

紫色土丘陵区典型坡地产流及产沙模拟试验研究

辛伟^{1,2}, 朱波², 唐家良², 罗专溪², 刘益军¹, 史东梅¹

(1. 西南大学 资源环境学院, 重庆 400715;

2. 中国科学院 水利部 成都山地灾害与环境研究所, 四川 成都 610041)

摘要: 应用人工模拟降雨实验,对紫色土丘陵区坡地产流及产沙特征进行了研究。(1) 地表径流初始产流时间随着雨强和坡度的增加而加快,在 0.7~9.5 min 之间变化;壤中流初始产流时间变化复杂,在 2.6~46.4 min 之间变化,雨强是影响低坡度壤中流初始产流时间的主要因子;(2) 地表径流累积量与雨强、坡度均成正比关系,壤中流累积量随着坡度和雨强的增大呈现出减小趋势;(3) 地表径流雨后消退迅速,退水常数 k (Barnes 法) 值为 0.41~0.66,壤中流消退缓慢,退水常数为 0.91~0.99;(4) 同一降雨历时下,相对坡度而言,雨强是决定产沙量的主要因子,产沙量在 23.4~972.3 g/(m²·h) 之间变化;在同一雨强下,产沙量随着坡度的增大而增加。就紫色土坡地而言,改良耕作制度和耕作措施,实施因地制宜的水保措施,提高坡地土壤入渗率和持水量,使降雨径流以壤中流形式产生,能更有效地防治水土流失。

关键词: 人工降雨; 地表径流; 壤中流; 径流消退; 侵蚀

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2008)02-0031-05

中图分类号: S157.1

Simulation Study of Characteristics of Runoff and Sediment Yield in the Hill Area with Purple Soils

XIN Wei^{1,2}, ZHU Bo¹, TANG Jia-liang², LUO Zhuan-xi², LIU Yi-jun¹, SHI Dong-mei¹

(1. School of Resources and Environment, Southwest University, Chongqing 400715, China;

2. Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu, Sichuan 610041, China)

Abstract: Based on simulated rainfall experiments, the characteristics of runoff and sediment yield were studied on purple soils in the hilly area of Sichuan Basin. Results showed that the time lag of surface runoff increased with increased rainfall intensity and slope gradient and it ranged from 0.7 to 9.5 min. The time lag of subsurface flow ranged from 2.6 to 46.4 min. Rainfall intensity was the most important factor influencing subsurface flow. The cumulated amount of surface runoff increased with rainfall intensity and slope gradient, while the subsurface flow amount decreased with rainfall intensity and slope gradient. Surface runoff receded rapidly and the recession coefficient (k) ranged from 0.41 to 0.66. However, the subsurface flow receded slowly with k ranging from 0.91 to 0.99. Rainfall intensity was the key factor of sediment yield for the same rainfall duration and sediment yield varied from 23.4 to 972.3 g/(m²·h) with increased rainfall intensity. Sediment yield increased with increased slope gradient for the same rainfall intensity.

Keywords: simulated rainfall; surface runoff; soil water flow; runoff recession; soil erosion

紫色土是一种高侵蚀性岩性土,集中分布于长江中上游地区^[1]。近年来,受长江流域频繁暴雨发生及其不合理土地垦殖等因子的驱动,四川盆地丘陵区紫色土坡地水土流失严重^[2],年流失表土 $3.77 \times 10^8 \text{ t}$ ^[3];川中丘陵区又是水土流失最严重的地区,其流失面积和土壤侵蚀量分别占 21.2%,24%^[4]。径

流是泥沙输移的主要原动力,因此研究坡面径流产生和消退过程是十分必要的,对保护紫色土区域水土资源和生态环境具有重大意义。研究者们从耕作制度^[5-6]、地表和壤中流特征^[7-8]、土地利用变化^[9]影响等方面对川中丘陵区坡面水土流失机理进行了部分研究,但对于径流消退过程则未进行充分考虑,缺

