

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

Evaluation of Formation Process of the Dry Surface Layer
by Means of Capacitance Humidity Sensor

檜山 哲哉*・嶋田 純**・古藤田 一雄***

Tetsuya HIYAMA, Jun SHIMADA and Kazuo KOTODA

I はじめに

土壌面蒸発とは、土壌中の液状水が水蒸気に相変化し、大気中に拡散する現象である。つまり土壌中のどこかで液状水が水蒸気に相変化していなければならない。

土壌面蒸発において、外的条件としての蒸発能力が大きい場合、土壌表層に乾燥した土層が形成される。この土層がいわゆる“乾燥表層 (dry surface layer; D.S.L.)”である。特に乾燥地域で砂質土壌の場合、乾砂層 (dry sand layer) ともいわれる (Kobayashi *et al.*, 1986)。この乾燥表層は、地中で液状水から水蒸気に相変化する面 (蒸発面, evaporating front) とどのような関係にあるのだろうか。

蒸発面あるいは乾燥表層の記述とその形成についての研究は、古くは Hide (1954) による乾燥域 (static layer), Gardner and Hanks (1966) による蒸発帯 (evaporating zone), Fritton *et al.* (1967, 1970) による乾燥表層 (dry surface layer), Abramova (1969) による蒸発層 (evaporating layer) 等に記述がある。これらの記述によると、蒸発面付近あるいは乾燥表層の下端付近は相変化の著しい部分であり、気化熱が奪われることにより地温が最も低くなる。また、そこでは液状水の気化により塩類が集積する。Shimajima *et al.* (1990) によれば、水素と

酸素の安定同位体である ^2H , ^{18}O の δ 値が蒸発により最大値を示す。

近年、大気と陸面との相互作用に果たす土壌面近傍の水分移動と、乾燥表層の重要性が認められるようになってきた。Van Keulen and Hillel (1974) は数値シミュレーションにおいて、拡散係数と水分量の関係を変化させると、乾燥前線 (drying-front) が形成することを示した。Kobayashi *et al.* (1986) は等温定常状態において乾砂層の厚さと地温から蒸発量を推定するモデルを開発した。この後 Kobayashi *et al.* (1987, 1989) はこのモデルを非等温状態に適用し、乾砂層内の温度勾配は含水量勾配を大きくするが、乾砂層内の水蒸気フラックスすなわち乾燥砂面からの蒸発量は、勾配が急でない限り層内の地温勾配の影響を受けないことを示した。李ほか (1989) はこのモデルを中国毛烏素砂漠の砂丘砂と鳥取砂丘砂に応用し、モデルの妥当性を確認した。小林・宮川 (1991) は乾燥表層が形成された蒸発の第3段階における水分上昇フラックスを推定する方法 (DSL法) を開発した。そして Kobayashi *et al.* (1991) は乾燥表層の発達過程を、乾燥表層と下層の土壌との境界における含水量の不連続をパラメータに組み入れ、モデル化を行った。

しかしこれらの一連の研究における乾燥表層は、その定義が曖昧であり、例えば小林・宮川 (1991)

*筑波大学大学院地球科学研究科 **筑波大学地球科学系・水理実験センター ***筑波大学地球科学系

は便宜的に体積含水率が8%以下の表層土壌を乾燥表層としている。本来ならば、乾燥表層の物理的な定義が行われるべきである。また、これら従来の研究においては、乾燥表層とその下層との境界を目視等で人為的に決定したものが多く、野外における乾燥表層厚の追跡を行う場合には大変な労力を必要とし、昼夜を問わず大きな誤差を生む可能性がある。誤差を少なくし、かつ人為的労力を少なくする自記記録式センサーが必要である。

そこで本研究では、従来接地境界層観測で温湿度観測に用いられてきた静電容量式高分子膜湿度センサーを表層土壌に埋設し、土壌面蒸発において形成される乾燥表層を追跡し得るかどうかについて、基礎的知見を得ることを目的とした室内カラム実験を行った。またあわせて、従来曖昧な定義であった乾燥表層および蒸発面の明確な物理的定義を実験的に確認することを目的とした。

II 静電容量式高分子膜湿度センサーについて

湿度センサーを土壌中に埋設し、絶対湿度（水蒸気量）を実測した例は、乾燥した砂漠地域における Sahashi *et al.* (1990) の研究以外に無い。非常に乾燥した地表面からの蒸発量を算定する際、気相における土壌水分量、すなわち水蒸気量を測定することが必要である (Mitsuta and Yamada, 1989)。また、その時形成される乾燥表層を何らかの方法で追跡する必要がある。そこで、土壌中の水蒸気量を実測し、乾燥表層を追跡することを念頭に置き、高分子膜湿度センサーを土壌中に埋設した。

