

地下水位一定の土壌カラムにおける上方浸潤と 土壌面蒸発の非定常解析

山本 太平*

Unsteady Dynamic Analysis of the Upward Infiltration and Evaporation of Soil Columns under the Constant Ground Water Table

Tahei YAMAMOTO*

Summary

Using the moisture flow diffusive-equation, the time dependent-soil moisture content distribution above the ground water table was calculated under the conditions of non-evaporation and of evaporation from the soil columns. The calculated results were relatively agreed with the experimental ones under the same conditions.

In the case of sand columns of the 17cm-height, the soil moisture content at a depth of 0~3cm showed higher values, and the amount of evaporation from the sand column became larger. As the height of the sand column increased from 17cm to 37cm or 47cm, the soil moisture content at a depth of 0~3cm decreased to the same level as the air-dried moisture content of dune sand, and the evaporation rate also decreased abruptly. As a result, the time taken to reach to the steady state of the soil moisture movement became longer with the increases of sand column height.

In the case of the sandy loam columns, the soil moisture content at a depth of 0~3cm showed relatively higher values and the evaporation became greater at each of the 17cm-, the 37cm- and the 47cm-soil columns, compared with the same height of sand column, so that the time taken to reach to the steady state became shorter.

* 砂丘利用研究施設乾燥地農学情報解析室

* *Division of Arid Land Agricultural Information Analysis, Sand Dune Research Institute*

1. ま え が き

乾燥地圃場において、地下水位が高くその水質が塩類化している場合、高い地下水位は高温乾燥の条件下で土壌面蒸発を促進し、土壌面付近に著しい塩類集積を生ずる。このような現象は一般に water logging¹⁾ といわれ、塩類圃場生成の大きな原因となっている。乾燥地のこのような圃場条件下において土壌水と塩類の動態解析を進めるためには、まず裸地の土壌面蒸発下における土壌水の動態を明らかにしておく必要がある。地下水位の高い土壌中における水の動態は、気象、灌漑、作物、土壌等の単一要因のみならず、これらの複合要因によって大きく左右されている。さらにこれらの要因は、時間の関数であるので、単純化された定常状態のモデルで取り扱われる場合は極めて数少ない。乾燥地圃場における水・塩の動態に関する非定常解析^{2,3)}には難解な要因を含んでいるが、できるだけ非定常の現象としてモデル化する必要がある。

ここでは、砂丘地とマサ土(砂壤土)をもちいた単層土壌カラムを地下水位一定条件下におき、土壌水の上方浸潤とそれに伴う蒸発過程について非定常解析を試みた。

2. 土壌水の非定常解析

一次元(鉛直方向)の水分量拡散型の方程式は次式に示すとおりである。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(-K \frac{\partial H}{\partial z} \right) \dots\dots\dots(1)$$

ここで θ : 土壌水分量 (cm³/cm³), t : 時間 (min), K : 不飽和透水係数 (cm/min), H : 水頭 (cmH₂O) で $H = \psi + z$ で示される。 ψ : 土壌水分吸引圧 (cmH₂O), z : 座標軸で上向きを正とする。(1)式に対して(2)式の間係を適用することによって(3)式がえられる。

$$D = K \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \dots\dots\dots(2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(-D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \dots\dots\dots(3)$$

ここで D : 拡散係数 (cm²/min) である。便宜的に次の Kirkhoff 変換 (積分変換) を行うと、

$$S(\theta) = \int_{\theta_a}^{\theta} D(d) dd \dots\dots\dots(4)$$

(3)式は、次式のように示される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} - \frac{\partial K}{\partial z} \dots\dots\dots(5)$$

ここで、 θ_a は風乾水分量 (cm³/cm³) である。まず、均一水分量 θ_n を有する土壌カラムを地下水位一定条件下におき、下方より上方浸潤させ土壌水の動きがほぼ定常状態に達するまでの過程をモデル化する(図-1)。この場合、(5)式の t は上方浸潤時間 (min) を示し、土壌カラムにおける境界条件および初期条件を次式のように表わす。

$$\theta = \theta_n, z > 0, t = 0 \dots\dots\dots(6)$$

$$\theta = \theta_s, z = 0, t > 0 \dots\dots\dots(7)$$

$$-D \frac{\partial \theta}{\partial z} - K = -\frac{\partial S}{\partial z} - K \quad z = L, T_1 \geq t > 0 \dots\dots(8)$$

