

# 岩溶槽谷区不同土地利用方式土壤入渗规律研究

刘丽红<sup>1</sup>, 蒋勇军<sup>1,2</sup>, 王翱宇<sup>1</sup>, 苟鹏飞<sup>1</sup>

(1. 西南大学 地理科学学院, 重庆 400715; 2. 西南大学 岩溶环境与石漠化治理研究所, 重庆 400715)

**摘要:** 在保持原状土条件下, 采用张力入渗仪(盘径  $d=20\text{ cm}$ , 负压  $h_0=-5\text{ cm}$ ) 对重庆市青木关典型岩溶槽谷区不同土地利用类型土壤渗透性进行了研究。结果表明, 在试验条件下, 不同土地利用类型土壤渗透性存在明显差别。以旱地土壤渗透性能最好, 而荒地较差。旱地非饱和导水率、稳定入渗率、累积入渗量随土层深度加深而减小, 而林地各项入渗指标却随土层深度的加深而增加。荒地 15—30 cm 层非饱和导水率、稳定入渗率、累积入渗量均较 30—45 cm 层低。土壤容重、孔隙度与土壤入渗性能关系密切, 而初始含水量仅与初始入渗率有关, 其相关系数为  $-0.825^*$ 。各土地利用类型入渗过程的模拟结果表明, Kostialov 水分入渗模型对所研究区不同土地利用类型土壤水分拟合度较好, 拟合度约为 0.765, 对该区研究土壤水分入渗过程具有良好的适用性。

**关键词:** 张力入渗仪; 岩溶槽谷; 非饱和导水率; 入渗模拟

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2010)04-0051-05

中图分类号: S152.72

## Infiltration Characteristics Under Different Landuses in Karst Valley Area

LIU Lihong<sup>1</sup>, JIANG Yongjun<sup>1,2</sup>, WANG Aoyu<sup>1</sup>, GOU Pengfei<sup>1</sup>

(1. School of Geographic Sciences, Southwest University, Chongqing 400715, China;

2. Research Institute of Karst Environment and Rocky Desert Control, Southwest University, Chongqing 400715, China)

**Abstract:** By maintaining the original conditions of undisturbed soil in typical profiles, tension infiltrometer ( $d=20\text{ cm}$ ,  $h_0=-5\text{ cm}$ ) was used to measure soil infiltration under three different patterns of landuse in Qingmuguang karst valley. Results showed obvious differences in soil infiltration capability among three different patterns of landuse. Dryland behaved the best infiltration capability and wasteland, the worst. Unsaturated conductivity, stable infiltration rate, and accumulated infiltration in dryland decreased with soil depth, while the indicators behaved an opposite tendency in woodland. Furthermore, unsaturated conductivity, stable infiltration rate, and accumulated infiltration in the 15—30 cm soil layer were lower than those in the 30—45 cm soil layer in wasteland. Soil bulk density and soil porosity had significant correlations with the properties of soil infiltration, but initial soil water content solely significantly influenced initial infiltration rate, with the correlation coefficient being  $-0.825$ . According to the simulation infiltration experiments, an applicable result was achieved by Kostialov model in simulating infiltration process in karst valley under different patterns of landuse and the fitted value was 0.765.

**Keywords:** tension infiltration; karst valley; unsaturated conductivity; infiltration simulation

土壤水分入渗是地表径流和地下径流之间分配降水或其它形式地面供水过程, 对水分循环和土壤流失过程具有十分明显的作用<sup>[1]</sup>。研究土壤水分入渗特性是探讨流域产流机制的基础和前提, 确定不同土地利用类型土壤水分入渗参数及评价土壤水分入渗能力对于探讨流域水文过程的调节机制具有十分重要的意义<sup>[2,3]</sup>。尤其在我国西南地区, 作为全球喀

斯特 3 大分布中心之一, 喀斯特地区土层薄, 土壤透水能力强, 蓄水能力差, 降水入渗补给是土壤水资源的主要来源, 但由于降水的不均匀分布, 造成季节性干旱、洪涝灾害严重<sup>[4]</sup>。

因此分析土壤的特性及其水分入渗特征对于研究喀斯特地区流域产流机制、水分运移过程以及水土资源协调管理都有重要意义。

收稿日期: 2009-12-21

修回日期: 2010-03-01

资助项目: 高等学校博士学科点专项科研基金(200806350008); 国家重点基础研究发展计划(2008CB417208); 岩溶动力学重点实验室开放课题(kdl2008-06; 桂科能 0842008); 科技部国际科技合作项目(2008GR1256)

作者简介: 刘丽红(1986—), 女(汉族), 四川省眉山市人, 硕士研究生, 研究方向为资源环境与 GIS 的应用。E-mail: b20040407215@swu.edu.cn.

