

利用放射性同位素 ^{131}I 研究砂土的释水性

贾大林 傅正泉

(中国农业科学院农田灌溉研究所)

土壤释水性,即土壤释放重力水的能力,在制定盐碱土改良措施时,应作为一个重要的土壤因素来考虑,因为它决定着土壤的储水及排水能力,并因此而影响着排水洗盐的速度和效果,所以土壤释水性的研究在理论上和生产上都有重要意义。

近廿年来,放射性同位素已经广泛地应用于土壤改良的研究(Рачинский и др., 1962; 1963; 贾大林等, 1979)。以示踪原子的特性探求土壤水分运动的规律,理想的水分示踪剂应为 ^3H 和 ^{18}O ,但它们测量不便。 ^{131}I 被土壤吸附很小,对砂土更小,可作为水分的示踪剂(Рачинский, 1955)。

本试验是利用放射性同位素 ^{131}I 作为水分示踪剂,研究沙土的释水过程及其某些影响因素;并通过试验结果,对此种试验研究方法加以鉴定和评价。

一、砂土释水性

(一) 试验方法

试验是在壁厚一致的内径为 1.5 厘米的玻璃管内进行,管的下端由胶管与漏斗联接(图 1)。先将一定强度的放射性 ^{131}I 溶液(计数率在 2000—3000 脉冲/分钟)注入管内,做

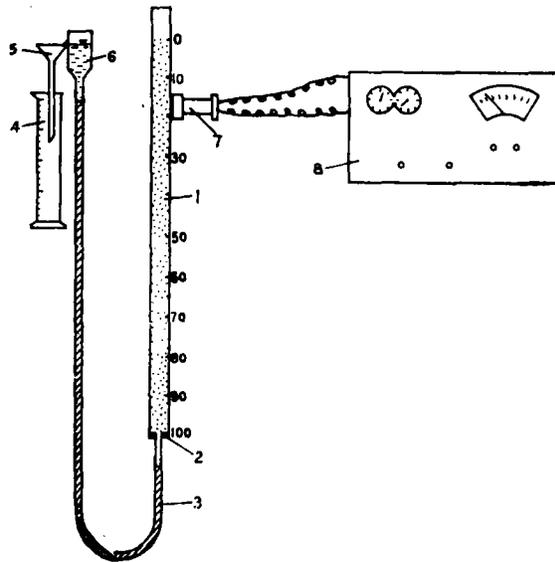


图 1 砂柱释水性能试验装置示意图

1. 砂柱(高 100 厘米), 2. 带有铜丝网的胶塞, 3. 胶管, 4. 量筒,
5. 玻璃漏斗, 6. 铁漏斗, 7. 带有铅隔板的计数管, 8. 定标器。

为含有示踪剂的水,再以水沉法将粒径为 0.15—0.30 毫米的砂土装入管中,使成高 100 厘米的砂柱;移动漏斗将管内的水位调至砂柱的零点,此时砂柱的所有孔隙完全被含有示踪剂的水所充满,形成土壤饱和水层;然后每隔 5 厘米测量砂柱的计数率,即为砂柱各层的饱和含水量的计数率。

试验开始时,首先将计数管固定在砂柱欲测知释水过程的某点,然后迅速地将漏斗向下移动,使其水面达到特定的深度(60、80、100 厘米等),此时即刻开启定标器测量放射性强度,每次测一分钟,前后两次测量相隔一分钟。由于释水关系,放射性强度将逐渐减弱,最后达到稳定不变,所测得的计数率(脉冲/分钟),通过下式算出释水百分率。