このセンサーは、親水性の高分子膜を感湿材としており、膜の両面に金を蒸着した網目状の電極になっている。雰囲気相の相対湿度に比例した水分量が高分子膜に吸着するが、水分子の誘電率は高分子のそれに比べて極めて大きいので吸脱着により静電容量が変化する。これを電気的に測定し、相対湿度を求める (大政, 1986)。

センサー感部は水濡れに強いが、長時間の水濡れ放置はセンサー感部の劣化につながるため、感部の周囲を土粒子・液状水の混入を防止できるようなポラスカップ等の多孔質物質、あるいは防水布で保

護する必要がある。本研究では、金属製の多孔筒と防水布を使用した。

本研究で使用した湿度センサーは、サンシン電機社製・ACL-30と、ユニパルス社製・U-LOGGER, L835である。この両センサーには白金測温抵抗体 (Pt100) も接続されており、温度を同時測定できるようになっている。

キャリブレーションについては、湿度標準検査の実用標準として用いられている飽和塩溶液法 (JIS Z8806) により検定を行う。飽和塩溶液法は、飽和塩溶液とそれに接する気塊との間の水蒸気交換を利用し、平衡に達した時の気塊の相対湿度が、各塩類により異なることを利用するものである。なお、相対湿度は気塊の温度により変化するため、キャリブレーションは恒温室内で行う必要がある。塩類の飽和水蒸気と共存して平衡にある気体の相対湿度の一覧を、第1表に示す。この表を参照することにより、数種の塩類溶液を用いて湿度センサーの検定を行うことができる。なお、この湿度表は、Greenspan (1977) を参照したものである。

キャリブレーションの方法については、北野ほか (1987) に準じて行った。シャーレに満たした飽和塩溶液をデシケータに入れ、デシケータ内の相対湿度が一定に達した後、センサーを飽和塩溶液の直上に設置して検定を行った。

また同時に、センサーが真の値を出力するまでの応答時間（時定数）を求めた。センサーは上述の通り、金属製の多孔筒で保護した状態で検定を行なった。第1図にその結果を示す。これにより、センサーの応答時間は約5分であることがわかる。

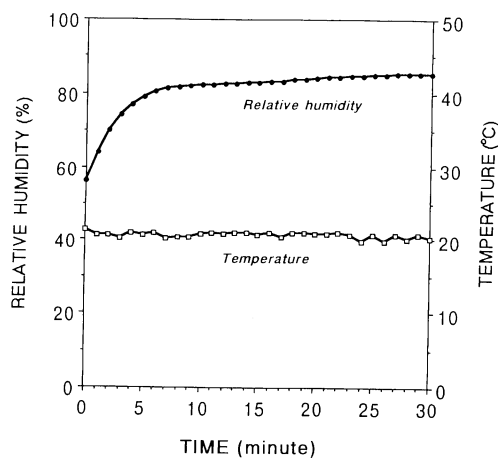
III 実験方法

1) 実験装置

本研究では野外の水文環境を想定し、15×15×150 cm、厚さ5 mmの透明塩化ビニール板を加工して作った鉛直一次元土壌カラムを使用し、カラム内の地下水面は容易に設定・変更できるようにした。排水・給水口はカラム下端にあり、地下水面を制御する単管マリOTTに接続した。単管マリOTTは全体を秤量し、地下水面から土壌への水分供給量と土壌か

第1表 飽和塩溶液と平衡状態にある気塊の相対湿度

Salt Solution	Temp. (°C)	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45
		Unit (%)									
K ₂ SO ₄		98.7	98.5	98.2	97.9	97.6	97.3	97.0	96.7	96.4	96.1
KNO ₃		96.3	96.3	96.0	95.4	94.6	93.6	92.3	90.8	89.0	87.0
KCl		88.6	87.7	86.8	85.9	85.1	84.3	83.6	83.0	82.3	81.7
NaCl		75.5	75.7	75.7	75.6	75.5	75.3	75.1	74.9	74.7	74.5
NaBr		—	63.5	62.2	60.7	59.1	57.6	56.0	54.6	53.2	52.0
K ₂ CO ₃ ·2H ₂ O		43.1	43.1	43.1	43.2	43.2	43.2	43.2	—	—	—
MgCl ₂ ·6H ₂ O		33.7	33.6	33.5	33.3	33.1	32.8	32.4	32.1	31.6	31.1
LiCl		11.2	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.2	11.2



第1図 湿度センサーの応答時間

ら地下水面への排水量を測定できるようにした。

カラム上端は同一断面積で高さ15cmの蓋をかぶせ、鈴内ほか(1990)による蒸発量測定装置に接続した。この蒸発量測定装置は、市販の除湿器の冷却部を空気漏れの無いようにアクリル板で囲い、除湿器の電源を30分サイクルのタイマーでオン・オフさせることにより、冷却部において凝結した水分を捕集瓶で捉えるものである。本研究においては冷却部と土壤カラム上端とをビニールパイプで連結し、パイプ内にファンを取り付け、気塊を循環させることにより定常の土壤面蒸発を確保した。

