

# 散水後の Sandy soil の乾燥と蒸発

## —アラブ首長国連邦における現地蒸発・乾燥実験—

### DRYING AND EVAPORATION OF SANDY SOIL FOR POST-IRRIGATION

#### —FIELD EXPERIMENT ON DRYING AND EVAPORATION IN THE UNITED ARAB EMIRATES—

何 超<sup>1</sup>・福原輝幸<sup>2</sup>・高野保英<sup>3</sup>

Chou KA, Teruyuki FUKUHARA and Yasuhide TAKANO

<sup>1</sup> 福井大学大学院 工学研究科博士前期課程 (〒910-8507 福井市文京三丁目 9-1)

<sup>2</sup> 正会員 工博 福井大学教授 工学部建築建設工学科 (〒910-8507 福井市文京三丁目 9-1)

<sup>3</sup> 学生会員 福井大学大学院 工学研究科博士後期課程 (〒910-8507 福井市文京三丁目 9-1)

Micro-meteorological data and data concerning post-irrigation heat and moisture transfer at shallow depths below the surface of a sandy soil were collected in the United Arab Emirates during September 1998. Direct measurement of the evaporation from the soil was carried out using a small removable soil column buried vertically in the ground. From this experiment, the time change of evaporation rate from bare sandy soil after irrigation was obtained. In addition, using the observed evaporation rate, the water vapor transfer coefficient,  $\gamma_m$  was evaluated for the  $\alpha$ - $\beta$  bulk equation, and the correction coefficient for liquid-vapor interfacial area,  $\xi$ , was evaluated from the diffusion equation. It is concluded that the proposed experimental techniques are appropriate for field measurements of post-irrigation drying phenomena in arid regions.

**Key Words :** *micro-meteorological, evaporation, heat and moisture at shallow depth, field measurement, experimental technique*

## 1. はじめに

筆者らは1996年以来、中東乾燥地に位置するアラブ首長国連邦(U.A.E.)において微気象観測および土壌熱・水分計測を行ってきた。その結果、土壌温湿度法が土壌の乾燥過程を抽出するのに適しており、この方法により散水後における乾燥層の発達を検出できることを示した<sup>1)~3)</sup>。これによって筆者らの観測システムは、時間的には数時間から数日、空間的には灌漑規模の範囲における熱・水分収支の算定に利用可能であることが示された。しかしながら、これまでの筆者らの報告では、適切な灌漑水量の決定に重要となる土壌中の水蒸気移動と液状水移動の関係および散水後の蒸発量の変化特性については、何ら言及していなかった。

そこで1998年9月の約2週間、U.A.E.農漁業省の試験場において、TDR水分センサーと温・湿度セン

サーを同時に埋設し、散水後の裸地土壌中における液状水および蒸気状水の鉛直方向移動の動態を調べた。同時に、野外において直接蒸発量を求めることを目的として、カラムを土壌中に埋設し、カラム質量減少量から蒸発量を測定することを試みた。

この種の計測に関して、Shindo ら<sup>4)</sup>はタンザニアにおける水文観測において、マイクロライシメータと称する鉄製シリンダーを用いて、裸地土壌からの日蒸発量の測定を試みており、小規模な装置を用いた野外での蒸発量計測の実施例として注目される。しかしながらこの方法には、次のような問題点があり、散水直後の蒸発量測定には適していない。

- (1) 埋設されるシリンダーの高さは5cmであり、浸透前線がそれよりも深くなる場合には、蒸発量を正しく測定できない。
- (2) 一般に乾燥地では蒸発能が高く、散水直後の蒸発による水分損失が大きいいため、短い間隔での蒸

