

土壤水力性质的估算——土壤转换函数^{*}

黄元仿 李韵珠

(中国农业大学资源环境学院, 北京 100094)

摘要 利用一些易获得的土壤理化参数可以估算土壤水力性质, 这些估算方程统称为土壤转换函数, 即 PTFs (Pedo - Transfer Functions)。本文综述了目前国内外土壤转换函数研究的概况, 并利用在华北地区收集到的实测资料, 建立了一些土壤转换函数。通过对部分转换函数作的检验和评估, 总体而言, 所建立的各类模型的预测效果都比较理想, 应用于小比例尺的区域研究是可行的。

关键词 土壤水力性质, 土壤基本性质, 土壤转换函数 (PTFs)

中图分类号 S152.7

在土壤水分、溶质(盐分、养分)运移动力学模拟研究中, 土壤水力性质是必不可少的, 这些参数主要包括描述土壤水分含量与能量关系的土壤水分特征曲线, 以及描述土壤透水性质的饱和与非饱和导水率。对于一个特定的、小面积的田块, 土壤水分特征曲线及土壤导水率可以直接测定, 但现有的测定方法耗时长, 人力、物力、财力消耗也很大。对于一个大面积区域的土壤水力性质, 在区域内具有很大的空间变异性, 通过实测方法获得足够的参数几乎是不可能的^[1]。对于小比例尺的区域土壤水力性质, 进行大量高精度的实测也是没必要的, 一些粗略的估算公式完全可以满足区域土壤水盐运移模拟计算的需要^[2]。

70 年代以来, 许多学者对土壤水力性质与土壤理化性质的关系作了大量研究, 试图利用一些易获得的土壤理化参数来估算土壤水力性质的方法。这些估算方程可统称为土壤转换函数, 又称土壤传递函数, 即 PTFs^[3-6]。

本文拟在综述目前国内外土壤转换函数研究概况的基础上, 利用在华北地区收集到的实测资料, 建立一些土壤转换函数(主要针对土壤水分特征曲线)。土壤导水率参数的估算有两种途径: 一是用土壤理化性质估算出土壤饱和导水率(K_s), 然后用已知的 K_s 和土壤水分特征曲线, 建立不同含水率或基质势下的导水率估算模型 $K - \theta$; 另一途径则是用土壤理化性质直接估算不同含水率或基质势下的土壤导水率。

1 土壤转换函数的研究方法概述

土壤转换函数用到的土壤理化性质或参数主要是土壤质地, 即土壤砂粒、粉粒和黏粒的百分含量, 或详细的粒级累计曲线^[6]。土壤容重和有机质含量也在许多转换函数中应用^[1, 7, 8], 有些 PTFs 还包含了土壤黏土矿物含量和土壤结构性^[9]。PTFs 估算土壤水力性质的函数模型按建立方式可分为三大

^{*} 国家重点基础研究专项经费(G1999011700)和 ACIAR 项目(LWR1/96/164)资助

收稿日期: 2000 - 09 - 13; 收到修改稿日期: 2000 - 11 - 22

类:即统计模型、物理经验模型和分形机理模型。

1.1 统计模型

统计模型就是将收集到的实测土壤水力性质与土壤理化性质之间进行数理统计,从而得出估算方程。

土壤水分特征曲线是土壤含水率与基质势之间的关系曲线,对它的统计回归可分为两类,其一是分别估算不同基质势(ψ)下的土壤含水率(θ),然后再建立土壤水分特征曲线,此即所谓点估算模型;其二是选择适当的描述 $\psi - \theta$ 的代数关系式,对代数关系式中的系数与土壤理化性质回归分析,此所谓系数估算模型^[3]。