收稿日期:2007-10-16

修回日期:2007-11-26

资助项目:中国科学院西部行动计划项目“三峡库区水土流失与面源污染控制试验示范”

作者简介:辛伟(1980—),男(汉族),甘肃省靖远县人,硕士研究生,主要研究方向为水土保持。E-mail: xinwei828328@126.com。

通讯作者:朱波(1966—),男(汉族),四川省仁寿县,博士、研究员,主要从事农业生态学、土壤学、环境地球化学等方面的研究。E-mail: bzhu@imde.ac.cn。

乏产流后期径流累积规律和总量计算的研究,同时也缺乏径流产生和消退过程中的泥沙运移数据。为此,本研究运用人工模拟降雨可变坡土槽,同时依据区域历年降雨统计资料,设置不同坡度、雨强,研究紫色土丘陵区薄层坡地水土流失的径流泥沙过程,可为区域水土资源合理利用及生态环境建设提供科学依据。

1 研究区域和方法

1.1 研究区概况

试验地点位于川中丘陵北部的中国科学院盐亭紫色土农业生态试验站(105°27' E, 31°16' N),该区域地形为中深丘,海拔 400~600 m,坡地为低坡度的多级梯地,坡地坡度在 5°~15°,土层厚约 40~60 cm,基岩为紫色泥岩、砂岩互层。川中丘陵区属亚热带湿润季风气候,试验站 10 a 平均降雨量 825 mm 左右,年均温度 17.3℃,年内降水量分配不均^[9]。

1.2 试验器材与方法

模拟降雨试验在盐亭站人工降雨试验场进行,采用美国 Norton 摇摆式野外人工降雨模拟装置,降雨高度为 2.7 m,降雨历时为 1~2 h,试验采用 5 种雨强 19.62,37.42,53.95,74.02,111.69 mm/h,均为当地常见降雨类型,最大雨强为 10 a 一遇。试验小区为可变坡土槽,坡度为 5°,10°,15°,在人工模拟降

雨可变坡土槽中进行,小区面积 4.5 m × 1.5 m(投影面积)。

小区坡脚地表处外接与小区水平端线成 5°斜度的等腰梯形金属汇流槽(下底 150 cm,上底 10 cm,高 50 cm,两水平间距 10 cm),汇流槽紧靠小区下端边界,并连接长为 30 cm,直径为 10 cm 的导水管,将汇流槽的径流导入径流桶,从而收集地表径流和泥沙;小区坡脚地表以下 40 cm 深处设置壤中流汇流槽,用于收集 40 cm 土层厚度内的壤中流,其设置基本与地表汇流槽相同,沿槽内侧(靠土一侧)插入尼龙网,使壤中流过滤后流到长 20 cm,直径 7 cm 的导水管,收集径流于壤中流径流收集桶。模拟实验进行中用帆布挡风,供试水为自来水。

供试土壤取自当地典型坡地耕作土壤,质地为中壤,容重为 1.39 g/cm³,毛管孔隙度为 38.5%~51.7%,非毛管孔隙度为 12.0%,有机质为 8.75 g/kg。供试作物为玉米,处于抽雄期,采用常规种植方式,每次降雨前测定玉米生物性状,试验期内玉米高为 135~185 cm,叶长 37~87 cm,叶宽 2.9~11.9 cm,有效叶数 6~11 片,植被覆盖度约 70%。土壤含水量用 TDR 预埋探头测定,以控制每次模拟降雨前先以 19.62 mm/h 的雨强降雨 5~10 min,使土壤含水量大体保持一致(表 1)。

表 1 不同降雨场次土壤 0—10 cm 和 40 cm 前期含水量

雨强/ (mm · h ⁻¹)	5°小区		10°小区		15°小区	
	0—10 cm	40 cm	0—10 cm	40 cm	0—10 cm	40 cm
19.62	38.7	27.9	37.0	28.8	35.5	28.5
37.42	36.9	27.0	35.7	28.3	35.6	28.9
53.95	36.1	28.0	35.7	28.2	34.8	28.2
74.02	38.6	29.3	35.9	28.3	35.9	28.9
111.69	35.4	28.2	35.8	28.4	36.1	29.1

