

再论土壤侵蚀的坡度界限

赵晓光 吴发启 刘秉正

(西北林学院 陕西杨陵 712100)

康绍忠

(西北农业大学 陕西杨陵 712100)

摘 要 通过理论推导了坡面径流能量方程, 实测雨滴击溅坡面土粒的最大向下迁移量、溅蚀总量等均发生在 30°以下; 又通过对不同坡度坡面土壤结构的测定分析, 发现随坡度变化, 土壤的粗颗粒含量、紧实度以及水分入渗速率及土壤团聚体的团聚结构、团聚度、分散度均发生较明显变化, 这些因素均可使坡面侵蚀量发生变化。据此分析得出, 土壤侵蚀的临界坡度不是一个定值, 是以上各因子相互作用的结果, 在黄土高原其值介于 21.4°~45°之间, 黄绵土的临界坡度约为 28°。

关键词 土壤侵蚀 临界坡度 黄土高原

The Critical Slope Degrees of Soil Erosion

Zhao Xiaoguang Wu Faqi Liu Bingzheng

(Northwestern Forestry College Yangling Shaanxi 712100)

Kang Shaozhong

(Northwestern Agricultural University Yangling Shaanxi 712100)

Abstract The energy equation of runoff in different slopes is showed here. The biggest slope degree (θ) is 45°. The actually maximum transport of soil grains and all splash capacity from rainsplash impact in downslope occurred in slope degrees below 30°. Results from soil structure in different slopes showed that as slopes varied the content of large soil grains, soil compaction, water infiltration, soil aggregation, aggregative degree and dispersity obviously changed. Factors above caused change of erosion. The critical slope degrees, which resulted in soil erosion, also changed. The slope degrees in loess plateau were between 21.4°~45° and the slope degree in loess soil was about 28°.

Key words soil erosion the critical slope degree loess plateau

在坡地土壤侵蚀研究中, 起初人们发现土壤侵蚀量随坡度的增大而增加, 土壤侵蚀量与坡度呈幂函数关系。随着研究的深入, 又发现当坡度超过一定界限时, 随坡度增大, 土壤侵蚀量反而减少, 于是对这个临界坡度的寻求就有了理论及实践上的意义。霍顿^[1] (Horton R. E)、伦纳^[2] (Renner F. G) 等在本世纪 40 年代对此开展了初步分析, 近年国内的陈法扬^[3]、曹文洪^[4] 又从理

论及实验上进行了研究, 理论上得出的临界坡度在 $41.4^{\circ} \sim 57^{\circ}$; 而实验观测得出值为 $25^{\circ} \sim 40.5^{\circ}$ 。对于这两个范围, 许多水保工作者存在一定疑虑: 一是理论值与实测值相差较大的原因何在? 哪些因素在起作用, 如何对理论加以改进并完善; 二是在实际工作中如何选择适宜的临界值。下面笔者从黄土高原角度来探讨这个问题。

1 从降雨侵蚀因子角度分析

在下垫面相同情况下, 降雨、地形是影响土壤侵蚀的最主要因子, 降雨对土壤侵蚀的作用, 表现在两个方面, 一是雨滴对土壤表面土粒的击溅作用, 引起土壤结构破坏及颗粒位置移动; 再则是径流对土壤表层的冲刷作用, 引起表层土壤结构的破坏及移动, 因此引起土壤侵蚀的能量来源有降雨雨滴的能量及径流的能量。

1.1 坡面径流能量方程

黄土高原属超渗产流为主的地区, 径流特征主要与降雨强度和土壤渗透能力有关, 某一时刻当降雨瞬间强度 (I) 大于土壤的瞬时渗透率 (f) 时, 就开始产流。假设降雨均匀, 此时, 完全平整的土壤表面上任一点的水层厚度为 $h = I - f$ 。设有一宽度为 B , 坡度为 θ 的坡面, 斜面长度为 L , 将其等分, 单位坡长为 Δx , 第 i 段水深为 $h_i = h \cos \theta$, 其径流能量即此段微小水体的势能, 如图 1 所示。