系数估算模型是选取适当的 $\psi - \theta$ 方程形式,利用实测离散值拟合出方程的系数,进而建立直接估算其中的系数的 PTFs。形如式(1)的描述 $\psi - \theta$ 的方程常被应用,Saxton 基于式(1)研究了土壤水分特征曲线的估算方程^[1]。也有许多学者据 van Genuchten 方程建立了 PTFs^[2,8]。

$$\psi = A\theta^{-B} \quad (1)$$

式中, A 和 B 为拟合参数。

1.2 物理经验模型

1981年, Arya 和 Paris 提出了一个用土壤容重和土壤颗粒组成分析资料估算土壤水分特征曲线的方法,即物理经验模型(也称 A&P 模型)^[7]。该模型的最基本假设是土壤孔隙半径与土粒大小组成有关系。

A&P 模型得到了许多学者的应用与验证^[10,11],但由于未考虑土壤水分变动的滞后现象,以及土壤中存在密闭气体的实际问题,因而模型对土壤水分近饱和状态下的土壤含水率可能估算不准^[12]。Schuh 等通过对不同质地分组的估算,指出 A&P 模型中的 α 并非一个常数,他们将土壤按质地分为三组:壤土和粗壤土为一组,平均 α 约为 1.30;粉壤土组的平均 α 为 0.96;以上两组的 α 值可视为不随土壤含水率的变化而变化。而第三组为壤砂和砂土, α 随土壤含水率或基质势的变化而变化^[11]。

1.3 分形理论在土壤转换函数中的应用

在 A&P 模型的讨论中已提到土壤结构对土壤转换函数的建立有很大影响,但土壤是由大小和形状各异的土壤颗粒组成的多孔隙、多分散介质,土壤结构表现为一个不规整的几何形体。已有的研究表明,土壤是一个具有分形特征的系统^[13,14]。

比较土壤孔隙的分形特征可知,A&P 模型中的经验系数 α 就是描述孔隙长度分形特征的分形维数。这就给 α 的取值及其非恒定性(与质地分组或土壤颗粒组成有关),有了一个理论解释^[11,13]。

根据分形增量原理,假设可从土壤粒径分布获得的分形增量计算相应土壤孔隙长度的分形维数。土粒大小分布的拓扑维数可视作 3,求出粒径分布的分形维数 D 后,则得分形增量 $D - 3$,毛管孔隙长度的拓扑维数视作 1,则毛管孔隙长度的分形维数为 $D - 2$ 。由此,求毛管孔隙长度的分形维数问题就转换为求土壤粒径分布的分形维数了,可据土壤颗粒组成分析结果计算^[13]。

2 华北平原土壤转换函数的建立

2.1 资料收集与处理

要建立土壤转换函数,尤其是建立统计模型,必需收集大量的实测数据资料。本文收集的资料来源主要是在华北平原所做的研究报告或文献^{[15,16](1)}。这些文献中一般含有土壤理化性质(质地或粒径分析、容重、有机质含量等),以及土壤水力性质(土壤水分特征曲线、饱和与非饱和导水率等)。共收集土壤(或不同土层)样本数为 172。

收集的数据资料须经初步处理,包括土壤砂、粉、黏粒百分含量(本文全部用美国制分

类,分别用 C_{sa} 、 C_{si} 和 C_{cl} 表示),统一各物理量的单位等。本文所涉及的主要土壤物理量的单位如下:土壤含水率为 (θ) 无单位体积分数 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$);其质势 (ψ) 或吸力 (S) 为 kPa ;土壤中砂、粉、黏粒含量为重量百分数;有机质含量 (C_{om}) 为重量百分数;容重 (C_b) 为 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。

2.2 点估计模型

将回归方程分为三类,即仅用质地和容重、有机质回归(P1),在 P1 的基础上加上基质势为 -1470kPa 的含水率 (θ_w) (P2),在 P2 的基础上再加入 -32.34kPa 的含水率 (θ_f) (P3),结果见表 1(样本数为 53)。

表 1 部分基质势下的含水率回归方程

Table 1 Some regression equations of soil water content under different matric potentials

