

# 金沙江干热河谷微地形改造对土壤水分运动参数的影响研究<sup>\*</sup>

李艳梅, 王克勤, 陈奇伯, 王建英

(西南林学院 环境科学与工程系, 昆明 650224)

**摘 要:** 以云南元谋干热河谷典型坡面上改造后的微地形为研究对象, 对集中降雨条件下的土壤水分进行动态监测, 运用土壤水分动力学原理和水量平衡原理, 分析计算改造微地形的土壤水分特征曲线、土壤水分通量、导水率和扩散率, 结果表明: 微地形改造后, 强化了降雨的入渗, 水平沟整地和水平台整地分别能将 89% 和 83% 的降雨转化为土壤水分, 而自然坡面只有 22% 的天然降雨转化为土壤水分, 集中降雨后, 土壤水分以垂直入渗为主, 土壤水分以零通量面为界, 在零通量面以上水分向上运动, 零通量面以下向下运动, 改造后微地形土壤水分运移动速度明显增大, 最大运移速度大约为 15~17 cm/d, 但随着坡度增加, 土壤水分的侧向损失有所增加, 在集中降雨条件下, 水平台、水平沟整地后能使拦截的降雨在 0~200 cm 土层范围进行分配, 且缓坡上的水平台能使 100 cm 以下的土壤水分得到明显改善, 而自然坡面入渗的水分主要在 0~100 cm 范围分配, 且改善土壤水分效果不好, 100 cm 以下土层, 降雨后土壤水分仍维持在较低水平。

**关键词:** 元谋干热河谷; 微地形改造; 土壤水分

中图分类号: S714.2; S715

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2008)04-0019-05

## Effect of Reconstructed Micro-slope on Soil Moisture Dynamics Parameter in Jinshajiang Dry-Hot River Valley

LI Yan mei, WANG Ke qin, CHEN Qi bo, WANG Jian ying

(Department of Environment Science and Engineering, Southwest Forestry College, Kunming 650224, China)

**Abstract:** Taking reconstructed micro-slope on typical slope in Yuanmou dry-hot river valley as research object, by monitoring soil water dynamics, this paper analyzes and calculates soil water characteristic curve, soil water flux, conductivity and diffusivity of reconstructed micro-slope with soil water dynamics principle and water equilibrium principle. The results show that reconstructed micro-slope enhances the permeating of rain, contour terrace and contour trench could respectively converse 89% and 83% rainfall into soil water, but natural slope only could converse 22% rainfall into soil water. Soil water mainly permeates at perpendicular direction, and moves upward on zero flux noodles, gets down under zero flux noodles after concentration rain. Reconstructing micro-slope makes the speed of water movement increase, and the biggest speed increased 15~17 cm/d. With the depth increases of soil profile, the lost of soil water on the side increases correspondently. The intercepted rain of contour terrace and contour trench can be assigned in 0~200 cm soil layer, contour terrace on gentle slope may make water under 0~100 cm soil layer increase obviously, and the permeating water of natural slope mainly is assigned in 0~100 cm soil layer, water under 0~100 cm soil layer always keeps very low.

**Key words:** yuanmou dry-hot river valley; reconstructed micro-slope; soil moisture

土壤水分的运移直接关系到深层土壤水分能否得到补充及水分对植被的有效性, 为此, 土壤水分的运动研究是农学、土壤学、环境科学等科学家关注的热点问题, 但由于土壤水分存在的介质具有横向、纵向的连通性, 其运动受重力、水吸力和地上植被的影响, 其来源—降雨通常是随机的, 土壤

水分的运动研究一直进展很慢。目前, 许多学者对土壤水分运动的研究主要是根据能量的概念, 利用机械动力学、分子动力学和热力学的原理, 进行数值模拟确定饱和和非饱和条件下土壤水分运动参数<sup>[1-3]</sup>, 这些研究成果推动了土壤水分运动理论的发展, 但切断了水分运动的天然联系, 且相互独

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2007-09-20

基金项目: 国家自然科学基金项目(30660037); 云南省科技计划项目(2006SG20); 云南省自然科学基金项目(2006D0041M); 云南省教育厅基金项目 04Y424B 资助

