

黄土高原土壤可蚀性因子空间分布特征及影响因素

朱启明, 刘俊娥, 周正朝

(陕西师范大学地理科学与旅游学院, 西安 710119)

摘要: 为揭示黄土高原地区土壤可蚀性(K)的空间分布特征和影响因素, 基于 EPIC 模型、几何平均粒径模型、Torri 模型估算黄土高原地区 K , 并结合地理探测器比较土壤理化性质、海拔、坡度等要素对 K 空间分布的影响。结果表明: (1) EPIC 模型、几何平均粒径模型、Torri 模型估算的黄土高原地区 K 均值分别为 0.036, 0.034, 0.041 $[(t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h}) / (\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{hm}^2)]$ 。黄土高原以中可蚀性和中高可蚀性的土壤为主, 不同模型对 K 的估算值有显著差异 ($F=4.460, p<0.01$)。 (2) 黄土高原 K 有较为显著的空间异质性, 东部和西南地区 K 较高, 西北地区 K 则较低。不同省份的中可蚀性和中高可蚀性面积占比有较大的统计差异。 (3) 土壤理化性质(砂粒含量、粉粒含量、黏粒含量、碎石含量、容重、酸碱度、阳离子交换量、基本饱和度和、交换性盐基、碳酸盐、硫酸盐、可交换性钠盐、导电率)、海拔、坡度、坡向均对 K 呈现极显著影响 ($p<0.01$)。土壤理化性质对 K 空间分布的影响强于海拔、坡度、坡向、土地利用因子间交互作用对 K 的影响大于单个因子。研究结果可为黄土高原土壤水蚀准确防治和土壤改良提供一定的理论依据。

关键词: 土壤可蚀性; 地理探测器; 空间分异; 黄土高原

中图分类号: S157.1

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2023)06-0050-07

DOI: 10.13870/j.cnki.stbxb.2023.06.007

Research on the Spatial Distribution Characteristics and Influencing Factors of Soil Erodibility Factors of the Loess Plateau

ZHU Qiming, LIU June, ZHOU Zhengchao

(School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119)

Abstract: In order to reveal the spatial distribution characteristics and influencing factors of soil erodibility (K -factor) on the Loess Plateau, this research estimated the values of K -factor on the Loess Plateau based on EPIC model, geometric mean grain size model and Torri model. The impacts of soil physical and chemical properties, elevation, slope, and other factors on the spatial distribution of K -factor were compared using geographic detectors. The findings indicated that: (1) The mean values of K -factor on the Loess plateau estimated by EPIC model, geometric mean grain size model, and Torri model were 0.036, 0.034 and 0.041 $[(t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h}) / (\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{hm}^2)]$, respectively. The dominant soils on the Loess Plateau exhibited medium erodibility and medium-high erodibility, with significant differences in the estimated K -factor values among the models ($F=4.460, p<0.01$). (2) The K -factor of Loess Plateau showed significant spatial heterogeneity, with higher K -factor in the east and southwest and lower K -factor in the northwest. There were statistical differences in the proportion of medium erodible and medium-high erodible areas among different provinces. (3) Soil physicochemical properties (sand content, silt content, clay content, gravel content, bulk density, pH, cation exchange, basic saturation, exchangeable salt group, carbonate, sulfate, exchangeable sodium salt, electrical conductivity), elevation, slope, and slope direction showed highly significant effect on K -factor ($p<0.01$). The influence of soil physical and chemical properties on the spatial distribution of K -factor was stronger than those of elevation, slope, and slope direction, and the interaction between factors had more influence on K -factor than individual factors. The study could provide some theoretical basis for the accurate prevention and soil water erosion controlling and soil improvement on the Loess Plateau.

收稿日期: 2023-05-17

资助项目: 国家自然科学基金项目(42077058, 41601282, 42277320)

第一作者: 朱启明(1999—), 男, 江苏盐城人, 硕士研究生, 主要从事土壤侵蚀过程与机理研究。E-mail: qimingzhu@snnu.edu.cn

通信作者: 刘俊娥(1987—), 女, 山西河曲人, 博士, 副教授, 主要从事土壤侵蚀过程与机理研究。E-mail: liujune5@snnu.edu.cn

Keywords: soil erodibility; geodetectors; spatial differentiation; Loess Plateau

土壤可蚀性反映土壤对侵蚀营力的敏感程度,即土壤是否容易受到外力而被分离和输移,通常使用土壤可蚀性因子(K)定量表示土壤可蚀能力^[1]。 K 也是估算水土流失量和建立土壤侵蚀预报模型的关键参数,被广泛地应用于 USLE、RUSLE 和 WEPP 等模型。 K 最准确的计算方法是基于径流小区多年资料直接计算,但由于实际条件制约,很难获取长时间跨度的实测数据,因此,常使用经验模型对 K 进行估算,常用的经验模型大致可分为 3 类:(1)基于土壤粒径组成、有机质含量、结构特征和入渗能力进行估算的(修正的)诺谟方程;(2)基于土壤粒径分布和有机碳含量进行估算的 EPIC 模型;(3)基于土壤平均几何粒径进行估算的几何平均粒径模型和 Torri 模型。EPIC 模型、几何平均粒径模型和 Torri 模型对紫色土区、亚热带红壤区、黄土高原丘陵区等典型区域有较好的适用性^[2-4]。其中,EPIC 模型和几何平均粒径模型已大量应用于黄土高原 K 的研究^[5-6]。