近年来,为了很好地理解喀斯特地区水分平衡和水分运移,对于喀斯特地区土壤水分入渗的研究越来越受到关注。李阳兵<sup>[5]</sup>等研究了岩溶山地不同土地利用土壤的水分特性差异,指出岩溶山地土壤的持水性能主要与有机质和大于 0.25 mm 水稳性团聚体的含量有关,提高土壤有机质含量及熟化度,有助于增强岩溶山地土壤的抗旱性能。蒋太明<sup>[6]</sup>等对贵州中部喀斯特地区黄壤持水性能进行了研究,定性地说明犁底层透水性差,不利于降雨入渗。刘建伟<sup>[7]</sup>等运用盘式入渗仪测定分析了喀斯特洼地典型剖面各层土壤透水性,指出各层土壤透水性差异较大,具有随土层深度增加而减小的趋势,土壤比重、初始含水率同土壤入渗性能关系密切。本研究运用张力入渗仪研究典型岩溶槽谷区不同土地利用类型不同剖面层次土壤入渗性能,分析比较土壤入渗参数随土层深度的变化,以期为进一步研究喀斯特地区土壤水分运移提供理论依据。

## 1 研究区概况

青木关岩溶槽谷区位于重庆市北碚区、沙坪坝区和璧山县交界处,地理位置为 106°17′35″—106°19′45″E, 29°47′—29°40′40″N。地处川东南弧形构造带内,于川东平行岭谷区华蓥山帚状褶皱束温塘峡背斜南延

段;区内背斜成山,向斜成谷,呈现“一山二岭一槽”式的典型岩溶槽谷景观;背斜轴部为三叠系下统嘉陵江组碳酸盐岩,两翼为三叠系中统雷口坡组碳酸盐岩和三叠系上统须家河组长石砂岩、泥质粉砂岩、泥岩并夹有煤系;属亚热带湿润季风性气候区,年平均气温 18.3℃,年降水量达 1 100~1 300 mm。土地利用类型大致可分为林地、荒地、旱地和水田。水田分布于槽谷底部,常期处于积水状态;林地主要分布于东面山坡,主要有常绿阔叶林和暖性针叶林,阔叶林以香樟和栲树为主,针叶林以耐旱耐瘠的马尾松林为主;旱地主要种植玉米和红薯;荒地多年撂荒,布满灌丛,草类以蒿类为主。

## 2 研究方法

### 2.1 样品采集与基本物理性质测定

本研究于 2009 年 10—11 月,依据土地利用类型和岩性不同,依次选取了具有代表性的旱地、荒地和林地作为研究对象,分 3 层(0—15 cm, 15—30 cm, 30—45 cm)采集土壤剖面样品。

室内测定各层次土壤初始含水率、容重、总孔隙度和机械组成(表 1)。其中,土壤含水率采用烘干法测定;容重、总孔隙度均用环刀法测定,土壤粒度采用 Mastersizer 2000 激光粒度仪测定。