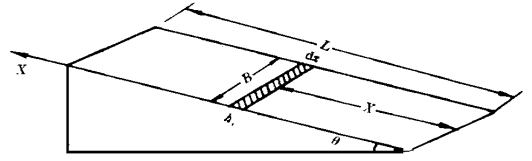


图 1 坡面径流示意图

则微小水体体积:

$$dv = B \cdot h_i \cdot dx \quad (1)$$

其位能为:

$$dE_j = dv \cdot \rho_g \cdot \sin \theta \quad (2)$$

若不考虑雨滴引起的径流扰动, 则将位能在整个坡面上积分, 即得到此刻整个坡面上的径流能量

$$E_j = \int_0^L dE_j \quad (3)$$

$$\begin{aligned} &= \int_0^L dv \cdot \rho_g \cdot x \sin \theta \\ &= \int_0^L B \cdot h_i \cdot dx \cdot \rho_g \cdot x \sin \theta \\ &= \int_0^L B \cdot \rho_g \cdot h_i \cdot \sin \theta \cdot x dx \\ &= \frac{\rho_g}{2} B L^2 \cdot h_i \sin \theta \end{aligned} \quad (4)$$

整个降雨过程中的径流能量 E_j 为 E_j 在时间上的积分, 即:

$$E_j = \int_0^t E_j dt \quad (5)$$

将 $h_i = h \cos \theta = (I - f) \cos \theta$ 代入, 则:

$$E_j = \frac{\rho_g}{4} B L^2 \sin 2 \theta \int_0^t (I - f) dt \quad (6)$$

= \frac{\rho g}{4}BL^2\sin2\theta\cdot P_h

式中: $P_h = \int_0^t (I - f) dt$ 为净雨量, 其值等于坡面上形成的径流深; E_j ——单位面积上的径流能量(J/m^2); ρ ——水体密度(kg/m^3); g ——当地重力加速度(m/s^2); L ——斜坡长度(m); θ ——坡度($^\circ$); P_h ——净雨量(m)。

在其它条件一定情况下, 土壤侵蚀量的大小与径流能量 E_j 成正比, 因此, 使 E_j 值最大的坡面角度 θ 即构成土壤侵蚀的临界坡度, 从式 (6) 可知 $\theta_{max} = 45^\circ$ 。

1.2 雨滴击溅

降雨能量的大小取决于雨强、雨量及风力大小, 其值与地表坡度无关, 但地表坡度的大小影响到雨滴的击溅效果。

雨滴击溅在坡面上作用的效果一是使坡面径流产生扰动, 可引起径流携沙能力的增强, 但据吴普特等人的研究, 此时坡面径流仍属层流范围^[5], 故增强幅度有限。雨滴另一个作用是因击溅引起坡面土粒向上、向下输移, 导致侵蚀量的增加。江忠善等在陕北安塞水土保持试验站原状黄绵土小区上进行的观测表明^[6], 随坡度的增加, 向上坡的溅蚀量保持减小趋势; 而向下坡的溅蚀量开始时随坡度增大而增大, 达到一定坡度后反而随着坡度增大而减小。经 53 次自然降雨平均溅蚀量的统计分析, 向下坡溅蚀量的转折临界坡度为 26.3° ; 溅蚀净搬运量的转折临界坡度为 30° ; 总溅蚀量的临界坡度为 21.4° ; 如果单从溅蚀的角度讲, 黄绵土的侵蚀临界坡度应小于 30° 。

2 从土壤结构分析

2.1 土壤颗粒组成的变化

从黄土高原南部淳化县泥河沟流域不同坡度 0~ 20 cm 土层剖面的颗粒组成变化可以看出 (表 1), 随坡度增大, 土壤中大粒径的砂、粉砂含量增加, 小粒径的粉土、粗黏土、黏土含量减小。说明随坡度增大, 具有相同能量的径流对松散颗粒的搬运难度增大, 输移能力降低。

| 表 1 坡耕地 0~ 20 cm 土壤剖面颗粒组成 (黄壤土) | | | | | % |
|---------------------------------|----------------|--------------------|---------------------|-----------------------|-----------------|
| 坡度 ($^\circ$) | > 0.05mm 砂粒 | 0.05~ 0.01mm 粉砂 | 0.01~ 0.005mm 粉土 | 0.005~ 0.001mm 粗黏土 | < 0.001mm 黏土 |
| 5 | 10.35 | 40.39 | 17.88 | 25.74 | 5.64 |
| 10 | 12.72 | 45.54 | 15.44 | 21.12 | 5.14 |
| 20 | 16.69 | 48.42 | 13.82 | 20.74 | 5.44 |
| 25 | 19.01 | 47.49 | 10.34 | 19.43 | 3.71 |

