

# 非饱和土壤导水参数的推求

I: 理 论

邵 明 安

(中国科学院西北水土保持研究所  
水利部)

摘 要

本文根据一维非饱和土壤水分的垂直入渗再分布和水平扩散再分布,采用土壤湿润剖面平均湿度和湿润锋湿度之间函数关系的三种形式,分别推导出非饱和土壤导水率、水分扩散率、比水容量的解析表达式。解析表达式中仅有四个独立参数,均可通过实验数据的简单拟合而得到。与其它方法相比,这种新的推求方法具有花费少、准确度高和测定范围大等特点。

**关键词:** 非饱和土壤导水率 水分扩散率 比水容量

## DETERMINATION OF THE HYDRAULIC CONDUCTIVITY AND WATER DIFFUSIVITY IN UNSATURATED SOILS 1, THEORY

(Shao Mingan)

Abstract

Three simple equations for the relationships between the water content at wetting front and the average water content in the wetting zone, during the redistributions of soil water in unsaturated soils both vertically and horizontally, are described in this paper. Based on both vertical infiltration and horizontal diffusion of soil water in unsaturated soils, analytical expressions for hydraulic conductivity, water diffusivity and specific water capacity were derived. The resulting expressions for the three hydraulic parameters contain four independent parameters which can be obtained by fitting the proposed equations to experimental data. Compared with previous methods of predicting hydraulic conductivity and water diffusivity, the new method in this paper has advantage of less time-consuming and expensive, more accurate and wider range of application over them.

**key words:** Unsaturated hydraulic conductivity water diffusivity  
specific water capacity

## 0 引 言

非饱和土壤的基本水分运动参数,系指导水率( $K$ )、扩散率( $D$ )和比水容( $C$ )。由于 $K = C \cdot D$ ,因而,在这三个参数中只有两个是独立的。

\* 本研究在中国科学院南京土壤所土壤圈物质循环开放实验室内完成。

按照推求和测定非饱和土壤导水参数时,其水流的状态、推求和测定方法可分为稳态和瞬态两大类。每一大类中又包括室内和田间两类。

稳态的实验室方法,包括水头控制法<sup>[1]</sup>、通量水头控制法<sup>[12]</sup>(入渗)、水头一通量控制法(蒸发)<sup>[2]</sup>、长柱入渗法<sup>[3-6]</sup>、基质通量势法,以及稳定蒸发法等<sup>[7-8]</sup>。而田间法则包括供水入渗计法<sup>[9-12]</sup>、分离土柱法<sup>[13-14]</sup>、三维入渗法<sup>[15]</sup>、圆盘积水入渗/滴灌法<sup>[16-18]</sup>。

瞬态的室内法,包括瞬时剖面法<sup>[19-21]</sup>、压力板出流法<sup>[22]</sup>、一步出流法<sup>[23-26]</sup>、玻尔兹曼变换法(包括定时和定位两种)<sup>[27-29]</sup>、加热空气法<sup>[30-32]</sup>以及通量控制吸力法等<sup>[33-34]</sup>。其田间法有瞬时剖面法<sup>[35]</sup>、单位梯度法(包括通常法和简单法)<sup>[36-38]</sup>,以及喷洒入渗计法等<sup>[10-12]</sup>。

对上述众多方法的综合评价及评价尺度分别如表1和表2所示。

表1 不同测定方法的综合评价

稳态法类		评价尺度												
室内法		A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
水头控制法	K	w/d	5	5	3	5	3	2	3	3	4	4	4	
通量—水头控制法(入渗)	K	w	5	5	3	5	3	2	3	3	4	4	4	
水头—通量控制法(蒸发)	K	d	3	3	3	3	3	2	3	3	5	5	4	
稳定蒸发法	K	d	2	2	3	3	2	2	3	3	4	2	4	
长柱入渗法	K	w	4	4	4	5	4	1	3	3	5	4	4	
基质通量势法	$\phi$	d	3	3	5	3	3	3	3	4	5	5	4	
田间法														
供水入渗计法	K	w	5	4	2	5	3	2	1	2	1	1	3	
分离土柱法	K	w	4	3	3	2	2	3	3	3	2	2	3	
三维入渗法	K	w	4	3	3	3	4	2	4	2	3	4	3	
圆盘积水入渗/滴灌法	K	w	2	3	4	3	3	4	4	4	5	4	4	
瞬态法类														
室内法														
瞬时剖面法	K	d	5	5	2	2	3	2	2	2	2	2	2	
压力板出流法	D	d	2	4	5	3	2	2	3	4	3	4	3	
一步出流法	D	d	2	4	5	3	2	3	3	4	3	4	3	
玻尔兹曼变换(定时)法	D	w	4	5	2	1	5	4	3	4	5	3	3	
玻尔兹曼变换(定位)法	D	w	4	5	2	1	5	5	1	2	4	2	2	
加热空气法	D	d	4	1	2	1	5	4	4	4	4	3	2	
通量控制吸力法	D	w	4	4	4	3	5	4	3	4	3	2	4	
田间法														
瞬时剖面法	K	d	5	4	2	2	3	2	2	2	2	2	2	
单位梯度法(通常)	D	d	2	3	2	2	3	3	4	2	2	4	2	
单位梯度法(简单)	K/D	d	1	1	4	2	3	2	4	3	3	4	2	
喷洒入渗法	K	w	4	3	2	2	3	2	1	1	1	1	2	

