

# 非饱和土壤水运动滞后效应的研究\*

沈 荣 开

(武汉水利电力学院, 430072)

## 摘 要

多种土壤野外及室内实测的结果,说明土壤水运动的滞后现象存在于一切土壤中,但相对而言,土壤质地愈轻,滞后的影响愈明显。砂土的最大滞后变幅可达20%(体积含水率,下同),粉砂壤土为11.1%,而亚粘土则仅有3%左右。

当前较通用的考虑滞后影响的有四种计算方法:区域理论算法、线性算法、托值法和解析表达式法。它们各有其适用条件,经过对比及实验验证,说明线性算法具有简单、易于进行计算处理,且在高阶扫描的计算中仍能保证足够精度的优点,是值得推荐的一种算法。

作者针对土壤水滞后现象的研究现状,提出了在实际计算中如何考虑滞后影响的建议。

**关键词** 滞后效应,主吸湿,主脱湿,高次扫描

室内及野外试验研究表明,土壤含水率与土壤负压(或称土壤水势、吸力、基模势,下同)之间不是单值函数关系且存在于不同质地的土壤中。土壤水运动各参数与土壤含水率(或土壤负压)有关,因而也必然受水运动滞后特征的影响。非饱和土壤水运动的基本方程是非线的,再加上土壤水运动的滞后特性,计算过程将十分复杂。因而,摸清土壤水分运动的滞后机理,探索既考虑土壤水的滞后特征又便于求解的计算方法成为人们十分关注的问题。本文对近年来有关学者在研究土壤水运动滞后机理以及土壤水运动的定量分析中,考虑滞后影响的各种计算模式进行综合分析的基础上,结合作者对不同土质土壤水运动滞后特性的试验研究以及数值模拟,探讨了土壤水运动滞后特征与土壤性质的关系和应用简化的考虑滞后影响的计算模式,进行土壤水动态预测预报的可能性,以及在实际应用时如何考虑土壤水运动滞后特性的问题。

## 一、不同土质土壤的滞后特性

测定土壤水运动特征曲线可在室内用专门的仪器测定,也可以作专门的土柱试验进行测定。前者测定的负压范围为0—200kPa,后者由于实验设备和测试条件的限制,仅适合于轻质土壤。野外条件下,测定滞后特征曲线更为困难,主要是外界条件无法控制且难以获得高负压值时的数据。

图1为根据室内土柱试验测定的中细砂土主吸湿和主脱湿线<sup>[1]</sup>;图2、图3分别为河南沈丘粉砂土和淤泥质亚粘土的滞后曲线;图4为广东省潮州市粘质土的滞后特征曲线。

\* 水利水电科学基金及博士点基金资助项目,武汉水利电力学院水利工程系农水试验室蔡美娟同志协助进行试验。

从各图均可看出,不论是轻质土或重质土壤都明显地存在着滞后特性。但相对而言,土质愈轻,滞后的影响愈大。图 1 所示的中细砂土主吸湿过程和主脱湿过程的最大含水率差值(指同一土壤负压下)或称滞后影响含水率变幅为 20% (体积含水率),最大吸力差(指同一含水率下)为 0.85kPa (水柱)。其他各种土壤的统计见表 1。

