

拘束された地下水面を下方にもつ裸地蒸発について

石原 安雄・下島 栄一・原田 大

ON THE EVAPORATION FROM BARE LAND WITH AN UNDERLYING RESTRICTED WATER TABLE

By Yasuo ISHIHARA, Eiichi SHIMOJIMA and Hiroshi HARADA

Synopsis

In order to elucidate the evaporation mechanism from bare land, a laboratory experiment of evaporation from a sand layer was carried out by applying turbulent wind on the surface of the layer through a windtunnel. The sand layer has water table at a fixed depth, and speed, temperature and humidity of the wind were controlled to be always constant. In particular to explore the effect of wind speed on the evaporation, the speed was changed at various water table depths. Through the experiment we have found out the following. The effect of the applied turbulent wind penetrates into the sand layer, so that the wind affects the evaporation process like water vapour transfer in the sand layer. The effect also seemed to appear on the downward heat flux in a bone-dry zone above the evaporating front depth, related to the turbulent diffusive exchange between airs above and beneath the sand layer surface.

1. はじめに

裸地からの蒸発は、特に乾燥・半乾燥地域で、水資源や土地利用¹⁾の問題との係わりにおいて、極めて重要な現象となる。この現象は、風の速度、温度、湿度や放射の（微）気象条件と土地を構成する多孔質材料（砂、土壌）の水理・熱特性、地下水面の位置などの土地条件が複雑に絡み合って生起するため、現象は単純ではない。

蒸発は学際的な現象であるため、土壌物理、気象学、水文学、化学工学などの分野でそれぞれ違った目的で研究がなされてきている。本研究の対象である裸地蒸発の機構については、地中（porous material）での水分と熱の移動が土壌物理²⁾の分野で、また大気中（接地境界層）での蒸発によって生じた水蒸気の移動や蒸発源となる熱移動が気象学で³⁾詳細に調べられてきており、それぞれでの現象はかなりの程度明らかにされている。しかし、大気と土地の境界（地表面）近傍での現象、即ち各々の場に対する境界条件は必ずしも明らかにされたとは言えない⁴⁾⁵⁾⁶⁾。近年、コンピュータの発達によって、蒸発場を大気・土地系として捉え、そこでの水分と熱に関する基礎式を数値計算して蒸発の仕組みを調べようとする研究⁷⁾⁸⁾⁹⁾がなされているが、どの程度、正確に二つの領域の境界付近の現象が基礎式に組み込まれているかは明かでない。

本研究は、一定の深さに固定された地下水面を有する一様な砂層の表面上に、一定の速度、温度、湿度をもつ気流を風洞を介して与え続けるという簡単な条件下の蒸発実験を行い、特に気流の速度が蒸発に及ぼす影響に注目しつつ、実験結果を考察したものである。短波放射条件は除外しているが、このように気

流を継続して与えるという条件は、例えば雨期が終わり乾期となった砂漠での蒸発条件に概ね対応するものである。

2. 実験方法

平均粒径が0.45 mmの比較的均一な砂を、幅34 cm、長さ94 cm、深さ67 cmの亚克力樹脂製の容器（側面の厚さ：2 cm）にできるだけ一様になるように充填して砂層を作り、これを重量計の上に設置した。砂層の上方には、40 cm×40 cmの正方形断面をもつゲッチンゲン型で、循環式の風洞を設置した。この直線部の下面のある一部は空となっており、その面に砂層の上表面が一致するように樹脂製容器を設置した。この風洞は気流の速度のみならず、温度、湿度も制御できる。

蒸発実験中、砂層内の水圧と温度を調べるために、層の側面からそれぞれポーラス・カップ及び熱電対を水平方向に差し込んだ。熱電対の感知部は砂層のほぼ中心部に位置し、その深さは、5 cmの深さまでは砂層表面下0.5 cmより0.5 cm間隔で密に、それ以下では、その間隔が次第に大きくなっている。ポーラス・カップは直径5 mm、長さ5 cmのものであり、その水圧の計測はマノメータ方式で、その水頭を自動的に写真撮影して解読した。それが設置された深さは、砂層表面から2.7 cm、4.5 cm、11.9 cm等である。

実験では、砂層内の一定の深さに地下水面が常に形成されている場合を対象にした。この地下水面の深さは、別の重量計上に設置されたマリOTT装置を用いて固定した。この装置は砂層の下部と結合されている。従って、砂層の下方に形成される飽和域での水の質量フラックス条件はあらかじめ設定されていないことになる。なお、蒸発強度は砂層とマリOTT・ボトルの重量の測定から求められる。

実験開始時の砂層の水分分布は、次のようにして作った。まず砂層の底面からその層内へゆっくりと給水続け、地下水面が砂層の表面上に現れた時点で給水を停止した。ついで、砂層の下方に取り付けられた排水パイプの先端を所定の高さに固定して約3日、飽和状態にある砂層の水を排水した。これらの一連の操作中、砂層からの蒸発を防ぐために、層の上面をビニール・シートで覆った。この結果、実験開始時の砂層の水分状況は、いわゆる脱水平衡の条件にほぼ一致するとみなせる。実験で設定した地下水面の砂層の表面からの深さ (z_w) は、1.8 cm、25.5 cm、31.3 cm、46.1 cmである。

上記の風洞で、砂層の表面に気流を与え続けて蒸発実験を行ったが、気流の条件は蒸発場の入口（砂層の上流端）で温度が約25.5℃、相対湿度が約40%であり、平均風速 (U) は常に一定の値、290 cm/sと150 cm/sとした。いずれの実験においても蒸発現象が少なくとも定常状態になったと思われる時点までは継続された。とくに、 $z_w = 25.5$ cmで、 $U = 150$ cm/sの気流で実験を行った場合、現象が定常に達した以降のある時点から、風速を $U = 290$ cm/s に上げ、同様に実験を続けた。また、 $z_w = 31.3$ cmで、風速が $U = 290$ cm/s の場合、同様に途中から風速を $U = 150$ cm/s に減少させた実験も行った。本実験は、気流の温度とほぼ同じ温度（約25℃）に設定した恒温室で行い、また実験開始時の砂層の温度はこの環境温度に一致するように長時間放置後実験を開始した。

3. 実験結果

3.1 気流の速度が途中変化しない場合

(1) 蒸発強度

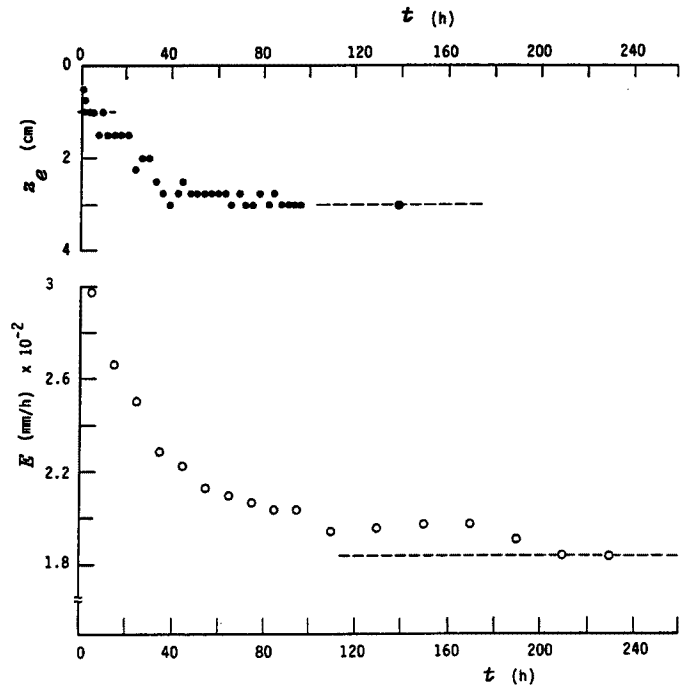
Fig. 1 (a), (b) の下段の図は、 $z_w = 31.3$ cmで、それぞれ $U = 150$ cm/s 及び $U = 290$ cm/s の場合での蒸発強度の経時変化を示す。いずれの実験も約450 hの間続けられた。前者の場合、蒸発強度は時間とともに減少した後、時間250 h程度よりほぼ一定の値 (E_s) になり、それ以降同じ値を示すことが分かる。後者の場合、前者の場合と同様に減少していくが、途中約200 hより若干増加して一定値を示すようになる。

