

坡耕地地表糙度对降水分配的实验研究*

郭建华, 吴发启, 梁心兰, 刘 淼

(西北农林科技大学 资源环境学院, 陕西 杨陵 712100)

摘 要: 地表糙度指地表微小的高低起伏变化, 是人为土地管理与土壤侵蚀共同作用的结果, 可以影响降雨过程中水分转化与土壤侵蚀过程。该文以直线坡为对照, 借助3种常见耕作管理措施(人工锄耕、人工掏挖与等高耕作)产生不同水平的地表糙度, 结合人工模拟降雨试验研究地表糙度水分转化效应。结果表明: 长历时人工降雨条件下, 地表糙度可以强化降雨向土壤水分转化。其强化入渗作用表现为: 增加地表填注量, 增大入渗水头与入渗深度, 滞后产流时间, 削减径流量, 进而提高入渗率及水分转化率。坡耕地地表糙度与填注量成指数关系, 与平均入渗率及水分转化率成对数关系。

关键词: 地表糙度; 填注量; 产流时间; 入渗率; 水分转化

中图分类号: S157

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2008)03-0011-04

Effects of Soil Surface Roughness on Water Transformation in Cultivated Land

GUO Jian-hua, WU Fa-qi, LIANG Xin-lan, LIU Miao

(College of Resources and Environment, Northwest A & F University, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract: Soil surface roughness is micro topography of cultivated soils caused by land management and soil erosion. It plays a critical part in controlling soil water transformation and soil erosion. Several tillage operations were studied: artificial hoe slope, artificial dig slope, contour tillage slope and straight slope. Based on the experiments of simulated rainfall, this article assessed the effects of surface roughness on soil water transformation. Results showed that soil surface roughness can increase depression storage capacity, enhance infiltration rate and wetting front depth, retard runoff yielding time, decrease runoff volume, and finally improve water transformation rate. The relationship between surface roughness and depression storage was logarithm, and the relationship between average infiltration rate and water transformation rate was liner.

Key words: soil surface roughness; depression storage capacity; runoff yielding time; infiltration rate; water transformation

地表糙度指由于人类活动或其他因素引起的地表高低起伏、凹凸不平的现象。它作为地表主要物理性状指标, 反映了地表微地貌形态^[1], 是影响地表水分转化与水力学特性的重要特征值, 对水蚀与风蚀有显著的作用。影响着渗透速率^[2]、地表径流^[3]、地表填注量及风蚀过程中土壤颗粒的跃移和拦截^[4], 受到土壤侵蚀研究者的普遍重视, 但系统地研究坡耕地地表糙度对降水分配作用的文章还未见诸报道。坡耕地地表填注量与地表糙度息息相关, 粗糙的地表与光滑的地表相比, 临时性贮水量大, 即地表糙度越大, 填注量越大^[5]。Oarbox 等^[6]研究表明, 在降雨过程中, 地表填注量可以影响地表径流的产生, 改变地表水流的方向, 是一个重要的径流特征参数。地表径流的产生取决于降雨量、填注量、入渗量, 为了弄清地表糙度在降雨分配过程中的重要作用, 需要对比分析不同糙度水平条件下的填注量、入渗量与径流量的差异, 明晰降雨产流过程中的水分分配, 将填注量、产流量与入渗量在坡耕地水分转化系统中定量化。地表填

注量可以应用局部水量平衡原理直接测定, 也可以通过地表糙度指标间接估算填注量^[7-10]。用降雨量减去产流量与填注量就可以确定入渗量。以陕西杨陵的耕层土为试验用土进行人工降雨试验, 在供试土壤、土壤初始含水量、坡度、降雨强度等条件相对一致时, 分析坡耕地地表糙度与填注量、产流时间、入渗量等的相关关系, 探讨地表糙度对降水分配的作用, 以期为坡耕地的开发利用提供科学依据。

