

汇水面积阈值对土壤侵蚀定量评价的影响

丁琳¹, 于现举¹, 符素华^{1,2}, 吴思南¹

(1. 北京师范大学地理科学学部, 北京 100875;

2. 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)

摘要: 土壤侵蚀预报模型是定量评价水土流失和评估水土保持措施效益的重要手段。通用土壤流失方程(Universal Soil Loss Equation, USLE)和中国土壤流失方程(Chinese Soil Loss Equation, CSLE)被广泛应用于土壤侵蚀定量评价。这些模型中坡长的计算受汇水面积阈值的影响较大。为揭示汇水面积阈值对土壤侵蚀定量评价的影响, 选取北方土石山区、西北黄土高原区、东北黑土区、南方红壤丘陵区、西南紫色土区、西南山地区和西南岩溶区 210 个流域面积在 0.2~3.0 km² 的小流域, 以 1:10 000 地形图 10 m 分辨率 DEM 为数据源, 分别计算了 1 000, 1 500, 2 000, 2 500, 3 000, 5 000, 7 000, 9 000, 11 000, 13 000, 15 000 m² 共 11 个汇水面积阈值下各小流域不同坡长、土壤侵蚀强度级别以及土壤侵蚀的面积比例, 分析了它们对汇水面积阈值变化的敏感性。结果表明: 平均坡长、土壤侵蚀面积和轻度以上各级别的侵蚀强度面积比例都随汇水面积阈值的增加先增加而后趋于稳定。微度侵蚀面积比例随汇水面积阈值的增加逐渐减小并趋于稳定。当汇水面积阈值由 1 000 m² 增加到 15 000 m² 时, 北方土石山区、西北黄土高原区、东北黑土区、南方红壤丘陵区、西南紫色土区、西南山地区和西南岩溶区的平均坡长分别增至阈值为 1 000 m² 时的 1.53, 4.16, 1.95, 1.90, 1.69, 1.57, 1.47 倍; 土壤侵蚀面积比例分别增至阈值为 1 000 m² 时的 1.20, 1.85, 1.43, 1.37, 1.77, 1.44, 1.30 倍。汇水面积阈值对各分区的影响程度存在差异。从平均坡长和土壤侵蚀面积来看, 东北黑土区受汇水面积阈值的影响最大。研究结果不仅为精确评价土壤侵蚀提供了数据支撑, 而且对水土保持综合防治措施的评价和优化具有指导意义。

关键词: 汇水面积阈值; 坡长; 土壤侵蚀面积; 水蚀

中图分类号: K903

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2018)03-0061-07

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbx.2018.03.010

Effect of Contributing Area Threshold on the Evaluation of Soil Erosion

DING Lin¹, YU Xianju¹, FU Suhua^{1,2}, WU Sinan¹

(1. Faculty of Geographical Science, Beijing Normal University, Beijing 100875;

2. State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau,

Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences, Yangling, Shaanxi 712100)

Abstract: Soil erosion model is a technical tool to calculate the soil loss and assess the efficiency of soil and water conservation practice. The universal soil loss equation (USLE) and Chinese soil loss equation (CSLE) were widely used to calculate the soil loss. The slope length in these models is significantly affected by the contributing area threshold. In this study, 210 small watersheds which area varied from 0.2 km² to 3.0 km² were selected to investigate the effect of contributing area threshold on the slope length and then the soil loss. The small watersheds are located in Northern rocky mountain area, Northwestern loess plateau, Northeastern black soil area, Southern red soil hilly area, Southwestern purple soil area, Southwestern mountainous area and Southwestern karst area. The 1:10 000 scale topographical map and 10 m×10 m DEM of the small watersheds were collected. 11 contributing area thresholds, namely, 1 000, 1 500, 2 000, 2 500, 3 000, 5 000, 7 000, 9 000, 11 000, 13 000, 15 000 m² were used to calculate the slope length and soil loss. The characteristics of slope length, soil erosion intensity and soil erosion area with the different

收稿日期: 2017-12-14

资助项目: 国家自然科学基金项目(41530858, 41571259); 长江学者和创新团队发展计划项目(IRT_15R06); 中国科学院“西部之光”人才培养引进计划项目

第一作者: 丁琳(1990—), 女, 山西阳泉人, 博士, 主要从事土壤侵蚀与水土保持研究。E-mail: 1341572940@qq.com

通信作者: 符素华(1973—), 女, 四川岳池人, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事土壤侵蚀机理研究。E-mail: suhua@bnu.edu.cn

contributing area thresholds were analyzed. The results showed that the average slope length and soil loss area firstly rose with the increase of contributing area threshold and then tended to keep constant. In the Northern rocky mountain area, Northwestern loess plateau, Northeastern black soil area, Southern red soil hilly area, Southwestern purple soil area, Southwestern mountainous area and Southwestern karst area, the average slope length with contributing area threshold of 15 000 m² was 1.53, 4.16, 1.95, 1.90, 1.69, 1.57, 1.47 times those of contributing area threshold with 1 000 m² and the soil loss area percentage with contributing area threshold of 15 000 m² was 1.20, 1.85, 1.43, 1.37, 1.77, 1.44, 1.30 times those of contributing area threshold with 1 000 m². The contributing area threshold had different effects in the different area. The average slope length and soil loss area in Northeastern black soil area was significantly affected by the contributing area threshold. The results will be helpful for calculating soil loss and for selecting the soil and water conservation practices.

