

土壌の蒸発パラメータに関する実験的研究*

近藤 純正^{*1}・柳原 あずさ^{*2}・三枝 信子^{*3}

要 旨

乾燥過程にある土壌面の蒸発を支配するパラメータが、土壌の粒径にどのように依存するかを実験的に調べた。7種類の粒径のガラスビーズを深さ約2cmの小型の容器に入れて風洞内で乾燥させた。蒸発量と含水率を重量変化から測定し、蒸発効率 β または土壌中の水蒸気輸送抵抗と含水率との関係を求めた。その結果、大粒子ほど β が小さいこと、さらに蒸発には3段階が存在することが分かった。乾燥の始まる第1段階では、含水率の減少に伴って β は直線的に小さくなる。続く第2段階では β はほぼ一定である。これは毛細管力で水が吸い上げられて、水の気化している場所がほとんど低下しない状態である。第3段階は再び β が含水率とともに小さくなる現象で、土壌中の水は粒子と粒子の間に点在し、蒸発し難くなった状態である。

1. はじめに

乾燥過程にある土壌は、拡大してみると、土粒子と水、それに空気が不均一に混在している。そのような半乾燥状態の裸地面からの蒸発パラメータの定式化がKondo・Saigusa・Sato (1990; 1992) によって理論的・実験的に行なわれた。そのパラメータ化では、土壌中の水蒸気輸送抵抗 F が表層2cmの厚さの土壌の水分量の関数として分かれば、蒸発量は計算できる。

ところが土壌が非常に乾燥してくると、液体水は表層土壌の10cm程度の厚さの各所で気化するようになり、表層2cmの含水率の状態だけで蒸発量は表わしきれなくなる。そのような乾燥状態に対して、植物群落内の蒸散現象の類推から土壌の「多層微細モデル」が提案され、現実の土壌面蒸発を説明できるようになった(Kondo・Saigusa, 1993; 近藤, 1993a, b)。その「多層微細モデル」においても、土壌各層内の水蒸気輸送抵抗 F が重要なパラメータである。

蒸発のパラメータが土の種類にどのように依存するのか、その基本的性質を調べる手始めとして、本研究では粒径のほぼ揃ったガラスビーズを用いて蒸発実験を行なった。まず、蒸発量のパラメータ化について説明し、次に、実験方法と結果を示し、蒸発パラメータの粒径依存性と、地中での水分状態について考察する。

2. 蒸発量の表現方法

(1) β 法によるパラメータ化

土壌面蒸発のパラメータ化には、 α 法、 β 法、 $h\beta^*$ 法の3つがあるが、それらの間には相互関係があるので(Kondo・Saigusa・Sato, 1990; 近藤, 1993a)，ここでは β 法についてのみ説明する。

地表面から大気へ乱流輸送によって運ばれる水蒸気フラックス E [$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$]は、次のバルク式で表わされる。

$$E = \rho C_e u (q_s - q) \quad (1)$$

ここに、 ρ は空気密度 [kg m^{-3}]、 C_e は地表・大気間のバルク輸送係数 [無次元]、 u は風速 [ms^{-1}]、 q_s と q はそれぞれ地表面の比湿と大気の比湿 [kg kg^{-1}]である。式(1)の $\rho(q_s - q)$ を電圧に、 E を電流に置き換えると、 $1/C_e u$ は抵抗に相当する。

上式における地表面の比湿 q_s を裸地面で直接測定することは不可能である。従って、蒸発量を上記のバルク式一本で表わすことはできず、蒸発効率 β を用い

* An experimental study on evaporation parameters of soil.

*¹ Junsei Kondo, 東北大学理学部地球物理学教室。

*² Azusa Yanagihara, 現 日本気象協会中央本部。

*³ Nobuko Saigusa, 現 筑波大学生物科学系。

—1993年4月19日受領—

—1993年7月26日受理—

第1表 ガラスビーズの直径 ϕ , 飽和含水率 θ_{sat} , および相当する土壌粒径区分 (国際土壌学会法)

ϕ mm	ϕ のばらつき mm	θ_{sat}	粒径区分
6.0	5.613~6.680	0.37	レキ (gravel)
3.0	2.500~3.500	0.40	同上
1.0	0.991~1.397	0.38	粗砂 (coarse sand)
0.6	0.500~0.710	0.375	同上
0.2	0.177~0.250	0.367	細砂 (fine sand)
0.1	0.105~0.125	0.363	同上
0.05	0.037~0.063	0.360	同上

