

アラブ首長国連邦における現地気象・水文観測 — 土壌温湿度法による灌水後の土壌蒸発・乾燥過程の評価 — HYDROLOGICAL AND METEOROLOGICAL FIELD OBSERVATION IN THE UNITED ARAB EMIRATES — EVALUATION OF EVAPORATION-DRYING PROCESS OF SOIL AFTER IRRIGATION BY THE "SOIL THERMO-HYGROMETER" METHOD —

高野保英¹・福原輝幸²

Yasuhide TAKANO and Teruyuki FUKUHARA

¹学生会員 福井大学大学院 工学研究科博士後期課程 (〒910 福井県福井市文京三丁目9-1)

²正会員 工博 福井大学教授 工学部環境設計工学科 (〒910 福井県福井市文京三丁目9-1)

Field experiments have been carried out in the United Arab Emirates since 1996 to explore post-irrigation drying processes in sandy loam using in-situ thermo-hygrometers.

In our "soil thermo-hygrometer" method, time variation of relative humidity in the soil pores at different depths is used to detect the position of the downward propagating drying front associated with the uppermost dry layer. After irrigation, the drying front reaches at depths of 0.05m and 0.1m after 4 days and 9 days, respectively. Moreover, the transport of sensible heat between atmosphere and ground surface is obtained from the heat energy budget of the ground surface layer, whose thickness is taken into account.

The field experiments demonstrate that the "soil thermo-hygrometer" method is valid for monitoring the development of the uppermost dry layer due to the evaporation from the soil.

Key Words : *evaporation-drying processes of soil, the "soil thermo-hygrometer" method, heat and moisture transfer, heat energy budget*

1. はじめに

乾燥地における水文学は地球規模の水収支のみならず、小規模な灌水の水収支も地下水保全の立場から重要である。乾燥地の土壌水の移動は、低含水状態での移動が支配的であるために、水蒸気移動が無視できない。一般に土壌含水量の測定にはテンシオメータが使用されているが、低含水状態の長期観測ではポーラスカップからの水分流出が生じて、使用が困難となる。また、ヒートプローブ式水分センサーを用いた場合には、温度校正が必要になる。

筆者らは、これらに代わる簡便な方法として、土壌カラム内に土壌温・湿度センサーを設置し、土壌空隙水蒸気密度や相対湿度分布を基に、蒸発に伴う乾燥層の発達や水蒸気移動量の評価^{1)~3)}を行っている。この方法を筆者らは土壌温湿度法と呼ぶ。この手法による乾燥層の発達過程の追跡は、檜山ら⁴⁾の室内実験によっても試みられ、相対湿度を介した乾燥層厚さの評価が有効であることが指摘されている。

そこで、土壌温湿度法の野外への適用性、特に乾

燥地土壌の灌水後の蒸発・乾燥過程を明らかにするために、1996年より中東のアラブ首長国連邦(U.A.E.)において現地観測を行っている。その結果、地表面下1mまでの水蒸気密度鉛直分布の日周期変化は、室内実験より得られた結果と類似していることが判った⁵⁾。

前報⁵⁾では、U.A.E.で行われた土壌の灌水・蒸発・乾燥実験について、灌水後の表面乾燥から内部乾燥への移行に絞って観測結果を紹介したが、本論文では、より長期に渡る観測結果を示し、土壌温湿度法が野外における土壌乾燥化の追跡に有効であるかどうかを検証する。

また、乾燥地における水収支の把握には大気と地表面との間の熱移動の理解が必要であるが、実際の観測において地表面の温度や含水量を得ることは困難である。そのような問題に対して、地表面における熱収支を考える際に、地表面を有限厚の層として捉える考え方もある⁶⁾。そこで、地表面層厚を考慮したエネルギー収支式を立て、それに従って顕熱フラックスの検討を行ったので、その結果も紹介する。

