

灌溉方式对土壤水分运动参数的影响

闫映宇, 林新慧

(新疆水土保持生态环境监测总站, 乌鲁木齐 830000)

摘要:通过实测和拟合的方法研究了不同灌溉方式对土壤饱和导水率及非饱和土壤水分运动参数的影响。结果表明:膜下滴灌明显改善了土壤导水性能, 0–10 cm 各土层土壤饱和导水率明显高于地面漫灌, 并且两种灌溉方式下土壤饱和导水率都高于裸盐地; 不同灌溉方式下, 相同含水率所对应的非饱和导水率及非饱和扩散率均不同, 0–100 cm 各土层都表现为膜下滴灌 > 地面漫灌 > 裸盐地。膜下滴灌对土壤水分运动参数的影响, 并不是由土壤质地、容重、温度、盐分等因素作用而引起, 可能是由于膜下滴灌改变了土壤的团粒结构或土壤中盐分的离子组成而造成的。

关键词:膜下滴灌; 地面漫灌; 水分特征曲线; 土壤导水率; 土壤水分扩散率; 比水容量

中图分类号: S152.7+2; S275

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2011)04-0160-06

Effects of Irrigation Modes on Soil Hydraulic Properties

YAN Ying-yu, LIN Xin-hui

(General Station of Soil and Water Conservation and Eco-environmental Monitoring of Xinjiang, Urumqi 830000, China)

Abstract: Effects of different irrigation modes on soil saturated hydraulic conductivity were investigated by the method of measuring and fitting. The results show that, by drip irrigation under mulch, soil water conductivity was improved significantly, soil saturated hydraulic conductivity in the soil layer (0–100 cm) was much better than that by ground flood irrigation, and also better than that of bare and saline land. Under different irrigation modes, unsaturated hydraulic conductivity and unsaturated diffusivity of the soil layer (0–100 cm) were in the order of drip irrigation under mulch > ground flood irrigation > bare and saline land. Under drip irrigation under mulch, soil hydraulic properties may be influenced by the improvement of soil aggregate structure or the change of chemical composition of soil, rather than by soil texture, soil bulk density, and soil temperature, soil salt.

Key words: drip irrigation under mulched; ground irrigation; water retention curve; soil hydraulic conductivity; soil water diffusivity; specific water capacity

针对灌区面临的水资源供需矛盾突出、土壤次生盐渍化等生态环境问题严重的现状。近年来新疆加大了膜下滴灌高效节水技术推广力度, 至2006年仅新疆兵团已推广膜下滴灌40万 hm^2 以上, 对绿洲灌区土壤水分运动过程及水分利用方式产生了深刻的影响。但由于滴灌一般不产生深层渗透, 难以利用灌溉水淋洗盐分, 盐分仅在土层中转移而无法消除, 使新疆土壤的盐渍化呈现出新的问题和特征^[1-3]。因此为了维持水盐平衡, 灌溉水的合理分配十分重要, 而研究土壤水分运动过程, 对灌溉水的合理分配及淋盐水量的确定具有重要意义。对其参数的研究, 有助于

从机理上解释土壤水分的运动特性, 从而为淋盐水量量化研究及水资源合理分配奠定基础。

已有的研究表明, 饱和导水率(K_s)受土壤水分特性、质地、土壤结构、土壤中阳离子组成与含量、土温、有机质含量、土地利用方式等众多因素的影响, 一般而言, 土壤质地越粗, K_s 值越大; 有良好结构体的土壤的 K_s 值比无结构体的高; 土壤中一价阳离子的存在会减弱土壤的导水性能; K_s 值随着土温的升高而增大; 有机质含量越高, K_s 值越大。此外, 土地利用方式对 K_s 值的影响主要是通过对土壤有机质、土壤结构和容重等因素的不同作用引起^[5-7]。土壤容重

收稿日期: 2011-01-13

修回日期: 2011-02-28

资助项目: 948项目“新疆风水复合侵蚀监测系统引进”(201037)

作者简介: 闫映宇(1982-), 男, 甘肃省通渭县人, 硕士, 工程师, 主要从事水土保持研究。E-mail: yyy_2009@126.com

通信作者: 林新慧(1960-), 女, 新疆人, 调研员, 主要从事水土保持监测管理工作。E-mail: 995390537@qq.com

是影响饱和导水率的最主要因素, 饱和导水率随着容重的增加呈现幂函数形式递减^[8]。而其它如有机质含量和黏粒含量等因素也有着一定的影响^[9]。土壤质地、土壤盐分、密度、孔隙度以及有机质含量均对非饱和导水率有很大的影响^[10]。本文旨在通过田间实测与软件拟合相结合的方法研究灌溉方式的改变对其土壤水分运动参数的影响, 为确定合理的灌溉参数及淋洗盐分提供参考。

