

# 长江三峡花岗岩坡面管流与渗流实验研究

何凡<sup>1</sup>, 张洪江<sup>1</sup>, 史玉虎<sup>2</sup>, 祁生林<sup>1</sup>, 程金花<sup>1</sup>, 潘磊<sup>2</sup>

(1. 北京林业大学, 北京 100083; 2. 湖北省林业科学研究所, 湖北 武汉 430075)

**摘 要:** 以优先流形式运动的土壤水分运动过程不遵从达西定律, 管流是优先流的一种形式。为研究管流对土壤水分运动的影响, 在长江三峡花岗岩坡面, 选择了一受人为活动影响较小的天然次生马尾松林地作为试验场地。采用双环渗透筒法分层测了不同层次土壤的水分渗透特性, 用自记流量计测定了管流过程和土壤渗流过程, 同时进行了降雨过程的观测。对数场降雨、管流及渗流过程数据分析结果表明, 由花岗岩风化而成的土壤水分入渗性能较好, 在所划分的 7 层土壤水分渗透过程中, 地表层 0—10 cm 的土层水分渗透性最差, 可能是由于地表层的黏粒含量较高, 土壤质地较细所致, 不透水层距地表深度约为 150~200 cm, 坡面渗流主要产生于该深度之上。在降雨初期, 渗流以非饱和流的形式流动, 土壤大孔隙通道内无法形成快速连续的水流, 因此不能产生管流。随降雨历时延长, 土壤水分含量逐渐达到饱和状态, 开始有管流产生, 因此, 相对于坡面渗流, 管流总是于其后产生。可以推断管流的产生需要有更高的土壤水分含量。

**关键词:** 管流; 优先流; 壤中流; 长江三峡

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2004)06-0010-04

中图分类号: S157.1; S152.7

## Pipe Flow and Infiltration on Granite Slope in Three Gorges Area of the Yangtze River

HE Fan<sup>1</sup>, ZHANG Hong-jiang<sup>1</sup>, SHI Yu-hu<sup>2</sup>, QI Sheng-lin<sup>1</sup>, CHENG Jin-hua<sup>1</sup>, PAN Lei<sup>2</sup>

(1. Beijing Forestry University, Beijing 100083, China;

2. Forestry Science Institute of Hubei Province, Wuhan 430075, Hubei Province, China)

**Abstract:** Water movement in the form of preferential flow does not follow Darcy's Law. Pipe flow is one kind of preferential flow. To study the effect of pipe flow on soil water movement, a natural, secondary, largely undisturbed *Pinus massoniana* woodland in the granite region of the Three Gorges of the Yangtze River was selected as an experimental plot. Properties of seven soil layers were measured using a double cycle infiltrator. Pipe flow and infiltration was recorded using automatic flow meters. Rainfall also was observed over the same period. The results show that the infiltration capacity of the soil is related to the higher proportion of weathered granite in this region relative to other areas. Of the seven soil layers measured, the surface layer (0—10cm), has the lowest infiltration capacity. It is probably due to a higher clay content in the surface layer relative to other layers and a fine texture characteristic. An impervious layer occurs 150—200cm below the soil surface. Pipe flow mainly is generated over this layer. At the initial stage of rainfall, the soil water moves as unsaturated flow. First, continuous flow does not occur and pipe flow is not generated during this stage. With continued rainfall, the soil becomes saturated and pipe flow begins. The production of pipe flow demands higher soil water content than that resulting from average infiltration in the soil profile.

