

黄土高原几种土壤在非饱和条件下 水分的蒸发性能和抗旱力评价*

杨文治 石玉洁 费维温

(中国科学院西北水土保持研究所)

摘 要

黄土高原土壤水分大多处于悬着状态,其上行蒸发移动属非饱和流。本文按一维垂直流问题,建立了非饱和流数学模型。数学模型采用有限差分法的隐式差分格式,利用微型机求解。结果表明,计算土壤湿度剖面与实测土壤湿度剖面具有基本近似的趋势。供试土壤的水分运动具有整体性。砂壤土存在水分强烈蒸发层,紧砂土强烈蒸发层的深度大大小于砂壤土;中壤土和重壤土的水分蒸发移动过程具有渐变性和均匀性。本文提出利用失水比(蒸发量/有效水储量)评价土壤抗旱力。中壤土和重壤土抗旱力最强,砂壤土次之,紧砂土的抗旱力最弱。试验是用管柱法进行的。

黄土高原的土壤水分状况深受降水分配特征的影响^[1-3]。由于区内地下水埋藏很深,因此土壤水分的循环过程,是比较单纯的降水入渗和水分上行蒸发(蒸腾)过程,其中土壤水分蒸发是构成区内土壤水分状况的基本要素之一。为了掌握区内土壤水分状况的分异特征,因地制宜地采取保蓄土壤水分的措施,为黄土高原科学种草种树和发展旱地农业服务,对土壤水分的蒸发性能和土壤抗旱力作出评价,有着重要的理论和实践意义。

一、供试土壤和试验方法

供试土壤有:(1)塬土覆盖层,采自陕西武功头道塬;(2)黑垆土的粘化层,采自陕西洛川塬;(3)黄绵土,采自陕西安塞延河支流杏子河下游黄土丘陵;(4)绵砂土,采自陕西榆林肯云山。

由表1得知,供试土壤的颗粒组成从北向南有渐次由粗变细的趋势,且质地均一。绵砂土、黄绵土、黑垆土和塬土的质地分别为紧砂土、砂壤土、中壤土和重壤土。

土壤透水性因机械组成不同,其差异明显。在土壤吸水阶段,初始二分钟的人渗系数,紧砂土、砂壤土、中壤土和重壤土分别为0.464毫米/分、0.264毫米/分、0.238毫米/分、0.151毫米/分;在渗透阶段,历时120分钟的渗透系数则分别依次为0.096毫米/分、0.031毫米/分、0.022毫米/分和0.018毫米/分。

在自然条件下,由于紧砂土和砂壤土透水性强,因此在雨季水分恢复期极易接纳降水而迅速恢复墒情。但墒情恢复后,水分能否保存下来,供植物利用,其关键决定于土壤水分的蒸发性能和移动性能。

* 韩仕峰、冯秉琦参加了部分测定工作。

表 1 不同土壤的机械

Table 1 Mechanical composition and moi

地点 Locality	土壤 Soil	各级颗粒含量% (粒径, mm) Content of different particle sizes						
		1—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	<0.001	<0.01
陕西榆林	绵砂土	0.45	73.55	17.50	1.50	4.00	3.00	8.50
陕西安塞	黄绵土	0.40	30.00	58.10	4.50	5.10	1.90	11.50
陕西洛川	黑垆土	0.10	12.40	50.00	9.90	13.60	14.00	37.50
陕西武功	瘠土	—	—	46.12	16.64	15.83	13.60	48.57

* 管柱法。

试验方法：在悬着水状况下，土层中所能保持水分的最大数量为最小持水量（在田间条件下称田间持水量）。为了便于模拟这一状态，室内管柱试验的土壤水分条件处理，均以最小持水量为起始湿度；并据此确定应灌注的水量。利用马利奥特装置自上而下灌注 0.2N 的 CaCl₂ 溶液。嗣后，在防止蒸发条件下静置平衡，然后开管试验。

为了加速蒸发过程，管柱之上安装电风扇一具，平均风速为 0.73 米/秒。风扇每工作半小时，停半小时，由自动开关控制。蒸发历时为 3、10、20、30、60、90、120 昼夜，每一处理各取管柱二根，分层取土，测定土壤湿度和氯离子含量。用氯离子示踪法鉴定蒸发条件下，土壤水分的移动状态。

试验期间，气温变动于 20℃—30℃ 之间，空气相对湿度变动于 40—80% 之间。

二、结果与讨论

(一) 土壤水分的蒸发移动能力

由于在非饱和条件下悬着水的移动能力在干旱和半干旱地区旱作农业中具有特殊意义，因此，这一问题很早就引起了人们的重视^[4-6,11,14-16]。

田间试验表明，在黄土高原，南部的瘠土地区与北部的黄绵土地区，经雨季蓄墒期之后，入春时，前者的二米土层储水量因蒸发丢失的水量小于 10%，而后者可高达 45% 左右。这种情形，主要是由于土体内水分移动能力决定的。室内试验对此给出了更为明晰的评价。