1 研究内容与方法

1.1 实验装置

模拟降雨试验于2007年5-11月在黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室模拟降雨大厅进行, 采用侧喷式自动模拟降雨系统, 喷头高度16 m, 雨滴降落终速可达到自然雨滴降落速度的98%以上。冲刷槽为长×宽×高=2.0 m×1.0 m×0.5 m的坡度可调式钢槽, 下端设集流装置, 用来收集径流、采集泥沙样品。

* 收稿日期: 2008-01-15

基金项目: 中国主要水蚀区土壤侵蚀过程调控研究“不同类型区土壤侵蚀过程与机理”(2007CB407201-5)

作者简介: 郭建华(1980-), 男, 新疆和静人, 硕士研究生, 主要从事土壤侵蚀与流域管理研究。E-mail: jianhuaguo1980@126.com

通信作者: 吴发启(1957-), 男, 陕西黄陵人, 博士生导师, 主要从事土壤侵蚀与流域管理研究。E-mail: wufaqi@263.net

1.2 试验材料

供试土壤为陕西省杨陵区后山农耕地耕层土壤,呈灰棕色,土体较疏松,有粒状或团块状结构,土壤颗粒以粉沙为主,粉沙粒占总量的 70% 左右,黏粒约占 25% 左右,容重约 1.25 g/cm³。

1.3 研究内容与设计

试验设定降雨强度为 2.0, 1.0 mm/min, 设立坡度水平为 10°, 重复 2 次。试验用土过 1.0 cm 筛后分层填装到冲刷槽内, 每层 5 cm, 装土深度 40 cm。装土时用烘干法测定土壤初始含水量, 土壤初始含水量介于 10.8% ~ 11.8%, 每层装土 130 kg, 土壤干容重控制在 1.15 ~ 1.16 g/cm³。采取人工锄耕、人工掏挖与等高耕作 3 种耕作措施产生不同水平的地表糙度, 直线坡作对照。人工锄耕是用锄头以常规方式对填充好的冲刷槽进行锄挖, 人工掏挖是在填充好的冲刷槽内用锄头挖地, 并使地面保持掏挖后的原始状态, 等高耕作是在坡面上沿等高线, 垂直于坡面走向, 进行横向耕作, 形成犁沟和土垄, 土垄高 10 cm, 垄距 20 cm, 这 3 种处理方式对土壤表面的影响深度均不超过 15 cm^[11]。直线坡是将冲刷槽填充好后用直尺抹平, 借助水准尺保证坡面水平。

地表糙度指标选用 Linden 与 Van Doren 研究耕作形成的地表糙度特征时提出的平均绝对高差法^[12]。他们认为地表糙度应是平均绝对高差变化的结果, 可用 2 个地表参数进行描述, 分别是 LD 指数和 LS 指数。LD 指数反映微地表起伏变化, 是水平间隔接近无穷大时相对高程间的差异; LS 指数是水平间隔接近零时相对高程与水平间隔的比值, 反映微地形起伏结构的变化。将 LD 指数和 LS 指数结合在一起, 即 $R = (LD \times LS)^{1/2}$, 就可以兼顾微地表起伏变化与微地形起伏结构的变化, 计算公式见(1), (2), (3); 具体计算过程借助自编 VB 程序完成。

$$\Delta Z_h = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|Z_i - Z_{i+h}|}{n}$$

(1)

式中: ΔZ_h —— 相对高程差的平均值 (cm); Z_i —— 某点的高程 (cm); Z_{i+h} —— 与该点的距离为 h 点的高程 (cm); n —— 高程点数目。

通过线性回归可以得出相对平均高差 (ΔZ_h) 与对应落后间隔 ΔX_h 之间存在下列关系。

$$1/\Delta Z_h = a + b(1/\Delta X_h)$$

(2)

式中: a, b —— 待定参数; ΔX_h —— 水平距离 (≤ 20 cm)。这时就可定义:

$$LD = \frac{1}{a} \quad LS = \frac{1}{b}$$

(3)

