

不同湿度条件下土壤水分的 蒸发性能和移动规律

杨文治 赵沛伦 张启元

(中国科学院西北水土保持研究所)

水分蒸发过程是土壤水文状况的重要因子之一。

土壤水分的蒸发过程、强度及其影响深度,除与气候条件有关外,它与土壤性质,尤其是土壤的湿润程度有极为密切的关系。因此,研究不同湿度条件下,土壤水分的蒸发性能及其移动规律,对因时制宜地采取有效的保墒措施,是很重要的。在我国西北黄土高原,气候干旱,土壤水分蒸发强烈,做好蓄水保墒,减少水分的非生产消耗,更需要了解水分运动规律。

土壤水分对植物的有效性,决定于土壤水分的移动性能,而后者与土壤湿度有关。因此,研究阐明不同湿度条件下,土壤水分的移动规律,对了解土壤对植物的供水性能,也是一个甚为重要的方面。

本文试图通过管柱试验,对不同湿度条件下,重壤质土水分的蒸发性能和移动规律加以探讨。

一、试验方法

为了研究土壤水分移动规律,我们采用Cl⁻离子示踪法,在有机玻璃管中进行了试验。管柱内径5厘米,长度120厘米。供试土壤系重壤质土(表1),为关中西部旱塬塬土覆盖层。供试土样均通过1毫米筛孔。

试验按土壤湿度分为四个处理,即最大吸湿湿度(以M₁表示)、凋萎湿度(B₃)、毛管

表1 供试土壤的机械组成
Table 1 Mechanical composition of the soil

采土深度 (厘米) Depth (cm)	各级颗粒(毫米)含量百分数(%) Soil particle size (mm, %)							
	3--1	1--0.25	0.25--0.05	0.05--0.01	0.01--0.005	0.005--0.001	<0.001	<0.01
30-100	0	0.1	3.2	45.3	10.8	13.6	27.0	51.4

断裂湿度(BPK)和最小持水量(HB)。将一定量的0.2N CaCl₂溶液用喷雾器分次加入风干土样中,并充分调和均匀,达到所要求的湿度,然后按规定容重装土入管中。最小持水量处理的管柱,先装风干土,由上部加入0.2N CaCl₂溶液,达到一定的湿润深度时,停

止加水,静置 20 天,使重力水充分下渗并达到平衡之后,开始试验。不同试验处理的土壤含水量、容重及孔隙度见表 2。

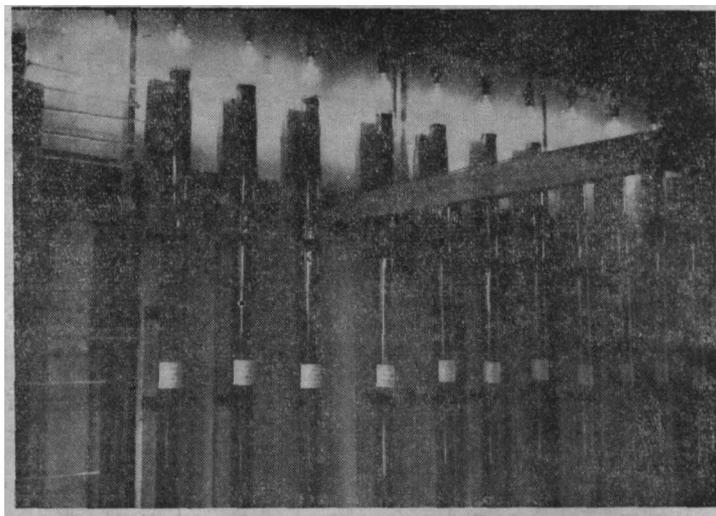
表 2 不同试验处理的土壤含水量、容重和孔隙度

Table 2 Water content, bulk density and porosity of soil in different treatments

处 理 Treatment	土壤含水量 (干土重%) Soil water content (% of dry soil)	平均容重 (克/厘米 ³) Average bulk density (g/cm ³)	平均孔隙度 (%) Average porosity of soil
最大吸湿湿度(MΓ) Maximum hygroscopicity (MΓ)	6.0	1.33	51.0
凋萎湿度 (B3) % water at wilting point	8.6	1.27	53.0
毛管断裂湿度 (BPK) Moisture of capillary bond disruption (BPK)	16.5	1.27	53.0
最小持水量 (HB) Minimum water-holding capacity (HB)	23.0—25.0	1.44	46.0

为了加速试验进程,蒸发试验是在 25 W 的灯光连续照射下进行的(照片 1)。灯泡距土表 5 厘米。分别经 1、3、5、10、20、30、60、100 昼夜蒸发后,在每一试验处理中各取二个管柱分层取土(0—2,2—5,5—35 厘米每隔 5 厘米取土,35 厘米以下每隔 10 厘米取土),测定土壤湿度和 Cl^- 含量,并计算出 Cl^- 浓度。

在蒸发试验过程中,还测定了水面蒸发,室内空气相对湿度、气温以及四个湿度处理的土壤温度。每日观测三次,时间为 8、14、20 时。在整个试验过程中,空气相对湿度变动



照片 1 利用管柱法进行试验的情形

Plate 1 Columns used to measure evaporation of soil water

于 45—80% 之间。土壤温度随深度而逐渐降低,以上部 20 厘米土层温度变化最大,75 厘米以下温度变率很小,基本上是稳定的。管柱上下端的温差变动于 10—12℃ 之间。

二、试验结果及讨论

(一)不同湿度条件下土壤水分的移动性能和移动方式

1. 在低湿度下土壤水分的移动性能和移动方式。由图 1-A 和图 2-A 看出,在土壤湿度相当于 MΓ 和 B3 的情况下,上部土层的湿度随着时间缓慢减少,强烈干燥层依次加深。经过 100 昼夜之后,蒸发影响深度,在 MΓ 管柱中为 30 厘米左右;在 B3 管柱中加深到 40—45 厘米左右。显然,在 B3 管柱中,蒸发影响深度比在 MΓ 管柱中要大些。