Keywords: contributing area threshold; slope length; soil erosion area; water erosion

我国是世界上土壤侵蚀最为严重的国家之一^[1]。水土流失和土壤侵蚀直接造成土地资源退化、水资源破坏和生态环境恶化等一系列问题,严重制约了社会经济的可持续发展。第一次全国水利普查结果显示^[2],我国的土壤侵蚀总面积为 294.91 万 km²,占普查范围总面积的 31.12%。其中,水力侵蚀面积为 129.32 万 km²,所占比例较大。因此,水蚀区的水土保持综合防治具有极大的必要性。

土壤侵蚀预报模型是定量评价水土流失和评估水土保持措施效益的重要手段。通用土壤流失方程(Universal Soil Loss Equation, USLE)^[3]作为经典的土壤侵蚀预报模型,一直被广泛应用于土壤侵蚀定量评价^[4-9]。2002 年,刘宝元等^[10]在 USLE 和修正通用土壤流失方程(Revised Universal Soil Loss Equation, RUSLE)的基础上,根据我国地形地貌和水土保持的实际情况,提出了中国土壤流失方程(Chinese Soil Loss Equation, CSLE)^[10-11]。该方程因形式简单实用^[12]而被应用于我国水力侵蚀评价^[13-15]。在 USLE/CSLE 模型中,地形对侵蚀的影响通过坡长(L)和坡度(S)来解释。坡长定义为从坡面漫流的起点到坡度减小至足以发生沉积位置之间的水平距离,或者到径流汇集在一个明显沟道之间的水平距离^[3,9]。在一个流域或区域中,坡长可以通过人工数字化或基于数字高程模型(Digital Elevation Model, DEM)来获取。坡长人工数字化的工作量和误差较大,主观性较强,因此坡长的获取更多是依赖 DEM。以 DEM 为数据源时,坡长提取的关键在于确定其起点和终点^[16]。坡长起点为坡面径流的起点(多在分水岭上)。坡长终点的确定主要受 2 个条件限制,即沟道和泥沙淤积起点^[16-19]。其中沟道的提取由汇水面积阈值来控制,汇水面积大于汇水面积阈值的栅格

被认为是沟道。因此,汇水面积阈值的选取直接影响坡长的提取精度,进而影响土壤侵蚀面积和土壤侵蚀强度评价结果的准确性。然而,到目前为止,关于汇水面积阈值对土壤侵蚀定量评价影响的研究鲜有报道。因此,分析探讨不同坡长、土壤侵蚀强度级别和土壤侵蚀的面积比例随汇水面积阈值的变化规律,为土壤侵蚀预报模型应用时最佳汇水面积阈值的选取和土壤侵蚀模数的正确计算提供了理论依据,对水土保持综合防治措施的评价和优化具有指导意义。

1 研究区概况

《土壤侵蚀分类分级标准》(SL 190—2007)^[20]中依据土壤和地貌等的差异将我国水力侵蚀区划分成北方土石山区、西北黄土高原区、东北黑土区、南方红壤丘陵区 and 西南土石山区 5 个二级分区。本研究典型小流域的选择首先考虑了这几个二级分区。此外对于西南土石山区,考虑到其地貌的复杂性、土壤侵蚀的特点以及与其他二级区域地貌的互补性,本文将西南土石山区又分成西南紫色土区、西南山地区和西南岩溶区 3 个子区,以进一步深入调查汇水面积阈值对坡长以及土壤侵蚀计算的影响。

在每个水蚀区及子区分别选取有代表性的县。将县域内第一次水利普查的抽样调查单元(流域面积为 0.2~3.0 km²)作为代表小流域。如果县域内抽样单元个数小于 30 个,则选取邻近县的抽样单元作为补充;如果样本数大于 30 个,去除平原区域的调查单元后按样本序号抽取 30 个样本。最终选取北方土石山区的怀柔县、西北黄土高原区的安塞区、东北黑土区的克山县、克东县和拜泉县、南方红壤丘陵区的长汀县和上杭县、西南紫色土区的梓潼县和南部县、西南山地区的禄丰县、西南岩溶区的安龙县和仁怀市共 7 个典型区 12 个县的 210 个小流域作为

