砂丘地における乾砂層の蒸発抑制効果

竹田 信*

Restriction of Evaporation Caused by Dry Sand Layer on Syounai Dune

Shin Takeda*

abstract

It is expected that permeable dune sand areas have high potential of recharge to groundwater. The purpose of this paper is to clarify the soil moisture movement mechanism in unsaturated zone on the bare soil surface site on the Syounai Dune area. Actual evaporation during 11 fine weather days was about 5—26% of the Penman potential evapo-transpiration. Evaporation experiment indicated that the thickening of dry sand layer restricted evaporation. As the result that the dry sand layer restrained evaporation, we could expect that the amount of recharge in the sand dune area increased relatively.

key words: dune, dry sand layer, evaporation

要 旨

浸透能が高く地下水の涵養域である砂丘地において不飽和帯土壌水分の動態について調査を行った。夏季の11日間無降雨期間において、庄内砂丘地域の裸地における土壌水分を観測し、不飽和帯の水収支から裸地での実蒸発量の推定を試みた。この実蒸発量はペンマン法により推定される可能蒸発散量の5～26%に相当した。裸地からの実蒸発量がこの様に小さい値になった理由として、地表面に形成される乾砂層の蒸発抑制効果が考えられる。このことは裸地を想定した本研究でのカラム実験においても実証

された。蒸発量が乾砂層によって抑制される砂丘地では、相対的に降雨量に対する涵養量の割合が大きくなることを示唆した。

1. はじめに

砂地は保水性が低く、そこに生育する植物は風害を受け易いことから、「砂丘は不毛の地である」といわれてきた。しかし砂丘地の裸地地表面は極度に乾燥した乾砂層であるが(松田ほか, 1977、宮崎・雨宮, 1973、など)、その直下は湿潤であるという土壌水分の特徴が知られるようになり、近年の地下水利用と農業技術の発展と相まって砂丘地農業を可能にした。またオランダでは浸透能の高い砂地に人

* (株) 東芝 研究開発センター 環境技術研究所

工涵養施設を建設し成果をあげている(佐倉,1990)。このように砂丘地などの砂質地域は地下水涵養量が多いことが予想され、水資源の供給源として注目される。

砂丘地における乾砂層は厚さ数 cm で、層内部の体積含水率は非常に小さく、風乾状態に近い。一般に砂丘砂の乾砂層はそれ自身白い色を呈しており、黒い下部の層との境界は色によって判断できる。野村・井上(1979)は鳥取砂丘にて散水後の乾砂層の発達について触れ、乾砂層厚は日変化を示しつつ漸増することを確認した。さらに表層付近の土壤水分は地温と密接に関係し、地温が低下すると土壤水分が増加するという凝縮のプロセスを推察した。Kobayashi *et al.* (1991)は乾砂層厚の変化、夜間凝縮のメカニズムを3層モデルで説明した。即ち、下層から液相で移動した土壤水分が、中層で2相(液相・気相)に変化して移動し、上層では気相で通過し蒸発する、というモデルである。このモデルでは上層を乾砂層、中層を土壤水分プロファイルが急激に変化する層、つまり乾砂層下部を想定している。そして湿潤な下層からの水分上昇フラックスが時間的にほぼ一定であるのに対して、上層から上方へ移動する水蒸気量(蒸発速度)が地温に伴って日変化を示すために、その境界に位置する中層や上層の土壤水分が日変化を示すと説明した。この研究は蒸発のメカニズムを詳細に検討したものとして非常に注目すべきものである。しかし彼らの示した3層モデルでは地表面層に近い部分が対象となっているため、ゼロフラックス面(以下、ZFP、と略す)についてはまったく触れていない。この他にも、砂丘地における蒸発量を推定・算出した研究、乾砂層と地温・熱収支との関係を考察した例は数多い。しかしいずれも地表面層付近に主眼がおかれているため、これらの現象が水循環の一過程であるとする水文学的研究に位置づけられるものはほとんどない。