在蒸发过程中,MΓ 管柱中整个土层的 Cl^- 含量均无变化,如图 1-B 所示。水分丢失层的 Cl^- 浓度,随时间逐渐增大(图 1-C)。其深度与水分丢失层深度一致。这证明,在最大吸湿湿度条件下,没有发生液态水向蒸发面的移动现象。水分的丢失只能直接以汽态扩散方式进行。愈近土壤表面扩散丢失的水分愈多,因而 Cl^- 浓度也愈大。

当土壤湿度增至凋萎湿度时,土层中 Cl^- 含量的变化过程(图 2-B),与最大吸湿湿度处理相比有所不同。在上部 25—30 厘米的土层中, Cl^- 含量略有增加,而以表层增加最多。这说明,在 B3 条件下,能够发生液态水向土表的移动;但因此而引起的水分丢失量,极其微小。在 B3 管柱中, Cl^- 浓度的变化趋势与在 MΓ 管柱中的变化趋势相似(图 2-C)。即随着蒸发时间的延长,土柱表层的 Cl^- 浓度不断增加,如在蒸发 20 天时,土表 Cl^- 浓度约为 37 毫克/1 克水,蒸发 100 天时,则达到约 50 毫克/1 克水左右。

2. 在高湿度下土壤水分的移动性能和移动方式。在高湿度条件下,土壤湿度剖面的变化过程与低湿度下相比有十分明显的差异。由图 3-A 看出,在最小持水量条件下,蒸发一昼夜,水分消耗所涉及的深度就可达 35 厘米左右;蒸发 3 昼夜,便深及整个 120 厘米土层。经 100 昼夜蒸发后,整个 120 厘米土层的湿度,均显著降低。但蒸发前期的湿度变幅要比后期大些,亦即前期的蒸发强度大于后期。还表现出在同一时期内,上部土层比下部土层的水分消耗量要大。如表 3 所示,经 10 昼夜和 100 昼夜蒸发后,上部 40 厘米土层的水分蒸发量分别相当于该层原始储水量的 30.0% 和 51.7%,而同期 40—100 厘米土层的水分消耗量只相当于该层原始储水量的 16.2% 和 34.5%。表层土壤湿度变化最剧烈,经 100 昼夜后土壤湿度由 24.0—25.0% 降低到 6.0—7.0%。

图 3-B 表明,在蒸发过程中,表层以下各土层的 Cl^- 含量随着土壤湿度的显著降低,也在明显减小。这说明土壤湿度相当于最小持水量时,土壤水分能以液态方式向蒸发面强烈运动。蒸发前期 Cl^- 含量的递减量大于蒸发后期,上部土层 Cl^- 含量的递减量大于下部土层。从 Cl^- 含量剖面的变化过程看出,在 Cl^- 聚积层以下,有一个 Cl^- 含量显然比上下层都低的层次。这一层从深度 5 厘米处开始,经 100 昼夜蒸发后,伸延到 35 厘米左右,其 Cl^- 含量由 150 毫克/100 克干土下降到 38—69 毫克/100 克干土。土壤温度的观测资料表明,管柱中土壤温度由表层向下依次降低,上部高压的水汽不断向下传递,而凝结在一定深度范围内。在土壤张力差的作用下,该凝结水复又以液态方式携带着溶解的 Cl^- 迁移到蒸发面,于是降低了水分凝聚层土壤中 Cl^- 含量。

