

# 六盘山华北落叶松坡面土壤饱和导水率 空间异质性及其影响因素

邓佳楠<sup>1,2</sup>, 张 军<sup>3</sup>, 刘泽彬<sup>2</sup>, 刘 帆<sup>1,2</sup>, 郭建斌<sup>1</sup>, 马水莲<sup>3</sup>

(1.北京林业大学 水土保持学院, 北京 100083; 2.中国林业科学研究院森林生态环境与自然保护研究所/  
国家林业和草原局森林生态环境重点实验室, 北京 100091; 3.六盘山林业局西峡国有林场, 宁夏 固原 756400)

**摘 要:**为深入理解森林坡面土壤饱和导水率的空间变异,利用经典统计学和地统计学的方法研究六盘山华北落叶松人工林坡面不同土层土壤饱和导水率的空间异质性,并基于相关性分析揭示其空间变异的主要因素。结果表明:(1)随土层的加深,土壤饱和导水率逐渐增加,不同土层土壤饱和导水率的空间变异程度存在差异,表现为 40—60 cm 土层土壤饱和导水率为强变异,其他土层均为中等变异。(2)不同土层土壤饱和导水率的空间结构也存在差异,20—40,40—60,60—80 cm 土层土壤饱和导水率表现为强烈的空间自相关性,0—20,80—100 cm 土层土壤饱和导水率表现为中等空间自相关性。(3)坡面土壤饱和导水率与石砾含量、非毛管孔隙度、毛管持水量、田间持水量和毛管孔隙度显著相关。综上,研究坡面土壤饱和导水率具有较强的空间变异,石砾含量和土壤物理性质是影响研究坡面土壤饱和导水率空间分布的主要因素。

**关键词:**华北落叶松人工林坡面;土壤饱和导水率;空间异质性;影响因素

中图分类号:S152.7

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2022)05-0144-05

## Spatial Heterogeneity of Soil Saturated Hydraulic Conductivity and Its Influencing Factors on a Larch Plantation Hillslope in Liupan Mountain

DENG Jianan<sup>1,2</sup>, ZHANG Jun<sup>3</sup>, LIU Zebin<sup>2</sup>, LIU Fan<sup>1,2</sup>, GUO Jianbin<sup>1</sup>, MA Shuilian<sup>3</sup>

(1.College of Soil and Water Conservation, Beijing Forestry University, Beijing 100083,  
China; 2.Key Laboratory of Forestry Ecology and Environment of National Forestry and Grassland  
Administration, Ecology and Nature Conservation Institute, Chinese Academy of Forestry, Beijing 100091,  
China; 3.Xixia Forestry Farm of Liupan Mountain Forestry Bureau, Guyuan, Ningxia 756400, China)

**Abstract:** In order to deeply understand the spatial heterogeneity of soil saturated hydraulic conductivity along the forest hillslope, the classical statistical and geostatistical methods were used to study the spatial heterogeneity of soil saturated hydraulic conductivity in different soil layers on *Larix principis-rupprechtii* plantation hillslope in Liupan Mountain, and the main factors of its spatial variability were revealed based on correlation analysis. The results showed that with the deepening of the soil layer, the soil saturated hydraulic conductivity gradually increased, and the spatial variability of the soil saturated hydraulic conductivities in different soil layers were different, showing a strong variation in the 40—60 cm soil layer and moderate variation in other layers; the spatial structure of the soil saturated hydraulic conductivity varied in different soil layers, showing strong spatial autocorrelation in 20—40 cm, 40—60 cm, and 60—80 cm soil layers, and medium spatial autocorrelation in 0—20 cm and 80—100 cm soil layers; soil saturated hydraulic conductivity at slope scale was significantly correlated with rock fragment content, non-capillary porosity, capillary capacity, field capacity and capillary porosity. The soil saturated hydraulic conductivity along the studied hillslope has strong spatial variability, and rock fragment content and soil physical properties are the main factors affect-

收稿日期:2021-06-16

修回日期:2021-08-16

资助项目:国家自然科学基金项目(41971038;U20A2085);中国林业科学研究院基本科研业务费专项项目(CAFYBB2020QB004)

第一作者:邓佳楠(1996—),男,山西晋中人,硕士研究生,从事森林水文研究。E-mail:383027458@qq.com

通信作者:郭建斌(1962—),男,陕西渭南人,博士,教授,主要研究方向:林业生态工程、森林水文。E-mail:jianbinguo@bjfu.edu.cn

ing the spatial distribution of soil saturated hydraulic conductivity at slope scale.