表 2 供试土壤 0—100 厘米土层不同历时累积蒸发强度 (毫米/昼夜)

Table 2 Cumulative evaporation intensity in soil depth of 0—100cm in relation to time of evaporation (mm/days)

土壤 Soil	蒸发历时 (昼夜) Time of evaporation (days)						
	3	10	20	30	60	90	120
紧砂土	2.56	1.69	1.10	(0.83)*	0.63	0.46	0.41
砂壤土	15.50	5.49	3.26	2.35	1.31	0.95	0.75
中壤土	10.20	4.23	2.42	1.65	1.02	0.77	0.71
重壤土	6.70	3.48	2.24	2.06	1.40	1.21	0.99

* 用内插法求得。

組成和水分物理常数

sture-physical constant of different soils

质地 Texture	水分物理常数 (干土, %) Moisture-physical constant			平均容重 (g/cm ³) Average bulk density
	最大吸湿水 Max. hygroscopicity	最小持水量* Min. water-holding capacity	凋萎湿度(%) % of moisture at wilting point	
紧砂土	2.69	8.0—9.5	2.90	1.44
砂壤土	3.59	19.0—20.0	4.50	1.39
中壤土	5.28	23.0—25.0	6.10	1.41
重壤土	7.00	25.0—26.0	8.4—8.8	1.41

由图 1-A、2-A、3-A、4-A 看出, 在最小持水量条件下, 供试土壤的水分移动都具有整体性。经 120 昼夜, 200 厘米管柱中的土壤湿度都有不同程度地降低。最为明显的是, 砂壤土在初始 3 昼夜, 存在一个强烈蒸发层, 其深度可伸延至 100 厘米; 而在紧砂土中, 这一层却只有 20 厘米左右。这说明, 紧砂土中水分移动虽具有整体性, 但静水连续性较弱; 而中壤土和重壤土的水分割面则呈大致平行的方式缓慢而均匀地向左方推移。

从表 2 可看出, 同在最小持水量条件下, 前 30 昼夜紧砂土的水分移动能力最弱。初始 3 昼夜砂壤土的蒸发强度比紧砂土的蒸发强度大 6.0 倍; 中壤土和重壤土的蒸发强度较之紧砂土的蒸发强度分别大 4.0 倍和 2.6 倍。

重壤土水分蒸发移动的具有渐变性和均匀性; 随着剖面湿度的降低, 至 120 昼夜, 其累积蒸发强度反高于砂壤土。这种现象可以从下述几方面加以分析。

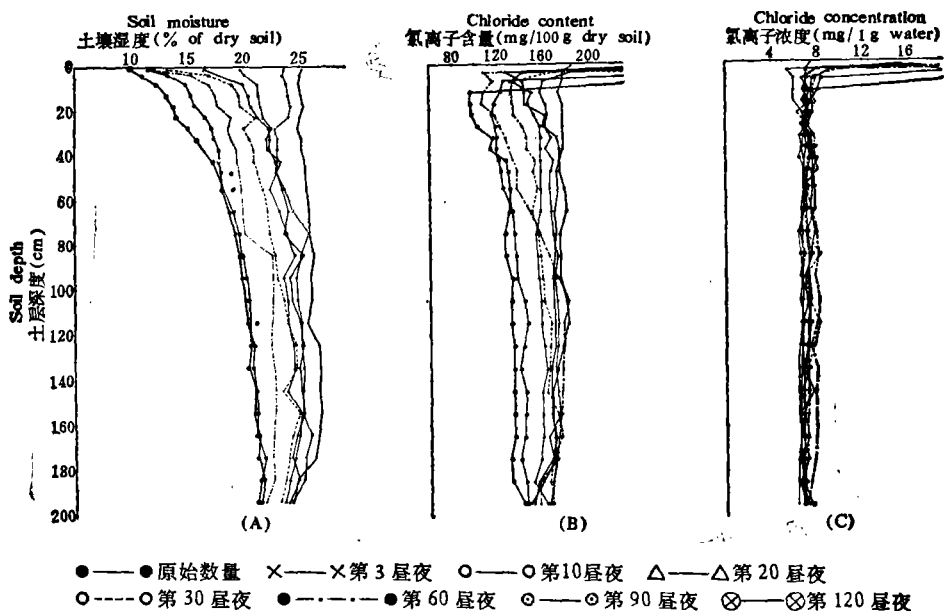
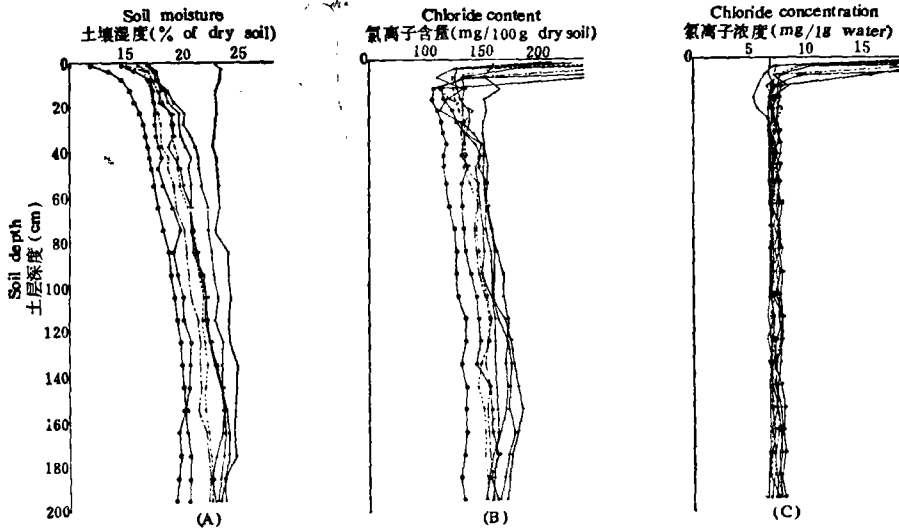


