

【水土保持】

2001—2017 年黄土高原实际蒸散发的时空格局

周志鹏^{1,2} 孙文义^{1,3} 穆兴民^{1,3} 高 鹏^{1,3} 赵广举^{1,3} 宋小燕^{1,4}

(1. 中国科学院 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;

2. 中国科学院大学 北京 100049; 3. 西北农林科技大学 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; 4. 西北农林科技大学 水利与建筑工程学院 陕西 杨凌 712100)

摘 要: 为了给全面评估黄土高原地区大规模实施退耕还林还草的生态效应提供依据, 基于 NASA 发布的空间分辨率为 500 m 的 MOD16A2 蒸散发数据产品, 分析了黄土高原以及黄河中游典型流域 2001—2017 年实际蒸散发量时空变化特征。结果表明: 黄土高原年均实际蒸散发量从西北向东南递增, 多年平均季节蒸散发量空间分布格局与年平均蒸散发量分布格局基本一致, 季节蒸散发量由大到小顺序为夏季>秋季>春季>冬季; 实施退耕还林还草工程以来, 黄土高原年均蒸散发量以 8.23 mm/a 的速率显著增加, 多年平均蒸散发量为 278.71 mm; 黄河中游各典型支流 2001—2017 年蒸散发量均呈现增加的趋势, 延河流域增速最大(为 12.96 mm/a), 皇甫川流域增速最小(为 4.34 mm/a); 不同流域实际蒸散发量差异较大, 渭河干流年均蒸散发量最大(为 388.26 mm), 皇甫川流域年均蒸散发量最小(为 153.71 mm)。

关键词: 实际蒸散发量; 时空格局; 退耕还林还草; 黄河中游; 黄土高原

中图分类号: S157.2; S161.4 文献标志码: A doi: 10.3969/j.issn.1000-1379.2019.06.017

Temporal and Spatial Pattern of Actual Evapotranspiration in the Loess Plateau from 2001 to 2017

ZHOU Zhipeng^{1,2}, SUN Wenyi^{1,3}, MU Xingmin^{1,3}, GAO Peng^{1,3}, ZHAO Guangju^{1,3}, SONG Xiaoyan^{1,4}

(1. Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling 712100, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland

Farming on the Loess Plateau, Northwest A & F University, Yangling 712100, China; 4. College of Water Resources and

Architectural Engineering, Northwest A & F University, Yangling 712100, China)

Abstract: In order to provide a basis for comprehensive assessment of the ecological effects of large-scale conversion of “Grain for Green” in the Loess Plateau, based on NASA’s MOD16A2 evapotranspiration product (spatial resolution 500 m), this paper analyzed the temporal and spatial variation characteristics of actual evapotranspiration (ET) in the Loess Plateau and typical watersheds in the middle Yellow River from 2001 to 2017. The results show that the annual average ET and the annual average seasonal evapotranspiration of the Loess Plateau are both increased from northwest to southeast. The seasonal evapotranspiration follows the order of summer > autumn > spring > winter; Since the implementation of “Grain for Green”, the annual average evapotranspiration of the Loess Plateau shows an increasing trend of 8.23 mm/a and the annual average evapotranspiration is 277.76 mm; The annual average evapotranspiration shows an increasing trend from 2001 to 2017 for all watersheds in the middle Yellow River and that of the Yanhe River basin increases with average increasing rate of 12.96 mm/a; the annual average evapotranspiration of Huangfuchuan shows more gently increasing trend with average increasing rate of 4.34 mm/a. Among the main tributary catchments, the annual average ET value of Weihe River is the highest (388.26 mm) and that of Huangfuchuan is the lowest (153.71 mm).

