

# 预测天然文岩渠流域土壤饱和导水率的土壤转换函数方法比较研究<sup>①</sup>

李慧霞<sup>1,2</sup>, 刘建立<sup>1\*</sup>, 朱安宁<sup>1</sup>, 张均华<sup>1,2</sup>

(1 中国科学院南京土壤研究所, 南京 210008; 2 中国科学院研究生院, 北京 100049)

**摘要:** 在天然文岩渠流域大量实测土壤剖面数据的基础上, 评价了 12 种根据基本土壤性质预测不同层次土壤饱和和水力传导率的土壤转换函数方法的效果, 同时还探讨了多元回归和 BP 神经网络两种构建方法的适用性。结果表明: 基于 BP 神经网络方法的土壤转换函数预测精度均显著优于根据多元回归建立的土壤转换函数, 其中基于 BP-ANN 的 Wosten1999 函数对于表层和底层土壤预测精度最高, 而 Li2007 方法对第二层土壤预测效果最好; 不考虑分层因素时, 基于 BP-ANN 的 Wosten1999 函数预测效果最好。此外还利用 GIS 空间插值, 对天然文岩渠流域不同深度的土壤饱和和导水率进行可视化表达, 为模拟该地区的土壤水分运动提供参数支持。

**关键词:** 天然文岩渠流域; 饱和导水率; 多元回归分析; BP 神经网络; GIS

**中图分类号:** S156.4

土壤饱和和导水率是研究水分、溶质在土壤中运动过程的重要水力参数, 在很大程度上影响着水文模型的精度<sup>[1]</sup>。确定饱和和导水率的方法主要有直接和间接方法两种。直接方法包括实验室和田间直接测定, 如定水头方法、田间原位测定技术等, 其优点是精度高, 但同时工作量大、成本高, 当土壤空间变异性很强、区域范围较大时, 无法大规模应用<sup>[2]</sup>。与之相比, 通过容易测定或获得的土壤基本性质(如粒径分布、体积质量、有机质含量等)来预测饱和和导水率的间接方法, 特别是土壤转换函数方法(PTFs, Pedo-transfer functions), 由于其实用性强, 精度通常能满足大尺度研究的需要, 最近 20 多年来越来越受到人们的重视。但需要指出的是, PTFs 往往存在地域性的局限, 即在某个地区建立的 PTFs 外推到其他区域时通常是不适用的。这主要是由于不同区域对饱和和导水率起主导作用的因素、范围有别或其影响程度存在差异等原因造成的。因此在特定地区开展工作时需要重新分析、评价 PTFs 的适用性。

本研究以位于黄淮海平原中部的天然文岩渠流域潮土为对象, 利用大量实测土壤剖面资料, 评价了多

种 PTFs 在研究区不同土壤层次上的适用性, 同时探讨了多元回归分析和神经网络两种 PTFs 构建方法的精度。可为天然文岩渠流域水资源定量评价和科学管理提供科学依据。

## 1 材料和方法

研究区域为天然文岩渠流域, 地处黄淮海平原中部、黄河北岸, 流域地跨封丘、长垣、原阳和延津 4 县, 面积为 2 514 km<sup>2</sup>。流域内土壤主要为潮土, 占总面积的 98% 以上, 另有少许风沙土。在流域 35 个采样点、55 个土壤剖面中共采集样本 169 个, 按国际制土壤质地分类标准, 土壤质地类型包括砂壤土、黏壤土、粉砂质壤土、壤黏土、砂土、砂质黏壤土等 10 种<sup>[3]</sup>。在各采样点现场开挖剖面, 用圆盘渗透仪(CSIRO 圆盘渗透仪)在田间原位测定 2~3 个土壤层次的饱和和导水率; 粒径分析采用吸管法, 有机质含量采用重铬酸钾氧化-外加热法; 体积质量用 100 cm<sup>2</sup>环刀取原状土样烘干测定; 土壤剖面含水量数据用中子水分仪田间原位测定。天然文岩渠流域地理位置和采样点布置如图 1。

<sup>①</sup>基金项目: 国家自然科学基金项目(40871105, 40401027), 中国科学院知识创新工程重大项目(KSCX1-YW-09-05) 和 863 专题项目(2006AA10Z208) 资助。

\* 通讯作者(jlliu@issas.ac.cn)