图 1 壤土(重壤土)在蒸发条件下土壤湿度、氯离子含量和浓度变化过程

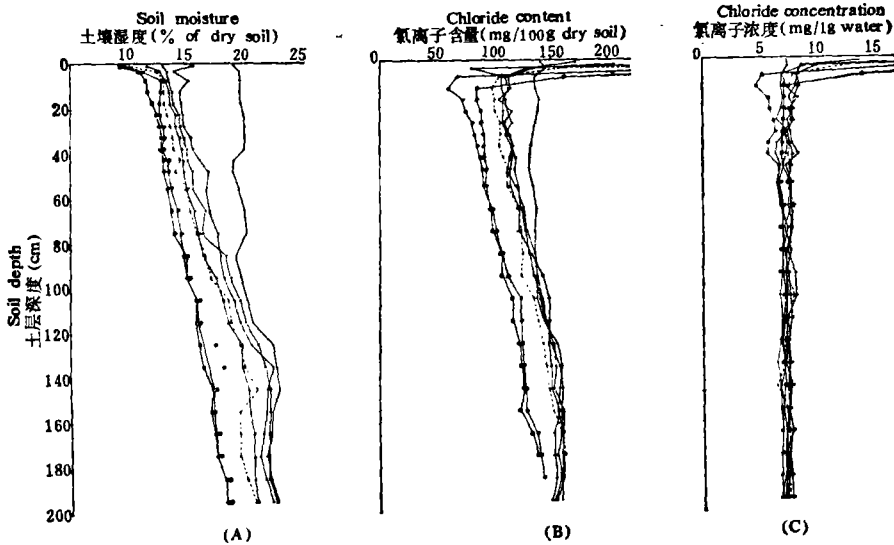
Fig. 1 Variation of moisture content, chloride content and chloride concentration in manured loessial soil (heavy loam) under evaporation



●—● 原始数量 ×—× 第3 昼夜 ○—○ 第10 昼夜 △—△ 第20 昼夜
 ○—○ 第30 昼夜 ●—● 第60 昼夜 ○—○ 第90 昼夜 ⊗—⊗ 第120 昼夜

图2 黑垆土(中壤土)在蒸发条件下土壤湿度、氯离子含量和浓度变化过程

Fig. 2 Variation of moisture content, chloride content and chloride concentration in dark loessial soil (medium loam) under evaporation



●—● 原始数量 ×—× 第3 昼夜 ○—○ 第10 昼夜 △—△ 第20 昼夜 ○—○ 第30 昼夜
 ●—● 第60 昼夜 ○—○ 第90 昼夜 ⊗—⊗ 第120 昼夜

图3 黄绵土(砂壤土)在蒸发条件下土壤湿度、氯离子含量和浓度变化过程

Fig. 3 Variation of moisture content, chloride content and chloride concentration in cultivated loessial soil (sandy loam) under evaporation

(1) 土壤释水性能的不同: 如表3所示, 在 < 1.0 巴范围内, 砂壤土的释水量大, 即低吸力持水量较高, 易于移动, 而当 > 1.0 巴时, 则重壤土具有较高的释水性, 这是重壤土