Key words: actual evapotranspiration; temporal and spatial pattern; Grain for Green; the middle Yellow River; Loess Plateau

蒸散发是陆地水分和能量循环过程中的重要环节, 是地下水—土壤水—植被水—大气水循环的重要驱动力^[1-2]。2011 年美国 NASA(航空航天局) 发布的基于 Penman-Monteith 公式的全球陆地蒸散发数据产品 MOD16, 模拟精度达到 86%^[3], 成功应用于区域和全球尺度蒸散发的动态监测和模拟研究。贺添等^[4]对我国森林、农田生态系统的研究表明, MOD16 产品在辽河、海河、黄河和淮河流域的模拟精度较高; 邓兴耀

等^[5]采用流域水量平衡法验证了 MOD16 产品在西北干旱区的模拟精度基本满足区域尺度研究的需要。

收稿日期: 2018-11-13

基金项目: 国家重点研发计划项目(2016YFC0402401); 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室专项(A314021403-Q2)

作者简介: 周志鹏(1993—), 男, 江西上饶人, 硕士研究生, 研究方向为生态遥感

通信作者: 孙文义(1983—), 男, 山西忻州人, 副研究员, 博士, 研究方向为生态水文遥感

E-mail: zhouzhipeng171@mailsucas.edu.cn

黄土高原严重的水土流失是造成土地退化和黄河泥沙危害的主要原因,也是黄河流域暴雨洪水灾害的重要根源,其对气候变化及人类活动的影响十分敏感^[6-7]。新中国成立以来,为治理水土流失,黄土高原地区实施了一系列重大生态治理工程,如退耕还林还草、大规模梯田建设、淤地坝工程建设等,其中1999年开始试点并大规模开展的退耕还林还草工程建设(截至2010年全国累计投资2315.31亿元、退耕面积252685 km²)^[8-9]在黄土高原地区已实施近20 a,使黄土高原水土流失加剧态势开始逆转,植被恢复呈现良好态势,植被覆盖度由1981年的31%增长到2012年的50%^[10]。植被的大规模恢复势必对区域水文循环过程产生重大影响,国内外学者从水土保持、植被覆盖度和土壤侵蚀变化等各个角度对退耕还林还草的生态效应进行评估^[11-12],但对黄土高原植被恢复引起实际蒸散发量变化的研究相对较少,因此笔者采用MOD16A2蒸散发数据产品,对2001—2017年黄土高原实际蒸散发的时空变化特征进行探讨,以期对全面评估退耕还林还草生态效应提供依据。

1 数据与方法

1.1 研究区概况

黄土高原地形起伏、沟壑纵横,地势西北高、东南低,主要地形地貌类型有黄土丘陵沟壑区、黄土高塬沟壑区、河谷平原区、风沙区和土石山区。黄土堆积深厚,厚度一般为30~80 m,有些地区甚至达到400 m^[13-15]。黄土高原具有温带大陆性气候特征,夏季高温且多暴雨,冬季寒冷干燥,年均气温6~14℃,年均降水量300~700 mm,降水主要集中在6—8月^[12,16]。植被类型从东南到西北呈带状分布,依次有森林植被带、森林草原植被带、典型草原植被带、荒漠草原植被带、草原荒漠带。主要土地利用类型有草地、农田、林地、未利用地、建设用地、水体(见图1),分别占黄土高原总面积(62.4万 km²)的41.73%、31.35%、15.25%、6.30%、3.99%、1.38%。

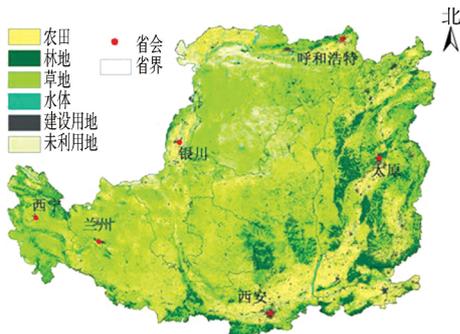


图1 2015年黄土高原土地利用类型及空间分布

黄土高原土质疏松、地形破碎、植被破坏严重,使之成为我国乃至世界上水土流失最严重、生态最脆弱的地区^[17-18]。

1.2 数据来源与处理

从美国NASA官方网站下载2001—2017年MOD16A2蒸散发数据(其中2008年缺失较多,本文未使用),其空间分辨率为500 m。采用MRT软件将MOD16A2蒸散发数据进行投影转换、拼接和格式转换批处理,坐标系统一为Albers等积圆锥投影。依据质量控制文件,利用ArcGIS去除数据中的无效值,得到年和月尺度实际蒸散发量^[19]。