1.3.1 地表最大填注量测定

降雨前在冲刷槽内布设耕作措施以产生不同水平的地表糙度, 用自制激光扫描仪采集地表高程数据, 分辨率为 2.0 cm \times 3.0 cm。然后将坡度调整到 10°。将农用地膜铺在坡耕地表面以阻止水分入渗, 滴加蓝墨水以检验农膜的完好性, 注水直至产流, 记录注水量与出水量, 二者作差得最大填注量, 填注量计算见式(4)。

$$D_s = Q_{\text{注}} - Q_{\text{出}}$$

(4)

式中: D_s —— 填注量 (ml); $Q_{\text{注}}$ —— 注水量 (ml); $Q_{\text{出}}$ —— 出水

量 (ml)。

1.3.2 产流时间与径流量测定

降雨前用雨量筒率定雨强, 率定时间为 10 min。整个降雨过程持续 90 min, 降雨过程中准确记录产流时间, 产流后每隔 3 min 定时接过程样, 过程样称重后静置过夜, 分离上部清液, 所得泥沙样 105℃ 恒温烘干称重, 计算出累积径流量与单位时间产流量。径流系数计算见式(5)

$$V_R = 10R_n / (I_R \cdot S \cdot t)$$

(5)

式中: R_n —— 径流量 (ml); I_R —— 降雨强度 (mm/min); S —— 坡面投影面积 (cm²); t —— 降雨历时 (min)。

1.3.3 入渗率与湿润峰运移速度测定

降雨过程中用铅笔在冲刷槽有机玻璃面上画出湿润峰运移曲线, 第 1 次间隔 1 min, 以后每次间隔 10 min。试验结束后把各时段湿润峰曲线转绘到坐标纸上, 然后用扫描仪扫到计算机内, 借助计算机软件计算出各时段湿润峰运移深度。入渗率计算见式(6)

$$I = (I_R \cdot S \cdot t - R_n) / t$$

(6)

式中: I_R —— 降雨强度 (mm/min); S —— 坡面投影面积 (cm²); t —— 降雨历时 (min); R_n —— 径流量 (ml)。

2 结果与讨论

2.1 地表糙度的填注效应与滞后产流时间效应分析

填注量是降雨过程中影响微地形变化的重要原因, 反映地表微地形变化, 影响入渗与产流, 决定产流时间。许多形式的耕作措施都可以增大地表填注量, 降雨过程中填注量是时刻变化的, 因为地表糙度、地表土块数目与地表径流连通性每时每刻都发生变化^[8], 本文测定的是雨前最大填注量。

几种坡面处理方式产生不同水平的地表糙度, 降雨强度为 2.0 mm/min 时, 地表糙度依次为等高耕作 (2.95)、人工掏挖 (0.66)、人工锄耕 (0.51)、直线坡 (0.15), 对应的填注量分别为 18 780, 2 040, 1 950, 600 ml, 相应的产流时间分别为 6.21, 2.93, 2.45, 1.85 min。降雨强度为 1.0 mm/min 时, 地表糙度依次为等高耕作 (2.90)、人工掏挖 (0.67)、人工锄耕 (0.48)、直线坡 (0.16), 对应的填注量分别为 17 860, 2 090, 1 970, 710 ml, 相应的产流时间分别为 12.43, 6.95, 5.88, 3.50 min。这说明地表糙度越大, 填注量越大, 地表糙度可以起到增大微地表库容, 滞后产流时间的作用。将降雨强度 2.0 mm/min, 1.0 mm/min 的地表糙度与填注量结合在一起分析 (共 8 个数据点, 有 6 个点的数值相差不大, 在图中重合在一起), 结果见图 1, 地表糙度与产流时间相关分析见图 2。

2.2 地表糙度对入渗与产流的影响

地表糙度对径流与入渗的影响主要是由于粗糙的地表有一定的凹陷与阻碍作用。此外, 粗糙的地表密闭过程相对缓慢, 相应的入渗率较大^[3]。试验结果表明, 地表糙度越大, 填注量越大, 产流时间越靠后。产流前, 降雨转化为填注量与入渗量, 填注量大则入渗水头高, 对应的入渗速率也大; 产流后, 降雨转化为填注量、入渗量与径流量。降雨强度为 2.0 mm/min 时, 等高耕作、人工掏挖、人工锄耕与直线坡对照对应的平均入渗率依次为 0.90, 0.72, 0.70, 0.55 mm/min, 相