研究样区(图 1)。

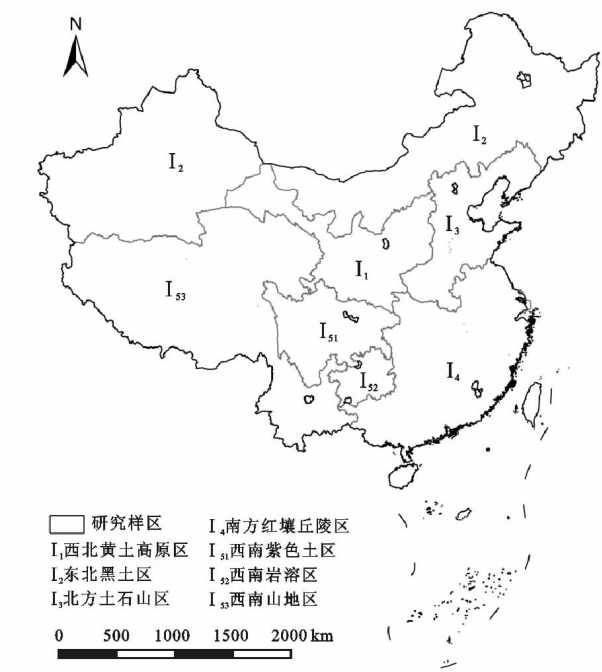


图 1 研究区位置分布

由于降雨、地形地貌、土壤性质等自然环境条件的不同,各典型区水土流失现状也不尽相同。北方土石山区是我国水土流失现状较为严峻的地区之一,区内主要地貌类型为中山、低山、丘陵和山间盆地,土层薄,多种侵蚀类型广泛分布,水力侵蚀为主^[21]。西北黄土高原区地形破碎,土层深厚疏松,沟壑纵横,土壤侵蚀强度极大。东北黑土区属漫岗丘陵区,坡面缓长,水力侵蚀、风力侵蚀和冻融侵蚀并存,以水力侵蚀为主,水土流失面积较大,范围较广^[22-23]。南方红壤丘陵区多山地和丘陵,地形起伏度较大,降雨强度大而集中,风化作用强烈。西南紫色土区低山丘陵交错分布,土层浅薄,水土流失十分严重,是我国水力侵蚀的主要区域之一^[24]。西南山区地区风化壳深厚,土壤及其母质在高温条件下极易破碎,风化作用强烈,土壤侵蚀严重。西南岩溶区内地形地貌复杂,山高坡陡,地形起伏大,各种喀斯特地貌均有分布,降雨强度大,土壤可蚀性较高,陡坡耕种普遍,水土流失和土壤石漠化严重^[25]。

2 数据与方法

2.1 数据来源

收集了 210 个小流域的 1 : 10 000 地形图,并生成 10 m×10 m 的 DEM 栅格数据。由图 2 可知,东北黑土区小流域以小于 5°的小坡度为主;北方土石山区的陡坡坡度面积较大。

2.2 研究方法

本次研究涉及的软件主要包括地形因子计算工

具、地形因子分级统计软件和土壤侵蚀计算程序 (SECP),其开发单位均为北京师范大学。

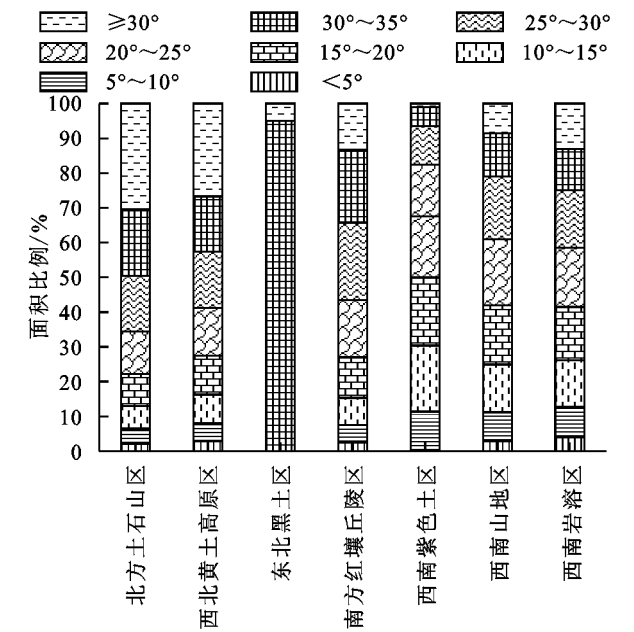


图 2 典型区坡度分级

在 USLE/CSLE 模型中,用地形因子来反映地形对土壤侵蚀的影响。地形因子是坡长和坡度因子的统称,反映了土壤侵蚀量与坡长坡度之间的定量关系。由于地形因子计算过程较复杂,在 ArcGIS 中无法快速得到较精确的计算结果,因此,符素华等^[16]通过选择适合我国土壤侵蚀特点的坡长坡度因子计算公式,开发了地形因子计算工具。该工具中坡度因子的计算公式为:

$$S=10.8\sin \theta+0.03 \quad \theta<5^{\circ} \tag{1}$$

$$S=16.8\sin \theta-0.5 \quad 5^{\circ}\leq\theta<10^{\circ} \tag{2}$$

$$S=21.91\sin \theta-0.96 \quad \theta\geq 10^{\circ} \tag{3}$$

式中: S 为坡度因子; θ 为坡度(°)。

坡长因子采用 Foster 等^[26]提出的分段坡坡长因子公式(4)来计算区域上每个栅格的坡长因子。

$$L_i=\frac{\lambda_{out}^{m+1}-\lambda_{in}^{m+1}}{(\lambda_{out}-\lambda_{in})(22.13)^m} \tag{4}$$

式中: L_i 为第 i 个栅格的坡长因子; λ_{out} 、 λ_{in} 分别为栅格出口及入口的坡长(m); m 为坡长指数。根据 Liu 等^[27]的研究结果,坡长指数取值为:

$$\begin{aligned} m &= 0.2, & \theta < 0.5^{\circ} \\ m &= 0.3, & 0.5^{\circ} \leq \theta < 1.5^{\circ} \\ m &= 0.4, & 1.5^{\circ} \leq \theta < 3^{\circ} \\ m &= 0.5, & 3^{\circ} \leq \theta \end{aligned}$$

在该地形因子计算工具(2.0 版)中,坡长中断的规则为:

(1)当坡度变化大于某一阈值($\geq 5^{\circ}$ 为 0.7; $< 5^{\circ}$ 为 0.5),坡长中断,当前栅格坡长依赖于水流方向设

置 Δx , $1.207\Delta x$ 或 $1.414\Delta x$ (Δx 为栅格分辨率)。

(2) 当遇到沟道时, 由于 CSLE/USLE 不能预报沟道土壤侵蚀, 因此栅格的坡长发生中断, 当前栅格坡长设置 0。

本研究利用地形因子计算工具^[16], 分别计算沟道汇水面积阈值为 1 000, 1 500, 2 000, 2 500, 3 000, 5 000, 7 000, 9 000, 11 000, 13 000, 15 000 m^2 时 210 个小流域的地形因子、坡度和坡长值。