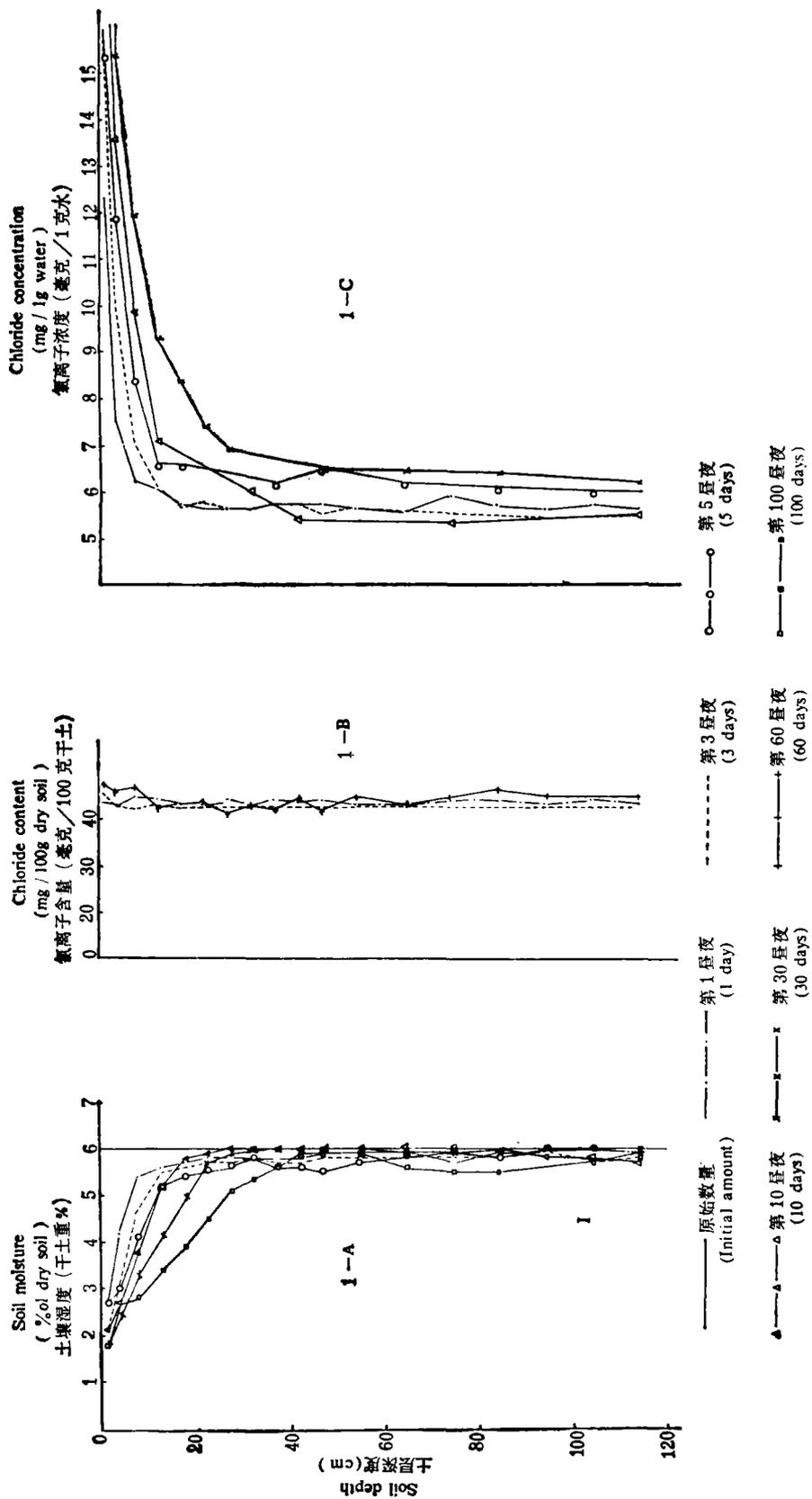


图 1 在蒸发条件下 MF 管柱中土壤湿度、氯离子含量和浓度变化过程

Fig. 1 Variation of moisture content, chloride content and chloride concentration in MF columns under evaporation

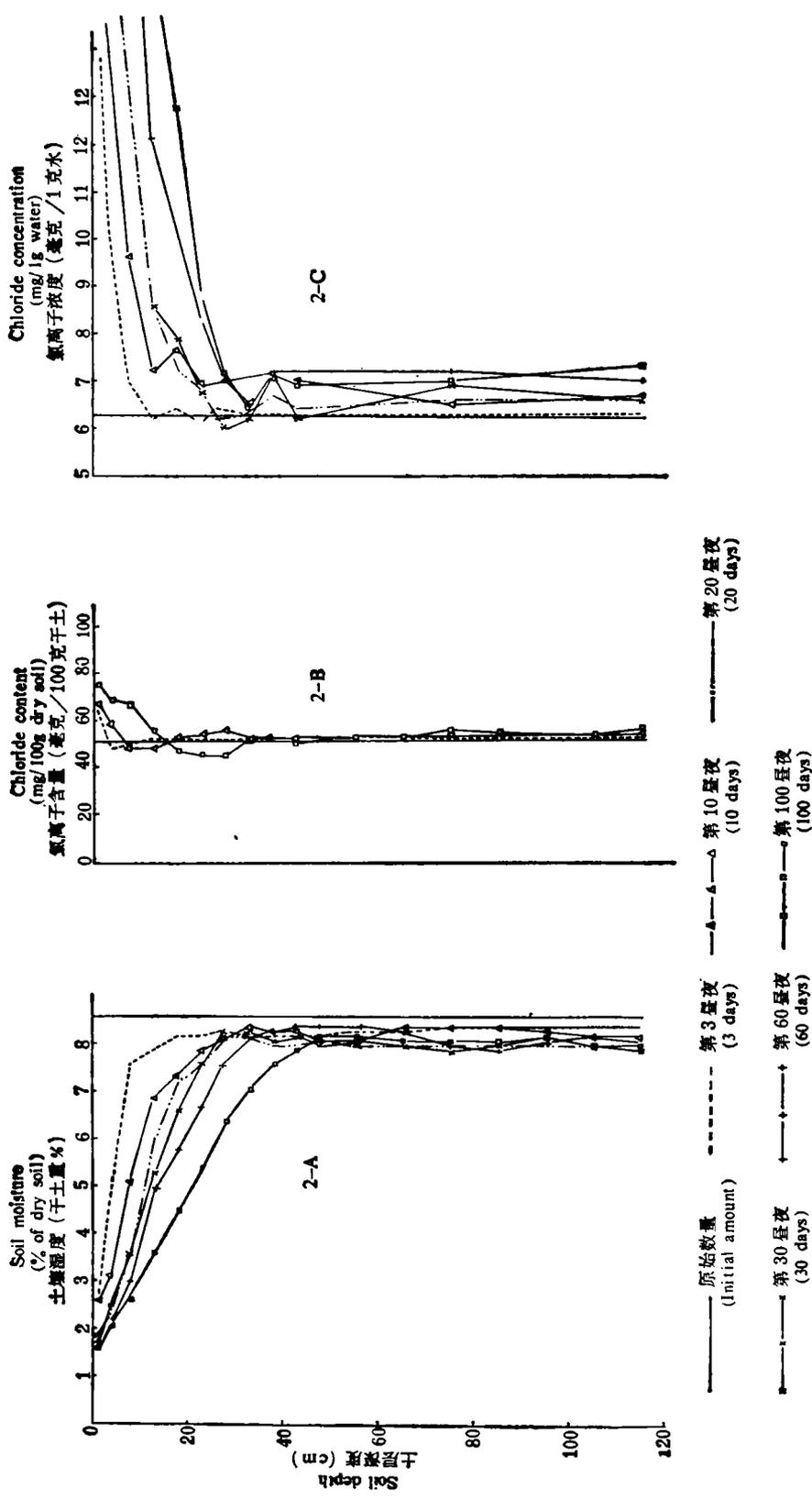


图2 在蒸发条件下 B3 管柱中土湿度、氯离子含量和浓度变化过程

Fig. 2 Variation of moisture content, chloride content and chloride concentration in B3 columns under evaporation

