

砂地圃場における排水過程の水分動態特性値

井上光弘*

昭和62年5月30日受付

Evaluation of Soil Water Properties during Drainage Periods in a Sand Dune Field

Mitsuhiro INOUE*

In order to investigate the soil water properties of dune sand, experiments on the determination of hydraulic conductivity K and soil water diffusivity D , which are functions of soil water content θ or matric potential head ψ , were made with the neutron moisture meters and the tensiometers by the steady-state infiltration method and the internal drainage method. The functional relations and its characteristics of soil water properties were discussed.

From the results of the steady-state infiltration method, it was recognized that the $K(\psi)$ relation obtained under the ponded conditions was different from that obtained under the rainy conditions. This fact are explained in terms of soil water hysteresis. The sufficient reproducibility of the experiments during the first and the second drainage periods following the ponded infiltration condition was recognized.

The $K(\theta)$ relation and the $K(\psi)$ relation could be expressed with the Averjanov's type equation, Eq. (9) and the Gardner's type equation, Eq. (10), respectively. The $\theta(\psi)$ relation could be induced from Eq. (9) and Eq. (10), and could be expressed with the van Genuchten's type equation, Eq. (11). Furthermore, the specific moisture capacity $C(\psi)$ relation and the $D(\theta)$ relation could be expressed with Eq. (12) and Eq. (14), respectively.

ま え が き

圃場における水収支や土壌水分動態を的確に予測するために、不飽和流の基礎式を使用するが、その中で運動方程式に直接関与する不飽和透水係数は、入力データとして、最も重要な水分動態特性値である。圃場内で採集

した供試土壌に対して、実験室内で不飽和透水係数を求める方法は数多くあり、Klute²⁰⁾ (1972) によってもその方法についてよくまとめられているが、代表的な採土地点の決定、供試土壌の大きさ、試料円筒と土壌との接触状態等、多くの問題がある。したがって、試料を乱さない現地圃場実験によって、土壌水分量あるいはマトリッ

* 鳥取大学農学部農林総合科学科情報科学講座

* Department of Agricultural Information science, Faculty of Agriculture, Tottori University

ポテンシャルの関数として、不飽和透水係数を決定する実用的な方法を工夫し試みる必要がある¹⁶⁾。

Roseら²⁵⁾(1965)は、土壤断面が不均一な場合について、現地圃地の土壤水分分布の時間的変化を測定して、不飽和透水係数の計算方法を示した。Watson³⁰⁾(1966)は、実験カラムの底部が大気圧である場合(地下水面が実験カラムの底部に存在する場合)、不飽和透水係数を求める瞬時プロファイル計測法(instantaneous profile method)を提案した。Bakerら²⁾(1974)は、難透水層の存在、周辺の植生の影響、斜面を有する圃場等によって横方向の流れが生じると、この方法が適用できないことを指摘した。わが国でも室内実験ではあるが、河野ら²¹⁾(1981)によって瞬時プロファイル計測法が採用されている。Hillelら¹⁴⁾(1972)は、地下水面が深くて土壤水分移動に地下水が影響しない場合、土壤水分量の時間的変化を図式法で求め、不飽和透水係数を簡単な手順で決定できる内部排水法(internal drainage method)を提案した。この方法と同様な方法が、Chengら⁵⁾(1975)によって森林土壤の透水係数を決定するために採用されている。Choら⁶⁾(1973)は、砂地圃場の深さ140cmまでの土壤断面に対して、挿入型中性子水分計、電気抵抗ガラスブロック、テンシオメータを用いて、Hillelらの内部排水法を適用して不飽和透水係数を求めた。Choと筆者ら⁹⁾(1977)および井上ら¹⁷⁾(1978)は、表面型中性子水分計を導入して、湛水排水過程について、Hillelらの方法に比べて、土壤水分量とマトリックポテンシャルの測定間隔を密にし、土壤水分貯留量の時間的変化を求めることによって、不飽和透水係数を決定する際の精度の向上を図った。

現地圃場で不飽和透水係数を求める他の方法として、散水定常浸潤法¹⁵⁾、人工クラスト浸潤法³⁾、ゼロフラックス面を有する水収支法²⁷⁾等があるが、本研究は、砂地圃場の深さ210cmまでの土壤断面に対して、中性子水分計とテンシオメータを用いて、湛水定常浸潤および散水定常浸潤と、それらに続く排水過程の実験値に基づいて、定常浸潤法と内部排水法によって不飽和透水係数を求め、さらに、砂地圃場の土壤水分特性曲線および土壤水分拡散係数の特徴と関数関係について検討を加えたものである。

理論的背景

砂地圃場内で自由水を対象とする土壤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、土壤断面内の流れを一様な不飽和状態の鉛直一次元の流れとみなすことができる。このとき、不飽和流の基礎式は、

$$Q_z = -K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial Q_z}{\partial z} \quad (2)$$

なる運動の式と連続の式で与えられる。ここで、土壤水分フラックス Q_z 、体積含水率 θ 、全ポテンシャル ϕ は、いずれも深さ z と時間 t の関数であり、不飽和透水係数 K は θ の関数である。深さ z は地表面をゼロとして下向きが正であるから、全ポテンシャル ϕ とマトリックポテンシャル ψ の関係は $\phi = \psi - z$ となり、土壤水分フラックス Q_z は下向きが正となる。

現象が定常流であれば、 $\partial \theta / \partial t = 0$ 、 $\partial Q_z / \partial z = 0$ となり、土壤の不飽和透水係数 K は、

$$K(\theta) = - \frac{Q_z}{\left(\frac{\Delta \phi}{\Delta z} \right)} \quad (3)$$

なる式で求まる。したがって、湛水定常浸潤法あるいは散水定常浸潤法では、定常浸潤が達成されたとみなせるときに、土壤断面内の水分分布 $\theta(z)$ 、全ポテンシャル分布 $\phi(z)$ および土壤水分フラックス Q_z を測定すると、深さ別の不飽和透水係数 K と土壤水分量 θ との関係が求まる。実験的には、浸潤強度を段階的に増加させた後に定常浸潤法による測定を行うと、湿潤過程の K と θ の関係が求まり、浸潤強度を段階的に減少させた後に測定すれば乾燥過程の K と θ の関係が求まる。