表 1 不同土地利用类型土壤的物理性状

地类	土层厚度/ cm	初始含 水量/%	容重/ (g·cm <sup>-3</sup> )	孔隙度/ %	不同粒级土壤颗粒组成/%			0.05~ 1 mm
					< 0.005 mm	0.005~0.01 mm	0.01~0.05 mm	
旱地 A	0—15	44.332	1.153	55.916	23.737	15.391	55.563	5.308
	15—30	37.577	1.233	53.267	20.672	14.570	56.872	7.886
	30—45	35.875	1.292	51.813	29.177	27.018	43.226	0.578
旱地 B	0—15	39.671	1.190	54.683	29.681	17.272	50.389	2.658
	15—30	33.196	1.240	54.713	23.647	15.560	55.595	5.199
	30—45	30.556	1.266	52.191	25.349	16.029	52.824	5.798
荒地	0—15	25.447	1.458	45.833	29.740	20.601	48.358	1.302
	15—30	27.460	1.333	49.950	28.924	20.176	49.697	1.202
	30—45	31.640	1.306	50.871	27.743	18.946	52.119	1.193
林地	0—15	24.532	1.296	51.200	27.328	20.019	36.123	16.531
	15—30	16.593	1.505	44.302	32.570	16.577	26.241	24.612
	30—45	14.021	1.432	46.697	27.742	16.964	27.069	28.226

### 2.2 入渗测定及计算方法

张力入渗仪由储水管(储存水,用于测量入尖率)、气泡收集管(用于设定土壤表面张力)、入渗盘(和土壤接触,为土壤表面提供压力)组成。试验中采用-5 cm 供水吸力,直径为 20 cm 入渗盘进行测定。测定前首先将土壤表面整理平整,并铺上 3 mm 左右的细砂,用钢尺刮平,放上入渗盘;试验开始时,同时

计时、读数,前 3 min 每隔 10 s 记一次读数,3~10 min 每隔 0.5 min 记一次读数,10 min 后每 1 min 记一次读数,直至达到稳定入渗状态;稳渗后,立即拿开入渗仪,铲去沙层取表层土样,测定其含水量。

根据 Wooding(1968)<sup>[15]</sup>提出的描述土壤表面积积水半径( $r$ )与稳定入渗量  $Q$  之间关系:

$$Q = \pi r^2 K \left[ 1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right]$$

式中:  $Q$ ——稳态入渗时单位时间的入渗体积 ( $\text{cm}^3/\text{h}$ );  $r$ ——入渗盘半径 ( $\text{cm}$ );  $K$ ——与供水吸力  $h$  ( $\text{cm}$ ) 对应的入渗率 ( $\text{cm}/\text{h}$ )。

与 Gardner<sup>[16]</sup> 指出土壤非饱和水力传导系数与供水吸力之间关系:

$$K(h) = K_{\text{sat}} \exp(\alpha h)$$

式中:  $K_{\text{sat}}$ ——饱和导水率 ( $\text{cm}/\text{h}$ );  $K(h)$ ——与供水吸力  $h$  ( $\text{cm}$ ) 对应的入渗率。

通过测定两种不同供水吸力条件下土壤入渗能力, 可以求得土壤饱和导水率  $K_{\text{sat}}$ ; 再结合 Gardner 公式, 可求得不同供水吸力水平下, 土壤的非饱和导水率。

### 3 结果与分析

#### 3.1 不同土地利用类型土壤入渗量比较分析

从表 2 可以看出, 不同土地利用方式土壤入渗特性有较大差异。就累积入渗量而言, 累积入渗量的变化反映了土壤透水能力的强弱。(1) 不同土地利用方式土壤累积入渗量随土层深度增加其变化不一致。两块旱地累积入渗量随土层深度的增加而减少, 但其 0—15 cm 土层累积入渗量明显高于 15—30 cm, 30—45 cm 两层; 而 15—30 cm, 30—45 cm 两层累积入渗量则相差不大; 而林地其土壤累积入渗量随土壤深度