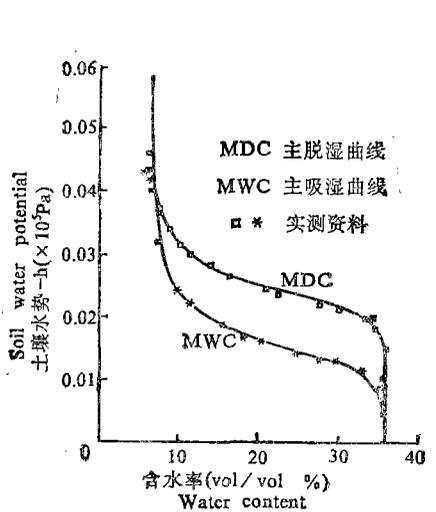


图 1 中细砂土滞后闭环曲线

Fig. 1 Hysteresis closed loop curves for medium and fine sandy soils

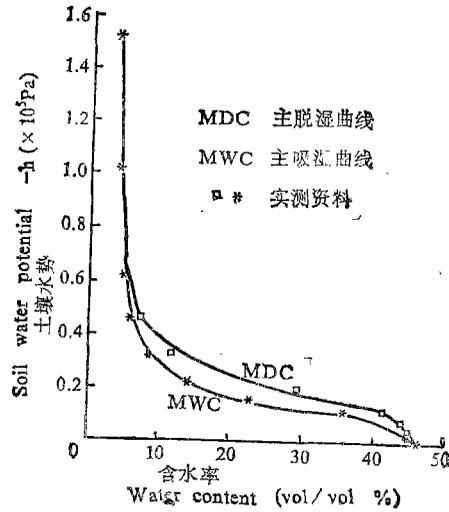


图 2 粉砂土滞后闭环曲线

Fig. 2 Hysteresis closed loop curves for silty soil

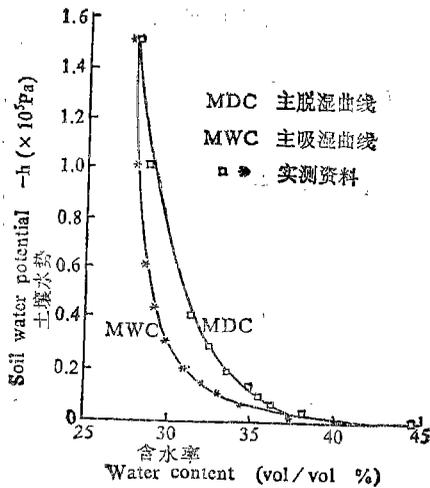


图 3 淤泥质亚粘土滞后闭环曲线

Fig. 3 Hysteresis closed loop curves for puddy sub-clayey soil

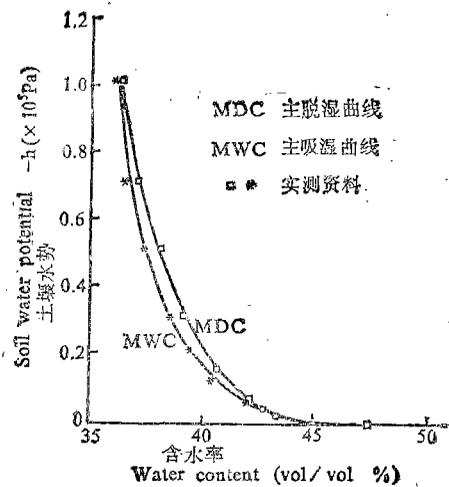


图 4 粘土滞后闭环曲线

Fig. 4 Hysteresis closed loop curves for clay soil

从表 1 可以看出,土质愈轻,滞后影响愈大,以滞后变幅  $\Delta\theta_h$  和饱和含水率与残留含水率之差值  $\Delta\theta$  (简称饱和差值)的比值看,更能说明问题,中细砂滞后变幅竟占饱和差

表 1 不同土质滞后影响对照表

Table 1 The effect of hysteresis on soils with different textures

Soil	最大含水率 $\Delta\theta_h$ (%) (vol/vol) Maximum water content difference	最大吸力差 $\Delta h$ (cm) Maximum suction difference	$\Delta\theta = \theta_s - \theta_r$ (%) (vol/vol)	$\Delta\theta_h/\Delta\theta$ (%)
中细砂土	20	8.5	29.6	68.5
粉砂土	11.1	70	40.0	27.5
淤泥质亚粘土	3	450	16.9	17.7
粘土	1	100	9.3	10.1

值的 68.5%，粉砂就显著减小，而粘土只占 10.1%。

Royer 和 Vachaud<sup>[3]</sup> 分别在砂性土壤地区和粘性土壤地区进行长达一年的野外现场

定位点滞后特征曲线的测定，其滞后特征及扫描过程均十分明显，砂性土壤的最大滞后变幅达 17.5% ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )。

