

黄土中砂层对入渗特性的影响

王文焰 张建丰 汪志荣

(西安理工大学水资源研究所, 710048)

杨志威

(西北建筑工程学院建筑系, 西安, 710061)

文 摘 本文根据土壤水的能量原理, 对砂层在黄土中的入渗特性进行了室内一维土柱的入渗试验研究及数学模拟。结果表明: 在黄土中设置砂层不仅具有良好的阻水性, 使下渗水流在一定限度内滞留于砂层以上的土体内, 增加了上层土壤的持水能力; 而且还具有减渗性, 使下渗水量及入渗锋面的湿润速度明显减小, 并且还可将下渗的非线性过程转化为线性过程, 从而使整个入渗过程进入一个具有较小入渗率的稳渗阶段。本研究结果为在黄土地区采用设置砂层的方法, 作为水利、建筑工程以及西北农村窑洞民居的一项防渗、减渗的工程技术措施提供了理论依据。

关键词 能量原理, 入渗, 阻水性, 减渗性。

1 基本原理

根据近代土壤物理学研究, 土壤水与自然界一切物体一样具有能量。土壤中任意一点的能量大小是土水势 ψ 。组成土水势的5个分势是压力势 ψ_p 、重力势 ψ_g 、基质势 ψ_m 、溶质势 ψ_{os} 和温度势 ψ_T 。在不考虑温度及溶质的影响下, 非饱和土壤水分的运动主要取决于重力势和基质势。由于基质势恒为负值, 且又是土壤含水量 θ 的函数, 因而土壤含水量由饱和逐渐变小时, 基质势则可由零变化至负十几个大气压。由此可见, 非饱和土壤水运动的驱动力主要是基质势^[1]。

由于土壤中水分在数量(含水量)和能量(基质势)间有密切关系, 因此可以通过专门仪器和设备对其测定^[2], 并将二者关系称为土壤水分特征曲线(图1)。该曲线是研究土壤水分保持和运动的重要依据。

大量试验资料表明土壤的质地、结构及温度等影响着土壤水分特征曲线。图1即为对甘肃省西峰黄土及细砂所测定的水分特征曲线。由图可见, 二者在同一含水量下, 其各自具有的能量大小是不相同的, 即细砂的基质势大于西峰黄土; 同样二者在能量水平相同情况下, 其各自具有的含水量也不同,

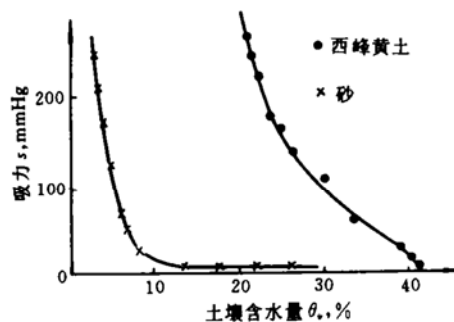


图1 西峰黄土及细砂的水分特征曲线

即西峰砂壤土大于细砂。这种差异主要是由于不同质地土壤中的粘粒含量及毛管孔隙发育程度不同所引起的^[3]。

根据这一基本原理,在水向一个层状结构的土体内入渗时,无论夹层土壤的质地较表层土壤粗或细,土体内的夹层均会对下渗水流起到阻水的作用^[1,3]。

对于层状土壤水分运动规律,国内外学者已做了不少研究^[4~7],但对砂层在黄土中的阻水性尚未见到系统研究的报告和论述。为此笔者根据土壤水的能量原理,采用甘肃西峰黄土,通过在室内一维土柱入渗试验,对砂层的阻水性及减渗性进行了研究,并对其进行了数学模拟。试验中采用了先进的测量手段,即利用放射性同位素测定土体内水分含量的动态变化,以及利用改进后的马氏入渗仪对入渗水量的自动检测等,大大提高了试验量测精度及可靠性。