表2 评价项目、标准及分级说明

A——测定的参数	B——水流方式
K. 导水率	w. 湿润
D. 扩散率	d. 干燥
Φ. 基质通量势	
C——理论依据	D——初始边界条件控制
5. 达西定律或严格正确	5. 正确—无要求
4. 正确, 有一点简化假定	4. 间接且准确
3. 近似正确, 有简化假定	3. 近似
2. 主要是简化假定	2. 仅一部分能近似
1. 理论基础较弱	1. 很少控制
E——测定准确性	F——资料分析的误差
5. 测定外加水的体积、重量以及时间	5. 简比(达西定律)
4. 直接测定含水量	4. 准确数据用精确代数运算
3. 测定压力头	3. 准确数据用不精确运算
2. 间接测定或其他误差	2. 数据不准确用精确运算
1. 无率定的近似测定	1. 数据不准确用不精确运算
G——测定范围(压力头)	H——测定用时间
5. 饱和到凋萎点(0~160m)	5. 1小时以内
4. 张力计范围(0~8.5m)	4. 1日以内
3. 水文范围(0~2.5m)	3. 1周内
2. 干燥段(-2.5~-150m)	2. 1月内
1. 湿润段(0~-0.5m)	1. 1月以上
I——设备	J——操作技能
5. 一般土壤分析室内具备	5. 不需专门技能
4. 流行、通用	4. 需某些实践经验
3. 普通车间制作	3. 一般测定经验
2. 流行、专用	2. 特殊训练
1. 专制、专用	1. 高度特殊训练
K——操作时间	L——同步测定
5. 仅需在开头和结尾进行少而快操作	5. 无限制
4. 在开头和结尾需细心操作	4. 少量代价低
3. 需在一定时间间隔内进行少而快操作	3. 少量代价稍高
2. 需在一定时段内进行细心操作	2. 大量代价高
1. 整个过程中均需操作	1. 测定很多
M——测定过程中和测定后的检查和校对	
5. 对所有可能参数连续监测	
4. 任何时间容易验证	
3. 每一验证需花相当功夫	
2. 只能进行一次验证	
1. 不可能验证	

从表1和表2可见, 一种方法要同时具备花费少、准确度高和测定范围广等特点是很困难的, 本文即是在这种考虑下而进行探讨的。

## 1 简化假定

为了能比较方便地从土壤水分一维垂直入渗再分布和水平扩散再分布,这两个独立的物理过程,导出非饱和土壤水分的基本运动参数,我们特作如下简化和假定:

第一,土壤湿润剖面的平均湿度和湿润锋处湿度之间存在的某种确定函数关系与土壤水分的运动形式无关。即在土壤水分的垂直入渗再分布和水平扩散再分布这两个独立过程中,这种函数关系不受过程的影响。

第二,在上述二个独立过程中均不计滞后效应。这是因为,这两个过程都可近似认为是主吸湿过程,尽管可能存在初级脱水和吸水过程线以及更高级的扫描线。

第三,土壤水分的基本运动参数只是土壤含水量的函数,与其运动形式或过程无关。即在上述两个独立的过程中,对任意给定的土壤含水量,其相应的运动参数相等。

下面将在上述三个简化假定下,从土壤水分垂直入渗再分布和水平扩散再分布,来建立非饱和土壤水分基本运动参数推求的基本理论。

## 2 基本理论

### 2.1 一维垂直土壤水分入渗再分布过程中基本运动参数的推求

在土壤水分垂直入渗再分布过程中,若采用覆盖抑制表面蒸发,则有下列边界条件:

$$q(z, t) \big|_{z=0} = 0 \quad (1)$$

式中,  $q$  为通量密度;  $z$  为原点在地表、向下为正的垂直座标;  $t$  为时间。

由Darcy定理, (1)式可描述为,

$$-\left(K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z}\right) \bigg|_{z=0} = 0 \quad (2)$$