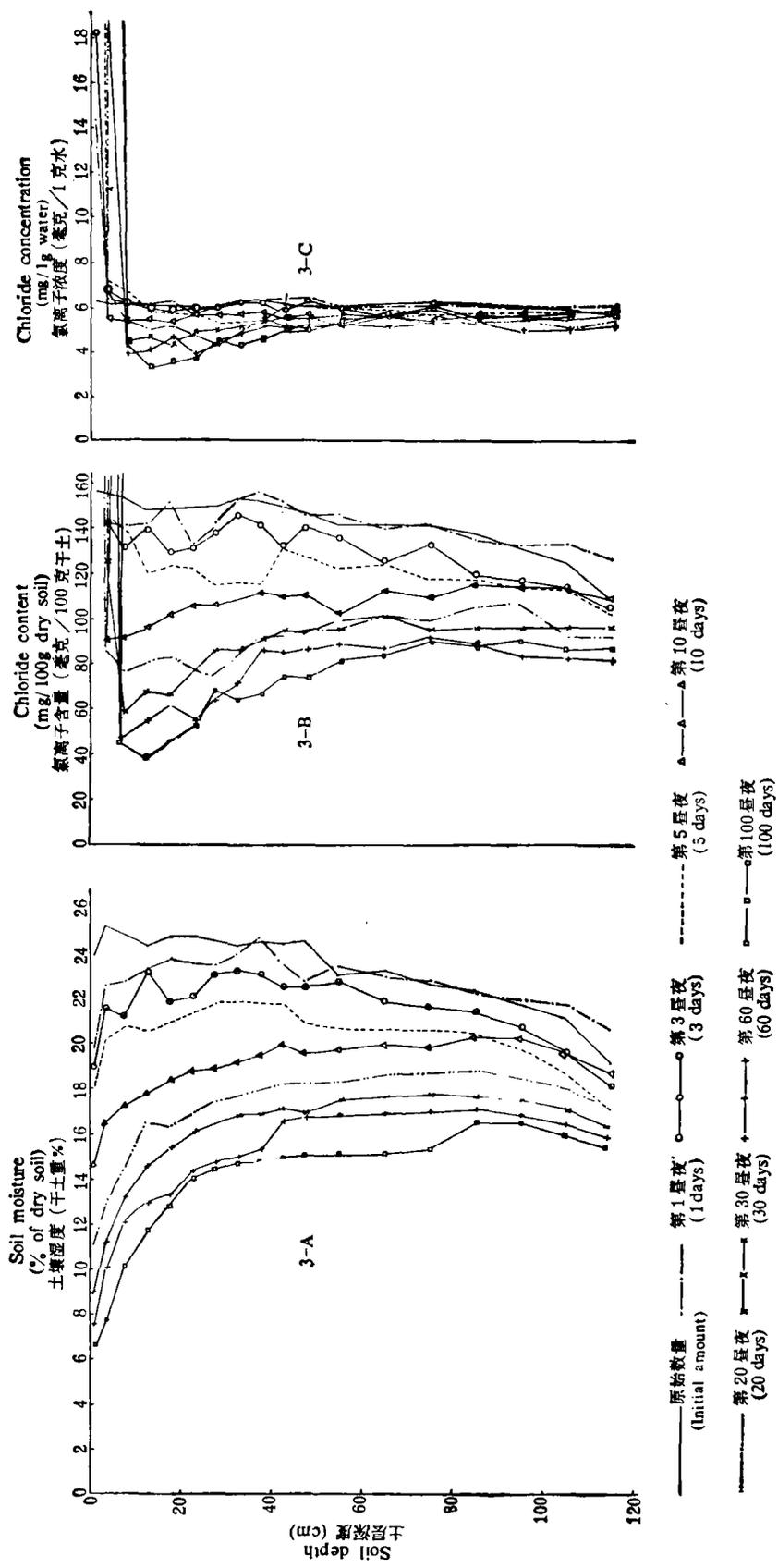


图3 在蒸发条件下 HB 管柱中土壤湿度、氯离子含量和浓度变化过程

Fig. 3 Variation of moisture content, chloride content and chloride concentration in HB columns under evaporation

表 3 最小持水量条件下管柱中土壤水分的蒸发丢失量

Table 3 Evaporation of soil water from soil column under minimum water-holding capacity

土层深度 (厘米) Depth (cm)	原始储水量 (毫米) Original water storage (mm)	经 10 昼夜蒸发后 的蒸发总量(毫米) Total evaporation loss of soil water (mm, in 10 days)	占原始储水量的 % Total evaporation loss/Original water storage	经 100 昼夜蒸发后 的蒸发总量(毫米) Total evaporation loss of soil water (mm, in 100 days)	占原始储水量的 % Total evaporation loss/Original water storage
0—20	74.0	25.4	34.4	44.5	60.1
0—40	147.3	44.2	30.0	76.2	51.7
0—60	218.3	58.6	26.8	104.1	47.7
0—120	412.9	85.9	20.8	162.4	39.4
40—100	205.4	33.3	16.2	71.1	34.5

经过 100 昼夜后, 65 厘米以下土层中 Cl^- 含量与 60 昼夜蒸发后的 Cl^- 含量相同, 仅 Cl^- 浓度略有增高。这证明, 在 60 昼夜后, 65 厘米以下土层基本上没有继续发生液态水向上层的移动现象。而当时该层的湿度相当于 17% 左右。该数值和武功塬土田间条件下出现的稳定湿度 (15—16%) 是大致吻合的。

当土壤湿度相当于最小持水量时, 在整个管柱中土壤水分以液态方式向蒸发面能够如此强烈移动, 是因为在这种情况下, 液态水的运动方式是以毛管运行为主。随着湿度逐渐减小, 液态水运行方式也逐渐为毛管—薄膜方式所代替, 因而液态水向蒸发面的移动速度也随之降低。在土壤湿度低于毛管断裂湿度时, 液态水向蒸发面的移动转为以薄膜方式进行, 移动速度又进一步降低。

在整个蒸发过程中, 随着土壤湿度和 Cl^- 含量的变化, 整个土层 Cl^- 浓度也随之有所变化 (图 3-C)。在表层 Cl^- 浓度特别高, 如在蒸发 30 天后, 土表的 Cl^- 浓度高达 217 毫克/1 克水以上。这主要是由于 Cl^- 随着液态水向该层不断迁移、大量聚积和随着蒸发的进行该层湿度强烈降低有关。而在 7—120 厘米土层中, Cl^- 浓度随着蒸发逐渐减小。