地形因子计算完成后, 将其结果输入地形因子分级统计软件中, 该程序将坡长分为 11 级 (即 <10 , $10\sim20$, $20\sim30$, $30\sim40$, $40\sim50$, $50\sim60$, $60\sim70$, $70\sim80$, $80\sim90$, $90\sim100$, ≥ 100 m), 统计不同坡长分级的面积占调查单元总面积的百分比。

运用土壤侵蚀计算程序 (SECP), 计算各小流域的土壤侵蚀模数 (A), 并评价其土壤侵蚀强度。其中, CSLE 方程中的降雨侵蚀力因子 (R)、土壤可蚀性因子 (K)、植物措施因子 (B)、工程措施因子 (E) 和耕作措施因子 (T) 均来源于第一次全国水利普查数据。该程序将 7 个因子值自动相乘获得土壤侵蚀模数值, 并将其分为 8 级 (即 <200 , $200\sim500$, $500\sim1\,000$, $1\,000\sim2\,500$, $2\,500\sim5\,000$, $5\,000\sim8\,000$, $8\,000\sim15\,000$, $>15\,000$ $\text{t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$), 统计不同侵蚀强度分级的面积占调查单元总面积的百分比。

我国水蚀地区通常根据土壤侵蚀模数将土壤侵蚀强度分为 6 级: 微度侵蚀 (<200 , <500 , $<1\,000$ $\text{t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$)、轻度侵蚀 ($200, 500, 1\,000\sim2\,500$ $\text{t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$)、中度侵蚀 ($2\,500\sim5\,000$ $\text{t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$)、强烈侵蚀 ($5\,000\sim8\,000$ $\text{t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$)、极强烈侵蚀 ($8\,000\sim15\,000$ $\text{t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$) 和剧烈侵蚀 ($>15\,000$ $\text{t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$)。根据水利部《土壤侵蚀分类分级标准》^[20], 北方土石山区和东北黑土区微度侵蚀级别为 $A<200$ $\text{t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$, 西北黄土高原区为 $A<1\,000$ $\text{t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$, 南方红壤丘陵区 and 西南土石山区 (包括西南紫色土区、西南山地区和西南岩溶区) 为 $A<500$ $\text{t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$, 土壤侵蚀模数低于此标准值的区域为无明显土壤侵蚀区域, 不统计在土壤侵蚀面积之内。

3 结果与分析

3.1 汇水面积阈值对坡长的影响

汇水面积阈值影响流域平均坡长。东北黑土区流域平均坡长随汇水面积阈值的增加先急剧增大, 当汇水面积阈值大于 5 000 m^2 后, 流域平均坡长随汇水面积阈值增大变化不显著。东北黑土区外的其他区域, 流域平均坡长随汇水面积阈值的增加先缓慢增大; 当汇水面积阈值大于 5 000 m^2 后, 流域平均坡长

随汇水面积阈值增大变化不显著。当汇水面积阈值由 1 000 m^2 增加到 15 000 m^2 时, 北方土石山区、西北黄土高原区、东北黑土区、南方红壤丘陵区、西南紫色土区、西南山地区和西南岩溶区的平均坡长分别增至汇水面积阈值为 1 000 m^2 时的 1.53, 1.47, 4.16, 1.95, 1.90, 1.69, 1.57 倍。可见汇水面积阈值对各典型区的平均坡长影响程度各不相同。东北黑土区平均坡长最长, 受汇水面积阈值的影响最大。西北黄土高原区流域平均坡长受阈值影响最小, 平均坡长也最短 (图 3)。

汇水面积阈值变化对坡长的分布也产生影响, 主要是对小于 10 m 的短坡长和大于 100 m 的长坡长影响较大 (图 3)。随着汇水面积阈值的增加, 各典型区流域短坡长的面积比例先急剧减小后趋于稳定。当汇水面积阈值由 1 000 m^2 增加到 15 000 m^2 时, 北方土石山区、西北黄土高原区、东北黑土区、南方红壤丘陵区、西南紫色土区、西南山地区和西南岩溶区短坡长的面积比例分别降至阈值为 1 000 m^2 时的 0.23, 0.19, 0.07, 0.26, 0.16, 0.19, 0.19 倍。长坡长的面积比例则先急剧增加后趋于稳定。当汇水面积阈值由 1 000 m^2 增加至 15 000 m^2 时, 北方土石山区、西北黄土高原区、东北黑土区、南方红壤丘陵区、西南紫色土区、西南山地区和西南岩溶区长坡长的面积比例分别增至阈值为 1 000 m^2 时的 3.36, 3.16, 4.64, 3.40, 3.65, 3.69, 3.47 倍。坡长为 10~100 m 的各分级面积比例受汇水面积阈值变化的影响不大。

当汇水面积阈值由 1 000 m^2 增加到 15 000 m^2 时, 不同分区短坡长和长坡长面积比例的变化各不相同。由此可以看出, 汇水面积阈值对短坡长和长坡长面积比例的影响程度在各分区存在差异。无论是短坡长还是长坡长, 汇水面积阈值对东北黑土区的影响程度最大。影响程度最小的区域对短坡长和长坡长略有不同, 短坡长是南方红壤丘陵区; 长坡长是西北黄土高原区 (图 3)。