作者简介: 李慧霞(1986—), 女, 山东潍坊人, 硕士研究生, 主要从事土壤水分运动及地统计分析研究。E-mail: hxli@issas.ac.cn

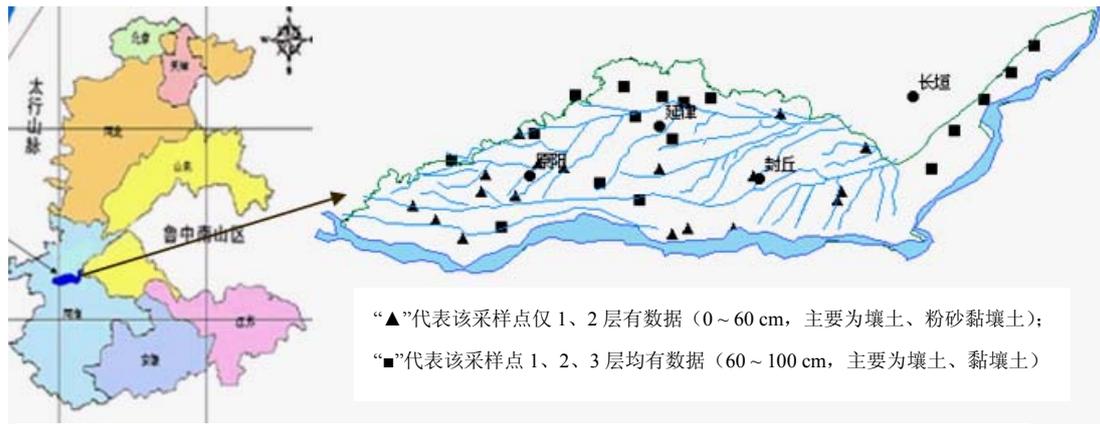


图 1 天然文岩河流域 35 个采样点分布图

Fig. 1 Spatial distribution of 35 sample points in Tianran wenyanqu basin

2 土壤转换函数 (PTFs) 及其评价指标

选用了Brakensie1984<sup>[4]</sup>、Cosby1984<sup>[5]</sup>、Campbell 1985<sup>[6]</sup>、Puckett1985<sup>[7]</sup>、Saxton1986<sup>[8]</sup>、DanePuckett 1992<sup>[9]</sup>、Rawls1992<sup>[10]</sup>、CamShiozawa 1994<sup>[9, 11]</sup>、Wosten 1997<sup>[12]</sup>、Wosten1999<sup>[13]</sup>、KCE quation (Pachepsky 等<sup>[14]</sup>) 和Li2007<sup>[15]</sup>等 12 种较为常见的表征土壤饱和和导水率的PTFs。所需的输入参数包括砂粒含量

(*Sa*)、黏粒含量 (*Cl*)、体积质量 (*BD*) 和有机质含量 (*OM*)，饱和水分含量 ( $\theta_s$ )、-33 kPa 水分含量 ( $\theta_{-33}$ ) 采用实际测定值；为增强研究结果的实用性，其他参数，如Campbell水分特征曲线参数 *CN*、孔隙度 (*Po*) 等，均采用前几个实测参数来估算。表 1 列出了各PTF所需的输入参数及具体形式。

表 1 所用的土壤转换函数、输入参数及具体形式  
Table 1 Pedo-transfer functions and their input parameters and forms