黄土高原土壤质地粗,多疏松多孔结构,抗蚀性差, K 较高^[7]。土壤理化性质、地貌、植被、土地利用方式会显著影响 K 。张钦弟等^[8]研究发现,土壤水稳性团聚体含量显著降低 K ;陈卓鑫等^[5]发现,粉粒含量、土壤容重和根重密度是影响黄土高原典型塬坡 K 的重要因素;李宁宁等^[9]发现,退耕坡度的土壤结皮能显著降低 K ;朱冰冰等^[6]研究认为,土壤有机质含量增加可降低 K 。同时,由于各因素在黄土高原存在空间分异性,因此, K 在空间上也表现出分异性。饶良懿等^[10]发现,黄土高原砒砂岩区阴坡坡顶 K 高于阳坡坡顶,而阴坡坡面 K 低于阳坡坡面;李娅芸等^[11]发现,黄土高原丘陵区草原区 K 依次高于森林草原区和森林区。

综上,现有关于黄土高原 K 的研究^[5-11] 大多聚焦于单一因素对 K 的影响,且研究尺度多为小尺度的坡面,针对大尺度(流域、省份)上 K 空间分布和多影响因素的研究还比较欠缺。因此,使用 EPIC 模型、几何平均粒径模型、Torri 模型对黄土高原 K 进行估算,分析黄土高原 K 的空间分布特征,并结合地理探测器工具探究影响黄土高原 K 空间分布的主要因素,以为黄土高原水土流失防治及土壤性状改良提供理论依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

黄土高原地处我国西北部(33°41′—41°16′ N, 100°52′—114°33′ E),总面积约为 63.5 万 km²,地势大致由西北向东南递减,按地貌可分为高原沟壑、农

灌、沙地沙漠、丘陵沟壑、土石山区、河谷平原^[12]。黄土高原地处温带季风气候向温带大陆性气候的过渡交界地带,属于典型的干旱和半干旱区,年均气温 4~16℃,年均降水量 400~600 mm^[13]。土壤属性具有明显分异特征,粒径自西北向东南逐渐变细,土壤类型以黄绵土、风沙土、粗骨土、灰褐土为主,土质疏松且固着力差,抗蚀能力弱,加之地表植被覆盖率低,雨期极易发生侵蚀(图 1)。

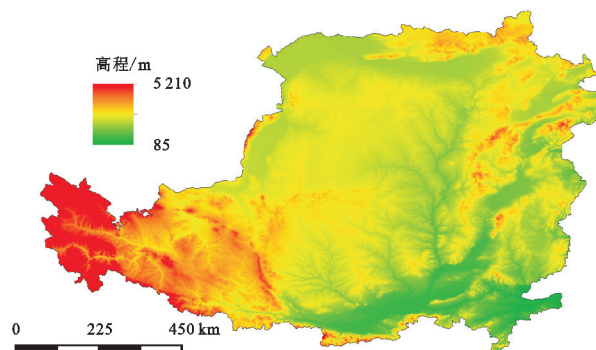


图 1 研究区概况

1.2 数据来源

土壤数据来源于国家冰川冻土沙漠科学数据中心(<http://www.ncdc.ac.cn/>)所提供的 1:100 万基于世界土壤数据库(HWSD),该数据是空间分辨率为公里的网格数据,提供各个格网点的土壤类型、土壤相位、土壤理化性状等信息。DEM 数据(30 m×30 m)来源于地理空间数据云(<https://www.gscloud.cn/>);地貌类型、土地利用数据均来源于中国科学院资源环境科学数据中心(<https://www.resdc.cn/>)。

1.3 K 计算

常用的 K 估算模型主要有诺谟方程、修正诺谟方程、EPIC 模型、几何平均粒径模型、Torri 模型等。由于土壤结构等级和土壤渗透性等级的确定,通常需分别根据实际土壤特征确定,因此,使用诺谟方程和修正诺谟方程估算 K 较为困难,故本研究使用 EPIC 模型、几何平均粒径模型和 Torri 模型对 K 进行估算。

(1)EPIC 模型。Sharply 等^[14]提出基于土壤粒径组成属性和土壤有机碳 K 的估算模型,即 EPIC 模型。在 EPIC 模型中, K 计算公式为:

$$K_{\text{EPIC}} = 0.1317 \times \left\{ 0.2 + 0.3 \exp \left[-0.0256 \cdot S_a \cdot \left(1 - \frac{S_i}{100} \right) \right] \right\} \times \left(\frac{S_i}{Cl + S_i} \right)^{0.3} \times \left[1 - \frac{0.25C}{C + \exp(3.718 - 2.947C)} \right] \times \left[1 - \frac{0.7 \cdot S_n}{S_n + \exp(-5.509 + 22.899S_n)} \right] \quad (1)$$

$$S_n = 1 - \frac{S_a}{100} \quad (2)$$

式中: K_{EPIC} 为 EPIC 模型估算所得土壤可蚀性因子

$[(t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h})/(\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{hm}^2)]$; 0.131 7 为单位转换系数, 将估算结果由美国制转换至国际制, 下同; S_a 为砂粒含量 (0.05 ~ 2 mm, %); S_i 为粉粒含量 (0.002 ~ 0.005 mm, %); Cl 为黏粒含量 (< 0.002 mm, %), C 为有机碳含量 (%)。

(2) 几何平均粒径模型。Römkens 等^[15] 提出仅考虑土壤几何平均粒径 (DG , mm) 的土壤可蚀性估算模型, 该模型也被用于 RUSLE 模型中, 其计算公式为:

$$K_{DG} = 0.1317 \times 7.594 \times$$

$$\left\{ 0.0034 + 0.0405 \times \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\lg(DG) + 1.659}{0.7101} \right)^2 \right] \right\} \quad (3)$$

$$DG = \exp \left\{ 0.01 \times \sum_{i=1}^n [f_i \times \ln(m_i)] \right\} \quad (4)$$

式中: K_{DG} 为几何平均粒径模型计算得到的土壤可蚀性因子 $[(t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h})/(\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{hm}^2)]$; DG 为平均几何粒径 (mm); f_i 为第 i 个粒径范围内粒径组成百分比 (%); m_i 为第 i 个范围内最大粒径与最小粒径的均值 (mm); n 为所划分的粒径范围的个数。本研究按照黏粒 (< 0.002 mm)、粉粒 (0.002 ~ 0.005 mm)、砂粒 (0.005 ~ 2 mm) 3 个粒径范围计算 DG 。