本研究は浸透能が高く地下水涵養域として期待される砂丘地における不飽和帯土壤水分の動態に着目し、日本で最大級を誇る庄内砂丘において現地観測を行った。特に蒸発という水文現象に着目し、11日間無降雨が連続した期間における裸地での不飽和帯の土壤水分プロファイルを観測し、不飽和砂層中における土壤水分の移動機構を明らかにした。また同期間における裸地での実蒸発量の推定を試み、各気象要素から計算されるペンマン法による可能蒸発散

量と比較検討を行った。さらに蒸発メカニズムを検討するために裸地を想定したカラム実験を行い、砂丘地裸地地表面に形成される「乾砂層」と蒸発との関係を検証した。

2. 研究方法

2. 1 研究地域の概要

庄内砂丘は山形県庄内平野の海岸部に発達し、その規模は北の鳥海山山麓の吹浦から南は鶴岡市湯の浜に至る延長33km、最大幅3 km、最高点標高62.5m、総面積はおよそ80km²におよぶ。庄内砂丘は大きく2つの南北に延びる砂丘列からなり、西から第1砂丘、第2砂丘と呼ばれる(第1図)。第1砂丘は海拔10~15mで、頂部に幅約200mほどの人工防風林が存在する。第2砂丘は海拔30~60mほどで、東側がやや急斜し、東斜面の裾野には湧水が点在する。また第2砂丘は南部がやや高く、海岸線に直行する横列砂丘群もいくつかみられる。両砂丘の間には海拔5~15mの低地帯及び緩斜面があり、中央低地(砂丘低地)と呼ばれている。中央低地には海岸線に平行な幅数mの防風林が帯状に存在し、これは衛星画像によっても識別できる。

2. 2 観測地点の概要

本研究では中央低地のほぼ中央、酒田市最南端に位置する山形県立砂丘地農業試験場内で現地水文観測を実施した。以下、本地点を裸地と呼ぶ。裸地は試験場の気象観測施設に隣接し、丈が数~10cmの雑草がまばらに地表を覆う。半径10m以内には灌水設備はなく、自然の状態と環境条件は同じとみることができる。裸地の地表標高は10.58mである。裸地の新砂丘砂について粒度試験を行った結果、深度による粒径の差はほとんどなくほぼ均質であるといえる。また固相率はいずれの深度も50~55%で、明らかな土層構造の相違は認められなかった。

2. 3 観測方法

不飽和砂層中の土壤水分の移動機構を把握するため、圧力水頭及び土壤水分量の測定を行った。観測は1989年および1990年の夏季に集中してそれぞれ約2ヶ月間ずつ行った。圧力水頭は水銀マノメータ式テンシオメータ(埋設深度は20cm、50cm、100cm、200cm、300cm)で、土壤水分量は中性子水分計でそ

第1図 調査地域

Fig.1. Study area. Solid squares indicate springs, solid circle indicates observation site.

れぞれ観測した。中性子水分計による土壌水分量の計測深度は深度20cm、50cm、75cm、以下25cmごと地下水面までとした。なお本研究で使用した機器は、MODEL SRM-1D、直読式挿入型である。本機種は速中性子源と熱中性子検出管が1本のプローブに組み込まれているもので、プローブ長が685mm、直径が40mm、線源は ^{252}Cf の50 μCi 、検出は ^3He 管である。アクセスチューブは鉄製で、外径60.5mm、内径52.9mm、埋設深度は450cmである。

本研究ではペンマン法による可能蒸発散量(以下、ペンマン蒸発散量、と略して呼ぶ)は中尾(1971)に従い、以下の式によって算出を行った。

$$E_o = \frac{0.417\Delta * (\text{He}/59) + 0.27E_a}{0.417\Delta + 0.27} \quad (1)$$

$$H_e = \frac{(1-r)R_A - \delta T^4 (0.56 - 0.078\sqrt{e_d})}{(0.1 + 0.9n/N)} \quad (2)$$

$$E_a = 0.26(0.5 + 54u/100)(e_a - e_d) \quad (3)$$

ここで、 E_o : 蒸発量 [mm/day]