1.3 研究方法

用变异系数 C_V 反映黄土高原不同区域蒸散发量的变异情况,计算公式为

$$C_V = \frac{S_{DET}}{M_{ET}} \quad (1)$$

$$S_{DET} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (ET_{ij}^t - \overline{ET}_{ij})^2}{n}} \quad (2)$$

式中: S_{DET} 为蒸散发量标准差; M_{ET} 为蒸散发量平均值; ET_{ij}^t 为第 t 年第 i 行、第 j 列的像元的蒸散发量; i 、 j 为像元编号; n 为年数; t 为年序; \overline{ET}_{ij} 为像元多年平均蒸散发量。

本文将 C_V 值分为4个级别:非常稳定($C_V \leq 0.1$)、稳定($0.1 < C_V \leq 0.2$)、不稳定($0.2 < C_V \leq 0.3$)、很不稳定($C_V > 0.3$)^[20]。

采用趋势线斜率反映黄土高原实际蒸散发量的变化趋势^[21],计算公式为

$$K = \frac{n \sum_{i=1}^n t ET_{ij}^t - \sum_{i=1}^n t \sum_{i=1}^n ET_{ij}^t}{n \sum_{i=1}^n t^2 - (\sum_{i=1}^n t)^2} \quad (3)$$

式中: K 为趋势线斜率。

2 结果与分析

2.1 实际蒸散发量的空间分布特征

黄土高原2001—2017年多年平均实际蒸散发量(ET)为278.71 mm,年均蒸散发量空间分布具有明显的区域分异特征(见图2):表现为从东南向西北递减,蒸散发量高值区(红色区域)集中分布在黄土高原子午岭林区、黄龙山林区、秦岭北坡林区、吕梁山区和太行山区及青海东部林区;蒸散发量中值区(黄色区域)集中分布在黄土高原东部和南部,如关中原灌溉农业区、土石山区以及青海等地;低值区(绿色区域)主

要分布在黄土高原西北部。

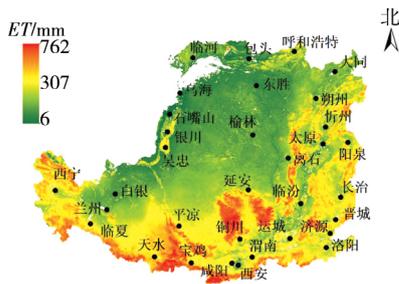


图2 黄土高原多年平均蒸散发量空间分布格局

黄土高原 2001—2017 年多年平均季节蒸散发量空间分布格局与年均蒸散发量分布格局基本一致(见图3),整体上看,黄土高原季节蒸散发量大小顺序为夏季>秋季>春季>冬季。春季(3—5月)蒸散发量均值为 57.26 mm,占全年蒸散发量的 20.54%;夏季(6—8月)蒸散发量均值为 131.84 mm,占全年蒸散发量的 47.30%;秋季(9—11月)蒸散发量均值为 60.82 mm,占全年蒸散发量的 21.82%;冬季(12月—翌年2月)均值为 28.79 mm,占全年蒸散发量的 10.34%。

