋势,为了解该地区气候变化特征,充分认识和利用降雨资源,为水资源可持续发展提供科学依据^[17]。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

河北省山区主要包括燕山和太行山两大山脉,燕山为侵蚀剥蚀中山,山体呈东西走向,山势陡峭。地势西北高,东南低。北缓南陡,沟谷狭窄,地表破碎,雨裂冲沟众多。地质结构异常复杂,具备典型喀斯特钟乳岩地层,石灰岩、千页岩、板岩、海蚀岩等岩石资源丰富。地处暖温带大陆性季风气候区。年均温 $6 \sim 10 \text{ }^\circ\text{C}$,1 月均温 $-12 \sim -6 \text{ }^\circ\text{C}$,7 月 $20 \sim 25 \text{ }^\circ\text{C}$ 。10 $^\circ\text{C}$ 以上持续期 195~205 d,活动积温 2 600~3 800 $^\circ\text{C}$ 。燕山南麓是河北省多雨地带之一,年降水量 700 mm 左右,流水侵蚀作用强烈。燕山附近水系发达,河流广布,主要有洋河、潮白河和滦河等。河流多与山脉直交,切穿山地形成南北交通通道,亦为重要关隘,如古北口、喜峰口等,植被以落叶阔叶林为主^[18]。太行山山势东陡西缓,山脉地质基底是复式单斜褶皱。东侧为断层构造,相对高差达 1 500~2 000 m,山前发育典型的洪积扇以及冲洪积平原。从气候上看,太行山属暖温带半湿润大陆性季风气候,全年冬无严寒,夏无酷暑,雨热同季,虽四季分明,但冬长夏短。太行山年平均气温在 $10 \text{ }^\circ\text{C}$ 左右,气候条件与承德相近。

1 月份最冷,平均气温为 $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$,平均最低气温在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右;7 月份最热,平均气温为 $23\text{ }^{\circ}\text{C}$,平均最高气温在 $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ 上下,偶尔会出现高温天,但概率较低,植被以落叶阔叶林为主^[18]。

1.2 数据来源

本文所用数据来源于中国气象数据网包括秦皇岛、围场、宣化、易县等 21 个站点以及北京、延庆、密云等 12 个周边站点 2000—2018 年的逐日降雨量数据,站点分布均匀,数据可靠。

1.3 数据处理方法

1.3.1 泰森多边形法 美国气候学家 Thiessen 提出了一种根据离散分布的气象站的降雨量,来计算平均降雨量的方法,用多边形内所包含的一个唯一气象站的降雨强度来表示该多边形区域内的降雨强度,并称此多边形为泰森多边形。计算公式为:

$$\bar{P} = \frac{P_1 f_1 + P_2 f_2 + \dots + P_n f_n}{F} = \sum_{i=1}^n P_i \frac{f_i}{F} \quad (1)$$

式中: f_i 为第 i 个雨量站对应的多边形面积; F 为流域面积; n 为多边形个数。

1.3.2 降雨侵蚀力计算 降雨侵蚀力因子 R 是土壤流失方程里的一个基本因子。赵光耀^[14]通过对不同模型对比选取日降雨模型对唐秦地区降雨侵蚀力进行分析,基于这一基础,本文采取基于章文波等^[8]提出的降雨侵蚀力模型进行计算。该模型主要利用日降雨资料进行计算。具体计算公式为:

$$R = 0.7698(\alpha \sum_{k=1}^n p_k^\beta) + 144.71 \quad (2)$$

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

$$\beta = 0.8363 + 18.144/P_{d_{12}} + 24.455/P_{y_{12}} \quad (4)$$

式中: $P_{d_{12}}$ 表示日雨量 12 mm 以上的日平均雨量; $P_{y_{12}}$ 表示日雨量 12 mm 以上的年平均雨量; R 是某半月时段的降雨侵蚀力; n 表示半月时段内的天数; P_k 表示半月时段内第 k 天的侵蚀性日雨量,半月时