函数名称	具体参数	函数具体形式
Brakensiek1984 <sup>[4]</sup>	<i>Sa, Cl, <math>\theta_s</math></i>	$K_s = 2.78 \times 10^{-6} \exp(x)$ , 其中: $x = 19.523\theta_s - 8.968 - 0.028Cl + 1.811 \times 10^{-4}S - 9.413 \times 10^{-3}Cl^2 - 8.395\theta_s^2 + 0.078Sa\theta_s - 0.003Sa^2\theta_s^2 - 0.019Cl^2\theta_s^2 + 1.73 \times 10^{-5}Sa^2Cl + 0.027Cl^2\theta_s + 0.0014Sa^2\theta_s - 3.5 \times 10^{-6}Cl^2Sa$
Cosby1984 <sup>[5]</sup>	<i>Sa, Cl</i>	$K_s = 7.056 \times 10^{-6} \times 10^{(-0.6+0.012Sa - 0.0064Cl)}$
Campbell1985 <sup>[6]</sup>	<i>Sa, Cl, BD</i>	$K_s = 4.0 \times 10^{-5} (1.3/BD)^{1.3CamN} \exp(-6.88Cl - 3.63Si - 0.025)$
Puckett1985 <sup>[7]</sup>	<i>Cl</i>	$K_s = 156.96 \exp(-0.198Cl)$
Saxton1986 <sup>[8]</sup>	<i>Sa, Cl, <math>\theta_s</math></i>	$K_s = 12.012 - 7.55 \times 10^{-2}Sa + (-3.895 + 3.671 \times 10^{-2}Sa - 0.110Cl + 8.755 \times 10^{-4}Cl^2)/\theta_s$
DanePuckett1992 <sup>[9]</sup>	<i>Cl</i>	$K_s = 303.84 \exp(-0.144Cl)$
Rawls1992 <sup>[10]</sup>	<i>Sa, Cl, BD</i>	$K_s = 24 \exp(x)$ , 其中: $x = 19.523Po - 8.968 - 0.028Cl + 0.00018Sa^2 - 0.0094Cl^2 + 0.000017Sa^2 \cdot Cl + 0.02733Cl^2 \cdot Po + 0.0014Sa^2 \cdot Po - 0.0000035Cl^2 \cdot Sa$
CamShiozawa1994 <sup>[9][11]</sup>	<i>Sa, Cl</i>	$K_s = 54 \exp(-0.075Sa - 0.167Cl)$
Wosten1997 <sup>[12]</sup>	<i>Sa, Cl, BD, OM</i>	$K_s = 1.157 \times 10^{-7} \exp(x)$ , 其中: 砂土中: $x = 9.5 - 1.471BD^2 - 0.688OM + 0.0369OM^2 - 0.332 \ln(Cl + Si)$ 壤土和黏土中: $x = -43.1 + 64.8BD - 22.21BD^2 + 7.02OM - 0.156OM^2 + 0.985 \ln(OM) - 0.013Cl \cdot OM - 4.71BD \cdot OM$
Wosten1999 <sup>[13]</sup>	<i>Topsoil, Sa, Cl, BD, OM</i>	$K_s = 1.157 \times 10^{-7} \exp(x)$ , 其中: 砂土中: $x = 9.5 - 1.471BD^2 - 0.688OM + 0.0369OM^2 - 0.332 \ln(Cl + Si)$ 壤土和黏土中: $x = 7.755 + 0.035Si + 0.93Topsoil - 0.967BD^2 - 0.000484Cl^2 - 0.000322Si^2 + 0.001/Si - 0.0748/OM - 0.643 \ln(Si) - 0.014BD \cdot Cl - 0.167BD \cdot OM + 0.030Topsoil \cdot Cl - 0.033Topsoil \cdot Si$
KCEquation <sup>[14]</sup>	$\theta_s, \theta_{-33}$	$K_s = 2.1 \times 10^{-3} (\theta_s - \theta_{-33})^{3.29}$
Li2007 <sup>[15]</sup>	<i>Sa, Cl, BD, OM</i>	$K_s = 1.157 \times 10^{-7} \exp(x)$ , 其中: $x = 16.753 - 2.333 \log(Sa) - 1.303 \log(Si) - 0.074Cl - 1.688 \log(OM) + 3.605OM - 11.106 \log(BD)$

注：因实测数据中没有土壤孔隙度数据，故Rawls<sup>[11]</sup>中所需参数*Po*（土壤孔隙度）是由*BD*（土壤体积质量）推算出的；*Si*代表粉粒含量，由砂粒含量（*Sa*）与黏粒含量（*Cl*）得出；*CamN* 是粒经分布参数，可由粉砂黏含量计算得出；*Topsoil*对表层土壤取值 1，其他土层为 0。

从 169 个样本数据中随机选取 112 个用于构建土壤转换函数,重新优化原方程的系数。利用全部 169 个样本数据并用 Akaike 信息准则 ( $AIC$ )<sup>[16]</sup>、均方根误差 ( $RMSE$ )、确定性系数 ( $R^2$ ) 和变异系数 ( $CV$ ) 4 个指标评价各个函数预测结果的精度。如下式所示,  $AIC$  体现了参数个数的作用,更能表示方法的实用性。由下式可知,最好的方法应该有最小的  $AIC$ 。

$$AIC = N \ln \left( \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2 \right) + 2np$$

式中,  $y_i$  表示实测值,  $\hat{y}_i$  表示预测值,  $N$  表示样本数,  $np$  为涉及的参数数量。

上述 12 个 PTFs 均为根据多元回归方法建立的。由于饱和导水率和土壤基本性质之间存在显著的非线性关系,本文同时还利用了 BP 人工神经网络方法 (BP-ANN, Back propagation feed-forward neural network) 来构建土壤转换函数。同样的,也选用 112 个数据进行网络训练,对全部的 169 个样本进行检验,并与多元回归方法的预测结果进行比较。

### 3 结果与讨论

#### 3.1 土壤基本性质与饱和导水率之间的相关分析

土壤转换函数的预测精度取决于输入土壤基本性质与输出的饱和水力传导率间的相关程度。如果 PTF 中未考虑某个显著相关的因素,其预测效果将不可能很理想。由于饱和导水率  $K_s$  是一个服从对数分布的随机变量<sup>[17]</sup>,进行相关分析前对其取对数。从表 2 的相关分析结果表明,表层土壤饱和导水率与砂、黏粒含量有较好的相关性,其中与砂粒含量在  $p < 0.01$  水平下呈显著正相关;第二层土壤饱和导水率与黏粒含量、土壤体积质量在  $p < 0.01$  水平下呈显著相关,与砂粒含量也具有相关性;第 3 层土壤则没有明显规律性。

