

## 砂丘地圃場の透水係数と水分拡散係数について

井上光弘\*・野村安治\*

### Hydraulic Conductivity and Soil Water Diffusivity in a Sand Dune Field

Mitsuhiro INOUE\* and Yasuji NOMURA\*

\*Laboratory of Irrigation and Drainage Engineering, Faculty of Agriculture.

#### Summary

For the purpose of effective water management, it is very important to investigate the soil water movement in the unsaturated zone of an irrigated field. Further, it is necessary to characterize the physical and hydraulic properties of dune-sand by the experiment.

Field experiments were made by the use of both a depth-type neutron moisture meter and a surface-type neutron moisture meter, and a set of tensiometers. As a result, determination of hydraulic conductivity from the soil water content and the hydraulic head as functions of depth and time during the drying cycle in a sand dune field was described. Soil water diffusivity was also obtained by the product of the hydraulic conductivity at a given water content and the reciprocal of the slope of the soil water characteristic curve at that same water content. Then, the relations of the hydraulic conductivity and the soil water diffusivity to the water content were shown for each measuring depth in an actual sand dune field.

#### 1. ま え が き

砂丘地圃場内の土壌水分移動を理論的に取扱うためには、土と水の系に対する現地圃場の非定常不飽和流を、より合理的な方法で把握する必要がある。いま、砂丘地圃場内で自由水を対象とする土壌水分移動を考えると、水平方向の流れよりも鉛直方向の流れの方が卓越しており、土壌プロファイル内の流れを一様な不飽和状態の流れとみなすことができる。

そこで、砂丘地圃場内の土壌水分量の変化を解析するために、拡散型の鉛直次元不飽和流の式を適用した。

一般に、理論を実際の現象に適用させるには、異なった土壌水分量や土壌水圧力水頭に対して、透水係数と水分拡散係数を決定することが要求されている。しかも、基礎的な土壌物理特性から、これらの値を予測する合理的な方法がないので、試料を乱さない現地圃場実験によって、透水係数と土壌水分量、

及び水分拡散係数と土壤水分量との関係を得る必要がある。また、それぞれの土壤水分量に対して、これらの関係を決定すると、数値的に土壤水分の移動を予測することが可能となり、土壤内の水理学的挙動に関するシミュレーションに寄与する基礎データを得ることができよう。

この論文では、砂丘地圃場内のタン水定常浸潤状態、及びこれを初期条件とした排水過程で、土壤水分量と水頭を、それぞれ中性子水分計とテンシオメータを用いて測定した。そして、各深さ、各時間に対する土壤水分量や水頭のデータから、Instantaneous profile method を適用して、透水係数と水分拡散係数を決定する過程を述べ、その結果と土壤水分量との関数関係を検討した。

## 2. 理論的背景

鉛直方向の土壤水分移動に関する一般式は、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[ K(\theta) \cdot \frac{\partial H}{\partial Z} \right] \dots\dots\dots(1)$$

なる式で与えられる。ここで、土壤水分量  $\theta$  (体積含水量)、水頭  $H$  は、深さ  $Z$  と時間  $t$  の関数である。

深さ  $Z_n$  での透水係数  $K$  の値を得るために、(1)式を積分し、

$$\int_0^{Z_n} \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ = \left( K \frac{\partial H}{\partial Z} \right)_{Z=Z_n} - \left( K \frac{\partial H}{\partial Z} \right)_{Z=0} \dots\dots(2)$$

を得る。右辺第一項は深さ  $Z_n$  を横切る土壤水分フラックス、第二項は土壤表面を横切る土壤水分フラックスを意味している。いま、土壤表面を被覆し、ただ内部排水のみが生ずる状態にすると、土壤表面における蒸発等の土壤水分フラックスがゼロとなり、(2)式の左辺は右辺第一項と等しくなる。左辺は土壤表面から深さ  $Z_n$  までの連続水分プロファイルを積分して得られる単位時間当りの全土壤水分量変化 ( $dW/dt$ ) を意味しており、これが深さ  $Z_n$  を横切る土壤水分フラックス  $Q$  に等しくなる。したがって、深さ  $Z_n$  における透水係数  $K$  は、

$$K(\theta) = -Q / \left( \frac{\partial H}{\partial Z} \right)_{Z=Z_n} \dots\dots\dots(3)$$