非定常流の場合、不飽和透水係数を求める一般的な概念を述べる。この場合(1)式を(2)式に代入し、深さ z_a 、 z_b ($z_a < z_b$) について積分すると、

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_a}^{z_b} \theta dz = \left[K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial z} \right]_{z=z_b} - \left[K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial z} \right]_{z=z_a} \quad (4)$$

が得られる。深さ z_a と z_b における土壤水分フラックスを圃場で直接測定することは困難であるが、どちらか一方の土壤水分フラックスをゼロにすれば、(4)式の左辺は土壤水分分布 $\theta(z)$ について、右辺は全ポテンシャル分布 $\phi(z)$ について、時間的変化を測定することによって不飽和透水係数を決定できる。

上述の概念で、とくに、土壤表面 ($z_a = 0$) における土壤水分フラックスをゼロにしたものを内部排水法と称し、圃場における標準的な不飽和透水係数決定法となりつつある。ここでは、内部排水法を採用し、地表面からある深さ z までの土壤水分貯留量 S_z が

$$S_z = \int_0^z \theta dz \quad (5)$$

なる式で表されるので、これを(4)式に代入し、さらに土壌水分フラックス Q_z を導入することによって、不飽和透水係数は

$$[K(\theta)]_{z=z_b} = \frac{\frac{\partial S_{z_b}}{\partial t}}{\left[\frac{\partial \phi}{\partial z}\right]_{z=z_b}} = - \frac{Q_{z_b}}{\left[\frac{\partial \phi}{\partial z}\right]_{z=z_b}} \quad (6)$$

となり、深さ z_b における不飽和透水係数と土壌水分量との関係を求めることができる。

土壌水分拡散係数 D は、不飽和透水係数と比水分容量 (specific moisture capacity) の逆数との積として定義される。したがって、深さ z_b における土壌水分拡散係数 D は、深さ z_b に対する土壌水分特性曲線 $\psi(\theta)$ と不飽和透水係数 $K(\theta)$ を用いて、

$$[D(\theta)]_{z=z_b} = \left[K(\theta) \cdot \frac{d\psi}{d\theta} \right]_{z=z_b} \quad (7)$$

なる式で得られる。

実験の方法

1 実験区

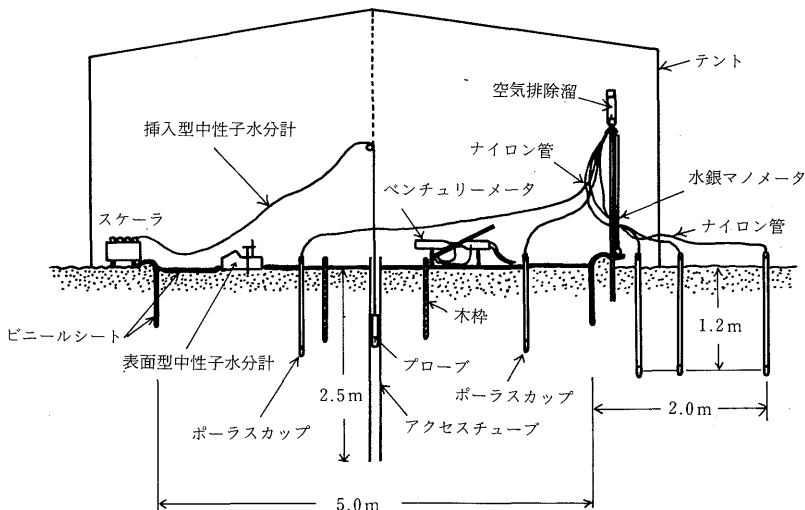
砂地圃場の不飽和透水係数を現地圃場で決定するために、鳥取大学砂丘利用研究施設内の圃場に、5 m × 5 m

の実験区 1 を作成した。挿入型中性子水分計によって、深さ 15, 30, 45, 60, 75, 90, 120, 150, 180 および 210 cm の土壌水分量を測定できるように、実験区の中央に、長さ 2.5 m、内径 41 mm、外径 45 mm のアルミニウム製のアクセスチューブを鉛直に設置した。地表面近くの土壌水分量は、表面型中性子水分計の線源深さ 5 cm の直接透過方式によって求めた。マトリックポテンシャルを測定するため、アクセスチューブから少なくとも 50 cm 以上離れた所に、深さ 5 cm から 90 cm の範囲では 15 cm ごとに、また深さ 90 cm から 210 cm の範囲では 30 cm ごとに測定地点を選び、それぞれ深さ別に 5 組のテンシオメータを埋設した。また、テンシオメータの管内に空気が侵入しないように、ナイロン管を使用し、さらに温度変化による影響を少なくするために、ガラス繊維の入った厚さ 6 mm の断熱材によってテンシオメータの水銀マンオメータおよびナイロン管を被覆した。

土壌水分の横方向への移動を防ぐために、第 1 図に示すように、実験区の外周に深さ 60 cm のビニール製鉛直壁を設けた。また、その鉛直壁から外側 50, 100, 200 cm の所に、深さ 120 cm のテンシオメータをそれぞれ 2 本ずつ埋設し、横方向の流れの有無を確認できるようにした。また、直射日光による土壌面熱フラックスの影響を減少させ、実験区内への雨水の侵入を防ぐために、降雨遮断用のテントを設けた。

2 定常浸潤法

浸潤中、ある時間間隔で中性子水分計とテンシオメー



第 1 図 実験区 1 の断面概要図

タを用いて、それぞれ土壌水分量とマトリックポテンシャルを測定した。深さ別の土壌水分量およびマトリックポテンシャルが時間的に変化しなくなるまで長時間（2日以上）にわたって給水し、定常浸潤状態における土壌水分分布とマトリックポテンシャル分布を測定した。

散水定常浸潤の場合には、給水管の圧力を一定にして往復振とう機付の多孔ホースによって散水し、さらに、その平均散水強度は、63個の内径20mmの雨量マスによって測定した。湛水定常浸潤の場合には、第1図に示すように、実験区の中央に設けた1.2m四方、深さ80cmの木枠と、試作のベンチュリメータによって浸入速度を測定した。定常浸潤状態の散水強度あるいは浸入速度、および各深さにおける全ポテンシャル勾配を測定し、中性子水分計で測定した土壌水分量に対する不飽和透水係数を前述の(3)式によって求めた。

