

地表面相対湿度に関する実験的研究 —バルク α 法の有効性—

An Experimental Study on Relative Humidity at the Soil Surface.
—Is Bulk α Method Effective?—

山中 勤*・杉田 文**・竹田 厚***

Tsutomu YAMANAKA, Fumi SUGITA, Atsushi TAKEDA

I はじめに

裸地面からの蒸発量 E は次のバルク式によって評価することができる。

$$E = \rho_a C_E u (q_s - q_a) \quad (1)$$

ここで、 ρ_a は空気密度、 C_E はバルク係数、 u はある高度における風速、 q_s 、 q_a はそれぞれ地表面、および大気中のある高度における比湿である。通常、地表面に接する空気の比湿を測定することはできない。もし土壌が十分に湿潤であるならば、地表面での比湿を地表面温度に対する飽和比湿で置き換えることが可能である。しかし、ある程度土壌が乾燥してくると、この置き換えはもはや有効でなくなり、何らかの方法でこの土壌の乾燥の効果を表現（パラメタライズ）しなければならない。現在までに提案されているパラメタライゼーションスキームには様々なものがあるが（Mahfouf and Noilhan, 1991; Lee and Pielke, 1992, Ye and Pielke, 1993等参照）、これらは主に以下の3つに大別される（従来 r_{soil} 法は β 法に含められてきたが、区別して考えるのが

適当であると考えられる）。

α 法

$$E = \rho_a C_E u (\alpha q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (2)$$

β 法

$$E = \rho_a C_E u \beta (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (3)$$

r_{soil} 法

$$E = \rho_a (q_{sat}(T_s) - q_a) / (r_a + r_{soil}) \quad (4)$$

ここで、 α 、 β 、 r_{soil} はともに裸地蒸発に対する表層土壌水分の有効性を表現するパラメータで、 $q_{sat}(T_s)$ は地表面温度 T_s に関する飽和比湿、 $r_a (= 1/C_E u)$ は水蒸気輸送に関する空気力学的抵抗である。このうち、 β 法は蒸発能に係数を掛けるだけでよく、実蒸発量と蒸発能との対応関係を把握しやすいことから種々の数値モデルにおいて用いられてきた（例えば、Deardorff, 1977; Lee and Pielke, 1992, 裸地蒸発に限定しなければさらに Manabe, 1969 など多数が含まれる）。しかしパラメータ β は物理的に明確な意味合いを持たない形式的なパラメータに過ぎない。この点、 r_{soil} 法は物理的プロセスに基づいたスキームであり、また抵抗の概

*筑波大学大学院地球科学研究科 **防災科学技術研究所（現 千葉商科大学）

***防災科学技術研究所，筑波大学地球科学系

念は植生の空気力学的および植物生理学的效果を考慮する際にも整合性が良いため、SiB (Sellers *et al.*, 1986) を始めとする最近のモデルの主流になりつつある。ただし、細かな点では幾つかの重要な問題点も指摘されている (近藤, 1993; Yamanaka, 1995)。一方、 α 法で用いられるパラメータ α は地表面における相対湿度に相当するものと解釈でき、地表面における土壌水と水蒸気との間に熱力学的平衡状態が成立していると仮定するならば、次式で与えられる。

$$\alpha = \exp(\phi g / RT_s) \quad (5)$$

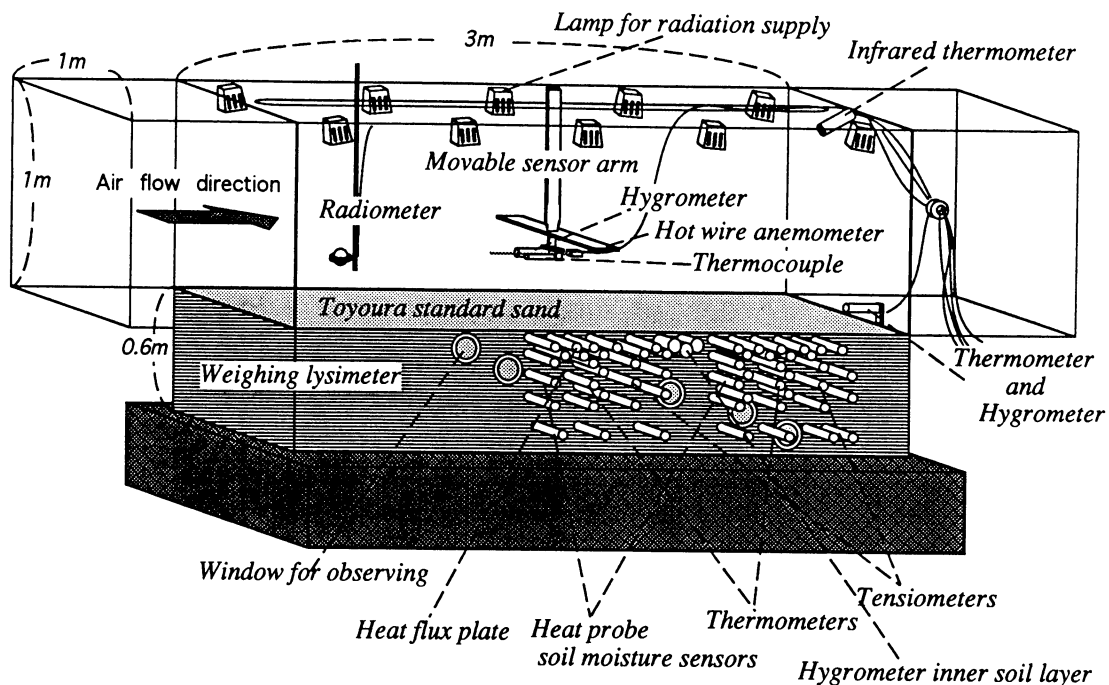
ここで、 ϕ は土壌水のマトリックポテンシャル、 g は重力加速度、 R は水蒸気の気体定数である。(5) 式で表現される関係は、Philip and de Vries (1957) によって導かれた土壌内部での関係を地表面まで拡張したもので、Sasamori (1970), Camillo *et al.* (1986), 葛葉ほか (1988) など多くのモデルで使用されてきている。これに対し、Kondo *et al.* (1990) は α が大気湿度や風速にも依存することを理論的に導き、実験によってその事実を示した。 α が土壌状態のみならず大気条件にも依存するという実験結果は、一見、地表面の相対湿度を地表面温度と表層土壌水分量のみの関数として表現する (5) 式を否定し、ひいては α 法の有用性を低下せしめるものと受け止められる。しかし、実際には必ずしもそうとは限らない。何故なら、大気状態の影響を受けた地表面相対湿度の変化によって、逆に土壌側の温度や水分量の調節が行われている可能性も否定できないからである。もし、その調節が熱力学的平衡状態を保ちつつ行われているならば、(5) 式は依然として有効である。この場合、経験的に得られる関係式を用いない α 法は、最も厳密な physically realistic なパラメタリゼーションスキームであると言えることができよう。ただ残念なことに、上記の可能性を検証できるほどに空間的に密な土壌温度・水分等の測定を行った例は数少ない。それどころか、形式上地表面の相対湿度に相当すると考えられるパラメータ α が実際の地表面の相対湿度を反映したものであるか否か、その実証を試みた研究例さえないのが実情である。そこで本研究では、大気状態を