$$W_x = \frac{I_t (\text{脉冲/分钟})}{I_0 (\text{脉冲/分钟})} \times 100\%$$

$$\text{释水百分数} = (100 - W_x)\%$$

式中: W_x ——砂柱 x 点在 t 时的含水量占饱和含水量的百分数(%),

I_t ——砂柱 x 点在 t 时的计数率,

I_0 ——水分饱和时的计数率。

并绘成释水过程线(图 2)。在测量的同时,将砂柱流出的水量用量筒量之,并记录流出的时间。

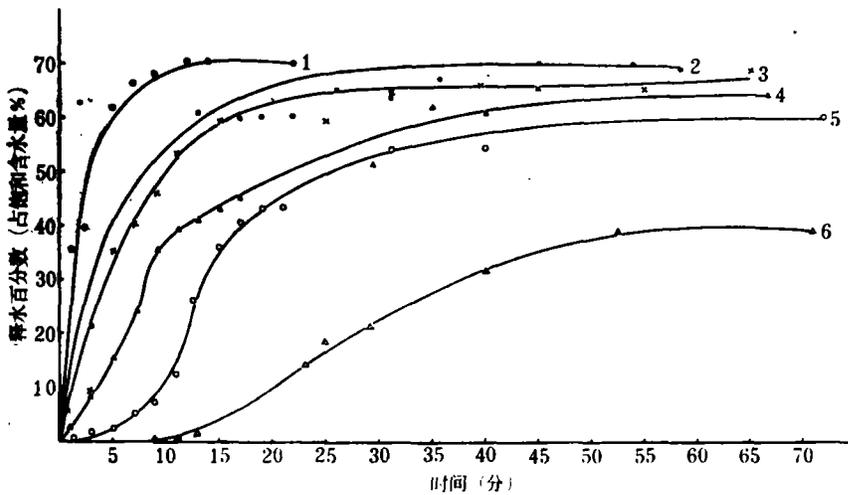


图 2 释水过程线 ($\Delta h = 80$ 厘米)

1 为 0 点, 2 为 10 厘米, 3 为 20 厘米, 4 为 30 厘米, 5 为 40 厘米, 6 为 50 厘米。

为了获得砂柱任何深度的释水过程,可将水位再次升高至零点,待饱和后,将计数管固定在欲测知的另一深度,重复上述试验步骤,如是循环,则可得出多点的试验结果。将同一时间不同深度的水分含量绘于同一图上,则可得出各不同时间砂柱水分的分布状况(图 3),借此亦可了解砂柱的释水过程。

当砂柱水分状况稳定之后,即释水作用结束,每隔 5 厘米测其放射性强度,并进行放射性衰变时间校正(^{131}I 半衰期 8 天)。绘出砂柱水分分布图(图 4)。

我们所设计的水位差共有三种: 60 厘米、80 厘米、100 厘米。柱体内砂土容重 1.67 克/厘米³,比重 2.58,孔隙率 35.5%,由此计算出的饱和含水率为 21.32% (占干砂重)。

