

# 誘電法を用いた土中水分計測による不飽和地盤の 浸透特性値の測定方法

竹下 祐二\*

Field Determination of Soil Hydraulic Properties by Using Soil Water Content  
Measured from Dielectric Properties of Unsaturated Soils

Yuji TAKESHITA\*

\* Graduate School of Environmental Science, Okayama University,  
1-1, Naka 3-chome, Tsushima, Okayama, 700-8530, Japan

## Abstract

Some new field techniques for measuring unsaturated soil hydraulic properties by using soil water content measured from dielectric properties of unsaturated soils are proposed. Firstly in-situ permeability tests for unsaturated soils are developed. The constant head infiltration test and the gravity drainage test were performed continuously. The transient soil water content data during these tests were measured by a portable soil moisture device. The vertical soil moisture profiles during the drainage test were used to determine the unsaturated hydraulic conductivity. The inverse solution of unsaturated soil hydraulic functions was applied to independently measured transient water content for wetting and drying process to consider hysteresis phenomenon of unsaturated soil hydraulic properties. Secondly surface ground-penetrating radar (GPR) system is employed to estimate the average soil water content profiles in the survey region as a function of the dielectric constant measured by electromagnetic wave velocities. GPR offers a simple and nondestructive approach for in-situ determination of soil water content. The utilities of proposed methods are demonstrated by using field experimental data for unsaturated dune sands.

**Key words** : soil water content, dielectric constant, soil hydraulic properties, in-situ test, unsaturated soils

## 1. はじめに

不飽和地盤における浸透挙動に起因した地盤工学的な諸問題を解決するためには、不飽和土の浸透特性値である水分特性曲線と不飽和透水係数の評価が重要である。これらの不飽和浸透特性値を原位置で測定するためには、負の間隙水圧と土中水分量の計測が必要となる。負の間隙水圧計測にはテンシオメータを複数深度に設置する必要がある、その実施は必ずしも容易ではない。一方、土中水分量の計測方法としては、地盤の誘電率を計測し

て土中水分量を推定する、誘電法を用いた挿入型土中水分計が市販されており、地盤の体積含水率をリアルタイムで測定することが比較的容易に可能となっている。そこで、土中水分量の計測データを用いた迅速かつ簡便な不飽和地盤の調査・試験方法の開発が期待されている。

本文では、誘電法を用いた土中水分計測方法を利用した不飽和地盤の調査・試験方法の開発を目的として、挿入型土中水分計を用いた原位置透水試験による浸透特性値の測定方法および地表型地中レーダによる浅層領域の土中水分動態の非破壊計測方法を提案した。それらの有