た次のパラメータ化が考え出された.

$$E = \rho C_e u \beta (q_{\text{sat}}(T_s) - q) \quad (2)$$

ただし $q_{\text{sat}}(T_s)$ は地表面温度 T_s に対する飽和比湿である. この式を用いる場合, u , T_s , q と飽和面に対する C_e を与えて, 蒸発量 E を計算することができる. 飽和でないとき C_e は変化するかもしれないが, そのとき C_e と β は同時に独立に求められないので, C_e の変化は β に含まれることになる. 土壌の含水率 θ が大きいときは $\beta=1$, θ がゼロに近づくとき $\beta=0$ に漸近する. 含水率 θ とは, 体積含水率のことで, 水分を含む土壌の体積の内, 水分の占める体積の割合である.

(2) 水蒸気輸送抵抗 F

Kondo・Saigusa・Sato (1990) は, 表層土壌における水蒸気輸送過程を簡単にモデル化し, それを用いて β を表わした. また, 小型の容器を用いた蒸発実験により β と θ との関係を調べた. そのモデルでは, 水蒸気の輸送を次の2過程に分けて表わしている.

[1] 地表面の水蒸気が乱流拡散によって大気中まで運ばれる過程

[2] 土壌の間隙にある水分が地表面まで, 水蒸気のかたちで分子拡散によって運ばれる過程

輸送過程[1]の表現式には式(1)を用いる. 輸送過程[2]は, 次の式で表わされる.

$$E = \rho D_{\text{atm}} \frac{(q_{\text{sat}}(T_s) - q_s)}{F} \quad (3)$$

ただし, D_{atm} は水蒸気の分子拡散係数 [m^2s^{-1}], F は水蒸気輸送抵抗 (small pore resistance) [m] である.

上式は, 地中の小さな間隙にある液体水から蒸発した水蒸気が, 分子拡散によって地表面まで輸送される過程を表わしたものである. F は, 水蒸気の通る道筋をイメージして考えられたものであり, 細い穴の奥深く存在する液体水あるいは土壌粒子に強い力で吸着している水分を水蒸気として引き出すために必要なポテ

ンシアル, あるいは「土壌中の小間隙から地表面までの有効な水蒸気輸送の道筋の長さ」と考えてよい. 地表面に接する土壌粒子の間隙内では大気から時々進入する乱流の存在が考えられる. F にはこの乱流効果も含まれる. 乱流があれば F は小さくなる. 厚さ 2 cm の土壌を基準厚さとしたとき, 土壌水分が多いときは液体水はほとんどの土壌粒子の間隙を満たしており, 水蒸気輸送は容易で $F \approx 0$ と見なされる. しかし土壌水分が少なくなると, 液体水は小間隙にのみ存在し, $F > 5\text{ cm}$ となる. ここで基準厚さを 2 cm としたのは, 現実の土壌の体積含水率を測るときの便利さから決められたものであり, これより薄いとき測定が困難, 厚いとき時間的変動などが表現できない.

(3) F と β との関係

式(1)と(3)から q_s を消去すると, 蒸発量は

$$E = \rho C_e u \frac{(q_{\text{sat}}(T_s) - q)}{1 + \frac{C_e u F}{D_{\text{atm}}}} \quad (4)$$

で表わされる. このとき式(4)と(2)を連立させれば, β は抵抗 F を用いて次のように書くことができる.