**Keywords:** *Larix principis-rupprechtii* hillslope; soil saturated hydraulic conductivity; spatial heterogeneity; influencing factors

土壤饱和导水率是表征土壤入渗能力的重要指标,也是坡面土壤水分的运动的主要影响因素<sup>[1]</sup>。通常,土壤饱和导水率与土壤的物理性质、土地利用类型等密切相关<sup>[2]</sup>。受坡面立地条件差异的影响,土壤饱和导水率存在很大的空间变异。因此,准确理解坡面土壤饱和导水率的空间变异特征及其影响因素对于深入理解坡面产流形成机制及坡面尺度效应具有重要意义。

土壤饱和导水率的空间变异已经开展了较多研究。赵春雷等<sup>[3]</sup>在黄土高原草地坡面的研究表明,0—10 cm 土层土壤饱和导水率具有明显的空间变异性;王峰等<sup>[4]</sup>在红壤丘陵区油茶林地得出饱和导水率有较强的变异性;张川等<sup>[5]</sup>发现喀斯特地区的灌丛坡地的饱和导水率有明显的空间的自相关性。土壤性质是影响土壤饱和导水率空间变异的主要因素,但受植被类型、土地利用方式等影响,也存在较大差异。如付同刚等<sup>[6]</sup>得出土壤石砾含量是影响喀斯特小流域土壤饱和导水率的主导因素;Duan 等<sup>[7]</sup>发现大孔隙是影响崩岗花岗岩坡面土壤饱和导水率的主要因子;王贤等<sup>[8]</sup>发现土壤黏粒、容重、非毛管孔隙度是影响重庆四面山土壤饱和导水率的主要因子;黄婉霞等<sup>[9]</sup>得到砂粒含量、非毛管孔隙度、容重和黏粒含量是南方花岗岩丘陵区土壤饱和导水率的主要影响因子。对坡面饱和导水率的空间变异的研究多集中在荒地、草地、灌木等植被类型,对于森林坡面关注较少。另外,受土壤性质分层差异的影响,不同土层深度下的土壤饱和导水率空间变异特征也有所不同,但目前还缺乏系统研究。

华北落叶松(*Larix principis-rupprechtii*)作为六盘山地区的主要造林树种,在水源涵养、保持水土等方面发挥了重要作用。探讨坡面土壤饱和导水率的空间变异及其影响因素对于深入理解华北落叶松林坡面入渗、产流机制具有重要意义。为此,本研究在六盘山香水河小流域的华北落叶松林坡面,设置3条样线,沿每条样线调查不同土层深度下的土壤饱和导水率,并测定土壤物理性质,利用经典统计和地统计的方法,分析不同土层土壤饱和导水率的空间变异特征,并揭示影响其空间变异的主导因素。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

研究区位于黄土高原西部的六盘山香水河小流域

(35°27′22.5″—35°33′29.7″N, 106°12′10.6″—106°16′30.5″E),面积为43.7 km<sup>2</sup>,海拔范围2 010~2 942 m;属暖温带半湿润气候,年均气温6.0℃,年均空气湿度60%~70%,年均降水量618 mm,集中在6—9月,无霜期100~130 d。土壤类型主要为山地灰褐土,厚度为30—100 cm,土壤石砾含量较高。植被类型主要以天然次生林和人工林为主,华北落叶松作为该区主要的人工林树种,占人工林总面积的90%。