なお、後者の場合にみられた蒸発強度が若干増加した理由は不明である。

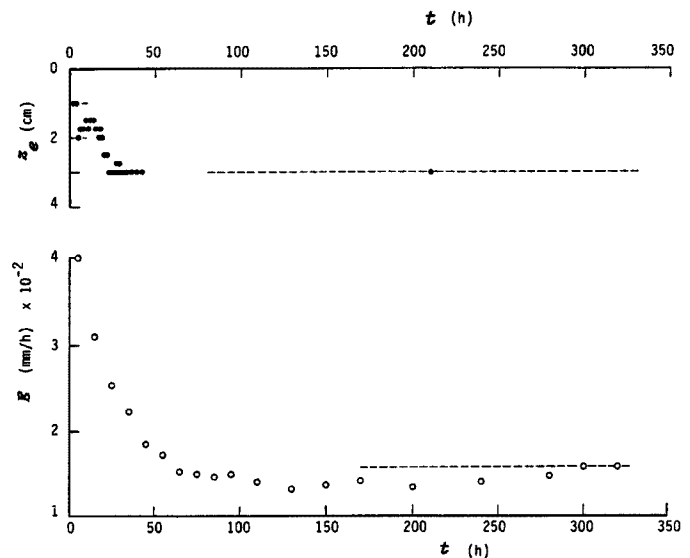
他の種々の地下水位と風速の組合せの条件下でも、Fig. 1で示したように蒸発強度は時間とともに一定値(E_s)をとるようになるが、この E_s の値をまとめるとTable 1のようである。 z_w 値を固定して E_s と U との関係をみると、 $z_w = 31.3$ cmの場合を除外すれば、風速が大きくなると(定常)蒸発強度は大きくなっている。 $z_w = 31.3$ cmの場合、 $U = 290$ cm/sの条件の実験を二度行ったが、いずれの場合にも E_s はほぼ 0.016 mm/hとなった。また $U = 150$ cm/sの E_s 値は $U = 290$ cm/sの場合と比べ15%ほど大きめになっているが、この程度の地下水面の深さになると、気流速度の大きさが(定常)蒸発強度に及ぼす影響は明確に現れないと言えそうである。つぎに、この表で、 U 値を固定して E_s と z_w の関係調べると、地下水面が深いほど蒸発強度は小さくなることが分かる。

(2) 砂層の温度

Fig. 2(a), (b)はFig. 1(a), (b)のそれぞれに対応する砂層の温度分布の時間変化を示したものである。ここに、 T は温度($^{\circ}\text{C}$)を表す。これらの図より次のことが分かる。砂層の下方部を除外すると、実験開始とともに温度は一旦低下するが、ある時間($t=t^*$)からこんどは逆に温度は回復する方向に増大し、そしてある一定形状の分布を示すようになる。図中のそれぞれ $t = 201$ h及び $t = 300$ hの曲線が定常状態のものに一致する。なお、温度測定の間隔の関係上、 $t=t^*$ の値は明確ではなかったが、その時間は $U = 150$ cm/sの場合は3 h程度、 $U = 290$ cm/sの場合は2 hより前であることが分かっている。また、各時刻の温度分布で最低値を示す位置は時間とともに下降する。さらに、次に示すFig. 3を参照すると、地下水面が深くなると、砂層内の温度分布は一様なものに向い、それと気流温度との差がなくなり、また風速が砂層温度に及ぼす影響は地下水面の深さによるものほど顕著ではない。



(a) in the case of $z_w = 31.3$ cm and $U = 150$ cm/s.



(b) in the case of $z_w = 31.3$ cm and $U = 290$ cm/s.

Fig. 1. Changes in the evaporation rate and the evaporating front depth with time.

Fig. 2で各時間の温度分布で最低値を示す深さ ($z_{e,s}$) の時間変化を調べたものが、Fig. 1の上段に示されている。この図より、最低温度点の深さは時間とともに大きくなり、ついにはある一定の値 ($z_{e,s}$) を示すようになる (Fig. 7参照)。この $z_{e,s}$ の変化と同図の下段に示した蒸発強度の時間変化とを比較すると、両者の値が一定になる時間は大略一致することが分かる。種々の地下水位と風速の組合せの実験における $z_{e,s}$ の値をまとめると、

Table 1の通りである。本実験で、砂

層の表面に最も近い温度センサーの深さは0.5 cmである。 $z_w = 1.8$ cmの場合、実験では0.5 cmの温度センサーが最低温度を示していたが、下記の理由で、表では $z_{e,s} = 0$ cmとした。この表より、気流速度 U を固定して z_w と $z_{e,s}$ の関係を調べると、地下水面が深いほど最低温度の位置は深く、また地下水面の深さ z_w を固定して $z_{e,s}$ と U との関係を調べると、各温度センサーの間隔は必ずしも小さくはないが、最低温度点の深さは気流の速度にあまり敏感でないことが分かる。

温度分布の勾配を考慮すると、最低温度点の近傍へは、その上方と下方より熱の供給 (伝導) がなされている。連続条件より、その熱は気化熱として蒸発の生起に使われているはずであるので、最低温度の点は蒸発が生起する領域を知る上での一指標となる。以下では、蒸発は主としてこの点付近で生起していると考え、最低温度の点を蒸発面とみなすことにする⁹⁾。なお、上記の地下水面が非常に浅い $z_w = 1.8$ cmの場合、砂層表面の含水量は飽和状態にあるとみなせたので、蒸発はその表面で生起していたはずである。従って、Table 1で蒸発面の深さを $z_{e,s} = 0$ としたのである。

(3) 水分分布

砂層の表面に比較的近いポラス・カップの深さは、2章で示したように2.7 cm、4.5 cmであり、つぎに深いものは11.9 cmである。本実験の内、 $z_w = 1.8$ cmと $z_w = 25.5$ cmの場合、全てのマノメータ水頭の高さは実験開始時と同じ値を保持していた。しかし、 $z_w = 31.3$ cmと $z_w = 46.1$ cmの場合には、実験開始後ある時間までは同様に全てのマノメータ水頭は同じ高さであったが、時間とともに、まず2.7 cmのものが、ついで4.5 cmのものが下降をはじめ、とくに $z_w = 46.1$ cmの場合には、さらに11.9 cmのものまで下降を始めた。 $z_w = 31.3$ cmの場合の2.7 cmのもの、また $z_w = 46.1$ cmの場合には2.7 cmと4.5 cmのものは次第に下降し、実験の途中で、そのポラス・カップの位置より約1 m下方 (測定の限界) に達した。また $z_w = 31.3$ cmの4.5 cmのもの及び $z_w = 46.1$ cmの11.9 cmのものはそれぞれのポラス・カップの位置よりいずれも30-40 cm下方のところに漸次、移行していくようにみえた。

各点のマノメータ水位が実験開始時と同じ値を示したということは、ポラス・カップの設置場所での (液) 水の存在状態は脱水平衡の水分分布で近似できることを意味する。また砂層表面に近い部分のマノメータ水頭が他のものと比べ低くなったということは、蒸発によってその部分の砂が、時間とともに脱水を受け、そこでの水分分布は脱水平衡のもので表せなくなることを意味する。なお、蒸発に伴って、マリOTT装置から砂層の下端へ水の供給がなされるので、砂層内の (液) 水は上方に向かって流れているはずである。従って、マノメータ水位が全ての深さで同じ値であれば砂層内の水は流れないことになるので、厳密に言えば、下方ほどその水位は高くなっていなければならないことは言及するまでもない。

マノメータが下降を示したポラス・カップの深さの水分量を、計測された matrix potential の値と

Table 1. Steady evaporation rate, E_s and evaporating front depth, $z_{e,s}$.

z_w (cm)	E_s (mm/h) $z_{e,s}$ (cm)	E_s (mm/h) $z_{e,s}$ (cm)
U (cm/s)	290	150
1.8	0.280 0	0.189 0
25.5	0.111 <0.0538> 1 <1>	0.0512 1
31.3	0.0159 3	0.0183 <0.0147> 3 <3>
46.1	0.00563 4	

note: < > indicates values after the wind speed has been changed.