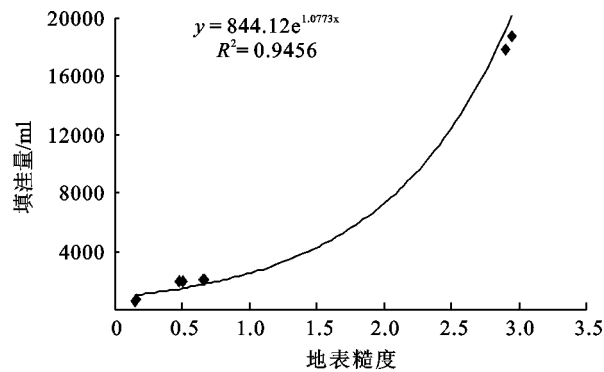


图 1 地表糙度与填注量相关分析

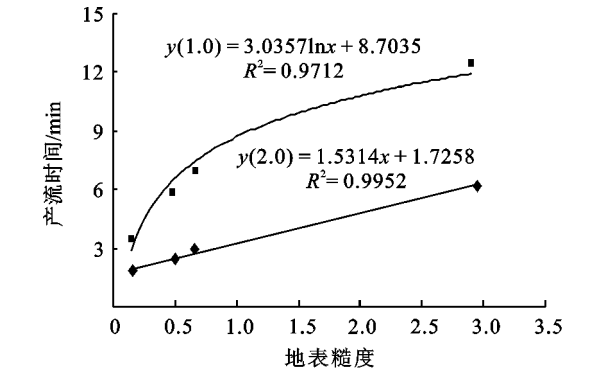


图 2 地表糙度与产流时间相关分析

应的水分转化率分别为 35.2%、26.2%、25.2% 与 17.2%。降雨强度为 1.0 mm/min 时,对应的平均入渗率依次为 0.61, 0.48, 0.44, 0.30 mm/min, 相应的水分转化率分别为 58.5%, 45.9%, 42.4%, 28.7%。地表糙度与平均入渗率、水分转化率相关分析见图 3、4。

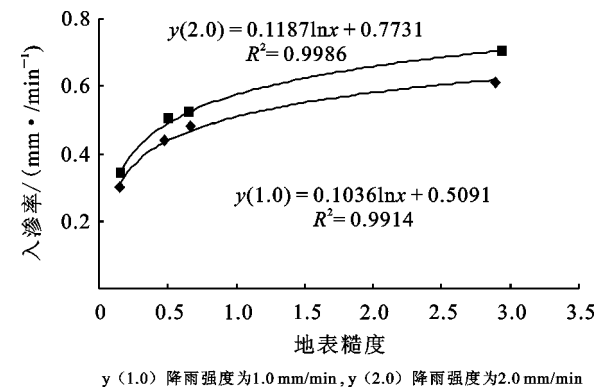


图 3 地表糙度与平均入渗率相关分析

从图 5、6 可以明显看出(以 2.0 mm/min 数据为例),地表糙度越大,对应的径流量越小,入渗率越大,这从另一角度说明地表糙度可以强化土壤入渗,减少径流量。直线坡对照单位时间径流量达到稳定状态经历的时间较长,且达到稳定状态后波动性小;入渗率下降幅度最大,历时最长,达到稳定状态后波动性小。采取人工锄耕与人工掏挖处理后产生的地表糙度较大,产流后径流量迅速增大到暂时稳定状态,原因是地表糙度导致坡面上部径流需要经过一段时间才能与下部径流汇集。随后径流量缓慢增加到稳定状态。产流后人工锄耕和人工掏挖处理与直线坡对照相比入渗率较高,这