\* 岡山大学大学院環境学研究所 〒700-8530 岡山市津島中 3-1-1

キーワード : 土中水分量, 誘電率, 浸透特性, 原位置試験, 不飽和地盤

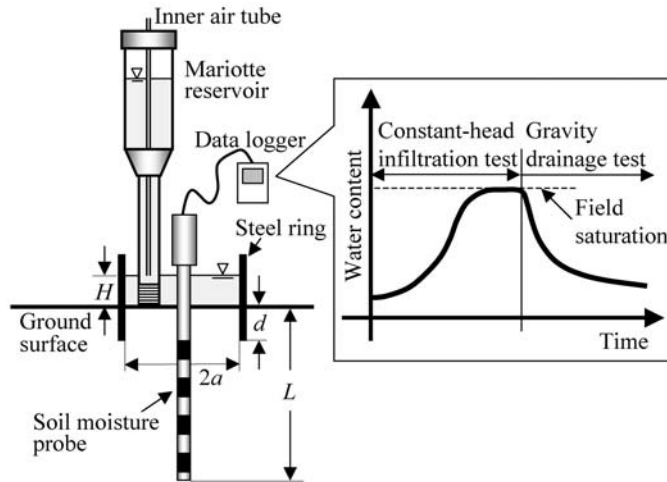


図-1 挿入型土中水分計を用いた原位置透水試験

Fig. 1 Schematic diagram of proposed in-situ permeability test

用性は砂丘砂地盤における原位置試験データを用いて考察した。

## 2. 方 法

### 2.1 挿入型土中水分計を用いた原位置透水試験

#### 2.1.1 原位置透水試験装置

定水位透水試験法と挿入型土中水分計を組み合わせた原位置透水試験装置を図-1に示す(竹下・森井, 2006)。本試験装置は不飽和地盤に数 cm 程度静的に貫入させた直径 15 cm 程度の鋼製浸潤リング、浸潤リング内より定水位浸透を発生させ、浸透流量を計測するためのマリotteサイフォン式給水装置、浸潤リング中央部分に設置した1本の挿入型土中水分計(プローブ直径 2.8 cm, プローブ長 40 cm)から構成される。この土中水分計によれば、深さ方向 10 cm 間隔に 4 計測点での土中水分量の非定常挙動を同時に測定し、市販のデータロガーにより容易に収録が可能である。本試験装置を用いれば、同一試験地点において定水位透水試験と排水試験を連続的に実施し、浸潤流量と浸潤および排水過程での土中水分量の非定常データを計測する原位置透水試験が実施できる。

#### 2.1.2 定水位透水試験による飽和浸透特性値の測定方法

浸潤リング内に 5~25 cm 程度の定水位を維持して地盤内に浸透を生じさせ、その定常浸透流量を計測すれば、Guelph Pressure Infiltrometer (Reynolds and Elrick, 1990, 以後 GPI 法と記す)の理論を用いて飽和透水係数を算出することが可能である。ここで、本定水位透水試験によって発生する浸潤領域は、浸潤過程で間隙中に取

り込まれた封入空気のために完全な飽和状態ではなく、それに近い疑似飽和状態 (field saturation, 以後、現場飽和状態と記す)であるため、計測される透水係数は現場飽和透水係数  $k_{fs}$  と呼ぶ。また、挿入型土中水分計によって、浸潤リング下部における現場飽和状態での体積含水率 (以後、現場飽和体積含水率  $\theta_{fs}$  と記す) が飽和浸透特性値として測定可能である。なお、土中水分計よる体積含水率の定量的評価に際しては、計測対象土に対して土中水分計の校正作業を行うことが重要である。

#### 2.1.3 排水試験による不飽和透水係数の測定方法

排水試験において、鉛直一次元非定常不飽和浸透流を発生させ、その際の水分プロファイル測定して、Instantaneous Profile Method (Richards and Weeks, 1953, 以後、IP 法と記す)の理論を用いて不飽和透水係数を算出する。IP 法によれば、地表面から深度  $z_1$  における不飽和透水係数  $k_{unsat}$  は次式で算出できる。

$$k_{unsat} = \frac{\int_0^{z_1} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\frac{\partial h}{\partial z} + 1} \quad (1)$$

ここに、 $\theta$  は体積含水率、 $t$  は計測時間、 $h$  は圧力水頭、 $z$  は深度であり、式(1)の右辺の分子は地表面から深度  $z_1$  までの土中水分プロファイルの経時変化を、分母はその区間での動水勾配を表す。

鉛直一次元浸透場において単位平面を有する土柱領域を考えると、土中水分プロファイルは土柱の深度に体積含水率の鉛直分布を掛け合わせるによって計算でき

る。用いた挿入型土中水分計の1計測点あたりの測定領域はプローブの半径方向に6 cm程度、深度方向に10 cm程度であり、この体積部分の平均的な土中水分量が計測される(井上, 2002)。本土中水分計の計測点は深さ方向10 cm間隔に4点あることから、各計測点における体積含水率の計測値に深度方向の測定領域10 cmを掛け合わせるにより、土中水分計を中心に半径6 cm、深度40 cmの円柱領域における鉛直方向の土中水分プロフィールの非定常挙動が計測できる。