2.2 土壤紧实度

经 1998 年春季测定泥河沟流域耕地 0~ 20 cm 剖面土壤紧实度, 发现随坡度增大, 土壤紧实度增大, 抵抗径流剪切破坏能力增强^[7]。

| 表 2 坡耕地 0~ 20 cm 剖面土壤紧实度 | | | | | | |
|--------------------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|-------------|
| 坡度 | 0 $^\circ$ | 5 $^\circ$ | 8 $^\circ$ | 16 $^\circ$ | 20 $^\circ$ | 23 $^\circ$ |
| 紧实度/ $kg\cdot cm^{-2}$ | 0.62 | 0.73 | 0.72 | 0.75 | 0.87 | 0.81 |

2.3 土壤入渗率

土壤水分运动过程中, 土层内湿土与干土之间有一明显的移动界面, 这个界面称之为湿润锋面, 湿润锋面的速率可反映水分入渗速率的快慢。用双环法结合中子水分测定仪测定的泥河沟流域不同坡度农耕地土层湿润锋的运动见图 2。

从图 2 可以看出, 坡度对入渗速率影响甚大, 表现为随坡度增大, 竖直方向入渗速率呈减小趋势, 4 h 后, 25° 的坡面土层入渗率仅为 0 时的 1/4。入渗率的减小使得土壤水分含量变化速率减慢, 增强了土壤的抗剪切能力^[7]。

2 4 土壤团聚体

泥河沟流域不同坡度农耕地表层土壤团聚状况、团聚度、分散率经测定^[8]其结果见表 3。

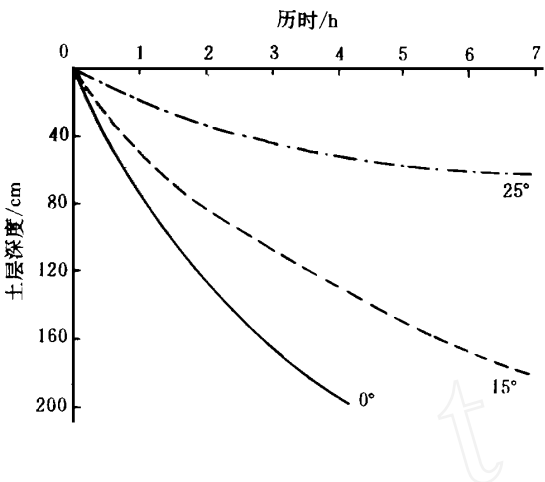


图 2 不同坡度坡面土壤湿润锋随时间变化曲线

表 3 土壤团聚体有关指标测定结果(0~ 20 cm)

| 坡 度 | 3 ° | 5 ° | 8 ° | 10 ° | 12 ° | 15 ° | 20 ° | 25 ° |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 团聚状况 | 17. 13 | 21. 31 | 27. 71 | 13. 91 | 32. 17 | 27. 51 | 20. 36 | 28. 35 |
| 团聚度/% | 70. 09 | 82. 50 | 91. 57 | 42. 53 | 84. 39 | 71. 66 | 91. 59 | 81. 98 |
| 分散率/% | 81. 52 | 77. 68 | 71. 56 | 82. 87 | 65. 79 | 69. 13 | 79. 25 | 69. 77 |

从表 3 可看出, 随坡度增大, 土壤团聚体的团聚状况、团聚度呈增大趋势, 分散率呈减小趋势。说明随坡度增大, 土壤中易蚀团聚体损失量增加, 土壤逐渐变得不易被侵蚀。

3 实验观测

1985~ 1989 年, 陕北安塞水土保持试验站在土壤径流场进行了 5 年天然降雨观测^[9], 平均土壤侵蚀量随坡度、降雨的变化见表 4。

表 4 不同雨强条件下各级坡度的平均侵蚀量统计(黄绵土)