Δ : 気温の飽和蒸気圧勾配 [mb/°K]

r : アルベド (=0.3)

R_A : 日射量 [cal/cm²/day]

δ : Stefans'const. [cal/cm²/K⁴/day] (= 1.183×10⁻⁷)

T : 気温 [°K]

n/N : 日照率(日照時間に対する日照時間)

u : 風速 [m/day]

e_a : 飽和水蒸気圧 [mb]

e_d : 蒸気圧 [mb]

なお、ペンマン蒸発散量は「丈の短い草地に十分水を供給した場合に生じる蒸発散量」であり、地表面が濡れている場合には精度良く推定することが可能である。本研究では裸地に隣接した試験場の気象観測施設での観測値を用い、各気象要素は日平均・日総量の値を使用した。

3. 観測結果

3.1 土壌水分プロファイルの変化

11日間無降雨が連続した夏季の期間における裸地での土壌水分プロファイルの変化を第2図に示す。11日間の無降雨期間は1989年8月15日から26日、1990年7月27日から8月7日である。両期間の先行降雨は1989年8月14日7.5mm、1990年7月25日

第2図 裸地における土壌水分プロファイルの変化

Fig.2. Change in the profile of volumetric water content on the bare soil surface site.

0.5mm(7月19日8.5mm)である。地下水位の深度は1989年8月15日355.5cm、同26日368.0cm、1990年7月27日238.0cm、8月7日251.0cmである。ともに11日間の無降雨期間で地下水位は約13cmほど低下している。毛管水帯はいずれの期間とも約50cmであり、第2図の1990年の土壌水分プロファイルには深度200cm付近に毛管水帯の最上部がみられる。土壌水分プロファイルの形は無降雨期間を通してほぼ一定で、特定の深度にピークをもち、深度の増加とともに減衰する形を呈している。粒度分析の結果から裸地での砂層はほぼ均質であり、上述の土壌水分プロファイルのピークは蒸発及び涵養が行われた水分移動(再配分)の結果形成されたものと考えられる。しかし、前述した粒度分析の精度では現れない様な薄い細粒層の存在や、砂の締めり具合(固相率の相違)といった微細な物理的な構造に影響している可能性もある。

同期間の水利水頭プロファイルの変化を第3図に示す。同期間における水利水頭プロファイルの形から、深度50cm以深の土壌水分は常に下方へのフラックスをもち、深度300cmの水利水頭値はほぼ一定を保っていることが判る。地表面付近では蒸発

の影響がみられ、1989年8月26日の水利水頭プロファイルでは、深度50cm以浅の土壌水分は上方にフラックスをもっていることが判る。

3. 2 裸地における夏季の実蒸発量

圃場容水量は通常、24時間排水させた後の土壌水分と考えられている。砂の場合は排水の低減が長く、排水を持続させる能力も大きいという報告(Sakura, 1983)もされているが、本研究では降雨終了24時間後の土壌水分量を圃場容水量と仮定した。また土壌水分量が圃場容水量に達した後では、無降雨期間中に裸地のZFP以浅の不飽和帯から減少した土壌水分は蒸発によって減少した土壌水分に等しいと仮定した。11日間の無降雨期間中、最もZFPが深い深度に位置した時点(11日目)のZFP深度は、1989年では深度50cm、1990年では深度20cmである(第3図)。不飽和帯土壌水分の水収支から11日間の無降雨期間における裸地での実蒸発量の推定を行った(第4図)。その結果、裸地での実蒸発量は1989年では9.7mm、1990年では2.3mmと算出された。

同期間における、各気象要素から計算されるベン

第3図 裸地における水理水頭プロファイルの変化

Fig.3. Change in the profile of hydraulic head on the bare soil surface site.

