

森林土壌の土壌水分特性(2)

大型土壌サンプルを用いる飽和・不飽和透水試験による体積含水率-
圧力水頭関係の測定法とその適用

誌名	日本林學會誌 = Journal of the Japanese Forestry Society
ISSN	0021485X
著者名	大手,信人 鈴木,雅一
発行元	日本林學會
巻/号	72巻6号
巻号補足	
掲載ページ	p. 468-477
発行年月	1990年11月

農林水産省 農林水産技術会議事務局筑波産学連携支援センター

Tsukuba Business-Academia Cooperation Support Center, Agriculture, Forestry and Fisheries Research Council
Secretariat



 論 文

森林土壌の土壌水分特性 (II)

大型土壌サンプルを用いる飽和・不飽和透水試験による
体積含水率-圧力水頭関係の測定法とその適用*

大手 信人**・鈴木 雅一**

大手信人・鈴木雅一：森林土壌の土壌水分特性 (II) 大型土壌サンプルを用いる飽和・不飽和透水試験による体積含水率-圧力水頭関係の測定法とその適用 日林誌 72: 468~477, 1990 森林土壌の水分特性のうち、従来小型サンプルを用いて測定されている体積含水率 θ -圧力水頭 ϕ 関係の鉛直分布を大型土壌サンプル (直径 19.5 cm, 長さ約 75.0 cm) を用いて測定する方法を提示する。本方法は、飽和透水係数 K_s および不飽和透水係数 K -圧力水頭 ϕ 関係が既知であるときに、不飽和浸透流が非定常状態にある時の圧力水頭鉛直分布からフラックス鉛直分布の経時変化を算定し、不飽和浸透流の水収支式に基づいて θ - ϕ 関係を求める instantaneous profile method である。 K_s 、 K - ϕ 関係および非定常状態における圧力水頭分布の経時変化は、前報で提示した飽和透水試験と定常・非定常状態を含む不飽和透水試験によって測定される。この方法を母材が風化花崗岩である森林土壌の大型非攪乱サンプルと、同土壌の macropores を破壊した大型攪乱サンプルとに適用し、従来の小型サンプルによる測定および林地原位置でのテンシオメータによる観測と比較した。この結果、本方法は森林土壌のもつ macropores の影響を受けた θ - ϕ 関係を検出することができ、この特性を測定するためには、小型非攪乱サンプルよりも大型非攪乱サンプルを用いる方が有効であると考えられた。

OHTE, Nobuhito, and SUZUKI, Masakazu: Hydraulic properties of forest soils (II) Method of determining the volumetric water content-pressure head relationship by the saturated-unsaturated hydraulic conductivity test using a large-size soil sample J. Jpn. For. Soc. 72: 468~477, 1990 A method to determine the vertical distribution of the volumetric water content, θ , -pressure head, ϕ , relationship of forest soils using a large-size sample (diameter 19.5 cm, length 75.0 cm) are described (usually, the θ - ϕ relationship is determined by using a small-size sample). This can be defined as the instantaneous profile method of determining the θ - ϕ relationship when the hydraulic conductivity, K , - ϕ relationship is known. By this method, the θ - ϕ relationship is determined based on the equation of continuity for unsaturated infiltration from the vertical distribution of flux and the time-sequential change of the pressure head under a unsteady-state condition. The vertical distribution of flux is calculated from the K - ϕ relationship and the distribution of the pressure head obtained by the saturated-unsaturated hydraulic conductivity test which was proposed in the first paper. The method was applied to two types of forest soil samples whose parent materials were weathered granitic rock; (1) undisturbed and (2) disturbed in which macropores were broken. The results are compared with those of the measurements using a small sample and the observations of the forest soil-layer in situ. It is concluded that the method can measure the θ - ϕ relationship influenced by the macropores in forest soils, and that a large-size sample is more effective than a small-size sample in determining the relationship.

I. は じ め に

森林土壌中の水分移動のメカニズムを把握することは、森林の水循環や物質循環の機構のみならず、斜面崩壊の発生機構を解明するうえでも重要な課題であ

る。一般に森林土壌中には大きさ、形状ともさまざまな孔隙が不均質に分布している。この孔隙の分類については従来からさまざまな議論があるが、大別すると土粒子の接触に基づく土壌固有の孔隙 (matrix pores) と小動物・根系の腐朽・侵食等によって形成される

* 本論文の内容の一部は、第 100 回日本林学会大会で発表した。

** 京都大学農学部 Fac. of Agric., Kyoto Univ., Kyoto 606

(macropores) に分類される(1, 9)。また、この macropores が森林土壌の構造を特徴づけ、雨水浸透・流出の過程で少なからず影響を及ぼすことは、しばしば指摘されている(2, 3, 13)。

前報(12)では、森林土壌において、こうした macropores の影響が反映した透水特性を測定しうる試験法として、大型非攪乱サンプル(直径 19.5 cm, 長さ 約 75.0 cm) を用いる飽和・不飽和透水試験法を提案し、数種の森林土壌について適用した。その結果、土壌中に散在する macropores の平均的な採取が容易で、この影響を検出できるという点で、小型サンプルを用いた従来の測定よりも、大型非攪乱サンプルを用いた測定の方が有効であることが立証された。

このことから、土壌の保水特性を示す体積含水率 θ -圧力水頭 ψ 関係(以下 θ - ψ 関係と略す)についても、大型非攪乱サンプルを用いる測定の必要性が示唆される。しかしながら、従来から非攪乱土壌サンプルを用いる θ - ψ 関係の測定は行われているものの(11, 16)、一般に 100 cm³(17)、森林土壌では 400 cm³(10)の小型サンプルが試験に供されることが多い。

このため本報では、前報と同様の大型非攪乱サンプルを用いて θ - ψ 関係の鉛直分布を測定する手法を提案する。本方法は、飽和透水係数 K_s および不飽和透水係数 K -圧力水頭 ψ 関係(以下 K - ψ 関係と略す)が既知であるときに、不飽和浸透流が非定常状態にある時の圧力水頭鉛直分布の経時変化からフラックス鉛直分布の経時変化を算定し、不飽和浸透流の水収支式に基づいて θ - ψ 関係を求めるものである。算定に必要な K_s および K - ψ 関係と、非定常状態における圧力水頭分布の経時変化は、前報で提示した飽和透水試験と定常・非定常状態を含む不飽和透水試験を用いて測定する。