不飽和浸透流の動水勾配を測定するためには、テンシオメータ等の間隙水圧計を複数本異なる深度に設置する必要がある。しかし、その設置には多大な労力を要し、タイムラグのない安定した非定常計測を行うことは必ずしも容易ではない現状にある。そこで、均質な砂質地盤等で排水試験を実施した場合には、生じる鉛直一次元浸透流は重力による浸透流と見なすことができると考え、動水勾配の測定を省略して、単位動水勾配1.0を用いる簡便な方法を提案する。単位動水勾配の仮定が適用可能な土質状態や不飽和透水係数の算定精度に及ぼす影響は数値シミュレーション等で確認する必要がある。

2.1.4 ヒステリシス現象を考慮した不飽和浸透特性値の算定方法

原位置透水試験時の土中水分量の非定常計測データを浸透流解析によって最も良好にシミュレートできる不飽和浸透特性の関数モデルを浸潤過程(定水位透水試験)および排水過程(排水試験)において、それぞれ同定することにより、ヒステリシス現象を考慮した不飽和浸透特性値を算定する方法が提案できる(竹下ら, 2007)。不飽和浸透特性におけるヒステリシス現象は、不飽和土中の水が浸潤する過程と排水する過程において、水分特性曲線の形状が大きく異なり、同じサクションに対応する体積含水率は、排水過程の方が浸潤過程よりも大きくなる現象として知られる。その模式図を図-2に点線で示す。ここに、土中水分状態が残留体積含水率 $\theta_r$ から飽和体積含水率 $\theta_s$ に達する浸潤過程での水分特性曲線は主浸潤曲線と呼ばれ、土中水分状態が $\theta_s$ から始まる排水過程における水分特性曲線は主排水曲線と呼ばれる(地盤工学会, 2004)。

不飽和浸透特性の関数モデルには van Genuchten (1980) の関数モデル(以後、VGモデルと記す)を用いた。VGモデルでは式(2)で定義される有効飽和度 $S_e$ を用いて水分特性曲線を表現し、不飽和透水係数は式(3)にて表示される。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ \frac{1}{1 + (ah)^n} \right]^m \quad (2)$$

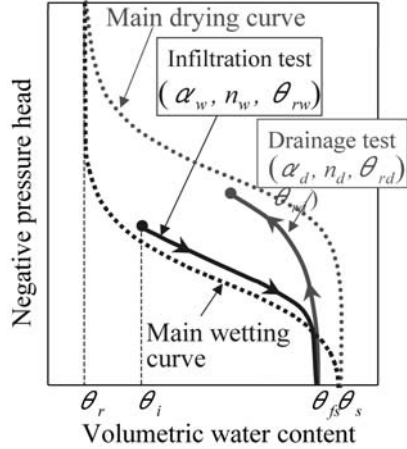


図-2 原位置透水試験によって算定される水分特性曲線

Fig. 2 Soil water characteristic curves estimated by proposed in-situ permeability test

$$k(S_e) = k_s S_e^{0.5} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (3)$$

ここで、 $h$ : 圧力水頭、 $k_s$ : 飽和透水係数、 $\alpha, n$ : 土の種類や状態によって決定される定数、 $n > 1, m = 1 - 1/n$  VGモデルの未知パラメータは $(\theta_r, \theta_s, \alpha, n, k_s)$ の5つであるが、 $\theta_s$ と $k_s$ は本定水位透水試験によって直接計測される $\theta_{fs}$ と $k_{fs}$ を用いて既知量とした。

