地中レーダを用いた不飽和土中水分移動解析 ー現状と今後の展望ー

斎藤広隆*・黒田清一郎**・横田俊之*³

要 旨

完全非破壊型の地表面地中レーダを使って、不飽和帯での体積含水率や水分移動特性（不飽和透水係数や水分保持曲線）を求める方法についてレビューした。これまで飽和透水係数を求めた事例研究はいくらかあるが、不飽和帯の水分移動特性の把握という観点からは飽和透水係数だけでは不十分である。しかし、土の水分保持曲線のモデルパラメータなども含めた不飽和帯の水分移動特性の把握を地中レーダで試みた研究は、現在ではまだ非常に限られている。本説では、ステップ周波数レーダを用いて水分移動特性の把握を試みた研究事例を中心にレビューした。また、これら水分移動特性の空間不均一性については、その重要性は認識されているものの、地中レーダを用いてその把握を試みた研究はほとんどない。今後、不飽和層の水分移動特性の空間分布の把握には、地球物理・土壌水文・地球統計学の各分野の専門知識を取り入れた技術の発展が必要である。

キーワード：体積含水率・不飽和透水係数・水分特性曲線・地中レーダ・電磁波速度

1. はじめに

地下水面と大気境界に挟まれた地表面付近の不飽和帯は、バイドースゾーン (Vadose zone) と呼ばれ、農業活動の基盤であり、地下水や河川水を涵養するだけでなく、環境汚染物質にとって緩衝装置やフィルターとなる役割をもち、その水理特性（水分量や水分移動特性の分布）の正確な把握は長年の研究課題である。たとえば数十～数百 m^2 の圃場スケールでの、不飽和帯の水理特性の把握は、乾燥地や半乾燥地での農業、とりわけ限られた水資源の有効利用を目指した精密な農法において、作物の育成に最適な灌漑を行うために必要不可欠である。しかし、地下水帯水層とは異なり、不飽和層には固相・液相・気相の三相が存在し、不飽和帯内の物理・化学・生物過程を非線形かつ複雑にし、その把握を難しくして

いる。

不飽和帯に存在する水分の空間的・時間的変動は、これまで水文学者・土壌学者・生態学者・気象学者・農学者によって、さまざまな空間的・時間的スケールで研究されてきた。数十～数百 km^2 に渡る広範囲な地域での不飽和帯の水分量は、蒸発散に伴う地表面から大気への潜熱の移動や地表面付近の大気湿度、ひいては地域の微気象に大きな影響を与えるとして、農業気象の分野で様々な研究が行われてきた。また、不飽和帯はさまざまな気象モデルにおける境界であり、正確な水分量の把握がモデル計算の精度の向上に不可欠である。一方流域や集水域を対象とする水文学の分野では、不飽和帯の水分量が、降雨時などに地表面流出が発生するまでの時間、地表面流出量、その流出範囲を決定する要因であるとして、水分量の正確な推定が、災害の防止などに役立つと考えら

2007 年 9 月 28 日原稿受付; 2007 年 11 月 21 日受理

* 東京農工大学共生科学技術研究院
〒183-8509 東京都府中市幸町 3-5-8

** 独立行政法人 農業・食品産業技術総合研究機構 農村工
学研究所
〒305-8609 茨城県つくば市観音台 2-1-6

*³ 独立行政法人 産業技術総合研究所 地圏資源環境研究部
門

〒305-8561 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

れている。このような広い領域における地表面付近の水分量の定量化には、地表面や大気から反射または放射された電磁波を観測するリモートセンシングを使って測定することが長年行われてきた (Schmugge, 1978)。また、このような広い領域での水分量の把握を困難にする要因のひとつに、水理特性の空間的なばらつきがある (Saito and Seki, 2007)。たとえば流域での流出量の予測には、地表面付近の土中水分量の空間的不均一性が大きく影響し、より正確な予測のためには、この不均一性を考慮したモデルを用いる必要があるという報告もされている (Pauwels et al., 2001)。

一方、物質循環に関する研究分野などでは、より狭い領域での土中水分の長期間変動に着目し測定が行われてきた。なかでも土中の水分量を長期間にわたってモニタリングする手法として、高周波の電磁波を用いた Time domain reflectometry (TDR) が注目を浴びている (Robinson et al., 2003)。これは、土の誘電率と土中の水分量が高い相関を有する (Topp et al., 1980) ことを利用した方法で、電磁波を土中に挿入した金属のロッドに伝播させ、その反射波の速度がロッド周辺の平均的な土中水分量に影響されることを用いている。また近年の TDR 測定器は、技術開発に伴い、土中の水分量だけでなく、電気伝導度や熱容量・熱伝導率も同時に測定可能となっている (Ren et al., 2003)。しかし TDR は一般に測定体積が数十 cm^3 と小さく、任意の地点での長期変動観察やモニタリングには適しているが、空間的に数多くの測定を要する空間的不均一性解析には適していない。

近年、数十～数百 m^2 規模の中程度の圃場スケールでの水分量や水分移動特性分布の把握のために、物理探査技術を適用する試みがなされている。物理探査技術を用いて表層付近、あるいは圃場、あるいは流域スケールでの水理特性を調査する研究分野発展に伴い、Hydrogeophysics や Near Surface Geophysics などという言葉が使われ始めた。学会論文集で特集号 (Vadose Zone Journal, 2004 年 3 号) が組まれ、最新の研究動向をまとめた本が出版され (Rubin and Hubbard, 2005)、アメリカ地球物理連合における Near Surface Geophysics Focus Group のように学会内で新たな研究グループが結成されるなど、欧米を中心に非常に注目を浴びている分野である。その中でも特に地中レーダ (GPR) は、TDR と同様に高周波の電磁波を用いるもので、土中の水分量の推定やその変動を把握できる手法として注目を集め、積極的な開発や事例研究が行われている (Huisman et al., 2003a)。TDR 法では電磁波を金属性ロッド上に誘導するため、その挙動が比較的分かりやすかったのに対して、地中レーダは誘導することなく電磁波を土中に照射するため、その挙動が複雑で、解析がやや難解である。そのため、これまで土壌学や水文学の分野では TDR ほどの普及をみなかった。しかし近年