图 5 是在室内用容积式压力板提取器测定的河南新乡粉砂壤土的主吸湿线与主脱湿线及不同负压转换点的扫描线。在测定主脱湿线和主吸湿线后，测定了三个不同负压转换点及不同转换状态的扫描循环。扫描循环 AB 是在主吸湿状态下转变为脱湿状态的初始脱湿扫描线和二阶吸湿扫描线，负压变化范围为  $12 \rightleftharpoons 42 \text{ kPa}$ 。值得注意的是，在初始脱湿扫描时，当土壤负压上升到 42kPa 后，扫描曲线与主脱湿线相会，如果继续脱湿，土壤水分特征将按主脱湿线变化。扫描循环 CD 是以 50kPa 为压力转换点从主脱湿过程转变为吸湿扫描，该循环负压变化范围为  $52 \rightleftharpoons 32 \text{ kPa}$ 。扫描循环 EF 是以 16kPa 为压力转换点从主吸湿过程转变为脱湿扫描，该循环变化范围为  $16 \rightleftharpoons$

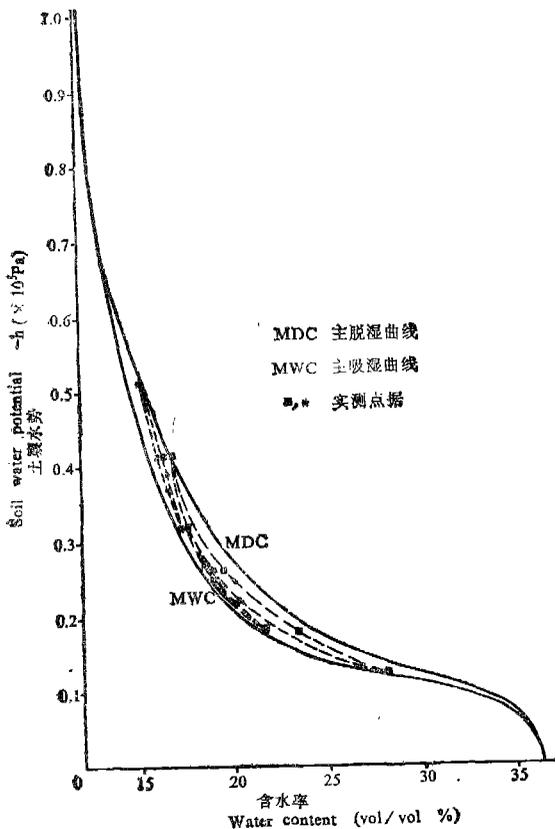


图 5 粉砂壤土滞后闭环曲线组

Fig. 5 Hysteresis and scanning hysteresis closed loops curves for silt loam

32kPa。三次测试都明显的表现出在扫描过程中均遵守水量守恒的条件。这与 Mualem 的假想条件是吻合的。

## 二、滞后算法

一维非饱和土壤水运动基本方程为:

$$C = \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta) \left( \frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (1)$$

用差分形式表示计算时刻的  $C$  值时, 为:

$$C^{i+1} = \left( \frac{\partial \theta}{\partial h} \right)_{i+1} = \frac{\theta^{i+1} - \theta^i}{h^{i+1} - h^i} \quad (2)$$

$\theta^i$  及  $h^i$  是已知的, 问题是在迭代计算中, 根据什么关系式来确定相应于  $h^{i+1}$  的含水率  $\theta^{i+1}$  值。

