

植被群落演替对土壤饱和导水率的影响

彭舜磊^{1,2}, 由文辉^{1,2*}, 沈会涛^{1,2}

(1. 华东师范大学环境科学系, 上海 200062; 2. 浙江天童森林生态系统国家野外科学观测研究站, 宁波 315114)

摘要: 土壤饱和导水率是表征土壤入渗能力的重要参数, 对不同土地利用类型反应敏感。为了揭示植被演替对土壤剖面上饱和导水率的影响规律, 采用恒定水头法测定了天童林区 155 a 植物群落演替序列 60 cm 深土壤剖面上的饱和导水率。结果表明, 不同演替阶段饱和导水率均随土壤深度增加迅速降低, 在 0~20 cm 土层内, 各演替阶段饱和导水率均存在极显著差异, 0~60 cm 土层内饱和导水率的平均值从裸地、石栎+槲木灌丛、马尾松林、木荷+马尾松林、木荷林到栲树林升高极为显著, 植物群落演替到灌丛阶段, 平均饱和导水率已与裸地存在显著差异, 演替到栲树顶极群落达到最高 3.28 mm/min; 土壤体积质量、非毛管孔隙度和粉粒含量为影响饱和导水率的主要因子; 土壤有机质随演替进展而增加, 与饱和导水率呈极显著正相关。植被演替能显著提高土壤饱和导水率, 天童常绿阔叶林区土壤高的饱和导水率是坡面径流少见的主要原因。

关键词: 土壤, 含水率, 物理性质, 常绿阔叶林, 演替序列, 饱和导水率, 坡面径流, 有机质, 土壤大孔隙

doi: 10.3969/j.issn.1002-6819.2010.11.014

中图分类号: S152.7+2

文献标志码: A

文章编号: 1002-6819(2010)-11-0078-07

彭舜磊, 由文辉, 沈会涛. 植物群落演替对土壤饱和导水率的影响[J]. 农业工程学报, 2010, 26(11): 78—84.

Peng Shunlei, You Wenhui, Shen Huitao. Effect of syndynamic on soil saturated hydraulic conductivity[J]. Transactions of the CSAE, 2010, 26(11): 78—84. (in Chinese with English abstract)

0 引言

饱和导水率 K_s (saturated hydraulic conductivity) 是指土壤全部孔隙都充满水的情况下, 在单位水势梯度作用下, 通过垂直于水流方向的单位面积土壤的水流量或渗流速度^[1]。其大小往往制约着地表径流的发生和发展^[2], 对于模拟土壤入渗过程和建立流域水文模型具有重要意义。饱和土壤导水率的研究主要集中在测定方法和模型预测研究^[3-6]、土壤表层饱和导水率的空间变异^[7-8]以及不同干扰方式和植被恢复对土壤饱和导水率的影响上^[9-11], 植物群落演替对土壤剖面饱和导水率的影响研究相对较少。

常绿阔叶林是中国亚热带地区的地带性植被, 由于人类长期频繁干扰, 原生的常绿阔叶林所剩无几, 取而代之的是大面积处于不同演替阶段的次生植被^[12], 植物种类组成和土壤理化性质也发生了不同程度的退化^[13-15]。在这一系列变化过程中, 不同植物演替阶段土壤的饱和导水率是否发生了相应变化, 土壤诸多理化性因子对土壤剖面饱和导水率的影响程度能否反映植物群落演替的规律, 长期以来, 对此类问题很少进行过详细的探索和研究。本研究以东部沿海典型常绿阔叶林及其处

于不同次生演替阶段的植物群落为对象, 通过对 60 cm 深土壤剖面的饱和导水率和相关土壤物理因子的测定和分析, 揭示常绿阔叶林次生演替过程中土壤剖面饱和导水率的变化特征及土壤相关因子对饱和导水率的影响规律, 旨在为进一步研究该区土壤水分运动规律以及常绿阔叶林生态系统界面水分传输调节机制提供可靠依据, 同时为常绿阔叶林保护和恢复理论与实践提供参考。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于浙江天童森林生态系统国家野外科学观测研究站内 (N29°48', E121°47'), 面积 349 ha, 地貌属浙闽低山丘陵区, 最高峰太白山海拔 650 m, 一般山峰海拔 300 m 左右。土壤类型主要为山地黄红壤, 成土母质主要是中生代的沉积岩和部分酸性火成岩以及石英砂岩和花岗岩的残积风化物。土层厚度一般在 1 m 左右, 壤质土, 全氮和有机质含量较高, 土壤 pH 值为 4.5~5.0。气候为温暖湿润的亚热带季风气候, 1953—2001 年气象观测平均结果表明, 研究区平均温度 16.2℃, 全年累计降雨期平均 154 d, 年平均降水量 1 374.7 mm, 年蒸发量为 1 320.1 mm, 年相对湿度高达 85%。植被类型是中国东部亚热带地区保存最为完好的地带性植被常绿阔叶林, 群落优势树种以栲树 (*Castanopsis fargesii*)、木荷 (*Schima superba*)、米槎 (*Castanopsis carlesii*)、云山青冈 (*Cyclobalanopsis nubium*) 为主。

由于不同历史阶段干扰强度的差异和保护年限的不同, 自站外围至玲珑岩一带发育着处于不同演替阶段的次生常绿阔叶林, 形成了以铁芒萁 (*Dicranopteris*

收稿日期: 2009-10-31 修订日期: 2010-05-16

基金项目: 教育部高等学校博士学科点专项科研基金 (20090076110021); 华东师范大学 2010 年优秀博士生培养基金 (2010034)