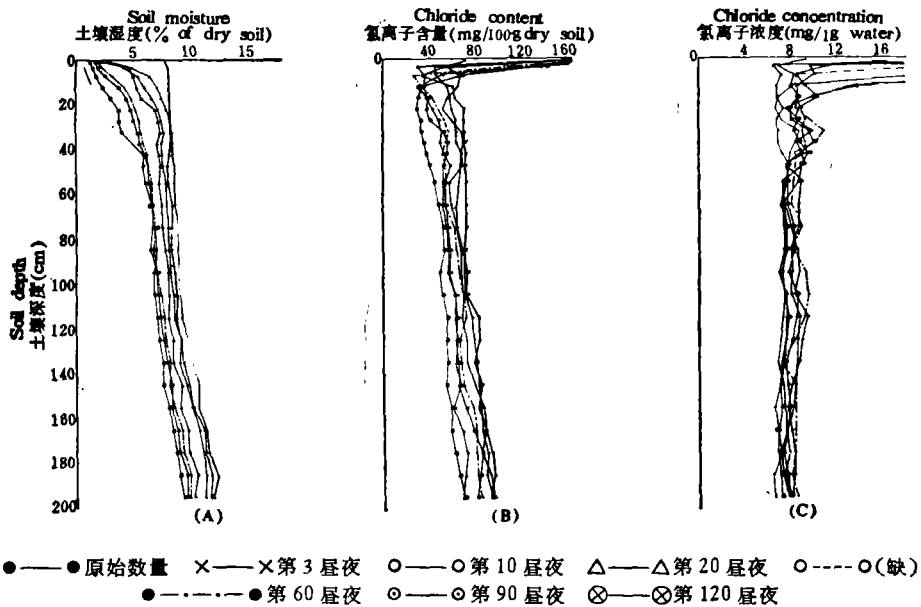


图 4 绵砂土(紧砂土)在蒸发条件下土壤湿度、氯离子含量和浓度变化过程

Fig. 4 Variation of moisture content, chloride content and chloride concentration in fine sandy soil(close sand) under evaporation

的累积蒸发强度在后期相对地保持着较高水平的原因之一。

表 3 重壤土和砂壤土在不同吸力下的释水量 (%)

Table 3 The water release amount of heavy and sandy loam under different suctions

土壤 Soil	最小持水量(%) Min. water-holding capacity		土壤吸力值(巴) Value of soil suction							
	田间法	管柱法	0.1	0.2	0.6	1.0	15.0	20.0	0.1-1.0	1.0-20.0
重壤土	20-22	25.8	27.1	25.2	22.1	20.3	11.9	10.8	6.8	9.5
砂壤土	19-21	19.9	22.9	18.8	13.5	11.7	5.8	5.3	11.2	6.4

(2) 土壤孔隙组成的差异: 据测定, 陕北黄绵土的总孔隙度为 55.6—57.0%; 垆土的总孔隙度为 46.0—51.0%。黄绵土的团聚体内毛管水所占的容积为 20.6—21.9%, 而在垆土团聚体中, 此类孔隙容积只占 13.8—15.3%。黄绵土发达的孔隙促进了水分向蒸发面的移动。

(3) 土壤水分移动方式的制约: 黄土区土壤在蒸发条件下, 具有稳定地保持一定水量的能力, 土壤水分持着的这种稳衡状态与 Абрамова^[14] 提出的“毛管联系破裂湿度”相似。在此种湿度下, 土壤水的液态移动, 会显著减缓。

如图 1, 2, 3, 4 所示, 除砂壤土外, 其他三类土壤的水分割面的逐时变化, 大致呈平行推移, Cl^- 含量的动态曲线基本与湿度动态曲线一致, 而在表层, 曲线走向与湿度曲线正好相反, 说明剖面水分经蒸发面散失的过程, 液态水的移动是甚为活跃的。 Cl^- 的聚积深度随蒸发历时的延续而逐渐加深, 即蒸发面不断向深层伸延, 经历 120 昼夜, Cl^- 强烈聚

积层在 10 厘米之内。如图 1-B-C, 2-B-C, 3-B-C, 4-B-C 所示, Cl^- 含量直至 120 昼夜仍有所减少, 并不断向表层聚积; 但 Cl^- 浓度却变化甚微, 说明土壤水分液态运行仍在继续, 尚未达到以汽态扩散占优势的阶段。

但砂壤土蒸发至 90 和 120 昼夜, Cl^- 含量的变化幅度却显著减小了, 与此相应, 这两个时间间隔的土壤湿度虽未达到稳定湿度(毛管联系破裂湿度), 但已十分接近这一湿度范围, 此时水分的液态移动也明显减缓。这是砂壤土的蒸发强度在蒸发后期显著小于重壤土的又一原因。

(二) 土壤水分的蒸发过程及其数学模拟

Коссович, Keen 和 Fisher 等人最早提出了土壤蒸发阶段性的理论, 为土壤蒸发的研究奠定了基础。嗣后, 许多研究者从不同角度论述了这一问题, 并开始从定量方面对土壤蒸发过程进行了研究^[7,10-12,14,15]。晚近, 随着计算技术的发展, 许多研究者提出了不同形式的土壤蒸发的数学模型^[9,13], 从而使土壤蒸发的研究, 在数值定量方面又向前迈进了一步。

在非饱和条件下, 土壤水分的蒸发过程可视为水分垂直向上流动的一维问题。根据达西定律和水量平衡原理得出连续方程, 然后即可导得非饱和流动的基本方程(Z 坐标取向向下为正), 即:

$$\frac{\partial \theta(Z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta(Z, t)}{\partial Z} \right] - \frac{\partial k(\theta)}{\partial Z} \quad (1)$$

