

黄土高原丘陵沟壑第三副区小流域土壤渗透特性研究

李海光¹, 余新晓¹, 张满良², 信忠保¹, 徐峰², 李庆云¹, 刘淑艳¹

(1. 北京林业大学 水土保持学院 水土保持与荒漠化防治教育部重点实验室, 北京 100083; 2. 黄河水利委员会 天水水土保持科学实验站, 甘肃 天水 741000)

摘要: 土壤渗透特性是土壤重要的性质之一, 采用双环法对黄土高原丘陵沟壑第三副区吕二沟小流域不同地形、不同土地利用方式的土壤进行渗透性测定, 研究其入渗透规律。结果表明: 不同土地利用类型对土壤饱和渗透率影响较大, 无论是在流域的上游、中游还是下游, 饱和渗透率都表现出刺槐林> 草地> 耕地和果园的规律。在整个流域角度分析, 饱和渗透率总体表现出中明显的流域中游> 流域出口> 流域上游和明显的流域右侧> 流域左侧的规律; 土壤饱和渗透率与含水量无关, 与土壤容重和非毛管孔隙相关性较大, 即土壤饱和渗透时主要是通过非毛管孔隙进行的; 应用不同模型对渗透过程进行拟合, 霍顿模型拟合效果较好拟合系数为 0.930。

关键词: 土壤渗透; 饱和渗透率; 土地利用; 黄土高原

中图分类号: S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2010)02-0075-05

Study on Soil Permeability at the Third Subdivision of Hilly-gully Region on the Loess Plateau

LI Hai-guang¹, YU Xin-xiao¹, ZHANG Man-liang²,

XIN Zhong-bao¹, XU Feng², LI Qing-yun¹, LIU Shu-yan¹

(1. Key Laboratory of Soil and Water Conservation & Combating Desertification of Ministry of Education, School of Water and Soil Conservation, Beijing Forestry University, Beijing 100083, China; 2. Yellow River Conservancy Commission Tianshui Soil and Water Conservation Science Experiment Station, Tianshui, Gansu 74100, China)

Abstract: The soil permeability characteristics of the third subdivision Lüergou small basin in Loess Plateau hilly-gully regions were studied with double-ring method based on field investigation. The results showed that the soil permeability coefficients were closely to different land uses, and the soil permeability coefficient of locust forest is the biggest, the coefficients in the cultivated land and orchard are the smallest. Analyzing on the whole basin, the soil permeability coefficients did not obviously presents middle reaches> downstream> upstream, and right side> left side. The soil permeability coefficients is well related to bulk density and non-capillary pores, and the soil permeability coefficients is mainly controlled by non-capillary pore. Soil permeability coefficients fitting precisions with Horton's model are perfect and the correlation coefficient is 0.930.

Key words: soil permeability; soil permeability coefficients; land use; Loess Plateau

黄土高原是我国水资源短缺、水土流失严重的区域^[1]。而渗透性是反映土壤抗侵蚀能力的重要指标之一, 甚至有些学者直接利用土壤渗透性来表征可蚀性^[2-5]。土壤的渗透性能越好, 地表径流就减少, 土壤的侵蚀量也会相应地减少^[6-7], 土壤渗透是指降雨落到地面上从土壤表层渗入土壤形成土壤水分的过程, 它是降雨-径流循环中的关键一环, 是降

水、地表水、土壤水和地下水相互转换过程的一个重要环节, 土壤对降水的渗透是水在土体内运行的初级阶段^[3]。防止土壤侵蚀的关键在于消除或者减弱地面径流。而减缓径流冲刷动力的重要途径就是将降雨就地拦截入渗。因此, 在黄土丘陵区, 加大降雨的入渗是防止土壤侵蚀的关键。影响土壤入渗的因素很多, 植被类型及土壤理化性质是影响土壤入渗

* 收稿日期: 2009-10-09

基金项目: 国家自然科学基金项目(40871136)

作者简介: 李海光(1980-), 男, 河北承德人, 博士研究生, 林业助理工程师, 主要研究方向: 林业生态工程、水土保持。E-mail: lihaiguang4@126.com

通信作者: 余新晓(1961-), 男, 甘肃平凉人, 教授, 博士生导师, 研究方向: 森林水文、水土保持等。E-mail: yuxinixiao111@126.com