意図的に変化させることのできる風洞を用いた室内実験を行い、表層土壌中の湿度がどのような動態を示すか、またそれと (2) 式から逆算される α との間に整合性があるかどうかを調べることを目的とする。また、あわせて α 法に (5) 式を適用することの妥当性について考察を加える。

II 実験方法

1) 実験装置

実験は、防災科学技術研究所地表面乱流風洞を用いて行われた。本風洞は軸間寸法 $3.3\text{ m} \times 12.1\text{ m}$ のゲッチング型 (回流型) で、気流の速度・温度及び湿度が制御可能である。幅 1 m 、高さ 1 m 、長さ 3 m の風洞測定部内には遠隔制御が可能な可動式センサーアームが設置され、任意の位置で 3 次元風速及び温・湿度の測定がそれぞれ熱線風速計、銅-コンスタンタン熱電対、高分子膜湿度センサーによってなされる。また測定部上面には 10 灯のランプが取り付けられ測定部下面に人工的な放射供給が行えると同時に、そこでの放射収支を測定できるよう固定式センサーアームによって放射収支計が設置されている。測定部下面は着脱可能で、本実験では豊浦標準砂の充填された幅 1 m 、深さ 0.6 m 、長さ 3 m の秤量式ライシメータが設置された。秤量の感度 (最小分解能) は 50 g であり、水柱高に換算して 0.017 mm となる。また風洞測定部脇に設置されたマリOTTタンクによりライシメータ内の水位を 5 cm 刻みで設定することができる。勿論マリOTTタンクも秤量可能で、感度はさらに高く 2 g (水柱高で 0.00067 mm) である。ライシメータ内の 2 区画では白金抵抗温度計、圧センサー式テンシオメータ及びヒートプローブ型土壌水分計が 9 深度に埋設され、表層付近の 1 区画では白金抵抗温度計と高分子膜湿度センサーが 1 cm 、 2 cm 、 3 cm の 3 深度に、熱流板が深度 5 cm に、それぞれ埋設されている。そのほか、風洞測定部最下流部には固定点での温・湿度経時変化を把握するため高度 5 cm に白金抵抗温度計と高分子膜湿度センサーが設置され、測定部上面には地表面温度を測定するための放射温度計が取り付けられている。実験装置の外観を第 1 図に示す。



第1図 実験装置の外観

可動式センサーアームに取り付けられた気流プロファイル測定用の3センサーを除き、全ての測定データが15分毎に瞬時値としてワークステーションあるいはパーソナルコンピュータに集録される。可動式センサーアームは通常砂層表面上に影をつくらぬよう測定部内上方に位置させ、プロファイル測定時のみ一定時間測定位置でセンサーを固定し、平均値を求めた。また、実験期間中に何度か乾燥表層厚の目視による測定を行った。乾燥表層はその下層との色あいの差異によって区別することができ(松田ほか, 1977), 砂層表面を数cm掘り下げ定規で測定した。野外ではこの色あいの差異が不明瞭な場合もあるが(Kobayashi *et al.*, 1991; 山中ほか, 1994), 本実験では非常に明瞭であり、かつ掘り下げる過程での感触の差異も識別できた。ライシメータ側面には内部観察用のアクリル製の小窓があり、毛管帯上縁付近での色あいの差異も確認されたが、乾燥表層下面付近でのそれとは異なっていた。なお、実験試料である豊浦標準砂の諸特性に関しては福原ほか(1990),

檜山ほか(1993), 山中ほか(1994)等を参照されたい。

2) 実験条件および手順

外部条件の変化に対する地表面および土壌内の湿度環境の応答を把握するため、2つのケースの実験を行った。一方は砂層表面への人工的放射の供給・停止を12時間毎に切り替えるケース(RC ケース)で、供給時の放射量は 710.8W/m^2 (風洞測定部下面における68箇所での空間平均値)である。他方は気流湿度を変化させるケース(HC ケース)で、やはり12時間毎に30%と80%の間で設定湿度の切り替えを行った。前章で述べたように本研究はかなり土壌が乾燥している場合を対象としたものであるため、両ケースともにマリオットタンクからの給水を停止し、ある程度土壌表面を乾燥させたのち行った。それゆえライシメータ内に水面(水圧が大気圧と等しくなるレベル)は形成されておらず、また乾燥表層厚は2~3 cm程度に達していた。両実験ケースの設定条件の概要を第1表に示す。

第1表 実験条件

Experimental case	Atmospheric condition				Soil moisture condition	Period (interval)
	R_a (W/m ²)	u (m/s)	T (°C)	h (%)		
Radiation Change (RC)	710.8 ↑↓ 0	1	20	60	dry	2 days (12 hours)
Humidity Change (HC)	710.8	1	20	30 ↑↓ 80	dry	2 days (12 hours)

R_a ; artificial radiation supply,
 T ; temperature of incoming air,

u ; wind speed,
 h ; relative humidity of incoming air

Ⅲ 解析方法

(2) 式は, α について次のように書き換えられる.

$$\alpha = (q_a + E/\rho_a C_E u)/q_{sat}(T_s) \quad (6)$$

いま, ある高度における気温, 湿度, 風速と地表面温度および蒸発量, バルク係数が既知であるならば α を評価することができ, 土壌内の湿度等との比較が可能となる. 前4者は測定値を与え, 蒸発量はライシメータの重量変化から算定する. バルク係数は接地境界層内の乱流輸送理論から決定する. 以下に, 蒸発量の算定方法およびバルク係数の決定方法について述べる.

1) 蒸発量の算定

ライシメータからの砂の飛散等の影響がないとすれば, 蒸発量はライシメータの重量変化から直接推定することができる. すなわち,

$$E_i = (W_{i-1} - W_{i+1})/2A_s \Delta t \quad (7)$$

ここで, W はライシメータ重量, $\Delta t = t_i + 1 - t_i$, t は時間, A_s は砂層表面の面積であり, 上付き添え字 i は時系列データの番号を示す. 前述のとうり重量測定の分解能には限界があるので, 算定される蒸発量の分解能を上げるためには Δt を大きくとる必要がある (ただし, 大きくとりすぎると経時変化を正確に反映しなくなる). そこで, 測定の時間間隔

は15分であるが, Δt を30分 (=1800秒) とするようデータの間引いて用いた. また, 生の重量データにはライシメータ上の気流速度微変動等の影響によるノイズが含まれており, そのまま用いたのでは蒸発量の誤差を増大させてしまうため, 9データ毎 (2時間分) の移動平均処理を施したのち (7) 式の計算に用いた.