本原位置透水試験によって算定される水分特性曲線のヒステリシスを図-2に実線で示す。定水位透水試験により、初期水分状態(初期体積含水率 $\theta_i$ )から $\theta_{fs}$ まで土中水分量が増加する過程での浸潤走査曲線が算定され、その後、連続して実施される排水試験により、 $\theta_{fs}$ から排水されて主排水曲線に近づいて行く排水走査曲線が算定されると考えられる。これらは室内保水性試験によって得られる水分特性曲線とはやや異なるが、降雨浸透等、不飽和地盤表層部分における実際の浸透挙動に即応した水分特性曲線であると考えられる。よって、推定すべきVGモデルパラメータは定水位透水試験では $(\theta_{rw}, \alpha_w, n_w)$ 、排水試験では $(\theta_{rd}, \alpha_d, n_d)$ となる。これらの推定には透水試験時に計測される体積含水率の非定常データを目的関数として間接法による逆解析手法(Kool, et al., 1987)を用い、市販の有限要素法による浸透流解析ソフトウェア(Rassam et al., 2003)を用いた。

2.2 地中レーダによる土中水分動態の計測

2.2.1 地表型地中レーダシステム

地中レーダ(Ground Penetrating Radar; GPR)では、地盤の誘電率が異なる境界面で生じる電磁波の反射

を捉え、その電磁波伝播速度の測定によって誘電率分布を非破壊状態により評価することが可能である。そのため、GPRによって浸潤面および自由水面位置の推定や土中水分分布を算定し、深度数m程度の浅層地盤における土中水分の動態を迅速に計測できると考えられる(竹下ら, 2003)。本研究では、アンテナ周波数400MHzの送・受信アンテナを地表面上に設置する地表型レーダを用いた。

### 2.2.2 電磁波伝播速度と体積含水率の関係

地盤中の電磁波伝播速度  $V$  は  $0.055 \text{ m/ns} \sim 0.170 \text{ m/ns}$  程度であると報告されている(Reynold, 1997)が、地盤の比誘電率  $\epsilon_r$  の空間分布に大きく依存していることが知られており、次式で表される。

$$V = c / \sqrt{\epsilon_r} \quad (4)$$

ここで、 $c$  は空気中における光の速度 ( $=3 \times 10^8 \text{ m/s}$ ) であり、比誘電率は物質の誘電率と真空の誘電率の比として定義される。地盤内の誘電率の不均質性は積含水率は土中水分量、鉱物、膨張性粘土の存在などによって生じるが、水の誘電率の値は他の物質に比較して非常に大きいので、不飽和砂質土地盤においては、地盤中の誘電率の変動を支配する主要因は土中水分量であると言える。地盤の誘電率と土中水分量の関係は土固有の物理特性であり、厳密には、土質ごとに校正式を求めるべきであるが、Toppら(1980)は比誘電率による体積含水率の推定式として式(5)を提案しており、Stephens(1996)は、その算定精度は  $\pm 0.02 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  であると報告している。

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.9 \times 10^{-2} \epsilon_r - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon_r^2 + 4.3 \times 10^{-6} \epsilon_r^3 \quad (5)$$

ここで、式(4)と(5)より比誘電率を消去すれば、地盤中の電磁波伝播速度と体積含水率との関係式が導かれ、土中水分量の増加に伴って、電磁波伝播速度は単調に低下することがわかる。本研究では、GPRによる電磁波伝播速度を測定するために、地表面上に設置した送信アンテナと受信アンテナを任意の計測点を中心にそれぞれ反対方向に移動させ、アンテナ間隔を一定の増加率で増加させていくCMP(Common Mid-Point)測定法(物理探査学会, 1998)を実施した。

## 3. 有用性の検討

### 3.1 試験地盤条件

鳥取大学乾燥地研究センター内の砂丘砂地盤において、提案する原位置透水試験およびGPR計測を実施し、それらの有用性を検証した。試験地盤は乾燥密度  $1.48 \text{ g/cm}^3$ 、間隙率0.40、体積含水率0.03程度の非常に乾燥し