前述のように、小型サンプルを用いる θ - ψ 関係の測定法はすでに確立されており、むしろ不飽和透水係数の測定の方が容易でないことが多い。このため、 θ - ψ 関係が既知であることを前提として、非定常状態における浸透流のフラックス分布を解析し、不飽和透水係数を求める手法(instantaneous profile method)が、WATSON(18)、ROGERS, and KLUTE(15)らによって提案され、服部(6)、河野・西垣(7)らが用いている。これに対し、本方法は K - ψ 関係が既知であるときに θ - ψ 関係を求める、instantaneous profile methodとして位置づけることできる。

さらに、この測定法の、森林土壌の θ - ψ 関係を求め

るうえでの有効性を検証するため、macroporesを破壊した攪乱サンプルと、非攪乱サンプルについて本法を適用し、それぞれに対応する小型サンプルを用いた従来の方法による測定値との比較を行った。また、原位置におけるテンシオメータによる圧力水頭の観測と採土炉乾法(17)による体積含水率測定から得られている θ - ψ 関係とも比較した。

II. θ - ψ 関係測定の理論

鉛直一次元浸透の連続条件は次式で表される。

$$\frac{\partial q}{\partial z} = -\frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1)$$

ここで、 q 、水分フラックス； z 、上向きを正とする鉛直方向の距離； θ 、体積含水率。 $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t}$ (ψ ：圧力水頭)の関係をを用いて(1)式を変形すると、

$$\frac{\partial \theta}{\partial \psi} = -\frac{\partial q}{\partial z} / \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (2)$$

浸透流が非定常状態であるときの、ある時刻のある深さの点において、(2)式における $\partial q / \partial z$ と $\partial \psi / \partial t$ が既知ならば $\partial \theta / \partial \psi$ が一意に決まる。 $\partial \theta / \partial \psi$ は、一般に比水分容量と呼ばれ、 ψ の関数として扱われる。本測定法は、前報(12)で示したような不飽和透水試験の結果得られる、ある時間、ある深さの層における近似値 $\Delta q / \Delta z$ と $\Delta \psi / \Delta t$ から $\partial \theta / \partial \psi$ を計算し、数値積分して θ - ψ 関係を得るものである。

そこで、図-1のように鉛直方向の不飽和浸透流の状況をモデル化し、層 L 、フラックス q を定義する。 ψ_i 、

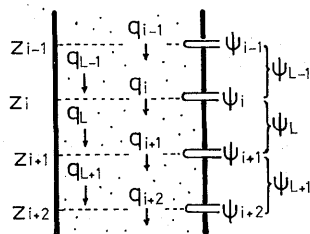


図-1. 体積含水率 θ -圧力水頭 ψ 関係測定法における差分モデル

Model for the difference equation on determining the relationship between volumetric water content, θ , and pressure head, ψ

Notes: $z_{i-1} \sim z_{i+2}$, $q_{i-1} \sim q_{i+2}$, and $\psi_{i-1} \sim \psi_{i+2}$ indicate the elevations, the calculated values of flux, and the measured values of pressure head, respectively, at each tensiometer's site.

ϕ_{i+1} (cm) がそれぞれの位置で測定される圧力水頭値であるとし、(2)式を次のように差分化する。

$$\frac{\partial \theta}{\partial \phi} \Big|_{\phi_L} = \frac{q_i - q_{i+1}}{z_i - z_{i+1}} \Big/ \frac{\phi_{i+1}^{t+\Delta t} + \phi_{i+1}^{t-\Delta t} - \phi_{i+1}^t - \phi_i^t}{2 \Delta t} \quad (3)$$

z_i, z_{i+1} (cm), Δt (s) は測定条件より既知。 q_i, q_{i+1} (cm/s) は、以下の方法で圧力水頭の測定時間ステップごとに算定する。

不飽和浸透流の運動則は次式で示される(14)。

$$q = -K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \quad (4)$$

K , 不飽和透水係数。図-1に従い、(4)式を次式で近似する。

$$q_{L-1} =$$

$$-K_{L-1}(\phi_{L-1}) \left(\frac{\phi_{i-1}^{t+\Delta t} + \phi_{i-1}^t - \phi_{i-1}^{t-\Delta t} - \phi_i^t}{2(z_{i-1} - z_i)} + 1 \right) \quad (5a)$$

$$q_L = -K_L(\phi_L) \left(\frac{\phi_i^{t+\Delta t} + \phi_i^t - \phi_{i+1}^{t+\Delta t} - \phi_{i+1}^t}{2(z_i - z_{i+1})} + 1 \right) \quad (5b)$$

$$q_i = \frac{q_{L-1} + q_L}{2} \quad (5c)$$

ϕ_{L-1}, ϕ_L は次式で求める。

$$\phi_{L-1} = \frac{\phi_{i-1}^{t+\Delta t} + \phi_{i-1}^t - \phi_{i-1}^{t-\Delta t} - \phi_i^t}{4} \quad (6a)$$

$$\phi_L = \frac{\phi_i^{t+\Delta t} + \phi_i^t - \phi_{i+1}^{t+\Delta t} - \phi_{i+1}^t}{4} \quad (6b)$$

$K_{L-1}(\phi_{L-1}), K_L(\phi_L)$ (cm/s) は、前報(12)に示したように steady-state methods による不飽和透水試

験によって、 K - ϕ 関係を測定することができるので、これを用いる。

以上のようにして、 K - ϕ 関係と測定される圧力水頭値から各層ごとに $\Delta q / \Delta z$ と $\Delta \psi / \Delta t$ が、測定時間ステップごとに算出され、(3)式によって $\partial \theta / \partial \psi$ の値が得られる。

