

半乾燥地域における夏季での地面蒸発・凝結の日周期的変化について

大同大学 正会員 ○下島 榮一
岐阜大学 正会員 玉川 一郎

1. はじめに

乾燥した地域では、昼間に土壌水の蒸発が、夜間に地中へ侵入した大気水蒸気の凝結が起こり、これらの現象が日周期的に繰り返されていると予想される。特に極乾燥地での蒸発・凝結現象は生態系に極めて重要な影響を与えている。著者らは西オーストラリアの半乾燥地域の裸地を対象に、蒸発—降雨—塩類集積の関係の解明のための気象・水文観測を実施したが¹⁾、本文は、そこでの現地観測データを用いて、特に乾季(夏季)を対象に、上記した蒸発—凝結の日変化の様子を検討した結果を示したものである。

2. 現地の概要及び測定方法¹⁾

現地は西オーストラリア州都パースより東に約80kmのBakers HillにあるCSIRO(オーストラリア科学産業研究機構)のYalanbee試験地であり、当該の観測はその裸地の一部の面積(40m×40m)を対象にした。その周辺状況は、一方のみ開放され、他の三方はユーカリ林が生えている。表層35cmは砂質土壌層が、その下方は透水性の悪い土壌で構成されている。この表層での水蒸気の挙動を調べるため、棒状(直径4mm)の温湿度センサー(Vaisala; HMP42)を地面より深さ1cm~5cmの間にほぼ1cm間隔で挿入して、そこでの湿度、温度を地面直上と共に測定した。この測定は凡そ2ヶ月毎に約10日間連続して行い、データ収録は1時間毎であった。

3. 観測結果

図1は夏季の快晴日の地中の水蒸気密度 ρ_v の鉛直分布を示す。ここに、横軸 z は地面からの深さを意味し、また $z=0$ (地面)での ρ_v 値は地面直上での ρ_v の測定値($\rho_{v0}^{(obs)}$ と記す)で代用している。ある時刻に着目すると、データは $z=1\sim 5$ cm間でほぼ直線的に分布しており、その傾きは時間的に変化している。この直線的分布特性は深さ5cm辺りの蒸発で生じた水蒸気が上方に向かって一定のフラックスで輸送されている様子を示唆している。この回帰直線の ρ_v 軸との交点($\rho_{v0}^{(cal)}$ と記す)は図2より分かる様に、必ずしも $\rho_{v0}^{(obs)}$ 値と一致していない。

夏季には、地面に塩クラストが形成される。このクラストの存在は下方で生じた水蒸気が大気に運ばれる過程で、大きな輸送抵抗となることが考えられる。事実、過去に実施した現地土壌を用いたカラム蒸発実験では、表面にクラスト、その下方に乾燥域が形成され、前者での水蒸気輸送抵抗は後者に比し5~10倍大きくなることが評価された²⁾。

4. 観測データの解析・検討

(1) 水蒸気輸送の基礎式とモデル化

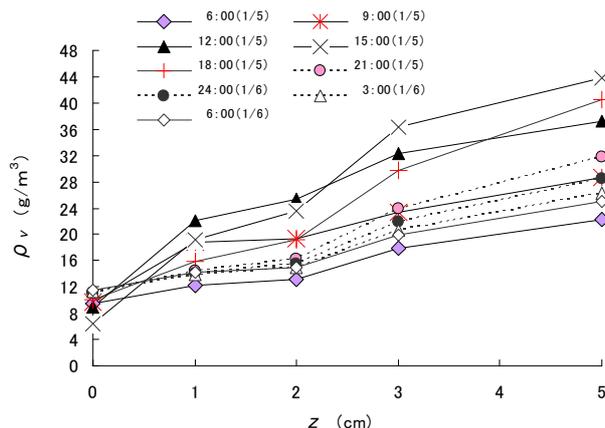


図1 地中の水蒸気密度分布の時間変化(2001年)