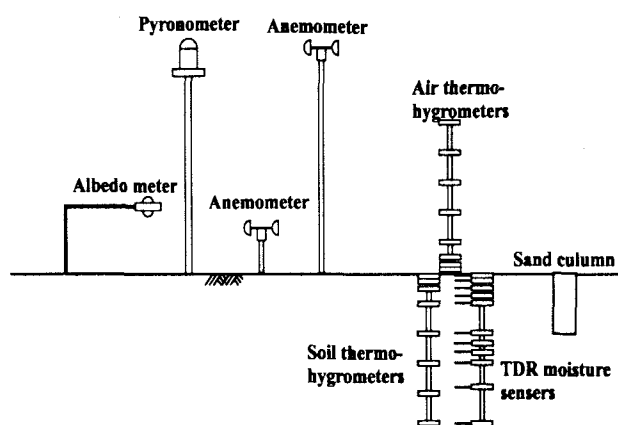


図-1 実験装置の配置

発量測定が必要となる。

この点を踏まえて、本観測では高さ 0.5m のカラムを使用し、1~2 時間間隔の蒸発量の測定を行った。さらに、蒸発量および水蒸気密度分布の観測結果を用いて、 $\alpha - \beta$  法<sup>9)</sup>および土壌水分拡散方程式<sup>9)</sup>より、散水後の蒸発量の推定を試みた。

本論文では、それらの結果を紹介し、考察するとともに、従来の観測結果<sup>1)~3)</sup>との比較・検討から、計測システムの信頼性の確認も併せて行う。

## 2. 実験方法

実験は、U.A.E. の Ras Al Khaimah 首長国にある農漁業省農業試験場(面積約 50ha)内の約 600 m<sup>2</sup> の試験地で行われた。

今回の試験地土壌は、砂漠から搬送された sandy soil(平均粒径 0.12mm)である。試験地は本来の sandy loam 層を掘り起こして新しく作られた。試験地区画の寸法は縦、横 3m、深さ 1.2m であり、そこに sandy soil が充填される。

試験地には、長波放射計、アルベド計(いずれも英弘精機製)、3 杯式風速計(牧野応用測器研究所製)、気温・湿度センサー(TESTO TERM 製)、土壌温度・湿度センサー(VISALA 製)および TDR 方式 P2 型土壌水分センサー(東北電子製)が設置される。なお、計測に関して、植生等による日射遮蔽の影響はない。

長波放射計は高度  $z=1.5\text{m}$  に、アルベド計は  $z=0.45\text{m}$  に、風速計は  $z=0.3$  および  $1.5\text{m}$  に、気温・湿度センサーは  $z=0.01, 0.05, 0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8$  および  $1.0\text{m}$  にそれぞれ設置される。また、土壌の熱・水分計測に関して、土壌温度・湿度センサーが深度  $z = -0.02, -0.05, -0.1, -0.15, -0.2, -0.4, -0.6$  および  $-0.8\text{m}$  に、TDR 方式 P2 型土壌水分センサーが深度  $z = -0.015, -0.03, -0.05, -0.075, -0.1, -0.15, -0.2, -0.25, -0.3, -0.4, -0.6$  および  $-0.8\text{m}$

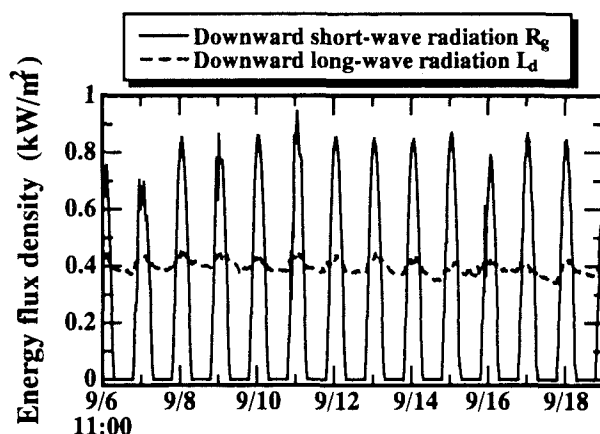


図-2 放射量の経時変化(9月6日~9月19日)

に、それぞれ埋設される。

さらに、散水後の蒸発量を直接測定するために、試験地土壌と同じ sandy soil を充填したアクリル製カラム(縦、横 0.1m、高さ 0.5m)が、散水前日より土壌に埋設される。ただし、カラム頂部は地表面と同一になるように調節される。カラム質量は 1g 読みの電子天秤により測定される。

図-1 は、実験装置の配置を示す。熱・水分の応答感度を向上させるために、土壌温度・湿度センサーおよび水分センサーは、ほぼ同一鉛直線上に設置される。今回の実験では、散水後の蒸発・乾燥過程における熱・水分移動および蒸発量を計測するために、地下水を用いて、計 2 回の散水が試験地(面積 9m<sup>2</sup>)で行われた。1 回目の散水(以下、1 次散水と呼称)条件は、9 月 7 日 10:55 より継続時間 3 分 29 秒、散水量 5l/m<sup>2</sup>、水温 33.8℃である。2 回目の散水(以下、2 次散水と呼称)は 9 月 16 日 10:55 より継続時間 6 分 50 秒、散水量 10l/m<sup>2</sup>、水温 34℃である。いずれもジョウロにより、試験地全域に散水される。なお、散水量は、当地の灌水量を参考にして決定された。