的两个重要因素^[8-10],不同植被类型覆盖下的土壤入渗性能有显著差异^[10-11],土壤入渗性能与土壤侵蚀有着紧密的联系,是土壤抗侵蚀体的内在因素之一,也是研究地表径流和坡面侵蚀的起点,同时还是探讨流域产流机制的基础与前提^[12-13]。目前,虽然已有学者从不同方面对黄土高原丘陵区土地理化性质进行报道^[4-5],但是主要关注了林、灌、草等植被对土壤理化性质的影响,而缺少对植被、立地条件等综合分析研究。以黄土高原第三副区吕二沟小流域为研究对象,对不同坡位,不同土地利用类型的土壤渗透特性进行了研究,对防止该区土壤侵蚀以及进行侵蚀预报提供理论依据。

1 研究区概况

研究区设在甘肃省天水市吕二沟流域。该流域走向自南至北,地势南高北低,呈现狭长带状,流域南北长 6.94 km,东西宽 1.73 km,总面积 12.01

km²。吕二沟流域最高海拔 1 707 m,最低点海拔高度 1 175 m,相对高差 532 m,共有大小支沟 51 条,沟壑密度 3.82 km/km²,平均比降 7.24%。流域形状系数 0.25^[14]。

2 研究方法

2.1 样地选择

样地的选择上考虑整个流域的地形地貌特征,尽量多的涵盖所有区域,选择 10 块样地作为研究对象,于 2009 年 7 月采样,进行室内室外分析,样地具体情况如表 1。

2.2 土壤物理性质测定

土壤含水量的测定采用烘干法^[15-16],其计算公式如式(1)。

$$W = (a - b) / b \times 100\%$$

(1)

式中:W——土壤含水量(%);a——原土重(g);b——烘干土重(g)。

表 1 样地基本情况

样地编号	土壤类型	位置	土地利用类型	坡度/(°)	坡向/(°)	海拔/m
1	黄土	中游左侧	刺槐林	27	90	1565
2	黄土	中游左侧	草地	0	—	1544
3	黄土	上游	梯田耕地	0	—	1502
4	黄土	上游	梯田果园	0	—	1500
5	红砂土	上游	刺槐林	35	60	1615
6	黄土	中游右侧	刺槐林	60	110	1612
7	黄土	中游右侧	坡耕地	7	300	1523
8	黄土	中游右侧	草地	5	270	1524
9	砂质黄土	出口	草地	30	240	1239
10	砂质黄土	出口	刺槐林	24	270	1245

注:坡向是以正北方向为 0°,正东方向为 90°,正南方向为 180°,正西方向为 270°,按顺时针顺序换算。

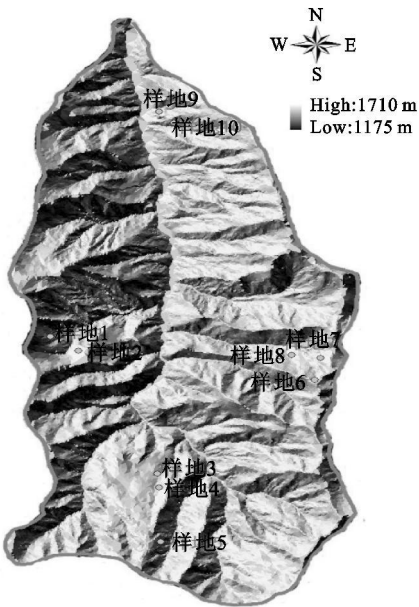


图 1 各样地分布情况图

土壤容重采用环刀法^[15-16],其计算公式如式(2)。

$$D = (m_2 - m_1) / V(1 + W)$$

(2)

式中:D——土壤容重(g/cm³);m₂——环刀及湿土质量(g);m₁——环刀质量(g);V——环刀体积(cm³);W——土壤含水量(%)。

土壤孔隙采用环刀浸水法测定^[15-16]。

2.3 土壤渗透测定

根据吕二沟流域土壤及地形特点,在不同样地参考水文学原理中土壤下渗直接测定法^[17],采用双环定水头逐次加水法。其中内环直径 10 cm,外环直径 20 cm,高 35 cm。渗透面设在 0 cm(表层)处。观测时内外环同时加水,以增加因内环外加水而造成对土壤渗透的精度,其计算公式如下:

$$V = \frac{10 \times Q_n}{t_n \times S}$$

(3)

$$K_t = \frac{V \times L}{H + L} = \frac{10 \times Q_n \times L}{(H + L) \times t_n \times S}$$