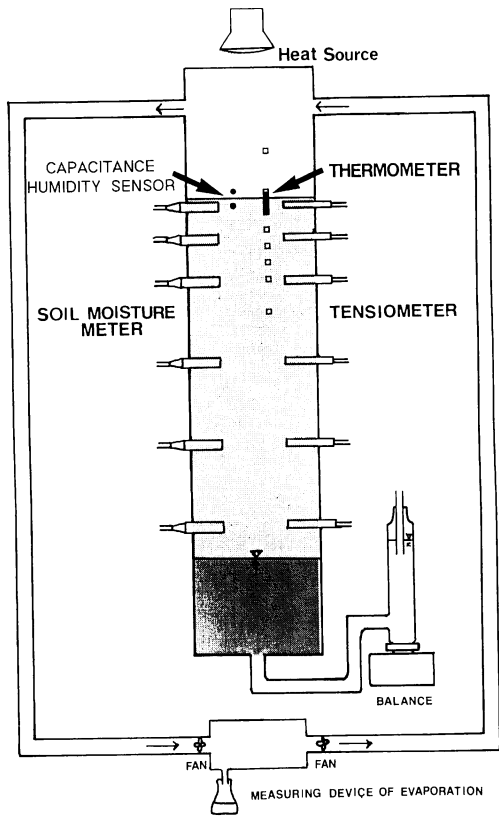
放射は最大250Wの白熱電球を用い、カラム上から照射できるようにした。

土壤面蒸発の測定においては、土壤内外の温度を測定し、熱収支を明らかにしなければならない。特に地温については鉛直的に密に測定点を設ける必要がある。そこで本研究では、多点で自記録の可能な横河電機製作所製・デジタル温度記録計(mini YODAC-E Type3874)により測定を行った。

土壤水分量を連続的に測定するために、土壤の攪乱がなく、自記録できる大起理化学工業社製・誘電式土壤水分測定器(DIK-E-6)により土壤の体積含水率を測定した。

また、土壤内の圧力水頭を長期間にわたり連続的に測定するために、径10mm・長さ50mmのポラスカップに圧力センサーを接続した自記テンシオメータを使用した。圧力センサーはVALCOM社製・VPRN-AX(0-1K).S-5を使用した。圧力センサーによる出力電圧は、圧力水頭に変換した。

以上、本研究で使用した実験装置の概略を第2図に示す。実験データの集録(記録)は、誘電式水分計と圧力式テンシオメータについては横河北辰電機社製・ポータブルハイブリッドレコーダ(3087形)を、温度計については横河電機製作所製・デジタル温度記録計(mini YODAC-E Type3874)を、高分子膜湿度センサーについてはユニパルス社製・U-LOGGER(L810, L835)をそれぞれ使用した。また、蒸



第2図 実験装置の概念図

発量と水分供給量は、マニュアルにより一日に数回測定した。

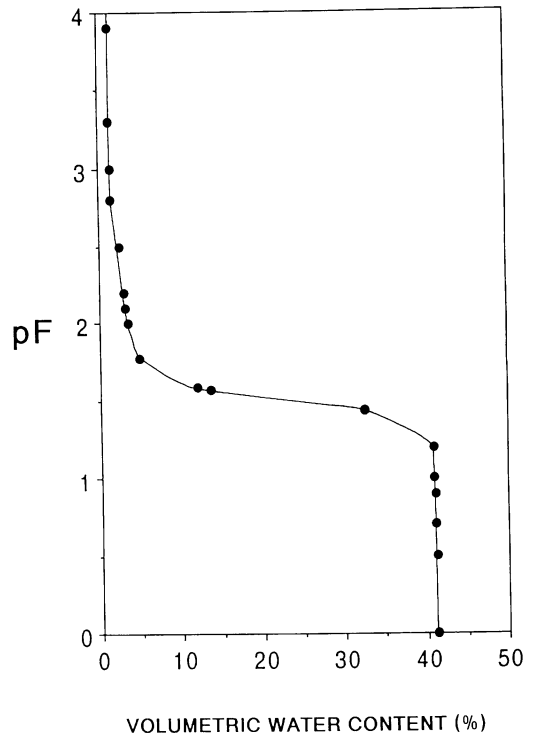
2) 土壌試料

本研究では、飽和透水係数 1.25×10^{-3} (cm.s⁻¹)、真比重2.64、間隙率41.2%、中央粒径0.17 (mm)の豊浦標準砂を用いた。

豊浦標準砂の水分特性曲線を第3図に示す。福原ほか(1990)によれば、豊浦標準砂の水分特性曲線は、以下の実験式が適用できる。

$$\psi = \psi_e \left[\tau \left(1 - 2 \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right) \right)^{m_1} + \eta \left(\theta_s - \theta \right) + 1 \right] \quad (1)$$