选取东南坡向的同龄(39 a, 2020年)华北落叶松人工林坡面。海拔范围2 259~2 478 m。平均坡度为27.8°。坡面生长着林龄为39 a的华北落叶松人工纯林。林分密度为822株/hm<sup>2</sup>。平均树高17.1 m,平均胸径19.8 cm。林下灌木稀少,覆盖度在5%左右,以蒙古莢迷(*Viburnum mongolicum*)、秦岭小檗(*Berberis circumserrata*)为主。草本多为东方草莓(*Fragaria orientalis*)和华北苔草(*Carex hancokiana*),覆盖度在40%左右。

### 1.2 土壤物理性质测定

于2020年9月,沿坡设立3条样线,样线间距15 m;每条样线自上而下每隔30 m设置一个取样点,3条样带共设取样点48个。用200 cm<sup>3</sup>体积的环刀在各个样点按0—20, 20—40, 40—60, 60—80, 80—100 cm土层的中部取原状土样,取样时环刀竖直向下(与土壤垂直水分运动方向一致)。带回室内后,先测定最大持水量、毛管持水量、田间持水量、毛管孔隙度、非毛管孔隙度和总孔隙度等物理性质指标,然后用双环刀有压入渗法测定土壤饱和导水率,用烘干法测定土壤容重,最后用排水法测定石砾含量。

### 1.3 空间变异分析

对数据进行平方根变换,数据转化后的饱和导水率在研究范围内符合随机分布特征。在经典统计学中,变异系数 $C_V$ 是对变异特征分析的衡量参数。变异系数 $C_V$ 来表示变异程度的强弱,变异程度的等级划分为弱变异( $C_V \leq 0.1$ )、中等变异( $0.1 < C_V < 1$ )、强变异( $C_V \geq 1$ )<sup>[10]</sup>。

地统计学中常用半方差函数作为空间格局的分析方法。半方差函数基本参数为块金值( $C_0$ )、基台值( $C_0 + C$ )和变程( $a$ )。块基比 $[C_0 / (C_0 + C)]$ 用来判断变量空间自相关的程度,块基比 $> 0.75$ ,表示弱空间自相关; $0.25 \sim 0.75$ 表示中等空间自相关; $< 0.25$ ,表示强空间自相关。变程( $a$ )是变量空间自

相关范围大小的参数。两点空间距离越大,空间自相关性越弱。当两点空间距离大于变程后,两点的空间自相关性就不存在。

利用 GS+9.0 软件进行半方差函数分析,利用 ArcGIS 10.3 对不同土层土壤饱和导水率进行 Kriging 插值,绘制土壤饱和导水率 Kriging 空间分布图。

### 1.4 统计分析

利用 SPSS 26.0 软件进行 Pearson 相关分析,分析土壤饱和导水率与容重、最大持水量、毛管持水量、田间持水量、毛管孔隙度、非毛管孔隙度、总孔隙度及

石砾含量的关系,确定其空间变异的主要影响因素。

## 2 结果与分析

### 2.1 坡面土壤饱和导水率基本统计特征

由表 1 可知 0—20,20—40,40—60,60—80,80—100 cm 土层土壤饱和导水率变化范围分别为 0.09~3.22,0.09~3.76,0.03~6.29,0.02~3.75,0.06~4.06 mm/min,平均值为 0.67,0.71,0.93,1.06,1.10 mm/min,变异系数为 0.86,0.95,1.15,0.85,0.83,40~60 土层土壤饱和导水率为强变异,其他土层均为中等变异。

表 1 土壤饱和导水率的统计特征

土层 深度/cm	最小值/ (mm·min <sup>-1</sup> )	最大值/ (mm·min <sup>-1</sup> )	平均值/ (mm·min <sup>-1</sup> )	方差	标准差	变异 系数
0—20	0.09	3.22	0.67	0.34	0.58	0.86
20—40	0.09	3.76	0.71	0.46	0.68	0.95
40—60	0.03	6.29	0.93	1.13	1.06	1.15
60—80	0.02	3.75	1.06	0.82	0.91	0.85
80—100	0.06	4.06	1.10	0.84	0.92	0.83