1 材料与方法

1.1 试验区概况

研究工作在阿克苏 8 团进行。研究区气候属于暖温带干旱气候, 年平均气温 11.2℃, 与同纬度地区相比, 夏季温度偏高、冬季温度偏低、春秋季节气温变化剧烈。年降水量 45.7 mm, 年水面蒸发量 2 500 mm, 无霜期 207 d, 全年日照 2 940 h, 年太阳辐射总

量为 6 000 MJ/m²。

1.2 研究方法

试验区土壤为粉砂质壤土, 基本性质见表 1。选择长期采用膜下滴灌、地面漫灌的试验小区, 以及由于盐渍化而无法生长作物的裸地(裸盐地)作为研究对象, 每小区挖 5 个 1 m 的土壤剖面, 在 0– 10, 10– 20, 20– 30, 30– 40, 40– 60, 60– 80, 80– 100 cm 7 个土层用体积为 100 cm³ 的环刀取原状土测定饱和导水率及容重, 取其平均值, 并分层取土样测定土壤粒级, 同时用张力计测定土壤吸力, 用中子仪结合烘干法测定对应吸力的含水量。选择 Van Genuchten 水分特征曲线模型, 采用 Sigmaplot 10.0 软件对实测土壤吸力与对应含水量拟合得到土壤水分特征曲线。用水分特征曲线推求比水容量, 采用 Mualem 提出的非饱和土壤导水率公式, 推算非饱和土壤导水率、非饱和水分扩散率公式。

表 1 供试土壤基本性质

土壤深度/ cm	颗粒组成/ %			土壤质地	土壤容重/ (g · cm ⁻³)		
	砂粒	粉粒	黏粒		膜下滴灌	地面漫灌	裸盐地
0– 10	14.05	79.11	6.84	粉砂壤土	1.42	1.27	1.61
10– 20	5.24	83.63	11.12	粉砂壤土	1.49	1.40	1.55
20– 30	2.18	85.92	11.90	粉砂壤土	1.54	1.44	1.63
30– 40	2.38	85.76	11.86	粉砂壤土	1.43	1.51	1.53
40– 60	0.71	85.69	13.60	粉砂壤土	1.40	1.32	1.53
60– 80	5.78	84.38	9.84	粉砂土	1.54	1.46	1.56
80– 100	25.66	68.40	5.95	粉砂壤土	1.47	1.39	1.66

1.3 测定方法

1.3.1 饱和导水率(K_s) 饱和导水率测定采用环刀法^[13]。测定饱和导水率的同时采用环刀法测定土壤容重。

1.3.2 水分特征曲线 在田间测定时, 由于棉花生育期灌水使土壤含水量普遍较高, 加之全剖面土壤含水量的变化有限, 因此现场测定无法取得低含水量的吸力值。为弥补这一不足, 本研究采用田间测定与室内测定相结合的方法, 以取得合理的土壤水分特征曲线^[14]。

在田间测定中, 埋设 50 cm 深度的负压计, 并在附近埋中子管用中子仪测定土壤水分含量, 用烘干法对中子仪进行标定。布置好中子管后, 浇水至饱和(此时负压计读数为 0), 然后根据负压计读数的变化测定不同读数下的土壤体积含水量, 可获得土壤脱湿过程的特征曲线。由于本地区降水少, 蒸发强烈, 灌水时间较短, 田间土壤变化主要是脱湿过程, 所以本研究只测定脱湿曲线。

在室内测定中, 用直径 30 cm, 高 50 cm 的 PVC 管取原状土柱, 在土柱中间埋设负压计, 浇水至饱和, 然后根据负压计读数变化, 用土钻取土, 用烘干法测