基质势 Matric potential (kPa)	回归方程 Regression equation	相关系数 ¹⁾ Relation coefficient
- 9.8	$\theta_{p1} = 0.4278 - 0.0082 \times C_{om} - 0.0020 \times C_{sa} + 0.0008 \times C_{cl}$	0.79 * *
	$\theta_{p2} = 0.4292 - 0.0063 \times C_{om} - 0.0022 \times C_{sa} + 0.1510 \times \theta_w$	0.80 * *
	$\theta_{p3} = 0.0655 - 0.0084 \times C_{om} - 0.0004 \times C_{sa} + 1.5674 \times \theta_f - 0.8342 \times \theta_w$	0.96 * *
- 98	$\theta_{p1} = 0.1433 - 0.0007 \times C_{si} + 0.0052 \times C_{cl} - 0.0083 \times C_{om}$	0.74 * *
	$\theta_{p2} = 0.1232 - 0.0005 \times C_{sa} + 0.0027 \times C_{om} + 0.8479 \times \theta_w$	0.98 * *
	$\theta_{p3} = 0.0036 + 0.0020 \times C_{om} + 0.5243 \times \theta_f + 0.5168 \times \theta_w$	0.99 * *
- 980	$\theta_{p1} = 0.0090 - 0.0015 \times C_{si} + 0.0057 \times C_{cl} - 0.0126 \times C_{om}$	0.75 * *
	$\theta_{p2} = 0.0093 - 0.00006 \times C_{sa} + 0.0006 \times C_{om} + 1.011 \times \theta_w$	0.99 * *
	$\theta_{p3} = -0.0036 + 0.0005 \times C_{om} + 0.0554 \times \theta_f + 0.9763 \times \theta_w$	0.99 * *

1) “**”表示 F 检验极显著, $F_{0.01} = 4.20$

从表 1 可以看出,基质势在 -9.8kPa 以下的 θ 值与土壤理化性质的回归关系中可不考虑土壤容重的影响,各类回归方程均达到极显著相关水平。仅就相关系数而言,增加 θ_w 可提高小于 -98kPa 低基质势下含水率的预测精度,而比较 θ_{p2} 和 θ_{p3} 的相关系数可以看出,增加 θ_f 对 -98kPa 以下基质势对应的含水率的预测精度影响不大,而可以提高 -98kPa 以上基质势所对应含水率预测精度。

2.3 系数估算模型

关于土壤水分特征曲线 $\psi - \theta$ 方程形式,在此选用式(1),将所收集到的实测水分特征曲线分别拟合出系数 A 和 B ,然后与土壤理化性质之间做回归分析。若土壤理化性质考虑砂、黏粒百分含量、土壤有机质百分含量以及土壤容重,则逐步回归方程如式(2)、(3)所示,式中 n 和 r 分别表示样本数和相关系数,**表示 F 检验极显著(下文同)。

$$\ln A = 8.3871 \times C_{sa} \times C_{cl} - 0.006362 \times C_{cl}^2 + 0.0003619 \times C_{cl}^2 \times C_{sa} - 1.8391 \times C_b^3$$

$$n = 53, r = 0.76 ** \quad (2)$$

$$B = 65.5542 - 75.6707 \times C_b + 0.00005769 \times C_{sa}^2 \times C_{cl} + 15.4992 \times C_b^3 + 0.00008779 \times C_{cl}^3$$

$$n = 53, r = 0.82 ** \quad (3)$$

(1) 黄元仿. 区域土壤氮素行为与土壤水、氮管理. 中国农业大学博士论文, 1996

从式(2)和(3)可以看出,两回归方程均达极显著水平,土壤有机质含量在逐步回归中未被引入方程,即对 A 、 B 的影响不显著。

若土壤理化性质只考虑质地与容量,则回归方程分别如式(4)、(5):

$$\ln A = 1.9656 - 0.1040 \times C_b^2 \times C_{cl} - 0.0004787 \times C_{sa}^2 \times C_b$$