計算された $\partial \theta / \partial \psi$ - ϕ 関係は、測定範囲内のある圧力水頭に対する体積含水率が既知である組が 1 点以上あれば積分定数を決定し、 ϕ について数値積分して θ - ϕ 関係を得ることができる。

以上の計算は、吸・排水過程の両方において適用することができるが、この際、 K - ϕ 関係も対応する過程について既知である必要がある。図-2 に以上の θ - ϕ 関係算定のプロセスを整理する。

III. サンプルと方法

1. サンプル

森林土壌を用い攪乱・非攪乱、大型・小型の 4 種類のサンプルを設定した。

大型非攪乱サンプルは前報(12)で示した方法によって、大型土壌サンプラー(内径 19.5 cm, 長さ 80.0 cm)を用いて採取した。小型非攪乱サンプルは大型サンプルと同じ採取地点で小型土壌サンプラー(内径 5.0 cm, 長さ 5.1 cm)を用い 20~55 cm の深さで鉛直方向に 10 cm 間隔で 4 個採取した。

攪乱サンプルは以下の手順で作成した。まず、1) 非攪乱サンプルの採取場所で、非攪乱サンプルの採取深に対応する深さ(地表から約 80 cm)までの土層からスコップで採取し、深さによる組成の相違がないように混ぜ合わせる。2) この土壌から植物根系、腐植等を取り除く。3) 大型、小型土壌サンプラーのおおの、水をはり土壌を落下させて底から充填し、最後に排水する。すなわち攪乱サンプルは、本透水試験・ θ - ϕ 関係の測定において、非攪乱サンプルと同じ母材で、森林土壌のもつ macropores 等が破壊され、matrix pores のみをもつ土層として位置づけられる。以下、大型攪乱、非攪乱サンプルをおおの LD, LU, 小型攪乱サンプルを SD, 小型非攪乱サンプルを総称して SU と呼ぶ。

採取地は滋賀県南部の桐生試験流域内(5)のアカマツ・ヒノキ混交林内であり、採取地点の層序は、地表から 5 cm が A 層、以下 90 cm まで B 層である。図-3 に土壌組成を間隙、根系および腐植の体積比率で示す。縦軸の数字は層の番号を示し、LU は地表から 4.6

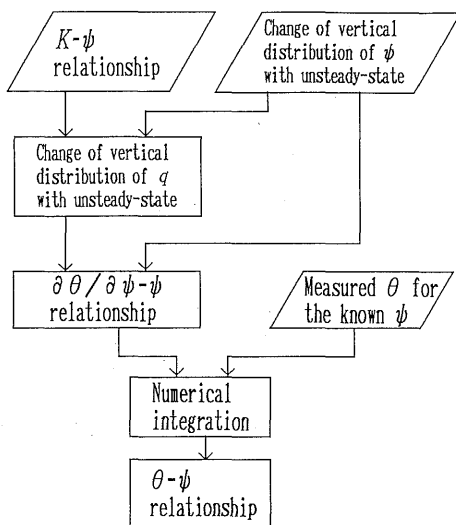


図-2. θ - ϕ 関係算定プロセス

Process of determining θ - ϕ relationship

Legend: K , Unsaturated hydraulic conductivity; ψ , Pressure head; q , Flux; θ , Volumetric water content.

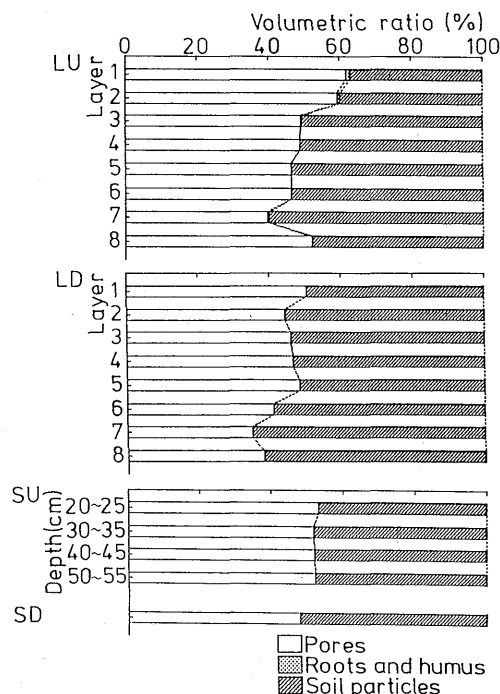


図-3. 間隙率, 根系と腐植, 土粒子の体積比率
Volumetric ratios of pores, roots and humus, and soil particles

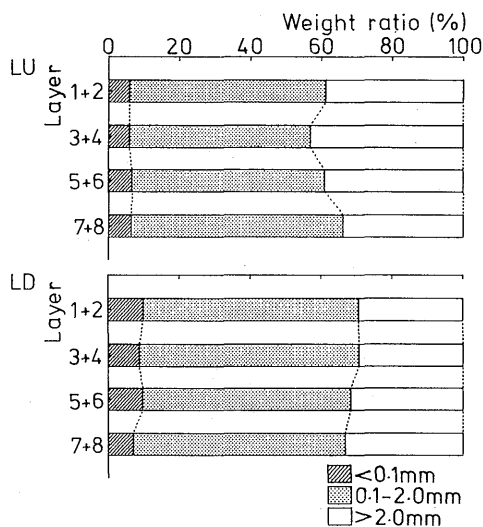


図-4. 粒径分布
Grain size distributions

cm, LD は 6.7 cm までを 1 層, 以下両者とも 10 cm ごとに 2~8 層とする (以下この層番号を用いる)。間隙率は LD は 45% 前後, LU は 50% 前後で両者とも上層から下層への低下傾向がある。LD は, 材料自体は攪

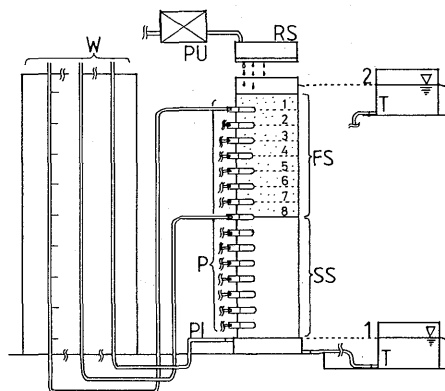


図-5. 飽和・不飽和透水試験の測定装置

Measuring system for the saturated-unsaturated hydraulic conductivity test

Legend : W, Water manometers ; P, Porous cups ; PI, Piezometer ; RS, Rainfall simulator ; PU, Pump ; T, Tank ; FS, Forest soil sample ; SS, Standard sand.

