

黄土高原几种质地土壤的水分扩散率

石玉洁 杨新民 史竹叶

提 要

本文采用水平土柱入渗法,测定了四种不同质地、不同孔隙度土壤的水分扩散率。结果表明,粘粒含量较多和孔隙度较小的土壤,单位时间内入渗水量较少,渗到既定距离需要的时间较长。各种质地土壤的扩散率 D 都随含水量增加而增加。当饱和度相同时,质地愈粘重,扩散率愈小。扩散率和孔隙度呈正相关。本文建立了土壤扩散率 D 和饱和度 G 的经验函数方程。将其运用到非饱和水分运动方程中,以有限差分数值算法,所得土壤含水量的计算值和实测值比较接近,说明这些经验公式有一定的可靠性。

土壤中非饱和水运动与人类的生产和生活有着极为密切的关系。因此,目前对非饱和水运动规律的研究,在国内亦引起普遍重视。关于非饱和水运动的基本方程,最常见的有如下形式:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} \quad (1)$$

该方程称为扩散型方程,是一个二阶非线性偏微分方程。

方程(1)中出现的 $K(\theta)$ 、 $D(\theta)$ 参数都不是常数,其定义为:

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{d\varphi}{d\theta} \quad \text{或} \quad D(\theta) = K(\theta) / \frac{d\theta}{d\varphi}$$

式中 $K(\theta)$ 为非饱和导水率, $\frac{d\theta}{d\varphi} = C(\theta)$ 称为比水容量或容水度,它是水分特征曲线在某一指定的含水量 θ 下的斜率。它们都是随土壤吸力或含水量 θ (体积比)变化而变化的,故必须通过试验测定或计算的方法才能获得。

一、供试土壤和试验方法

(一) 供试土壤

研究用土壤共四种,即重壤土、中壤土、轻壤和砂壤土,其机械组成见表1。可以看出,供试土壤的机械组成具有两个特点:

(1) 颗粒组成从北向南有逐渐由粗变细的趋势。例如从榆林至武功,土壤的物理

表 1 供试土壤的机械组成

采集地点	各级颗粒(毫米)含量百分数(%)							土壤类别 (苏制)
	1—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	<0.001	<0.01	
武功	0.38	8.82	12.6	12.7	20.6	14.9	48.2	重壤土
洛川	0.11	14.89	54.8	8.2	11.4	10.6	30.2	中壤土
安塞	0.17	14.23	59.3	6.9	6.4	13.0	26.3	轻壤土
榆林	0.57	44.53	36.3	1.7	5.9	11.0	18.6	砂壤土

砂粒(>0.01毫米)含量,由81.4%下降到51.8%。而物理粘粒(<0.01毫米)含量显著增加,由18.6%上升到48.2%。

(2) 质地均一。例如采自武功的土壤,其颗粒组成主要集中在0.05—0.001毫米粒级,其含量为75.9%。其它三种土壤以0.25—0.01毫米粒级占优势,其含量分别为:洛川69.69%,安塞73.53%,榆林80.83%。

(二) 试验方法

将风干土过2毫米筛,装入有机玻璃管中,玻管内径5毫米,总长为100厘米,共分三段。水室段,滤层段各长10厘米,试样段长80厘米;把四种供试土壤分别以不同干容重装入试样段,制备成土柱,并将每一种容重重复一次,对于重复土柱,可以允许湿到不同距离。开始进行试验时,把制备好的土柱,水平放置在U形槽口木座上,采用马里奥特瓶自动供水,以控制供水水头不变(相当于使进水端含水量近似不变)。

该方法实质上是进行水平土柱的入渗试验,试验过程中,记录不同时间及其湿润锋前进距离。试验结束时,记下试验的总历时,并测定土柱不同水平距离的含水量。测定含水量采用烘干法(在有机玻璃管上事先开有测孔),整个试验装置见图1所示。

(三) 试验原理[1][2]

水平土柱入渗法测非饱和土壤

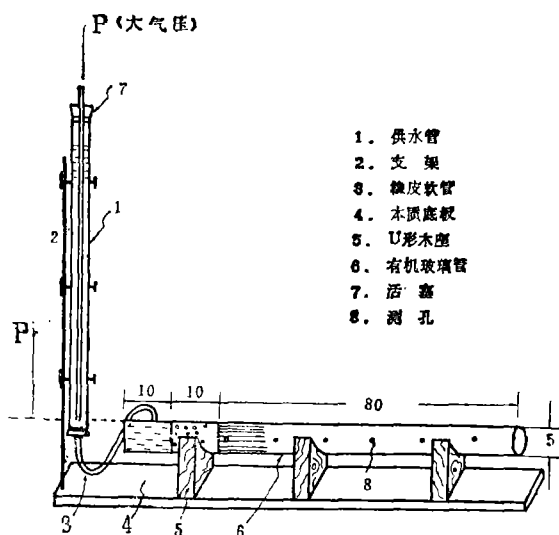


图 1 试验装置示意图
(尺寸单位:厘米)