的增加而增加, 0—15 cm ( $171.510 \text{ cm}^3$ ) > 15—30 cm ( $205.199 \text{ cm}^3$ ) > 30—45 cm ( $340.978 \text{ cm}^3$ )。这主要是由于林地 0—15 cm 土层含有一层较厚腐殖层, 表层土壤含水量较 15—30 cm, 30—45 cm 土层高; 导致表层土壤累积入渗量低于 15—30 cm, 30—45 cm 两层。而荒地累积入渗量: 15—30 cm 层 ( $176.002 \text{ cm}^3$ ) < 0—15 cm ( $221.534 \text{ cm}^3$ ) < 30—45 cm ( $692.165 \text{ cm}^3$ ) 层, 30—45 cm 层累积入渗量是 15—30 cm 层累积入渗量的 3.9 倍, 从而说明该荒地可能存在一个相对隔水层, 成为水分下渗的“瓶颈”。(2) 同一土层不同土地利用类型其土壤累积入渗量相比较: 旱地 > 林地 > 荒地。由土壤物理指标与入渗量相关分析可以得出, 累积入渗量与容重和孔隙度关系密切, 其相关性分别为 -0.671\* 和 0.650\*。旱地长期耕作, 土壤相对较疏松, 土壤孔隙度比较大, 土壤容重较低, 使其土壤累积入渗量较大; 荒地长期撂荒, 孔隙度相对较小, 土壤孔隙作为土壤中物质保持及运移的介质, 孔隙度的增加为水分渗透提供了路径, 尤其土壤中有效孔隙增加更有利于土壤水分的入渗, 从而使入渗量得到很大的提高, 前人通过研究也有类似研究结果<sup>[10-12]</sup>; 林地虽然其孔隙度较低但其土壤含水量同荒地比较相对较低, 土壤比较干燥, 基质势梯度量值则变得较大, 需要较多水分进入较充气孔隙以接近饱和, 从而导致其累积入渗量相对于荒地较大。

表 2 不同土地利用类型土壤入渗特性比较

地类	土层深度/ cm	开始 3 min 平 均入渗率/ ( $\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$ )	开始 15 min 平 均入渗率/ ( $\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$ )	开始 30 min 平 均入渗率/ ( $\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$ )	稳定入渗率/ ( $\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$ )	非饱和导水率/ ( $\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$ )	累积入 渗量/ $\text{cm}^3$
旱地 A	0—15	1.821	0.720	0.512	0.260	0.217	800.380
	15—30	1.712	0.581	0.381	0.130	0.147	459.402
	30—45	1.951	0.620	0.381	0.065	0.079	406.315
旱地 B	0—15	1.431	0.438	0.267	0.195	0.189	479.819
	15—30	0.477	0.189	0.133	0.123	0.143	409.378
	30—45	0.358	0.199	0.132	0.065	0.082	326.686
荒地	0—15	0.737	0.260	0.177	0.051	0.050	221.534
	15—30	0.368	0.178	0.121	0.033	0.048	176.002
	30—45	0.737	0.423	0.364	0.065	0.068	692.165
林地	0—15	0.867	0.334	0.225	0.033	0.052	171.510
	15—30	0.889	0.332	0.241	0.051	0.055	205.199
	30—45	0.542	0.312	0.245	0.065	0.072	340.978

#### 3.2 不同土地利用类型土壤入渗率变化

从图 1 和表 2 中可看出, 各土地利用类型土壤初始入渗率均较大, 使得累积入渗量在初期呈直线上升趋势, 而以旱地 A 初始入渗率最大, 而后 15 min 内平均入渗率迅速下降, 降幅在 42% ~ 69%, 15—30 min

土壤入渗期间, 各土地利用方式土壤入渗率下降幅度为 14% ~ 39% 之间, 整个土壤入渗过程中以旱地土壤入渗率下降最快, 林地 30—45 cm 层与荒地 30—45 cm 层入渗率下降速度则比较缓慢。在入渗初期, 土壤入渗率高且下降迅速, 这主要是由于在入渗初期,

水流首先要透过铺在圆盘下方的沙子, 沙子吸收部分水分, 水分透过沙子大概需要约 20 s; 随着入渗过程的进行, 荒地最先达到稳渗, 但荒地 15—30 cm 稳渗率小于 30—45 cm 稳渗率, 各土地利用类型稳渗率大小与相应土壤剖面中非饱和导水率基本一致。相关性分析得出, 土壤容重、孔隙度、非饱和导水率与土壤水分稳渗率的相关系数分别为:  $-0.820^*$ ,  $0.800^*$  和  $0.973^*$ ; 而土壤稳渗率与初始含水量相关性不大,

这主要是由于当土壤达到稳渗时, 土壤含水量基本已达饱和, 消除了土壤含水量对稳定入渗率的影响。但初始入渗率与初始含水量相关系数为  $-0.825^*$ , 且达到极显著水平, 程东兵和席彩云<sup>[13-14]</sup>的研究也指出, 土壤初始含水量与初始入渗率呈极显著的负相关, 但与稳渗率关系并不显著。而 Helalia<sup>[15]</sup>研究表明, 土壤稳定入渗率与土壤结构关系密切, 特别是有效孔隙度与稳定入渗率的相关性非常显著。