(4)

式中:K_t——渗透率(mm/min);Q_n——通过土柱的水

体积(ml), 即第 n 次测定时间内环下渗的水量; S ——渗透面积(cm^2), 即双环内环横断面积; H ——固定水位深(cm); L ——土层厚度(cm), 即环刀嵌入土层的厚度; t_n ——第 n 次测定的时间间隔(min)

3 结果与分析

3.1 土壤饱和和渗透率研究

3.1.1 土壤物理性质对饱和和渗透率影响 土壤的渗透性能是土壤水分的重要物理性质之一。土壤渗透性能的好坏, 直接关系到地表产生径流量的大小, 对

土壤侵蚀的影响很大。渗透性能良好的土壤, 在一定的降水强度下, 水分可以被充分贮存起来或变为土内径流, 不易形成地表径流, 不使水分损失。研究区内土地利用方式可以分为刺槐林、梯田耕地、坡耕地、梯田果园及草地。不同土地利用类型, 不同坡度、不同坡向、不同流域位置, 造成了土壤物理性质之间的差异(见表 2), 也引起了其饱和和渗透率的不同。

土壤渗透受多因素影响, 土壤的物理性质决定了其渗透性能的大小, 采用 SAS 9.0 软件对饱和和渗透率和土壤物理性质进行相关分析, 分析结果见表 3。

表 2 研究区土壤物理性质

样地编号	取土深度/ cm	土壤容重/ ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	毛管孔隙 度/ %	孔隙度非毛管 孔隙度/ %	总孔隙度/ %	土壤含水 量/ %	粗颗粒 含量/ %
1	33.3	1.32	53.12	5.08	58.20	23.28	16.78
2	34.1	1.39	45.89	4.26	50.15	16.28	8.22
3	33.2	1.51	43.50	2.65	46.15	20.13	7.28
4	33.3	1.49	44.99	4.62	49.61	20.50	10.77
5	35.2	1.31	54.46	5.00	59.46	21.67	22.02
6	32.7	1.25	54.91	5.92	60.83	24.00	16.60
7	32.9	1.60	45.00	2.90	47.90	18.76	9.79
8	34.7	1.43	46.19	4.27	50.46	20.30	13.89
9	33.3	1.53	43.80	3.48	47.28	14.53	15.54
10	31.6	1.36	38.12	5.07	43.19	13.47	31.32

注: 粗颗粒指> 2mm 的颗粒物质。

表 3 饱和和渗透率与土壤物理性质相关分析

项 目	饱和渗透率	毛管孔隙度	非毛管孔隙度	总孔隙度	土壤含水量	粗颗粒含量	土壤容重
饱和渗透率	1	0.5779	0.8470	0.6656	0.3202	0.5629	- 0.9125
毛管孔隙度	0.5779	1	0.5208	0.9892	0.8329	- 0.0460	- 0.6164
非毛管孔隙度	0.8470	0.5208	1	0.6406	0.3513	0.5876	- 0.8979
总孔隙度	0.6656	0.9892	0.6406	1	0.8097	0.0597	- 0.7090
土壤含水量	0.3202	0.8329	0.3513	0.8097	1	- 0.2414	- 0.4117
粗颗粒含量	0.5629	- 0.0460	0.5876	0.0597	- 0.2414	1	- 0.5300
土壤容重	- 0.9125	- 0.6164	- 0.8979	- 0.7090	- 0.4117	- 0.5300	1

研究区内土壤的饱和渗透率和土壤含水量相关系数最小为 0.320 2, 说明饱和渗透率与土壤初始含水量关系不密切即与土壤含水量无关。

土壤的饱和渗透率和土壤容重呈现较大的负相关关系, 即容重愈大土壤饱和渗透率越小, 相关系数为- 0.912 5; 与土壤非毛管孔隙度正相关性最好, 即土壤中存在的非毛管孔隙愈多饱和渗透率越大, 相关系数为 0.847 0, 说明土壤入渗时主要是通过非毛管孔隙进行的。

对饱和渗透率与土壤容重和非毛管孔隙进行线性回归, 回归方程分别为:

(1) 饱和渗透率与土壤容重关系:
$$y_1 = - 33.533x_1 + 54.274$$
式中: y_1 ——饱和渗透率(mm/min); x_1 ——土壤容重(g/cm^3)

(2) 饱和渗透率与非毛管孔隙关系:

$$y_2 = 3.3634x_2 - 7.8965$$
式中: y_2 ——饱和渗透率(mm/min); x_2 ——非毛管孔隙(%)

3.1.2 土壤饱和渗透率影响因素分析 对研究区内的 10 个样地的饱和土壤渗透率作图如图 2。

饱和渗透率最大的为中游右侧的刺槐林, 为 15 mm/min, 其次为中游的刺槐林、上游的刺槐林、和出口处的刺槐林, 同为 9 mm/min; 渗透率最小的为上游的梯田耕地和右侧中游的坡耕地, 为 2 mm/min。小流域的任何位置上, 由于土地利用方式不同, 饱和渗透率均表现出刺槐林> 草地> 耕地和果园的规律。在流域角度进行分析, 饱和渗透率总体表现出不明显的流域中游> 流域出口> 流域上游的规律; 同时表现出流域右侧的饱和渗透率> 流域左

侧的饱和渗透率的规律。

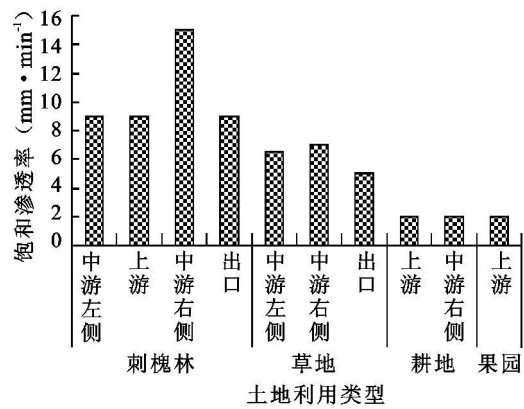


图2 不同土地利用类型饱和渗透率图

由于土地利用方式不同,刺槐林遭到人为扰动较小,其孔隙保持长时间畅通的状态,相反,耕地和农田由于人类活动较大,改变了土壤表层的物理性质,导致了刺槐林的饱和渗透较高,耕地和农田饱和渗透较低。流域中游土层最厚,水分透过地表向下渗透过程较为顺利。流域的右侧是受到日照时数较大,海拔较高的区域,这部分的土壤水分较容易损失,加之土壤孔隙较大,故而在进行渗透实验的时候,饱和渗透率较大。

3.2 土壤入渗过程研究

3.2.1 土壤入渗过程规律研究 土壤入渗过程是土壤从非饱和状态到超饱和状态的过程,其初始入渗量较大即初渗速率较大,随着时间的推移,入渗量逐渐减少,最终达到某个稳定状态,即饱和渗透率,如图6所示。

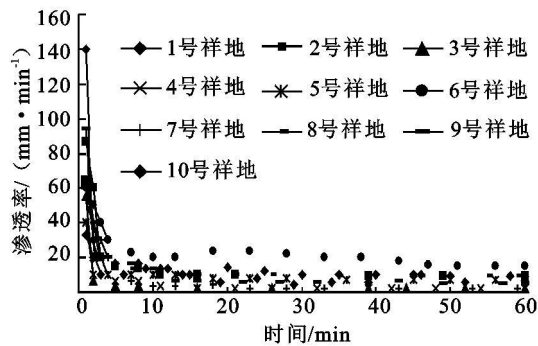


图3 土壤入渗过程趋势

从图3中可以看出,土壤的初渗速率与土壤含水量关系较大,含水量越大,其初渗率较小。土壤渗透率在整个观测时间内是变小的,在开始阶段,下降较快,随着时间的推移,减小的幅度越来越小,最终达到土壤饱和状态,即饱和渗透率。

3.2.2 土壤入渗过程模拟 坡面的土壤渗透类型在坡度较小的研究区主要表现为饱和渗透,在坡度较大的研究区主要表现为非饱和渗透。即使是最严

格的边界条件,严格意义上的模拟渗透过程也是十分困难的。为此,很多学者提出了许多理论和经验模型^[18-19],常用的主要有以下几种:

(1) 考斯加柯夫(Kostiakov)经验模型

$$f = a \times t^{-1/2}$$

式中: f ——入渗率; s ——吸水率; b ——隐渗速率; t ——时间。

(2) 菲利普(Philip)模型

$$f = (1/2) \times s \times t^{-1/2} + b$$

式中: f ——入渗率; s ——吸水率; b ——稳渗速率; t ——时间。

(3) 霍顿(Horton)模型

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

式中: f —— t 的時刻的入渗率; f_c 、 f_0 ——稳定、初始入渗率; k ——常数。

本研究是在不同的土壤湿度、土壤类型、坡度、破向、破位上进行的,因此,对以上3种模型都进行了探讨。

表4 土壤含水量与渗透率关系表

样地编号	土壤含水量/%	渗透率/(mm·min ⁻¹)	
		初渗率	饱和渗透率
1	23.28	33	9
2	16.28	87	6.5
3	20.13	55	2
4	20.50	40	2
5	21.67	40	9
6	24.00	20	15
7	18.76	64	2
8	20.30	52	7
9	14.53	94	5
10	13.47	140	9

在黄土高原第三副区吕二沟流域利用考斯加柯夫模型、菲利普模型和霍顿模型对土壤渗透过程进行拟合,从相关系数 R 值上可以明显看出,霍顿入渗模型最好, R 值为0.930,考斯加柯夫模型误差最大, R 值为0.842。

对研究区的10个样地的典型曲线进行60 min累计渗透量进行计算,霍顿模型拟合误差最小。因为在考斯加柯夫模型和菲利普模型中,仅仅考虑时间 t 一个因素,并且 t 的系数为一固定常数,对于不同土地利用类型,不同坡度、坡向,以及不同坡位,不同含水量的土壤较难的表现出来。尤其是在坡度较缓的农田和果树林表现更为突出。而霍顿模型,既考虑到初始渗透率,即土壤含水量,又考虑到了饱和渗透率,因此,在模拟黄土高原第三副区小流域土壤渗透效果较佳。

表 5 不同土壤类型入渗模型参数

样地编号	Kostiakov 入渗公式		Philip 入渗公式			Horton 入渗公式				样本数
	a	R	f	s	R	f_c	f_0	k	R	
1	2. 868	0. 975	6	14. 158	0. 902	6	33	0. 133	0. 923	13
2	4. 507	0. 877	9	13. 68	0. 923	9	87	0. 355	0. 980	11
3	1. 572	0. 762	2	4. 06	0. 856	2	55	0. 31	0. 908	10
4	1. 565	0. 823	2	6. 72	0. 795	2	40	0. 373	0. 972	14
5	2. 775	0. 748	7	10. 929	0. 655	7	40	0. 195	0. 893	16
6	6. 197	0. 868	15	19. 546	0. 838	15	60	0. 096	0. 911	17
7	2. 777	0. 913	2	12. 828	0. 927	2	64	0. 326	0. 914	14
8	3. 784	0. 776	9	13. 301	0. 745	9	52	0. 189	0. 856	14
9	3. 909	0. 879	5	21. 981	0. 894	5	94	0. 279	0. 978	15
10	4. 928	0. 798	9	15. 73	0. 915	9	140	0. 412	0. 968	17
平均值	3. 488	0. 842	6. 6	13. 293	0. 845	6. 6	66. 5	0. 267	0. 930	14. 1

表 6 典型入渗曲线模型计算的入渗量(60 min)与实测值比较

林分类型	实测入渗 总量/mm	Kostiakov 公式		Philip 入渗公式		Horton 入渗公式	
		计算入渗量/mm	与实测差%	计算入渗量/mm	与实测差%	计算入渗量/mm	与实测差%
刺槐林	535. 6	496. 7	- 7. 3	469. 7	- 12. 3	562. 9	5. 0
草地	749. 9	769. 2	2. 6	646	- 13. 9	759. 7	1. 3
梯田耕地	201. 4	176. 3	- 12. 5	151. 4	- 24. 8	229. 5	14. 0
梯田果园	221. 7	280. 9	26. 7	172. 1	- 22. 4	221. 9	0. 10
刺槐林	543. 5	479. 3	- 11. 8	504. 7	- 7. 1	589. 3	8. 4
刺槐林	1305. 9	1200. 8	- 8. 0	1051. 4	- 19. 5	1367. 3	4. 7
坡耕地	331. 5	221. 4	- 33. 2	219. 4	- 33. 8	310. 2	- 6. 4
草地	711. 3	689. 5	- 3. 1	643	- 9. 6	767. 5	8. 0
草地	576. 9	555. 6	- 3. 7	470. 3	- 18. 5	618. 9	7. 3
刺槐林	788. 8	771. 3	- 2. 2	661. 8	- 16. 1	857. 9	8. 8