**Keywords:** pipe flow; preferential flow; infiltration; the Three Gorges area of the Yangtze River

土壤水分运动受土壤质地、土壤孔隙连通性和土壤孔隙直径等影响。相互连接高度通畅的土壤孔隙可成为水分快速运动和水分长距离搬运土壤颗粒的通道。这些孔隙是因生物或地质作用而形成的, 如土壤侵蚀、土层断裂、土壤收缩膨胀等形成的裂隙, 土壤动物活动, 林木根系腐烂等而形成的孔洞<sup>[1-2]</sup>。研究发现, 土壤水分在这些通道中的流速和流量远大于

达西定律描述下的运动特性<sup>[3]</sup>。Germann 等人在实验中取得的土样中大孔隙体积仅占 1% 和 4.5%, 但其饱和导水率是无大孔隙的 18 倍和 4.5 倍<sup>[4-5]</sup>。这些在土壤孔隙中快速运动的水分统称为优先流 (preferential flow)。管流是优先流在侧方方向上一种重要形式<sup>[6]</sup>。目前国内在这一领域的研究还处在起步阶段。

坡面渗流是发生于近地面土层中的一种有孔介质水流运动, 它的运动服从于达西定律。为系统研究管流与坡面渗流间的差异, 选择距长江三峡大坝上游 8 km 处右岸的湖北省秭归县境内的曲溪小流域作为实验地, 地理坐标为东经  $110^{\circ}55'15''$ — $110^{\circ}57'20''$ , 北纬  $30^{\circ}55'4''$ — $31^{\circ}51'29''$ , 该流域总面积  $9.8 \text{ km}^2$ , 最高海拔 632.1 m, 最低海拔 133.2 m, 属长江一级支流。

曲溪小流域地处亚热带, 属大陆性季风气候, 多年平均降雨量为 1 150 mm, 降雨多集中在 5—10 月份。该流域基岩主要由花岗岩组成, 经长期风化形成的花岗岩风化层厚度达 10 m 以上。土壤以黄壤为主, 沟底有少量水稻土<sup>[3]</sup>。

当地自然植被类型是以常绿阔叶林为基带的山地植被。其植被类型主要有马尾松林、松栎混交林、杉木林、竹林等, 其中部分为人工林。以马尾松 (*Pinus massoniana* Lamb.)、杉木 [*Cunninghamia lanceolata* (Lamb.) Hook.]、落叶松 (*Larix gemelini*)、麻栎 (*Quercus acutissima* Carr.) 和栓皮栎 (*Quercus variabilis* Bl.) 等树种构成的针阔混交林所占面积较大。林下灌木以黄荆 (*Vitex negundo*)、英迷 (*Viburnum dilatatum* Thunb.)、毛黄栌 (*Coriaria cogugria* Scop.)、杜鹃 (*Rhododendron simsii* Planch.)、胡枝子 (*Lespedeza*) 和马桑 (*Coriaria sinica*) 等为主。草本以兰草 (*Cymbidium faberi*)、白茅 (*Imperata cylindrical* var. *major*)、蕨类 (*Pteridium aquilinum* var. *atiusculum*)、苔草 (*Carex montana*) 和飞蓬 (*Erigeron acris* L.) 等为主。地表有大量苔藓覆盖, 栽培树种主要有柑橘 [*Citrus sinensis* Linn.) Osbeck]、油桐 (*Alerites fordii* Hemsl.)、乌桕 [*Sapium sebiferrum* (Linn.) Roxb.]、板栗 (*Castanea mollissima* Bl.) 和茶树 [*Camellia sinensis* (Linn.) Kuntze] 等。

## 1 实验方法

### 1.1 土壤渗透特性测定

国际上研究土壤渗透性的方法较多, 如双环法、渗透仪法、人工模拟降雨法、土柱法、钻孔法、稳定通量法以及渗透桶法等<sup>[9-10]</sup>。

我国近年来在土壤渗透方面的研究, 多采用渗透筒法或室内模拟法, 但通常用这些方法进行测定所得到的渗透量数据比实际土壤渗透量要大<sup>[11]</sup>。而采用双环入渗法进行野外测定, 更接近土壤水分的自然渗透状态。因此本研究采用双环入渗法测定土壤渗透特性。所使用的双环入渗仪外环直径 15 cm, 内环直径 8.5 cm, 内、外环高均为 30 cm。进行野外实验时,