Notes : Level 1 of the tank is for the unsaturated hydraulic conductivity test, and Level 2 is the starting level of the saturated hydraulic conductivity test.

乱しているので均質であるが, 充填は均質とはいえず, 下層方向に緊密になる傾向がある。LU の根系は体積としてはわずかであるが最下層まで分布しており, 3, 5 層に腐朽根による macropores (直径 4 mm 以上) も認められた。SU は LU の 3~6 層にあたり, ほぼ同じ間隙率である。SD は LD の 4 層とほぼ同じ間隙率である。図-4 に粒径分布を示す。土壤母材は風化花崗岩であり, 粒径 2.0 mm 以上の土粒子の頻度がかかなり高く, LU には最大 38.1 mm 以上の礫も認められた。LD の粒径分布は LU の最下層の分布にほぼ等しい。

2. 透水試験

大型サンプルの θ - ϕ 関係の算定に必要な, 層ごとの K - ϕ 関係と浸透流非定常状態における ϕ 鉛直分布の経時変化を得るため定常・非定常不飽和透水試験を行った。装置は図-5 のとおりであり (コラム中の数字は前述の層番号を示す), 試験方法は前報 (I2) で提示した方法に準ずる。コラムは土壤サンプル部分 (図中, FS) と豊浦標準砂を均質につめた砂柱部分 (SS) からなる。テンシオメータのポーラスカップの設置位置は, 番号をつけた層と層の境界であり, 間隔は 10 cm である。測定項目は, 鉛直方向に設置された 15 本のテンシオメータによって得られる全水頭分布と下流端からの流出量の経時変化である。

不飽和透水試験後, 定水位飽和透水試験を行い, 飽

和透水係数の鉛直分布を測定した。

3. θ - ψ 関係の算定

上記の透水試験から得られた K - ψ 関係は, BROOKS, and COREY (4) による次式に適合したので, これを用いて関数化を行った。

$$\psi < \psi_{cr} \text{ のとき } K = K_s \left(\frac{\psi_{cr}}{\psi} \right)^\eta$$

$$\psi \geq \psi_{cr} \text{ のとき } K = K_s \quad (7)$$

K_s , 飽和透水係数; ψ_{cr} , 限界毛管水頭値, η , 圧力水頭の低下に対する不飽和透水係数の低下を示すパラメータ。

図-5 のように実際のサンプルコラムでは, 表面から数 cm の深さよりテンシオメータが設置されるので, 層ごとのフラックスの算定は 2 層以下にかぎられる。したがって, テンシオメータ間の層ごとの $\partial\theta/\partial\psi$ - ψ 関係の算定は 3 層以下に適用される。また (3) 式から明らかであるが, $\Delta q/\Delta z$ と $\Delta\psi/\Delta t$ の両者が微小になると, $\partial\theta/\partial\psi$ がばらついて, 算出される値の信頼性が低下する。このため圧力水頭変化域が狭い, サンプルコラムの下層についての算定は困難である。ゆえに, LD, LU とも 3 から 6 層について算定した。全層 (1, 2, 7, 8 層も含む) について算定の対象とする測定期間における最高, 最低圧力水頭値を表-1 に示す。

また上記の理由から圧力水頭が定常状態に近い区間も算定が困難である。このため, こうした区間を除く

表-1. 算定区間における最高・最低圧力水頭値
Maximum and minimum values of pressure head within the determination period

		Pressure head (cm)	
Layers		Maxima	Minima
LU	2	-2.6	-56.0
	3*	-3.1	-54.3
	4*	-3.8	-53.5
	5*	-5.8	-51.4
	6*	-8.3	-49.3
	7	-10.2	-50.2
	8	-15.8	-54.3
LD	2	-8.0	-81.9
	3*	-7.6	-77.7
	4*	-6.0	-75.8
	5*	-3.7	-72.4
	6*	-3.1	-66.8
	7	-7.2	-61.3
	8	-16.6	-56.8

Notes: '*' indicates a layer on which the determination of the θ - ψ relationship was made.

ために, 圧力水頭の変化量にしきい値を設け, 次式の条件を満たす測定ステップ間の測定値のみを用い算定を行った。

$$\frac{\psi_i^t + \psi_{i+1}^t}{2} - \frac{\psi_i^{t+\Delta t} + \psi_{i+1}^{t+\Delta t}}{2} \geq r \quad (8)$$

しきい値 r は, 数回の試行を経て, 定常区間を除く算定対象区間ができるだけ大きくとれるように 0.5 cm とした。

また, 得られた $\partial\theta/\partial\psi$ - ψ 関係を数値積分して θ - ψ 関係を求めるために, 積分定数となる圧力水頭と体積含水率の実測値が必要となるが, 一連の透水試験終了後サンプルを解体する際に, 直前に圧力水頭の鉛直分布を測定しておき, 層ごとに体積含水率を炉乾法 (17) で測定した。

なお, 圧力水頭の測定に使用するテンシオメータの感部 (ポラスカップ) は素焼の多孔質材製であるため, 感部周辺の水分変動に対して, 反応の「遅れ」が生じる可能性がある。非定常状態における圧力水頭の測定にはこの影響が含まれることが考えられるので測定値に文末付録に示す方法で補正を加えた後, 算定に用いた。

一般に θ - ψ 関係には, ヒステリシスが存在することが考えられるが, 本報ではこれに関する考察を主目的としないので, 大型サンプルに対する本測定法の適用結果は, 排水過程のみについて示すことにする。このため, 小型サンプルもすべて, 大型サンプルで測定される範囲を含む $\psi=0 \sim -100$ cm の範囲の排水過程における θ - ψ 関係を, 水頭型吸引法 (17) によって測定した。