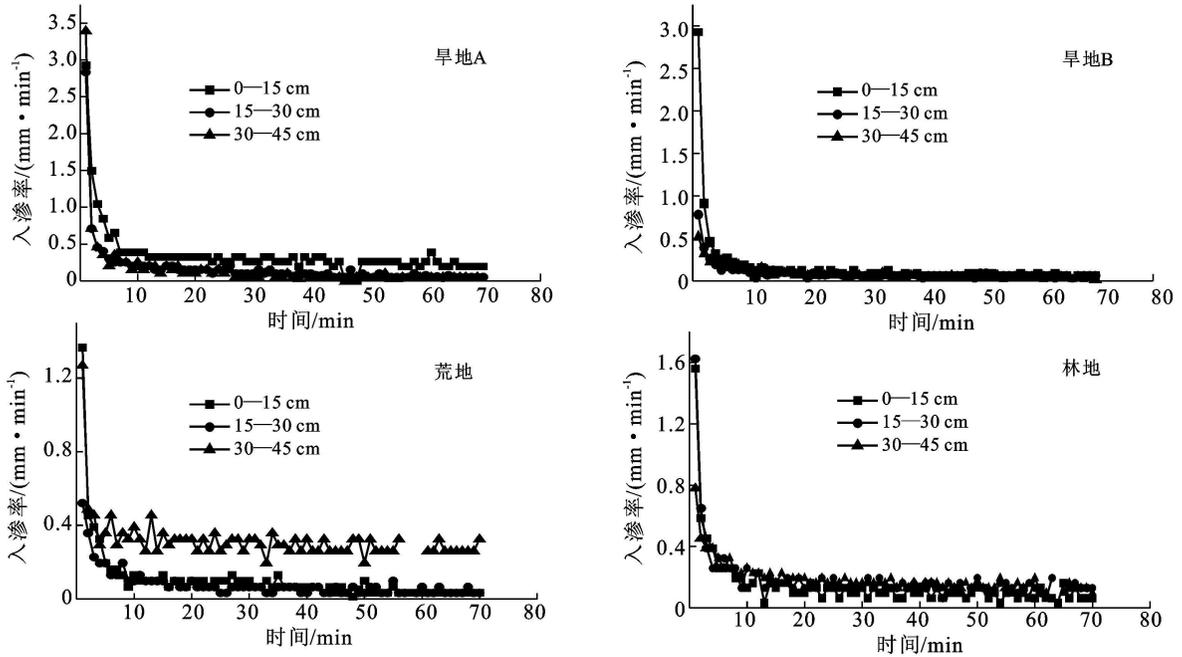


图 1 不同土地利用类型土壤入渗率动态变化

### 3.3 不同土地利用类型土壤非饱和导水率变化

非饱和导水率是土壤渗透性研究中重要的物理参数之一。在相同的供水条件下, 导水率的影响因素是土壤孔隙的几何形状(孔隙度、孔隙大小分布及弯曲度)<sup>[16]</sup>。在本试验条件下, 从表 2 可看出, 旱地非饱和导水率最大, 3 层土壤非饱和导水率平均值为  $0.143 \text{ mm/min}$ , 且随土壤深度的增加而减小, 上层土壤非饱和导水率依次是下层土壤非饱和导水率的约 1.4 和 1.8 倍, 这与旱地长期耕作, 土壤孔隙度增加, 有机质含量高, 使土壤透水性和通气性增强有密切的联系, 而越往下层人为扰动较少, 土壤结构较上层紧实, 其透水性减弱, 从而土层越深, 土壤非饱和导率减小。而林地非饱和导水率约为  $0.059 \text{ mm/min}$ , 且随土壤深度的加深, 其非饱和导水率有增加趋势。下层土壤非饱和导水率依次是上层土壤非饱和导水率的 1.30 和 1.06 倍, 但其表层孔隙度虽然最高但是其非饱和导水率却最低, 这可能与其土壤含水量有关。荒地由于多年撂荒, 无人干扰且土壤贫瘠, 有机质含量较少, 土壤质地相对较细, 结构相对紧密, 因此, 其土壤非饱