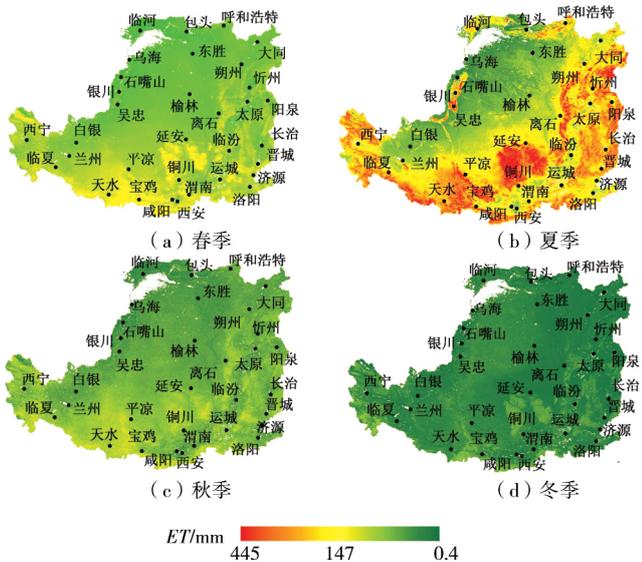


图3 黄土高原季节蒸散发量空间分布格局

2.2 实际蒸散发量时间变化特征

黄土高原 2001—2017 年实际蒸散发量呈现显著增加的趋势,平均增速为 8.23 mm/a(见图4,其中: y 为年蒸散发量, x 为年序, R^2 为确定系数, P 为显著性水平),其中:2001年蒸散发量最小,为 196.11 mm;2016年蒸散发量最大,为 341.29 mm。蒸散发量年内分配呈现单峰型特征(见图5),其中:1—4月份蒸散发量变化较为平缓,5—7月迅速增加,7月蒸散发量达到最大值 46.94 mm,8月开始迅速下降,12月降至 8.48 mm。

黄土高原蒸散发量变异系数 C_v 空间分布情况见

图6。蒸散发量非常稳定及稳定的区域面积占 49.33%,集中分布在黄土高原西北部干旱草原区;蒸散发量不稳定的区域面积占 37.94%,主要分布在长城沿线以南、关中平原以北及固原、定西等地区;蒸散发量很不稳定区域面积占 12.73%,集中分布于渭河上游、泾河、北洛河流域及吕梁山一带。

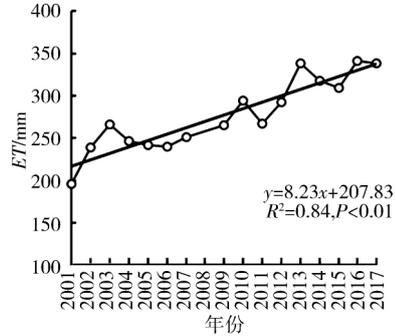


图4 黄土高原蒸散发量的年际变化

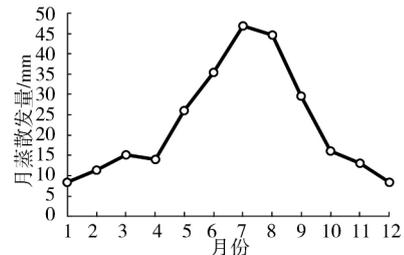


图5 黄土高原蒸散发量的年内变化

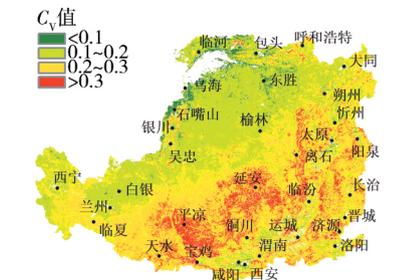


图6 黄土高原蒸散发量 C_v 空间分布

黄土高原 2001—2017 年实际蒸散发量变化呈现明显的区域分异特征(见图7),整体上表现为增加的趋势,呈现增加趋势的面积占 65.64%,基本保持不变的面积占 31.46%,呈现减少趋势的面积占 2.90%。增速(趋势线斜率) $K > 14.51$ mm/a 的区域分布于六盘山、子午岭、黄龙山、吕梁山一带,以及宝鸡北部、天水等地;基本不变(-3.01 mm/a $< K < 5.20$ mm/a)的区域集中分布于黄土高原西北部以及青海等地;显著减少($K < -8.04$ mm/a)区域主要分布在宝鸡南部、西安、咸阳、洛阳等城市周边及秦岭北麓。

2.3 不同土地利用类型实际蒸散发量

黄土高原不同土地利用类型年均蒸散发量表现为林地(418.30 mm) > 农田(320.26 mm) > 草地(279.15

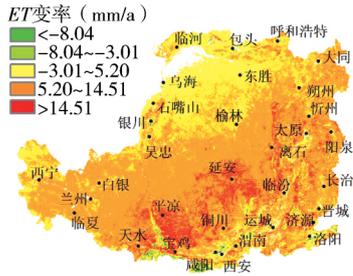
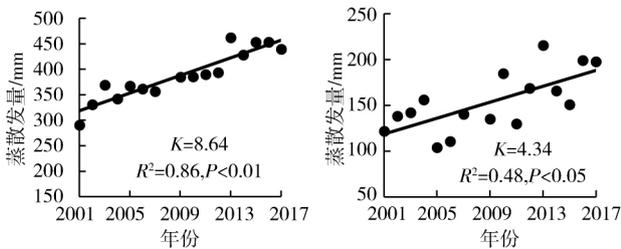