$$n = 85, r = 0.62^{**} \quad (4)$$

$$B = 0.2505 + 0.0003686 \times C_{sa}^2 + 0.1278 \times C_b^2 \times C_{cl}$$

$$n = 85, r = 0.69^{**} \quad (5)$$

若只考虑土壤质地与 A 、 B 的相关(因为在应用 PTFs 时,有些区域不一定有土壤容重资料),结果见式(6)、(7)。从两式的相关系数与前面的回归方程比较,式(6)、(7)预测 A 、 B 的精度要低,但两式 F 检验仍达极显著水平,即可以实际应用。

$$\ln A = 0.7410 - 0.05820 \times C_{sa} - 0.003808 \times C_{cl}^2$$

$$n = 85, r = 0.55^{**} \quad (6)$$

$$B = 2.5292 + 0.004288 \times C_{cl}^2 + 0.00002727 \times C_{sa}^2 \times C_{cl}$$

$$n = 85, r = 0.65^{**} \quad (7)$$

2.4 土壤粒径分布的分形维数计算

关于 PTFs 中的物理经验模型或分形机理模型,如前文所述,主要是确定 A&P 模型中的经验系数 α 或土壤粒径分布的分形维数 D 。表 2 列出了不同质地土壤土粒重量分布的分形维数计算结果。从表中可看出,总体而言质地从粗到细,即从砂质土、壤质土到黏质土,分形维数是逐渐增大的,这与迄今的各类关于土壤分形特征的研究结果是一致的^[11,17]。但如果将质地分级更为详细,则这一规律并不能得出,如表中的壤土的 D 值要高于粉质壤土的 D 值。当然,由于收集的实测土壤样本数有限,各质地分级的样本数也不相同,因此以上结论只是初步的。

表 2 不同质地土粒重量分布的平均分形维数(美国制)

Table 2 Average fractal dimension of soil particles weight distribution under different soil textures

(Based on American Soil Taxonomy)

质地 Soil texture	样本数 Sample amount	平均分形维数 Average fractal dimension	α 值 α value
松砂土	5	2.552	0.552
砂壤	7	3.086	1.086
壤土	11	3.409	1.409
粉质壤土	2	3.232	1.232
粉质黏壤	5	3.306	1.306
黏壤	4	3.541	1.541
黏土	4	3.588	1.588
砂质土平均	12	2.864	0.864
壤质土平均	13	3.242	1.242
黏质土平均	13	3.478	1.478
总体平均	38	3.247	1.247

表 2 中也列出了不同质地土壤在应用 A&P 模型时的 α 取值:从表中可看出 α 取值于 0.552 至 1.588 之间,质地越细 α 取值越大。

3 PTFs 的检验与讨论

对建立的 PTFs 的检验包括两类方法:一是用预测值与实测值之间的比较来评估 PTFs 的预测效果;另一是采用与实际应用相关的函数标准来评估,如应用估测参数计算水从土表运移到地下水所需的时间等。本文拟采用前一类方法,评估部分 PTFs。对于点估计模型,前文已就各方程的回归相关系数加以比较,在此不作进一步的检验。

3.1 系数估算模型的检验

选择取自中国农业大学科学园的壤土和黏土两种质地来比较不同系数估算模型的预测值与实测值,结果见图 1,图中纵坐标表示土壤吸力(单位为 kPa)的常用对数。从图中可以看出,对壤土而言,式 4~5 和式 6~7 都能很好地预测土壤水分特征曲线,而式 2~3 的预测效果则不十分理想,估计值都偏底(见图 1a)。对本试验地的黏土层土样而言,式 2~3、式 4~5 和式 6~7 的预测效果基本一致,在高土壤吸力时都与实测值偏差不大,但偏差随土壤吸力减小而增大(见图 1b)。图中同时画出了两种土壤水分特征曲线的实测离散值和用式(1)拟合的曲线反算值,二者之间就存在误差。所以,各 PTFs 的预测效果与实测值的偏差是可以接受的。本文建立的部分 PTFs 应用于华北平原土壤水、氮的模拟,结果表明其应用于小比例尺的区域研究是可行的⁽¹⁾。

