

层状土中毛管水上升的实验研究

罗焕炎 嚴藹芬 謝駒華

(中国科学院地质研究所)

一、前言

土壤盐渍化的重要机制是地下水中可溶盐在蒸发作用下不断向表土聚集;次生盐渍土的形成则可能是由于人为抬高地下水位,土壤毛管水重新分配土中盐分所致。不管怎样,防止土壤盐渍化的积极而彻底的方法是消除地下水位抬高的因素。但是,全面而根本的措施,往往限于客观条件不易做到,因此大多数都采取治标措施。例如,利用耕耘增加毛管水上升的困难,以及洪淤压碱等等。肯定地说,利用地下水灌溉来减轻地下水位抬高的威胁,以及利用水平排水沟或排水管降低地下水位是改良盐碱地的有效措施。应当注意的是,当地下水位过度降低时,反会影响作物的生长,因此如何根据土质及气候条件结合作物生长的要求,拟订灌溉和排水的方式和方法,以保持和控制地下水位的适宜深度,是一个重要而复杂的问题。解决这个问题关键的第一步,是摸清影响地下水位以上的包气带水动态的因素。在自然界中,特别是在平原地区,土体并非简单的均一物质,而大多数为层状剖面,其实,土体是由大小不同的孔隙所组成的网状体,即使颗粒大小相同,因排列组合不同,在结构上也不一致。土壤层状剖面仅是就土质而言的相对概念。由此说明了,从物理观点来研究包气带水动态规律的困难程度,也表明利用数学来表达它的物理现象更加不易。

总的来说,关于包气带水动态的研究,虽然长期以来得到重视,但因方法所限,没有很好的发展,一般的研究成果多属定性阶段,而一些均质土的定量研究,又往往不易代表真实现象。近期,因为同位素应用的推广,增加了研究包气带水动态的先进方法,特别为层状土的研究创造了有利条件。

田町正誉^[1]对于毛管水的工作曾经全面而综合地叙述过,并认为当小毛管接在大毛管之上时,毛管水上升速度比同类不连接的要大得多,因为大毛管促进了毛管水的上升速度。另外,他认为层状土毛管水的上升高度取决于上层土的毛管吸力,而与下层的质地无关。当然,下层土的厚度不能大于该层毛管水的最大上升高度,否则会中断上下层的水力联系。就上升速度而言,下层土是起促进作用还是起抑制作用,要视该层的质地而定。

金子良^[2]根据我国华北平原地区的调查与试验结果,发现砂土与粘土相互间隔的各层含水量的多少与同类土在均质情况下的含水量相同,并不因间层而改变其含水量。这现象与田町正誉的分析相一致。

菲里齐安特^[3,4]在实验室发现土壤质地自下而上由粘变为砂的层状剖面中,当毛管水上升至两层的交界处时,具有停滞现象。至于各层土壤含水量的分布却与金子良在野外

所得的结果不同,即上层砂性土的含水量小于同类土在均质时所应有的含水量,他认为这些结果是由于毛管水通过下层粘性土时摩擦损失所致。

密拉等^[5]在实验室也发现毛管水锋面至两层土的交界处时有停滞现象,他却认为这种现象是由于细粒土壤在含水量低时毛管吸力很大,只有当粗粒土壤的毛管吸力大于细粒土壤毛管吸力时,水才能由粘性土中移向砂性土,因此他把停滞现象看作粘性土的润湿过程。

由以上不同作者的研究结果看来,苏联学者菲里齐安特不但在层状土含水量的分布方面与其他学者所得到的结果不同,在观点上也有差别,他认为下层土摩擦力的大小会影响上层土的毛管水上升高度。

至于层状土的蒸发率问题,加得拉^[6]经过室内实验证明,在相对的细粒土之上覆盖粗粒土时,抑制或减少蒸发量的程度与覆盖层的厚度成正比。

威利斯^[7]根据理论分析,认为当粘性土位于砂性土之上时,其蒸发率与同条件的均质粘性土的蒸发率相比,无太大差异。如果砂性土位于粘性土之上,则与均质砂性土的蒸发率相比,其差异的范围,变化甚大,但是他的实验结果与分析结果有极大的偏差,他认为可能是试验的误差。

我国华北平原地区多分布有层状土,为了研究和改良土壤的次生盐渍化,层状土中水分动态的研究,显得特别活跃。例如姜溥礼¹⁾在实验室发现,当砂壤土中有粘土夹层时,毛管水在夹层内及夹层以上的上升速度随夹层位置升高而降低。余开德等²⁾根据野外调查与试验结果,发现粘土夹层的位置的高低,影响蒸发率很大,它随夹层位置的升高而降低,但当夹层接近地表时,蒸发率反而增加,他们推测可能是由于在粘土层中发生汽化所引起的。

综合以上情况,可以看出,至少有三个问题仍不能明确回答,即:

1. 在平衡状态而没有蒸发作用的条件下,毛管水在层状土剖面中的分布规律。
2. 摩擦力对于毛管水在层状土中的上升高度的影响。
3. 粘性土夹层的部位及两层土剖面的厚度之比对于蒸发率的影响。

本文除对以上三个问题进行实验研究之外,并探讨了毛管水上升过程中均质和层状土中含水量随时间变化的规律。此外,在这基础之上,企图探讨易于盐渍化地区的灌溉和排水的方式和方法,并对盐渍土的防治提供参考意见。

二、实验装置及操作

实验用的土样包括一般建筑用的中细砂(通过 0.5 毫米筛孔)以及取自北京市郊大兴县的中亚粘土和轻亚砂,洗盐后的机械分析结果如下:中亚粘土砂粒含量为 35%,粉粒为 49%,粘粒为 16%;轻亚砂土相应地为 60、35 及 5%。

