

蒸発による土壤水分移動に関する実験的研究

Experimental Study on Upward Movement of Soil Water under Evaporation

鈴木 克律*・谷口 真人**・古藤田一雄***

Katsunori SUZUNAI, Makoto TANIGUCHI and Kazuo KOTOHDA

I はじめに

乾燥地域における土壤の塩類化の現象を解明するためには、土壤水の上方移動についての研究が必要である。土壤からの蒸発についての主な研究としては、Philip(1957)、Gardner(1958)がある。Gardner(1958)は、地下水位が存在する土壤からの定常蒸発について研究し、最大蒸発速度は土壤の透水係数と、地下水面の深さに関係することを示した。また土壤表面が十分に乾燥するとすぐに、蒸発速度は液状での土壤水分の移動により決定されることを示した。

一方、土壤カラムを用いた蒸発実験によって、土壤水の蒸発のメカニズムを解明することを目的とした研究も、最近いくつか行われ始めている。山本・田中(1987)は、高温乾燥環境条件下における地下水位、土壤の成層状態が土壤面蒸発に与える影響を、おもに地下水面上の土壤カラム高が比較的小さく、土壤カラムの含水率があまり小さくない領域を対象に調べた。そして、土壤面蒸発と水面蒸発の比と、表層含水率の間には比較的高い相関関係があることを示した。また蒸発量は土壤カラム高の増加、および室温の大きさにともなって減少するという傾向を示した。

中野ら(1988)は、蒸発にともなう温度、塩分、水分の様々な変化を実験的に明らかにし、土壤中の

水分移動との関連で、これを一元的に考察し理解することを図った。そして、非常に小さい水分状態にある土壤からの蒸発にも、恒率蒸発の現象が見られることを示した。しかし、地下水面から土壤中を通過して地表面にいたる上向きの流れについての研究はあまり多くはない。特に土壤カラムを用いた室内実験では、地下水面上の土壤カラム高が小さく、土壤カラムの含水量が比較的高い領域を対象にした実験が多い。そして、土壤中の水分移動や水分プロファイルに着目した実験は非常に少ない。

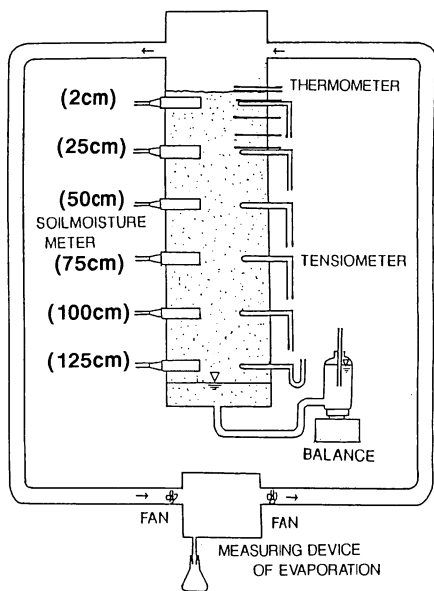
そこで本研究では、土壤カラム高が大きく、土壤の含水率が比較的小さい領域を対象に、土壤中の水分移動や水分分布に着目した。そして、土壤による蒸発量の違いを明らかにし、その違いが何に起因するのかを明らかにすると共に、蒸発する水分はどの層から供給されるのかを明らかにすることを目的とした。

II 実験方法

1) 実験装置

本研究で使用した実験装置の概略を、第1図に示す。実験カラムは、縦15cm、横15cm、高さ150cmで、厚さ5mmの透明塩化ビニール板を加工して作られている。実験の測定項目は、体積含水率、圧力水頭、気温、地温、蒸発量の計5項目である。測定項目別に、測定装置と測定方法を以下に示す。

*筑波大学・院・環境科学研究科 **筑波大学水理実験センター(現：奈良教育大学) ***筑波大学地球科学系



第1図 装置の概略

1. 体積含水率

カラム中の土壌の体積含水率を測定するために、誘電式水分計（大起理化製）を使用した。誘電式水分計は感体周囲の土壌水分量の変化に対し極めて早い応答をみせ、長期にわたる連続的な測定において他の方法に比べて有利な点が多い。その使用に際して注意すべき点は、この水分計が温度変化や水質・土壌の種類に依存することである。そのため、あらかじめこれらに対する特性を調べてから、体積含水率と水分計の出力電圧とのキャリブレーションを行う必要がある。本測器の詳細は、中川ら（1984）に示されている。