となる。ここで  $Q = -(dW/dt)_{Z=Z_n}$  であり、 $W = \int_0^{Z_n} \theta dz$  である<sup>3)</sup>。

土壤の水分拡散係数  $D$  は、透水係数と水分容量の

逆数との積として定義される。したがって、深さ  $Z_n$  における水分拡散係数  $D$  は深さ  $Z_n$  に対する  $h-\theta$  曲線と透水係数  $K$  を用いて、

$$D(\theta) = K(\theta) \cdot \frac{dh}{d\theta} \dots\dots\dots(4)$$

なる式で与えられる。ここで  $h$  は土壤水圧力水頭で、不飽和流では一般に負の値となる。

## 3. 実験方法

この方法を圃場に適用するために、地下水が土壤表面から約30mの深さにあつて、浸潤や排水、再分布等の土壤水分移動に、地下水の流れが影響を及ぼさないとされる鳥取大学砂丘利用研究施設の実験圃場を選定し、その中に5m×5mの試験区を作成した。

土壤水分量の測定には中性子水分計を用いた。深さ5, 10, 15, 20cmの土壤水分量に対しては、TRO XLER社製の表面型水分密度計 ( $^{241}\text{Am}-\text{Be}$ ; 50mCi,  $^{137}\text{Cs}$ ; 8.1mCi) を用い直接透過方式によって測定した。また深さ30cmから100cmまではHITACHI社製の挿入型中性子水分計 ( $^{241}\text{Am}-\text{Be}$ ; 50mCi) を用いて、10cm間隔で土壤水分量を測定した。

水頭の測定には試作したテンシオメータを用いた。テンシオメータのポラスカップは市販されているものから透水性のほぼ等しいものを選び、所定の深さ(5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100cm)に埋設し、テンシオメータとマノメータを結ぶチューブにはナイロンチューブを用いた。

まず、土壤水分の横方向への移動を防ぐために、試験区の外周に深さ1mのビニールの鉛直壁を設けた。試験区の表面が1ないし2cmのタン水状態で、各深さの水頭が一定となるまで長時間カン水した。その後の、定常浸潤量、水分プロファイル、水頭プロファイルを、それぞれ、試作のベンチュリメータ、中性子水分計、テンシオメータで測定した。

カン水停止後、タン水深が減少し、水面が消失した時を排水過程の開始時間  $t=0$  として実験を行い、それと同時に、土壤表面を通過する鉛直方向の土壤水分フラックスを防ぐために、土壤表面をシートで被覆した。また、直射日光による熱フラックスの影響を少なくするため、また試験区への雨水の侵入を

防ぐためにビニールハウスを設けた。

土壌水分量と水頭の測定については、排水過程開始後2時間目までは連続して測定し、その後6時間目までは30分ないし1時間ごと、24時間目までは3時間ごと、その後7日目までは1日ごとに、測定を行った。そして、水頭Hの測定値から深さZを考慮して、各深さの土壌水圧力水頭hを求め、それぞれの深さに対する $\theta-t$ 曲線及び $h-t$ 曲線を作成した。

4. 実験結果と考察

(1) タン水定常浸潤

砂表面にタン水が発生する条件を論ずることは非常にむずかしい問題である。本実験では水盤法に似たカンガイ法で給水した。ある限界以上の水を供給すると、砂中の空気は強制的に圧縮され、かなりの量が砂表面を通して大気中に逃げるが、一部は表面下にとどまって透水性の悪い層を形成する。その付近では、圧力コウ配が大となり、しかも土壌水分量も増大して、タン水の主要原因となる<sup>4)</sup>。タン水状態の砂表面を乱すと、表面下の気泡が急激に上昇し、土壌水圧力水頭が変動するので、水頭が一定となるまで、土壌表面を乱さないようにして定常浸潤状態を維持した。このようにして得られた土壌水圧力水