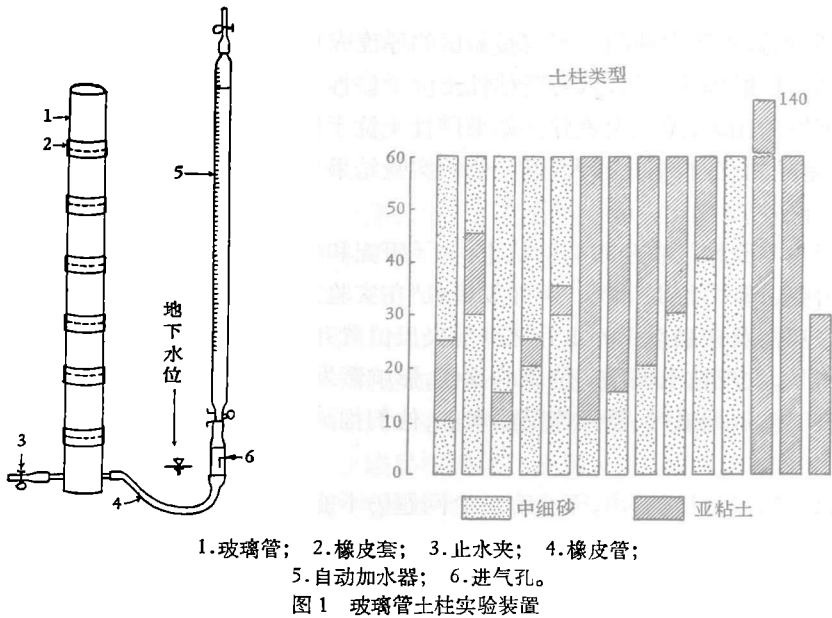
实验分两套进行。

1) 北京水利水电科学研究院,1962 年资料。

2) 中国农业科学院农田灌溉研究所,1963 年资料。

(一) 玻璃管土柱实验(图 1)

土柱分三类: 均质、夹层及两层。而每类采用 2 或 3 个重复, 以便核对试验误差。以中细砂及中亚粘土分别装成 60、30 及 140 厘米均质土柱。以中细砂为底土, 中亚粘土为夹层装成 60 厘米夹层土柱, 夹层厚分 15 厘米及 5 厘米两种, 夹层标高分别为 10—25、30—45 及 10—15、15—20、20—25、25—30、30—35。另以中细砂为垫层和以中亚粘土为上层装成两层土柱, 垫层厚分别为 10、15、20、30、40 厘米。玻璃管柱由直径约 3.4 厘米、长 5 厘米的圆管组成, 用橡皮套连接, 土质分界面处用透明胶纸连接, 以利于观测。玻璃管随装随接, 每装土样 1 厘米即进行压紧, 土柱类型与玻璃管装置见图 1。中细砂容重为 1.57 (克/厘米³), 中亚粘土容重为 1.40。



用廖奥特自动加水器控制“地下”水位, 按毛管水湿润锋面上升达到的不同高度记录经历时间及耗水量。当水分基本平衡——中细砂土的锋面上升每天不大于 2 毫米, 而中亚粘土的每天耗水量保持不变——后, 部分土柱将每节玻璃管内的土体烘干 6 小时测定含水量, 因此得到 5 厘米范围内的平均含水量。另外, 剩余的部分进行蒸发实验。

利用 250 瓦红外线灯泡进行蒸发实验。灯泡与土面距离为 15 厘米, 每天蒸发 6 小时 (开灯), 24 小时记录一次耗水量, 并用逐节截除土柱的方法求得不同水位 (夹层或垫层标高不变) 时的蒸发量。另外用水面蒸发量代表各因素综合影响下的蒸发强度作为对比。

(二) 用放射性同位素测定土柱水动态(图 2)

实验土柱包括均质轻亚砂土以及以中亚粘土为夹层, 上下为中细砂的层状土两种。土样筒截面为长方形, 宽 15 厘米, 厚 10 厘米, 射线沿水平方向穿过土柱, 正面装有机玻璃板, 以利于观测, 背面自上而下每 10 厘米开有圆孔, 以便取样烘干, 检验同位素观察结果。土柱高皆 90 厘米, 夹层位于 35—50 厘米处, 每装土 2 厘米即压紧, 控制轻亚砂土容重 1.40, 中细砂土容重 1.60, 中亚粘土容重 1.40。用自动加水器控制“地下”水位在土柱底部

相对标高为零的位置上。记录毛管水湿润锋面上升速度和耗水量,同时用放射性同位素测定土中水分动态。

放射性测量采用 γ 射线吸收法^[8,9],以 Ce^{144} 作辐射源,点源放入铅盒($12 \times 12 \times 12$ 厘米³)中,射线通过小孔(直径3毫米)穿透土柱射向钟罩式计数管,计数管固定在与原同一水准上,以便保持几何位置不变,同时上下移动,测量土柱不同标高处的水分含量,计数管接收到的射线通过nc-10000定标器进行测量。

加水前先反复测定干土柱不同高程上的计数率(自上而下每隔5厘米测量一点),求得各断面上干土的计数率。加水后,定期自上而下测定土柱计数率。由于源能的蜕变以及其他原因,不同量程(隔天或隔数天)所测得的计数率即使在条件不变时(含水量不变)也不能取得相同的数据,为此,在计算时,以最底层(“地下”水位以下)饱和时计数率作为标定层,此后每一量程的结果,都按标定层计数率不变(含水量不变)的原理,乘以校正系数。再根据这样校正过的计数率进行含水量计算。