の地中レーダ技術の進歩に伴い、現在では土中の水分量測定の標準的な方法の一つとして認識されるにいたっている (Davis and Annan, 2002)。

地中レーダは、TDR と同様に土中の水分量を定量評価できるだけでなく、面的 (二次元) あるいは立体的 (三次元) に非破壊で測定できるため、水分量の空間分布を評価でき、前述の不均一性の問題に、より不確実性が少ない形で対処できる。土中水分量の空間分布評価は、これまで限られたデータから、地球統計学的推計 (Goovaerts, 1997) が行われており、多大な不確実性や誤差が生じていた。一方、面的あるいは立体的に求められたセンシングデータをソフトデータとして用い、試料に基づいて得られるハードデータと組み合わせることで、対象とする土壌特性値の空間分布の評価は改善される (たとえば Saito et al., 2005)。そこで、本説では地中レーダを使った水分量および水分移動特性の推定および空間分布の評価に関して、これまでの研究の発展についてレビューすると共に、今後の展望についての提言を行う。地中レーダは水文学の分野では、水利地質構造の把握 (Kowalsky et al., 2001) や地下水面の検出 (Nakashima et al., 2001) およびその挙動のモニタリング (Lu and Sato, 2004; 尾西ほか, 2005)、また近年では地層汚染調査への適用等 (山下ほか, 2002; 尾西ほか, 2002; 佐藤・鹿, 2005) 幅広く活用されているが、本説では不飽和帯の水分量や水分移動特性の把握に焦点を絞ってレビューする。

地中レーダは、大きく分けて地表型地中レーダと孔井間地中レーダがある (佐藤・利岡, 1998)。前者は、地表または地表から数 cm 離れた空中でアンテナを走査し、地表から土中に電磁波を伝播させ、反射波を測定するのであり、土をまったく乱さない完全に非破壊な測定であり、アンテナの設置できる場所であればどこでも測定できる利点がある。そこで本説では、地表型地中レーダを中心にレビューした。

2. 不飽和土中の水理特性

不飽和土中の水分量は一般に、土の全体積 V_t に対する土中の水の体積 V_w の比である体積含水率 $\theta (=V_w/V_t)$ [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$] で表す。今後、膨潤・収縮などの体積変化や変形を考慮しないので、固相の体積は一定とする。土中の間隙がすべて水で満たされている場合の体積含水率を飽和体積含水率 θ_s とよび、これは間隙の体積分率である間隙率 ϕ と等しくなる。また、間隙体積 V_f に対する水の体積 V_w の比は飽和度 $S (=V_w/V_f)$ であり、飽和の場合飽和度 1 となり、水分がゼロのとき飽和度は 0 となる。

不飽和土中の液状水は、毛管力などさまざまな力で間隙に保持されており、そのような土の性質を土の保水性とよぶ (宮崎ほか, 2005)。一般に、不飽和土中水のエネ

ルギーはポテンシャルの概念を使って表すことができる。したがって、土中水はこのポテンシャルの勾配によって流れている。土中水のポテンシャルは様々なポテンシャルの和であるが、その中でも、毛管作用などによって水が土粒子にひきつけられることで生じる、マトリックポテンシャルがもっとも重要なポテンシャルの一つである。マトリックポテンシャルは通常大気圧を基準とするので、不飽和土中のマトリックポテンシャルは負の値をとる。単位質量あたりの水のポテンシャルを考えると、単位は長さとなり、ポテンシャルの単位には圧力水頭 (cmH₂O) が使われる (Jury and Horton, 2006)。さて、土はその種類や構造により固有の保水性を有し、その性質は水分保持曲線によって特徴付けられる。水分保持曲線は、土中水のマトリックポテンシャルと体積含水率との関係を表す曲線であり、Fig. 1 に異なる 3 種類の砂質土 (豊浦砂, マサ土, 珪砂) の水分保持曲線の実測値を示す。横軸はマトリックポテンシャル h の絶対値である (マトリック吸引圧という)。ここで 0 cmH₂O が飽和で、マトリックポテンシャルが小さくなる方向 (マトリック吸引圧が大きくなる方向) に乾燥が進行する。豊浦砂のように比較的均一で大きな土粒子を持ち、間隙径が均一で大きな土の場合は、少しの吸引圧の増加で、間隙内水分のほとんどが排水される。一方小粒径の土粒子が多く、小さい間隙が多く存在するマサ土の場合は、強い毛管力が働き大きな吸引圧が加わっても土中の水分は排水されずに間隙内に保持される。

等温条件下の非膨潤・非収縮性の土では、鉛直 1 次元不飽和水分移動の基礎方程式は、質量保存則とダルシー則より、下記のリチャーズ式 (Richards' equation) で与えられる (Jury and Horton, 2006)。なお、乾燥した土においては、水蒸気移動が無視できない (Saito et al., 2006)、リチャーズ式では、液状水 (以降単に水分) のみを対象としている事に注意しておく必要がある。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S \quad (1)$$

ここで、 t は時間[s], z は深さ[m], $K(h)$ は不飽和透水係数[m s⁻¹]でマトリックポテンシャル h [m] の関数、 S は植物根による吸水などの吸い込み項[s⁻¹]である。非定常水分移動ではマトリックポテンシャル h は時間と位置の関数であり、リチャーズ式は 2 階の非線形偏微分方程式となり、近年ではコンピュータを使って数値的に解くことが一般的になっている (たとえば Pruess, 2004; Šimůnek et al., 2005)。このリチャーズ式に基づき現実の水分移動を適切に再現するためには、境界条件 (斎藤ほか, 2006) および初期条件に加え、水分保持曲線および不飽和透水係数とマトリックポテンシャルの関係を、適切な関数およびパラメータで与える必要がある。

水分保持曲線および不飽和透水係数の関数は、多くの

Fig.1. Schematics of water retention curves for sandy soils.