ここで ψ 、 ψ_e 、 θ 、 θ_s はそれぞれ圧力水頭(cm.H₂O)、空気侵入値 (cm.H₂O)、体積含水率 (cm³.cm⁻³)、飽和時の体積含水率 (cm³.cm⁻³)である。 ψ_e と θ_s は豊浦標準砂の場合、それぞれ-33.0、0.412



第3図 豊浦標準砂の水分特性曲線

である。また経験定数の τ は4、 m_1 は7、 η は0.6である。

3) 実験ケースと条件

実験は、外的条件として放射の供給と土壤面における相対湿度、内的条件として地下水面の深さをそれぞれ変化させ、Exp. 1からExp. 8まで8通り行った。Exp. 1からExp. 4までは、地下水面までの深さが深い場合に、放射の供給を与えた場合と与えない場合とで乾燥表層の形成にどのような差異が生じるのかについて、また地下水面までの深さが異なる場合にはどうかについて検討するために行った。そしてExp. 5からExp. 8までは、同一外的条件下で、地下水面までの深さが浅い場合に、乾燥表層の形成と地下水面からの水分供給量そして蒸発量の差異を考察するために実験を行った。それぞれの実験ケースの概要を第2表に示す。

Exp. 1からExp. 4まではカラムを蒸発量測定装置に連結させ、水蒸気を除湿し強制蒸発をさせた。Exp. 5からExp. 8までは、実験室内の空気と平衡

第2表 実験ケースと環境条件

Cases	Soil Material	Water table	Temperature Humidity	Column Top	Downward Radiation on Soil surface	Term
EXP.1	Toyoura Standard sand	110cm	Temperature 20±1.0°C	Hermetically sealed	0	23days
EXP.2					841.2W/m ² (6hours)	20days
EXP.3		80cm	R.Humidity 30±10.0%		0	23days
EXP.4	841.2W/m ² (6hours)				20days	
EXP.5	Median diameter 0.17mm Bulk density 1.50g/ml	40cm	Temperature 20±1.0°C	Open	841.2W/m ² (6hours)	8days
EXP.6		50cm				
EXP.7		60cm	R.Humidity 50±3.0%			
EXP.8		80cm				

状態にし、自然蒸発させた。Exp. 5 から Exp. 8 までの外的条件は、Exp. 2・Exp. 4 のそれと同じであり、放射の供給・停止を6—18時間サイクルで行ったものである。ステファン・ボルツマンの法則から計算したところ、放射を与えた時の下向き放射量は841.2 (W・m⁻²)であった。Exp. 1 から Exp. 4 において蒸発量測定装置とカラムをつなぐパイプ内の風速は0.12 (m・s⁻¹)、土壌面に流入する気流の相対湿度は約30±10.0 (%)であった。また、Exp. 5 から Exp. 8 において、土壌面に接する空気（つまり実験室内の空気）の相対湿度は50±3.0 (%)であった。なお、実験は全て20±1°Cの恒温実験室内で行った。

内的条件は特に地下水面の位置に焦点を絞り、5通りで行った。Exp. 1—4 については110cmと80cmの2通り、Exp. 5—8 については40cm、50cm、60cm、80cmの4通りに変化させた。

なお、豊浦標準砂はExp. 1 及び Exp. 5 の開始前にそれぞれ水締めにより充填し、排水が充分完了してから実験を開始した。

IV 乾燥表層の形成機構

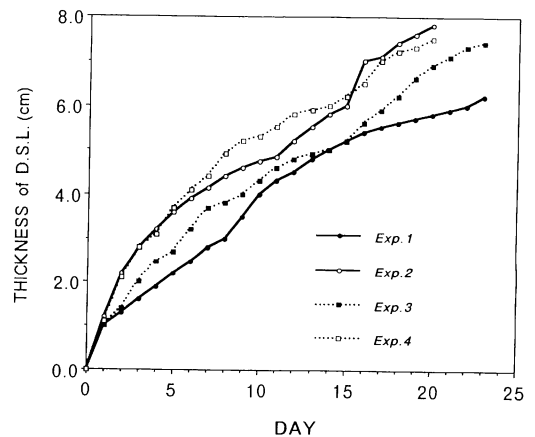
1) 乾燥表層厚の経日変化

静電容量式湿度センサーによる乾燥表層の形成機構の評価を行う前に、目視で観察した場合の乾燥表層の形成について議論を行う必要がある。

乾燥表層は、本実験で使用したカラムが無色透明

な塩化ビニール板製であったことから、実験進行中にカラム側面から明瞭に識別できた。乾燥表層は含水量の違いにより、その下部の土壌と色が異なり白っぽく見える。そこでこの色が明瞭に異なる境界面までの深さを乾燥表層厚とした。