3 内部排水法

定常浸潤状態の測定を終了して給水を停止すると、排水過程が始まる。それと同時に、中性子水分計とテンシオメータの測定を開始し、土壌表面をビニールシートで被覆した。排水過程開始後3時間は連続測定を行い、その後6時間までは30分ごとに測定した。それ以降の測定時間について、いま排水過程開始時を排水経過時間 $t_d = 0$ とするとき、 $t_d = 2$ 日までは、 $t_d = 9, 12, 18, 24, 36, 48$ 時間の各時間に測定し、 $t_d = 14$ 日までは、1日1回の測定とした。

次に、中性子水分計とテンシオメータで測定した土壌水分量 θ とマトリックポテンシャル ψ の値を、 $\log t_d$ に対して深さ別にプロットして、 $\theta(t_d)$ 曲線と $\psi(t_d)$ 曲線を作成した。ある排水経過時間 t_d における土壌水分量およびマトリックポテンシャルの値は、それぞれ、深さ別の $\theta(t_d)$ 曲線および $\psi(t_d)$ 曲線のある時間間隔でスキニングして決定した。

全ポテンシャル ϕ は、 $\phi = \psi - z$ なる式によって求めた。また、測点間距離 Δz の値が深さによって異なるので、全ポテンシャル勾配 $\Delta\phi/\Delta z$ は、これを考慮した幾何学的方法によって求めた。一方、地表面からある深さ z までの土壌水分貯留量 S_z は、(5)式によって求めた。深さ別の土壌水分フラックス Q_z は $S_z(t_d)$ 曲線の勾配 $\Delta S_z/\Delta t_d$ に相当し、幾何学的方法によって求めた。

全ポテンシャル勾配 $\Delta\phi/\Delta z$ および $S_z(t_d)$ 曲線の勾配 $\Delta S_z/\Delta t_d$ を求める場合、勾配の変化が著しいところでは時間間隔を密にとる必要がある。そこで、 $\theta(t_d)$ 曲線および $\psi(t_d)$ 曲線において、排水経過時間 t_d が、5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 75, 90, 105, 120および150分

のとき、3, 4, 5, 6, 9, 12, 18, 24および36時間のとき、2, 3, 4, 6, 8, 11および14日のときの値を内部排水法の実験値として用いることにした。

一方、不飽和透水係数を決定するとき、 $\partial\phi/\partial z = -1$ が仮定できるならば、(6)式から、深さ z_0 における不飽和透水係数は、

$$[K(\theta)]_{z=z_0} = Q_{z_0} \quad (8)$$

となり、テンシオメータによるマトリックポテンシャルの測定は不必要となる。この方法は、しばしば単位勾配排水法 (unit gradient-drainage method) として使用されている。湛水排水過程では、全ポテンシャル勾配はほぼ-1となり、散水排水過程でも、同様に全ポテンシャル勾配はほぼ-1とみなせる結果となった。このことは、砂地圃場の不飽和透水係数の決定に単位勾配排水法を適用することが有効であることを示している。

結果と考察

砂地圃場の不飽和透水係数を定常浸潤あるいは内部排水法によって求める場合、まず鉛直一次元流れであることが前提条件である。そこで、前述の実験区外側に埋設した3地点のテンシオメータによって、浸潤開始後、および排水開始後のマトリックポテンシャルの測定値を検討した。その結果、測定値の変化は認められず、実験区内の流れが鉛直一次元流れであることを確認した。

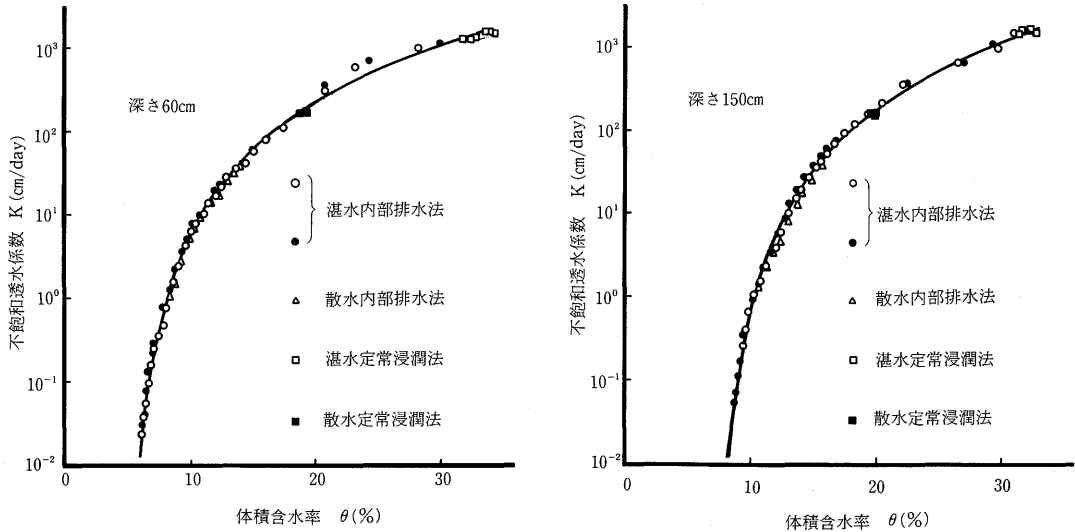
本研究では、砂地圃場の実験区1における2回の湛水定常浸潤に続く内部排水法（以下、湛水内部排水法という）と、1回の散水定常浸潤に続く内部排水法（以下、散水内部排水法という）による実験値を取扱った。

1 不飽和透水係数

不飽和透水係数は、(6)式から明らかなように、土壌水分フラックスを全ポテンシャル勾配で除して得られる。この不飽和透水係数 K については、しばしば、土壌水分量 θ の関数として、あるいはマトリックポテンシャル ψ の関数として表示されている。そこで、ここでは K と θ の関係および K と ψ の関係を検討する。