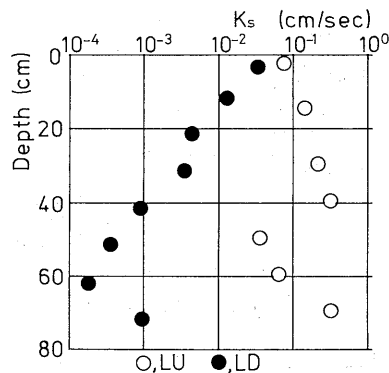


図-6. 飽和透水係数 K_s の鉛直分布

Vertical distributions of the saturated hydraulic conductivities, K_s

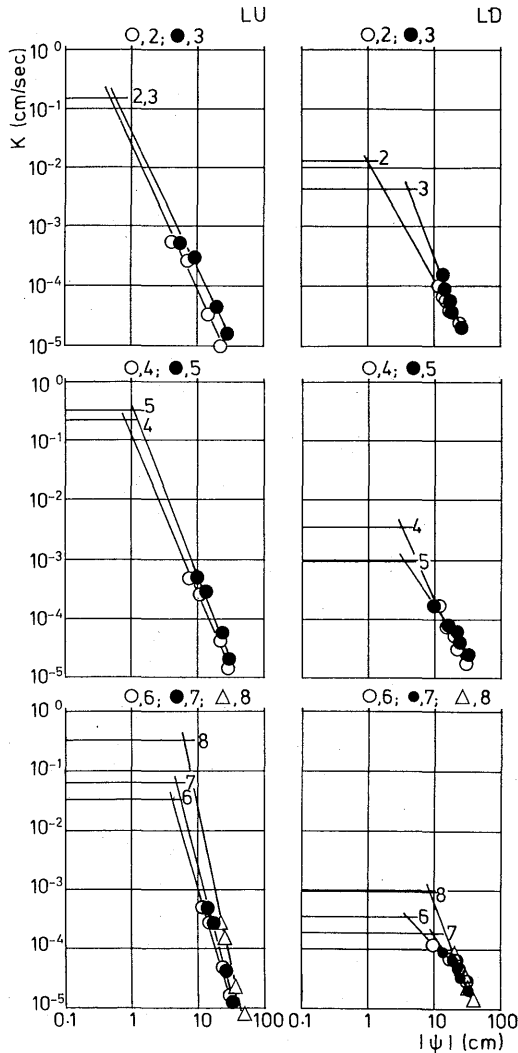


図-7. 不飽和透水係数 K と圧力水頭 ψ の関係
Relationships between unsaturated hydraulic conductivities, K , and pressure heads, ψ

Notes: The numbers indicate the layers. The horizontal lines with layer numbers indicate the values of K_s . $|\psi|$, The absolute value of pressure heads.

IV. 結 果

1. 飽和透水係数, K - ψ 関係

図-6 に飽和透水係数の鉛直分布を示す。LD の飽和透水係数は間隙率の下層方向への低下傾向に対応した低下がみられる。これに対し、LU は間隙率の分布とは必ずしも対応しない。これは LU には macropores が

表-2. 特定された排水過程の η , ϕ_{cr} 値
Determined η and ϕ_{cr} on draining process for the BROOKS and COREY type formula

	Layers	η	ϕ_{cr} (cm)
LU	2	2.43	-0.47
	3	2.25	-0.54
	4	2.61	-0.84
	5	2.83	-1.13
	6	3.70	-4.06
	7	4.33	-4.83
	8	5.44	-6.20
LD	2	1.96	-0.96
	3	2.96	-4.00
	4	2.39	-3.14
	5	1.57	-3.28
	6	1.11	-3.84
	7	1.66	-9.22
	8	2.79	-8.27

鉛直方向に散在しているためと考えられる。また深さ 20 cm 以下では、LD より LU のほうが 2 オーダー大きい。図-7 に 2~8 層の排水過程における K - ψ 関係を示す。また得られた K - ψ 関係を (7) 式で近似し、限界毛管水頭値 ϕ_{cr} とパラメータ, η を定めた (表-2)。

BROOKS, and COREY (4) によれば、限界毛管水頭の絶対値 $|\phi_{cr}|$ は、その土壤の最大孔隙の毛管上昇高に対応するが、LD, LU の $|\phi_{cr}|$ は 10 cm 以下である。前報 (12) で均質な土壤サンプルについて、 $|\phi_{cr}|$ の既往の測定値を示したが、LD, LU の $|\phi_{cr}|$ はこれらに比して小さい。一般に孔隙の毛管上昇高は孔隙半径と反比例の関係をもつことから、matrix pores のみをもつ LD も最大孔隙は均質な土壤に比べて大きいといえる。しかし、LU の 2~5 層の $|\phi_{cr}|$ は、LD に比べて小さいことと、 $\psi = -10$ cm において LD の不飽和透水係数は飽和透水係数に比べて 1 オーダーしか低下しないが、LU は 2 オーダー低下することから、LU に構造的な macropores が多く、これらの透水性に与える影響が卓越していることが推測できる。

2. $\partial\theta/\partial\psi$ - ϕ , θ - ψ 関係

図-8 に (3)~(6) 式を用いて算定された $\partial\theta/\partial\psi$ - ϕ 関係を示す。ここで $\uparrow$ 印はサンプル解体時に体積含水率とともに実測された圧力水頭値である。図-9 は図-8 の $\partial\theta/\partial\psi$ - ϕ 関係を数値積分して求めた θ - ψ 関係と小型サンプルによる測定結果を示す。ここで $\uparrow$ 印は図-3 に示した大型サンプルの各層の間隙率である。数値積分において積分定数には実測体積含水率を用いた。図中の γ 印が実測値 (ϕ_{act} とする) である。図-8 のとおり