ここで θ_s : 最大容水量 (cm³/cm³), L : 地下水面上の土壌カラム高 (cm), T_1 : 土壌カラム中の土壌水の動きがほぼ平衡状態に達する時間 (min), である。ここで $t = T_1$ における土壌カラム中の水分量分布を土壌面蒸発前の初期水分量分布とする。土壌面蒸発量 E (cm/min) の大きさは、水分量の従属変数として表わし、 $t = T$ より土壌面蒸発が始まる場合、土壌カラムの境界条件は、(8)式のかわりに次式がもちいられる。

$$E(\theta) = -D \frac{\partial S}{\partial z} - K = -\frac{\partial S}{\partial z} - K, z = L, t > T \dots\dots(9)$$

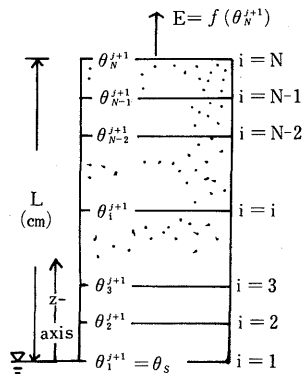


Fig. 1 Distribution of θ_i^{i+1} in soil column under condition of unsteady state.

(5), (6), (7)および(8)式により, 土壌カラム中における蒸発前の初期水分量分布を求めることができる。蒸発条件下の土壌カラム中における土壌水の動態は, (5), (6), (7)および(9)式により求めることができる。ここでは次のような数値計算法³⁾を利用した。(5), (6), (7), (8)式または(5), (6), (7), (9)式のそれぞれのモデルを, Crank-Nicolson型の差分方程式に変換し, 任意時間(j+1), 任意点(i)の土壌水分量 θ_i^{j+1} を未知数としたN個(土壌カラムの分割数)の連立方程式群で構成する。各連立方程式群に対して, Newtonの反復法を適用して数値解 θ_i^{j+1} を求める。

3. 実験装置および方法

1) 初期水分量の設定

風乾砂丘砂に水を加えて十分混合し, 圃場容水量に近い湿潤砂丘砂を調査した。この湿潤砂丘砂を内径15.3cmの塩び製の土壌容器にできるだけ均一に詰めこみ, マリオット装置をもちいてカラム底部の水位(地下水位)を一定に保ち, 下方より毛管上昇(上方浸潤)させた。上昇浸潤開始後1~2日経ると, 土壌水の動きが極めて小さくなったので, この状態を対象土壌カラムの初期水分量分布とした。地下水面上の土壌カラム高は, 17cm, 37cmおよび47cmである。砂丘砂の場合と同様にして, 風乾したマサ土を利用して地下水面上17, 37, 47cmの土壌カラムを作り, マサ土の土壌カラムにおける初期水分量分布を設定した。

それぞれの土壌カラムにおける土壌水分吸引圧, 土壌水分量, 土壌温度は, ミニポーラスカップ(φ6mm, 長さ25mm), 採土炉乾法, サーミスター温度計によりそれぞれ測定した。

2) 蒸発条件

3.1)の方法で初期水分量分布が設定された砂丘砂とマサ土の土壌カラムを, 乾燥地環境精密制御装置内に配置して蒸発条件を与えた。この場合土壌カラム底部の水位は一定に保たれた。蒸発条件は, 相対湿度を25~27%に保ち, 室温を35~47.5°Cの間で, 2.5°Cきざみに変化させた。それぞれの条件下で, マリオットからの給水量が一定に達した時の給水速度を土壌面蒸発量とした。環境精密制御装置内における蒸発量のバラツキ誤差を小さくするため, 同一高

の試料を3個ずつ準備し, 吹き出し側より吸い込み側に向かって土壌カラム高の小さい順に配置した。各土壌カラム高の蒸発量は同一高の試料数の平均値により決定した。同時に土壌カラムと同じ直径の容器からの水面蒸発量を測定した。同一温湿度条件下でマリオットからの給水量の測定を続けた結果, 蒸発開始後5~7日で定常状態に達した。次に新しい土壌カラムを配置し, 次の温湿度条件下における蒸発実験を行った。