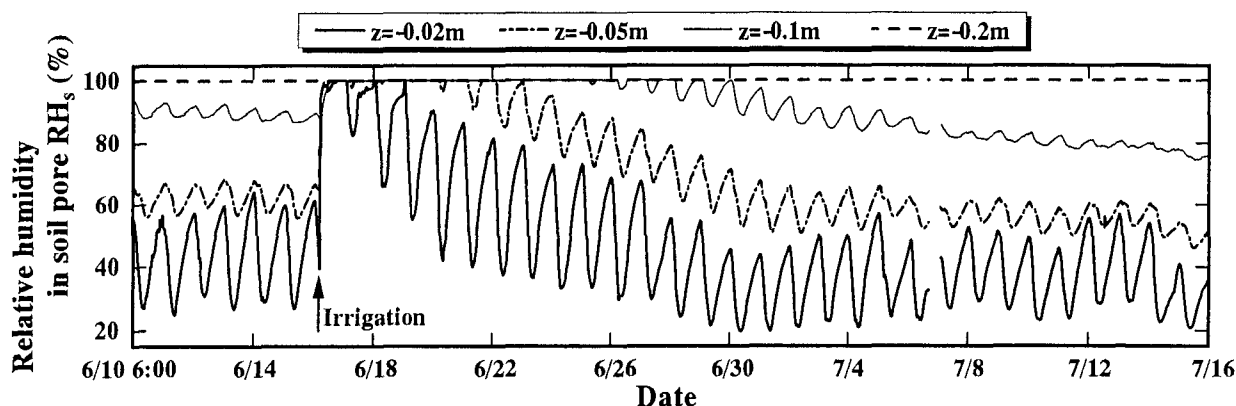


図-1 深度毎の土壌空隙相対湿度の経時変化（1996年6月10日～7月16日）

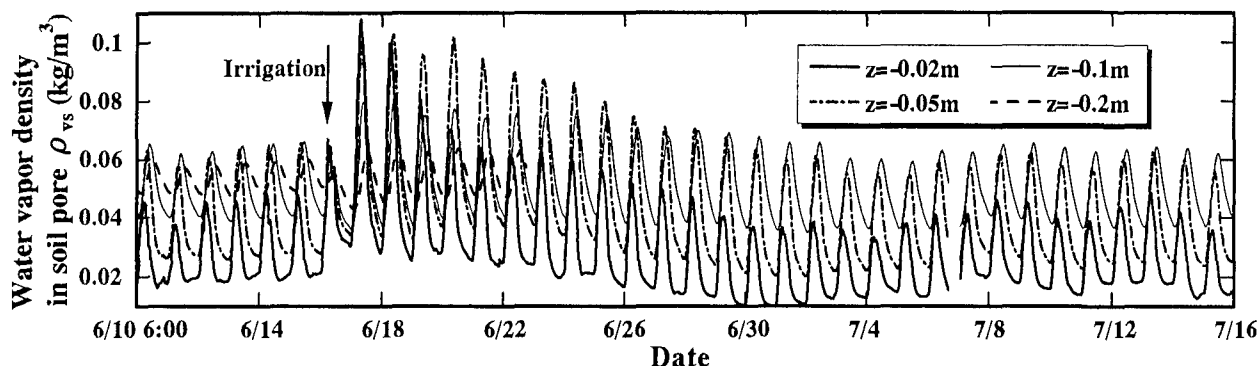


図-2 深度毎の土壌空隙水蒸気密度の経時変化（1996年6月10日～7月16日）

2. 観測および試験地概要

観測は、U.A.E.のRas Al Khaimah首長国にある農漁業省北部農業試験場（面積約50ha）内の試験地（面積約600m²）で、1996年3月より行われている。試験地の土壌はsandy soilとsandy loamに分類され、今回は後者を対象とした計測結果を示す。

同地には、全天日射計、長波放射計、アルベド計（いずれも英弘精機製）、三杯式風速計（牧野応用測器研究所製）および気温・湿度センサー（TEST TERM製）から成る気象観測装置と土壌温・湿度センサー（VISALA製）およびヒートプローブ式水分計（ノースハイテック製）から成る土壌熱・水分計測装置が設置されている。

なお、観測方法、試験地土壌および地下水の詳細については、参考文献5)を参照されたい。

3. 土壌温湿度法による灌水後の土壌の蒸発・乾燥過程の追跡

土壌温湿度法は、土壌内の温度、湿度および水蒸気密度により土壌の乾燥過程を追跡するため、水蒸気移動が支配的な低含水状態の土壌において有効であり、乾燥地での利用に適していると考えられる。

ここでは1996年6月16日午前10時55分（10:55）に、20ℓ/m²の地下水（水温34.5℃）を4分15秒間、如雨露を用いて9m²に渡り散水した後の土壌の乾燥過程を紹介する。

土壌乾燥化の検出の指標として、水蒸気密度 ρ_v 、さらに ρ_v を規定する相対湿度 RH および温度 T の3つのパラメータに注目する。

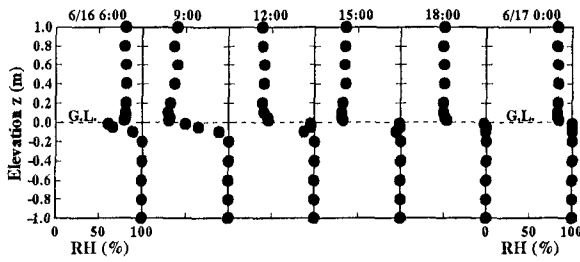
(1) 土壌空隙相対湿度および水蒸気密度の経時変化

図-1は、6月10日6:00～7月16日6:00に渡る深度 z （地表面($z=0$)からの鉛直下向き（負）の距離）毎の土壌空隙相対湿度 RH_s の経時変化を表す（7月6日23:00～7月7日7:30は欠測）。深度は、地表に近い $z=-0.02m$ 、 $-0.05m$ 、 $-0.1m$ 、 $-0.2m$ の4カ所である。