なお、誘電式水分計のセンサーの埋設位置は、土壌表面下2、25、50、75、100、125cmの6深度である。計測は、1時間間隔で行った。

2. 圧力水頭

圧力水頭の測定には、直径10mm、長さ50mmのポラスカップと圧力センサーを組み合わせた自記テンシオメータを使用した。圧力センサーの出力電圧と圧力水頭の関係は、正比例であり、1Vが水柱高1,000cmに対応している。

なお、ポラスカップの埋設位置は、土壌表面下

2、25、50、75、100、125cmの6深度である。計測は、1時間間隔で行った。

3. 蒸発量

土壌面蒸発を促し、蒸発量をとらえるために、市販の除湿器を利用して蒸発装置を作成した。装置は除湿器の冷却部だけをアクリル板でかこい、またカラムの上部にアクリル板で作った覆いをして、除湿器とカラムをビニールパイプで継いで作成した。ビニールパイプ内の除湿器側に小型のファンを取り付け、蒸発装置とカラム上部内に風をおくり循環するようにした。土壌表面より蒸発した水蒸気は、パイプ内のファンにより循環し、除湿器の冷却部でとえられる。そしてこの除湿器の電源をタイマーでオン、オフさせることにより、蒸発した水分を蒸発量捕集びんで捕らえ、蒸発（除湿）量として測定する。計測は、実験開始後24時間は1時間間隔で手測を行い、それ以降は、24時間間隔で行った。

2) 土壌試料の物理特性

本実験においては、地下水面上の毛管上昇高が非常に重要な意味をもつと考えたため、粒径の異なる3種類の土壌試料を選定した。

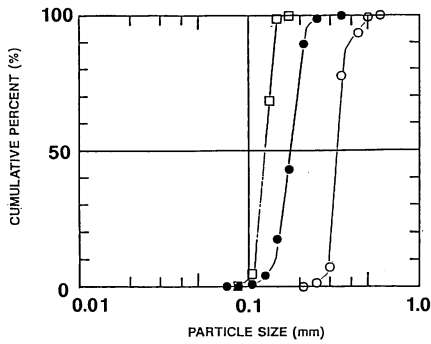
本実験に用いた土壌は、豊浦標準砂、ガラスビーズAおよびガラスビーズBの計3種類である。土壌試料の物理特性として、ゲイリュサック形比重ビンを用いた比重試験による真比重、飽和させた土壌試料の体積含水率から求めた間隙率、定水頭法透水試験による飽和透水係数を第1表に示した。

ふるい分け法によって求めた粒度分布を第2図に示した。更に、吸引法により土壌水分特性を測定した。その結果より求めた土壌水分特性曲線を第3図に示した。

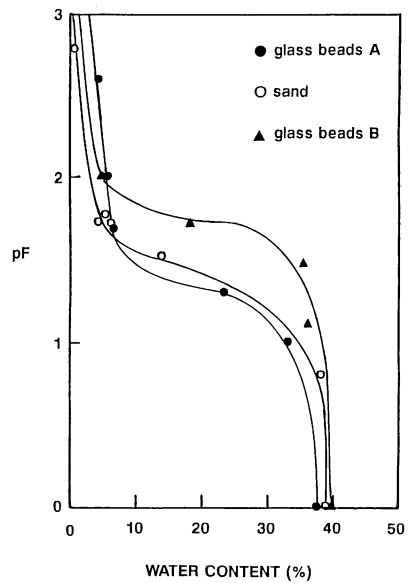
カラムへの土壌試料の充填は封入空気が残存しないよう、しかも均一に詰まるように、水を張ったカラムに土壌試料を沈降させる水締め方式で行った。なお本実験では地下水位は土壌表面下130cmの位置に設定した。実験開始の初期水分量は、水締め方式による土壌試料の充填の後、土壌表面よりの蒸発を防ぎ、カラム下端から排水を行い、流出が停止し平衡水分分布になるまで排水させた状態とした。そして、蒸発量測定装置の蒸発強度は、水面蒸発強度で