先ず、Exp. 1 から Exp. 4 までの実験における乾燥表層厚の経日変化（第4図）をみると、Exp. 1、3に比べ、Exp. 2、4では蒸発日数2日目以降に層厚が急激に大きくなる。つまり、放射の供給により表層の土壌水分（液状水）の気化が進み、乾燥表層厚が増すことがわかる。またこの図から、地下水面の深さが80cmより深い場合には、乾燥表層の形成速

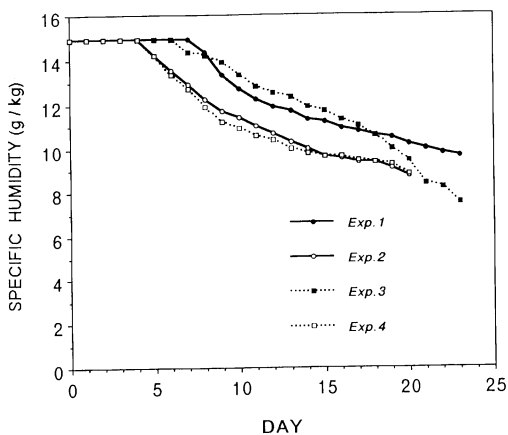


第4図 乾燥表層 (D.S.L.) 厚の経日変化 (Exp.1—Exp.4)

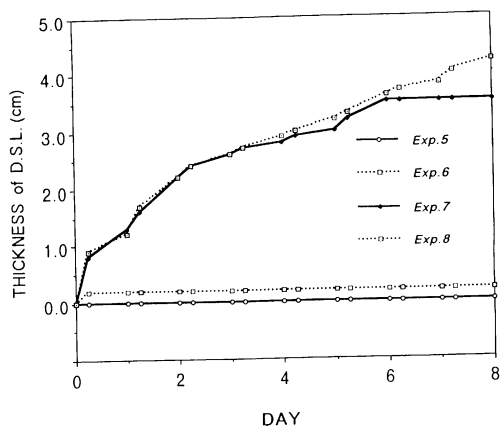
度は地下水面の深さによらず、放射の有無等の外的条件に依存することがわかる。Exp. 1, 2 に比べ Exp. 3, 4 の乾燥表層厚が蒸発日数 4 ~ 5 日目以降で大きく増しているが、この原因は Exp. 1 の開始前に水締めにより土壌試料を充填し、Exp. 2 から Exp. 4 までの実験では地下水面を上昇させて土壌表層までを短時間で飽和させただけであったために、実験が繰り返されるにつれて表層土壌が相対的に乾燥していったことに起因するものと考えられる。

第 5 図は、土壌表層 2 cm に埋設した静電容量式湿度センサーから求めた Exp. 1 から Exp. 4 の 4 つの実験における比湿の経日変化である。ここで、比湿は湿度センサーから出力された地温と相対湿度から計算したものである。図より、地下水面の深さが 80 cm 以深の場合、地下水面の深さは表層土壌の比湿の変化に影響を及ぼさないことがわかる。つまり乾燥表層の形成と表層土壌内の比湿の変化は、地下水面が 80 cm 以深の場合、内的条件としての地下水面の位置よりも、むしろ外的条件としての放射の有無に依存している。なお Exp. 3 の 19 日目以降においては、比湿が Exp. 1 に比べ急減している。これは Exp. 3 の 16 日目以降における乾燥表層厚の増加に起因するものであると考えられる。

一方、Exp. 5 から Exp. 8 までの実験における乾燥表層厚の経日変化（第 6 図）をみると、地下水面の深さが 40 cm の Exp. 5 では、終始乾燥表層が形成



第 5 図 表層 2 cm における土壌内比湿の経日変化



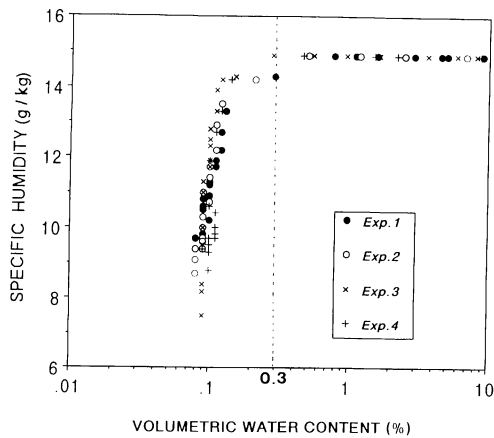
第 6 図 乾燥表層 (D.S.L.) 厚の経日変化 (Exp.5—Exp.8)