为了研究蒸发条件下, 土壤湿度相当于毛管断裂湿度时, 土壤水分的移动性能和移动方式, 我们按最小持水量的 70% (根据一些研究者的资料, 壤质土的 BPK 相当于 HB 的 70% 左右), 配制土样进行了试验。试验结果与 HB 管柱蒸发试验结果相比, 表现出以下几个特点: (1) 经过 100 昼夜蒸发后, 土壤的主要耗水深度为 85 厘米左右, 表层土壤湿度已降至风干湿度, 而 85—120 厘米土层湿度减少量小于 1%, 其湿度在 16% 左右 (图 4-A); (2) 在蒸发过程中, 表层的 Cl^- 含量大量增加, 如在蒸发 100 天后, 表层 Cl^- 含量约为蒸发前的 10 倍。而在 7—25 厘米土层却有明显降低。这与各层的土壤湿度的减小趋势是一致的 (图 4-B); (3) 经过 30 昼夜蒸发后, 50 厘米以下土层中, Cl^- 含量的变幅显著减小, 同期在 50—80 厘米土层中的湿度也只稍有降低。这说明该层液态水向上层的移动已很微弱。根据该层中 Cl^- 浓度无明显变化这点 (图 4-C) 来推断, 这一深度范围内水汽扩散也同样是很微弱的。根据 M. M. 阿布拉莫娃^[9]关于“毛管断裂湿度”的定义, 当土壤湿度相当于这一湿度时, 液态水的毛管移动基本停止。那末在我们的试验中, 当土壤湿度相当于“毛管断裂湿度”时, Cl^- 在表层的大量聚集和表层土壤湿度的显著降低, 又如何

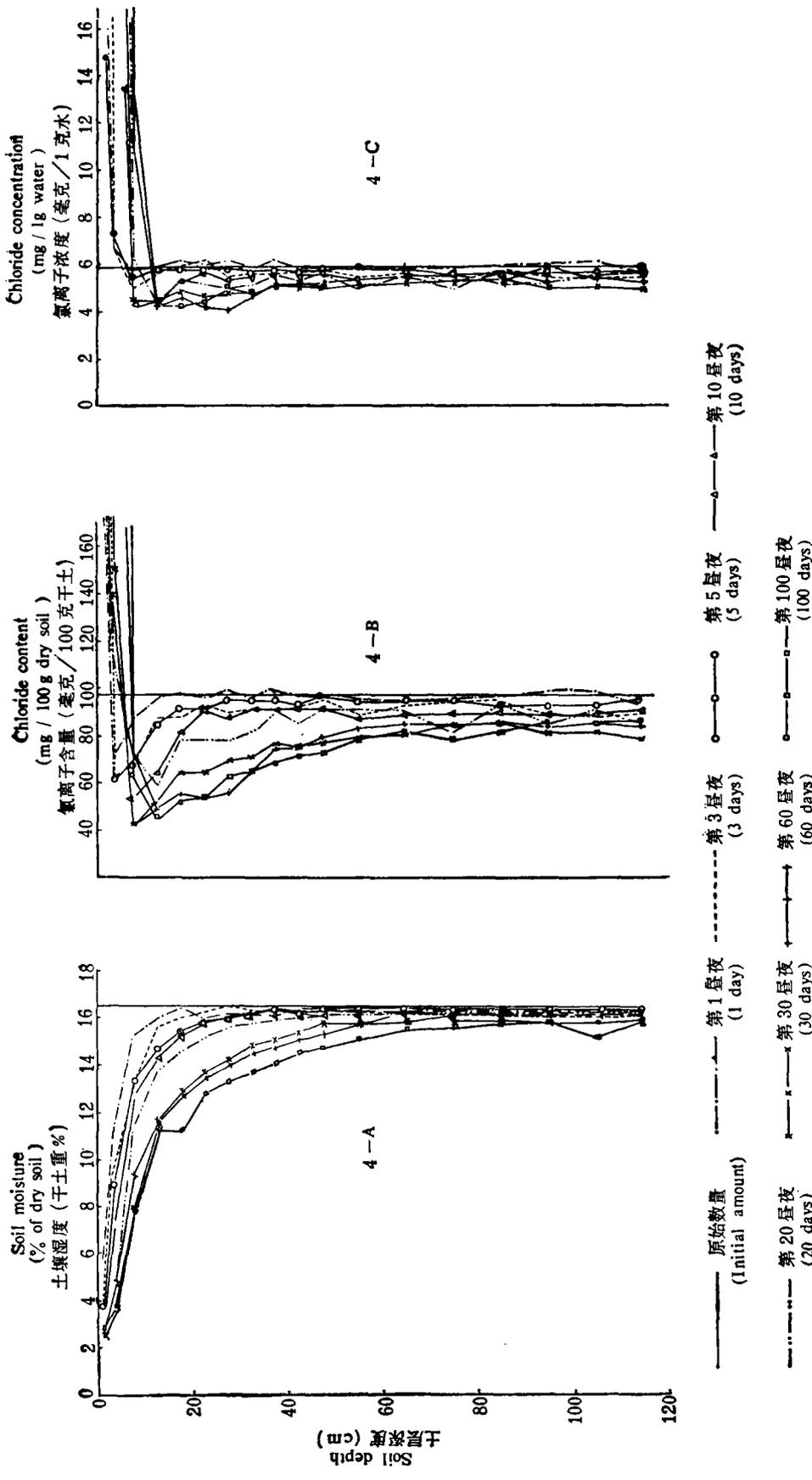


图 4 在蒸发条件下 BPk 管柱中土壤湿度、氯离子含量和浓度变化过程
 Fig. 4 Variation of moisture content, chloride content and chloride concentration in BPk columns under evaporation