式中  $K(\theta)$  为土壤的非饱和导水率;  $\Psi$  为土水势 (基质势与重力势之和)。

假定一可用下式描述:

$$\theta = f(\bar{\theta}) \quad (3)$$

式中  $\bar{\theta}$  为湿润剖面的平均容积湿度;  $\theta$  则为湿润锋处的容积湿度。

一维垂直非饱和土壤水分的入渗再分布过程由下述流动方程来描述:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right] \quad (4)$$

(4)式加上(2)式,再加上下述初始条件就可以求解了。

$$\theta(z, t) \big|_{t=0} = \theta_i \quad (5)$$

式中  $\theta_i$  为供试土壤的初始含水量,若用烘干土样,则  $\theta_i$  为零。

由参考文献(39),由(2)、(4)、(5)三式求解得  $K(\theta)$  的表达式如下,

$$K(\theta) = -\Delta\theta V_z / \frac{\partial \Psi}{\partial z} \quad (6)$$

式中  $\Delta\theta$  是湿润锋处湿度与该处初始湿度之差;  $K(\theta)$  为湿润锋处的非饱和导水率;

$V_z$  为垂直土壤水分再分布过程中湿润锋的前进速度;  $\frac{\partial \Psi}{\partial z}$  为湿润锋处的势梯度。

如前所述,  $\Psi$  为基质势和重力势之和, 若用单位重量的水势能来表示水势, 则有

$$\Psi = h_m - z \quad (7)$$

为了求出 (6) 式中的势梯度, 对 (6) 式进行偏微分, 有:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial z} = \frac{\partial h_m}{\partial z} - 1 \quad (8)$$

又根据, 比水容量  $C(\theta)$  的下述定义,

$$C(\theta) = d\theta / dh_m \quad (9)$$

并结合下式

$$\frac{\partial h_m}{\partial z} = \frac{dh_m}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (10)$$

则可得到

$$\frac{\partial \Psi}{\partial z} = \frac{1}{C(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial z} - 1 \quad (11)$$

把 (11) 式代入 (6) 式, 则有

$$K(\theta) = \frac{-\Delta \theta C(\theta) V_z}{\left( \frac{\partial \theta}{\partial z} - C(\theta) \right)} \quad (12)$$

式中湿润锋处的湿度梯度,  $\partial \theta / \partial z$ , 在 (3) 式条件下, 可以表成湿润锋湿度的函数。但其表达式取决于湿润锋湿度与湿润剖面平均湿度之间函数关系所取的形式。下面就三种典型情况分别进行讨论。

### 2.1.1 湿润锋湿度和平均湿度为线性函数关系

如果用线性函数关系来表达湿润锋湿度和平均湿度, 则

$$\theta = a\bar{\theta} + b \quad (13)$$

式中的常数  $a$  和  $b$  由实验确定。

如果供试土柱所加一定的水量 (以水深计) 为  $H$ , 则在土壤水分垂直再分布的任一时刻, 有下式成立,

$$\bar{\theta} = H/Z + \theta_i \quad (14)$$

式中  $Z$  为湿润深度, 把 (14) 式代入 (13) 式, 可得

$$\theta = aH/Z + a\theta_i + b \quad (15)$$

将 (15) 式两边求微分, 则

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = -\frac{aH}{z^2} \quad (16)$$

由 (15) 式解出  $z$ , 得

$$z = \frac{aH}{\theta - a\theta_i - b} \quad (17)$$

把 (17) 代入 (16) 式, 则有

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = -\frac{(\theta - a\theta_i - b)^2}{aH} \quad (18)$$

把 (18) 式代入 (12) 式, 得到  $K(\theta)$  的表达式为,

$$K(\theta) = \frac{aH(\theta - \theta_i)C(\theta)V_z}{(\theta - a\theta_i - b)^2 + aHC(\theta)} \quad (19)$$

若用烘干土样, 则 $\theta_i = 0$ , (19) 式就可简化为,

$$K(\theta) = \frac{aH\theta C(\theta) V_z}{(\theta - b)^2 + aHC(\theta)} \quad (20)$$

由上面两式可见,  $K(\theta)$  的表达式中还含有  $V_z$ , 若把  $V_z$  也用  $\theta$  表示的话, 则  $K(\theta)$  就唯一的由  $\theta$  表示了。