## 3. 実験結果

### (1) 短波放射および長波放射

図-2 は、9 月 6 日 11:00 より 9 月 19 日 11:00 までの試験地における全天日射量  $R_g$  の経時変化  $R_g(t)$ 、および天空長波放射量  $L_d$  の経時変化  $L_d(t)$  を示す。

測定期間中は快晴が続いていたために、雲による全天日射量  $R_g$  の変動は殆んど無く、最大値は正午頃に約 0.85kW/m<sup>2</sup> に達する。

天空長波放射量  $L_d$  は昼間に大きく、夜間に小さい。しかしながら、その日周期変動は小さく、平均値は 0.4 kW/m<sup>2</sup>、振幅は約 0.08 kW/m<sup>2</sup> である。

### (2) 気温および地温

図-3 は、9 月 6 日 11:00~9 月 19 日 11:00 の高度

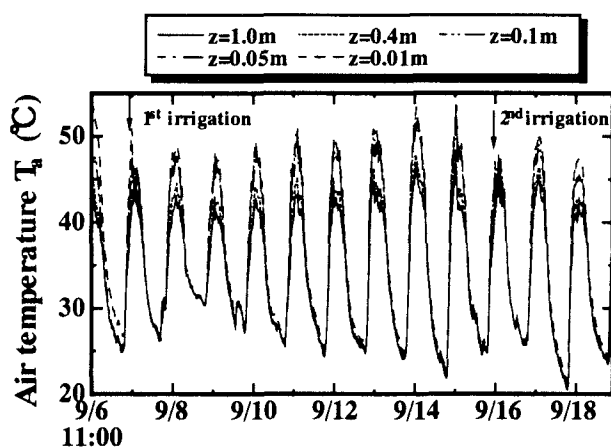


図-3 気温の経時変化(9月6日～9月19日)

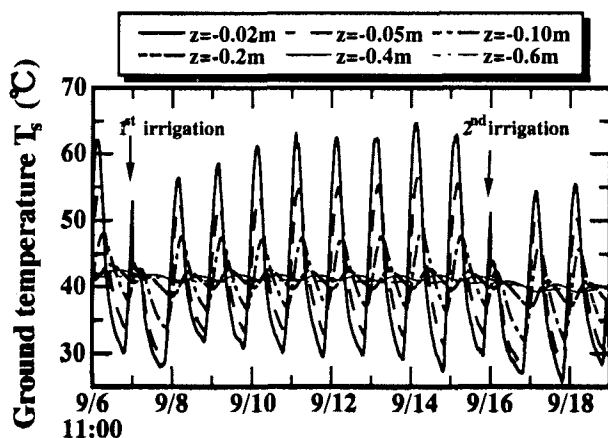


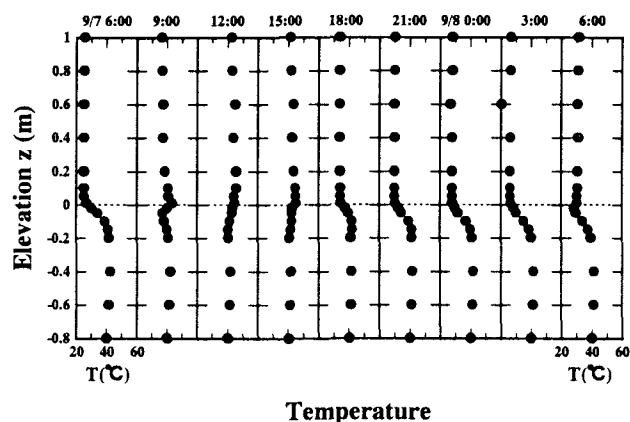
図-4 地温の経時変化(9月6日～9月19日)

$z=0.01, 0.05, 0.1, 0.4$  および  $1.0\text{m}$  における気温  $T_a$  の経時変化を示す。図中の矢印は、それぞれ1次散水および2次散水の時刻を表す。