式中: θ 为容积含水量 (厘米³·厘米⁻³); $D(\theta)$ 为土壤水分扩散率 (厘米²/天); k 为导水率 (厘米/天); Z 为土层厚度 (厘米)。

对于均匀湿润的土柱内水分垂直向上蒸发移动问题, 用下列初始条件和边界条件求解(1)式, 即:

$$\begin{aligned} t = 0 \quad Z \geq 0 \quad \theta = \theta_0; \quad t > 0 \quad Z = l \quad q = -D(\theta) \frac{\partial \theta(Z, t)}{\partial Z} = 0; \\ t > 0 \quad Z = 0 \quad \theta \leq \theta_0; \quad t > 0 \quad Z = l \quad \theta = \theta_n \end{aligned}$$

式中 q 为水分通量, θ_0 为初始湿度; θ_0 为土表的土壤湿度, θ_n 为下边界含水量, l 为土柱高。

方程式(1)即为进行非饱和条件下, 土壤水分蒸发过程数学模拟的基本流动方程。

应用这一基本流动方程, 关键在于获得土壤导水率 k 。我们知道, 在非饱和条件下, 同一土柱中由于不同部位含水量不同, 其导水率也不相同。所以在一定土壤含水量范围内, 土壤导水率乃是含水量的函数, 即 $k = f(\theta)$ 。

根据 Flocker 等^[12]提出的方法, 我们利用实测资料推求了四种供试土壤的导水率 k 和扩散率 D , 同时还选配了相应的经验公式, 即紧砂土: $k(\theta) = 3.2 \times 10^{-4} e^{77.50\theta}$, $D(\theta) = 0.28 e^{80.00\theta}$ 。砂壤土: $k(\theta) = 3.4 \times 10^{-10} e^{83.00\theta}$, $D(\theta) = 3.3 \times 10^{-11} e^{126.10\theta}$ 。中壤土: $k(\theta) = 1.5 \times 10^{-9} e^{71.30\theta}$, $D(\theta) = 3.0 \times 10^{-6} e^{71.30\theta}$ 。重壤土: 当 $\theta > 0.316$ 厘米³·厘米⁻³时, $k(\theta) = 4.4 \times 10^{-22} e^{147.60\theta}$, $D(\theta) = 5.4 \times 10^{-21} e^{166.60\theta}$; 当 $\theta \leq 0.316$ 厘米³·厘米⁻³时, $k(\theta) = 2.7 \times 10^{-8} e^{47.30\theta}$, $D(\theta) = 2.1 \times 10^{-5} e^{52.40\theta}$ 。

根据上述四种土壤的 k 和 D 值的经验公式及相应的定解条件, 即可用数值法求解非饱和流动的基本方程(1)。

为了把数学模型方程式(1)转换为可用数字计算机求解的形式, 我们采用有限差分法的隐式差分格式求解。关于非饱和基本流动方程的有限差分法的求解方法, 因篇幅所限, 兹不赘述。

根据非饱和流动基本方程, 通过运算求得不同历时土壤水分剖面变化的计算值。将重壤土和中壤土的计算值与实测值(采用均值绘制)加以对比(如图 5、6 所示)可以看出, 实测水分剖面与模拟水分剖面, 经 120 昼夜, 其变化趋势是相当一致的, 但绝对值存在偏差。其原因可能是: 第一由于管柱中装填的土壤并不是严格均匀, 加之利用离心机法得

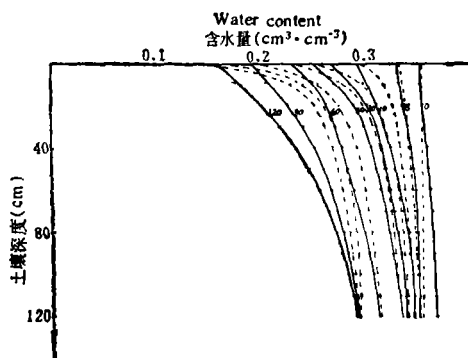


图 5 塬土(重壤土)土柱剖面含水量实测值(实线)与计算值(虚线)比较

Fig. 5 Comparison of measured (solid curve) and calculated (broken curve) values of water content in manured loessial soil profiles at different times of evaporation (heavy loam)

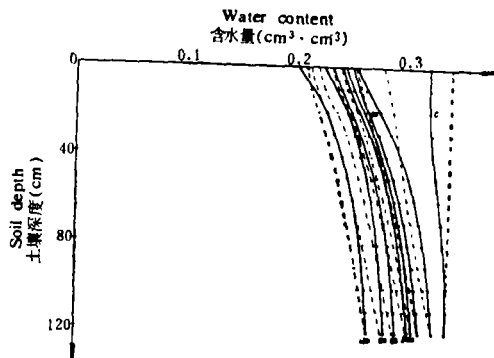


图 6 黑垆土(中壤土)土柱剖面含水量实测值(实线)与计算值(虚线)比较

Fig. 6 Comparison of measured (solid curve) and calculated (broken curve) values of water content in dark loessial soil profiles at different times of evaporation (soil column, medium loam)