第4図 裸地における無降雨期間の実蒸発量とペンマン蒸発散量の比較

Fig.4. The comparison between actual evaporation and Penman potential evapotranspiration on the bare soil surface site.

マン蒸発散量を求めた(第4図)。1989年および1990年の11日間の平均気温、日照時間、日射量、平均風速、平均湿度は、それぞれ25.1℃、25.5℃、107.7h、127.8h、240.3MJ、272.0MJ、1.8m/sec、1.5m/sec、79.5%、82.3%である。その結果、裸地でのペンマン蒸発散量は1989年では37.6mm、1990年では42.2mmと算出された。以上の様に、不飽和帯の水収支から求めた実蒸発量は、各気象要素から算出されたペンマン蒸発散量の5～26%にあたり、砂丘地裸地での実蒸発量はペンマン蒸発散量に比べ非常に小さいことが明らかとなった。

林・山野(1990)は裸地からの実蒸発量と自由水面からの蒸発量を、日本とタンザニアの半乾燥地域で比較検討した。彼らは土壌水分の飽和度と水面蒸発量は直線的な比例関係であり、土壌水分の減少に伴って蒸発量が減少することを指摘している。本研究の裸地からの実蒸発量はペンマン蒸発散量の約半分以下という値だが、この原因についても地表表層の土壌水分との関係が注目される。

4. 考察

4. 1 蒸発のカラム実験の概要と実験結果

裸地における蒸発量が小さいことは、地表表層の土壌水分と密接に関係していることが推察される。本研究ではこのことに注目し、不飽和砂層中の土壌水分の移動機構を明らかにするため庄内砂丘砂を用いたカラム実験を行った。

実験には直径67mmの透明塩ビパイプを用いた(第5図)。砂は水道水でよく洗浄し風乾した後、カラムを叩きながら均一になる様に充填した。地表面から約130ppmの食塩水を滴下し、カラムからの排水の質と量がカラムへの供給水のそれと等しくなるまで滴下を続けた。初期状態は24時間排水後とし、土柱表面上30cmに185W電球3個を設置して土柱に熱を供給し蒸発を開始させた。地表面以外の部分にはライトが当たらないようにアルミホイルで覆った。地表面には小型扇風機によって風を送り、室温は約22℃の恒温に保った。地下水面は深度140cmの一定に保ち、流出量を測定した。

実験カラムは2本用意し、一方が圧力水頭観測用、一方が分解型で土壌水分量測定用である。圧力水頭は水直結式のテンシオメータを15深度に設置して測定した(第5図)。実際には地表面に最も近いテンシ

第5図 蒸発実験カラムの概要

Fig.5. Schematic diagram of the sand column experimental apparatus.

オメータは、土壌が風乾状態であったため観測不能であった。土壌水分量は実験終了時に15のカラム(個々のカラムの高さは6cm)に分解し、各カラム単位で、100cc採土管によって採土し炉乾法によって測定した。実験はまず初期の状態を把握し、次に5日間と10日間の実験をそれぞれ行った。5日間の蒸発実験は10日間の実験での5日目の現象を捉えたものと仮定して、蒸発開始時(以下、初期)、蒸発開始後5日時(以下、5日目)、蒸発開始後10日時(以下、10日目)における観測結果について示す。

水理水頭プロファイル、土壌水分プロファイルの変化を第6図に示す。水理水頭値の基準は深度90cmである。水理水頭プロファイルの形は表層に近い部分が変化し、初期から9日目まではカラム全層で鉛直下向きの動水勾配が観測された。水理水頭勾配が鉛直上向きと下向きの境界にあたるZFPは、5日目では深度8cmより浅い深度に、10日目ではほぼ深度14cmに位置した。土壌水分の変化は、深度10cm以浅の地表面に近い部分の土壌水分が極度に低下している。5日目まではカラム全層に渡って土壌水分の減少がみられるが、深度20cm以深の土壌水分には5日目以後10日目まで土壌水分の減少はほとんどみられない。

