

贡嘎山暗针叶林生态系统基于 KDW 运动-弥散波模型的优先流研究

牛健植 余新晓 张志强

(北京林业大学水土保持与荒漠化防治教育部重点实验室 北京林业大学水土保持学院 北京 100083)

摘要 利用自制的土柱装置 ,开展室内土柱实验 ,并与野外实地示踪影像分析相结合 ,针对研究区域土壤包气带根系层中水分快速运动的优先流展开研究 ,其目的在于系统分析优先流对径流过程的影响 ,为长江上游暗针叶林生态系统土壤水分运动规律研究及有效流域管理提供理论支持。研究采用雷诺数计算及野外示踪映像分析方法 ,判定证明在所研究地区 ,有优先流现象发生 ,优先流是处于层流及紊流之间的过渡流。同时针对成熟林坡积物土壤的水分运移状况分析表明研究区域的壤中流过程主要表现为优先流 ,而土壤中的基质部分 ,则表现为不动区域。研究在以往优先流模型构建的基础上 ,综合考虑了研究区域的实地情况 ,应用融入弥散波的运动波模型 (KDW 优先流模型) ,利用交叉模拟方法和统计分析方法将此模型与实地实验检验分析 ,认定 KDW 优先流模型实用性强、可靠程度较高 ,可较好地模拟贡嘎山暗针叶林生态系统实地。

关键词 贡嘎山暗针叶林生态系统 土壤水分运动 雷诺数 野外示踪映像分析 KDW 优先流模型

文章编号 :1000-0933 (2007) 09-3541-15 中图分类号 :Q142.3 S152.7 S718.5 文献标识码 :A

Study on soil preferential flow in the dark coniferous forest of Gongga Mountain based on the kinetic wave model with dispersion wave (KDW preferential flow model)

NIU Jian-Zhi , YU Xin-Xiao , ZHANG Zhi-Qiang

(Key Laboratory of Soil and Water Conservation & Desertification Combating , Ministry of Education (Beijing Forestry University) , Beijing 100083 , China
Acta Ecologica Sinica 2007 27 (9) 3541 ~ 3555.

Abstract : Based on the law of soil water movement in the unsaturated zone , the study discusses the effect of preferential flow on the movement of the researched soil through a soil column experiment using homemade experimental apparatus in four successive stages-young , middle-aged , mature and over-mature and combining dye-tracer analyses of the field process. The study proves that preferential flow occurs in that area , and as indicated by the Reynolds numerical calculation of the preferential flow path in the four different successive stages , the preferential flow in the Gongga mountain forest ecosystem is the transition flow between laminar flow and turbulent flow. The study applies the kinetic wave model with dispersion wave (KDW preferential flow model) , and by inspecting and comparing this model with the field experiment , finds the preferential flow model has good practicability and high credibility. Verifying the KDW preferential flow model through statistics analysis , the results indicate that the model can simulate the water movement in columns very well and that the

基金项目 国家自然科学基金资助项目 (30471379) ,高等学校博士学科点专项科研基金资助项目 (20060022002) ;国家重点基础研究发展计划资助项目 (2002CB111502)

收稿日期 2007-01-22 ;修订日期 2007-07-19

作者简介 牛健植 (1974 ~) ,女 ,吉林四平人 ,博士 ,副教授 ,主要从事森林水文、森林生态、水土保持研究。E-mail :necx@bjfu.edu.cn

Foundation item The project was financially supported by National Natural Science Foundation of China (No. 30471379) ,The Research Fund for the Doctoral Program of Higher Education (No. 20060022002) and the State Key Project of Fundamental Research (973) (No. 2002CB111502)

Received date 2007-01-22 ;**Accepted date** 2007-07-19

Biography NIU Jian-Zhi ,Ph. D. ,Associate professor , mainly engaged in forest hydrology and forest ecology. E-mail :necx@bjfu.edu.cn

results are better in low rainfall than in high rainfall. Analyzing the effects of the KDW preferential flow model on runoff , the results indicate that preferential flow moves via kinetic wave and dispersive wave , of which kinetic wave is dominant. Combined with the fact that the soil water movement is mainly in the preferential flow path , we observed that preferential flow is the main path of matter movement in soil , which produces an important effect on the formation of watershed runoff and flood peak and provides the main source of underground runoff as well.

Key Words : the dark coniferous forest of Gongga Mountain ; soil water movement ; Reynolds ; dye-tracer analyses of the field process ; KDW preferential flow model

优先流是近年来针对土壤水运动所提出的术语 ,它是一种常见的土壤水分运动现象 ,大量研究表明 ,只要水入渗穿过土壤中的渗透区域 ,就有优先流出现^[1~3]。优先流与人类的生产生活及生态安全息息相关 ,其所携带的溶质可造成地表及地下水污染^[4] ,并间接影响到流域的产汇流过程。开展优先流研究是土壤水运动机理研究由均质走向非均质领域的标志 ,许多专家针对所研究内容 ,对“优先流”提出自我认识^[5~8]。目前 ,对于土壤优先流定义公认的观点是“优先流是用于描述在多种环境条件下发生的非平衡流过程的术语”^[9]。优先流表现形式较多 ,如大孔隙流 (Macropore Flow)^[10~13]、环绕流 (Bypass Flow)、管流 (Pipe Flow)^[14~18]、指流 (Finger Flow)^[19~22]、漏斗流 (Funnel Flow)^[23~24]、沟槽流 (Channel Flow)、短路流 (Short Circuiting Flow)、部分置换流 (Partial Displacement)、地下强径流 (Subsurface Storm Flow)、非饱和重力流 (Gravity-Driven Unstable Flow)^[25~36]、异质流 (Heterogeneity-Driven Flow)^[37,38]、摆动流 (Oscillatory Flow)及低洼再蓄满 (Depression-Focused Recharge)^[39~43]等 ,其运移过程一般具有环绕性^[44,45]和非平衡性^[46,47]两个重要特征。

优先流是发生在土壤中的一种水分快速非平衡运动^[1] ,它的出现导致传统 Darcy 定律推算的迁移速度、迁移时间和迁移量不可信 ,依据均质假设建立的模型预测不准 ,有关溶质运移的对流-弥散模型不能充分描述田间运动过程 ,所以需要构建优先流模型。目前用于优先流分析的模型 ,主要是针对示踪物迁移过程 ,综合考虑研究目的、基础过程的深度、模拟的灵敏性和准确性及野外条件的变动性等因素 ,模型定量研究主要依靠统计学方法 (statistical approach)和现象学方法 (phenomenological approach)两种途径。统计方法是不考虑水分和溶质运动机理 ,建立在概率理论基础的随机模型模拟的方法 ,这种方法不是精确预测 ,只得出一个范围。E. Bresler 及 W. A. Jury 等人都曾用这种方法建立模型^[48,49]。现象方法就是构建一个确定性的数学模型 ,并用解析法或者数值法来求解。应用时 ,需根据研究目的及实际情况 ,选定相关参数及辅助方法进行分析。以统计学方法和现象学方法为基础 ,综合考虑模型本身特点、模拟方法及选定参数条件 ,构建优先流模型。一般来说 ,优先流及优先迁移模型分为机理模型、随机模型、确定性模型和传递模型 4 类^[50]。

进行优先流模型构建、机理分析最早始于 Coats 和 Smith 提出的可动-不可动 (mobile-immobile)模型 ,它将土壤分为可动区和不可动两个区 ,水分和溶质的运动主要在可动水体中进行 ,不可动水体与可动水体通过浓度梯度进行物质交换参与可动水体的运动^[51]。后来 ,可动-不可动模型被 Van Genuchten 及其合作者应用到土柱中的溶质运移问题中 ,并从此用于优先流研究^[52,53]。Skopp 在可动-不可动概念的基础上 ,发展了二流域 (two flow domain)模型 ,它有两个区域构成 ,一个区域代表土壤基质 ,另一个区域表示土壤中的大孔隙 ,后者中的水和溶质的运移比前者要快得多 ,而且基质区域中的水和溶质还要流入大孔隙区域中^[47]。Germann 和 Beven 对两流域模型进行了发展 ,基于牛顿定律建立了流量和土壤可动区域含水量之间关系的非线性单一价值函数方程 ,并与连续方程融合 ,形成运动波 (kinematic wave)模型 ,用于描述在大孔隙中 ,主要受重力作用影响的水流运动规律 ,并认为在小孔隙的基质区内 ,水流运动主要受基质势的影响 ,可用 Darcy 定律描述^[54]。其后 ,Jarvis 等提出了一个包括粘土的膨胀和收缩的二域模型^[55,56] ,Jürg Hosang 提出两阶段 (two phase)模型^[57] ,Gerke 和 Van Genuchten 提出了一种新的数值双重孔隙模型^[58]。