汇水面积阈值对坡长计算产生影响是因为不同的汇水面积阈值会产生不同的沟道密度, 而沟道密度直接影响到坡长的计算。根据 Renard 等^[9]对坡长的定义, 坡长遇到沟道就中断, 同时 USLE/RUSLE 仅用于坡面土壤侵蚀量的预报, 不预报沟道土壤侵蚀。因此可认为在沟道中坡长为 0。当汇水面积阈值较小时, 提取的沟道密度大, 同时也导致坡面变成了沟道, 坡长就变成了 0。只有当提取的沟道密度与实际接近 (图 4), 坡长中断合理时, 计算的坡长结果才是合理的。

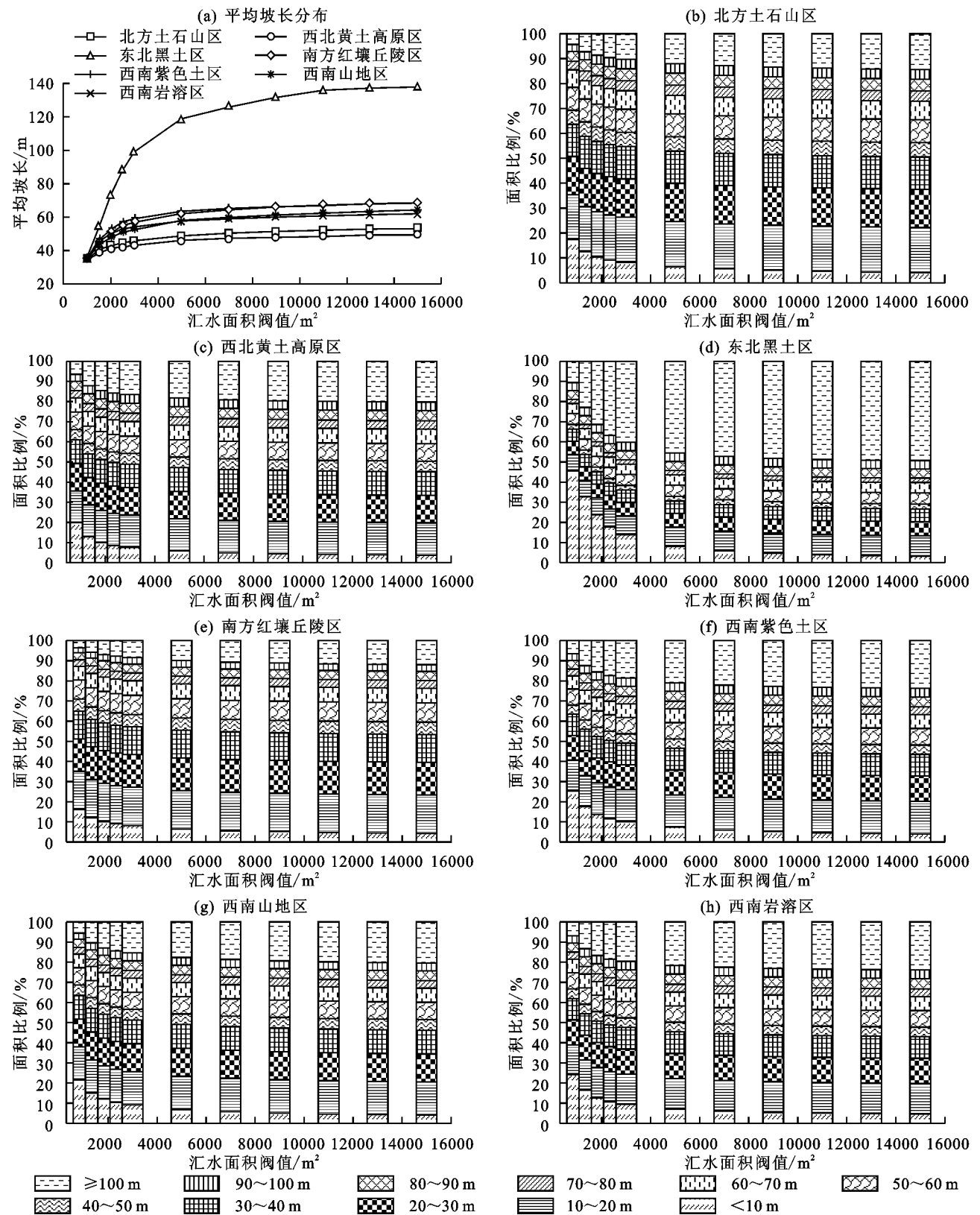


图 3 典型区平均坡长及坡长分级分布

3.2 汇水面积阈值对土壤侵蚀面积和土壤侵蚀强度的影响

汇水面积阈值对土壤侵蚀面积产生影响。随着汇水面积阈值的增加,土壤侵蚀面积先增加后逐渐趋于稳定(图 5)。受汇水面积阈值影响较大的范围主要集中在 1 000~5 000 m² 内,阈值超过 5 000 m² 时,土壤侵蚀

面积比例逐渐趋于稳定。当汇水面积阈值由 1 000 m² 增加到 15 000 m² 时,北方土石山区、西北黄土高原区、东北黑土区、南方红壤丘陵区、西南紫色土区、西南山地区 and 西南岩溶区的土壤侵蚀面积比例分别增至阈值为 1 000 m² 时的 1.20,1.30,1.85,1.43,1.37,1.77,1.44 倍(表 1)。可见,东北黑土区受汇水面积阈值的影响程度