图7 黄土高原蒸散发量变化趋势线斜率空间差异

mm) > 建设用地 (221.30 mm) (MODIS 数据处理时把未利用地、水体这两类数据剔除了), 年内蒸散发量均呈单峰型分布, 1—4月缓慢增大, 5—7月迅速增长并在7月份达到峰值, 8月开始迅速减小, 12月降至最小值, 见图8。

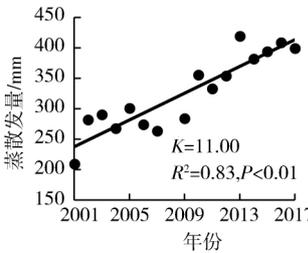
2.4 黄河中游典型支流实际蒸散发量

2001—2017年黄河中游典型支流年均实际蒸散

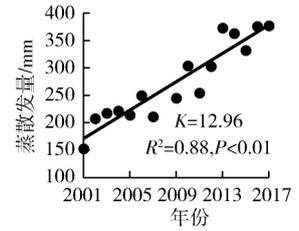


(a) 渭河

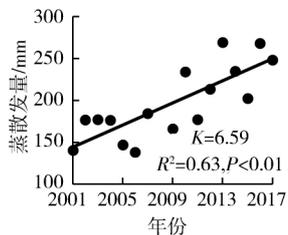
(b) 皇甫川



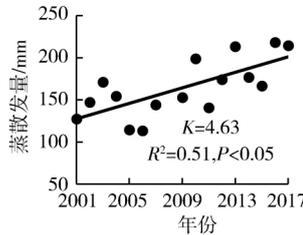
(c) 泾河



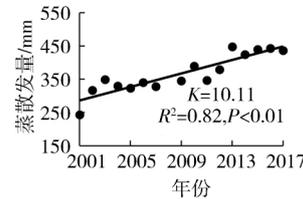
(d) 延河



(e) 无定河



(f) 窟野河



(g) 北洛河

图9 2001—2017年黄河中游典型支流实际蒸散发量变化情况

2.5 讨论

1999年黄土高原实施退耕还林还草工程以来, 植被绿度(NDVI)和覆盖度表现为显著的增长趋势^[7, 22], 植被的大规模恢复势必对区域水文过程和蒸散发格局产生重要影响。植被直接影响蒸散发量的时空分布格局, 同时通过对水分的调蓄可以改变地表径流与地表水文过程^[23-24]。邵薇薇等^[25]研究表明, 陆面植被增加导致蒸散发量增加的同时, 会使陆面水热通量发生变化。Piao S等^[26-27]研究表明, 温暖的春季促使植物物候提前以及植被的生长加速, 影响着地表蒸散发量的变化, 特别是林地, 人工林的增加加速了蒸散发。信忠保等^[28]研究表明, 地表蒸散发量快速增加的过程, 潜在地加剧了水分的缺乏, 造成黄土高原地区土壤干层的发育, 进而对植被生长产生抑制作用。黄土高原大面积的林区、较为茂密的草地以及农业灌溉区, 是黄

发量表现为渭河(388.26 mm) > 北洛河(367.99 mm) > 泾河(326.16 mm) > 延河(275.51 mm) > 无定河(197.45 mm) > 窟野河(164.73 mm) > 皇甫川(153.71 mm), 各典型支流实际蒸散发量均呈显著增加的趋势(见图9), 其中: 延河流域蒸散发量增长速率最大, 为12.96 mm/a; 皇甫川流域增长速率最小, 为4.34 mm/a。