第1表 土壤試料の物理特性

material	saturated hydraulic conductivity (cm/sec)	specific gravity	porosity (%)	median diameter (mm)
sand	2.67×10^{-2}	2.64	38.8	0.17
glass beads A	5.35×10^{-2}	2.50	38.4	0.32
glass beads B	1.90×10^{-2}	2.48	39.5	0.12



第2図 粒度分布
○はガラスビーズA, ●は豊浦標準砂,
□はガラスビーズBを表す



第3図 土壤水分特性曲線

0.21cm/day に設定した。

III 実験結果

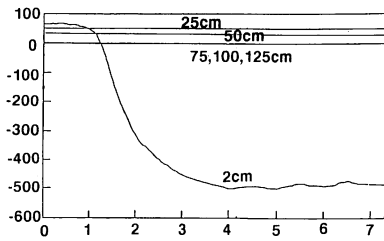
1) 全ポテンシャルの経日変化

標準砂の全ポテンシャルの経日変化を第4図-(a)に示す。全ポテンシャルの基準面は地下水面と一致させてある。土壤表面下2cmの全ポテンシャルの値が、1日目から急に小さくなっているが他深度の全ポテンシャルの値は変化がない。とくに、土壤表面下75cmから土壤表面下125cmの全ポテンシャルの値はほぼ0に近い。また、土壤表面下2cmの全ポテンシャルの値が4日目以降ほぼ一定になっているが、これはテンシオメータの測定限界付近になったためと考えられる。

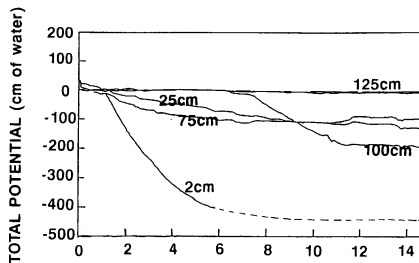
第4図-(b)は、ガラスビーズAの全ポテンシャル

の経日変化を示した図である。土壤表面下50cmのテンシオメータは異常な値を示していたため除外した。標準砂と同様に、実験開始後1日目で土壤表面下2cmの全ポテンシャルの値が急に小さくなっている。また、6日目で土壤表面下100cmの全ポテンシャルの値が減少し始めている。6日目以降の2cmの全ポテンシャルは欠測となっているが、これはテンシオメータの測定限界を越えたためである。

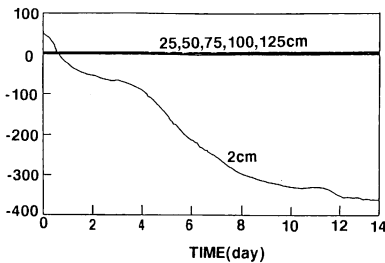
ガラスビーズBの全ポテンシャルの経日変化は、第4図-(c)に示した。土壤表面下2cmの全ポテンシャルの値は、1日目から3日目までだだらかに減少



(a) 豊浦標準砂



(b) ガラスビーズA



(c) ガラスビーズB

第4図 全ポテンシャルの経日変化

し、4日目から8日目まではそれまでより急な勾配で減少している。そして、8日目以降は1日目から3日目までとほぼ同様の勾配で減少している。土壤表面下25cmから125cmの全ポテンシャルの値は、ほぼ0に近い値であった。