頭hのプロファイルをFig.1に示した。

深さ20cmまでは、タン水の影響を受けて土壌水圧

Table 1. Calculation of soil water flux

t (min)	z (cm)	$\theta$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$dz \cdot \theta$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>2</sup> )	W (cm <sup>3</sup> /cm <sup>2</sup> )	Q=-dW/dt (cm/day)
10	5	0.160	0.800	0.800	18.9
	10	0.175	0.875	1.675	47.5
	15	0.183	0.915	2.590	67.5
	20	0.208	1.040	3.630	120
	30	0.219	2.190	5.820	217
	40	0.240	2.400	8.220	344
	50	0.259	2.590	10.810	475
	60	0.280	2.800	13.610	685
	70	0.308	3.080	16.690	832
	80	0.310	3.100	19.790	867
20	90	0.317	3.170	22.960	867
	100	0.319	3.190	26.150	881
	5	0.138	0.690	0.690	10.1
	10	0.154	0.770	1.460	23.0
	15	0.159	0.795	2.255	33.1
	20	0.169	0.845	3.100	50.4
	30	0.182	1.820	4.920	86.4
	40	0.191	1.910	6.830	124
	50	0.203	2.030	8.860	161
	60	0.210	2.100	10.960	215
40	70	0.213	2.130	13.090	284
	80	0.228	2.280	15.370	369
	90	0.256	2.560	17.930	422
	100	0.287	2.870	20.800	485
	5	0.123	0.615	0.615	3.24
	10	0.136	0.680	1.295	8.64
	15	0.141	0.705	2.000	12.0
	20	0.142	0.710	2.710	17.3
	30	0.156	1.560	4.270	27.4
	40	0.161	1.610	5.880	40.3
120	50	0.169	1.690	7.570	53.3
	60	0.175	1.750	9.320	69.1
	70	0.175	1.750	11.070	80.6
	80	0.184	1.840	12.910	99.4
	90	0.203	2.030	14.940	118
	100	0.226	2.260	17.200	147
	5	0.105	0.525	0.525	1.08
	10	0.114	0.570	1.095	2.52
	15	0.118	0.590	1.685	3.41
	20	0.118	0.590	2.275	5.28
30	0.127	1.270	3.545	7.80	
40	0.131	1.310	4.855	10.9	
50	0.136	1.360	6.215	13.2	
60	0.138	1.380	7.595	16.2	
70	0.139	1.390	8.985	20.0	
80	0.149	1.490	10.435	23.2	
90	0.153	1.530	11.965	26.6	
100	0.176	1.760	13.725	30.0	

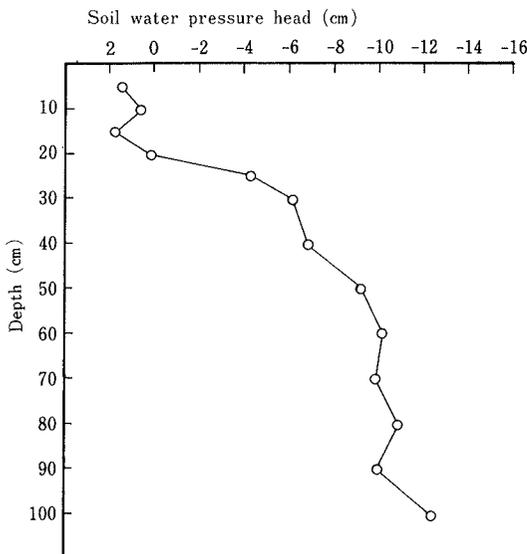


Fig. 1. Soil water pressure head profile under steady-state infiltration conditions.

力水頭が正圧となり、深さ20cmから30cmまでは圧力コウ配が大きくなっていることが、Fig. 1 から認められる。また深さ30cmから90cmまでは、中性子水分計によって測定した土壌水分量が、体積含水量で平均値  $0.324 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 、標準偏差  $0.005 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  であって、一様な水分プロフィールとなっている。一方、 $5 \text{ m} \times 5 \text{ m}$  の試験区の中央に深さ90cmの所まで埋設された  $1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$  の木枠と試作のベンチュリーメータを用いて、定常浸潤量を測定し、その平均値は  $1440 \text{ cm}/\text{day}$  で、これを(3)式に代入し、定常浸潤状態での透水係数  $K_0$  を得た。 $K_0$  の値は、ほぼ  $1324 \text{ cm}/\text{day}$  で砂丘砂の飽和透水係数 ( $K_s = 1.5 \times 10^{-2} \text{ cm}/\text{sec}$  程度) と近い値にあった。