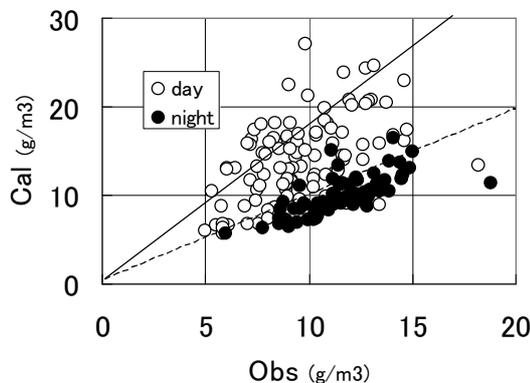


図2 $\rho_{v0}^{(obs)}$ と $\rho_{v0}^{(cal)}$ との比較(2001年1月)

キーワード 蒸発・凝結現象, 日周期的変動, 水蒸気移動, 西オーストラリア, 半乾燥地域, 現地観測

連絡先 〒457-8532 名古屋市南区白水町 大同大学工学部都市環境デザイン学科 TEL 052-612-5571

図1, 図2より, 地面より深さ5cmまでの水蒸気密度分布は二つの領域, 即ちクラスト部 (Ω_c 域; $0 < z < z_c$)とその下方に位置する乾燥域(Ω_d 域; $z_c < z < z_d$)とで構成されることとしたモデル化が可能であろう. ここに, z_c はクラストの厚さ, また両域での水蒸気密度は互いに独立し, 深さに関して直線的に分布するとする.

これらの領域での水蒸気フラックス F_v (下方向を正符号とする)は近似的に次のFick則で与えられるものとする³⁾.

$$F_v(z, t) = -D_v \partial \rho_v / \partial z \dots (1)$$

ここに, D_v :有効拡散係数で $D_v = D_{v0} \theta_a \tau$ で近似され, τ :屈曲率, θ_a :空隙率, D_{v0} :水蒸気分子拡散係数である.

($\Omega_c + \Omega_d$)域での液水と水蒸気の連続式より sink 項を消去した式を区間 $z=0 \sim z_d$ で積分し, 式(1)を考慮すると, 近似的に次の関係式を得る. ここに, 添字 c, d はそれぞれ Ω_c 域と Ω_d 域での値を表し, 以下でも同様とする.

$$F_{v,c} = (1+R) F_{v,d} \dots (2)$$

$$\text{ここに, } R = \varepsilon \times S_c^* / S_d + (\varepsilon - 1) \dots (3)$$

$F_{v,d}$ と $F_{v,c}$: Ω_d 域下端及び Ω_c 域上端の水蒸気フラックス, S_d と S_c :両域での ρ_v 分布の勾配, $\varepsilon = D_{v,c} / D_{v,d}$, $S_c^* = S_c - S_d = (\rho_{v0}^{(cal)} - \rho_{v0}^{(obs)}) / z_c$ である. 式(3)の右辺で z_c と ε の値

が与えられると, R 値は観測値の $(\rho_{v0}^{(cal)} - \rho_{v0}^{(obs)})$ と S_d より求まるので, $F_{v,c}$ は式(2)に計算値 $F_{v,d}$ を用いて決まる.

(2) 水蒸気フラックスの計算

図3は盛夏での $F_{v,c}$, $F_{v,d}$ の時間変化, 図4(a), (b)はそれぞれ盛夏及び晩夏での $(F_{v,c} - F_{v,d})$ の計算値とその積算値 $\Sigma(F_{v,c} - F_{v,d}) (=W)$ を示す. ここに, 現地観測より $z_c = 0.25$ cm, また上記したカラム実験の結果²⁾より $\varepsilon = 0.2$ と設定し, また W 値の初期値をゼロとしている. 常に $S_d > 0$ の状況(図1参照)にあったので, 計算では $F_{v,d} < 0$ となっている. 盛夏では, 大半の日で領域 ($\Omega_c + \Omega_d$) は日周期的変化を伴いつつ乾燥化が進行しており, その損失水量は最後には10日間で約1mmとなっている. その際, 詳細には, 夜間では, Ω_d 域を上方に移動する水蒸気の全部は大気に放出されず ($-F_{v,c} < -F_{v,d}$), その一部は Ω_c 域を湿潤させている様子が見られる.