每一量程各点的计数率取5次(每次1分钟)的平均值,由于外界电压不稳常会带来假计数,因而有时从8次读数中取最小的5次进行平均。在对比较正时,有时采用10次平均。

根据文献^[9],任意高程上土柱含水量

$$W = \frac{\ln I' - \ln I'_t}{\mu_{B1} l_1} \quad (1)$$

其中: W ——含水量

I' ——风干土计数率

I'_t ——测量时刻湿土计数率

μ_{B1} ——水和风干土的吸收(对射线)系数

l_1 ——土柱断面的宽度

同理,标定层的饱和含水量

$$W_0 = \frac{\ln I - \ln I_0}{\mu_B l} \quad (2)$$

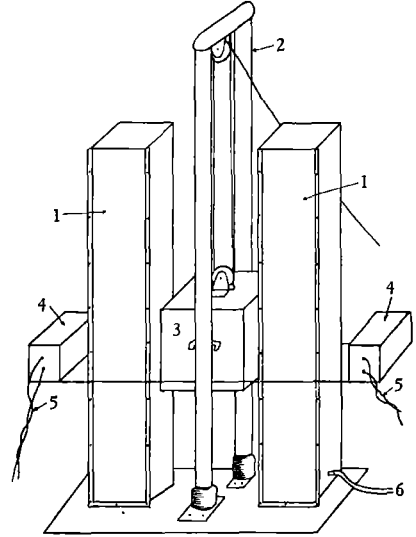
其中: I ——标定层风干土计数率

I_0 ——标定层饱和时的计数率

μ_B ——标定层水和风干土的吸收系数

l ——标定层土柱断面的宽度

比较式(1)与式(2),若土筒的宽度绝对相等,即 $l_1 = l$,并且所装土的容重完全一致,则应为 $\mu_{B1} = \mu_B$, $I' = I_0$ 。而实际上,土筒在不同高程的宽度是有差异的,为 151.3 ± 1.4 毫米,并且容重也不能控制各处都完全一致,因而实际上 $\mu_{B1} \approx \mu_B$,测得的风干土计数率



1. 土样筒; 2. 装有滑车的支架; 3. 装铅盒的铁箱(铅盒中系放射源); 4. 装计数管的小箱; 5. 电线(接定标器); 6. 加水橡皮管。

图2 同位素测土柱含水量的实验装置

在不同高程上也是不一致的(1670±30 次)。但同时可以看出,土柱宽度(l)和风干土的计数率(I)的变化是很小的,因而可以近似地认为 $\mu_{B1} = \mu_B$,而风干土的计数率差异仅是由于土柱宽度不同所引起的。则

$$\frac{W}{W_0} = \frac{\frac{\ln I' - \ln I'_i}{\mu_{B1} l_1}}{\frac{\ln I - \ln I_0}{\mu_B l}} = \frac{(\ln I' - \ln I'_i) l}{(\ln I - \ln I_0) l_1}$$

即

$$W = W_0 \frac{(\ln I' - \ln I'_i) l}{(\ln I - \ln I_0) l_1}$$

若认为标定层含水量为 100%,则求得各层相对含水量

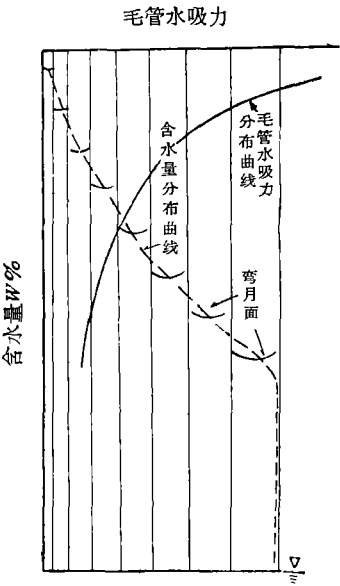
$$W = \frac{(\ln I' - \ln I'_i) l}{(\ln I - \ln I_0) l_1} \times 100 \% \tag{3}$$

以后通过取样烘干对比,并换算成绝对含水量。

三、实验结果和讨论

(一) 毛管水上升时土壤含水量与时间的关系

前期学者^[1]不管土壤孔隙的大小不同,假设土壤是由相同直径的颗粒所组成,而认为毛管水可同时达到任一高程,可在毛管吸力和重力的共同作用下,定量地表达毛管水上升与时间的关系。后期学者^[10,11]认识到土壤毛管水随高度而减少的规律,并认为在平衡状态下,各高程所量得的毛管吸力和含水量成反比(图 3),



假想的平行排列毛细管
图 3 平衡状态下毛管水吸力与含水量的关系示意图

因此应以含水量梯度为作用力写成扩散方程式,并在推导过程中,假设毛管吸力与含水量成单值关系。但是由本文同位素量测实验结果(图 4)看来,同一高程的含水量随时间而增长,其增长率随时间而渐减,这与克留特^[12]的实验结果一致。这一现象的产生,似因土壤中毛管大小不一所致。在毛管水上升过程中,大孔隙的上升速度快,与大孔隙相连通的小孔隙也比不与大孔隙相连通的小孔隙的速度来得快^[1],含水量的增大可视为未填水的较小孔隙的陆续充水过程,直至最小孔隙填满水为止。所以在不同时间所量测各高程的毛管吸力与含水量的关系与平衡状态时的关系有所不同,因为在平衡状态下是量测比充满水的孔隙大一些的孔隙的吸力,而在非平衡状态下,特别在毛管水饱和带部分,所量得的吸力是比充满水的孔隙小一些的孔隙的吸力(图 5)。显然,扩散方程式的假定条件与此现象有抵触。关于这个方程式的合理性,也曾由其他作者讨论过^[13,14],我们同样怀疑它的适用性。

至于层状土中毛管水的上升规律更为复杂,由本文另一同位素量测实验结果(图 6)