### 2.2 坡面土壤饱和导水率的空间变异特征

2.2.1 土壤饱和导水率的半方差函数分析 土壤饱和导水率的半方差函数在不同土层存有差异(表 2),0—20 cm 土层为线性模型,20—40,40—60,60—80 cm 土层为指数模型;80—100 cm 土层为高斯模型。各层土壤饱和导水率块金值均为正值;0—20,20—40,40—60,60—80,80—100 cm 土层的块基比分别为 0.710,0.132,0.128,0.135,0.349,表明土壤饱和导水率在 0—20,80—100 cm 土层属中等空间自相关性,在 20—40,40—60,60—80 cm 属强空间自相关性。各层土壤饱和导水率变程分别为 30.9,27.3,11.4,21.0,26.5 m。随土层的加深,空间自相关范围先减后增,0—20 cm 土层土壤饱和导水率的空间自相关范围最大,其次是 20—40,80—100,60—80 cm 土层,40—60 cm 土最小。

表 2 土壤饱和导水率的半方差函数理论模型及其相关参数

土层 深度/cm	块金值 C <sub>0</sub>	基台值	块基比	变程/m	模型 类型
0—20	0.03338	0.047	0.710	30.9	线性模型
20—40	0.01540	0.117	0.132	27.3	指数模型
40—60	0.02600	0.203	0.128	11.4	指数模型
60—80	0.02970	0.220	0.135	21.0	指数模型
80—100	0.06850	0.196	0.349	26.5	高斯模型

2.2.2 坡面土壤饱和导水率的空间分布格局 图 1 为坡面土壤饱和导水率的空间分布格局图。由图可知,坡面土壤饱和导水率有明显的空间异质性。0—20 cm 土层饱和导水率层次分明,空间分布格局呈条带状。饱和导水率极大值出现在坡面底部。由坡底

到坡顶,土壤饱和导水率逐渐变小。20—40 cm 土层空间分布斑块较大,相比其他土层,连续性较好。40—60 cm 土层土壤饱和导水率较小,但斑块状小且多,空间格局较复杂。60—80 cm 土层空间分布格局最为复杂,斑块小且多,连续性较差。80—100 cm 土层斑块较大,空间异质性较强。整体而言,土层越深,斑块越小且越多,斑块状越明显,土壤饱和导水率空间分布格局较复杂。坡面中上部土壤饱和导水率较小,下部饱和导水率较大。各土层的极值均出现在坡面的边缘。

### 2.3 坡面土壤饱和导水率空间变异的影响因素

土壤饱和导水率与土壤物理性质的相关性分析见表 3,土壤饱和导水率与土壤物理性质的相关性表现为土壤毛管孔隙度>田间持水量>石砾含量>毛管持水量>非毛管孔隙度。土壤饱和导水率与石砾含量呈极显著( $p<0.01$ )正相关、与非毛管孔隙度呈显著( $p<0.05$ )正相关、与毛管持水量、田间持水量和毛管孔隙度呈极显著( $p<0.01$ )负相关。与容重、最大持水量、总孔隙度不相关。

## 3 讨论

研究坡面 0—100 cm 土壤饱和导水率均值为 0.89 mm/min,高于其他地区的人工林坡面<sup>[11]</sup>,表明华北落叶松人工林坡面土壤透水能力较好。土壤饱和导水率最大值出现在 40—60 cm 土层,说明该土层透水性较好。随土层的加深,土壤饱和导水率均值逐渐增大,这与刘春利等在黄土高原水蚀风蚀交错区得

到的随土层加深,土壤饱和和导水率呈下降的趋势<sup>[12]</sup>的结论有所不同,这可能与不同地区的土壤结构、植被条件不同有关。本研究中,由于华北落叶松根系主要分布在 0—60 cm 土层,加之表层草本、灌木等根系的分布,0—60 cm 土层土壤饱和和导水率受根系影响较大,植物根系可增大土壤孔隙度,进而影响土壤饱和和导水率,这可能是土壤饱和和导水率随土层深度增加