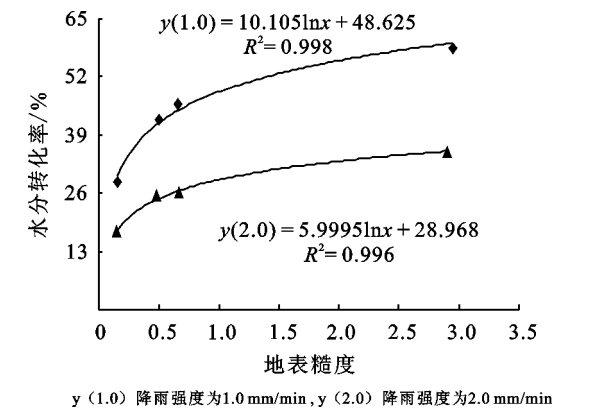


图 4 地表糙度与水分转化率相关分析

与地表糙度促使坡面径流向低洼处汇集,形成集中径流,增加径流流速,增强单位体积径流能量破坏地表结皮,增大土壤入渗性能关系密切^[13]。等高耕作处理产生的犁沟与土垄像一道道挡水墙与蓄水池,发挥着拦蓄、阻流、增大入渗水头、滞后产流时间的作用^[14]。产流后单位时间径流量达到最大值后迅速回落,紧接着再次上升,原因是坡面下部、上部土垄先后被冲破,犁沟里蓄积的水量迅速流出,造成地表糙度最大径流量最大,入渗率最低的反假。

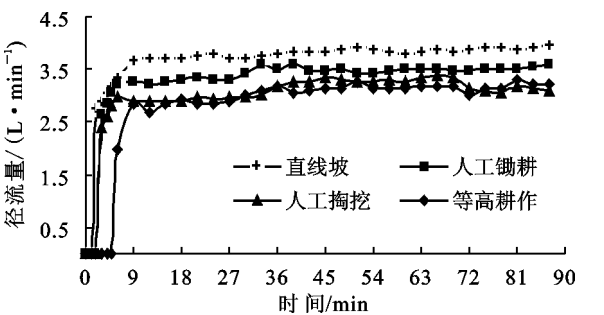


图 5 单位时间径流量变化过程

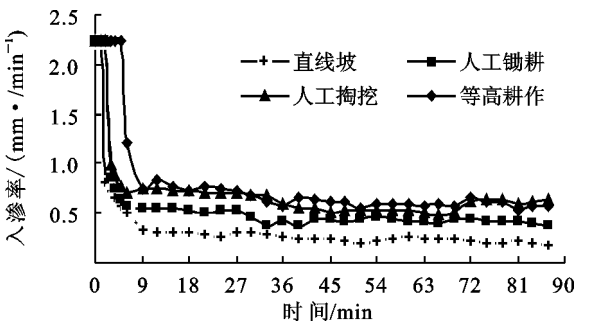


图 6 单位时间入渗率变化过程

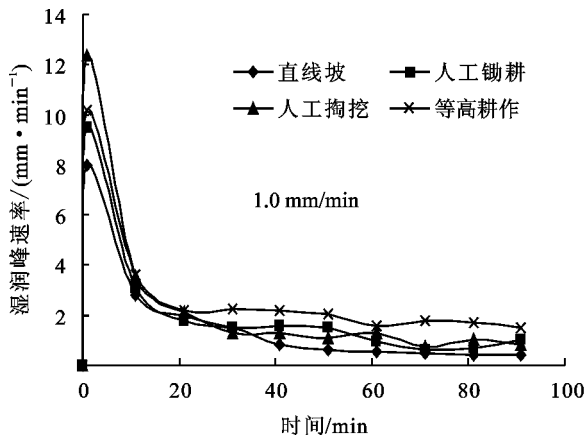
由平均单位时间径流量得出: 直线坡> 人工锄耕> 人工掏挖> 等高耕作, 相应的平均入渗率分别为等高耕作> 人工掏挖> 人工锄耕> 直线坡, 降雨强度为 1.0 mm/min 时可以得到类似结论。从二者变化趋势来看, 地表糙度可以减小产流量, 强化土壤入渗, 增加土壤贮水, 提高土壤水分转化率。