作者简介: 李艳梅(1978—), 女, 云南昆明人, 讲师, 硕士, 从事退化生态系统生态恢复理论与技术研究。E-mail: kmlymei@126.com

通信作者: 王克勤(1964—), 男, 甘肃庄浪人, 教授, 主要从事小流域综合治理的理论与技术研究。E-mail: kqwang@swfc.edu.cn

立,难以统一,且对不同微地形改造后土壤水分通量、导水率、扩散率等运动参数的确定也很少涉及,不能定量说明微地形改造对土壤水分运动参数的影响。干热河谷高温少雨,蒸发强烈,降雨集中,旱季土壤水分严重亏缺,土壤水分运动快慢和运动方向关系到该地区雨季蓄积土壤水分分配的方向,分配的数量等。选取了改造于 2001 年的水平沟、水平台,对集中降雨条件下的土壤水分及土壤水分特征曲线进行测定,推算出不同改造微地形的土壤水分运动参数,分析改造微地形对土壤水分运动参数的影响,旨在为干热河谷地区采用微地形改造来防止土壤干旱提供理论依据。

### 1 试验区概况

试验区选择在元谋县东山大沟公路梁子,位于“长江中上游水土保持重点治理项目”区内,海拔 1 300 m 左右,地处北纬 25°31′-26°07′,东经 101°36′-102°07′,属金沙江支流龙川江下游的河谷地段,为深切河谷的低山丘陵。气候干热,年平均气温 22℃,≥10℃的积温 7 796.1℃,极端最高气温达 42℃,全年日最高气温≥30℃的有 167.8 d,≥35℃的

有 36 d,是云南省有名的“火炉”,最冷月(12 月)的平均气温 14.5℃,极端最低气温-0.1℃,几乎全年无霜。多年平均降水量为 550~614 mm,其中 6-10 月占 90%,年蒸发量为 3 911 mm,为降水量的 6.4 倍<sup>[4]</sup>;成土母岩有花岗岩、花岗斑岩、砂质岩和砂岩,土壤是表蚀燥红土,土壤发生层段分化不明显,土壤质地为砂壤土至重壤土,多中性反应(pH 6.2~7.2)。天然植被有桉树(*Eucalyptus*)类和砾(*Quercus* spp.)类、余甘子(*Phyllanthus emblica*)、车桑子(*Dodonaea viscosa* (L.) Jacq)、扭黄茅(*Heteropogon contortus*)、旱茅(*Eremopogon delavayi*)等。

### 2 研究方法

在对试验区进行全面调查的基础上,选择有代表性的区域,按原来的自然坡面,从分水岭到坡脚,布置 3 个试验小区,除 1 个对照外,其余为改造于 2001 年的水平台和水平沟,在所有试验小区的台(沟)间坡面、台地(水平沟)上布设观测样线,在每条观测样线上每隔 1 m 布设 1 个观测点,在每个测点,每隔 20 cm 布设一个测位。各试验地的基本概况见表 1。

表 1 试验地基本概况

试验地编号	整地方式	整地规格(深×宽)	坡度/(°)	坡向	地类	覆盖度/%	容重/(g·cm <sup>-3</sup> )
1	水平台	60 cm×120 cm	12	N	扭黄毛	90	1.47
2	水平沟	40 cm×40 cm	24	W	稀疏 扭黄毛	85	1.60
3	自然坡面		12	W	扭黄毛	92	1.48

- (1) 土壤水分。采用 L520 智能型中子水分仪进行观测;
- (2) 土壤水势。WP4 水势仪测定;
- (3) 土壤水分特征曲线。本试验用 WP4 水势仪测定土壤水吸力和土壤含水率的数值,根据土壤水分特征曲线模型,拟合出土壤水分特征曲线;
- (4) 土壤水分通量。根据集中降雨条件下连续观测的土壤含水率,结合土壤水分特征曲线,在已知的上边界断面 1-1 在 Δt 时段内的平均通量 q<sub>1</sub> 和 Δt 时段内上断面 1-1 与下断面 2-2 之间的土壤含水率的变化,用水量平衡法就可求出断面 2-2 在 Δt 时段内的平均通量 q<sub>2</sub> 如式(1)。

$$q_2 = q_1 - \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz$$

(1)