上述关于优先流机理模型的实质规律是针对土壤水分运动的优先流和基质流两种类型的特点将土壤分

成两区,其中基质区中小孔隙采用 Darcy 定律描述,对于优先区中大孔隙水流运动,不同的人将采用不同的方法,进而形成了各种各样的模拟。在优先区优先流分析中,所用较多的是运动波模型^[59 60]。

但是人们在实践过程中发现由于运动波描述的是一个纯对流过程,而没有考虑到其它因素,而优先流过程是在瞬间流动区域内的一个非平衡、不稳定现象的反映,摩擦力和重力在短时间内,不能较快平衡^[61],所以就可能出现一种不可以忽略的惯性时间滞后力,来维持整体平衡,同时毛管力、惯性力以及复杂孔隙路径中的阻力都可能出现,这些力在一个大尺度过程中,作用效果达到极点,就可能导致排水孔隙中水流弥散^[62 63]。所以,仅用运动波模型分析优先流运动机理,就可能导致过多估计了优先流^[64]。随时代的发展,经大量实验观测分析及模型验证发现,将弥散因子融入运动波模型中,可有效减弱运动波因素,并可以更好地反映优先流现象^[63 65 66],此分析过程也可以看作是融入弥散因子对纯对流运动波模型进行二次修正的过程。本文针对研究区域的实际特点,以 Di Pietro 博士构建的融入弥散因子的运动波模型(即 KDW 运动——弥散波模型)^[63]为基础,来分析长江上游暗针叶林生态系统优先流运移过程。

1 研究区域概况

试验区位于长江上游四川省泸定县贡嘎山东坡海螺沟,海拔 3000 m 处的峨眉冷杉 (*Abies fabri*) 原始林区,北纬 29°20′ ~ 30°20′,东经 101°30′ ~ 102°15′,从地貌部位看,位于冰川河谷左岸叠加的冰川侧碛堤台地上,冰川泥石流冲击扇的东部边缘。区内受海洋性山谷冰川和泥石流影响,形成两种不同的土壤类型,即冰川推移形成冰碛物土壤类型及泥石流冲积形成坡积物土壤类型。试验区主要是峨眉冷杉、冬瓜杨与杜鹃的演替群落,且杜鹃相对较少。通常按照峨眉冷杉的演替过程将研究区分为过熟林、成熟林、中龄林和幼龄林区域,成熟林是坡积物土壤类型,幼龄林、中龄林及过熟林是冰碛物土壤类型。主要在土壤的土层相对较厚的成熟林坡积物土壤中取样分析。

土壤土层薄,石砾含量高,水分渗漏速度快,基本无地表径流出现,土壤侵蚀主要为重力侵蚀。同时研究区域有明显的干季(11 ~ 4 月份)和湿季(5 ~ 10 月份),湿季降水量约占全年降水量的 80%,其大部分降雨为低强度、低雨量级、长历时,33.33% 的场降雨雨强在 1.0 ~ 1.5 mm/h 之间,大于 1.5 mm/h 的降雨次数仅为 24.24%,雨强较小不会对土壤造成击溅作用,但会利于沿土壤孔隙或植物根孔等处开辟优先路径,同时随着长历时的降雨的继续,水分及其所携带的溶质继续沿着此路径向下运移,为优先流现象形成创造条件。

2 研究方法

2.1 土柱试验

2.1.1 试验装置

虽然优先流较为常见,但它在常规条件下不易发现。本文采用的实验装置是由供水装置、人工降雨器装置、土柱装置及集水装置构成。

(1)供水装置 主要由一个带有 3 个孔的有机玻璃桶和一个普通塑料桶组成,有机玻璃桶置于降雨发生器的上方,其下孔为出水孔,与降雨发生器连通;中间的孔为进水孔,由一个水泵从下往上不断打水;上孔为溢流孔,用来排除多余水,这样就形成一个恒定的水面,从而得到了一个恒定水头;有了恒定水头,再通过闸伐控制,那么就能得到若干组恒定的雨强。

(2)人工降雨装置包括降雨发生器和流量计 降雨发生器的基础材料是有机玻璃,上下两不同半径的同心原板夹住一个柱状旋转体而构成一个内部中空的闭合环境,柱状旋转体中安有一小板,用来分散水流,减小一定速度的流水对下板中心孔的冲击,使各点雨滴均匀;下板有若干分布均匀的小孔,上接小孔径硬管,并在硬管上安装医药针头,这样既可用于控制水头;又使降雨发生器降雨分布均匀,使雨滴直径近似于天然雨滴的直径;上板中心有一大孔,插有一管,能接外来溶液。

(3)土柱装置主要是原状土柱 原状土柱是由不锈钢管制成,外直径 159 mm,内直径 149 mm,高度 650 mm,形如一大环刀,两端开口,一端钝,配有一开孔(内孔径等于圆柱内径,外孔径足够宽,且 4 个角各有一孔,便于整体固定)的方形木板,另一端锋利,用于原状取土;取土时,土柱锋利端向下,垂直置于取样点,缓慢将

钢管打入土壤,深度约 60 cm,然后将土柱完整取出,用海绵将两端塞住,不使两端土壤散出,并用塑料胶带包装,带回实验室,打开包装,首先制作反滤层,方法是用刀在钢管底部削掉略 5 cm 厚度的土壤,然后将 3 种直径分别为 5~10 mm、2~5 mm、2 mm 以下的细砂依次装入钢管底部,制作填充厚度分别是大沙砾为 2 cm,中沙砾为 2 cm,小沙砾为 1 cm 的反滤层,最后用一个中心焊有开口细管的不锈钢盘状(盘上 4 角各有一孔)将反过滤层反扣在钢管底部,并用 4 根铁杆、8 个螺钉,将方形木板和钢盘及不锈钢圆柱紧紧夹住。在原状土柱的钢管管壁上开有 6 孔,孔径 25 mm,用于安装负压计,以分析测定淋洗的过程中的土柱的不同高度水势的变化,这 6 个孔洞之间的距离是 5.5 cm,最底下的孔洞的下维与不锈钢钢管的下口之间距离是 7 cm。

(4)集水装置 用若干容量为 200ml 的锥形瓶集水,并以可以满足溶液淋洗和分析目的且是恒定的时间间隔置换锥形瓶。

2.1.2 试验材料

本文研究选定材料来自峨嵋冷杉成熟林坡积物土壤样地。

在坡积物的坡上和坡下,各任意选取 3 处土层较厚,石砾较少,适宜取原状土柱的位置,将不锈钢管打入土后,连同上面的地被物层及其下的土壤层一起取,具体做法见“2.1.1”所述原状土柱的制作。这样坡积物土壤层与其上面的地被物层及不锈钢钢管构成一个原状土柱(取 3 个,以利于重复试验)。

2.1.3 试验过程

整体试验是在降雨较为充足的 5 月和 6 月进行的,土壤优先流运移模拟实验的雨强(水头)分别是 0.22mm/min、0.5mm/min 和 1mm/min,实验在上述 3 个雨强下,将清水以稳定均匀输入(阶跃输入)从土壤表层输入土柱,整个试验过程中严格记录初始出流时间以及其后的单位时间内收集的出流液,通过土柱底部出流的出流量变化来分析研究区域优先流产生的影响因子,每次试验 3 次重复,取平均值。