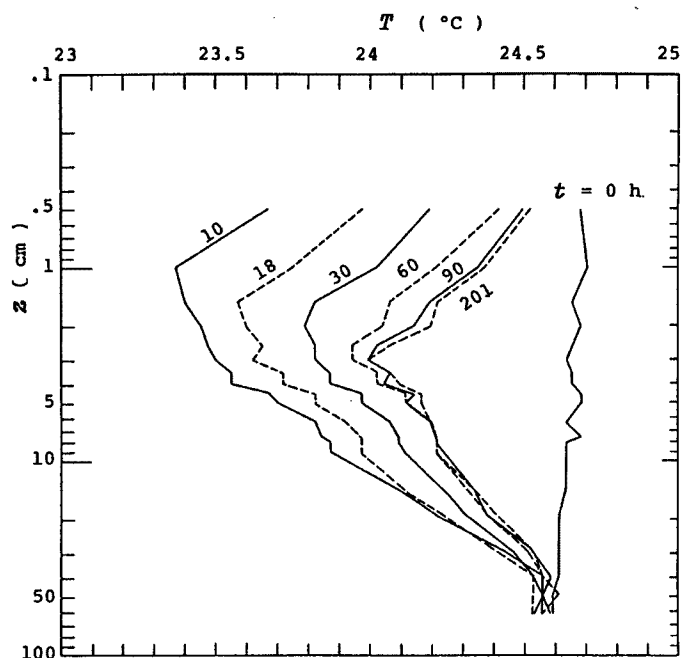
脱水過程の土壌水分特性曲線を用いて調べた結果、実験の終了時での体積含水率 (θ) は以下の値となっていたことが分かった。 $z_w = 31.3$ cmの場合、深さ 2.7 cmでは、 $\theta < 0.037$ (0.046)、深さ 4.5 cmでは $\theta = 0.045$ (0.048)； $z_w = 46.1$ cmの場合、深さ 2.7 cmと 4.5 cmでは $\theta < 0.037$ (0.043) 及び $\theta < 0.038$ (0.043)、深さ 11.9 cmでは $\theta = 0.043$ (0.044)。ここに、カッコ内の数字は脱水平衡での θ の値を意味する。前述した蒸発面の深さを考慮すると、これらの数値から、蒸発面の近傍の砂はかなり乾燥していたことが分かる。

3.2 気流の速度が途中変化する場合

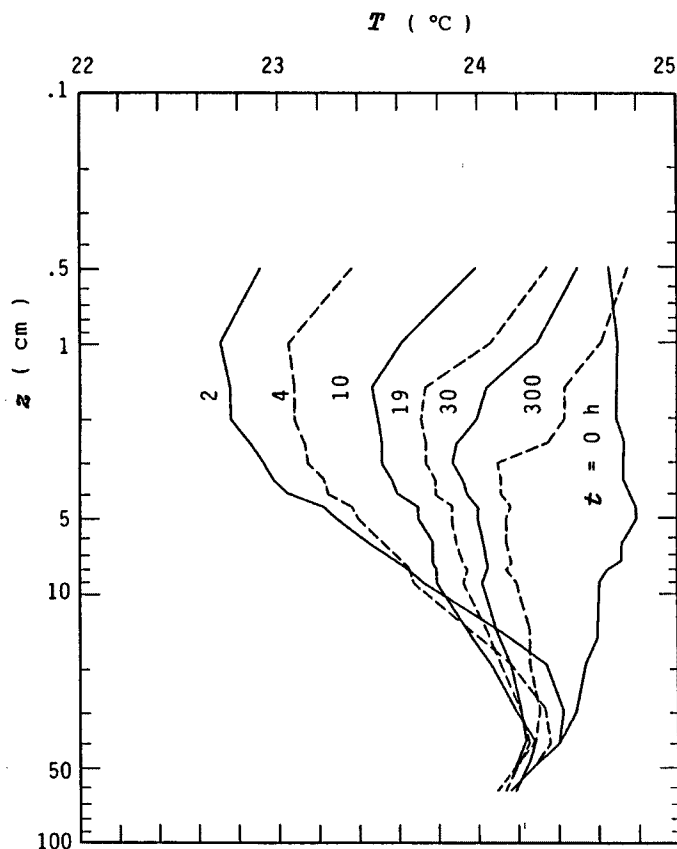
第2章で述べた通り、実験の途中風速を変えたものは、 $z_w = 25.5$ cmで、 $U = 150$ cm/s から $U = 290$ cm/s の場合と $z_w = 31.3$ cmで、 $U = 290$ cm/s から $U = 150$ cm/s の場合である。表現の簡略化のために、以下では、風速の変化前と変化後の定常状態をそれぞれ S_1 及び S_2 と記す。

風速を途中上げた場合、その変化によって蒸発強度は 0.0512 mm/h (状態 S_1) から 0.0538 mm/h (状態 S_2) へと約 5% 増大することが認められた (Table 1 参照)。その際の温度分布の変化を調べると、Fig. 3 のようになり、実線 (状態 S_1) から若干の温度上昇を経て破線 (状態 S_2) に移行した。この上昇温度は、砂層の底部付近を除外すると、約 0.3°C 程度である。しかし、図より分かるように、蒸発面 (最低温度点) の深さの変化は認められず、 $z_{e,s} = 1$ cmを保持している。なお、この点付近の温度センサーの間隔は 0.5 cmである。

他方、風速が途中下げられた場合、蒸発強度の変化は風速を上げた場合とは逆に 0.0159 mm/h (状態 S_1) より



(a) in the case of Fig. 1 (a).



(b) in the case of Fig. 1 (b).

Fig. 2. Change in the temperature profile with time.

0.0147 mm/h (状態 S_2) へと約 8% 減少した (Table 1 参照)。この場合の温度分布は, Fig. 3 (実線は S_1 , 破線は S_2) から分かるように, ほとんど変化が認められず, 蒸発面の深さは $z_{e,s} = 3$ cm を持続している。

なお, 風速の変化時点付近の気流温度や環境温度(室温)を調べた結果, これらは上記の温度変化の状況に影響を及ぼす程度の変化はなかった。

4. 実験結果の考察

4.1 砂層中の水分移動

(1) 基礎式

蒸発が砂層内のある深さ(蒸発面)で生起している状況を想定する。従って, z を砂層の表面からの深さ, z'_w を下方に形成される飽和域の上面の深さとする, 水は $z_e < z < z'_w$ では液体, $z_e > z > 0$ では気体(水蒸気)の相で上方に移動すると考えることができる。

a) 液水の移動

液水は次に示す(修正された) Darcy 則に従って移動すると考えられる²⁾。

$$v = -D \partial \theta / \partial z + K \quad \dots \dots \dots (1)$$

ここに, v は流量流速, θ は液水の体積含水率, K は不飽和透水係数, D は土壌水分拡散係数である。式(1)では, 液水移動の駆動力となる温度勾配の影響は小さいとして無視した。

液水の連続式と式(1)より次式をうる。

$$\partial \theta / \partial t = \partial \{ D \cdot \partial \theta / \partial z - K \} / \partial z \quad \dots \dots \dots (2)$$

b) 水蒸気の移動

蒸発によって生じた水蒸気は, まず乾燥(下記(2)参照)した $z_e > z > 0$ の領域(Ω)を上方に向かって移動する。そして, 砂層表面に運ばれた水蒸気は, さらにその面上に形成されている乱流境界層へと運ばれる。 Ω 領域では, 水蒸気は分子拡散¹⁰⁾¹¹⁾のみならず, 乱流境界層の気流の影響によって乱流拡散的⁴⁾⁵⁾⁶⁾にも輸送される。蒸発強度は気流の乱れや蒸発面の深さ等の関数として, 近似的に次式で表せる⁵⁾。

$$E = A / (B + z_e) \quad \dots \dots \dots (3)$$

ここに, B は砂層表面上の気流特性や Ω 領域内での乱流輸送特性によってきまり, 風速が一定の場合は定数となるが, その値は風速が大きくなると小さくなるという変化を示す。また

$$A = \rho_a / \rho_w \cdot \theta_a \cdot \tau \cdot D_{vm} \cdot (q_e - q_b) \quad \dots \dots \dots (4)$$

ρ_a , ρ_w は空気及び(液)水の質量密度, θ_a は Ω 領域での体積空隙率で, 飽和含水率 θ_{sat} で近似できる(下記(2)参照), τ は tortuosity と呼ばれるもの, D_{vm} は水蒸気の分子拡散係数, q は比湿, 添字 e と b はそれぞれ蒸発面及び乱流境界層上縁での値を意味する。