作者简介: 彭舜磊 (1974—), 男, 河南驻马店人, 博士生, 从事生态水文学研究。上海 华东师范大学环境科学系, 200062。

Email: pengshunlei@163.com

*通信作者: 由文辉 (1962—), 男, 山东黄县人, 教授, 博士生导师, 从事生态水文学和水域生态学研究。上海 华东师范大学环境科系, 200062。

Email: youwh@yjsy.ecnu.edu.cn

pedata) + 五节芒 (*Miscanthus floridulus*) 裸地为初始阶段的次生演替系列。其他主要阶段包括：演替前期的櫟木 (*Loropetalum chinense*) + 石栎 (*Lithocarpus glaber*) 灌丛, 演替早期的针叶林马尾松 (*Pinus massoniana*) 群落, 演替中期的针阔混交林木荷+马尾松群落, 演替后期的木荷群落和演替顶极栲树群落^[12]。本研究利用空间代替时间法, 所选的6个群落类型来源于以上次生演替系列。

1.2 研究方法

1.2.1 样点选择

在野外踏查的基础上, 根据植被的恢复年限、结构、群落物种组成, 在天童常绿阔叶林演替序列中选择由裸

地到栲树顶极群落的 6 个植被类型作为处理, 分别为: 裸地、石栎+櫟木灌丛、马尾松林、木荷+马尾松林、木荷林和栲树林。在每个植被类型内各选取 1 hm² 代表性样地 (表 1), 在每个样地内随机设置 3 个 20 m×20 m 的样方进行植被调查和土壤样品的采集。在每个样方中挖取 1 个 1 m 深土壤剖面, 分 5 层采集土壤样品: 0~10、>10~20、>20~40、>40~60、>60~100 cm, 取样时同时取环刀样和原状土带回实验室分析。饱和导水率测试土层深度为 0~100 cm, 共 5 个土层, 土壤相关物理因子和有机质的测试土层深度为 0~60 cm, 共 4 个土层。本文中用到的数据均为 3 次重复的平均值。

表 1 天童不同植被演替阶段样地特征

Table 1 Characteristics of plots under the different vegetation succession stages in Tiantong

演替序列	群落类型	年限/a	海拔/m	坡度/(°)	坡向/(°)	群落高度/m	总盖度/%	优势种
顶极森林	栲树群落	155	196	26	SE30	25	90	栲树、木荷
后期森林	木荷群落	95	163	20	SE40	20	95	木荷、石栎
中期森林	木荷+马尾松群落	75	121	15	SE45	18	95	木荷、马尾松
早期森林	马尾松群落	65	135	15	SE10	16	90	马尾松
灌丛	石栎+櫟木群落	22	164	25	SE20	5	95	石栎、櫟木
裸地	铁芒萁+五节芒群落	2	115	25	SE5	0.5	30	铁芒萁、五节芒

1.2.2 测试方法

土壤饱和导水率采用恒定水头法 (结果换算成 10℃ 下的饱和导水率)^[11]; 土壤质地采用美国制分类标准, 粒径组成分析采用 MS2000 颗粒光栅分析仪测定; 土壤体积质量采用环刀法; 土壤水分测定采用烘干法 (105℃, 6 h); 水稳性土壤团聚体用风干土, 应用改进的 Yoder 湿筛法测定; 土壤有机质采用重铬酸钾外加热法。

1.2.3 土壤含水量和土壤体积质量计算

质量含水率 θ_m

$$\theta_m = 100\% \times m_v/m_s$$

土壤体积质量

$$\rho_B = \frac{m \times 100}{V(100 + \theta_m)}$$

体积含水率 θ_v

$$\theta_v = \theta_m \times \rho_B/\rho_w$$

土壤贮水量 T_w

$$T_w = T_s \times \theta_v$$

式中, θ_m 为质量含水率, %; m_v 为土壤水质量, g; m_s 为 105℃ 烘干土质量, g; ρ_B 为土壤体积质量, g/cm³; m 为环刀内湿土质量 g; V 环刀容积, cm³; θ_v 为体积含水率, cm³/cm³; ρ_w 为水的密度, g/cm³; T_w 为土壤贮水量, mm; T_s 为土层厚度, mm。

1.2.4 土壤孔隙度计算

孔隙度包括: 土壤总孔隙度、毛管孔隙度和非毛管孔隙度。

$$P_t = (1 - \rho_B/\rho_s) \times 100\%$$

$$P_c = W \times \rho_B$$

$$P_n = P_t - P_c$$

式中, P_t 为总孔隙度, %; P_c 为毛管孔隙度, %; P_n 为非毛管孔隙度, %; ρ_s 为土壤体积质量, 取值 2.65 g/cm³;

W 为田间持水率, %。

1.3 数据处理

采用单因素方差分析 (One-way ANOVA) 检验植被演替对土壤剖面土壤物理性质和饱和导水率是否有显著影响。应用多元逐步回归和通径分析法对植被演替过程中土壤饱和导水率与土壤物理因子的关系进行分析, 比较各因子对饱和导水率的作用大小。上述分析通过 SAS 统计软件完成。