2 阻水性的试验研究

为了研究砂层在黄土中的阻水特性,试验是在室内采用扰动的甘肃西峰黄土及三种不同粒径组成的砂料进行的,其粒径组成情况分别见表 1, 2。

整个试验是在直径为 11.8cm,高 80cm 的有机玻璃圆筒内进行。西峰黄土经过处理过筛(2mm),按一定容重分层称重装入土筒。为便于对比不同粒级的砂层对入渗水流阻水性的影响,各试验处理方案的砂层均处于表层土以下 35cm,厚度均为 10cm。

表 1 甘肃西峰黄土的粒级组成						
粒 级 (mm)	0.25	0.1	0.05	0.025	0.01	0.005
小于某一粒级所占重量百分数 (%)	100	99.8	91.6	53.6	24.1	14.7

表 2		细、中、粗砂的粒级组成								
粒 级 (mm)		10	7	5	3	2	1	0.5	0.25	0.1
小于某一粒 级所占重量 百分数 (%)	细	100	99.87		99.50	93.70	84.70	76.90	39.50	7.00
	中	100	99.94	99.77	68.85	30.15	4.65	0.60	0.49	0.41
	粗	100	96.99	8.98	0.36	0.16	0.09	0	0	0

2.1 砂层的阻水作用

为研究砂层在黄土中的阻水性,试验将一定量的水注入土筒内,并加盖防止蒸发;待其土面的水全部渗入土内,土壤水分已处于再分布过程,则采用 γ 射线透射法测量土柱的水分割面状况,以了解砂层的阻水作用。由于注入土筒的水量一定,且无蒸发及其它损失,故每次测量所得的土壤水分剖面均可根据水量平衡原理进行计算,以检验确定土壤水分剖面的测量精度及正确性。

整个试验装置系统见图 2 所示。有关 γ 透射法测量土壤含水量试验装置系统参阅文献[8]。

根据对西峰黄土(容重 $\gamma = 13.5\text{kN/m}^3$)及细、中、粗三种砂层($\gamma = 16.5\text{kN/m}^3$)的试验结果可以看出:

a) 在一定量的水注入土筒后,当下渗水流到达砂层上界面时,土壤水则不继续向下层

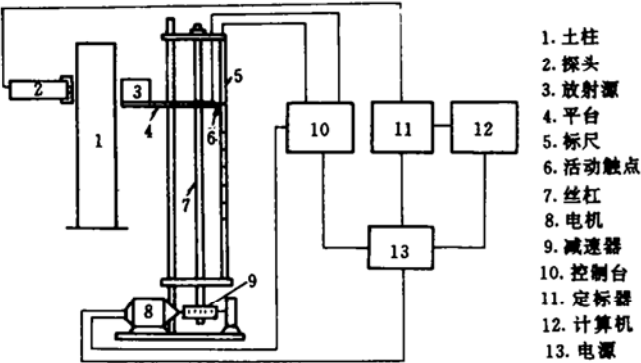


图 2 试验装置示意图

运动，土壤含水量在此界面以上逐渐增加，土砂交界面处含水量随着时间的延长出现突变。此后土壤水分进行再分布，界面以上最终出现稳定的水分剖面。图 3 为 10cm 厚的细砂阻水层的土壤水分剖面图。当注入 1200ml 的水量于土筒内，入渗 72 小时后所测的土壤水分剖面表明，下渗水流全部滞留于砂层以上的土体内，砂层上界面的土壤容积含水量达到 28%，而细砂层的含水量仍保持在原始容积含水量 0.608%。

b) 当继续向土筒内注入 200ml 水量而使下渗总量增加到 1400ml 时，在入渗总时间 168 小时后所测水分剖面表明，下渗水流基本上仍全部滞留于砂层以上，此时砂层上界面土壤含水量达到 40.95%，该值已基本接近饱和含水量，而砂层上界面处的细砂含水量仅增加到 4.05%，此时进入砂层的全部水量约为 15ml，占总下渗水量的 1.07%。

c) 当继续再向土筒内注入 100ml 水量，三天后（即总入渗时间为 240 小时）所测水分剖面表明，砂层以上的土体水分剖面变化不大，而砂层及下层的土体含水量变化较大，说明再次注入的 100ml 水量大部分已不能继续保持在砂层以上的土体中，而在势梯度的作用下开始渗入下层。