各蒸発条件下における土壌カラム中の水分吸引圧, 水分量および温度の測定は, 3.1)の場合と同様に行った。

4. 結果および考察

1) 計算条件

a) 土壌の物理的性質

砂丘砂およびマサ土の水に対する物理的性質⁴⁾のうち, 不飽和透水係数と土壌水分量の関係($K-\theta$ 曲線)および土壌水分吸引圧と土壌水分量の関係

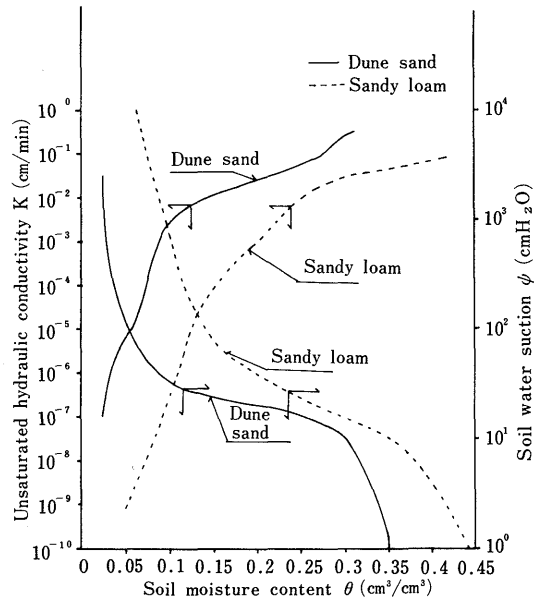


Fig. 2 Relationship between unsaturated hydraulic conductivity K and soil moisture content θ , and relationship between soil water suction ψ and soil moisture content θ .

($\psi-\theta$ 曲線) を図-2 に示す。 $K-\theta$ 曲線は、 $\psi-\theta$ 曲線と、蒸発実験の定常解析で得られた $K-\psi$ 曲線⁵⁾ を利用して作成した。ここでは、土壌カラム中の浸潤過程と土壌面付近の蒸発(脱水)過程が同一の $\psi-\theta$ 曲線で表わされるものと仮定し、吸水過程の $\psi-\theta$ 曲線を計算条件にもちいた。拡散係数と土壌水分量の関係 ($D-\theta$ 曲線) は、(2)式と $K-\theta$ 曲線および $\psi-\theta$ 曲線を利用して作成した。これらの結果を図-3 に示す。

b) 土壌面蒸発比と表層水分量

土壌面蒸発量は、おもに環境精密制御装置内の温湿度と表層水分量(土壌面より深さ 3 cm までの平均水分量)の 2 要因に大きく左右される。ここでは 2 要因のうち温湿度の要因を除去するため、土壌面蒸発量 E を同一条件下の水面蒸発量 E_p との比 E/E_p (土壌面蒸発比) で表わし、土壌面蒸発比と表層水分量 θ_1 (cm^3/cm^3) との関係求めた。両者の関係を E/E_p と $\log \theta_1$ の関数関係で表わした場合 0.93 の相関係数を示し、 E と $\log \theta_1$ の場合(相関係数 0.88) より高

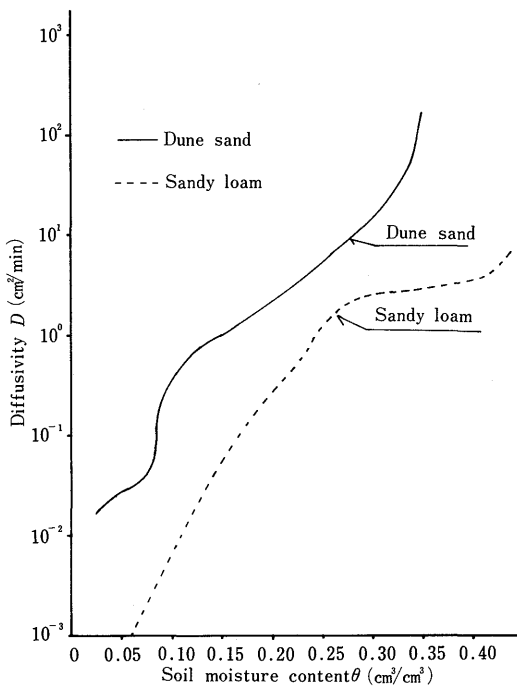


Fig. 3 Relationship between diffusivity D and soil moisture content θ .