2 结果与分析

2.1 植物群落演替对土壤物理性质的影响

由表 2 知, 在各演替阶段的土壤剖面上, 随深度增加, 砂粒含量逐渐增加。因为样地成土母质主要为石英砂岩和花岗岩的残积风化物, 随土壤深度增加, 土壤风化程度减弱, 所以越接近母质层, 砂粒含量越大^[14], 黏粒由于雨水淋溶作用沿剖面向下层移动, 在 20 cm 土层形成淀积层, 含量最高, 之后随剖面深度增加而降低。两两比较结果表明, 在 0~20 cm 土层, 顶极和后期森林的砂粒含量显著低于其它演替阶段, 粉粒和黏粒含量显著高于其他演替阶段 ($p < 0.05$); 土壤颗粒组成在演替中期森林、早期森林、灌丛及裸地阶段均无显著差异 ($p > 0.05$)。可见, 植被演替到后期的常绿阔叶林阶段, 对土壤机械组成的影响显著大于其他演替阶段, 因为常绿阔叶林丰富的凋落物归还量以及旺盛的微生物活动和强烈的酶促反应, 能产生较多的有机酸, 易剥落与溶解土壤中的黏土矿物, 使土壤颗粒变细, 利于提高粉粒和黏粒含量, 降低砂粒含量。

由表 3 和表 4 可见, 在 0~60 cm 土层, 随演替进展土壤体积质量显著降低, 总孔隙度、毛管孔隙度、非毛管孔隙度和水稳性团聚体显著增加 ($p < 0.01$)。在 0~

20 cm 土层, 顶极和后期森林的体积质量都小于 1 g/cm³, 而其它演替阶段的土壤体积质量都大于 1.15 g/cm³, 在 20~60 cm 土层, 顶极和后期森林的土壤体积质量仍显著低于中期、早期森林以及灌丛和裸地 ($p<0.01$); 在 0~60 cm 土层, 顶极和后期森林的总孔隙度、毛管孔隙度、非毛管孔隙度和水稳性团聚体均显著高于其它演替阶段 ($p<0.01$)。随演替进展, 植物根系越来越发达, 根系对土壤的穿插分割作用使土体碎裂, 能降低土壤紧实度, 根系死亡后分解会使土体中孔隙增加; 并且随演替进展, 植被每年形成的大量凋落物和根系死亡后形成的大量有机质进入土壤有利于降低土壤体积质量^[16]; 团聚体是土壤结构恢复的重要指标, 团聚体的大量形成使土壤结构

进一步得到改善, 此外, 土壤团聚体的内部和团聚体之间有很多孔隙, 能促进孔隙度增加; 随演替进展, 土壤动物和微生物类群数量增加^[17], 分解代谢活动加强, 利于降低土壤体积质量和提高孔隙度。尤其是到演替后期的常绿阔叶林阶段, 作用更加明显。

森林土壤贮水力一直被作为森林调节水文过程的一个重要评价指标^[18]。由表 4 可见, 随森林演替的进展, 土壤贮水量增大的趋势极为显著 ($p<0.001$)。顶极林地和裸地 0~60 cm 土层的土壤贮水量分别为 196.12 和 95.37 mm, 相当于贮存 196.05 和 95.37 mm 的降雨量, 顶极林是裸地土壤贮水量的 2 倍, 说明天童常绿阔叶林具有很好的调节水文和涵养水源的能力。

表 2 天童不同植被演替阶段土壤颗粒机械组成

Table 2 Soil particle compositions at different vegetation succession stages in Tiantong %

演替序列	砂粒(粒径 2~0.02 mm)				粉粒(粒径<0.02~0.002 mm)				黏粒(粒径<0.002 mm)			
	0~10cm	>10~20 cm	>20~40 cm	>40~60 cm	0~10cm	>10~20 cm	>20~40 cm	>40~60 cm	0~10cm	>10~20 cm	>20~40 cm	>40~60 cm
顶极森林	24.42 ^a	24.79 ^a	26.28	28.01	47.74 ^a	44.7 ^a	44.35	42.77	27.84 ^a	30.51 ^a	29.37	29.22
后期森林	25.21 ^a	26.08 ^a	27.03	29.35	47.07 ^a	44.14 ^a	44.02	42.64	27.72 ^{ab}	29.78 ^{ab}	28.95	28.01
中期森林	28.65 ^b	27.61 ^{ab}	29.23	30.62	44.85 ^b	42.66 ^b	42.32	41.55	26.5 ^b	29.73 ^b	28.45	27.83
早期森林	29.39 ^b	29.09 ^b	29.91	30.79	44.25 ^b	42.09 ^b	41.88	41.57	26.36 ^b	28.82 ^b	28.21	27.64
灌丛	29.60 ^b	29.98 ^b	30.72	31.66	43.97 ^b	41.37 ^b	41.75	40.92	26.43 ^b	28.65 ^b	27.53	27.42
裸地	29.92 ^b	30.22 ^b	30.84	32.31	43.89 ^b	41.19 ^b	41.62	40.42	26.19 ^b	28.59 ^b	27.43	27.27
P 值	<0.001	0.004	0.077	0.083	<0.001	0.001	0.068	0.149	0.033	0.041	0.094	0.107

注: 表中同一列完全不同字母表示在 0.05 水平上差异显著 (Duncan 检验)。

表 3 天童植被不同演替阶段土壤剖面孔隙度变化

Table 3 Change of porosity along soil profiles at the different vegetation succession stages in Tiantong