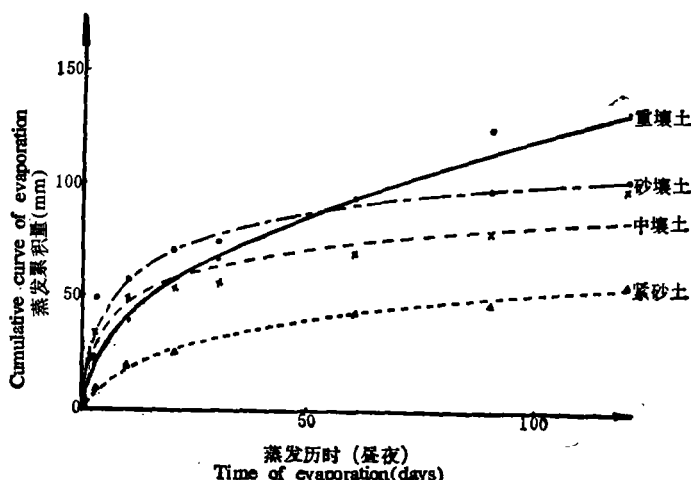


图 7 蒸发累积量与蒸发历时的关系

Fig. 7 Cumulative curve of evaporation in relation to time of evaporation

到的水分特征曲线存在着容重的逐时变化,从而引起推求 k 值的偏差;第二是在试验过程中,因蒸发引起的土壤失水造成的土体收缩和温度梯度的影响;第三是计算过程中由于舍入误差引起的偏差。

图 7 为蒸发累积量与蒸发历时的关系曲线,其数学表达式为:

$$Q = AT^b$$

式中 Q = 蒸发累积量; T = 蒸发历时; A, b 为参数。

根据实验资料进行回归分析,导得各供试土壤蒸发累积量与蒸发历时的经验公式(表 4)。

表 4 四种供试土壤蒸发过程回归计算结果

Table 4 Regression calculation of water loss in evaporation process from four soil samples

土壤 Soil	经验公式 Experimental equation	相关系数 Correlation coefficients	相关指数 Correlation index
	$Q = At^b$	r	R^2
紧砂土	$Q_1 = 5.88t^{0.479}$	0.9892	0.9879
砂壤土	$Q_2 = 38.00t^{0.200}$	0.9210	0.9740
中壤土	$Q_3 = 24.55t^{0.270}$	0.9900	0.9450
重壤土	$Q_4 = 12.00t^{0.300}$	0.9950	0.9860

由于剖面水分再分配的作用,土壤湿度逐渐降低,因而影响到蒸发速度的降落。蒸发强度 E 应服从于如下规律,即 $E = \frac{dQ}{dT}$ 若将表 4 中四个经验公式微分,可得到,紧砂土为 $E_1 = \frac{dQ_1}{dT} = 2.82t^{-0.52}$; 砂壤土为 $E_2 = \frac{dQ_2}{dT} = 7.60t^{-0.80}$; 中壤土为 $E_3 = \frac{dQ_3}{dT} = 6.63t^{-0.73}$; 重壤土为 $E_4 = \frac{dQ_4}{dT} = 6.00t^{-0.50}$ 。

由上述四式可见,蒸发强度 E 随蒸发历时而不断降低。蒸发强度的高低则在很大程度上决定于参数 A 的大小,而此参数则与土壤质地密切相关。

(三) 土壤抗旱力的评价

土壤抗旱力系指土壤本身抑制有效水经物理蒸发向大气扩散丢失的性能。决定土壤抗旱力的关键,一是高湿度阶段水分蒸发移动的能力;二是土壤有效水范围的大小。因此,单凭上面讨论过的各类土壤水分的移动能力的强弱,还不能评价土壤抗旱力的高低,还应考虑土壤失水比,即蒸发量与有效水储量之比的大小。

虽如前述,紧砂土水分蒸发移动能力是供试土壤中最弱者,但表 5 资料却说明:(1)从长历时看,紧砂土无论是表层或是整个 100 厘米土层,其失水比却是供试土壤中最高者,特别是表层 10 厘米的失水比高达 1.18,这意味着,此层水分通过蒸发丢失,不仅消耗了全部有效水,甚至低于有效水下限的部分水分也蒸发丢失了;(2)由于紧砂土的水分静水连续性较弱,所以在蒸发初始阶段,表层水分蒸发过程中,底部水分向表层的补给速度不足于补偿表层的蒸发失水,所以初始 20—30 昼夜,其底部的失水比低于砂壤土。这主要是由于表层迅速干燥,对底层水分的消耗来说,它起了一种屏蔽作用所造成的。尽管如此,这还不能认为,紧砂土的抗旱力强,因为决定土壤抗旱力大小的还有土壤有效水范围。从