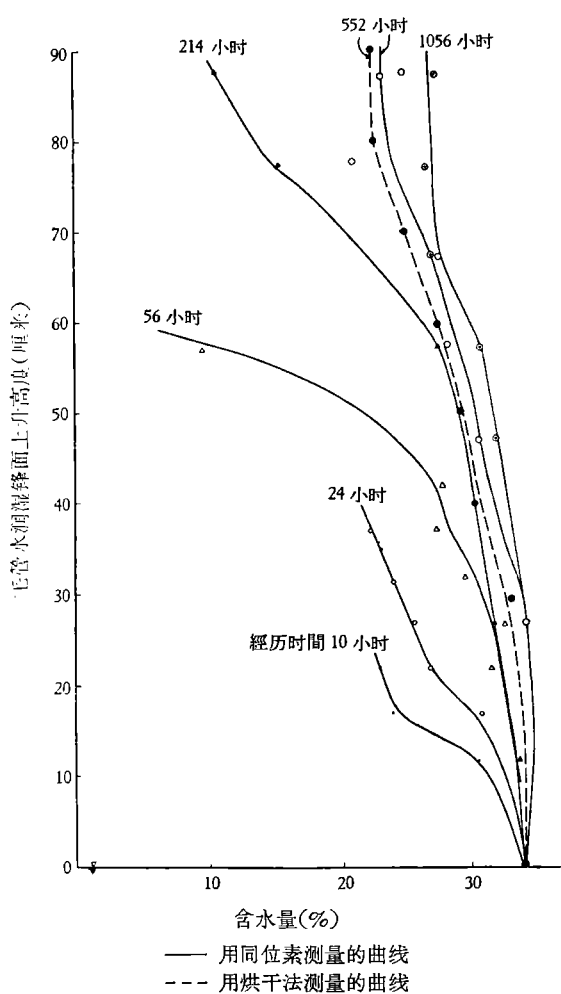


图 4 均质土中毛管水上升过程的含水量分布

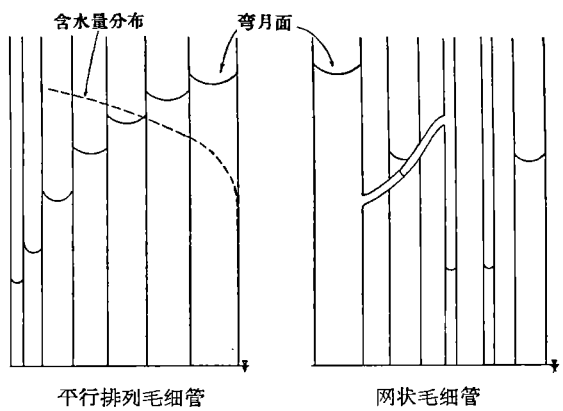


图 5 上升过程中含水量分布示意图

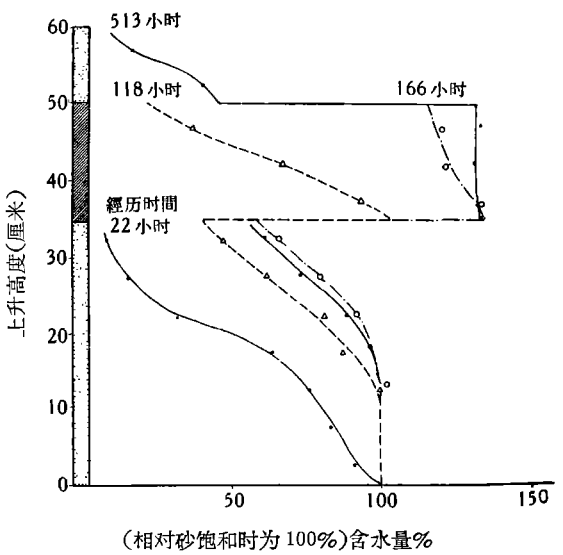


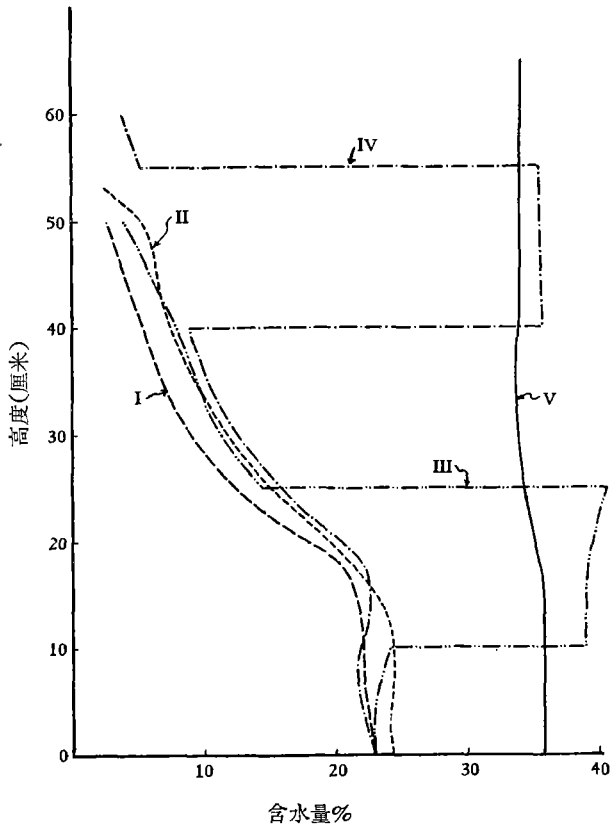
图 6 层状土毛管水上升过程中的含水量分布

看来,当毛管水上升至粘性土夹层时,在粘质夹层中含水量随时间而增加,只当达到或接近同类土“均质”时的含水量时,毛管水方可由夹层向上层砂质土中移动,这显然是上层土的毛管吸力小于夹层在低含水量时的吸力的缘故。因此我们同意密拉^[5]的观点。