由此可见，砂层的存在增加了上层土体的持水能力，在下渗水流没有达到它最大持水能力以前，砂层起到了阻止水流继续向下层渗流的作用。

2.2 砂层的阻水能力及影响因素

根据上述土壤水的能量概念，砂层的阻水能力以及上层土体的持水能力直接与双层结构的土、砂质地、容重与厚度有关。本文针对西峰黄土所作的细、中及粗砂层的试验成果表明，在砂层埋深 35cm 及厚度 10cm 的相同条件下，各种砂层的阻水作用甚为接近。表 3 的资料为三种不同粒径的砂层，在土筒注入 1500ml 后阻水能力的对比情况。

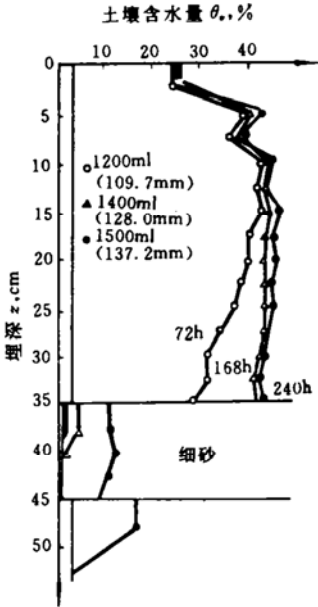


图 3 细砂阻水层情况下的土壤水分剖面图

表 3 不同粒径砂层的阻水能力对比

砂类	上层土壤 持水量 (ml)	砂层持水量 (ml)	下层土壤 持水量 (ml)	砂层上界面 土壤含水量 (%)	上层土壤持水量占 总水量的百分数 (%)	水分剖面 测量误差 (%)
细砂	1446.05	101.75	50.99	42.24	96.40	6.6
中砂	1479.21	37.41	—	41.77	98.61	1.1
粗砂	1466.42	12.45	21.43	41.31	97.76	0.02

为了解双层结构中土壤容重的变化对砂层阻水性的影响, 试验中对西峰黄土的干容重进行了 13.5, 14.5, 及 15.5 kN/m³ 三种不同处理。试验结果表明, 砂层以上土体的持水能力有随干容重增加而减小的趋势 (见表 4)。

表 4 不同土壤容重的持水能力对比

干容重 (kN/m ³)	加水量 (ml)	上层土持水量 (ml)	占加水量的百分数 (%)	测量精度 (%)
13.5	1500	1446.05	96.40	+ 6.6
14.5	1500	1355.92	90.39	- 4.9
14.5	1600	1356.26	84.77	- 5.6
15.5	1500	1298.37	86.56	- 4.9
15.5	1600	1308.74	81.80	- 5.8

3 减渗性的试验研究

在黄土中设置砂层, 它的作用不仅表现在增加了砂层以上土体的持水能力, 同时也反映在减小入渗量和降低下渗锋面的湿润速度上。为了研究这一规律, 整个试验采用积水入渗方式, 试验在直径为 11.8cm 的有机玻璃圆筒内进行, 土面上积水深均为 4cm, 供水系统采用改进的马氏瓶试验测量装置, 可自动记录各时间的入渗累积水量, 同时采用 γ 射线透射法测量不同时间的土壤水分剖面, 并观测入渗锋面的深度。西峰黄土的容重均控制为 13.5 kN/m³。

为了解不同粒径的砂层以及砂层的埋深 z 对入渗的影响, 整个试验进行了 11 组试验方案的处理 (见表 5)。同时为了对比, 又进行了不设置砂层的均质西峰黄土的入渗试验。

3.1 砂层埋深、粒径对入渗的影响

(1) 累积入渗水量与时间关系

各方案的入渗试验表明:

当入渗锋面未到达砂层之前, 其累积入渗水量 F 随时间 t 的变化试验点均落在不设有砂层的均质黄土的曲线上; 其入渗水量的变化符合一般均质土的非线性变化过程 (图 4); 其二者的函数关系, 根据 85 个试验点的回归拟合, 可用下式表示:

$$F = 41.626t^{0.558} \quad (1)$$

式中 F 为累积入渗水量 (mm); t 为入渗时间 (h)。该式相关系数 $R=0.99814$ 。

当入渗锋面到达砂层后入渗水量开始减小, 反映在累积入渗水量随时间变化曲线上出现明显转折, 二者关系转为线性变化, 且关系极佳 (见图 4)。根据对中砂层埋深 z 为 25cm 的

试验结果表明，入渗时间长达 56.8 小时时累积入渗水量试验点仍严格保持线性关系。由此可见，入渗锋到达砂层之后入渗率不再随时间变化而开始进入稳渗阶段。

(2) 入渗率与砂层埋深、粒径关系

将不同砂层埋深情况下的累积入渗量出现转折的时间 t_1 （即标志入渗开始进入稳渗阶段时间），及其稳定入渗率 f_p 的试验成果示于表 5。

由表 5 可以看出，进入稳渗阶段的时间 t_1 仅与砂层埋深 z 有关，而与砂层的粒径关系不大。明显看出 t_1 随砂层埋深 z 的增加而增大，二者关系经回归分析可以下式表示：

$$t_1 = 0.00946z^{1.982} \tag{2}$$

式中 z 为砂层埋深 (cm)，该式 $R = 0.993514$ 。

将表示累积入渗量 F 随时间变化的关系式 (1) 对时间 t 求导，即可得出表示均质情况下入渗率 f 随时间的关系式

$$f = \frac{dF}{dt} = 23.227t^{0.442} \tag{3}$$

并以此关系求出各试验方案开始进入稳渗阶段 t_1 时刻的瞬时入渗率 f （见表 6）。由表 5、6 可见：在砂层粒径一定情况下，进入稳渗阶段后的稳渗率 f_p 随砂层的埋深增加而减小，其减小程度如以各稳渗率 f_p 与开始进入稳渗阶段 t_1 时刻的瞬时入渗率 f 的比值表示，则可看出，对于细砂层其减小的变化范围在 0.32~0.43；而当砂层埋深相同时，其入渗率减小程度有随砂层粒径的增大而增加的趋势，反映在 f_p/f 比值上，由细砂变为粗砂其值可由 0.38 左右减至 0.23 左右。

表 5 各试验方案 t_1 及 f_p 值

砂层埋深 z (cm)		15	25	30	35	50	60
细砂层 $d_{50}=0.054\text{cm}$	t_1 (h)	2.0	5.3	9.0	10.0	19.3	26.3
	f_p (mm/h)	5.464	4.252	3.857	3.136	2.700	2.308
中砂层 $d_{50}=0.26\text{cm}$	t_1 (h)	2.0	5.5				
	f_p (mm/h)	3.890	2.880				
粗砂层 $d_{50}=0.60\text{cm}$	t_1 (h)	2.2	5.2		10.3		
	f_p (mm/h)	3.525	2.700		1.975		

