

日周期的気象変化を受ける表層土壌中の液状水および蒸気状水移動特性

エイトコンサルタント（株） 正会員 大田 悟*
福井大学工学部 正会員 福原 輝幸**

1. はじめに

乾燥地緑化を進める上で、灌水後土壌の水収支を把握することは水資源保全の点から非常に重要である。さらに、根域の浅い植物を対象とした節水灌漑を有効に実施するためには、表層付近の土壌水分移動の把握が必要である。これまでも多くの研究において表層土壌の水分計測が行われており、Jackson¹⁾や高野²⁾らは、表層付近における土壌水分時系列の日周期的な変化を報告している。この水分変化は、水文学的な水収支に及ぼす影響は小さいため、あまり議論がなされていないが、保水性の良い土壌では変化の振幅が大きく、植物への影響を考えると無視できるとは言い難い。

そこで、本研究では散水後における体積含水率の日周期的変化メカニズムの解明を主な目的としてカラムを用いた浸透－蒸発実験を行い、土壌中における液状水および蒸気状水移動特性を調べた。

2. 実験方法

実験の概要を Fig.1 に示す。実験は恒温恒湿室で行われ、室内環境（温度 $T_a=20^{\circ}\text{C}$ 、相対湿度 $RH_a=45\%$ ）は実験期間を通じて一定である。気乾状態の豊浦標準砂が充填された透明アクリル製カラム（内径 0.17m、高さ 0.4m）に、温湿度センサー（VISALA 製）と TDR 水分センサー（東北電子製）が挿入され、土壌温度 T 、相対湿度 RH および体積含水率 θ_l がそれぞれ測定される。このカラムは、電子天秤（Mettler Toledo 製）上に設置され、重量変化量より蒸発量が測定される。カラムに周期的な温度変化を与えるため、砂層表面 0.3m の高さから赤外線ランプ（375W × 3）が照射される。また、野外土壌で観られるような温度勾配の逆転現象を形成するため、カラムは断熱材で被覆されるとともに、電圧コントローラーにより出力が調節され、24 時間を 1 サイクルとする短波放射量変化を Fig.2 に示す。赤外線ランプを 2 サイクル程度照射した後、 $1.3 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ の散水強度で 10 分間の散水が行われる。

3. 実験結果

Fig.3 は体積含水率 θ_l の経時変化を $\theta_l=0\sim 0.08$ の範囲について拡大して示したものである。まず、二上³⁾らの結果に従い、 θ_l 0.04 付近で乾燥層と毛管層を区別する。散水後から 48 時間後頃までは表層に毛管層が残存しており、その時表層表面下 0.04m ($z=-0.04\text{m}$) までの θ_l は、ランプ照射時に大きく減少、非照射時には緩やかに減少しながら一定値に漸近する。一方、毛管層下に存在する乾燥層中の $z=-0.055\text{m}$ と $z=-0.07\text{m}$ の θ_l は、表層毛管層の θ_l とは逆位相の変化を示し、照射時に増加、非照

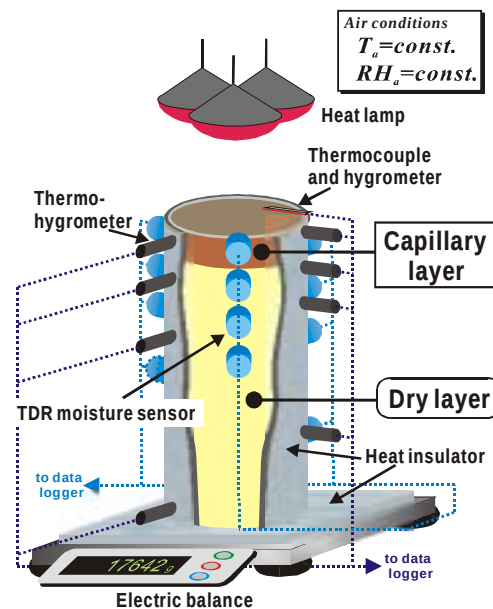


Fig.1 実験概要図

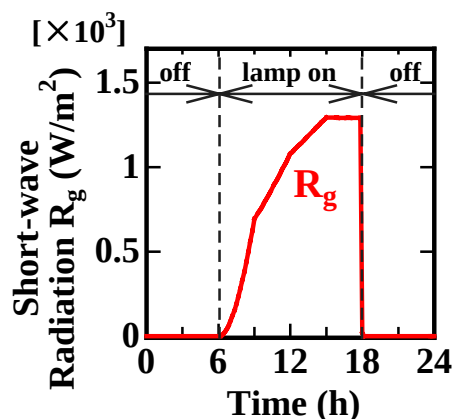


Fig.2 短波放射量の経時変化（1 サイクル）

キーワード：表層土壌、体積含水率の日周期的変化、水蒸気移動

* 〒700-8617 岡山市津山京町 3-1-21

TEL 086-252-8917

FAX 076-252-7509

** 〒910-8507 福井県福井市文京 3-9-1

TEL 0776-23-8595

FAX 0776-27-8746

射時に減少する。48 時間後以降では、明確な毛管層は消失し、それとともに θ_l の日周期変化も全層に亘って不明瞭となる。

Fig.4 に水蒸気密度 ρ_v の経時変化を示す。ランプ照射に伴い ρ_v は増大するが、乾燥が進行するに従って、 ρ_v は上方より小さくなる。ここで、代表的な時間における ρ_v 鉛直分布を同図中に模式的に示す。散水3時間後の ρ_v 分布は、砂層深部から表面に向けて増加する正の勾配となり、水蒸気の下方移動が生じるのに対して、27 時間後および 51 時間後の ρ_v 分布は表層付近で負の勾配となり、27 時間後では $z=-0.04\text{m}$ 、51 時間後では $z=-0.055\text{m}$ を境に水蒸気は上下方向に拡散する。