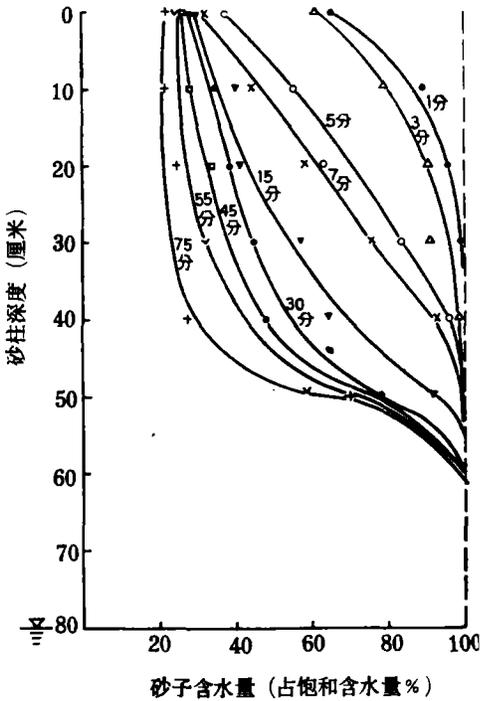


图3 释水过程水分分布图

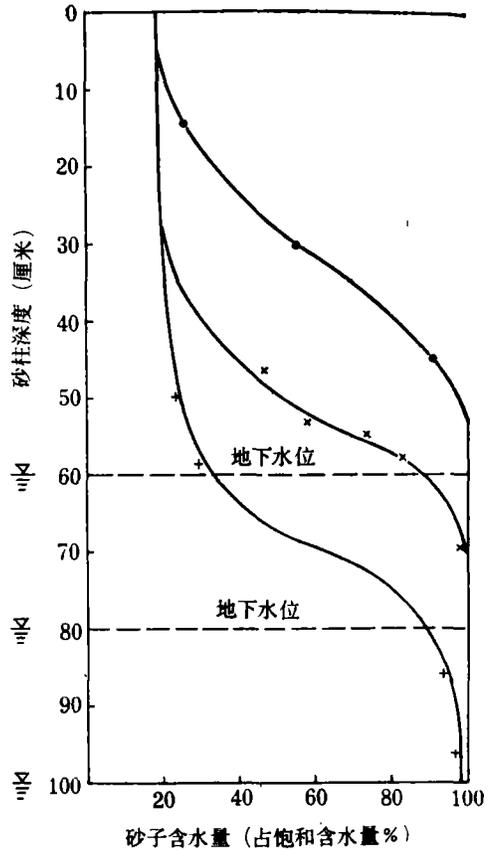


图4 不同地下水位水分分布图

(二) 试验结果与分析

1. 以水位差 80 厘米所得的结果为例,从中了解各层及整个砂柱的释水过程和该过程后的水分分布状况。

图 2 为砂柱各层的释水过程线,横座标表示水位降落后的时间,纵座标表示释水百分数。图中所示的几条释水过程线总的趋势是相似的。它显示出在开始释水之时,其释水百分数增加较快,亦即水分含量变化颇为迅速,随着时间的延续则逐渐地变缓,进而达到稳定的状态。但在各线的前半段又有两种不同的形状,在 20 厘米以上,当水位开始降落之际,水分含量就迅速减少,释放的水分迅速地增加,例如在深度 10 厘米处,其水分含量在 2.5 分钟之内就由饱和含水率降到饱和含水率的 75%,表层的变化更为迅速,在 2.5 分钟内就降到饱和含水率的 60%。在 30 厘米以下的曲线又是另一种情况,当水位开始降落之后,经过一段时间水分含量才开始降低,并且随着深度的增加,其时间愈长。例如 30 厘米处水分开始变化的时间大约为半分钟左右,40 厘米为 1 分钟左右,而 50 厘米则在 8 分钟以后才开始降低,同时他们在开始阶段水分含量变化较缓,经过一定时间后才进入迅速减少的阶段,然后又极为迟缓地进入相对稳定状态。

图 3 为释水过程中,不同时间的砂柱各深度的水分分布曲线。由图可以看出,当水位开始降落时,砂柱释水主要是由于表层砂土含水量降低所致。图中 1 分钟及 3 分钟的水

分分布曲线的位置就表明这点。随着时间的增加,表层水分含量变化速率就较下部缓和,尤其是约 12 分钟之后,主要是柱体中部沙土含水率在继续降低,上层和下层的变化都比较微弱。

根据此图不仅可以了解沙土在释水过程中水分的动态,并且由此可求出任何时间的释水量(表 1),这是用普通方法较难测得的。

表 1 在不同时间砂柱的释水情况

砂柱释水总量 (毫升)	时间(分钟)	释水体积(毫升)	释水量占饱和含水量百分数(%)	释水量占总释水量百分数(%)
24.1	1	2.64	5.5	10.9
	3	4.8	10	19.9
	5	7.2	15	29.8
	7	9.4	19.5	38.8
	15	14.4	30	59.0
	30	17.3	36.2	71.5
	45	20.4	42.5	84.3
	55	21.6	45.0	89.3

2. 在不同水位差的情况下,释水过程基本一致,但释水量有所不同。在我们的试验条件下,由于砂柱的水位都小于毛管水活动层,因而水位降低到毛管水活动层时将平行地向下移动,毛管水活动层的厚度和毛管活动本身的水分分布却没有变化(图 4)。由水位差不同而引起的总释水量的不同是因为毛管活动层上层的那段柱体的悬着水长度不同而引起的。

为了检核通过放射性测量而计算的砂柱释水量和直接由量筒测出的水量之间的吻合程度,我们曾进行了实算:先用求积仪求出图上所标的砂柱释水量的面积占整个座标图面积的百分比,然后根据砂柱的总孔隙度计算其释水量,其结果列入表 2。

表 2 用 ^{131}I 法测得的释水量与实测量对比

水位差(厘米)	释 水 量		绝对误差(毫升)	相对误差(%)
	量筒实测值 (毫升)	^{131}I 法测得值 (毫升)		
60	16.4	17.6	+1.2	7.4
80	22.9	24.2	+1.3	5.4
100	27.6	30.9	+3.3	10.7