表 5 可见, 紧砂土的有效水范围最低, 只有重壤土有效水储量的三分之一, 也只有砂壤土有效水储量的二分之一稍强, 所以此种土壤的抗旱力是最弱的。

砂壤土的失水过程与紧砂土相比, 具有另外的特点: (1) 由于砂壤土孔隙发达, 静水连续性强, 因此, 水分蒸发可迅速得到底层水分的补偿。所以不同土层的失水比级差较小, 而不像紧砂土那样, 在初始阶段, 表层与下垫层失水比级差很大, 高低可相差十余倍之多; (2) 除表层 10 厘米外, 砂壤土不同土层, 前 60 昼夜的失水比与其他几类土壤相比, 是供试土壤中最高者; 说明砂壤土保持水分的性能是很弱的。这是黄绵土地区经过雨季蓄墒时期, 土层水分难以持久保蓄的原因之一, 也是这一地区土壤水分经常出现亏缺状态, 作物常遭土壤干旱威胁的重要原因。

表 5 不同蒸发历时(昼夜)供试土壤的失水比

Table 5 Proportion of soil water loss at different time of evaporation

土层深度 (cm) Soil depth	土壤 Soil	最小持水量 (mm) Min. water-holding capacity	凋萎湿度 (mm) % of moisture at wilting point	有效水储量 (mm) Available water storage	失 水 比 Proportion of soil water loss						
					3	10	20	30	60	90	120
0—10	紧砂土	12.2	4.2	8.0	0.51	0.64	0.68	0.74	0.98	1.05	1.18
	砂壤土	27.7	6.3	21.4	0.30	0.41	0.45	0.48	0.50	0.59	0.57
	中壤土	33.0	11.7	21.3	0.39	0.38	0.38	0.42	0.46	0.48	0.63
	重壤土	36.4	12.1	24.3	0.08	0.26	0.38	0.46	0.56	0.66	0.79
10—50	紧砂土	49.0	16.7	32.3	0.05	0.18	0.25	0.28	0.47	0.54	0.73
	砂壤土	110.6	25.0	85.6	0.28	0.33	0.35	0.39	0.43	0.43	0.46
	中壤土	131.9	46.8	85.1	0.17	0.20	0.26	0.26	0.27	0.34	0.42
	重壤土	145.5	48.5	97.0	0.11	0.18	0.18	0.27	0.37	0.48	0.57
50—100	紧砂土	61.2	20.9	40.3	0.05	0.15	0.21	0.25	0.37	0.40	0.41
	砂壤土	138.3	31.3	107.0	0.15	0.17	0.24	0.25	0.30	0.35	0.36
	中壤土	164.9	58.5	106.4	0.08	0.16	0.17	0.18	0.23	0.29	0.35
	重壤土	181.9	60.6	121.3	0.07	0.09	0.14	0.20	0.28	0.39	0.36
0—100	紧砂土	122.4	41.8	80.6	0.10	0.21	0.27	0.37	0.47	0.52	0.61
	砂壤土	276.6	62.6	214.0	0.22	0.26	0.31	0.33	0.36	0.40	0.42
	中壤土	329.8	117.0	212.8	0.14	0.20	0.23	0.23	0.29	0.32	0.40
	重壤土	363.8	121.0	242.8	0.08	0.14	0.18	0.26	0.35	0.45	0.48

重壤土的物理性粘粒含量高, 在最小持水量条件下, 水分的保持主要受吸附力的影响。在这种情况下, 即使处于微细毛管中的不受吸附力作用的部分自由水, 由于土壤微粒膨胀, 水流通路受阻及水分移动受摩擦力的影响, 也显著减弱。因此, 在高湿度阶段, 其失水比是四种供试土壤中最低者, 其失水过程具有明显的渐变性, 但由于受重壤土释水特性的影响, 蒸发至 90 和 120 昼夜, 重壤土的失水比反高于轻壤土。这是塬土地区, 经雨季蓄墒时期, 土层接纳的降水得以较长时间保存, 供作物利用的原因之一, 也是塬土为什么抗旱力强的原因所在。中壤土为洛川粘黑垆土的粘化层, 由于土壤本身也具有较高的粘粒含量, 因之其持水性能与塬土近似, 但由于微团聚性较强, 因而静水连续性有所减弱, 从而导致后期水分上行蒸发减弱。所以这一地区, 在旱作条件下, 土壤也具有较强的抗旱能