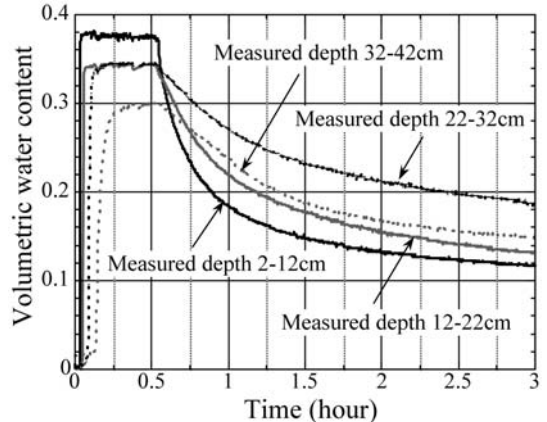


図-3 原位置透水試験による土中水分量の経時変化

Fig. 3 Measured volumetric water contents with time from in-situ permeability test in dune sands

た均質な砂丘砂であり、日本統一土質分類法(地盤工学会, 2001)によれば、細粒分をほとんど含まない最大粒径2mm程度のきれいな砂(S)に分類される。

### 3.2 原位置透水試験による浸透特性値の算定

#### 3.2.1 原位置透水試験概要

透水試験条件は図-1において、 $a=7.9 \text{ cm}$ 、 $d=5 \text{ cm}$ 、 $H=5 \text{ cm}$ 、 $L=51 \text{ cm}$ であり、定水位透水試験30分、排水試験150分の透水試験を連続して実施し、土中水分計により地表面から深度2cm~12cm、12cm~22cm、22cm~32cm、32cm~42cmの4区間における平均的な体積含水率の計測を行った。その経時変化を図-3に示す。現場飽和透水係数は定水位透水試験より  $0.02 \text{ cm/s}$  と算出された。深度2cm~12cmの土中水分量計測データにより、現場飽和体積含水率は0.38と計測された。

#### 3.2.2 単位動水勾配を仮定した不飽和透水係数の算定

図-3に示した土中水分量の計測データから排水試験時における土中水分プロファイルを作成し、深度2cm~22cm区間における土中水分貯留量の経時変化を求めて、式(1)より不飽和透水係数を算出した値を図-4に○印で示す。図中の点線は井上ら(1982)が鳥取砂丘砂に対して、4種類の定常法による室内保水性試験によって測定した水分特性曲線の主排水曲線をVGモデルによりフィッティングし、算定されたVGモデルパラメータ( $\alpha=0.0356 \text{ cm}^{-1}$ 、 $n=4.793$ 、 $\theta_s=0.403$ 、 $\theta_r=0.042$ 、飽和透水係数  $2.864 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ )を用いて描いた不飽和透水係数と体積含水率の関係である。図-4によれば、両者はほぼ等しい結果を示している。