段的划分以每月第 15 d 为界,每月前 15 d 作为一个半月时段,该月剩下部分作为另一个半月时段。赵光耀^[11]在研究唐秦地区侵蚀性降雨及降雨侵蚀力时利用河北省唐秦水土保持生态环境监测分站大暖泉水土流失观测场的 14 号径流小区 2005—2017 年共 13 a 的降雨和径流泥沙观测资料来确定唐秦地区侵蚀性降雨的雨量标准和雨强标准,故本研究参照其雨量标准选取 16 mm 以上的日平均降雨数据作为侵蚀性降雨。

2 结果与分析

2.1 年内降雨侵蚀力的时间变化

2.1.1 年内降雨侵蚀力趋势分析 图 1 为河北省山区年降雨侵蚀力趋势图。河北省山区主要有两条山脉,分别为燕山山脉和太行山脉。由于燕山山脉和太行山脉走势、地质构造等均有所不同,故单独分开分析。由图 1 可见,燕山山区多年平均降雨侵蚀力为 $2\ 416.49\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,2012 年降雨侵蚀力高达 $3\ 647.85\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,高于平均值 50.96%;2002 年降雨侵蚀力最低为 $1\ 693.66\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,低于平均值 29.91%,最高和最低年降雨侵蚀力差值为 $1\ 954.19\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,说明近 19 a 年降雨侵蚀力波动幅度较大。年降雨侵蚀力呈现为波动上升趋势,气候倾向率为 $539.97\text{ [MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})]/10\text{ a}$ 。3 a 滑动平均曲线^[13]分析表明,在 2009 年出现过明显的向上波动,在 2012 年到达波峰。在 2010 年后曲线均在多年平均降雨侵蚀力的上方,说明这个时段的年降雨侵蚀力较历年偏高,处于侵蚀多发期,在 2000—2010 年年降雨侵蚀力均在多年平均降雨侵蚀力之下,说明这个时段的年降雨侵蚀力较历年偏低,处于侵蚀少发期,并且可以推断出年降雨侵蚀力在 2018 后继续上升。

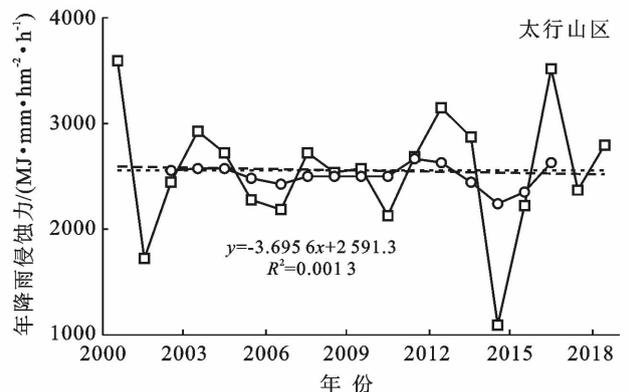
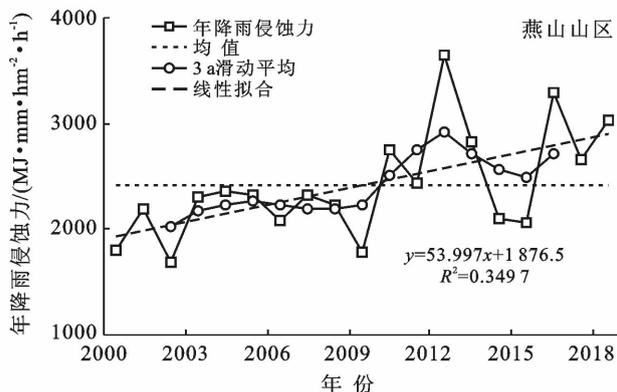


