

不飽和浸透流の拡散係数と透水係数の測定 Measurements of Soil Moisture Diffusivity and Conductivity

京都大学 防災研究所 正会員○岡 太郎
京都大学 大学院 野口 美具

1. まえがき

不飽和浸透流理論の適用により、雨水浸潤・地下水面上の土壌水流动のみならず飽和・不飽和領域を一体とした浸透流の解析が可能となる。これらについての解析手法の研究は急速に進展しているが、解析に必要な土壌水分拡散係数や土壌水分特性曲線などは容易に得られず、この理論の応用上の難点となっている。したがって、これら係数の実用的測定法の提示が強く望まれるところである。ここでは、まずはじめに、これまでに提案されている測定法のうち比較の実験が簡単な土柱法と浸潤法及びそれらの測定結果を示すとともに、実験上の問題点を明らかにする。次にこれらの係数が短時間・簡単しかも同時に測定しうるように浸潤法の改良・工夫を試みた結果を示す。

2. 不飽和浸透流の理論式

鉛直二次元不飽和浸透流の理論式は体積含水率表示で(1)式、圧力表示で(2)式である。なお、(2)式を用いて飽和・不飽和領域の区別なく土壌水・地下水流动を解析しうる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \dots\dots\dots (1)$$

$$C(\phi) \frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K(\phi) \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\phi) \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\phi)}{\partial z} \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 θ ：体積含水率表示の土壌水分量、 $D(\theta)$ ：土壌水分拡散係数、 $K(\theta)$ ：不飽和透水係数、 ϕ ：圧力水頭、 $C(\phi)$ ：比水分容量、 t ：時間、 x ：水平座標、 z ：上向き正の縦座標。

また、 $D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial \theta} \dots\dots\dots (3), \quad C(\phi) = \frac{\partial \theta}{\partial \phi} \dots\dots\dots (4)$

の関係式が成立する。なお ϕ は不飽和領域では負、飽和領域では正であるが、不飽和領域の吸引力を ϕ の絶対値で表す。また吸引力(suction)と土壌水分量との関係は土壌水分特性曲線、毛管水分曲線もしくは保水曲線などと呼ばれている。(1)、(2)式を解くためには $D(\theta)$ もしくは $K(\phi)$ 及び土壌水分特性曲線をあらかじめ求めておく必要がある。

3. 土柱法による土壌水分特性曲線の測定

土壌水分特性曲線の測定法には吸引板法、加圧板法、遠心法、土柱法などがあるが、土柱法以外は実験に特別大がかりな設備を必要とし必ずしも実用的とはいえない。ここでは、実験に長時間を要するため適用に限界があるが、土壌と土壌水を自然の状態に保持することができ、実験器具も比較的簡単に作製するという利点を有する土柱法を採用する。なお土壌水分特性曲線は吸収・排水過程でヒステリシスを呈することが知られているが、今回は吸収過程の実験に限定した。

3・1 実験装置と手法

ここで使用した器具及び実験手法は次のとおりである。まず採土が可能なように内径10cm、長さ9.5cmの輪切り状のものを10個つないだ塩化ビニール管を準備し、気乾状態の試料を充填する。この土壌柱を垂直に立て、一端を一定水位の水槽に浸し、自然吸水を行う。一定期間放置後この土壌柱を解体して、所定の高さの土壌を採取し土壌水分量を測定する。ここで水面からの高さが吸引力水頭である。なお、この方法では土壌水分移動が停止するまで長時間放置することを原則としており、この期間についての規定はない。これまでの経験によると最低1ヶ月間は放置する必要があるようである。