力。

三、结 论

1. 同在最小持水量条件下,四种供试土壤的蒸发强度和水分移动性能,由于释水性能不同、孔隙组成的差异和水分移动方式的不同而表现出明显的差异。

2. 土壤水的上行蒸发按一维问题采用有限差分法的隐式差分格式求解的结果说明,不同历时的水分剖面变化的计算值与实测值相比,其变化趋势相当一致。

蒸发累积量对历时的关系,具有抛物线型: $Q = At^b$, 累积蒸发强度 E 则服从于 $E = \frac{dQ}{dT}$

3. 本文提出用失水比(蒸发量/有效水储量)作为衡量抗旱力强弱的指标。结果表明,紧砂土的抗旱力最弱,砂壤土次之,中壤土和重壤土具有大致相近的较强的抗旱力。

参 考 文 献

- [1] 西北水土保持生物土壤研究所土壤水分组、陕西省农林科学院澄城蹲点组,1975: 陕西省东部旱塬农田墒情调查。土壤,第6期,279—285页。
- [2] 李玉山,1962: 塬土水分状况与作物生长。土壤学报,第10卷3期,289—304页。
- [3] 杨文治,1981: 黄土高原土壤水分状况分区(试拟)与造林问题。水土保持通报,第2期,13—19页。
- [4] 杨文治、赵沛伦、张启元,1981: 不同湿度条件下土壤水分的蒸发性能和移动规律。土壤学报,第18卷1期,25—37页。
- [5] 袁剑舫、周月华,1964: 水分运动与土壤质地的关系。土壤学报,第12卷2期,143—152页。
- [6] 袁剑舫,1964: 土壤水分的蒸发及影响因素。土壤学报,第12卷4期,474—481页。
- [7] Covey, W., 1963: Mathematical study of the first stage of drying of moist soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 27: 130—134.
- [8] Floexer, W. J., Yamaguchi, M. and Nielsen, D. R., 1968: Capillary conductivity and soil water diffusivity values from vertical soil columns. Agronomy Journal, 60: November-December, 605—610.
- [9] Feddes, R. A., Kowatik, P. J. and Zaradny, H., 1978: Simulation of field Water use and Crop Yield. Wageningen, Center for Agricultural publishing and Documentation, 9—40.
- [10] Kijne, J. W., 1973: Evaporation from bare soils. in Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystems. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 221—226.
- [11] Richards, L. A., Gardner, W. R. and Gen Ogala, 1956: Physical processes determining water loss from soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 20(3): 301—314.
- [12] Staple, W. J., 1976: Prediction of evaporation from columns of soil during alternate periods of wetting and drying. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 40(5): 756—761.
- [13] Van Keulen, H., 1975: Simulation of Water Use and Herbage Growth in Arid Regions. Wageningen, Center for Agricultural publishing and Documentation, 69—88.
- [14] Абрамова, М. М., 1953: Передвижение воды в почва при испарении. Труды Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева, Изд-во АН СССР, Москва, Том XII, 95—102.
- [15] Лебедев, А. Ф., 1936: Почвенные и Грунтовые воды Изд-во 4-е М.-Л. Изд-во, АН СССР, 246.
- [16] Ян Вэнь-чжи, 1963: Испаряющая способность почв светло-каштанового комплекса. Вестник Московского Университета, №2, 53—66.

WATER EVAPORATION FROM SOILS UNDER UNSATURATED CONDITION AND EVALUA- TION FOR DROUGHT RESISTANCE OF SOILS ON LOESSAL PLATEAU

Yang Wenzhi, Shi Yujie and Fei Weiwen

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

Summary

Experiment of evaporation of soil water were carried out in the polymethylmethacrylate cylinders with diameter of 5 cm and length of 200 cm. The water in soils on loessal plateau is mostly in the status of suspended water. Therefore, the upward movement of water by evaporation in soils on loessal plateau belongs to unsaturated flow.

Under the unsaturated condition the evaporation process of soil water is considered the movement of one-dimensional vertical flow.

The basic flow equation of unsaturated flow may be expressed as:

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = -\frac{\partial K(\theta)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial z} \right)$$

The basic equation was solved with the following initial and boundary conditions:

$$t = 0, z \geq 0, \theta = \theta_a$$

$$t > 0, z = l, q = -D(\theta) \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial z} = 0$$

$$t > 0, z = 0, \theta \leq \theta_o$$

$$t > 0, z = l, \theta = \theta_n$$

The numerical calculation were performed in a digital computer. The computer program was written by BASIC. It has been shown in experiment that the measured and calculated moisture content regime in the profiles of tested soils throughout the evaporation process were of approximate tendency.

In sandy loam a intensive evaporated layer is existed stretching approximately 100 cm in depth. While in compact sandy soils, this layer is only 20 cm in depth. The evaporation intensity of soil water from compact sandy soils in the first three days is 2.56 mm/day, while that from sandy loam is 15.50 mm/day. The latter is 6.05 times greater than the former. The evaporation and movement of soil water in medium and heavy loamy soils showed gradual and uniform character.

The proportion of soil water loss (evaporation loss/available water storage) has been used for evaluation of soil drought resistance. The experimental results showed that the drought resistance of medium and heavy loamy soils were the highest, that of sandy loamy soils the next and that of compact sandy soil the lowest.