由此可见,土壤基本性质与饱和导水率之间有良好的相关性,此类数据较易获得,同时也为预测饱和导水率的可靠性提供了保证。

表 2 土壤基本性质与饱和导水率之间的相关性分析

Table 2 Correlation analysis between soil basic properties and  $K_s$

土壤性质	表层 $\ln(K_s)$	第 2 层 $\ln(K_s)$	第 3 层 $\ln(K_s)$
$Sa$	0.327**	0.295*	0.183
$Cl$	-0.295*	-0.356**	-0.099
$BD$	0.006	-0.508**	-0.176
$OM$	-0.092	-0.191	-0.046
$Th_{33}$	-0.341**	-0.131	0.298
$Th_5$	-0.079	0.358**	0.043

注: \*表示在  $p < 0.05$  水平下显著; \*\*表示在  $p < 0.01$  水平下显著。

#### 3.2 多元回归方程预测饱和导水率的精度分析

在兼顾土壤质地的基础上,以随机选取的 112 个样本数据构建多元回归方程,然后进行方程系数的优化,重新对 169 个数据分层次进行精度检验。结果表明,多元回归分析对 3 层数据的预测精度最好的均为 Rawls1992,而预测效果最差的却不尽相同,表层预测精度最差的为 Wosten1997,第 2 层与底层均为 Wosten1999。虽然函数 Wosten1997 与 Wosten1999 用到较多的参数,但其预测结果并不好,这是因为参数越多其测量误差越大而导致的,且其用到的参数  $BD$  (土壤体积质量)、 $OM$  (有机质含量) 与土壤饱和导水率的相关性不明显 (表 2),以上两者导致使用参数较多的函数 Wosten1997 与 Wosten1999 预测精度不高。从 12 个函数预测精度对比上看不出特殊规律,但多元回归方程预测结果与土壤基本性质和饱和导水率的相关性分析相吻合。具体结果详见表 3。

#### 3.3 人工神经网络预测结果分析

BP 神经网络的训练数据集和检验数据集与多元回归方法相同,对 12 个 PTFs 均进行训练和检验。与多元回归分析优化系数后的结果进行比较,如表 3 所示。

由表 3 可以看出,12 个 PTFs 对 3 层土壤的预测结果, BP-ANN 方法预测精度较多元回归分析均有不同程度的提高,具体表现为  $AIC$ 、 $RMSE$  减小,  $R^2$  提高。由表 3 还可以看出, BP-ANN 方法的  $AIC$ 、 $RMSE$  标准偏差相对都较小,  $R^2$  比多元回归分析方法也有了较大的提高。对比各 PTFs 两种构建方法实测值与预测值之间的变异系数可看出,变异系数范围在 0.112 ~ 0.589 之间,多元回归分析中,表层土壤,除 Wosten 1997、Li2007 两个函数预测的结果增加了实测值的变异系数外,其余函数均有所减小,且 KCEquation 削减程度最大, Puckett1985、DanePuckett1992 次之,第 2、3 层土壤,只有函数 Li2007 预测结果增加了实测值的变异系数,其他规律与表层土壤相同; ANN 预测中,第 3 层土壤表现出同样的规律,即各个函数预测结果对实测值变异系数均表现出不同程度的减小,削减程度最大的为函数 Puckett1985、DanePuckett1992,且变化幅度比多元回归分析方法小。另外,输入变量个数与变异系数之间没有很明显的规律。仅一个输入参量的 Puckett1985、DanePuckett1992 函数预测值的变异系数均远小于实测值的变异系数,在预测过程中表现出一定的平滑效应。

表3 多元回归分析与人工神经网络方法预测饱和和导水率评价参数比较

Table 3 Comparison of evaluation parameters between adjusted multiple regression analysis and ANN