注：①砂层厚度均为 10cm。

如以细砂层的稳渗率 f_{p0} 为依据，并将其它不同粒径砂层的稳渗率 f_p 均与其进行对比，且将二者比值定义为 η ，即

$$\eta = f_p/f_{p0} \tag{4}$$

则由表 6 可见，同一粒径砂层之 η 值较稳定，且有随砂层粒径变粗而减小的趋势。

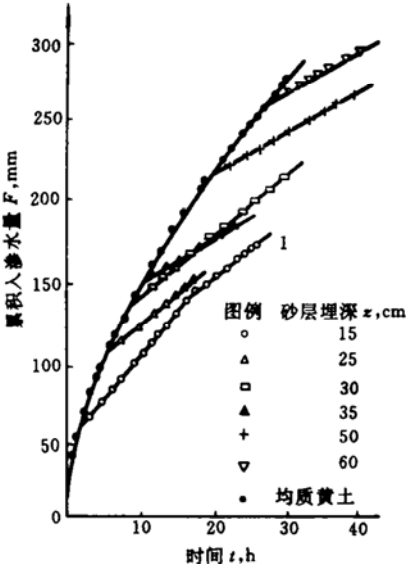


图 4 细砂阻水层累积入渗量与时间变化关系

表 6 各试验方案 t_1 和 η 值

砂层埋深 z (cm)		15	25	30	35	50	60	平均值
t_1 (h)		2.0	5.3	9.0	10.0	19.3	26.3	
f (mm/h)		17.098	11.114	8.795	8.395	6.277	5.475	
细砂	f_{p0}/f	0.320	0.383	0.439	0.374	0.430	0.422	0.386
	η	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
中砂	f_p/f	0.228	0.259					0.244
	η	0.71	0.68					0.695
粗砂	f_p/f	0.206	0.243		0.235			0.228
	η	0.64	0.64		0.631			0.637

如以平均粒径 d_{50} 表示不同砂层的粒径组成情况, 且对表 6 各试验数据进行多元回归, 即可得到下渗水流进入稳渗后的稳渗率 f_p 及砂层埋深 z 的关系式如下:

$$f_p = \eta(11.613 - 2.296\ln z) \tag{5}$$

$$\eta = 0.561d_{50}^{0.193} \tag{6}$$

显然进入稳渗阶段后 (即 $t > t_1$) 的累积入渗水量 F 应等于 t_1 时刻前的非线性入渗过程的累积入渗水量 F_0 和 $t - t_1$ 时段内的稳渗过程累积入渗量 F_1 之和, 即

$$F = F_0 + F_1 \tag{7}$$

F_0 与 F_1 经变换分别为

$$F_0 = 3.09z^{1.106} \tag{8}$$

$$F_1 = \eta(11.613 - 2.296\ln z)(t - 0.0946z^{1.982}) \tag{9}$$

当在黄土中设置两个砂层时, 入渗水流在经过两个砂层界面时, 均会起到减渗作用, 图 4 所示折线 1 即为在土面以下 15cm 及 35cm 处分别设置 5cm 和 10cm 厚的两个细砂层累积入渗水量的过程线。由图可见, 下渗水流在到达第二砂层界面时, 累积入渗量过程线再一次发生转折, 使稳渗率又一次减小。

3.2 砂层埋深、粒径对入渗锋面湿润速度的影响

根据试验的初步成果分析可以看出, 砂层埋设深度以及粒径组成情况对入渗锋面的湿润速度均有一定影响。图 5 为厚度 5cm 的细砂层在分别处于 15, 25, 30cm 不同位置时与均质土对比的入渗锋面深度 H 随时间的变化过程线。由图可见, 在入渗锋面分别未达到砂层之前, 其变化规律与均质土相同; 而当入渗锋面一旦到达砂层上界面之后, 由于砂层的阻水作用, 增大了上层土体的持水能力, 同时降低了入渗率, 使通过砂层的下渗水量大为减少, 因而表现在入渗锋面的湿润速度开始减低, 湿润深度较均质土为浅, 并

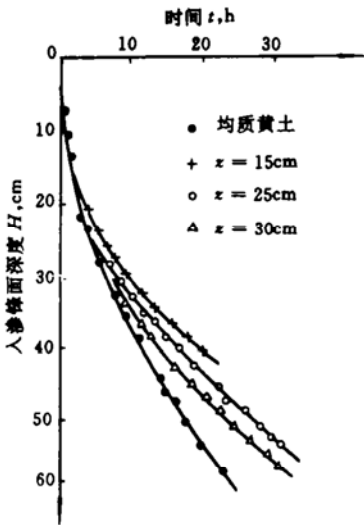


图 5 细砂层入渗锋面与时间的变化关系

有随时间的延续而与均质土的差距愈来愈大的发展趋势。同时由图 5 还可以看出,砂层埋深愈浅,其对入渗锋面的影响愈大。根据对细、中、粗砂三种不同粒径砂层的试验表明,随着砂层粒径由细变中,其对入渗锋面下移规律的影响作用在增大;但当砂层粒径由中变粗时,其影响作用基本稳定,各实测点基本落在同一曲线上。土体内设置两个砂层时,试验表明,其对入渗锋面下移规律的影响远大于一个砂层的情况。