(1) 不飽和透水係数と土壌水分量の関係

例えば実験区1の深さ60cmおよび深さ150cmに対する不飽和透水係数 K と土壌水分量 θ との関係を図2に示した。ここで、□印は湛水定常浸潤法による値、■印は散水定常浸潤法による値、○印と●印は湛水内部排水法による値、△印は散水内部排水法による値である。この図



第2図 実験区1の深さ60cmおよび深さ150cmにおけるKとθとの関係

から明らかなように、定常法と非定常法によるKとθの関係、あるいは湛水内部排水法と散水内部排水法によるKとθの関係には、ほとんど相違が認められず、一本の滑らかな曲線でKとθの関係を表すことができる。

次に、実験式によるK(θ)曲線の表示を試みた。Choと筆者ら⁷⁾(1975)は、砂地圃場のK(θ)曲線に対してθの値が約8%から約11%の範囲で、log Kとθとの間に直線関係があることを示した。また、Choと筆者ら⁸⁾(1976)は、θの値が約6%から約16%の範囲で Reichartら²⁴⁾(1975)も採用した $K = a \exp(-b\theta^2 + C\theta)$ の式が適用できることを示したが、高水分領域では実験式による推定値と実験値の大きな差異を生じた。同様に Choと筆者ら⁹⁾(1977)は、Davidsonら¹⁰⁾(1969)が提案した $K = K_0 \exp\{\alpha(\theta - \theta_0)\}$ の式について検討したが、高水分領域において、この実験式による推定値が小さくなり、低水分領域で推定値が大きくなり、Davidsonらの式は適用できなかった。ここで、 K_0 と θ_0 は定常浸潤状態における不飽和透水係数と土壌水分量である。さらに、筆者ら¹⁷⁾(1978)は、 $\ln\{1 - \ln(K/K_0)\}$ と $(\theta - \theta_0)$ との直線性から、 $K = K_0 \exp[1 - \exp\{\beta(\theta - \theta_0)\}]$ なる式を提案した。しかしながら、この実験式によるKの値は、θが8.5%から26%の範囲で実験値と比較的よく一致したが、低水分領域では実験式による推定値が大きくなる傾向にあった。また筆者ら¹⁸⁾(1978)は、log Kとlog θの直線性から、 $K = K_* (\theta/\theta_*)^n$ なる式についても実験式

の適合性を検討した。ここで、 K_* 、 θ_* はlog Kとlog θとの直線上の点で、θが8%から26%の範囲で、よく適合する式であることを示した。

以上のように、砂地圃場の不飽和透水係数Kと土壌水分量θとの実験式について種々検討してきたが、これらの実験式は、ある土壌水分量の範囲に対してのみ適用できる式であった。そこで、全実験値に対して、よく適合する実験式を検討することにした。その結果、有効飽和度のべき関数で表される(9)式が実験値に対して最も適合度が高いことを示した¹⁹⁾。

$$K = K_0 \cdot \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_0 - \theta_r} \right]^n \quad (9)$$

ここで、 K_0 、 θ_0 は湛水定常浸潤状態の不飽和透水係数と土壌水分量で、 θ_r は最小水分量、nは実験係数である。(9)式は、Kとθについて K_0 、 θ_0 、 θ_r 、nの4つのパラメータを有する実験式であるが、 K_0 と θ_0 の値として、湛水定常浸潤法による実験値を用いて、非線形最小自乗法によって θ_r とnの値を求めることにした。実験区1の深さ30、60、90、120、150および180cmに対するK(θ)の実験値を(9)式の実験式で表示することを試み、その実験係数の結果を第1表に示した。第1図に示した実線は第1表に示した深さ60cmと深さ150cmに対する実験式を描いたものであり、実験値とよく適合していることが認められる。この(9)式は、Fairbridge¹¹⁾(1979)によって、Averjanov

第1表 実験区1のK(θ) 曲線の実験係数

深さ パラメータ	30cm	60cm	90cm	120cm	150cm	180cm
K_0 (cm/day)	1326	1333	1764	1592	1465	1526
θ_0	31.0	33.0	32.5	34.5	32.0	31.0
θ_R	4.9	5.9	6.1	7.3	8.1	5.9
n	3.55	2.79	2.93	3.08	3.01	3.53

の式として紹介されている。その中で、Yester の式は $n = 2.0$ 、Irmay の式は $n = 3.0$ 、Averjanov の式は $n = 3.5$ となることを示している。第1表に示した砂地圃場の実験区1の場合には、 n の値が約2.8から約3.6の範囲にあることから、Irmay の式あるいは Averjanov の式の定数に近いことが認められた。(9)式は死水領域の水分量を考慮した式であり、この式が砂地圃場の実験値とよく適合したことから、砂などのように粒径が大きい場合には、死水領域の水分量を考慮することが重要であることが確認された。

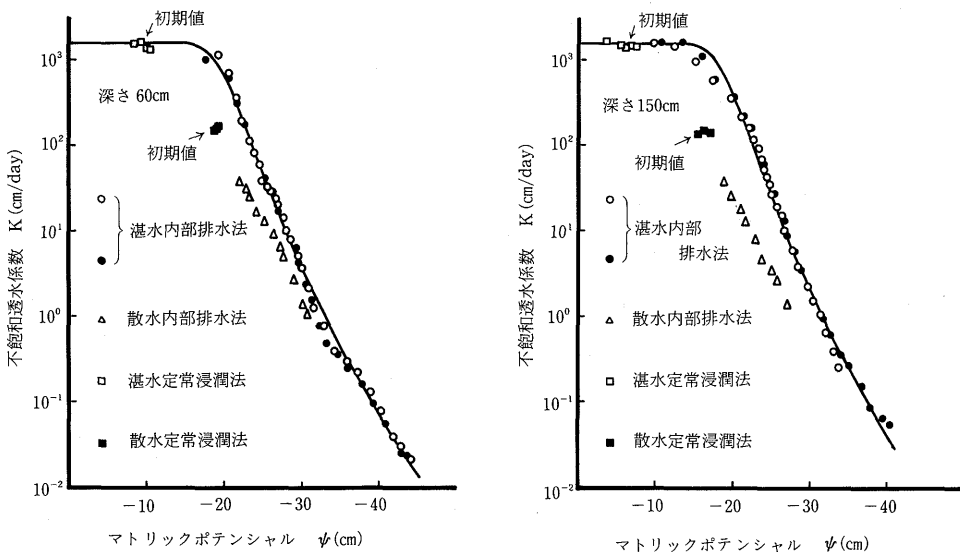
(2) 不飽和透水係数とマトリックポテンシャルの関係

次に、 K と ψ の関係を検討する。例えば実験区1の深さ60cmおよび深さ150cmに対する不飽和透水係数 K とマトリックポテンシャル ψ の関係を第3図に示した。ここで、□印は湛水定常浸潤法による値、■印は散水定常浸潤法による値、○印と●印は湛水内部排水法による値、△印