$$\frac{1}{C_e u \beta} = \frac{1}{C_e u} + \frac{F}{D_{\text{atm}}} \quad (5)$$

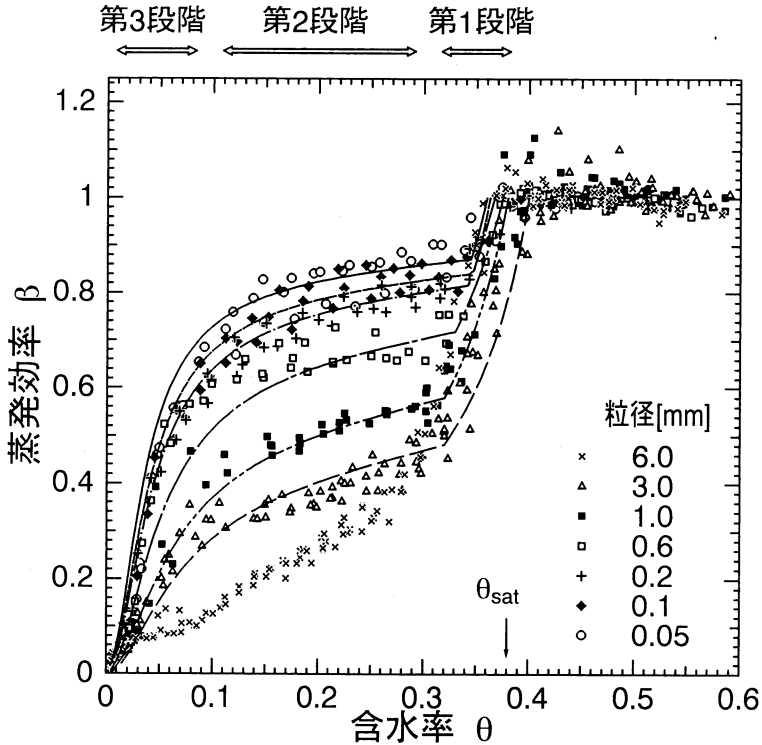
右辺第1項が「地表面→大気」までの, 第2項が「土壌中→地表面」までの抵抗に比例するとき, 左辺は「土壌中→地表面→大気」までの直列的合成抵抗に比例することが分かる. F/D_{atm} (次元は sm^{-1}) も抵抗と呼ぶが, これは輸送速度の逆数であるのに対し, 抵抗 F のほうがイメージ的にとらえやすい. 両者を厳密に区別するなら, 「 F は長さで表わした抵抗」, 「 F/D_{atm} は単位長さあたりの拡散時間で表わす抵抗」である.

蒸発は, 大気側の条件と, 土壌側の条件の双方によって決まるが, F を考えると地中の水蒸気輸送の様子がより明確になる. F は土壌側の条件のみを表わすように工夫したパラメータである.

蒸発効率 β や水蒸気輸送抵抗 F は土壌の種類によって異なる. そこで, 本研究では7種類のガラスビーズを用いた蒸発実験により, β または F を求め, 粒径依存性を調べる. それは現実の多種多様な構造を持つ土壌からの, 蒸発現象の理解に役立つと考えられるからである.

3. 実験方法

実験に用いた粒子の直径を第1表に示す. 一番大き



第1図 蒸発効率 β と含水率 θ との関係のプロット。記号は粒径ごと、曲線は後で示す実験式(9), (10)からの計算値。

いもので6 mm, 一番小さいもので0.05 mmである。これらは粒径区分ではレキから細砂までに相当する。ガラスビーズと野外の土壌の違いは、ガラスビーズが球形であることと、ほぼ等粒径であるということである。

直径 12 cm, 深さ約 2.4 cm の容器 (ガラスシャーレ) の中に深さ 2 cm までガラスビーズの試料を入れ、実験前日から水で飽和の状態にしておく。それを風洞内の棚に置いてガラスビーズ面から蒸発しなくなるまでの1~2週間、数時間間隔で重量変化を測る。重量変化から蒸発量と、含水率がかなり正確に求められる。蒸発量測定精度は $1.6 \times 10^{-3} \text{ mmh}^{-1}$ である。容器は断熱用の発泡スチロールに入れ、その上面には風が試料面になるべくスムーズに当たるように、円形ドーナツ形の整流板を取り付けた。風洞の断面は $0.45 \times 0.45 \text{ m}$, 長さは 1.8 m である。風洞壁は透明のアクリル板で作られている。室温は $13 \sim 28^\circ\text{C}$, 風速は 1 ms^{-1} で実験した。野外に比べて、日射がないので、蒸発速度は小さい。そのため、土壌内にできる含水率の鉛直勾配は小さい。