水运动参数——扩散率 $D(\theta)$,要求土壤质地均一,初始含水量分布均匀,进水端边界含水量稳定不变,忽略重力作用,看作一维流问题。其基本微分方程及定解条件为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad (2)$$

$$\theta(x, t) = \theta_0 \quad x > 0, t = 0 \quad (3)$$

$$\theta(x, t) = \theta_s \quad x = 0, t > 0 \quad (4)$$

式中: t 代表时间(分), x 为水平距离(厘米), θ 为含水量(厘米³·厘米⁻³)。

方程(2)是一个非线性偏微分方程,应用Boltzmann变换求解,解出结果得 $D(\theta)$ 的表达式为:

$$D(\theta) = \frac{-1}{2 \left(\frac{d\theta}{d\lambda} \right)} \int_{\theta_0}^{\theta} \lambda d\theta \quad (5)$$

式中, λ 为Boltzmann变换参数, $\lambda = xt^{-1/2}$ 。

把方程(5)改变为数值积分进行计算,即得扩散率 $D(\theta)$ 的近似值,其表达式为:

$$D(\theta) = \frac{\Delta \lambda}{\Delta \theta} \left(-\frac{1}{2} \sum \lambda \Delta \theta \right) \quad (6)$$

通过对(6)式的计算,便得 $D(\theta)$ 与 θ 关系曲线。

二、结果与讨论

四种供试土壤的物理性质和有关试验结果列于表2。表2说明四种土壤不同于容重的变化约为0.08—0.2克/厘米³,而孔隙度的变化范围为0.03—0.08左右。由于土壤质地和孔隙度(或干容重)的差异,因而对水分扩散率 D ,以及其他有关要素的影响,也是不同的。

(一) 土壤质地和孔隙度与湿润锋移动距离的关系

1. 不同质地土壤对湿润锋移动距离的影响

根据扩散原理,在一维水平流情况下,用Boltzmann变换推导方程(5)时,要求有恒定的含水量剖面,即湿润锋面的前进距离 x 与时间的平方根成比例,且二者成直线关系,即 $x = \lambda(\theta)t^{1/2}$ 。图2A是本试验对四种不同质地的土壤,在孔隙度相近时测得的结果。由图2A知,测定结果与计算值是吻合的,且重现性较好。当入渗时间相同时,重壤土的湿润范围大约比中壤土小一半,比轻壤土小67%,比砂壤土小76%。这说明土质越粘重,湿润范围越小。