(3) Torri 模型。Torri 等^[16] 通过分析全球土壤可蚀性数据集后建立基于几何平均粒径和有机物含量的土壤可蚀性模型, 计算公式为:

$$K_{\text{Torri}} = 0.0293 (0.65 - DG + 0.24 DG^2) \times \exp$$

$$\left\{ -0.0021 \frac{OM}{C} - 0.00037 \left(\frac{OM}{C} \right)^2 - 4.02 + 1.72 C^2 \right\} \quad (5)$$

$$DG = \sum_{i=1}^n f_i \lg \sqrt{d_i d_{i-1}} \quad (6)$$

式中: K_{Torri} 为 Torri 模型计算所得的土壤可蚀性因子 $[(t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h})/(\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{hm}^2)]$; OM 为土壤有机质含量 (%); C 为小数形式下的黏粒含量 (< 0.002 mm, 无量纲); d_i 为第 i 个粒径等级内的最大粒径 (mm), d_{i-1} 为第 i 个粒径等级内的最小粒径 (mm)。

1.4 地理探测器

地理探测器是由王劲峰等^[17] 开发的探测并分析空间异质性的工具, 主要包括分异及因子、交互作用、风险和生态共 4 个探测器。本研究主要使用分异及因子探测器识别影响 K 的主控因子, 使用交互作用探测器分析因子组合下对 K 的影响。

(1) 分异及因子探测器。分异及因子探测器主要是计算 q 值比较不同因子对于空间分异的解释能力^[17], q 值分布在 0 ~ 1, 因子的 q 值越大, 表明该因子对空间分析的解释能力越强。 q 值计算公式为:

$$q = 1 - \frac{\sum_{h=1}^L N_h \sigma_h^2}{N \sigma^2} = 1 - \frac{SSW}{SST} = 1 - \frac{\sum_{h=1}^L N_h \sigma_h^2}{N \sigma^2} \quad (7)$$

式中: h 为分区或分类个数; N_h 和 N 分别为第 h 个分区的小单元数和全区的单元数; σ_h 和 σ 分别为第 h 个分区属性值的方差和全区属性值的方差。SSW 和 SST 依次为分区内方差和以及全区的总方差。

(2) 交互探测器。通过比较多因子组合下的 q 值, 进而识别因子组合是否对空间分异的解释能力产生显著影响。

选取 17 种土壤理化性质 (土壤类型、黏粒含量 (%), 粉粒含量 (%), 砂粒含量 (%), 碎石含量 (%), 容重 (kg/dm^3), 有机碳 (%), 酸碱度 ($-\lg H^+$), 阳离子交换量 (cmol/kg), 基本饱和度 (%), 交换性盐基 (cmol/kg), 碳酸盐 (%), 硫酸盐 (%), 可交换性钠盐 (%), 导电率 (dS/m)), 3 种表征地质地貌条件因子 [海拔 (m)、坡度 ($^\circ$)、坡向 ($^\circ$)] 和土地利用类型共计 20 个可能影响 K 的因素。参照王劲峰等^[17] 提出的数据离散化处理方法, 依次将土壤理化性质按照自然断点法分为 6 类; 土壤类型按照 USDA 质地分类分为粉砂质黏土、黏土、黏壤土、粉壤土、壤土、砂黏壤土、砂质壤土、砂壤土和砂土共 9 类; 土地利用类型分为耕地、林地、草地、水域、建筑用地和未利用土地共计 6 类; 海拔按照 < 500 , $500 \sim 1\,500$, $1\,500 \sim 3\,500$, $> 3\,500$ m 分为 4 类; 坡度分为平坡 ($< 5^\circ$)、缓坡 ($6^\circ \sim 15^\circ$)、斜坡 ($15^\circ \sim 25^\circ$)、陡坡 ($26^\circ \sim 35^\circ$)、急坡 ($35^\circ \sim 45^\circ$)、险坡 ($> 45^\circ$) 共 5 类; 坡向分为无、北、东北、东、东南、南、西南、西、西北共 9 类。按照 $1\, \text{km} \times 1\, \text{km}$ 格网划分研究区, 获取各格网点离散化处理后的属性数据及可蚀性等级, 共得到 618 261 个有效数据。

2 结果与分析

2.1 黄土高原 K 统计特征

3 个模型估算的黄土高原 K 的统计学特征见表 1。 K_{EPIC} 、 K_{DG} 、 K_{Torri} 数值分别为 0.010 ~ 0.045, 0.009 ~ 0.044, 0.026 ~ 0.048 $[(t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h})/(\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{hm}^2)]$, 3 个模型 K 最大值和最小值的比值分别为 4.50, 4.90, 1.85 倍。 K_{EPIC} 和 K_{DG} 的极差大于 K_{Torri} 。此外, K_{Torri} 的变异系数 < 0.15 , 表明 K_{Torri} 的变异性较低; 而 K_{EPIC} 和 K_{DG} 的变异系数均介于 0.15 ~ 1, K_{EPIC} 和 K_{DG} 存在中等程度上的变异。

按照较低可蚀性 $\{< 0.026\,3\,[(t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h})/(\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{hm}^2)]\}$ 、中低可蚀性 $\{0.026\,3 \sim 0.032\,9\,[(t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h})/(\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{hm}^2)]\}$ 、中可蚀性 $\{0.032\,9 \sim 0.039\,5\,[(t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h})/(\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{hm}^2)]\}$ 、中高可蚀性 $\{0.039\,5 \sim 0.046\,0\,[(t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h})/(\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{hm}^2)]\}$ 、高可蚀性 $\{> 0.046\,0\,[(t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h})/(\text{MJ} \cdot$