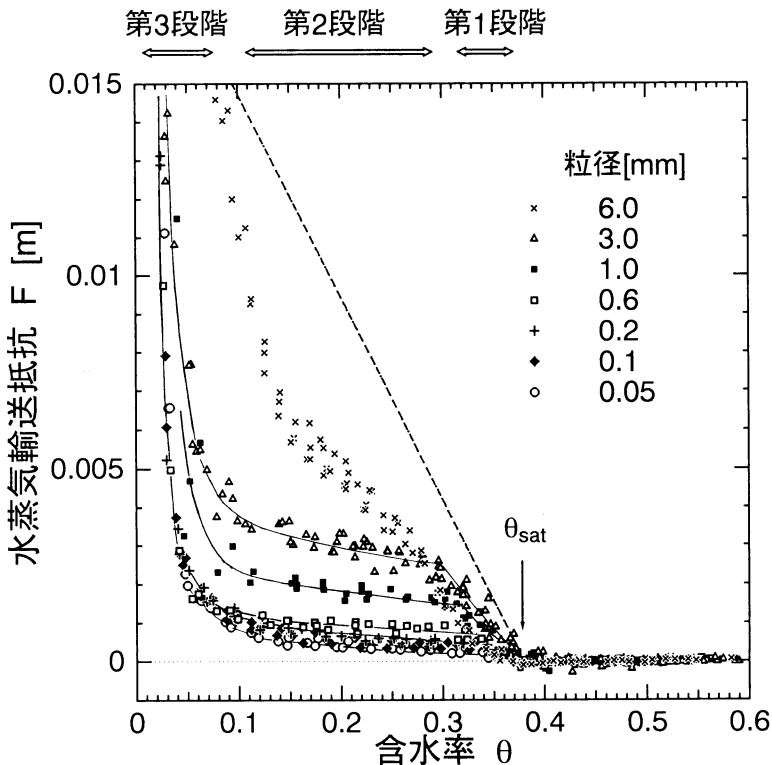
ほかに、水だけを入れた同形の容器も用意し、水面とガラスビーズ面からの蒸発量の比をとることによって β を求める。 β から F が計算される。土壌面の温度は、風洞上面の小窓から放射温度計で測定した。蒸発面に風が一定に当たるようにするために、容器の設置場所と設置方向は同じにした。容器は中心対象の完全な円形ではない。粒子が水をかぶった状態の蒸発量の測定からこの容器に対するバルク輸送係数として $C_e = 0.014 \sim 0.017$ が得られた。ただし風速が 1 ms^{-1} のときである。この値は個々の容器によって違うので、補正が必要であった。

主要な実験は、深さ約 2.4 cm の容器を用いその上縁から 1 mm のところまで試料を入れて測ったが、粒径 1 mm についてのみ、容器の深さを変えて粒子層の深さを 0.9, 2.0, 3.8, 6.1 cm とした 4 種類の実験も行ない、基準深さ (2 cm) との違いによる効果も調べた。

4. 結果

(1) 蒸発効率 β

2 cm の深さに入れたガラスビーズ (粒子) を用いた



第2図 抵抗Fと含水率 θ との関係のプロット。斜めの破線は後で示す仮想水面の深さdと θ との関係。

実験の結果を第1図にプロットした。この図は含水率 θ と蒸発効率 β の関係を粒径ごとに表わしている。各線は後で示す実験式である。ただし粒径6mmのものに対する実験は粒子の大きさに比べて容器が浅いと考えられるので、線は入れていない。粒径が大きくなるにしたがって、同じ θ に対する β が小さくなるのが分かる。Kondo・Saigusa・Sato (1990) によって得られた現実の土壤(ローム, 細砂)に対する β - θ の関係はこの図に書き入れていないが、最も小さいガラスビーズに近い β - θ 関係の傾向に似ている。ただし、彼らの実験は野外の日射の当たる条件で行なわれたものであり、 $\theta < 0.1$ の範囲では β は小さめになっている。それは、深さ2cmの土壤層の中で θ に大きな鉛直分布が生じ、ごく表層では乾いているが、下層では湿っており、平均含水率は同じでも蒸発速度が小さくなることによるものと考えられる。これを確かめるために、風洞の風速を変えて実験した結果、風速が強いときは弱いときに比べて、蒸発速度が大きくなり含水率に大きな鉛直分布が生じ、 θ の小さいところで β が小さくなる傾向がみられた。

図中の θ_{sat} は飽和含水率で、粒子の頭がちょうど水に隠れる状態を表わす。実験は、粒子の上に水が浮いた状態から始めた。 $\theta > \theta_{sat}$ はその状態を表わし、そのときの β は1になる。各粒径の θ_{sat} は第1表に示してある。