3・2 実験試料

実験試料は京都府城陽市青谷と兵庫県淡路島北部産の砂質土であり、それぞれの試料を sample A, B と略称する。各試料の比重、飽和透水係数を表 1 に示す。なお透水係数は土の充填密度により変化するので、透水試験実施時の間隙率を併示してある。また図 1 に両試料の粒径加積曲線を示す。この粒度試験では 0.075 mm 以下の分析を行わなかったため、粘土・シルトの比率は不明であるが、粒度分布による土の分類では sample A は砂、sample B は砂質粘土ロームもしくは砂質粘土に属する。sample A は 95% 以上が砂であり粘土・シルト成分は少ないが、粘土・シルト成分の存在を無視することはできず、適度の水を与えしめ固めると透水係数はきわめて小さくなり、またこねると粘性を帯びてくるなど、土壌物理特性に与える影響は少なくない。

sample B は、気乾状態でも $3 \sim 4\text{ mm}$ の団粒状態を呈しており、各実験ではそれを破壊せず充填した。したがって各実験の間隙率は 0.4 以上を示し、sample A の場合よりかなり大きい傾向にある。

3・3 測定結果

吸水開始後 35 日間放置して得た sample A の土壌水分特性曲線を図 2 に示す。この場合の間隙率は 0.365 であった。図 2 より、吸水水頭が 50 cm 程度まではかなり信頼できる曲線が得られているが、それ以上の領域ではやや信頼性に欠けるようである。これを改善するためには放置期間をより長く取る必要がある。このように、土柱法は特殊な実験計測装置を必要とせず、実験法も簡単であり、その上吸収・排水両過程の測定が行えるなどの利点を有するが、実験に長時間を要し、土壌柱がそれほど長く作れないため測定範囲に限られるなど問題点も少なくない。

4. 浸潤法による土壌水分拡散係数の測定

土壌水分拡散係数の測定法としては (a) W. R. Gardner による加圧板法¹⁾、(b) R. R. Bruce と A. Klute による吸引板法²⁾および (c) 浸潤法³⁾などがある。本来、D(θ) はヒステリシスを有し、排水過程と吸収過程で異なる曲線を示すが、(a)、(b) の方法は排水過程しか適用できず、実験装置も複雑であるから適用範囲もおのずと限定される。(c) の方法は吸収過程にしか適用できないが、実験装置・手法が比較的簡単で実用的であるとえられる。ここでは (c) の方法による D(θ) を測定する手法と測定結果を示す。

表 1 試料の物理特性

Sample	Density	Conductivity (Porosity)
A	2.625	0.0012cm/s (0.377)
B	2.609	0.0013cm/s (0.451)