定负压计读数对应的土壤含水量。室内测定所获得的同样是脱湿曲线。最后将所测得的负压计读数和土壤体积含水量进行拟合就可以得到水分特征曲线。

1.3.3 土壤粒级 将土样风干过 2 mm 筛, 用 Mastersizer 2000 分析土壤粒级, 质地划分采用美国农业部制。

2 结果与分析

2.1 土壤水分特征曲线

大量的研究表明, 幂函数是描述土壤水分持水特征最普遍的模型^[15]。在已经建立的众多数学模型中, Van Genuchten 模型具有连续性, 适用土壤质地范围比较宽, 参数也具有一定的物理意义, 以其与实测数据拟合程度好而得到广泛的应用, 而运用该模型的关键是如何获得其中的 4 个参数。在国内, 参数求解方法较多, 邵明安等^[16-17]基于一维土壤水分运动的 Richards 方程推求土壤 Van Genuchten 模型参数的简单入渗法; 王金生等^[18]将最小二乘法和非线性单纯形法相结合拟合了 Van Genuchten 模型参数, 魏义长等^[19]运用 Matlab 编程软件对辽西淋溶褐土 Van Genuchten 模型的参数进行了推导估算, 而刘贤赵

等^[20]采用 dps 数据处理系统求解参数弥补了上述方法耗时、费力和利用效率低等问题。本文采用 Sigmaplot 10.0 软件求解参数,取得很好的效果,为土壤水分特征曲线 Van Genuchten 模型求参提供了一种新方法。Sigmaplot 10.0 具有比 dps 更强大的制图功能,因此用 Sigmaplot 10.0 求解参数效果更好。

Van Genuchten 提出的土壤水分特征曲线公式为

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \tag{1}$$

式中: S_e ——土壤水分有效饱和度; θ ——土壤含水率 (cm^3/cm^3); θ_r ——残余含水率 (cm^3/cm^3); θ_s ——饱和含水率 (cm^3/cm^3); α ——经验常数 (Pa^{-1}), 它的倒数被认为是进气压力; h ——土壤吸力 (Pa); m 和 n 是经验常数, 它可以改变土壤水分特征曲线的形状, 又称为形状系数, 本文取 $m = 1 - 1/n$ 。

本文根据田间及室内实测获得土壤不同含水率及对应的吸力。根据 Van Genuchten 提出的土壤水分特征曲线公式(1)和实测含水率-吸力数据系列, 用 Sigmaplot 10.0 求得该公式中的参数为: $\theta_s = 0.4856 (\text{cm}^3/\text{cm}^3)$, $\theta_r = 0.0356$, $\alpha = 0.0008$, $n = 1.1857$, $m = 0.1566$ 。拟合曲线如图 1 所示。

2.2 Van Genuchten 模型参数显著性检验

模型的求参效果需要对得到的回归方程进行显著性检验, 本文选用比较适合于非线性模型的方差分析和残差分析进行检验。

由土壤水吸力和土壤水分含量实测数据, 通过

表 3 Van Genuchten 模型残差分析

土壤水吸力/ Pa	土壤体积含水率/($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)		残差 ($\theta_m - \theta_c$)	残差平方 ($\theta_m - \theta_c$) ²	相对误差/ %
	实测值 θ_m	计算值 θ_c			
0	0.4858	0.4856	0.0002	4.00E-08	0.041
9804	0.3375	0.341893	- 0.0044	1.90E-05	1.290
24510	0.3055	0.296346	0.0092	8.45E-05	3.009
36765	0.2744	0.277881	- 0.0034	1.18E-05	1.252
58824	0.2705	0.257918	0.0126	1.59E-04	4.656
66176	0.2556	0.253158	0.0025	6.19E-06	0.973
73529	0.2510	0.24898	0.0021	4.21E-06	0.817
82353	0.2394	0.244572	- 0.0052	2.69E-05	2.167

注: 相对误差= $(\theta_m - \theta_c)/\theta_m \times 100$

2.3 土壤比水容量

土壤比水容量是单位土壤压力水头的变化引起的土壤含水率变化量, 它是水分特征曲线的斜率可表达为

$$C = - \frac{d\theta}{dh} \tag{2}$$

式中: C ——土壤比水容量 (Pa^{-1}), 根据 Van Genuchten 提出土壤水分特征曲线方程式(1), 等式两边对

Sigmaplot 10.0 拟合得到了 Van Genuchten 土壤水分特征曲线模型中的 4 个参数值。用 Sigmaplot 10.0 对所得模型进行了方差分析(表 2), F 值等于 681.077 9, 显著水平 $P = 0.0001$, 达极显著水平, 决定系数为 $R^2 = 0.9898$ 。可见用 Van Genuchten 提出的公式, 通过 Sigmaplot 10.0 拟合的土壤水分特征曲线, 效果较好。