(2) 実験結果の検討

a) 蒸発面上方の砂層の水分状況

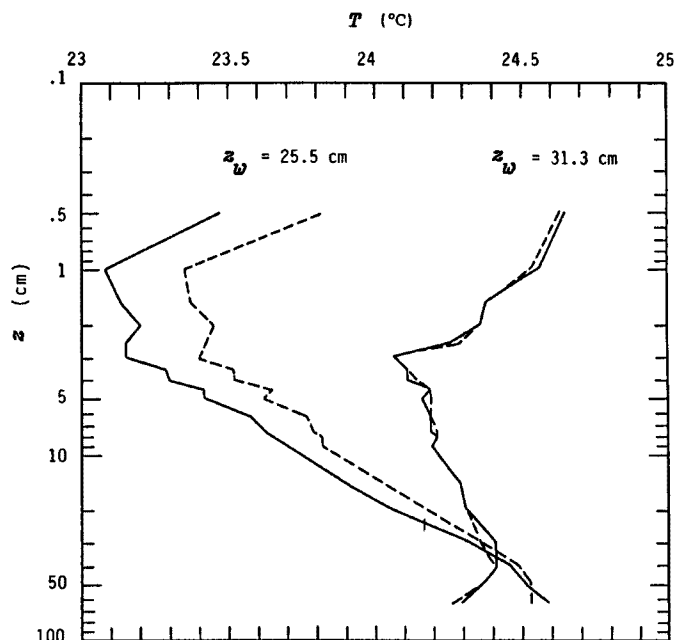


Fig. 3. Steady temperature profiles before and after the wind speed has been changed.

Fig. 4 は、本研究の条件とは異なり、拘束されない地下水面をもち、本実験と同じ砂層の表面に、風速が $U = 150 \text{ cm/s}$ の気流を与え続けた実験で、実験開始より約 3 カ月後の表面付近の水分状況を、3 地点で直接砂をサンプリングして調べたもの（実線）である。ここに、実験開始時の地下水面は砂層の表面にはば一致し、また気流の温度や湿度の条件は本実験のものと同様である。このサンプリング時の砂層の最低温度点の深さは約 4.5 cm となっていた。図中の破線は地下水面上の砂層が脱水平衡になっている場合の水分分布を示す。この砂の飽和体積含水率 θ_{sat} は約 0.45, field capacity (θ_f) 約 0.04 である。上述したように最低温度点は蒸発面とみなせるので、図より、蒸発面の深さ付近の直接測定された水分分布（実線）は上方に向かって急な勾配で破線より離れて小さくなっていることが分かる。また、蒸発面上方の砂層は非常に乾燥した状態にあること、またこれより式 (4) の θ_a を θ_{sat} で近似できることも分かる。実線は $z = 0$ に向かって、上に凸より下に凸の形状に移行するので、途中変曲点が存在するはずである。このような水分分布は drying-front と呼ばれている²⁾。この変曲点の存在は、土壤水分の拡散係数が水分量の小さな部分で一時的に増大するという関数特性と深い関係がある²⁾。本実験ではこのようなサンプリングはなされなかったが、3 章 1 節 (3) で示したように、砂層の水圧の測定結果から蒸発面近傍やその上方での水分量はかなり小さな値であった。詳細は分からないが、本実験の水分分布は Fig. 4 で認められたものと類似な形態を示していたものと考えてよい。

2)。この変曲点の存在は、土壤水分の拡散係数が水分量の小さな部分で一時的に増大するという関数特性と深い関係がある²⁾。本実験ではこのようなサンプリングはなされなかったが、3 章 1 節 (3) で示したように、砂層の水圧の測定結果から蒸発面近傍やその上方での水分量はかなり小さな値であった。詳細は分からないが、本実験の水分分布は Fig. 4 で認められたものと類似な形態を示していたものと考えてよい。

b) (定常) 蒸発強度と地下水面の深さとの関係

実験において、蒸発は時間経過とともに定常になることが分かった。ここではこのような定常段階に着目する。現象が定常状態であることを考慮すると、式 (2) は次式で書ける。

$$-E_s = -D \cdot d\theta/dz + K \quad \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 E_s は定常段階での蒸発強度 E である。式 (5) を整理して、飽和域の上端 ($z = z'_w$) からその上方のある深さまで積分すると、つぎの式をうる。

$$z'_w - z = \int_{\theta}^{\theta_{sat}} D/(K + E_s) d\theta \quad \dots\dots\dots (6)$$

式 (5) の関係は $z > z_e$ で適用されるが、式 (6) を $z \rightarrow z_e$ としたものと式 (3) から z_e を消去すると次の関係をうる。

$$z'_w + B = \int_{\theta_e}^{\theta_{sat}} D/(K + E_s) d\theta + \int_{\theta_e}^{\theta_c} D/(K + E_s) d\theta + A/E_s \quad \dots\dots\dots (7)$$

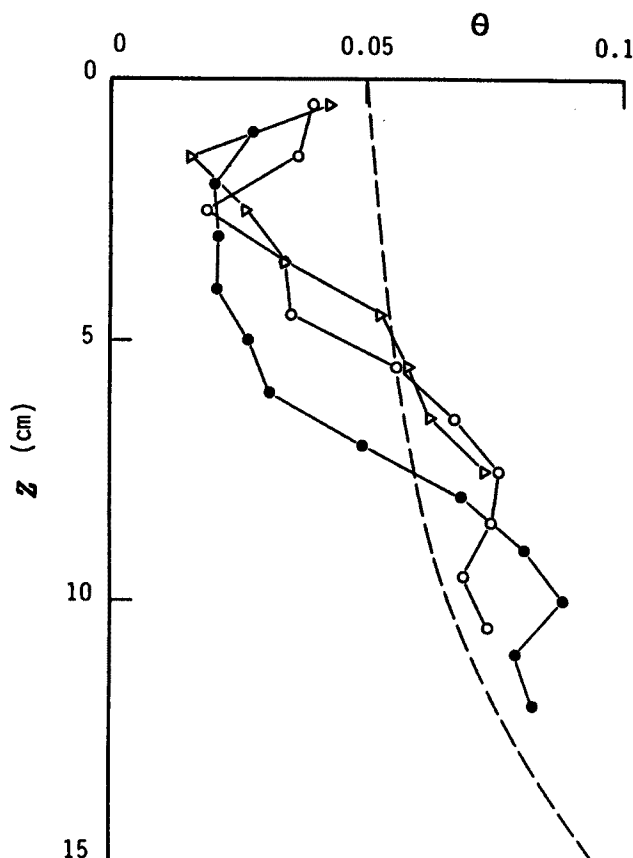


Fig. 4. Water content profiles in the case that the water table is not restricted after significant time has elapsed.

ここに θ_c は $\theta_e < \theta_c < \theta_{sat}$ を満たすある含水率であるが、これは以下のようなものである。

ここで対象にしている砂の不飽和透水係数がある水分量 θ_e を境にして、次の関係を示すものとする。

$$\begin{aligned} \theta > \theta_c \text{ のとき, } K > E_s, \\ \theta < \theta_c \text{ のとき, } K < E_s, \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (8)$$

式(8)の関係式は比較的均一な砂の場合にはほぼ満足されるものと予想され、また θ_c はいわゆる field capacity (θ_f) にほぼ対応すると考えられる。

式(8)の関係を式(7)に用いると、式(7)は次式で近似できる。

$$z'_w + B - \int_{\theta_e}^{\theta_c} D/K d\theta = \{A + \int_{\theta_e}^{\theta_c} D d\theta\}/E_s \quad \dots\dots\dots (9)$$