图 1 河北省山区年均降雨侵蚀力变化趋势

由图1可见,太行山区多年平均降雨侵蚀力为 $2\,554.36\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,2000年降雨侵蚀力最高达 $3\,599.85\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,高于平均值 41.09% ;2014年降雨侵蚀力最低为 $1\,086.90\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,低于平均值 57.45% 。年降雨侵蚀力呈现为波动下降趋势,气候倾向率为 $-36.96\text{ [MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})]/10\text{ a}$ 。近19 a太行山区3 a滑动平均曲线波动较平缓,在2005—2010年和2013—2015年滑动平均曲线均低于多年平均降雨侵蚀力,说明这些时段的年降雨侵蚀力较历年偏低,处于侵蚀少发期,在其他时间段年降雨侵蚀力均在多年平均降雨侵蚀力之上,说明这些时段的年降雨侵蚀力较历年偏高,处于侵蚀多发期,并且可以推断出年降雨侵蚀力在2018年后继续上升。

图2为燕山山区季降雨侵蚀力的变化趋势。分析图2可知,春季平均降雨侵蚀力为 $215.02\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,呈波动下降走势,气候倾向率为 $-0.137\text{ [MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})]/10\text{ a}$ 。2005年最高达 526.13

$\text{MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,较平均值高达 144% ,2013年最低为0,两值相差 $526.13\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,波动幅度很明显。根据3 a滑动平均曲线在下降过程中存在1次明显向上的波动,出现在2002年,并在2005年达到波峰。夏季降雨侵蚀力平均值为 $1\,820.97\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,呈波动上升趋势,气候倾向率为 $487.34\text{ [MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})]/10\text{ a}$ 。2012年最高达 $2\,998.14\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,2002年最低为 $1\,064.71\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$ 。根据3 a滑动平均曲线夏季降雨侵蚀力在整体上升的大走势中,从2012年开始出现了一个显著向下的波动走势,并在2015年达到峰值,随后继续呈上升走势。秋季降雨侵蚀力平均值为 $394.47\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,呈波动上升趋势,气候倾向率为 $53.947\text{ [MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})]/10\text{ a}$ 。在2003年降雨侵蚀力最高达 $765.32\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,2005年最低为 $117.93\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$ 。根据滑动平均曲线秋季降雨侵蚀力有1次较为明显的下降波动,出现在2003年。

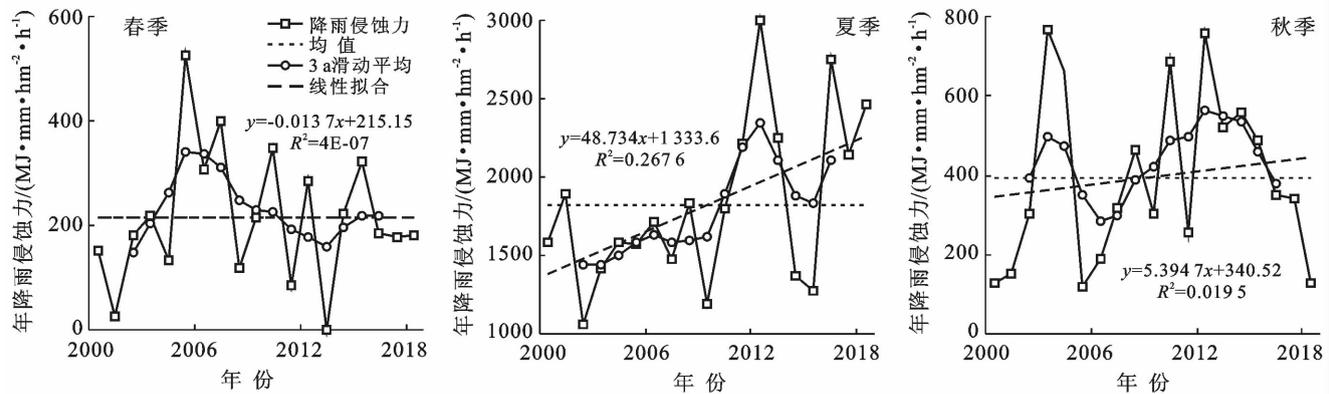


图2 燕山山区季降雨侵蚀力时间趋势

图3为太行山区季降雨侵蚀力的变化趋势。分析图3可知,春季平均降雨侵蚀力为 $274.47\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,呈波动上升走势,气候倾向率为 $99.44\text{ [MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})]/10\text{ a}$ 。2018年最高达 $684.04\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,2000年最低为0,两值相差 $684.04\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,波动幅度很明显。根据滑动曲线,在下降过程中存在2次明显向下的波动,分别出现在2007年和2013年。夏季降雨侵蚀力平均值为 $1\,859.91\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,呈波动上升趋势,气候倾向率为 $33.832\text{ [MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})]/10\text{ a}$ 。2016年最高达 $3\,071.37\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,2014年最低为 $768.24\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,两值相差 $2\,303.13\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,波动幅度明显。根据滑动平均曲线夏季降雨侵蚀力在整体上升的大走势中,从2012年开始出现了一个显著向下的波动走势,并在