试验表明, 无论是土壤水分的垂直入渗再分布, 还是水平扩散再分布, 其湿润长度与时间的关系用幂函数表示是可行的, 亦即

$$z = z_0 + mt^n \quad (21)$$

式中  $z_0$  为所加水其水面刚刚消失时, 土壤剖面的湿润深度 (长度), 由 (21), 可得  $V_z$  如下,

$$V_z = dz/dt = mnt^{n-1} \quad (22)$$

由 (21) 式可以解出  $t$  为,

$$t = \left( \frac{z - z_0}{m} \right)^{1/n} \quad (23)$$

把 (17) 式代入 (23) 式, 得到

$$t = \left[ \frac{\frac{aH}{(\theta - a\theta_i - b)} - z_0}{m} \right]^{1/n} \quad (24)$$

把 (24) 式代入 (22) 式, 有

$$V_z = mn \left[ \frac{\frac{aH}{(\theta - a\theta_i - b)} - z_0}{m} \right]^{(n-1)/n} \quad (25)$$

把 (25) 式代入 (19) 式, 便得到仅为含水量函数的  $K(\theta)$  表达式如下,

$$K(\theta) = \frac{am n H (\theta - \theta_i) C(\theta)}{(\theta - a\theta_i - b)^2 + aHC(\theta)} \left( \frac{aH}{m(\theta - a\theta_i - b)} - \frac{z_0}{m} \right)^{(n-1)/n} \quad (26)$$

若  $\theta_i = 0$ , (26) 式简化为

$$K(\theta) = \frac{am n H \theta C(\theta)}{(\theta - b)^2 + aHC(\theta)} \left( \frac{aH}{m(\theta - b)} - \frac{z_0}{m} \right)^{(n-1)/n} \quad (27)$$

令  $K_1 = am n H$ ,  $K_2 = aH$ ,  $n_1 = (n-1)/n$ , 则 (27) 式可简写为

$$K(\theta) = \frac{K_1 \theta C(\theta)}{(\theta - b)^2 + K_2 C(\theta)} \left( \frac{K_2}{m(\theta - b)} - \frac{z_0}{m} \right)^{n_1} \quad (28)$$

显然, 只要利用抑制蒸发条件下的土壤水分再分布的湿润过程, 确定常数  $a, b, m$ ,  $n$  之后, 在有土壤水分特征曲线的情况下, 就可以用 (26) 或 (28) 式来确定土壤的非饱和导水率。反之, 在导水率已知情况下, 可以获得土壤水分的特征曲线。当然, 二者均指在测定范围内。

### 2.1.2 湿润锋湿度和平均湿度为幂函数关系

常常把湿润锋湿度和平均湿度的关系, 在无蒸发的再分布过程中假定为幂函数, 即

$$\theta = C \bar{\theta}^d \quad (29)$$

把 (14) 式代入 (29) 式, 有

$$\theta = C (H/Z + \theta_i)^d \quad (30)$$

对 (30) 式求微商, 有

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{-d\theta H}{H_z + \theta_i z^2} \quad (31)$$

由 (30) 式解出  $z$ , 并代入 (31) 式, 得到

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{-d\theta \left[ \left( -\frac{\theta}{C} \right)^{1/d} - \theta_i \right]^2}{H \left[ \left( -\frac{\theta}{C} \right)^{1/d} - \theta_i \right] + H\theta_i} \quad (32)$$

把 (32) 式代入 (12) 式, 有

$$K(\theta) = \frac{H(\theta - \theta_i) C(\theta) \left( \left[ (\theta/C)^{1/d} - \theta_i \right] + H\theta_i \right) V_s}{HC(\theta) \left( \left[ (\theta/C)^{1/d} - \theta_i \right] + H\theta_i \right) + d\theta \left[ (\theta/C)^{1/d} - \theta_i \right]^2} \quad (33)$$

由 (30) 式解出  $z$ , 代入 (23) 式求得  $t$ , 再把  $t$  代入 (22) 式, 则得到湿润锋前进速度与湿润锋湿度之间的关系如下,

$$V_s(\theta) = mn \left( \frac{H - z_0 \left[ (\theta/C)^{1/d} - \theta_i \right]}{m \left[ (\theta/C)^{1/d} - \theta_i \right]} \right)^{(n-1)/n} \quad (34)$$

把 (34) 式代入 (33) 式有

$$K(\theta) = \frac{mnH(\theta - \theta_i) \left( \left[ (\theta/c)^{1/d} - \theta_i \right] + H\theta_i \right) C(\theta)}{HC(\theta) \left( \left[ (\theta/c)^{1/d} - \theta_i \right] + H\theta_i \right) + d\theta \left[ (\theta/c)^{1/d} - \theta_i \right]^2} \left( \frac{H - z_0 \left[ (\theta/c)^{1/d} - \theta_i \right]}{m \left[ (\theta/c)^{1/d} - \theta_i \right]} \right)^{(n-1)/n} \quad (35)$$