在毛管水移动达到平衡后,各层含水量均不小于它们在均质时的数值(图 7),这个现象与金子良^[2]的野外试验结果和田町正誉^[1]的分析相一致,而与菲利齐安特^[3,4]所谓因为夹层摩擦力影响上升高度而使夹层之上的砂性土不能获得它在均质时的含水量的一般论证不符。根据毛管理论,一般只以毛管吸力和重力为主要作用力,在毛管水上升过程中,在一定情况下,夹层对上升速度确有抑制作用,但不能减少上层砂性土的毛管吸力,故迟早它会得到在均质时的含水量。因为目前实验资料有限,仍不能完全肯定摩擦力对毛管水上升高度影响的不正确性,因此我们暂时作为不同看法来处理。

(二) 毛管水上升高度与时间的关系

粘性土夹层的位置对毛管水上升速度的影响如图 8 所示。当夹层位于砂性土的毛管水饱和带以内(曲线 VIII、IX)有抑制毛管水上升速度的作用。在这高度范围内,粘性



土柱类型:

- I 均质砂 0—60 厘米 平衡一个半月
- II 均质砂 0—60 厘米 平衡二个月
- III 砂 0—10 厘米, 亚粘 10—25 厘米, 砂 25—60 厘米
- IV 砂 0—40 厘米, 亚粘 40—55 厘米, 砂 55—60 厘米
- V 均质亚粘土

图 7 土柱含水量分布曲线

土的导水性小于砂性土;再因毛管水在粘性土内的上升速度随高度而减小,所以粘土夹层的位置越高,抑制作用也越大。但如粘土夹层部位超过这个饱和带,对同一高程的砂性土而言,反而起促进作用,如图中曲线 VI、VII,其促进作用随高度(夹层部位)的升高而加大,因为粘性土在这范围内的导水性大于砂性土者。根据这两个现象,可以推想,夹层位置的不同还影响土壤水蒸发的大小,这将在后一节中讨论。

另外,和其他作者一样,也观察到当毛管水由粘性土向砂性土移动时具有停滞现象,但其停滞时间的长短随夹层部位的升高而增长(见图 8 曲线 VI、VII),这是因为下层砂性土含水量随高度而减少,即毛管吸力随高度而增加,故夹层自下层吸取水分的有效吸力(夹层吸力与下层吸力之差)减小,吸水速度相应变慢,以致满足夹层本身应得水量所需时间势必加长,由图 6 可证明,所增长的时间是夹层内润湿过程所需时间。另外,因为粘性土夹层内的毛管水上升速度随高度而减慢,也是促使停滞时间增长的原因。由此可以推论,夹层越厚,停滞时间也越长。