2014年达到峰值,随后继续呈上升走势。根据图3可知,秋季降雨侵蚀力平均值为 $420.08\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,呈波动下降趋势,气候倾向率为 $-168.72\text{ [MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})]/10\text{ a}$ 。在2003年降雨侵蚀力最高达 $1\,088.28\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,2018年最低为 $62.23\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$,最高值和最低值相差 $1\,026.05\text{ MJ}\cdot\text{mm}/(\text{hm}^2\cdot\text{h})$ 。根据滑动平均曲线秋季降雨侵蚀力有1次较为明显的上升波动,出现在2006年。

在对河北省山区年内降雨侵蚀力的时间趋势分析中可以看出,燕山山区年降雨侵蚀力要高于太行山区,其降雨侵蚀力的变化趋势也有所不同,这与其地形地势有关,燕山山区东邻渤海,降雨量较多。四季降雨侵蚀力中,夏季降雨侵蚀力明显高于春、秋两季,这与华北平原的降雨特点有关,夏季降雨最多,春秋两季次之,冬季最少。

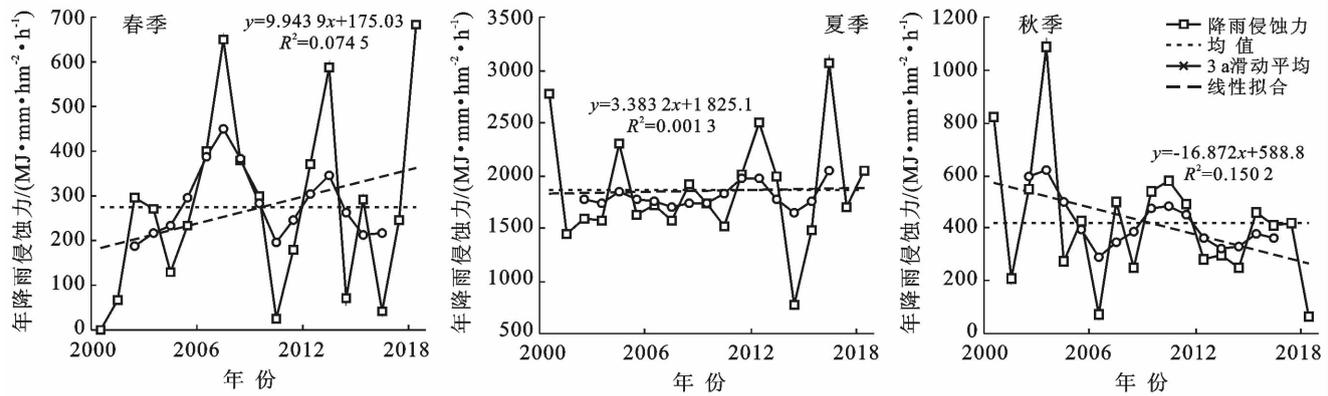


图 3 太行山区季降雨侵蚀力时间趋势

2.1.2 年内降雨侵蚀力周期分析 周期分析运用的方法为小波分析。小波分析^[14]对局部有良好的反映,能细致地对图像和信号进行交互多尺度的分析。通过小波分析可知,燕山山区降雨侵蚀力的演变过程中存在着 3~14, 5~14 a 和 7~10 a 这三类尺度的周期变化规律,分别出现了丰—枯交替的准 1 次震荡;太行山区降雨侵蚀力的演变过程中存在着 2~9, 3~13 和 5~7 a 这三类尺度的周期变化规律,分别出现了丰—枯交替的准 1 次震荡。同时,以上尺度的周期变化在整个分析时段表现都非常稳定,具有全域性。