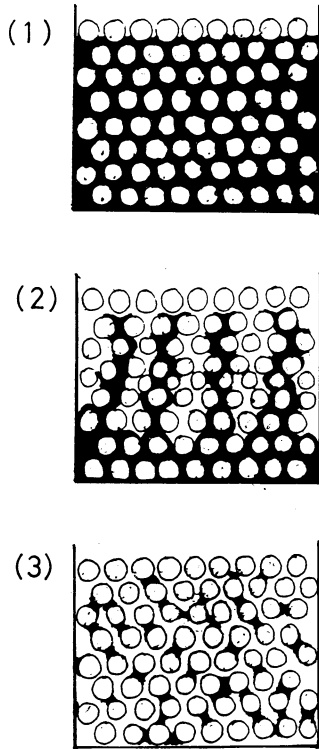
図を見ると、 β は従来考えられていた簡単な関数形より複雑な形であることが分かる。 β は含水率によって次の3段階に分けられる。

第1段階：含水率が飽和より小さくなるにしたがって β は1から直線的に減少する。この段階は粒径が大きいほど長く続く。

第2段階：さらに含水率が小さくなると、 β はあまり変化しなくなる。このときの β は粒径が大きくなほど小さいが、粒径が0.1mm以下ではあまり差がない。

第3段階：その後 β は急減し、ゼロに斬近する。

第1段階は今回新たに認められたものであり、前記Kondo *et al.*の実験でははっきり見出せなかった。それは、今回の実験では大粒子を含む広範囲の試料を用いたことによる。第1～第3段階の特徴から土壤中の



第3図 保水状態の模式図。
白丸は粒子、黒い部分は含水率の大きい場所。(1): 第1段階、
(2): 第2段階、
(3): 第3段階。

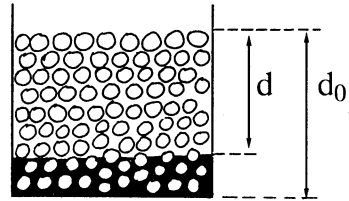
液体水の状態を推定することができる。

(2) 抵抗 F

抵抗 F は地表面から地中の蒸発場所までの有効な距離を表わすので、これを調べることによって、粒子間の水の状態を物理的なイメージでとらえることができる。

含水率と抵抗 F の関係を第2図に示し、それより推定される各段階の保水状態の模式図を第3図に示した。両図を見ながら説明しよう。θの減少に従って、第1段階では F が直線的に増加している。このことから、地中の蒸発場所がほぼ直線的に低下していくことが予想される。低下量は粒径が大きいほど大きい。第1段階終了時の θ と F の値をそれぞれ θ₁、F₁ と定義する。

第2段階では F はあまり変化しないことから、蒸発場所があまり変化しないと言える。このときは、下層の含水率の大きい場所から上に向かって、毛細管による水みちが何本もつながっていて、その上端付近で主に蒸発が起きている状態であると見ることができ



第4図 仮想水面の深さ d の説明図。

る。

第3段階では F が急激に増加し、第2図の縦軸に示した範囲外となり、F > 0.015 m、さらに F が容器の深さ 0.02 m よりも大きくなる。つまり、特に含水率の大きい場所は存在せず、毛細管による水みちがとぎれ、水が点在するようになる。この実験では、F が 0.5~1 m 以上になる状態まで測定した。F が非常に大きくなる原因には2つのことが考えられる。1つは粒子間隙が曲がりくねっており、水蒸気の通る道筋が長くなる効果である。もう1つは粒子間隙の水がすくなくなると水面は曲率をもち、表面張力の関係で凹面上の飽和蒸気圧低下の現象が生じ、蒸発し難くなる効果によるものである。

5. 粒径依存性の考察

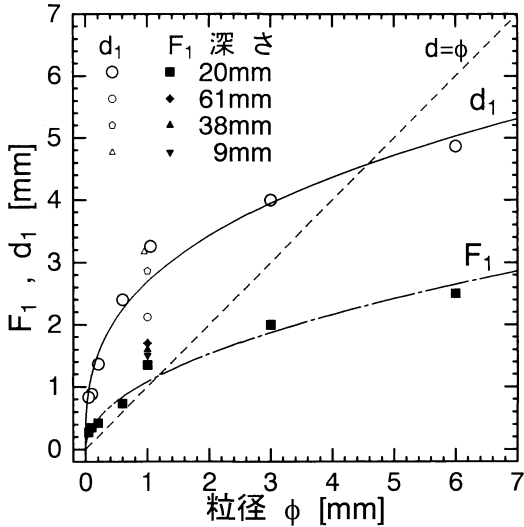
ここで仮想水面の深さ d を次式で定義する。

$$d = d_0 \frac{\theta_{sat} - \theta}{\theta_{sat}} \tag{6}$$

ただし d₀ は容器に入れた粒子の深さである。第4図を参照すると、d は土壤中にある水分が、毛細管力で上昇することなくすべて重力によって落下し水平面を作ったときの、最上端から水平面（地下水面）までの距離を表わす。実際は必ず、毛細管力による水の上昇が部分的に起こるので、第3図の中段に示したようになってい