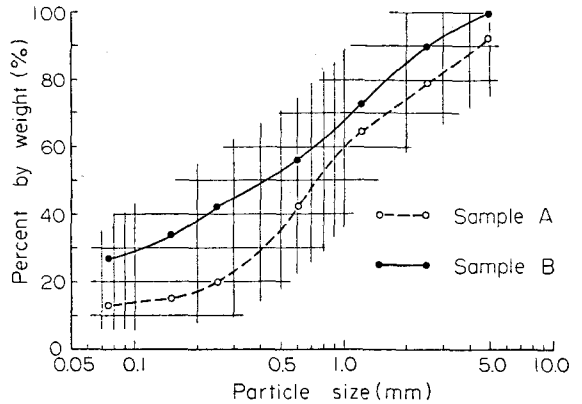


図 1 粒径加積曲線

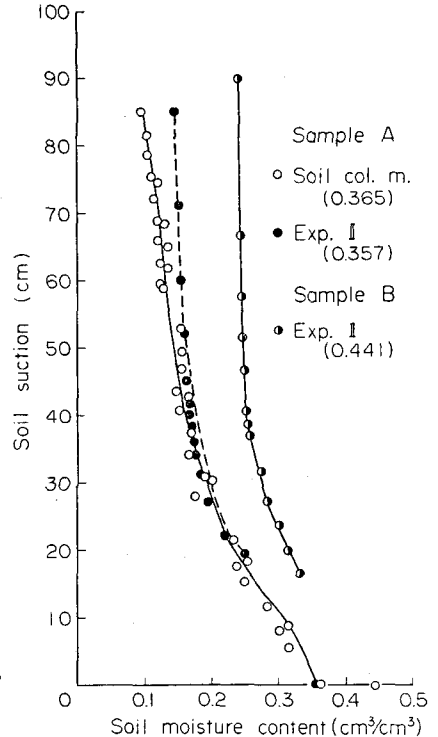


図 2 土壌水分特性曲線

4・1 土壌水分拡散係数の計算法

水平一次元の土壌水流動を取扱う場合には(1)式は

(5)式となる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x}) \quad (5)$$

(5)式を(6)式の関係を用いて Boltzmann 変換すると

(7)式を得る。

$$\lambda = x \cdot t^{-\frac{1}{2}} \quad (6)$$

$$-\frac{\lambda}{2} \frac{d\theta}{d\lambda} = \frac{d}{d\lambda} (D(\theta) \frac{d\theta}{d\lambda}) \quad (7)$$

いま $x > 0$, $t = 0$ で $\theta = \theta_i$ (8)

$x = 0$, $t > 0$ で $\theta = \theta_s$ (9)

とおき, (7)式を λ に関して積分すると(10)式を得る。

ここで θ_i : 初期土壌水分量, θ_s : 飽和土壌水分量。

$$D(\theta) = -\frac{1}{2} \left(\frac{d\lambda}{d\theta} \right) \int_{\theta_i}^{\theta} \lambda d\theta \quad (10)$$

(10)式に(6)式を代入することにより(11)式もしくは(12)式を得る。

$$D(\theta) = -\frac{1}{2t} \left(\frac{dx}{d\theta} \right) \int_{\theta_i}^{\theta} x d\theta \quad (11)$$

$$D(\theta) = \frac{1}{4} \frac{x^2}{t^{\frac{3}{2}}} \left(\frac{dt}{d\theta} \right) \int_{\theta_i}^{\theta} \frac{1}{\theta \sqrt{t}} d\theta \quad (12)$$

実験により得られた時間 t における $\theta \sim x$ 曲線を用いて, (11)式により $D(\theta)$ が計算できる。一方, 位置 x において $\theta \sim t$ 曲線が得られる場合には(12)式を用いて $D(\theta)$ が計算できる。しかし, 土壌水分量の連続測定は特殊な計器を必要とするため一般的でなく, 浸潤法では(11)式の適用が普通である。

4・2 実験装置と手順

図3に実験装置を示す。(9)式の条件を十分満足させるためには, 土壌柱の太さに限界があるが,

ここでは内径 8.4 cm の透明アクリル樹脂製の円管に試料を充填し, 土壌柱とした。なお長さ 9.5 cm に分割可能なようにしてある。この場合の実験手順は次のとおりである。

(1)気乾状態の試料をできるだけ一様に充填し, その時の全充填試料の重量, 体積を測定するとともに, 試料の一部を採取し, θ_i を測定する。

(2)マリOTT装置の給水口を水平土壌柱の給水部に接続し, 止水コック S_1 , S_2 を開き, すみやかに上流給水部と砂フィルタ部を満水にする。この場合マリOTTフラスコの上部ゴム栓をゆるめておく。満水になるとすぐ S_1 とマリOTTフラスコのゴム栓を閉じ給水を開始する。

(3)希望する時間浸潤させた後, 土壌柱を解体し, 所定の場所から採土し, 炉乾燥して体積含水率を求める。

(4)比重, 初期土壌水分量を用いて間隙率を計算し, 充填密度より実験の有意性を検討した後, 有意な実験とみなせる場合には $\theta \sim x$ 曲線を描く。