(2) 土壌水分フラックスの算定

透水係数  $K$  を求めるためには、(3)式から明らかな

ように、土壌水分フラックス  $Q$  を求める必要がある。土壌水分フラックス  $Q$  は単位時間当りの全土壌水分量変化 ( $dW/dt$ ) であり、土壌水分貯留量  $W$  は水分プロフィールの変化から得られる。土壌水分量  $\theta$  は  $\theta-t$  曲線から求めた。このようにして得られた土壌水分フラックスの算定過程を Table 1 に示した。

排水過程では土壌水分貯留量  $W$  が減少していくので、 $dW/dt$  は負の値となる。また砂の場合、土壌水分量や土壌水分フラックスの変化が時間に伴って指数的に減少するので、 $\theta-t$  曲線から土壌水分量を決定する際の時間きざみが問題となる。そこで、本実験では、土壌水分フラックスの算定に、 $t=1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 18$  時間の値、 $1, 2, 3, 4, 5, 6, 7$  日の値を使用した。

Table 2. Calculation of hydraulic conductivity and soil water diffusivity at the depth of 40 cm.

$t$ (min) (hours) (days)	$Q$ (cm/day)	$\partial H/\partial Z$ (cm/cm)	$K$ (cm/day)	$\theta$ ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )	$h$ (cm)	$dh/d\theta$ ( $\text{cm}^2/\text{cm}^3$ )	$D$ ( $\text{cm}^2/\text{day}$ )
1 min	1200	-1.19	1000	0.325	-12.6	1000	1000000
2	806	-1.16	695	0.322	-15.6	490	287000
3	673	-1.15	585	0.315	-17.5	212	124000
4	663	-1.13	587	0.305	-19.2	150	88000
5	623	-1.11	561	0.295	-20.5	91.0	51000
7	497	-1.10	452	0.272	-22.2	61.8	27900
10	344	-1.06	325	0.240	-23.9	46.2	15000
15	193	-1.01	191	0.207	-25.2	44.9	8580
20	124	-0.980	126	0.191	-26.1	57.1	7220
30	66.2	-0.970	68.3	0.172	-27.2	60.0	4100
40	40.3	-0.950	42.4	0.161	-27.9	66.7	2830
50	28.8	-0.940	30.6	0.154	-28.4	69.2	2120
1 h	22.6	-0.950	23.7	0.148	-28.8	73.9	1760
2	10.9	-0.940	11.6	0.131	-30.1	100	1160
3	6.24	-0.930	6.71	0.122	-31.4	140	939
4	4.44	-0.910	4.88	0.116	-32.2	136	665
5	3.60	-0.910	3.96	0.111	-32.9	156	615
6	3.24	-0.920	3.52	0.107	-33.6	194	682
12	1.10	-0.930	1.18	0.095	-36.0	222	263
18	0.650	-0.920	0.707	0.089	-37.6	280	198
1 d	0.475	-0.940	0.505	0.085	-38.8	367	185
2	0.150	-0.970	0.155	0.077	-42.0	510	79.1
3	0.0575	-0.990	0.0581	0.075	-43.9	1000	58.1
4	0.0325	-0.990	0.0328	0.074	-45.0	900	29.5
5	0.0350	-0.990	0.0354	0.073	-45.7	650	23.0
6	0.0225	-0.990	0.0227	0.072	-46.3	600	13.6
7	0.00500	-0.990	0.00505	0.072	-46.7	...	...