4 结 论

针对黄土高原小流域水土特点, 选择试验区就土壤渗透特性进行了实验研究, 主要研究结果如下:

(1) 不同土地利用类型对土壤饱和和渗透率影响较大, 无论是在流域的上游、中游还是下游, 饱和渗透率都表现出刺槐林> 草地> 耕地和果园的规律; 饱和和渗透率总体表现出不明显的流域中游> 流域出口> 流域上游的规律; 同时表现出流域右侧的饱和渗透率> 流域左侧的饱和渗透率的规律。

(2) 土壤饱和和渗透率与含水量无关, 与土壤容重和非毛管孔隙相关性较大。即土壤饱和和渗透时主要是通过非毛管孔隙进行的。

(3) 应用考斯加柯夫模型、菲利普模型和霍顿模型对土壤渗透过程进行拟合, 霍顿模型拟合最好, R 值为 0. 930。

参考文献:

[1] 张晓明. 黄土高原典型流域土地利用/森林植被演变的水文生态响应与尺度转换研究[D]. 北京: 北京林业大学, 2008: 1-3.

[2] Bruce R R, Langdale G W, West L T. et al. Surface soil degradation and soil productivity restoration and maintenance[J]. Journal Soil Sci Soc. Am., 1995, 59 (3): 654-660.

[3] Ekwue E I. Effect of organic and fertilizer treatments on soil physical properties and erodibility[J]. Soil and Tillage Research, 1992, 22 (3/ 4): 199-209.

[4] Wilco B P. Runoff and erosion in intercanopy zones of pinyon- juniper woodlands[J]. Journal of Range Man- agement, 1994, 47(4): 285-295.

[5] Takuma K, Kono H, Hiyama H. Soil factors which prescribe soil erodibility[J]. Bulletin the faculty of Ag- riculture, 1991, 44: 15-20.

[6] Bird N R H, Bartoli F, Dexter A R. Water retention models for fractal soil structures[J]. European Journal of Soil Science, 1996, 47: 1-6.

[7] 柴亚凡, 王恩女, 陈祥伟, 等. 植被恢复模式对黑土贮水性能及水分入渗特征的影响[J]. 水土保持学报, 2008, 22(1): 60-64.

[8] 郭忠升, 吴钦孝, 任锁堂. 森林植被对土壤入渗速率的影响[J]. 陕西林业科技, 1996(3): 27-31.

Lú's City-Maranhão State-Brazil [M]. 17th WCSS, Thailand, 2002.

[2] Valentin Golosov and Andrey Panin. Methods of Monitoring of Bottom Gullies Development, the Centre of the Russian Plain. Gully erosion under global change [M]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press, 2004: 21-28.

[3] Ries J B, Marzloff I. Monitoring of gully erosion in the Central Ebro Basin by large-scale aerial photography taken from a remotely controlled blimp [J]. CATENA, 2003, 50: 309-328.

[4] Poesen J, Vandekerckhove L. Assessment of Gully Headcut Retreat Rates in Semi-arid Environment over Different Timescales. Gully erosion under global change [M]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press, 2004: 29-56.

[5] 王飞, 李锐, 杨勤科. 土壤侵蚀研究的尺度转换[J]. 水土保持研究, 2003, 10(2): 9-12.

[6] Y Li, Poesen J B Fu. Evaluating Gully Erosion Using ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb/¹³⁷Cs Ratio in a Reservoir Catchment. Gully erosion under global change [M]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press, 2004: 57-70.

[7] 吕一河, 傅伯杰. 生态学中的尺度及尺度转换方法[J]. 生态学报, 2001, 21(12): 2096-2105.

[8] 承继成, 江美球. 流域地貌数学模型[M]. 北京: 科学出版社, 1986.

[9] 汤国安, 杨昕. ArcGIS 地理信息系统空间分析试验教程[M]. 北京: 科学出版社, 2006.