$\text{mm} \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1} \cdot \text{hm}^{-2}$)}]对黄土高原可蚀性分级见表 2。3 个模型下,中高可蚀性的土壤面积占比均超过 50%,中可蚀性及其以上等级面积占比均超过 70%。因此,黄土高原地区土壤 K 较高,较易受到水蚀。

表 1 黄土高原 K 统计特征

指标	$K/(\text{t} \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1} \cdot \text{hm}^{-2})$				标准差	变异系数
	平均值	最小值	最大值	中位数		
K_{EPIC}	0.036	0.010	0.045	0.046	0.010	0.290
K_{DG}	0.034	0.009	0.044	0.040	0.012	0.348
K_{Torri}	0.041	0.026	0.048	0.042	0.040	0.102

表 2 黄土高原 K 不同等级面积占比

单位: %

指标	低可蚀性	中低可蚀性	中可蚀性	中高可蚀性	高可蚀性
K_{EPIC}	15.276	11.129	23.052	50.543	0
K_{DG}	23.019	2.214	23.557	51.211	0
K_{Torri}	0.006	3.268	27.730	57.711	11.286

2.2 黄土高原 K 的空间分布特征

黄土高原地区 K 存在着较显著的空间差异性(图 2)。总体上,南部地区土壤可蚀性高于北方地

区,东部地区高于西部地区。东部和西南地区 K 较高,西北地区 K 则较低。对 7 个省份(自治区) K 进行统计学特征和不同 K 等级下的面积占比进行分析(图 3、表 3)表明,山西、甘肃 K 平均较高,而宁夏、内蒙古土壤可蚀性 K 平均较低。EPIC 模型和几何平均粒径模型 K 的变异系数 >0.15 的有 5 个省;而 Torri 模型中,7 个省 K 变异系数均 <0.15 。EPIC 模型和几何平均粒径模型结果中,多数省份 K 有较强的异质性,而 Torri 模型下各省份 K 的异质性则较低,因此 Torri 模型估算结果的变化范围更小。由图 2 可知,7 个省份的土壤可蚀性等级以中可蚀性及其以上为主。不同省份的中可蚀性和中高可蚀性土壤面积占比有较大差异。以 EPIC 模型为例,中可蚀性面积占比最高的为青海(80.520%),最低为陕西(10.217%),2 个省份相差 70.303%。高可蚀性面积占比最高的为陕西(64.686%),面积占比最小的为内蒙古(5.221%),2 个省份也相差 59.465%。综上,黄土高原 K 表现出较为显著的空间异质性,不同省份间中可蚀性和中高可蚀性面积占比有较大的统计差异。

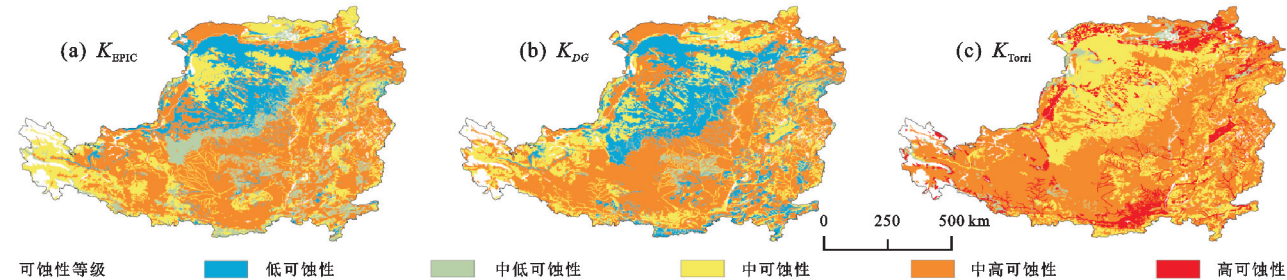
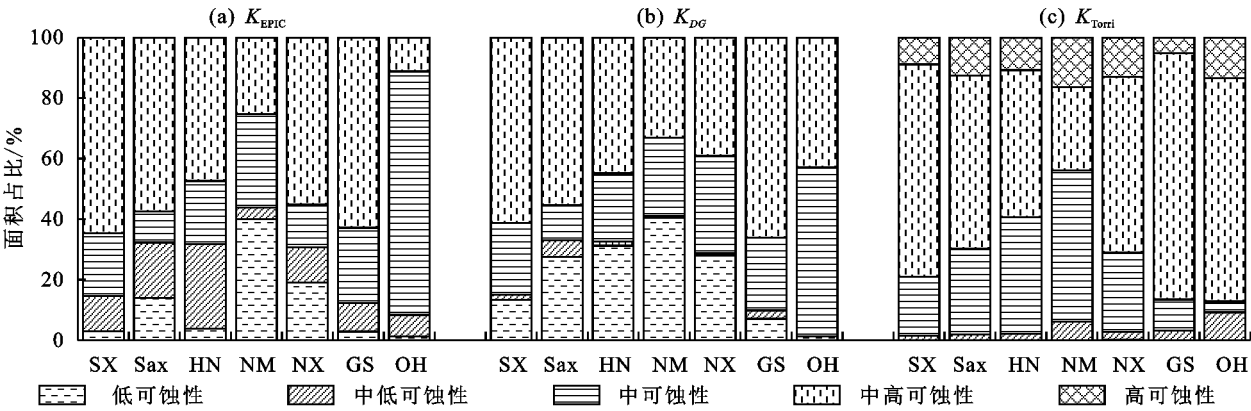


图 2 黄土高原 K 空间分布



注: SX、Sax、HN、NM、NX、GS、QH 分别为山西、陕西、河南、内蒙古、宁夏、甘肃、青海。

图 3 黄土高原各省份不同 K 等级面积占比

2.3 黄土高原 K 的影响因素

相关性分析结果(表 4)表明, K_{EPIC} 与砂粒含量、容重、可交换性钠盐、海拔呈现负相关关系; K_{DG} 与砂粒含量、容重、可交换性钠盐呈现负相关关系; 而 K_{Torri} 与砂粒含量、容重、硫酸盐含量、可交换钠盐、电导率、海拔呈现负相关关系。 K_{EPIC} 、 K_{DG} 、 K_{Torri} 与土壤理化性质指标、海拔、坡度和坡向均呈现极显著的

