

水文方案中用质地和有机质估算土壤水分特征

K. E. Saxton, W. J. Rawls

潘永地 译

(浙江省温州市气象局, 浙江 温州 325027)

摘要: 水文分析中经常涉及评估土壤水的渗透、传输、储存以及植物与水之间的关系。确定土壤水的水文效应要求利用诸如土壤质地、有机质、结构等因子来估算土壤水势和导水率。在许多水文分析中,田间或实验室的方法操作起来常常十分困难,成本很高,不切实际。土壤质地、水势、导水率之间的统计关系可以为许多分析和决策提供有效的估算。本文利用美国农业部 (USDA) 目前土壤数据中容易获得的质地和有机质因子发展了新的土壤水分特征方程。这些方程与 Saxton 等以前发表的方程类似,但是包含了更多的可求变量,并有更广的适用范围。它们由以前方程中的张力、导水率和密度、砾石、盐度影响之间的关系组成一个用于农业上水管理和水文分析的综合土壤水分特征预测系统,并用大量的互相独立的土壤质地数据对其进行了验证。我们已经将这个预测系统编写成图像化的计算机模型,提供了一个易用快捷的预测工具,在 <http://hydrolab.arsusda.gov/soilwater/index.htm> 网页上可以应用该模型。

引言

通常水文分析都是通过分过程的计算机模拟,再组合成更复杂的结果,并利用统计方法或时间序列来分析。与早期严重依赖实测水文数据的统计分析方法相比,现代方法不忽略已有数据,模拟出分过程后重组成流域的响应,往往能揭示更多的细节,尤其在数据缺乏或没有数据的情况下。大部分降水中很大比例的水分通过渗透变成土壤储水,然后再通过植物蒸腾和蒸发返回大气中,或传输到更深的土壤和地下水。现代的水文过程模拟、分析非常依赖土壤水保持和转移特征的正确描述。

土壤科学的发展使我们对土壤水和土壤水分变化特征 (Van Genuchten 和 Leij, 1992) 有了更深入的理解。然而,水文学家往往不可能在田间或实验室测定土壤水分特征。虽然从当地的土壤图或出版的持水特征、饱和导水率可以确定出估算值,但不能为水文分析提供足够的范围和精度。

质地方法源于 Saxton 等 (1986) 发表的方法,很大程度上是建立在 Rawls 等 (1982) 的数据和分析

之上,已经成功应用在广泛的分析中,尤其是农业的水管理中。例如 SPAW 模型 (Saxton 和 Willey, 1999, 2004, 2006)。其他模型也提供类似的结果,但有很多限制 (Williams 等, 1992; Rawls 等, 1992; Stolte 等, 1994),如土壤函数 (Pachepsky 和 Rawls, 2005) 要求的输入在水文分析中通常不存在。目前已有的方法很难应用于广泛的土壤类型和含水量区间。所以本文的目的是: (1) 用大量的 USDA 土壤数据中普遍存在的土壤质地、有机质因子得出的新方程更新 Saxton 等 (1986) 的土壤水分张力方程; (2) 融合 Rawls 等 (1998) 改进的导水率方程; (3) 结合密度、砾石、盐度的影响提供一个具有广泛适用性的预测系统。

用随时可以获得的土壤物理参数来估算土壤水分特征是土壤物理学家和工程学家的一个长期目标。Rawls 等 (1992) 和 Hille (1998) 总结了几个经常用于水文分析的方程,包括 Brooks 和 Corey (1964)、Van Genuchten (1980) 及其他人建立的方程。早期许多用有限的假设土壤水分特征与土壤质地等参数间存在隐含关系的尝试是很成功的

收稿日期: 2007 - 07 - 21; 改回日期: 2007 - 08 - 30

译者简介: 潘永地 (1971 -), 男, 高级工程师, 现主要从事应用气象研究。E-mail: hugehouse@sina.com

(Gupta 和 Larson, 1979; Arya 和 Paris, 1981; Williams 等, 1983; Ahuja 等, 1985, 1999; Rawls 等, 1998; Gijssman 等, 2002)。最近更多的研究揭示了另外的因子和关系。近几年发展的几个估算方法表明通常的预测可以做得实用,但准确性不稳定 (Rawls 等, 1982; Saxton 等, 1986; Williams 等, 1992; Stolte 等, 1994; Kem, 1995)。几乎所有这些方法都包括多个土壤属性的描述,其中有些描述在实际使用中常常不存在。最近越来越多的分析中探索了神经网络分析 (Schaap 等, 1998)、田间描述和土壤传导函数 (Grossman 等, 2001; Rawls 和 Pachepsky, 2002),但大多数方法是通过统计关系得出的。

Gijssman 等 (2002)对水文和农艺上用到的 8 种现代估算方法进行了评价。他们发现这些方法会因区域数据和分析方法的不同而表现出巨大差异。这就使得人们对实验室测得的水分数据的价值产生怀疑。他们得出结论“用一系列田间测得数据分析后表明 Saxton 等 (1986)的方法是最好的”。所以,用 Saxton 等 (1986)的方法估算出的土壤水分特征可以在一定程度上改善其在田间的应用。