各国学者在处理土壤水运动数值模拟计算中如何考虑滞后效应的计算方法时, 提出了很多算法, 大致可以归纳为两大类, 第一类为理论算法, 第二类为经验的或近似的算法。

1. 理论算法: 本法最早由 Everett<sup>[4]</sup> 等人提出, 其对土壤水运动产生滞后的主要原因解释为由于土壤孔隙的几何特性所造成, 土壤孔隙结构假设如图 6 所示的形式, 孔隙腔体的直径为  $D$ , 而与其它孔隙相连的是半径较小的毛管, 假定孔隙原来是充满水的(图 6(a)), 当土壤基模势降低, 其值  $< -\frac{4\sigma}{d}$  (取接触角  $\alpha = 0$ ), 孔隙中的水会瞬时排出(图 6(b), (c)), 重新吸水, 即土壤基模势增加, 其值等于  $-\frac{4\sigma}{d}$  时, 孔隙将瞬时充水(图 6(a)、(d)), 孔隙充水与排水发生在不同水势条件下, 形成了滞后特征。Mualem<sup>[5]</sup> 在此基础上建立了土壤水滞后的概念模型, 提出了可以计算任一扫描过程  $\theta$  值的计算式, 所需的原始资料仅是主吸湿和主脱湿土壤水分特征曲线。

其计算通式为:

$$\theta^{i+1} = \theta + \sum_{i=1}^m G(\theta'_i) H_i \quad (3)$$

$$\text{其中:} \quad G(\theta) = [\theta_s - \theta_s(h)] / [\theta_s - \theta_w(h)]^2 \quad (4)$$

$$H_i = [\theta_s - \theta_w(h'_i)] [\theta_w(h_i) - \theta_w(h_{i-1})] \quad (5)$$

$\theta_s$  —— 从主吸(或脱)湿过程开始转入扫描状态时, 转换点的含水率;  $i$  —— 扫描的序号;  $\theta'_i, h'_i$  —— 第  $i$  次扫描线中最小含水率和相应的水势。  $m = 1$  是指土壤水运动在主吸(或脱)湿过程,  $m = 2$  为初始扫描过程, 每改变一次状态,  $m$  值加 1, 当某次吸湿过程, 其水势大于上一次脱湿扫描转换点的水势或某次脱湿过程的水势小于上一次吸湿扫描转换点的

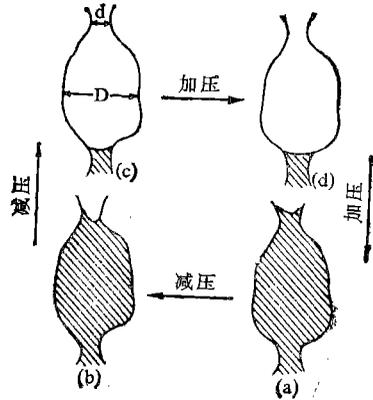


图 6 假想孔隙的充水排水过程示意图

Fig. 6 Water filling and emptying processes of a hypothetical

水势时,  $m$  值减 2, 这是为了保证扫描过程中水量守恒。

2. 近似算法: 目前应用最多的近似算法有扞值法、线性化法和解析表达式法三种。

扞值法: 要求先测定主吸湿线与主脱湿线, 然后按一定权重分配计算各阶扫描线<sup>[6]</sup>。

线性算法: 在测得滞后闭环曲线后, 近似的认为所有的初始吸(或脱)湿、二次及高阶扫描线都是横跨两条主吸(脱)湿线的直线, 该线的余切就是容水度  $C$ <sup>[7]</sup>。线的斜率是人为确定的, 唯一的限制是其值不得小于吸(脱)湿线的斜率。

解析式表示法: 在求得土壤水分特征曲线(闭合环路曲线)表达式的基础上, 计算扫描过程时, 保留原来曲线的形状系数及一个边界参数(饱和含水率或残留含水率), 另一个边界参数通过扫描曲线的拟合求得<sup>[8-10]</sup>。

### 三、考虑滞后影响的数值模拟

上节所述各种考虑滞后的计算方法中, Mualem 提出的修正相关域模型理论比较严谨, 只需测定土壤的主吸湿和主脱湿线就可计算任意阶扫描的含水率, 且能保证满足水量守恒的条件, 因而被认为是最好的计算模式之一。近似计算中的扞值法, 是以主闭合滞后环路曲线为依据, 但在确定权因子时, 需要有实测的扫描曲线为依据, 否则会带来很大的任意性, 且这种算法不能保证水量守恒, 即当土壤水势重复变化在两值之间时, 所算得的含水率不是同一个值而具有发散的特征<sup>[11]</sup>。解析式表达式算法是一种比较方便的算法, 需要拟合的参数仅一个, 但此法同样不满足水量守恒条件<sup>[10]</sup>。