相关性($p<0.01$)。本研究中,所选取的 14 种土壤理化性质中,砂粒含量、粉粒含量、黏粒含量、容重、阳离子交换量、交换性盐基与 K 相关性较高,是影响黄土高原 K 的主要土壤理化性质因素。相较于海拔和坡向,坡度与 K 相关性更高,表明坡度是影响 K 大小的主要地质地貌特征。此外,砂粒含量、粉粒含量、黏粒含量、容重、酸碱度、阳离子交换量、交换性盐基、碳

酸盐与 K 的相关性均显著高于海拔、坡度、坡向。相较于海拔、坡度、坡向,土壤理化性质是影响 K 大小的主要因素。方差分析表明,土壤理化性质 F 统计量均高于海拔、坡度、坡向。

表 3 不同省份 K 统计特征

类型	研究区	$K/(t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1} \cdot \text{hm}^{-2})$				标准差	变异系数
		平均值	最大值	最小值	中位数		
K_{EPIC}	山西	0.040	0.045	0.010	0.044	0.006	0.150
	陕西	0.036	0.045	0.010	0.040	0.010	0.278
	河南	0.037	0.045	0.021	0.039	0.008	0.216
	内蒙古	0.029	0.012	0.045	0.037	0.013	0.448
	宁夏	0.035	0.045	0.010	0.040	0.010	0.286
	甘肃	0.039	0.045	0.010	0.041	0.006	0.154
	青海	0.037	0.045	0.010	0.038	0.004	0.108
	山西	0.037	0.044	0.009	0.041	0.007	0.189
K_{DG}	陕西	0.032	0.044	0.009	0.040	0.001	0.031
	河南	0.033	0.043	0.012	0.038	0.010	0.303
	内蒙古	0.028	0.044	0.009	0.038	0.013	0.464
	宁夏	0.032	0.044	0.009	0.038	0.012	0.375
	甘肃	0.038	0.044	0.009	0.041	0.007	0.184
	青海	0.039	0.044	0.009	0.038	0.004	0.103
	山西	0.041	0.048	0.028	0.043	0.004	0.098
	陕西	0.041	0.048	0.026	0.043	0.004	0.098
K_{Torri}	河南	0.040	0.048	0.027	0.040	0.005	0.125
	内蒙古	0.039	0.048	0.026	0.037	0.004	0.103
	宁夏	0.041	0.048	0.026	0.041	0.004	0.098
	甘肃	0.041	0.048	0.028	0.041	0.003	0.073
	青海	0.041	0.048	0.030	0.042	0.004	0.098

表 4 黄土高原 K 与因子相关系数

因素	K_{EPIC}	K_{DG}	K_{Torri}
砂粒	-0.955**	-0.989**	-0.624**
粉粒	0.945**	0.918**	0.812**
黏粒	0.735**	0.846**	0.257**
碎石	0.184**	0.158**	0.226**
容重	-0.897**	-0.948**	-0.511**
有机碳	0.221**	0.416**	0.227**
酸碱度	0.460**	0.318**	0.269**
阳离子交换量	0.741**	0.816**	0.368**
基本饱和度	0.146**	0.068**	0.229**
交换性盐基	0.728**	0.697**	0.531**
碳酸盐	0.433**	0.339**	0.394**
硫酸盐	0.109**	0.099**	-0.009**
可交换性钠盐	-0.035**	-0.053**	-0.195**
电导率	0.137**	0.134**	-0.036**
海拔	-0.012**	0.102**	-0.078**
坡度	0.220**	0.229**	0.033**
坡向	0.003*	0.005**	0.005**

注: *、** 分别表示 $p<0.05$, $p<0.01$ 。

为进一步探究黄土高原 K 的空间驱动因子,使用地理探测器中的分异及因子探测器分析对 K 的驱动因子进行分析(表 5)。总体上,砂粒含量、黏粒含

量、粉粒含量、容重是影响 K 空间分布的主要驱动因子, q 统计量均 >0.800 。海拔、坡度、坡向、土地利用对 K 空间分布的影响显著弱于土壤理化性质。不同模型下,同一因素对 K 的影响程度也不同。以容重为例,3 种模型下, q 统计量由大到小依次为 K_{DG} ($q=0.859$) $> K_{\text{EPIC}}$ ($q=0.793$) $> K_{\text{Torri}}$ ($q=0.500$)。交互作用探测器表明,因子间交互作用均为双因子增强和非线性增强,双重因子间交互作用对 K 的影响要显著高于单个因子的影响。

土壤类型对 K_{EPIC} 、 K_{DG} 和 K_{Torri} 也有显著影响($p<0.05$)。 K_{EPIC} 中, K 平均值由高到低依次为黏壤土(0.044) $>$ 壤土(0.041) $>$ 粉壤土(0.040) $>$ 黏土(0.033) $>$ 粉砂质黏土(0.033) $>$ 砂质壤土(0.029) $>$ 砂黏壤土(0.028) $>$ 砂壤土(0.026) $>$ 砂土(0.014); K_{DG} 中, 黏壤土(0.043) $>$ 粉砂质黏土(0.042) $>$ 黏土(0.042) $>$ 粉壤土(0.041) $>$ 壤土(0.040) $>$ 砂黏壤土(0.030) $>$ 砂质壤土(0.023) $>$ 砂壤土(0.021) $>$ 砂土(0.010); 在 K_{Torri} 中, 粉壤土(0.047) $>$ 壤土(0.042) $>$ 黏壤土(0.038) $>$ 砂土(0.037) $>$ 砂壤土(0.037) $>$ 砂质壤土(0.036) $>$ 砂黏壤土(0.034) $>$ 粉砂质黏土(0.033) $>$ 黏土(0.029)。综上,黏壤土、壤土、粉壤土的 K 较高,未来需重点防治 3 种土壤类型区的水蚀。