経験式が提案されているが、保持曲線から不飽和透水係数を推定するモデル (Closed-form model あるいは閉形式モデル) が数値計算上便利であり、近年ではよく使われている (小杉, 2007)。閉形式モデルを使うと、同じパラメータを使って、水分保持曲線および不飽和透水係数を表現することができる。例えば、Mualem-van Genuchten モデルでは (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980)、水分保持曲線 $\theta(h)$ および不飽和透水係数 $K(h)$ はマトリックポテンシャル h の関数として、以下の式で与えられる。

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

$$K(h) = K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (3)$$

ここで S_e は有効飽和度で、飽和体積含水率 θ_s と残留体積含水率 θ_r を使って $(\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$ で与えられ、残留体積含水率は通常水分移動に関与しない含水率を指し、ゼロとする場合 S_e は上述の飽和度 S と等しくなる。また α [cm⁻¹], n [-], および m ($=1-1/n$) [-] は水分保持曲線の形状を与える土に固有のパラメータであり、 K_s はその土の飽和透水係数 [cm s⁻¹] である。 l は間隙結合係数とよばれるパラメータで、多くの土の平均値として Mualem (1976) により 0.5 が示されている。上記以外にもさまざまなモデルが提案されて、少ないパラメータ数で水分移動特性を表現する試みがなされてきた (Brooks and Corey, 1964; Kosugi, 1996)。

不飽和土中の水分移動計算は適当な水分移動モデル

を設定して行う。どのようなモデルを用いても、関数中のパラメータ値を適切に決定する必要がある。これまで、対象とする現場での自然状態の体積含水率や、水分移動モデルのパラメータ値の決定には、土試料を現場から採取し、実験室で求める方法や、TDRなどの小型センサーを用いる方法がとられてきた。しかし、いずれの場合も測定体積は百～数百 cm³程度であるにもかかわらず、圃場スケールでの水分移動予測の際には、求められたパラメータを広範な領域の代表値として用いなければならず、パラメータの精度は一般に悪くなる。さらに水分保持曲線や不飽和透水係数の決定には、多大なる時間と労力を要するため、測定試料数も限定される。そのため、これら土試料計測から得られたパラメータのみを使って、実測値のない任意の場所で水分特性曲線や不飽和透水係数を推定すると、多大な誤差が生じる。したがって圃場スケールでの水分移動予測の精度を向上させるには、入力パラメータの精度向上が求められる。そのためには、土中水分分布およびその変動の圃場スケールでの非破壊な計測が必要不可欠である。

3. 電磁波速度による体積含水率の推定

圃場スケールでの土中の水分量や水分移動特性の把握を行う場合、土試料を用いたこれまでの測定に代わり、電磁波を用いた測定が行われる事が多くなった。ここでは、電磁波を使った体積含水率測定の原理と、地表型地中レーダを使った研究事例を紹介する。一般に、粘土鉱物の割合が少なく電気伝導度が十分に小さく、磁性の無い土中の電磁波の伝播速度 v は、土の比誘電率 ϵ_r と、次式の関係がある。なおここで、「土」とは、固相・液相・気相すべてを含む混合体としての土を意味し、土粒子のみを対象とする際には、「土粒子」あるいは「固相」とよぶ。

$$v \approx \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (4)$$

ここで、 c は真空中の電磁波速度 (3×10^8 m s⁻¹) である。厳密には、伝播速度 v は電磁場の周波数 f [Hz] の関数となるが、地中レーダで用いるメガ Hz からギガ Hz の周波数帯域ではほぼ一定とみなす事ができる。その場合、比誘電率は物質固有の値をとり、たとえば水は約 81、空気は約 1、土の他の構成物（鉱物などの固相）は約 3～10 となる。このように、土の比誘電率を変化させる主因が水の存在であるため、電磁波による比誘電率測定を土中水分量測定として用いる事が可能である。

土の比誘電率から体積含水率 θ を求めるために、もっともよく使われる式は、Topp et al. (1980) により実験的に求められた、以下の三次多項式であり、トップの式と呼ばれる。

$$\epsilon_r = 3.03 + 9.3\theta + 146\theta^2 - 76.7\theta^3 \quad (5)$$

ところが、この経験式は、大～中程度の粒子を持つ土にはよく合うが、細粒土に対しては合わないことが報告されている (Lesmes and Friedman, 2005)。その原因は、細粒土では土粒子により土中の水分子の分極が妨げられ、比誘電率が減少するためである。これ以外にも、トップの式以外の経験式の適用が必要となる場合も少なくない。たとえば、トップの式では、固相・気相・液相が均一に分布していると仮定しているため、不均一な現場の成層土の比誘電率を求める場合にトップの式を用いると誤差が生じる (Chan and Knight, 1999)。また、比誘電率は、土壤溶液中の電解質にも影響を受けるため、塩類土壤へのトップの式の適用は大きな誤差をもたらす (Robinson et al., 2003)。