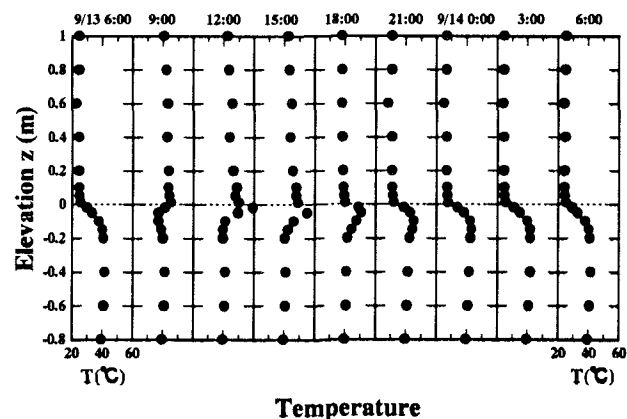
最高および最低気温は、いずれの日も午後1時頃および午前6時頃にそれぞれ現れる。日中の気温は、地表面からの熱伝達の影響を受けて、地表面に近くほど高くなる。一方、夜間では高度に関係せず、気温は一様である。散水直後、通常は上昇を続ける地表付近( $z<0.1\text{m}$ )の気温は、地表近傍の地温低下の影響(後述)により急低下する。例えば、1次散水直前(10:50)、 $z=0.01\text{m}$  の気温は  $50^\circ\text{C}$  であるが、散水後の12:00には  $45^\circ\text{C}$  まで低下する。2次散水後も同様な気温低下が認められる。

図-4は、図-3と同じ期間の深度  $z = -0.02, -0.05, -0.1, -0.15, -0.2, -0.4$  および  $-0.6\text{m}$  における地温  $T_g$  の経時変化を示す。

従来の結果<sup>1)~3)</sup>と同様に、1次散水後、散水の顕熱および潜熱の影響により、地表近傍( $z = -0.02\text{m}$ )の地温は  $53^\circ\text{C}$ (10:50)から  $45^\circ\text{C}$ (11:00)に急低下する。その後、地温は3日後の9月10日には散水前のレベルに戻る。しかしながら、地表より  $0.4\text{m}$  以深では、地温



(a) 9月7日6:00～9月8日6:00



(b) 9月13日6:00～9月14日6:00

図-5 気温および地温鉛直分布の経時変化

は殆んど変化せず、散水の影響は観られない。

図-5(a)および(b)は、1次散水当日の9月7日6:00～9月8日6:00および散水6日後の9月13日6:00～9月14日6:00に亘る  $z = -0.8\text{m} \sim 1\text{m}$  の温度の鉛直分布経時変化を、それぞれ3時間毎に示したものである。

高度  $z=0.4\text{m}$  以上の気温および深度  $z = -0.4\text{m}$  以深における地温の鉛直分布は一様である。すなわち、図-4からも判るように、地表面下  $0.4\text{m}$  以深の地温は、日周期的な気象変動の影響を受けない。

散水による温度分布への影響は、散水後のデータに現れる。散水当日(図-5(a))の12:00および15:00の地温鉛直分布は、散水の影響により地表付近の地温勾配は小さい。それに比べて散水6日後では図-5(b)の12:00および15:00の分布から判るように、同時間帯における地表付近の地温勾配は1日の中で最も大きくなり、散水当日との分布形状の違いが顕著である。しかし、夜間の地温分布に大きな差異はない。

### (3) 土壌空隙相対湿度

図-6は、9月6日11:00～9月19日11:00の深度  $z = -0.02, -0.05, -0.1, -0.2, -0.4, -0.6$  および  $-0.8\text{m}$

における土壌空隙相対湿度 $RH_s$ の経時変化を示す。

ここで、1次散水時の $z = -0.02\text{m}$ の $RH_s$ に注目すると、通常11:00では低下する $RH_s$ が、散水により36%から急激に上昇し、100%に達する。その翌日(9月8日)の正午になると、地温が上昇するために、 $RH_s$ が一時的に100%を下回るが、その後、地温の低下とともに、再び100%に戻る。そして $RH_s$ は、散水後2日目(9月9日)より日周期変動しながら減少し始め、7日目(9月14日)に散水前の日変化の状態に戻る。2次散水後も、1次散水と類似の傾向にあるが、散水量が多いために飽和(100%)の持続時間が長くなる。