表 5 黄土高原 K 驱动因子

因素	K_{EPIC}	K_{DG}	K_{Torri}
土壤类型	0.840	0.827	0.733
砂粒	0.923	0.922	0.529
粉粒	0.901	0.860	0.766
黏粒	0.847	0.827	0.683
碎石	0.343	0.134	0.172
容重	0.793	0.859	0.500
有机碳	0.356	0.589	0.141
酸碱度	0.699	0.621	0.245
阳离子交换量	0.781	0.647	0.261
基本饱和度	0.052	0.025	0.064
交换性盐基	0.700	0.626	0.292
碳酸盐	0.514	0.396	0.288
硫酸盐	0.068	0.011	0.199
可交换性钠盐	0.472	0.476	0.165
电导率	0.576	0.430	0.293
海拔	0.013	0.018	0.016
坡度	0.056	0.060	0.006
坡向	0	0.001	0
地貌	0.029	0.033	0.021
土地利用	0.113	0.079	0.049

3 讨论

3.1 不同估算模型间差异

本研究使用 EPIC 模型、几何平均粒径模型和 Torri 模型估算,黄土高原地区 K 。相较于 K_{EPIC} 和 K_{DG} , K_{Torri} 分布范围更为集中,变异性也更小。方差分析表明,不同模型对 K 的估算结果差异显著($F=4.460, p<0.01$), K_{EPIC} 与 K_{DG} 间无显著差异,而 K_{EPIC} 与 K_{Torri} 间存在显著差异。对比吴普特等^[18] $\{0.07\sim0.302 [(t\cdot\text{hm}^2\cdot\text{h})/(\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{hm}^2)]\}$ 和周佩华等^[19] $\{0.071\sim0.447 [(t\cdot\text{hm}^2\cdot\text{h})/(\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{hm}^2)]\}$ 基于野外小区实测数据推算的 K , $K_{EPIC}\{0.010\sim0.045 [(t\cdot\text{hm}^2\cdot\text{h})/(\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{hm}^2)]\}$ 和 $K_{DG}\{0.009\sim0.044 [(t\cdot\text{hm}^2\cdot\text{h})/(\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{hm}^2)]\}$ 要更为接近。王彬^[20] 和魏慧等^[3] 研究发现,EPIC 模型和几何平均粒径模型在黄土高原地区表现出更好的估算精度。考虑到本研究中 EPIC 模型与几何平均粒径模型间估算结果无显著差异,建议优先选用 EPIC 模型和几何平均粒径模型进行黄土高原 K 的估算。

3.2 K 与水土流失状况

黄土高原 K 呈现出较明显的空间分异性(图 3),大致表现为自南向北递减、自东向西递减趋势。东南和西南的局部地区可蚀性等级较高,而西北局部地区可蚀性等级较低,整体符合陕西子洲—陕西绥德

一带向东、向南、向北依次递减的趋势^[7]。此外,较青藏高原和南方红土区,黄土高原地区的土壤可蚀性也较高^[21-22]。黄土高原地区土壤质地松散,透水透气性能良好,有机质和团聚体发育差,更易被水蚀。

K 一定程度上反映土壤对土壤水蚀的抵抗能力^[23]。为进一步研究黄土高原土壤水蚀程度对 K 的潜在响应关系,对各省不同水蚀强度面积与各省 K 均值进行线性回归分析(表 6),结果表明,不同水蚀强度面积随 K 的增加而增加,呈现良好的正向线性相关关系($R^2\geq0.067$)。不同水蚀面积随 K 变化速率表现为 $K_{Torri}>K_{EPIC}>K_{DG}$ 。Torri 模型估算结果中,水蚀强度剧烈程度对 K 的响应最为敏感。

3.3 K 的影响因素

K 受土壤理化性质、海拔、坡度、人类活动等多因素综合影响。相关性分析和地理探测器结果表明(表 4、表 5),土壤理化性质在统计学或是空间上均对 K 产生显著影响。选取的 14 种理化性质与 K 均呈显著的相关性($p<0.01$)(表 4),其中土壤粒径组成(砂粒含量、粉粒含量、黏粒含量)和容重与 K 相关性最高。土壤粒径组成影响土壤透水、结构发育、持水性能、有机质发育等,进而影响土壤可蚀性^[1];加之 3 种模型主要基于土壤粒径组成和几何平均粒径进行估算,而粒径组成和几何平均粒径也间接决定土壤容重,因此,土壤粒径组成及容重与 K 呈现显著相关性。本研究中, K 与砂粒含量呈现出负相关关系,而与粉粒含量和黏粒含量呈现出正相关关系。结果与徐文秀等^[24] 研究结论相似。相较于砂粒,黏粒和粉粒有更高的有机质含量,胶结物黏结土壤颗粒并堵塞土壤孔隙,最终导致土壤入渗性能削弱,增加地表产流,增加土壤水蚀风险,因此, K 随黏粒含量和粉粒含量的增加而增加。土壤容重代表土壤颗粒之间的致密程度。较差的土壤孔隙发育和透水渗水性能也导致容重大的土壤较易发生土壤水蚀。地理探测器结果也表明,土壤粒径组成(砂粒、粉粒、黏粒)和容重是影响 K 空间分布的最主要的驱动因子(表 5)。