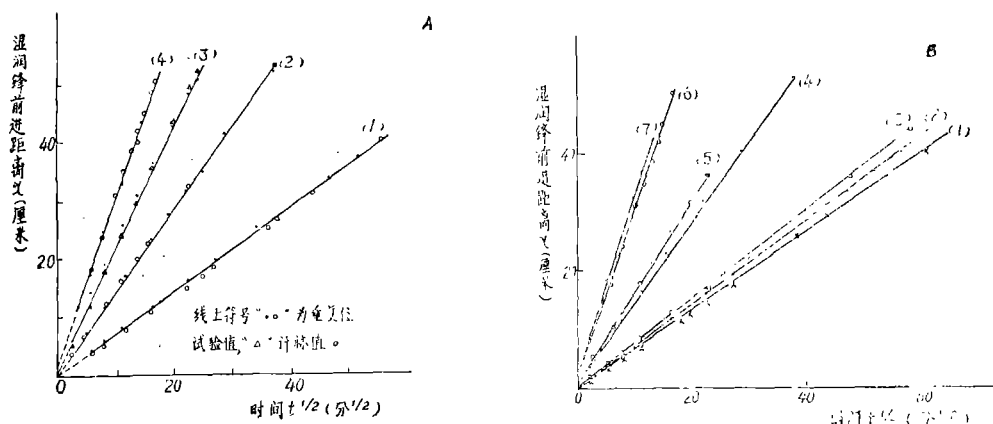
2. 孔隙度不同对湿润锋移动距离的影响

表 2 不同质地土壤的物理性质和扩散率D经验公式资料

土 壤	干 容 重 (克/厘米 ³)	土粒比重 (克/厘米 ³)	孔 隙 度	湿润锋前进 速 率 $\lambda = x t^{-\frac{1}{2}}$ (厘米/分 ^{$\frac{1}{2}$})	入 渗 率 $q = \frac{1}{2} A t^{-\frac{1}{2}}$ (厘米/分 ^{$\frac{1}{2}$})	经验公式采用幂函数形式 $D = D_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^N = D_s G^N$
重壤土	1.21	2.62	0.543	0.81	0.0028	$D = 2.49 G^{4.978}$
	1.27	2.62	0.521	0.76	—	$D = 2.009 G^{4.978}$
	1.37	2.62	0.483	0.72	0.0025	$D = 1.344 G^{4.978}$
	1.41	2.62	0.462	0.68	0.0023	$D = 1.161 G^{4.978}$
中壤土	1.218	2.64	0.539	1.76	0.012	$D = 53.41 G^{7.855}$
	1.281	2.64	0.515	1.52	0.0093	$D = 22.074 G^{8.958}$
	1.418	2.64	0.463	1.40	0.0088	$D = 4.027 G^{5.045}$
轻壤土	1.182	2.61	0.547	2.65	0.0253	$D = 208.11 G^{9.983}$
	1.277	2.61	0.511	2.34	0.0211	$D = 34.83 G^{8.186}$
	1.33	2.61	0.490	2.16	0.0156	$D = 15.45 G^{8.236}$
砂壤土	1.25	2.61	0.521	3.18	0.0423	$D = 115.08 G^{7.398}$
	1.33	2.61	0.490	3.04	0.033	$D = 53.55 G^{7.286}$

图 2 B 表示三种土壤的孔隙度不同时, 湿润锋前进距离 x 与时间 $t^{1/2}$ 的函数关系。每一种土壤当孔隙度不同时, 在入渗时间相同的情况下, 湿润锋移动距离是不同的。例如重壤土, 当 $t = 2,500$ 分钟, 孔隙度为 0.462 及 0.543 时, 湿润锋前进距离 x 分别为 33.7 厘米及 38.4 厘米。可见, 孔隙度越大, 湿润范围也越大, 反之亦然。

由图 2 B 还可看出, 除重壤土外, 每条曲线都出现一个小的正截距, 该值对同一种土壤来说, 并不受孔隙度变化的影响。也就是说, 同一种土壤不同孔隙度时, 其截距为一个常数。但该值却随土壤质地不同而不同, 如重壤土的截距为零, 中壤土为 0.7 左右, 砂壤土大约为 2.0。因此, 笔者认为, 在 $x = \lambda(\theta)t^{1/2}$ 函数关系中, 加上一个系数 R 是适宜的, 即表达式应为 $x = \lambda(\theta)t^{1/2} + R$, 这样能更好的反映实际情况。

图2 距离 x 与时间 $t^{1/2}$ 关系曲线

A. 土质不同, 孔隙度相近; B. 土质不同, 孔隙度也不同

(1)、(2)、(3)为重壤土, (4)、(5)为中壤土, (6)、(7)为砂壤土

(二) 土壤质地和孔隙度与湿润锋前进速率的关系

由前述可知, 图2中各曲线的斜率 (即 $\lambda(\theta) = xt^{-1/2}$) 反映湿润锋向前移动的快慢程度, 在此不妨把它叫“湿润锋前进速率”。它同时受多种因素的影响, 如土壤质地、孔隙度、土壤结构、初始含水量和环境温度等。

如果从时间角度考虑, 当水分渗到已知距离时, 中壤土、轻壤土和砂壤土分别比重壤土需要的时间少37.5%、88.9%和94.4%。

当土壤质地相同和孔隙度不同的情况下, 同一时间内, 重壤土的孔隙度增加0.081时, 水分渗入的范围, 比低孔隙度大19.1%; 而中壤土、轻壤土和砂壤土的孔隙度分别增加0.076、0.057及0.031时, 水分渗入的范围依次比孔隙度大25.7%、22.7%及4.6%。例如, 重壤土在1,200分钟内, 当孔隙度为0.543时, 湿润锋移动28.06厘米, 而孔隙度为0.462时, 则移动23.56厘米。

如果重壤土的孔隙度增加0.081, 当湿润锋前进到已知距离时, 需要的时间比低孔隙度少29.6%, 中壤土、轻壤土和砂壤土的孔隙度依次增加0.076、0.057及0.031时, 所需要的时间分别比低孔隙度少37%、33.3%和8.5%。