次に、鉛直方向での $RH_s$ の違いについて述べる。散水に伴う $RH_s$ の増加に関しては、深度が増すにつれてピーク出現時間に遅れが生じる。例えば、深さ $z = -0.1\text{m}$ では散水後2日目に、 $z = -0.2\text{m}$ では散水後4～5日目に最大値が現れ、その後減少する。しかし、 $z = -0.4\text{m}$ 以深の $RH_s$ の緩やかな増加は散水によるものでない。この原因は、センサー埋設後に埋め戻した土壌が、時間の進行とともに掘削部周辺のsandy soilの水分状態に漸近しているためと推察される。

(4) 水蒸気密度

図-7(a)および(b)は、 $z = -0.4\text{m}$ から高度 $z = 0.4\text{m}$ における水蒸気密度 $\rho_v$ の鉛直分布の経時変化である。前者は9月7日6:00～9月8日6:00、後者は9月13日6:00～9月14日6:00の結果である。また $z > 0.4\text{m}$ の $\rho_v$ は一樣であることより、 $z < -0.4\text{m}$ の $\rho_v$ は土壌の掘り返しによる影響が残っていることより、それぞれ省略した。

散水後(9月7日)の12:00および15:00においては、表層約5cmまでの $\rho_v$ が増大するために、 $\rho_v$ の分布は地表に向かって増加するような形状となる。その後、夜間では地表温度の低下に伴って地表の $\rho_v$ が低下する。通常6:00の $\rho_v$ 分布は、9月7日および9月13日6:00のように、地表に向かって減少するような形状となる。しかしながら、9月8日6:00における地表付近の $\rho_v$ 鉛直分布は一様となる。この原因は地表付近の土壌が依然として湿潤しているために、地表の $\rho_v$ が低下しなかったためである。

9月7日と9月13日の $\rho_v$ の鉛直分布を比較してみると、その大きな違いもまた12:00および15:00に現れる。図-7(a)のように地表が湿潤している場合、 $\rho_v$ の最大値は地表に現れる。しかしながら、蒸発・乾燥が進行した場合には、図-7(b)の15:00のように、 $\rho_v$ の最大値は地表面下に現われる。実際に9月13日では図-9(a)の体積含水率分布から判るように、湿潤領域は蒸発によりほぼ消滅している。よって、散

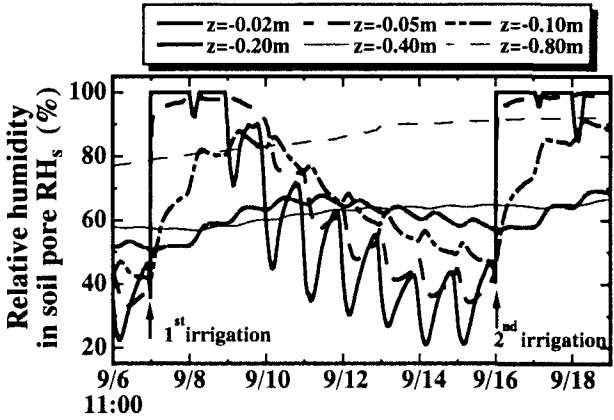
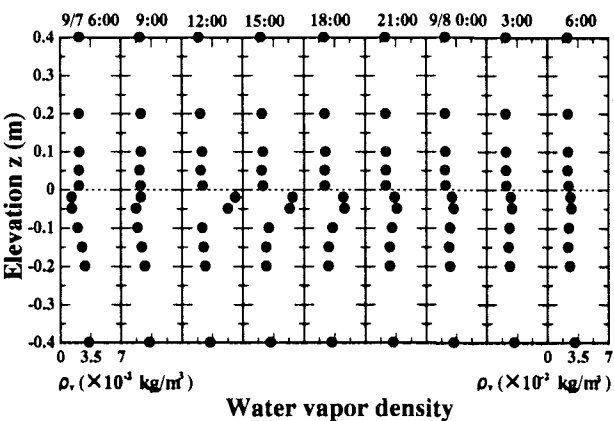
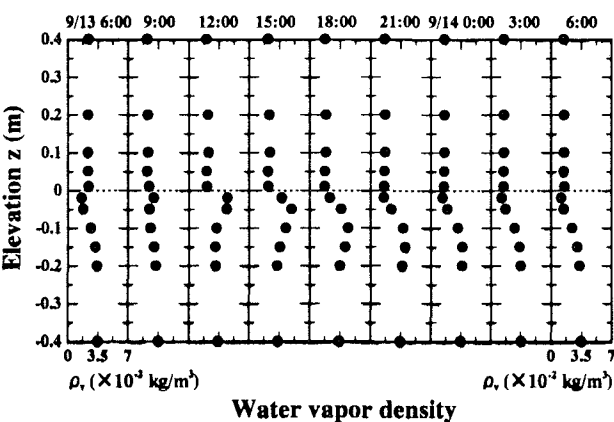


