

森林土壌の土壌水分特性(1)

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

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 窪田,順平
発行元	日本林學會
巻/号	71巻4号
巻号補足	
掲載ページ	p. 137-147
発行年月	1989年4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 (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*

大手 信人**・鈴木 雅一**・窪田 順平***,***

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 森林土壌の水分特性に関する情報のうち、飽和-不飽和透水特性の鉛直分布を、原位置の土層構造に近い状態で測定するための方法を提示する。本方法は、1) 大型サンプラー(内径 19.5 cm, 長さ 78.0 cm)による非攪乱サンプリング、2) 定水位飽和透水試験、3) Steady-state methods による不飽和透水試験の 3 ステップから成る。1)の方法を用い、母材が風化花崗岩、火山灰、中生層堆積岩である森林土壌を採取し、全てのサンプルについて 2)を、前二者について 3)を実施した。この結果、得られた飽和透水係数 K_s は、各々の原位置土層を代表する値と考えられた。不飽和透水特性は、母材が全く異なる森林土壌でも類似した傾向が認められ、圧力水頭の低下に対する不飽和透水係数の低下を示す係数 η と、測定値から計算された限界毛管水頭の絶対値 $|\phi_{cr}|$ は、種々の攪乱土壌についての従来の報告よりも小さい値であった。

Ohte, Nobuhito, Suzuki, Masakazu, and Kubota, Jumpei: **Hydraulic properties of forest soils (I) The vertical distribution of saturated-unsaturated hydraulic conductivity** J. Jpn. For. Soc. 71:137~147, 1989 A method to determine the vertical distribution of the saturated-unsaturated hydraulic conductivity of forest soils is proposed and applied to some undisturbed samples. The method had three steps: 1) undisturbed soil sampling using a large size sampler (diameter 19.5 cm, length 78.0 cm), 2) saturated hydraulic conductivity test by the steady water-level method, and 3) unsaturated hydraulic conductivity test by the steady-state method. Three kinds of forest soils: namely weathered granitic, volcanic ash, and Mesozoic soils were sampled on a slope in Step 1). Step 2) was taken with all of these soils, and Step 3) was taken with first two soils. The saturated hydraulic conductivities, K_s , obtained by this method typify the K_s of each soil layer. There was similarity in the unsaturated hydraulic conductivity of these samples with dissimilar parent material. The obtained parameters, η , which show the change of the unsaturated hydraulic conductivity for the pressure head and the absolute values of the critical capillary head, $|\phi_{cr}|$, were smaller than those for disturbed soil samples reported previously.

I. は じ め に

森林土壌の形成は、森林が山地流域に与える重要な作用である。この作用が流出現象にどのような影響を及ぼすかを定量的に評価することは、森林水文学上の主要な課題の 1 つである。降雨の浸透流出過程のうち地表面からの雨水の鉛直浸透は、その初期段階といえ、森林地の場合こうした水移動の場は主として表層の森林土壌層である。このため本研究は森林土壌中の水移動を実測し、土壌水分特性として定量的に評価することによって森林土壌の特徴を明らかにすることを目的

としている。土壌水分特性は、透水性と保水性の 2 つの要素からなり、定量的には透水性は飽和透水係数および、体積含水率あるいは圧力水頭と不飽和透水係数の関係、保水性は体積含水率と圧力水頭の関係として評価される。これらの情報は本来、両特性について原位置での実測値によって表されるべきものである。このうち飽和透水係数に関しては、従来から 100 cc または 400 cc 程度のサンプラーで採取されたサンプルを用いて測定が行われている。しかし、有光 (1) は、400 cc のサンプラーでは大きな礫を避けて採土しなければならぬため、採取されたサンプルの間隙量につい

* 本論文の要旨は、第 99 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

*** 現勤務先：東京農工大学農学部 Fac. of Agric., Tokyo Univ. of Agric. and Technol., Fuchu, Tokyo 183

て、ある広がりをもった森林土壌層に対する代表性に問題があることを指摘している。また、河野、西垣(7)によれば、いわゆる原位置透水試験法は、2, 3の手法とその解析法が提案されているが、手法の選択や解析法の妥当性についていまだ明確な判断基準が確立されていない。また、不飽和での透水特性を評価することはこの方法では困難である。

不飽和条件での透水性、すなわち体積含水率あるいは圧力水頭と不飽和透水係数の関係を求める手法に関しては、現在様々な測定法、推定法が考案されている。KLUTE(5)によればこれらの方法は、Steady-state methodsとUnsteady-state methodsとに大別され、さらにUnsteady-state methodsは、Outflow-inflow methodsとInstantaneous profile methodsとに分類される。これらのうち、Outflow-inflow methodsは、たとえばRICHARDSの不飽和浸透流の基礎式をBOLTZMAN変換して、KLUTEの拡散係数を求め、体積含水率-圧力水頭関係を用いて不飽和透水係数を求める手法などがある。岡、角屋(11)は、この方法を用いた砂質土の不飽和透水係数を求めているが、あらかじめ体積含水率-圧力水頭関係が求められている必要があること、このため2段階の実験を経なければならず実験誤差が生じやすいなどの欠点がある。また、服部(4)や河野、西垣(6)はInstantaneous profile methodsを用いているが、不飽和透水係数を求めたい浸透流場全域の土壌水分プロファイルの経時変化と、ある瞬間の圧力水頭勾配の両方の値を得る必要があり、これも体積含水率-圧力水頭関係をあらかじめ求めておくか、中性子水分計等を用いて同時に体積含水率を測定しなければならない。

Steady-state methodsは、人工降雨などによって不飽和定常流を土壌中に生じさせて不飽和透水係数を実測する方法である。浸透流が定常状態になるまでに長時間を要するなどの欠点はあるものの、テンシオメーターで圧力水頭勾配を測定し、下流端で流量を測定することにより、直接的に不飽和透水係数を求めることができ、手法、装置が比較的シンプルであるなどの利点がある。