1 方法

从美国农业部下属的美国国家资源保护处的 (USDA/NDCS)土壤属性数据库 (2004) (包含约 2 000 个 A 层和 2 000 个 B - C 层样本)获得了大量的土壤水分特征实验数据。每一个样本数据包括 33 kPa 和 1 500 kPa 张力时的含水量、容重、含砂量 (S)、粉土、粘土 (C)颗粒尺寸、有机质 (OM)。这些数据是由一致、精确的评价标准制定的实验过程 (USDA - SCS)得到的。

B - C 层数据平均有机质含量比 A 层少,两者分别为 0.6% 和 2.8%。初步的相关性显示 B - C 层样本与 A 层样本一起使用会极大地掩盖有机质的作用。因为质地和有机质是影响土壤水含量的主要因子,所以只用 A 层数据来建立回归方程。剔除样本中的极端值,即那些容重 < 1.0 或 $> 1.8 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 、有机质 $> 8\%$ (质量百分比)、粘土 $> 60\%$ (质量百分比)的数据。这样, A 层数据的样本数从 2 149 个减少到 1 722 个。上述密度范围外的样本可能是耕作过的或压过的非自然土壤。高有机质样本被认为是不能代表矿质土壤的有机土壤。粘土含量

很高的土壤结构与矿物效应常常与含有更高砂或粘土成分的土壤不同。

土壤持水性与砂、粘土、有机质以及它们之间的相互作用有关。因密度在 A 层样本中变化很大,并且实际应用中通常没有数据,所以不将密度作为相关的变量。回归方程是在湿度保持在张力为 1 500 kPa、33 kPa,以及进气张力状态下建立的。进气张力值通过 Campbell 的指数形式模型用样本数据计算 (Rawls 等, 1992, 表 5.1.1)。饱和含水量 (s_s) 由公布的假设土壤颗粒密度为 $2.65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 的土壤容重样本得到。

标准回归方法是将模型方程的统计误差最小化。然而最好的方程形式常常是不知道的,或者已知的形式没有充分的数据,所以也就不能提供一个满意的预测方程。因为一个或更多的变量可能与相关变量之间是非线性的,所以多变量的线性分析在这方面尤其不可靠。这种“失拟”可以通过应用二次相关来对预测误差进行补偿。二次相关法是用第一次相关结果建立 2 个联合相关方程,将不确定的关系变成确定的线性或非线性关系。

新的含水量张力方程是由 Rawls 等 (1998)提出的导水率方程和另外的密度、砾石度及盐度影响方程组合而成的。新得出的方程用 3 套具有广泛代表性并相互独立的土壤数据进行了比较,以检验其在田间应用的能力。这些方程的计算机模型和图像化界面为水文应用提供了快速的计算和显示。

2 预测方程

表 1 (方程 1 - 4)归纳了在张力为 1 500、33、0 ~ 33 kPa 时的土壤水分含量和进气张力 ψ 的新预测方程。各方程中变量的定义见表 2。测定结果的相关系数和估算的标准误差决定了数据的代表性和预期的预测精度。

含水量在选定的压力状态下与 s_s 、C、OM 及它们之间的相互组合相关,而在进气时的张力 (泡点压力) ψ_b 与 s_s 、C、 s_{s-33} 及它们之间的相互组合相关。对每一个方程的“失拟”二次调整方程作初始预测误差的补偿分析。

土壤含水量和压力的预测—实测对比关系图像结果见图 1。含水量 $_{1500}$ ($R^2 = 0.86$)的关系最好, $_{33}$ ($R^2 = 0.63$)、 s_{s-33} ($R^2 = 0.36$)的不确定性逐渐增大。进气张力 (泡点压力) ψ_b 估算效果较好 ($R^2 = 0.74$)。

表 1 土壤水分特征估算方程汇总

变量	方程	R^2/S_e	序号
含水量回归			
1500	$1500 = 1500_t + (0.14 \times 1500_t - 0.02)$	0.86/0.02	1
	$1500_t = -0.024S + 0.487C + 0.006OM + 0.005(S \times OM) - 0.013(C \times OM) + 0.068(S \times C) + 0.031$		
33	$33 = 33_t + [1.283(33_t)^2 - 0.374(33_t) - 0.015]$	0.63/0.05	2
	$33_t = -0.251S + 0.195C + 0.011OM + 0.006(S \times OM) - 0.027(C \times OM) + 0.452(S \times C) + 0.299$		
(s-33)	$(s-33)_t + (0.636(s-33)_t - 0.107)$	0.36/0.06	3
	$(s-33)_t = 0.278S + 0.034C + 0.022OM - 0.018(S \times OM) - 0.027(C \times OM) - 0.584(S \times C) + 0.078$		
e	$e = e_t + (0.02 + \frac{2}{e_t} - 0.113 e_t - 0.70)$	0.78/2.9	4
	$e_t = -21.67S - 27.93C - 81.97(s-33) + 71.12(S \times (s-33)) + 8.29(C \times (s-33)) + 14.05(S \times C) + 27.16$		
s	$s = 33 + (s-33) - 0.097S + 0.043$	0.29/0.04	5
N	$N = (1 - s)2.65$		6
密度影响			
DF	$DF = N \times DF$		7
s-DF	$s-DF = 1 - (DF/2.65)$		8
33-DF	$33-DF = 33 - 0.2(s - s-DF)$		9
(s-33)DF	$(s-33)DF = s-DF - 33-DF$		10
含水量—张力			
1500-33	$= A(\)^{-B}$		11
(33-e)	$= 33.0 - [(\) (33.0 - e) / (s - 33)]$		12
(e-0)	$= s$		13
A	$A = \exp(\ln 33 + B \ln 33)$		14
B	$B = [\ln(1500) - \ln(33)] / [\ln(33) - \ln(1500)]$		15
含水量—导水率			
K_s	$K_s = 1930(s - 33)^{(3-)}$		16
K	$K = K_s(\ / s)^{[3+(2/)]}$		17
	$= 1/B$		18
砾石影响			
R_v	$R_v = (R_w) / [1 - R_w(1 -)]$		19
B	$B = N(1 - R_v) + (R_v \times 2.65)$		20
PAW_B	$PAW_B = PAW(1 - R_v)$		21
K_b/K_s	$K_b/K_s = [1 - R_w] / [1 - R_w(1 - 3/2)]$		22
盐度影响			
o	$o = 36EC$		23
o	$o = (s /)36EC$		24