演替序列	总孔隙度/%				毛管孔隙度/%				非毛管孔隙度/%			
	0~10cm	>10~20 cm	>20~40 cm	>40~60 cm	0~10cm	>10~20 cm	>20~40 cm	>40~60 cm	0~10cm	>10~20 cm	>20~40 cm	>40~60 cm
顶极森林	67.25 ^a	65.02 ^a	62.61 ^a	58.54 ^a	46.95 ^a	46.34 ^a	44.25 ^a	42.14 ^a	20.30 ^a	18.68 ^a	17.36 ^a	16.40 ^a
后期森林	64.58 ^b	61.52 ^b	58.98 ^a	56.17 ^a	44.40 ^a	43.73 ^a	42.66 ^a	40.98 ^a	20.18 ^a	17.79 ^a	16.32 ^a	15.19 ^a
中期森林	61.09 ^c	57.37 ^c	54.35 ^b	49.11 ^b	42.68 ^b	41.65 ^b	39.42 ^b	36.81 ^b	18.41 ^b	15.72 ^b	14.93 ^b	12.30 ^b
早期森林	56.43 ^d	52.28 ^c	49.84 ^b	45.67 ^b	42.47 ^b	41.85 ^b	38.39 ^b	34.81 ^b	13.96 ^c	12.43 ^c	11.45 ^c	10.86 ^b
灌丛	51.93 ^e	49.48 ^d	45.98 ^b	44.42 ^b	38.90 ^c	38.11 ^c	35.05 ^b	34.16 ^b	13.03 ^c	11.97 ^c	10.93 ^c	10.26 ^b
裸地	50.25 ^f	48.67 ^d	43.30 ^b	39.92 ^b	38.76 ^c	37.83 ^c	32.94 ^b	30.79 ^b	11.49 ^d	10.84 ^d	10.36 ^c	9.13 ^b
P 值	<0.001	<0.001	<0.001	0.003	<0.001	<0.001	0.005	<0.008	<0.001	<0.001	0.003	0.007

注: 表中同一列完全不同字母表示在 0.05 水平上差异显著 (Duncan 检验)。

表 4 不同替阶段土壤剖面上体积质量、水稳性团聚体质量分数和贮水量变化

Table 4 Change of bulk density, water stable aggregate and water holding capacity along soil profiles at different succession stages

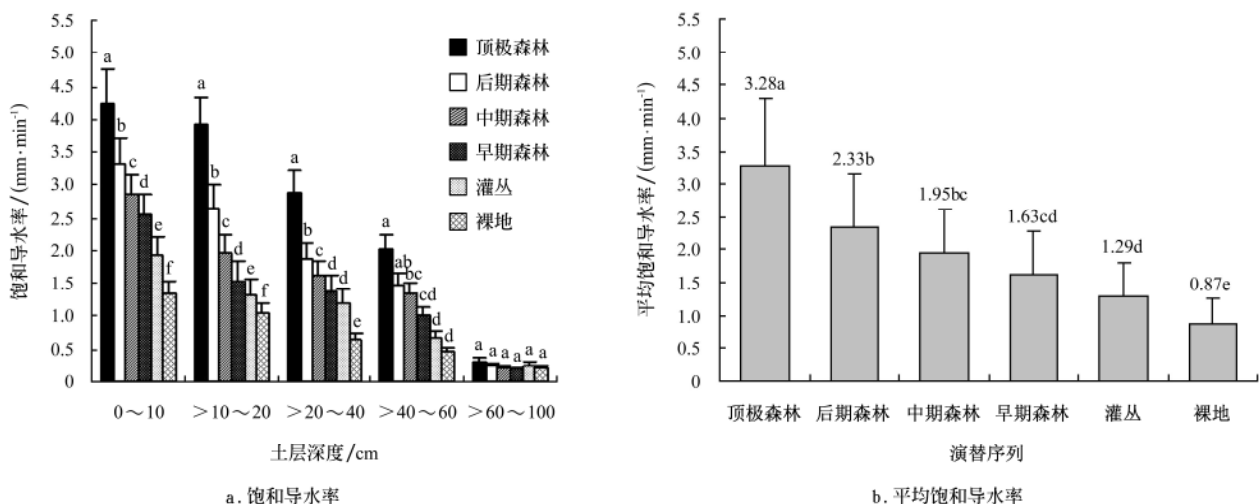
演替序列	土壤体积质量/g/cm ³				水稳性团聚体质量分数/%				土壤贮水量/mm			
	0~10cm	>10~20 cm	>20~40 cm	>40~60 cm	0~10cm	>10~20 cm	>20~40 cm	>40~60 cm	0~20cm	>20~40 cm	>40~60 cm	0~60 cm
顶极森林	0.72 ^a	0.81 ^a	0.96 ^a	1.24 ^a	68.58 ^a	63.33 ^a	59.68 ^a	48.09 ^a	69.43 ^a	67.37 ^a	59.32 ^a	196.12 ^a
后期森林	0.82 ^b	0.92 ^b	1.01 ^a	1.28 ^a	63.46 ^b	58.11 ^b	53.13 ^a	44.75 ^a	59.61 ^b	57.50 ^b	50.24 ^a	167.35 ^b
中期森林	1.15 ^c	1.21 ^c	1.29 ^b	1.36 ^b	52.89 ^c	49.96 ^c	44.73 ^b	34.58 ^b	56.98 ^c	48.44 ^c	38.30 ^b	142.72 ^c
早期森林	1.19 ^c	1.25 ^c	1.31 ^b	1.42 ^b	48.67 ^c	44.98 ^c	34.26 ^c	33.26 ^b	54.17 ^c	42.36 ^c	32.48 ^b	129.01 ^c
灌丛	1.24 ^d	1.29 ^d	1.42 ^c	1.47 ^b	42.26 ^d	38.15 ^d	32.41 ^c	30.63 ^b	43.78 ^d	36.25 ^c	30.30 ^b	110.33 ^d
裸地	1.32 ^e	1.35 ^e	1.48 ^c	1.55 ^b	39.75 ^e	36.39 ^e	31.18 ^c	29.56 ^b	40.49 ^e	30.70 ^d	24.18 ^b	95.37 ^e
P 值	<0.001	<0.001	<0.001	0.005	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.0001	<0.001	0.003	<0.001