降雨开始后,记录地表径流和壤中流出流时间。由于地表径流前期流量相对较小,为确保前期产流径流量的准确性,前 15 min 采样间隔为 1~2 min,采用 2 个 100 ml 量筒互换采样,随着径流量的增大,采样间隔 3~5 min,用 500 ml 量筒采样,每次采 400 ml 左右的样品,并转入容量为 500 ml 的聚乙烯瓶,盖紧待含沙量测定,同时记录采样体积、采样时间和采样历时及所对应瓶号;在流量增大时,定时量测径流桶径流水位,直至壤中流流量趋于稳定时停止模拟降雨;全程监测地表径流产生及其消退过程。降雨停止后,地表径流在 2.1~5.2 min 内迅速消退,收集地表径流尾流。壤中流采样同地表径流采样过程,考虑壤

中流滞后性和消退缓慢的特点,用径流桶测其总体积,并记录结束时间。

2 结果与讨论

2.1 雨强、坡度对径流特征的影响

2.1.1 雨强、坡度对地表径流初始产流时间的影响

暴雨初期,雨水主要消耗于土面浸润和地表土层大空隙的填充,所以从降雨开始至地表径流产生有一个明显的滞后时间(0.7~9.5 min),即初始产流时间,也叫初损历时^[10]。本研究中地表径流初始产流时间的变化为:不同坡度处理下初始产流时间随雨强的增加而减小,5°坡度变化最为明显;雨强 > 53.95 mm/h

时,不同坡度下的初始产流时间趋于稳定,在 0.7 ~ 1.17 min 之间变化,这表明在土壤表层前期含水量和植被覆盖度基本一致条件下,53.95 mm/h 雨强是低坡度坡地产流的特征点,大于此强度的降雨汇流迅速,产流时间上没有明显差异,这是由于此时土壤层次间水力传导度的差异,地表径流产流方式主要以超渗产流为主,优先流的产生^[11-12]并不能改变土壤表面的汇流速度。当雨强 < 53.95 mm/h 时,坡度是影响紫色土坡地初始产流时间的主导因子。

对 5°~15° 坡度下的雨强和初始产流时间进行函数拟合可得,同坡度的雨强和初始产流时间大致呈幂函数曲线关系,且随坡度增大拟合精度越高。关系式如下

- (1) 5° 坡地: $t_p = 562.97i - 1.4678$
($R = 0.8991, p = 0.038, n = 5$);
- (2) 10° 坡地: $t_p = 11.26i - 0.6152$
($R = 0.9222, p = 0.026, n = 5$);
- (3) 15° 坡地: $t_p = 23.48i - 0.7366$
($R = 0.9760, p = 0.004, n = 5$)

式中: t_p ——初始产流时间; i ——雨强。

2.1.2 雨强、坡度对壤中流初始产流时间的影响
壤中流作为降雨在土壤中再分配的一个重要水分循环环节,对整个流域径流产生及洪水预报都有重要的作用。研究表明,5° 坡度时,壤中流初始产流时间随雨强的增加先减小后缓慢增大,雨强为 53.95 mm/h 时初始产流时间最小,为 6.3 min; 10° 坡度时,随着雨强的增大,壤中流初始产流时间是先减小后增大直至趋于稳定,雨强为 37.42 mm/h 时初始产流时间最小,为 8.8 min; 15° 坡度时,不同雨强处理下壤中流产流时间在 25 min 左右变化,这表明在 15° 及以上的坡地中,雨强对壤中流的起始产流时间影响不大,这与徐佩等人研究结果一致^[7]。在不受土壤含水量、植物覆盖度等因子影响的情况下,5° 坡地上雨强是影响坡地壤中流产流起始时间的重要因子。