关于粘性土在上面的两层土问题,由图 8 的曲线 III、IV 可以看出,当两层的交界面大

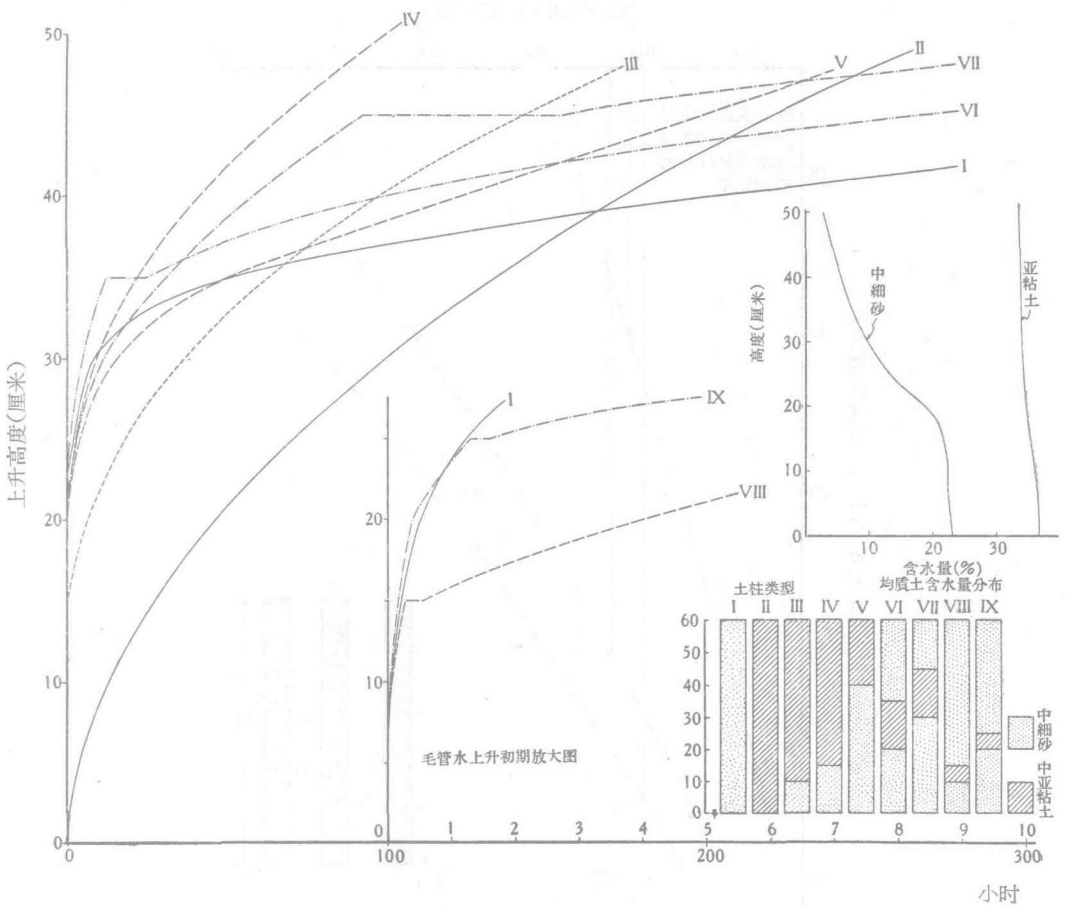


图8 土壤毛管水上升高度与时间关系

约位于下层土的毛管饱和带的高度时,毛管水上升速度最快,随交界面位置的降低其速度也降低。当交界面超过饱和带后,下层的上升速度虽仍保持与均质时相同,而在上层中的上升速度却大大地减少(曲线V),由此,只有当交界面的位置在下层土的毛管饱和带高度附近时,毛管水上升速度才为最大值。很明显,因为毛管水在此饱和带内的上升速度最大,当交界面在这部位时,砂性土垫层发挥了最大的支援作用,而上层土又取代了砂性土饱和带以上升速度缓慢的部分,因此这样的两层土剖面具有毛管水上升速度“接力赛”的现象。同理,其他两种情况,也可用上、下两层的相对速度的置换来解释速度变慢的原因。

(三) 在不同条件下层状土的蒸发率

在两层质地不同的剖面(上、下层粒级相差较大)中,如粘性土覆盖于砂性土之上,上层粘性土的厚度越大,其蒸发率越接近“均质”粘土(在同一地下水位条件下)的蒸发率(见图9),所以威利斯^[7]认为粘性土在砂性土之上的土壤蒸发率与“均质”粘性土的蒸发率无太大的差异不是普遍现象,仅为特殊情况。当地下水位相同时,若上下层的交界面位于砂性土的毛管水饱和带附近的高度时,其蒸发率最大,在此高度以上,蒸发率随界面的升高而减小,在此高度以下,蒸发率也随交界面的下降而减小,这两个现象除说明毛管水上升

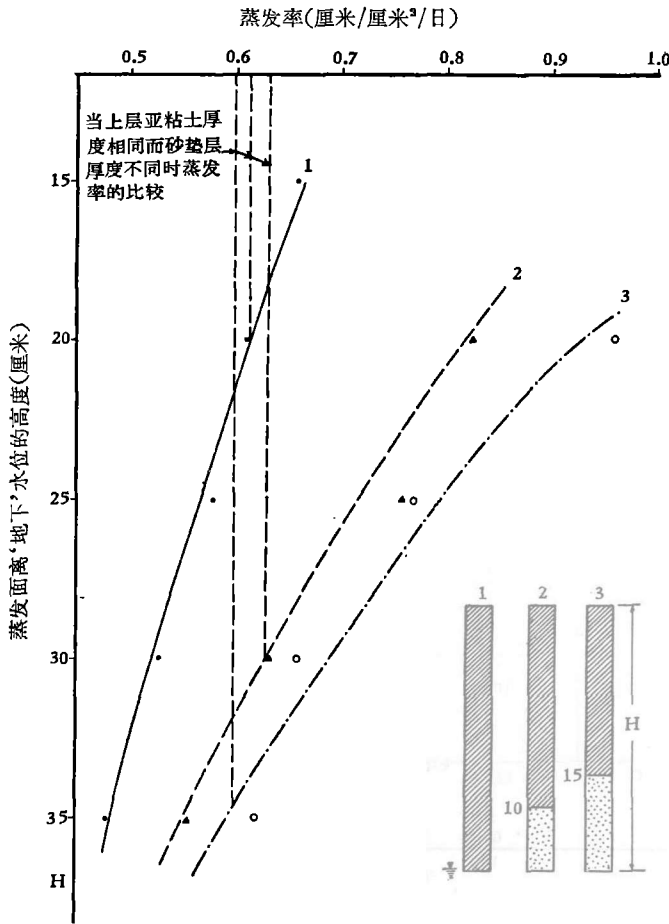


图9 在同一地下水位条件下不同土柱的蒸发率比较

速度与蒸发成正比外,还说明只有当交界面在下层砂性土饱和带以内时,蒸发率才与上层粘性土的厚度成反比,若交界面在此带以上,则蒸发率与上层厚度成正比(见图10)。另外,由图9看出,当地下水位埋深不同且不超过上层粘性土的饱和带高度,而其下层砂性土也不超过它本身的饱和带高度时,特别是上层粘性土较下层砂性土厚的情况下,如果上层粘性土的厚度相同,则下层土的厚薄对蒸发率的影响不大,这是因为下层砂性土的毛管水传导力远较粘性土者大的缘故。例如当上层粘性土厚度为20厘米时,不管有无垫层,其蒸发率变化于0.6—0.63厘米/厘米²/日之间,只有当垫层厚度超过它的毛管饱和带高度以后,才会大量地减少蒸发量。

至于粘性土夹层薄的情况(图11),当夹层部位自砂性土毛管饱和带附近向下移动时,其蒸发率随位置的下降而增大,当夹层部位自饱和带向上移动时,蒸发率也随位置升高而增大,但当薄夹层部位在砂性土毛管饱和带高度附近时,可以获得最小的蒸发率。这些现象除与前面谈到的毛管水上升速度相适应外,且与余开德等¹⁾的野外试验结果和姜溥礼¹⁾的调查报告相符。