外环打入土层深度与内环相同。内外环之间维持土层深度 3 cm。采用秒表计时, 每隔 10 min 记录一次渗入水量。

在选定的坡面上, 按土壤颜色及质地将土壤剖面分为 7 个层次, 在土层中的位置分别为距地表 0—10, 10—20, 20—30, 30—50, 50—70, 70—150 及 150 cm 以下。150 cm 以下为未风化的花岗岩, 其透水能力极弱, 可近似的视为不透水层。用双环法测定每层土壤的渗透特性, 每层实验作 2 个重复。

### 1.2 管流及坡面渗流观测

在流域内选择一人为活动干扰影响较小的凹型坡作为实验地, 该坡面海拔 300 m, 坡向 NW  $33^{\circ}$ , 坡度  $28.5^{\circ}$ 。在坡脚部位垂直开挖一长度为 2.5 m, 深度为 2 m 的土壤剖面(见图 1)。经数场降雨观测, 确认剖面存在多条管流, 因实验仪器所限, 选择了其中 4 条进行观测, 经集水器分别将 4 条管流引入翻斗式流量计, 测定其管流过程。在开挖的土壤剖面下部作一集水槽, 承接从土壤剖面渗出的水流, 即坡面渗流, 通过集水器引入翻斗式流量计测定其过程。同时还对降雨过程进行观测记录。

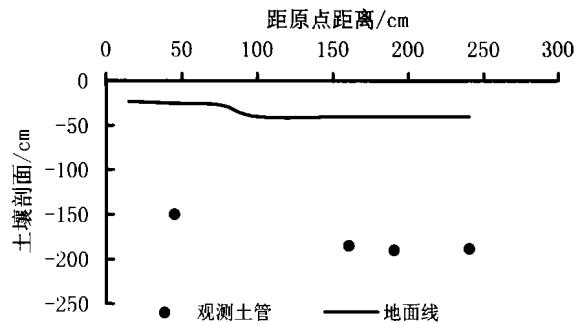


图 1 观测土壤剖面土管分布图

为防止降雨对剖面的破坏和降雨直接进入集水槽影响流量观测准确性, 在剖面上方搭建遮雨棚, 拦截降雨并排出集水槽。

为确定土管在剖面的相对位置, 在剖面上方选择一水平基准线, 以该基准线为横坐标, 规定基准线左端点为零点, 基准线以下表示距地表的深度, 并以负值表示, 测得 4 条土管在土壤剖面中的分布情况如图 1 所示。

## 2 土壤水分入渗模型

20 世纪初以来, 有许多描述土壤水分入渗的模型被提出。其中 Philip 垂直入渗公式是在水分运动基本方程式基础上, 经简化推导而得, 有一定的物理基础。Horton 入渗公式过去被认为是经验公式, 后被证明有一定物理基础, 在实际运用中, 对单点降雨

入渗过程的模拟很有效。Philip 垂直入渗公式及 Horton 入渗公式均适合积水条件下单点入渗过程的模拟。因此,本研究采用上述 2 种模型对土壤水分入渗过程进行拟合。

2.1 Philip 垂直入渗公式

Philip( 1957) 取灌溉模型中垂直入渗的解  $z(\theta, t)$  为级数形式, 即

$$z(\theta, t) = \eta_1(\theta) t^{1/2} + \eta_2(\theta) t^{2/2} + \eta_3(\theta) t^{3/2} + \eta_4(\theta) t^{4/2} + \dots = \sum_{i=1}^{\infty} \eta_i(\theta) t^{i/2} \quad (1)$$

式中:  $z$  —— 相应含水量  $\theta$  所处的某一深度;  $\eta_i(\theta)$  —— 含水量的系数, 由扩散率函数计算而得。

根据边界条件和初始条件即可得到垂直入渗条件下的 Philip 级数解。根据垂直入渗的级数解, 累计入渗量  $I(t)$  可以表示为:

$$I(t) = \int_{\theta_i}^{\theta_0} z(\theta, t) d\theta + K(\theta_i) t \quad (2)$$