无论是原状土柱实验还是填充土柱实验,都可以通过负压计,判定土柱中基质势变化,利用土壤水分特征曲线表征公式^[67]来计算从水流入到试验结束整个期间的土壤水分含量变化(试验时间较长,负压计充分平衡)。

2.2 野外示踪实验

贡嘎山地区的土壤呈现一种黄且微红色,根据贡嘎山土壤类型特点,以黑墨汁为染色示踪剂,通过示踪物在野外条件下的运移路径反映土壤水分运移过程。步骤如下。

用 TRIME(便携式时域反射仪)首先测定坡积物和冰碛物土壤的当日初始含水量,取三次重复的平均值,预估需要的灌水量;

在 4 个样地处各挖 1 m×1 m 的土壤剖面(选择易挖剖面的任意位置),并用长 1 m×宽 1 m,高为 30 cm 的白铁皮围起,以防水分侧渗,根据预估量将黑墨水均匀喷洒在土壤剖面表面;

由于研究区属于湿润性气候,尤其在 5、6 月份实验期,每天晚上都有降雨,所以在施加黑墨水后的第 2 天(降雨后),打开白铁皮,分层开挖剖面,分析土壤剖面,观察黑墨水的示踪路径。

2.3 土壤粒子平均直径测定

将从幼龄林、中龄林、成熟林及过熟林 4 个样地、8 个样点处分层所取土壤晾干、过筛,计算土壤粒子平均直径^[68]。

3 结果与分析

3.1 优先流问题提出

示踪物经过前一夜的雨强较小、历时较长的降雨过程后,从纵向分层挖土壤剖面而呈现出的野外示踪影像见图 1~4。

虽然这几个黑墨水示踪图并没有定量化地反映土壤水分运移特征,但是它以一种较高的分辨率,使人们清楚地看到降雨过后的土壤水分流动路径,此路径的颜色明显重于土壤的其它位置,基本是沿一条或几条独立路径向下运移的,示踪物在此路径中向下运移,而环绕土壤的其他部分,此类较为明显的路径出现,正

接彩图 1 2 3 4

符合示踪物优先流路径的现象表现 ,由此可以反映出在贡嘎山四个不同演替阶段的林地上有优先流现象发生。

3.2 优先流产生判定

Darcy 定律用于土壤水运移计算通常是在雷诺数小于 10 的范围内 ,因为优先流现象的出现 ,导致传统 Darcy 定律所推算的迁移速度、时间及迁移量不准确 ,符合优先流的雷诺数值范围应该是在 Darcy 定律所符合的雷诺数之外。所以在本文中 ,综合考虑 Darcy 定律的作用范围及研究地区石砾较多等实际情况 ,用雷诺数进行优先流判定时 ,以 Darcy 定律不能用于土壤水运移计算的雷诺数值 $Re > 10$ 作为优先流产生的依据。

雷诺数计算公式为：

$$Re = \frac{Du}{\nu} \tag{1}$$

式中 μ 为 流动平均流速 (cm/s) ; D 为特征长度 (cm) ; ν 为运动粘滞系数 (cm²/s)。

公式 (1) 中关于雷诺数值的计算主要依靠特征长度的选择 ,本文特征长度用土壤颗粒的平均直径来表示。

由于土壤中颗粒和孔隙在微观尺度上的不均匀性 ,溶质在流动过程中 ,常被细化后而进入孔隙通道 ,这些孔隙通道是大小不一、形状存在差异并且是相互连通的 ,可以假设孔隙通道是管状 ,其水流运动过程符合 Poiseuille 定律。Poiseuille 定律表达式如公式 (2)。

$$Q = u\pi r^2 = \frac{\pi r^4}{8\eta} \left(- \frac{dp}{dz} \right) = \frac{\pi r^4}{8\eta} \frac{\Delta p}{l} \tag{2}$$

式中 Q 是单位时间内流过单位面积的流量 (cm³/s) ; r 是孔隙管内径 (cm) ,本文以土壤颗粒的平均直径的一半来表示 r ; Δp 表示水势差值 , η 是动力粘滞性系数 (g·cm/s) ; l 在本实验中表示土柱高 (cm)。

由此可得到流动平均流速：

$$u = \frac{r^2}{8\eta} \frac{\Delta p}{l} \tag{3}$$

动力粘滞性系数 η 与运动粘滞系数 ν 的关系如下：

$$\nu = \frac{\eta}{\rho} \tag{4}$$

运动粘滞系数 ν 与温度有关 ,可按公式 (5) 经验公式计算：

$$\nu = \frac{\eta}{\rho} = \frac{0.01775}{1 + 0.0337t + 0.000221t^2} \tag{5}$$

式中 ρ 是水的密度 , t 是水在土壤中的温度。

根据从幼龄林、中龄林、成熟林及过熟林 4 个样地、8 个样点中取土样计算得到的土壤粒子平均直径 ,利用公式 (2) 和 (3) 计算流动平均流速 ,算出雷诺数值 (见表 1)。

1981 年 ,Luxmoore 在其创建的土壤孔隙分类系统中指出 ,土壤孔隙一般分为 3 级 ,即小孔隙、中孔隙和大孔隙 ,它们所针对的孔隙直径范围分别为 $< 10 \mu\text{m}$, $10 \sim 1000 \mu\text{m}$, $> 1000 \mu\text{m}$,并且中孔隙及大孔隙均属于排水孔隙。文中用土壤的颗粒直径来反映土壤孔隙大小 ,从中可知研究区域贡嘎山高山生态系统的四个不同演替阶段的土壤孔隙范围均属于排水孔隙范畴 ,所以从孔隙分级中可以看到 ,研究区域的土壤具有产生优先流的孔隙条件。利用公式 (1) 计算不同森林演替阶段的土壤的雷诺数值均大于 10 ,由此可知土壤水和溶质在不同森林演替阶段运移过程中 ,均有优先流现象出现。

当用土壤颗粒平均直径表示特征长度 ,进行雷诺数计算时 ,在雷诺数小于 10 的范围内 ,土壤水运动的流态表现为层流 ,此范围内可应用 Darcy 定律 ,随着雷诺数值的增加 ,惯性作用加大 ,紊流现象开始逐渐出现 ,并且雷诺数超过 150 至 300 时 ,土壤水运动流态主要表现为紊流。表 1 算出的雷诺数值基本低于 150 ,由此可认为在长江上游暗针叶林生态系统的优先流是层流和紊流两种流态之间的过渡类型。

表 1 研究地区不同森林演替阶段雷诺数值判定分析表

Table 1 Table of estimation and analyses of *Re* in the differential succession forest of study area

森林演替阶段 Succession period	土壤类型 Soil type	样点号 Number of sampling site	土壤颗粒平均直径 <i>D</i> (mm) Average diameter of soil particle	孔隙管内径 <i>r</i> (mm) Pore radius	运动粘滞系数 ν (cm ² ·s ⁻¹) Coefficient of kinematic viscosity	流动平均流速 <i>U</i> (cm·s ⁻¹) Average velocity of flow	雷诺数值 <i>Re</i> Reynolds number
幼龄林 Young forest	冰碛物 Moraine soil	B	0.6653	0.33265	0.0130601	10.37922	53
		C	0.7021	0.35108	0.0134347	11.23878	59
成熟林 Mature forest	坡积物 Slope wash	D	0.6129	0.30647	0.012879	8.933436	43
		E	0.5989	0.2994	0.0130601	8.410818	39
中龄林 Mid-age forest	冰碛物 Moraine soil	G	0.7098	0.3549	0.0132453	11.64894	62
		H	0.7236	0.3618	0.0134347	11.93728	64
过熟林 Over-mature forest	冰碛物 Moraine soil	I	0.7257	0.3628	0.0134347	12.00434	65
		J	0.7346	0.3673	0.0136285	12.12532	66