2.3 不同水平地表糙度条件下湿润峰运移特征

Bodman 与 Hillel 把入渗过程中土壤水剖面从上往下分为饱和层、延伸层、湿润层与湿润峰。湿润峰是指湿润层下缘一个较为明显的干湿交界的锋面^[15]。

试验表明: 2.0 与 1.0 mm/min 雨强条件下的湿润峰运

移规律相似,因为在供水充足的条件下,其运移速率由土壤理化性质与地表状况共同决定。降雨开始后前 20 min 湿润峰运移速率都很大,随着入渗的进行,湿润峰不断下移,运移



速度不断下降。地表糙度越大,初始入渗率越大,湿润峰下移速率越快,运移深度越大。通过计算湿润峰运移速率平均值可以得出:等高耕作> 人工掏挖> 人工锄耕> 直线坡。

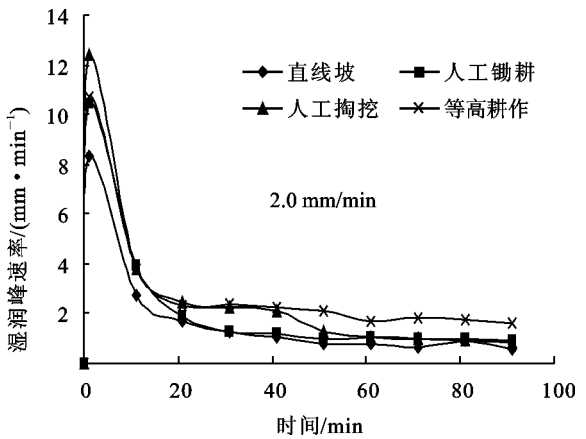


图 7 不同水平地表糙度条件下湿润峰运移速率

2.4 不同水平地表糙度条件下降水分配特征

填注量、入渗量与径流量是反映坡地水分转化的重要物理量,地表糙度可以强化降雨向土壤水分转化。结果表明,

在供试土壤、土壤初始含水量、坡度、降雨强度等条件相对一致时,地表糙度越大,相应的填注量越大,产流时间越靠后,土壤入渗率越大,径流量越小(表 1)。

表 1 不同水平地表糙度条件下降水分配特征

雨强/ (mm·min ⁻¹)	处理	初始 含水量/%	地表糙度	累积 降雨量/L	起流 时间/min	最大 填注量/L	累积 径流量/L	累积 入渗量/L	径流系数	水分 转化率/%
2.0	直 线 坡	10.8	0.15	358.4	1.85	0.60	296.7	61.7	0.83	17
	人工锄耕	10.8	0.51	358.4	2.45	1.95	268.0	90.4	0.75	25
	人工掏挖	11.5	0.66	358.4	2.93	2.04	264.4	94.0	0.74	26
	等高耕作	10.8	2.95	358.4	6.21	18.78	232.1	126.3	0.65	35
1.0	直 线 坡	11.8	0.16	186.3	3.50	0.71	132.9	53.4	0.71	29
	人工锄耕	11.6	0.48	186.3	5.88	19.70	107.2	79.1	0.58	43
	人工掏挖	11.5	0.67	186.3	6.95	20.90	100.7	85.6	0.54	46
	等高耕作	11.3	2.90	186.3	12.43	17.86	77.3	109.0	0.41	59

3 结 论

(1) 人工降雨试验表明,地表糙度可以强化降雨向土壤水分转化。其强化入渗作用表现为:增加地表填注量,增大入渗水头与入渗深度,滞后产流时间,削减径流量,进而提高入渗率及水分转化率。降雨强度为 2.0 mm/min 时,人工锄耕、人工掏挖与等高耕作等处理同直线坡对照相比,水分转化率分别提高 47%, 53%, 106%; 降雨强度为 1.0 mm/min 时,水分转化率分别提高了 48%, 59%, 103%。

(2) 坡耕地地表糙度与填注量成指数关系,与平均入渗率及水分转化率成对数关系。降雨强度为 2.0 mm/min 时,地表糙度与起流时间成线性关系;降雨强度为 1.0 mm/min 时,地表糙度与起流时间成对数关系。

参考文献:

[1] 吕悦来,李广毅.地表糙度与土壤风蚀[J].土壤学进展,1983(2):38 41.