(3) 透水係数と水分拡散係数の算定

各深さに対する透水係数Kと水分拡散係数Dは、(3)式及び(4)式から求まるが、この計算過程を、深さ40cmに対して、Table 2 に示した。ここでは有効桁数をすべて3桁とした。

このようにして決定された透水係数Kや水分拡散係数Dが、土壌水分量 $\theta$ とどのような関数関係にあるかを検討することは重要なことである。また、Table 2 の水頭コウ配 $\partial H/\partial Z$ の値がほぼ-1となることから、透水係数Kは近似的に土壌水分フラックスQと等しくなる。このときには、透水係数Kは土壌水分量 $\theta$ の変化のみによって支配されることになる。

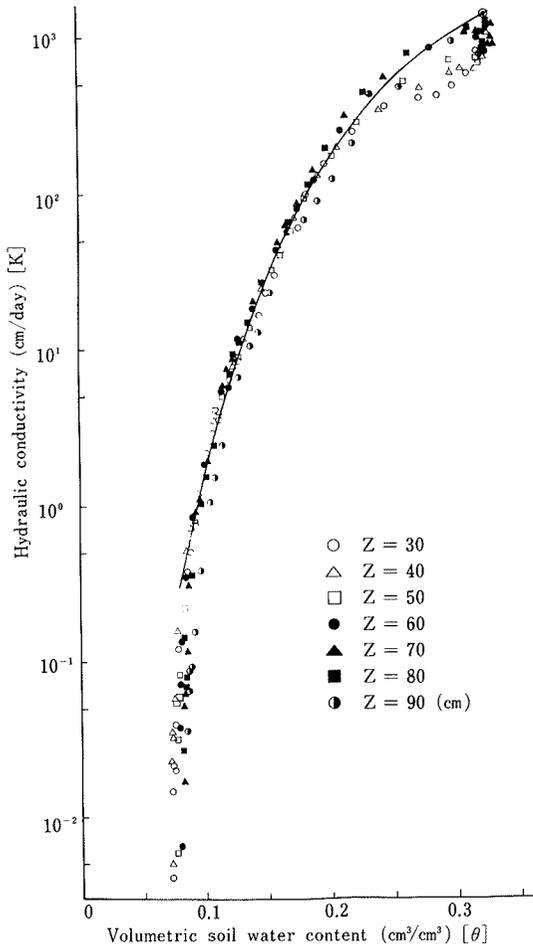


Fig. 2. Hydraulic conductivity as a function of soil water content measured from depth of 30 cm to 90 cm.

(4) 透水係数と土壌水分量との関係

最近、透水係数Kを土壌水圧力水頭hの関数として整理するよりも、ヒステレシスの影響の少ない土壌水分量 $\theta$ との関数として整理することが多くなっている。また、定常浸潤状態における各深さに対する土壌水分量 $\theta_0$ と透水係数 $K_0$ で、透水係数と土壌水分量との関係を整理しようとする試みもなされている。

砂丘地圃場の透水係数と土壌水分量との関係が、Fig. 2 に示されるように変化するので、Davidsonらが提案した式<sup>2)</sup>,

$$K = K_0 \exp \{ \alpha (\theta - \theta_0) \} \dots\dots\dots(5)$$

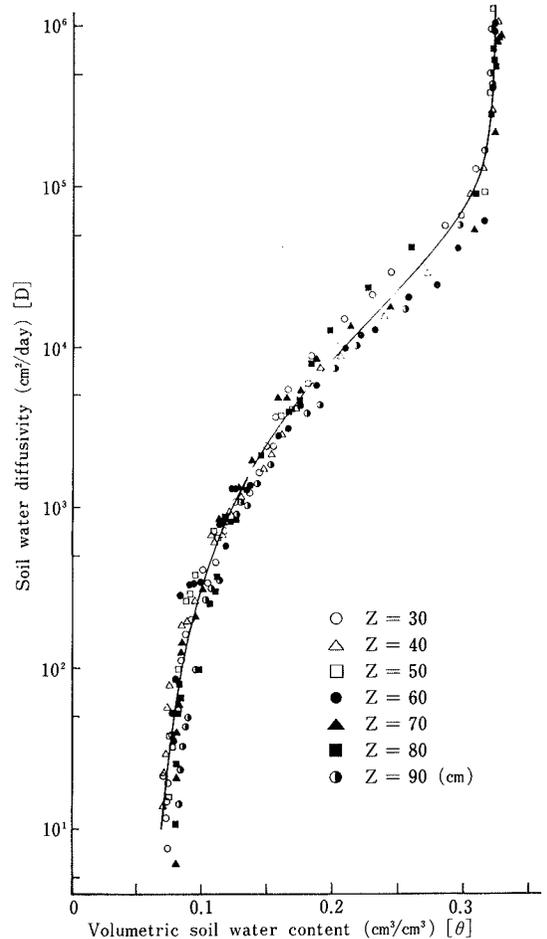


Fig. 3. Data points and a smooth curve for soil water diffusivity versus volumetric soil water content from depth of 30 cm to 90 cm.