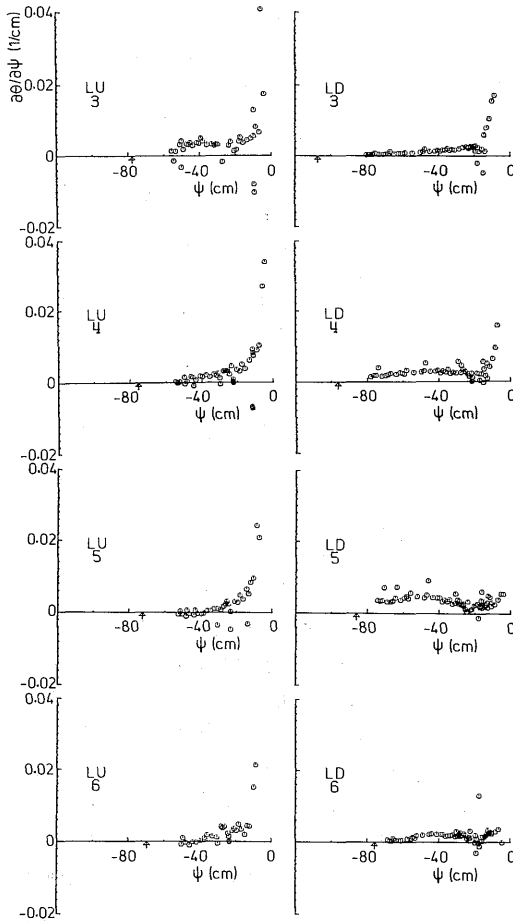


図-8. 算定された $\partial\theta/\partial\psi$ - ψ 関係

$\partial\theta/\partial\psi$ - ψ relationships determined by this method
Notes: The numbers indicate the layers. ↑, The values of pressure heads measured when dismantling sample.

実測値は算定の対象範囲より低い圧力水頭値であり、算定範囲における最低圧力水頭値 ($\psi_{\min}$ とする) との間では $\partial\theta/\partial\psi$ が算定されていない。このため、この間の $\partial\theta/\partial\psi$ は両者の圧力水頭値に対する $\partial\theta/\partial\psi$ の平均値で近似する。また、LD, LU とも各層で圧力水頭が低下するに従い $\partial\theta/\partial\psi$ 値が 0 に漸近し、実測圧力水頭値付近の $\partial\theta/\partial\psi$ はどの層も 0 に近いと考えられる。このため、実測圧力水頭値において $\partial\theta/\partial\psi = 0$ と見なすと、

$$\frac{\partial\theta}{\partial\psi} \approx \frac{1}{2} \left(\left. \frac{\partial\theta}{\partial\psi} \right|_{\psi_{\min}} + \left. \frac{\partial\theta}{\partial\psi} \right|_{\psi_{\text{act}}} \right) = \frac{1}{2} \cdot \left. \frac{\partial\theta}{\partial\psi} \right|_{\psi_{\min}} \quad (9)$$

となる。

SU の測定値は、LU の層と対応する深さのサンプル

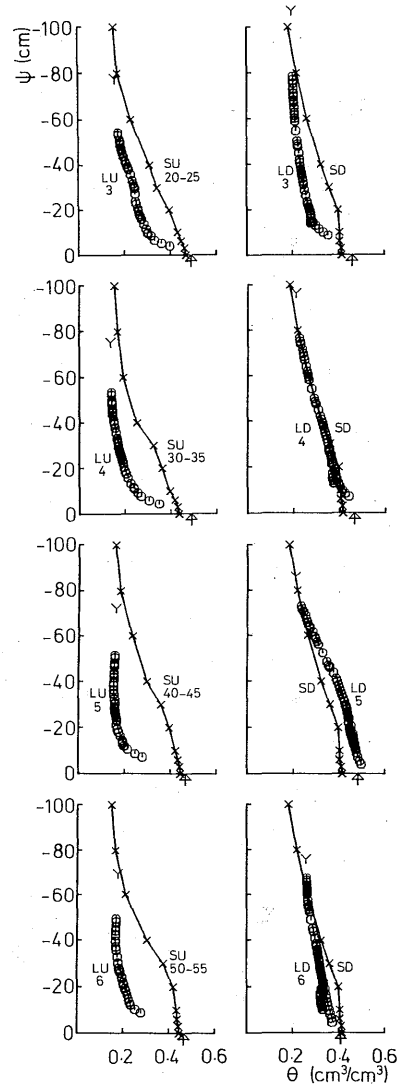


図-9. 算定された θ - ψ 関係と小型サンプルを用いた測定値との比較

Comparison of θ - ψ relationships between the determinations by this method and the measurements using small samples

Legend: ○, Determined values; ×, Measured values using small samples; ↑, Measured value when dismantling large sample; ↑, Porosity of each layer of LD and LU.

Notes: The numbers with each "LD" and "LU" indicate the layers. The numbers with "SU" indicate the sampling depth below the surface.

のものである。SD の測定値は、LD の各層についての算定結果とともに示すが、1 個のサンプルについての測定結果をおのおのにプロットしている。

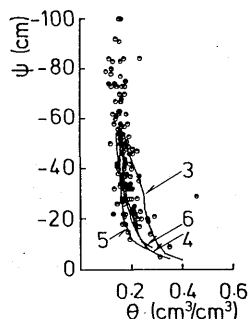


図-10. 大型非攪乱サンプルについて算定された θ - ψ 関係と原位置土層における観測値との比較

Comparison of θ - ψ relationships between the determinations of large-size undisturbed samples by this method and the observations *in situ*

Notes: The observations *in situ* were made by KUBOTA *et al.* (8). The marks, ○, indicate values observed *in situ*, the solid lines with numbers indicate the determined values of each layer on LU.