図-6 土壌空隙相対湿度の経時変化 (9月6日～9月19日)



(a) 9月7日6:00～9月8日6:00



(b) 9月13日6:00～9月14日6:00

図-7 大気および土壌の水蒸気密度鉛直分布の経時変化

水前の $\rho_v$ 分布が測定されていれば、この分布は恐らく図-7(b)と同じになることが予想される。

以上に述べたような散水後土壌の乾燥に伴う地温、土壌空隙相対湿度および水蒸気密度の変化過程は、これまでに筆者らが同試験場で行ったsandy loamおよびsandy soilを対象とした散水・蒸発・乾燥実験結果<sup>1)～3)</sup>と同様な挙動を呈しており、計測の妥当性が示された。

### (5) 土壌水分量

図-8 は、9 月 6 日 11:00～9 月 19 日 11:00 に亘る  $z = -0.015, -0.03, -0.05, -0.075, -0.1$  および  $-0.15\text{m}$  における体積含水率  $\theta$  の経時変化を示す。それより以深の  $\theta$  は欠測である。

散水後、表層 0.05m までの  $\theta$  は急上昇し、その後およそ半日で急激に減少する。また  $z = -0.075\text{m}$  の  $\theta$  の変化にも散水による影響が認められる。

図-9(a)および(b)は、体積含水率  $\theta$  の鉛直分布の経時変化を示す。(a)は 1 次散水直前、直後(9 月 7 日)、散水後 1 日目(9 月 8 日)、2 日目(9 月 9 日)および 6 日目(9 月 13 日)の鉛直分布、(b)は 2 次散水直後(9 月 16 日)、散水後 1 日目(9 月 17 日)および 2 日目(9 月 18 日)の鉛直分布である。

1 次散水前、 $\theta$  は 0.02～0.05 であり、土壌は気乾状態である。散水後、すぐに表層 0.03m までの  $\theta$  は増大し、約 0.2 に達する。その後、液状水の下方浸透および蒸発によって、地表付近の  $\theta$  は減少する。目視より、地表面は 9 月 7 日の夕方には気乾状態に

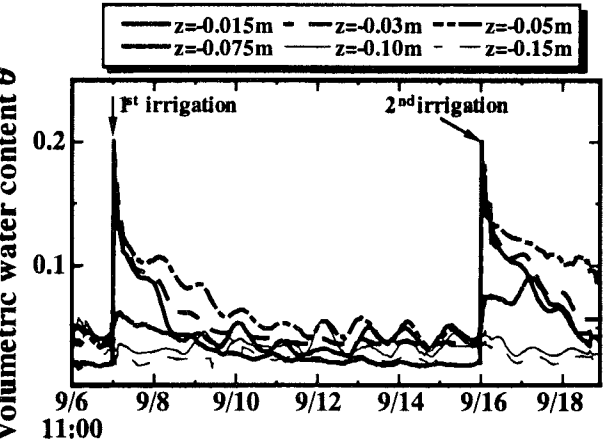
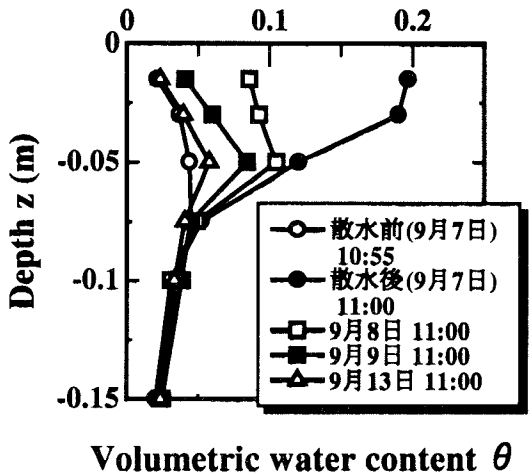