注: 表中同一列完全不同字母表示在 0.05 水平上差异显著 (Duncan 检验)。

2.2 不同演替阶段植物群落土壤剖面饱和和导水率的特征

由图 1a 所示, 演替序列中 K_s 在土壤剖面上均随土壤深度的增加而下降。因为土层愈深, 土壤体积质量越大, 黏粒含量增加, 孔隙度降低, K_s 与这些因子关系密切^[19]。 K_s 在 $>60\sim100$ cm 土层在各植物群落之间差异不显著 (自由度 $d_f=5$, $F=0.262$, $p=0.925$), 说明在天童林区, 植被演替对 K_s 的影响深度为 60 cm。因此, 讨论 K_s 在土壤剖面上的变化时, 仅考虑 60 cm 以内的变异。在 $0\sim60$ cm 土壤剖面上, 随演替进展, 演替序列的 K_s 显著增大 ($p<0.05$), 在 $0\sim10$ cm 土层内, K_s 在各植物群落之间均存在显著差异 ($d_f=5$, $F=61.41$, $p<0.001$), 顶极森林的 K_s 最高, 为 4.25 mm/min, 是裸地 1.35 mm/min 的 3.15 倍; 在 $>10\sim20$ cm 土层, 各植物群落之间的 K_s 仍存在极显著差异 ($d_f=5$, $F=32.88$, $p<0.001$), 随土层加深, 演替序列之间的差异两两比较逐渐减小。对 $0\sim60$ cm 深度 4 个土层的 K_s 取算术平均值 (图 1b), 顶极森

林的 K_s 均值最高, 为 3.28 mm/min; 后期森林和中期森林次之, 分别为 2.33、1.95 mm/min; 早期森林和灌丛较低, 分别为 1.63 和 1.29 mm/min; 裸地最低 0.87 mm/min, 顶极森林是灌丛的 2.54 倍和裸地的 3.77 倍。LSD 多重比较的结果显示, 演替序列各植物群落之间的 K_s 均值存在极显著差异 ($d_f=5$, $F=10.69$, $p=0.002$), 两两比较结果表明, 植被演替到灌丛之后, 其 K_s 均值已与裸地差异显著 ($p<0.05$), 而与早期森林无显著差异 ($p>0.05$), 演替到中后期森林后, K_s 均值得到显著提高, 演替到栲树顶极群落后, K_s 均值达到最高值。因为随演替进展, 土壤体积质量降低, 有机质、团聚体和孔隙度逐渐增加, 土壤质地和结构的改善, 为 K_s 的提高创造了良好的条件。1953—2001 年的降雨统计资料表明, 天童林区的降雨强度在 $0.5\sim1.8$ mm/min 范围的频率为 80.2%, 这就是该流域为什么很少见到地表径流, 而大部分以壤中流和地下径流出现的主要原因。



注：图中演替序列组中完全不同字母表示在 0.05 的水平上差异显著 (LSD 检验)

图 1 天童不同植被演替阶段土壤饱和和导水率剖面分布和平均饱和和导水率比较

Fig.1 Distribution of K_s along soil profiles and the differences of average K_s at the different vegetation succession stages in Tiantong

2.3 土壤物理性质对饱和和导水率的影响

K_s 与土壤质地、体积质量和孔隙度关系紧密^[19]。由表 5 可见, 除黏粒与 K_s 相关性不显著外 ($p=0.585$), 其它土壤物理因子与 K_s 的相关性都极为显著 ($p<0.01$), 其相关系数的大小顺序为土壤体积质量>水稳定团聚体含量>砂粒含量>总孔隙度>非毛管孔隙度>毛管孔隙度>粉粒含量>黏粒含量。另外还可看出, 除黏粒外, 各土壤物理因子间相关系数大部分也都达到极显著的水平 ($p<0.01$), 说明在植被演替过程中, 土壤因子间存在交互作用。因此, 某一土壤因子与 K_s 简单的相关系数只能表示其它因子变化的情况下, 其与 K_s 的关系密切性程度, 往往不能正确反映它们之间的真正关系。为此, 选择以下 8 个因素作为自变量因子: 砂粒含量 (X_1), 粉粒含量 (X_2), 黏粒含量 (X_3), 土壤体积质量 (X_4), 水稳性团聚体含量 (X_5), 总孔隙度 (X_6), 毛管孔隙度 (X_7), 非毛管孔隙度 (X_8), 选择 K_s 作为因变量 Y , 采用多元逐步回归筛选出影响 K_s 变化的相对重要因子, 结果为

$$Y = -2.058 + 0.112X_2 - 2.028X_4 + 0.102X_8$$

经检验, $F = 82.61 > (F_{0.01}=4.50)$, $R = 0.956$, $P < 0.001$, 说明回归方程达到极显著水平。多元逐步回归结果表明, 粉粒、土壤体积质量和非毛管孔隙度为影响 K_s 的主要因子。为了判定这些因子分别对 K_s 影响的重要程度, 进一步进行通径分析 (表 6)。