式(9)に基づき実験結果を調べてみる。式(9)中の B は上記のとおり気流条件等によって決まるので、地下水面の深さが違っていても気流条件、即ち本実験の場合は風速が同じであるならば B 値は同じとなる。また A 値については、実験より明らかなように地下水位が異なると、同一の気流を与えても最低温度 (T_{min}) はある程度違ってくるので、式(4)中の q_e はそれぞれの水位に対して別の値をとることになる。しかし、本実験範囲では、 T_{min} の大きさの差は高々数度であるので、その温度変化による q_e の変化、正確には $(q_b - q_e)$ に対する影響はさほど大きなものとはならないはずである。以上のことを考慮し、 $U = 290$ cm/s の場合での実験値 $1/E_s$ と地下水面の深さ (z_w) の関係を黒丸印でプロットすると Fig. 5 のようである。 $z_w = 1.8$ cm の場合での蒸発は砂層表面で生起していたものと考えられたので、この場合には Ω 領域が存在せず、従ってこの結果を図にはプロットしなかった。図中の白丸印は、参考のために、 $z_w = 25.5$ cm で、風速を 150 cm/s より 290 cm/s に変化させた場合の定常値を示している。この図より、黒丸印は図に描かれた破線にほぼ従って変化することが分かる。この結果は、蒸発強度の逆数は地下水面の深さ ($z_w - z'_w$ は一定で、air entry value の絶対値に等しい) の一次関数で表せるという式(9)の関数と一致する。破線の勾配より、式(9)右辺の $\{\cdot\cdot\}$ に対応する値は 1.22 mm/h であることが分かる。 A の値は、その定義式(4)の右辺に実験値を用いると、おおよそ 0.42 mm/h となる。よって、 $\{\cdot\cdot\}$ 中での積分項は A と同程度のオーダー

の値となっていると言えよう。この積分項を平均的な土壌水分拡散係数 (D_m) を用いて $D_m \cdot (\theta_c - \theta_e)$ と表すと、これは $D_m \cdot (\theta_c - \theta_e) \sim 1$ mm/h である。 Δz を $\theta = \theta_c$ と $\theta = \theta_e$ の間の距離とすると、 $E_s = D \partial \theta / \partial z \sim D_m (\theta_c - \theta_e) / \Delta z$ の関係が成立するので、この式より $E_s \sim 10^{-1}$ mm/h で $\Delta z \sim 1$ cm、 $E_s \sim 10^{-2}$ mm/h で $\Delta z \sim 10$ cm となることが分かる。

さて、Fig. 5 中の破線が z_w 軸と交差する点の z_w 値は約 24 cm である。脱水過程の土壌水分特性曲線 (Fig. 4 中の破線に対応) で、matrix potential が -24 cmH₂O となる θ 値を調べると約 0.1 となることが分かった。この値は Fig. 4 の実験値が上方に向かって急減する水分量より若干大きい、おおよそ同程度の値であることが分かる。このことは、実験で $E_s \rightarrow \infty$ とはなりえないが、実験値が式(9)に従うためには、砂層表面の水分量は少なくとも 0.1 より小さくならなければならない

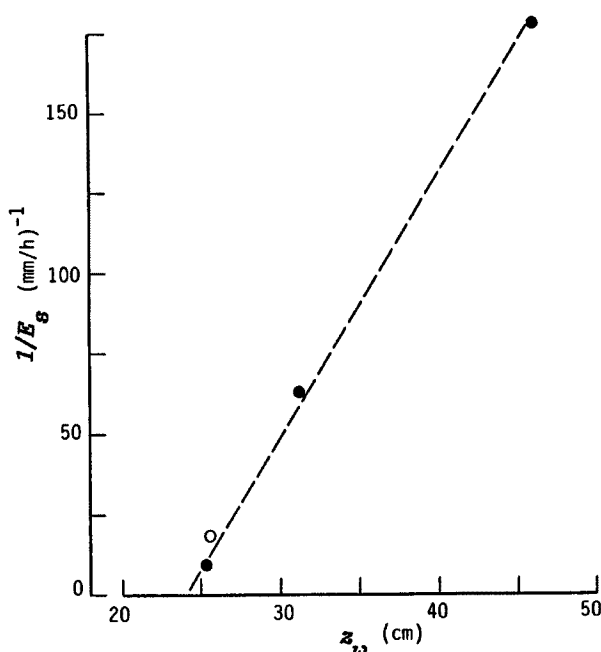


Fig. 5. Relation between the inverse of the steady evaporation rate and the water table depth for $U = 290$ cm/s.

ならないことを意味し、またこの水分値は上記した蒸発面上部の水分状態を別の面から保証するものである。

c) 風速の変化と水分分布

実験では地下水面が深くなると、(定常) 蒸発強度に及ぼす風速の影響は小さくなることが実験より明らかになった。しかし、ここでは地下水面がある一定の深さに固定された場合、風速が大きくなると定常時の蒸発強度 E_s は大きくなるという仮定を設定しよう。砂層中の水分分布は式 (6) で決まるので、蒸発面の水分量 (θ_e) が風速の大小に関わらず一定とすれば、蒸発強度が小さな程、地下水面を基準にとった水分分布は上方に延び、また同じ深さでの水分量は大きくなるのが分かる。この水分分布の模式図が Fig. 6 である。ここに、実線は蒸発強度が大きな場合、破線は小さな場合であり、 θ_r は気乾状態の θ 値である。この図において、 $\theta_{sat} > \theta > \theta_e$ の範囲の水分分布は十分な精度で破線と実線とが一致し、またその形状は脱水過程を経た平衡水分分布 (式 (6) 右边で $E_s \rightarrow 0$ としたもの) で近似できる。また $\theta_e > \theta > \theta_r$ での水分分布は E_s が小さな程上方に延び、蒸発面は浅いと言える。このことは、初期水分分布はいわゆる境界脱水のものであるので、 E_s が小さな程砂層の脱水の程度が小さいのである。なお、砂層内の水蒸気輸送で乱流拡散の影響がないと、風速の大小に係わりなく蒸発面の深さは一義的に決まるということはい及するまでもない。

$z_w = 25.5$ cm で、実験の途中 $U = 150$ cm/s から $U = 290$ cm/s に風速を変えた場合、状態 S_2 での E_s 値は状態 S_1 の E_s 値より約 5% ほど増大した。このことは、風速変化によって、Fig. 6 での水分分布は破線 (状態 S_1) より実線 (状態 S_2) に移行するので、蒸発面は下方のある深さまで移動し、また砂層の蒸発面近傍の部分が脱水過程を経ることになる。他方、 $z_w = 31.3$ cm で $U = 290$ cm/s より $U = 150$ cm/s に風速が減少する場合、状態 S_2 の E_s 値は状態 S_1 のものより約 10% ほど減少した。この変化は、Fig. 6 で、実線 (状態 S_1) より破線 (状態 S_2) に向かうはずであるので、蒸発面は上昇し、またその近傍の砂層は吸水過程を経ることになる。砂層は実験開始時より脱水過程を経てきているので、風速の変化によって、砂層の水分分布は砂のヒステリシス効果の影響を受けることになる。しかし、いずれの場合の変化についても、Table 1 より分かるように蒸発面の深さ ($z_{e,s}$) は見かけ上変化がなかったことを考えると、蒸発面の移動は 0.5 cm 以内 (温度センサーの間隔) で、小さなものとみなせる。なお、温度との関係については本章 2 節 (2) で述べる。

d) 蒸発面の移動

ここでは、本実験で最も地下水面が深い $z_w = 46.1$ cm, $U = 290$ cm/s の場合に着目する。Fig. 7 は、この実験での砂層内温度の最低点の深さ (z_e) の経時変化を $t^{1/2}$ で整理したものである。図より、実験値 (黒丸) は実験開始直後より約 65 h 以上まで、図に示した破線に従って変化することが分かる。この破線は原点を通らず、 $t = 0$ で $z_e =$ 約 0.5 cm となっている。

実験開始時の砂層の水分分布は、砂層表面よりかなりの深さまでほぼ一定の値 θ'_e (大略 field capacity) を示していたと考えられる (Fig. 4 参照)。蒸発は最初砂層の表面

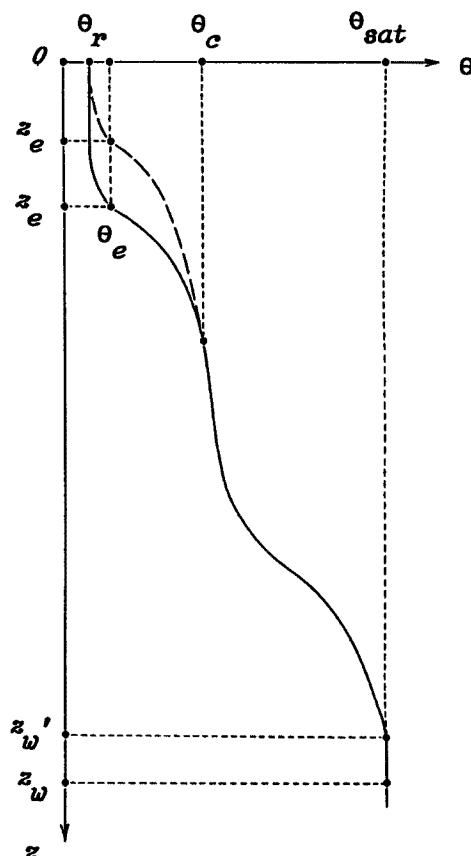


Fig. 6. Schematic water content profiles.