は散水内部排水法による値である。また、図中、初期値として示されている実験値は、湛水排水過程および散水排水過程の初期値であり、定常浸潤法の値と一致するものである。この図から、●印で示した1回目の湛水内部排水法による値と、○印で示した2回目の湛水内部排水法による値との間には、ほとんど相違が認められず実験の再現性が認められた。さらに、湛水定常浸潤法および散水定常浸潤法による K と ψ の関係が異なることが認められた。また、湛水内部排水法と散水内部排水法による K と ψ の関係を比較すると、内部排水過程の初期値が異なることによって、 K と ψ の関係に相違が認められる。つまり、このことは K と ψ との関係に内在するヒステリシスが大きいことを示している。

湛水内部排水法による K と ψ の関係については、一本の滑らかな曲線で表すことができるので、実験式による $K(\psi)$ 曲線の表示を試みた。Cho と筆者ら⁹⁾(1976) は、 $\log K$ と ψ との直線性から、 $K = 0.1 \text{ cm/day}$ と $K = 100 \text{ cm/day}$ との間で、 $K = a \exp(-b \cdot \psi)$ なる式が実験値によく適合することを示した。また、Cho と筆者ら⁹⁾(1977) は K の値が 0.02 から 400 cm/day の範囲で、 $K = a \exp(-b \cdot \psi)$ なる実験式が適合することを示した。

そこで、砂地圃場の不飽和透水係数 K とマトリックポテンシャル ψ との関係について種々検討し、全実験値に対して、より良く適合する実験式を検討した¹⁹⁾。その結果、



第3図 実験区1の深さ60cmおよび深さ150cmにおける K と ψ との関係

(10)式がKと ψ の実験値に対して最も適合度が高いことを示した。

$$K = \frac{K_0}{1 + (\alpha \cdot \psi)^m} \quad (10)$$

ここで、 K_0 は湛水定常浸潤状態の不飽和透水係数で、 α と m は実験係数である。(10)式はKと ψ について、 K_0 、 α 、 m と3つのパラメータを有する実験式である。 K_0 の値としては湛水定常浸潤状態の実験値を用いて、非線形最小自乗法によって α と m の値を求めることにした。実験区1の深さ30、60、90、120、150および180cmに対する $K(\psi)$ の実験値を(10)式の実験式で表示することを試み、その結果を第2表に示した。第3図に示した実線は第2表に示した深さ60cmと深さ150cmに対する実験式であって、実験値とよく適合している。この(10)式は $B = 1/\alpha$ の変数変換を行うと、Fairbridge⁽¹¹⁾(1979)によって、Gardner型の式として紹介されている式に相当する。第2表に示した砂地圃場の実験区1の場合には、 α の値が約0.05から約0.065の範囲にあること、 m の値が約12から約14の範囲にあることが認められた。また、(10)式を $B = 1/\alpha$ の関係からGardner型の式に変換し、 B の値を求めると、 B の値は約15から約20の範囲にあった。この B の値は土壤の空気侵入値に相当すると考えられていることから、砂地圃

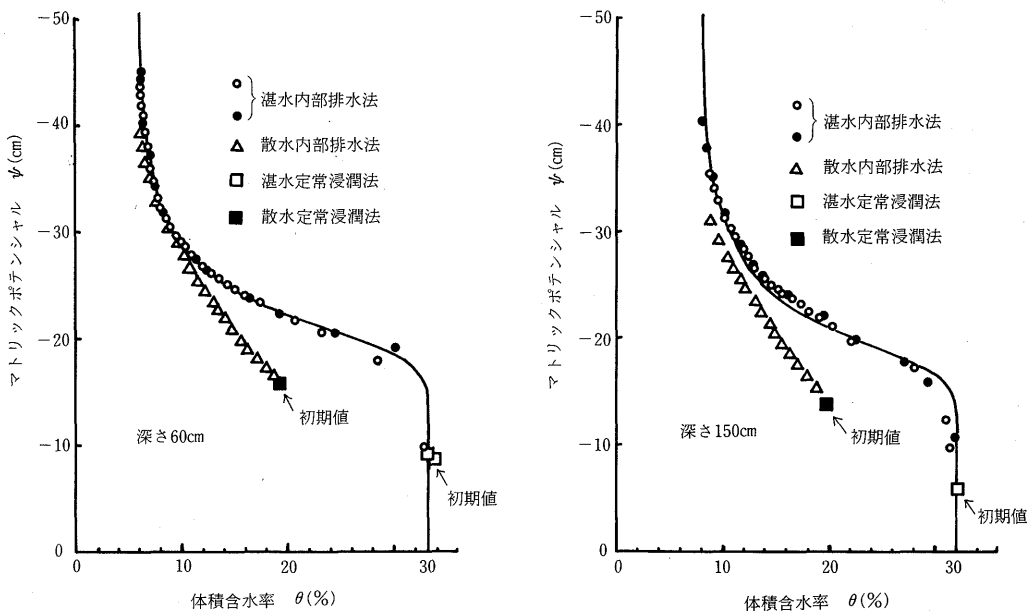
第2表 実験区1の $K(\psi)$ 曲線の実験係数

深さ	30 cm	60 cm	90 cm	120cm	150cm	180cm
パラメータ						
K_0 (cm/day)	1326	1333	1764	1592	1465	1526
α	-0.0557	-0.0505	-0.0650	-0.0644	-0.0552	-0.0583
m	12.4	14.1	12.5	13.7	13.5	13.5