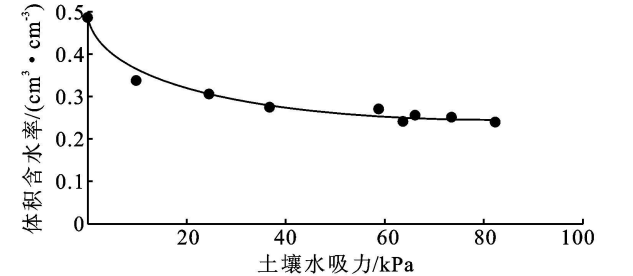


图 1 土壤水分特征曲线

表 2 Van Genuchten 模型方差分析

方差来源	自由度	平方和	均方	F	显著水平 P
回归变异	1	0.0483	0.04830	681.0779	< 0.0001
剩余变异	7	0.0005	0.00007		
总变异	8	0.0488	0.00610		

由表 3 可以看出, 残差平方和非常小, 为 3.11E-04, 计算值与实测值非常接近。相对误差在 0.041% ~ 4.656% 之间, 都在 5% 以内, 这与方差分析所得结果一致, 表明采用 Sigmaplot 10.0 求解土壤水分特征曲线参数是合理可靠的。本文通过实测资料用 Sigmaplot 10.0 拟合的 Van Genuchten 土壤水分特征曲线准确可靠, 有较高的应用价值。

h 求导, 整理后可以得到。

$$C(\theta) = \alpha m n (\theta_s - \theta_r) \{ [1 - (\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r})^{1/m}]^m \} (\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r})^{1/m} \tag{3}$$

土壤比水容量与体积含水率关系曲线如图 2 所示。

2.4 灌溉方式对土壤导水率影响

2.4.1 饱和导水率(K_s) 由图 2 可以看出, 膜下滴灌 0-100 cm 各土层土壤饱和导水率都明显高于地

面漫灌, 高于裸盐地, 由此说明采用膜下滴灌明显增加了土壤的饱和导水率。垂直方向, 膜下滴灌与地面漫灌土壤饱和导水率变化基本一致, 在 0- 40 cm 范围内, 随土壤深度的增加饱和导水率逐渐减小(地面漫灌 30 cm 处稍有增加), 60 cm 比其上面层次增加, 80 cm 又减小, 100 cm 有所增加; 而裸盐地除了 30 cm 土层饱和导水率特别小之外, 其他层次饱和导水率都随土壤深度的增加, 逐渐减小。

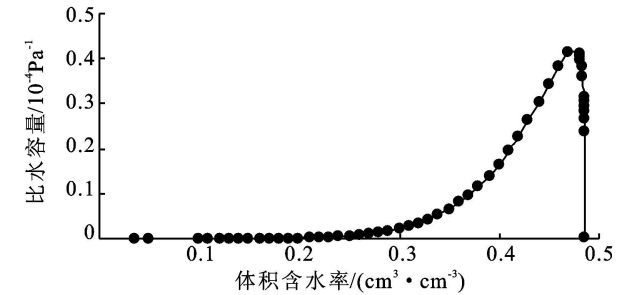


图 2 土壤比水容量与体积含水率关系

2.4.2 非饱和导水率 $K(\theta)$ 非饱和导水率的计算采用 Mualem 提出的简化公式:

$$K(\theta) = K_s \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2 \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \quad (4)$$

式中: $K(\theta)$ ——土壤非饱和导水率 (cm/d); K_s ——土壤饱和导水率 (cm/d); θ ——土壤含水率 (cm³/cm³)