しかしながら、従来こうした不飽和透水係数を求める実験的研究は攪乱サンプルを均質に詰めた条件での実験例が多く、不均質土壌、あるいは非攪乱サンプルについての実験は圃場土壌に関する、CAMERON(3)、ROGOWSKI and WEINRICH(12)、クロボク、ローム土壌に関する三森(13)の報告などがあるものの、いま

だ数少ない。

本報の目的は、森林流域原位置の土層構造に近い状態で、森林土壌の水分動態を測定し、飽和-不飽和の透水性を鉛直分布として明らかにする簡易な方法を提示することにある。そしてその手法として、大型サンプラーを用いて採取した非攪乱サンプルによる飽和透水試験と、人工降雨装置を用いた不飽和透水試験を採った。後者では、定常-非定常の両状態における浸透流の動態を測定するが、不飽和透水特性はSteady-state methodsに準じて特定する。本報では測定法と2, 3の測定例を示し、得られた測定結果をもとに、森林土壌の透水特性について考察する。さらに次報では、本報で提示した測定法によって得られた飽和-不飽和透水特性の鉛直分布をふまえ、数値計算モデルを用いたシミュレーションによって、非定常状態の水分動態についても解析する予定である。

II. サンプル採取法と測定法

1. 装置とサンプル採取法

図-1にサンプラーとカッター、および2種類の装置を示す。サンプラーは内径19.5 cm、厚さ1.0 cm、長さ78.0 cmの塩化ビニール製のパイプを加工したものであり、圧縮に対する強度は十分である。あらかじめポラスカップ設置用の穴をあけてある。採取は、ポラスカップ用の穴をゴム栓でふさぎ、サンプラーの下端に同素材、同径のカッターを取り付け、水準器を用いて鉛直を保ちつつ土層に差し込んで行う。この際、カッターのせん断によるサンプルの攪乱をなるべく抑え、サンプラーの内壁と土壌との間に間隙ができないようにするために、高さ約5 cm直径約25 cm程度の円柱状に土層を切り出してから、サンプラーを徐々に差し込んでいく。採取する土質にもよるが、約50 cm程度土壌がサンプラーに入ると、手で押さえてサンプラーを差し込むことが困難になることがあるので、このときは、振動を極力抑えるようにして木製のハンマーでたたいて差し込む。このとき鉛直を保つために、サンプラーの上に添木を置き、応力を管の周全体にかけるように注意する。長さ約70 cmのサンプルが採取できるとカッターを取り外し、底面を整形し蓋をし、マットレス等の緩衝材で包み、なるべく振動を与えないように運搬する。

サンプルには側方からテンシオメーターのポラスカップを底面から5, 15, 25, 35, 45, 55, 65 cmの高さに設置し、これらにそれぞれ水マノメーターを連結

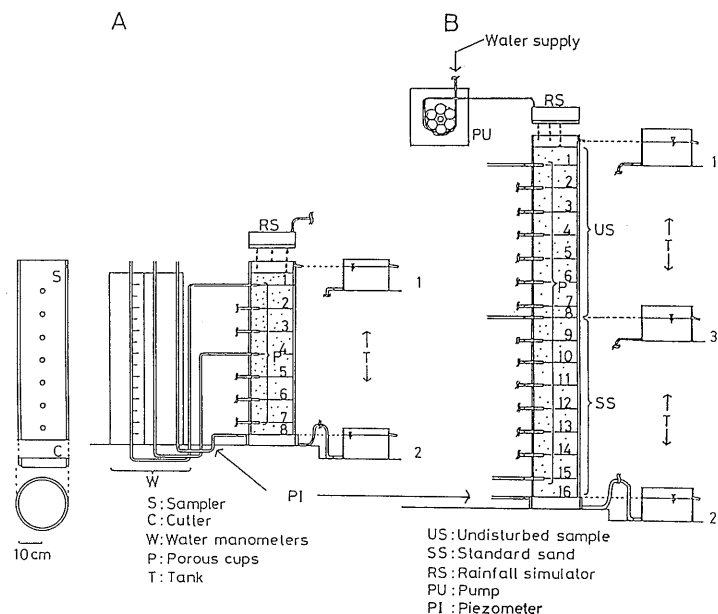


図-1. サンプラー、測定装置
Schematic diagram of a sampler and a measuring system

する。ポーラスカップは、長さ 5.0 cm 外径 1.8 cm で、先端がサンプラーの内壁から 7.0 cm に位置するように挿入する。また土層の底面には、ピエゾメーターを設置する。装置 B では、非攪乱サンプルの下に豊浦標準砂 (SS) を均質に詰めた砂柱 (直径 19.5 cm, 長さ 80.0 cm) を設置し、同様にポーラスカップを 10 cm 間隔で設置する。標準砂は水しめによって充填する。標準砂の砂柱を設置する理由は、不飽和透水試験時、非攪乱サンプルの圧力水頭変化域を低圧力水頭側にひろげるためである。人工降雨装置には、0.5 mm/h~25.0 mm/h の流量で正確に液体を送れる微量定量ポンプを用いて給水する。流出量の測定は、飽和透水試験時はメスシリンダーを用い、不飽和透水試験時は自動天秤とハンドヘルドコンピューターを用いて自記記録を行った。

なお、以下で用いる非攪乱サンプルおよび標準砂の砂柱の層番号は、図-1 中に示すように、土層をポーラスカップの設置されている断面を境界として区分し、上層から順につけたものである。

2. 定水位飽和透水試験

サンプルには水を下から注入して飽和させる。はじめ図-1 の装置 A, B で、2 の高さにあるタンクから注水し始め、マンオメーターの水位から土層内の飽和状況

を確かめつつ徐々にタンクを上げていく。タンクを 1 の高さまで上げて内部の全水頭が定常状態になるまで静置する。タンク側の水面を 1 よりも上げるとサンプル内には、上向きの流束が生じ、1 よりも下げると下向きの流束が生じる。本試験では、装置 A では上向きの流束を形成し、装置 B では、装置の構造上の理由から下向きの流束を形成した。両者とも動水勾配は 4~8 段階設定した。流量を測定するのと同時に、土層内の全水頭分布を、水マンオメーターから読み取り記録する。