表 2 方程中的符号定义

符号	定义
A, B	含水量 - 张力方程 (方程 11) 中的系数
C	粘土含量, % w
DF	密度调整因子 (0.9 ~ 1.3)
EC	饱和土壤电导率, ds/m
FC	田间持水量 (33 kPa), % v
OM	有机质含量, % w
PAW	基质土中植物有效水 (33 ~ 1 500 kPa), % v
PAW _B	全土中植物有效水 (33 ~ 1 500 kPa), % v
S	砂含量, % w
SAT	饱和含水量 (0 kPa), % v
WP	萎蔫点含水量 (1 500 kPa), % v
	在张力为 时的含水量, % v
1500 _r	求 1 500 kPa 时含水量的第 1 个中间结果, % v
1500	1 500 kPa 时含水量, % v
33 _r	求 33 kPa 时含水量的第 1 个中间结果, % v
33	33 kPa 时正常密度土壤含水量, % v
33-DF	33 kPa 时调整密度后的土壤含水量, % v
(s-33) _t	求饱和到 33 kPa 时含水量的第 1 个中间结果, % v
(s-33)	饱和到 33 kPa 时正常密度土壤含水量, % v
	含水量为 时的张力, kPa
e	进气张力, kPa
et	求进气张力的第 1 个中间结果, kPa
K _s	基质土饱和导水率, mm · h ⁻¹
K _b	全土饱和导水率, mm · h ⁻¹
K	不饱和导水率, mm · h ⁻¹
N	平均密度, g · cm ⁻³
B	全土密度 (基质加上砾石), g · cm ⁻³
DF	调整后密度, g · cm ⁻³
	张力-含水量幂函数曲线斜度
	基土密度 / 砾石密度 (2.65) = / 2.65
R _v	砾石体积含量, g · cm ⁻³
R _w	砾石重量含量, g · g ⁻¹
0	饱和时的渗透势, kPa
0	非饱和时的渗透势, kPa
(s-33)DF	饱和到 33 kPa 间调整密度后含水量, % v
s	正常密度土壤饱和含水量, % v
s-DF	调整密度后饱和含水量, % v

s 与 A 层和 B、C 层数据的原始相关性都不好 (R² < 0.25)。这些相关值是在耕作过或压过或多树根和蠕虫的土壤样本上得出的, 这些样本的 s 与质地、有机质因素的相关性不强 (Rawls, 1983;

Grossman 等, 2001)。从图 1c 中可以看出, s-33 (R² = 0.36) 的关系要略好于 s, 所以 s 方程就用 s-33 组合建立, 加上一个小的砂度 s 调整 (方程 5)。这个调整值由误差分析得出。

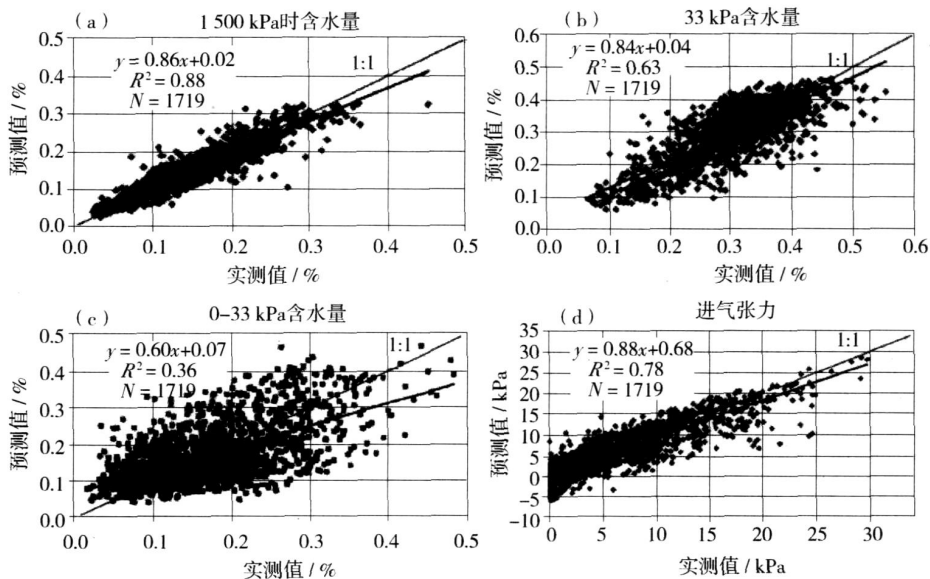


图 1 实测的 1500、33、(s-33)、e 值与用方程 1-4 预测的值对比

普通土壤 (平均) 密度 (ρ_b) 可以在假设土壤颗粒密度为 $2.65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 的情况下由估算的 s 计算出来 (方程 6)。用一个范围在 0.9 ~ 1.3 之间的密度调整因子来调整估算值, 得到 $\rho_b \cdot DF$ 及 $(s - 33)DF$ (方程 7 - 10), 从而适应土壤结构、管理的本地变化。