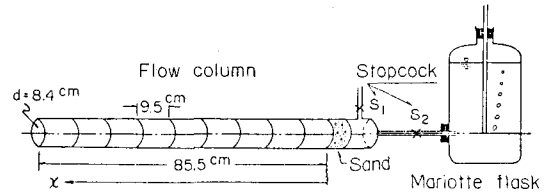


図3 $D(\theta)$ を測定するための実験装置

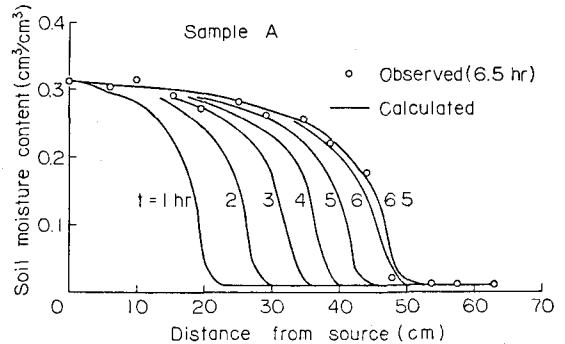


図4(a) $\theta \sim x$ 曲線 (Sample A)

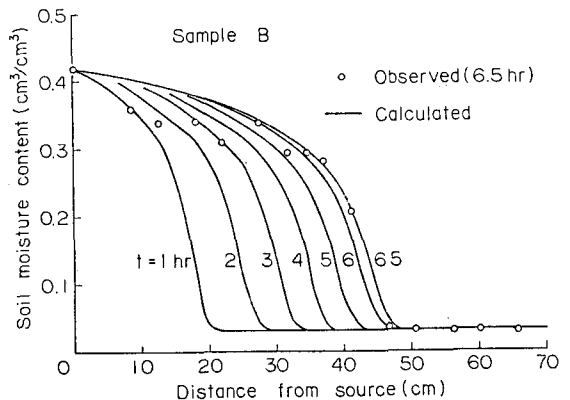


図4(b) $\theta \sim x$ 曲線 (Sample B)

(5)このようにして得られた $\theta \sim x$ 曲線を smoothing し、(11)式により $D(\theta)$ を計算する。

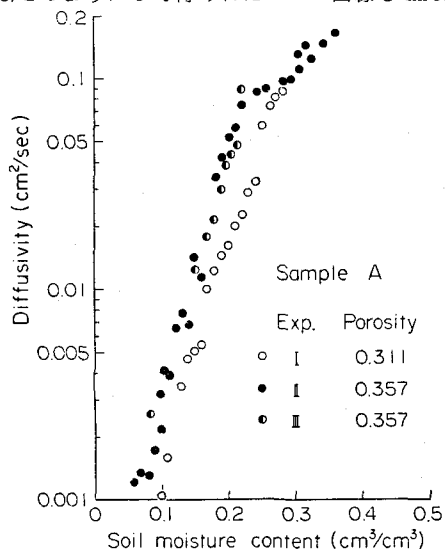


図 5(a) 土壌水分拡散係数 (Sample A)

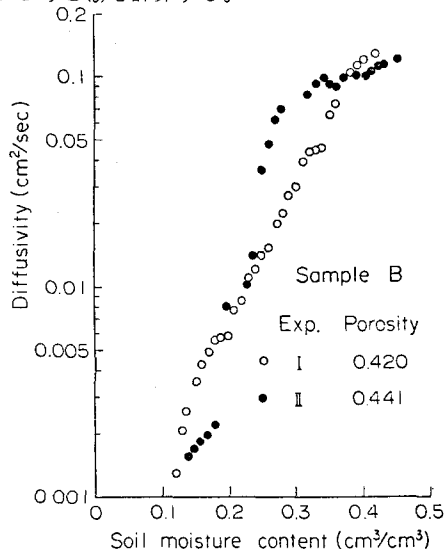


図 5(b) 土壌水分拡散係数 (Sample B)