(三) 土壤质地和孔隙度与水平入渗率的关系

在水平入渗过程中, 除前述湿润锋移动距离及移动速率 ($\lambda(\theta) = xt^{-1/2}$) 两个要素外, 还有入渗率, 它表示单位时间内单位面积上入渗的水量。该值可由 t 时间内土壤含水率剖面和初始含水率剖面之差计算出。在水平条件下为:

$$Q(t) = \int_0^{\infty} (\theta - \theta_0) dx = \int_{\theta_0}^{\theta} x d\theta = \int_{\theta_0}^{\theta} \lambda(\theta) t^{1/2} d\theta = A t^{1/2} \quad (7)$$

式中, $A = \int_{\theta_0}^{\theta} \lambda(\theta) d\theta$ 称为土壤吸收率, 其定解条件同式(3)及(4)。

所以, 入渗率为

$$q(t) = \frac{dQ(t)}{dt} = \frac{1}{2} A t^{-1/2} \quad (8)$$

把方程(8)和(5)加以比较, 看出两式含有共同的要素, 即土壤吸收率A, 它是单位面积上吸收的水量, 这说明扩散率 $D(\theta)$ 和入渗率 $q(t)$ 之间也存在着极为密切的关系。

水平入渗达到稳定阶段的入渗率 $q(t)$ 也列于表2。由表2可知, 在相同时间内, 当土质不同孔隙度相近(如0.483, 0.463, 0.49)时, 重壤土吸着的水量比中壤土少71.6%, 也分别比轻壤土和砂壤土少84%和92.4%。

若土质相同孔隙度不同时, 在相同时间内, 重壤土的孔隙度增加0.081, 比低孔隙度多吸收水分21.7%; 中壤、轻壤和砂壤土的孔隙度分别增加0.076, 0.057及0.031时比低孔隙度多吸收水分依次为: 6.4%, 62.2%及28.2%。那么它们吸收的水量相同时, 比低孔隙度分别少用32.5%、46.2%、62%及39.1%的时间。

上述分析说明, 土壤中的粘粒含量越多, 孔隙度越小, 在相同时间内, 吸收的水量越少, 入渗的范围越小, 若渗到既定距离, 需要的时间也越长。反之, 吸收的水量越多, 入渗的距离越长, 如果渗到既定距离, 需要的时间也越短。

(四) 土壤质地和孔隙度与土壤水分扩散率的关系

1. 土壤质地和孔隙度对扩散率的影响

由图3扩散率 D 和饱和度 G 的函数关系可知, 各种质地土壤的扩散率 D 都随含水量 θ 增加而增加(因 $G = \theta/\theta_s$)。当饱和度已知, 例如 $G = 0.6$, 分别查得重壤土、中壤土、轻壤土和砂壤土的 D 值, 依次为0.11、0.24、0.8及1.36厘米²/分。

在土壤质地相同孔隙度不同情况下, 如图4所示, 如果 G 相同, 则扩散率 D 与孔隙度呈正相关关系。例如重壤土的孔隙度由0.543减小到0.462时, 其扩散率 D 也随之减小。