い値を示した。この場合における実験式は、

$$E/E_p = 0.78 \log(100 \theta_1) - 0.13 \dots\dots\dots (10)$$

であった。ここで、水面蒸発量 E_p は各種の蒸発条件下で測定される値である。 E_p を(10)式に代入し、土壌面蒸発量を表層水分量のパラメーターとして表わし、(9)式の境界条件に適用した。

2) 土壌水の上方浸潤

砂丘地およびマサ土の $K-\theta$ 曲線、 $D-\theta$ 曲線と、(5)、(6)、(7)および(8)式を利用して数値計算を行い、土壌面蒸発がない場合における地下水面上の水分量

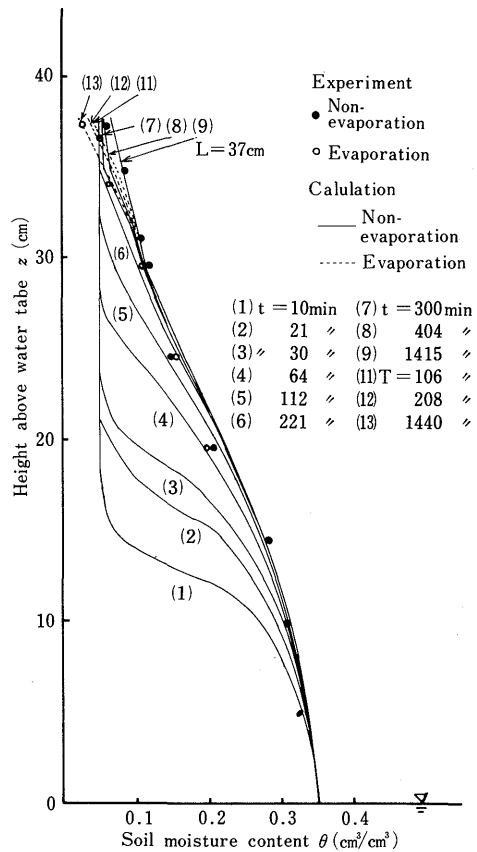


Fig. 4 Soil moisture content distributions with times in sand dune column under conditions of non-evaporation or of evaporation at chamber temperature of 40°C (E : Evaporation from soil column, E_p : Evaporation from water table, t : Upward infiltration time, T : Evaporation time)

分布を求めた。計算結果のうち、砂丘砂の土壌カラムにおいて、土壌カラム高37cmの場合を図-4、土壌カラム高47cmの場合を図-5、マサ土の土壌カラムにおいて、土壌カラム高37cmの場合を図-6、土壌カラム高47cmの場合を図-7、に示す。それぞれ

の図において、地下水面上の水分量分布の変動が上方浸潤時間 t (min) をパラメーターとして実線で示されている。ここで初期水分量は、均一水分量 θ_n であり砂丘砂の場合が、 $\theta_n=0.05\text{cm}^3/\text{cm}^3$ (pF2.0)、マサ土の場合が $\theta_n=0.15\text{cm}^3/\text{cm}^3$ (pF1.95) であった。これらの値は、3.1) で述べたように砂丘砂またはマサ土の圃場容水量付近の値を示している。また、図中の実験値 (黒丸) は、各土壌カラムにおいて、浸潤開始後ほぼ1,440minに採土された水分量である。