2) 全ポテンシャルプロファイル

第5図一(a)は、標準砂の全ポテンシャルプロファイルの変化を示した図である。初期状態の全ポテンシャルプロファイルを見ると、全ポテンシャル勾配

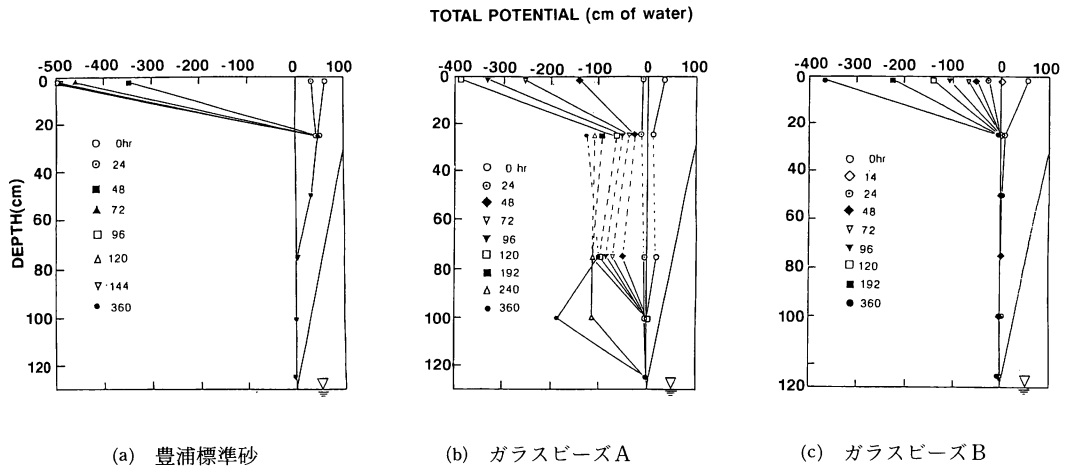
1の部分が存在している。実験開始前にわずかな排水がまだ続いており完全な平衡状態ではなかったためと考えられる。土壤表面下25cmから75cmにかけては全ポテンシャルの変化はほとんど見られず、全ポテンシャル勾配は、1のままである。また土壤表面下75cm以下の層でも全ポテンシャル勾配の変化はみられず、初期状態と同じく全ポテンシャル勾配0のままである。

第5図一(b)は、ガラスビーズAの全ポテンシャルプロファイルの変化を示した図である。初期状態の全ポテンシャルのプロファイルを見ると、表層と土壤表面下80cmから100cmの層の全ポテンシャル勾配は1に近い。蒸発による影響がかなり深部まで及んでいることが読み取れる。360時間目には土壤表面下100cmと75cmの深度で、全ポテンシャル勾配が正から負への変化点であるゼロフラックス面が見られた。

ガラスビーズBの全ポテンシャルプロファイルの経日変化は第5図一(c)に示した。初期状態の全ポテンシャルプロファイルを見ると、土壤表面下2cmから25cmの層で全ポテンシャル勾配1の部分が存在している。しかし土壤表面下25cmから125cmの層では全ポテンシャル勾配0のプロファイルを示している。そして、実験開始後14時間目には土壤表面下2cmから125cmの層で全水頭勾配が0になっている。土壤表面下25cm以下の層では、実験開始後ほとんど全ポテンシャルプロファイルに変化がみられず、全水頭勾配は0のままである。実験開始約12日後の土壤表面下2cmでは、テンシオメータの測定限界付近になり全ポテンシャルの値はほぼ一定になっている。

3) 土壤水分鉛直プロファイル

標準砂の土壤水分鉛直プロファイルの変化を、第6図一(a)に示す。実験開始14日後の最終的な体積含水率は土壤サンプリングによって求めた。初期含水率は、テンシオメータによるマトリックサクションと土壤水分特性曲線から求めたものである。最終的な土壤水分の鉛直プロファイルを見ると、ごく表層付近ではほとんど水分がないことが読み取れる。更に土壤表面下10cmのところ急激に含水率が変化していることがわかる。また初期水分分布と最終的な水分分布に違いがみられるのは土壤表面下100cmま