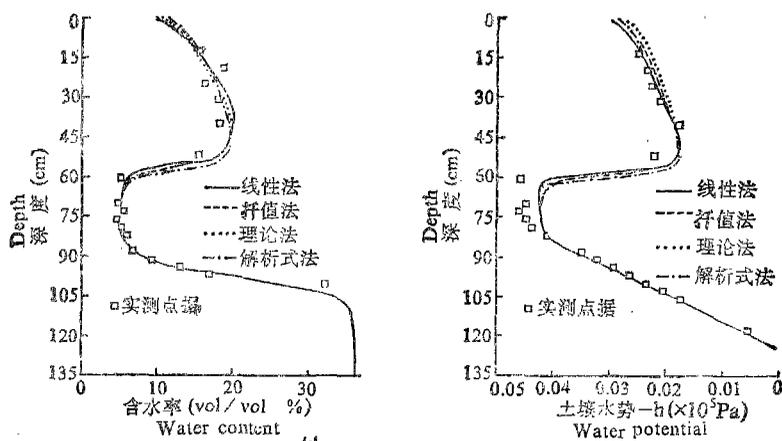


图 7 四种算法计算结果与土柱试验实测值对照图

Fig. 7 Comparison between the measured water content and water potential along the soil column profile 45min. after the start of infiltration-redistribution (symbols) and the calculated values with the four algorithms

线性算法, 表面上看比较粗糙, 但它不会产生上述两种近似算法中所出现的水量不守恒现象。再者, 土壤水运动在扫描过程中, 土壤水分特征关系十分复杂, Mualem 的理论公式也是对土壤孔隙结构进行理想化假设的前提下提出的。线性算法在推算  $C$  时考虑滞后

的影响仅是精度略差,但它带来的却是极大的计算方便。根据笔者进行的五次间歇入渗过程的土柱试验<sup>[2]</sup>,用上述四种算法进行了模拟计算。图 7 所示为试验开始后 45 分钟(即入渗 30 分钟后又经 15 分钟排水)的含水率剖面和负压剖面,可以看出,各算法之间差异不大。

根据是否考虑土壤水运动的滞后影响,用线性方法对上述试验进行数值模拟计算,由于是多次入渗和土壤水再分配循环,土壤水运动将出现高阶扫描的情况。为此,在计算中  $C$  对值的处理作了一些规定:

当初始扫描为吸湿扫描时,  $\theta^i \leq 1.1\theta_s$  时,按主吸湿线方程求  $C^{j+1}$ ;  $1.1\theta_s < \theta^i < 1.4\theta_s$  时,

$$C = [\theta_w(h_{ir} + 1.6P) - \theta_d(h_{ir})]/1.6P \quad (6)$$

$1.4\theta_s \leq \theta^i < 0.78\theta_s$  时,  $C = 0.0061$  ( $1/\text{cm}$  为常量);

$$\theta^i \geq 0.78\theta_s \text{ 时, } C = [\theta_s - \theta_d(h_{ir})]/(h_{ir} - h_s) \quad (7)$$

$C$  将值的计算(或取值)分为三段是根据主滞后闭合曲线的特征来定的,其中的系数 1.6 和常数  $C$  值是参照吸湿扫描的实测资料确定的。当  $\theta \geq 0.78\theta_s$  时,为保证土壤重新饱和收敛于  $\theta_s$ ,采用该算式。 $P$  为主吸湿线与主脱湿线之间的最大水势差。