图 4 为河北省山区年降雨侵蚀力小波方差分析。由图 4 可知,燕山山区存在 3 个峰值,从大到小依次对应的尺度为 11, 7, 和 4 a。其中时间尺度为 11 a 的为最大峰值,说明 11 a 左右的震荡周期最强,为燕山山区年降雨侵蚀力变化的第一主周期,7 a 时间尺度为第 2 主周期,4 a 时间尺度为第 3 主周期。太行山区存在 3 个峰值,从大到小依次对应的尺度为 6, 11 和 2 a。其中时间尺度为 6 a 的为最大峰值,说明 6 a 左右的震荡周期最强,为太行山区年降雨侵蚀力变化的第 1 主周期,11 a 时间尺度为第 2 主周期,2 a 时间尺度为第 3 主周期。

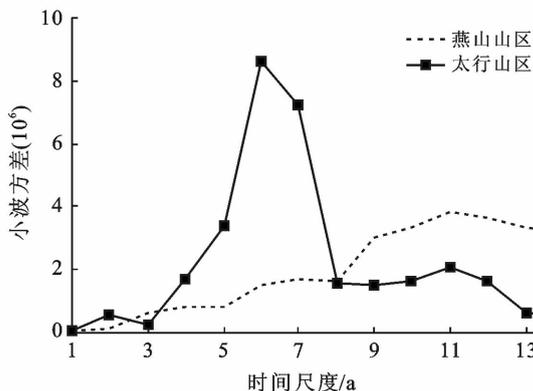


图 4 河北省山区年降雨侵蚀力小波方差分布

表 1 为河北省山区季节降雨侵蚀力周期。由表 1 可知,燕山山区中春季降雨侵蚀力的主周期为 8 a,震荡周期为 6~10 a;夏季降雨侵蚀力的主周期为 9 a,震荡周期为 6~13 a;秋季降雨侵蚀力的主周期为 11 a,震荡周期为 7~12 a。在 3 个季节中,春季的主周期和震荡周期最小。太行山区中春季降雨侵蚀力的主周期为 8 a,震荡周期为 6~11 a;夏季降雨侵蚀力的主周期为 8 a,震荡周期为 6~12 a;秋季降雨侵蚀力的主周期为 10 a,震荡周期为 9~14 a。在 3 个季节中,秋季的主周期和震荡周期最大。结果表明,燕山山区与太行山区的周期存在一定的差异,但差异性较小。在对河北省山区年内降雨侵蚀力的周期分析中可以看出,燕山山区降雨因较太行山区多,周期变化较为复杂,故燕山山区与太行山区周期变化有所差异。

表 1 河北省山区季节降雨侵蚀力周期 a

季节	燕山山区		太行山区	
	主周期	震荡周期	主周期	震荡周期
春季	8	6~10	8	6~11
夏季	9	6~13	8	6~12
秋季	11	7~12	10	9~14

2.1.3 年内降雨侵蚀力突变分析 图 5 为河北省山区年降雨侵蚀力突变分析图。本文选取置信度 $\alpha = 0.05, Z = \pm 1.96$ 。由图 5 分析可知,燕山山区年降雨侵蚀力 UF 值在 2000—2018 年均为正数,呈现为上升趋势;年降雨侵蚀力在 2004, 2006 和 2009 年均出现交点,结合上述分析可知 2009 年为突变点,即在 2009 年年降雨侵蚀力开始增加;2011—2015 年,2016—2018 年 UF 值超出临界值,上述变化显著,其余时间段变化不显著。太行山区年降雨侵蚀力在 UF 值在 2001—2002 年、2005—2011 年和 2014—2015 年均均为负数,呈现为下降趋势;年降雨侵蚀力在 2000—2018 年有多个交点,但 UF 值和 UB 值均在临界值之