如果  $\theta_i = 0$ , 则

$$K(\theta) = \frac{mnH\theta C(\theta)}{HC(\theta) + d\theta(\theta/c)^{1/d}} \left( \frac{H - z_0(\theta/c)^{1/d}}{m(\theta/c)^{1/d}} \right)^{(n-1)/n} \quad (36)$$

同理, 在取得  $c, d, m, n$  这四个参数后, 即可用 (35) 或 (36) 式, 求出  $C(\theta)$  已知情况下的  $K(\theta)$ , 反之亦然。

### 2.1.3 湿润锋湿度与平均湿度为指数函数关系

当  $\theta$  与  $\bar{\theta}$  之间为指数关系时, 即

$$\theta = A \exp(B\bar{\theta}) \quad (37)$$

经过类似的推导,  $K(\theta)$  的表达式为,

$$K(\theta) = \frac{mnH(\theta - \theta_i) C(\theta)}{B\theta \left[ \ln(\theta/A)^{1/B} - \theta_i \right]^2 + HC(\theta)} \left( \frac{H - z_0 \left[ \ln(\theta/A)^{1/B} - \theta_i \right]}{m \left[ \ln(\theta/A)^{1/B} - \theta_i \right]} \right)^{(n-1)/n} \quad (38)$$

当  $\theta_i = 0$  时, 则

$$K(\theta) = \frac{mnH\theta C(\theta)}{B\theta \left[ \ln(\theta/A)^{1/B} \right]^2 + HC(\theta)} \left( \frac{H - z_0 \ln(\theta/A)^{1/B}}{m \ln(\theta/A)^{1/B}} \right)^{(n-1)/n} \quad (39)$$

类似, 也只需确定常数  $A, B, m, n$  后, 就可以进行  $K(\theta)$  和  $C(\theta)$  其中之一为已知情况下的相互推求了。

## 2.2 一维水平土壤水分扩散再分布过程中的导水率的推求

上面的推导结果表明, 要求出  $K(\theta)$  或  $C(\theta)$ , 必须已知其一。下面由一维土壤水分的水平扩散再分布, 求出  $K(\theta)$  的表达式, 这样对相应情况下的  $K(\theta)$  进行联立, 即可以解出  $K(\theta)$ , 又能得到  $K(\theta)$  和  $D(\theta)$  的表达式。

一维土壤水分的水平扩散再分布, 其水流过程用下述方程描述:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} \left[ K(\theta) \frac{\partial \Psi_m}{\partial x} \right] \quad (40)$$

式中 $\Psi_m$ 为基质势； $x$ 为水平座标，原点在湿润土表，正方向指向水平扩散的运动方向。

(40) 式在零通量边界条件和初始条件下，可求出 $K(\theta)$ 如下，

$$K(\theta) = \frac{-\Delta\theta C(\theta)}{\frac{\partial \theta}{\partial x}} V_x \quad (41)$$

式中 $\Delta\theta$ 的意义同前； $V_x$ 也是湿润锋的前进速率，只不过是水平方向。 $\partial\theta/\partial x$ 是湿润锋 $x$ 处的湿度梯度， $C(\theta)$ 仍为比水容量。

为了求出(41)式中的 $V_x$ ，也就是用 $\theta$ 来表示 $V_x$ ，仍然假定扩散湿润长度为时间的关系为

$$x = x_0 + m_1 t^{n_1} \quad (42)$$

式中 $x_0$ 与(21)式中的 $z_0$ 类似，用 $m_1$ 和 $n_1$ 代替(21)式中的 $m$ 和 $n$ 是因为这两个再分布过程不一样，显然在水平扩散再分布中，没有重力势梯度参与。因此，可以判定：在相同含水量下， $V_x$ 应大于 $V_{x_0}$ 。

对(42)式进行微分，可得

$$V_x = dx/dt = m_1 n_1 t^{n_1-1} \quad (43)$$

由(42)式解出 $t$ ，并代入(43)式得，

$$V_x = m_1 n_1 \left[ (x - x_0)/m_1 \right]^{(n_1-1)/n_1} \quad (44)$$

把(44)式代入(41)式，有

$$K(\theta) = \frac{-\Delta\theta C(\theta)}{\frac{\partial \theta}{\partial x}} m_1 n_1 \left[ \frac{x - x_0}{m_1} \right]^{(n_1-1)/n_1} \quad (45)$$

下面也将分三种情况，求出(45)式中的 $x$ 和 $\partial\theta/\partial x$ 的 $\theta$ 表达式，从而获得 $K(\theta)$ 的 $\theta$ 表达式。