そのような場合には、間隙率、土粒子の幾何学的な配列や各物質の比誘電率を考慮して、理論的に導かれた比誘電率混合モデルが用いられることが多い (Lesmes and Friedman, 2005)。このモデル化を行うと、不飽和土の比誘電率は、次式の Complex Refractive Index Model (CRIM) より求めることができる (Huisman et al., 2003a)。

$$\epsilon_r = \left[\theta \epsilon_w^\beta + (1-\theta) \epsilon_s^\beta + (\phi - \theta) \epsilon_a^\beta \right] \frac{1}{\beta} \quad (6)$$

ここで、 ϵ_w 、 ϵ_s 、および ϵ_a はそれぞれ水、土粒子、空気の比誘電率である。 β は土粒子の幾何学的配列と電場の向きを考慮したパラメータであり、異方性のない土では β はおよそ 0.5 であり、0.5 がもっともよく用いられる (Chan and Knight, 1999)。(6)式を $\beta=0.5$ 、空気の比誘電率を 1 とし、体積含水率 θ について解くと、

$$\theta = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_w - 1}} \sqrt{\epsilon_r} - \frac{(1-\phi) \sqrt{\epsilon_s - 1}}{\sqrt{\epsilon_w - 1}} \quad (7)$$

となり、比誘電率 ϵ_r と間隙率 ϕ から体積含水率が求まる (Robinson et al., 2003)。この式は

$$\theta = a \sqrt{\epsilon_r} + b \quad (8)$$

と簡略化でき、これはまさに Ledieu et al. (1986) によって提案された式に他ならない。

一般に、比誘電率のような電気特性と、体積含水率のような土の水理特性との関係を表す、(5)式や(7)式のことを、岩石物理モデル (Petrophysical model) と呼ぶ (Lemes and Friedman, 2005)。岩石物理モデルを用いて、土の水理特性を求める場合、パラメータ（たとえば(8)式の a や b ）の決定は容易ではない。(7)式を用いて任意の場所での体積含水率を推定する場合、その場所での間隙率 ϕ を求め、式に代入する必要がある。しかし、間隙率を直接求めるためには土試料を用いた計測を行う必要があるが、任意の場所において必ずしも求められると

は限らない。また、固相の比誘電率 ϵ_s についても、構成物質の違いにより土によって固有の値を取るが (Martinez and Byrnes, 2001), 実際にはその土粒子の代表的な値を用いるか、実験的に土試料を使って TDR などから求めた値を用いることが多い。さらに、測定体積の違いや空間不均一性により、実験室で TDR などを使って求められた岩石物理関係を、そのままフィールドで適用することは望ましくないと言われている (Moysey and Knight, 2004)。近年体積含水率の原位置測定法がさまざま開発されており、フィールドで直接岩石物理モデルを導くことも可能である。しかし、原位置で体積含水率を求める方法は、一般に測定誤差が大きく、導かれる岩石物理モデルに多大な誤差および不確実性を導入することになる。

地表型地中レーダを使って、体積含水率を推定するための基本的な考え方は、土の比誘電率 ϵ_r から(5)式や(6)式を用いて導出するというものである。そのためには、送信アンテナから照射された電磁波が、反射面で反射し、受信アンテナに到達する時間から電磁波速度 v を求め、(4)式より比誘電率 ϵ_r を求める必要がある。このような手法で求められる比誘電率は、反射面から地表面の間の平均比誘電率であり、その値を用いて導出される体積含水率は、平均体積含水率である。従って深さ方向の含水率の分布を得るためには、区間速度を求める必要がある。

反射波以外には、Fig. 2にあるような送信アンテナと受信アンテナ間の地表面下数 cm (Galagedara et al., 2003) を伝播する直接波や屈折波を用いた体積含水率推定も可能である (Huisman et al., 2001; Huisman et al., 2003b; Grote et al., 2003)。

地表型地中レーダを使い反射波を利用して体積含水率を求める場合は、伝播経路上での減衰が少ないこと、電磁波を十分反射させるだけの比誘電率コントラストをもった反射体が地下に存在することなどが、必要条件となる。電磁波の反射強度は、その反射境界での反射係数 (Reflection coefficient あるいは RC) とよばれ、次式で与えられる比誘電率コントラストを表す式で表現される (Davis and Annan, 1989)。

$$RC = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \quad (9)$$

ここで、 ϵ_1 および ϵ_2 は、境界上部と下部の比誘電率である。RC は-1~1の範囲をとり、RC が 0 の場合には反射が全く生じず、1 の場合は入力した電磁波が全て反射し、同じ強度を持った電磁波が反射波として戻って来る。通常、地下に存在する土粒子や岩石など固相の比誘電率は 3~10 と狭い範囲をとり、土性の違いだけでは反射係数の絶対値は小さい事が一般的である (van Dam and Schlager, 2000)。しかし、土性の違いは、土の保水性ひいては体積含水率の違いにつながる可能性があり、その

Fig.2. Schematic diagram of standard surface GPR wave paths.

結果として、比誘電率が約 81 という大きな値を持つ水の存在により、大きな反射係数につながることもある (Chan and Knight, 1999)。

地下構造イメージングという通常の目的で地表型地中レーダを用いて、地中レーダプロファイルを求める場合、送信アンテナと受信アンテナの間隔を一定に保ち測定するプロファイル測定が一般的である。このような観測がなされた場合、堆積した水平層や、地下水面などの典型的な反射面からの反射波の到達時間は、ほぼ同時刻に観測されるため、反射面の深度を知っておかなければ電磁波速度を決定する事ができない。従って、Stoffregen et al. (2002) の金属やコンクリート製の大きな容器 (ライシメータ) を用いた実験のように、ライシメータ底の反射面位置までの深さがあらかじめ分かっているような特殊なケース以外では電磁波速度を求める事は不可能である。しかしプロファイル測定であっても、地中に点散乱源と仮定できるような金属や小礫などの小物体が埋まっている場合には、散乱波が双曲線状の反射波到達遅延が観測されるため、物体の深さが分かっていると双曲線の形状より電磁波速度を決定できる (Huisman et al., 2003a)。また、Lunt et al. (2005) では、ボーリングによる土壌サンプルの計測より、体積含水率の急変深度を同定する事により、反射面深度を決定し、地表面地中レーダ測定により求められた反射波到達時間と併用することにより電磁波速度を決定するアプローチがとられた。