和导水率在所选土地利用方式中为最低。其中 0—15 cm, 15—30 cm 两层非饱和导水率平均值约为  $0.050 \text{ mm/min}$ , 而 30—45 cm 层非饱和导水率高达  $0.068 \text{ mm/min}$ , 0—15 cm 土层土壤非饱和导水率是 15—30 cm 土层土壤非饱和导水率的 1.06 倍, 30—45 cm 层土壤非饱和导水率是 15—30 cm 层的 1.41 倍, 再次从另一个方面说明 15—30 cm 层可能是一个相对隔水层。相关分析也得出孔隙度对非饱和导水率有很大影响, 其相关系数达  $0.818^*$ 。

3 种土地利用方式的非饱和导水率的大小顺序为: 旱地 > 林地 > 荒地。

## 4 土壤水分入渗数学模型拟合

土壤水分入渗的数学模型有许多种, 包括近似理论的、经验的、半理论半经验的, 其适用条件各异。大多数经验模型和近似理论模型将土壤作为半无限介质, 自土壤表面向下饱和。根据试验具体情况, 采用 3 种入渗模型近似模拟不同土地利用类型土壤水分入渗过程:

(1) Kostialov 模型

$$f(t) = kt^{-a}$$

式中:  $f(t)$  ——土壤入渗速率 (mm/min);  $t$  ——入渗时间;  $k, a$  ——入渗参数。

(2) Horton 模型

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$$

式中:  $f_0$  ——初始入渗率 (mm/min);  $f_c, k$  ——参数。

(3) Philip 近似理论模型

$$f(t) = \frac{1}{2}St^{1/2} + A$$

式中:  $S$  ——吸收率;  $A$  ——参数。

由表 3 可知, Kostialov 模型拟合度变化范围在

0.629~0.869, 其中旱地 A 的 15—30 cm 层模型拟合度最高, 而荒地 30—45 cm 层模型拟合度最低, 其拟合度平均值 0.765; Horton 经验入渗模型拟合度处于 0.134~0.686, 模型拟合度平均值为 0.467, 拟合精度不理想; 而 Philip 近似理论模型拟合度变化范围在 0.231~0.638 之间, 其平均值为 0.363, 拟合精度较差。

由此可以看出 Kostialov 水分入渗模型对模拟本研究区内不同土地利用类型土壤水分入渗过程具有相对较好的适用性, 但其拟合精度不是很高, 可能是因为入渗时到达稳渗时间较短, 拟合数据较少, 再者该地区土质较为疏松, 存在较多的大孔隙, 对土壤入渗产生不规律的影响。

表 3 3 种入渗模型中参数的回归结果

地类	土层深度/ cm	Kostiakov 入渗模型			Horton 入渗模型				Philip 入渗模型		
		$k$	$a$	$R^2$	$f_c$	$f_0$	$k$	$R^2$	$S$	$A$	$R^2$
旱地 A	0—15	1.381	0.457	0.802	0.195	1.248	0.099	0.478	-0.224	0.991	0.354
	15—30	1.381	0.769	0.869	0.051	0.355	0.046	0.686	-0.182	0.684	0.273
	30—45	1.465	0.860	0.831	0.025	0.317	0.053	0.448	-0.218	0.716	0.237
旱地 B	0—15	0.967	0.700	0.796	0.062	0.209	0.064	0.495	-0.176	0.694	0.231
	15—30	0.343	0.453	0.630	0.061	0.126	0.051	0.555	-0.058	0.256	0.329
	30—45	0.633	0.723	0.835	0.032	0.243	0.097	0.596	-0.068	0.273	0.638
荒地	0—15	0.809	0.746	0.801	0.033	0.201	0.040	0.483	-0.102	0.393	0.341
	15—30	0.457	0.609	0.770	0.031	0.172	0.064	0.510	-0.058	0.240	0.525
	30—45	0.567	0.191	0.630	0.260	0.359	0.088	0.290	-0.068	0.507	0.256
林地	0—15	0.697	0.554	0.629	0.065	0.357	0.101	0.312	-0.114	0.467	0.323
	15—30	0.636	0.426	0.640	0.130	0.147	0.070	0.134	-0.102	0.466	0.256
	30—45	0.601	0.384	0.810	0.098	0.282	0.028	0.615	-0.082	0.414	0.593