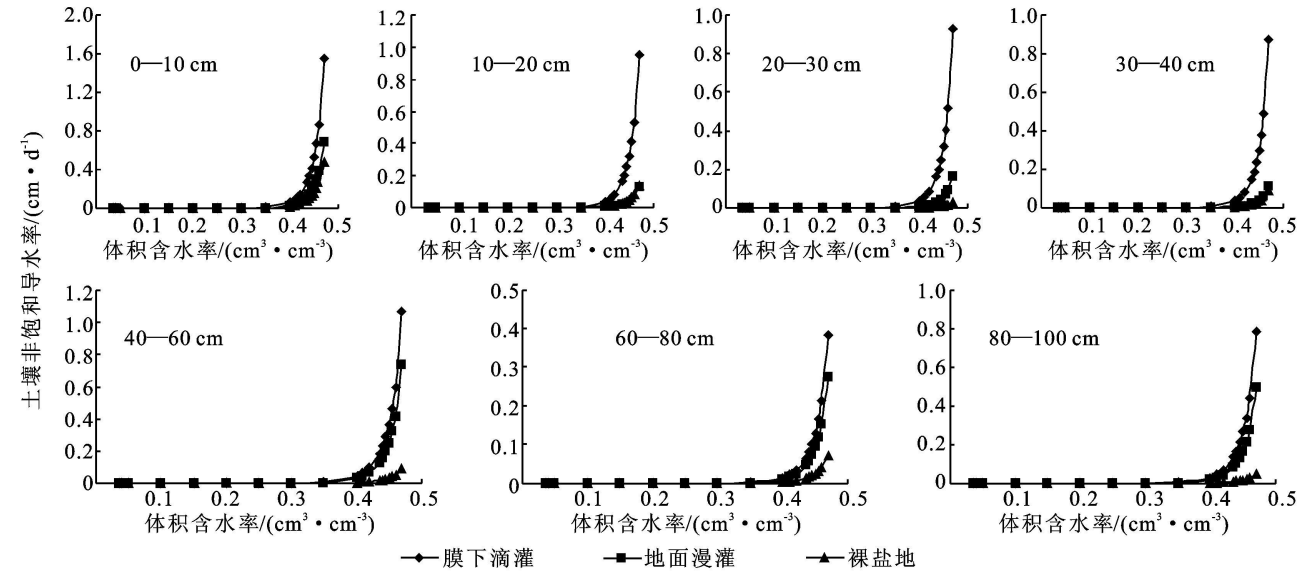


图 4 不同灌溉方式、不同土层非饱和土壤导水率与体积含水率关系

2.5 灌溉方式对非饱和土壤水分扩散率影响

土壤水分扩散率是土壤水动力学中的常用参数, 其表达式为:

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{C(\theta)} \quad (5)$$

由式 (3) 和式 (4) 代入式 (5) 可得到以体积含水率表达的非饱和土壤水分扩散率方程为

cm^3); θ_r ——残余含水率 (cm³/cm³); θ_s ——饱和含水率 (cm³/cm³); m ——经验常数, 它可以改变土壤水分特征曲线的形状, 又称为形状系数, 参数在拟合土壤水分特征曲线时求出, 未知参数仅为 K_s , 由实测获得(图 3), 不同灌溉方式、不同土层其值都不同。

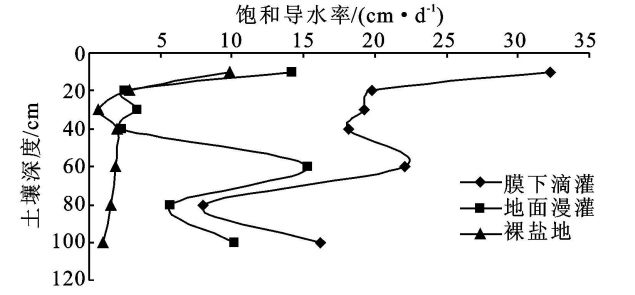
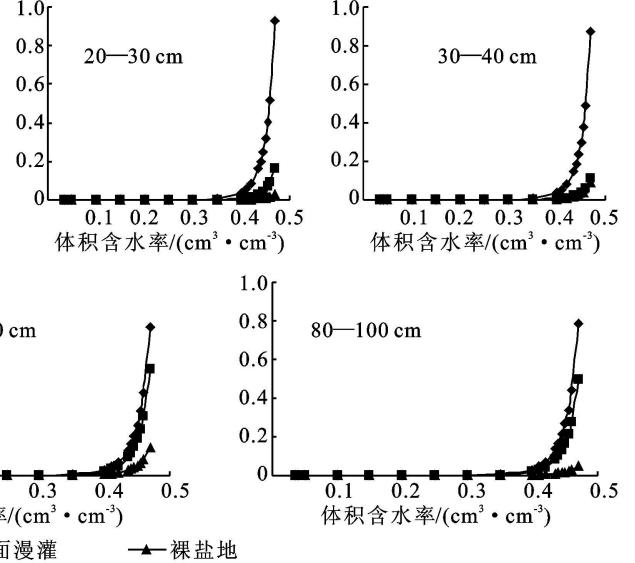


图 3 不同灌溉方式土壤饱和导水率随土层深度的变化

从图 4 可以看出, 随着体积含水率的增加, 非饱和土壤导水率增大, 含水率小于 0.35 阶段, 非饱和导水率很小, 曲线平缓, 当大于 0.35 以后曲线先平缓上升, 而后变得陡直, 尤其是接近饱和时, 曲线变的十分陡直, 微小的体积含水率改变, 都会引起非饱和导水率很大的变化, 当土壤饱和后 $K(\theta)$ 值达到最大, 即为饱和导水率。不同灌溉方式下, 相同含水率所对应的非饱和导水率不同, 0- 100 cm 各土层都表现为膜下滴灌 > 地面漫灌 > 裸盐地。说明膜下滴灌明显增加了土壤非饱和导水率。



$$D(\theta) = \frac{K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2 - 1/m}}{\alpha m n (\theta_s - \theta_r)} \left\{ \left(1 - \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^{1/m} \right)^{-m} + \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m - 2 \right\} \quad (6)$$