为了形成一个针对各张力段的全范围计算方案, 含水量—张力关系分 3 个张力段: 1500 ~ 33, 33 ~ e_s , e_s ~ 0 kPa 给出。1500 ~ 33 kPa 范围用带 A、B 参数的指数方程 (方程 11) 估算, 其中 A、B 由估算的 $s_{33-1500}$ 的对数形式建立 (方程 14 - 15)。基于在低张力段指数形式缺乏代表性而线性关系在大多数应用中可接受的经验, 假设在范围段 33 ~ e_s kPa 是线性关系 (方程 12)。 e_s ~ 0 kPa 范围内看做常数 s_s (方程 13)。用方程 11 - 15 计算的含水量张力关系如图 2 所示。饱和导水率 (K_s)、非饱和导水率 (K) 方程借鉴于 Rawls 等 (1998) 和 Campbell (1974) 的方程。 K_s 方程的形式受 Kozeny - Caman (Caman, 1956) 和 Ahuja 等 (1984) 启发, 在导水性特别好的大孔隙低张力状态下, 它们是含水率的幂函数, 其中 (方程 18) 是张力含水量幂函数曲线斜率 B (方程 15) 的倒数。

当土壤水比饱和含水量小时, 有关文献给出了几个 K 的计算方程 (Brooks 和 Corey, 1964; Campbell, 1974; Van Genuchten, 1980)。我们选择了比较简单的 Campbell (1974) 发表的方程, 该方程不需要估算残留水分。由方程 16 - 18 表示的含水量—导水率关系如图 3 所示。

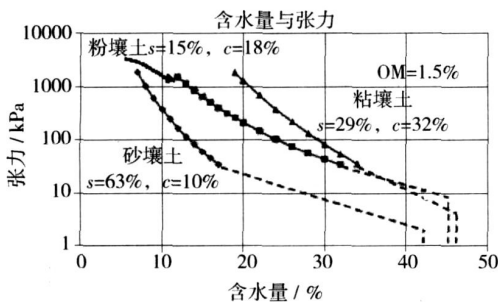


图 2 由方程 11 - 15 估算的含水量与张力关系示例

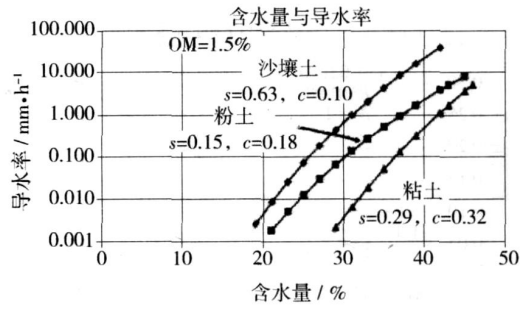


图 3 由方程 16 - 18 估算的含水量与导水率关系示例

砾石含量可以用它占全土的质量百分比或体积百分比来表示。他们之间可以通过方程 19 互相转换。含砾石土壤的水分特征可以由方程 1 - 18 基质土的结果来估算, 其结果再用砾石含量来修正。全土的密度 ρ_b 和全土中的植物有效水量用方程 20 - 21 调整。

参考热传导方程来估算导水率由于含砾石而减少的情况。这个方程中不传导部分被随机放置于传导媒介中, 所以对在基质土壤中的砾石或石头作类似假设, 假设水仅在基质土中流动 (Peck 和 Watson, 1979; Flint 和 Childs, 1984; Brakensiek 等, 1984, 1986)。全土饱和导水率 K_b 与基质土饱和导水率 K_s 的比率由方程 22 表示。这种假设没有考虑砾石性土壤中常有的大孔隙情况, 但是这种效应能够由密度的减少 ($DF < 1.0$) 所反映, 密度的减少反映出孔隙度增加, 导水率增加。

盐度通过饱和溶液的电导率测得。渗透效果由方程 23 (Tanji, 1990) 表示。虽然渗透过程可能会由于形成沉淀物而改变其进程, 但当土壤水因为蒸散而从饱和状态减少时, 保持电导率测量手段不变, 化学物质质量通常接近于一个常数, 浓度和渗透势线性增加。非饱和土壤的渗透势由方程 24 给出。

3 预测检验

通过几组平均质地数据的比较来检验含水量预测方程。USDA B - C 层数据的一个 2 000 个样本量的子集与相关的 A 层数据一起提供了 USDA 土壤质地类型的平均值, 用平均值数据与通过相关方程 (方程 1 - 6) 计算出的值进行比较。B - C 层平均有机质含量是 0.6%, A 层为 2.8%。平均 s_{1500} 的预测值与实测值很接近 (图 4a), s_{33} 有一些轻微的偏差 (图 4b), 正如所预计的那样, 饱和含水量 s_s 的精度最差 (图 4c), 相关性最差 (方程 5), 但在许多应用中还是有价值的。