上面所得结果表明,用同位素方法测得的释水量大于量筒实测量,其相对误差在 10% 左右。我们认为出现这种结果,是由于试验装置的漏斗水面裸露于空气之中,在整个试验过程中经过了 36 小时左右,由漏斗内流出的水量因蒸发而减少,故用量筒量出的水量小于同位素法计算的释水量。由此看来,同位素法似乎更为可靠。

二、弱透水隔层对释水的影响

(一) 试验方法 试验方法同上,砂柱全长 140 厘米,下有 10 厘米由粗沙构成的反滤

层,弱透水层系粉砂组成,厚度为 20 厘米,水位差为 140 厘米,其供试砂土基本条件如下:

质地	粒径(毫米)	容重(克/厘米 ³)	比重	孔隙率(%)	饱和含水率(%)
细砂	<0.15	1.61	2.58	37.7	23.38
粉砂	<0.05	1.46	2.39	39.0	26.84

试验处理有:

1. 对照: 全土柱为均质细砂;
2. 弱透水隔层出现部位: (1)21—41 厘米(浅位); (2)40—60 厘米(中位); (3)95—115 厘米(深位)。

(二) 试验结果 因为释水是土壤水分受重力作用而下渗的过程,弱透水隔层的出现及其部位必将会改变它的下渗速度(图 5),及土柱保水的能力(图 6)。