式中:q<sub>2</sub>——断面 2-2 在 Δt 时段内的平均通量 q<sub>2</sub>; q<sub>1</sub>——断面 1-1 在 Δt 时段内的平均通量 q<sub>1</sub>; θ——土壤含水率; t——时间; z<sub>1</sub>, z<sub>2</sub>——断面 1-1、断面 2-2 土层深度<sup>[1]</sup>。

- (5) 导水率。对非饱和水流的垂直一维运动,当 Z 坐标向下为正时,根据达西定律可推导出导水率如式(2)。

$$K(\theta) = q(Z) / \left( \frac{\partial S}{\partial Z} + 1 \right)$$

(2)

式中:S——土壤水吸力;  $\frac{\partial S}{\partial Z}$ ——吸力梯度,可由土壤水分特征曲线求出; q(Z)——任一断面 Z 处的通量;任一断面 Z 处的通量可根据土壤水的连续方程推导而得到。

$$q(Z) = q_0 - \frac{1}{\Delta t} \int_0^Z \theta(t_{i+1}) dZ - \int_0^Z \theta(t_i) dZ$$

(3)

式中,q<sub>0</sub>——地表(Z=0)通量,可由降雨前 1 天和降雨后当

天持水量之差求出; Δt——时段; Z——土层深度; t<sub>i+1</sub>——第 i+1 时刻; t<sub>i</sub>——第 i 时刻<sup>[1,5-6]</sup>。

- (6) 扩散率。可根据式(4)求得扩散率。

$$D(\theta) = K(\theta) / C(\theta)$$

(4)

式中:C(θ)——比水容量,可由土壤水分特征曲线求得,即: C(θ)= - dθ/dS, D(θ)= - K(θ)/(dθ/dS)<sup>[1,5-6]</sup>。

- (7) 降雨量。用自记雨量记在每天的 8:00 和 20:00 进行观测。

### 3 结果与分析

土壤水分存在多孔介质中,并在其中运动,微地形改造后,打破了原有的土壤水分分配格局,进而影响了蓄积土壤水分分配的方向和数量。为了说明微地形改造后蓄积土壤水分分配的方向和数量,这里选用日降雨量达 70.1 mm 且后续无雨的 9 月 23 日及其以后 1 个月土壤含水率观测数据进行分析。

#### 3.1 不同改造微地形的土壤水分特征曲线

土壤水分特征曲线是表示土壤水的能量和数量关系,是研究土壤水分的保持和运动所用到的反映土壤水分基本特性的曲线,同时也是土壤中水分运动定量分析必不可少的重要参数。目前,土壤水分特征曲线主要通过测定获得<sup>[7-8]</sup>,本研究用 WP4 水势仪测定土壤水势和土壤含水率,采用最小二乘法对土壤水分特征曲线 Tani 单参数模型、Van Genuchten 模型、常用的经验公式 S= αθ<sup>b</sup> 等进行优化拟合,以经

验公式  $S= \alpha \theta^b (\psi= - \alpha \theta^b)$  拟合效果最好, 复相关指数  $R^2$  为 0.913 8, 其拟合的经验公式为:  $S= 2314110^{-4.5264}$ , 拟合的土壤水分特征曲线如图 1。