式中: 右端第一项为土壤剖面中土壤水的增加量, 第二项为下边界的重力下渗量,  $K(\theta_i)$  为初始含水率  $\theta_i$  相应的导水率。将式(1)代入式(2), 得

$$I(t) = \int_{\theta_i}^{\theta_0} [\eta_1(\theta) t^{1/2} + \eta_2(\theta) t^{2/2} + \eta_3(\theta) t^{3/2} + \dots] d(\theta) + K(\theta_i) t \quad (3)$$

作为一种近似, 只取级数解中前二项, 即

$$I(t) = \int_{\theta_i}^{\theta_0} [\eta_1(\theta) t^{1/2} + \eta_2(\theta) t^{2/2}] d(\theta) + K(\theta_i) t \quad (4)$$

表 1 不同层次土壤稳渗速率

土层深度/cm	0—10	10—20	20—30	30—50	50—70	70—150	150 以下
稳渗速率/(mm·min <sup>-1</sup> )	2.505 3	7.002 3	15.629 0	8.991 1	2.546 9	6.139 5	0.180 0

在实验坡面所划分 7 个土层中, 第 7 层渗透速率极小, 可近似地视为不透水层, 因此在考虑降雨过程中的土壤渗透时, 将第 7 层除外。在第 1—6 层中, 以第 1 层的稳渗速率最小, 可能是由于地表层的黏粒含量较高, 土壤质地较细所致。因此, 在土壤含水量较高, 各层土壤渗透速率接近稳渗速率的情况下, 最终决定该地土壤渗透速率的应是地表层。

对实验所得到的地表层土壤水分入渗数据, 分别使用 Philip 入渗方程和 Horton 入渗方程进行拟合后, 得到地表层土壤水分入渗方程。

Philip 入渗方程为:

$$i(t) = 1/2 \times 41.60 t^{-1/2} + 2.4 \quad (8)$$

式中:  $i(t)$  ——  $t$  时刻渗透速率 (mm/min); 相关系数  $r = 0.872\ 686$ 。Philip 入渗方程拟合曲线见图 2。

式(4)又可表示为:

$$I(t) = S_t^{1/2} + A_t \quad (5)$$

入渗率  $i(t)$  相应的为

$$i(t) = \frac{1}{2} S_t^{-1/2} + A \quad (6)$$

式(5)和式(6)是 Philip 入渗公式。式中的  $S$  即土壤水的吸着率, 是反映入渗初期土壤渗透性能的一个参数。 $A$  是与土壤导水率有关的参数, 随着入渗时间的延长, 吸力势梯度逐渐减小, 重力势梯度的影响逐渐占据主导地位, 最后接近于 1, 此时入渗率就称为稳渗速率, 接近于土壤的饱和导水率, 即  $i \approx K_s$  (土壤饱和导水率), 又因为当时间  $t$  很长时, 式(3) 中的  $1/2 S t^{-1/2}$  项相对于  $A$  项要小得多, 则  $i \approx A$ , 因此,  $A \approx K_s$ 。当应用 Philip 入渗公式解决实际问题时, 入渗参数  $S$  和  $A$  常由现场入渗实验求出<sup>[12]</sup>。

2.2 Horton 入渗公式

Horton 入渗公式表达式为:

$$f = f_0 + (f_c - f_0) e^{-\beta t} \quad (7)$$

式中:  $f$  ——  $t$  时刻的入渗率;  $f_0$  —— 初始入渗率;  $f_c$  —— 稳定入渗率;  $\beta$  —— 公式参数。

3 结果与分析

3.1 土壤渗透特性

对划分的不同土壤层次, 采用双环入渗仪法进行实验, 得到相应的土壤水分入渗过程。各层土壤稳渗速率见表 1。

Horton 入渗方程为:

$$i(t) = 2.02 + (10.73 - 2.02) e^{-0.015t} \quad (9)$$

式中:  $i(t)$  ——  $t$  时刻渗透速率 (mm/min); 相关系数  $r = 0.998\ 959$ 。Horton 入渗方程拟合曲线见图 2。