カラムは透明であるので、乾砂層の成長の様子は肉眼で観察できる(第7図)。本実験における乾砂層の体積含水率は約0.5%であった。実験開始直後から層厚を増す乾砂層は、その成長速度を減速させながら10日目には7.0cmにまで及んだ。実験ごとによる乾砂層厚の差やカラムごとの差は認められなかった。

4. 2 カラム実験における乾砂層の評価

カラム実験の土壌水分プロファイル(第6図)からカラム内の水収支計算によって5日間及び10日間の蒸発量を求めた(第1表)。貯留減少量は地表面から深度90cmまでの各カラムの体積含水率に各カラム

第1表 蒸発実験におけるカラム内の水収支

Table Water balance of the sand column in the evaporation experiment.

	水収支 (cm ³)		
	貯留減少	流出	蒸発 (水柱高)
5日目	46.55	25.55	21.00 (5.96mm)
10日目	51.26	23.85	27.41 (7.77mm)

第6図 蒸発実験における (a)水理水頭プロファイル、(b)土壌水分プロファイルの変化

Fig.6. Changes in the profiles of hydraulic head and volumetric water content in the evaporation experiment.

第7図 蒸発実験における乾砂層厚の変化

Fig.7. Change in the thickness of dry sand layer in the evaporation experiment.

の体積を乗じ、全カラムを合計した。ここでは、地下水面は一定を保っているため毛管水帯の貯留変化分は無視できるものと仮定した。蒸発量は貯留減少量から流出量を差し引いた値で、カラム断面積で除して水柱高に換算した。例えば5日目は、全カラム内から貯留量 46.55cm^3 が減少している。この値から5日間の流出量 25.55cm^3 を差し引いた 21.00cm^3 が5日間の総蒸発量に当たる。この量をカラム断面積 35.26cm^2 で除した値 5.96mm は5日間の蒸発量(水柱高)となる(第1表)。なお本実験で5日目の(5日間の実験の)流出量が10日目の(10日間の実験の)流出量を上回っているが、この理由は不明である。5日間と10日間の実験は個々に行っており、実験の再現性などに課題があると思われる。

本実験では、5日間の蒸発実験は10日間の実験での5日目の現象を捉えたものと仮定している。従って10日間のうちで後半5日間の蒸発量は、10日目(7.77mm)から5日目(5.96mm)の蒸発量を差し引いた 1.81mm と仮定できる。つまり10日間の後半5日間の蒸発量(1.81mm)は、前半のそれ(5.96mm)の3割であることが判る。実験条件の変化はないため、このような蒸発量の低下は地表面の土壤水分の減少と関連があるものと考えられる(第7図)。5日目以降、深度 20cm 以深の土壤水分はほとんど変化せず、土

壤水分が減少したのは深度 10cm 以浅の地表面部分に集中している。また実験開始直後から層厚を増す乾砂層の成長は徐々に緩やかになっている。これらの実験結果より、乾砂層の存在は蒸発を抑制し、蒸発量の低下と共に乾砂層の成長は緩やかになっていくことが明らかになった。この様に、乾砂層と蒸発には相互に密接な関係があり、砂丘地裸地の水文現象の一つとして非常に注目される。

本研究では現地水文観測によって夏季の11日間無降雨が連続した期間における裸地での実蒸発量の推定を試みたが、この値が各気象要素から計算されるペンマン蒸発散量に比べ $5\sim 26\%$ と小さい値になった。この様に乾砂層が成長する砂丘地裸地での蒸発量が小さいこと、砂丘地裸地地表面に形成される乾砂層が蒸発を抑制していることは、本研究の実験結果から裏付けることができる。このことから、蒸発量が乾砂層によって抑制される砂丘地では相対的に降雨量に対する涵養量の割合が大きくなると考えられる。特に豪雨直後の乾砂層の成長は、浸透した降雨の蒸発を抑制し、涵養を助長させる働きをもっていると考えられる。つまり降雨終了直後から乾砂層が成長し易い砂丘地などの砂質土壤の地域が、地下水涵養に貢献しているということが推察される。