从图 1a、b 两种质地土壤的预测效果可以看出,若用统计模型估算土壤水力性质,应考虑收集不同质地类别的实测土壤样本,统计拟合出适合于不同质地(或粒径分布)的 PTFs。由于本文收集的样本数有限,尚待进一步收集,并作进一步研究。

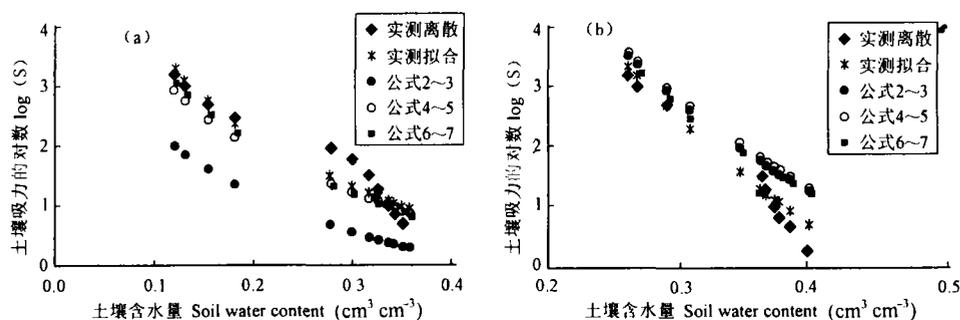


图 1 部分系数估算模型的检验 (a)壤土 (b)黏土

Fig.1 Verification of some models (a)Loamy soil (b)Clay soil for estimating coefficient

3.2 A&P 模型及分形理论的检验

图 2 是两种质地的土壤应用 A&P 模型和分形机理模型的预测效果示意图。从图中可以看出,应用 A&P 模型(α 取 1.38)预测土壤水分特征曲线的效果还是比较理想的,且壤土的效果比黏土好,说明 α 取平均值 1.38 更适合于壤土的估算,这与有关研究结果是一致的^[7,11]。

(1) 黄元仿. 区域土壤氮素行为与土壤水、氮管理. 中国农业大学博士论文, 1996

利用分形理论模型,取表2中的壤质土和黏质土的 α 值,从图中可以看出,壤土的预测效果无明显改善甚至更差一些,而对于黏土的高吸力处的估算效果则有所改善,但对于低吸力段的预测效果基本无影响。

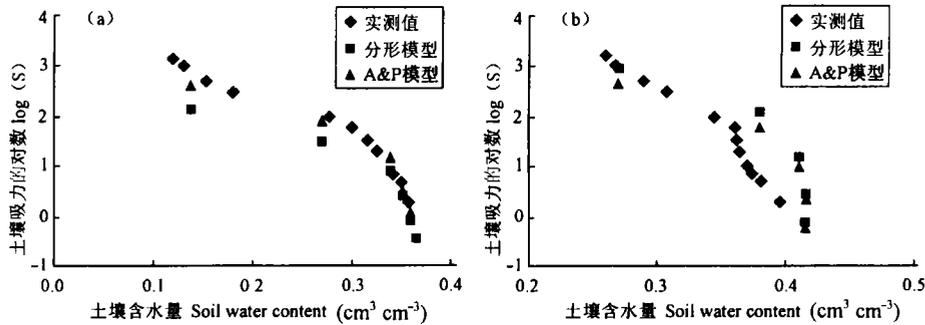


图2 A&P模型和分形机理模型的预测效果 (a)壤土 (b)黏土

Fig.2 Verification of A&P and fractal models (a)Loamy soil (b)Clay soil

3.3 对土壤转换函数的总体评价

通过对以上各类转换函数的分析可知,估算土壤水力性质所需的最重要的理化参数是土壤质地或土壤粒径分析数据,也是现有PTFs中着重考虑的,但对土壤水力性质有很大影响的其他因素未考虑,如土壤的滞后现象、大孔隙流、土壤溶液、土壤温度、作物根孔等因素。