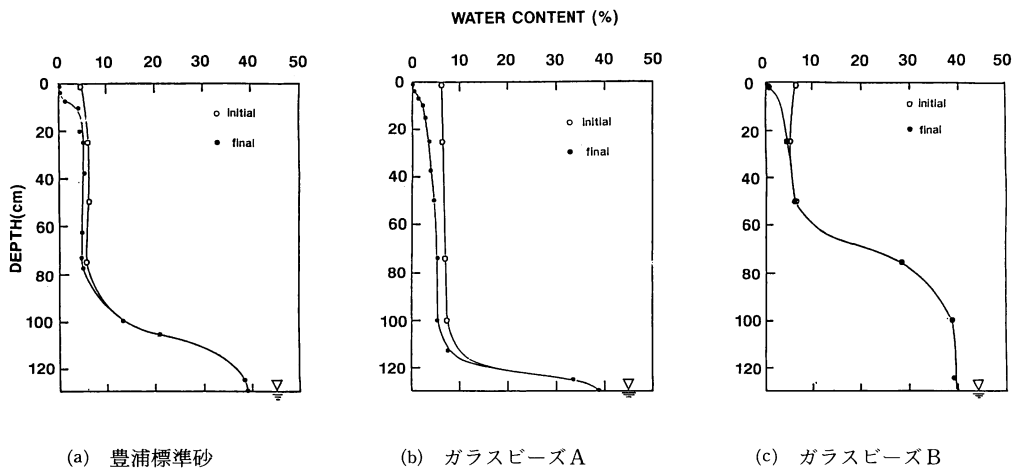
第5図 全ポテンシャルプロファイル

であり、それ以下では変化がみられない。このことから、佐倉・谷口 (1983) が分類した土壤水分保持形態の1つである飽和毛管水帯にはほとんど蒸発の影響が及んでいないことがわかる。

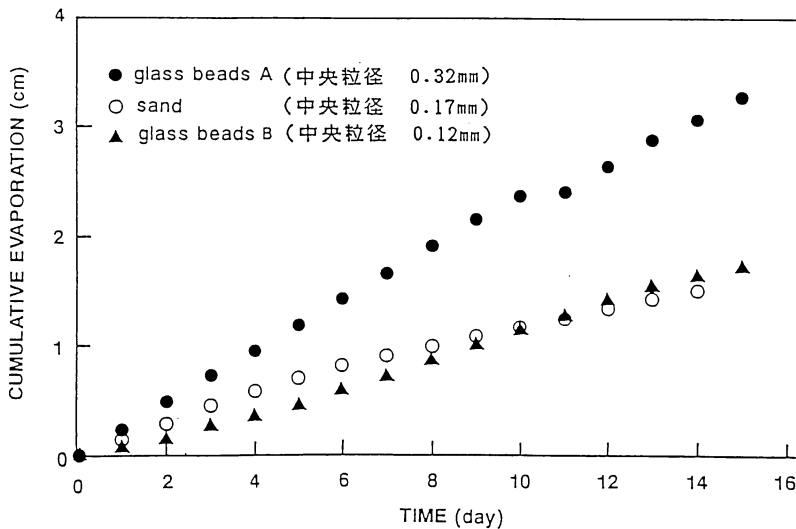
ガラスビーズAの土壤水分鉛直プロファイルを第6図一(b)に示す。標準砂のように、表層分量に急激な変化はないが、標準砂と同様に土壤表面下10cmの地点で比較的急な含水率の減少がみられる。また初期体積含水率と最終的な体積含水率に違いがみられるのは、土壤表面下120cmまでであり、それ以下

では変化はみられない。

ガラスビーズBの土壤水分鉛直プロファイルを第6図一(c)に示す。初期体積含水率と、実験開始14日後の体積含水率については、マトリックサクションと土壤水分特性曲線から求めた。体積含水率の変化がみられるのは土壤表面下25cm位までであり、それ以下の層では体積含水率の変化はみられない。初期土壤水分鉛直プロファイルと最終的な土壤水分鉛直プロファイルを比較してみると、体積含水率の変化がみられるのは土壤表面下50cmまでであり、それ以



第6図 土壤水分鉛直プロファイル



第7図 積算蒸発量の経日変化

下では体積含水率の変化はみられない。

4) 蒸発量

積算蒸発量の経日変化を第7図に示す。蒸発装置により得られた豊浦標準砂(白丸印)の14日間総蒸発量は、1.4cmである。実験開始3日目までは恒率蒸発が続き、3日目以降から積算蒸発量の増加率が減少し、減率蒸発(Gardner, 1959)となっていることがわかる。

同じく蒸発装置により得られたガラスビーズA(黒丸印)の15日間総蒸発量は、3.4cm/dayである。第7図より、かなり長い期間恒率蒸発が続いたことがわかる。ガラスビーズAの積算蒸発量が低減してくるのは、14日目以降である。つまり14日目まで恒率蒸発が続き、14日目以降から減率蒸発となっていることがわかる。

蒸発量測定装置により得られたガラスビーズB(黒三角印)の14日間総蒸発量は、1.5cmであった。第7図をみると、標準砂やガラスビーズAのように単調な曲線ではなく、大きく分けて3つの勾配部分からなっている。実験開始時から実験開始後3日間の勾配は0.08cm/day、実験開始4日後から8日間の積算蒸発量の勾配は0.13cm/day、実験開始8日後から15日間の勾配は、0.12cm/dayである。実験開始後