解释呢？这主要是因为将上下土层湿度均匀为“毛管断裂湿度”的土柱置于蒸发条件之下，上层土壤水分迅速丢失，形成上下土层的薄膜水的厚度梯度，因而引起了液态水以薄膜方式向蒸发面移动。在土壤湿度比较高的情况下，这种移动现象比较显著，并随着湿度降低而逐渐减弱。

据上所述，在不同湿度条件下，液态水向蒸发面移动的差别是很大的。同时看出，“毛管断裂湿度”是能否发生液态水向蒸发面强烈运行的一个湿度界限。这对合理地采取保墒措施意义很大。

前已述及，在低湿度下，土壤水分向蒸发面的移动主要以汽态扩散方式进行的，而在高湿度下，汽态扩散与液态移动则同时存在。在此情况下随着土壤湿度的增高，液态移动所占的比例则愈来愈大。

(二) 不同湿度条件下土壤水分的蒸发性能

土壤水分的蒸发性能与土壤湿润程度有极为密切的关系。表 4 所列资料表明，土壤储水量随着蒸发历时逐渐降低，因而引起了不同蒸发阶段平均蒸发强度的减弱。另外，从几种不同湿度处理看出，在各个蒸发阶段上，高湿度处理的水分蒸发量均大于低湿度处理。譬如，经 100 昼夜蒸发后，在四个试验处理中，土壤水分蒸发总量，分别为 162.5、27.6、21.5、6.4 毫米。其蒸发强度的总趋势是 HB > BPK > B3 > MГ。图 5 所示曲线表明，在土壤湿度相当于最小持水量时，其蒸发强度在最初五昼夜，大大超过了自由水面蒸发。在其它三个低湿度的处理中，无论其中哪一个蒸发阶段，其蒸发强度均显著低于自由水面蒸发

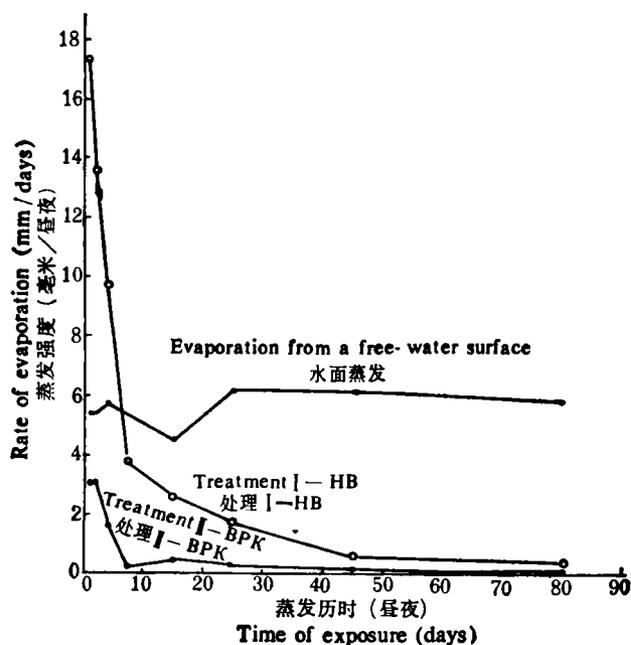


图 5 蒸发强度与蒸发历时的关系

Fig. 5 Rate of evaporation in relation to time of exposure

表 4 不同湿度处理下整个 120 厘米土层内储水量变化及水分蒸发丢失量
 Table 4 Variation of water storage and evaporation loss from 120 cm soil column under different treatments

处 理 Treatment	储水量和不同阶段 的蒸发量 (毫米) Water storage and evaporation loss in different time(mm)	蒸发历时 (昼夜) Time exposure (days)										共 计 Sum
		0	1	3	5	10	20	30	60	100		
HB	储水量 Water storage	412.9	395.6	368.4	349.1	330.0	304.3	285.9	266.8	250.4		
	不同阶段的蒸发量 Evaporation loss in different time	17.3	27.2	19.3	19.1	25.7	18.4	19.1	16.4			162.5
BPK	储水量 Water storage	245.5	242.4	236.3	232.9	231.8	227.1	223.9	221.9	217.9		
	不同阶段的蒸发量 Evaporation loss in different time	3.1	6.1	3.4	1.1(?)	4.7	3.2	2.0	4.0			27.6
B3	储水量 Water storage	127.1		123.9		119.0	114.2	111.9		105.6		
	不同阶段的蒸发量 Evaporation loss in different time		3.2		4.9	4.8	2.3	6.3				21.5
MT	储水量 Water storage	91.0	89.8	88.8	87.1		85.1		84.6			
	不同阶段的蒸发量 Evaporation loss in different time	1.2	1.0	1.7		2.0	0.5					6.4