间,故无突变点;2000—2018年UF值在临界值之间可知上述变化不显著。

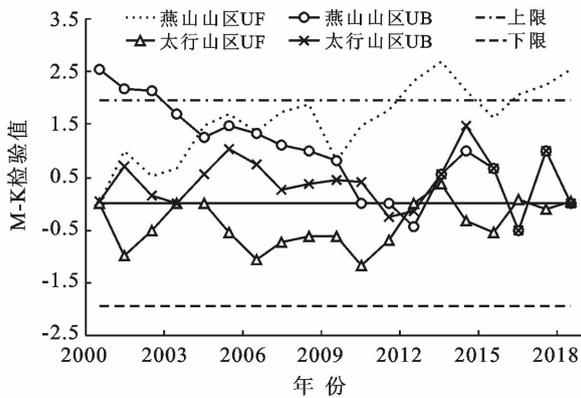


图5 河北省山区年降雨侵蚀力突变分析

图6为河北省山区季降雨侵蚀力突变分析结果。根据图6可知,燕山山区中春季降雨侵蚀力在2002—2012年和2014—2016年UF值均在0以上,呈现为上升趋势,在其余时间段呈现为下降趋势,在2000—2018年UF值和UB值均在临界值之间,无突变点且上述变化不显著;夏季降雨侵蚀力在2006—2008年和2010—2018年UF值均大于0,呈现为上升趋势,其余时间段呈现为下降趋势,在2010年发生突变,即

在2010年夏季降雨侵蚀力开始增加,曲线UF值在2000—2018年基本在临界值之间,上述变化不显著;秋季降雨侵蚀力UF值在2000—2018年均为正数,呈现为上升趋势,在2001年发生突变,即在2001年秋季降雨侵蚀力开始增加,曲线UF值在2000—2018年基本在临界值之间,上述变化不显著。太行山区中春季降雨侵蚀力在2000—2018年UF值均在0以上,呈现为上升趋势,在2000—2018年有多个交点,综合上述分析可知2016年发生突变,2007—2009年UF值大于临界值上述变化显著,其余时间段上述变化不显著;夏季降雨侵蚀力在2002—2003年UF值均在0以下,呈现为下降趋势,其余时间段为上升趋势,由于UF,UB值均在临界值内,故无突变点且变化不显著;秋季降雨侵蚀力UF值在2010—2011年为正数,呈现为上升趋势,其余时间段为下降趋势,由于UF,UB值均在临界值内,故无突变点且上述变化不显著。

在对河北省山区年内降雨侵蚀力的突变分析中可以看出,燕山山区突变年份与太行山区有所不同,这和两个山区的降雨有直接关系,降雨量多时,降雨侵蚀力可能会增大,会更容易发生突变,反之,则不易发生突变。