3. 人工降雨装置を用いた不飽和透水試験

飽和透水試験後、タンクを 2 の高さに降ろして排水し重力排水がなくなってすべての高さのテンシオメーターが全水頭 0 cm を示す状態になるまで静置する。この定常状態を初期条件とし降雨を与える。降雨は全て一定強度で、内部の全水頭分布と下流端流量が一定になるまで与える。これと同時に土層内の全水頭分布を、マンオメーターから読み取り時系列的に記録する。すべての試験について、サンプル表面およびタンク水面からの蒸発は止めている。

4. 透水係数の算定法

鉛直一次元の飽和-不飽和浸透流の運動則は、鉛直座標上方を正とすると次式で表せる。

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

$$\phi = \phi + z \quad (2)$$

ここで q : 単位面積当り, 単位時間当りの流量, K : 透水係数, ϕ : 全水頭, ϕ : 圧力水頭, z : 鉛直方向の距離。 K は, 飽和流の場合, 飽和透水係数 K_s であり, 不飽和流の場合, 圧力水頭 ϕ または体積含水率によって変化する不飽和透水係数である。土層内の任意の高さの接近した2点 A, B について, そこの圧力水頭値をそれぞれ ϕ_A, ϕ_B, z 座標を z_A, z_B とし, $z_A > z_B$ であるとき, (1)式は次式で近似できる。

$$q = -K \left(\frac{\phi_A - \phi_B}{z_A - z_B} + 1 \right) \quad (3)$$

(3)式を用い z_A から z_B までの平均的な K の値を求める。このときこの区間の平均的な圧力水頭値は, 次式で求める。

$$\phi = \frac{\phi_A + \phi_B}{2} \quad (4)$$

また, サンプル全体の平均的な飽和透水係数 $\bar{K}_s$ は, 次式のように定義する。

$$q = \bar{K}_s \frac{\sum \Delta \phi_i}{\sum \Delta z_i} \quad (5)$$

ここで $\Delta \phi_i, \Delta z_i$ は, i 層での全水頭差, z 方向の厚さである。なお, 土層の上表面と底面にはテンジオメーターがないが, 全水頭値は, 上表面は定水位時の湛水深から計算し, 底面はピエゾ水頭値を用いる。定常流であるので, 最下層の n 層までの各層の飽和透水係数と次の関係を持つ。

$$\begin{aligned} \bar{K}_s \frac{\sum \Delta \phi_i}{\sum \Delta z_i} &= K_{s1} \frac{\Delta \phi_1}{\Delta z_1} = K_{s2} \frac{\Delta \phi_2}{\Delta z_2} \\ &= \dots = K_{sn} \frac{\Delta \phi_n}{\Delta z_n} \end{aligned} \quad (6)$$

ここで K_{si} は, (3)式で求められる, i 層の飽和透水係数である。

5. サンプルの採取地と土壌組成

サンプルは, 滋賀県南部の桐生試験流域, 同県東南部の竜王山試験流域, 大分県南部の九重山山腹, 愛媛県北部の愛媛大学米野々演習林の4カ所から採取した。以下それぞれ KR, RY, KJ, KM, 標準砂の砂柱を SS と呼ぶ。表-1 に各土壌サンプルの母材を示す。図-2 に, 4つの非攪乱サンプルについて土壌組成を層ごとに, 間隙, 根系および腐植, 土粒子の体積比率で示す。KR と KJ の特徴は, 第1層の根系および腐植の占める体積が, それ以下の層に比べて数倍高いことである。この傾向は, RY, KM ではみられない。また KJ

表-1. 4 サンプルの母材と土壌型
Parent materials and soil types of four samples

Samples	Parent materials	Soil types
KJ	V.A.	B _{1b}
KM	Gr.	B _c
KR	Gr.	B _d
RY	Ms., Ch.	B _d

Legend : V.A., Volcanic ash ; Gr, Weathered granitic rocks ; Ms, Mudstone ; Ch, Chart.

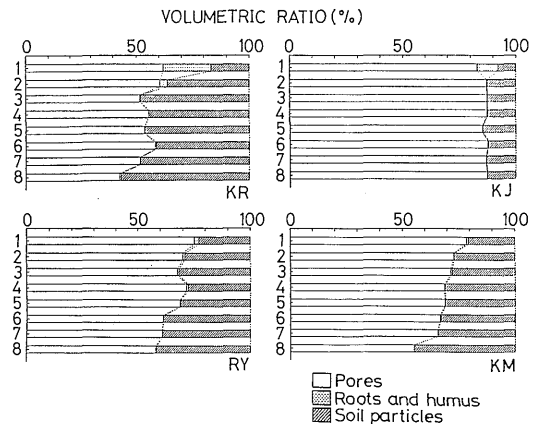


図-2. 間隙率, 根系および腐植, 土粒子の体積比率
Volumetric ratio of pores, roots and humus, and soil particles

Notes : See Table 1 for soil sample designations. The numbers on the vertical lines are those of each soil layer.