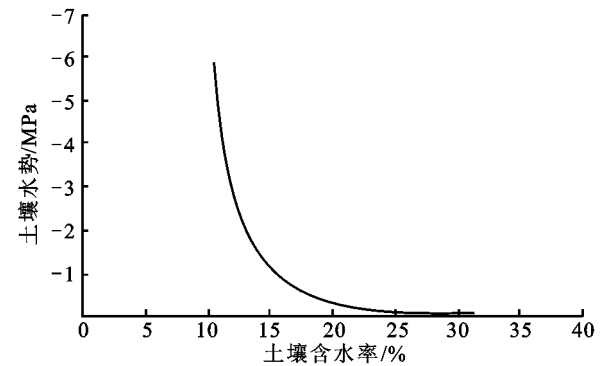


图 1 土壤水分特征曲线

表 2 集中降雨后各微地形观测样带土壤水分通量

日期	Z/ cm	$q(Z)/(mm \cdot d^{-1})$								
		水平台			水平沟			自然坡面		
		坡上部	坡中部	坡下部	坡上部	坡中部	坡下部	坡上部	坡中部	坡下部
09-23	0	39.8379	45.3329	58.0518	20.4596	55.8791	62.2086	14.8784	15.0925	15.9731
	20	30.6116	33.9249	34.5238	10.2346	26.0419	40.3067	4.3190	5.0081	6.0339
	40	22.4748	23.1506	26.0769	4.3066	15.5864	36.95507	2.4025	2.8431	3.3913
	60	11.4263	13.6256	19.4500	1.4544	8.6709	30.56107	1.0275	1.0295	1.9238
	80	9.3580	11.55564	14.2370	0.5666	4.0712	22.4970	0.7202	1.5985	1.7305
	100	4.8990	5.3599	10.0358	0.3094	1.3116	17.0064	0.4072	0.5668	0.6270
	120	2.3964	2.8599	6.2536	0.3934	0.6308	7.3261	0.0650	0.2148	0.9656
	140	0.7559	2.4611	4.1134	0.1402	0.6613	1.9744	0.0646	0.3613	0.8560
	160	0.0200	1.8086	1.9055	0.0436	0.5578	1.0086	0.0179	0.0199	0.5318
	180	0.2080	0.6453	0.7375	0.0726	0.0923	0.7862	0.0570	0.3672	0.4891
	200	0.1102	0.0810	0.3105	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000
09-25	0	- 5.0286	- 5.8998	- 7.7362	- 3.2488	- 5.6849	- 6.3592	- 2.5697	- 3.1754	- 2.8296
	20	- 3.4709	- 5.2475	- 7.962	- 1.5345	- 0.5652	- 1.9663	- 1.2018	- 2.9428	- 1.0412
	40	- 1.4161	- 4.3437	- 7.3685	- 0.1459	2.1099	- 1.2993	- 1.4346	- 1.7069	- 1.5704
	60	1.6288	- 1.9263	- 6.4564	0.7270	2.6849	- 0.1895	1.8638	0.6333	1.0926
	80	2.1070	- 1.1788	- 5.0087	0.8781	1.5849	- 0.3579	0.9277	0.3187	0.8467
	100	1.3737	- 0.2622	1.8165	0.7980	1.4656	- 0.4314	0.0935	0.9583	0.0712
	120	1.0701	0.9557	1.8383	0.5951	0.8820	0.0691	0.0541	0.0778	0.0163
	140	0.9034	1.1499	1.9713	0.0731	0.4431	0.0300	0.0243	0.0088	0.0732
	160	0.1241	1.1331	1.3366	0.0058	0.0800	- 0.3483	0.0026	0.0246	0.0288
	180	0.0133	0.9322	1.0349	0.1071	0.0182	- 0.3999	- 0.3191	0.0013	0.0376
	200	0.0007	0.0001	0.8509	0.0000	0.0000	- 0.0002	0.0000	0.0000	0.0000
09-27	0	- 2.3877	- 3.2217	- 4.6179	- 1.9948	- 4.1973	- 5.9693	- 0.2801	- 0.9636	- 1.7089
	20	- 2.2849	- 1.2858	- 3.7015	- 0.0720	- 1.2866	- 1.8192	- 0.7195	- 0.5605	- 1.0189
	40	- 1.9355	- 0.5392	- 3.6683	2.9296	- 0.1379	0.46322	- 1.0914	- 1.9603	- 1.5029
	60	0.0451	0.7917	- 3.4746	3.9925	0.7541	1.1583	- 0.9516	- 0.2427	- 1.1735
	80	0.8343	1.9440	- 2.2638	5.3424	0.9023	1.3383	1.0451	1.5765	- 0.9136
	100	0.8182	2.0562	- 2.7207	4.4355	1.1874	0.9062	0.2131	1.2986	0.8707
	120	0.8739	2.3557	- 2.8238	1.6235	1.0010	0.6467	- 0.0107	0.7007	0.0068
	140	0.8530	1.3638	- 1.0318	1.1607	0.5444	0.5138	- 0.0929	0.7838	0.0631
	160	1.4338	1.9640	0.2809	0.4075	0.2571	0.1682	0.4670	0.8511	0.0686
	180	0.8885	1.8497	0.4802	0.4007	- 0.7727	0.0011	0.3127	0.6673	0.0606
	200	0.0370	0.2140	0.0015	0.0000	0.0011	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000