F は蒸発が起きている場所の深さに関係し、d は仮想的な地下水面の深さに関係するので、d と F を比較することにより、毛管上昇の状態を推測することができる。θ と d の関係が第2図の破線である。

第1段階では F も d もほぼ同じように、θ の減少に伴って直線的に増加している。第1段階終了時の F と d をそれぞれ F₁、d₁ と定義し、第5図に粒径 φ との関係を示した。参考のために、異なる深さの容器を用い、粒子層の深さを 61, 38, 9 mm としたときのデータもプロットしてある。図中の2本の曲線は、F₁ と d₁



第5図 第1段階と第2段階の境界における抵抗 F_1 (黒記号) と、仮想水面の深さ d_1 (白記号) の粒径依存性. 粒子層の深さが 20 mm 以外の実験結果も小さい別記号でプロットしてある.

の実験式 (7) (8)である.

$$F_1 = a \times \phi^{1/2} \quad (7)$$

$$a = 0.034 \text{ [m}^{1/2}\text{]}$$

$$d_1 = b \times \phi^{1/3} \quad (8)$$

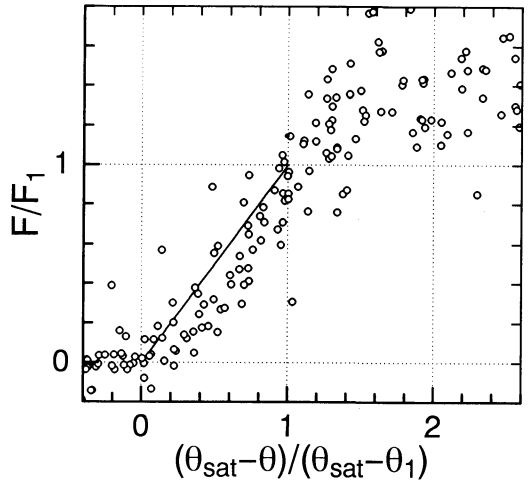
$$b = 0.028 \text{ [m}^{2/3}\text{]}$$

ただし F_1 , d_1 , ϕ の単位はmで表わす.

粒径 ϕ が大きい場合, F_1 は粒径 ϕ の半分くらいの大きさで, そのときの d は F の2倍くらいになっている. このことから第1段階は蒸発面が粒子の半分程度だけ下に移動するまでの範囲と考えられる. そのとき水面を全部平らにした仮想水面で考えれば, 土壌面と水面の距離は粒子1個分くらいになる. 一方, 粒径 ϕ が小さい場合は, F が粒子1個分くらい, d が2個分くらいになるまでが第1段階である.

第2段階になると, d (第2図の破線) と F (同プロット) の差がしだいに大きくなっていく. そして $\theta = 0.1 \sim 0.2$ 付近でその差が最大となる. この差 ($d - F$) の最大値が, 毛細管力によって上昇可能な水の高さに相当する. 差 ($d - F$) の最大値は 0.01 m 前後であり, 粒径が小さいほど大きい.

さらに θ が小さくなると差 ($d - F$) は小さくなる. このとき, 水みちは途切れ, 水は粒子の隙間に取り残されて点在するようになる. この状態では, 水面の曲率で飽和蒸気圧低下の現象が顕著になる. これが第3



第6図 第1段階における規格化した抵抗 F/F_1 と規格化した含水率 (横軸) との関係. 第1段階は横軸の 0 ~ 1 の範囲.

段階である.

6. 抵抗 F の実験式

第1段階と第2段階の境界の値 (F_1 と θ_1) を用いて実験式をつくる. ただし, 粒径 6 mm のデータは, 容器の深さ 20 mm に比べて粒子の大きさが大きいとして除外する.