土壤转换函数	指标	表层土壤		第2层土壤		第3层土壤	
		多元回归	ANN	多元回归	ANN	多元回归	ANN
实测值	CV	0.360		0.493		0.424	
Brakensiek1984	CV	0.262	0.265	0.278	0.309	0.367	0.346
	AIC	248.013	219.825	231.839	198.708	149.457	128.263
	RMS	0.719	0.584	0.815	0.621	0.950	0.729
	R <sup>2</sup>	0.395	0.593	0.516	0.741	0.349	0.537
Cosby1984	CV	0.127	0.260	0.123	0.256	0.142	0.267
	AIC	251.869	228.955	247.195	213.054	145.807	120.117
	RMS	0.750	0.634	0.940	0.710	0.931	0.675
	R <sup>2</sup>	0.370	0.516	0.407	0.671	0.491	0.700
Campbell1985	CV	0.170	0.256	0.178	0.344	0.145	0.327
	AIC	263.386	205.226	239.092	202.950	146.359	106.421
	RMS	0.793	0.517	0.851	0.633	0.891	0.541
	R <sup>2</sup>	0.407	0.720	0.530	0.712	0.500	0.841
Puckett1985	CV	0.114	0.132	0.112	0.144	0.136	0.160
	AIC	252.231	248.927	245.656	238.199	145.100	144.599
	RMS	0.764	0.745	0.943	0.887	0.946	0.952
	R <sup>2</sup>	0.393	0.415	0.449	0.516	0.570	0.471
Saxton1986	CV	0.149	0.270	0.157	0.298	0.139	0.312
	AIC	258.864	223.674	243.902	206.071	145.721	124.667
	RMS	0.778	0.601	0.900	0.660	0.907	0.697
	R <sup>2</sup>	0.302	0.565	0.502	0.720	0.468	0.594
DanePuckett1992	CV	0.114	0.157	0.112	0.158	0.136	0.129
	AIC	252.232	247.105	245.655	239.259	145.100	142.940
	RMS	0.764	0.735	0.943	0.895	0.946	0.921
	R <sup>2</sup>	0.393	0.365	0.449	0.497	0.570	0.524
Rawls1992	CV	0.248	0.256	0.260	0.336	0.270	0.345
	AIC	241.236	217.655	226.992	197.794	127.157	113.122
	RMS	0.684	0.575	0.783	0.617	0.719	0.603
	R <sup>2</sup>	0.425	0.659	0.489	0.716	0.635	0.731
CamShiozawa1994	CV	0.127	0.264	0.123	0.256	0.142	0.261
	AIC	251.869	228.822	247.195	218.988	145.808	119.970
	RMS	0.750	0.633	0.940	0.746	0.931	0.674
	R <sup>2</sup>	0.370	0.560	0.407	0.640	0.491	0.687
Wosten1997	CV	0.563	0.270	0.334	0.342	0.297	0.333
	AIC	337.136	193.705	251.027	202.730	148.389	101.831
	RMS	1.344	0.468	0.923	0.621	0.892	0.498
	R <sup>2</sup>	0.407	0.733	0.425	0.757	0.433	0.835
Wosten1999	CV	0.232	0.235	0.289	0.352	0.313	0.357
	AIC	249.628	201.679	320.146	194.518	202.854	103.220
	RMS	0.706	0.511	1.627	0.600	1.762	0.533
	R <sup>2</sup>	0.421	0.706	0.275	0.763	0.343	0.789

续表 3

KCEquation	CV	0.093	0.241	0.095	0.232	0.133	0.246
	AIC	257.832	232.536	253.601	233.225	143.534	141.225
	RMS	0.773	0.641	0.974	0.825	0.882	0.857
	$R^2$	0.368	0.536	0.418	0.513	0.367	0.538
Li2007	CV	0.461	0.237	0.589	0.336	0.487	0.304
	AIC	295.524	212.852	269.275	194.788	164.284	112.197
	RMS	0.989	0.539	1.072	0.582	1.088	0.567
	$R^2$	0.358	0.705	0.460	0.749	0.473	0.801
评价指标标准偏差	AIC	25.958	14.689	23.886	17.225	18.175	14.918
	RSME	0.182	0.077	0.219	0.115	0.258	0.149
	$R^2$	0.034	0.109	0.068	0.102	0.091	0.132

综合 12 个函数、两种构建方法, 输入参数较多的函数, 基于 BP-ANN 的方法效果很好, 而多元回归分析精度则不高, 这说明对于同样的输入数据, 人工神经网络方法可以提取更多的信息, BP-ANN 方法的预

测精度均高于多元回归分析, 而对每层土壤, 具体函数有差异: 对表层和底层土壤, Wosten1999 函数效果最好, 而对第 2 层土壤, Li2007 函数预测结果最优。如图 2 所示。