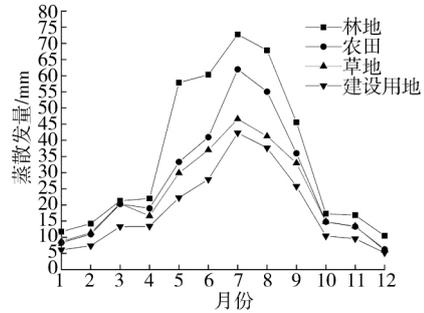


图8 不同土地利用类型月蒸散发量变化情况

土高原实际蒸散发量较大区域, 不同土地覆盖具有不同的动力和热力性质, 会导致能量分配方式不同, 进而造成不同土地覆盖类型蒸散发量表现出较大差异^[29], 这与莫兴国等^[30]、余卫东等^[31]研究黄土高原地区蒸散发量得出的结论基本一致。

黄土高原自退耕还林还草工程实施以来, 实际蒸散发量呈现显著增加的趋势, 以8.23 mm/a的平均速率增加。黄土高原植被覆盖度的提高导致了实际蒸散发过程的加速, 使该地区的水资源承载能力面临着新的问题^[23, 32]。

3 结论

利用分辨率为500 m的MOD16A2蒸散发数据产品, 对我国实施退耕还林还草工程以来黄土高原实际蒸散发量的时空分布格局进行了分析, 得出以下主要

结论。

(1) 黄土高原 2001—2017 年年均蒸散发量空间分布格局总体为从西北向东南递增,其中子午岭林区、黄龙山林区、秦岭北坡、吕梁山区、太行山区及青海东部多年平均实际蒸散发量较大。

(2) 黄土高原 2001—2017 年多年季平均蒸散发量空间分布格局与年均蒸散发量分布格局基本一致,季节蒸散发量由大到小顺序为夏季>秋季>春季>冬季。

(3) 黄土高原 2001—2017 年实际蒸散发量总体上呈现显著增加的趋势,平均增速为 8.23 mm/a。蒸散发量呈现增加趋势的面积占 65.64%,基本保持不变的面积占 31.46%,呈现减少趋势的面积占 2.90%。

(4) 黄河中游典型支流 2001—2017 年实际蒸散发量均呈现增加的趋势,其中延河流域蒸散发量增速最大(为 12.96 mm/a)、皇甫川流域增速最小(为 4.34 mm/a)。不同流域实际蒸散发量差异较大:渭河干流(388.26 mm)>北洛河(367.99 mm)>泾河(326.16 mm)>延河(275.51 mm)>无定河(197.45 mm)>窟野河(164.73 mm)>皇甫川(153.71 mm)。

参考文献:

[1] XIONG Y J, ZHAO S H, TIAN F, et al. An Evapotranspiration Product for Arid Regions Based on the Three-Temperature Model and Thermal Remote Sensing[J]. Journal of Hydrology, 2015, 530: 392-404.

[2] 杜琦.山西省汾河流域植被恢复对蒸散发的影响[J].人民珠江, 2018, 39(1): 10-12.

[3] 位贺杰,张艳芳,朱妮,等.基于 MOD16 数据的渭河流域地表实际蒸散发时空特征[J].中国沙漠, 2015, 35(2): 414-422.

[4] 贺添,邵全琴.基于 MOD16 产品的我国 2001—2010 年蒸散发时空格局变化分析[J].地球信息科学学报, 2014, 16(6): 979-988.

[5] 邓兴耀,刘洋,刘志辉,等.中国西北干旱区蒸散发时空动态特征[J].生态学报, 2017, 37(9): 2994-3008.

[6] 韩晓燕,钱鞠,王磊,等.黄土高原土壤侵蚀(水蚀)多尺度过程与水土保持研究进展[J].冰川冻土, 2012, 34(6): 1487-1498.

[7] SUN W Y, SONG X Y, MU X M, et al. Spatiotemporal Vegetation Cover Variations Associated with Climate Change and Ecological Restoration in the Loess Plateau [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2015, 209/210: 87-99.

[8] 国家林业局退耕还林办公室.退耕还林指导与实践[M].北京:中国农业科技出版社, 2003: 3.

[9] 国家林业局.中国林业统计年鉴[M].北京:中国林业出版社, 2010: 12-25.

[10] 高健健,穆兴民,孙文义.1981—2012 年黄土高原植被覆盖度时空变化特征[J].中国水土保持, 2016(7): 52-56.