| 最大 30 m in 雨强 <i>I</i> ₃₀ (mm /m in) | | 观测次数 | 5 ° | 10 ° | 15 ° | 20 ° | 25 ° | 28 ° |
|--|----|------------------------------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|
| < 0.25 | 23 | 侵蚀量/ t · km ⁻² | 11.7 | 28.8 | 51.1 | 62.3 | 82.6 | 68.6 |
| | | 增幅/% | | 146.2 | 78.5 | 21.2 | 32.58 | - 16.9 |
| 0.25~ 0.50 | 9 | 侵蚀量/ t · km ⁻² | 143.6 | 302.6 | 497.9 | 649.2 | 817.9 | 844.2 |
| | | 增幅/% | | 110.7 | 64.5 | 30.4 | 25.9 | 3.2 |
| 0.50~ 0.75 | 3 | 侵蚀量/ t · km ⁻² | 344.4 | 658.2 | 1720.3 | 1767.3 | 2317.5 | 2417.9 |
| | | 增幅/% | | 91.1 | 161.4 | 2.7 | 31.1 | 4.3 |
| > 0.75 | 4 | 侵蚀量/ t · km ⁻² | 1265.8 | 4186.8 | 6985.6 | 9763.6 | 13318.1 | 13480.0 |
| | | 增幅/% | | 230.8 | 66.8 | 39.8 | 36.4 | 1.2 |
| | | 平均增幅/% | | 144.7 | 92.8 | 23.5 | 31.5 | - 2.05 |

从表 4 明显看出, 在各种雨强情形下, 均存在随坡度增大, 侵蚀量增幅减小的趋势, 在 25~ 28° 已呈较稳定之势。可见黄绵土的临界坡度, 在 25~ 28° 之间, 且接近 28°。

4 讨 论

在土壤质地均一不变的情况下,若不考虑击溅的作用,则黄土区土壤侵蚀的临界坡度为 45° ;但由于雨滴击溅引起土粒下移,并为径流提供了易搬运松散土粒,有利于泥沙输移,其击溅量最大的角度小于 30° ;故考虑降雨因子共同作用,其土壤侵蚀的临界坡度应大于 21.4° 而小于 45° 。其值取决于降雨特征(雨强、雨滴大小、历时、雨量)与风力影响。

由于自然界长期的侵蚀作用,不同坡度坡面的土壤结构发生了一系列变化,表现为随坡度增大,土壤粗颗粒含量增多,紧实率增大,下渗率减小,这些因素都不利于径流对土壤的剪切破坏及搬运;同时,随坡度增大表层土壤中剩余团聚体的团聚状况、团聚度呈增大的趋势,分散率呈减小趋势,使得土壤中剩余团聚体抗侵蚀性增强。这些土壤结构的变化,也使得土壤侵蚀临界坡度应小于 45° 。但随着下渗率减小,地表径流量增大,增加了径流能量,从这个角度讲,似乎临界坡度又应大于 45° 。

从以上分析可以得出结论:土壤临界坡度不是一个定值,它随着土壤结构及降雨因子的变化应有一定的变化幅度,其值取决于降雨、土壤结构等影响因子之间的相互叠加及抵消。侵蚀作用愈强,以黄土为母质形成的土壤表层易侵蚀颗粒及结构的损失就愈大,表现为随坡度增大,土壤抗径流剪切及搬运能力增强,故将土壤视为均一不变因子而推导出的理论值偏大。从理论分析及实测结果来看,黄土高原土壤侵蚀的临界坡度在 $21.4^{\circ}\sim 45^{\circ}$ 之间,黄绵土约为 28° 。

参考文献

- 1 Horton R. E. Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins, Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology. Geol Soc Amer Bull, 1945, 56(3)
- 2 Renner F. G., Conditions Influencing Erosion of the Boise River Watershed. V. S Dept Agric Tech Bull, 528, 1936
- 3 陈法扬. 不同坡度对土壤冲刷量影响试验. 中国水土保持, 1995(2)
- 4 曹文洪. 土壤侵蚀的坡度界限研究. 水土保持通报, 1993, 13(4): 1~5
- 5 吴普特, 周佩华. 坡面薄层水流流动型态与侵蚀搬运方式的研究. 水土保持学报, 1992, 6(1): 20~24
- 6 江忠善, 刘志. 降雨因素和坡度对溅蚀影响的研究. 水土保持学报, 1989, 3(2): 29~35
- 7 黄国俊, 蒋定生, 范兴科等. 水土保持工程中浅层黄土抗剪强度分区. 水土保持学报, 1989, 3(4): 67~73
- 8 [日]三好洋原宽著. 土壤物理性质与土壤诊断. 周顺行, 毛礼钟译. 北京: 农业出版社, 1986
- 9 江忠善, 贾志伟, 刘志. 降雨和地形因素与坡地水土流失关系的研究. 中国科学院资料环境科学局主编. 黄土高原小流域综合治理与发展. 北京: 科学技术文献出版社, 1992, 300~309