表 2 容水度  $C$  值计算判别表

Table 2 The discrimination of expressions for  $C$  value

$R_1$	$V_1$	$V_2$ 状态判别 $V_2$ state judgement	$C$ 值计算式 Expression for $C$	$R_2$		
0	1	$V_2 = V_1$	按主吸湿曲线方程求 $\theta^{j+1}$ 及 $C^{j+1}$	0		
		$V_2 \neq V_1$	$3.4\theta_s \leq \theta^i < \theta_s$	$C^{j+1} = 0.005$ 据 $C^{j+1}$ 求 $\theta^{j+1}$	1	
			$\theta^i < 3.4\theta_s$	按式(25)求 $C^{j+1}$ , 据 $C^{j+1}$ 求 $\theta^{j+1}$	1	
	0	$V_2 \neq V_1$	$V_2 = V_1$	按主脱湿曲线方程求 $\theta^{j+1}$ 及 $C^{j+1}$	0	
			$\theta^i \geq 0.78\theta_s$	按式(24)算 $C^{j+1}$ , 据 $C^{j+1}$ 求 $\theta^{j+1}$	1	
			$1.4\theta_s \leq \theta^i < 0.78\theta_s$	$C^{j+1} = 0.0061$ , 据 $C^{j+1}$ 求 $\theta^{j+1}$	1	
			$1.1\theta_s < \theta^i < 1.4\theta_s$	按式(23)算 $C^{j+1}$ , 据 $C^{j+1}$ 求 $\theta^{j+1}$	1	
			$\theta^i \leq 1.1\theta_s$	按主吸湿曲线方程求 $\theta^{j+1}$ 及 $C^{j+1}$	0	
1	0	$V_2 = V_1$	$\theta^{j+1} < \theta_d(h^{j+1})$	$C^{j+1} = C^j$	1	
			$\theta^{j+1} \geq \theta_d(h^{j+1})$	$\theta^{j+1} = \theta_d(h^{j+1}), C^{j+1} = [\theta^j - \theta_d(h^{j+1})]/(h^j - h^{j+1})$	0	
		$V_2 \neq V_1$	$\theta^{j+1} > \theta_w(h^{j+1})$	$C^{j+1} = C^j$	1	
			$\theta^{j+1} > \theta_w(h^{j+1})$	$\theta^{j+1} = \theta_w(h^{j+1}), C^{j+1} = (\theta^{j+1} - \theta^j)/(h^j - h^{j+1})$	0	
	1	$V_2 = V_1$	$\theta^{j+1} > \theta_w(h^{j+1})$	$C^{j+1} = C^j$	1	
			$\theta^{j+1} \leq \theta_w(h^{j+1})$	$\theta^{j+1} = \theta_w(h^{j+1}), C^{j+1} = (\theta^{j+1} - \theta^j)/(h^j - h^{j+1})$	0	
			$V_2 \neq V_1$	$\theta^{j+1} < \theta_d(h^{j+1})$	$C^{j+1} = C^j$	1
				$\theta^{j+1} \geq \theta_d(h^{j+1})$	$\theta^{j+1} = \theta_d(h^{j+1}), C^{j+1} = (\theta^j - \theta^{j+1})/h^j - h^{j+1})$	0

$\theta^{j+1}$   
根据  
 $j$  时  
段情  
况初  
估

在初始扫描为脱湿扫描时:

$$\theta^i < 3.4\theta_i \text{ 时, } C = [\theta_w(h_{ir}) - \theta_d(h_{ir} + 1.6P)]/1.6P \quad (8)$$

$3.4\theta_i \leq \theta^i < \theta_i$  时,  $C = 0.005$  (1/cm, 常量)。

在计算中,一个关键的步骤是如何判别土壤水运动处于何种状态(是吸湿还是脱湿;是主过程还是扫描过程……等)。因此,需要建立相应的指针,将历史的和当前的土壤水运动状态存贮备查。表2为C值计算判别表。表中R代表运动过程指针,R<sub>1</sub>代表计算时段初,R<sub>2</sub>代表计算时段末,R=0代表土壤水运动在主过程;R=1代表土壤水运动在扫描过程。V代表土壤水运动状态指针,V<sub>1</sub>为时段初,V<sub>2</sub>为时段末,V=0代表脱湿状态;V=1代表吸湿状态。