砂丘砂およびマサ土の各土壌カラム高において、(i)水分量分布の計算値は t にともなって初期水分

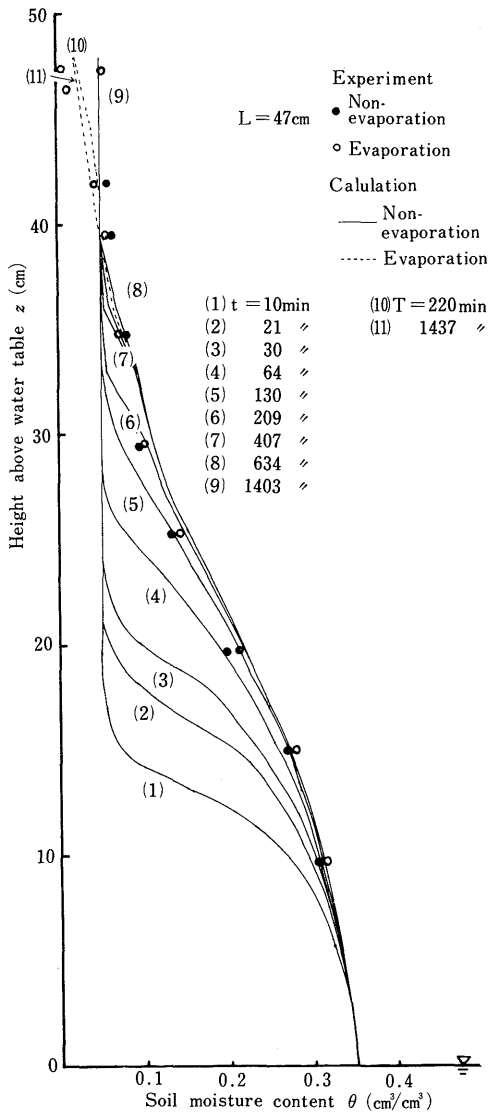


Fig. 5 Soil moisture content distributions with time in sand dune column under condition of non-evaporation and of evaporation at chamber temperature of 40°C (t : Upward infiltration time, T : Evaporation time).

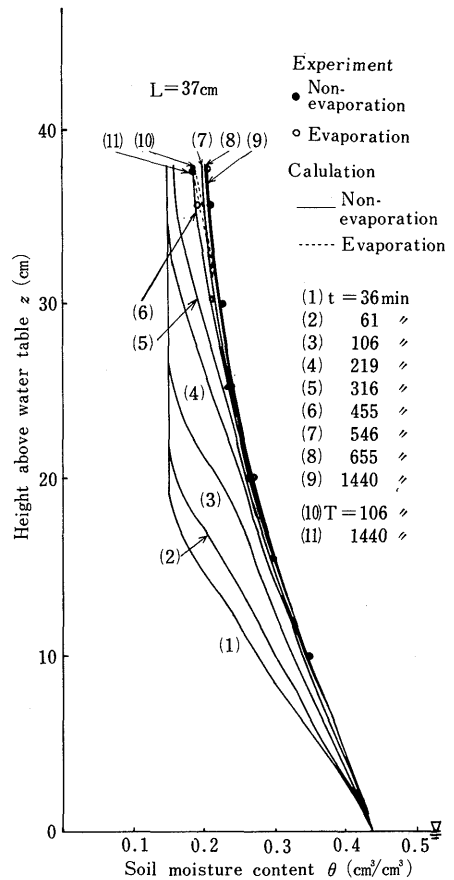


Fig. 6. Soil moisture content distributions with times in sandy loam column under condition of non-evaporation and of evaporation at chamber temperature of 40°C (t : Upward infiltration time, T : Evaporation time).

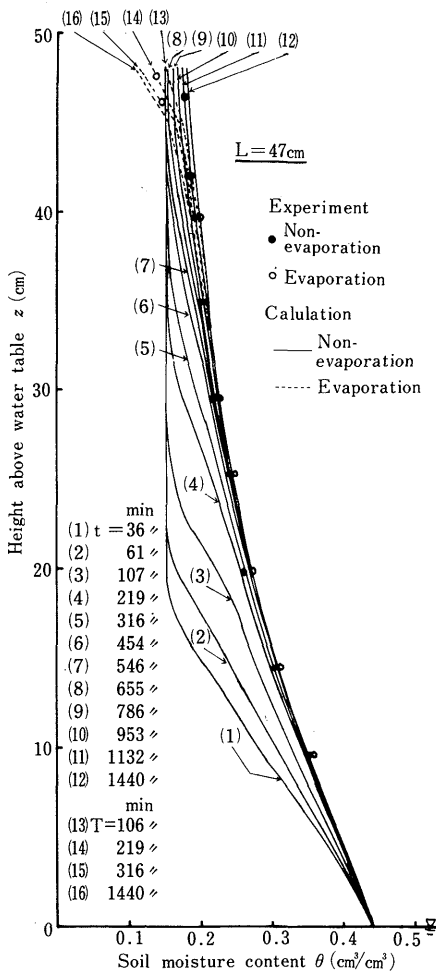


Fig. 7 Soil moisture content distributions with times in sandy loam column under conditions of non-evaporation and of evaporation at cabinet temperature of 40°C (*t*: Upward infiltration time, *T*: Evaporation time)