第1段階 ($\theta_1 \leq \theta \leq \theta_{sat}$):

$$\frac{F}{F_1} = \frac{\theta_{sat} - \theta}{\theta_{sat} - \theta_1} \quad (9)$$

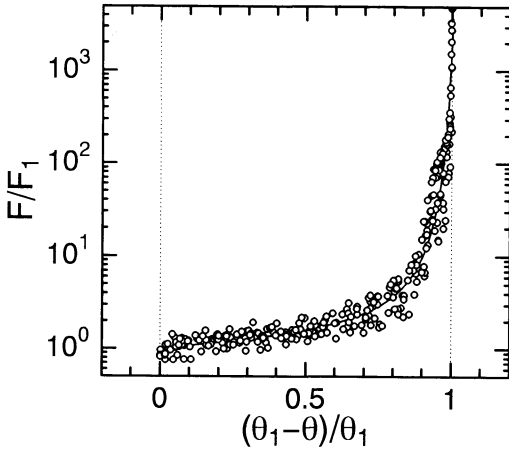
第2 ~ 3段階 ($\theta \leq \theta_1$):

$$\log_{10} \left(\frac{F}{F_1} \right) = 0.22 \times \tan \left(\frac{\pi}{2.1} \times \frac{\theta_1 - \theta}{\theta_1} \right) \quad (10)$$

第1段階は第6図の横軸 0 ~ 1 の範囲である. 直線は式(9)である. 図の横軸のゼロは θ_{sat} に, 横軸の1は θ_1 に対応する. 第2 ~ 第3段階は第7図の横軸 0 ~ 1 の範囲である. 曲線は式 (10)である. 横軸のゼロは θ_1 に, 横軸の1は $\theta = 0$ に対応する. θ_1 は d_1 と容器の深さ d_0 により, 次式で計算できる.

$$\theta_1 = \theta_{sat} \frac{d_0 - d_1}{d_0} \quad (11)$$

d_0 は実際の土壌へ応用する場合には, 含水率を測る表層土壌の厚さである. 本実験は主として $d_0 = 0.02$ m で行なった. Kondo・Saigusa・Sato (1990) のパラメータ化では $d_0 = 0.02$ m を用いている.



第7図 第6図に同じ、ただし第2～第3段階.

要約すると、 F_1 は式(7)で、 d_1 は式(8)で表わされ、式(11)から θ_1 を計算し式(9)(10)に代入して F が求められる。さらに F を式(5)に代入すれば β が得られる。このようにして計算された β が第1図の曲線である。ただし、 $\phi=6\text{ mm}$ に対する曲線は前述の理由により描いていない。

7. まとめ

多種類の粒径のガラスビーズを用いた蒸発実験を行った結果、蒸発効率 β は粒径によって異なることが分かった。乾燥していくにしたがって、3つの段階があり、その第1段階では β はほぼ直線的に小さくなる。この段階では、地中の蒸発面は一樣に低下する。第2段階では β は、含水率が小さくなくてもほとんど変わらず、毛細管力によって水分の上昇が起こり、土

壤中で液体水が気化している平均的な場所はほとんど低下しない。大粒子ほど β が小さいので、蒸発は少ない。第3段階は、再び β が急激に減少し、土壌中の水は小空隙に点在する状態である。

この実験から土壌粒子の大きさと蒸発効率 β (または土壌内の水蒸気輸送の抵抗 F) との基本的な関係を知ることができた。今後は粒径分布に広がりをもつ現実的な土壌粒子についての実験と考察によって、土壌面蒸発の物理的機構を理解したいと考えている。

なお、現実の乾燥過程にある土壌では、式(2)は表層土壌からの蒸発の寄与のみを表現するものであり、そのほか下層からの液体水と水蒸気の輸送も重要になる。詳細については Kondo・Saigusa (1993) と近藤 (1993 a, b) を参照されたい。

参考文献

Kondo, J., N. Saigusa and T. Sato, 1990 : A parameterization of evaporation from bare soil surfaces. *J. Appl. Meteor.*, 29, 383-387.
 Kondo, J., N. Saigusa and T. Sato, 1992 : A model and experimental study of evaporation from bare soil surfaces. *J. Appl. Meteor.*, 31, 304-312.
 Kondo, J. and N. Saigusa, 1993 : Modeling the evaporation with a formula for vaporization in the soil pores. *J. Met. Soc. Jpn.* (Submitted)
 近藤純正, 1993 a : 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, No. 3, 223-229.
 近藤純正, 1993 b : 乾燥域における地表面熱収支の研究 指針(2)計算結果. *水文・水資源学会誌*, 6, No. 3, 230-237.

日本気象学会寄付者御芳名

1993年11月30日現在、下記の会員から寄付がありましたので、お礼を兼ねてご報告申し上げます。

記
村上多喜雄