Fig.5 は砂層表面（ $z=-0.01\text{m}$ ）と乾燥層（ $z=-0.085\text{m}$ ）における土壌温度 T と相対湿度 RH の経時変化を示す。20 時間後以降、 $z=-0.01\text{m}$ ではランプ照射時 T の上昇に伴って RH は低下および消灯後 T の低下に伴って RH は上昇する。それに対して、 $z=-0.085\text{m}$ では T の上昇とともに RH の増加が観られる。これは、Fig.4 で示したように、ランプ照射に伴って生じる水蒸気の下方拡散に起因すると考えられる。

4. おわりに

今回の実験により以下のような結論が得られた。

- (1) 散水後、表層土壌に毛管層が存在する場合、ランプ照射時に毛管層の体積含水率は減少するのに対し、毛管層下の乾燥層のそれは逆に増加する。
- (2) 乾燥の進行とともに水蒸気拡散の方向が変化し、下向きの水蒸気拡散が発生すると乾燥層中の相対湿度は上昇する。
- (3) 体積含水率の変化と水蒸気移動による相対湿度変化の関連性については、さらに実験を行い、相関性を検討する必要がある。

参考文献

- 1) Jackson, R. D. : Diurnal changes in soil water content during drying. In "Field Soil Water Regimes," pp.37-55. Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI., 1973
- 2) 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土壌温湿度法による散水後の Sandy Soil 乾燥過程の検討, 水文・水資源学会誌, 12 (4), pp.327 - 337, 1999
- 3) 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, 41, pp.31-36, 1997

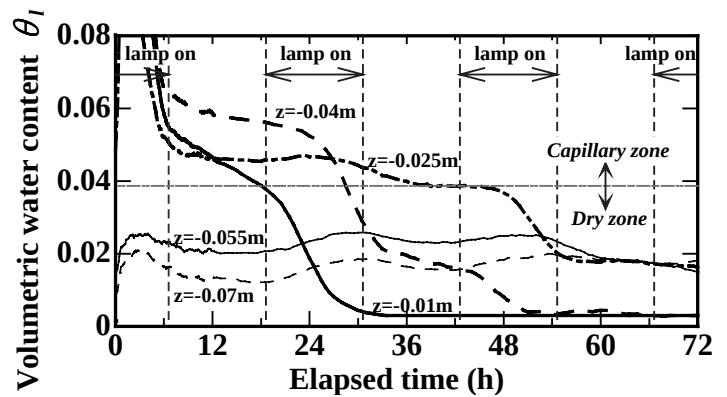


Fig.3 土壤内体積含水率の経時変化

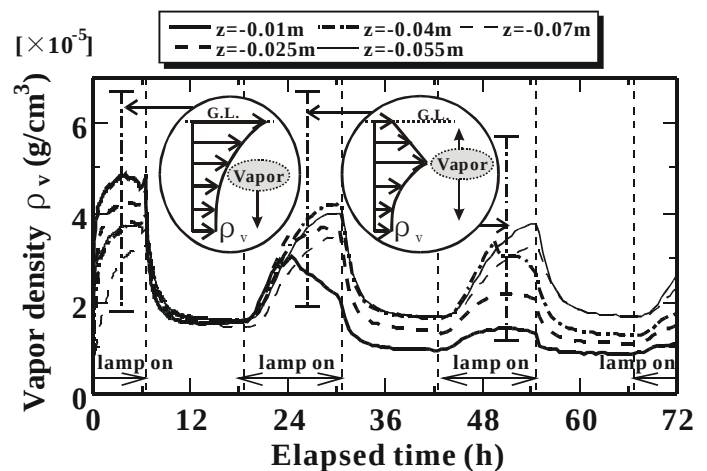


Fig.4 水蒸気密度の経時変化

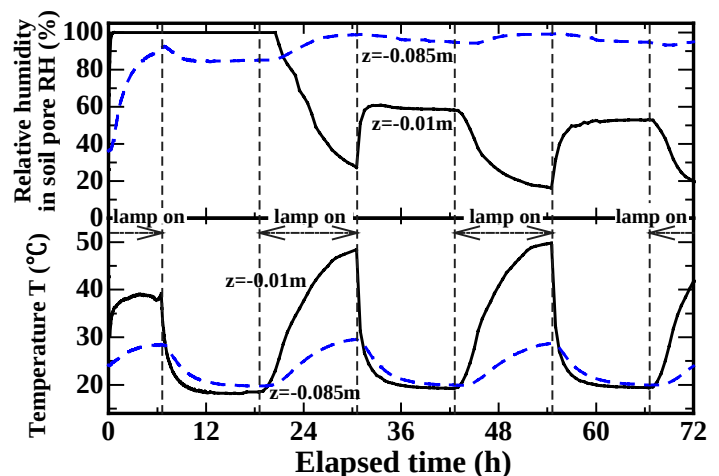


Fig.5 土壌温度および空隙相対湿度の経時変化