8日目以降が、減率蒸発段階に相当するものと考えられる。

IV 考察

1) 蒸発量と蒸発段階

実験の結果より、標準砂とガラスビーズAの積算蒸発量の変化は単調であったが、ガラスビーズBについては他の試料の結果とは異なり単調ではなかった。したがってここでは、(1)標準砂とガラスビーズA、(2)ガラスビーズBに分けて考察する。

1. 標準砂とガラスビーズA

3種類の土壌を用いて行った実験の結果、標準砂では減率蒸発が3日目以降から始まり、ガラスビーズAでは14日目以降から始まることが観測された。これと第5図一(a), (b)の全ポテンシャルプロファイルの経時変化とを合わせて、蒸発量と蒸発段階について以下に考察する。

乾燥過程の第一段階である恒率蒸発段階では、土壌表面の乾燥が比較的ゆるやかに進行する。含水率の低下とともに透水系数も低下するが、これを補償するだけの全水頭勾配が各深度で増加するため、蒸発速度はほぼ一定に保たれる。そして、蒸発が続くにつれて表面付近の含水率や透水系数は減少し、

乾砂層を形成し、更に液状水の拡散抵抗が増加する。それゆえ、蒸発面への水の流束が減少し、従って蒸発速度も必然的に低下し減率蒸発段階になったと考える。

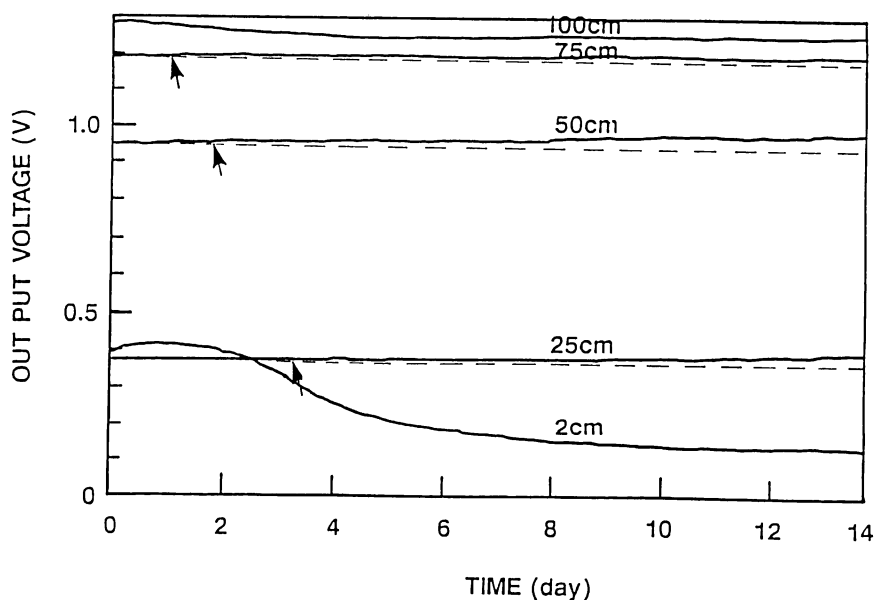
そしてその後は、蒸気態水分による移動が支配的になると考える。中野ら（1988）は、減率蒸発が発生した場合において、蒸気態水分による水分移動のみが支配的であるような時には、恒率蒸発が特殊的に再び見られることを指摘している。本研究では、実験期間が短かったためと思われるが、そのような恒率蒸発は観測されなかった。しかし、標準砂の積算蒸発量の経日変化を見ると、さらに実験を長期間行えばそのような恒率蒸発が観測される可能性があると考えられる。

2. ガラスビーズB

ガラスビーズBの積算蒸発量の経時変化は、大きく分けて三つの部分に分けられることが実験結果より明らかになった。これを、誘電式水分計の経日変化（第8図）と、全ポテンシャルプロファイルの経日変化（第5図一(c)）と合わせて、蒸発量と蒸発段階について考察すると以下のとおりである。