されていない。また地下水面の深さが 50 cm の Exp. 6 でも、ごく表層に 0.2 cm 程度の乾燥表層が形成されたに過ぎない。一方、地下水面までの深さが 80 cm の Exp. 8 では実験終了時点まで層厚が進行し続けている。そして 60 cm の Exp. 7 では、6 日目までは Exp. 8 と同様に進行しているが、6 日目以降は 3.5 cm で停止した。以上から、地下水面までの深さにより、最終的な定常状態における乾燥表層の層厚が決定されることがわかる。

2) 表層土壌における液状水水分量と水蒸気量の関係

次に、乾燥表層の体積含水率について、同一深度に埋設した誘電式水分計から得られた体積含水率と静電容量式湿度センサーから得られた土壌内比湿とを比較し、考察する。

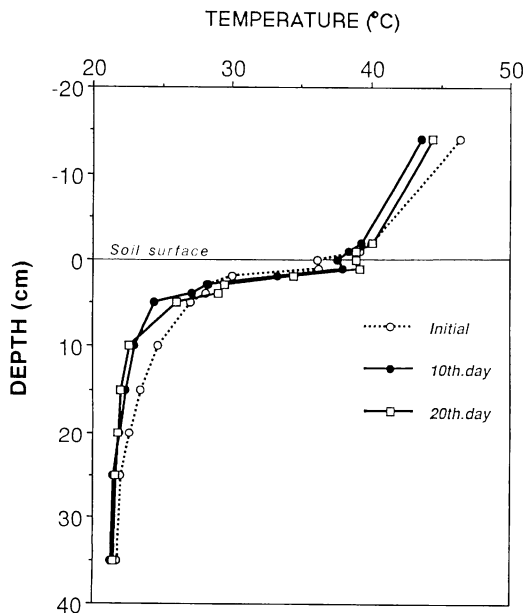
Exp. 1 から Exp. 4 の実験で得られた表層 2 cm における体積含水率と土壌内比湿の関係を第 7 図に示す。全ての実験において体積含水率が 0.3% (pF 値で 7 以上) になると、比湿は 14.9 から急激に低下する。これは、蒸発面が両センサーの埋設地点に達した時点での液状水と水蒸気のそれぞれの水分量を表しているものと考えられる。蒸発面の通過によるこのような急激な比湿の減少は、蒸発面を境に体積含水率が急減していることを意味し、蒸発面が乾燥表層の下部境界となり、そこで液状水の気化が起きていることを暗示している。言い替えれば、水分量



第7図 表層2 cmにおける体積含水率と土壌内比湿の関係

0.3%以下の風乾状態になると、土壌中の水蒸気濃度が急変し、液状水移動に代わって水蒸気移動が卓越するようになるものと考えられる。

蒸発面が乾燥表層の下端に相当し、その下部への進行状況を確認するために、第8図に地温プロファイル(Exp. 2)の変化を示す。この図は土壌面を照射した場合の地温プロファイルである。実験開始時



第8図 Exp.2における地温のプロファイルの変化

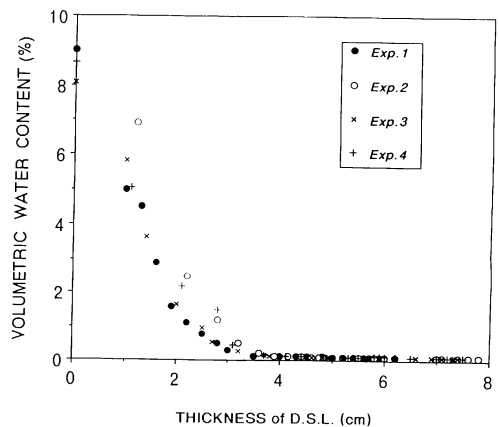
点から10日目、20日目と日数が増すにつれて、土壌面下の地温勾配が急峻となる深度の下方移行が示されている。蒸発面では液状水から水蒸気への気化が生じるため、地温が低くなるものと考えられ、上述の現象は蒸発面が土壌カラムを下方へ移行したことに起因するものと考えられる。

3) 静電容量式湿度センサーによる乾燥表層および蒸発面の追跡

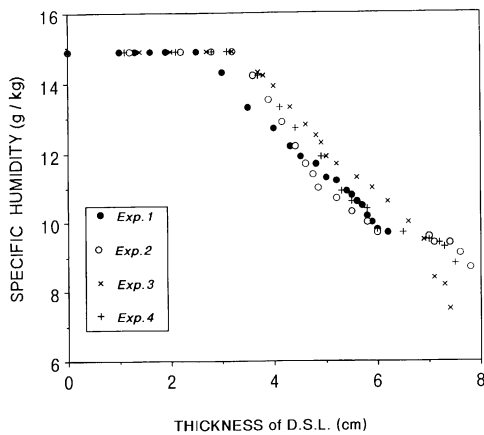
次に、容量式湿度センサーによる乾燥表層及び蒸発面の追跡の可能性について検証を試みる。