場の実験区1における土壤の空気侵入値が約15cmから約20cmの範囲にあることが推察される。

2 土壤水分特性曲線

土壤水分特性曲線は、土壤の保水性を表す重要な水分動態特性値である。砂地圃場の湛水および散水定常浸潤状態と定常浸潤後の排水過程において、中性子水分計とテンシオメータを用いて測定した $\theta(t_d)$ 曲線と $\psi(t_d)$ 曲線から、ある特定の時間 t_d に対して、マトリックポテンシャル ψ と土壤水分量 θ との関係が得られる。ここでは、実験区1の深さ60cmおよび深さ150cmに対するマトリックポテンシャル ψ と土壤水分量 θ との関係を第4図に示し、それらの $\psi(\theta)$ 曲線を検討した。ここで、□印は湛水定常浸潤法による値、■印は散水定常浸潤法による値、●印は1回目の湛水内部排水法による値、○印は2回目の湛水内部排水法による値、△印は散水内部排水法



第4図 実験区1の深さ60cmおよび深さ150cmにおける ψ と θ との関係

による値である。また、図中、初期値として示されている実験値は、これらの内部排水法の初期値であり、定常浸潤法の値と一致する。第4図の結果から、内部排水法の初期値が異なることによって、 ψ と θ 関係に相違が認められた。また、●印で示した1回目の湛水内部排水法による値と、○印で示した2回目の湛水内部排水法による値との間には、ほとんど ψ と θ の関係に相違が認められず、実験によって類似した排水過程が再現できることが認められた。

湛水内部排水法による ψ と θ の関係は一本の滑らかな曲線で描くことができるので、実験式による $\theta(\psi)$ 曲線の表示を試みた。(9)式と(10)式から K/K_s を消去して、

$$Se^n = \frac{1}{1 + (\alpha \cdot \psi)^m} \quad (11)$$

なる式を、土壌水分特性曲線の実験式として誘導できる¹⁹⁾。ここで、 Se は有効飽和度で $Se = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$ であり、 α 、 m 、 n は実験係数である。土壌水分特性曲線に関する既往の実験式としては、 $Se = (\psi_b / \psi)^p$ なる Brooks and Corey⁴⁾ (1964) の式、 $|\psi| = a\theta^{-b}$ なる Gardner¹²⁾ (1970) の式、 $Se = A / \{A + (\ln |\psi|)\}^B$ なる Haverkamp¹³⁾ (1977) の式、 $Se = \{1 + (A |\psi|)\}^B - C$ なる van Genuchten²⁸⁾ (1980) の式、 $Se = A / \{A + |\psi|^B\}$ なる Vauclin and Vachaud²⁹⁾ (1981) の式、 $pF = A + B \cdot \ln [(\theta/\theta_s)^{-c} - 1]$ なる松川・相馬²²⁾ (1983) の式、 $\theta = \theta_s [C + (1 - C) / \{(|\psi|/A)^B + 1\}]$ なる Raoら²³⁾ (1983) の式などがある。

係数比較を行うと、(11)式は、 $\alpha = A$ 、 $m = B$ 、 $n = 1/C$ とすれば van Genuchten の式に相当する。また、(11)式は $\alpha = 1/A$ 、 $m = B$ 、 $n = 1$ とすれば Vauclin and Vachaud の式に、 $\alpha = 1/(10^A)$ 、 $m = 1/(2.3B)$ 、 $n = C$ 、 $\theta_r = 0$ とすれば松川・相馬の式に、 $\alpha = 1/A$ 、 $m = B$ 、 $n = 1$ 、 $\theta_r/\theta_s = C$ とすれば Raoらの式に変形できる。つまり、(11)式は、これらの実験式を包括した一般的な式となっている。第4図の実線は、第1表ならびに第2表に示したパラメータ n 、 m 、 α を用いて、(11)式を描いたものである。この(11)式はS字型になった土壌水分特性曲線を表し、実験値によく適合することが確認された。

3 土壌水分拡散係数

土壌水分拡散係数 D は、(7)式のように、不飽和透水係数 K と比水分容量 $C = d\theta/d\psi$ の逆数の積として定義される。 $D(\theta)$ 曲線の特徴を検討するために、例えば実験区1の深さ60cmおよび深さ150cmに対する土壌水分拡散係数

D と土壌水分量 θ の関係を第5図に示した。ここで、●印は1回目の湛水内部排水法による値、○印は2回目の湛水内部排水法による値、△印は散水内部排水法による値である。第5図に示すように、 $D(\theta)$ 曲線は滑らかな逆S字型の曲線を呈している。また、排水過程が始まった直後では、若干、実験値にばらつきが認められるけれども、土壌水分量が約18%より少ない水分領域では1回目と2回目の湛水内部排水法による値と散水内部排水法による値とがよく一致している。

$D(\theta)$ 曲線の実験式について、Gardnerら¹²⁾ (1970)は、 $\log D$ と $\log \theta$ との間に直線関係が認められるとして、 $D = A \theta^B$ なる式を採用している。また Simmonsら²⁶⁾ (1979)は、 $\log D$ と θ との間に直線関係が認められるとして、 $D = D_0 \cdot \exp [\beta (\theta - \theta_0)]$ なる式を採用している。これらの式は D と θ の関係を両対数紙あるいは片対数紙にプロットして、その直線性を調べれば、その式の適合性が容易に判断できる点で、多くの研究者に採用されている。一方、筆者ら¹⁸⁾ (1978)は、砂地圃場における実験値に対して、 θ の値が約26%以下の範囲で、 $D(\theta) = D_* (\theta/\theta_*)^B$ なる実験式が適用できることを示した。