### 2.2.1 湿润锋湿度和平均湿度存在线性关系

在线性关系下，由(13)式，用 $x$ 换(14)中的 $z$ ，可以得到 $\partial\theta/\partial x$ 的表达式如下，

$$\frac{\partial \theta}{\partial x} = - \frac{(\theta - a\theta_i - b)^2}{aH} \quad (46)$$

(46)式和(18)式完全相等，这表明，在两个独立的过程中，湿润锋处的湿度梯度只与该处的土壤含水量有关。

容易得到 $x$ 的 $\theta$ 表达式为

$$x = - \frac{aH}{(\theta - a\theta_i - b)} \quad (47)$$

把(46)、(47)两式代入(45)式，则

$$K(\theta) = \frac{aH m_1 n_1 (\theta - \theta_i) C(\theta)}{(\theta - a\theta_i - b)^2} \left[ \frac{aH - x_0 (\theta - a\theta_i - b)}{m_1 (\theta - a\theta_i - b)} \right]^{(n_1-1)/n_1} \quad (48)$$

当 $\theta_i = 0$ 时，则

$$K(\theta) = \frac{aH m_1 n_1 \theta C(\theta)}{(\theta - b)^2} \left[ \frac{aH - x_0 (\theta - b)}{m_1 (\theta - b)} \right]^{(n_1-1)/n_1} \quad (49)$$



显然, 采用土壤水分的水平扩散再分布过程, 也能确定 $K(\theta)$ 。这时, 也只需确定 $a, b, m_1, n_1$ 这四个常数后, 就可以进行 $K(\theta)$ 和 $C(\theta)$ 之一为已知时的相互推求。

### 2.2.2 湿润锋湿度和平均湿度为幂函数关系

与上面的推导类似, 在(29)式的条件下, 容易推导出 $K(\theta)$ 的表达式为,

$$K(\theta) = \frac{m_1 n_1 H (\theta - \theta_i) C(\theta)}{d \theta \left[ (\theta/c)^{1/d} - \theta_i \right]^2} \left( \frac{H - x_0 \left[ (\theta/c)^{1/d} - \theta_i \right]}{m_1 \left[ (\theta/c)^{1/d} - \theta_i \right]} \right)^{(n_1-1)/n_1} + H \theta_i \quad (50)$$

当 $\theta_i = 0$ , 则有

$$K(\theta) = \frac{m_1 n_1 H \theta C(\theta)}{d \theta (\theta/c)^{2/d}} (\theta/c)^{1/d} \left( \frac{H - x_0 (\theta/c)^{1/d}}{m_1 (\theta/c)^{1/d}} \right)^{(n_1-1)/n_1}$$

化简得

$$K(\theta) = \frac{m_1 n_1 H C(\theta)}{d (\theta/c)^{1/d}} \left( \frac{H - x_0 (\theta/c)^{1/d}}{m_1 (\theta/c)^{1/d}} \right)^{(n_1-1)/n_1} \quad (51)$$

### 2.2.3 湿润锋湿度与平均湿度为指数函数关系

在(37)式所描述的关系下, 经过适当的推导, 在水平扩散再分布过程中,  $K(\theta)$ 的表达式为,

$$K(\theta) = \frac{m_1 n_1 H (\theta - \theta_i) C(\theta)}{B \theta \left[ \ln(\theta/A)^{1/B} - \theta_i \right]^2} \left( \frac{H - x_0 \left[ \ln(\theta/A)^{1/B} - \theta_i \right]}{m_1 \left[ \ln(\theta/A)^{1/B} - \theta_i \right]} \right)^{(n_1-1)/n_1} \quad (52)$$

当 $\theta_i = 0$ , 则

$$K(\theta) = \frac{m_1 n_1 H C(\theta) \theta}{B \left[ \ln(\theta/A)^{1/B} \right]^2} \left[ \frac{H - x_0 \ln(\theta/A)^{1/B}}{m_1 \ln(\theta/A)^{1/B}} \right]^{(n_1-1)/n_1} \quad (53)$$

## 2.3 非饱和土壤水分基本运动参数的理论表达式

我们仍分三种情况, 来讨论非饱和土壤水分的基本运动参数。由假定三, 土壤水分基本运动参数只与土壤含水量有关, 而与土壤水分的运动方式和过程无关。为讨论方便, 在下面的讨论中只涉及 $\theta_i = 0$ 的情况,  $\theta_i \neq 0$ 的情形也可以进行讨论, 只不过稍稍复杂些。我们还假定在相应过程中所加的水量 $H$ 相等, 这在实验中容易做到。