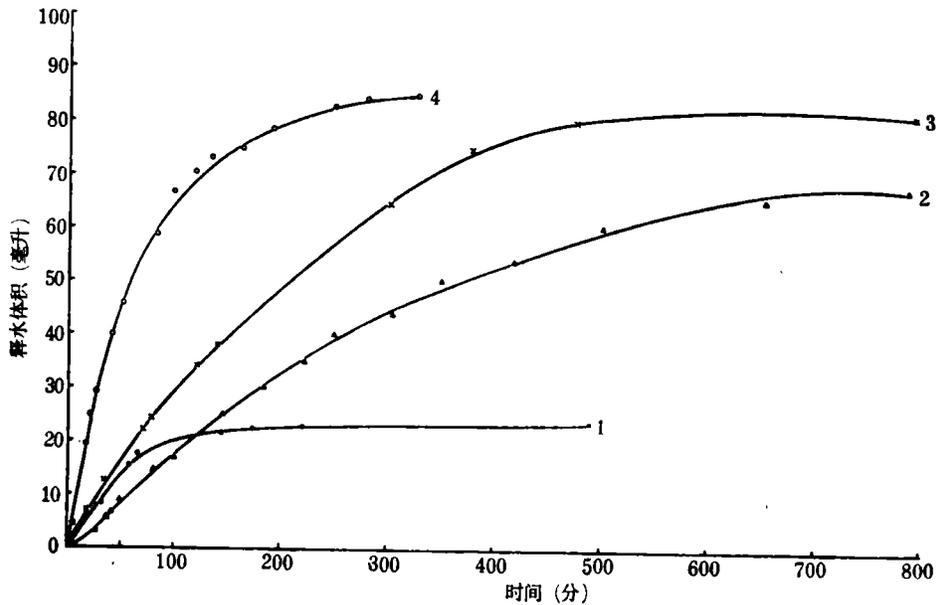


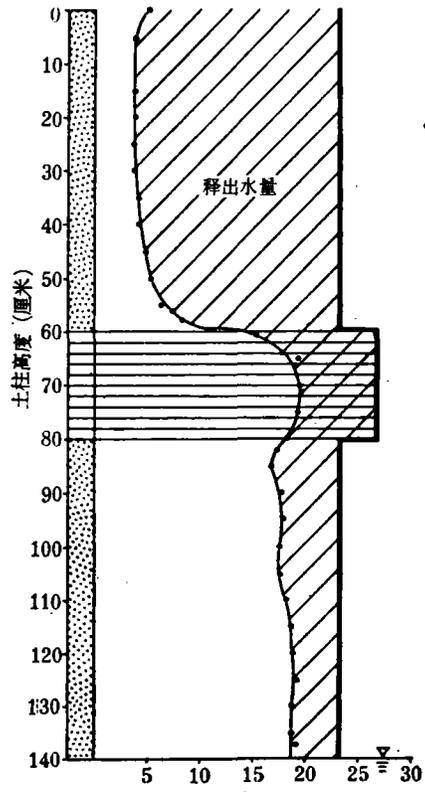
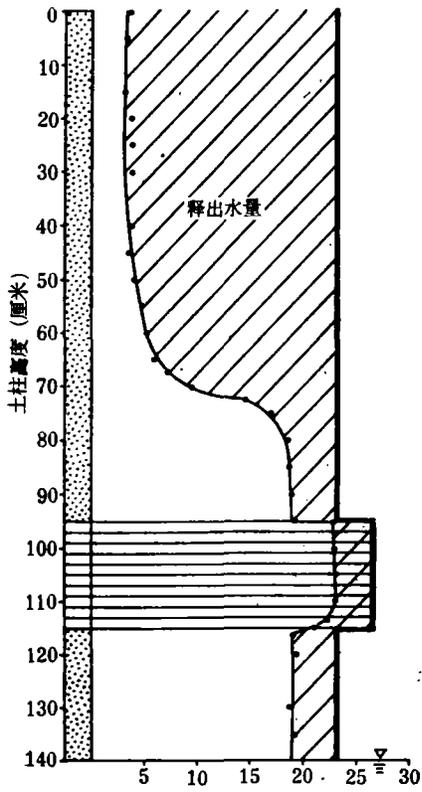
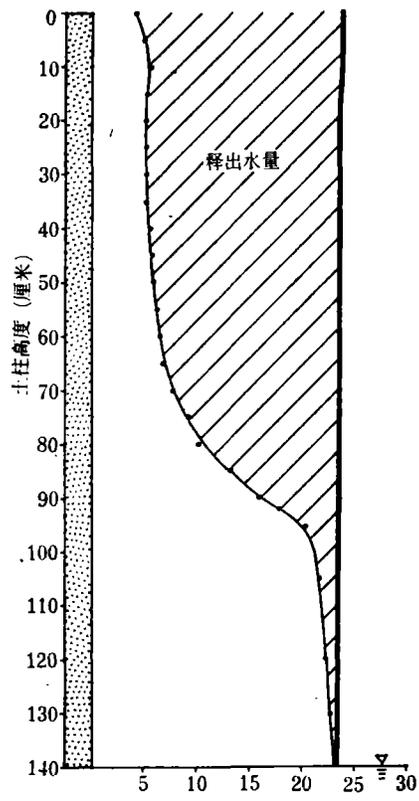
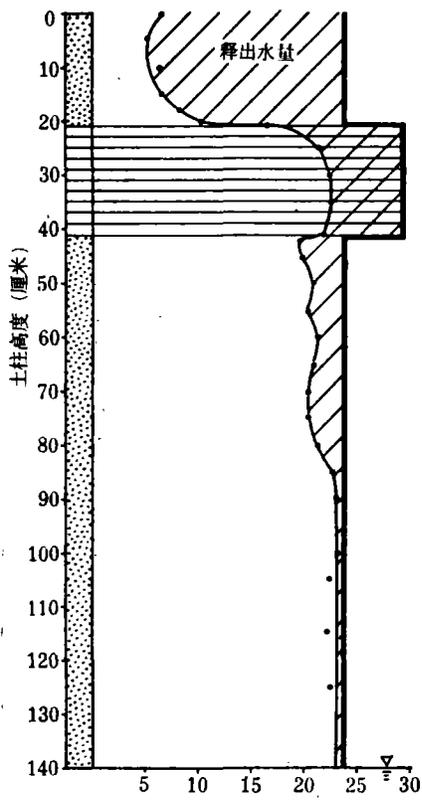
图 5 弱透水层出现部位对释水量的影响

弱透水层出现部位: 1 为 21—41 厘米; 2 为 60—80 厘米; 3 为 95—115 厘米; 4 为对照。

从图 5 可以看出所有处理与对照相比较,不论释水速度或释水量都有所降低,并且部位出现愈浅则变化愈大。

弱透水层出现在 21—41 厘米者,对砂柱的释水起了阻留作用,只有少量的水分释放;出现在 60—80 厘米和 95—115 厘米者,释水量虽比前者为多,但水分分布和均质土比较同样有较大变化。浅位、中位、深位和对照的释水量占饱和含水量百分数,实测结果分别为 13.8%, 36.0%, 47.5% 和 51.5%。用 ^{131}I 法还能测得不同层次的释水量,其结果如表 3。