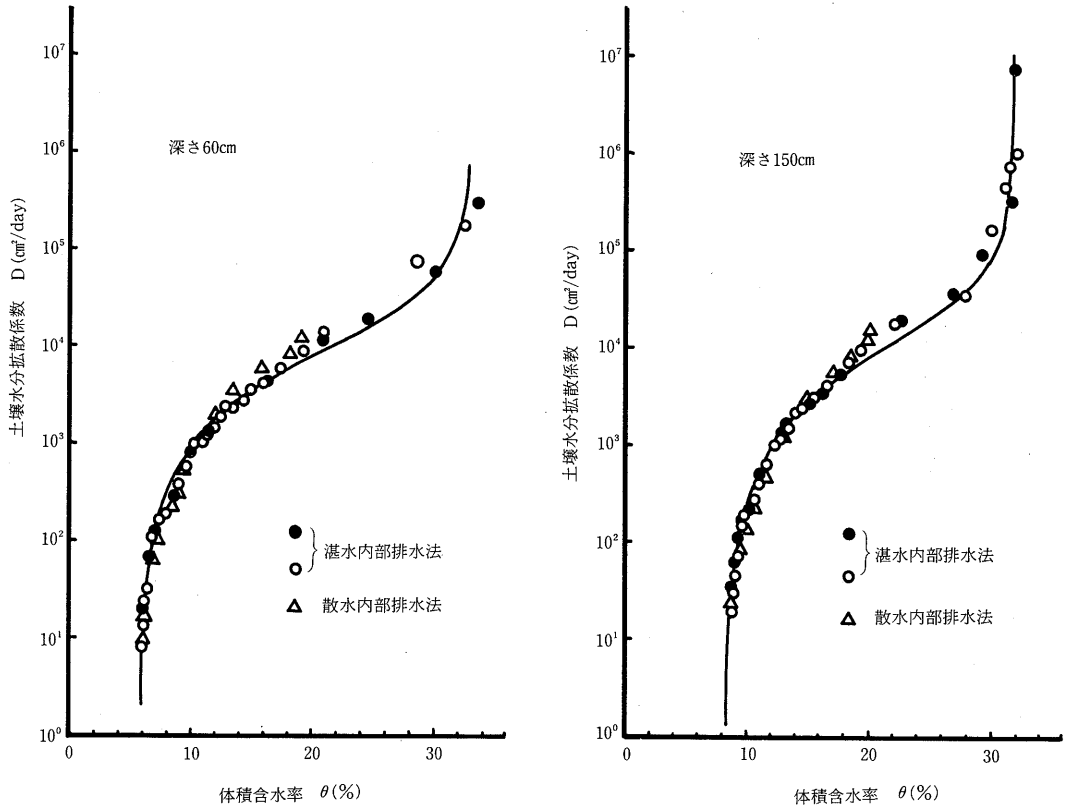
砂地圃場において内部排水法によって求めた $D(\theta)$ 曲線は、第5図に示すように、全実験値に対して、片対数紙で逆S字型を呈する曲線であり、直線性は認められない。逆S字型を呈する実験式として、Ahujaら¹⁾ (1972)は、 $D(\theta) = a\theta^b / (\theta_0 - \theta)^c$ なる式を提案している。ここで、 θ_0 は飽和に近い水分量で、 a 、 b 、 c は実験係数である。実験式による $D(\theta)$ 曲線の表示を試みることも必要であろうが、ここでは、(11)式から比水分容量 C を求め、 $D = K/C$ および(9)式、(10)式から $D(\psi)$ および $D(\theta)$ の関係式を得た。

$$C(\psi) = \frac{-m \alpha (\theta_0 - \theta_r) (\alpha \cdot \psi)^{m-1}}{n [1 + (\alpha \cdot \psi)^m]^{1+1/n}} \quad (12)$$

$$D(\psi) = \frac{-nK_0 (\alpha \cdot \psi)^{1-m}}{m\alpha (\theta_0 - \theta_r)} \cdot [1 + (\alpha \cdot \psi)^m]^{1/n} \quad (13)$$

$$D(\theta) = \frac{-nK_0 [Se^{-n} - 1]^{-1+1/m}}{m\alpha (\theta - \theta_r)} \quad (14)$$

第5図の実線は第1表と第2表に示されたパラメータ θ_0 、 θ_r 、 K_0 、 n 、 m 、 α を用いて(14)式を描いたものである。この(14)式は Ahujaらの式と類似した構造をしていて、片対数紙上で逆S字型を呈する土壌水分拡散係数を表し



第5図 実験区1の深さ60cmおよび150cmにおけるDとθとの関係

た式であること、また、砂地圃場の実験値によって適合した実験式であることが確認された。

ま と め

本研究では、砂地圃場における排水過程の土壌水分特性曲線、不飽和透水係数等の水分動態特性値を求め、これらの特性に関する考察を試みた。手法として、湛水定常浸潤状態と散水定常浸潤状態における定常浸潤法と、定常浸潤に続く排水過程における内部排水法を用いた。その結果、次のことが要約される。

1) 湛水内部排水法による実験を2回行い、不飽和透水係数Kと土壌水分量θとの関係および不飽和透水係数Kとマトリックポテンシャルψとの関係を求めた。その結果、1回目と2回目の実験値の間にはほとんど差異が認められず、実験の再現性が認められた。

2) 湛水内部排水法によって、K(θ) およびK(ψ)の実験式を作成した結果、不飽和透水係数K(θ)は、(9)式

で示した Averjanov の式で近似できること、さらに、K(ψ) は、(10)式で示した Gardner の式に相当する式で近似できることが明らかになった。

3) 定常浸潤法および内部排水法において、土壌水分量の初期値が異なっても、K(θ) 曲線には相違が現われない。一方、マトリックポテンシャルの初期値が異なる場合には、K(ψ) 曲線に著しい相違が生ずることが認められた。このことは、K(θ) ではヒステリシスが小さいが、K(ψ) ではヒステリシスが大きいという事実を裏付けている。

4) 排水過程において土壌水分量の初期値が異なる場合、土壌水分特性曲線ψ(θ)にヒステリシスが認められた。湛水内部排水法による2回の測定では、それぞれのψ(θ)に、ほとんど差異が認められなかった。θ(ψ) 曲線は(11)式で与えられた。なお、(11)式はK(θ)の実験式とK(ψ)の実験式から誘導されたものである。また、(11)式は Vauclin and Vachaud の式、松川・相馬の式、Rao らの式を包括

した一般的な式であり、van Genuchten の式に相当する式である。

5) 土壌水分拡散係数 D と土壌水分量 θ との関係は、片対数紙上で逆 S 字型を呈する曲線となることが認められた。また、比水分容量 $C(\psi)$ 曲線および土壌水分拡散係数 $D(\theta)$ 曲線は、それぞれ(12)式、(14)式で表示することができ、実験値とよく適合した。