### 2.3.1 湿润锋温度与平均温度为线性关系

联立(27)和(49)两式, 可以获得 $C(\theta)$ 的表达式如下,

$$C(\theta) = \frac{(\theta - b)^2}{aH} \left( \lambda \frac{f_1(\theta)}{f_2(\theta)} - 1 \right) \quad (54)$$

其中,

$$f_1(\theta) = \left( \frac{aH - z_0 (\theta - b)}{m (\theta - b)} \right)^{(n-1)/n}$$

$$f_2(\theta) = \left( \frac{aH - x_0 (\theta - b)}{m_1 (\theta - b)} \right)^{(n_1-1)/n_1}$$

$$\lambda = mn/m_1 n_1$$

很明显, 有了 $C(\theta)$ 的表达式(54), 由(27)或(49), 就可获得 $K(\theta)$ 。在 $C(\theta)$ 、 $K(\theta)$ 都已知后, 由 $K(\theta) = D(\theta)C(\theta)$ ,  $D(\theta)$ 也就求出来了。因此, 下面只需求出 $C(\theta)$ 的表达式即可。

### 2.3.2 湿润锋湿度与平均湿度为幂函数关系

这时, 联立方程 (36) 和 (51) 两式, 解得的  $C(\theta)$  表达式如下,

$$C(\theta) = cd(\theta/c)^{1+d/d} \left( \lambda \frac{f_3(\theta)}{f_4(\theta)} - 1 \right) / H \quad (55)$$

其中,

$$f_3(\theta) = \left( \frac{H - z_0(\theta/c)^{1/d}}{m(\theta/c)^{1/d}} \right)^{(n-1)/n}$$

$$f_4(\theta) = \left( \frac{H - x_0(\theta/c)^{1/d}}{m_1(\theta/c)^{1/d}} \right)^{(n_1-1)/n_1}$$

### 2.3.3 湿润锋湿度与平均湿度为指数函数关系

在这种情况下, 联立 (39) 和 (53) 两式, 其  $C(\theta)$  的表达式如下,

$$C(\theta) = B/H\theta \ln^2(\theta/A)^{1/B} \left( \lambda \frac{f_5(\theta)}{f_6(\theta)} - 1 \right) \quad (56)$$

其中,

$$f_5(\theta) = \left( \frac{H - z_0 \ln(\theta/A)^{1/B}}{m \ln(\theta/A)^{1/B}} \right)^{(n-1)/n}$$

$$f_6(\theta) = \left( \frac{H - x_0 \ln(\theta/A)^{1/B}}{m_1 \ln(\theta/A)^{1/B}} \right)^{(n_1-1)/n_1}$$

## 参 考 文 献

- [1] Klute, A. & Dirksen, 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity, Laboratory methods. In, A. Klute (ed), Methods of Soil Analysis, Part I, Physical and Mineralogical Methods, Agronomy Monograph no. 9(2nd edition), 687~673. Amer. Soc. Agron., Madison, Wis., USA.
- [2] Gardner, W. R. & Miklich, F. J. 1962. unsaturated conductivity and diffusivity measurements by a constant flux method. Soil Sci. 93, 271~274.
- [3] Childs, E. C. & Collis-George, N. 1950. The permeability of porous materials. Proc. Roy. Soc. Aust. 201, 392~405.
- [4] Youngs, E. G. 1964. An infiltration method of measuring the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. Soil Sci. 97, 307~311.
- [5] Wesseling, J. & Wit, K. E. 1966. An infiltration method for the determination of the capillary conductivity of undisturbed soil cores. Wageningen Symposium "Water in the Unsaturated Zone", Int. Ass. Scienc. Hydrol., Proc., 223~234.
- [6] Kleijn, W. B., Oster, J. D. and Cook, N. 1979. A rainfall simulator with nonrepetitious movement of drop outlets. Soil Sci Soc. Am. J. 43, 1248~1215.
- [7] Ten Berge, H. F. M., Metselaar, K. & Stroosnijder, L. 1987. Measurement of matric flux potential, A simple procedure for the hydraulic characterisation of soils. Neth. J. Agric. Sci. 35, 371~384.
- [8] Knight, J. H. & Philip, J. R. 1974. Exact solutions of non-linear diffusion. J. Eng. Math. 8, 219~227.
- [9] Green, R. E., Ahuja, L. R. & Chong, S. K. 1986. Hydraulic conductivity, diffusivity, and sorptivity of unsaturated soils, Field methods. In, A. Klute (ed.) Methods of Soil Analysis, Part I, Physical and Mineralogical Methods, Agronomy Monograph no. 9 (2nd edition), 799~823.
- [10] Amerman, C. R., Hillel, D. & Petersen, A. E. 1970. A variable-intensity sprinkling infiltrometer. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 34, 830~832.
- [11] Rawitz, E., Margolin, M. & Hillel, D. 1972. An improved variable intensity sprinkling infiltrometer. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36, 533~535.
- [12] Petersen, A. E. & Bubenzer, G. D. 1986. Intake rate, Sprinkler infiltrometer. In, A. Klute (ed.), Methods of Soil Analysis, Part I, physical and Mineralogical Methods, Agronomy Monograph no. 9 (2nd edition), 845~870. Amer. Soc. Agron., Madison, Wis., USA.
- [13] Bouma, J., Hillel, D., Hole, F. D. & Amerman, C. R. 1971. Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through artificial crusts. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 35, 362~364.
- [14] Bouma, J. & Denning, J. L. 1972. Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through gypsum crusts. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 36, 846~847.
- [15] Raats, P. A. C. & Gardner, W. R. 1971. Comparison of empirical relation-