3.3 土壤水分流动状况

在土柱实验开始初期 ,当输入一个较大的雨强时 ,预使土柱饱和 ,发现整个装置的出水处很快就有水流出 ,而且入水和出水两者时间差别 ,简直是在实验人员所感受不到的 ,此较快的出流现象就是优先流作用的反映 ,它使土柱始终达不到饱和状态。研究区域的土壤颗粒直径较大 ,反映出研究区域内的土壤孔隙或者孔隙之间的距离较大 ,在有出流出现后的较短时间内 ,出流液的浓度很快就提高到接近入流液浓度 ,这样在出流液中就出现浓度较大变化的时间段 ,此现象的产生就是优先流作用的体现。为具体分析研究区域的优先流特征 ,针对成熟林中所取的原状土柱的累计流出量与时间的函数关系来分析研究区域的土壤水分流动状况 (见图 5 和图 6)。

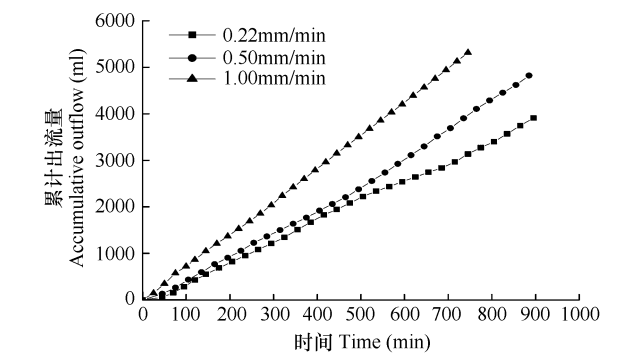


图 5 不同雨强下成熟林样点 D 累积出流量与时间的关系示意图
Fig. 5 The relative schematic graph of accumulative outflow and time in plot D of mature forest at different rainfall intensities

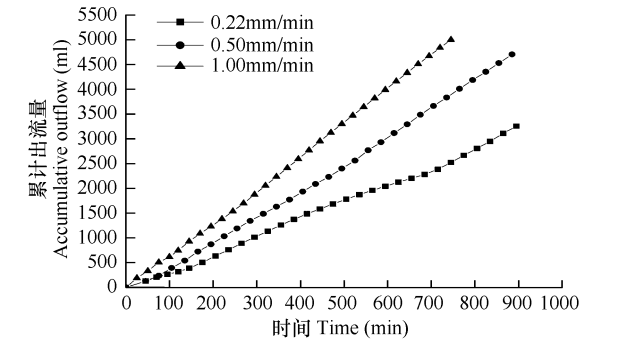


图 6 不同雨强下成熟林样点 E 累积出流量与时间的关系示意图
Fig. 6 The relative schematic graph of accumulative outflow and time in plot E of mature forest at different rainfall intensities

从图 5 可知 ,在 0.22 mm/min 雨强下 ,实验期间内的入流总量是 3426.06 ml ,出流总量是 3301 ml ,入流量和出流量基本持平 ;在 0.5 mm/min 雨强下 ,实验期间内的入流总量是 7699.5 ml ,出流总量是 4825 ml ,出流量占入流量的 63% ;在 1 mm/min 雨强下 ,实验期间内的入流总量是 12963 ml ,出流总量是 5319 ml ,出流量占入流量的 41%。

从图 6 可知 ,在 0.22 mm/min 雨强下 ,实验期间内的入流总量是 3426.06 ml ,出流总量是 3253.5 ml ,出流量占入流量的 95% ,入流量和出流量基本持平 ;在 0.5 mm/min 雨强下 ,实验期间内的入流总量是 7699.5 ml ,出流总量是 4704 ml ,出流量占入流量的 61.1% ;在 1 mm/min 雨强下 ,实验期间内的入流总量是 12963 ml ,出流总量是 5000 ml ,出流量占入流量的 39%。

从图 5 和图 6 可知,随降雨雨强的增加,成熟林原状土柱累计出流量逐渐增加,原状土柱累计出流量与降雨雨强成正比关系,而且累计出流量与时间表现为近似线性关系,反映出在成熟林壤中流的出流过程中,只有一种表现形式,即或者只有基质流在起作用,或者只有优先流在起作用。通过前面的雷诺数计算以及野外示踪实验已经分析出研究区域的实验整体过程具有优先流现象出现,所以可知研究区域内 4 个演替阶段的土壤水分运动的壤中流过程主要表现为优先流。另外,一般来说在土壤中具有连通和非连通两类孔隙结构以及可动与不可动两类土体,其中可动水体中包含流速较为均匀的基质流及流速相对较快的优先流,并且正是这种高度传导的优先流存在,使当土壤含水量较高时,各不同测点处的流速具有很大差异,并有一些水分滞留在非连通的孔隙中,不参与溶质的对流运移过程^[69]。在 0.22 mm/min 雨强下,出流量与入流量值相等,说明降水进入土柱后,没有被柱中的土吸收,就直接流出土柱,土柱处于非饱和状态,这种状态主要是由于土壤孔隙较大而造成的;在 0.5 mm/min 和 1 mm/min 两个雨强下,出流量比入流量要少,表明土柱内有少许水滞留,土壤具有一定的含水量,此时有水滞留在非连通孔隙中,处于不动区。综合起来,说明研究区域内成熟林坡积物土壤的水分运动的壤中流过程主要表现为优先流,而土壤中的基质部分,则表现为不动区域。不可动区的存在降低了有效交换流动面积。

3.4 KDW 运动——弥散波优先流模型模拟分析

3.4.1 KDW 运动——弥散波优先流模型基本介绍

首先具体说明模型构建的基础条件:

- (1)对于所研究的区域土壤中的小孔隙处于不动水体,并不参与水流交换活动,模型建立主要是在可动水体中开展的;
- (2)流量只是可动区域土壤含水量的函数;
- (3)由于中孔隙也起较大作用,所以整个连续过程中,采用“排水孔隙”这一说法,以此来表示对优先流运动具有潜在贡献价值的孔隙群体;
- (4)重力作用超过毛管力,起主要作用,并且可以通过粘性作用产生摩擦力在瞬间补充重力消耗;
- (5)在整个研究系统中,不考虑其它力的消增;
- (6)水分流动过程是一个垂直向下的运动过程。

针对上述模型构建基本条件,设 w 是在土壤剖面(即排水孔隙流动经过之处)体积 V 内的可动体积含水量, μ 是体积 V 内的可动水运移流量 μw 的一阶偏导数 $w_t = \partial w / \partial t$,则可动体积含水量 w 的连续方程表达式可用式(6)表示。

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \nabla \cdot u = 0$$
 (6)

假设水运移流量 u 与 w 及 w_t 成非线性函数关系,其表达式为:

$$u = u(w, \mu w_t)$$
 (7)

则流量的空间梯度表达式是:

$$\nabla \cdot u = c \nabla w + \nu_w \nabla w_t$$
 (8)

式中 $c = \frac{\partial u}{\partial w} \Big|_{w_t = \text{constant}}$, $\nu_w = \frac{\partial u}{\partial w_t} \Big|_{w = \text{constant}}$

由于整个流动是在垂直向下的方向上发生的运动过程,则方程(6)和(7)就成为方程(9)和(10)的形式。

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial z} = 0$$
 (9)

$$\frac{\partial u}{\partial z} = c \frac{\partial w}{\partial z} + \nu_w \frac{\partial^2 w}{\partial z \partial t}$$
 (10)

将式(9)和(10)合并成式(11)。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + c \frac{\partial w}{\partial z} = -\nu_w \frac{\partial^2 w}{\partial z \partial t}$$
 (11)

将式 (11) 两边同时乘以 $\partial u / \partial w$, 并根据 $\partial^2 w / \partial z \partial t = - \partial^2 u / \partial z^2$, 式 (11) 可以用式 (12) 来表示 :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + c \frac{\partial u}{\partial z} = \nu_u \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \tag{12}$$

其中 $\nu_u = c \nu_w$

公式 (11) 和 (12) 就是分别针对可动区域含水量 w 和流量关系的非线性对流-弥散方程 , 从中可知 , 流量和可动区域含水量之间关系的函数形式影响水动态系数 c 、 ν_u 和 ν_w , 但它并不能改变整个微分方程的组成形式。