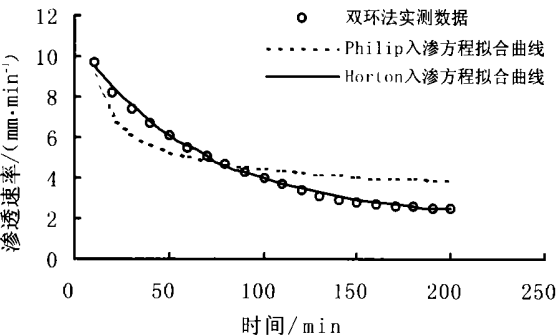


图 2 花岗岩坡面地表层土壤水分渗透过程

根据相关系数  $r$  值和图 2, 可明显看出对于实验数据, Horton 入渗公式拟合结果比 Philip 入渗公式拟合结果更好。其原因可能是在实验中, 土壤前期含水量较高, 不适宜用 Philip 入渗公式拟合。因此, 本研究采用 Horton 入渗公式所拟合的表层土壤水分入渗过程。

3.2 管流与坡面渗流历时对比分析

本研究选择 2002 年 8 月 20 日 19: 00 开始的一场降雨, 以及由该场降雨所产生的坡面渗流和管流进行分析。该场降雨总量为 94 mm, 历时 7 h(8 月 20 日 19: 00—8 月 21 日 2: 00), 最大降雨强度出现在 20 日 22: 00 左右, 20 日 20: 00—24: 00 的降雨量为 85 mm。前期降雨量为 4.3 mm, 土壤的含水量约在 20% 左右。

若以每 5 min 为时间间隔, 对降雨过程进行整理, 则最大降雨强度为 5.7 mm/5 min。根据 Horton 入渗方程所拟合的表层土壤水分入渗过程, 表层土壤实际入渗能力远大于该时段降雨强度。因此, 8 月 20 日降雨过程中, 土壤水分入渗过程主要取决于降雨过程。如果以 8 月 20 日 19: 00 为降雨开始时间点, 即作为时间坐标的零点, 则表层土壤水分下渗过程如图 3 所示。

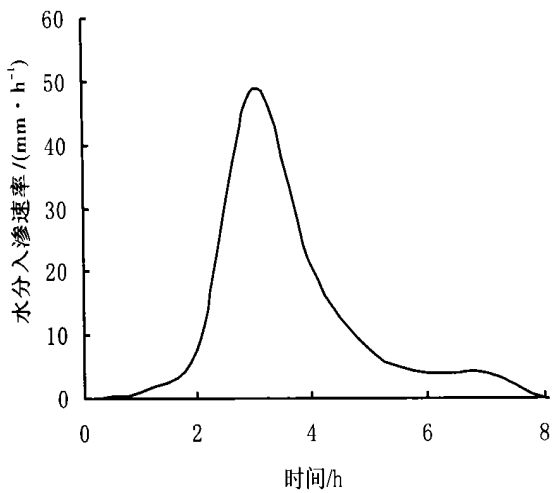


图 3 表层土壤水分入渗过程

经过较大强度的水分下渗后, 坡面渗流在降雨开始后 2 h 出现, 管流在降雨开始后 3 h 出现, 4 条观测管流中, 1 号管流最早出现(见图 4)。

在观测的 4 个土管中, 1 号土管最早产流, 并且最晚结束。坡面渗流和 1 号管流历时见表 2。

从表 2 可以看出, 坡面渗流先于管流开始, 晚于管流结束。表层土壤水分入渗过程已于 8 月 21 日 2: 00 基本结束, 坡面渗流和 1 号管流则分别持续了 109 h 和 69 h。