1) 见第313页脚注1), 2)。

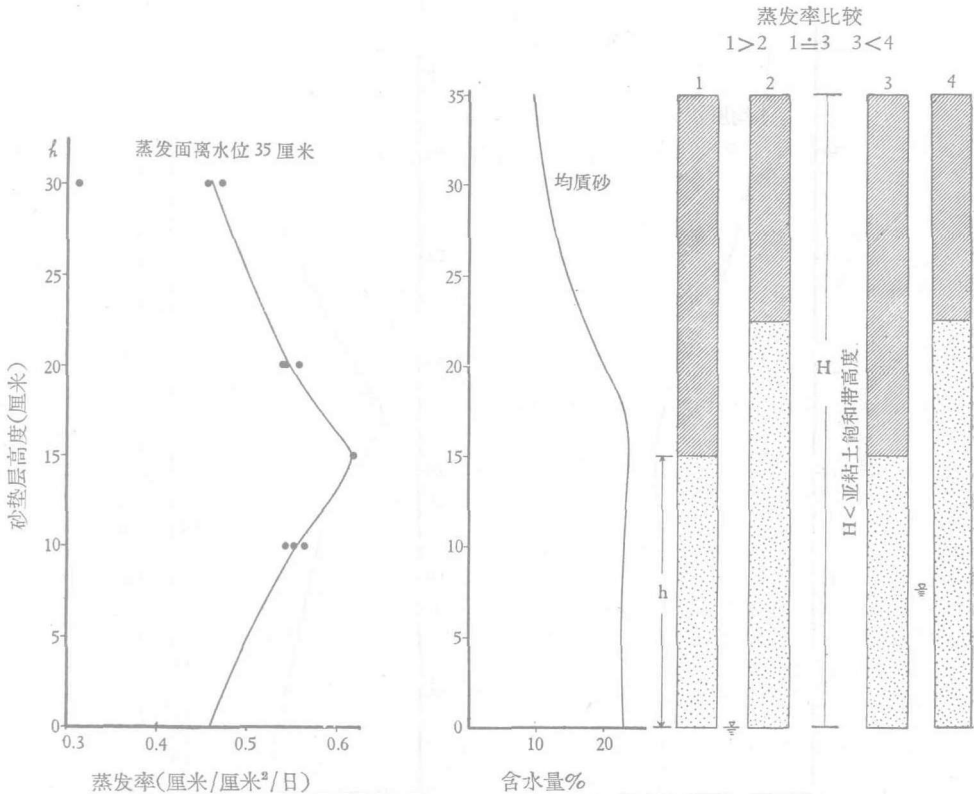


图 10 两层土交界面的位置与蒸发率的关系

四、结 语

1. 实验证明,在毛管水上升过程中,不论是均质或层状土,在同一高程的含水量随时间而增加,直至最小孔隙被填满为止。所以,在毛管水上升过程中,同一高程的任一时间的毛管吸力与含水量的关系,与平衡状态时不同。在推导扩散方程式时,曾假设毛管吸力与含水量成单值关系,是否符合于毛管水上升过程,值得怀疑。

2. 在自然界中,特别是在黄河冲积平原里,土壤多为层状剖面结构,毛管水上升规律远较均质土情况复杂。经实验证明,粘性土薄夹层位置及粘性土在上的两层土的交界面位置的不同,对毛管水的上升速度及蒸发量的大小既有抑制作用又有促进作用,大约以砂性土的毛管水饱和带的高度为转折点。例如,在同一地下水位条件下,当两层土的交界面的位置大约在饱和带高度时,其蒸发率最大,若超过或低于此高度时,蒸发率则随超过或低下的程度而减少。但如薄夹层大约位于此高度时,蒸发率却变为最小,高于或低于此高度,则蒸发率随夹层高出或低下的程度而增加,这恰与两层土情况相反。另外,当地下水位的埋深不同而不超过上层粘性土的饱和带高度,且下层砂性土的厚度也不超过它本身饱和带高度时,若粘性土的厚度相同,则砂性土的厚薄对于蒸发率不起控制作用。因此,当控制地下水位的深度时,粘性土层的厚度固然是个绝对的因素,但粘性土夹层和两层土交界面的位置也是一个重要的相对因素,故在进行排水措施时,应综合考虑这些条件来确定层状土的地下水临界深度。

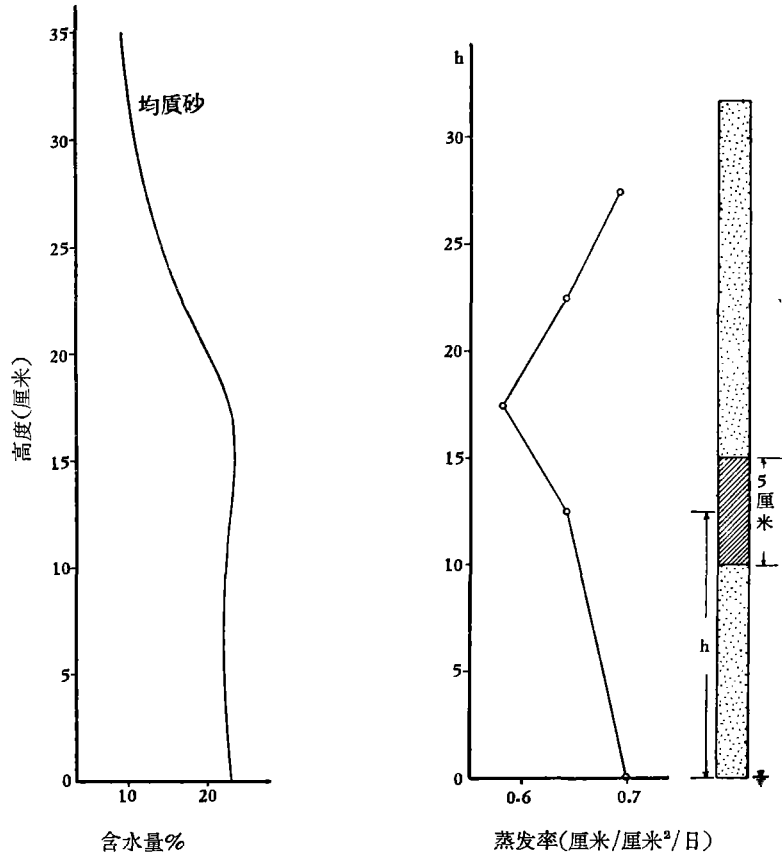


图 11 夹层的位置与蒸发率的关系
(○为通过平均求得的点)