雨强 53.95 mm/h 时,5° 坡地壤中流产流时间最快,平均为 12.2 min,说明较高覆盖度和大雨强条件下,紫色土丘陵区低坡度土壤入渗速率最快。雨强 < 53.95 mm/h 时,10° 坡地壤中流的起始产流时间相对较快,平均为 9.7 min。坡度为 5°,雨强为 19.62, 37.42 mm/h 时,起始产流时间较长,这是由于这两场降雨为第 1, 2 次降雨,土槽内土壤结构存在一定空隙,增大了小区土壤水库容所致。

坡面上水分入渗主要受重力和土壤基质势的共同作用,随着坡度的增大,垂直面的压力减小,因此水

体更易沿着坡面移动,使水分进入土壤的机会减少,导致入渗速率的减小,产流历时滞后;在大雨强低坡度条件下,由于受重力作用的雨滴打击地表时,对入渗水体产生的冲击力,对土壤入渗起着重要作用,不仅可以加大入渗水流的速率,也可以使部分静止的毛管水加入到入渗水流中,故随雨强的增大,土壤入渗率增大^[10],使低坡度壤中流初始产流时间早于较大坡度壤中流的初始产流时间。

2.1.3 不同坡度、雨强下的径流过程线 5°, 10°, 15° 坡度所对应雨强 19.62 mm/h (小雨强,降雨历时 95 min), 53.95 mm/h (中雨强,降雨历时 114 min), 111.69 mm/h (大雨强,降雨历时 100 min) 的地表径流过程曲线(图 1)和壤中流过程曲线(图 2)来分析,在近 2 h 的降雨过程中地表径流涨落迅速,坡度雨强大则涨幅大,流量大;壤中流涨落缓慢,呈单峰对称型。从图 1 可知,降雨产流初期,15° 坡度大雨强地表径流量涨幅最大,由 1.34 L/min 涨到 5.03 L/min, 10° 坡度中雨强次之,由 0.91 L/min 变为 2.96 L/min, 5° 小雨强相对涨幅较小,由 0.14 L/min 增至 0.24 L/min; 随降雨历时加长,大、中雨强的地表径流量趋于稳定,分别为 5.24 L/min, 3.20 L/min, 小雨强地表径流量缓慢增大,趋于稳定径流流量,为 0.33 L/min。

从图 2 可知:5° 坡度小雨强下产生壤中流更充分,最大流量为 0.49 L/min; 且在一场降雨中壤中流和地表径流相互依存,互为补充; 一定坡度和雨强有机结合促使壤中流较早产流,但产流早并不意味着其产流量大,如 10° 坡度中雨强初始产流时间为 13.5 min, 比 5° 坡度小雨强, 15° 坡度大雨强初始产流时间提前 3.4 和 2.1 倍,但初始径流量仅是 5° 坡度小雨强, 15° 坡度大雨强的 0.23 和 0.33 倍; 这可能是土壤干旱破裂,局部产生优先流所致。