による値を、土壌水分量や水頭の測定値から算定したKの値と比較すると、高水分領域で過小評価、低水分領域で過大評価となる。また、Reichertらも提案している

$$K = A \exp(-B\theta^2 + C\theta) \dots\dots\dots(6)$$

の式<sup>6)</sup>に、 $K_0$ や $\theta_0$ を含ませて整理すると、水分量が $\theta_0$ に近い範囲で大きな誤差を生ずるようである。そこで、今回は、 $\ln\{1 - \ln(K/K_0)\}$ と $(\theta - \theta_0)$ との直線性から、Fig.2の実線で示すように、

$$K = K_0 \exp\{1 - \exp\{\beta(\theta - \theta_0)\}\} \dots\dots\dots(7)$$

なる式で、 $\beta = -9.15$ を得た。この関数関係によるKの値は、体積含水率8.5%から26%の範囲で、測定値から算定された値とよく一致するが、低水分領域ではKの値の過大評価となる傾向にある。

全水分領域に対して、適合する関数を見出す問題も残されているが、当面、多くの試験区での実験を繰返し、砂丘地圃場の透水係数と土壌水分量との関係を決定したい。

また、水分拡散係数Dと土壌水分量 $\theta$ との関係については、その結果をFig.3に示したが、関数関係のあてはめは行わず、今後の課題とした。

## 5. あ と が き

排水過程における砂丘地圃場内の、土壌水分量と水頭を、中性子水分計とテンシオメータで測定することによって、透水係数と水分拡散係数を決定する方法を述べ、透水係数と土壌水分量、水分拡散係数と土壌水分量との関係を得た。これらの結果からも、砂丘地圃場が比較的均質な土壌構造であることがわかり、Nielsenら<sup>5)</sup>が報告した沖積土等の他の土壌と比べて、種々の深さに対してもデータにバラツキが少ないことが認められた。今後は、多くの追加実験を行い、これらのデータと土壌水分量との関数関係を検討し、さらに土壌水分移動の予測に寄与する基礎データを得たい。

本実験は、1972年来訪されたD.Hillel博士の指導のもとに行われ、IAEA/FAO共同研究者会議の討議を経て、しだいに精度の高い実験へと移行したもので、本論文は、その中間報告<sup>1)</sup>である。この実験に際し、直接、有益な助言を下されたD.Hillel博士、D.Nielsen博士、G.Vachaud博士、そして、九州大学農学部長智男教授に深謝の意を表します。

## 文 献

1. CHO, T., NOMURA, Y., YANO, T., SHIKASHO, S. and M.INOUE. 1977. The use of a surface-type and a depth-type neutron moisture meter in studies of soil water regimes — water management in a sand dune area —. A report for the coordinated research programme on the use of radiation and isotope techniques in studies of soil-water regimes : 1-86.
2. DAVIDSON, J.M., STONE, L.R., NIELSEN, D.R. and M.E.LARUE. 1969. Field measurement and use of soil-water properties. Water Resources Research. 5(6) : 1312-1321.
3. HILLEL, D., KRENTOS, V.D. and Y.STYLIANOU. 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. Soil Sci. 114 : 395-400.
4. 石原安雄・高木不析・馬場洋二. 1966. 雨水の鉛直浸透に関する実験的研究, 京大防災研年報9号 : 551-563.
5. NIELSEN, D.R., BIGGAR, J.W. and K.T. ERB. 1973. Spatial variability of field-measured soil-water properties. Hilgardia. 42 : 215-259.
6. REICHAERT, K., LIBARDI, P.L. and D.R.NIELSEN. 1975. Unsaturated hydraulic conductivity determination by a scaling technique. Soil Sci. 120 : 165-168.