- ships between pressure head and hydraulic conductivity and some observations on radially symmetric flow. *Water Resour. Res.* 7, 921~928.
- [16] Wooding, R. A. 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.* 4, 1259~1273.
- [17] Scotter, D. R., Clothier, B. E. & Harper, E. R. 1982. Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. *Aust. J. Soil Res.* 20, 295~304.
- [18] Shani, U., Hanks, R. J., Bresler, E. & Oliveira, C. A. S. 1987. Field method for estimating hydraulic conductivity and matric potential water content relations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 298~302.
- [19] Watson, K. K. 1966. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resour. Res.* 2, 709~715.
- [20] Rose, C. W., Stern, W. R. & Drummond, J. E. 1965. Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in situ. *Aust. J. Soil Res.* 3, 1~9.
- [21] Dirksen, C. 1985. Relationship between root uptake and weighted mean soil water salinity and total leaf water potentials of alfalfa. *Irrigation Sci.* 6, 39~50.
- [22] Gardner, W. R. 1956. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20, 317~320.
- [23] Doering, E. J. 1935. Soil-water diffusivity by the one-step method. *Soil Sci.* 99, 322~326.
- [24] Gupta, S. C., Farrell, D. A. & Laison, W. E. 1974. Determining effective soil water diffusivities from one-step outflow experiments. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38, 710~716.
- [25] Passioura, J. B. 1976. Determining soil water diffusivities from one-step outflow experiments. *Aust. J. Soil Res.* 15, 1~8.
- [26] Chung, C. L., Anderson, S. H., Ganzer, C. J. & Hague, Z. 1988. Automated one-step outflow method for measurement of unsaturated hydraulic conductivity. *Agronomy Abstracts*, 181.
- [27] Bruce, R. R. & Klute, A. 1956. The measurement of soil-moisture diffusivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20, 458~462.
- [28] Wisler, F. D., Klute, A. & Peters, D. B. 1968. Soil water diffusivity from horizontal infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32, 6~11.
- [29] Kirkham, D. & Peters, W. L. 1972. *Advanced Soil Physics*, Wiley, pp. 534.
- [30] Arya, L. M., Farrell, D. A. & Blake, G. R. 1975. A field study of soil water depletion patterns in presence of growing soybean roots. I. Determination of hydraulic properties of the soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 39, 424~430.
- [31] van Grinsven, J. J. M., Dirksen, C. & Bouten, W. 1985. Evaluation of the hot air method for measuring soil water diffusivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49, 1093~1099.

- [32] van Den Berg, J.A. & Louters, T. 1983. An algorithm for computing the relationship between diffusivity and soil moisture content from the hot air method, *J. Hydrol.* 83, 149~159.
- [33] Dirksen, C. 1979. Flux-controlled sorptivity measurements to determine soil hydraulic property functions, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43, 827~834.
- [34] Dirksen, C. 1975. Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurements, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39, 22~27.
- [35] Klute, A. 1972. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils, *Soil Sci.* 113, 264~276.
- [36] Jones, A. J. & Wagenet, R.J. 1984. In situ estimation of hydraulic conductivity using simplified methods, *Water Resour. Res.* 20, 1 620~1 626.
- [37] Libardi, P.L., Reichardt, K., Nielsen, D.R. & Biggar, J. W. 1980. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 3~7.
- [38] Gardner, W. R. 1970. Field measurement of soil water diffusivity, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34, 832~833.
- [39] 邵明安. 根据土壤水分的再分布过程确定土壤的导水参数, 《中国科学院西北水土保持研究所集刊》, 1985, 第2集, 47~63页。