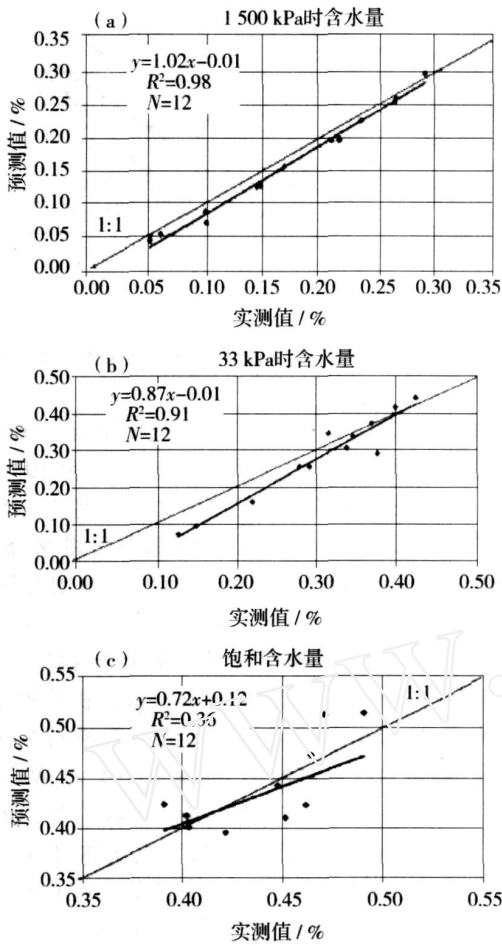


图 4 B-C层各质地等级的平均 $_{1500、33、s}$ 测量值与用方程 1-6 得出的估算值对比

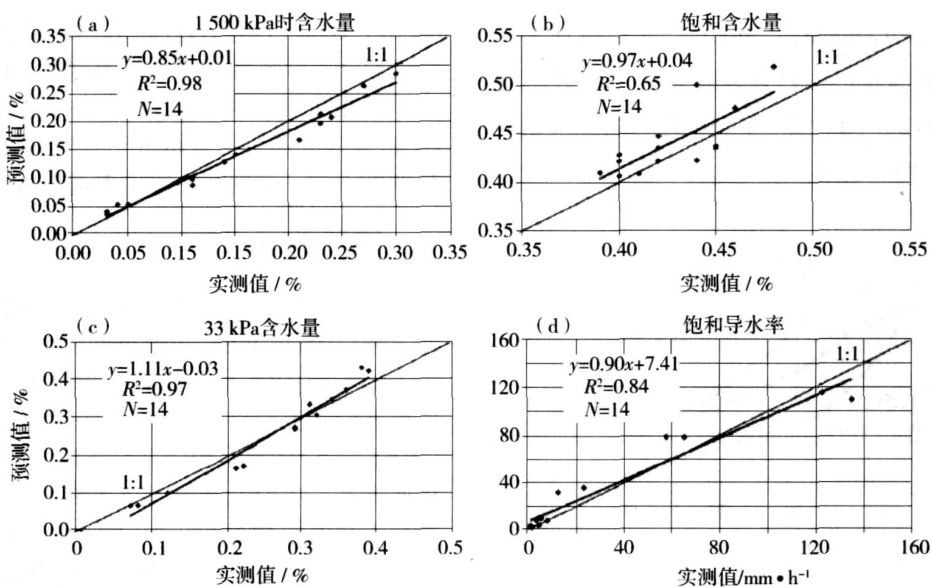


图 5 Rawls等 (1998)发表的各质地平均 $_{1500、33、s}$ 与用表 1 中方程估算的值对比

Rawls等 (1998)在全部质地范围内作了独立的比较,其数据如图 5 所示。在 3 个张力状态下估算的含水量值均与报告资料吻合 (图 5a, b, c),导水率值也很吻合 (图 5d)。这在一定程度上是由于两者使用了类似的含水量估算和相同的导水率方程。

Saxton等 (1986)发表的预测方程是建立在 Rawls等 (1982)归纳的平均质地分级数据之上,该数据是另一个独立的数据集。与 Saxton等 (1986)的方程相比,表 1 中的方程提供了类似的 $_{1500、33}$ 值,但后者是具备了更多因素的更广泛、更可靠的数据。2种方法计算的 $_{s、K_s}$ (图 6c, d)差异显示了表 1 中方程对 Saxton等 1986年的方程的改进。Saxton等 1986年的方程是从最少数据的分析中得出的。所以,表 1 中的方程较 Saxton等 (1986)的方程无论是对张力还是导水率都具有不同程度的改善。

Gijsman等 (2002)对 3种主要的土壤质地 3 种张力状态下的田间测量数据与 7种常用估算方法的估算结果进行了比较。结果表明, Saxton等 (1986)的方法的均方差最小,为 0.009;其它的均方差平均为 0.025。所以,表 1 的方程既包含了有机质、密度、砾石、盐度的影响,也提供了比 Saxton等 (1986)的方程更好的结果。