表 6 说明了主要土壤因子对 K_s 的直接作用和间接作用的方向及大小 (剩余通径系数为 0.22, Durbin-Watson 统计量为 1.84, 接近于 2)。 K_s 与相关因子的直接通径系数绝对值由大到小依次为: 土壤体积质量>非毛管孔隙度>粉粒含量。土壤体积质量的直接通径系数-0.464, 对 K_s 产生直接的负效应最强, 同时又可以通过非毛管孔隙度和粉粒含量间接对 K_s 产生较强的负效应; 粉粒对 K_s 产生的直接正效应最弱 (0.195), 但其通过土壤体积质量和非毛管孔隙度对 K_s 的间接正效应最大 (0.663)。随演替进展, 土壤体积质量在土壤剖面上显著减小, 可以降低土壤紧实度, 提高土壤非毛管孔隙度, 进而提高土壤

导水能力^[19]；非毛管孔隙度随演替进展而提高，有利于降低土壤体积质量和提高土壤孔隙性，进而提高 K_s 。另外，植被演替过程中，往往会形成生物性大孔，如根孔等，具有很好的连通性且孔隙直径较大，使水分在土壤中移动加快，有些生物性大孔中还会形成优先流，从而使水分在土壤中的运动更快^[20]；随演替进展，土壤机械组成中粉粒比例增加，可以有效地降低土壤体积质量，间接提高 K_s 。

表 5 土壤饱和导水率与土壤物理因子之间的相关分析
Table 5 Correlation analysis among K_s and soil physical factors

	X_1	X_2	X_3	X_4	X_5	X_6	X_7	X_8	Y
X_1	1	-0.760**	-0.118	0.958**	-0.963**	-0.963**	-0.928**	-0.957**	-0.933**
X_2	-0.760**	1	-0.555	-0.848**	0.804**	0.820**	0.815**	0.779**	0.858**
X_3	-0.118	-0.555	1	0.071	0.003	-0.019	-0.055	0.033	-0.117
X_4	0.958**	-0.848**	0.071	1	-0.965**	-0.942**	-0.922**	-0.918**	-0.947**
X_5	-0.963**	0.804**	0.003	-0.965**	1	0.946**	0.905**	0.953**	0.946**
X_6	-0.963**	0.820**	-0.019	-0.942**	0.946**	1	0.983**	0.968**	0.932**
X_7	-0.928**	0.815**	-0.055	-0.922**	0.905**	0.983**	1	0.906**	0.902**
X_8	-0.957**	0.779**	0.033	-0.918**	0.953**	0.968**	0.906**	1	0.923**
Y	-0.933**	0.858**	-0.117	-0.947**	0.946**	0.932**	0.902**	0.923**	1

注： X_1 、 X_2 、 X_3 、 X_4 、 X_5 、 X_6 、 X_7 、 X_8 、 Y 分别表示砂粒含量、粉粒含量、黏粒、体积质量、水稳性团聚体含量、总孔隙度、毛管孔隙度、非毛管孔隙度和饱和导水率。**表示在 0.01 水平上相关性显著。

表 6 土壤主要物理因子对土壤饱和导水率的途径系数
Table 6 Path coefficient between K_s and main soil physical factors

因子	相关系数	直接途径系数	间接途径系数			
			$X_2 \rightarrow Y$	$X_4 \rightarrow Y$	$X_8 \rightarrow Y$	小计
X_2	0.858	0.195		0.394	0.269	0.663
X_4	-0.947	-0.464	-0.165		-0.317	-0.482
X_8	0.923	0.345	0.152	0.426		0.578

注： X_2 、 X_4 、 X_8 、 Y 分别表示粉粒含量、体积质量、非毛管孔隙度和饱和导水率。

2.4 土壤有机质与土壤饱和导水率的关系

图 2a 表明，土壤表层（0~10 cm）有机质质量分数与演替时间的关系符合对数曲线（ $R^2=0.904$ ， $p<0.01$ ），从裸地到灌丛演替阶段（20 a 左右），表层土壤有机质质量分数增加迅速，是有机质快速积累的重要阶段，之后增幅趋缓，至顶级群落达到最高。土壤有机质是土壤结构形成和稳定作用的核心物质，它能够团聚土壤颗粒形成水稳性团聚体^[21]，进而影响 K_s 。图 2b 表明在 0~60 cm 土层内，各演替阶段土壤有机质和 K_s 的关系符合二次曲线（ $R^2=0.791$ ， $p<0.01$ ），当有机质质量分数为 28.38 g/kg

时， K_s 达最高值 4.06 mm/min。当有机质质量分数小于 28.38 g/kg 时， K_s 随有机质含量的增加而增加，当有机质含量大于 28.38 g/kg 时， K_s 呈下降趋势。这与单秀枝等人^[10]和梁向峰等人的研究结果一致^[22]。可见，有机质在一定范围内提高了 K_s ；但在高于极值时，土壤有机质对土壤水分的吸附作用将大于增加孔隙度的导水作用而降低土壤入渗性能^[22]。由图 2b 知，天童植被演替序列中，各土层有机质质量分数的范围在 1.41~31.50 g/kg 之间，大部分处于小于 28.38 g/kg 的范围内，因此， K_s 随有机质不断积累而提高。