第9図に、Exp. 1からExp. 4までの実験における乾燥表層厚(目視)と表層土壌における体積含水率の関係を示す。この図によれば、層厚が3 cmの時点での水分量は0.3%となっている。誘電式水分計の埋設位置は土壌面下2 cmである。センサーの幅が2.5 cmであり、水分計全体が乾燥表層内に入った3 cmという値が結果として出されたものであろう。層厚が3 cm以上になると、深度2 cmにおける体積含水率は0.1%内外のまま変化しなくなる。つまり液状水としての水分量はこれ以上変化せず、乾燥表層内では液状水移動が起こらないことがわかる。

第10図に、Exp. 1からExp. 4までの実験における乾燥表層厚(目視)と表層土壌内比湿の関係を示す。この図においても同様に、層厚3 cmで比湿の低下がみられる。湿度センサーの埋設位置は同様に土



第9図 乾燥表層(D.S.L.)厚と表層2 cmにおける体積含水率の関係



第10図 乾燥表層 (D.S.L.) 厚と表層 2 cm における土壌内比湿の関係

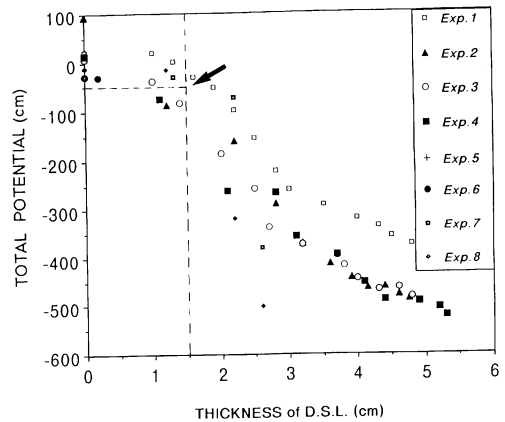
壤面下 2 cm である。センサーの幅は 1.5 cm であり、水分計と同じくセンサーの幅の影響が出たものと考えられる。体積含水率とは異なり、深度 2 cm における比湿は、乾燥表層の形成とともに徐々に減少していく。つまり乾燥表層の形成とともに、乾燥表層の上部ほど水蒸気濃度が小さくなり、乾燥表層内では上方に向けて水蒸気移動が生じているものと判断される。

センサーの幅による影響で、蒸発面の通過時点での体積含水率と比湿の測定が多少の遅れを示すものの、乾燥表層厚あるいは蒸発面の位置の把握は本研究で用いた容量式湿度センサーにより十分確認できることが判明した。

4) 乾燥表層の物理的定義

以上の考察より、豊浦標準砂の場合、乾燥表層は体積含水率が 0.3% 以下で、水分移動が水蒸気移動のみで行われる表層土壌を指すものと物理的に定義できる。

乾燥表層の下部境界は、液状水が気化するいわゆる蒸発面である。乾燥表層は、外的条件としては特に放射の供給により素早く形成される。内的条件としては地下水面の深さによりその層厚が決定し、地下水面の深さが浅いほど、層厚は薄くなる。地下水面の深さが 50 cm までの領域では乾燥表層は形成されず、地表面が蒸発面となる。



第11図 乾燥表層 (D.S.L.) 厚と表層 2 cm における全ポテンシャルの関係

5) 蒸発面とゼロフラックス面

第11図に、全実験における乾燥表層厚と全ポテンシャルの関係を示す。テンシオメータ埋設位置は土壌面下 2 cm であり、ポーラスカップの外径が 0.8 cm であるから、乾燥表層厚が 1.5 cm におけるポテンシャル値が、蒸発面における全ポテンシャルといえる。概算すると約 $-50 \text{ cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$ となる (図中の矢印)。一方蒸発面より下部の土壌の全ポテンシャルは $-50 \text{ cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$ 以上で、例えば Exp. 1 の深度 12 cm では $39 \sim 55 \text{ cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$ 、Exp. 5 の深度 5 cm では $-4.0 \sim -7.5 \text{ cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$ となっている。つまり、ゼロフラックス面は必ずしも蒸発面に存在するわけではなく、蒸発面以下の深度に存在していることがわかる。

以上のことから、表層土壌における蒸発にともなう土壌水分移動は、ゼロフラックス面を境に液状水の移動方向が決定し、ゼロフラックス面より上部に存在する蒸発面において液状水移動から水蒸気移動への相変化が行われるという形態を示すものと考えられる。

V まとめ

乾燥表層 (dry surface layer) は、豊浦標準砂の場合体積含水率が 0.3% 以下で、蒸発にともなう水分移動が水蒸気のみで行われる表層土壌をいう。乾燥表層の下部境界は蒸発面 (evaporating front) であ