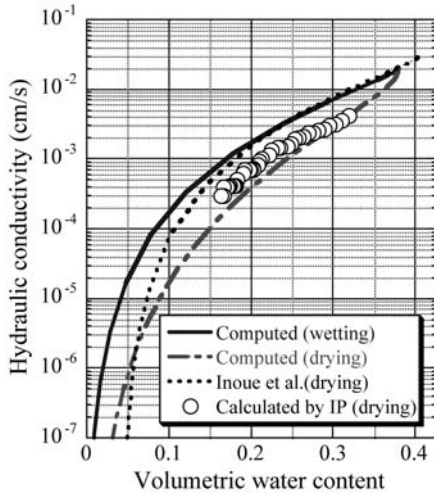


図-4 不飽和透水係数の算定値

Fig. 4 Hydraulic conductivities calculated by in-situ permeability tests

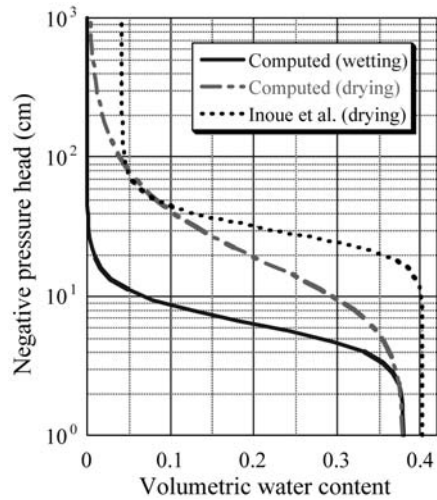


図-5 水分特性曲線の算定値

Fig. 5 Soil water characteristic curves calculated by in-situ permeability tests

表-1 VGモデルの算定結果

Table 1 Estimated VG model parameters

透水試験条件	VGモデルパラメータ				
	計測値		推定値		
	$\theta_{fs}$	$k_{fs}$ (cm/s)	$\theta_r$	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	$n$
定水位	0.38	0.02	—	0.17	4.16
排水			0.0	0.08	2.08

3.2.3 ヒステリシス現象を考慮した不飽和浸透特性値の推定

試験地盤の初期体積含水率は0.03と計測されたため、未知パラメータ  $\theta_{rw}$  は0.0で既知量とし、深度2cm~12cmおよび深度12cm~22cmの土中水分計測データを用いて逆解析を実施した。同定されたVGモデルパラメータを表-1に、それらの値を用いた透水係数と体積含水率の関係および水分特性曲線をそれぞれ図-4、図-5に示す。図-5中の点線は井上ら(1982)によって測定された水分特性曲線の主排水曲線である。図-5によれば、共に砂質土特有の間隙保水形態による水分特性曲線形状を示しており、本定水位透水試験によって算定された水分特性曲線は、試験開始時の水分状態が非常に乾燥していたため、ほぼ主浸潤曲線に一致した曲線形状で  $\theta_{fs}$  までの浸潤が生じた浸潤走査曲線であり、排水試験によって算定された水分特性曲線は土中水分量が  $\theta_{fs}$  の状態から排水され、主排水曲線に近づいていく排水走査曲線であ

ると思われる。

以上の算定結果により、本研究で提案した原位置透水試験方法の有用性は均質な不飽和砂質土地盤に対して確認されたと考えられる。

3.3 GPRによる土中水分量の定量的評価

3.3.1 GPR計測概要

自然乾燥状態および人工散水によって地表面近傍部分に浸潤領域を作成した2種類の土中水分状態についてCMP測定を実施した。CMP測定は10mの測線上にて実施し、送・受信アンテナの間隔は10cmピッチで最大間隔5mまで増加させた。人工散水はGPR測線上の矩形範囲(0.8m×5m)に対して、水道水をシャワー状にほぼ均等に45分間連続して散水(散水水量0.44m<sup>3</sup>)した。その際、土中水分状態のモニターには挿入型土中水分計(プローブ直径2.8cm, プローブ長40cmおよび100cm)を用いた。

3.3.2 電磁波伝播速度による土中水分量の推定

GPRによって算定した地表面から誘電率の異なる境界面までの平均的な体積含水率の分布を自然乾燥状態および散水終了後16時間経過時点について、それぞれ図-6、7に示した。図中には、容積100cm<sup>3</sup>の採土器を用いて試料を採取し、土の含水比試験(JIS A 1203)により体積含水率を計測した結果を○印で、挿入型土中水分計で計測された体積含水率を△印でプロットしている。

自然乾燥状態では、採取試料による水分量の測定結果によれば、体積含水率は深度1m付近まで緩やかに増加

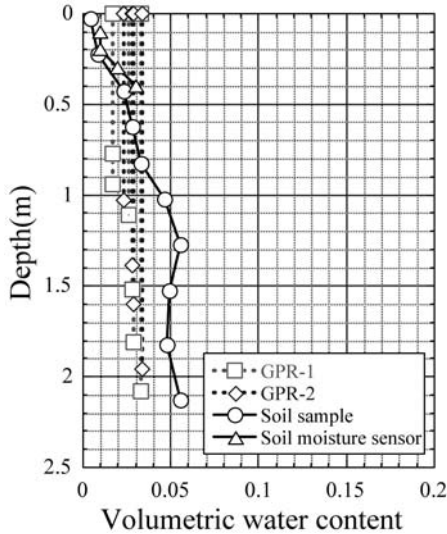


図-6 土中水分分布 (散水前, 自然乾燥状態)