3. 在灌溉方面,由于夹层会保持它在均质时的含水量,特别是夹层高度过于超过砂性土层的毛管水饱和带的高度时,对于作物的生长有利,因在一般的地下水位(2.0 米左右)埋深的情况下,亚粘土的含水量能等于或超过它的田间持水量,故作物反而容易在夹层中吸取水分,只在干旱季节,耗水量超过夹层所能补给的能力时,才需要灌溉。我国华北平原土壤多为层状结构,故应结合夹层的特性进行补充性的灌溉;且因地区不同,土壤剖面结构差异很大,各地区需水时间与需水量的要求不一,因时因地制宜的灌溉方式,只有井灌才易满足这个要求,而大型的渠灌系统往往只能机械地进行轮灌,且排水困难,对于我国华北平原地区相当不利。因此,今后在灌溉方面,建议在有条件地区进行大规模井灌,以减少排水负担,而渠灌只宜在局部地区采用小面积的灌溉系统,庶可避免地下水位的普遍抬高而造成大面积土壤次生盐渍化。

4. 本文研究内容既没有考虑盐分对毛管水上升规律的影响,也没有包括下渗的因素在内,因此关于层状土与灌溉和排水的关系的讨论,只能算为初浅的看法,须待进一步的综合因素的实验研究,才能作出最后而正确的结论。更应当说明,本文的蒸发实验并不是在恒温室进行,可能影响数据的准确性,所以只能在将来改进实验条件的基础上,更深入地进行研究。

参 考 文 献

- [1] 田町正督：土壤と水との关系特に毛管现象及び渗透に就いて(其の一,其の三)。农业土木研究, 第3卷, 第1号, 1—29页; 第3号, 335—352页, 1931。
- [2] 金子良：土壤水分の分布及び移动と地下水との关系。农业土木研究第16卷, 第3—4号, 34—40页, 1949。
- [3] Фелициант, И. Н.: Опыт исследования капиллярного передвижения влаги в слоистых грунтах. Почвоведение, № 3, 22—33, 1959.
- [4] Фелициант, И. Н.: О закономерностях капиллярного передвижения и накопления влаги в слоистых грунтах. Почвоведение, № 10, 59—69, 1961.
- [5] Miller, D. E., and Gardner, W. H.: Water infiltration into stratified soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 26: 115—118, 1962.
- [6] Gardner, W. R., and Fireman, M.: Laboratory studies of evaporation from soil columns in the presence of a water table. Soil Sci., 85: 5, p. 244—249, 1958.
- [7] Willis, W. O.: Evaporation from layered soils in the presence of a water table. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 24: 239—242, 1960.
- [8] 中国科学院原子能研究所编：放射性同位素应用知识。科学出版社, 1958年。
- [9] Емельянов, В. А.: Гамма-лучи и нейтроны в полевых почвенномелиоративных исследованиях. Госатомиздат, 1962.
- [10] Childs, E. C. and Collis-George, N.: Soil geometry and soil water equilibria. Disc. Faraday Soc., 3: 78—85, 1948.
- [11] Soeiro, F. A.: Le coefficient de perméabilité des matériaux non saturés et son application à l'étude du mouvement de l'eau. dans les sols 5th Internal Conf. on Soil Mech. and Found. Eng., Vol. I, p. 359—365, 1961.
- [12] Klute, A.: Some theoretical aspects of the flow of water in unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 16: 144—148, 1952.
- [13] Nielsen, D. R., Biggar, J. W., and Davidson, J. M.: Experimental consideration of diffusion analysis in unsaturated flow problems. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 26: 107—111, 1962.
- [14] Handy, L. L.: Determination of effective capillary pressures for porous media from imbibition data. Trans. AIME, Society of petroleum Engrs., 219: 75—80, 1960.

EXPERIMENTAL INVESTIGATION OF UPWARD MOVEMENT OF SOIL WATER IN LAYERED SYSTEMS

LOO HUAN-YEN, JAN AI-FEN AND SHIEH CHU-HWA

(Institute of Geology, Academia Sinica)

Summary

A laboratory investigation was conducted for capillary water rise in, and evaporation from two and three layered soil columns in the presence of a water table.

It was shown from experimental results that the evaporation rate from the two layered system of clayey soil overlying a sandy soil was a maximum, as the layered soil interface was situated near the top of capillary fringe of the lower soil; but that the rate from the three layered system of a thin clayey layer laid between two sandy soil layers was a minimum, as the thin clayey layer was situated at a elevation, approximately equal to the height of capillary fringe of the lower sandy soil layer; and that the effect of the lower sandy soil, the thickness of which is not beyond its capillary fringe zone, of the two layered system on the evaporation rate was relatively small, provided the depth of soil column to the water table was less than the height of capillary fringe of the upper clayey soil. Evidently, all of these phenomena observed must be considered for adequately determining the depth of ground water table to avoid soil salinity.

During the capillary rising from the water table, it was found that the water content, measured by gamma-ray absorption, of any moistened soil section was increasing with time until coming to equilibrium. It seems to be logical that larger pores imbibe first, the water in them proceeds more rapidly and moves through them into the smaller ones. Consequently, the wetting front in the soil column is irregular, and then the diffusion equation for steady flow, based on the concept of water content gradient, may not be valid for interpreting the process of capillary rise.