逐渐增大的一个原因;另外,研究区地貌类型为黄土区—土石山区的过渡带,60—100 cm 土层多为土壤母质层,石砾含量随土层深度增加逐渐增高,进而使得土壤饱和和导水率也变大。土壤饱和和导水率的变异系数随土层加深同样表现为先增大后减小的趋势,40—60 cm 土层最大,这可能是石砾含量和根系生物量对土壤孔隙综合作用的结果。

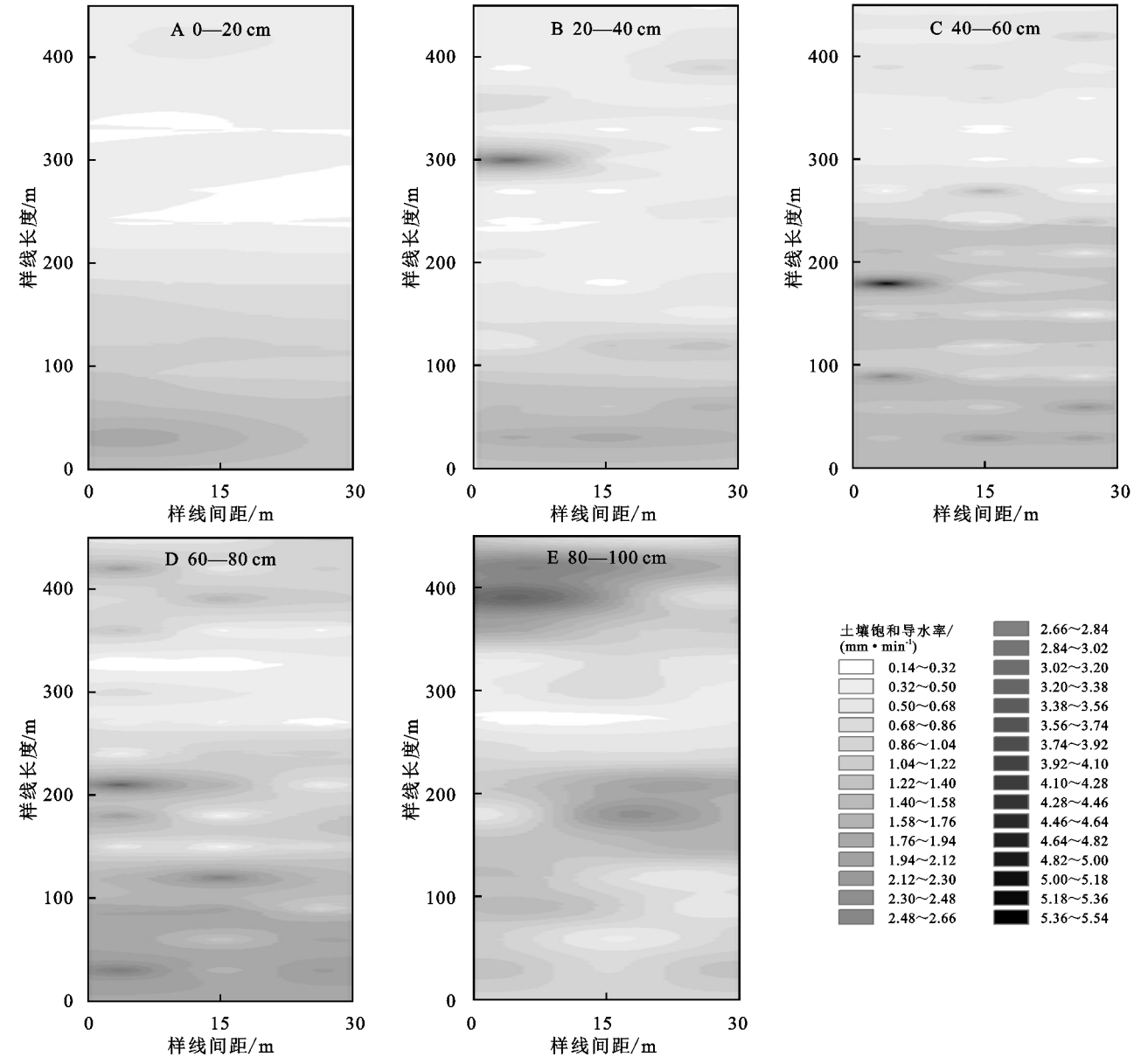


图 1 土壤饱和和导水率的空间分布格局

表 3 土壤饱和和导水率与土壤物理性质的相关系数

指标	容重	最大 持水量	毛管 持水量	田间 持水量	石砾 含量	非毛管 孔隙度	毛管 孔隙度	总孔隙度
饱和和导水率	0.108	−0.115	−0.202**	−0.244**	0.239**	0.140*	−0.277**	−0.099