5 结论

由于受到土壤基本性质的影响, 不同土地利用类型土壤透水性能差异较大, 旱地土壤非饱和导水率、稳渗率、累积入渗量均随土壤深度的增加而减小; 林地土壤非饱和导水率、稳渗率、累积入渗量却随土壤深度的加深而增加; 荒地存在一个相对的隔水层, 对土壤水分的下渗有一定的阻碍作用; 0—15 cm, 15—30 cm 两土层各项指标随土层加深而呈减小趋势。综合比较各土地利用类型初始入渗率、稳渗率、累积入渗量、非饱和导水率, 得出各土地利用类型水分入渗性能大小为: 旱地 > 林地 > 荒地。土壤容重与孔隙度对土壤入渗性能有显著影响, 而初始含水量仅对初始入渗率有显著影响, 其相关系数为 -0.825<sup>\*</sup>。经土壤水分入渗模型拟合得出, Kostialov 水分入渗模型对所研究区不同土地利用类型土壤水分拟合度相对较好, 其拟合度平均值 0.765, 对该地区研究土壤水分入渗过程具有良好的适用性。

[ 参 考 文 献 ]

[1] 张洪江, 王礼先. 长江三峡花岗岩坡面土壤流失特性及其系统动力学仿真[M]. 北京: 中国林业出版社, 1997: 34-36.

[2] 周泽福, 洪玲霞. 不同林地土壤水分入渗和入渗模拟研究[J]. 林业科学, 1997, 33(1): 9-16.

[3] Philip J R. Hillslop infiltration divergent and convergent slopes[J]. Water Resources Research, 1991, 27: 1035-1040.

[4] 袁道先, 蔡桂鸿. 岩溶环境学[M]. 重庆出版社, 1988: 206-222.

[5] 李阳兵, 高明, 魏朝富, 等. 岩溶山地不同土地利用土壤的水分特性差异[J]. 水土保持学报, 2003, 17(5): 63-66.

[6] 蒋太明, 魏朝富, 谢德体, 等. 贵州中部喀斯特地区黄壤持水性能的研究[J]. 水土保持学报, 2006, 20(6): 25-29.

[7] 刘建伟, 陈洪松, 张伟, 等. 盘式入渗仪法测定喀斯特洼地土壤透水性研究[J]. 水土保持学报, 2008, 22(6): 202-206.

(2) 不同植物的固土保水作用存在着差异, 灌木的蓄水和减蚀效应分别是草本植物的 7.4 倍和 30.9 倍。这不仅是由于灌木植物在整个植被中所占的比重较大, 而且与植物的形态、生理生态特性等因素有关。每单位生物量的固土保水效应计算结果表明, 灌木的蓄水效应是草本植物的 1.13 倍, 而减蚀效应则二者差异很大, 灌木是草本植物的 5.3 倍。说明灌木植物在固土保水方面比草本植物发挥着更大的作用。

(3) 植物的不同部分之间在蓄水减蚀效应上也有差异。地上部分通过对降雨的截留作用来缓冲雨水对地面的冲刷, 地下庞大的根系阻碍水分和土壤的流失。在保水方面, 植物地上部分的蓄水效应是地下部分的 1.65 倍, 说明植物的地上部分在保水方面发挥的作用较大。在固土方面, 则地下部分的减蚀效应是地上部分的 1.52 倍说明植物的地下部分在固土方面发挥的作用更大。因而在矿山废弃地植被恢复选择植物种类时, 应注意选择冠层结构复杂、根系发达的种类。