本研究では乾砂層の蒸発抑制効果について定性的

に論じてきたが、未だ定量的な議論をするまでには至っておらず、今後研究を深める予定である。また実験では5日間の実験を10日間の実験での5日目の現象を捉えたものと仮定しているが、この点について実験の再現性などの課題があり、以後検討する必要がある。

5. おわりに

本研究では砂丘地裸地における不飽和帯土壌水分の動態を明らかにするため、種々の現地観測やカラム実験を行った。そして乾砂層の蒸発抑制効果がみられる砂丘地裸地では相対的に涵養量が多くなることが明らかとなり、地下水涵養に寄与することが推察された。本研究で明らかとなったことは以下の通りである。

1. 不飽和帯土壌水分の水収支から、砂丘地裸地における夏季の11日無降雨期間の実蒸発量を求めた。その結果、裸地での実蒸発量は各気象要素から計算されるペンマン法による可能蒸発散量の5~26%と小さい値になった。
2. 砂丘地裸地を想定したカラム実験を行った。その結果、乾砂層の存在は蒸発を抑制し、蒸発量の低下と共に乾砂層の成長は緩やかになっていくことが明らかになった。この乾砂層の蒸発抑制効果は砂丘地裸地の水文現象の一つとして非常に注目され、砂丘地での地下水涵養に大きく貢献していると考えられる。

本研究を行うにあたり、千葉大学理学部地学科佐倉保夫助教授には終始適切なご指導、ご鞭撻を頂きました。東北農政局堀信美、長江亮二、中里裕臣各氏には本研究を始めるに当たり、その機会を提供して頂きました。農林水産省農業工学研究所の小前隆

美、今泉真之両氏には中性子水分計を借用するに際して大変お世話になりました。本稿の作成には千葉大学理学部地学教室の新藤静夫教授、宮内崇裕博士、小野寺真一氏をはじめとする応用地学講座の方々に貴重な助言と有益な御討議を賜りました。山形県立砂丘地農業試験場の方々には観測場所を快く提供して頂きました。以上の方々に心より感謝いたします。

なお本研究は1991年度日本水文学会学術大会で発表した内容を骨格としており、千葉大学へ提出した平成3年度修士論文の一部を加筆・修正したものである。

参考文献

- 佐倉保夫(1990): 地下水の分布と利用、大原隆・西田孝編『地球環境の変容』、朝倉書店、p.89~95.
- 中尾欣四郎(1971): 湖沼水位の安定性についての研究、北海道大学地球物理学研究報告、25、p.42~49.
- 野村安治・井上光弘(1979): 散水後の乾砂層の発達とその特性、鳥取大砂丘研報、18、p.27~33.
- 林 正貴・山野芳樹(1990): タンザニアと日本における裸地の実蒸発量の比較、日本水文学会1990年度学術大会予稿集.
- 松田昭美・神近牧男・安東登志広(1977): 砂丘地地表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、p.9~13.
- 宮崎 毅・雨宮 悠(1973): 土壌水分移動における地温と凝縮の影響について、農土論集、48、p.16~22.
- Hanks, R. J. (1967): Evaporation of water from soil as influenced by drying with wind or radiation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 31, p.593~598.
- Higuchi, M. (1984): Numerical simulation of soil-water flow during drying a non-homogeneous soil. *J. Hydrol.*, 71, p303-334.
- Kobayashi, T., Matsuda, A., Kamichika, M. and Yamamura, Y. (1991): Why the Thickness of the Dry Surface Layer in Sand Dune Field Exhibits a Diurnal Variation? *J. Agr. Met.*, 47, p.3~9.