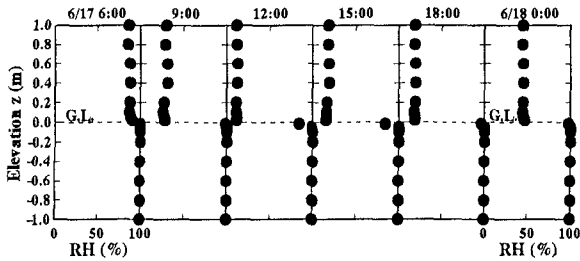
灌水（6月16日10:55）以前の RH_s は、 $z=-0.02m$ で28～60%、 $z=-0.05m$ で58～66%、 $z=-0.1m$ で88～93%の範囲で、それぞれ日周期的に変化する。しかしながら、 $z=-0.2m$ 以深では常に $RH_s=100\%$ である（後述する図-3を参照）。室内実験の結果に従えば、 $RH_s=100\%$ から大気湿度に向かって漸減する位置が乾燥前線（乾燥層と毛管層の境界）に相当するので^{1)～3)}、乾燥前線は $z=-0.1\sim-0.2m$ の間に位置することが推察される。また、深度により RH_s の日最小値 RH_{smin} および日最大値 RH_{smax} の出現時間に差異がある。例えば、 $z=-0.02m$ で RH_{smin} は14:00頃に、 RH_{smax} は7:00頃に現れるが、 $z=-0.05m$ での出現時間は、 RH_{smin} については約30分、 RH_{smax} については約3時間の遅れがある。

灌水後、 RH_s はすべての深度でほぼ100%まで急上昇するが、深度が大きくなる（ $z=-0.02m$ から $z=-0.1m$ に向かう）に従い、時間遅れが認められる。これは、液状水の下方移動と関連すると思われる。

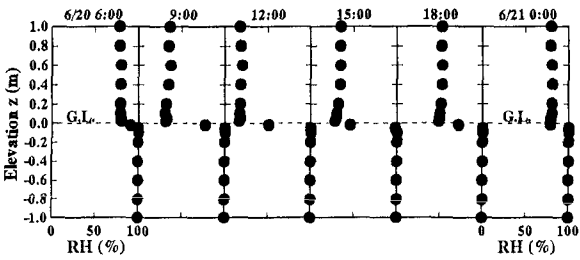
$z=-0.02m$ の RH_{smin} は、灌水翌日（6月17日）に



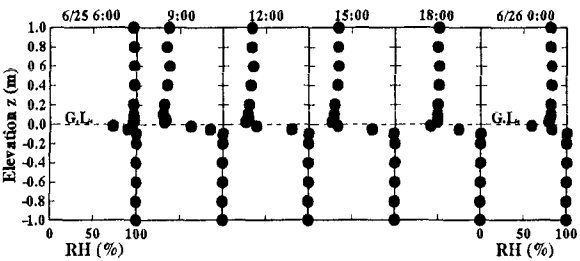
(a) 1996年6月16日6:00～6月17日0:00



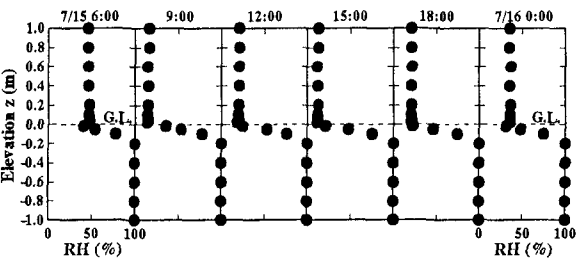
(b) 1996年6月17日6:00～6月18日0:00



(c) 1996年6月20日6:00～6月21日0:00



(d) 1996年6月25日6:00～6月26日0:00



(e) 1996年7月15日6:00～7月16日0:00

図-3 地上および土壌空隙の相対湿度分布の経時変化

は82%まで低下し、その後6月29日まで日周期的に変動しながら徐々に低下し続け、平衡状態に達する。 $z=-0.05\text{m}$ では6月20日14:30に RH_{smin} が100%を割り、 $z=-0.02\text{m}$ と同様に日周期的に変動しながら RH_s は低下し、7月2日以後、灌水以前と同じレベルの振幅に戻る。 $z=-0.1\text{m}$ では6月25日12:30に RH_{smin} が100%を割り、時間の経過とともに RH_s は減少し、振幅が小さくなる。しかしながら、 $z=-0.1\text{m}$ の RH_s