は, 一般にクロボクと呼ばれる有機質の豊富な土壌で, 各層とも間隙率が80%を超え, 深さ方向にほぼ一定である。他の3サンプルでは, 深さ方向に間隙率の低下がみられる。また4サンプルとも根系は最下層まで分布しているが, 腐食した根系や動物による, 上表面から底面まで連続したパイプは認められなかった。採取地点の土壌断面は, KR は, 地表から10 cm までがA層, B層はそれ以下80 cm 以上ある。RY は, 地表から15 cm までがA層, それ以下100 cm までがB層である。KJ は, 地表から100 cm 以上の深さまでクロボクが堆積しており, ほとんどA層である。KM は, 地表から30 cm までがA層で, それ以下90 cm までB層がある。すなわち4サンプルの中でサンプルの底面がC層に達しているものはなかった。表-2 に各土壌の比重と粒径分布を示す。比重を求める際5つの土壌とも, 土壌に混入している根系や枝葉の遺体である有機質は, 水洗によって除去した。KJ の特徴としては, 粒径

表-2. 各土壌の比重と粒径分布

Specific gravity and grain size distribution of each soil

Soils	Specific gravities (g/cm ³)	Layers	Grain size distributions		
			>2.0 (%)	2.0~0.1 (%)	<0.1 mm (%)
KJ	2.2	1+2	0.0	49.5	50.5
		4+5	0.0	56.6	43.4
		7+8	0.0	64.9	35.1
KM	2.6	1+2	19.6	66.9	13.5
		4+5	21.5	64.0	14.5
		7+8	26.2	59.4	14.4
KR	2.6	1+2	5.5	41.0	53.5
		4+5	22.0	53.5	24.5
		7+8	22.5	54.5	23.0
RY	2.6	1+2	42.5	16.5	41.0
		4+5	35.0	20.5	44.5
		7+8	45.0	18.5	36.5
SS	2.6	—	0.0	98.0	2.0

がほとんど 2.00 mm 未満で、シルト分が多く礫はない。RY の特徴としては、礫が他の 3 サンプルに比べて全層で多く、最大 38.1 mm 以上の礫もある。また 0.1 mm 以下の細粒分も比較的多い。風化花崗岩からなる KM, KR は、ほぼ似かよった分布を示している。なお、以上の土壌組成の分析にともなうサンプル解体の際、すべてのサンプルについて採取時の不備によるとみられるサンプラー内壁と土壌間の間隙、水みちは目視では認められなかった。

III. 飽和-不飽和透水試験

1. 飽和透水試験結果とその検討

1) サンプル土層全体の平均的な飽和透水係数

図-3 に、4 つのサンプルについて動水勾配と流量の関係を示す。各サンプルとも流量は動水勾配に比例して増加しており、測定値は飽和状態での DARCY 則が成立している。表-3 に、各サンプルについて試験時の動水勾配と、サンプル土層全体の平均的な飽和透水係数 $\bar{K}_s$ を示す。ここでは KMS は KM と SS を接続した土層全体での測定例を示す。平均的な飽和透水係数 $\bar{K}_s$ は、 1.13×10^{-2} cm/sec から 10.19×10^{-2} cm/sec の範囲にある。図-3 中の直線は各々の $\bar{K}_s$ を傾きとする直線である。

2) 飽和透水係数の鉛直分布

図-4 に、各サンプルについて飽和透水係数の鉛直分布を示す。SS の飽和透水係数は、各層ともほぼ 2×10^{-2} cm/sec 前後で、分布形は深さ方向の均質性を示

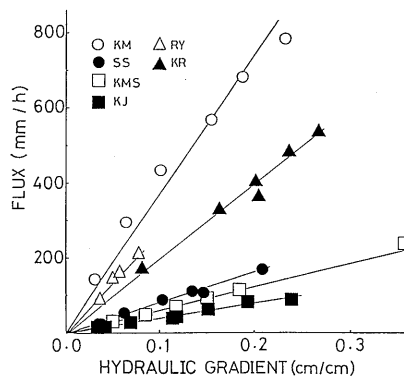


図-3. 動水勾配と流量の関係

Relationship between flux and hydraulic gradient

Notes: See Table 3 for soil sample designations.

表-3. 各土壌カラムの長さ、間隙率、動水勾配、全層の平均的な飽和透水係数 $\bar{K}_s$ Length, porosity, hydraulic gradient, and mean saturated hydraulic conductivity $\bar{K}_s$ of each soil column

Soils	Length (cm)	Porosity (%)	Hydraulic gradient (cm/cm)	$\bar{K}_s$ (cm/sec)
KJ	69.6	89.0	0.03~0.24	1.13×10^{-2}
KM	71.7	68.2	0.03~0.23	10.19×10^{-2}
SS	79.2	47.1	0.03~0.21	2.29×10^{-2}
KMS	151.7	57.6	0.05~0.35	1.86×10^{-2}
KR	70.2	54.3	0.08~0.28	5.53×10^{-2}
RY	72.9	66.7	0.04~0.08	7.35×10^{-2}

している。これに比べ、他の 4 つの非攪乱サンプルでは、層ごとにばらつきがみられ深さ方向の不均質性を示している。KM は、図-2 で示した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た。ただし KM の SS との境界の直上の層で、飽和透水係数とその上下の層に比べ 1 オーダー低いが、これは、KM と SS を接合する際、すきまができるのを防止するため SS 側を少し添圧し盛り上げたので、目の詰まった標準砂の層が一部 KM の 8 層に含まれたためと推察される。他の 3 サンプルでは、間隙率の分布との対応は明らかではなく、とくに KJ は、間隙率が全層を通じて 80 数% とほぼ一定であるのに対し、飽和透水係数は 1×10^{-3} ~ 1×10^{-1} cm/sec の範囲でばらつく。これは、前章で述べたように各サンプルとも底面まで植物根系が分布していて、土壌化が進んだポーラスな土層であったため、飽和透水係数を大きく左右する大孔隙が不規則に分布していることによると考えられる。

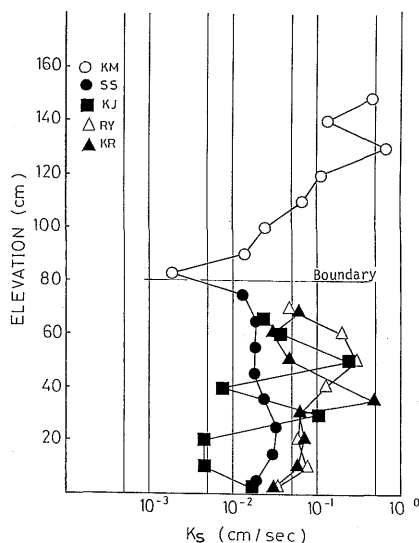


図-4. 飽和透水係数の鉛直分布

Vertical distribution of the saturated hydraulic conductivity K_s

Notes: See Table 3 for soil sample designations. Boundary: The boundary between KM and SS.