三つの時期は、実験開始から3日目までが第一の時期で、4日目から8日目までが第二の時期、それ以降が第三の時期である。ガラスビーズBの土壌表面下2cmの全ポテンシャルの経日変化にも、ガラスビーズBの積算蒸発量と同様の傾向がみられた。ガラスビーズBの全ポテンシャルの経日変化における三つの時期は、ガラスビーズBの積算蒸発量における三つの部分と対応している。第5図一(c)をみると、土壌表面下2cmから25cmの全ポテンシャル勾配が4日目以降から急に大きくなっている。また、日蒸発量も4日目以降から増えはじめ、積算蒸発量の勾配も同様に急に大きくなっている。ところで、ガラスビーズBの誘電式水分計の経日変化（第8図）を見ると、土壌表面下75cmの値が実験開始後1日目から増大している。これはこの層で水分量の増加があることを示している。更に、土壌表面下50cmで2日目に、土壌表面下25cmで3日目に同様の現象がみられる。これらは、下層からの水分の供給、土壌水の上方移動が起こっていることを示しているものと考えられる。

以上のことをまとめると次のとおりである。体積



第8図 ガラスビーズBの誘電式水分計出力値の経日変化

含水率の低下にともない、透水係数は低下した。しかし、これを補償するだけの全ポテンシャル勾配が増大し、更に下層からの水分の補給があったために、蒸発速度（日蒸発量）が増大し、4日目以降にみられた蒸発量の増加が起こったものと考えられる。8日目は、積算蒸発量の低減が起こり、減率蒸発段階となった。これは、表層の乾燥化が進み、風乾状態近くなったため、透水係数が著しく低下し、蒸発面への水の流束が減少したために、蒸発速度（日蒸発量）が低下したものと考えられる。

2) 毛管帯が蒸発に及ぼす影響

実験の結果、積算蒸発量はガラスビーズAが最も大きく次にガラスビーズB、標準砂の順になることが観測された。これらを、第6図一(a), (b), (c)の水分分布プロファイルと合わせて、蒸発量の違いに与える毛管帯の影響を考察すると以下のとおりである。

体積含水率の変化は、ガラスビーズAでは土壤表面下120cm付近までみられた。豊浦標準砂では土壤表面下100cm、ガラスビーズBでは土壤表面下50cm付近まで体積含水率の変化がみられた。また、初期水分量プロファイルと、最終的な水分鉛直プロファイルの差の面積から各試料の土層内の水分減少量を求め、水分減少量と総蒸発量を比較したところ、ガラスビーズAと豊浦標準砂については一致した結果が得られた。しかし、ガラスビーズBでは、総蒸発量が1.5cmで水分減少量が0.8cmと2倍近い違いがみられた。これは、IV-1)-2で述べたようにガラスビーズBにおいては、下層の毛管帯からの水分の供給があったためと考えられる。

各土壤試料の水分分布の結果に共通していえることは、蒸発の影響による含水率の変化がみられるのは、土壤表面から不飽和毛管帯の上縁までの部分（いわゆる懸垂水帯部分）である。そしてその懸垂水帯の長さを規定するものは、土壤試料の粒径に起因する毛管上昇高と、地下水位の高さである。また、同じ蒸発期間（14日）での含水率の変化幅の大きさは、ガラスビーズA、標準砂、ガラスビーズBというように粒径の大きさの順に対応している。これは、土壤の粒径による不飽和透水係数と水蒸気伝導率の違

いによるものではないかと考える。

以上のことから、一定温度下において強制蒸発を行った土壤面からの蒸発においては、土壤の粒径、地下水位の高さ、不飽和透水係数、水蒸気伝導率が土壤水分の蒸発を支配する主要因ではないかと考える。

3) 下層からの水分供給

ガラスビーズBでは、下層の毛管帯からの水分の供給という現象がみられた。しかし、ガラスビーズAや標準砂ではこのような現象は見られなかった。そこで、この現象について考察すると以下のとおりである。

標準砂の全ポテンシャルプロファイル（第5図一(a)）を見ると、土壤表面下25cm以下の層では動水勾配 i は下向き負であることがわかる。動水勾配が下向き負であるということは、液状水の流束の方向は鉛直下向きであることを示している。実験開始の初期状態を作るためのカラム下端からの排水が停止した後にも、土壤内部での降下浸透が残っていたために、このような下向きの動水勾配が存在したと考える。しかし、水分分布プロファイルによると、下向きの動水勾配を持つ下層においても水分量が減少している。このことから、標準砂では蒸発による液状水の移動はあまり多くなく、蒸気態水分による移動が主だったものと考えられる。