より始まり、Fig. 7で示したように次第にその生起する位置は下方へと移動していくが、Fig. 4の水分分布を考慮すると、 $\theta_e < \theta < \theta_c$ ($< \theta_c$)の部分も同様に下降していくはずである。またこの部分での(液)水の移動は式(1)に従うが、 $D\partial\theta/\partial z \gg K$ となっていよう。以上様子を単純化して、液水の移動に関する基礎式と初期・境界条件を数学的に表すと、以下の通りである。

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \partial(D\partial\theta/\partial z)/\partial z \quad \dots\dots\dots (10)$$

$$t=0 \text{ で } \theta = \theta'_c = \text{const.} \quad \dots\dots\dots (11)$$

$$z=0, t>0 \text{ で } \theta = \theta_r = \text{const.} \quad \dots\dots\dots (12)$$

ここに、 $\theta = \theta_r$ は、drying-front が

通過するときに取り残される水分量であって、Fig. 4を参照すると、0.02～0.03である。なお、この部分では、仮に液水が存在しても、連続した形では存在しないものと予想される。式(10)～式(12)の解はよく知られた Boltzmann 変換¹²⁾によって求められるが、その変換は次式で与えられる。

$$z = \Phi(\theta) \cdot t^{1/2} \quad \dots\dots\dots (13)$$

式(13)で $\theta \rightarrow \theta_e$ とすると、 $z_e \propto t^{1/2}$ となる。この結果は蒸発面の深さは経過時間の平方根に比例して下降することを示唆する。Fig. 7での破線は座標原点を通らなかったが、これについては温度センサーの深さの評価誤差や、実験では式(11)、式(12)の理想化された初期・境界条件が十分な精度では満足されない等の原因が考えられる。しかし、実験誤差を考慮すると、実験値は $z_e \propto t^{1/2}$ をほぼ満足していると考えてよからう。

式(13)は累積蒸発量(I)が次式で時間変化することを示す。

$$I = S \cdot t^{1/2} \quad \dots\dots\dots (14)$$

ここに、Sは定数である。そこで、式(14)の関係を参考にして、Fig. 7の実験での累積蒸発量の自乗(I^2)とその時間との関係をプロットすると、Fig. 8がえられる。実験値(黒丸)は図に描いた破線にほぼ従って変化しており、またその変化は120 h以上の時間(Fig. 7では65 h以上)まで続くことが分かる。この場合の破線も原点を通らないが、これについては上記と同様に考えることができる。

drying-frontの形状が近似的に一定(式(13)の Φ が θ に関係なく一定値となることに対応)とすると、次の水の連続条件式が満たされるはずである。

$$I = (\theta'_c - \theta_r) \cdot z'_c \quad \dots\dots\dots (15)$$

ここに、 z'_c は $\theta = \theta'_c$ でのz値である。いま式(15)で、 z'_c の時間変化を計測可能な z_e を用いて表し、また式(13)～式(15)の関係を考慮すると、 $(\theta'_c - \theta_r) = S/\Phi(\theta_e)$ なる関係をうる。この右辺のSと $\Phi(\theta_e)$ に対応するものとして、それぞれFig. 6及びFig. 7での破線の勾配の値を代入すると、 $(\theta'_c - \theta_r) \approx 0.05$ となるので、 $\theta_r \approx 0.02$ をこれに代入すると $\theta'_c \approx 0.07$ が得られる。この θ'_c は θ_r (≈ 0.04)より若干大きな値となっているが、式(15)に含まれる成立条件を考慮すると、この θ'_c 値はさほど不合理な値ではないといえる。

Walkerら¹³⁾は、非常に小さな水分量の一様な水分分布をもつ砂層に対して蒸発実験を行い、水分が式(13)に従って下方に移動していく様子を解析したが、そこでの現象は本実験でのものと類似であること

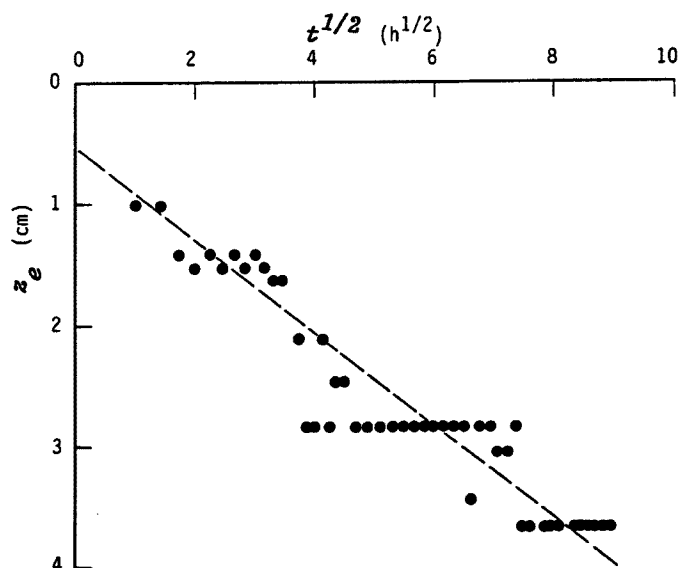


Fig. 7. Relation between the evaporating front depth and the square root of time elapsed.

が分かる。なお、彼らは、砂層の液水に含まれる HDO や ^{18}O の濃度は、蒸発によって式 (13) と同様な挙動を示すことを実験を通して解析している。式 (14) の関数形は、蒸発強度が weather controlled stage (first stage) に続く falling-rate stage (second stage) で成立するといわれている²⁾。

4.2 熱の移動と蒸発

ここでは、実験結果をもとにして、蒸発に関わる熱移動について調べることにする。

(1) 基礎式

a) 砂層中の熱移動

砂層中の熱移動は主として伝導でなされるとみなしてよからう。この熱伝導は次式で表すことができる¹⁰⁾¹¹⁾。

$$J = \lambda \cdot dT/dz \quad \dots\dots\dots (16)$$

ここに、 J は熱フラックス (mcal/s/cm²)、 λ は熱伝導率 (mcal/(cm · s · °C)) である。De Vries¹⁴⁾ によると、多孔質材料 (例えば砂) の熱伝導率は理論的に次式で与えられる。

$$\lambda = (x_0 \cdot \lambda_0 + k_1 \cdot x_1 \cdot \lambda_1) / (x_0 + k_1 \cdot x_1) \quad \dots\dots\dots (17)$$

ここに、添字“0”と“1”はそれぞれ連続体 (液水あるいは空気) 及び (砂) 粒子を意味し、 x は体積含有率、 k_1 は粒子部と連続体部の平均温度勾配の比である。砂層の含水量の大きな部分 (field capacity (θ_f) の約半分程度まで) では (液) 水が連続体とみなせるので、 x_0 は θ に一致し、他方、かなり乾燥した部分では間隙空気が連続体とみなせ、 $x_0 = \theta_a$ である。ここに、 θ_a は体積空隙率である。特に砂の粒子が球形であると仮定すると、 k_1 は次式で与えられる。

$$k_1 = 1 / \{1 + (\lambda_1/\lambda_0 - 1)/3\} \quad \dots\dots\dots (18)$$

本実験で認められたように、蒸発面が砂層表面上よりある程度下方に位置し、また蒸発面上方の砂が十分に乾燥した状況を考えると、蒸発面上方の砂層での熱移動は式 (16) より次式で近似的に表すことができる。

$$J = \lambda \cdot (T_s - T) / z \quad \dots\dots\dots (19)$$

ここに、上式では、 J と λ は一定としてしており、また T は $z=z$ での値、添字 s は砂層表面での値を意味する。

b) 砂層表面上の熱移動

本実験で、砂層表面上に形成される乱流境界層は十分発達していない⁵⁾⁶⁾。しかし、ここではこの境界層での運動量と水蒸気の上方向への輸送機構が相似であると考え、それぞれの関係を以下の式で与える³⁾。

$$u_b = u_* / \kappa \cdot G \quad \dots\dots\dots (20)$$

$$T_b - T_s = H / (\kappa \cdot u_* \cdot \rho_a \cdot C_p) \cdot G \quad \dots\dots\dots (21)$$