## 四、结 论

1. 研究土壤水运动滞后影响的意义: Nielsen<sup>[12]</sup> 在研究空间变异问题时曾得出由于空间变异、土壤含水率所产生的平均误差为5% (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>),但 Royer 等人用野外实测资料证实,滞后现象所影响的含水率的变幅为10% (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>),远大于空间变异的影响。Bouwer<sup>[13]</sup> 根据土壤水滞后特性提出含水砂层抽水时产生延迟给水的新解释。人们对于滞后效应是否影响溶质在剖面上运动的动态有极大的兴趣,不同的研究结果有完全相反的结论。Pickens<sup>[14]</sup> 等在一次入渗-再分配试验中,发现溶质运移几乎不受滞后的影响,而 Jones<sup>[15]</sup> 等的研究则发现,考虑滞后影响时,Cl<sup>-</sup> 离子入渗峰的移动比按主吸湿线预测的推迟了33小时,且其数量也较小。总之,滞后现象是一个复杂的过程,特别是在野外条件下,有些规律尚未被揭示,有待深入研究的问题还很多。

2. 滞后机理及考虑滞后的计算模式: 土壤水运动滞后过程包含了所谓的主过程、初次扫描、二次扫描和高阶扫描等阶段。如果说,初次扫描阶段还有可能进行系统的测定的话,二次以上的扫描过程的测定就很难办到。Mualem 的相关域模型依据的水量守恒条件,在静态的室内试验中得到证实(图5),但在动态试验中并不完全如此<sup>[2]</sup>。有些文献指出,甚至在主滞后循环中,在水势恢复到零值时,饱和含水率并不相同,可以认为这是由于在不同的吸湿脱湿循环中,土壤孔隙内空气的排逸与截留的情况是随机的。至于考虑滞后的数值计算方法,笔者认为,在现阶段研究水平看,线性方法最简单,在高阶扫描时仍能保证足够的精度<sup>[2]</sup>。

3. 在实际应用中,如何考虑土壤水运动的滞后影响:(1)就目前研究现状看,严格按照滞后理论解决一切生产实际问题尚有一定的困难,这是因为在野外定点测定土壤的主吸湿特征曲线和主脱湿特征曲线要花费很多时间,更不要谈完整地测定初始扫描线和高阶扫描线,若再加上土层剖面的非均质性和空间变异的影响,工作量之大是不可思议的。但是,在分析不同土质的滞后特征之后,可以认为,并非所有土壤滞后影响都具有同等的重要性。不同地方的重质土壤,其滞后变幅都不很大(表1)。因此,作为近似处理,在较重质土壤的数值模拟中不必考虑土壤水运动的滞后效应,以平均的土壤水分特征曲线(即主吸湿线与主脱湿线中的中值曲线)描述在扫描过程中的O-h关系。对于较轻质的土壤,特别是砂性较重的土壤,在数值模拟中,最好能考虑滞后的影响,如果在野外测定土壤

水运动的滞后特征曲线有困难,建议在室内进行测定。

(2) 考虑滞后效应的数值计算要追溯到土壤水分运动自主过程(主吸湿或主脱湿)转变状态的时刻及该转换点的水势及含水率值,要掌握土壤水分运动自该转换点以后的全部历史状态,这要给计算工作带来相当多的麻烦。因此,如果计算的起始时刻,土壤剖面处于准饱和状态(如雨后或充分灌水之后),模拟计算湿润区土壤水分的再分配,可考虑用主脱湿水分特征关系而不考虑滞后的影响。同样,若起始时刻,土壤剖面比较干燥(如长期干旱),在模拟计算降水或灌溉入渗过程中土壤剖面的水分再分配过程,可以用主吸湿特征曲线而不考虑滞后的影响。