はなお減少を続けており、7月2日以降は $z=-0.1\text{m}$ 以深で乾燥が進行している。

次に、同期間の土壌空隙水蒸気密度 ρ_{vs} の深度毎の経時変化を図-2に示す。ただし $z=-0.2\text{m}$ の ρ_{vs} の変化は、6月23日～7月16日の期間は灌水前とほとんど変わらず、全期間を描くと他のデータの識別が困難になるため、6月22日までを示す。

ρ_{vs} は、 RH_s とは逆に日最大値 ρ_{vsmax} に注目する。灌水後 ρ_{vsmax} は、 $z=-0.2\text{m}$ を除く全ての深度で急激に増大する（日最小値 ρ_{vsmin} も増大する）。 ρ_{vsmax} は、 $z=-0.1\text{m}$ で6月25日より減少し始める。これは RH_{smin} が100%を割る日と一致する。

また、灌水後の ρ_{vsmax} を深度毎で比較すると、灌水翌日までは $z=-0.02\text{m}$ の ρ_{vsmax} （太い実線）が、6月18日～6月28日では $z=-0.05\text{m}$ の ρ_{vsmax} （一点鎖線）が、6月29日～7月10日では $z=-0.1\text{m}$ の ρ_{vsmax} （細い実線）が最も大きい。この期間に関しては、乾燥の進行に伴い ρ_{vsmax} が最大になる位置は、下方に移動することが知れる。

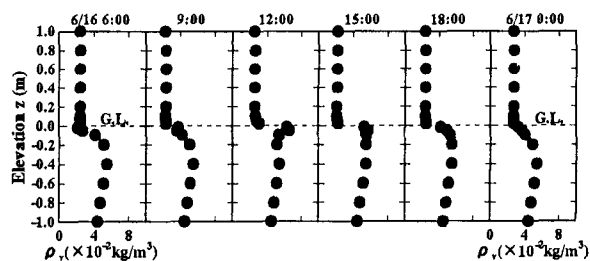
(2) 土壌空隙相対湿度、水蒸気密度および地温の鉛直分布の経時変化

本節では、 RH_s 、 ρ_{vs} および地温 T_s の鉛直 (z) 分布の経時変化から、土壌の乾燥過程の考察を行う。

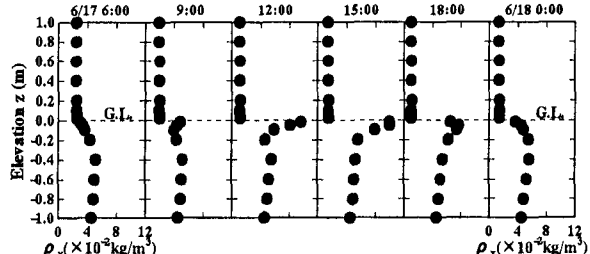
まず、図-3(a)～(e)に示される RH_s の鉛直分布 $RH_s(z)$ の経時変化に注目する。図-3(a)の6月16日の経時変化を観ると、地表に最も近い $z=-0.02\text{m}$ の RH_s は9:00では約50%であるが、12:00（灌水直後）には100%近くに急上昇する。しかし、 $z=-0.1\text{m}$ の RH_s はほとんど変化しないために、深度方向では最も低い。その後、この深度においても時間の経過とともに RH_s は増加し、18:00には全域に渡ってほぼ $RH_s = 100\%$ となる。6月17日12:00（図-3(b)）には $z=-0.02\text{m}$ の RH_s が100%を下回っており、日周期的変動が始まるが、 $z=-0.05\text{m}$ 以深は飽和である。6月25日（図-3(d)）には $z=-0.1\text{m}$ 以深が飽和となるが、それ以浅の RH_{smin} は6月17日あるいは6月20日（図-3(c)）のそれよりも低くなり、乾燥の進行が確認される。

ρ_{vs} の鉛直分布 $\rho_{vs}(z)$ の経時変化を図-4(a)～(e)に示す。当然ながら灌水後（6月16日12:00、図-4(a)）の地表付近の ρ_{vs} は増大する。乾燥の進行に伴い、6月20日以降（図-4(c)～(e)）、日中 $\rho_{vs}(z)$ の最大値が土壌内（ $z=-0.05\sim-0.1\text{m}$ ）に明確に現れる。これより乾燥層が形成された場合、地表付近の水蒸気は常に上方に移動するのではなく、12:00～15:00には、 $z=-0.05\sim-0.1\text{m}$ 以深では下方に移動する。しかしながら、地表近傍（ $z=-0.05\text{m}$ 以浅）の水蒸気密度勾配 $d\rho_{vs}/dz$ は常に負であり、水蒸気の上方移動が推察される。