当地坡面渗流是在蓄满产流模式下产生的, 在包气带被下渗水分基本填满后, 土壤开始产生侧向渗流<sup>[13-14]</sup>, 在降雨初期, 渗流以非饱和流的形式流动, 在土壤非饱和情况下, 大孔隙易于被空气填充, 形成气泡阻碍水流运动, 此时土壤的大孔隙通道内无法形成快速连续的水流, 因此不能产生管流。随降雨历时延长, 土壤水分含量逐渐达到饱和状态, 开始有管流产生, 因此, 相对于坡面渗流, 管流总是于其后产生。

基于同样的原因, 随着降雨的停止, 下渗水分减小, 土壤水分不断通过侧向渗流及地下径流流失。土壤含水量减小, 坡面渗流从饱和流变成不饱和流, 管流便先于坡面渗流而停止。

表 2 1 号管流及坡面渗流历时

项 目	起始时间	终止时间	总历时/h
降 雨	20 日 19:00	21 日 2:00	7
坡面渗流	20 日 21:00	25 日 10:00	109
1 号管流	20 日 22:00	23 日 19:00	69

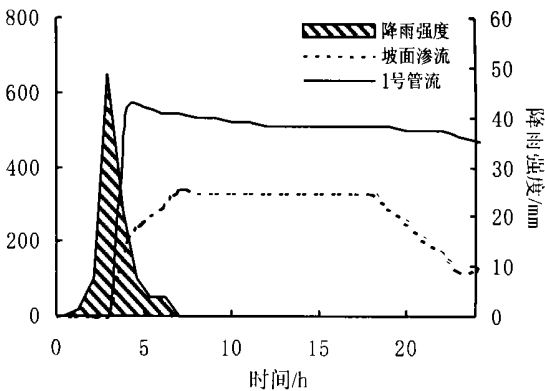


图 4 管流过程和坡面渗流过程

4 结果与讨论

当地相对不透水层位于距地表 150—200 cm 以下, 坡面渗流主要在该层之上产生, 这与剖面产流的现场观察结果一致。

通过对管流与坡面渗流历时的比较分析, 发现坡面渗流总是先于管流开始, 并且晚于管流结束, 这是一种普遍现象。虽然本文仅对一场降雨过程中的管流与坡面渗流历时进行了比较分析, 实际上在历次有管流出现的降雨过程中, 二者的历时均有此特点。

当坡面渗流以饱和流的形式流动时, 管流才有可能产生。在产流条件上, 管流相对于坡面渗流来说, 要求土壤有更高的含水量。

(下转第 44 页)

地面积不断减少,建设用地比重日益加大,人地关系矛盾突出等特征。土地利用/覆被结构变化的不合理,引起生物多样性下降,城市热岛效应不断增强,土壤侵蚀日益加剧,土壤养分流失严重,湿地的生态调节功能被严重削弱。应合理控制建设用地的扩展,在土地利用变化方面,应从实际出发,土地利用模式应建立在生态发展模式的基础上,坚持经济与生态效益相结合,以促进区域经济和生态环境的良性发展,协调好人类、生物、环境之间的关系。