式中: $D(\theta)$ ——非饱和土壤水分扩散率 (cm²/d); K_s ——土壤饱和导水率 (cm/d); θ ——土壤含水率

(cm^3/cm^3); θ ——残余含水率(cm^3/cm^3); θ_s ——饱和含水率(cm^3/cm^3); α ——经验常数(Pa^{-1}), 它的倒数被认为是进气压力; m ——经验常数, 参数在拟合土壤水分特征曲线时求出。

从图 5 可以看出, 随着体积含水率的增加, 非饱和和扩散率增大, 含水率小于 $0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 阶段, 非饱和和扩散率很小, 曲线平缓, 当大于 $0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 以后

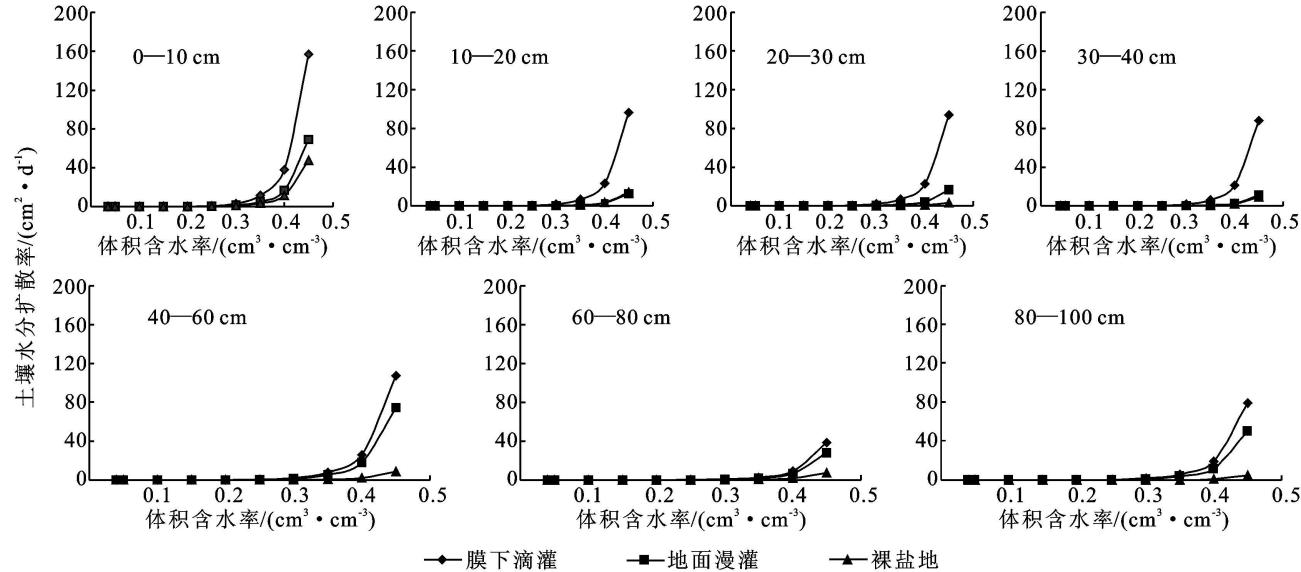


图 5 不同灌溉方式、不同土层非饱和土壤水分扩散率与体积含水率关系

3 讨论

膜下滴灌 0- 100 cm 各土层土壤饱和导水率明显高于地面漫灌, 并且两种灌溉方式下土壤饱和导水率都高于由于盐渍化较重而无法生长作物的裸地(裸盐地)。0- 100 cm 各土层相同含水率所对应的非饱和导水率及非饱和扩散率都表现为膜下滴灌> 地面漫灌> 裸盐地。说明膜下滴灌可以增加土壤饱和导水率、非饱和土壤导水率和非饱和土壤水分扩散率, 改善土壤导水性能。