表-4. K_s 測定値の小型サンプルを用いる従来の方法と本測定法との比較

Comparison of the observed K_s between the method with small column and method with large column

Sampling column		Porosity (%)	Hydraulic gradient (cm/cm)	K_s (cm/sec)
Small*	Kujusan (10cm)	87.2	1.24	5.29×10^{-2}
	Kujusan (50cm)	88.2	1.24	3.83×10^{-4}
	Komenono (10cm)	73.0	1.24	6.21×10^{-2}
	Kiryu (25cm)	59.6	1.24	1.41×10^{-2}
	Ryuouzan (50cm)	63.4	1.24	1.17×10^{-2}
Large**	KJ	[1]	82.5	0.11
	KJ	[6]	87.3	0.53
	KM	[1]	78.2	0.13
	KR	[3]	51.1	0.32
	RY	[6]	61.3	0.09

Notes: * Diameter 10.5 cm, length 12.7 cm, ** diameter 19.5 cm, length KJ[1]: 4.9 cm, KM[1]: 6.7 cm, KJ[6], KR[3], RY[6]: 10.0 cm.

(), The sampling depth below the surface; [], The layer number corresponding to the sampling depth of the small sample.

表-4 に、各サンプルの採取時に同じ地点で採取した、小型サンプル (直径 10.5 cm, 長さ 12.7 cm) を用いた従来の方法による飽和透水試験結果と、本方法に

よって得た、小型サンプルの採取深に相当する層の測定結果とを間隙率、動水勾配、飽和透水係数について比較して示す。KJ では 1 層の腐植を多量に含む層で、小型サンプルに比べて大型の方が小さい値が得られているものの、50cm 深 (6 層) では、大型の方が約 11.9 倍の大きな値である。そのほかにも小型サンプルに比して、KM (1 層) で約 2.6 倍、KR (3 層) で約 3.3 倍、RY (6 層) で約 5.1 倍の測定値が得られた。小型サンプルを用いて測定される飽和透水係数が、過小な値になることはしばしば指摘されているが、たとえば、太田ら (10) は風化花崗岩山地流域内の斜面において、人工降雨によって基岩上の土層内に飽和側方流を生じさせ、その流出波形から土層の飽和透水係数に相当する見かけの透水係数を算出しており、小型サンプルによる飽和透水試験から得られる測定値よりもオーダーが大きいことを示している。

大小の孔隙がランダムに分布している森林土壌では、採取したサンプルが大孔隙を含むか否かが測定される飽和透水係数の大きさを左右するが、サンプルの直径が大きくなるにつれて採土位置による孔隙分布の相違が平均化され、大孔隙を含みやすくなり、飽和透水係数の値が大きくなる。また、サンプリング時の管壁付近の攪乱の影響は、大型サンプルの方が相対的に小さくなる。この結果、大型サンプルで得られる飽和透水係数が小型サンプルと比較して大きい値となり、この値は、空間的広がりをもった原位置の土層に対してより代表性をもったものであると考えられる^{*)}。

2. 不飽和透水試験結果

不飽和透水試験は、KJ と KMS について実施した。表-5 に、2 つのサンプルについて、行った試験の降雨条件を示す。KMS では、5.2 mm/h から 9.8 mm/h に連続して降雨強度を変化させる条件の試験も行った。ここで KMH は、装置 B でタンクを 3 の位置に置き、KMS の下段の標準砂の砂柱部分 SS を飽和させて、KM と SS の境界面に水面を保った条件での試験を示す。これらの降雨は通常の自然降雨で起こりうる強度であるといえる。

図-5 a に、KJ について降雨強度 8.7 mm/h の時の土層内の圧力水頭分布の経時変化を示す。初期圧力水

*) 本報投稿後、山腹斜面土層の与えられた面を代表する飽和透水係数を得るためには、サンプリングの直径が 15~20 cm 程度必要であるとする報告が太田、片桐 (9) によって発表された。この報告で示されている結果は、本報で得られた結果に対応し、大型サンプルから得られる飽和透水係数が原位置土層について代表性をもつことを示唆している。

頭分布はほぼ全水頭勾配が0となる定常状態であったといえる。降雨を開始すると時間が経過するにつれて圧力水頭の上昇が下層へと移動していく。さらに、図-5bにハイドログラフを示す。流出の開始はWetting frontが最下層に達する時刻と一致するか、その前後である。こうしたことは、流出は、降雨による圧力上昇が下層へ伝播する結果生起していることを示唆している。

Wetting frontが通過したあと上層から下層へと、

表-5. 降雨条件
Artificial rainfall conditions

Samples	Intensity (mm/h)	Duration (h)
KJ	21.4	1.7
	15.4	4.2
	8.7	11.0
	2.2	32.7
KMS	22.3	8.0
	14.3	13.0
	5.2 → 9.8*	20.0 → 11.0
	1.4	61.1
KMH	21.8	5.0

Notes: *20.0 h. later, rainfall intensity changed from 5.2 to 9.8 mm/h.