(3) 目前在室内及野外试验研究包气带土壤水分运动或灌溉排水田间试验中,在定位点安装张力计剖面,借以取得水势剖面随时间的变化,与此同时,人们借助土壤水分特征曲线将张力计所测得的负压资料换算成土壤含水率。无疑,这对于没有其他量测手段而又要经常了解土壤含水率变化的试验项目(如作物需水量试验,农田排水中土壤疏干过程等)可以省却经常取土的麻烦。但在利用这种关系时,必须注意土壤水运动的滞后性质,在重质土地区,可考虑先测定平均的土壤水分特征曲线作为由负压值换算成土壤含水率的依据。但对于轻质土地区,必须考虑滞后影响的修正问题,否则所取得的含水率资料是不可靠的。

### 参 考 文 献

1. 沈荣开, 1987: 土壤水运动滞后机理的试验研究。水利学报, 第4期。
2. 沈荣开, D. B. Jaynes, 1988: 间歇入渗情况下, 土壤水运动滞后作用的影响。水利学报, 第10期。
3. Royer, J. M. and Vachaud, G., 1975: Field determination of hysteresis in soil-water characteristics. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 39: 221—223.
4. Everett, D. M., 1955: A general approach to hysteresis: Part 4—An alternative formulation of the domain model. *Trans. Faraday Soc.* 51: 1551—1557.
5. Mualem, Y., 1984: A modified dependent-domain theory of hysteresis. *Soil Sci.* 137: 283—291.
6. Dane, J. H. and Wierenga, P. J., 1975: Effect of hysteresis on the prediction of infiltration, redistribution and drainage of water in a layered soil. *J. Hydrology.* 25: 229—242.
7. Hanks, R. J., Klute, A. and Bresler, E., 1969: A numeric method for estimating infiltration, redistribution, drainage and evaporation of water from soil. *Water Resour. Res.* 5: 1064—1069.
8. Klute, A. and Heerman, D. F., 1974: Soil water profile development under a periodic boundary condition. *Soil Sci.* 117: 265—271.
9. Perrens, S. J. and Watson, K. K., 1977: Numerical analysis of two-dimensional infiltration and redistribution. *Water Resour. Res.* 13: 781—790.
10. Kool, J. B. and Parker, J. C., 1987: Development and evaluation of closed-form expressions for hysteretic soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.* 23: 105—114.
11. Jaynes, D. B., 1985: Comparison of soil-water hysteresis models. *J. Hydrology.* 75: 287—299.
12. Nielson, D. R., J. W. Biggar and K. T. Erh., 1973: Spatial variability of field-measured soil-water properties. *Hilgardia.* 42: 215—260.
13. Boawer, H., 1979: Soil water hysteresis as a cause of delayed from unconfined aquifers. *Water Resour. Res.* 15: 965—966.
14. Pickens, J. F. and Gilliam, R. W., 1980: Finite element analysis of solute transport under hysteretic unsaturated flow conditions. *Water Resource Res.* 16: 1071—1078.
15. Jones, M. J. and Watson, K. K., 1987: Effect of soil water hysteresis on solute movement during intermittent leaching. *Water Resource Res.* 23: 1251—1256.

## EFFECT OF HYSTERESIS ON WATER MOVEMENT IN UNSATURATED SOILS

Shen Rongkai

(Wuhan Institute of hydraulic and Electric Engineering, 430072)

### Summary

Both field and laboratory experiments of different soils show that the hysteresis phenomenon of soil water movement existed in almost all kinds of soils. However, it has a greater effect on water flow in light soils. The maximum soil water content due to hysteresis was about 20% (vol./vol.) in medium and fine sandy soils, 11.1% in silty soil, but only 3% in silty clayey loam.

At present, four different approaches—domain theory algorithm, linear algorithm, interpolation algorithm and analytical algorithm are commonly introduced in considering hysteresis in numerical simulation of water flow. It is shown that the linear algorithm has the advantages of simplicity, ease and sufficient accuracy, particularly in the higher order scanning process.

In the light of current research status, proposals for considering the effect of hysteresis on soil water movement in practical computation are also given.

**Key words** Effect of hysteresis, Main drying, Main wetting, Higher order scanning