[11] 高健健,穆兴民,孙文义.2000—2012 年黄土高原植被覆盖度时空变化[J].人民黄河, 2015, 37(11): 85-91.

[12] 王飞,高建恩,邵辉,等.基于 GIS 的黄土高原生态系统服务价值对土地利用变化的响应及生态补偿[J].中国水土保持科学, 2013, 11(1): 25-31.

[13] ZHANG J, LI J, GUO B, et al. Magnetostratigraphic Age and Monsoonal Evolution Recorded by the Thickest Quaternary Loess Deposit of the Lanzhou Region, Western Chinese Loess Plateau [J]. Quaternary Science Reviews, 2016, 139: 17-29.

[14] XIE B, JIA X, QIN Z, et al. Vegetation Dynamics and Climate Change on the Loess Plateau, China: 1982-2011 [J]. Regional Environmental Change, 2016, 16(6): 1583-1594.

[15] 罗宇生,汪国烈.湿陷性黄土研究与工程[M].北京:科学出版社, 2004: 48.

[16] 钟莉娜,赵文武.基于 NDVI 的黄土高原植被覆盖变化特征分析[J].中国水土保持科学, 2013, 11(5): 57-62.

[17] 刘世梁,郭旭东,连纲,等.黄土高原典型脆弱区生态安全多尺度评价[J].应用生态学报, 2007, 18(7): 1554-1559.

[18] SHI H, SHAO M. Soil and Water Loss from the Loess Plateau in China [J]. Journal of Arid Environments, 2000, 45(1): 9-20.

[19] MU Q, HEINSCH F A, ZHAO M, et al. Development of a Global Evapotranspiration Algorithm Based on MODIS and Global Meteorology Data [J]. Remote Sensing of Environment, 2007, 111(4): 519-536.

[20] 喻元,白建军,王建博,等.基于 MOD16 的关中地区实际蒸散发时空特征分析[J].干旱地区农业研究, 2015, 33(3): 245-253.

[21] 张巧凤,刘桂香,于红博,等.基于 MOD16A2 的锡林郭勒草原近 14 年的蒸散发时空动态[J].草地学报, 2016, 24(2): 286-293.

[22] 马明国,王建,王雪梅.基于遥感的植被年际变化及其与气候关系研究进展[J].遥感学报, 2006, 10(3): 421-431.

[23] 张小明,余新晓,武思宏,等.黄土丘陵沟壑区典型流域土地利用土地覆被变化水文动态响应[J].生态学报, 2007, 27(2): 414-423.

[24] 王林,陈兴伟.退化山地生态系统植被恢复水文效应的 SWAT 模拟[J].山地学报, 2008, 26(1): 71-75.

[25] 邵薇薇,杨大文,孙福宝,等.黄土高原地区植被与水循环的关系[J].清华大学学报(自然科学版), 2009, 49(12): 1958-1962.

[26] PIAO S, FANG J, ZHOU L, et al. Variations in Satellite-Derived Phenology in China's Temperate Vegetation [J]. Global Change Biol., 2006, 12(4): 672-685.

(下转第 84 页)

响土壤侵蚀的内因,而人类活动对流域土壤侵蚀起着加剧或减弱的作用。

表2 各气象站降雨侵蚀力倾向率及MK趋势检验统计量

站名	倾向率/ [MJ·mm·hm ⁻² ·h ⁻¹ ·(10a) ⁻¹]	MK趋势检 验统计量 Z
寻乌	-92.9	1.29
赣县	23.7	0.87
遂川	189.9	1.19
广昌	88.4	1.82
吉安	289.5	0.23
宜春	321.5	0.37
南城	532.8	0.98
樟树	459.4	2.17
贵溪	477.1	1.38
南昌	485.3	1.47
修水	223.3	1.22
庐山	686.1	0.68
波阳	-35.4	1.17
玉山	-86.3	-0.23
景德镇	589.2	1.36

3 结论

(1) 鄱阳湖流域多年平均降雨量为 1 633.5 mm,最大年降雨量为 2012 年的 2 169.4 mm,最小年降雨量为 1963 年的 1 084.8 mm。降雨量时空分布不均:在时间上主要集中在夏季,空间分布呈现从西南向东北递增的趋势。