一方, 晩夏では, 当該領域の湿潤化がほぼ 1mm/5days の割合で継続して起こっており, 盛夏時とは逆の傾向にある. また全期間の夜間で $F_{v,c} > 0$ と計算されたので, そこでは大気水蒸気の地中への侵入と凝結が起こっていたと言える. この特性は, 極端に乾いた土壌では昼間での蒸発で失った水分を補う形で, 夜間, 大気水蒸気の凝結がなされていることを示す.

5. おわりに: 本研究の実施に際し, 下記の科研費の援助, 並びに CSIRO による現地観測の支援を得た.

参考文献: 1)下島ら(2003): 科研基盤研究(B)報告書. 2)下島ら(2006): 科研基盤研究(C)報告書, pp12-13.

3) Y. Ishihara et al. (1992): J. Hydrol., 131, pp.63-104.

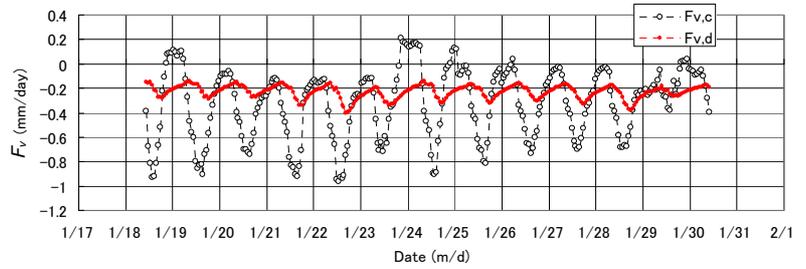
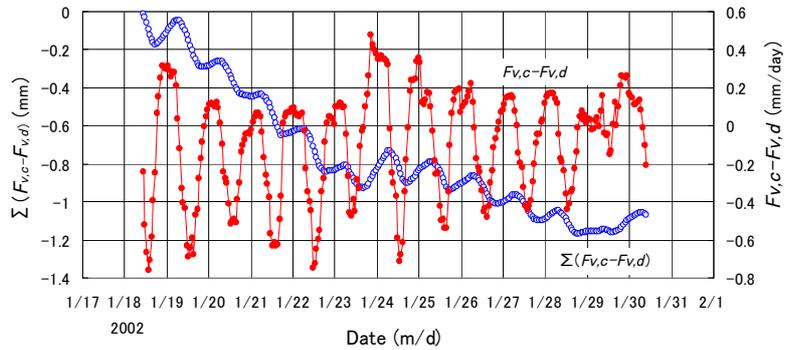
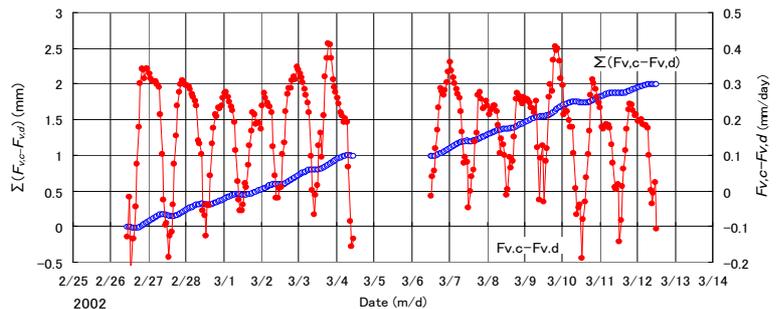


図3 $F_{v,c}$, $F_{v,d}$ の時間変化 (2002年の盛夏の場合)



(a) 盛夏の場合 (図3に対応)



(b) 晩夏の場合 (3月4日~6日は測定が未実施)

図4 ($F_{v,c} - F_{v,d}$) 及び W の時間変化