図-8 体積含水率の経時変化(9 月 6 日～9 月 19 日)



(a) 1 次散水

ある。液状水の下方浸透は、せいぜい表層の約 0.075m までに限られる。さらに、9 月 13 日には、 $\theta$  はほぼ散水前の状態に戻っており、湿潤領域がほぼ消滅し、再び表層土壌が乾燥したことが解る。また、2 次散水量は 1 次散水の 2 倍であるために、液状水の下方浸透は深さ約 0.1m に達し、2 次散水後の湿潤領域は広がるが、 $\theta$  分布のやせ細りの傾向は 1 次散水と大差ない。注目すべき点は、どちらも散水後 1 日間での水分減少が著しい。

### (6) 蒸発量

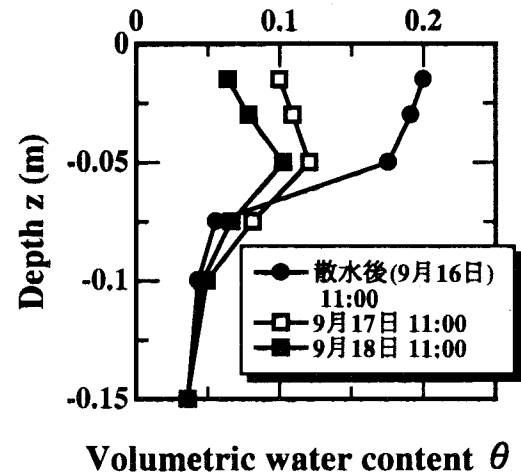
図-10 は、2 次散水後(9 月 16 日)11:00～19:00 における累積蒸発量  $Q_v$  および蒸発率の経時変化を示す(○, 左軸が蒸発量, 右軸が蒸発率)。蒸発率は  $Q_v$  を散水量  $I_s$  で除した値である。カラム法では飛砂による重量変化およびカラムの出し入れによる誤差をできるだけ最小にするために、計測は短期間に限られる。散水から 6 時間後までに散水量の約 50%が蒸発により失われる。この期間は蒸発量がほぼ一定であることから、恒率蒸発期間に相当し、表面蒸発が生じていると判断できる。また、散水 7 時間後以降は蒸発量が漸減しており、減率蒸発期間に当たり、内部蒸発が生じていると考えられる。

次に、以上の結果を用いて、蒸発量算定式中のパラメータの検討を試みる。

恒率蒸発期間においては、 $\alpha - \beta$  法による蒸発量算定式<sup>9)</sup>から、唯一の未知数である水蒸気移動係数  $\gamma_m$  (m/s) を求める。

$$M_v = \frac{dQ_v}{dt} = \beta \gamma_m (\alpha \rho_{vs} - \rho_{va}) \quad (1)$$

ここに、 $M_v$ : 蒸発フラックス密度 ( $\text{kg/m}^2\text{s}$ ),  $\beta$ : 土



(b) 2 次散水

図-9 散水後の体積含水率鉛直分布の経時変化

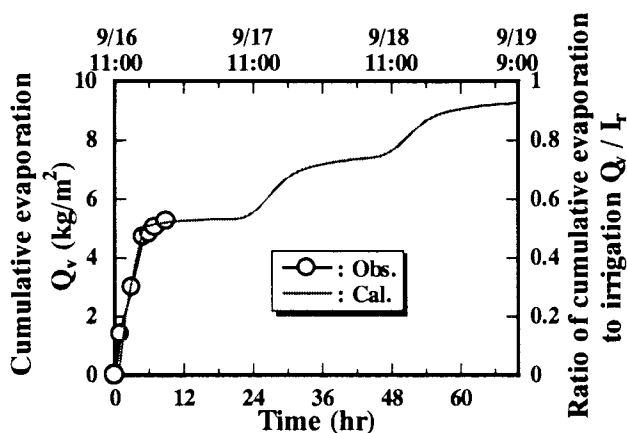


図-10 2次散水後の累積蒸発量および蒸発率の経時変化

壤表面の蒸発面積・水蒸気移動抵抗の変化に関する係数、 $\alpha$ ：表層土壌の相対湿度(=RH[%]/100)、 $\rho_{vs}$ ：表層土壌の飽和水蒸気密度(kg/m<sup>3</sup>)、 $\rho_{va}$ ：大気の水蒸気密度(kg/m<sup>3</sup>)、である。また、二上らの実験結果<sup>9)</sup>を考慮し、表層土壌の $\theta$ の観測値が0.05以上であることから、 $\alpha=\beta=1$ とする。