[10] 党安荣, 贾海峰, 易善桢, 等. ArcGIS 8 Desktop 地理信息系统应用指南[M]. 北京: 清华大学出版社, 2003.

[11] Tribe. Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation model: a review and a new method [J]. Journal of Hydrology, 1992, 18(6): 747-761.

[12] 党安荣, 贾海峰, 陈晓峰等. ERDAS IMAGINE 遥感图像处理方法[M]. 北京: 清华大学出版社, 2003.

[13] 郝振纯, 李丽. 基于 DEM 的数字水系生成[J]. 水文, 2002. 22(4): 8-10.

[14] 陈永良, 刘大有, 虞强源. 从 DEM 中自动提取自然水系[J]. 中国图像图形学报, 2002. (7): 91-96.

[15] 汤国安, 陈楠, 刘咏梅, 等. 黄土丘陵沟壑区 1: 1 万及 1: 5 万比例尺 DEM 地形信息容量对比[J]. 水土保持通报, 2001, 21(2): 34-36.

[16] Gregory E. Tucker, Filippo Catani. Statistical analysis of drainage density from digital terrain data [J]. Geomorphology, 36(2001): 187-202.

[17] 朱庆, 赵杰. 基于规则格网 DEM 的地形特征提取算[J]. 法测绘学报, 2004, 33(1): 77-82.

[18] 孔凡哲, 芮孝芳. 处理 DEM 中封闭洼地和平坦区域的一种新方法[J]. 水科学进展, 2003, 14(3): 290-294.

[19] Wood E F, Sivapalan M, Beven K J, et al. Effects of spatial variability and scale with implication to hydrologic modeling [J]. Journal of Hydrology, 1988, 102: 29-47.

[20] 游智敏, 伍永秋. 利用 GPS 进行切沟侵蚀监测研究[J]. 水土保持学报, 2004, 10: 91-94.

[21] 齐实, 罗永红, 徐小涛. 宁夏南部黄土丘陵区水土保持与农业可持续发展[M]. 郑州: 黄河水利出版社, 2003.

[22] 张洪江. 土壤侵蚀原理[M]. 北京: 中国林业出版社, 2000.

[23] 王礼先. 流域管理学[M]. 北京: 中国林业出版社, 1999.

(上接第 79 页)

[9] Pefect E, M chaughlin N B, Kayb D, et al. An improved fractal equation for the soil water retention curve[J]. Water Resource Research, 1996, 32: 281-287.

[10] 王玉杰, 王云琦, 齐实, 等. 重庆缙云山典型林地土壤分形特征对水分入渗影响[J]. 北京林业大学学报, 2006, 28(2): 72-76.

[11] 杨海龙, 朱金兆, 毕利东. 三峡库区森林流域生态系统土壤渗透性能的研究[J]. 水土保持学报, 2003, 17(3): 54-57.

[12] 吕刚, 吴祥云. 土壤入渗特性影响因素研究综述[J]. 中国农学通报, 2008, 24(7): 494-498.

[13] 赵勇钢, 赵世伟, 曹丽花, 等. 半干旱典型草原区退耕地土壤结构特征及其对入渗的影响[J]. 农业工程学报, 2008, 24(6) 5-9.

[14] 张晓明. 黄土高原典型流域土地利用/ 森林植被演变的水文生态响应与尺度转换研究[D]. 北京: 北京林业大学, 2008: 187-194.

[15] 张万儒, 许本彤. 森林土壤定位研究方法[M]. 北京: 中国林业出版社, 1986: 30-36.

[16] 蒙宽宏, 姚余君, 柴亚凡. 环境因子对土壤水分渗透特性的影响[J]. 防护林科技, 2006, 5(3): 25-17.

[17] 胡方荣, 侯宇光. 水文学原理[M]. 北京: 水利电力出版社, 1986. 69-73.

[18] 彭文英, 张科利, 陈瑶, 等. 黄土坡耕地退耕还林后土壤性质变化研究[J]. 自然资源学报, 2005, 20(2): 272-278.

[19] 巩杰, 陈利顶, 傅伯杰, 等. 黄土丘陵区小流域土地利用和植被恢复对土壤质量的影响[J]. 应用生态学报, 2004, 15(12): 2292-2296.