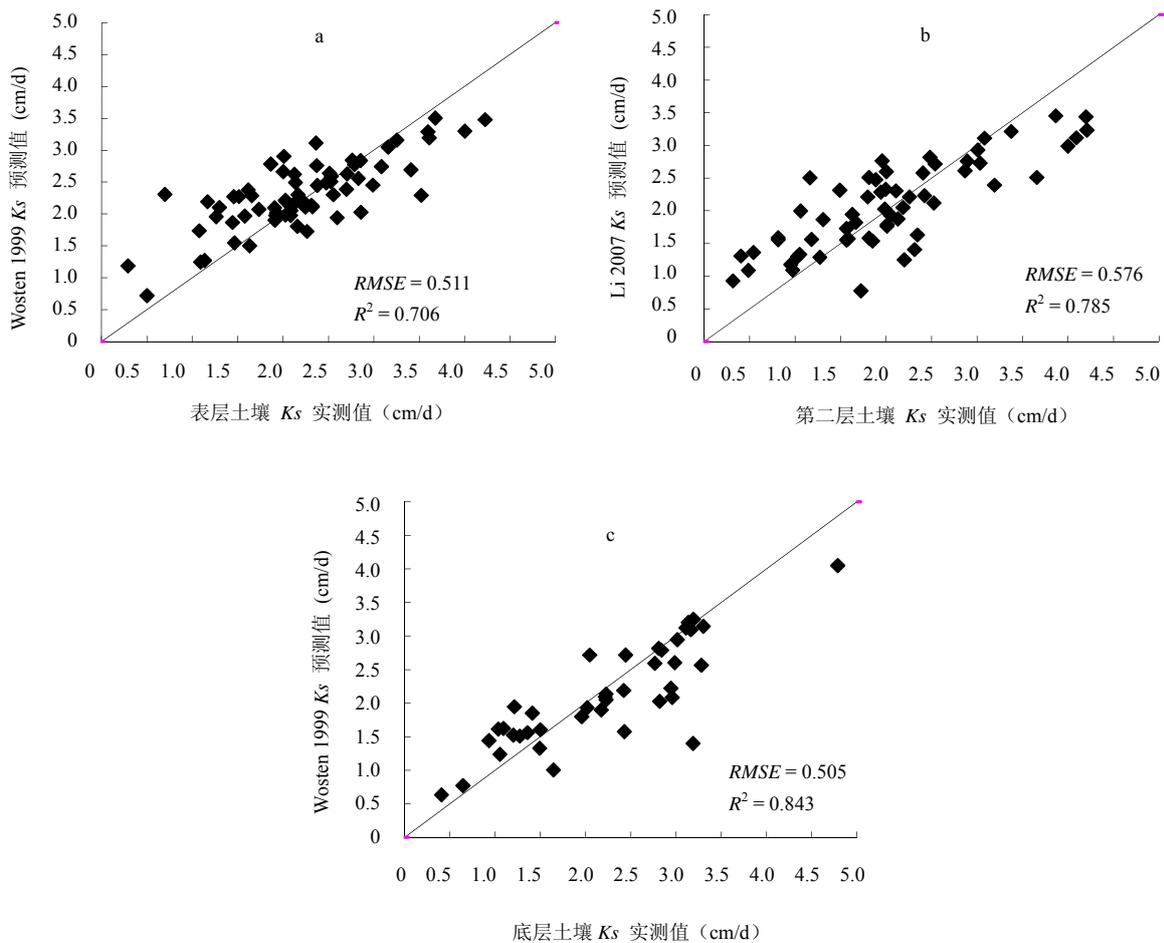


图 2 Wosten1999 (a)、Li 2007 (b)、Wosten1999 (c) 对 3 层土壤  $K_s$  预测值与实测值对比图

Fig. 2 Comparison of three layers'  $K_s$  between measured values and predicted values with Wosten1999 (a), Li 2007 (b), and Wosten1999 (c)

若不考虑土壤分层的影响，将 169 个数据当作一个总体来进行预测，结果表明，除 KCEquation 外，总体预测结果 BP-ANN 方法优于多元回归分析，其中预测

结果最好的为基于 BP-ANN 的 Wosten1999 函数，原因为此函数中考虑了土壤分层因子的影响，且输入参数与饱和和导水率具有较好的相关性。具体结果如表 4 所示。

表 4 169 个数据不分层次预测结果

Table 4 Prediction results of total 169 data without layering

函数	多元回归分析			BP-ANN		
	AIC	RMSE	R <sup>2</sup>	AIC	RMSE	R <sup>2</sup>
Brakensiek1984	226.571	0.917	0.241	202.236	0.741	0.417
Cosby1984	206.738	0.784	0.393	195.998	0.714	0.500
Campbell1985	211.033	0.786	0.370	187.140	0.638	0.542
Puckett1985	206.783	0.798	0.418	204.102	0.780	0.459
Saxton1986	209.451	0.789	0.386	204.595	0.756	0.398
DanePuckett1992	206.781	0.798	0.418	203.355	0.775	0.475
Rawls1992	196.307	0.703	0.404	192.262	0.679	0.529
CamShiozawa1994	206.737	0.784	0.393	197.051	0.720	0.523
Wosten1997	240.013	0.996	0.449	194.473	0.668	0.544
Wosten1999	198.441	0.692	0.400	185.493	0.640	0.604
KCEquation	209.636	0.790	0.402	221.627	0.878	0.424
Li2007	233.712	0.943	0.369	192.145	0.655	0.602

### 3.4 区域尺度扩展

本研究选择预测结果与研究区域 3 层土壤实测值最为接近的基于 BP-ANN 方法的 Wosten1999、Li2007、Wosten1999 函数来分别预测天然文岩渠流域