22% 降雨入渗到土壤中, 通量最高只有 15.97 mm/d, 水平沟和水平平台地表平均通量分别是自然坡面的 4.94 倍和 4.72 倍, 水平平台雨期从地表到深层, 土壤通量递减较慢, 到 120 cm 时, 平均通量高达 7.59 mm, 而水平沟和自然坡面 120 cm 的平均通量只有 0.71 mm 和 0.15 mm。这是因为, 在集中降雨条件下, 水平沟和水平平台因改造了微地形, 大大增加了入渗量, 土壤水分增墒效果明显, 从水分湿润的范围而言, 水平平台因汇集大量降水, 通量较大, 同时在下渗过程中损失较小, 水分一直能下渗到深层(200 cm 以下), 整个 0–200 cm 范围内土壤水分改善都比较明显, 水平沟虽然地表通量比水平平台高, 在 0–100 cm 范围内, 土壤水分改善效果明显, 但由于侧渗损失和蒸发较大, 100 cm 以下土壤水分改善效果不明显, 自然坡面由于地表径流大量流失, 土壤水分入渗小, 蒸发损失大, 土壤水分也只在 0–100 cm 范围有所改善, 在 100 cm 以下, 几乎得不到任何补给, 土壤水分仍维持在较低水平。说明缓坡上采用水平平台整地, 雨后土壤水分主要以垂直入渗为主, 而坡度较大的坡面采用水平沟整地, 由于坡度较陡, 土壤通量递减快, 随土层加深, 水分侧向损失有所增加, 100 cm 以下土层土壤水分得到补给较少。

3.3 集中降雨期不同改造微地形导水率

通量计算表明土壤水分在垂直方向上分配的数量, 从理论上证实了缓坡上蓄积的土壤水分主要在垂直方向上进行分配, 但随坡度增加, 侧向损失有所增加。这里对降雨当天的导水率即最大导水率进行计算, 进一步分析土壤水分运动的速度。

处于非饱和状态下的土壤水和饱和土壤水一样, 也遵循热力学第二定律, 水分从水势高处向水势低处运动, 一般认为, 适用于饱和水流动的达西定律在很多情况下也同样适用于非饱和土壤水分流动<sup>[8]</sup>。田间土壤水分运动, 可近似视为一微垂直向的流动, 对于非饱和和水流的一微垂直运动, 当 Z 坐标向下为正时, 可根据达西定律可推导出导水率<sup>[9]</sup>。

表 3 不同微地形最大土壤导水率 cm/d

层次/cm	水平台	自然坡面	水平沟
0	15.68	6.17	16.46
20	9.47	4.41	9.70
40	7.95	1.23	6.69
60	5.85	0.82	3.64
80	4.47	0.60	1.42
100	2.22	0.49	0.53
120	1.93	0.20	0.33
140	1.47	0.13	0.25
160	1.21	0.10	0.11
180	0.83	0.04	0.07
200	0.47	0.002	0.03

根据观测的土壤含水率和各微地形的土壤水分特征曲线, 得出集中降雨时各微地形土壤最大导水率如表 3。

非饱和导水率随含水率和基质势变化而变化, 其大小与通量和土壤物理性质有密切相关性, 通量越大, 导水率越高,

非毛管孔隙越多, 导水率越大, 水平台和水平沟, 由于人为改造了地表, 土壤的拦蓄性和通透性得到改善, 大大提高了导水率, 由表 3 可以看出, 表层水平沟的导水率大于水平台, 水平沟和水平台的导水率远远大于自然坡面, 水平沟和水平台的表层导水率分别是自然坡面的 2.68 倍和 2.54 倍, 40 cm 土层以下, 导水率从大到小依次是水平台、水平沟、自然坡面, 随着土层增加, 100 cm 以下, 水平台导水率减少缓慢, 而水平沟迅速减少, 只有很少水分能渗入到深层, 自然坡面, 从表层到深层导水率都较小。说明, 在集中降雨条件下, 缓坡上的水平台垂直方向上运移速度较大, 坡度较大的水平沟表层运移快, 随土层增加, 垂直运移速度迅速减小。