方程 (12) 中左边的两部分表示沿平面 (z 、 t) 及坡度 c 处形成的曲线所流过的流量 u (z 、 t) 的时间全导数 , 这些曲线被称作不同方程的特征线。

因为 $c = dz / dt$,

则方程 (12) 中左边的两部分可以用方程 (13) 形式表示。

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{dz}{dt} \frac{\partial u}{\partial z} \tag{13}$$

当 $\nu_u = 0$ 时 , 方程 (12) 可表示为 :

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + c(w) \frac{\partial u}{\partial z} = 0 \tag{14}$$

从方程 (14) 可知流量 u (z 、 t) 沿着特征曲线保持不变 , 是一个常数 , 其后项是运动波模型 , 现已经被广泛用于水资源模型构建。

u (z 、 t) 的初始值可以写成如下形式 :

$$u = f(z) , t = 0 , -\infty < z < \infty \tag{15}$$

Germann^[59]解方程 (14) 时 , 提出了如下相关初始条件及边界条件。

$$\begin{aligned} u(z, t) &= u_{in}(t) , z = 0 , t > 0 \\ u(z, t) &= u_0 , z > 0 , t = 0 \end{aligned} \tag{16}$$

在公式 (16) 中 $u_{in}(t)$ 表示在一个自由边界 ($z = 0$) 条件内 , 在持续时间 t_s 及体积流量密度 u_s 下的输入水量。

Germann 提出有关流量及可动区域含水量的运动波的基本关系式是 $u = bw^a$, μ 和 b 是正系数。

公式 (14) 主要表述非弥散运移波路径沿特征线 , 随速度 $c(w)$ 而不断向前的过程。如果 $f(z)$ 是 z 的降幂函数 , 就可能出现快速波向前不断前进而压倒慢速波 , 形成震动波而不断向前蔓延的现象^[70, 71]。但是大量的实践研究发现特征线是与两个震动波有关的直线 , 震动波不断前进且不扩散 , 其中一个表示 $t = 0$ 时刻的湿润峰 , 表层应用流量值为 u_s , 另一个来自 $t = t_s$ 时刻的排水峰 , 此时输入停止 , 表层输入量降至 0。并且 , 在排水峰运移速度快于湿润峰速度 , 排水峰的出现干扰了湿润峰 , 流量 u (z 、 t) 成为时间的单峰函数关系 , 峰顶处的含水量开始降低 , 反映出有时间拖尾滞后现象出现 , 预示着在深度 $z = L$ 处 , 有湿润及排水两峰 , 湿润峰及排水峰到达的时间关系表达式分别是 $\nabla t_1 = L / c_w$ 和 $\nabla t_2 = L / c_d$, 速度 c_w 和 c_d 分别表示与 u_s 和 $u = 0$ 有关的标记速度。当在 (z 、 t) 区域内 , 标记速度的作用效果被连续扩展 , 说明单独只用运动波近似值是相对不准确的。

当 $\nu_u \neq 0$ 时 , 方程 (12) 处右边项二阶函数关系反映出弥散现象。将式 (13) 代入方程 (12) 中 , 则在每一个特征线上 , 流量 u 不再是常数 , 其变化率如公式 (17) 形式 , 表示与 ν_u 及流量的空间变量梯度有关。

$$\frac{du}{dt} = \nu_u \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \tag{17}$$

通过大量实验验证分析 , 可知在非线性对流-弥散方程中自由界面 (峰或交界面) 与运动-弥散方程中的表示是等价的^[72, 73]。

则方程 (7) 所表示的函数关系可以写成方程 (18) 形式。

$$u = f(w) + g(w_t) \tag{18}$$

其中 $f(w) = bw^a$, $g(w_t) = -\nu_w (\partial w / \partial t)$, μ 、 b 和 ν_w 都是正数 , 通常是定值。

方程 (18) 常被用来模拟分析土柱入渗——排水实验, 获得的 $u(w)$ 曲线是有滞后效应的, 针对于每一个固定 w 值, 就可计算得到 u 值, 通常在入渗区比在排水区要小的多。为分析需要, 通常需首先假设在入渗和排水的瞬间阶段, 有一个内部力被用来维持线性要素的升高或降低的整体平衡, 这个内部力与含水量值升高或降低成正比, 并且在稳定阶段, 它的值是 0。修正函数关系 $g(w_t)$ 与含水量对时间的一阶偏导数成正比, $g(w_t)$ 在入渗期间 (w 值增加时) 是负值, 稳定阶段值为 0 (此时 w 是常量), 在 w 下降的排水期 (w 值减少时) 是正值。Lighthill 和 Whitman 针对如 $u(w)$ 一个流动量表现为滞后现象时, 提出上升和降落曲线之间的面积可作为估计方法用以修正弥散度 [74]。

方程 (18) 中的标记速度 c 值为：

$$c(w) = \left. \frac{\partial u}{\partial w} \right|_{w_t = cte} = mw^n \tag{19}$$

其中 $n = a - 1$ $m = ab$

所以 v_u 的计算式为：

$$v_u = cv_w = mw^n v_w \tag{20}$$

在上述假设情况下, 不考虑 $g(w_t)$, 就形如 Germann [59, 75] 所描绘的一阶运动近似值。

将 $w = (u/b)^{1/a}$ 代入方程 (12)、(18) 和 (19) 中, 可以得到：

$$\frac{\partial u}{\partial t} + pu^q \frac{\partial u}{\partial z} = v_u pu^q \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \tag{21}$$

其中 $p = ab^{1/a}$ $q = \frac{a-1}{a}$ (22)

方程 (21) 满足方程 (16) 提出的初始及边界条件的数值解可以用显性有限差分方法来求解。时间导数可以通过在第 j 时间段的前向差分来估算, 空间导数可以采用同一时间段的中心差分来估算, 则方程 (21) 可以写成为：

$$u_i^{j+1} = u_i^j + \frac{\tau v_w}{h^2} c(u) (u_{i+1}^j - 2u_i^j + u_{i-1}^j) - \frac{\tau}{2h} c(u) (u_{i+1}^j - u_{i-1}^j) \tag{23}$$

式中, 下角标 i 表示空间离散化, 上角标 j 表示时间离散化, h 表示空间间隔距离, τ 是时间步长, $c(u)$ 表示对流时较快的速度, 它与 u 成函数关系。 h 和 τ 之间关系需要满足式 (24) 的稳定性条件, 此稳定条件的建立是为了满足 $u = u_s$ 。

$$\left(\left(\frac{\tau}{h} \right) c(u) \right)^2 \leq 2 \frac{\tau v_m}{h^2} c(u) \leq 1 \tag{24}$$

根据公式 (19) 的等式关系, c 和 u 之间可以用式 (25) 表示。

$$c = \frac{ab}{b^{(a-1)/a}} u^{(a-1)/a} \tag{25}$$

因为 u 与时间和距离密切相关, 所以本文所研究的运移过程需要在每一个时间步长及每一个空间间隔范围内考虑。当输入信号是非常不连续的或者在 $u = 0$ 时, 与所需计算的 c 值有关的时间步长和空间间隔就是非常必要的, 它可以获得穿过空间输入信号的较好的传播, 一般来说, 在 $u_{i-0.5}^{j+0.5}$ 时, 可以得到较好的结果, 此时 c 值的计算公式为：

$$c = \frac{ab}{b^{(a-1)/a}} \left(\frac{u_i^j + u_{i-1}^{j+1}}{2} \right)^{(a-1)/a} \tag{26}$$

KDW 优先流模型框架图见图 7。

3.4.2 KDW 优先流模型参数

从公式 (21) 可知, 模型主要依靠 3 个参数来反映, 它们分别是参数 p 、 q 和 $v(w)$ 。参数 p 、 q 和 $v(w)$ 都可以通过 $u(w)$ 关系实验来获得, p 和 q 值与一阶运动标记速度有关, 可通过方程 (18) 中得到的 a 和 b 值间接计