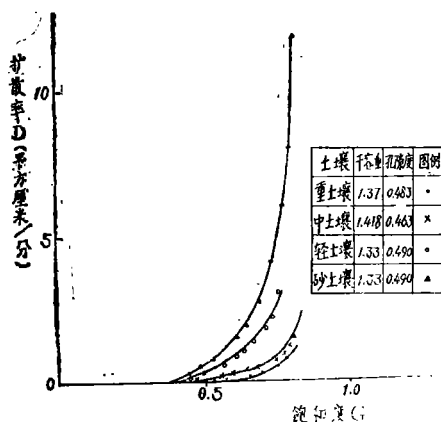
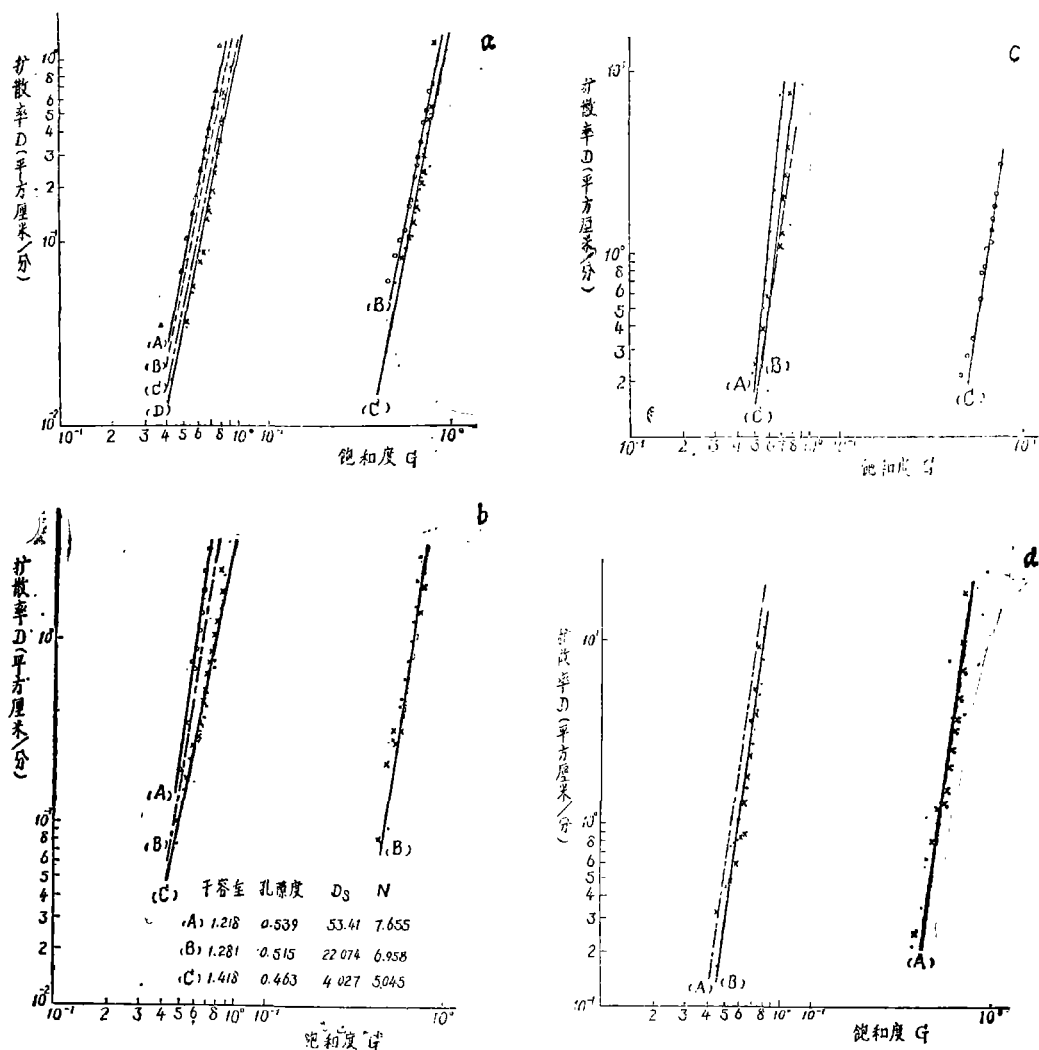


图3 D与G关系曲线
(土质不同, 孔隙度相近)

图4 D与G关系曲线: $D = D_s G^N$ (经验公式)

a. 重壤土 b. 中壤土 c. 轻壤土 d. 砂壤土

2. 土壤水分扩散率D的经验公式

用方程(6)算出的D值和饱和度G, 在双对数坐标纸上呈良好的线性关系(见图4), 可用幂函数形式表示:

$$D = D_s (\theta/\theta_s)^N = D_s G^N \quad (9)$$

式中: D_s ——直线的截距 (厘米²/分);

θ_s ——饱和含水量 (厘米³·厘米⁻³), 等于孔隙度;

θ ——与扩散率D——对应的含水量 (厘米³·厘米⁻³);

N——直线的斜率;

G ——为饱和度 ($G = \theta/\theta_s$)。

系数 D_s 和 N 是随土壤质地和孔隙度不同而变化的(表2)。 D_s 值随粘粒含量减少而增加,其变化幅度比较大,高者达两个数量级。而 N 值只是在一个数量级上变化。这说明细质地土壤的扩散率随含水量的变化速率,比粗质地土壤慢,但二者相差并不显著,只是在一个数量级上波动。

在土质相同而孔隙度不同的情况下,高孔隙度比低孔隙度的 D 值有明显的增加,而 N 值则变动不大。从表2可看出,重壤土的 N 值在所有孔隙度情况下都不变,其它三种土壤的 N 值,当孔隙度增大时,也只是在一个数量级内有所增大。这充分说明,孔隙度变化时,重壤土的水分扩散率随含水量的变化速率保持不变,其它三种土壤的变化速率虽有变化,但亦不显著。