4 数值模拟

本文所讨论的问题,实质是层状土壤中水分的人渗及重新分布问题。因此在假定不考虑温度势的影响,各层土壤均质、各向同性,以及各层土壤水分运动参数的表达式相同而有不同系数值的情况下,可通过一维非饱和土壤水运动基本方程的定解进行数值模拟。

将基质势 ψ_m 表示为负压水头 h ($h = \psi_m$) 的一维非饱和土壤水运动基本方程为

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial z} k(h) \quad (10)$$

式中 $C(h)$ 为土壤容水率 (cm^{-1}); $k(h)$ 为土壤导水率 (cm/min); z 为垂向坐标。

(1) 初始条件

$h(z, 0) = h_0(z)$ (即 $t = 0$) 时, $h_0(z)$ 为已知土壤势值分布。

(2) 边界条件

a) 上边界

第一类边界,即入渗开始土表保持湿润或极薄水层。

$$h(0, t) = h_a$$

式中 h_a 为接近或饱和情况下土壤势值。

第二类边界,即入渗结束,土壤水分处于再分布过程。

$$q(0, t) = 0 \quad \text{或} \quad k(h) \frac{\partial h}{\partial z} - k(h) = 0$$

b) 下边界

$$h(L, t) = h_0(L)$$

对以上方程的定解问题,采用有限差分法进行数值解,即对式 (10) 采用隐式差分格式得

$$C_i^{j+1} \frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t} = \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{j+1} (h_{i+1}^{j+1} - h_i^{j+1}) - k_{i-\frac{1}{2}}^{j+1} (h_i^{j+1} - h_{i-1}^{j+1})}{\Delta z^2} - \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{j+1} - k_{i-\frac{1}{2}}^{j+1}}{\Delta z} \quad (11)$$

式中 Δt 和 Δz 分别为时间和空间步长。

同样对定解条件进行差分,即可与式 (11) 构成三对角线方程组,然后采用追赶法求解。求解中对于非节点上的 k, h 值采用三点式取值,方程的非线性处理采用预报校正法^[2]。

就西峰黄土 ($\gamma = 13.5 \text{ kN}/\text{m}^3$) 中设置 5cm 厚的细砂层 ($\gamma = 16.5 \text{ kN}/\text{m}^3$), 埋深为 15cm 的情况为例,说明数值模拟计算的结果。

根据实测各层水分运动参数见表 7 所示。

在取时间步长 Δt 为 1min, 距离步长 Δz 为 1cm 时,由数值模拟计算结果所得之不同时间 t 的土壤水分剖面及入渗过程累积入渗水量 F 随时间 t 的变化过程线,分别绘于图 6, 7

中，由图可见计算结果与试验点吻合甚好。

表 7 各层的土壤水分运动参数

土层	容重 γ (kN/m^3)	$k(h)$ (cm/min)	$c(h)$ (cm^{-1})
西峰黄土	13.5	$1.861 \times 10^{-8} h^{-5.4341}$	$0.120688 h^{-1.23367}$
细砂	16.5	$2.513 \times 10^{-7} h^{-3.8204}$	$0.08104 h^{-1.46838}$