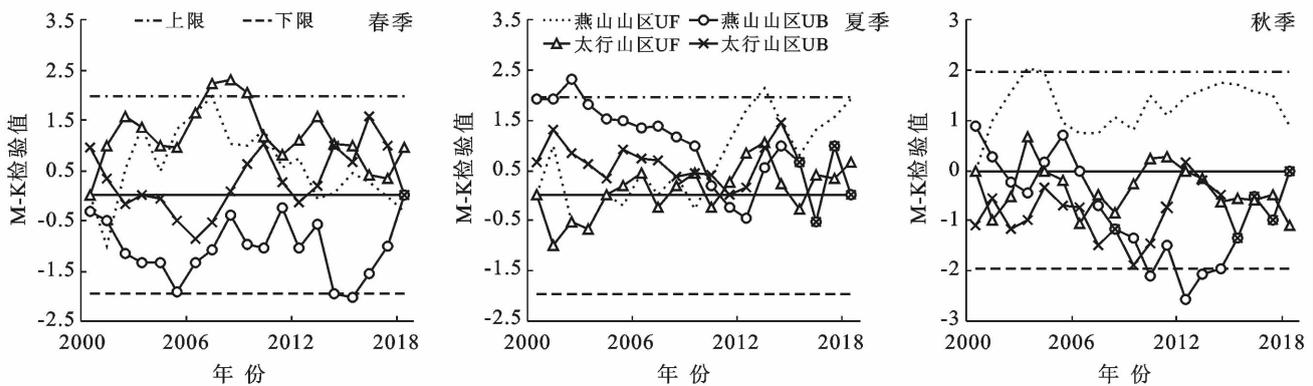


图6 河北省山区季降雨侵蚀力突变分析

2.2 年内平均降雨侵蚀力的空间分布

年均降雨侵蚀力能够从总体上反映河北省山区在2000—2018年时间段内降雨引起土壤侵蚀的潜在能力。由图7可以看出,河北省山区年均降雨侵蚀的范围在 $1\ 063.39 \sim 5\ 127.44 \text{ MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ 。年均降雨侵蚀力不是单一的变化规律,主要分为两个部分,燕山山区中年均降雨侵蚀力总体上呈现由西到东降雨侵蚀力逐渐降低,但在天津以及承德发生突变,其中青龙满族自治县为高值中心,年均降雨侵蚀力最高,并以其为中心向四周逐渐降低,并在张北县达到最低值,太行山区中由南向北先逐渐降低,内丘县为高

值中心,年均降雨侵蚀力最高,并以内丘为中心年均降雨侵蚀力向四周逐渐降低,在灵丘县达到最低。

利用反距离权重法分析可知河北省山区春季季均降雨侵蚀力的范围为 $217.727 \sim 677.61 \text{ MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$,其中燕山山区中总体上呈现由西到东降雨侵蚀力逐渐降低,但在天津以及青龙发生突变;太行山区中总体上呈现为由南向北逐渐增长,但在易县发生突变,为太行山区的高值中心,并以此点为中心向四周逐渐降低;夏季季均降雨侵蚀力的范围为 $759.279 \sim 3\ 537.65 \text{ MJ} \cdot \text{mm}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$,其中燕山山区中总体呈现为由西到东降雨侵蚀力逐渐增长,青

龙为燕山山区的高值中心,并以该点为中心向四周逐渐降低,太行山区中由南向北降雨侵蚀力逐渐降低;秋季均降雨侵蚀力的范围为 286.317~790.968 MJ·mm/(hm²·h),变化较为多变,燕山山区总体呈现为由西到东降雨侵蚀力逐渐增长,但在天津以及承德附近发生突变,太行山区由南向北逐渐降低。

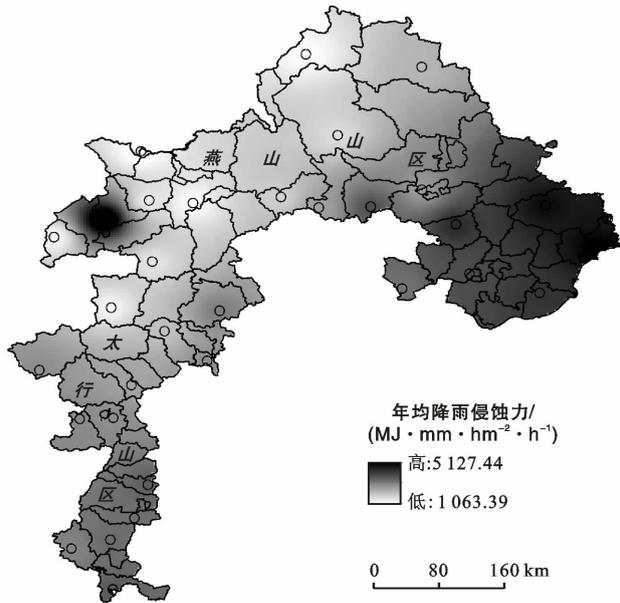


图7 河北省山区年均降雨侵蚀力空间分布

3 结论

(1) 燕山山区年降雨侵蚀力呈现为波动上升趋势,太行山区则呈现为下降趋势。季节降雨侵蚀力中燕山山区和太行山区规律相同,即夏季最高,春秋次之,冬季没有侵蚀性降雨。在夏季降雨侵蚀中燕山山区和太行山区趋势相同,均呈波动上升趋势,而在春秋两季中趋势则相反。