已有的研究成果表明, 饱和导水率(K_s) 受土壤水分特性、质地、土壤结构、土壤中阳离子组成与含量、土温、有机质含量、土地利用方式等众多因素的影响。土地利用方式对 K_s 值的影响主要是通过对土壤有机质、土壤结构和容重等因素的不同作用引起^[5-7]。饱和导水率随着容重的增加呈现幂函数形式递减^[8]。非饱和土壤水分扩散率受土壤含水率、土壤质地、密度、温度、溶质种类及浓度的影响^[22-24], 土壤非饱和导水率与土壤质地有关, 一般砂性土壤的导水率比黏性土壤的要大^[25]。由于本研究选取土壤有机质含量一致, 颗粒大小较均匀, 以粉砂粒级为主, 从机械分析结果来看, 土壤质地均为粉砂壤土, 可以认为 3 种土壤水分运动参数无质地差异影响。表 1 容重数据显

曲线先平缓上升, 而后变得陡直, 尤其是接近饱和时, 曲线变的十分陡直, 微小的体积含水率改变, 都会引起非饱和和扩散率很大的变化, 当土壤饱和后非饱和扩散率非常大。不同灌溉方式下, 相同含水率所对应的非饱和扩散率不同, 0- 100 cm 各土层都表现为膜下滴灌> 地面漫灌> 裸盐地。说明膜下滴灌明显增加了非饱和土壤水分扩散率。

示各土层容重地面漫灌反而稍大于膜下滴灌, 因此饱和和导水率的差异并非由容重引起。由于所获饱和导水率数据都换算成 10°C 时的值, 因此无温度差异。盐分也是影响土壤饱和导水率的主要因素, 随着盐分含量的降低, 饱和导水率上升^[7]。由于所选膜下滴灌与地面漫灌土壤盐分含量一致, 所以无盐分差异, 而裸盐地饱和导水率如此低可以归因为盐分含量高。综合已有研究成果以及排除了以上影响因素, 由于有研究表明膜下滴灌可以促进土壤团粒结构的形成^[21], 因此可以认为膜下滴灌对土壤水分运动参数的影响, 并非由土壤质地、容重、温度、盐分差异所致, 而是由于膜下滴灌改善了土壤团粒结构或者改变了土壤盐分离子组成进而影响了水分运动参数, 但膜下滴灌通过改善土壤团粒结构而影响水分运动参数的机理需要更深入的研究。

根据 Van Genuchten 提出的土壤水分特征曲线公式(1)和实测含水率- 吸力数据系列, 用 Sigmaplot 10.0 成功地对参数进行了求算。显著性检验表明, 回归结果达极显著水平, 其残差平方和为 $3.11\text{E}-04$, 相对误差范围 $0.041\% \sim 4.656\%$, 为土壤学工作者提供了一条运用数值计算方法的新途径。

参考文献:

[1] 王少丽, 高占义, 郭庭天. 灌区土壤盐渍化发展模拟预测

- 与对策研究[J]. 灌溉排水学报, 2006, 25(1): 71-76.
- [2] 罗廷彬, 任崴, 李彦, 等. 咸水灌溉条件下干旱区盐渍土壤盐分变化研究[J]. 土壤, 2006, 38(2): 166-170.
- [3] 刘春卿, 杨劲松, 陈小兵, 等. 滴灌流量对土壤水盐运移及再分布的作用规律研究[J]. 土壤学报, 2007, 44(6): 1016-1021.
- [4] 曹峰, 徐勋, 何玉梅. 棉田秋冬灌洗盐压碱技术调查[J]. 中国棉花, 2002, 29(5): 31-32.
- [5] 陈效民, 潘根兴, 王德建, 等. 太湖地区农田生态环境中土壤饱和导水率研究[J]. 水土保持通报, 2000, 20(5): 11-12.
- [6] 刘思春, 张一平, 朱建楚, 等. 温度对非饱和水分运动的影响[J]. 西北农林科技大学学报: 自然科学版, 2000, 28(4): 30-33.
- [7] 陈效民, 郭泽圣, 刘兆普, 等. 大丰王港实验站滨海盐渍土饱和导水率的研究[J]. 南京农业大学学报, 1994, 17(4): 134-137.
- [8] 吕殿青, 邵明安, 刘春平. 容重对土壤饱和和水分运动参数的影响[J]. 水土保持学报, 2006, 20(3): 154-157.
- [9] 方堃, 陈效民, 张佳宝, 等. 红壤地区典型农田土壤饱和导水率及其影响因素研究[J]. 灌溉排水学报, 2008, 27(4): 67-69.
- [10] 陈效民, 郭泽圣, 徐中详. 滨海盐渍化土非饱和导水率的研究[J]. 南京农业大学学报, 1995, 18(3): 68-71.
- [11] 邵明安. 非饱和土壤导水参数的推求理论[J]. 中国科学院西北水土保持研究所集刊, 1991, 13: 13-25.
- [12] 胡伟, 邵明安, 王全九, 等. 取样尺寸对土壤饱和导水率测定结果的影响[J]. 土壤学报, 2005, 42(6): 1040-1043.
- [13] 中华人民共和国标准(GB 7838-87). 森林土壤渗透性的测定[S]. 1999.
- [14] 王全九, 王文焰, 沈冰, 等. 田间非饱和土壤水分运动参数测定[J]. 农业工程学报, 1998, 14(2): 149-153.
- [15] 刘建立, 徐绍辉, 刘慧. 估计土壤水分特征曲线的间接方法研究进展[J]. 水利学报, 2004(2): 68-76.
- [16] Shao M A, Robert H. Integral method for estimating soil hydraulic properties [J]. Soil Sci. Soc. Am. J., 1998, 62: 585-592.
- [17] 邵明安, 王全九, Horton R. 推求土壤水分运动参数的简单入渗法: I. 理论分析[J]. 土壤学报, 2000, 37(1): 9-16.
- [18] 王金生, 杨志峰, 陈家军. 包气带土壤水分滞留特征研究[J]. 水利学报, 2000(2): 1-6.
- [19] 魏义长, 刘作新, 康玲玲. 土壤持水曲线 van Genuchten 模型求参的 Matlab 实现[J]. 土壤学报, 2004, 41(3): 380-386.
- [20] 刘贤赵, 李嘉竹, 张振华. 土壤持水曲线 Van Genuchten 模型求参的一种新方法[J]. 土壤学报, 2007, 44(6): 1135-1138.
- [21] Ayars J E, Phene C J, Hutmacher R B, et al. Sub-surface drip irrigation of row crops: a review of 15 years of research at the Water Management Research Laboratory[J]. Agricultural Water Management, 1999, 42(1): 1-27.
- [22] 李映强. 赤红壤非饱和土壤水分扩散率及其影响因素[J]. 华南农业大学学报, 1998, 19(2): 71-75.
- [23] 谢森传, 杨诗秀, 雷志栋. 水平入渗条件下溶质含量对土壤水分运动的影响和土壤水盐运动综合扩散系数 $D_{sh}(\theta)$ 的测定[J]. 灌溉排水, 1989, 8(1): 6-12.
- [24] 张富仓, 张一平, 张君常. 土壤导水参数的温度效应及其数学模式[J]. 水利学报, 1996(12): 8-15.
- [25] 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: 30-34.

(上接第159页)

(3) 根系活力大, 则根系代谢、吸收能力强, 反之则弱, 本实验中 V 号、VI 号、VII 号基质黑麦草根系活力均明显高于其他基质类型, 实验所用的 7 种基质对黑麦草根系活力影响显著; 实验设置的 4 种施肥水平对黑麦草根系活力没有显著影响, 在 A3 施肥水平时, V 号、VI 号和 VII 号基质黑麦草根系活力远远高于其他基质的处理。

综合以上讨论结果可以看出, VII 号基质结合 A3 施肥水平下, 黑麦草生长最好, 为黑麦草的首选基质。

参考文献:

- [1] 鄢燕, 张新全, 张新跃. 黑麦草种子生产研究现状及发展

对策[J]. 草业科学, 2003, 20(2): 16-19.

- [2] 徐卫红, 熊治庭, 李文一, 等. 4 品种黑麦草对重金属 Zn 的耐受性及 Zn 积累研究[J]. 西南农业大学学报: 自然科学版, 2005, 27(6): 785-790.
- [3] 艾天成, 周治安, 李方敏, 等. 小麦等作物叶绿素速测方法研究[J]. 甘肃农业科技, 2001, 4(1): 16-18.
- [4] 王运琦, 张燕, 刘建宁, 等. 地毯式草皮无土栽培基质的筛选试验[J]. 中国农学通报, 2005, 21(10): 269-271.
- [5] 龚富生, 张嘉宝. 植物生理学实验[M]. 北京: 气象出版社, 1995: 80.
- [6] 王学奎. 植物生理生化实验原理和技术[M]. 北京: 高等教育出版社, 2006: 118-119.
- [7] 李德华, 贺立源, 刘武定. 玉米根系活力与耐铝性的关系[J]. 中国农学通报, 2004, 20(1): 161-164.