4・3 測定結果

Sample A, Bともに、6時間30分で土壌柱を解体した。この実験で得られた $\theta \sim x$ 曲線を図4に示す。この場合の空隙率は sample A で 0.311, B で 0.420 であった。実験で得られた $\theta \sim x$ 曲線は若干ばらついているが、これを滑らかな曲線で近似し、 $D(\theta)$ を計算した結果を図5に示す。なお、各図には浸潤法による一連の実験結果を Exp. I と略記し、他の実験結果と区別してある。また図4には図5の $D(\theta)$ を用いて(5)式を(8), (9)の初期・境界条件のもとで数値的に解析した結果を併示してある。図4の実験結果と計算結果を比較すると、sample A については、両者は良く一致しており、 $\theta \sim x$ 曲線の smoothing による誤差はほとんど問題にならないようである。また、実験期間中の wetting front の進行状況も計算結果と良く一致しておりここで得られた $D(\theta)$ は信頼できる値と考えられる。Sample B については、 θ が 0.35 以上の領域で実験結果と計算結果のかなりの不一致が認められる。これは、空隙率がかなり大きいため、土壌柱解体の際、土壌水が流動し、飽和領域付近の土壌水分量が正しく測定できなかったこと、また $\theta \sim x$ 曲線の smoothing の際にもかなりの誤差が生じたことなどが原因であると考えられる。しかし、 $\theta < 0.35$ 領域の土壌水分分布及び実験期間中の wetting front の進行状況は計算結果と良く一致しており、 $D(\theta)$ はかなり信頼できる値であると考えられる。

このように Bruce と Kluge が提唱した浸潤法は、実験に数時間、炉乾燥に最低24時間を要するが、他の測定法に比較して短時間に $D(\theta)$ が測定でき、また特殊な実験・計測装置を必要とせず、実験手法も簡単であるなど実用性が高い。ただ浸潤法は吸収過程の実験に限られ、排水過程については他の方法によらねばなら

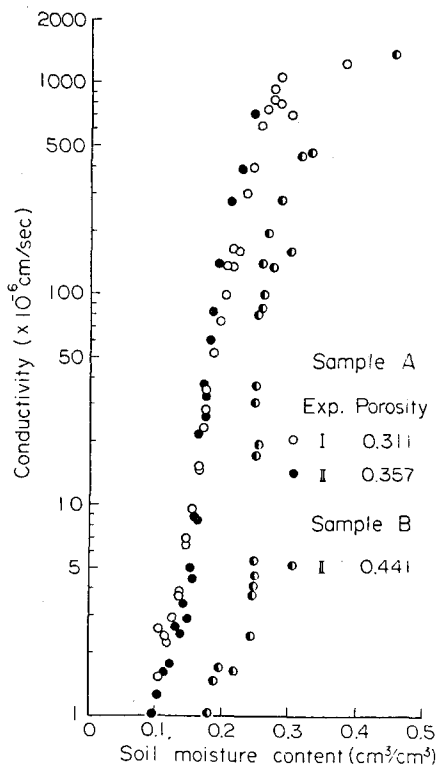


図 6 不飽和透水係数

ず、この点が今後の課題である。

不飽和透水係数は、定常流により直接測定することもできるが⁵⁾、土壌水分拡散係数と土壌水分特性曲線が得られれば(3)式により容易に計算できる。実験時の間隙率に差があり若干問題はあがあるが、土柱法と浸潤法の測定結果を用いて(3)式により求めた sample A の $K(\theta)$ を図 6 に示す。

5. 土壌水分特性曲線と拡散係数の同時測定

ここでは、土壌容器を若干大型化し、テンシオメータで吸引力を測定するなど浸潤法を改良し、土壌水分特性曲線と拡散係数を、短時間に同時測定することを試みた結果を示す。

5・1 実験装置

実験装置の概要を図 7 に示す。この場合の土壌容器は深さ 15 cm、幅 20 cm、長さ 60 cm とかなり大型である。また、上部境界板を、上流側 20 cm を除いて取り除き、 $x = 25$ cm の地点にテン