2) バルク係数の決定

バルク係数は経験的に, あるいは理論的に決定することができる. 土壌表面が十分に湿潤な場合は $\alpha = 1$ と置くことが可能であるため, 湿潤時の蒸発量その他から (2) 式によりバルク係数を評価することができる. しかし, この方法では土壌乾燥にともなう大気安定度変化などの効果を考慮することができないため, 対数則および Monin-Obukhov の相似則から理論的に導出される表現方法によってバルク係数の決定を行う.

風速, 温度, 比湿の対数分布が近似的に成り立つ, すなわち constant flux layer の仮定が成立するような場合, 蒸発量 E は次式で与えられる.

$$E = a_v k u_* \rho_a (q_s - q_a) \left[\ln \left(\frac{z_a - d_0}{z_{0v}} \right) - \Psi_{sv}(\zeta) \right]^{-1} \quad (8)$$

$$u_* = k u_a \left[\ln \left(\frac{z_a - d_0}{z_{0m}} \right) - \Psi_{sm}(\zeta) \right]^{-1} \quad (9)$$

ここで, u_* は摩擦速度, a_v (=1.0) は中立時の水

蒸気と運動量の乱流拡散係数の比, k ($=0.4$) はカルマン定数, z_a は比湿および風速の測定高度, d_0 は地面修正量, z_0 は粗度長, $\Psi_s(\zeta)$ は安定度修正関数で, 添え字 v , m はそれぞれ水蒸気および運動量の輸送に関するものであることを意味する. 変量 ζ は次式で表わされ,

$$\zeta = (z_a - d_0)/L \quad (10)$$

Obukhov の安定度長 L は次のように定義される.

$$L = \frac{-u_*^3 \rho_a}{kg \left[\left(\frac{SH}{T_a c_p} \right) + 0.61E \right]} \quad (11)$$

ここで, SH は顕熱フラックス, c_p は空気 の定圧比熱である.

安定度修正関数については現在様々なものが提案されているが, ここでは最も一般的な次の関数形を用いる (Brutsaert, 1982参照).

不安定時 ($\zeta < 0$)

$$\Psi_{sv}(\zeta) = 2 \ln \left(\frac{1 + \chi^2}{2} \right) \quad (12)$$

$$\begin{aligned} \Psi_{sm}(\zeta) = 2 \ln \left(\frac{1 + \chi}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + \chi^2}{2} \right) \\ - 2 \arctan \chi + \arctan \left(\frac{\chi}{2} \right) \end{aligned} \quad (13)$$

中立時 ($\zeta = 0$)

$$\Psi_{sv}(\zeta) = \Psi_{sm}(\zeta) = 0 \quad (14)$$

弱安定時 ($0 < \zeta \leq 1$)

$$\Psi_{sv}(\zeta) = -5(\zeta - \zeta_{0v}) \quad (15)$$

$$\Psi_{sm}(\zeta) = -5(\zeta - \zeta_{0m}) \quad (16)$$

強安定時 ($\zeta > 1$)

$$\Psi_{sv}(\zeta) = -5(1 - \zeta_{0v} + \ln \zeta) \quad (17)$$

$$\Psi_{sm}(\zeta) = -5(1 - \zeta_{0m} + \ln \zeta) \quad (18)$$

ここで $\chi = (1 - 16\zeta)^{1/4}$, $\zeta_{0v} = (\zeta_{0v}/L)$, $\zeta_{0m} = (\zeta_{0m}/L)$ である.

水蒸気輸送に関する粗度長は, 流れの特性 (例えば摩擦速度や動粘性係数 ν) と地表面の特性 (例えば, 地表面粗度長 z_0) との間の関係において決定される. パラメータ z_{0v} は種々の粗度レイノルズ数

$z_0 + (\equiv u_* z_0 / \nu)$ の領域について, 次のような式で表現される (Brutsaert, 1975; Brutsaert and Chan, 1977).

粗面 ($z_0 + > 2$)

$$z_{0v} = 7.4 z_0 \exp(-7.3 k a_v z_0^{1/4} Sc^{1/2}) \quad (19)$$

滑面 ($z_0 + < 0.13$)

$$z_{0v} = (30 \nu / u_*) \exp(-13.6 k a_v Sc^{2/3}) \quad (20)$$

粗滑遷移領域 ($0.13 < z_0 + < 2$)

$$z_{0v} = \beta_0 z_{0v,r} + (1 - \beta_0) z_{0v,s} \quad (21)$$

ここで $Sc (\equiv \nu / D_{av})$ はシュミット数 (下層大気で約 0.595), $z_{0v,r}$ および $z_{0v,s}$ はそれぞれ (2.25) (2.26) 式によって得られる値, $\beta_0 = (u_*/100 - 2)/18$ は重み付け係数である. また, パラメータ z_{0m} はやはり種々の粗度レイノルズ数領域について, 次のような式で表わされる (Brutsaert, 1982; Hiyama *et al.*, 1995)

粗面 ($z_0 + > 2$)

$$z_{0m} = z_0 \quad (22)$$

滑面 ($z_0 + < 0.13$)

$$z_{0m} = 0.135 \nu / u_* \quad (23)$$

粗滑遷移領域 ($0.13 < z_0 + < 2$)

$$\begin{aligned} z_{0m} = z_0 (0.799 + 0.224 A_0 - 2.06 \times 10^{-3} A_0^2 \\ - 4.90 \times 10^{-2} A_0^3 + 9.56 \times 10^{-3} A_0^4) \end{aligned} \quad (24)$$

ここで, $A_0 = \ln(z_0 +)$ である.