圧力水頭の上昇が起こり、ある一定値まで達する。そしてそれ以後の水分供給に対してはほとんど変化しない。つまりある一定の水分供給に対し水収支が平衡する。このことは、湿潤過程では不飽和浸透流の定常化は、表面から下層に向かって進行することを示している。

降雨が継続し、土層内の不飽和浸透流が定常状態に

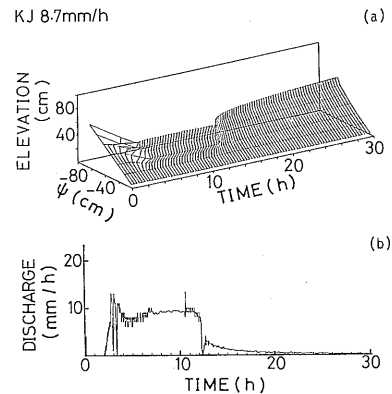


図-5. (a) 土層内の圧力水頭分布の経時変化
(b) 流出ハイドログラフ

(a) Changes of pressure head profiles
(b) Changes of discharge from the sample column

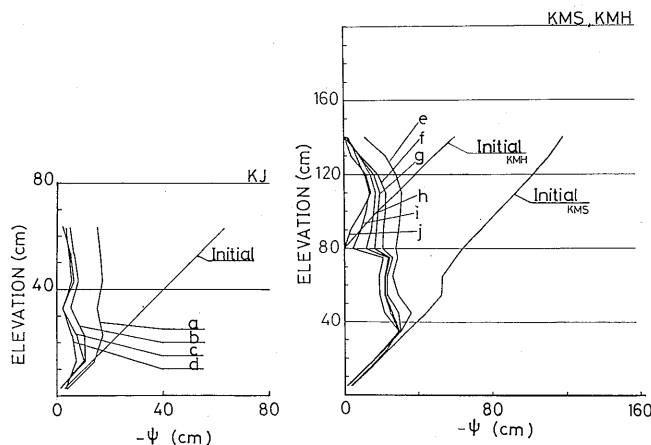


図-6. 不飽和流定常状態における圧力水頭分布

Vertical profiles of pressure heads under the unsaturated steady-state flow

Notes: Artificial rainfall intensities: [KJ] a, 2.2 mm/h; b, 8.7 mm/h; c, 15.4 mm/h; d, 21.4 mm/h, [KMS] e, 1.4 mm/h; f, 5.2 mm/h; g, 9.8 mm/h; h, 14.3 mm/h; i, 22.3 mm/h. [KMH] j, 21.8 mm/h.

Initial: The initial profile of pressure head.

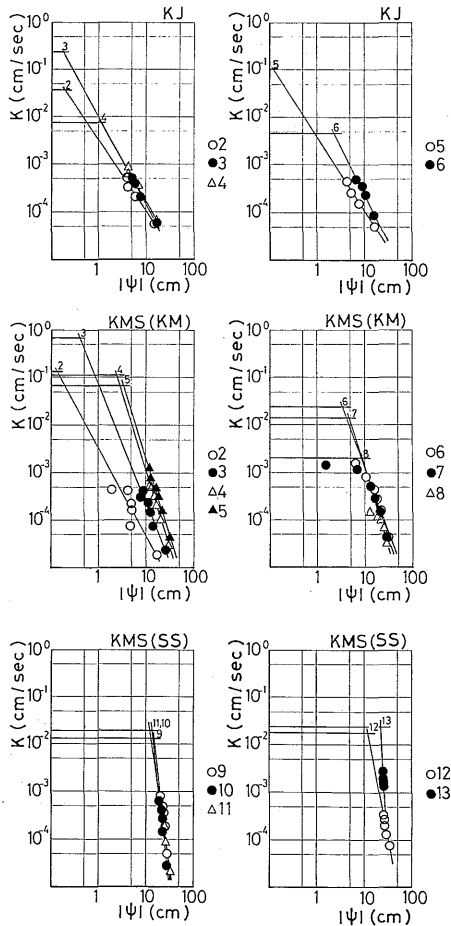


図-7. 不飽和透水係数と圧力水頭の関係

Relationships between the unsaturated hydraulic conductivity K and pressure heads

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

達すると条件ごとに一定の圧力水頭分布を形成し、流出量は降雨強度に等しくなる。図-6 にそれぞれの条件の定常圧力水頭分布を示す。

降雨停止後、ただちに圧力水頭の低下が始まり、降雨前の状態に徐々に戻る。この現象は、下層から表層に向かって進行する。すなわち排水過程における定常化は飽和面から表層に向かって進行する。

図-7 に、前章で記した方法で層ごとに算出した不飽和透水係数と圧力水頭の関係を示す。KJ については 7, 8 層、KMS については 14, 15, 16 層 (SS 部分) では、図-6 で示されるように初期圧力水頭が低いために

降雨中圧力水頭の上昇はわずかしき起こらないため、これらの層での不飽和透水係数は算定していない。

不飽和透水係数が測定された圧力水頭の範囲は、KJ では $-3 \sim -18$ cm, KMS では $-1 \sim -31$ cm であり、湿潤な条件であり測定レンジが必ずしも広いとはいえない。しかしながら、これらの条件下では、両サンプルとも圧力水頭と不飽和透水係数との間に両対数座標で直線性がみられた。ただし KMS で 6, 7, 8 層 (KM 部分) では、 $|\psi|$ が小さいとき直線から外れる傾向がみられるので、直線性を示す点を用いて回帰直線を求めた。KMS の 9~13 層 (SS 部分) は、ほぼどの層も $-15 \sim -30$ cm の圧力水頭条件で、急激な透水係数低下をみせるほぼ一定の直線性を示しており、不飽和透水係数と圧力水頭の関係が鉛直方向に一樣であることがわかる。これに比して KJ と KM は層ごとにこの関係が異なり、不飽和透水特性が鉛直方向に不均質であることがわかる。また、KJ, KM におけるこの直線の傾きは、SS の傾きに比べ緩やかである。

なお、一般に飽和・不飽和透水特性が鉛直方向に不均質であるとき、飽和透水係数の大小関係の分布が不飽和条件下で必ずしも保存されるとは限らず、逆転することもある。こうしたケースは、図-7 の KJ, KM の両方で読み取れる。例えば KM の 2~5 層では、飽和透水係数は 2, 3 層の方が 4, 5 層に比べて大きい、圧力水頭が -10 cm 以下の不飽和透水係数の測定値では、この関係が逆転していることがわかる。