Fig. 6 Soil water content profiles (before sprinkling)

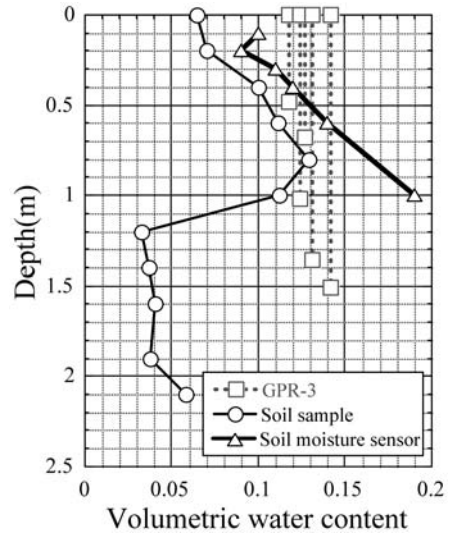


図-7 土中水分分布 (散水後 16 時間経過時)

Fig. 7 Soil water content profiles (16 hours later after sprinkling)

し、その後、ほぼ一定値を示している。GPRによる土中水分計測結果もほぼ同様の傾向を示しており、両者の体積含水率の差は0.02程度である。一方、散水終了後16時間経過時点では、地表面から深度0.8m付近で、やや高い土中水分状態を示し、深度の増加に伴って、緩やかに減少する傾向が得られている。また、表層から0.2m程度では、やや低い土中水分量が計測されている。これらは砂丘砂地盤の透水性が非常に良好であるため、散水終了後、地表近傍部分では迅速な排水が生じていること、また、散水によって生じた浸潤領域は表層から1m程度の深度までであるためと思われる。GPRによる土中水分計測結果もほぼ同様の傾向を示していると考えられる。

以上の測定結果から、GPRによって測定される電磁波伝播速度により対象領域の平均的な体積含水率を定量的に評価することが可能であり、今回の均質な砂丘砂地盤における実験では、アンテナ周波数400MHzのGPRによって深度2m程度までの領域における平均的な土中水分量を算定することが可能であった。

#### 4. おわりに

誘電法を用いた土中水分計測方法を利用した不飽和地盤の調査方法として、挿入型土中水分計を用いた原位置透水試験方法および地表型地中レーダによる浅層領域の土中水分動態の非破壊計測方法を提案した。得られた知見と今後の課題を以下にまとめる。

(1) 土中水分計測データを用いた原位置透水試験方法は、従来、原位置透水試験において難点となっていた負の間隙水圧測定を省略できる利点を有しており、不飽和砂質土地盤における簡便な原位置透水試験方法として、今後の発展が期待される。

(2) 地表型地中レーダは不飽和砂質土地盤における浅層領域の土中水分量を迅速かつ非破壊に計測する方法として、挿入型土中水分計の使用が困難な深度や固結した地盤または砂礫地盤などの地盤条件における適用性に優れており、調査領域が広域である場合や重要な土構造物の調査等に有用であると思われる。

(3) 挿入型土中水分計は長期計測においても特別なメンテナンスが不要であり、テンシオメータ等の間隙水圧計に比較して取扱が容易である利点を有している。しかし、誘電法による土中水分計測方法では、土中水分量を直接測定するのではなく、地盤の誘電率の測定値を用いて土中水分量の算定を行うため、計測される誘電率(電磁波電波速度)と評価すべき土中水分量(体積含水率)との関係において、事前に精度の良い校正式を得ることが重要である。また、不飽和浸透挙動のモニタリング手法としての適用に際しては、計測範囲や非定浸透挙動に対する感度(再現性、タイムラグ等)を把握する必要がある。