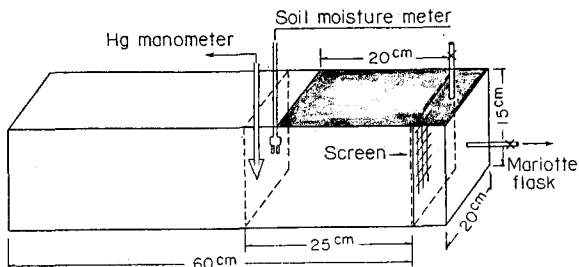


図 7 実験装置

シオメータを設置し、吸引力を測定する。図 7 では土壌水分計を設置するようになっているが、土壌水分量の高精度の測定は、いまなお容易でないで、ここでは前提としないことにする。なおここで採用したテンシオメータの受感部は、直径 2.2 cm、長さ 5 cm の素焼きのカップであり、その表面にはらせんが刻まれており、土壌との接触を良くしてある。またこのテンシオメータは、振幅 25 cm、周期 80 sec 程度の水位変動を十分追跡し、応答性はかなり良い。上部境界板を一部取り除いたのは、空気中への蒸発が無視できる場合には、給水部から離れたところでは境界が大气であってもほとんど問題がなく、計器の設置、採土が容易になるなどの理由による。ただマリョット装置が作動すると給水部の一部が負圧になるが、上部境界板が短いため空気が給水部に侵入する可能性がある。したがって、下面にコーキング材を 6 ~ 7 mm の厚さで塗布した境界板を鉄アングル・ボルトで十分きつく取付けるなど、境界板と土壌面との接触には十分注意を払った。

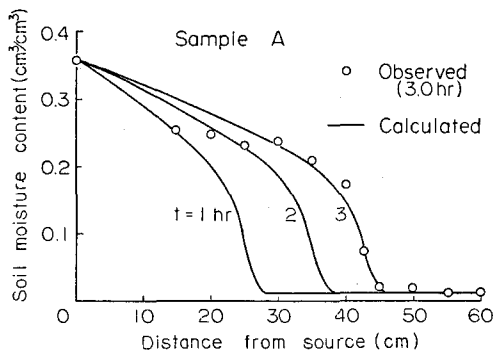


図 8 $\theta \sim x$ 曲線 (Sample A)

置、採土が容易になるなどの理由による。ただマリョット装置が作動すると給水部の一部が負圧になるが、上部境界板が短いため空気が給水部に侵入する可能性がある。したがって、下面にコーキング材を 6 ~ 7 mm の厚さで塗布した境界板を鉄アングル・ボルトで十分きつく取付けるなど、境界板と土壌面との接触には十分注意を払った。

5・2 実験手順

実験手順は前述の浸潤法の場合と同様であるが、気乾状態の土壌を充填後、テンシオメータを設置し、水銀柱が十分上昇するまで放置する必要がある。なお気乾状態の吸引力は一般に 1 気圧以上であり、テンシオメータの能力を越えているので実験開始前にその時の土壌水分量に対する吸引力を測定することは不可能である。したがって水銀柱が 500 mm 程度に達した時、給水を開始すればよい。水銀柱は、給水開始後も上昇を続けるが、土壌水が porous cup に到達すると急速に降下を始めるので、それ以後 1 分間毎に水銀柱高を読みとり水頭に換算する。この場合、降下開始直後の値は誤差が含まれていると考えられるので棄却するのが適当であろう。

5・3 測定結果

Sample A, B の両試料について実験を行ったが、ここでは sample A の実験結果を主として示す。図 8 に $\theta \sim x$ 曲線と土壌水分分布の計算結果を示す。図 5 (a) に (11) 式を用いて得た土壌水分拡散係数を併示する。なおこの一連の実験結果を Exp. II と略記する。