最大,北方土石山区受影响最小。

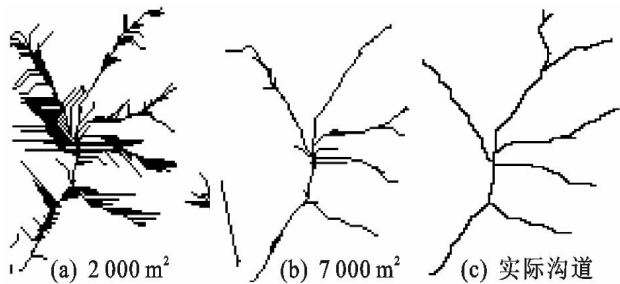


图 4 东北黑土区不同汇水面积阈值提取的沟道对比

由图 5 可知,各侵蚀强度级别的面积比例受汇水面积阈值影响。随着汇水面积阈值的增加,微度侵蚀的面积比例先急剧减小后趋于稳定;其余各侵蚀强度级别的面积比例先急剧增加后趋于稳定。各分区受汇水面积影响略有不同,在轻度侵蚀级别,西南山区受汇水面积取值影响最大,北方土石山区受的影响最小;在中度侵蚀级别,东北黑土区受汇水面积取值影响最大,西北黄土高原区受的影响最小(表 1),其他各级别也是如此。

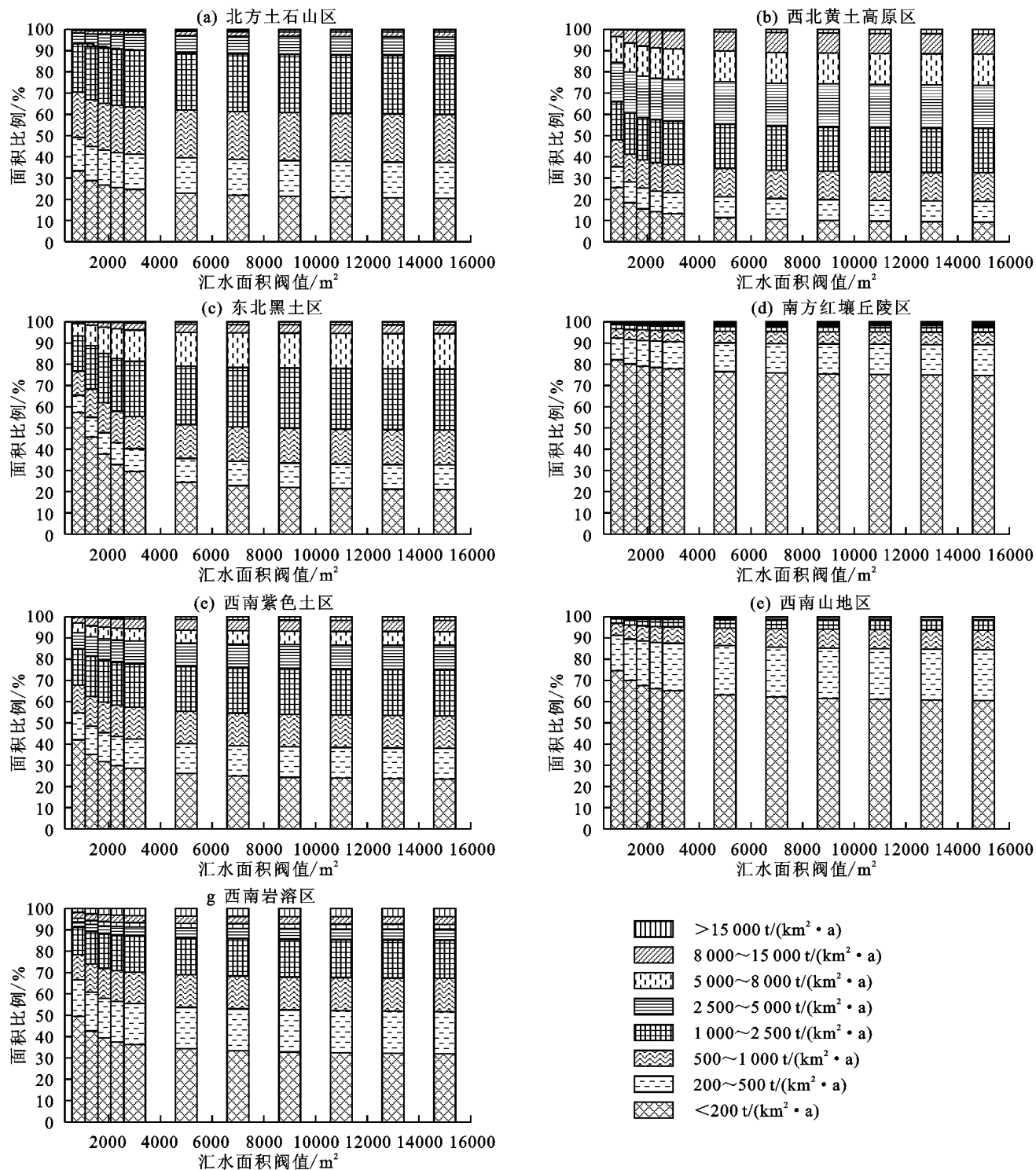


图 5 典型区土壤侵蚀强度分级

表 1 不同侵蚀强度及土壤侵蚀面积比

典型区	微度	轻度	中度	强烈	极强烈	剧烈	土壤侵蚀面积比例
北方土石山区	0.61	1.12	1.78	1.87	2.70	3.32	1.20
东北黑土区	0.37	1.58	2.79	6.40	15.71	—†	1.85
南方红壤丘陵区	0.96	1.42	1.43	1.12	3.08	—†	1.43
西南紫色土区	0.69	1.23	1.49	1.42	1.99	4.92	1.37
西南山地区	0.93	1.69	2.37	38.60	4.82	1.55	1.77
西南岩溶区	0.78	1.35	2.05	1.33	1.28	2.16	1.44
西北黄土高原区	0.68	1.16	1.11	1.20	2.90	13.25	1.30