ところで, (1) 式と (8) 式の比較によりバルク係数は結局のところ次式で与えられる.

$$\begin{aligned} C_E = a_v k^2 u_a \left[\ln \left(\frac{z_a - d_0}{z_{0v}} \right) - \Psi_{sv}(\zeta) \right]^{-1} \\ \left[\ln \left(\frac{z_a - d_0}{z_{0m}} \right) - \Psi_{sm}(\zeta) \right]^{-1} \end{aligned} \quad (25)$$

この式中で未知の独立パラメータは d_0 と z_0 であるので, これらの値が得られればバルク係数を決定することができる. ただしこの2つのパラメータは対象とする地表面固有の値であるため, ここではライシメータ内の砂層表面に関する値を求めねばならな

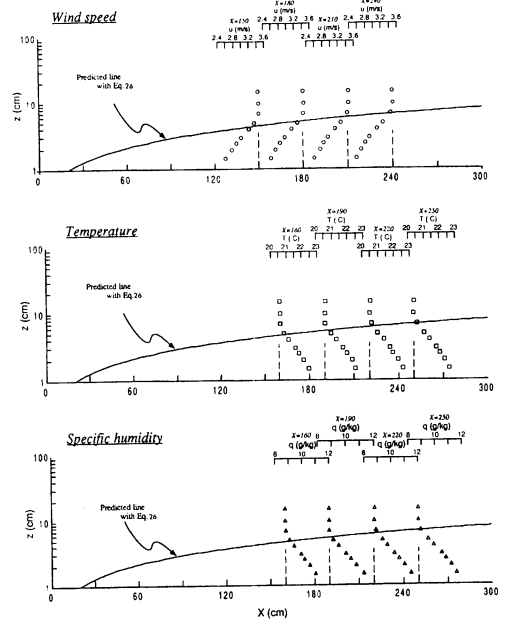
い。

通常 d_0 , z_0 ともに中立時のプロファイル測定結果から決定される。 z_0 は、まず風速の対数分布が成り立つ範囲内で横軸に風速、縦軸に高さの対数をとったときの回帰直線の切片によって z_{0m} , 傾きから u^* を求め、(22)~(24) 式を用いて求める。この時、 z_0 が未知ならば粗度レイノルズ数も未知なので反復計算によって決定する。 d_0 は、この回帰を行った際の相関係数が最も 1 に近くなるように試行錯誤的にあるいは非線形回帰ツールなどを用いて決定するのが一般的であるが、本研究にこの手法を適用したところ同一の相関係数を与える d_0 の値が複数存在し、かつ現実的に考えにくい値での相関が高いという傾向が得られた。この原因としては測定高度間隔が野外観測等に比較して 2 オーダーも小さく、風速の測定誤差の影響が相対的に大きく出てしまったことなどが考えられる。このため、本研究では d_0 の決定にこの手法は用いず、風速 1 m/s および 3 m/s の時に得られる z_0 の値が一致するような d_0 の値を試行錯誤的に求めた。

第 2 図に予備実験で得られた風速、温度、湿度の鉛直プロファイルの流下方向への変化を示す。3 種の物理量間に顕著な系統的差異は認められず、8~10cm 程度の境界層が形成されており、概ね対数則が成立していることがわかる。図には滑面に対して予測される境界層厚の発達曲線が併記されており、これは次式で表わされる（例えば日野，1992）。

$$\delta_{TBL} = 0.38(U_\infty/\nu)^{-1/5}x^{4/5} \quad (26)$$

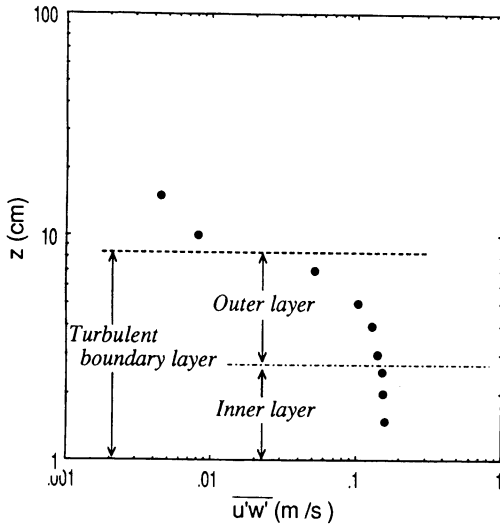
ここで、 δ_{TBL} は乱流境界層の厚さ、 U_∞ は乱流境界層上の自由流の速度、 x は砂層表面上流端からの距離である。予測曲線と測定結果を比較すると、測定結果で若干厚くまた上下流での層厚の差異が少ない。これはより速やかに気流が砂層表面になじんだものと解釈でき、砂層上流端より 240cm の位置でのプロファイル測定値が砂層表面全体を代表していると見てよいものと思われる。しかしながら、プロファイルを詳細に検討すると境界層上部において若干曲率を帯びていることがわかる。流体力学の教科書（例えば Monin and Yagrom, 1971）によれば、乱流



第 2 図 予備実験（風速＝3 m/s）で得られた風速、温度、湿度の鉛直プロファイルの流下方向への変化

境界層は常に乱流の支配下にある内層と間欠的に境界層外の自由流が入り込む外層とに分けることができる。外層では自由流の影響によって拡散係数が小さくなるため、内層からのフラックスと釣り合いをとるために勾配は大きくなるとされている。3 次元熱線風速計によって得られたデータ（風速 3 m，サンプリング周波数 100Hz，平均化時間 60s）から渦相関法によって求めた鉛直乱流運動量輸送量の高さ分布を第 3 図に示す。高度 3 cm 以下ではほぼ一定値をとり、それ以上では急激に減少していることがわかる。これは高度 4 cm 付近までは自由流の貫入により乱流の度合いが低下したことを意味しており、第 2 図における境界層上部でのプロファイルの曲率はまさにこの影響を反映したものと考えられる。そのため、上述の直線回帰には内層内のデータのみを使用した。外層でのデータをも含めて回帰を行うと粗度長、フラックスともに過大評価される。

測定値をもとに求めた各地表面パラメータを第 2 表に示す。 z_0 のオーダーは細砂のものとしては妥当であり、 u_* も現実にとり得る値である。異なる



第3図 3次元熱線風速計によって得られたデータ（風速3 m, サンプル周波数100Hz, 平均化時間60s）から渦相関法によって求めた鉛直乱流運動量輸送量の高度分布