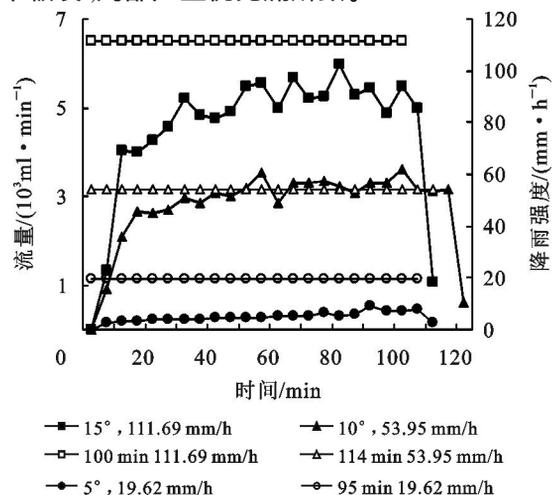


图 1 试验区地表径流过程曲线

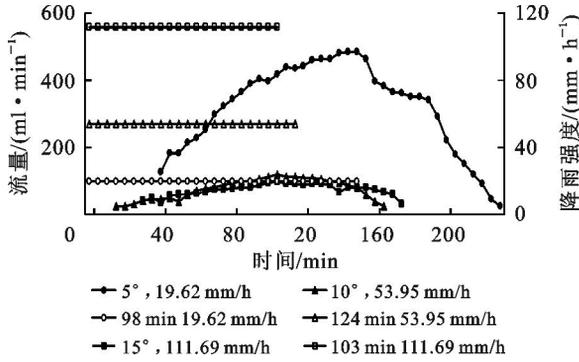


图 2 壤中流过程曲线

以 5°, 10°, 15° 坡度所对应雨强 19.62 mm/h (小雨强)、53.95 mm/h (中雨强)、111.69 mm/h (大雨强) 的径流累积体积的过程曲线(图 3 - 4) 来分析, 随着降雨历时的增加, 径流累积体积逐渐增大; 地表径流累积体积随雨强和坡度增大而增加, 累积曲线两点之间的斜率表示该时间段内流量(地表径流) 或者入渗量(壤中流) 的大小; 壤中流累积体积随着坡度和雨强的增大反而减小, 这表明低坡度, 小雨强更有利于水分入渗和壤中流形成。从图 4 坡度为 10°, 雨强为 53.95 mm/h 曲线可以得知, 在一定降雨时间段内, 壤中流先形成并不代表入渗量大, 与上述原因一致。

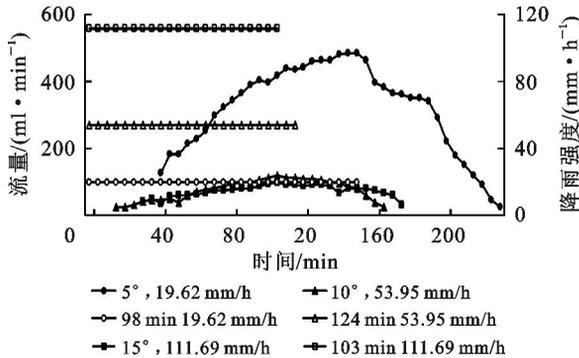


图 3 降雨历时和地表径流累积体积曲线

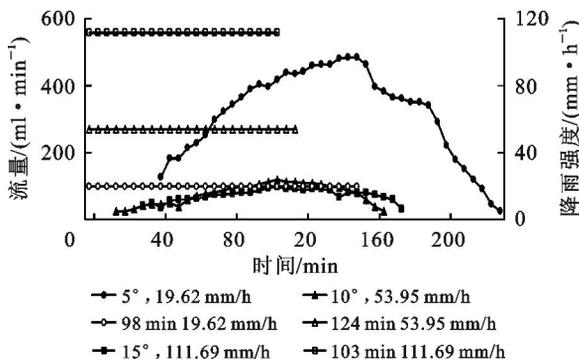


图 4 降雨历时和壤中流累积体积曲线

2.1.4 雨强、坡度对径流消退的影响 退水过程是指在很少或无降雨条件时期内连续的排水和消退, 退水过程也是水文过程的重要组成部分^[11]。从图 1 和

图 2 可知, 地表径流和壤中流的消退过程截然不同, 当降雨停止后, 地表径流在 3~4 min 迅速衰退; 同地表径流相比, 壤中流消退是一个漫长的过程(16~24 h); 在 5° 坡度, 雨强为 15.62 mm/h 时, 壤中流消退趋势起初快速减小, 随着时间的延续, 减小趋势趋于缓和; 随着坡度和雨强的增大, 壤中流消退趋势缓慢, 如 10° 中雨强和 15° 大雨强。尾流量是指降雨停止后且径流回落过程所产生的量。从不同坡度、雨强影响下的地表径流尾流量(表 2) 和地表径流尾流消退时间可知, 地表径流尾流量随雨强的增大而增加, 地表径流消退时间在坡度为 5° 和 15° 的时候, 随雨强增大逐渐增大, 其消退时间分别在 2.1~5.2 min 和 2.9~4.4 min 之间变化; 坡度为 10° 时, 雨强对其尾流消退时间影响不明显, 平均 3.9 min。