プロファイル測定では、上記のように電磁波速度決定が困難であるが、ワイドアングル測定では、反射面までの深さが未知であっても、電磁波速度を直接決定する事ができる。この場合には、平坦な面での反射であっても、反射面からの反射波到達時間は送受信アンテナ間の距離と共に長くなり、反射面からの反射波到達時間を送受信アンテナ間の距離に対してプロットすると双曲線となる。そこで、この送受信アンテナ間の距離と反射波到達時間の関係より反射面までの平均速度を求める事が可能となる (Greaves et al., 1996; van Overmeeren et al., 1997; Weiler et al., 1998; Garambois et al., 2002)。ワイドアングル測定には、送受信アンテナの中心点位置を同一に維持しながら、アンテナ間隔を広げて測定する

Common-Midpoint (CMP) 法や、送信アンテナを固定し、受信アンテナを遠ざける Common-Receiver-Point (CRP) 法などの計測方法がある。我が国においても早い時期に、CRIM モデルと同様の体積含水率推定式を独自に導きだし、ワイドアングル測定によって土質地盤の体積含水率分布を推定するとともに、同手法による含水率マッピングの提案が行われている(坂山・原, 1982; 原・坂山, 1984)。また近年では河川堤防を想定した盛土構造物内部の水分分布把握(竹下ほか, 2003)や、Time lapse 計測による盛土構造物内部での連続的な水分移動の定量把握が試みられている(横田ほか, 2006)。一方で、ワイドアングル測定による電磁波速度推定は 1) 測定に非常に手間がかかる, 2) 空間的に不均一な土の場合、求められる電磁波速度が不正確となり、それを用いて推定される体積含水率も同様に不正確となる, などの欠点も指摘されている(Huisman, et al., 2003a)。

4. 地表型地中レーダによる不飽和水分移動特性把握

4.1 飽和透水係数の推定

不飽和帯の水理特性の把握には、体積含水率の分布だけでなく、(2)や(3)式などで与えられる水分保持曲線や不飽和透水係数関数など水分移動特性が必要となる。地中レーダを用いて、不飽和帯での体積含水率の分布を求める事例は多くみられるが、不飽和帯の水分移動特性を求める研究は非常に限られている。たとえば Binley et al. (2002) は現場トレーサー試験を行い、孔井間地中レーダや比抵抗トモグラフィによるモニタリングと、水分移動シミュレーション結果との比較から、現場の有効飽和透水係数を推定する研究を行った。しかしこの研究では、トレーサー試験は不飽和帯で行われたにも関わらず、(2)や(3)式の飽和透水係数 K_s 以外のパラメータは既知で一定であるとして解析を行ったため、飽和透水係数のみを未知パラメータとして推定している。Liu and Sato (2004) は、地下水観測孔の吸水試験前後の地中レーダ差分画像から、吸水試験に伴う地下水面挙動を、完全に地表から非破壊で明らかにするとともに、そのデータから地下水帯水層の飽和透水係数の推定を行った。

Gloaguen et al. (2005) は、20cm 間隔で測定した地表型地中レーダデータより不圧帯水層の飽和透水係数の空間分布を求めた。その際、土の間隙率から透水係数を推定するために Kozeny-Carman の式(Lemes and Friedman, 2005)が利用された。比誘電率から求められるのは、体積含水率であり間隙率ではないが、体積含水率は間隙率と飽和度の積なので、飽和度が分かれば間隙率が求まる。この研究では、帯水層での飽和度が 1 であることが利用された。推定された飽和透水係数の幾何平均 ($8 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$) は、揚水試験やトレーサー試験より求められた飽和透水係数の平均値 ($7.8 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$) と

良く一致した。なお、Gloaguen et al. (2005) の場合、飽和透水係数の空間的な不均一性を考慮した解析であったが、不飽和透水係数や水分保持曲線など他の不飽和水分移動特性の分布の推定は行なわれなかった。

また、Hubbard et al. (1997) は、2種類の性質の異なる土が空間的に不均一に分布するシステムについて、孔井水理データに地中レーダデータを加える事が、どれほど飽和度と固有透過係数の推定の助けになるかについて研究を行った。固有透過係数とは、流体の種類に依存せず、土固有の幾何学的構造にのみ依存する、流体の流れやすさをあらわす物理量である。透水係数は、固有透過係数に水の性質をかけ合わせたものとなる。Hubbard et al. (1997) では、たとえ地中レーダデータがある程度の誤差を持っていても、孔井水理データに地中レーダデータ(孔井間レーダもしくはマルチ・オフセット法レーダ探査結果)を加えることで、土の水理特性の推定を向上させることができることを数値実験により示した。

ここまで示したように、土の水理特性に着目し、その値や空間分布を求める研究の多くは、土の飽和透水係数(あるいは透過係数)の推定を行ったものである。しかし、繰り返しになるが、不飽和帯の水分移動およびそれに伴う物質移動の正確な予測は、飽和透水係数の把握だけでは不十分である。水分保持曲線と不飽和透水係数を関数化し(たとえば(2)式や(3)式)、その関数のパラメータの値および空間分布の正しい把握なくして、不飽和帯の正確な物質移動予測は不可能である。