第2表 測定値をもとに求めた各地表面パラメータ

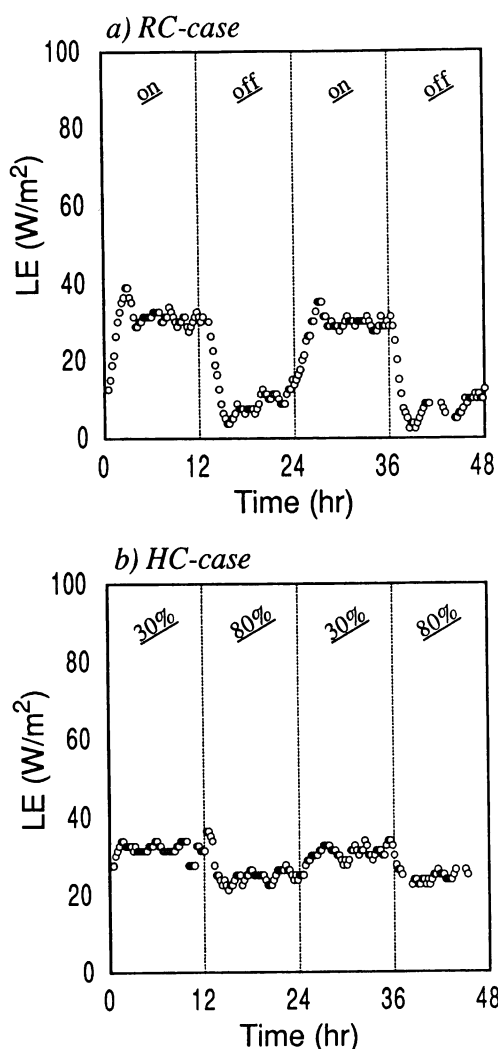
u	1 m/s	3 m/s
z_0	3.564×10^{-4} m	3.564×10^{-4} m
u_*	7.257×10^{-2} m/s	2.238×10^{-1} m/s
z_{0m}	3.252×10^{-4} m	3.564×10^{-4} m
z_{0h}	1.043×10^{-4} m	6.323×10^{-5} m
z_{0v}	1.527×10^{-4} m	8.669×10^{-5} m
d_0	7.6×10^{-3} m	7.6×10^{-3} m

風速条件下で z_{0m} の値に差異が認められるが、これは風速3 m/sでは砂層表面が粗面として働くのに対し、風速が小さくなると水理的により滑らかな面として作用するためである（例えば Monin and Yaglom, 1971参照）。このように風速（厳密には摩

擦速度）が変化すると運動量や水蒸気輸送に関する粗度長も変化し得るので、バルク係数の決定にあたっては安定度補正のための反復計算とともに粗度長の再計算も行った。また、 d_0 の値が7.6mmと風洞実験にしては若干大きい感があるが、これは実験開始以前にライシメータ内での脱水・給水を繰り返したことにより砂層表面が7mm程沈み込んでいたことに対応する。

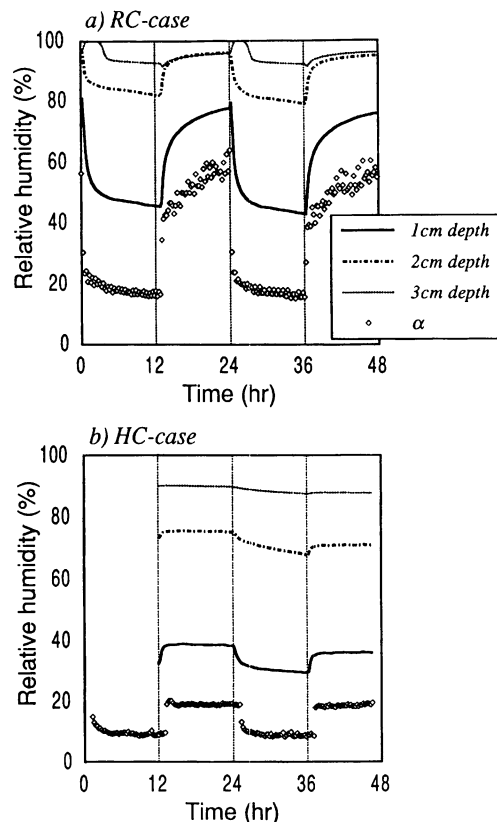
IV 結果

RC ケースおよび HC ケースにおける蒸発量（潜熱フラックスに換算）の経時変化を第4図に、また表層土壌中湿度および(6)式によって評価されたパラメータ α の経時変化を第5図に示す。かなり土壌が乾燥した条件下であるので蒸発量の値そのものはそれ程大きくはないが、放射供給時・低湿度時に大きく放射無供給時・高湿度時に小さいという放射条件・湿度条件の変化に対応した明瞭な蒸発量の変化が認められる。また一方では、外部条件の変化が土壌内部の湿度環境にも影響を及ぼしていることが第5図から読み取ることができる。放射供給時には地温の上昇にともなう飽和水蒸気量の増加によって相対湿度は減少し、供給を停止すると地温の下降と同時に相対湿度ももとのレベルまで回復している。この時、表層ほど湿度は低くかつ変化の振幅も大きい。これは、地表面に近いほど温度変化が激しいということに関連したものと考えられるが、15℃以上の温度変化があったにもかかわらず深度3 cmの湿度変化があまり認められないという点を考慮すれば、表層ほど乾燥していたという効果も作用していただろう。なお、放射供給開始直後の深度3 cmにおいて100%を超えるような一時的な湿度上昇が認められる。ほぼ飽和に近い状態であったところへ温度勾配による上層からの下向き水蒸気輸送があった可能性も示唆されるが、使用された湿度センサーの推奨測定レンジが10～90%RHであるので、それ以上の高湿度での測定には信頼性がなく、ここでは詳細な議論は避ける。外気湿度変化に対する応答に関しては、外気湿度の高低がそのまま土壌内においても現われている。また RC ケース同様地表面に近づくにつれ



第4図 RC ケースおよび HC ケースにおける蒸発量 (潜熱フラックスに換算) の経時変化

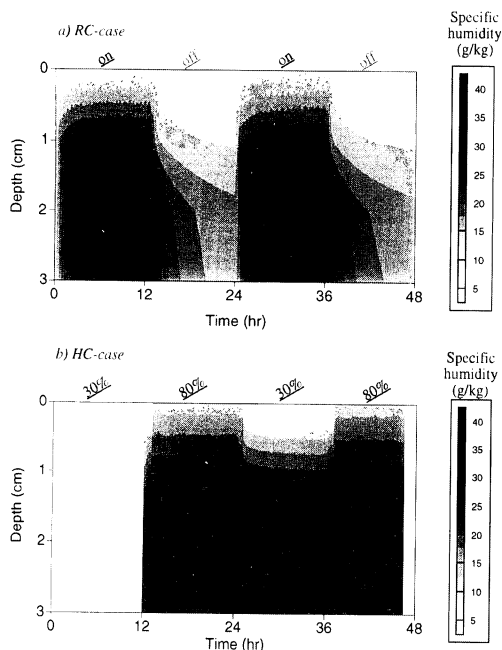
湿度は低下しかつ変化の振幅が増大しており、表層ほど外気の影響を受けやすいということを物語っている。ただし念のため断わっておくが、外気湿度の増加にともなって土壤中湿度が上昇しているのは、必ずしも外気からの水蒸気の輸送があったことを意味するのではなく、上方へ抜け出る水蒸気の量 (すなわち蒸発量) が少なくなったためと解釈するのが適切である。さて、ここで注目すべきは表層土壤中湿度の変化傾向とパラメータ α のそれとの比較である。RC・HC 両ケースにおいて、パラメータ α