量 (θ_n) よりしだいに増加し一定の定常値に近似している、(ii)定常状態付近 (t が 1,440min 前後) における計算値と実験値とが比較的良好に適合している、などの特徴があげられる。これらの結果から、ここでは、(5)~(8)式を用いた数値計算法によって、蒸発がない場合の地下水面における水分量分布の検討を行った。

砂丘砂の土壤カラムにおいて、土壤高 47cm の場合、上方浸潤時間 t (min) と上方浸潤高 h (cm) との関係

は、 $t=64$ min に $h=29$ cm まで増加し、初期の上方浸潤速度が著しく大きい。その後、 $t=130$ min で $h=33$ cm、 $t=200$ min で $h=36$ cm、 $t=1440$ min で $h=41$ cm となり、 t にもなって上方浸潤速度が減少している。 $t=1440$ min 以後 h の増加は少なく、 h が 41cm より大きい領域の水分量は、初期水分量 $\theta_n=0.05\text{cm}^3/\text{cm}^3$ を示す。他の条件を同一にして、初期水分量を $0.10\text{cm}^3/\text{cm}^3$ に増加させ同様の数値計算を行った結果、地下水面に近い領域ほど土壌水の上方浸潤速度が大きい反面、土壌面付近においては、重力水の下方移動が生じ、 $t=1440$ min における水分量分布は、 $\theta_n=0.05\text{cm}^3/\text{cm}^3$ の場合と同様であった。したがって、図-5 における $t=1440$ min の計算値(9)は、ほぼ定常状態の水分量分布を示しているものと推定される。図-4 の土壤カラム高 37cm における t と h の関係は、土壤カラム高 47cm の場合と同様である。 h が土壤カラム高 37cm に達した後 ($t > 220$ min) は、表層付近の水分量は初期水分量 $\theta_n=0.05\text{cm}^3/\text{cm}^3$ より大きくなる。高さ 37cm より下方の土壤カラム中においては、図-5 の土壤高 47cm の場合と同じ水分量分布を示している。

マサ土の土壤カラムにおいては、土壤カラム高 47cm の場合 (図-7 参照)、 $t=106$ min で $h=28$ cm、 $t=219$ min で $h=37$ cm、 $t=546$ min で $h=45$ cm を示す。砂丘砂の場合にくらべて、マサ土の上方浸潤速度は t が小さい場合あまり大きくない。 t にもない上方浸潤高は微増するので、定常状態に達する時間が長くなっている。 $t=655$ min では、 h は土壤カラム高 47cm に達し、その後は t にもない表層付近の水分量が増加する。土壤カラム高 37cm の場合は (図-6 参照)、土壤カラム中の水分量分布が土壤カラム高 47cm における高さ 37cm 以下の場合と同様になっている。

3) 蒸発下の上方浸潤

(5), (6), (7) および (9) 式をもちい、4.2) の場合と同様の数値計算を行って、土壌面蒸発下における水分量分布を求めた。計算結果のうち、室温 40°C の条件下における各土壤カラム中の水分量分布を、図-4 ~ 7 に破線で示した。 T は蒸発時間を表すパラメータである。また、図中の実験値 (白丸) は、同一条件下の各土壤カラムにおいて、蒸発量がほぼ定常状態に達したときに測定された水分量である。砂丘砂とマサ土の各土壤カラム高において、(i)水分量分布

の計算値は蒸発開始前の初期水分量分布より T と共にしだいに減少し一定の定常値に近似している、(ii) 定常状態付近における計算値と実験値とが比較的良好に適合している。などの特徴があげられる。これらの結果から、ここでは、(5)~(7)と(9)式を用いた数値計算法によって、蒸発条件下における地下水面上の水分量分布の検討を行った。