注:土壤侵蚀面积比值计算方法为汇水面积阈值为 15 000 m² 与 1 000 m² 时的面积比例之比;—†表示汇水面积阈值为 1 000 m² 时的剧烈侵蚀面积比例为 0。

4 讨论与结论

本研究分析了汇水面积阈值对坡长提取的影响。当汇水面积阈值从 1 000 m² 到 1 500 m² 时,西北黄土高原区的坡长平均值变化率为 2.7%,该值略小于张宏鸣等^[28] 在黄土高原县南沟和韭园沟流域计算得到的坡长平均值变化率(3.9%~4.8%)。同时本研究得到的西北黄土高原区 30 个小流域坡长最大值也与张宏鸣等的结果存在差异,如本研究汇水面积阈值为 1 000,11 000 m² 时 30 个小流域的坡长最大值为 151,574 m,而张宏鸣等^[28] 汇水面积阈值为 1 000,10 000 m² 时计算得到的坡长最大值分别为 261,801 m。这些差异主要是由坡长提取算法的差异引起的。本研究与张宏鸣等^[28] 坡长算法的最大差异在于沟道坡长算法的不同。本研究认为 CSLE/USLE 不预报沟道土壤侵蚀,因此沟道中的坡长为 0,但张宏鸣等^[28] 沟道中坡长中断后,又被作为新坡长的起点,开始新坡长的累计。

以 CSLE 或 USLE 评价土壤侵蚀时,汇水面积阈值对坡长、土壤侵蚀面积和各侵蚀强度级别的面积比例影响较大。平均坡长、土壤侵蚀面积和轻度以上级别的侵蚀强度面积比例都随汇水面积阈值的增加先增加而后趋于稳定。短坡长和微度侵蚀面积比例随汇水面积阈值的增加逐渐减小并趋于稳定。

汇水面积阈值对各水蚀分区的影响程度不同。从平均坡长和土壤侵蚀面积来看,东北黑土区受汇水面积阈值的影响最大。受汇水面积阈值影响小的区域因评价指标的不同而存在差异。汇水面积阈值对坡长以及土壤侵蚀面积的影响是通过不合理的沟道提取来实现的,因此在进行土壤侵蚀定量评价时,合理地选择汇水面积阈值至关重要。

参考文献:

[1] 刘震.我国水土保持的目标与任务[J].中国水土保持科学,2003,1(4):1-5.
[2] 中华人民共和国水利部.第一次全国水利普查公报[M].北京:中国水利水电出版社,2013.

[3] Wischmeier W H, Smith D D. Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains: A guide for soil and water conservation planning [M]. Washington DC: Agriculture Handbook, 1978, 537.
[4] 李婷,张世熔,廖明辉,等.基于 3S 和 USLE 的沱江流域中游土壤侵蚀定量评价[J].水土保持研究,2011,18(1):24-27.
[5] 张有全,宫辉力,赵文吉,等.基于 GIS 和 USLE 的密云县土壤侵蚀评价及空间特征研究[J].水土保持研究,2007,14(3):358-362,364.
[6] 王文娟,张树文,李颖,等.基于 GIS 和 USLE 的三江平原土壤侵蚀定量评价[J].干旱区资源与环境,2008,22(9):112-117.
[7] Fistikoglu O, Harmancioglu N B. Integration of GIS with USLE in assessment of soil erosion [J]. Water Resources Management, 2002, 16(6): 447-467.
[8] Dabral P P, Baithuri N, Pandey A. Soil erosion assessment in a hilly catchment of North Eastern India using USLE, GIS and Remote Sensing [J]. Water Resources Management, 2008, 22(12): 1783-1798.
[9] Renard K G, Foster G R, Weesies G A, et al. Predicting rainfall erosion by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) [M]. Washington DC: Agriculture Handbook, 1997, 730.
[10] 刘宝元,郭索彦,李智广,等.中国水力侵蚀抽样调查[J].中国水土保持,2013(10):26-34.
[11] Liu B Y, Zhang K L, Xie Y. An empirical soil loss equation [C]//Proceedings 12th International Soil Conservation Organization Conference. Beijing: Tsinghua Press, 2002: 143-149.
[12] 陈晓安,蔡强国,郑明国,等.岔巴沟流域次暴雨坡面土壤侵蚀经验模型[J].地理科学进展,2011,30(3):325-329.
[13] 程琳,杨勤科,谢红霞,等.基于 GIS 和 CSLE 的陕西省土壤侵蚀定量评价方法研究[J].水土保持学报,2009,23(5):61-66.
[14] 王凯,夏燕秋,马金辉,等.基于 CSLE 和高分辨率航空影像的孤山川流域土壤侵蚀定量评价[J].水土保持研究,2015,22(1):26-32.