4.2 水分移動特性の推定

Lambot et al. (2004a) は、送受信一体型の空中型 TEM (Transverse electromagnetic) ホーンアンテナを使って、砂質土の不飽和水分移動特性を求めた。この一体型 TEM ホーンアンテナは、通常地表型や孔井間地中レーダがインパルスレーダなのに対して、0.8~4GHz までの広帯域のステップ周波数レーダ(Stepped frequency continuous wave or SFCW)である。この計測方法は、広帯域データを用いる事による分解能の向上と低周波数の電磁波を用いる事による可探深度の増大の両立を可能にする優れた手法であるが、一方、データの解析に時間がかかるという欠点も持つ。ホーンアンテナと地面とは接している必要がなく、地表からアンテナを少し浮かせて、空中からの観測することが可能である(Lambot et al., 2004b)。この特長により、観測の自由度の増大および高速化が期待される。

この TEM ホーンアンテナでは、送信信号がアンテナに対して鉛直方向に伝播し、反射してきたものだけを受信するため、反射面がアンテナ面に対して水平な場合、電磁波の伝播についてより効果的かつ現実的な計測が可能となる。周波数領域で観測された発信信号と受信信号の比をとることにより、土中の応答関数を求めることが

できる。この操作は、時間領域でのデコンボリューションに相当し、土中の反射係数列を求めている事となる。土の比誘電率および電気伝導度は、この応答関数を元に周波数領域フルウェーブインバージョンを通して求められる (Lambot et al., 2004b)。

このアンテナを用いて一点での観測を行い、上述のように、水平層構造仮定を導入したデータ処理を行えば観測地点の鉛直下方方向（一次元）の電磁波速度プロファイルが求められる。この方式を地下構造探査の目的のみに用いるとすれば、解析時間という観点から不利である。しかし、各点での速度プロファイルを得る事ができるという点は、通常電磁波速度を求めるために用いられるワイドアングル測定では、各点での電磁波速度を求めるためにその点の周囲の複数点でのデータ取得が必要とされる事を考慮すれば大きな利点となり得る。すなわちこの方式は、広範な領域で電磁波速度を求めるのに適した手法といえる。

この TEM ホーンアンテナを用いて、Lambot et al. (2004c) は、均質な砂質土層で浅い地下水面が存在し、静水力学的平衡に達し鉛直方向に体積含水率分布が形成されているときに、深さ方向 1cm ごとの比誘電率を求めることで、体積含水率分布を実測に近い形で求めた。静水力学的平衡下では、地下水面からの高さでマトリックスポテンシャル h が決定され、体積含水率が決定される。この条件下で不飽和領域の任意の深さ z における比誘電率は、(2)式より次式で与えられ、パラメータ α および n を決定すれば、任意の深さでの比誘電率が一意的に求まる。

$$\varepsilon_r(z) = \left[\sqrt{\varepsilon_{rr}} + \left(\sqrt{\varepsilon_{rs}} - \sqrt{\varepsilon_{rr}} \right) \left(1 + [\alpha(z_w - z)]^n \right)^{-m} \right]^2 \quad (10)$$

ここで、 ε_{rr} と ε_{rs} はそれぞれ、乾燥土と飽和土の比誘電率で、 z_w は地下水面の深さである。体積含水率の違いにより、比誘電率の値が深さ毎に異なることを利用し、パラメータ α および n を逆解析により求めることができる。

一方、不飽和土中の水分移動特性を求めるため、Lambot et al. (2004a) は水で飽和させた砂質土を詰めた高さ 1.9m のタンク下端から自由排水させ、異なる深さ二点で横方向から、上記の一体型 TEM ホーンアンテナを使って体積含水率の時間変化を測定した。このとき、0.8GHz から、8MHz 毎に 301 ステップで 4GHz までステップ的に変化させたステップ周波数レーダを用いた。前述の周波数領域フルウェーブインバージョンから、二点での比誘電率をそれぞれ求め、体積含水率をトップの式 ((5)式) から推定した。そして体積含水率の時間変化から、均質土層を仮定して水分移動特性を水分移動計算の逆解析より求めた。ここで求められた水分移動特性は、(2)や(3)式の van Genuchten-Mualem モデルパラメータのうち、簡単に測定できる θ_s と θ_r を除いた、4 つのパラ

メータ、 α , n , K_s , および l である。その結果、体積含水率の時間変化はほぼ正確に再現できたが、推定された透水係数は、実測値に対して 1 オーダーほど大きくなった。一方、推定されたパラメータより再現された水分保持曲線は、測定データと完全な一致はしなかったが、マトリックスポテンシャルの低下に伴い、急激な体積含水率低下を示す砂質土特有の形状を示した。さらに、上述の TEM ホーンアンテナを用いた地中レーダ探査結果を用いて土の水利特性と電気特性を求めるために、Lambot et al. (2006) は、反射波信号から逆解析により土の電気特性を求める際に、その計算過程に、土中の水分移動シミュレーションを組み入れる方法を提案した。その方法では、電磁波伝播計算に必要な電気特性を、水分移動計算から求められた体積含水率から推定することで、反射波信号から水分移動特性を逆解析より求めることができる。Lambot et al. (2006) の数値実験では、最適解は実測値（ここでは既知の値）となり、この方法の妥当性が確認された。いずれの方法でも、逆解析で最小化される目的関数 $\Phi(\mathbf{b})$ は、次式で与えることができる。

$$\Phi(\mathbf{b}) = [\mathbf{z} - \mathbf{F}(\mathbf{b})]^T \mathbf{C}^{-1} [\mathbf{z} - \mathbf{F}(\mathbf{b})] \quad (11)$$