第5図 表層土壤中湿度および(6)式によって評価されたパラメータ α の経時変化

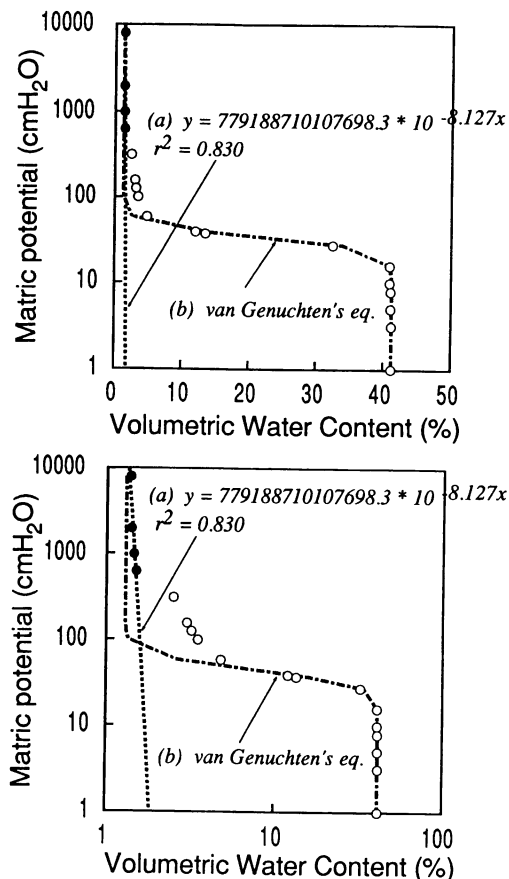
は土壤中湿度 (特に深度 1 cm での測定値) に酷似した変化の様相を呈している。地表面での測定値がないので完全な証明には成り得ないが、表層ほど低湿度になり変化の振幅が増大するという傾向を加味すれば、パラメータ α の挙動は地表面における相対湿度のものとして妥当であるといえよう。

ところで、相対湿度には温度の影響が含まれるので、土壤内における真の水蒸気の挙動を把握するには比湿あるいは水蒸気密度 (絶対湿度) に換算しなければならない。第6図は、地表面の相対湿度としてパラメータ α の値を、地表面温度として放射温度計による測定値を用いて、土壤中温度・湿度の測定値とともに比湿に換算したときの時空間分布を表わしたものである。先ず RC ケースについて見てみると、放射供給開始後の深度 2 cm 以深で比湿の高まりが形成され、それ以浅では速やかにある一定の勾配



第6図 土壤中比湿の時空間分布．地表面の相対湿度としてパラメータ α の値を，地表面温度として放射温度計による測定値を用いた．

を持った分布形成となっている．これは地温の上昇とともに深度2 cm以深での土壤水の気化が促進され，一定量の上向き水蒸気輸送がなされていたことを意味する．放射供給停止後は急激に比湿が減少し等値線の間隔が広く（すなわち蒸発量が小さく）なっている．これは地温の下降とともに土壤水の気化が行われにくくなったことに起因する．HCケースでは，放射量の変化，従って温度変化が存在しないのでRCケースの様に drastic な変動は見られず，深度3 cmではほぼ一定値のままである．しかし，深度2 cm以浅では外気湿度変化に対する応答が認められ，蒸発量の変化が土壌内比湿勾配の変化として現われている．RC，HCのいずれのケースについても言えることは，深度3 cmから地表面までの比湿分布に不自然なものがなく，土壌内部から地表面へ向けた連続的な水蒸気の流れが反映されているということである．このことから，パラメータ α が実際に地表面の相対湿度を反映したものであるということについて確信を深めることができる．



第7図 供試砂（豊浦標準砂）のPF試験結果（檜山ほか，1993）およびその近似曲線．下図は上図の横軸を対数表示にしたもの．

V 考察

前章で，パラメータ α が現実的に地表面の相対湿度を反映したものであるとする考えの妥当性が示されたが，これが(5)式によって表現され得るか否かについては別に検討を加えねばならない．本章では α を(5)式によって表現することの妥当性を検討し，バルク α 法の有効性・問題点について考察を加える．

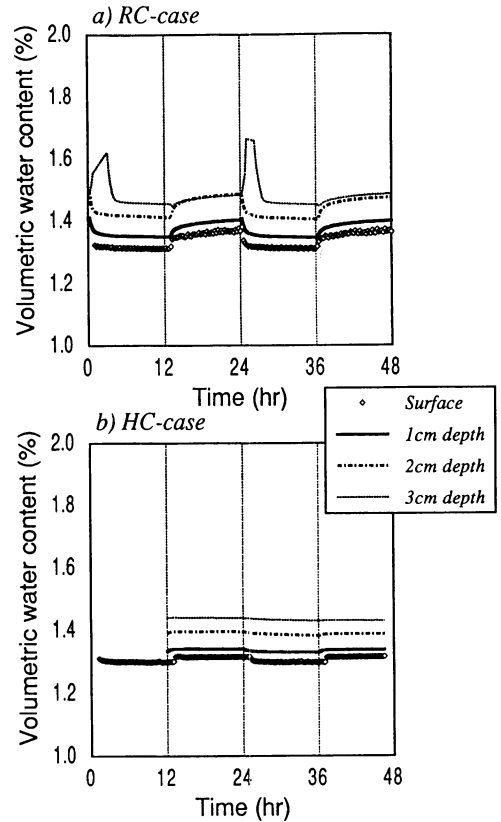
本実験で使用した豊浦標準砂のPF試験結果（檜山ほか，1993）を第7図に示す．図には，本実験データの存在範囲である極乾燥領域（図中黒丸で示す）のみについて指数関数によって回帰を行った場合の回帰曲線（a），および水分特性曲線の近似式とし

て一般によく用いられる van Genuchten (1980) の式によって与えられる近似曲線 (b) が併記されている (指数関数を用いなければならないという根拠はないが、一般的関数形の中では最も良好な近似を与える)。van Genuchten の式は次式で与えられる。

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_{sat} - \theta_r}{[1 + (-\alpha\psi)^n]^m} \quad (27)$$