表 2 不同坡度、雨强下地表径流尾流量

强度/ (mm·h ⁻¹)	各坡度尾流消退总量/mm		
	5°	10°	15°
19.62	0.06	0.20	0.16
37.42	0.16	0.40	0.32
53.95	0.36	0.41	0.42
74.02	0.49	0.50	0.51
111.69	0.64	0.73	0.68

径流消退慢快是反映区域水土保持良好与否的一个指标, 采用 Barnes^[13] 的方法对退水过程进行分析, 获取退水常数 k , k 值越小, 径流消退越快, 反之, 径流消退很缓慢。 k 值计算关系式为

$$Q_t = Q_0 e^{-kT} = Q_0 k^t$$

式中: Q_t , Q_0 ——分别为 t 和 0 时刻的流量; T ——地下水蓄水量的循环周期; k ——指定时段内的退水常数, 为 0~1 之间的值。

本研究结果表明, 川中丘陵区坡地的地表径流的退水常数 k 变幅较大, 值较小, 为 0.41~0.66, 说明坡度和雨强对地表径流消退时间有较大影响, 且消退速度较快。壤中流的 k 值变幅很小, 为 0.91~0.99, 说明坡度和雨强对壤中流尾流消退时间影响较小, 且消退较为缓慢。这与试验退水过程相吻合。

2.2 雨强、坡度对坡面产沙的影响

在植被覆盖度变化不大的情况下, 雨强、坡度、降雨历时是影响能否产沙和产沙量的重要因子。本试验总产沙量包含相同降雨历时产沙量和尾流产沙量。

以 5°, 10°, 15° 坡度所对应雨强 19.62 mm/h (小雨强)、53.95 mm/h (中雨强)、111.69 mm/h (大雨强) 的泥沙含量过程曲线(见图 5) 来分析, 径流含沙

量随着坡度和雨强的增大而增大,10°中雨强和15°大雨强的径流含沙量均大于5°小雨强的径流含沙量,5°,10°,15°坡度平均径流含沙量分别为:3.9,16.6,22.7 g/L。从图5可知,产流初期径流含沙量在很短的时间内突涨突落,15°表现最为明显,10°次之。这是因为降雨初期土壤表层受到雨滴的动能作用,导致土粒分散,增加水流紊动,薄层径流水流含沙量增大;随着土壤表面径流深增加,水层的消能作用,使径流含沙量减小并保持于一稳定值。

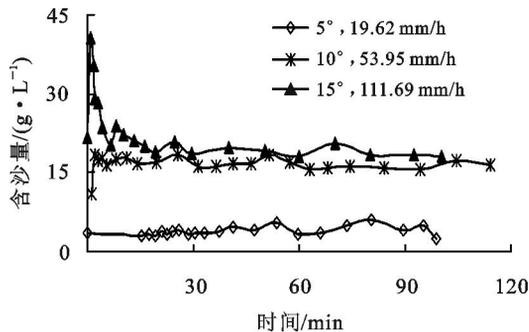


图5 沙量过程变化曲线

从不同坡度下雨强与产沙量的关系曲线(图6)可知,5°坡度时,雨强由19.62 mm/h变为37.42 mm/h时,产沙量增加了24 g/m²,当雨强增大至53.95 mm/h时产沙量迅速增加,53.95,74.02,111.69 mm/h雨强下的产沙量分别是37.42 mm/h雨强的4.8,8.0,18.7倍,对应产沙量为177.9,316.9,和771.5 g/(m²·h)。10°,15°坡度的产沙量在19.62~74.02 mm/h雨强时基本相当,均随雨强增大而增加。研究结果表明,坡度在10°~15°时,同一降雨历时下,雨强是决定产沙量的主要因子,坡度差异对产沙量的影响不明显,但二者产沙量均比5°坡度的产沙大(图6)。总体上,10°,15°坡度的产沙量较大,在39.3~972.2 g/(m²·h)之间,如果坡地上出现同等多次降雨,土壤侵蚀将非常严重。所以,为了更好地防治水土流失,应在坡度10°的坡地实施有效的水土保持措施布置。