ここで、 $\mathbf{b}$ は逆解析で値を求めるパラメータベクトル、 $\mathbf{z}$ は観測値ベクトル、 $\mathbf{F}(\mathbf{b})$ はパラメータから求められる観測値、そして $\mathbf{C}$ は共分散行列である。土の電気特性を求める場合は、 $\mathbf{b}$ は電気特性（比誘電率や電気伝導度）で、 $\mathbf{z}$ や $\mathbf{F}(\mathbf{b})$ は土中の応答関数となる。一方、土の水利特性を求めるときは、 $\mathbf{F}(\mathbf{b})$ や $\mathbf{z}$ は体積含水率で $\mathbf{b}$ は水分移動特性となる。

以上のように、地中レーダにより体積含水率だけでなく不飽和水分移動特性の値を推定する方法はあるが、これらは土層を均一かほぼ均一とみなし、パラメータ値の空間分布については考慮していない。たとえば Lambot et al. (2004c) では、表層 6cm のところに不連続な層があるとして、表層 6cm とそれ以下とで区別してそれぞれの比誘電率を求めているが、層全体の比誘電率の分布については考慮をしていない。圃場スケールでは、不飽和水分移動特性は空間的にばらつくことが知られており、この空間分布まで考慮した、解析が求められている。

不飽和帯の水利特性の空間不均一性の問題は長年認識されているにも関わらず (Jury et al., 1987)、地中レーダを使って水利特性のパラメータ値の空間分布まで求めた研究は現時点では非常に限られている。たとえば孔井間地中レーダを使った Kowalsky et al. (2004; 2005) の研究は、数少ない透水係数の空間分布まで考慮した事例である。Kowalsky et al. (2004; 2005) の基本的な考え方は、非定常浸透流下で、水理学および地球物理学データを用いて、土の電気特性および水利特性を同時に逆解析により求めるというものである。そのときに、水分保持曲線や不飽和透水係数などの不飽和水分移動特性を

空間確率変数 (Spatial Random Function) として扱い、地球統計学的手法 (Gomez-Hernandez et al, 1997) と組み合わせて、それらの空間分布を二次元だけでなく三次元でも推定する方法を提示した。具体的な結果は、数値実験およびフィールドデータを使ったもので、飽和透水係数の空間分布を推定することに限定されているが、空間分布を推定する上で地中レーダデータを使うことの利点が示されている。

5. 今後の展望

ある程度広い領域での不飽和水分移動予測を行う際には、モデルに必要な各パラメータは空間的に不均一にばらつくため、空間的に密にパラメータ値を決定する必要がある。しかし、数少ない試料から得られた限られたデータを使って、空間分布を地球統計学的方法で予測する従来の方法では、見かけ上密なサンプリング点を確保できたとしても、結果に多大な不確実性が残る。また、水理特性測定のために土試料をサンプリングしては、現場を乱してしまい、本当の意味でのフィールドでの現象について調べたことにはならない。したがって不飽和層の水理特性の把握に関して、重要なキーワードは、「不均一性」と「非破壊」となる。地中レーダを使った圃場スケールでの不飽和層の水理特性の把握は、この2つのキーワードに対して、これまでの方法では解決が困難であった問題に対して、何らかの解答を与える可能性を秘めているといえる。

現在、センサーの挿入やボーリング孔の利用も行わない完全に非破壊な測定に関しては、本説で示したように、一般的な地表型インパルスレーダ (Fig. 2) でも達成可能であるが、地表から数 cm 離れた位置から計測可能な、Lambot et al. (2004b) による TEM ホーンアンテナを使うことで、さらに理想的な状況を作り出す事が可能である。特に、後者は、地表型レーダの走査・解析上の様々な制約が取り除かれており、今後のさらなる技術発展と適用事例の増加が望まれるものである。Lambot et al. (2004b) の TEM ホーンアンテナを用いた地中レーダ探査では、一点の測定および解析により求められる電磁波速度分布はアンテナの鉛直一次元下方に限られるが、面的にスキャンすることで二・三次元に広げることができるため、広範な領域で迅速に電磁波速度分布を求めるのに適している。これまでの適用事例は均一な土層に限られており (Lambot et al., 2004a; Lambot et al., 2004c), 鉛直方向に不均一な場合にそのプロファイルを求める応用例が今後必要である。また、現場でのダイナミックな水分移動 (浸透実験など) を直接測定している例もなく、まだ適用例が十分であるとはいえない。

一方「不均一」に関しては、特に水分移動特性の空間分布の評価について、今後更なる発展が望まれている。

土の比誘電率分布を求め、岩石物理モデルを使い、水分移動特性の空間分布を求める方法もある。確かに、この方法で求められる体積含水率分布は、これまでの研究成果により信頼度は高くなるが、不飽和水分移動特性、特に不飽和透水係数や水分保持曲線を求める場合は、研究が十分であるとはいえない。さらに、使われる岩石物理モデルが、主に TDR 測定で用いられているもので、測定体積の違いなどを考えると、必ずしも地中レーダのデータ解析に相応しいかどうかは分からないという問題点もある。

空間分布の評価に関する、もう一つのアプローチとしては、Kowalsky et al.(2004; 2005)により提案されている、逆解析を用いて求める方法がある。逆解析法の利点は、電磁波伝播と水分移動に関わるパラメータを同時に求めることができ、かつ空間分布に関しても地球統計学モデルを取り入れることで、その分布についても同時に評価できることである。ただし、すべてのパラメータ値を推定しようとする、10 以上のパラメータを動かすことになり、過度のパラメータ化を行う危険性がある。特に、相関の高いパラメータが存在するような場合など、最適解が得られない状況が生まれてしまう。そういった問題を減らすためには、たとえば事前情報や既往の研究から、いくつかのパラメータに関してなんらかの拘束を加えることなどが有効であろう。