3.4 集中降雨期不同改造微地形扩散率

扩散率是反映土壤水分侧向流动的一个重要指标, 为了更全面地说明土壤水分的渗透方向和运动的速度, 这里对土壤水分的最大扩散率进行分析。根据观测数据, 计算垂直方向上各微地形土壤水分最大扩散率如表 4。

表 4 不同微地形土壤水分最大扩散率 cm<sup>2</sup>/d

层次/cm	水平台	自然坡面	水平沟
0	1.86	3.87	1.56
20	0.90	1.56	1.32
40	0.69	0.99	1.14
60	0.18	0.84	1.06
80	0.09	0.66	0.64
100	0.03	0.51	0.49
120	0.03	0.36	0.24
140	0.04	0.03	0.08
160	0.04	0.03	0.06
180	0.01	0.04	0.07
200	0.02	0.05	0.08

表 4 表明: 除自然坡面表层外, 扩散率都比较小, 在水平沟降雨后表层的最大扩散率只有 1.56 cm<sup>2</sup>/d, 在 3 种微地形土壤剖面上, 最大值都没有超过 4.0 cm<sup>2</sup>/d, 表明土壤水分的运动主要以垂直渗透为主, 侧向渗透量相对较小。但随着土层增加, 水平台最大扩散率迅速减小, 自然坡面和水平沟缓慢减少, 在 0–100 cm 范围土层内, 水平台、水平沟和自然坡面的平均最大扩散率分别为 0.63 cm<sup>2</sup>/d, 1.04 cm<sup>2</sup>/d 和 1.41 cm<sup>2</sup>/d。说明微地形改造由于汇集了大量径流, 形成了高水头和高水势, 水分主要以垂直入渗为主, 在很大程度上减少了侧渗损失, 但坡度较陡情况下, 土壤水分有侧向损失。因此, 在干热河谷地区缓坡上采用水平平台整地防止土壤干旱具有充分的理论依据, 并且能够取得很好的效果。

4 结论与讨论

4.1 结 论

通过以上分析, 可以得出以下结论:

(1) 微地形改造后, 拦截了大量的地表径流, 增加了入渗量, 水平沟整地和水平平台整地分别能将 89% 和 83% 的降雨转化为土壤水分, 在时空上重新进行分配, 而自然坡面只有

22% 的天然降雨转化为土壤水分。

(2) 雨季土壤水分以垂直渗透为主,改造后微地形土壤水分运移动速度明显增大,最大运移速度大约为 15~ 17 cm/d,但随着坡度增加,土壤水分的侧向损失有所增加,雨后,土壤水分以零通量面为界,在零通量面以上水分向上运动,零通量面以下向下运动。

(3) 在集中降雨条件下,水平台、水平沟整地后能使拦截的降雨在 0~ 200 cm 土层范围进行分配,且缓坡上的水平台能使 100 cm 以下的土壤水分得到明显改善,而自然坡面入渗的水分主要在 0~ 100 cm 范围分配,且改善土壤水分效果不好,100 cm 以下土层,降雨后土壤水分仍维持在较低水平。