注: \* 在 0.01 级别(双尾),相关性极显著; \* 在 0.05 级别(双尾),相关性显著。

各土层土壤饱和和导水率均具有较明显的基台值,变化范围在 0.047~0.220,说明 1 m 土层范围内的土壤饱和和导水率具有明显的空间依赖性。各土层基台

值总体小于刘春利等<sup>[12]</sup>在黄土高原风蚀水蚀交错区的研究结果以及张川等<sup>[5]</sup>在喀斯特灌丛坡面的研究结果。这可能是相较于灌丛坡面和草地坡面,森林坡



面土壤饱和导水率空间分布格局更加稳定。随土层的加深,块金值先减小后增大,在80—100 cm土层最大,表明该层土壤饱和导水率的随机误差最大。20—40,40—60,60—80 cm土层土壤饱和导水率呈强空间自相关,0—20,80—100 cm土层土壤饱和导水率呈中等空间自相关,这不同于黄土高原风蚀水蚀交错区的结果。这是因为森林坡面土壤受到乔木、灌木、草地综合作用,空间自相关程度比起单一植被结构的草地坡面更弱。变程可以反映空间自相关范围的大小<sup>[13]</sup>。各土层变程呈先减小后增大的趋势。在0—20 cm土层最大,40—60 cm土层最小。因此,在实际的采样过程中,应减小0—20 cm土层的采样密度,适当增大采样间距,增大40—60 cm土层的采样密度,减小采样间距。除80—100 cm土层外,土壤饱和导水率沿坡面自下而上呈递减趋势。这可能是由于土壤饱和导水率受地形条件、植被等的综合影响,下坡位相比上坡位地形更陡峭,石砾含量更多,人类活动更加剧烈,导致下坡位土壤饱和导水率空间格局斑块状更为明显。随土层的加深,土壤饱和导水率空间结构越复杂。这可能与不同土层石砾含量的坡面空间分布差异明显有关。各土层极值均出现在坡面边缘,这可能是因为坡面边缘地形复杂多变,地形对坡面水分运动、土壤机械组成、植物根系等空间分布格局有重要影响,进而影响土壤饱和导水率。

土壤物理性质是影响土壤饱和导水率的主导因素,但在不同植被和土壤质地下的影响因素也存在差异。如土壤容重和毛管孔隙度是影响晋西黄土丘陵区主要人工林土壤饱和导水率的主导因子<sup>[14]</sup>。最大持水量、毛管孔隙度、砂砾和土壤容重是影响黄土高原六道沟小流域草地和林地坡面土壤饱和导水率的主要因素<sup>[15]</sup>。本研究中,毛管孔隙度、田间持水量、石砾含量、毛管持水量和非毛管孔隙度是影响华北落叶松人工林土壤饱和导水率的主要因子,这与许振欣等<sup>[11]</sup>在南亚热带典型人工林的研究结果相似。土壤毛管孔隙度越大,土壤中的毛管力越大,悬浮在土壤中的毛管水聚集,土壤吸水能力变强,导致土壤饱和导水率变小<sup>[16]</sup>;非毛管孔隙度越大,土层中的水分下渗速度越快,土壤饱和导水率越大<sup>[17]</sup>;石砾间的间距会让土壤中非毛管大孔隙增加,进而使土壤通透性变好,土壤饱和导水率增加<sup>[6]</sup>;田间/毛管持水量的增加,利于土壤水分的保持,土壤下渗的水量将变小,导致土壤饱和导水率变小<sup>[18]</sup>。