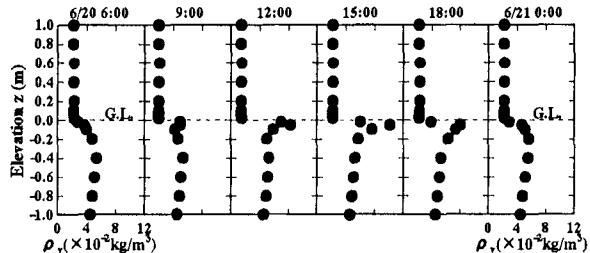
次に、地温 T_s の鉛直分布 $T_s(z)$ の経時変化を図-5(a)～(c)に示す。灌水直後（6月16日12:00）から15:00（図-5(a)）にかけて、灌漑水の顕熱効果および蒸発潜熱効果により、地表近傍（ $z=-0.1\text{m}$ 以浅）の T_s が低下し、 $T_s(z)$ は線形に近い分布を呈



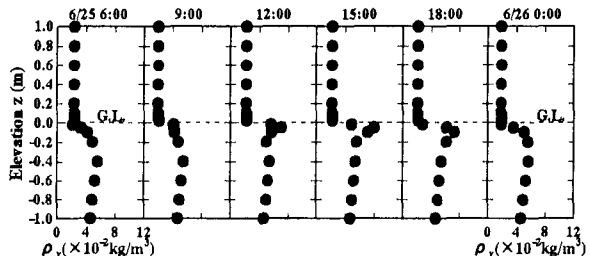
(a) 1996年6月16日6:00～6月17日0:00



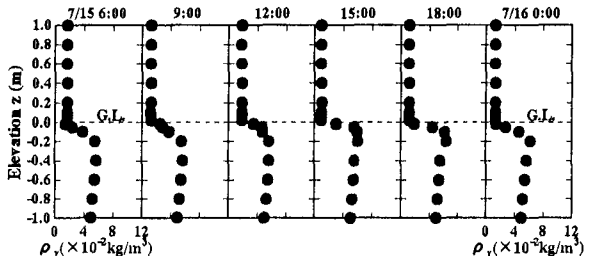
(b) 1996年6月17日6:00～6月18日0:00



(c) 1996年6月20日6:00～6月21日0:00



(d) 1996年6月25日6:00～6月26日0:00



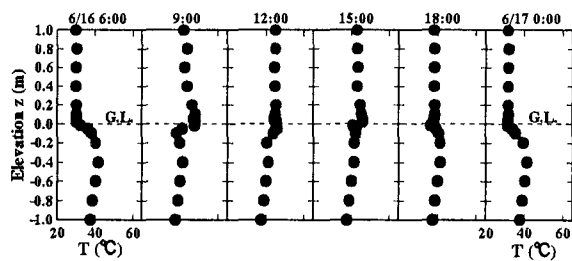
(e) 1996年7月15日6:00～7月16日0:00

図-4 地上および土壌空隙水蒸気密度分布の経時変化

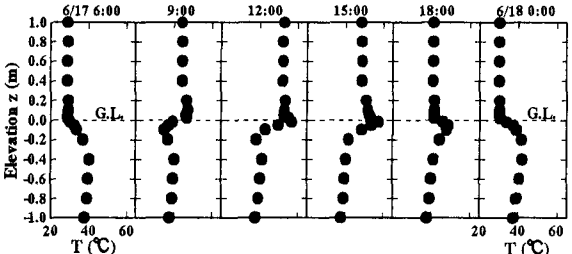
する。しかしながら、6月17日以降（図-5(b)および(c)）の $T_s(z)$ は、灌水以前と同様な日周期変化を示す。また RH_s および ρ_{vs} とは異なり、乾燥過程の進行に伴う分布形状の大きな変化は現れず、温度のみによる乾燥過程の追跡は難しいことが知れる。