ここに、添字“ b ”と“ s ”はそれぞれ境界層上縁及び砂層表面での値を意味し、 u は平均風速、 u_* は摩擦速

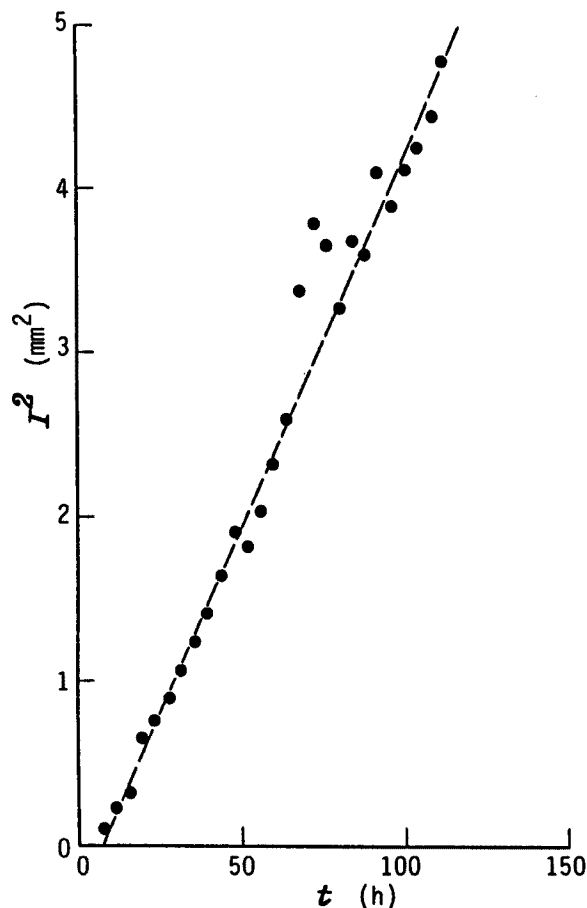


Fig. 8. Relation between the square of the evaporation amount and time elapsed.

度, κ は Karman 定数, H は顕熱フラックス, ρ_a は空気の質量密度, C_p は空気の定圧比熱, G は一種のバルク係数である。

式 (20) と式 (21) から G を消去すると, 次式をうる。

$$T_b - T_s = u_b \cdot H / (\rho C_p \cdot u_*^2) \quad \dots\dots\dots (22)$$

顕熱 (H) がそのまま砂層中に輸送されるとすれば, 即ち, $H=J$ とし, 式 (19) と式 (22) から T_s を消去すると, 次の関係式が求まる。

$$H = \{T_b - T(z)\} / \{z/\lambda + u_b/(\rho \cdot C_p \cdot u_*^2)\} \quad \dots\dots\dots (23)$$

(2) 蒸発量の検討

a) 蒸発量と熱収支

Fig. 9 は実験砂の組成が水晶とした場合の式 (17) による熱伝導率の計算値 (実線) と熱プローブ法による実験値 (白丸) との比較を示す。ここに, 含水率 θ が $\theta_f/2$ ($= 0.02$) より小さな部分では, 間隙空気が連続体であるとみなし, その部分の熱伝導率を $\theta=0$ と $\theta=\theta_f/2$ での λ 値を通る直線で近似して¹⁴⁾ 表している。図より分かるように, 計算値はほぼ実験値と合致しているため, 以下ではこの計算値を熱伝導率として用いる。

ここでは, 具体例として, **Fig. 1** (a), (b) に示した地下水面の深さが 31.3 cm の場合を対象にする。

式 (23) で $z=z_e$ とし, その右辺に実測の温度と既知の摩擦速度の値⁵⁾ ($U=290$ cm/s で 19.5 cm/s, $U=150$ cm/s で 10.0 cm/s) を用いると H の値が求まる。つぎに, 蒸発面上方 ($0.5 < z < z_e = 3$ cm) の実測の温度分布から平均的な温度勾配を求め, この値を式 (19) 右辺の温度勾配項に代入して計算したものを J_h , また $z=z_e$ 直下での平均的な温度勾配と水分量を式 (19) と同様な熱伝導の式に用いて熱フラックスを計算したものを J'_h と記す。(定常) 蒸発強度から潜熱を計算した値を $L_o E_s$ とする。ここに, L_o は単位質量当りの気化熱である。蒸発面上方の含水率は $\theta_f/2$ としたが (本章 1 節), **Fig. 9** より, この水分量付近の熱伝導率は水分量の変化に対して非常に変化が大きいことが分かる。従って, 以下の計算では, 熱の連続条件 ($H=J_h$, $L_o E_s = J_h + J'_h$) ができるだけ満たされるように, 蒸発面上方部の λ 値を選んだ。その結果は,

$U=150$ cm/s の場合:

$$H=0.18, J_h=0.18, J'_h=0.22, L_o E_s=0.30$$

$U=290$ cm/s の場合:

$$H=0.26, J_h=0.26, J'_h=0.04, L_o E_s=0.26$$

となった。なお, 各諸量の単位は $\text{mcal}/\text{cm}^2/\text{s}$ である。計算では偶然, $H=J_h$ となった。 $L_o E_s = H + J'_h$ の関係を調べると, 前者の場合, 0.3:0.4, 後者の場合, 0.26:0.30 となり, いずれもほぼ連続式が満たされていることが分かる。計算では, 未知の λ ($\text{mcal}/\text{cm s}^\circ\text{C}$) として 0.95 の値を用いたが, $\theta=0$ で $\lambda=0.33$, $\theta=\theta_f/2$ で $\lambda=1.37$ である。評価された λ 値から蒸発面上方の砂層は非常に乾燥していることが分かったが, この結果は第 1 節で評価した水分状態を満足するものである。

なお, 本研究のように, 砂地 (砂漠) の表面下方で蒸発が生起している状況下, 式 (16) を用いて上方より蒸発面に向かう熱フラックスの

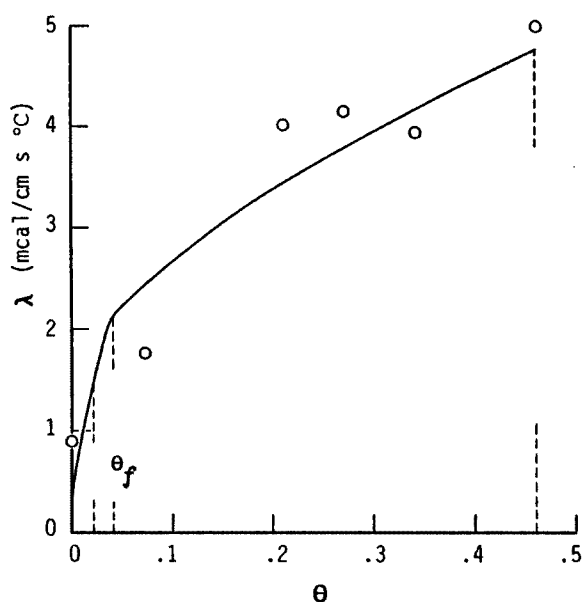


Fig. 9. Relation between the thermal conductivity and the volumetric water content.