[2] Larson W E. Tillage requirements for corn[J]. J. Soil Water Cons. ,1962, 17(1):3 7.

[3] Allmaras R R, Burwell R E, Larson W E, et al. Total porosity and random roughness of the interrow zone as

influenced by tillage[J]. USDA Conserv. Res. Rep. , 1966, 7: 7 28.

[4] Hagen L J. New wind erosion model developments in the USDA[J]. Proceeding in Wind Erosion,1988: 104-106.

[5] Cogo N P, Molderenhaver W C, Foster G R. Effect of cropresidue, tillage induced roughness and velocity on size distribution of eroded soil aggregates[J]. Soil Sci. Soc. Am. J. , 1983, 47: 1005 1008.

[6] Oarbox P, Dary F, Gascuel Odoux C, et. al. Evolution of soil surface roughness and flow connectivity in overland flow experiments[J]. Catena. , 2001, 46: 125 139.

[7] Hansen B, Schjonning P, Sibbesen E. Roughness indices for estimation of depression storage. 1999.

[8] Onstad C A. Depressional storage on tilled surfaces [J]. Trans. ASAE. , 1984, 27: 729-732.

[9] Moore I D, Larson C L. Estimating micro relief surface storage from point data[J]. T rans. ASAE, 1979, 20: 1073 1077.

表 6 土壤有效水与土壤理化性状相关系数矩阵				
指标	全有效水	SOC	容重	< 0.25 mm 团聚体含量
全有效水	1.00			
SOC	0.80* *	1.00		
容重	- 0.83* *	- 0.93* *	1.00	
< 0.25 mm	- 0.41* *	- 0.53* *	0.50* *	1.00

3.2.2 土壤水分特征曲线参数与土壤有机碳

土壤有机碳含量 SOC (g/ kg) 与土壤水分特征曲线 Gardner 模型中的参数 A 有明显的正相关关系, 相关系数达 0.83。土壤有机碳含量的提高明显提高了土壤持水性能。

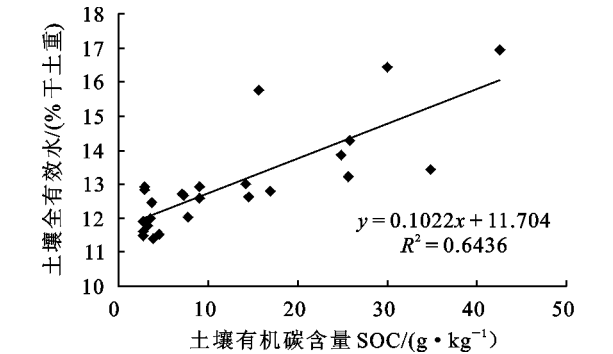


图 2 土壤有效水、无效水 (% 干土重) 与土壤有机碳含量的关系

3.2.3 土壤有效水、无效水与土壤有机碳

土壤有效水、无效水含量分别代表特定土壤水吸力下的土壤含水量, 因此也是土壤持水力的指标。如图 2 所示, 土壤有效水含量、无效水含量与土壤有机碳含量的相关系数分别达到了 0.80 和 0.79。

4 结 论

子午岭次生林区土壤持水力和供水力随植被的正向演替而提高, 植被间土壤持水力表现为: 辽东栎> 山杨> 狼牙刺> 白羊草> 沙棘。土壤比水容量即释水能力表现为乔木林大于灌木林和草地。

土壤有机碳含量与土壤持水性能有很好的相关性, 相关系数达到 0.8 左右, 表明植被的正向演替提高了土壤有机碳含量, 从而改善了土壤的持水性能。

参考文献:

[1] 孙长忠, 黄宝龙, 陈海滨, 等. 黄土高原人工植被与其水分环境相互作用关系研究[J]. 北京林业大学学报,

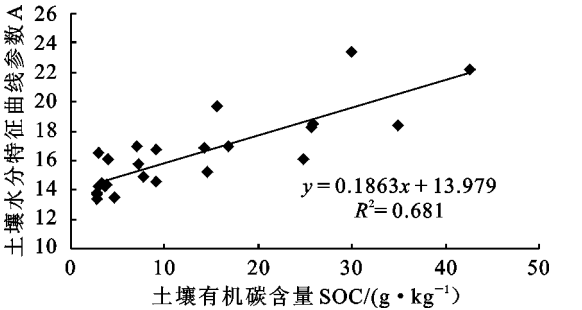
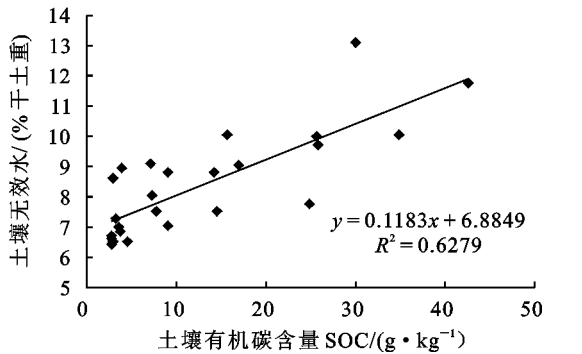


图 1 土壤水分特征曲线参数 A 与土壤有机碳含量的关系



1998, 20(3): 7-14.

[2] 陈云明, 刘国彬, 侯喜录. 黄土丘陵半干旱区人工沙棘林水土保持和土壤水分生态效益分析[J]. 应用生态学报, 2002, 13(11): 1389-1393.

[3] 王力, 邵明安, 侯庆春. 土壤干层量化指标初探[J]. 水土保持学报, 2000, 14(4): 87-90.

[4] 焦菊英, 焦锋, 温仲明. 黄土丘陵沟壑区不同恢复方式下植被群落的土壤水分和养分特征[J]. 植物营养与肥料学报, 2006, 12(5): 667-674.

[5] 邹厚远, 刘国彬, 王晗生. 子午岭林区北部近 50 年植被的变化发展[J]. 西北植物学报, 2002, 22(1): 1-8.

[6] 沈思渊, 席承藩. 淮北主要土壤持水性能及其与颗粒组成的关系[J]. 土壤学报, 1990, 27(1): 34-42.

[7] 张小泉, 张清华, 毕树峰. 太行山北部中山幼林地土壤水分的研究[J]. 林业科学, 1994, 30(3): 193-200.

[8] 王孟本, 柴宝峰, 李宏建, 等. 黄土区人工林的土壤持水力与有效水状况[J]. 林业科学, 35(2): 7-14.

(上接第 14 页)

[10] Kamphorst E C. Predicting depression storage from soil surface roughness. [J]. Soil Sci. Soc. Am. J., 2000, 64: 1749-1758.

[11] 赵西宁, 王万忠, 吴发启. 不同耕作管理措施对坡耕地降雨入渗的影响[J]. 西北农林科技大学学报: 自然科学版, 2004, 32(2): 69-72.

[12] Linden D K, Van D M Doren J R. Parameter for characterizing tillage induced soil surface roughness[J]. Soil. Sci. Soc. Am. J., 1986, 50: 1561-1565.

[13] 赵晓光. 黄土高原细沟产生的动力基础分析[J]. 中国水土保持, 2003(8): 16-17.

[14] Ghadiril H, Rosel C W, Misra R K. 等高耕作与径流减缓、泥沙沉积[J]. 中国水土保持, 2002(7): 33.

[15] Hillel D. Soil and water physical principles and processes[M]. New York: Academic Press, 1971.