(3) 乾燥層の発達過程

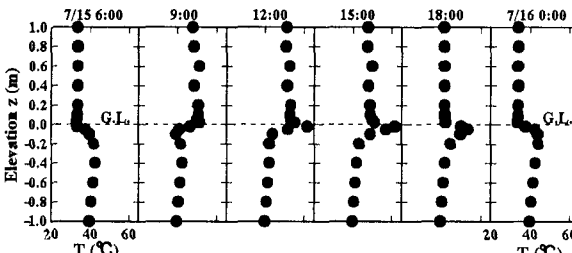
図-1および図-3より、6月16日～6月26日に渡る乾



(a) 1996年6月16日6:00～6月17日0:00



(b) 1996年6月17日6:00～6月18日0:00



(c) 1996年7月15日6:00～7月16日0:00

図-5 地上および土壌内の温度分布の経時変化

燥前線深さ z_D の変化を推察した結果が図-6である。

灌水直後は地表面の乾燥層が消失し、 $z_D=0\text{m}$ となる。その後、灌水翌日の6月17日には $z_D=-0.02\text{m}$ 、4日後の6月20日には $z_D=-0.05\text{m}$ 、9日後の6月25日には $z_D=-0.1\text{m}$ になる。すなわち、時間の経過とともに乾燥層厚は増大するが、その増加率は徐々に低下しており、乾燥の進行速度は乾燥前線が深くなるにつれて遅くなることが判る。これは、乾燥層厚の増大に伴い、乾燥前線から乾燥層を通して大気へ向かう水蒸気移動の抵抗が大きくなり、蒸発量が減少するためである。

4. 大気と地表面との間のエネルギー収支

(1) 地表面のエネルギー収支式

大気と地表面との間の熱エネルギー移動は、対象地域の気象条件および土壌の熱的特性によって支配され、水分収支を把握する上で非常に重要となる。そこで、U.A.E.における大気と地表面との間の熱移動の特性を調べるために、地表面乾燥の場合のエネルギー収支について考察する。

地表面から蒸発が生じていない（地表面乾燥）場合、図-7(a)のように地表面のエネルギー収支は、純粋に地表での収支を考えれば、次式で表される。

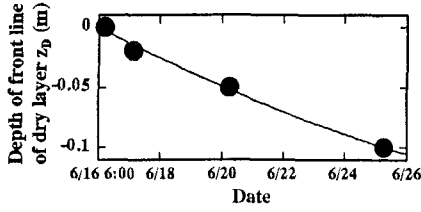
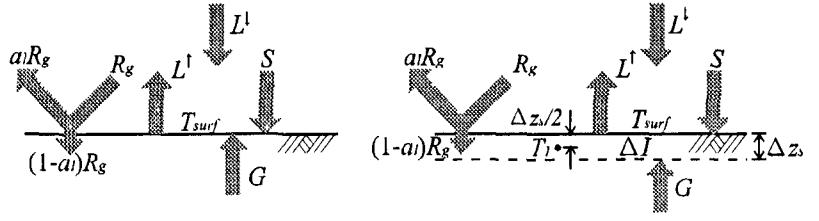


図-6 乾燥前線深さ z_d の経時変化
(6月16日～6月26日)



(a) 地表における収支

(b) 地表面層の収支

図-7 地表面におけるエネルギー収支の概念

$$(1 - a_1)R_g + (L^i - L^o) + S + G = 0 \quad (1)$$

ここに、 a_1 : アルベド、 R_g : 短波放射フラックス (下向き正)、 L^i : 天空からの長波放射フラックス (下向き正)、 L^o : 地表面からの長波放射フラックス (上向き正)、 S : 顕熱フラックス (下向き正)、 G : 地表面を横切る地中熱伝導フラックス (上向き正)である。

しかしながら、現地観測では地表面の温度および含水量よりも地表近傍のそれらの方が、容易かつ精度良く求められる。従って、地表近傍の地温を利用して図-7(b)のようなエネルギー収支も考えられる。この場合、式(1)は式(2)のように変わる。

$$(1 - a_1)R_g + (L^i - L^o) + S + G = \Delta I \quad (2)$$

ここで、 ΔI は厚さ Δz_s を有する地表面層 (図-7(b)の地表と破線の間の層) の内部エネルギーの時間変化率であり、次式より求められる。

$$\Delta I = (\rho c) \Delta z_s \frac{\partial T_1}{\partial t} \quad (3)$$

ここに、 (ρc) : 土壌の体積熱容量、 T_1 : 地表面層の代表温度 ($z = -\Delta z_s/2$ の温度)、 t : 時間である。 Δz_s については、表面層モデルを用いた二上らによる地表面蒸発実験の結果を参考に、0.02mと仮定する⁹⁾。ただし、この値は豊浦標準砂に対して得られたものであり、sandy loamにも同じ値が適用できるかは、今後さらに検討の余地がある。また、今回は地表近傍の地温が測定されていないので、 T_1 ($z = -\Delta z_s/2$) および地表面温度 T_{surf} は $z = -0.02m$ 以下の地温を基に2次の外挿法により、また G は $z = -\Delta z_s$ での温度勾配から、それぞれ近似される。

従って、式(2)中で顕熱フラックス S を除いた全ての項は現地観測より求められ、式(2)の残差として S が決定される。

(2) 相対湿度、水蒸気密度および温度の地上鉛直分布

本節では、地上の相対湿度 RH_a 、水蒸気密度 ρ_{va} および温度 T_a の鉛直分布について論述する。

図-3および図-5より、 RH_a および T_a は地上1mまでの範囲では常にほぼ一様である。ただし図-5(b)および(c)の12:00～15:00から判るように、 R_g