的 3 个层次的土壤饱和和导水率。然后利用 ArcGIS 中的反距离加权插值方法，对预测的点源数据进行区域尺度扩展，得到天然文岩渠流域不同深度的土壤饱和和导水率空间分布图，如图 3 所示。

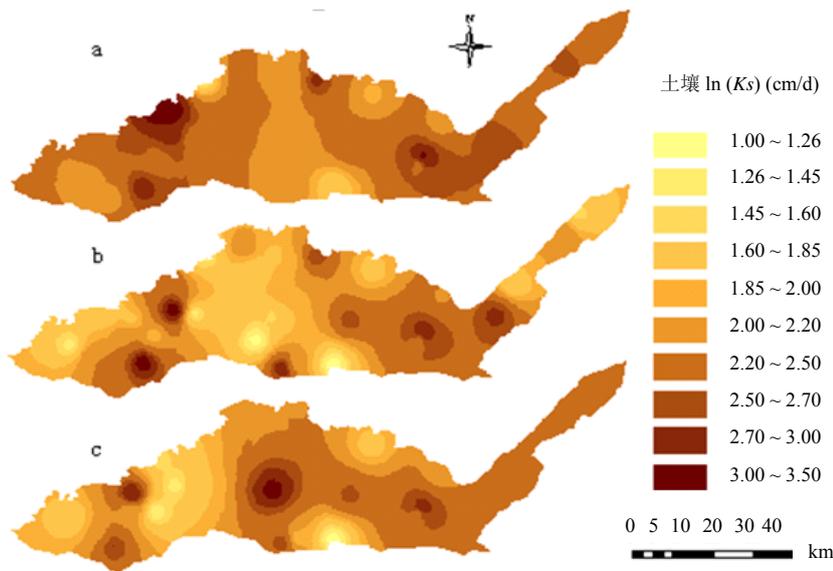


图 3 天然文岩渠流域 3 层土壤饱和和导水率分布图

Fig. 3 Distribution map of saturated soil hydraulic conductivity in three layers of Tianranwenyanqu basin

从图 3 中可以看出,不同层次的土壤饱和和导水率,从西向东均有先增大后减小再增大的趋势,且饱和和导水率表层最大,最底层次之。这与土壤质地类型的空间分布规律是一致的。相对第 2、3 层土壤,表层土壤多介于壤土及砂土之间,砂粒含量相对较高,而表层土壤饱和和导水率与砂粒含量相关性极显著,因此表层土壤饱和和导水率值较大;第 2 层土壤黏粒含量稍高,砂粒含量减少,土壤饱和和导水率与黏粒含量在 0.01 概率水平下呈显著负相关,因此黏粒含量的增加会导致饱和和导水率的减小;底层土壤多为粉砂壤土,其土壤孔隙度比表层砂质壤土小,较第 2 层粉砂黏壤土大,因此饱和和导水率呈现出比表层小、比第 2 层大的趋势(各层砂、粉、黏百分含量均值及实测饱和和导水率对数平均值见表 5)。

表 5 土壤各层基本性质概况  
Table 5 General situations of basic soil properties

土壤基本物理性质	表层	第 2 层	第 3 层
砂粒含量 (g/kg)	503.3	477.5	485.5
粉粒含量 (g/kg)	288.8	304.3	313.7
黏粒含量 (g/kg)	152.7	166.8	156.2
实测 $\ln(K_s)$ (cm/d)	2.319	2.017	2.217

#### 4 结论

(1)天然文岩渠流域表层土壤饱和和导水率  $K_s$  与砂粒含量在  $p < 0.01$  水平下显著正相关;第 2 层土壤  $K_s$  与土壤黏粒含量、体积质量在  $p < 0.01$  水平下显著相关;第 3 层土壤则没有明显规律。这与最终得到的饱和和导水率分布图所揭示的规律是一致的。此外表层土壤由于砂粒含量最大,饱和和导水率最大,第 2 层黏粒含量相对增加,则饱和和导水率较小,而底层土壤饱和和导水率介于二者之间。不同层次土壤饱和和导水率呈从西到东先增大后减小再增大的分布规律。

(2)BP-ANN 方法构建的 PTFs 预测效果明显优于多元回归方法。基于 BP-ANN 方法建立的 Wosten1999、Li2007、Wosten1999 函数对表层、第 2 层、底层土壤的预测结果最优。对所有 3 层土壤的预测结果,人工神经网络方法预测精度较多元回归法均有不同程度的提高;仅一个输入参量的 Puckett1985、DanePuckett1992 预测值的变异系数均大大小于实测值的变异系数,在预测过程中表现出一定的平滑效应。若不考虑土壤分层因素的影响,基于 BP-ANN 的 Wosten1999 函数预测效果最好,原因为此函数中考虑了土壤分层因子,且输入参数与饱和和导水率有较好的