ガラスビーズAについてみると、土壤表面下25cmから75cmの層で10日目から上向きの動水勾配が生じている。しかし、動水勾配 i の大きさは小さい。しかも乾燥が進んでいるので、不飽和透水係数が非常に小さくなっている。このため、不飽和透水係数 K と動水勾配 i の積である流束 q は非常に小さい。また、標準砂と同様に、水分分布プロファイルによると下層においても水分量の減少がみられる。したがって、土壤水分の移動の主なるものは蒸気態水分ではないかと考える。

最後にガラスビーズBについてみると、他の土壤に比べ毛管水帯の長さが長く、比較的水分量の多い不飽和毛管帯の上縁から上層で、動水勾配が上向きになっていることがわかる。そして動水勾配は大きいため、不飽和透水係数が表層付近で小さくても蒸

発面への連続的水分の供給があったのではないかと考える。

ところで、Philip and de Vries (1957) は、間隙の中で水蒸気が土中水の蒸発により発生し、これが移動し、移動した先で凝集により再び土中水に戻るような物理現象の伝播があることを指摘した。このとき、土中水は土粒子接合部に集積しているものと見なし、この土中水を液島と呼んだ。本実験での下層からの蒸気態水の移動は、このような液島の伝播により上層へと移動したのではないかと考える。

V おわりに

本研究では、蒸発が土壌水分の移動にどのような影響を与えるかを明らかにするために、鉛直土壌カラムを地下水位一定条件下で強制蒸発を行い実験を試みた。その結果から明らかになったことをまとめることとなる。

- 1 実験開始から14日までの総蒸発量は、ガラスビーズA (中央粒径0.32mm)、ガラスビーズB (中央粒径0.12mm)、豊浦標準砂(中央粒径0.17mm)の順に多かった。
- 2 豊浦標準砂では、実験開始3日目以降から減率蒸発段階となったのに対し、ガラスビーズAでは、実験開始14日目以降から、ガラスビーズBでは、実験開始8日目以降から減率蒸発段階となった。
- 3 蒸発の影響による含水量の変化がみられたのは、土壌表面から不飽和毛管帯の上縁までの部分(懸垂水帯)であった。
- 4 ガラスビーズBでは、下層の毛管帯からの水分供給がみられた。
- 5 豊浦標準砂では、実験開始後14日で厚さ5cmの乾砂層を目視で確認することができた。

謝 辞

本論文を草するにあたり、安仁屋政武助教授、松本栄次助教授、田瀬則雄講師には大変重要なお指導をいただき、感謝申し上げます。

そして、実験施設および研究の場を快く提供してくださった、嶋田純講師をはじめ筑波大学水理実験センターの方々に厚く御礼申し上げます。

文 献

- 佐倉保夫・谷口真人 (1983) : 土壌水の移動特性に関するカラムを用いた降雨浸透実験, 地理学評論, 56-2, 81-93.
- 中野政詩・宮崎 毅・前田志伸 (1988) : 蒸発に伴う土壌の水分, 塩分, 熱の移動, 土壌の物理性, 58号, 30-39.
- 中川慎治・向井雅之・古藤田一雄 (1984) : 誘電式水分計のキャリブレーション, 水理実験センター報告, 8号, 75-81.
- 山本太平・田中 明 (1987) : 地下水位一定の土壌カラムからの蒸発と水分量分布の定常解析, 農土論集, 129号, 17-24.
- Gadner, W. R. (1958) : Same steady-statesolutions of the unsaturated moisture flow equation with applicationn to evaporation from a water table, *Soil Sci*, 85, 228-232.
- Gardner, W. R. (1959) : Solution of the flow equation forthe drying of soils and other porous media, *Soil Sci. Soc. Am. Proc*, 23, 183-187.
- Philip, J. R. (1957) : Evaporation, moisture and heat fields in the Soil, *J. Meteorol*, 14, 354-366.
- Philip, J. R. and de Vries, D. A. (1957) : Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 38, 222-228.