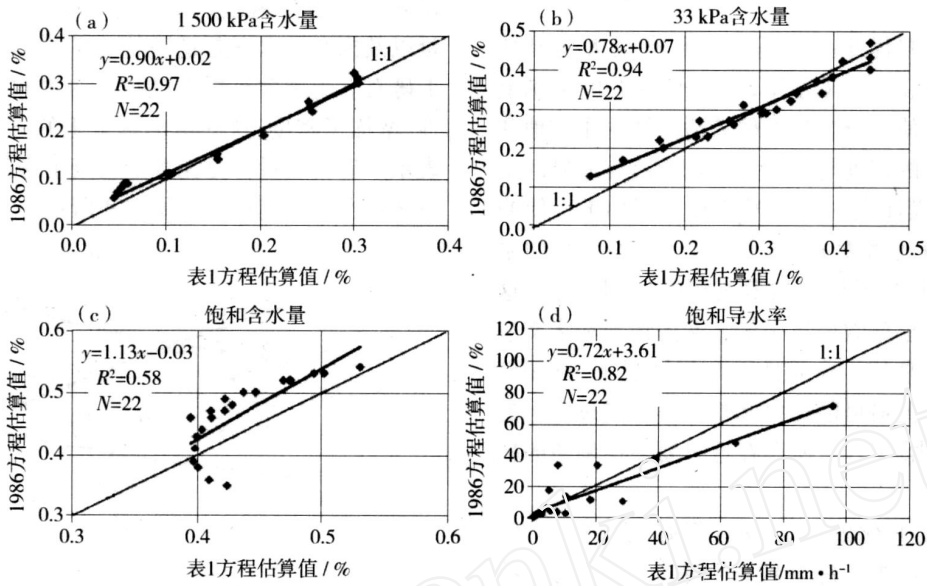


图 6 Saxton 等 (1986) 发表的各质地平均 1500 kPa 、 33 kPa 、 s_s 、 K_s 与用表 1 中方程估算的值对比

4 影响因素

土壤质地是土壤水分特征的主要影响因素已经成为共识。然而,另外 4 个有重要影响的因素(有机质、密度、砾石度、盐度)也应包含在全面的估算方法中。有机质包含在回归方程中,它的影响通过方程 1 - 6 直接体现出来。土壤密度很大程度上反映了土壤的结构和大孔隙分布,所以对饱和含水量和导水率有特别大的影响。含有尺寸 $> 2\text{ mm}$ 颗粒的土壤失去了部分持水和导水能力。含盐土壤有一个附加的渗透势阻止植物吸收水分。

4.1 有机质

因为有机质可很大程度地影响土壤的团聚性及与之关联的孔隙分布 (Hudson, 1994),所以有机质

的增加,通常使土壤持水和导水能力增加。有机质的作用在方程 1 - 6 中作为一个有关变量体现出来。这些方程不能在有机质质量百分比超过 8% 时使用,因为这样的样本从分析数据中剔除了。

含水量在高张力,例如 1500 kPa 时,很大程度上由质地决定,所以这时土壤的团聚性和有机质的影响最小。有机质改变的作用在含水量较高时随质地的变化而变化,尤其是粘土。所以在高含水量时质地掩盖了有机质增加的效果。Rawls 等 (2003) 给出了类似的结果。有机质在粉壤土中对含水量—张力、含水量—导水率关系的影响如图 7 所示。有机质对 K_s 、 K 的影响可以轻易地从其对 s_s 的改变 (方程 16 - 17) 中得出。

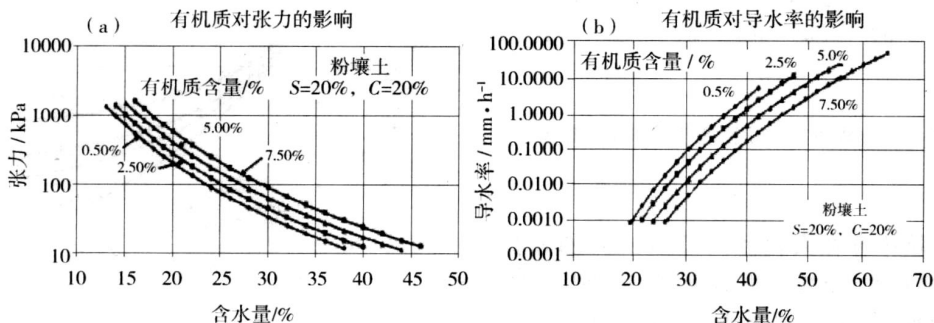


图 7 根据表 1 中方程得出的有机质变化对含水量—张力和含水量—导水率关系的影响

4.2 密度

ρ_s 和 ρ_N (方程 5 - 6)是在对具有很大变异性 (图 1b, c)的 ρ_{33} 、 ρ_{s-33} (方程 2 - 3)作回归的基础上估算的。为了使水分含量的估算适应那些用质地和有机质估算出的密度与数据集平均密度有差异的土壤,给估算过程加上一个密度调整因子 (DF),使明显偏离平均值的密度 ρ_N 乘上一个 0.9 ~ 1.3 的系数,从而减少其与平均值的偏离程度 (方程 7)。这个调整幅度是根据数据集中最普遍的情况和水文应用经验确定出来的。在质地极端值情况下,例如砂子、粘土,密度值最可能需要调整。但调整过大可能会使方程 10 出现负值,所以在这时要限定调整的幅度。

ρ_{33} 随密度变化的规律没有很好的文献参考。一些猜测是孔隙被压缩导致含水量减少,但另一些观点认为更大的孔隙被压缩到 ρ_{33} 状态下而导致持水量增加。通过 USDA 的 A 层数据质地分类,将样本分成低、高、正常 3 类密度,并纠正每一组中的有机质变异情况,确定出由于密度变化而造成的相对变化比率: ρ_{33} / ρ_s 。当变化较大时,有这样一个趋势,即当密度增加时 ρ_{33} 略微减少, ρ_s 减少 (方程 9)。