(2) 鄱阳湖流域多年平均降雨侵蚀力为 9 537.9 MJ·mm/(hm²·h),最大年降雨侵蚀力为 1998 年的 14 002.8 MJ·mm/(hm²·h),最小年降雨侵蚀力为 1963 年的 5 354.9 MJ·mm/(hm²·h)。降雨侵蚀力时空分布不均:时间上主要集中在夏季,空间分布呈现从西南向东北递增的趋势。

(3) 鄱阳湖流域降雨侵蚀力年际波动程度大于降雨量的波动程度,降雨侵蚀力和降雨量年内分配均呈“单峰型”,峰值均出现在 6 月份,汛期(4—9月)降雨

量、降雨侵蚀力占全年的比例分别为 62.4%、71.7%,表明降雨侵蚀力年内分配较降雨量更加不均匀。

参考文献:

[1] 王连新,马建宏,边智华,等.基于GIS和USLE的鄱阳湖流域土壤侵蚀敏感性评价[J].水土保持通报,2013,33(5):196-205.

[2] 史德明.中国水土流失及其对旱涝灾害的影响[J].自然灾害学报,1996,5(2):36-46.

[3] WISCHMEIER W H, SMITH D D. Rainfall Energy and Its Relationship to Soil Loss [J]. Eos, Transactions American Geophysical Union, 1958, 39(2): 285-291.

[4] ODURO-AFRIYIE K. Rainfall Erosivity Map for Ghana [J]. Geoderma, 1996, 74(1-2): 161-166.

[5] 李桂芳,郑粉莉,卢嘉,等.降雨和地形因子对黑土坡面土壤侵蚀过程的影响[J].农业机械学报,2015,46(4):147-154.

[6] 王万忠,焦菊英,郝小品,等.中国降雨侵蚀力 R 值的计算与分布(II) [J].土壤侵蚀与水土保持学报,1996,2(1):29-39.

[7] 章文波,谢云,刘宝元.降雨侵蚀力研究进展[J].水土保持学报,2002,16(5):43-46.

[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] 章文波,谢云,刘宝元.中国降雨侵蚀力空间变化特征[J].山地学报,2003,21(1):33-40.

[10] 史志华,郭国先,曾之俊,等.武汉降雨侵蚀力特征与日降雨侵蚀力模型研究[J].中国水土保持,2006(1):22-24.

[11] 钟壬琳.江西省土壤抗侵蚀性指标区域分布特征分析[D].武汉:长江科学院,2010:2-13.

[12] 刘斌涛,宋春风,陶和平.成都市土壤侵蚀定量评价研究[J].长江科学院院报,2016,33(9):40-47.

[13] 钟科元,郑粉莉.1960—2014年松花江流域降雨侵蚀力时空变化研究[J].自然灾害学报,2017,33(2):278-291.

【责任编辑 张智民】

(上接第80页)

[27] CAO S X, CHEN L, SHANKMAN D, et al. Excessive Reliance on Afforestation in China's Arid and Semi-Arid Regions: Lessons in Ecological Restoration [J]. Earth-Science Reviews, 2011, 104(4): 240-245.

[28] 信忠保,许炯心,郑伟.气候变化和人类活动对黄土高原植被覆盖变化的影响[J].中国科学(D辑),2007,37(11):1504-1514.

[29] 何延波, SU Z, JIA L, 等.遥感数据支持下不同地表覆盖的区域蒸散[J].应用生态学报,2007,18(2):288-296.

[30] 莫兴国,郭瑞萍,林忠辉.无定河流域1981—2001年植

被生产力和水量平衡对气候变化的响应[J].气候与环境研究,2006,11(4):477-486.

[31] 余卫东,闵庆文,李湘阁.黄土高原地区降水资源特征及其对植被分布的可能影响[J].资源科学,2002,24(6):55-56.

[32] ZENG R, CAI X. Assessing the Temporal Variance of Evapotranspiration Considering Climate and Catchment Storage Factors [J]. Adv. Water Resour., 2015, 79: 51-60.

【责任编辑 张智民】