が大きな時間帯では、 $0 < z \leq 0.2m$ の T_a は地表から離れるに従い減少するが、 $0.2 < z \leq 1.0m$ の T_a は一様となる。

図-4に示される地上の $\rho_{va}(z)$ を観ると、 $T_a(z)$ および $RH_a(z)$ と同様に、常にほぼ一様である。また日中から夜間にかけて、地表近傍 ($z = 0.02m$) の ρ_{va} は土壌内 ($z = -0.02m$) の ρ_{vs} よりも小さく、地表近傍の水蒸気密度勾配 $d\rho_{va}/dz$ は負になる。従って、土壌から大気へ向かう水蒸気の拡散移動が生じている。しかしながら、灌水翌日の6月17日および6月20日を除いて6:00の鉛直分布を観ると、地表近傍 ($z = 0.02m$) の ρ_{va} は $z = -0.02m$ の ρ_{vs} より若干大きく、地表近傍の $d\rho_{va}/dz$ は正になっており、この時には大気から土壌へ向かう水蒸気の拡散移動が生じている。

以上より、灌水・蒸発・乾燥実験期間中は地表近傍では、早朝を除いて常に土壌から大気へ向かう水蒸気の拡散移動が生じていることが判る。

(3) 大気と土壌の間の熱移動特性

図-8に、式(2)より得られた7月8日6:00～7月11日6:00 (地表面層気乾状態) に渡るエネルギー収支の経時変化を示す。

まず、日中 (7:00～18:00) のエネルギー収支に注目する。短波放射フラックス R_g が大きいために純放射フラックス R_n (式(2)の左辺第1項と第2項の和) も増大し、地表面層に入射した R_n が地中熱伝導フラックス G および顕熱フラックス S に分配され、その残りが地表面層内部エネルギーの時間変化率 ΔI になる。これらのうち、 S は常に負であり、その絶対値も最も大きい (日中を通じて、 R_n の約80%が S に分配される)。従って、地表面層から大気に向かう顕熱輸送が生じており、 S が地表近傍の気温の増大に寄与していることが判る (図-5(b)および(c)の12:00～15:00を参照)。また、 G も常に負であることから、地表面層から下方の土壌へ向かう熱移動が生じている。一方、 ΔI は R_n が最大になる時間を境として、それ以前は正、それ以後は負になることから、 R_n が上昇している期間は T_{surf} も上昇し、 R_n が下降する期間には T_{surf} も下降する。一般に乾燥地においては、日中は雲がほとんど無いので R_n が大きく、また土壌の熱伝導率 (この試験地のsandy loamでは乾燥時、温度25℃で0.23W/mK) が小さいために地表面層から土壌内部へ向かう G が小さくなり、結果的に R_n の大部分