LD の θ - ψ 関係は 3 層を除く 4~6 層で、SD の特性とよく対応し、 $\psi = -10 \sim -70$ cm の範囲で圧力水頭の低下に伴い体積含水率は緩やかに減少する。これに対し、LU の θ - ψ 関係は 3~6 層においてほぼ様な特性を示し、 $\psi = -10 \sim -60$ cm の範囲で下に凸の曲線を呈する。とくに各層とも $\psi = -30$ cm の以上の範囲での圧力水頭の低下に対する体積含水率の減少は急激である。この傾向は全層とも SU とは一致せず、SU は $\psi = -10 \sim -40$ cm の範囲でわずかに上に凸の曲線を呈し、LU よりも高含水率で推移する。また、全般的に LD の特性は LU に比べ高含水率で推移する。

また、LD ではほぼ間隙率に近い領域まで測定されているが、LU では測定範囲の最高圧力水頭値についての体積含水率と間隙率との間に、 $0.05 \sim 0.15 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 程度のブランクがある。これは不飽和透水試験時の降雨条件で飽和状態近くまで達しなかったためであるが、各層とも算定の対象範囲において曲線の特徴はとらえられている。

さらに図-10 に、窪田ら (8) によって行われたテンシオメータによる観測と採土炉乾法による体積含水率測定から得られる θ - ψ 関係の原位置観測値と LU の測定結果とを比較して示す。観測は本報のサンプル採取地と同じ桐生試験流域内の林地斜面において 7~10 月の 3 カ月間行われたもので、観測地点はサンプル採取地と同じ風化花崗岩からなる森林土壌層を有してい

る。観測深は地表から 30 cm, 60 cm である。観測結果から、土壌層が浸透水の吸水過程にある時間よりも排水過程にある時間の方が長いことがわかっているので (8), 観測値は排水過程におけるものが多いと考えられる。LU について得られた θ - ψ 関係は、この観測結果と良好に対応するものである。

小型サンプル SU と SD を比較すると、飽和含水率は SU のほうが若干大きいものの、全体の特性は両者類似しており、SU は LU よりむしろ LD に近い特性を示している (図-9)。

V. 考 察

θ - ψ 関係についての測定結果を整理すると、

1) 攪乱サンプルでは、大型サンプルを用いる新たに提示した本方法と従来の小型サンプルを用いる測定結果は良好な一致を示した。

2) 非攪乱サンプルについては、大型サンプルを用いる本方法の結果は、原位置でのテンシオメータによる圧力水頭測定と採土炉乾法による体積含水率測定から得られる θ - ψ 関係と良好な一致がみられた。

3) 小型非攪乱サンプルについて従来の方法により得られた θ - ψ 関係は、これらと異なり、むしろ macropores が破壊されている大型・小型の攪乱サンプルの θ - ψ 関係と類似したものであった。

以下、これらの結果について考察する。

まず 1) より、小型サンプルと同じ方法で充填した、macropores を含まない大型サンプルについて、本方法によって、従来の測定法と同様の特性が得られ、本方法が実用上十分な θ - ψ 関係測定方法であると判断できる。

次に 2), 3) より、原位置における森林土壌の θ - ψ 関係の特性は、小型非攪乱サンプルでは検出できず、大型非攪乱サンプルによって検出可能であるといえる。

これらのことをふまえ、大型の非攪乱サンプル LU と攪乱サンプル LD の特性を検討すると、LU は $\psi = -30$ cm 以上の領域において圧力水頭の低下に伴う、保持可能な毛管水の減少が急激であることがわかる。このことは毛管上昇の低い macropores の頻度が高いことを示唆している。逆に、LD は macropores が破壊されているために、この領域で LU にみられる急激な含水率の低下は起こらず、緩やかな低下を示す。

こうした両者の構造的な差異の影響は、すでに図-7 に示したように、飽和透水係数と K - ψ 関係にもみられる。すなわち飽和透水係数は LD に比べ LU が 2 オー

ダー大きい。またLUの不飽和透水係数は $\psi = -10$ cmにおいて飽和透水係数に比べて2オーダー低下するが、LDの不飽和透水係数は1オーダーしか低下しない。なお、LDの3層はそれ以下の層と異なり、LUの6層と類似の特性を示し、この傾向は $K-\psi$ 関係にもみられる(図-7, 表-2)。原因は定かではないが、攪乱状態でもLDの3層にはLUの6層と同程度の頻度のmacroporesがあったものと考えられる。

またLD, LUとも測定範囲の最低圧力水頭値付近では $\partial\theta/\partial\psi$ は0に近く、このときの体積含水率はほぼ最小含水量に等しいとみることができるが、この値はLDの方が大きい。このことからmatrix poresのうち細孔隙量はLDの方が多いと推測できる。

一方、3)の結果から、小型非攪乱サンプルには、採取時に破壊されたか、採取されなかったかの理由でmacroporesが少なかったとみることができる。

VI. お わ り に

飽和・不飽和透水試験によって得られる、飽和透水係数、 $K-\psi$ 関係と浸透流非定常時の圧力水頭変化から、大型土壌サンプルの $\theta-\psi$ 関係を鉛直分布として算定する方法を提案し、森林土壌の水分特性把握の方法としての有用性について検討した。

この結果、母材が風化花崗岩である森林土壌については、本報で示した測定法によってmacroporesの影響を受けた $\theta-\psi$ 関係を検出することができた。また、この特性を検出するためには小型土壌サンプルよりも大型土壌サンプルの方が有効であることが示された。

本報で示した方法には、これまでの小型サンプルを対象として用いられてきた方法と比較して、測定範囲が比較的湿潤な条件に限定されるという制約がある。これに関しては、今後手法上の改善が必要と考える。また、適用に際し、従来の方法では $\theta-\psi$ 関係よりも測定が困難とされる不飽和の透水特性が、事前または同時に測定されなければならないという繁雑さを伴う。しかし、本論中に示したように、 $K-\psi$ 関係の測定に前報(12)に示したような一連の飽和・不飽和透水試験を用いることによって、この特性は非定常状態の圧力水頭分布の変化とともに測定できる。このことから、同一サンプルで $K-\psi$ 関係、 $\theta-\psi$ 関係の両方が測定できるという点で従来の方法より有利な面も指摘できよう。

以上のように、前報(12)と本報において提案した測定法によって、採取時に森林土壌の構造を乱すことの少ない大型土壌サンプルを用いて $K-\psi$ 関係と $\theta-\psi$ 関