#### [参 考 文 献]

- [1] 陈百明,刘新卫,杨红. LUCC 研究的最新进展评述[J]. 地理科学研究进展,2003,22(1):22—29.
- [2] 冷疏影,宋长青,赵楚年,等. 关于地理学科“十五”重点项目的思考[J]. 地理学报,2000,55(6):751—754.
- [3] 张明. 以土地利用/覆被变化为中心的土壤科学研究进展[J]. 地理科学进展,2001,20(4):297—304.
- [4] 郭旭东,陈利顶,傅伯杰. 土地利用/覆被变化对区域生态环境的影响[J]. 环境科学进展,1999,7(6):66—75.
- [5] 李秀彬. 土地利用变化的解释[J]. 地理科学进展,2002,21(3):195—202.
- [6] 肖杨,王红瑞,伍玉容. 公路工程对土地利用/土地覆被变化的驱动效应分析[J]. 交通环保,2002,23(1):10—12.
- [7] 丘君,陈利顶,傅伯杰. 土地利用/覆被变化对生物多样性的影响. 土地覆被变化及其环境效应[M]. 北京:星球地图出版社,2002.
- [8] 职新浩,胡昌平. 生物多样性保护[J]. 安阳师范学院学报,2000(4):130—132.
- [9] 付健全. 森林与生物多样性及其保护策略[J]. 林业资源管理,1994(4):37—39.
- [10] 曾从盛. 福建省生态环境现状调查报告[R]. 北京:中国环境科学出版社,2003.
- [11] 福建省统计局编. 光辉的历程——福建五十年[M]. 北京:中国统计出版社,2002.
- [12] 黄淑芳,曾从盛. 区域土地利用与生态环境演化分析. 土地覆被变化及其环境效应[M]. 北京:星球地图出版社,2002.
- [13] 吴克宁,刘友兆. 土壤发生与环境变化[J]. 水土保持研究,1994,1(5):59—63.
- [14] 陈莎莎. 试论矿区的植被恢复与水土保持[J]. 福建水土保持,2001,13(4):27—29.
- [15] 朱鹤健. 福建东南部山地丘陵土壤基本特性[J]. 土壤学报,1983,20(3):225—237.
- [16] 何园球. 我国南方林地退化过程中的生态环境效应[M]. 土壤环境变化,北京:中国科学技术出版社,1992.
- [17] 钱乐祥,朱鹤健. 福建土壤退化类型、特征与持续农业[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报,1999,5(2):80—86.

(上接第 13 页)

本文对管流与坡面渗流历时差异的主要特点进行了研究,但随着降雨过程不同,二者历时差异也有各自的特点,即在长历时低强度的降雨过程中,二者历时的差异明显大于短历时、高强度降雨的情况。不同的降雨过程,管流与坡面渗流的出现与历时问题还有待作进一步的观测和研究。

#### [参 考 文 献]

- [1] Vinther F P, Eiland F, Lind A M, et al. Microbial Biomass and numbers of denitrifiers related to macropore channels in agricultural and forest soil[J]. Soil Biology and Biochemistry, 1999,31:603—611.
- [2] Daniel Hill et al. Environmental Soil Physics[M]. New York: Academic Press, 1998. 188—190.
- [3] 张洪江,程云,史玉虎,等. 长江三峡花岗岩坡面管流产生特性研究[J]. 北京林业大学学报,2001,15(1):5—8.
- [4] Anderson G M. Nature and extent of macropores in forest soils and their influence on subsurface water movement [C]. U. S. D. A. Forest Service Research Paper, NE—192, 1971. 33.
- [5] Baver I D. Soil permeability in relation to non-capillary porosity[J]. Soil Sci. Soc. Amer. J. Proceedings, 1938(3):52—56.
- [6] 张洪江,王玉杰,北原曜,等. 长江三峡花岗岩坡面管流实验研究[J]. 北京林业大学学报,2000,22(5):53—57.
- [7] 于维忠. 水文学原理(二)[M]. 北京:水利电力出版社,1988.
- [8] 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.
- [9] Burwell R E, Larson W E. Infiltration as influenced by tillage induced random roughness and pore space[J]. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 1969,33:449—452.
- [10] Mwendera E J, Feyen J. Tillage and rainfall effects on infiltration and predictive applicability of infiltration equation[J]. Soil Sci. 1993,156(1):20—27.
- [11] 张启昌,陈真,于春玲. 黄土低山丘陵区土壤渗透过程的研究[J]. 吉林林学院学报,1997,13(1):45—48.
- [12] 华孟,王坚. 土壤学[M]. 北京:北京农业大学出版社,1993. 114—120.
- [13] 中野秀章. 森林水文学[M]. 北京:中国林业出版社,1983. 94—97.
- [14] 张增哲. 流域水文学[M]. 北京:中国林业出版社,1992. 19—21.