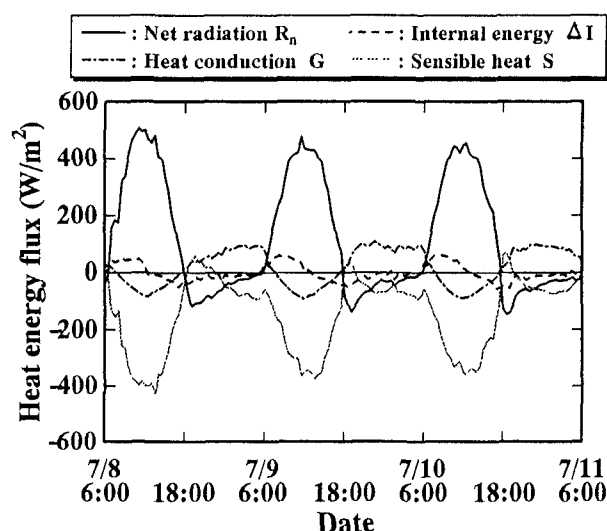


図-8 エネルギー収支の経時変化（1996年7月8日～7月11日）

が S に分配されて気温の上昇をもたらす⁷⁾ことが知られている。U.A.E.の試験地もまたこの特性を有していることが明らかとなった。

次に、夜間（18:00～7:00）のエネルギー収支に注目する（日没は19:00頃）。日没前後より S は正に、 R_n は負に転じ、ともに地表面層の冷却に寄与する。一方、 G は日没直前より正になり、下層の土壌から地表面層への熱供給が生じ地表面層の暖化に寄与するが、その絶対値は R_n および S の絶対値の和に比べて小さく、 ΔI は負であり、 T_{surf} は低下する。しかしながら、日没直後の T_{surf} は地表面近傍の T_a に比べて大きく、 S が正に転じることは考えにくい。これは、地上における水平方向の熱移流効果あるいは T_{surf} に含まれる誤差により生じたと思われる。すなわち、地表面近傍では土壌温度勾配は急激に変化するため、 T_{surf} として外挿による推算値を用いた場合、誤差が含まれると考えられる。ちなみに、 T_{surf} に $\pm 3^\circ\text{C}$ の誤差があるとすれば、 R_n に $\pm 5\%$ 、 G に $\pm 10\%$ 程度の最大誤差が予想される。今後、地表面近傍の地温計測には注意を要する。Vehrencamp⁸⁾によるカルフォルニア州の砂漠における観測より得られたエネルギー収支の経時変化は、これと類似の特性を示しているが、上述の地表面近傍の地温を含めて、現地での気象・水文観測方法について、今後さらに検討すべきであると考えられる。

5. おわりに

本研究は、乾燥地に属する中東のアラブ首長国連邦において灌水・蒸発・乾燥実験を行い、土壌空隙の相対湿度および水蒸気密度を介して土壌乾燥化を検出する方法（土壌湿度法）により、灌水後の土壌の蒸発・乾燥過程の追跡を行った。

また、地表面層を考慮したエネルギー収支より、気象観測の結果を用いて、地表面層のエネルギー収支を調べ、大気の顕熱移動の特性について考察した。

以下に、得られた結果を列挙する。

- (1) 灌水後の地表付近の土壌空隙相対湿度 RH_s は、飽和に達しその状態を維持した後、日周期的変動を伴いながら指数関数的に減少し、やがて平衡状態へと移行する。この現象は、時間的遅れを持って時間の経過とともに下方へ伝わる。
- (2) 地表付近の土壌空隙水蒸気密度 ρ_{vs} は、灌水後増大し、乾燥の進行とともに日最大値および最小値は減少しながら平衡状態となる。また、 ρ_{vs} の鉛直分布に現れる最大値の位置は、乾燥の進行とともに下方へ移動する。
- (3) 灌水後の蒸発に伴う乾燥前線の下方進行速度は、時間とともに減少する。乾燥前線深さは、 ρ_{vs} よりも RH_s による方が判別しやすいと思われるが、今後さらにデータを積み重ね、検討すべきである。
- (4) (1)～(3)の結果より、野外においても土壌湿度法によって、蒸発に伴う乾燥層の発達過程の検出が可能となった。
- (5) 地表面層のエネルギー収支の経時変化より、U.A.E.の試験地では日中を通じて、地表面層に入射する純放射フラックスの約80%が、地表面層から大気へ向かう顕熱フラックスに分配されており、この顕熱輸送が地表近傍の気温上昇に寄与することが明らかとなった。一方、夜間においては、日没直後の顕熱フラックスの挙動について疑問な点が残った。今後、現地における土壌熱・水分計測方法の検討が必要であると考えられる。

参考文献

- 1) 福原輝幸, 佐藤邦明, 馬場富夫: 砂層カラム内の水蒸気移動と蒸発メカニズム, 水工学論文集, Vol. 36, pp. 453-458, 1992.
- 2) 福原輝幸, 佐藤邦明, 今井竜也: 一定な気象条件下での砂層内蒸発・水蒸気移動と熱移動の相互作用, 土木学会論文集, No. 503/II-29, pp. 29-38, 1994.
- 3) 福原輝幸, 高野保英, 佐藤邦明: 日周期的な気温変化に伴う砂層カラムからの蒸発特性, 水工学論文集, Vol. 38, pp. 119-124, 1994.
- 4) 檜山哲哉, 嶋田 純, 古藤田一雄: 静電容量式高分子膜湿度センサーによる乾燥表層の形成機構の評価, 筑波大学水理実験センター報告, No. 17, pp. 109-118, 1993.
- 5) 高野保英, 福原輝幸, 黒川和男: 中東の乾燥地土壌中の熱・水分移動特性と蒸発・乾燥過程—アラブ首長国連邦における気象観測および土壌熱・水分計測—, 水工学論文集, Vol. 41, pp. 221-226, 1997.
- 6) 二上章司, 高野保英, 福原輝幸, 佐藤邦明: 表面層モデルによる砂層表面と大気との間の熱・水分移動特性— α - β 法による砂層表面厚の検討—, 水工学論文集, Vol. 41, pp. 37-42, 1997.
- 7) 吉川 賢: 半乾燥地と沙漠化(2)—砂漠の立地特性—, 日本緑化工学会誌, Vol. 21, pp. 124-133, 1995.
- 8) Vehrencamp, J. E.: Experimental investigation of heat transfer at an air-earth interface, *Trans. Amer. Geophys. Union.*, Vol. 34, pp. 22-30, 1953.

(1997. 9. 30受付)