推定を行って熱収支的に蒸発強度を求めようとする場合、熱伝導率の推定誤差に起因するかなりの蒸発強度の評価誤差を覚悟せねばならないであろう。このような場合、蒸発面上方の砂層の水蒸気密度分布を Kelvin の式を介して求めることにより、別の角度から蒸発強度が推定できるが、これについては例えば参考文献 15) を参照されたい。

b) 砂層表面直下での熱輸送

実験 ($z_w = 25.5$ cm) の途中風速が $U = 150$ cm/s より $U = 290$ cm/s に変化した場合、この変化によって砂層の温度はその底部を除いて、 $0.2 \sim 0.3^\circ\text{C}$ 上昇し、その程度は下方程小さいことは既に述べた。その際、 E_s 値は 5% ほど増加した。風速 U が大きくなると摩擦速度 u_* も大きくなるので、式 (21) で G 値を一定とすると、 H と T_b の値に変化がないとしても、 T_s は大きくなることが分かる。このことから、実験では、砂層の測定温度の上昇にも拘らず、砂層表面温度の上昇がその層の表面から下方に向かう熱フラックス (J_h) を結果的に増大させて、蒸発強度が少なくとも低下しなかったと言えそうであるが、これについては最後に言及する。なお、著者らの数値計算的研究⁹⁾によれば、下記の空気の交換機構を考慮することなく、上記した U と T_s との関係が成立することが分かっている。

一方、 $U = 290$ cm/s から $U = 150$ cm/s に速度が減少した実験の場合 ($z_w = 31.3$ cm)、この速度の減少にも拘らず、砂層の温度は減少せず温度分布はほとんどとのままであった。しかし、それに反して蒸発強度 E_s は 10% ほど減少した。また、本章 1 節 (2) c) で、風速の減少によって砂層 (主として $\theta < \theta_c$ で) は吸水過程を経ることを示したが、水分量が増加すると熱伝導率も増大することになるので、温度分布が同じであっても、上方より蒸発面に向かう熱伝導のフラックスは増大するはずである (結果的に蒸発強度の増加)。しかし、砂層表面直下の非常に乾いた部分 (厚さは約 3 cm) 全体にこの吸水の影響があって、これがそこの熱伝導率を増大させると考えることには問題がある。なお、地下水面が深くなると、砂層の温度は全体的に高くなり (Fig. 3 や参考文献 9) 参照)、また砂層と気流の温度差が小さくなるため、熱伝導の議論には温度測定値の精度が極めて重要となってくる。しかし、測定点で温度が変化する、変化しないという相対値については特に問題がないと考えられる。

ところで、熱の移動には、伝導と物質 (液水、空気) 移動によるものがあるが、風速が低下させられた場合の実験事実は熱伝導のみでは説明できない。そこで、物質移動に伴う熱輸送に着目すると、蒸発熱に液水の移動が寄与する割合は極めて小さいはずである。つぎに空気の移動に伴う熱輸送として、砂層内の間隙空気が砂層上の乱流状態の気流と乱流拡散的に交換させられるという機構を考えることができる。この交換過程において、砂層内に侵入してくる空気の温度は交換される間隙空気のものに比し高いはずであるので、熱輸送が砂層の下方に向かってなされると考えることができる。この交換は間欠的になされると予想されるが、この交換の程度は風速が大きな程大きいはずであるので、風速が低減させられると、それまでの熱フラックスが減少することになる。これを形式的に熱伝導として捉えようと、間隙空気部の熱伝導率を見かけ上低下したことになる。ところで、前例の T_s に関する議論からすれば、 T_s は減少するので砂層の温度は少なくとも減少するはずであるが、実験ではこのような変化を示さないことを考えると、このような交換による熱輸送の見方によって、前例の風速が増大した場合の蒸発強度と温度の変化特性をも定性的に説明できる。現段階では、この交換に関する大きさ等は不明であるので、今後の詳細な検討が必要とされる。

5. おわりに

以上、一定の深さに地下水面をもつような砂地の表面に、速度、温度、湿度の一定な風が吹き続けるという状況を想定して、砂層を用いた室内蒸発実験を行った。そして、とくに風の速度の蒸発に及ぼす影響に注目しつつ、得られた実験結果に対して検討を加えた。得られた結果を要約すると、以下のようなものである。

1) 蒸発が砂層の表面よりある程度の深さで生起している場合、蒸発面（域）近傍より上方の水分分布は、蒸発面付近で上方に向かって脱水平衡の土壤水分特性曲線より急な勾配で離れて小さくなり、その上方の含水量はほぼ一定で field capacity (θ_f = 約 0.04) の半分程度で非常に小さな値を示す。また蒸発面の水分量はほぼ 0.03 程度と推定される。このような実験結果は従来から言われている drying-front の特性と一致する。

2) 蒸発が砂層の表面下方で生起している場合においても、砂層表面上に吹く乱流状態の気流が砂層内の現象に影響を及ぼす。蒸発面が浅い（1 cm 程度）と風速が大きな程定常時の蒸発強度は大きくなるが、蒸発面の深さが 3 cm 程度になるとその影響は顕著でなくなる。

3) 蒸発面がある程度深くなると、（定常）蒸発強度の逆数は地下水面の深さの一次関数で与えられ、地下水面が深くなればなる程蒸発強度は小さくなる。

4) 初期水分分布が一様で、その水分量がほぼ field capacity の状態の砂層からの蒸発では、蒸発面が時間の平方根に比例して下降し、また積算蒸発量も時間の平方根に比例して増大する。

5) 蒸発面が砂層の下方に位置する場合、ある速度（150 cm/s）をもつ気流で蒸発現象が定常になった段階でその速度が増大（290 cm/s）すると、蒸発強度は若干増加し、また底部を除き砂層の温度は全体的に若干上昇する。他方、風速が低下する場合（290 cm/s より 150 cm/s）、砂層の温度には変化が認められないが、蒸発強度は若干減少する。いずれの場合においても、蒸発面の移動は小さく、観測されなかった。

6) 砂層内での熱輸送形態には伝導と物質移動に伴うものがある。本実験では、砂層の表面上からの方下に向かう熱輸送に対して、後者、とくに砂層上の空気と砂層内の空気との乱流拡散的な交換過程の存在が予想され、その過程で、気流温度は間隙空気のものより高いので、熱は下方に輸送されることになる。この交換の程度は風速が大きな程大きい。この現象を形式的に熱伝導率に組み込むと、風速が大きな程蒸発面上方の砂層の伝導率は本来の値より大きくなる。この付加的な熱輸送の現象は 5) での変化特性を統一的に説明するのに不可欠な要素である。

最後に、本論文の図面を描いて頂いた京都大学防災研究所技官、永田敏治氏に感謝の意を表する。

参 考 文 献

- 1) 例えば, Sadler, B. S. and W. E. Cox: Water Management; the socio-political context, Nature and Resources, Vol. XXII, No. 3, UNESCO, 1986, pp. 12-19.
- 2) Hillel, D.: Applications of Soil Physics, Academic press, 1980.
- 3) Brutsaert, W. H.: Evaporation into the Atmosphere, Reidel, 1982.
- 4) Farrell, D. A., E. L. Greacen and C. G. Gurr: Vapour Transfer in Soil due to Air Turbulence, Soil Sci., Vol. 102, No. 5, pp. 305-313.
- 5) Ishihara, Y., E. Shimojima and Y. Minobe: Water Vapour Transfer in Evaporation from a Bare Land, Proc. the 6th Congress APD-IAHR, Vol. 1, 1988, pp. 33-40.
- 6) 石原安雄・下島栄一: 裸地蒸発における水蒸気輸送, 京大防災研水資源研究センター報告, 第 9 号, 1989, pp. 81-91.
- 7) Cammillo, P. J., R. J. Gurney and R. H. Schmugge: A Soil and Atmosphere Boundary Layer Model for Evapotranspiration and Soil Studies, Water Resou. Res., Vol. 19, 1983, pp. 371-380.
- 8) Bristow, K. L., G. S. Campbell, P. I. Papendick and L. F. Elliott: Simulation of Heat and Moisture Transfer through a Surface Residue-soil System, Agr. and Forest Meteor., Vol. 36, 1986, pp. 193-214.

- 9) 葛葉泰久・石原安雄・下島栄一: 数値シミュレーションによる裸地蒸発に関する研究, 京大防災研年報, 第31号B-2, 1988, pp.255-274.
- 10) Philip, J.R. and D.A. De Vries: Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradient, Trans. Amer. Geophy. Union, Vol.38, 1957, pp.222-232.
- 11) De Vries, D.A.: Simultaneous Transfer of Heat and Moisture in Porous Media, Trans. Amer. Geophy. Union, Vol.39, No.5, 1958, pp.909-916.
- 12) 例えば, Philip, J.R.: The Theory of Infiltration, Adv. in Hydrosoci., Vol.5, Academic Press, 1969, pp.235-238.
- 13) Walker, G.R., M.W. Hughes, G.B. Allison and C.J. Barnes: The Movement of Isotopes of Water during Evaporation from a Bare Soil Surface, J. Hydrol., 1988, pp.181-197.
- 14) De Vries, D.A.: Thermal Properties of Soils, in Physics of Plant Environment, ed. by Van Wijk, W.R., North-Holland Pub. Comp., 1966, pp.210-235.
- 15) Kobayashi, T., A. Matuda and M. Kamichika: A Simple Method for Estimating the Rate of Evaporation from a Dry Sand Surface, J. Agr. Meteor., Vol.44 (4), 1989, pp.269-274.