本研究中,只探讨了土壤物理性质对土壤饱和导水率的影响,但有机质含量、土壤质地(粉粒、砂粒、黏粒)、地形因子会对土壤导水性能也有重要影响<sup>[19-21]</sup>。

在未来的研究中还需考虑有机质、土壤结构和地形因子的影响。

## 4 结论

(1) 华北落叶松人工林坡面土壤饱和导水率变化范围为0.02~6.29 mm/min,且随土层的加深,逐渐增大。40—60 cm土层土壤饱和导水率的变异最大,属强变异,其他土层均为中等变异。

(2) 土壤饱和导水率在0—20,80—100 cm土层属中等空间自相关性,在20—40,40—60,60—80 cm属强空间自相关性。随土层的加深,空间自相关范围先减后增,在0—20 cm土层最大,在40—60 cm土层最小。

(3) 石砾含量、非毛管孔隙度、毛管持水量、田间持水量和毛管孔隙度是影响研究坡面土壤饱和导水率的主要因素。

### 参考文献:

- [1] 连纲,郭旭东,傅伯杰,等.黄土高原小流域土壤容重及水分空间变异特征[J].生态学报,2006,26(3):647-654.
- [2] 赵亚丽,王云强,张兴昌.黄土高原生态工程区土壤容重及饱和导水率的分布特征[J].农业工程学报,2020,36(10):83-89.
- [3] 赵春雷,邵明安,贾小旭.黄土高原北部坡面尺度土壤饱和导水率分布与模拟[J].水科学进展,2014,25(6):806-815.
- [4] 王峰,陈家宙,代晓燕.亚热带红壤丘陵区坡地土壤性质空间变异特征[J].亚热带水土保持,2007,19(2):1-4.
- [5] 张川,陈洪松,张伟,等.喀斯特坡面表层土壤含水量、容重和饱和导水率的空间变异特征[J].应用生态学报,2014,25(6):1585-1591.
- [6] 付同刚,陈洪松,王克林.喀斯特小流域土壤饱和导水率垂直分布特征[J].土壤学报,2015,52(3):538-546.
- [7] Duan X, Deng Y, Tao Y, et al. Variation in soil saturated hydraulic conductivity along the hillslope of collapsing granite gullies[J]. Hydrological Sciences Journal, 2018,63(5):803-817.
- [8] 王贤,张洪江,程金花,等.重庆市四面山典型林分土壤饱和导水率研究[J].水土保持通报,2012,32(2):29-34.
- [9] 黄婉霞,邓羽松,谢福倩,等.花岗岩崩岗不同部位土壤饱和导水率特征及其影响因素[J].应用生态学报,2020,31(7):2431-2440.
- [10] 姚荣江,杨劲松,刘广明.黄河三角洲地区土壤容重空间变异性分析[J].灌溉排水学报,2006,25(4):11-15.
- [11] 许振欣,邓羽松,林立文,等.南亚热带典型人工林土壤饱和导水率特征及其影响因素研究[J].北京林业大学学报,2021,43(4):100-107.
- [12] 刘春利,胡伟,贾宏福,等.黄土高原水蚀风蚀交错区坡地土壤剖面饱和导水率空间异质性[J].生态学报,2012,32(4):207-215.

[16] 刘俊杰,潘自武,秦奋,等.基于 MODIS 的秦巴山地气温估算与山体效应分析[J].地理研究,2020,39(3):735-748.

[17] 刘荷,邓晨晖,邵景安,等.1964—2017 年秦岭山地降水时空变化特征及其南北差异[J].水土保持研究,2021,28(2):210-216,223.

[18] 齐贵增,白红英,孟清,等.1959—2018 年秦岭南北春季气候时空变化特征[J].干旱区研究,2019,36(5):1079-1091.

[19] Hutchinson M. Interpolating mean rainfall using thin plate smoothing splines[J]. International Journal of Geographical Information Systems, 1995,9(4):385-403.

[20] Hutchinson M. ANUSPLIN version 4,36 user guide [Z]. Canberra:Australian National University, 2006.