(4) 不飽和浸透特性値の原位置試験方法は確立されておらず、工学的に十分な精度を有し、簡便・迅速な試験

方法の確立および基準化が急務である。また、不飽和土の土質特性は土中水分量に依存して大きく変化することが知られており、不飽和地盤の挙動を評価する上で、土中水分量の空間分布を精度良く計測することは重要であると考えられる。

## 謝 辞

本研究は平成 17 年度および平成 18 年度科学研究費補助金(基盤研究(B) 15360253, 基盤研究(A) 18206051), 平成 17 年度および平成 18 年度鳥取大学乾燥地研究センター共同研究の助成を得た。ここに記して謝意を表す。

## 引用文献

- 物理探査学会編(1998): 物理探査ハンドブック, 第7章, 地中レーダ, pp. 401-421.
- 井上光弘・矢野友久・吉田 勲・山本太平・筑紫二郎(1982): 土壌水分特性曲線に基づく不飽和透水係数の計算, 土壌の物理性, **46**: 21-26, 1982.
- 井上光弘(2002): プロファイルプローブによる土壌水分測定とその応用, 第57回農業土木学会中国四国支部講演要旨: 113-114.
- 地盤工学会(2001): 土質試験の方法と解説, pp. 214-237.
- 地盤工学会(2004): 不飽和地盤の挙動と評価, pp. 39-42.
- Kool, J.B., Parker, J. C. and van Genuchten, M. Th. (1987): Parameter estimation for unsaturated flow and transport models —A review—, *J. Hydrology*, **91**: 255-293.
- Rassam, D., Simunek, J. and van Genuchten M. Th. (2003): Modelling Variably Saturated Flow With HYDRUS-2D, International Ground-water Modeling Center.

- Reynolds, W.D. and Elrick, D.E. (1990): Pondered infiltration from a single ring: I. Analysis of steady flow, *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, **54**: 1233-1241.
- Reynolds, J.M. (1997): An introduction to applied and environmental geophysics, chapter 12, Ground penetrating radar, John Wiley & Sons, pp. 682-777.
- Richards, S.J. and Weeks, L.V. (1953): Capillary conductivity values from moisture yield and tension measurements on soil columns, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **17**: 206-209.
- 竹下祐二・小林弘明・田尾一憲・田中賢次・開発一郎(2003): 地中レーダによる地盤の水分動態の非破壊計測方法, 土木学会論文集, **729/III-62**: 169-176.
- 竹下祐二・森井俊広(2006): 土中水分計測データを用いた簡便な原位置試験方法による不飽和砂質土地盤の飽和・不飽和透水係数の測定, 土木学会論文集 C(第3部門), **62**, 4: 831-839.
- 竹下祐二・諏訪隼人・森井俊広(2007): 不飽和砂質土地盤にけるヒステリシス現象を考慮した浸透特性値の原位置試験による算定方法, 土木学会論文集 C(第3部門), **63**, 4: 1153-1162.
- Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines, *Water Resources Research*, **16** (3): 574-582.
- van Genuchten, M. Th (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, **44**: 892-898.

## 要 旨

不飽和地盤の調査・試験方法として、誘電法を用いた土中水分計測方法に着目し、原位置透水試験による飽和・不飽和浸透特性値の算定方法および地表型地中レーダによる浅層領域の土中水分動態の非破壊測定方法を提案した。挿入型土中水分計を用いた定水位透水試験と排水試験を連続して実施し、排水過程における土中水分プロファイルを用いた不飽和透水係数の算定方法および土中水分量の非定常挙動を浸透流解析によってシミュレートして不飽和浸透特性の関数モデルを同定し、ヒステリシス現象を考慮した不飽和浸透特性値を推定する方法を示した。また、地表面型地中レーダにより地盤の平均的な電磁波伝播速度を計測し、誘電率を介して土中水分量を算出する方法を検討した。これらの有用性を砂丘砂地盤における原位置試験データを用いて考察した。

受稿年月日: 2007 年 12 月 2 日  
受理年月日: 2008 年 2 月 8 日