係の鉛直分布を測定することが可能となった。吸・排水過程の両方に適用すれば、ヒステリシスを検出することもできる。

本研究を進める過程で、京都大学農学部林学科武居有恒名誉教授、小橋澄治教授、福嶋義宏助教授から終始適切なご指導を賜った。また小型サンプルを用いた $\theta-\psi$ 関係の測定に際し、同大学農学部農業工学科渡邊紹裕助教授から測定機器提供等のご協力を得た。心から感謝の意を表す。

引用文献

- (1) BEVEN, K.: Micro-, meso-, macroporosity and channeling flow phenomena in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **45**: 1245, 1981
- (2) ———, and GERMANN, P.: Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* **18**: 1311~1325, 1982
- (3) BOUMA, J., BELMANS, C. F. M., and DEKKER, L. W.: Water infiltration and redistribution in a silt loam subsoil with vertical worm channels. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **46**: 917~921, 1981
- (4) BROOKS, R. H., and COREY, A. T.: Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Pap. Colorado State Univ.* **3**: 1~27, 1964
- (5) 福嶋義宏・鈴木雅一: 山地流域を対象とした水循環モデルの提示と桐生流域の10年連続日・時間記録への適用. *京大演報* **52**: 162~185, 1986
- (6) 服部重昭: 流出過程における不飽和水分流動の研究(II) 不飽和透水係数の推定. *日林誌* **60**: 290~297, 1978
- (7) 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
- (8) 窪田順平・福嶋義宏・鈴木雅一: 山腹斜面における土壌水分変動の観測とモデル化. *日林誌* **69**: 258~269, 1987
- (9) LUXMOORE, R. J.: Micro-, meso-, and macroporosity of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **45**: 671~672, 1981
- (10) 真下育久: 森林土壌の理学的性質とスギ・ヒノキの成長に関する研究. *林野土壌調査報告* **11**: 91~182, 1961
- (11) ———: 土壌の理学的性一吸水板による簡単なpF値の測定とこれによる土壌水および孔隙の区分. *森林立地* **3**: 32~34, 1961
- (12) 大手信人・鈴木雅一・窪田順平: 森林土壌の土壌水分特性(Ⅰ) 飽和・不飽和透水特性の鉛直分布の測定法と2, 3の測定結果. *日林誌* **71**: 137~147, 1989
- (13) 岡 太郎: 丘陵地斜面におけるmacroporesと雨水浸透. *京大防災研年報* **29B-2**: 279~289, 1986
- (14) RICHARDS, L. A.: Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* **1**: 318~333, 1931
- (15) ROGERS, J. S., and KLUTE, A.: The hydraulic

conductivity-water content relationship during non-steady flow through a sand column. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 35: 695~700, 1971

- (16) 鈴木隆司：林地透水性の簡易測定法に関する研究。日林誌 71: 341~348, 1989
- (17) 渡部一郎編：農業環境実験法 農業気象学・農業環境工学。152~158, サイエンスハウス, 東京, 1987
- (18) WATSON, K. K.: An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. Water Resour. Res. 2: 709~715, 1966

付 録 圧力水頭測定値の「遅れ」補正方法

ポーラスカップを介した圧力水頭の測定値と真値との差が縮まる速さは、その差に比例すると仮定し、両者の関係を次式で表す。

$$-\frac{d(M(t)-m(t))}{dt} = a(M(t)-m(t)) \quad (a1)$$

$M(t)$, 真値; $m(t)$, 測定値; t , 時間; a , 時定数。これを $M(t)$ について解き、測定時間ステップに逐次あてはめる。

ある連続した2回の測定時間ステップを t_1 , t_2 とすると、 $M(t_2)$ は次式で算出される。

$$M(t_2) = \left(M(t_1) - \frac{\mu}{a} \right) \exp(-a(t_2 - t_1)) + \frac{\mu}{a} \quad (a2)$$

$$\mu = a \cdot m(t_2) + \frac{m(t_2) - m(t_1)}{t_2 - t_1} \quad (a3)$$

ただし、測定開始時刻 $t=0$ のとき、 $M(t)=m(t)$ とする。

時定数 a の決定方法は以下のとおりである。

$t=0$ において $M(t)=m(t)$ であり、 $t>0$ において $M(t)=M_c$ (M_c : 変化後の真値) に瞬時に変化するとき、その応答は (a1) 式より、

$$\frac{M_c - m(t)}{M_c} = \exp(-at) \quad (a4)$$

と、かける。

図-11 に示す簡単な実験を行い、(a4) 式が測定値に適合することを確かめた。水マノメータを接続した

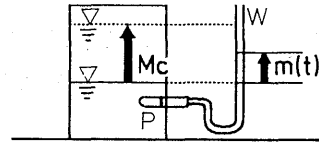


図-11. 時定数 a を決定するための実験

Experiment for determining the time constant, a
Legend: P, Porous cup; W, Water manometer.

Notes: M_c is a value of actual change. $m(t)$ is an observed value.

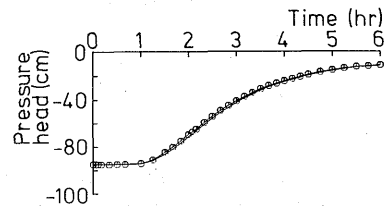


図-12. テンシオメータによる圧力水頭測定値の補正例

Correction of the values of the pressure head measured by the tensiometer

Notes: The solid line indicate the measured values; $\circ$, The corrected values.

ポーラスカップを水槽の底面近くに設置し、急激に水面を上昇させて、マノメータの水位を観測する。これによって $(M_c - m(t))/M_c = 0.5$ になるまでの時間 t を測定し a を求める。数回くり返して、 $a = 0.00234$ (s^{-1}) を得た。

図-12 に適用例 (LU に対する不飽和透水試験) を示す。この結果 $M(t)$ と $m(t)$ の差は、最も変化の激しい区間でも微小であり、本方法の計算上支障はないと思われるが、念のため、用いたポーラスカップの感度は一定と仮定し、すべての測定値に補正を施した。

(1990年3月1日受理)