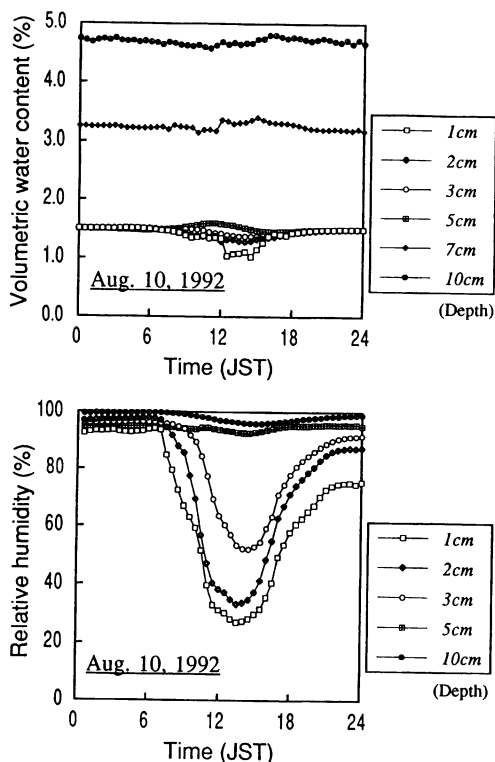
ここで、 θ は土壌水分量 (体積含水率)、 θ_{sat} は飽和土壌水分量 (= 間隙率)、 θ_r は残留水分量である。 α 、 n 、 m ($= 1 - 1/n$) は経験的フィッティングパラメータであり、非線形回帰ツールを用いてこれらを求めたところ、 $\alpha = 0.0313$ 、 $n = 6.71$ という値が得られた。全含水量領域について見てみると van Genuchten の式による近似曲線の適合度はかなりよい。しかし、横軸を対数表示にした下段の図からは、低含水量領域において必ずしも正確な近似とはなっていないことがわかる。低含水量領域ではわずかな水分変化が大きなマトリックポテンシャルの変化をもたらすので、この差異は無視できるものではない。ここでは、まず (5) 式を用いて相対湿度をマトリックポテンシャルに変換し、次に (a) 式の逆関数によって体積含水率に換算し、その変化傾向を検討する。

第 8 図は相対湿度の変化から予想される体積含水率の経時変化を示したものである。RC ケースの深度 3 cm のデータにおいて放射供給直後に異常な増加が認められるが、これは前述したセンサー推定測定レンジ外での特異な誤差に起因するものである。この影響を除けば RC ケースについては、放射供給時に土壌水分減少、放射停止時に増加という傾向が認められ、体積含水率で約 0.1% の変化があったことになる。一方 HC ケースにおいても、低湿度時に減少、高湿度時に増加となっているが、水分量の変化は RC ケースと比較して 1 オーダー小さい。これらは、Yamanaka (1995) による土壌抵抗の解析結果から示唆される傾向と一致する。さて、これらの相対湿度変化から予想される水分量変化が実際に起こり得るかどうかといった点が問題になるが、残念ながら本実験では深度 3 cm 以浅での水分量測定が行えず比較検討ができない。そこで、参考として山中は



第 8 図 相対湿度の変化から予想される体積含水率の経時変化。(5) 式を用いて相対湿度をマトリックポテンシャルに変換し、次に (a) 式の逆関数によって体積含水率に換算された。

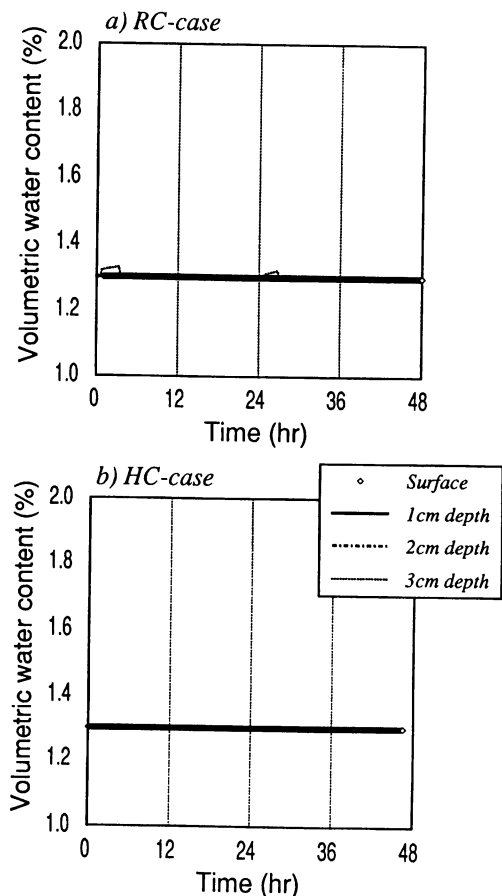
か (1994) の野外観測結果と比較してみる。第 9 図は水理実験センター圃場に設置されたライシメータにおける表層土壌中の相対湿度と土壌水分量の日変化を示したもので、ライシメータに充填された土壌は本実験で用いられたものと同じ豊浦標準砂である。野外での外部条件は本実験と若干異なり、日中 (放射供給時) 外気湿度が低く、夜間 (放射停止時) 高くなるという RC-HC 複合型の条件下でのものであるが、深度 3 cm 以浅において相対湿度が 60% 程度変化しており、それとはほぼ同様の日変化傾向を示しながら土壌水分量も 0.1~0.3% 程度変化している。このことから本実験 RC ケースの相対湿度変化から予想される 0.1% 程度の土壌水分量変化は十分に起こり得るといえる。従って、 α を (5) 式によって



第9図 水理実験センター圃場に設置されたライシメータにおける表層土壤中の相対湿度と土壤水分量の日変化（山中ほか，1994より抜粋，一部改変）

表現することはあながち誤りであるとは言い切れない。通常，地表面の相対湿度と関係づけられる土壤水分量としては，表層2～5cmの平均的含水量が用いられており，今後衛星リモートセンシングによって得られるであろう水分量も同様であろうと考えられている。この場合，鉛直方向の空間分解能の粗さに起因する誤差が当然増大すると予想される。しかし，大気－土壤境界付近での微細な相互作用を表現し得る十分な空間分解能と適切な大気－土壤カップリング手法を用いた数値モデルにおいては，むしろバルク α 法は最も物理的に厳密なパラメタリゼーションスキームであるとも言えるかもしれない。

次に，水分特性曲線の近似曲線（b）と（5）式を用いて，相対湿度から換算した土壤水分量の変化を第10図に示す。驚くべきことに，RC，HC両ケースにおいて土壤水分量の変化は一切認められない（RCケース深度3cmの放射供給直後を除いて）。曲



第10図 第8図に同じ。ただし，水分特性曲線の近似曲線として（a）の代わりに（b）を用いた。

線（b）が真の水分特性曲線であるような仮想的な土壤を対象とした数値実験ならば，これはこれでその目的を正確に達することができるであろう。しかし，実現象の再現を目的とした場合には，わずかな近似の誤差が大気－土壤間の相互作用を全く異なったものにしてしまい，蒸発量や土壤水分量変化の予測に大きな誤差をもたらすことが予想される。極乾領域の水分特性曲線のモデル化は近年問題とされてきており，幾つか新たな提案がなされてはいるが（例えばCampbell and Shiozawa, 1992; Rossi and Nimmo, 1994），未だ完全なものはないようで，少なくとも豊浦標準砂を高精度に近似するモデルは見当たらない。このような意味で，バルク α 法の理論的欠点は見直されたとは言え，その適用限界は目