IV. 不飽和透水特性の検討

不飽和透水係数と圧力水頭との関係について一価関数が存在すると仮定したとき、従来から様々な経験式が提案されている (8)。ここでは、BROOKS and COREY (2) によって提案された次式を用い検討を加える。

$$K = K_s \left(\frac{\psi}{\psi_{cr}} \right)^{-\eta} \quad (7)$$

ここで、 K_s は飽和透水係数、 ψ_{cr} は限界毛管水頭、 η は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ーである。すなわち、 ψ と K を両対数座標上にプロットすると、直線関係を示す。このとき、圧力水頭の変化による不飽和透水係数の変動範囲は次のとおりである。

$$\begin{aligned} \psi \geq \psi_{cr} \text{ のとき } K &= K_s \\ \psi \rightarrow -\infty \text{ のとき } K &\rightarrow 0 \end{aligned} \quad (8)$$

図-7 中の回帰直線の傾きから η を求め、直線上で $K = K_s$ となる ψ の値を求め ψ_{cr} とした。表-6 にそれぞ

表-6. 特定された η , ϕ_{cr} 値
Determined η and ϕ_{cr} for BROOKS and
COREY type formula

	Layers	η	ϕ_{cr} (cm)
KJ	2	1.49	-0.21
	3	1.84	-0.18
	4	1.73	-1.13
	5	1.56	-0.13
	6	2.05	-2.44
KMS	2	1.86	-0.14
	3	2.50	-0.42
	4	3.32	-2.53
KM	5	3.34	-3.55
	6	2.81	-3.49
	7	3.19	-4.93
	8	3.59	-9.20
SS	9	8.53	-14.90
	10	8.40	-13.03
	11	6.82	-12.17
	12	5.30	-11.98
	13	18.54	-22.30

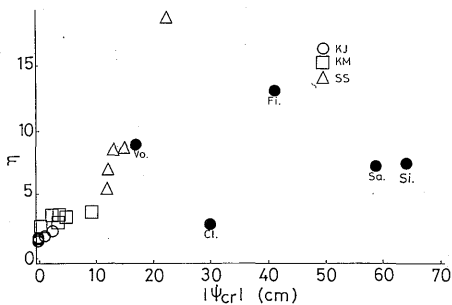


図-8. η , ϕ_{cr} 値の、森林土壌とそれ以外の土壌の比較

Comparison of values η and ϕ_{cr} between forest soils and other soils

Legend: Vo, Volcanic sand*; Fi, Fine sand*; Si, Silty loam*; Sa, Sandy loam**; Cl, Clay**.

Notes: * By BROOKS and COREY (2), ** By WHISLER *et al.* (14).

れ求められた値を層ごとに示す。これらを BROOKS and COREY (2) と WHISLER *et al.* (14) によって報告されている、さまざまな土壌について求められた既往のパラメーターの値と比較し、図-8 に示す。 η の値は、SS では 5.30~18.54 の範囲にあるが、KJ は 1.49~2.05, KM は 1.86~3.59 の範囲にあり、ここであげた既往のパラメーターとしては最小の Clay と同じくらい小さい。また $|\phi_{cr}|$ の値は SS では 11.98~22.30 で Volcanic sand について報告されている値に近い。KJ

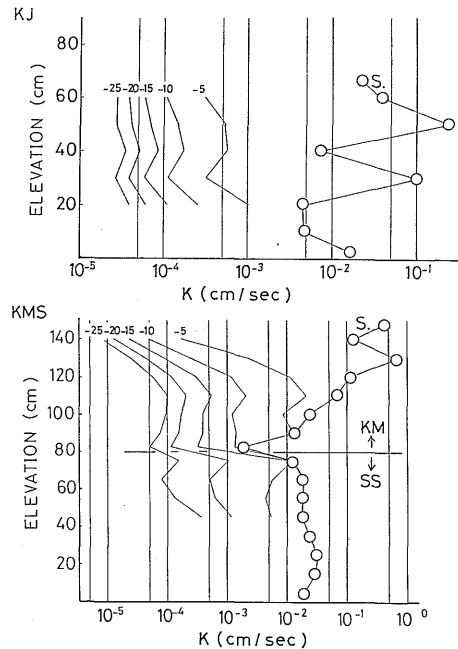


図-9. 等圧力水頭下における不飽和透水係数の鉛直分布

Changes in vertical distributions of the unsaturated hydraulic conductivity K with pressure heads
Notes: The values of K are estimated by Equation (7) and Table 6. The numbers on distribution lines of K are the values of pressure heads.
S., The distribution of the saturated hydraulic conductivities.

では 0.21~2.44, KM では 0.14~9.20 の範囲にあり、既往のどのサンプルによる報告よりも小さい。KJ の母材は火山灰性のシルト質土、KM の母材は風化花崗岩より形成された砂質土でありまったく異なっているにもかかわらず、森林土壌の非攪乱サンプルとして求めた η , $|\phi_{cr}|$ は両者に明らかな差異は認められなかった。むしろ森林土壌以外の値と比較して η と $|\phi_{cr}|$ がともに小さいという特徴がみられた。

次に、(7)式の関係を用い、両サンプルについて -5 cm, -10 cm, -15 cm, -20 cm, -25 cm の等圧力水頭下における不飽和透水係数を求めた。図-9 に鉛直分布をプロットする。KMS で特徴的にいえることは、飽和状態から圧力水頭 -5 cm のあいだの変化で、2 から 3 層 (KM 部分) の不飽和透水係数が 2~3 オーダー急激に低下することである。この傾向は、KJ については 5 層目のかなり深いところまでみられ、圧力水頭が -5 cm に低下すると飽和透水係数に比しておおむ