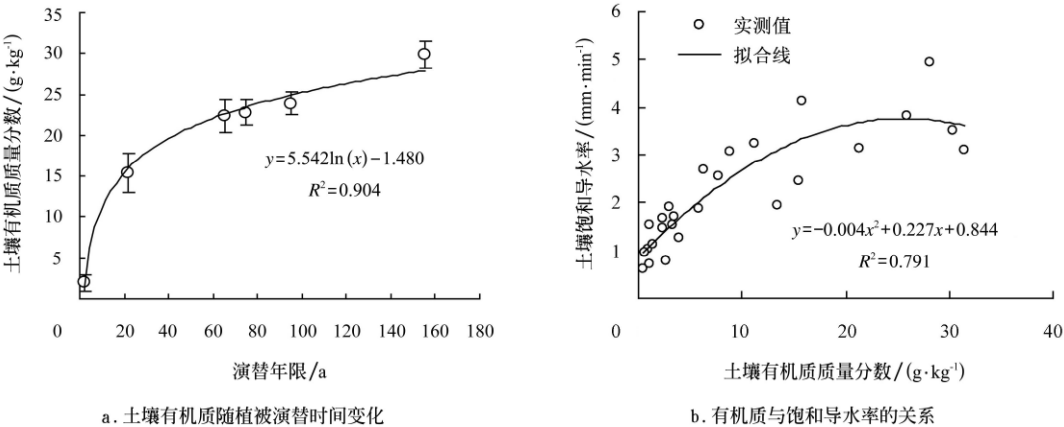


图 2 土壤表层有机质随植被演替时间变化及土壤剖面有机质与饱和导水率的关系
Fig.2 Change of SOM in surface layer with vegetation succession time and the relationship between SOM and K_s along soil profiles

3 结 论

1) 天童常绿阔叶林植被演替, 明显提高了 0~60 cm 土壤剖面的饱和和导水率。植被演替到灌丛阶段, 饱和和导水率均值已显著高于裸地, 演替到中后期森林阶段, 饱和和导水率均值提高迅速, 演替至顶极森林饱和和导水率均值达到最高。

2) 土壤体积质量、非毛管孔隙度和粉粒含量是影响该地区饱和和导水率的主要因子。体积质量是土壤水分物理性质的综合反映, 是影响饱和和导水率的最为直接因素; 非毛管孔隙是土壤水分运移的重要通道, 生物性大孔隙如根孔等随演替增加, 能加速土壤水分入渗; 粉粒主要通过降低土壤体积质量, 间接提高饱和和导水率。

3) 植物群落演替能显著提高土壤有机质含量, 从裸地到灌丛阶段 (20 a 左右), 是有机质快速积累的重要时期。有机质是饱和和导水率提高的驱动因子。但其对饱和和导水率的提高有极值限制, 高于极值时, 饱和和导水率呈下降趋势。

本研究仅就植被演替过程中土壤剖面的饱和和导水率变化做了初步研究, 没有考虑不同季节和不同降雨条件下土壤剖面饱和和导水率的空间变异, 今后需要深入开展水分在土壤界面运动的时空过程以及土壤水分运动与植被演替的耦合关系研究。

[参 考 文 献]

- [1] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 1988: 77—78.
- [2] Woolhiser D A, Smith R E, Giraldez J V. Effects of spatial variability of saturated hydraulic conductivity on hortonian overland flow[J]. *Water Resource Research*, 1995, 32(3): 671—678.
- [3] Scotter D R, Clothier B E, Harper E R. Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings[J]. *Australian Journal of Soil Research*, 1982, 20(4): 295—304.
- [4] Amoozegar A. A compact constant-head permeameter for measuring saturated hydraulic conductivity of the vadose zone[J]. *Soil Science Society of American Journal*, 1989, 53(5): 1356—1361.
- [5] 樊军, 王全九, 邵明安. 盘式吸渗仪测定土壤导水率的两种新方法[J]. *农业工程学报*, 2007, 23(10): 14—18.
Fan Jun, Wang Quanjiu, Shao Ming'an. New methods for determining soil hydraulic conductivity by disc tension infiltrometers[J]. *Transactions of the CSAE*, 2007, 23(10): 39—43. (in Chinese with English abstract)
- [6] Tietje O, Hennings V. Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within FAO textural classes[J]. *Geoderma*, 1996, 69(1/2): 71—84.
- [7] 胡克林, 李保国, 陈研. 表层土壤饱和和导水率的空间变异对农田水分渗漏的影响[J]. *水利学报*, 2006, 37(10): 1217—1223.
Hu Kelin, Li Baoguo, Chen Yan. Effect of spatial variability of surface soil saturated hydraulic conductivity on water drainage at field scale[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2006, 37(10): 1217—1223. (in Chinese with English abstract)
- [8] Zhao P P, Shao M A, Wang T J. Spatial distributions of soil surface-layer saturated hydraulic conductivity and controlling factors on Dam Farmlands[J]. *Water Resources Management*, 2009, 24(10): 2247—2266.
- [9] Zimmermann B, Elsenbeer H. Spatial and temporal variability of soil saturated hydraulic conductivity in gradients of disturbance[J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 361(1/2): 78—95.
- [10] 梁向锋, 赵世伟, 张扬, 等. 子午岭植被恢复对土壤饱和和导水率的影响[J]. *生态学报*, 2009, 29(2): 636—642.
Liang Xiangfeng, Zhao Shiwei, Zhang Yang, et al. Effects of vegetation rehabilitation on soil saturated hydraulic conductivity in Ziowuling Forest Area[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2009, 29(2): 636—642. (in Chinese with English abstract)
- [11] Price K, Jackson C R, Parker A J. Variation of surficial soil hydraulic properties across land uses in the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina, USA[J]. *Journal of hydrology*, 2010, 383(3/4): 256—268.
- [12] 宋永昌, 王祥荣. 浙江天童国家森林公园的植被和区系[M]. 上海: 上海科学技术出版社, 1995: 18—20.
- [13] 王希华, 阎恩荣, 严晓, 等. 中国东部常绿阔叶林退化群落分析及恢复重建研究的一些问题[J]. *生态学报*, 2005, 25(7): 1796—1803.
Wang Xihua, Yan Enrong, Yan Xiao, et al. Analysis of degraded evergreen broad-leaved forest communities in Eastern China and issues in forest restoration[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2005, 25(7): 1796—1803. (in Chinese with English abstract)
- [14] 张庆费, 由文辉, 宋永昌. 浙江天童森林公园植物群落演替对土壤物理性质的影响[J]. *植物资源与环境*, 1997, 6(2): 36—40.
Zhang Qinfei, You Wenhui, Song Yongchang. Influence of Plant community succession on soil physical properties in Tiantong Forest Park, Zhejiang Province[J]. *Journal of Plant Resources and Environment*, 1997, 6(2): 36—40. (in Chinese with English abstract)
- [15] Yan E R, Wang X H, Guo M, et al. Temporal patterns of net soil N mineralization and nitrification through secondary succession in the subtropical forests of eastern China[J]. *Plant and Soil*, 2009, 320(1/2): 181—194.
- [16] 张庆费, 宋永昌, 吴化前, 等. 浙江天童常绿阔叶林演替过程凋落物数量及分解动态[J]. *植物生态学报*, 1999, 23(3): 250—255.
Zhang Qinfei, Song Yongchang, Wu Huaqian, et al. Dynamics of litter amount and its decomposition in different successional stages of the Evergreen Broad-Leaved Forest in Tiantong[J]. *Acta Phytocological Sinica*, 1999, 23(3): 250—255. (in Chinese with English abstract)
- [17] Yi L, You W H, Song Y C. Soil animals communities in the litter of the Evergreen Broad-Leaved Forest at five succession stages in Tiantong[J]. *Frontiers of Biology in China*, 2006, 1(2): 142—150.
- [18] 余新晓, 赵玉涛, 张志强, 等. 长江上游亚高山暗针叶林