[21] 赵芳,张久阳,刘思远,等.秦巴山地 NPP 及对气候变化响应的多维地带性与暖温带—亚热带界线[J].生态学报,2021,41(1):57-68.

[22] 邓晨晖,白红英,高山,等.1964—2015 年气候因子对秦岭山地植物物候的综合影响效应[J].地理学报,2018,73(5):917-931.

[23] 郭少壮,白红英,黄晓月,等.秦岭太白红杉林遥感物候提取及对气候变化的响应[J].生态学杂志,2019,38(4):1123-1132.

[24] 陈婷,夏军,邹磊.汉江上游流域水文循环过程对气候变化的响应[J].中国农村水利水电,2019(9):1-7.

[25] 牛最荣,张芮,陈学林,等.1970—2016 年气候变化对渭河源头清源河流域降水和地表径流的影响[J].水土保持通报,2018,38(5):9-14.

[26] 田晶,郭生练,刘德地,等.气候与土地利用变化对汉江流域径流的影响[J].地理学报,2020,75(11):2307-2318.

[27] 卞娟娟,郝志新,郑景云,等.1951—2010 年中国主要气候区划界线的移动[J].地理研究,2013,32(7):1179-1187.



(上接第 148 页)

[13] 周卓丽,张卓栋,罗建勇,等.河北坝上地区草地坡面尺度土壤容重空间变异特征[J].土壤通报,2020,51(1):9-17.

[14] 刘宇,张洪江,张友焱,等.晋西黄土丘陵区主要人工林土壤饱和导水率研究[J].水土保持通报,2013,33(4):131-135.

[15] 毛娜,黄来明,邵明安.黄土区坡面尺度不同植被类型土壤饱和导水率剖面分布及影响因素[J].土壤,2019,51(2):381-389.

[16] 张锐.垄作沟灌土壤水分入渗规律的试验研究[D].哈尔滨:东北农业大学,2016.

[17] 郑纪勇,邵明安,张兴昌.黄土区坡面表层土壤容重和饱和导水率空间变异特征[J].水土保持学报,2004,18(3):53-56.

[18] 吴强.川西北高山/亚高山主要森林土壤水土保持功能研究[D].成都:四川农业大学,2017.

[19] 马思文,张洪江,程金花,等.三峡库区典型城郊防护林土壤饱和导水率特征研究[J].南京林业大学学报:自然科学版,2018,42(5):99-106.

[20] 迟春明,王志春.碱化盐土饱和导水率特征与影响因素研究[J].土壤通报,2014,45(3):601-607.

[21] Wang Y, Shao M A, Liu Z, et al. Regional-scale variation and distribution patterns of soil saturated hydraulic conductivities in surface and subsurface layers in the loessial soils of China[J]. Journal of Hydrology, 2013, 487:13-23.



(上接第 154 页)

[23] 郭子武,俞文仙,陈双林,等.林地覆盖对雷竹林土壤微生物特征及其与土壤养分制约性关系的影响[J].生态学报,2013,33(18):5623-5630.

[24] 李建兴,何丙辉,梅雪梅,等.紫色土区坡耕地不同种植模式对土壤渗透性的影响[J].应用生态学报,2013,24(3):725-731.

[25] 王清奎,田鹏,孙兆林,等.森林土壤有机质研究的现状与挑战[J].生态学杂志,2020,39(11):3829-3843.

[26] 林代杰,郑子成,张锡洲,等.不同土地利用方式下土壤入渗特征及其影响因素[J].水土保持学报,2010,24(1):33-36.

[27] 王纪杰,俞元春,陈容,等.不同栽培代次、林龄的桉树人工林土壤渗透性研究[J].水土保持学报,2011,25(2):78-82,103.

[28] 李文凤,张晓平,梁爱珍,等.不同耕作方式下黑土的渗透特性和优先流特征[J].应用生态学报,2008,19(7):1506-1510.

[29] 丁奠元,冯浩,赵英,等.氮化秸秆还田对土壤孔隙结构的影响[J].植物营养与肥料学报,2016,22(3):650-658.