式(1)より求まる恒率蒸発期間の平均の $\gamma_m$ は $7.9 \times 10^{-3}$  m/s となり、筆者らが豊浦標準砂を用いて行った無風状態の室内実験<sup>9)</sup>より得られた $3.3 \times 10^{-3} \sim 5.1 \times 10^{-3}$  m/s に比べて大きい。これは、風の影響により蒸発が促進されたためであると考えられる。

減率蒸発期間では、土壌水分拡散方程式<sup>9)</sup>を用いて蒸発量の評価が可能となる。

$$M_v = -\xi \eta (\varepsilon - \theta) D_{am} \left. \frac{d\rho_v}{dz} \right|_{z=0} \quad (2)$$

ここに、 $\xi$ ：蒸発面補正係数<sup>6)</sup>、 $\eta$ ：屈曲率(=0.67)、 $\varepsilon$ ：空隙率(=0.4)、 $D_{am}$ ：水蒸気拡散係数(m<sup>2</sup>/s)、である。

式(2)中、 $\xi$ のみ未知となるため、減率蒸発期間の蒸発量および地表面付近の水蒸気密度勾配の観測値を用いて式(2)より $\xi$ を求めたところ、2.6となった。この値は、筆者らが豊浦標準砂で行った室内実験結果<sup>9)</sup>より得られた値2.7と同程度の結果となった。

上述の $\gamma_m$ 、 $\xi$ および水蒸気密度分布の観測結果を用いて、式(1)および式(2)より散水70時間後までの $M_v$ を推定し、 $Q_v$ に換算した結果を図-10に実線で示す。蒸発量は、昼間(11:00~17:00)には大きく、夜間から午前中にかけては小さくなり、日蒸発量は日毎に減少する。また、蒸発率は、散水48時間後で約75%、70時間後で約90%になる。

#### 4. おわりに

本論文では、乾燥地における散水後の裸地土壌の

熱・水分移動および蒸発量の時間変化を明らかにすることを目的として、乾燥地である中東のアラブ首長国連邦にて行われた現地観測結果が紹介される。以下に結論を列挙する。

- (1) 今回の観測で得られた散水後の地温、土壌空隙相対湿度および水蒸気密度は、これまでの観測結果と同様な挙動となることが示され、筆者らの観測システムの有効性が再確認された。
- (2) 蒸発量の測定結果より、今回の散水条件では、散水6時間後までが恒率蒸発期間に相当することが判り、散水量の約50%が蒸発により失われる。
- (3) 減率蒸発期間の蒸発量の測定結果より求められたsandy soilの蒸発面補正係数は2.6となり、標準砂を用いた室内実験より得られた結果である2.7と同程度の値となった。
- (4) (3)で述べた蒸発面補正係数と観測より得られた水蒸気密度分布より蒸発量を予測した結果、今回の散水条件では散水48時間後で散水量の約75%が、70時間後で約90%が蒸発により失われると予想される。

#### 参考文献

- 1) 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, 第41巻, pp.221-226, 1997.
- 2) 高野保英, 福原輝幸：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の蒸発・乾燥過程の評価—, 水工学論文集, 第42巻, pp.91-96, 1998.
- 3) 高野保英, 福原輝幸, 佐藤邦明：アラブ首長国連邦の季節的な微気象特性および散水後におけるsandy soilの蒸発・乾燥過程, 水文・水資源学会誌, 第12巻4号, pp.327-337, 1999.
- 4) Shindo, S. Edited : Progress report of Japan - Tanzania joint research (2) Study on the recharge mechanism and development of groundwater in the Inland area of Tanzania, 1990.
- 5) 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— $\alpha-\beta$ 法による砂層表面厚の検討—, 水工学論文集, 第41巻, pp.31-36, 1997.
- 6) 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.

(1999. 9. 30 受付)