ね 2 オーダー不飽和透水係数が低下することがわかる。このことは、森林地の表層付近の土層には構造的に径の大きな孔隙が存在することと対応しており、こうした孔隙は飽和状態では層が大きい透水性を示すのに寄与するが、少しでも不飽和になると水の連通性を失いやすく、結果として層の透水性が急激に低下するという現象を示す。とくに KM の 2~4 層は、圧力水頭が -5 ~ -25 cm の等圧力水頭下では、上層ほど不飽和透水係数が小さくなる。これは、上層ほど全孔隙に対する大孔隙の割合が大きく、不飽和条件下でも水の連通性を保って透水に寄与する孔隙の割合が小さいためであると考えられる。この現象は、図-6 に示した不飽和浸透流定常時の圧力水頭分布の、高さ 110 cm 以上で上層の方が圧力水頭が高いことと対応している。また層ごとに求められる限界毛管水頭 ϕ_{cr} は、その層のもつ最大の孔隙の径と反比例的な対応を示すが(2)、上記の現象は、両サンプルの各層で求められた ϕ_{cr} の絶対値が 10 cm 以下と非常に小さいこととも対応している。標準砂の砂柱ではこうした傾向はみられず、圧力水頭 -5 cm から -10 cm の条件ではほぼ飽和状態に等しく、飽和での透水性が維持される。このことは、求められた ϕ_{cr} の絶対値がどの層も 10 cm 以上あり、5~10 cm 程度圧力水頭が低下しても水の連通性をほとんど失うことがないことによると考えられる。

V. お わ り に

森林土壌の水分特性に関する情報のうち、飽和-不飽和の透水特性の鉛直分布を測定する手法として、今回確立した、大型サンプラーによるサンプリング、飽和透水試験、不飽和透水試験からなる一連の測定法を提示した。その際、飽和透水係数の測定には定水位法を用い、不飽和透水係数と圧力水頭の関係の測定には人工降雨装置を用いる Steady-state methods に基づく方法を採用した。これを 4 つの森林流域から採取した非攪乱サンプルについて適用し、うち 2 例について、得られた測定結果をもとに飽和-不飽和の透水特性からみた森林土壌の特徴を検討した。

森林地の場合、自然降雨下での雨水の鉛直浸透過程は不飽和条件下であることが多いと考えられるが、従来から森林土壌の不飽和の透水特性を求めることは、原位置試験の不飽和領域への拡大の困難さもあって決定的な手法として確立されてはいなかったと考えられる。非攪乱サンプルを用いた透水試験はこれを克服する有効な方法であり、従来から小型サンプルによるさ

まざまな方法は提案されている。しかしながら、本報で提示したサンプル採取法は、従来より規模が大きくなり、一回の試験の対象範囲が拡大されるという特長を有するばかりでなく、従来からの小型非攪乱サンプルによる試験では十分にできない、森林土壌層内の水分動態の、鉛直方向に連続的な測定が可能であるという長所を有している。このような測定法上の特長は、鉛直浸透を雨水流出の一過程と位置づけ、測定された土壌の透水特性を流域の流出現象とむすびつけて考えるという目的のためには不可欠であると考えられる。本報で示した事例は、多くはないが、飽和透水係数に関しては、従来から用いられている小型サンプルによる測定値よりも大きな値が得られ、間隙分布がランダムである森林土壌について代表性のある測定値を得るのに、より有利であると考えられた。また、実測値から特定された不飽和の透水特性は森林土壌の間隙構造を反映していると考えられるものであった。

こうしたことから、この測定法による適用例を増やしていくことにより、森林土壌の不飽和透水特性が、より明らかとなる見通しが得られたといえよう。今後、より乾燥した条件での測定を可能にするなどの改良を加えれば、森林土壌の飽和-不飽和透水試験法として幅広く活用できるものと考えられる。

本研究を進めていく過程で、京都大学農学部 武居有恒教授、小橋澄治助教授、福島義宏助手のご指導を賜った。また、サンプルの採取にあたって、九重山では九州大学農学部 丸谷知己助手より、愛媛大学米野々演習林では愛媛大学農学部 戎 信宏助手より多大なご協力をいただいた。ここに心から感謝の意を表す。

引用文献

- (1) 有光一登：森林土壌の保水のしくみ。199 pp, 創文, 東京, 1987
- (2) BROOKS, R. H. and COREY, A. T.: Hydraulic properties of porous media. Hydrology Papers, Colorado State Univ. 3: 1~27, 1964
- (3) CAMERON, D. R.: Prediction of field soil water content. Soil Sci. Soc. Am. J. 43: 390~394, 1979
- (4) 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
- (5) KLUTE, A.: The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. Soil Sci. 113: 264~276, 1972
- (6) 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
- (7) ————: 原位置透水試験法の解析手法に関する研究, 土質工学会論文報告集 23, No. 4: 157~170, 1983
- (8) 西垣 誠: 飽和・不飽和領域内の土中水の浸透特性に関する2, 3の考察, 土質工学会論文報告集 23, No. 3: 165~177, 1983
- (9) 太田猛彦・片桐 真: 大型透水試験器による森林土壌の透水係数の測定(I), 日林誌 70: 367~370, 1988
- (10) 太田岳史・福嶋義宏・鈴木雅一: 一次元鉛直不飽和浸透を用いた雨水流出特性の検討, 日林誌 65: 125~134, 1983
- (11) 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(I)傾斜ライシメータと土壌特性, 京大防災研年報 17B: 511~522, 1974
- (12) ROGOWSKI, A. S. and WEINRICH, B. E.: Modeling water flux on strip-mined land. Trans. Am. Soc. Agric. Eng. 24: 935~940, 1981
- (13) 三森利昭: クロボク・ローム土の透水性に関する実験, 97回日林論: 583~585, 1986
- (14) WHISLER, F. D., KLUTE, A. and MILLINGTON, R. J.: Analysis of radial, steady-state solution, and solute flow. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 34: 382~387, 1970

(1988年5月30日受理)