由上表可知: 1. 土柱释水总量随弱透水层埋深增加而增加; 2. 弱透水层释水量占总释水量的百分数随着该层出现部位加深而减少; 3. 弱透水层上面的砂层释水量占总释水量的百分数随着弱透水层埋深增加而增加,而下面的砂层则随之减少。



细砂层
 粉砂层
 释水前水分分布线
 释水后水分分布线

图 6 释水后水分分布图

表 3 弱透水层对释水量的影响

弱透水层出现部位(厘米)	土壤深度(厘米)	用量筒测得值		用 ^{131}I 法测得值		
		释水总量(毫升)	释水占饱和水量(%)	释水量(毫升)	释水占饱和含水量(%)	释水占释水总量(%)
21—41	0—21			16.9	9.4	61.5
	21—41			4.6	2.5	16.7
	41—140			6.0	3.3	21.8
	总计	24.7	13.8	27.5	15.2	100
60—80	0—60			65.3	34.1	71.5
	60—80			8.27	4.4	9.1
	80—140			17.8	9.3	19
	总计	69.0	36.0	91.37	47.8	100
95—115	0—95			89	46.5	90.7
	95—115			3.92	2.03	4.1
	115—140			5.12	2.68	5.2
	总计	92.8	47.5	98.04	51.2	100
对照	全层	99.9	51.5	102	52.6	

表 3 中弱透水层出现部位在 60—80 厘米者, 其释水总量用 ^{131}I 示踪法测得值与用量筒测得值相差较大, 其原因尚待研究。

摘 要

1. 在砂土释水过程中, 首先是砂土表层水分含量发生变化, 随着时间的延长, 水分开始变化的层次, 依次加深, 达到一定时间后, 其变化主要发生在中部; 而表层及下层变化甚小。

2. 释水量及释水速度随着水位差增加而增加。

3. 释水速度因弱透水层的出现部位不同而有显著的变化, 该层出现愈浅速度愈慢, 中位及深位者虽然对释水总量影响较前者为小, 但改变了砂柱的水分分布状况。

4. 根据初步试验结果, 我们认为利用同位素研究, 包括土壤释水性在内的水分运动, 方法简便, 灵敏度较高, 便于了解土壤水分连续运动的过程, 而利用普通方法将增加极大的工作量, 且不易准确。

参 考 文 献

- 贾大林、傅正泉, 1979: 利用放射性¹³¹I和³⁵S研究松砂土土体和地下水盐分的运动。土壤学报, 16:29-37。
- Рачинский В. В., 1955: Исследования в области методов хроматографии и радиоактивных индикаторов и применения их в агробиологии. Докл. дисс.
- Рачинский В. В., Цзя Да-лин и Чистова Е. Д., 1962: Исследование динамики переноса солей в пористых средах. I. Движение солевых растворов в пористых средах. Известия ТСХА, вып. 2.
- Рачинский В. В., Цзя Да-лин и Чистова Е. Д., 1963: 11, Динамика вымывания солей из пористых сред. Известия ТСХА, вып. 1.

STUDY ON THE WATER MOVEMENT IN A SANDY SOIL BY MEANS OF RADIOACTIVE ISOTOPE ¹³¹I

Jia Da-lin and Fu Zheng-quan

(Institute of Irrigation, Chinese Academy of Agricultural Science)

Summary

In the process of soil water movement, the soil water content in the surface layer of a sandy soil changed firstly in the initial stage. In the duration of time, the layer in which the soil water content began to change gradually moved downward in the soil profile. After a certain time, about 12 minutes, such variation occurred mainly in the middle part of the soil profile and changes either in the surface layer or in the bottom layer of the soil profile were insignificant.

The quantity and the rate of soil water movement were increased with the increase of difference in hydraulic potential. Owing to the different location of the slow permeable stratum in the soil profile, the rate of soil water movement varied significantly. The more shallow the slow permeable stratum was located in the soil profile, the less the quantity and the rate of soil water movement occurred.

The result of the experiment has shown that the use of radioactive isotope ¹³¹I for the study of soil water movement is a more convenient method with higher sensitivity, and its use also provides a possibility to observe the process of soil water movement continuously.