算得到。在 $u(w)$ 关系之间的关系表达中 μ 值可通过土柱下出流流量而获得 μw 可通过土柱内所安装的负压计读数,带入土壤水分特征曲线表征公式 $S = 10.07\theta_v^{-0.74}$ 公式中而得到。在整个入渗和排水土柱实验过程中 μ 与 w 具有一定的函数关系,其一阶运动近似值 $u(w)$ 是 w 的单值函数 $\mu(w) = f(w) = bw^a$ 。

在成熟林原状土柱的实验过程中,负压计值在出液后,数值变化相对较小,主要原因在于土柱内土壤含水量值变化较小。在 0.22mm/min、0.5mm/min 和 1mm/min 3 个雨强下,以成熟林坡积物土壤中的土壤出流量与输入量之比为纵坐标,以土壤含水量为横坐标,土柱通量变化与含水量之间的函数关系图见图 8。将图 8 与方程 (18) 完全拟合,可获得参数值 a 、 b 和 $v(w)$,参数 p 和 q 通过公式 (22) 计算获得。模型参数见表 2。

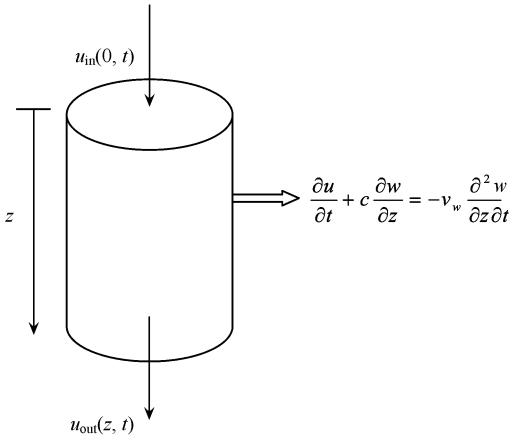


图 7 KDW 优先流模型框架图

Fig. 7 The frame of KDW preferential flow model

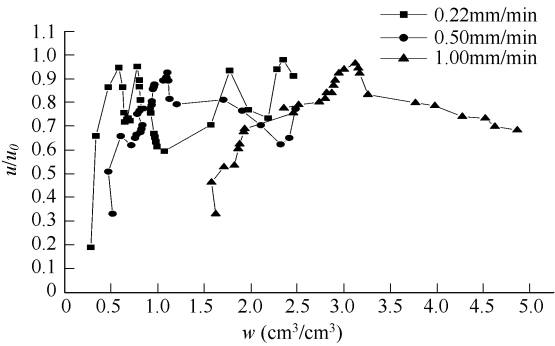


图 8 成熟林样点 D 出流量与土壤可动水体含水量函数关系图

Fig. 8 Schematic graph of function of flux and soil moisture in plot D of mature forest

表 2 运动-弥散波优先流模型参数计算值

Table 2 Estimated parameters for KDW

降雨强度 (mm/min) Rain intensity	a	b (mm/min)	$\nu(w)$ (mm)	p	q
0.22	2.09	0.78	83	1.176067	0.521531
0.5	2.17	1.89	82	0.501823	0.539171
1	2.92	4.78	75	0.017412	0.657534

3.4.3 运动-弥散波优先流模型评价与分析

通过在成熟林坡积物土壤样点 D 计算得到模型建立所需参数,并在成熟林坡积物土壤样点 E 中检验评价,此种方法被称为交叉模拟过程。模型构建的整体过程主要是关于水流通量与时间及位移之间的关系,在土柱实验中,水流在土柱中运移长度是一个定值,所以可以建立水流通量与运移时间两者函数关系图,将实际实验结果与模型模拟结果对照分析,来检验模型的适用性。

从图 9 中可以看到,构建的运动-弥散波优先流模型可以较好地模拟实地所测数据。对于分析模型是否实用,通常还可利用统计学的拟合方程来检验分析所建立模型的有效性,统计学方法的计算公式见 (27) :

$$EF = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - Q_i)^2}{\sum_{i=1}^N (\bar{Q} - Q_i)^2}$$

(27)

其中 P_i 表示流量预测值, Q_i 表示实际实验测定的流量, $\bar{Q}$ 是实验测定流量的平均值。在统计学上认定当 EF 值是 1 时,拟合最好, EF 值越接近 1,就越接近理想的状态。表 3 是成熟林坡积物土壤样点 E 中的水流通量 EF 统计值。

从表 3 中可知,所建立的模型在 3 个雨强下,通过交叉模拟过程检验分析可以证明所建立的 KDW 优先流

模型能够较好地模拟实验过程。同时,发现在较低雨强的模拟分析比高雨强的模拟分析要更好。

4 结论与建议

本研究自制组装的土柱试验装置,开展室内土柱试验,并综合野外示踪试验,应用融有弥散因子的运动波模型对长江上游贡嘎山暗针叶林生态系统的优先流运移进行分析,具体结论及建议如下。

(1)通过野外示踪试验以及雷诺数值判定分析出长江上游贡嘎山暗针叶林生态系统 4 个不同演替阶段的林地上有优先流现象发生。

(2)随降雨雨强的增加,随着时间不断向前沿展,成熟林原状土柱累计出流量逐渐增加,原状土柱累计出流量与降雨雨强及运移时间成正比关系,说明研究区域内 4 个演替阶段的土壤水分运动的壤中流过程主要表现为优先流,而土壤中的基质部分,则表现为不动区域。

(3)由于优先流是研究区域土壤水分运移的主要途径,鉴于较为常用的运动波模型不能全面真实地反映问题,需要融入弥散等相关因子,本文应用一个融有弥散因子的运动波模型(KDW 优先流模型),并将 KDW 优先流模型用于成熟林坡积物土壤的土柱实验中,通过实地模拟分析表明,KDW 优先流模型可以较好地模拟水分在土柱中的运移过程;采用交叉模拟的方法计算出模型所需参数,交叉检验分析证明 KDW 优先流模型具有较高的可操作性及实用性;研究同时利用统计学方法来验证,所得统计数据同样证明 KDW 优先流模型的实用性,并且在低雨强条件下的拟合结果好于高雨强的拟合结果。

(4)研究利用 KDW 优先流模型将优先流现象表征为是弥散波及运动波这两个震动波共同作用的结果,其中运动波起主导作用。优先流就是在运动波及弥散波这两个波的牵引力作用下,伴有滞后及拖尾现象,而形成的较快的非平衡的运移过程。

(5)在研究过程中,通过野外示踪映像图中可看到土壤水分是沿一条或几条较为明显的优先路径向下运移,并发现这些较为明显路径形如管状,反映出研究区域土壤优先流流动是一种非平衡的管状流,在以后的研究工作中,可以通过管状水力学公式,尝试计算分析在贡嘎山高山生态系统的优先流路径是否管状流动特点。

References :

[1] Flury M, Flühler H, Jury W A, *et al.* Susceptibility of soils to preferential flow of water : A field study. *Water Resources Research*, 1994, 30 (7) : 1945 — 1954.