砂丘砂の土壌カラムにおいては、土壌カラム高17cmの場合、蒸発にともなって水分量の減少がほとんどみられない。土壌カラム高37cmの場合(図-5参照)には、蒸発開始後、約1,440minで土壌水分量が風乾水分量($\theta_a = 0.02 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$)まで減少する。その後は土壌カラム中における水分量分布の変動が小さくなり、ほぼ定常状態に達している。土壌カラム高47cmの場合(図-5参照)には、蒸発時間開始後200min後には表面水分量が風乾水分量まで減少する。蒸発時間がさらに増加すると、土壌面より深い位置の水分量が少しずつ減少する。蒸発時間約2,000min後には、水分量分布の変動が少なくなりほぼ定常状態に達した。

一方マサ土の土壌カラム(図-6、図-7参照)においては、土壌カラム高17cmの場合、砂丘砂の場合と同様に水分量の減少があまりみられない。土壌カラム高が37cmから47cmに増加すると、蒸発によって水分量は大きく減少する。水分量分布は、砂丘砂の場合より早く定常状態に達している。定常に要する時間は、土壌カラム高37cmの場合蒸発開始後106min、土壌カラム高47cmの場合蒸発開始後1,440minを示した。

一般に、地下水面上の土壌中における上方浸潤速度 q は、水分量勾配による速度 $q_1 = -D \cdot d\theta/dz$ と重力による下向きの速度 $q_2 = -K$ との合計量 $q = q_1 + q_2$ によって表される。地下水面より上方に向って、水分量勾配が正の場合は q_1 は下向きに、水分量勾配が負の場合は q_1 は上向きの速度を示す。均一水分量の土壌カラム中において上方浸潤が開始された場合、砂丘砂中では上方浸潤開始初期、 D と $d\theta/dz$ の項が大きいので、 q_2 より q_1 が大きくなり上方浸潤速度が大きい。上方浸潤高が増加し浸潤時間が長くなると、 q_2 は q_1 に近づくと上方浸潤速度がしだいに減少し、定常状態に達しやすい。

次にこの状態より土壌面蒸発が開始された場合、蒸発による表層水分量の減少に対して上方浸潤速度が小さいので、下方より土壌水が補給されにくくなり表層水分量はさらに減少する。同時に土壌面蒸発量も上方浸潤速度と同じになるまでしだいに減少する。したがって蒸発量と水分量分布が定常状態に達する時間が長くなる。

マサ土の土壌カラム中においては、図-2、3に示したように、砂丘砂にくらべてマサ土の D 、 K の値が小さいので、 q_1 および q_2 も小さい。このため浸潤開始初期には、上方浸潤速度はあまり大きにならない。上方浸潤高および浸潤時間が増加しても上方浸潤速度の減少割合は砂丘砂にくらべて小さく、定常状態に達する時間が長くなる。一方土壌面蒸発が開始されると、表層水分量の減少に対して下方より土壌水が補給されやすいので蒸発量も比較的大きく、定常状態に達する時間も短くなる。

4) 土壌面蒸発量

土壌面蒸発量は、表層水分量の従属関数であらわされるので、4.3) で述べたように計算値をもちいて、積算土壌面蒸発量 $\Sigma E(\text{min})$ と蒸発時間 $T(\text{min})$ の関係(蒸発曲線)を計算した。計算結果のうち、室温40°Cの条件下における各土壌カラム高の蒸発曲線を図-8に示す。

砂丘砂の土壌カラムの場合積算土壌面蒸発量は、土壌カラム高のちがいに大きく左右されている。蒸発日数3日間における積算土壌面蒸発量は、土壌カラム高17cmを基準にしたとき土壌カラム高37cmの場合39%、土壌カラム高39cmの場合31%、土壌カラム高47cmの場合8%まで減少する。砂丘砂では、土壌カラム高が小さい場合、表層水分量が上方浸潤水によって補給されやすいので土壌面蒸発量が大きく定常状態にも早く達する。この場合蒸発速度は、ほぼ一定を示すので蒸発曲線は直線状になる。土壌カラム高が小さく表層水分量の大きい場合の蒸発量は、その環境条件下における最大可能蒸発量を示している。土壌カラム高が増加する場合には、上方浸潤速度が減少するので定常状態に達する時間が長くなる。蒸発量は、蒸発初期に大きいのが定常値に達するまでしだいに減少するので、蒸発曲線は曲線状になる。