强度。

根据试验资料分析,蒸发累积量和时间之间存在着抛物线关系(图 6),即

$$Q = AT^b$$

式中 Q ——蒸发累积量; T ——蒸发历时; A, b ——参数。

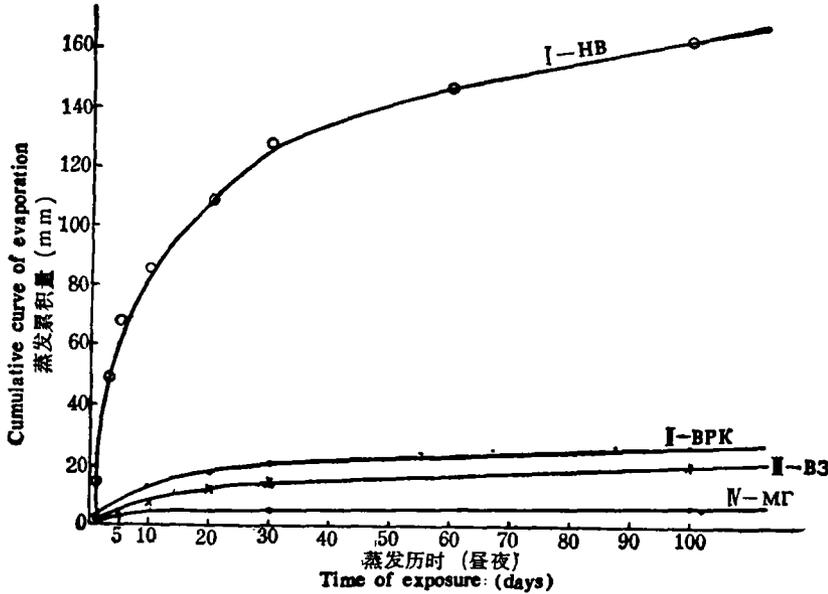


图 6 蒸发累积量与蒸发历时的关系

Fig. 6 Cumulative curve of evaporation in relation to time of exposure

试验表明,土壤蒸发过程表现出明显的阶段性。以最小持水量时的土壤蒸发过程为例,如果用蒸发量 Q 和蒸发历时 T 的对数作双对数曲线,可找出参数不同而曲线形式相近的三组抛物线方程,即

$$0-5 \text{ 昼夜 } Q_1 = 17.32T^{0.855}$$

$$5-30 \text{ 昼夜 } Q_2 = 35.48T^{0.372}$$

$$30-100 \text{ 昼夜 } Q_3 = 61.20T^{0.212}$$

将上述三个方程式微分后,可得

$$0-5 \text{ 昼夜 } E_1 = dQ_1/dT = 14.81T^{-0.145}$$

$$5-30 \text{ 昼夜 } E_2 = dQ_2/dT = 13.20T^{-0.628}$$

$$30-100 \text{ 昼夜 } E_3 = dQ_3/dT = 13.00T^{-0.788}$$

式中 $\frac{dQ_1}{dT}$ 、 $\frac{dQ_2}{dT}$ 、 $\frac{dQ_3}{dT}$ 为不同阶段的蒸发量随时间的变率,即蒸发强度,分别以 E_1 、

E_2 、 E_3 表示。

若再进行二次微分,可得

$$0-5 \text{ 昼夜 } dE_1/dt = -2.144T^{-1.145}$$

$$5-30 \text{ 昼夜 } dE_2/dT = -8.30T^{-1.628}$$

$$30-100 \text{ 昼夜 } dE_3/dT = -10.25T^{-1.788}$$

上述数学分析表明,在整个蒸发过程中,随着蒸发时间的推移,蒸发强度不断地减低,即 $E_1 > E_2 > E_3$, 同时蒸发强度随时间的变率也很快减低,即 $\left| \frac{dE_1}{dT} \right| > \left| \frac{dE_2}{dT} \right| > \left| \frac{dE_3}{dT} \right|$ 。

蒸发强度随时间不断减低,实质上是随土壤湿度的下降而不断降低,而且在土壤湿度下降过程中,蒸发强度降低的速率也迅速减低。

当土壤湿度相当于毛管断裂湿度时,在蒸发条件下,经过 30 昼夜后,50 厘米以下土层液态水向上层的移动已很微弱。实际上,强烈的蒸发过程只是发生在最初 10 昼夜以内。根据试验资料,在毛管断裂湿度下,蒸发量累积过程亦可分出三个阶段,其数学表达式分别为:

$$0-5 \text{ 昼夜 } Q_1 = 3.1T^{0.95}$$

$$5-30 \text{ 昼夜 } Q_2 = 10.5 + 0.37T$$

$$30-100 \text{ 昼夜 } Q_3 = 17.5 + 0.1T$$

如将上列各式微分

$$0-5 \text{ 昼夜 } E_1 = dQ_1/dT = 2.94^{-0.05}$$

$$5-30 \text{ 昼夜 } E_2 = dQ_2/dT = 0.37$$

$$30-100 \text{ 昼夜 } E_3 = dQ_3/dT = 0.1$$

可以看出,在这种情况下,蒸发强度变化的总趋势仍然是不断降低,即 $E_1 > E_2 > E_3$, 但在蒸发的后二个阶段,蒸发强度是二个很小的常数。

在低湿度(湿度 MГ、B3)条件下,蒸发强度的变化与土壤湿度相当于毛管断裂湿度时蒸发强度的变化相似。只是蒸发的第一阶段持续的时间更为短暂。

关于土壤水分蒸发速度与含水量的关系,许多研究者的观点并不一致。L. A. Richards 等^[6]认为土壤蒸发速度随含水量的改变而均匀改变。两者的关系可以公式: $\frac{dW}{dt} = -b \frac{W}{T}$

表示。式中 W 为含水量, T 为时间, b 为比例常数。显然,他对由于毛管断裂湿度的到来而引起的水分移动性能的改变考虑得不够。F. J. Veihmeyer^[5]的试验表明,在稳定蒸发条件下,土壤干燥速度直到降低到凋萎湿度为一常数;并据此得出结论,高于稳定凋萎湿度的土壤水分对植物都是易效的。许多研究者对他的这一论点提出了异议^[4-6],但直到最近他还是用实验材料进一步重申了自己的观点^[6]。我们的试验表明,在不同湿度条件下,蒸发过程的阶段性及在各个阶段上的曲线关系,也进一步说明 F. J. Veihmeyer 的结论是有很大的局限性的。他的试验是用很薄的土样层,在恒温室中的干燥器内进行的。这种薄层的试验样品几乎全部直接暴露在空气中,因此,在蒸发过程中,整个土体上下部分的水分同时而直接向周围非饱和的空间扩散丢失,不存在上层水分不断丢失,而下层水分向上补给的问题;也不存在上部出现干燥层以后,对整个土体土壤水分蒸发产生影响的问题。在这种情况下, F. J. Veihmeyer 根据自己的试验结论企图说明土壤湿度与蒸发速度关系的一般规律性,并由此得出高于稳定凋萎湿度的土壤水分对植物都是易效的结论,就更为不妥。