的增长存在坡度影响能力趋缓现象,当坡度达到一定程度,细沟输沙能力的增长速度会减缓。同时证明 Zhang 模型、ANSWERS 模型模拟崩积体坡面细沟水流输沙能力的模拟精度较弱,虽然 Wu 模型误差相对较低,但高于本试验模型。

参考文献:

- [1] 张光辉. 土壤分离能力测定的不确定性分析[J]. 水土保持学报, 2017, 31(2): 1-6.
- [2] 闫丽娟, 余新晓, 雷廷武, 等. 坡面流输沙能力与土壤可蚀性参数对细沟土壤侵蚀过程影响的有限元计算模型研究[J]. 土壤学报, 2009, 46(2): 192-200.
- [3] 王莎, 王占礼, 袁殷, 等. 黄土坡面细沟水流输沙能力变化特征[J]. 水土保持学报, 2012, 26(4): 104-107.
- [4] 赵宇, 陈晓燕, 米宏星, 等. 估算细沟含沙水流剥蚀率的改进方法[J]. 农业工程学报, 2014, 30(15): 174-181.
- [5] Zhang Q, Dong Y, Li F, et al. Estimation of the sediment transport capacity in eroding ephemeral gullies with a flume experiment method [J]. Catena, 2015, 9: 1-7.
- [6] Foster G R, Meyer L D. Transport of soil particles by shallow flow [J]. American Society of Association Executives, 1972, 51(5): 99-102.
- [7] Nearing M A, Foster G R, Lane L J, et al. A process-based soil erosion model for USDA-water erosion prediction project technology [J]. Transactions of the American Society of Association Executives, 1989, 32(5): 1587-1593.
- [8] Beasley D B, Huggins L F, Monke E J. Modeling sediment yields from agricultural watersheds [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 1982, 37(2): 113-117.
- [9] Zhang G H, Liu Y M, Han Y F, et al. Sediment transport and soil detachment on steep slopes: I. Transport capacity estimation [J]. Soil Science Society of America Journal, 2009, 73(4): 1291-1297.
- [10] 袁殷, 王占礼, 刘俊娥, 等. 黄土坡面细沟径流输沙过程试验研究[J]. 水土保持学报, 2010, 24(5): 88-91.
- [11] Mahmoodabadi M, Ghadiri H, Rose C, et al. Evaluation of GUEST and WEPP with a new approach for the determination of sediment transport capacity [J]. Journal of Hydrology, 2014, 513: 413-421.
- [12] Wu B, Wang Z, Shen N, et al. Modelling sediment transport capacity of rill flow for loess sediments on steep slopes [J]. Catena, 2016, 147: 453-462.
- [13] 郝福星, 黄炎和, 林金石, 等. 指纹法研究花岗岩区典型崩岗小流域悬浮泥沙来源[J]. 水土保持学报, 2017, 31(2): 45-49.
- [14] 蒋芳市, 黄炎和, 林金石, 等. 坡度和雨强对崩岗崩积体侵蚀泥沙颗粒特征的影响[J]. 土壤学报, 2014, 51(5): 974-982.
- [15] Wang Z, Yang X, Liu J, et al. Sediment transport capacity and its response to hydraulic parameters in experimental rill flow on steep slope [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2015, 70(1): 36-44.
- (上接第 67 页)
- [15] 俱战省, 文安邦, 严冬春, 等. 基于¹³⁷Cs、²¹⁰Pb 和 CSLE 的三峡库区小流域土壤侵蚀评估[J]. 水土保持学报, 2015, 29(3): 75-80.
- [16] 符素华, 刘宝元, 周贵云, 等. 坡长坡度因子计算工具[J]. 中国水土保持科学, 2015, 13(5): 105-110.
- [17] Fu S H, Cao L X, Liu B Y, et al. Effects of DEM grid size on predicting soil loss from small watersheds in China [J]. Environmental Earth Sciences, 2015, 73(5): 2141-2151.
- [18] Hickey R, Smith A, Jankowski P. Slope length calculations from a DEM within ARC/INFO grid [J]. Computers, Environment and Urban Systems, 1994, 18(5): 365-380.
- [19] Fu S H, Wu Z P, Liu B Y, et al. Comparison of the effects of the different methods for computing the slope length factor at a watershed scale [J]. International Soil and Water Conservation Research, 2013, 1(2): 64-71.
- [20] 中华人民共和国水利部水土保持司. 土壤侵蚀分类分级标准(SL 190—2007)[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2008.
- [21] 李秀彬, 马志尊, 姚孝友, 等. 北方土石山区水土流失现状与综合治理对策[J]. 中国水土保持科学, 2008, 6(1): 9-15.
- [22] 刘宝元, 阎百兴, 沈波, 等. 东北黑土区农地水土流失现状与综合治理对策[J]. 中国水土保持科学, 2008, 6(1): 1-8.
- [23] 刘宪春, 温美丽, 刘洪鹄. 东北黑土区水土流失及防治对策研究[J]. 水土保持研究, 2005, 12(2): 74-76, 79.
- [24] 尹忠东, 李余波, 刘伟泽. 西南紫色土区水土流失调控原理与范式[J]. 人民长江, 2009, 40(3): 25-26.
- [25] 凡非得, 王克林, 熊鹰, 等. 西南喀斯特区域水土流失敏感性评价及其空间分异特征[J]. 生态学报, 2011, 31(21): 6353-6362.
- [26] Foster G R, Wischmeier W H. Evaluating irregular slopes for soil loss prediction [J]. Transactions of the ASAE, 1974, 17(2): 305-309.
- [27] Liu B Y, Nearing M A, Risse L M. Slope gradient effects on soil loss for steep slopes [J]. Transactions of the ASAE, 1994, 37(6): 1835-1840.
- [28] 张宏鸣, 杨勤科, 王猛, 等. 沟道截断对分布式土壤侵蚀学坡长提取的影响[J]. 水利学报, 2017, 48(5): 568-575.