当密度调整后, ρ_s 、 ρ_{33} 、 ρ_N 值就改变了,从而导致 K_s 、 K 的改变 (方程 16 - 17)。图 8 显示了土壤中估算的 K_s 、 K 值由于 DF 值不同的变化情况,DF 从 0.9 变到 1.2 (即 -10% 变到 +20%) 代表土壤从比平均值更疏松变到更密实。

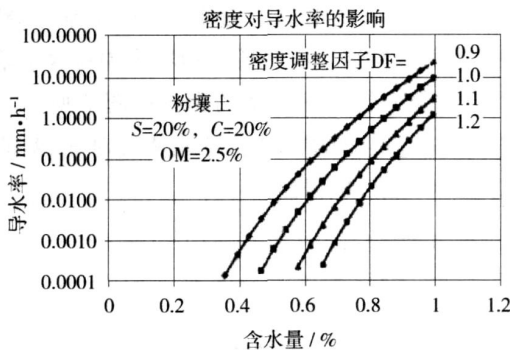


图 8 根据表 1 中方程得出的密度变化导水率的影响

4.3 砾石

在农业土壤中存在大直径 (> 2.0 mm) 的砾石颗粒和小石头减少了土壤基质含量,而土壤基质能够储藏和传导水分。优良基质土壤中包含砾石颗粒的水分特征可以由方程 1 - 18 来估算。全土中砾石含量可以由质量或体积比率表示,而且两者之间可

以通过方程 19 互换。全土的密度、植物有效水的含量以及饱和导水率是这块土的性质,即基质土加上砾石。土壤含有砾石减少了有效水,减弱了导水性,增加了密度,这些由估算全土的方程 19 - 22 所表示。砾石质量百分比含量与全土密度、导水率、砾石体积含量之间的关系如图 9 所示。

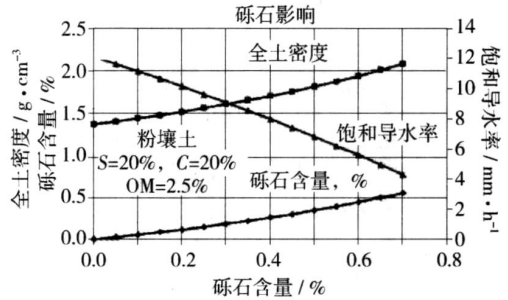


图 9 砾石重量含量与砾石体积含量、全土密度、饱和导水率之间的关系

4.4 盐度

土壤中盐分造成了土壤水以一定浓度容纳可溶性盐的环境条件,这个环境增加了土壤溶液的渗透势和特别的毒性。这些可溶的盐可能是从初始的土壤中来,也可能是由于灌溉水累积而来。盐通过增加水势而大大影响植物的吸水能力,它也通过化学作用诱发土壤结构、团聚性的改变,从而影响水文过程。

在各水分水平上,渗透势加上基质势增加了植物吸水所要的总能量,且通过增加其水分获得的难度来减少植物有效水 (Tanji, 1990)。其次,对于矿物营养离子、毒性的影响也造成了植物抗逆能力超出正常水势环境。应用方程 24 演示了盐度对基质势加上渗透势的影响,如图 10 所示。

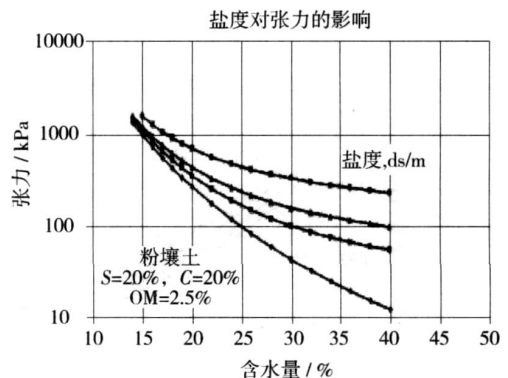


图 10 根据表 1 中方程得出的各盐度水平上基质势加渗透势对含水量的影响

5 水文应用

按序求解导出的方程 1 - 24,用最少的输入值:砂度、质地、有机质估算出应用于许多普通水文和水管理问题的土壤水分特征。含水量—张力、含水量—导水率的关系用一些方程和参数进行估算,可以得出几个标准的值,如萎蔫点 (WP)、田间持水量 (FC)、饱和含水量 (SAT)、基质土植物有效水 (PAW)、全土植物有效水 (PAW_B)、土密度 (ρ_s),以及饱和导水率 (K_s)。平均质地和有机质资料可以由 Rawls 等的文献 (1998) 或本地文献中获得,这将为水文问题提供有用的解决办法。更多的专门输入值可在 USDA/NRCS 及 USDA 的附属部门出版的土壤系列说明和分析中获得。如果没有出版的输入数据,但又相信这些数据是必须的,那么也许需要有经验的土壤学家对质地和有机质作一个可靠的判断,或在主要的层上对土壤剖面取样作实验分析。土壤测定要求用比重计或吸管根据沉降过程用偏磷酸钠等化学物质来抗土壤颗粒絮凝 (USDA - SCS, 1982)。机械栅格能够分出砂的成分 (直径 > 50 mm),但不能分出粉土和粘土成分。全土密度比较容易测得,拿一块已知体积、孔隙相对未受扰动的土壤,用烘箱在 105 (华氏 220 °F) 下烘干,再称这块土烘干后剩下的重量,由重量与体积之比就可算出。方程 19 - 24 中的砾石度和盐度因子需要另外的测定。