地质地貌(海拔、坡度、坡向、地貌)和土地利用对 K 空间分布的影响显著弱于土壤理化性质。地质地貌和土地利用因素的变化可能导致土壤理化性质发生变化,并最终影响 K 。使用逐步线性回归筛选出与 K_{EPIC} 、 K_{DG} 和 K_{Torri} 相关性最高的 5 种理化性质,将海拔、地貌类型、坡度、坡向作为地质地貌特征,土地利用数据作为土地利用特征,使用偏最小二乘法结构方程模型定量分析土壤理化性质、地质地貌、土地利用对 K 的影响(图 4)。结果表明,土壤理化性质是影响 K 的主要因素,地质地貌因素和土地利用因素主要通过影响理化性质间接影响 K 。

表 6 土壤可蚀性 K 值与水力侵蚀流失面积趋势分析

单位: $(t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h}) / (\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{hm}^2)$

水蚀 面积/ km^2	K_{EPIC}		K_{DG}		K_{Torri}	
	趋势方程	R^2	趋势方程	R^2	趋势方程	R^2
轻度	$y = 80.424x - 1.347$	0.117	$y = 71.973x - 0.905$	0.116	$y = 395.385x - 14.488$	0.137
中度	$y = 62.435x - 1.565$	0.220	$y = 40.045x - 0.676$	0.112	$y = 302.692x - 11.589$	0.250
强烈	$y = 24.796x - 0.642$	0.207	$y = 16.611x - 0.313$	0.115	$y = 121.923x - 4.692$	0.242
极强烈	$y = 10.799x - 0.260$	0.133	$y = 6.536x - 0.093$	0.060	$y = 59.231x - 2.272$	0.033
剧烈	$y = 2.658x - 0.070$	0.144	$y = 1.627x - 0.030$	0.067	$y = 15.385x - 0.598$	0.233

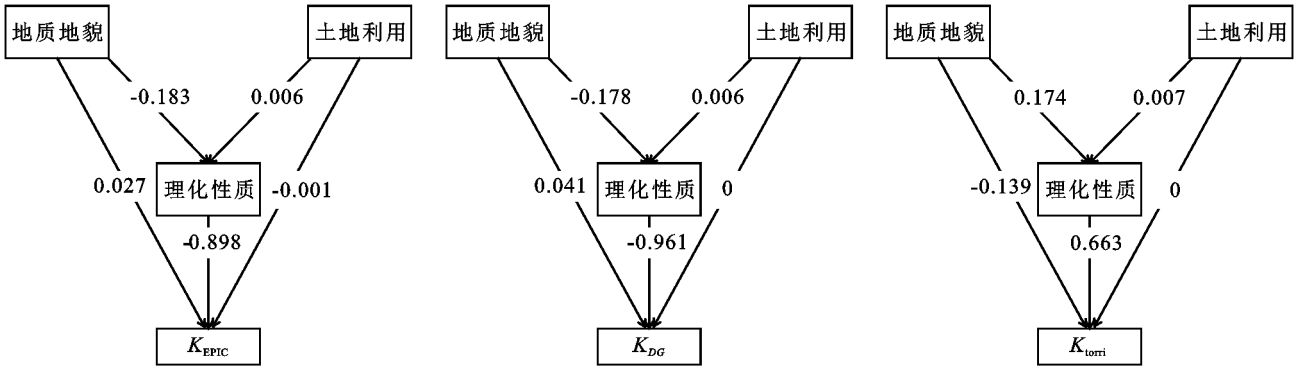


图 4 地质地貌、土地利用、理化性质对 K 的影响机制

4 结论

(1)EPIC 模型、几何平均粒径模型、Torri 模型估算的黄土高原地区 K 范围为 $0.010 \sim 0.045, 0.009 \sim 0.044, 0.026 \sim 0.048 (t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h}) / (\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{hm}^2)$, 均值分别为 $0.036, 0.034, 0.041 (t \cdot \text{hm}^2 \cdot \text{h}) / (\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{hm}^2)$ 。黄土高原土壤以中可蚀性和中高可蚀性为主。

(2)黄土高原地区 K 存在较为显著的空间差异性, 大致呈现南高北低、东高西低趋势。山西、甘肃 K 较高, 宁夏、内蒙古 K 较低。不同省份间的中可蚀性和中高可蚀性等级面积占比有较显著的差异。

(3) K 与理化性质指标(砂粒含量、粉粒含量、黏粒含量、碎石含量、容重、酸碱度、阳离子交换量、基本饱和度、交换特性盐基、碳酸盐、硫酸盐、可交换性钠盐、导电率)、海拔、坡度、坡向均呈现极显著的相关性($p < 0.01$)。砂粒含量、黏粒含量、粉粒含量、容重是影响该地区 K 空间分布的主要驱动因子。海拔、坡度、坡向、土地利用对 K 空间分布的影响显著弱于土壤理化性质, 且主要通过影响土壤理化性质的途径间接影响 K 。因子间交互作用对 K 的影响显著高于单个因子的影响。黏壤土、壤土、粉壤土地区的 K 较高。

参考文献:

[1] 魏慧,赵文武,王晶.土壤可蚀性研究述评[J].应用生态学报,2017,28(8):2749-2759.
[2] 史东梅,陈正发,蒋光毅,等.紫色丘陵区几种土壤可蚀性 K 值估算方法的比较[J].北京林业大学学报,2012,