図 4, 8 にみられるように、ここで得られた $D(\theta)$ を用いて行った数値計算結果は土壌水流動を良く再現し

ている。したがって測定された吸引力と計算で得られた土壌水分量の時間変化曲線は良く対応していると考えられるので、これらに対比して、土壌水分特性曲線を求めることができる。 $x=25\text{cm}$ 地点の吸引力と土壌水分の時間変化を図9に示す。またこのようにして得られた土壌水分特性曲線を図2に、不飽和透水係数を図6に併示する。充填密度が異なるため詳細な議論はできないが、Exp. I・IIの測定結果はかなり良く一致しており、この手法の有用性を一応認めることができる。

最後に、十分な精度で土壌水分量の時間変化の測定が可能である場合には、(12)式を用いて土壌水分拡散係数を計算しうる。この実験では図7に示すように $x=25\text{cm}$ 地点で容量式土壌水分計を用いて $\theta \sim t$ 曲線を測定した。ここで採用した水分計は、以前開発した容量式水分計を更に改良し小型化したものであり、sample Aについてはかなりの精度の検定曲線

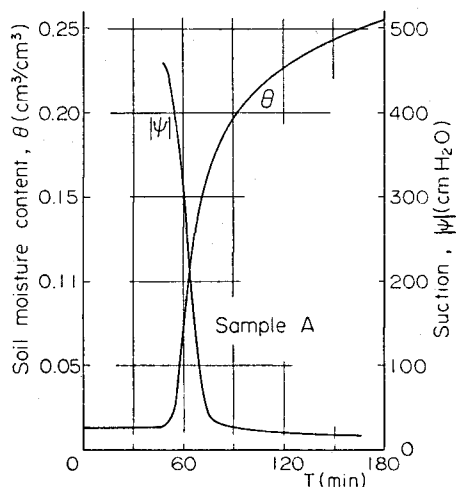


図9 吸引力と土壌水分量の変化

が得られている。図5に(12)式を用いて得られた $D(\theta)$ をExp. IIIとして示してある。図5(a)よりExp. IIとIIIの $D(\theta)$ は良く一致しており、この手法により $D(\theta)$ を求めても良いことがわかる。しかし、土壌水分量の変化を測定することはなかなかむずかしく、この手法は必ずしも実用的とはいえない。

6. あとがき

不飽和浸透流理論の諸係数を短時間に簡単な装置で測定することを目的として実験を重ねている。今回は土柱法と浸潤法とそれらによる測定結果を示すとともに、土壌水分拡散係数と水分特性曲線を同時に測定することを試みた結果を示した。改良の余地を多く残しているが、ここで試行した測定法は実用的簡易法の一つであるといえよう。最後に、実験装置の製作に際し、当研究所宇治川水理実験所今井 繁一技官に多大の援助を受けたことを記し深謝の意を表する。

参考文献

- 1) Gardner, W. R. : Calculation of Capillary Conductivity from Pressure Plate Outflow Data, Proc. of Soil Sci. Soc. of Amer., vol. 20, 1956, pp. 317-320.
- 2) Bruce, R. R. and A. Klute : Measurement of Soil Moisture Diffusivity from Tension Plate Outflow Data, Proc. of Soil Sci. Soc. of Amer., vol. 27, 1963, pp. 18-21.
- 3) Bruce, R. R. and A. Klute : The Measurement of Soil Moisture Diffusivity, Proc. of Soil Sci. Soc. of Amer., vol. 20, 1956, pp. 458-462.
- 4) Whisler F. D., A. Klute and D. B. Peters : Soil Water Diffusivity from Horizontal Infiltration, Proc. of Soil Sci. Soc. of Amer., vol. 32, 1968, pp. 6-11.
- 5) 例えば、岡 太郎, 角屋 睦 : 裸地斜面域における雨水の浸入と地下水流出(1), 京都大学防災研究所年報, 第17号B, 1974, pp. 518-520.
- 6) 岡 太郎, 角屋 睦 : 容量式土壌水分計とそれによる斜面表層部の土壌水分測定, 第13回自然災害シンポジウム講演論文集, 1976, pp. 267-268.