这些推导出的方程被编写成图像化的计算机程

序,以便更方便地计算土壤的含水量和土壤水分运动特征。质地从质地三角中选择,用滑块调整有机质含量、盐含量、砾石含量、密度。当输入值变化时,计算结果就在文本框内和含水量—张力、含水量—导水率图上动态地显示出来。这就在一个宽广的变量范围内提供了快速可视的含水量、导水率特征显示。

在 SPAW 水文模型 (Saxton 和 Willey, 2006) 中,这些推导出的方程也被程序化用来估算水分特征以替换 Saxton 等 (1986) 的方程。为了方便对比, Saxton 等 (1986) 的方程和表 1 中的那些方程在 SPAW 模型中是可选择的,并且图像化,该模型在 <http://hydrolab.arsusda.gov/soilwater/index.htm> 网页上。用该程序质地三角计算水分特征的例子如表 3 所示。考虑到表 1 中推导出的方程是建立在最少变量和统计平均值的基础之上,方程解会与特定田间或实验室的数据有些差异。如果有奇异数据存在,就要通过在适当限度内谨慎地调整输入值来纠正模型结果而得出相似的水分特征。根据图 1 的回归误差,微调粘土质地值通常会使得萎蔫点值 (WP) 一致,而有机质和砾石值效果很小。调节粘土质地 C 和有机质 OM,田间持水量 FC 变化很敏感。密度因子 DF 微小的变化将极大地影响 ρ_s 、K_s。模型的估算值与测量值的接近程度是变化的,所以使用者必须评估那些应用中最重要因子,并且相应地调整模型的输入值。

表 3 不同质地土壤特征值估算 (OM = 2.5%), 无盐度、砾石含量、密度调整

质地类别	砂	粘土	田间持水量		饱和状态	植物有效含水量	饱和导水率	基质土密度
			1500 kPa	33 kPa				
	% w		% v			mm · h ⁻¹	g · cm ⁻³	
砂土	88	5	5	10	46	5	108.1	1.43
壤砂土	80	5	5	12	46	7	96.7	1.43
砂壤土	65	10	8	18	45	10	50.3	1.46
壤土	40	20	14	28	46	14	15.5	1.43
粉壤土	20	15	11	31	48	20	16.1	1.38
粉土	10	5	6	30	48	25	22.0	1.38
砂质粘壤土	60	25	17	27	43	10	11.3	1.50
粘壤土	30	35	22	36	48	14	4.3	1.39
粉质粘壤土	10	35	22	38	51	17	5.7	1.30
粉粘土	10	45	27	41	52	14	3.7	1.26
砂粘土	50	40	25	36	44	11	1.4	1.47
粘土	25	50	30	42	50	12	1.1	1.33

6 小 结

用 USDA 现在的土壤数据提供的大量的实测土壤属性进行统计分析,基于普通的可获得的土壤质地、有机质因子推导出土壤水分张力在 0、33、1 500 kPa 及进气张力时的预测方程。这些方程由导水率方程及密度、砾石、盐度作用方程等组成,提供了一个对广泛的土壤水文问题都很有用的水分特征模型。实验室数据的统计分析只是接近于一些特定的土壤类型和土壤特征,所以,如果有本地的数据就应该通

过在一定限度内调整输入的参数来纠正预测结果。

一个能方便地提供方程结果的图像化程序已经开发出来,并可在网页: <http://hydrolab.arsusda.gov/soilwater/Index.htm> 上使用。该预测系统使我们能够更加容易地将大量土壤特征数据集成到水文、水管理分析和决策中去。

致谢及参考文献略。

译自 Soil Science Society of America Journal, 2006年 8月, 70: 1569 - 1578

欢迎订阅 2008年《干旱气象》

《干旱气象》是中国气象局兰州干旱气象研究所、中国气象学会干旱气象学委员会主办的专业学术期刊,国内外公开发刊。《干旱气象》辟有研究论文、短论、应用技术报告、研究综述和学术争鸣等栏目,主要刊登有关干旱气象的最新研究成果、发展动向和趋势;气象科学各学科具有创造性的论文;有推广价值的技术经验;有关国内外气象科技的新理论、新技术、新方法等方面的短论和研究综述。《干旱气象》已被《中国期刊网》、《中国学术期刊(光盘版 CAJ - CD)》、万方数据—数字化期刊群、中国核心期刊(遴选)数据库全文收录。

《干旱气象》内容丰富、信息量大、研读性强,适合广大气象科研业务工作者、各相关专业技术人员、大专院校师生阅读。

《干旱气象》为季刊,2008年正刊 4期,每期定价 16元,全年 64元。欢迎广大读者订阅,并可以随时邮局款汇购买,款到开正式发票。

编辑部地址:甘肃省兰州市东岗东路 2070号 中国气象局兰州干旱气象研究所
《干旱气象》编辑部

邮政编码: 730020

联系电话: 0931 - 4670216 - 2270

电子信箱: gsqx@chinajournal.net.cn

银行汇款: 兰州市工商银行拱星墩分理处

户 名: 中国气象局兰州干旱气象研究所

帐 号: 2703001509026401376

邮 汇: 兰州市东岗东路 2070号 中国气象局兰州干旱气象研究所

《干旱气象》编辑部