(2) 燕山山区和太行山区年降雨侵蚀力主周期不同,且差异明显。季降雨侵蚀力中,燕山山区与太行山区的周期存在一定的差异,但差异性较小。在水土保持工作中,针对不同区域的周期性特点,在降雨侵蚀力高值时段应加强水土保持防护工作。

(3) 燕山山区和太行山区中年降雨侵蚀力以及季降雨侵蚀力突变差异明显,燕山山区降雨侵蚀力比较不稳定且其值较高,这与燕山山区地形有关,燕山附近水系发达,河流广布,主要有洋河、潮白河和滦河,因此要加强燕山山区水土防护工作。

(4) 空间分布中两个山区年降雨侵蚀力以及夏季降雨侵蚀力较为稳定,燕山山区由西向东先增长后降低再增长,南北方向差异较小,东西方向为引起燕山山区降雨侵蚀力变化的地理主轴,因其东部唐山、秦皇岛南临渤海,水系发达,故东部降雨侵蚀力相较西部偏

高,也进一步表明降雨侵蚀力大小与燕山山区地形有关。太行山区降雨侵蚀力整体较燕山山区要小,这与太行山区地形有关,水系和燕山山区相比较少。春、秋两季降雨侵蚀力空间分布规律不明显,这与华北平原的气候特点有关,夏季降雨多,春秋两季降雨较少。

[参 考 文 献]

- [1] 门明新,宇振荣,许峰. 基于地统计学的河北省降雨侵蚀力空间格局研究[J]. 中国农业科学,2006,39(11):2270-2277.
- [2] 钱金平,魏立涛,冯忠江. 河北省山区水土流失现状及其成因分析[J]. 水土保持研究,2003,10(4):131-133.
- [3] 宁婷,桑满杰,郭新亚,等. 山西省2000—2016年降雨侵蚀力时空分布特征[J]. 中国水土保持科学,2020,18(1):1-7.
- [4] Wischmeier W H, Smith D D. Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning [M]. Agriculture Handbook, 1978.
- [5] 王万中,焦菊英,郝小品,等. 中国降雨侵蚀力R值的计算与分布(I)[J]. 水土保持学报,1995,9(4):5-18.
- [6] Richardson C W, Foster G R, Wright D A. Estimation of erosion index from daily rainfall amount [J]. Transactions of the Asae, 1983,26(1):153-0156.
- [7] Renard K G, Foster R, Weesies G, et al. Predicting Rainfall Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)[M]. USDA Agriculture Handbook, 1997.
- [8] 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.
- [9] Rosewell Y B. An assessment of a daily rainfall erosivity model for New South Wales [J]. Australian Journal of Soil Research, 1996,34(1):139-152.
- [10] 邵祎婷,何毅,穆兴民,等. 秦巴山区降雨侵蚀力时空变化特征[J]. 长江流域资源与环境,2019,28(2):416-425.
- [11] 赵光耀. 唐秦地区侵蚀性降雨及降雨侵蚀力时空变化研究[D]. 河北保定:河北农业大学,2019.
- [12] KEO Soksamngang,何洪鸣,赵宏飞,等. 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[J]. 水土保持研究,2018,25(2):1-7.
- [13] 张生军,王天明,王涛,等. 新疆近50年来降水量时空变化及其突变分析[J]. 中国沙漠,2010,30(3):668-674.
- [14] 康淑媛,张勃,柳景峰,等. 基于Mann-Kendall法的张掖市降水量时空分布规律分析[J]. Resources Science, 2009,31(3):501-508.
- [15] Hamed K H, Rao A R. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data [J]. Journal of Hydrology, 1998,204(1/4):182-196.
- [16] 徐旭. 安庆地区1958—2013年降水变化趋势及突变分析[J]. 安徽水利水电职业技术学院学报,2019,19(1):21-24.
- [17] 王兆礼,陈晓宏,杨涛. 近50a东江流域径流变化及影响因素分析[J]. 自然资源学报,2010,25(8):1365-1374.
- [18] 黄嘉佑. 气象统计分析与预报方法[M]. 北京:气象出版社,2016.