最後に、本研究を遂行するにあたって、貴重な多くのご意見とご指導を賜った九州大学農学部長智男教授を始め、FAO/IAEA 国際共同研究者の諸先生に心から感謝の意を表す。

引用文献

- 1) Ahuja, L. R. and D. Swartzendruber : An improved form of soil-water diffusivity function. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **36** 9-14 (1972)
- 2) Baker, F. G., P. L. M. Veneman and J. Bouma : Limitations of the instantaneous profile method for field measurement of unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **38** 885-888 (1974)
- 3) Bouma, J., D. I. Hillel, F. D. Hole and C. R. Amerman : Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through artificial crusts. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **35** 362-364 (1971)
- 4) Brooks, R. H. and A. T. Corey : Hydraulic properties of porous media. *Hydrology papers Colorado State University*, **3** 1-27 (1964)
- 5) Cheng, J. D., T. A. Black and R. P. Willington : A technique for the field determination of the hydraulic conductivity of forest soils. *Can. J. Soil Sci.*, **55** 79-82 (1975)
- 6) Cho, T., Y. Nomura, T. Yano and T. Yamamoto : Field measurement by neutron moisture meter of the hydraulic conductivity of dune sand—Water management in a sand dune area—*Rept. for co-ordinated Res. Programme, FAO/IAEA, Vienna* 1-15 (1973)
- 7) Cho, T., Y. Nomura, T. Yano, T. Yamamoto and M. Inoue : Application of neutron moisture meter for estimation of evapotranspiration—Water management in a sand dune area—*Report for co-ordinated Res. Programme, FAO/IAEA, Vienna* 1-18 (1975)
- 8) Cho, T., Y. Nomura, T. Yano, S. Shikasho and M. Inoue : The use of neutron moisture meter in studies of soil water regimes—Water management in a sand dune area—*Rept. for co-ordinated Res. Programme, FAO/IAEA, Vienna* 1-48 (1976)
- 9) Cho, T., Y. Nomura, T. Yano, S. Shikasho and M. Inoue : Determination of soil hydraulic characteristics during the drying cycle in a sand dune field. *Rept. for co-ordinated Res. Programme, FAO/IAEA, Grenoble* 51-86 (1977)
- 10) Davidson, J. M., L. R. Stone, D. R. Nielsen and M. E. Larue : Field measurement and use of soil-water properties. *Water Resour. Res.*, **5** 1312-1321 (1969)
- 11) Fairbridge, R. W. and C. W. Finkl : *The encyclopedia of soil science. Part 1*, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Pennsylvania (1979) pp. 359-369
- 12) Gardner, W. R., D. Hillel and Y. Benyamini : Post-irrigation movement of soil water—1. Redistribution—*Water Resour. Res.*, **6** 851-861 (1970)
- 13) Haverkamp, R., M. Vauclin, J. Touma, P. L. Wierenga and G. Vachaud : A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41** 285-294 (1977)
- 14) Hillel, D., V. D. Krentos and Y. Stylianou : Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Sci.*, **114** 395-400 (1972)
- 15) Hillel, D. : The use of isotopes and radiation techniques in studies of soil-water regimes. *Rept. for co-ordinated Res. Programme, FAO/IAEA, Vienna* 1-10 (1973)
- 16) Hillel, D. : Measurement of unsaturated hydraulic conductivity of soil profiles in situ. In *Fundamentals of soil physics*, Academic press, New York and London (1980) pp. 213-221
- 17) 井上光弘・野村安治 : 砂丘地圃場の透水係数と水分拡散係数について. 鳥取大砂丘研報, **17** 25-

- 30 (1978)
- 18) Inoue, M., Y. Nomura and T. Cho : Evaluation of soil-water properties determined using neutron moisture meter in a sand dune field. *Report for co-ordinate Res. Programme, FAO/IAEA, Gent*, 48-59 (1978)
- 19) 井上光弘・野村安治：砂丘畑の排水過程における不飽和透水係数と土壤水分特性曲線。農業土木学会中国四国支部講演会講演要旨集, 35 52-53 (1981)
- 20) Klute, A. : The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. *Soil Sci.*, 113 264-276 (1972)
- 21) 河野伊一郎・西垣 誠：不飽和砂質土の浸透特性に関する実験的研究, 土木学会論文報告集, 307 59-69 (1981)
- 22) 松川 進・相馬恒一：土壤水分特性曲線（脱水曲線）を表わす新たな実験式。農土論集, 104 31-38 (1983)
- 23) Rao, P. S. C., R. E. Jessup, A. C. Hornsby, D. K. Cassel and W. A. Pollans : Scaling soil microhydrologic properties of Lakeland and Konawa soils using similar media concepts. *Agricultural Water Management*, 6 277-290 (1983)
- 24) Reichardt, K., P. L. Libardi and D. R. Nielsen : Unsaturated hydraulic conductivity determination by a scaling technique. *Soil Sci.*, 120 165-168 (1975)
- 25) Rose, C. W., W. R. Stern and J. E. Drummond : Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in situ. *Aust. J. Soil Res.*, 3 1-9 (1965)
- 26) Simmons, C. S., D. R. Nielsen and J. W. Biggar : Scaling of field-measured soil-water properties, —I. Methodology, II. Hydraulic conductivity and flux—. *Hilgardia*, 47 77-174 (1979)
- 27) Vachaud, G., C. Dancette, S. Sonko and J. L. Thony : Methodes de caracterisation hydrodynamique in-situ d'un sol non sature, *Rapport Institut de Mecanique de Grenoble, Institut de Recherches en Agronomie Tropicale, Institut Sénégalais de Recherches Agronomiques*, 1-28 (1977)
- 28) van Genuchten, M. Th. : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44 892-898 (1980)
- 29) Vauclin, M. and G. Vachaud : Bilan hydrique dans le Sud-Tunisien, —II. Modelisation numerique et prevision des transferts hydriques en sol stratifie—. *J. Hydrol.*, 49 53-73 (1981)
- 30) Watson, K. K. : An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resour. Res.*, 2 709-715 (1966)