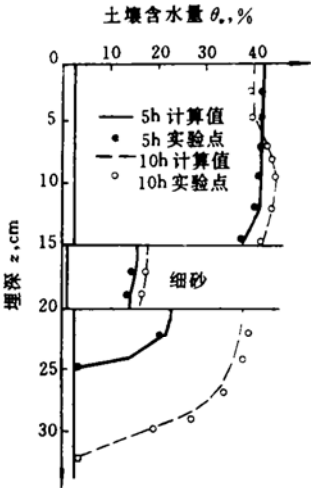


图 6 土壤水分剖面对比图

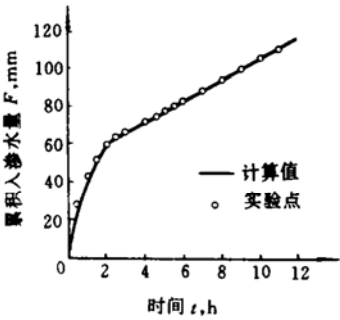


图 7 累积入渗水量变化对比图

5 结 语

根据土壤水的能量原理，在黄土中设置砂层不仅具有良好的阻水性，使土体的持水能力增加，而且还具有减渗性，使入渗率及入渗锋面湿润速度明显减小，从而使整个入渗过程进入稳渗阶段。为采用这一方法作为减渗、防渗的工程技术措施提供了依据。

研究表明，在取得不同质地的土壤和砂料的水分运动参数的实测数据基础上，采用数学模拟的方法是进一步研究本课题的重要途径。

本研究成果已在陕西三原县鲁桥乡东沟小学新建的五孔试验窑洞减渗防塌工程设计施工中得到应用。该工程 1994 年 7 月建成。在当年 10 月 14~17 日连续降雨 82.7mm 之后，经现场采用 γ 透射法监测土壤水分剖面表明：在没有设置砂层的 1 号窑顶，雨水已渗入表土以下 1.6m 处；而设有砂层的 2, 3 号窑顶（砂层埋深 50cm、厚度 20cm），雨水全部阻滞在砂层以上，砂层及其以下的土壤含水量基本仍保持初始值。由此可见，砂层在黄土中的阻水作用是明显的。

参 考 文 献

1 姚贤良，程之生等编著．土壤物理学．北京：农业出版社，1986．290~295．
2 雷志栋等．土壤水动力学．北京：清华大学出版社，1988．223~231．

- 3 D 希莱尔著. 土壤物理学概论. 尉庆丰译. 西安: 陕西人民教育出版社, 1988. 50~52, 147~148.
- 4 叶自桐. 用于分析有突变土层界面和水流峰面的非饱和土壤水运动的时间差分格式. 水利学报, 1987 (8): 1~11.
- 5 王金平. 蒸发条件下层状土壤水分运动的数值模拟. 水利学报, 1989 (5): 49~54.
- 6 Moore I D, Elgel J D. Infiltration into Two-layered Soil Profiles. Transactions of the ASAE, 1981; 1496~1503.
- 7 Hanks R J, Bowers S A. Numerical Solution of the Moisture Flow Equation for Infiltration into Layered Soils. Soil Sci Soc Am Proc, 1962; 530~534.
- 8 王文焰, 张建丰. 室内一维土柱入渗试验装置系统的研究及应用. 土壤学报, 1991, 28 (4): 447~451.

Influence of Sand Layer in Loess on Infiltration Characteristics

Wang Wen - yan Zhang Jian - feng Wang Zhi - rong

(Institute of Water Resources, Xi'an University of Technology)

Yang Zhi - wei

(Department of Architecture, Northwest Institute of Architecture Engineering)

Abstract Based on the energy theory of soil water, this paper studied the influence of sand layer in loess column on infiltration characteristics by laboratory experiments and mathematical simulation. The results showed that sand layer embedded in the loess soils is characterised not only by improved water-tightness, which can make infiltration flow stay on sand layer in soil body to a certain limited extent so as to improve water detention capacity in upper soil layer, but also by decreased infiltration flow and wetting velocity, which convert the non-linear process of infiltration into the linear process, thus rendering the whole infiltration process to enter into the stable infiltration stage with a smaller infiltration rate. Accordingly the results of this paper have provided the theoretical basis for the adoption of setting up sand layer in the loess soil as an important engineering practice for the infiltration prevention in the water conservancy work.

Key words energy theory, infiltration, water-tightness, infiltration reduction.