- 土壤水分入渗特征研究[J]. 应用生态学报, 2003, 14(1): 15—19.
- Yu Xinxiao, Zhao Yutao, Zhang Zhiqiang, et al. Characteristics of soil water infiltration in sub-alpine dark coniferous ecosystem of upper reaches of Yangtze River[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2003, 14(1): 15—19. (in Chinese with English abstract)
- [19] Hendry M J, Paterson B A. Relationship between saturated hydraulic conductivity and some physical and chemical properties[J]. Ground Water, 1982, 20(5): 604—605.
- [20] Jarvis N J. A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: principles, controlling factors and consequences for water quality[J]. European Journal of Soil Science, 2007, 58(3): 523—546.
- [21] Lado M, Paz A, Ben-Hur M. Organic matter and aggregate size interactions in infiltration, seal formation, and soil Loss[J]. Soil Science Society of America Journal, 2004, 68(3): 935—942.
- [22] 单秀枝, 魏由庆, 严惠峻, 等. 土壤有机质含量对土壤水动力学参数的影响[J]. 土壤学报, 1998, 35(1): 1—9.
- Shan Xiuzhi, Wei Youqin, Yan Huijun, et al. Influence of organic matter content on soil hydrodynamic parameters[J]. Acta Pedologica Sinica, 1998, 35(1): 1—9. (in Chinese with English abstract)

Effect of syndynamic on soil saturated hydraulic conductivity

Peng Shunlei^{1,2}, You Wenhui^{1,2*}, Shen Huitao^{1,2}

(1. Department of Environment Science, East China Normal University, Shanghai 200062, China,

2. Tiantong National Station of Forest Ecosystem, Chinese National Ecosystem Observation and Research Network, Ningbo 315114, China)

Abstract: Saturated hydraulic conductivity (K_s) is a critical parameter affecting soil infiltration capacity and water flow, and K_s is sensitive to different land use patterns. To study the effect of vegetation secondary succession on K_s , the experiment was conducted in the evergreen broad-leaved forests with the succession chronosequences of 155 years in Tiantong National Forest Park, Zhejiang Province, Eastern China. K_s was measured by the constant-hydraulic head method along 60 cm soil profiles under the different vegetation succession stages. The results showed that values of K_s reduced quickly with soil depth under different succession stages. There were significant differences of K_s among all the succession stages in the 0–20 cm soil depth. The average K_s in the 60 cm soil profile significantly increased from the bare land, *Lithocarpus glaba* + *Laroptahon chenese* shrub, *Pinus massonian* forest, *Schima superba* + *Pinus massoniana* forest, *Schima superba* forest to *Castanopsis fargesii* forest. In the shrub stage, the average K_s had showed significant difference to bare land. In the *Schima superba* forest, the average K_s had increased significantly. When the succession went into the climax stage, the average K_s reached maximum value (3.28 mm/min). Soil bulk density, non-capillary porosity, and silt content were the key factors which affected K_s . Soil organic matter (SOM) was also increased with vegetation succession and positively correlated to K_s . This study suggested that K_s was significantly improved with the forest succession process in Tiantong National Forest Park. High values of K_s could explain that why the overland flow was rarely occurred in this region.

Key words: soils, moisture, physical properties, evergreen broad-leaved forest, succession chronosequences, saturated hydraulic conductivity, overland flow, soil organic matter (SOM), soil macropore