的によってかなり縮小されると言わざるを得ない。

VI まとめ

最も厳密な裸地蒸発パラメタリゼーションスキームの構築という観点から、バルク α 法の有効性について風洞実験結果を基に検討した。

2ケースの実験結果から、表層土壌中の相対湿度は放射条件および大気湿度条件に伴って変化し、この時表層に近いほどその変化は鋭敏であることが示された。推定されたパラメータ α の挙動は、これら表層土壌中の相対湿度変化と整合性があり、現実には地表面の相対湿度を反映していることが示唆された。さらに、 α を(5)式によって表現することの妥当性が検討され、十分な空間分解能と適切な大気-土壌カップリング手法を用いた数値モデルにおいては最も厳密なパラメタリゼーションスキームに成り得る可能性が示された。しかし、実現象の再現を目的とする限りにおいては、土壌水理特性の推定誤差がかなり効いてしまうなどの問題点も明らかにされた。

これらの結果を総合して、以下に結論および今後の課題を列挙する。

- ① 仮想的土壌を対象とした数値実験において、バルク α 法は厳密かつ有効な手法である。
- ② 実現象の再現を目的とした数値モデルにおいては、鉛直空間分解能の向上と適切な大気-土壌カップリング手法の使用、および極乾領域における土壌水分特性の厳密な推定(表現)が不可欠である。
- ③ 衛星リモートセンシングによる蒸発量推定などにおいて α 法を用いる場合、土壌水分特性の厳密な推定とともに、ごく表層(mmオーダー)の高精度な土壌水分測定技術の確立が要求される。
- ④ 鉛直空間分解能の向上あるいは土壌水分特性の厳密な推定が期待できない場合には、厳密さは損なうが本質を押さえているような他のパラメタリゼーションスキームの構築が必要である。

本研究では、対象とする現象を完全に解明するに足る高密度・高精度な測定技術が確立されていないためあつて、定性的・間接的な議論が多くなってしまったが、今後は高分解能数値モデルなどを用い

て定量的な議論を深めてゆくつもりである。また、いかなるパラメタリゼーションが本質的であるかといった点も追及し、裸地面からの蒸発を多面的に評価して行きたいと考えている。

謝 辞

実験・解析の遂行にあたり、防災科技研水循環研究室の岸井徳雄室長および葛葉泰久博士には様々な便宜を図って頂いた。また、水理実験センターおよび地球科学系嶋田純助教授からは測器等の貸与を受け、水理実験センター杉田倫明講師ならびに檜山哲哉博士には境界層データの解析について貴重な助言を頂いた。ここに記し、お礼申し上げる。

文 献

- 葛葉泰久・石原安雄・下島栄一(1988):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, **31** (B2), 255-274.
- 近藤純正(1993):乾燥域における地表面熱収支の研究指針(1)モデル。水文・水資源学会誌, **6**, 223-229.
- 日野幹雄(1992):『流体力学』朝倉書店, 469 p.
- 檜山哲哉・嶋田 純・古藤田一雄(1993):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, **17**, 109-118.
- 福原輝幸・ジョージ・F・ピンダー・佐藤邦明(1990):表面乾燥過程における飽和-不飽和多孔媒体中の熱・水分完全連成移行解析へのアプローチ。土木学会論文集, **423** (14), 111-120.
- 松田昭美・神近牧男・安東登志広(1977):砂丘地の地面付近における温度の垂直分布について。鳥取大砂丘研報, **16**, 9-13.
- 山中 勤・檜山哲哉・嶋田 純(1994):裸地面蒸発に伴う砂質土壌中の水蒸気の挙動。ハイドロロジー, **24**, 31-46.
- Brutsaert, W. (1975): The roughness length for water vapor, sensible heat, and other scalars. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2028-2031.
- Brutsaert, W. (1982): *Evaporation into the*

- Atmosphere: Theory, History and Applications*. Kluwer Academic Pub., Dordrecht, 299 p.
- Brutsaert, W. and Chan, F. K. -F. (1978): Similarity functions D for water vapor in the unstable atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **14**, 441-456.
- Camillo, P.J., Gurney, R.J. and Schmugge, T.J. (1983): A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies. *Water Resour. Res.*, **19**, 371-380.
- Campbell, G.S. and Shiozawa, S. (1992): Prediction of hydraulic properties of soils using particle size distribution and bulk density data. In *International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, University of California Press, Berkeley.
- Deardorff, J.W. (1977): A parameterization of the ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J. Appl. Meteorol.*, **16**, 1182-1185.
- Hiyama, T., Sugita, M. and Kayane, I. (1995): Variability of surface fluxes within a complex area observed during TABLE 92. *Agr. For. Meteorol.*, **73**, 189-207.
- Kobayashi, T., Matsuda, A., Kamichika, M. and Yamamura, Y. (1991a): Why the thickness of the dry surface layer in sand dune fields exhibits a diurnal variation? *J. Agr. Met.*, **47**, 3-9.
- Kondo, J., Saigusa, N. and Sato, T. (1990): A parameterization of evaporation from bare soil surfaces. *J. Appl. Meteorol.*, **29**, 385-389.
- Lee, T.J. and Pielke, R.A. (1992): Estimating the soil surface specific humidity. *J. Appl. Meteorol.*, **31**, 480-484.
- Mahfouf, J.F. and Noilhan, J. (1991): Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *J. Appl. Meteorol.*, **30**, 1354-1365.
- Manabe, S. (1969): The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739-774.
- Monin, A.S. and Yaglom, A.M. (1971): *Statistical Fluid Mechanics: Mechanics of Turbulence, Vol.1*. The MIT Press, Cambridge, Mass., 769 p.
- Philip, J.R. and de Vries, D.A. (1957): Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Trans. Am. Geophys. Union*, **38**, 222-232.
- Rossi, C. and Nimmo, J.R. (1994): Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness. *Water Resour. Res.*, **30**, 701-708.
- Sasamori, T. (1970): A numerical study of atmospheric and soil boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1122-1137.
- Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C. and Dalcher, A. (1986): A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505-531.
- van Genuchten, M.T. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44**, 892-898.
- Yamanaka, T. (1995): Effect of Atmospheric Forcing on the Relation between Soil Moisture and Bare Soil Evaporation. M. S. Thesis, University of Tsukuba, 123 p.
- Ye, Z. and Pielke, R.A. (1993): Atmospheric parameterization of evaporation from non-plant-covered surfaces. *J. Appl. Meteorol.*, **32**, 1248-1258.