如前所述,土壤水分蒸发性能在不同阶段并不一致。显然这与土壤在不同湿润程度下水分的移动性能有关。因此,在田间采取防旱保墒措施时,必须考虑土壤蒸发性能在不同阶段的特点。当土壤湿度相当于最小持水量时,土壤水分向蒸发面的毛管移动现象甚为活跃,引起水分强烈蒸发丢失。根据土壤水分这一移动特点,这时防旱保墒措施应以破坏土壤的毛管系统,抑制水分向蒸发面的移动为主,从而减少水分蒸发。在耕作措施上最常用的耕、耙、锄等措施正是基于这个道理。如果土壤继续变干,以致降低到毛管断裂湿度以下,土壤剖面上部形成的干燥层逐渐加厚,土壤水分的毛管移动机制逐渐为毛管—薄膜移动或薄膜移动机制所代替。这时抗旱保墒措施,一般需要采用压、耨等措施,造成“上虚下实”的耕层构造,以利保墒。当土壤湿度继续下降,甚至降低到凋萎湿度时,土壤中有效水分已大大减少。这与春播时遇到春旱时的土壤湿度相似。为了保证出苗,有经验的农民常常采用深播种、浅覆土、镇压提墒等措施,都有很好的抗旱效果。根据试验资料分析,土壤毛管断裂湿度可作为一个分界线。当湿度大于毛管断裂湿度时,一般应采取以松土为主的措施;而当小于这个湿度时,需要采取以镇压为主的措施。

三、结 论

1. 在蒸发条件下,供试土壤中发生液态水移动的土壤湿度下限在凋萎湿度左右,低于凋萎湿度时,以液态方式移动的数量极少。

2. 供试土壤中,存在毛管断裂湿度,其值为 16—17%,相当于最小持水量的 70% 左右。毛管断裂湿度是土壤水分移动方式开始发生改变的转折点,即小于这个湿度时,液态水移动缓慢,而大于这个湿度一直到最小持水量,随着湿度的增高,液态水向蒸发面的移动性能急剧增强。从毛管断裂湿度到最小持水量,随着湿度增高,液态水的薄膜移动方式逐渐为毛管移动方式所代替。毛管断裂湿度是我们采取不同保墒措施的一个分界线。

3. 在不同湿度条件下,土壤水分蒸发强度有很大差异。从最大吸湿湿度到最小持水量,随着湿度的增高蒸发强度增大。在最小持水量情况下,其最初 5 昼夜的蒸发强度大于自由水面的蒸发强度。

4. 实验表明,土壤水分的蒸发过程表现出明显的阶段性。从最小持水量开始蒸发,随着湿度的降低,整个蒸发过程可分为三个阶段。蒸发累积量的数学表达式可以 $Q = AT^b$ 表示;其中参数 A 、 b , 在各个阶段上有所不同。

5. 从毛管断裂湿度开始蒸发,随着湿度降低,土壤水分移动性能逐渐减弱,蒸发过程也表现出三个阶段,除第一阶段蒸发较为强烈且蒸发强度有明显变化外,后二个阶段的蒸发强度为二个很小的常数。

参 考 文 献

- [1] 方正三, 1964: 非饱和土壤水分的能量关系、可利用性及其运动。科学通报, 第 4 期, 306—315 页。
- [2] 马克西莫夫院士选集, 1959: 科学出版社, 上卷, 451 页。
- [3] 袁剑舫, 1964: 土壤水分的蒸发及其影响因素, 土壤学报, 第 12 卷 4 期, 174—181 页。
- [4] Russell, E. W., 1973: Soil Condition and Plant Growth (Tenth edition). Longman, London, 473—476.
- [5] Veihmeyer, F. J. and Hendrickson, A. H., 1955: Rates of evaporation from wet and dry

- soils and their significance. *Soil Sci.*, 80(1): 61—63.
- [6] Veihmeyer, F. J., 1972: The availability of soil moisture to plants: Results of empirical experiments with fruit trees. *Soil Sci.*, 114(4): 268—294.
- [7] Kijne, J. W., 1973: Evaporation from Bare Soils. *Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystems*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 221—226.
- [8] Richards, L. A., Gardner, W. R. and Gen Ogata, 1956: Physical processes determining water loss from soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 20(3): 310—314.
- [9] Абрамова, М. М., 1953: Передвижение Воды в Почве при Испарении. Труды Почвенного Ин-та Им. В. В. Докучаев, Издательство АН СССР, Москва, Том XII, 95—102.

EVAPORATION AND MOVEMENT OF SOIL WATER UNDER DIFFERENT SOIL MOISTURE CONDITION

Yang Wen-zhi, Zhao Pei-lun and Zhang Qi-yuan

(Northwestern Institute of Soil and Water Conservation, Academia Sinica)

Summary

The experiment of evaporation and movement of soil water were carried out in the polymethylmethacrylate cylinders of 5 cm in diameter and 120 cm high. The soil used in the experiment was a heavy loam; and CaCl_2 was used as the tracer. Four treatments were laid out on the basis of different soil moisture contents, they were (a) the maximum hygroscopicity, (b) wilting percentage, (c) the moisture content of the capillary bond disruption, and (d) the minimum water-holding capacity.

The experimental data showed that, under evaporation condition, the lower limit of water in the liquid form in soil is near the wilting percentage. When soil moisture content is lower than the wilting percentage, the movement of the soil water in liquid form is usually extremely weak.

Following the increase of soil water content from the moisture content of the capillary bond disruption to the minimum water-holding capacity, the film-moving mechanism tends to turn into the capillary-moving mechanism. The moisture of the capillary bond disruption is a turning point of change of the type of soil water movement.

It has been shown in the experiment that under condition of the minimum water-holding capacity, the evaporation intensity of soil water in the first five days is always greater than that from the free-water surface. From the beginning of the minimum water-holding capacity, the evaporation can be divided into three stages with the decreasing of soil water content. The equation for cumulative evaporation may be expressed as $Q = AT^b$, where A and b are parameters which can be obtained from a logarithmic plotting. From the beginning of the moisture of the capillary bond disruption the evaporation process can also be distinguished into three stages, but the evaporation intensities of the last two stages are two constants of minute value.