[2] Wang Z, Feyen J, Ritsema C J. Susceptibility and predictability of conditions for preferential flow. *Water Resources Research*, 1998, 34, 2169 —

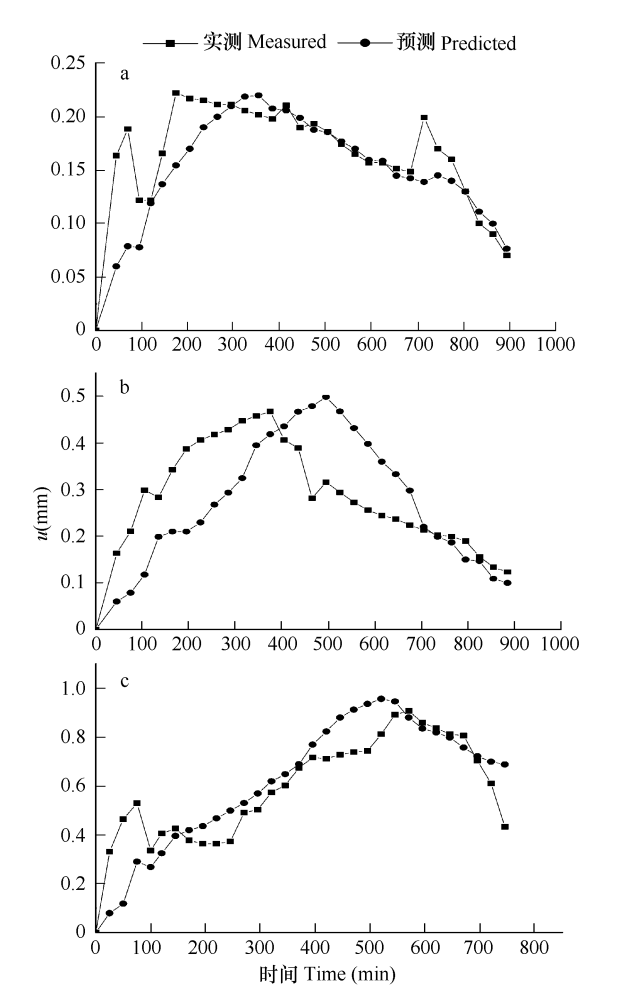


图9 3 个不同雨强条件下,优先流流量实测值与模型预测值模拟比较

Fig. 9 Schematic graph of stimulate analyses in measured and predicted value for the three rainfall intensities

(1) 0.22mm/min, (2) 0.5mm/min, (3) 1mm/min

表3 成熟林坡积物土壤样点 E 中的水分通量模型拟合分析
Table 3 Simulative analyses of water flux in plot E of mature forest

样点 E 原状土柱 Plot E of mature forest			
	0.22mm/min	0.5mm/min	1mm/min
EF	0.921	0.896	0.834
	0.95	0.887	0.845
	0.943	0.904	0.856

2182.

[3] Dekker L W , Ritsema C J , Wendroth O , *et al.* Moisture distributions and wetting rates of soils at experimental fields in the Netherlands , France , Sweden and Germany. *Journal of Hydrology* , 1999 , 215 : 4 — 22.

[4] Flury M. Experimental evidence of transport of pesticides through field soils — A review. *Journal of Environment Quality* , 1996 , 25 : 25 — 45.

[5] Zhang H J , Wang Y J , Bei Y Z , *et al.* A study in pipe flow on the slope of granite region of the three-gorge of Yangtze River. *Journal of Beijing Forestry University* 2000 , 22 (5) : 53 — 57.

[6] Beven K , Germann P. Macropores and water flow in soils. *Water Resource Research* , 1982 , 18 (5) : 1311 — 1325.

[7] Bouma J. Soil morphology and preferential flow along macropores. *Agriculture Water Management* , 1981 , 3 : 235 — 250.

[8] Helling C S , Gish T J. Physical and chemical processes affecting preferential flow. In : Gish T J , Shirmohammadi A eds. *Preferential Flow* , American Society of Agricultural Engineers , 1991. 77 — 86.

[9] Flühler H , Ursino N , Bundt M , *et al.* The Preferential Flow Syndrome-A Buzzword or a Scientific Problem. In : David B , Kevin K eds. *2nd International Symposium on Preferential Flow*. Honolulu , Hawaii , USA , 2001.

[10] Beven K , Germann P. Water flow in soil macropores , 2. A combined flow model. *Journal of Soil Science* , 1981 , 32 : 15 — 29.

[11] Bouma J , Belmans C F M , Dekker L W. Water infiltration and redistribution in a silt loam subsoil with vertical worm channels. *Soil Science Society of America Journal* , 1982 , 46 : 917 — 921.

[12] Hornberger G M , Germann P F , Beven K J. Throughflow and solute transport in an isolated sloping soil block in a forested catchment. *Journal of Hydrology* , 1991 , 124 (1-2) : 81 — 99.

[13] Lawes J B , Gilbert J H , Warington R. On the amount and composition of the rain and drainage water collected at Rothamsted. Williams , Clowes and Sons , London UK. , 1882.

[14] Elsenbeer H , Lack A , Cassel K. Chemical fingerprints of hydrological compartments and flow paths at La Cuenca , western Amazonia. *Water Resource Research* , 1995 , 31 : 3051 — 3058.

[15] Elsenbeer H , Lack A. Hydrometric and hydrochemical evidence for fast flowpaths at La Cuenca , western Amazonia. *Journal of Hydrology* , 1996 , 180 : 237 — 250.

[16] Jones J A A. Soil piping and stream channel initiation. *Water Resources Research* , 1971 , 7 : 602 — 610.

[17] Walsh R P D , Howells K A. Soil pipes and their role in runoff generation and chemical denudation in humid tropical catchment in Dominica. *Earth surface Process and Landforms* , 1988 , 13 : 9 — 17.

[18] Woo M , diCenzo P. Pipe flow in James Bay coastal wetlands. *Canadian Journal of Earth Sciences* , 1988 , 25 : 625 — 629.

[19] Hill D E , Parlange J Y. Wetting front instability in layered soils. *Soil Science Society of America Process* , 1972 , 36 : 697 — 702.

[20] Mabuchi T. Infiltration and ensuing percolation in columns of laggard glass particles packed in laboratory. *Transactions Agriculture Engineering Society of Japan* , 1961. 13 — 19.

[21] Miller D E , Gardner W H. Water infiltration into stratified soil. *Soil Science Society of America Process* , 1962 , 26 : 115 — 119.

[22] Ritsema C J , Dekker L W , Nieber J L , *et al.* Modeling and field evidence of finger formation and finger recurrence in a water repellent sandy soil. *Water Resources Research* , 1998 , 34 (4) : 555 — 567.

[23] Kung K J S. Preferential flow in a sandy vadose zone soil 1. Field observation. *Geoderma* , 1990 , 46 : 51 — 58.

[24] Kung K J S. Preferential flow in a sandy vadose zone soil 2. Mechanism and implications. *Geoderma* , 1990 , 46 : 59 — 71.

[25] Bauters T W J , DiCarlo D A , Steenhuis T S. Preferential flow in water-repellent sands. *Soil Science Society of America Journal* , 1998 , 62 : 1185 — 1190.

[26] De Rooij G H. A three-region analytical model of solute leaching in a soil with a water repellent top layer. *Water Resource Research* , 1995 , 31 : 2701 — 2707.

[27] De Rooij G H , De Vries P. Solute leaching in a sandy soil with a water-repellent surface layer : A simulation. *Geoderma* , 1996 , 70 (2-4) : 253 — 263.

[28] Dekker L W , Ritsema C J. Variation in water content and wetting patterns in Dutch water repellent peaty clay and clayey peat soils. *Catena* , 1996 , 28 : 89 — 105.

[29] Dekker L W , Ritsema C J. Preferential flow paths in a water repellent clay soil with grass cover. *Water Resource Research* , 1996 , 32 : 1239 — 1249.

[30] Glass R J , Steenhuis T S , Parlange J Y. Mechanism for finger persistence in homogeneous unsaturated porous media : theory and verification. *Soil Science* , 1989 , 148 : 60 — 70.

[31] Hendrickx J M H , Dekker L W , Boersma O H. Unstable wetting fronts in water repellent field soils. *Journal of Environment Quality* , 1993 , 22 : 109 — 118.

[32] Jamison V C. The penetration of irrigation and rain water into sandy soils of central Florida. Soil Science Society of America Process ,1945. 10.

[33] Flint A L ,Havesi J A ,Flint L E. Conceptual and numerical model of infiltration for the Yucca Mountain Area ,Nevada. US Department of Energy Milestone Report ,1996. 210.

[34] Ritsema C J ,Dekker L W. Preferential flow mechanism in a water repellent sandy soil. Water Resources Research ,1993 ,29 (7) :2183 —2193.

[35] Ritsema C J ,Nieber J L ,Dekker L W ,*et al.* Stable or unstable wetting fronts in water repellent soils-effect of antecedent soil moisture content. Soil & Tillage Research ,1998 ,47 :111 —123.

[36] Van Dam J C ,Hendrickx J M H ,van Ommen H C ,*et al.* Water and solute movement in a coarse-textured water-repellent field soil. Journal of Hydrology ,1990 ,120 :359 —379.