#### [ 参 考 文 献 ]

- [ 1 ] 黄铭洪, 骆永明. 矿区土地修复与生态恢复[ J ]. 土壤学报, 2003, 40(2): 161-169.
- [ 2 ] 朱利东, 林丽, 付修根, 等. 矿区生态重建[ J ]. 成都理工学院学报, 2001, 28(3): 310-314.
- [ 3 ] 彭少麟. 论生态恢复与植被重建[ J ]. 生态科学, 1996, 15(2): 26-31.
- [ 4 ] Armstrong C L, Mitchell J K. Transformation of rainfall by plant canopy[ J ]. Trans. ASAE, 1987, 30: 688-696.
- [ 5 ] Bennett O L, Doss B D. Effect of soil moisture level on root distribution of cool-season forage species[ J ]. Agronomic Journal, 1960, 52: 204-207.
- [ 6 ] Kramer J, Weaver J E. Relative efficiency of roots and tops of plants in protecting the soil from erosion[ J ]. Science ( New Series ), 1935, 82( 2128 ): 354-355.
- [ 7 ] 罗伟祥, 白立强, 宋西德. 不同覆盖度林地和草地的径流量与冲刷量[ J ]. 水土保持学报, 1990, 4(1): 30-34.
- [ 8 ] 李勇, 朱显谟, 田积莹. 黄土高原植物根系提高土壤抗冲性的有效性[ J ]. 科学通报, 1991, 36( 12 ): 953-938.
- [ 9 ] 蒋定生, 江忠善, 侯喜禄, 等. 黄土高原丘陵区水土流失规律与水土保持措施优化配置研究[ J ]. 水土保持学报, 1992, 6(3): 14-17.
- [ 10 ] 余新晓, 毕华兴. 黄土地区森林植被水土保持作用研究[ J ]. 植物生态学报, 1997, 21(5): 433-440.
- [ 11 ] 袁建平, 蒋定生, 甘淑. 影响坡地降雨产流历时的因子分析[ J ]. 山地学报, 1999, 17(3): 259-264.
- [ 12 ] 许岳飞, 毕玉芬, 金晶炜. 灌草复合型草地水土保持功能与经济效益分析[ J ]. 中国水土保持科学, 2007, 21(6): 56-59.
- [ 13 ] 赵护兵, 刘国彬, 曹清玉. 黄土丘陵沟壑区不同植被类型的水土保持功能及养分流失效应[ J ]. 中国水土保持科学, 2008, 6(2): 43-48.
- [ 14 ] 拉尔 R. 土壤侵蚀研究方法[ M ]. 黄河水利委员会宣传出版中心译. 北京: 科学出版社, 1991.
- [ 15 ] 刘宝元, 谢云, 张科利. 土壤侵蚀预报模型[ M ]. 北京: 中国科学技术出版社, 2001.
- [ 16 ] 程飞, 徐向舟, 高吉惠, 等. 用于土壤侵蚀试验的降雨模拟器研究进展[ J ]. 中国水土保持科学, 2008, 6(2): 107-112.
- ( 上接第 55 页 )
- [ 8 ] Wooding R A. Steady infiltration from large shallow circular pond [ J ]. Water Resour. Res., 1986, 4: 1259-1273.
- [ 9 ] Gardner W R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table [ J ]. Soil Sci., 1958, 85: 228-232.
- [ 10 ] 陈瑶, 张科利, 罗利芳. 黄土坡耕地弃后土壤入渗变化规律及影响因素[ J ]. 泥沙研究, 2005( 5 ): 45-50.
- [ 11 ] 李鹏, 李占斌, 郑良勇. 植被恢复演替初期对模拟降雨产流特征的影响[ J ]. 水土保持学报, 2004, 18(1): 58-62.
- [ 12 ] 胡发成. 种植苜蓿改良培肥地力的研究初报[ J ]. 草业科学, 2005, 22(8): 47-49.
- [ 13 ] 席彩云, 余新晓, 徐娟, 等. 北京密云山区典型林地土壤入渗特性[ J ]. 北京林业大学学报, 2009, 31( 5 ): 42-47.
- [ 14 ] 程冬兵, 张平仑. 等高绿篱系统土壤水分入渗特性研究[ J ]. 水土保持学报, 2009, 23( 3 ): 221-226.
- [ 15 ] Helalia A M. The relation between soil infiltration and effective porosity in different soils [ J ]. Agricultural Water Management, 1993, 24(8): 39-47.
- [ 16 ] 许明祥, 刘国彬, 卜崇峰, 等. 圆盘入渗仪测定不同利用方式土壤渗透性试验研究[ J ]. 农业工程学报, 2002, 18(4): 54-58.