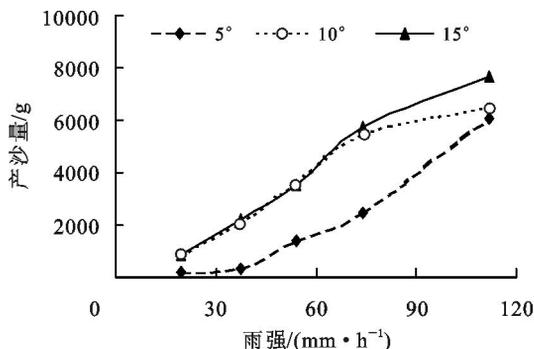


图6 不同坡度下雨强对产沙量的影响

3 结论

(1) 紫色土坡地地表径流产流时间随着雨强和坡度的增大而加快,雨强是影响小坡度壤中流产流时间的主要因子;相对而言,小雨强、低坡度有利于壤中流的产生。(2) 紫色土坡地地表径流的消退时间随雨强和坡度的增加而加快,尾流量也随着增大;壤中流消退历时远远大于地表径流消退历时;地表径流退水常数为0.41~0.66,壤中流为0.91~0.99。(3) 随着雨强和坡度的增大,紫色土坡地地表径流累积体积逐渐增加,壤中流累积体积呈现出减小的趋势。(4) 在同一雨强不同坡度下,紫色土坡地产沙量随着坡度增加而增大,同一降雨历时下,雨强是决定产沙量的主要因子。产沙量随着坡度、雨强的增大而增加。降雨初期雨滴直接对地表做功,使土壤颗粒分离或飞溅,水土流失主要以溅蚀为主,随着地表径流深的增加,水层的消能作用产生,土壤侵蚀方式为溅蚀、面蚀和细沟侵蚀的复合侵蚀。

[参 考 文 献]

- [1] 中国科学院成都分院土壤研究室. 中国紫色土(上篇)[M]. 北京:科学出版社,1991:1—11.
- [2] 唐克丽. 中国水土保持[M]. 北京:科学出版社,2003:3—12.
- [3] 李双喜. 李子口小流域土壤侵蚀研究分析[J]. 水利水电快报,2006,19(4):19—22.
- [4] 李文萍. 四川盆地紫色土丘陵区水土流失及防治对策[J]. 中国地质灾害与防治学报,2004,15(3):137—139.
- [5] 刘刚才,林三益,刘淑珍. 四川丘陵区常见耕作制下紫色土径流发生特征及其表面流数值模拟[J]. 水利学报,2002:101—108.
- [6] 高美容,刘刚才,朱波. 四川紫色土丘陵区不同耕作制的产流过程初步分析[J]. 水土保持学报,2000,14(5):118—121.
- [7] 徐佩,王玉宽,傅斌,等. 紫色土坡耕地壤中流产流特征及分析[J]. 水土保持通报,2006,26(6):14—18.
- [8] 王先拓,王玉宽,傅斌,等. 川中丘陵区紫色土坡耕地产流特征试验研究[J]. 水土保持学报,2006,20(5):9—12.
- [9] 朱波,彭奎,高美容,等. 川中丘陵区土地利用变化的生态环境效应[J]. 山地学报,2001,19(增):14—19.
- [10] 吴发启,赵西宁,余雕. 坡耕地土壤水分入渗影响因素分析[J]. 水土保持通报,2003,23(1):17—19.
- [11] 杨聪,于静,刘昌明,等. 华北山区坡地产流规律试验研究[J]. 地理学报,2005,60(6):1021—1027.
- [12] 余新晓,张志强,陈丽华,等. 森林生态水文学[M]. 北京:中国林业出版社,2004:112—128.
- [13] Barnes B S. The structure of discharge recession curves[J]. Trans Amer Geophys Union., 1939, 20(4): 721—725.