る。蒸発面はゼロフラックス面よりも上部に位置し、上方移動してきた液状水が水蒸気に気化する面である。本研究ではこの蒸発面の下方への移行を静電容量式高分子膜湿度センサーで追跡した。その結果、乾燥表層内の相対湿度が最小30%前後にまで達し、予想以上に乾燥状態であったことも相まって、蒸発面の追跡が充分可能であることが示された。

乾燥表層は、外的条件と内的条件の強度の大小によりその形成機構が異なる。内的条件が小さく、外的条件が大きい場合、乾燥表層はある層厚まで形成する。外的条件としては特に放射強度に強く依存する。しかし内的条件が外的条件より勝ると、乾燥表層は形成されず地表面が蒸発面となる。本研究では内的条件を地下水面の深さとしてのみ変化させたが、この臨界点における地下水面の深さは、豊浦標準砂の場合、50cm から60cm の範囲に存在していることがわかった。

本研究においては豊浦標準砂のみに着目し、静電容量式高分子膜湿度センサーを用いて乾燥表層の形成機構及びその物理性について考察してきたが、砂質媒体以外の土壌（例えばローム、黒ぼく土等）においても、本センサーの適用が可能であるか否かについて充分に実験を行う必要がある。

謝 辞

乾燥表層の知見に関し、九州大学農学部の小林哲夫助教には別刷りを頂き、御指導を賜りました。ここに記して御礼に変えさせていただきます。

文 献

- 大政謙次(1986)：湿度センサとトレーサビリティ。農業気象, 42(2), 149-151.
- 北野寛・高橋千晴・稲松照子(1987)：塩類の飽和水溶液による湿度定点の実現方法。計測自動制御学会論文集, 23(12), 14-21.
- 小林哲夫・宮川賢治(1991)：乾燥裸地面からの日蒸発量推定法。水文・水資源学会誌, 4(3), 37-43.
- 鈴内克律・谷口真人・古藤田一雄(1990)：蒸発による土壌水分移動に関する実験的研究。筑波大学水理実験センター報告, No.14, 59-67.
- 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.
- 李千紅・小林哲夫・元田雄四郎・松田昭美・神近牧男(1989)：中国毛烏素砂漠の砂丘砂の蒸発特性。農業気象, 44(4), 301-304.
- Abramova, M.M. (1969) : Movement of moisture as a liquid and vapor in soils of semideserts. in *Proceedings of the Wageningen Symposium on Water in the Unsaturated Zone. IAHS - Unesco*, 2, 781-789.
- Fritton, D.D., Kirkham, Don. and Shaw, R.H. (1967) : Soil water chloride redistribution under various evaporation potentials. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 31, 599-603.
- Fritton, D.D., Kirkham, Don. and Shaw, R.H. (1970) : Soil water evaporation, isothermal diffusion, and heat and water transfer. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 34, 183-189.
- Gardner, H.R. and Hanks, R.J. (1966) : Evaluation of the evaporation zone in soil by measurement of heat flux. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 30, 425-428.
- Greenspan, L. (1977) : Humidity fixed points of binary saturated aqueous solutions. *J. Res. Nat. Bur. Stand.*, 81A(1), 89-96.
- Hide, J.C. (1954) : Observation on factors influencing the evaporation of soil moisture. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 18, 234-239.
- Kobayashi, T., Matsuda, A., Kamichika, M. and Sato, T. (1986) : Studies of the dry surface layer in a sand dune field. (1) Modeling of the dry surface layer of sand under isothermal steady conditions. *J. Agr. Met.*, 42(2), 113-118.
- Kobayashi, T., Matsuda, A. and Kamichika, M. (1987) : Studies of the dry surface layer in a sand dune field. (2) Effects of soil temperature gradients on the water content profiles in the dry surface layer. *J. Agr. Met.*, 43(2), 121-126.
- Kobayashi, T., Matsuda, A. and Kamichika, M. (1989) : A simple method for estimating the rate of evaporation from a dry sand surface. *J. Agr. Met.*, 44(4), 269-274.
- Kobayashi, T., Takemasa, T., Hayashi, S., Miyagawa, K. and Kominami, Y. (1991) : A model of the growth of the dry surface layer in sand dune fields. *J. Agr. Met.*, 47(3), 151-157.
- Mitsuta, Y. and Yamada, Y. (1989) : Boundary layer process over desert. *HEIFE Report.*, 4, 116-117.
- Sahashi, K., Tsukamoto, O. and Wang, J. (1990) : Ver-

tical distribution of humidity in the sand—Feasibility study—. *HEIFE Report.*, 5, 123—127.

Shimajima, E., Curtis, A.A. and Turner, J.V. (1990) : The mechanism of evaporation from sand columns with restricted and unrestricted water tables using deuterium under turbulent airflow

conditions. *J. Hydrology.*, 117, 15—54.

Van Keulen, H. and Hillel, D. (1974) : A simulation study of the drying-front phenomenon. *Soil Sci.*, 118, 270—273.