4.2 讨 论

通过试验得出,集中降雨后,0~ 100 cm 土层范围内土壤水分平均通量从大到小依次是水平沟、水平台和自然坡面,而 100~ 200 cm 土层范围内从大到小依次是水平沟、水平沟和自然坡面,这可能是由于水平沟坡度较陡,侧渗损失较大造成的,同一坡度上的水平台和水平沟水势分布比较有待于进一步研究。从水分运动的通量看,湘北红壤坡地雨水自然资源化程度为降水量的 $(46 \pm 2)\%$ <sup>[10]</sup>,这比干热河谷自然坡面的转化率高出 1 倍多,这可能与干热河谷土壤水分长期亏缺,土壤比较紧实有关。对土壤水分运移速度,王克勤研究集中降雨期植树带土壤水分垂直分布规律时指出:8 m<sup>2</sup> 拍光的最高土壤水分出现的层次大约以 0.2~ 0.25 m/d 的速度下移相比明显偏小,这可能是由于集水面积差异和没有植物根系等原因造成的<sup>[11]</sup>。张志强指出:植被根系的存在很大程度影响到土壤水分运移<sup>[12]</sup>,由于本试验区没有植被覆盖,水分运移没有考虑汇源项的影响,因此,对微地形植被根系影响下的土壤水分运移状况有待进一步研究。

参考文献:

[1] 雷志栋,杨诗秀,等. 土壤水动力学[M]. 北京:清华大学

出版社,1988:125-126.

[2] 张建丰,王文焰.利用野外一维垂向入渗实验确定土壤水分运动参数[J].水土保持学报,1994,8(1):69-77.

[3] 苏培玺.沙质土壤水分运动参数研究[J].中国沙漠,2000,20(3):329-332.

[4] 付美芬,高洁.元谋干热河谷影响植被恢复和造林成活率的主要气候因子研究[J].西南林学院学报,1997,17(2):36-42.

[5] 宋孝玉,康绍忠,等.陕西长武王东沟径流小区土壤水分运动参数测定[J].西北农林科技大学学报,2003,31(4):179-181.

[6] Taha A, Gresillon J M. Modelling the link between hillslope water movement and stream flow: application to a small Mediterranean forest watershed[J]. Journal of Hydrology, 1997, 203: 11-20.

[7] 程云,陈宗伟,等.重庆缙云山不同植被类型林地土壤水分特征曲线模拟[J].水土保持研究,2006,13(5):80-83.

[8] F Chamran et al. Spatially explicit treatment of soil water dynamics along a semiarid catena[J]. Soil Science Society of America Journal, 2002, 66(5): 1571-1583.

[9] 陈孝民,潘根兴.太湖地区农田生态环境中土壤饱和导水率的研究[J].水土保持通报,2000,20(5):11-14.

[10] 谢小立,王凯荣.湘北红壤坡地土壤水分特征及水分运移[J].水土保持学报,2004,18(5):104-107.

[11] 王克勤.集水造林与水分生态[M].北京:中国林业出版社,2002.

[12] 张志强.森林水文:过程与机制[M].北京:中国环境科学出版社,2002:110-117.

(上接第 18 页)

[4] 牛兰兰,丁国栋,赵方莹.公路建设项目水土流失及其防治措施初探[J].中国水土保持科学,2007,5(1):114-118.

[5] 张绒君,王晓,等.线性开发建设项目的土壤侵蚀与工程防治[J].水土保持学报,2002,16(5):139-141.

[6] 刘秀峰,贵遵高,等.级公路边坡人工植被状况调查研究[J].草业科学,2001(4):65-72.

[7] 胥晓刚,杨冬生,胡庭兴.公路区域生态破坏及植被恢复技术应用与研究进展[J].中国园林,2005(1):51-54.

[8] 李文银,王治国,等.工矿区水土保持[M].北京:科学出版社,1996.

[9] 俞文煜,等.公路建设中的水土保持对策研究[J].华东公路,2000(5):50-51.

[10] 程昊.冻土地区青藏铁路建设水土流失分析及控制措施[J].中国水土保持科学,2004(5):19-21.

[11] 王根绪,吴青柏,王一博,等.青藏铁路工程对高寒草地生态系统的影响[J].科技导报,2005(1):8-13.

[12] 沈渭寿,张慧,邹长新,等.青藏铁路建设对沿线高寒生态系统的影响及恢复预测方法研究[J].科学通报,2004,49(9):909-914.

[13] 张志强.陇中黄土高原丘陵区生态建设与可持续发展[J].科技导报,2000(1):43-45.

[14] 焦居仁.从 1998 年洪水看加快水土流失治理的紧迫性[J].水土保持科技情报,1999(1):6-7.

[15] 王礼先,等.水土保持学[M].北京:中国林业出版社,1995.