相关性。因此,在不需要考虑土壤层次的宏观描述饱和和导水率中,可采用此方法。

#### 参考文献:

- [1] 郑纪勇,邵明安,张兴昌.黄土区坡面表层土壤容重和饱和和导水率空间变异特征.水土保持学报,2004,18(3):53-56
- [2] 徐绍辉,刘建立.土壤水力性质确定方法研究进展.水科学进展,2003,14(4):494-501
- [3] 朱安宁.天然文岩渠流域土壤水力性质估计的有效方法(博士学位论文).南京:中国科学院南京土壤研究所,2008
- [4] Brakensiek DL, Belmans C, Dekker C, Jeurissen JM. Modifying SCS Hydrologic Soil Groups and Curve Numbers for Rangeland Soils. St. Joseph, Mich., ASAE Paper No. PNR-84-203, 1984
- [5] Cosby BJ, Hornberger GM, Clapp RB, Ginn TR. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. Water Resource Research., 1984, 20(6): 682-690
- [6] Campbell GS. Soil Physics with BASIC: Transport Models for Soil-Plant System. Amsterdam: Elsevier, 1985
- [7] Puckett WJ, Dane H, Hajek BF. Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. Soil Science Society of America Journal 1985, 49: 831-836
- [8] Rawls WJ, Ahuja LR, Brakensiek DL. Estimating soil hydraulic properties from soils data // van genuchten MTh, Leij FJ, Lund LJ. Indirect Methods for Estimating the Hydraul Properties of Unsaturated Soils. Riverside: University of California, 1992: 329-340
- [9] Saxton KE, Rawls WJ, Romberger JS, Papendick RL. Estimating generalized soil water characteristics from texture. Soil Science Society of America Journal, 1986, 50: 1 031-1 036
- [10] Rawls WJ, Ahuja LR, Brakensiek DL. Estimating soil hydraulic properties from soils data // van genuchten MTh, Leij FJ, Lund LJ. Indirect Methods for Estimating the Hydraul Properties of Unsaturated Soils. Riverside: University of California, 1992: 329-340
- [11] Campbell GS, Shiozawa S. Prediction of hydraulic properties of soils using PSD and bulk density data. Proceedings of InterWorkshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. Riverside: University of California, 1992: 329-340
- [12] Wosten JHM. Pedotransfer functions to evaluate soil quality // Gregorich EG, Carter MR. Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health. Development in Soils Science (25), Amsterdam: Elsevier, 1997: 221-245

- [13] Wosten JHM, Lilly A, Nemes A, Bas CL. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, 1999, 90: 169–185
- [14] Pachepsky YA, Timlin DJ, Ahuja LR. Estimating saturated soil hydraulic conductivity using water retention data and neural networks. *Soil Science*, 1999, 164(8): 552–560
- [15] Li Y, Chen D, White RE, Zhu AN, Zhang J. Estimating soil hydraulic properties of Fengqiu County soils in the North China Plain using pedo-transfer functions. *Geoderma*, 2007, 138: 261–271
- [16] Akaike H. Information theory on extension of the maximum likelihood principle // Petrov BN, Csáki F. *Proceedings of the Second International Symposium on Inference Theory*. Budapest, Hungary, Akadémiai Kiado, Budapest, 1973: 267–281.
- [17] Tietje O, Hennings V. Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within FAO textural classes. *Geoderma*, 1996, 69: 71–84

### Comparison Study of Soil Pedo-Transfer Functions in Estimating Saturated Soil Hydraulic Conductivity at Tianranwenyanqu Basin

LI Hui-xia<sup>1,2</sup>, LIU Jian-li<sup>1</sup>, ZHU An-ning<sup>1</sup>, ZHANG Jun-hua<sup>1,2</sup>

(1 *Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China;*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*)

**Abstract:** In this study, based on soil profile data in Tianranwenyanqu Basin, we evaluated the effect of 12 familiar pedo-transfer functions according to the fundamental soil properties to estimate the saturated soil hydraulic conductivity, and then explore the applicability of the multiple regression and BP Artificial Neural Network. The results showed that the prediction accuracy of pedo-transfer functions based BP-ANN is much better than from multiple regression, Wosten1999 based BP-ANN has the highest prediction accuracy for the surface and the bottom layers, Li2007 for the second layer, while Wosten1999 based BP-ANN is the best model without layering. Besides, we use GIS spatial interpolation to express visually the saturated soil hydraulic conductivity at different depths, which could provide basic parameters for modeling soil water movements in this region.

**Key words:** Tianranwenyanqu basin, Saturated soil hydraulic conductivity, Multiple regression analysis, BP artificial neural network (BP-ANN), GIS