统计模型虽然只是数理统计所获函数,不具备明确的理论解释,且有时可能出现部分参数回归估算的精度偏低,但若在大面积区域上研究土壤水盐运动,这一方法是可行的,也是最简单的。物理经验模型和分形模型虽然有一定的理论解释,但计算比较复杂,且模型中的系数与土壤粒径分布曲线的划分有很大的依赖性,从而使系数的变幅较大。理论或半理论模型推导中的一些假设还有待于深入研究。分形理论在转换函数中的应用也待完善,国外也有学者开始深入研究之^[5,14]。

由于我国土壤学研究工作中曾长期沿用卡钦斯基分类制,部分土壤普查区域只有按卡钦斯基制分类的基础数据,我们也完成了土壤水力性质与按卡氏分类制划分的各级土粒含量等理化性质的相关分析。由于篇幅有限,本文未加讨论。

参 考 文 献

1. Saxton K E, Rawls W J, Romberger J S. Estimating generalized soil - water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc Am. J.*, 1986, 50: 1031 ~ 1036
2. Wosten J H M, Van Genuchten M Th. Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1988, 52: 1762 ~ 1770
3. 郭焱,李保国. 预测土壤水分运动参数的PTFs法. 见石元春等编. 节水农业应用基础研究进展. 北京: 中国农业出版社. 1995, 56 ~ 63
4. 卢振民. 土壤水分特征曲线和非饱和导水率的数学模型. 见中国科学院北京农业生态系统试验站编. 农田作物环境实验研究. 北京: 气象出版社, 1990. 268 ~ 277
5. Rawls W J, Gish T J, Brakensiek D L. Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics. *Adv.*

- Soil Sci., 1991, 16:213 ~ 234
6. Tietje O, Tapkenhinrichs M. Evaluation of pedo-transfer functions. Soil Sci. Soc. Am. J., 1993, 57:1088 ~ 1095
 7. Arya L M, Paris J F. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. Soil Sci. Soc. Am. J., 1981, 45:1023 ~ 1330
 8. Vereecken H, Diels J, Van Orshoven J. Functional evaluation of pedotransfer function for the estimation of soil hydraulic properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 1992, 56:1371 ~ 1378
 9. Puckett W E, Dane J H, Hajek B F. Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 1985, 49:831 ~ 836
 10. Schuh W M, Cline R L, Sweeney M D. Comparison of a laboratory procedure and a textural model for predicting *in situ* soil water retention. Soil Sci. Soc. Am. J., 1988, 52:1218 ~ 1227
 11. Lascano R J, and Leo Stroosnijder. A simple method for predicting the spatial distribution of soil hydraulic properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 1993, 57:1479 ~ 1484
 12. Haverkamp R, and Parlange J Y. Comments on "A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data." Soil Sci. Soc. Am. J., 1982, 56:1348 ~ 1349
 13. Tyler S W, Wheatcraft S W. Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. Soil Sci. Soc. Am. J., 1989, 53:987 ~ 996
 14. Rieu M, and Sposito G. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 1991, 55:1231 ~ 1244
 15. 石元春,李韵珠,陆锦文等.盐渍土的水盐运动.北京:北京农业大学出版社,1986
 16. 石元春,李保国,李韵珠,陆锦文等著.区域水盐运动监测预报.保定:河北科学技术出版社,1991
 17. 杨培岭,罗远培,石元春.用粒径的重量分布表征土壤分形特征.科学通报,1993,38(20):1896 ~ 1899

ESTIMATION OF SOIL HYDRAULIC PROPERTIES—PEDO-TRANSFER FUNCTIONS

Huang Yuan-fang Li Yun-zhu

(China Agricultural University, Beijing 100094)

Summary

Soil hydraulic properties can be estimated from soil basic properties such as soil texture, bulk density and soil organic matter, which can be obtained easily. These estimating functions are called as Pedo-Transfer Functions (PTFs). Based on the summary of relevant study on PTFs, data collected from Huabei Region was analyzed in this paper. Some PTFs have been established and verified. It was found that the PTFs were useful in the estimation of soil hydraulic parameters in a regional scale.

Key words Soil hydraulic properties, Soil basic properties, Pedo-Transfer Functions (PTFs)