3. 扩散率 D 值经验公式的可靠性

把上述四种不同质地土壤的扩散率经验公式代入非饱和土壤水运动方程(2),通过有限差分数值计算求出水平土柱不同距离处的含水量,用以预报土壤水分分布;但对数值计算结果的可靠性必须进行验证。为此,以水平入渗的实测值为依据,与计算结果

作比较,若二者相吻合,即认为计算值是可靠的,或者说将所归纳的扩散率经验公式,用于预报土壤水分分布是可行的。

现以中壤土为例,把实测值与计算值绘于图5,由图5看出,计算值与实测值并不一致,造成二者偏离的原因,可能由于本试验只考虑土壤质地和孔隙度两个因素,至于其它因子的影响并未论及。同时也可能与模拟的时间长短有关,因而会带来计算上的舍入误差。但总的说来,计算值和实测值是比较接近的。所以在非饱和土壤水运动方程中,采用本文归纳的扩散率 D 值经验公式,预报土壤含水量分布,是有参考价值的。

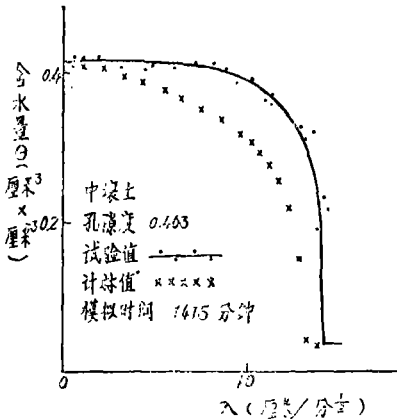


图5 θ 与 λ 关系曲线
(中壤土实测值与计算值的比较)

三、结 论

通过水平入渗试验,测定了不同质地、不同孔隙度土壤水分扩散率,在大量实测资料基础上,将水分扩散率 D 和饱和度 G 的关系,归纳成幂函数形式的经验公式。并讨论了土壤质地和孔隙度(或干容重)对扩散率 D 值的影响,指出各种质地土壤的扩散率,都是随含水量增加而增大的;当饱和度相同时,扩散率是随土壤粘粒含量的减少而增大,也是随孔隙度增大而增大的。本试验所用四种土壤的粘粒含量依次为:重壤土>中壤土>轻壤土>砂壤土。从而,它们的扩散率 D 呈现出相反的顺序。

同时,本报告还将上述经验公式,用于非饱和土壤水运动方程中,用有限差分数值计算方法,求出了含水量 θ 与 λ 关系的计算值。经检证,该计算值与实测值比较接近,这说明水分扩散率经验公式是可靠的。把该公式用于非饱和土壤水运动方程中,预报土壤含水量分布,是具有一定参考价值的。

参 考 文 献

- 〔1〕 清华大学水利系水资源及农田水利教研组,土壤水动力学,1982,2,32—33页。
- 〔2〕 R.R.Bruce and Klute, The measurement of soil moisture diffusivity, Soil Sci. Soc. of Amer. Proc, Vol. 20, No. 4, 1956, p 453—462.
- 〔3〕 RAY D Jackson, Porosity and soil-water diffusivity relations, Soil Sci. Soc. of Amer. Proc. Vol. 27, No. 2, 1963, p125—126.
- 〔4〕 清华大学水利系农水教研组,一维非饱和土壤水有限差分数值计算研究,1981.
- 〔5〕 孙纳正,地下水流的数学模型和数值方法,地质出版社,1981, 103—104页。

THE WATER DIFFUSIVITY OF DIFFERENT TEXTURE SOILS IN THE LOESS PLATEAU

Shi Yujie Yang Xinmin Shi Zhuye

ABSTRACT

The water diffusivity was determined for four soils with different texture and porosity using an infiltration method of horizontal columns. Experiments show that infiltrating water into a given distance needs longer time for the soils having higher content of clay and less porosity. The diffusivity D increase with increasing of soil water content θ for different texture soils. At the identical saturation G , the clayer the soil texture, the less the diffusivity is. The positive relation exists between soil diffusivity and porosity in the same texture soils.

The experiential formulas of power function form between diffusivity D and saturation G is proposed in present paper. Calculated values obtained by these formulas through numerical calculation method of limited difference in unsaturated water movement equation approach measured values. It is explained that these experiential formulas are reliable.