[37] Roth K. Steady state flow in an unsaturated , two-dimensional , macroscopically homogeneous , Millersimilar medium. Water Resources Research , 1995 ,31 :2127 —2140.

[38] Tani M. Runoff generation processes estimated from hydrological observation on a steep forested hillslope with a thin soil layer. Journal of Hydrology ,1997 ,200 :84 —109.

[39] Freeze R A ,Banner J. The mechanisms of natural groundwater recharge and discharge ,2. Large column experiments and field measurements. Water Resources Research ,1970 ,6 :138 —155.

[40] Lissey A. Depression-focused transient groundwater flow patterns in Manitoba. Geological Association of Canada Special Paper ,1971 ,9 :333 —341.

[41] Nieber J L ,Misra D. Modeling flow and transport in heterogeneous ,dual-porosity drained soils. Journal of Irrigation and Drainage Systems ,1995 , 9 (3) :217 —237.

[42] Nieber J L ,Van Den Eertwegh G A P H ,Feddes R A. Modeling Multidimensional Water Flow and Solute Transport in Dual-Porosity Soils. In : Drainage in the 21st Century :Food Production and the Environment. Proceedings of the 7th Annual Drainage Symposium. American Society of Agricultural Engineers ,1998. 227 —235.

[43] Tosomeen C A S. Modeling the effects of depression focusing on groundwater recharge. M. S. thesis of Minnesota University ,1991.

[44] Flury M. Experimental evidence of transport of pesticides through field soils- A review. Journal of Environment Quality ,1996 ,25 :25 —45.

[45] Beven K. Modeling preferential flow : an uncertain future ? In : Gish TJ and Shirmohannadi A ed. Preferential Flow , American Society of Agricultural Engineers ,1991. 1 —11.

[46] Jarvis N. Modeling the impact of preferential flow on non-point source pollution. In : Selim HH and Ma L ed. Physical Non-equilibrium in Soils : Modeling and application. Ann Arbor Press ,Chelsea ,Michigan ,1998. 195 —221.

[47] Skopp J. Comment on Micro- meso- and macroporosity of soil. Soil Science Society of America Journal ,1981 ,45 ,1246.

[48] Bresler E. Simultaneous transport of solutes and water under transient unsaturated flow conditions. Water Resour. Res. ,1973 ,9 :975 —986.

[49] Jury W A. Simulation of solute transport using a transfer function model. Water Resources Research ,1982 ,18 :363 —368.

[50] Ni Y W. A study of preferential flow and solute preferential migration in soils. Institute of Applied Ecology , Chinese Academy of Sciences , PhD Thesis ,2000.

[51] Coats B E ,Smith B D. Dead-end pore volume and dispersion in porous media. Society of Petroleum Engineering of ATME Journal ,1964 ,4 :73 —84.

[52] Van Genuchten M Th ,Wierenga P J. Mass transfer studies in sorbing porous media I . Analytical solutions. Soil Sci. Soc. Am. J. ,1976 ,40 : 473 —480.

[53] Van Genuchten M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils ,Soil Sci. Soc. Am. J. ,1980 ,44 :892 —898.

[54] Germann P. Water flow in soil macropres III. A statistical approach. J. Sci. ,1981 ,32 (1) 31 —40

[55] Jarvis N J ,Jansson P E ,Dik P E ,*et al.* Modelling water and solute transport in macroporous soil I . Model description and sensitivity analysis. Journal of Soil Science ,1991 ,42 59 —70.

[56] Jarvis N J ,BergstromL ,Dik P E. Modeling water and solute transport in macroporous soil II . Chloride breakthrough under non-steady flow. Journal of Soil Science ,1991 ,42 71 —81.

[57] Jürg Hosang. Modeling preferential flow of water in soils — a two phases approach for field condition. Geoderma ,1993 ,58 :149 —163.

[58] Gerke H H ,Van Genuchten M Th. A dual- porosity model for simulating preferential movement of water and solutes in structured porous media. Water Resour. Res. ,1993 ,29 (1) 305 —319.

[59] Germann P. Preferential flow and generation of runoff. 1. Boundary layer flow theory. Water Resources :Research ,1990 ,26 (12) :3055 —3063.

[60] Chen C ,Wagenet R J. Simulation of water and chemicals in macropore soils ,I. Representation of the equivalent macropore influence and its effect on soil-water flow. Journal of Hydrology ,1992 ,130 :105 —126.

[61] Majda A. Compressible fluid flow and systems of conservation laws in several space variables. Applied Mathematical Sciences. New York : Springer ,1984. 53.

[62] Di Pietro L. Strategies for describing preferential flow : the continuum approach and cellular-automaton fluids. In : Selim HM , Ma L. eds. , Physical Nonequilibrium in Soils , Modeling and Application. Chelsea , Michigan : Ann Arbor Press ,1998. 437 — 453.

[63] Di Pietro L , Ruy S , Capowicz Y. Predicting preferential water flow in soils by traveling-dispersive waves. Journal of Hydrology ,2003 ,278 :64 — 75.

[64] Germann P , DiPietro L , Singh V. Momentumofflowin soils assessed with TDR-moisture readings. Geoderma ,1997 ,80 :153 — 168.

[65] Di Pietro L , Lafolie F. Water flow characterization and test of a kinematic wave model for macropore flow in a highly contrasted and irregular double-porosity medium. Journal of Soil Science ,1991 ,42 :551 — 563.

[66] Di Pietro L , Germann P. Testing kinematic wave solutions for flow in macroporous soils against a lattice-gas simulation. Soil Science Society of America Journal ,2001 ,56 :147 — 168.

[67] Zhao Y T. Study on Hydrological Process and Modeling of Dark Coniferous Forest Ecosystem of Upper Reach of Yangtze River. Beijing Forestry University , Ph. D. Thesis ,2002.

[68] Hua M , Wang J. Soil Physics. Beijing : China Agriculture Press ,1993.

[69] Seyfried M S , Rao P S C. Solute transport in unsaturated columns of an aggregated tropical soil , Preferential flow effects. Soil Sci. Soc. Am. 1987 ,51 :1431 — 1444.

[70] Lax P. The formation and decay of shock waves. American Mathematical Monthly ,1972 ,79 :227 — 241.

[71] Whitham G B. Linear and non-linear waves. New York : Wiley ,1974.

[72] Vanaja V , Sachdev L. Asymptotic solutions of a generalized Burgers equation. Quarterly of Applied Mathematics ,1992 ,1 (4) :627 — 640.

[73] Guilding B H , Kersner R. The characterisation of reaction-convection-diffusion processes by travelling waves. Journal of Differential Equations , 1996 ,124 (1) :27 — 79.

[74] Lighthill M , Whitman G. On kinematic waves I . Flood movement in long rivers. Proceedings of the Royal Society , London , Series A , 1955 : 281 — 316.

[75] Germann P. Kinematic wave approximation to infiltration and drainage into and from soil macropores. Transactions ASAE ,1985 ,28 ,745 — 749.

参考文献：

[5] 张洪江,王玉杰,北原曜. 长江三峡花岗岩地区管流对径流影响研究. 北京林业大学学报,2000 ,22 (5) :53 ~57.

[50] 倪余文. 土壤优先水流及溶质优先迁移的研究. 中国科学院沈阳应用生态研究所 ,博士论文 ,2000.

[67] 赵玉涛. 长江上游暗针叶林生态系统水文过程与模拟研究. 北京林业大学 ,博士论文 ,2002.

[68] 华孟,王坚. 土壤物理学. 北京 :中国农业出版社 ,1993.



图1 示踪物在幼龄林中的运移路径影像图
Fig.1 Image chart of the tracer movement in young forest



图2 示踪物在中龄林中的运移路径影像图
Fig.2 Image chart of the tracer movement in mid-aged forest



图3 示踪物在成熟林中的运移路径影像图
Fig.3 Image chart of the tracer movement in mature forest



图4 示踪物在过熟林林中的运移路径影像图
Fig.4 Image chart of the tracer movement in over-mature forest