34(1):32-38.
[3] 魏慧,赵文武.土壤可蚀性 K 值最优估算方法遴选:以陕北安塞集水区为例[J].中国水土保持科学,2017,15(6):52-65.
[4] 郑海金,杨洁,喻荣岗,等.红壤坡地土壤可蚀性 K 值研究[J].土壤通报,2010,41(2):425-428.
[5] 陈卓鑫,王文龙,郭明明,等.黄土高原沟壑区植被恢复对不同地貌部位土壤可蚀性的影响[J].自然资源学报,2020,35(2):387-398.
[6] 朱冰冰,李占斌,李鹏,等.土地退化/恢复中土壤可蚀性动态变化[J].农业工程学报,2009,25(2):56-61.
[7] 张科利,蔡永明,刘宝元,等.黄土高原地区土壤可蚀性及其应用研究[J].生态学报,2001,21(10):1687-1695.
[8] 张钦弟,刘剑荣,杨磊,等.半干旱黄土区植被恢复对土壤团聚体稳定性及抗侵蚀能力的影响[J].生态学报,2022,42(22):9057-9068.
[9] 李宁宁,张光辉,王浩,等.黄土丘陵沟壑区生物结皮对土壤抗蚀性能的影响[J].中国水土保持科学,2020,18(1):42-48.
[10] 饶良懿,徐也钦,胡剑汝,等.砒砂岩覆土区小流域土壤可蚀性 K 值研究[J].应用基础与工程科学学报,2020,28(4):763-773.
[11] 李娅芸,刘雷,安韶山,等.应用 Le Bissonnais 法研究黄土丘陵区不同植被区及坡向对土壤团聚体稳定性和可蚀性的影响[J].自然资源学报,2016,31(2):287-298.
[12] 穆兴民,李朋飞,刘斌涛,等.1901—2016 年黄土高原土壤侵蚀格局演变及其驱动机制[J].人民黄河,2022,44(9):36-45.

- 2019,578:e124005.
- [14] Ma H B, Nittrouer J A, Naito K, et al. The exceptional sediment load of fine-grained dispersal systems: Example of the Yellow River, China [J]. *Science Advances*, 2017, 3(5): e1603114.
- [15] 中华人民共和国水利部.《黄河流域水文资料》(第 4 卷第 3 册)[R].北京:中华人民共和国水利部,2018.
- [16] Tian P, Feng J H, Zhao G J, et al. Rainfall, runoff, and suspended sediment dynamics at the flood event scale in a Loess Plateau watershed, China[J]. *Hydrological Processes*, 2022, 36(2): e14486.
- [17] Zhao G J, Gao P, Tian P, et al. Assessing sediment connectivity and soil erosion by water in a representative catchment on the Loess Plateau, China[J]. *Catena*, 2020, 185: e104284.
- [18] Li D Y, Liang Z M, Zhou Y, et al. Multicriteria assessment framework of flood events simulated with vertically mixed runoff model in semiarid catchments in the middle Yellow River[J]. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2019, 19(9): 2027-2037.
- [19] De Roo A P J, Wesseling C G, Van Deursen W P A. Physically based river basin modelling within a GIS: The LISFLOOD model [J]. *Hydrological Processes*, 2000, 14(11/12): 1981-1992.
- [20] 包为民,侯露,沈丹丹,等.黄土高原大理河流域水沙耦合模型应用研究[J].*湖泊科学*, 2019, 31(4): 1120-1131.
- [21] Eekhout J P C, Terink W, de Vente J. Assessing the large-scale impacts of environmental change using a coupled hydrology and soil erosion model [J]. *Earth Surface Dynamics*, 2018, 6(3): 687-703.
- [22] 邵辉.渭河流域水土流失变化对梯田措施响应的模拟研究[D].陕西 杨凌:西北农林科技大学,2013.
- [23] Terink W, Lutz A F, Simons G W H, et al. SPHY v2.0: Spatial processes in hydrology [J]. *Geoscientific Model Development*, 2015, 8(7): 2009-2034.
- [24] Neitsch S L, Arnold J G, Kiniry J R, et al. Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009 [R]. College Station, Texas: Water Resources Institute, 2011.
- [25] Saltelli A, Bolado R. An alternative way to compute Fourier amplitude sensitivity test (FAST) [J]. *Computational Statistics and Data Analysis*, 1998, 26(4): 445-460.
- [26] Duan Q Y, Sorooshian S, Gupta V K. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models [J]. *Journal of Hydrology*, 1994, 158(3/4): 265-284.
- (上接第 56 页)
- [13] 陈剑南,刘益麟,李朋飞,等.1901—2016 年黄土高原降雨侵蚀力时空变化[J].*水土保持研究*, 2022, 29(4): 39-46.
- [14] Sharpley A N, Williams J R. EPIC-erosion/productivity impact calculator: 1. Model documentation [J]. *Technical Bulletin-United States Department of Agriculture*, 2010, 4(4): 206-207.
- [15] Römken M J M, Young R A, Poesen J W A, et al. Soil erodibility factor(k)//Renard K G, Foster G R, Weesies G A, et al. A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) [M]. *USDA agriculture handbook*, 1997, 703: 65-100.
- [16] Torri D, Poesen J, Borselli L. Predictability and uncertainty of the soil erodibility factor using a global dataset [J]. *Catena*, 1997, 31(1/2): 1-22.
- [17] 王劲峰,徐成东.地理探测器:原理与展望[J].*地理学*, 2017, 72(1): 116-134.
- [18] 吴普特,周佩华,郑世清.黄土丘陵沟壑区(Ⅲ)土壤抗冲性研究:以天水站为例[J].*水土保持学报*, 1993, 7(3): 19-25, 36.
- [19] 周佩华,武春龙.黄土高原土壤抗冲性的试验研究方法探讨[J].*水土保持学报*, 1993, 7(1): 29-34.
- [20] 王彬.土壤可蚀性动态变化机制与土壤可蚀性估算模型[D].陕西 杨凌:西北农林科技大学,2013.
- [21] 刘斌涛,陶和平,史展,等.青藏高原土壤可蚀性 K 值的空间分布特征[J].*水土保持通报*, 2014, 34(4): 11-16.
- [22] 杨辰丛海,陈志强.武夷山丘陵茶园红壤土壤可蚀性近似计算初探[J].*水土保持研究*, 2022, 29(1): 21-27.
- [23] 汪邦稳.安徽省土壤可蚀性 K 值及其分布特征[J].*中国水土保持科学*, 2019, 17(6): 132-139.
- [24] 徐文秀,韦杰,李进林,等.三峡库区紫色土坡耕地表土的可蚀性研究[J].*水土保持通报*, 2019, 39(3): 7-11, 18.