マサ土の土壌カラムにおいては、蒸発日数3日間

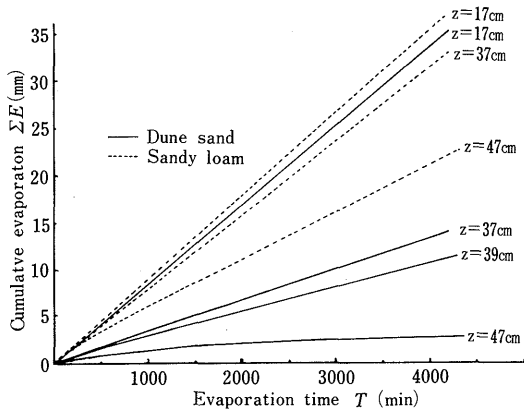


Fig. 8 Relationship between cumulative evaporation ΣE and evaporation time T under conditions of various heights above water table z .

の積算土壌面蒸発量が、土壌カラム高17cmを基準にしたとき土壌カラム高37cmの場合89%、土壌カラム高47cmの場合60%に減少した。砂丘砂の場合にくらべて、土壌カラム高が増加しても積算土壌面蒸発量はあまり減少しない。マサ土では、土壌カラム高が47cmまで増加しても土壌面付近の上方浸潤速度が大きいので、表層水分量は砂丘砂より大きい。したがって土壌面蒸発量は、土壌カラム高が増加しても大きく定常状態に達しやすいので、蒸発曲線は砂丘砂の土壌カラム17cmのように直線状を示している。

5. 摘 要

ここでは、砂丘砂とマサ土の単層土壌カラムを地下水位一定条件下におき、乾燥地環境精密制御装置を利用して乾燥条件を与え、土壌面蒸発と土壌水の動態解析を非定常の領域を考慮して検討した。

1. 土壌面蒸発比(土壌面蒸発量/水面蒸発量)と表層水分量の対数関数との間には、0.93の高い相関係数を示した。土壌面蒸発比と表層水分量との関係を実験式で表わし、計算条件として利用した。

2. 水分量拡散型方程式を利用して、土壌面蒸発量がない条件下および土壌面蒸発条件下における、地下水面上の水分量分布の時間変動を求める数値計算モデルが設定された。

3. 二三の条件下における計算値と実験値とを比

較検討した結果、両者は比較的良好に適合していたので、ここでは、この数値計算モデルによって水分量分布の非定常解析を行った。

4. 蒸発条件下における砂丘砂の土壌カラムにおいて土壌カラム高が小さい場合には、表層水分量が増加し土壌面蒸発量が大きく、土壌水が定常状態に達する時間が短い。

5. 4. の条件下で土壌カラム高が増加すると、表層水分量が風乾水分量まで減少する。この結果、土壌面蒸発量が急減し定常状態に達する時間は長くなる。

6. マサ土の土壌カラムの場合には、土壌カラム高が増加しても、砂丘砂の場合にくらべて表層水分量の減少割合が小さい。また土壌面蒸発量が比較的大きく、定常状態に達する時間は短くなっている。

引用文献

- 1) 長 智男・矢野友久・神近牧男・松本 聡・山本太平：中近東乾燥地域の農業開発にともなうカンガイ方式と水管理に関する調査研究(1)，鳥取大学砂丘研究施設。(1977)。
- 2) 山本太平：地下水位一定条件下の土壌カラム中における土壌水と塩類の動態解析。ペトロジスト。25(2)。pp. 65-73 (1981)。
- 3) 山本太平：ドリップ灌漑法による水管理—植生条件下における土壌塩類動態の一次元解析，乾燥地域における農地の塩分の挙動と水管理，昭和56，57年度科学研究費試験研究(2)補助金(小谷佳人)。pp. 48-62 (1983)。
- 4) 野村安治・矢野友久・松本 聡・山本太平・本名俊正・井上光弘：乾燥地域における農地の水管理に関する研究，鳥取大学農学部砂丘利用研究施設。pp. 23-40 (1978)。
- 5) 山本太平・小谷佳人：高温乾燥条件下における土壌面蒸発—地下水位一定条件下の土壌カラムに関して—。昭和58年度農業土木学会講演要旨。pp. 158-159 (1983)。