これまで、地中レーダを用いて不飽和水分移動現象を直接測定し、そこから、水分移動特性の空間分布を評価した研究例は著者らの知る範囲では皆無である。地中レーダの測定方法や不飽和土の水理特性の空間分布の評価方法など、各々の研究は独自に進み、成果が上がっている。しかし、圃場レベルでの不飽和水分移動予測のためには、それらを包括的に融合させることが必要である。今後、各々の研究の発展・進歩もまだまだ必要であるが、不飽和水分移動特性の空間分布把握のための取り組みを積極的に行わなければならない。そのためには、TEM ホーンアンテナを含めた地表型地中レーダを使った水分移動特性評価に関する適用事例の増加と、地球統計学的逆解析手法を取り入れて、水分移動特性の空間分布を求めるなど、地球物理学・土壌水文学・地球統計学の各々の専門知識を取り入れた技術の開発が必要となるであろう。

6. おわりに

本説は、地中レーダを使った不飽和土の水理特性の把握について、これまでの研究の発展をまとめ、水分移動特性の空間不均一性評価が不十分であるとした。そして、水分移動特性の空間不均一性把握のために、地球物理学・土壌水文学・地球統計学の専門分野を取り入れた技術開発の重要性について言及した。なお本説では、完全

非破壊測定が可能である，地表型地中レーダのみを対象としてレビューした。

前半部では，はじめに，圃場レベルでの不飽和水分移動のモデル計算に際して，一般的には測定体積が数百 cm^3 程度の測定手法により求められたパラメータを適用することの問題点について指摘した。その上で，モデル計算の精度向上のためには，地中レーダを使い広範囲にわたって現場で直接測定を行い，各パラメータの設定をすることが必要不可欠であるとした。次に，土中の電磁波速度から土の比誘電率を求め，体積含水率を推定する方法について，一般的に使われるモデルの適用限界について言及した。そして地表型地中レーダを用いて，プロファイル測定およびワイドアングル測定で反射波から電磁波速度を求め，土の体積含水率を推定した既往の研究について利点や欠点についてまとめた。

後半は，地中レーダを用いた土の水分移動特性の把握を中心に，まず飽和透水係数の推定に関する既往の研究をいくつか示した。しかし，飽和透水係数の把握だけでは不飽和帯の水分移動特性の把握という観点からは不十分である。しかし，土の水分保持曲線やそのモデルパラメータまで含めた水分移動特性の把握を，地表型地中レーダで試みた研究事例は非常に限られており，本説では，Lambot et al.(2004a)による TEM ホーンアンテナを用いた研究事例を中心に挙げた。同手法は，応答関数の抽出と周波数領域フルウェーブインバージョンという解析を必要とするが，従来のワイドアングル測定のように複数点のデータ取得を必要とせず，一点の測定だけで比誘電率分布を求めることができる利点がある。また地中レーダを使った水分移動特性把握の既往の研究のほとんどは，土を均一と仮定して行っており，水分移動特性の空間不均一性の評価に関しては，不十分である。その点において既往の研究はいまだ非常に限られており，本説で引用した，Kowalsky et al. (2004; 2005) による研究は，水分移動特性の空間分布の推定を行った数少ない事例の一つである。しかし，飽和透水係数以外の水分移動特性，例えば水分保持曲線など，に関して空間不均一性の評価を行った研究は皆無である。今後は，TEM ホーンアンテナを含めた地表型地中レーダを使った水分移動特性評価に関する適用事例の増加と，地球統計学的逆解析手法を取り入れて，水分移動特性の空間分布を求める方法の発展が必要である。

謝 辞

東京農工大学の中島亨氏には，貴重な水分保持データを提供していただきました。また，匿名の査読者には多くの有益な助言をいただきました。ここに記して，感謝の意を表します。

参 考 文 献

- Binley, A., Cassiani, G., Middleton, R., and Winship, P. (2002): Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging, *Journal of Hydrology*, **267**, 147-159.
- Brooks, R.H., and Corey, A.T. (1964): Properties of porous media affecting fluid flow. *J. Irrig. Drainage Div., ASCE Proc.*, **72**(IR2), 61-88.
- Chan, C. T., and Knight, R. J. (1999): Determining water content and saturation from dielectric measurements in layered materials, *Water Resources Research*, **35**, 85-93.
- Davis, J. L., and Annan, A. P. (1989): Ground-penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy, *Geophysical Prospecting*, **37**, 531-551.
- Davis, J. L., and Annan, A. P. (2002): Ground penetrating radar to measure soil water content. p. 446-463. in J.H. Dane and G.C. Topp eds. *Methods of soil analysis*. Part 4. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison WI.
- Galagedara, L. W., Parkin, G. W., and Redman, J. D. (2003): An analysis of the ground-penetrating radar direct ground wave method for soil water content measurement, *Hydrological Processes*, **17**, 3615-3628.
- Garambois, S., Senechal, P., and Perroud, H. (2002): On the use of combined geophysical methods to assess water content and water conductivity of near-surface formations, *Journal of Hydrology*, **259**, 23-48.
- Gomez-Hernandez, J. J., Sahuquillo, A., and Capilla, J.E. (1997): Stochastic simulation of transmissivity fields conditional to both transmissivity and piezometric data - I. Theory, *Journal of Hydrology*, **203**, 162-174.
- Goovaerts, P. (1997): *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*, Oxford Univ. Press, New-York.
- Grote, K., Hubbard, S., and Rubin, Y. (2003): Field-scale estimation of volumetric water content using ground-penetrating radar ground wave techniques, *Water Resources Research*, **39**, 1321.
- 原 徹夫・坂山利彦 (1984) : 地下レーダによる地下構造探査, 応用地質, **25**, 77-82.
- Hubbard, S.S., Rubin, Y., and Majer, E. (1997): Ground-penetrating-radar-assisted saturation and permeability estimation in bimodal systems, *Water Resources Research*, **33**, 971-990.
- Huisman, J. A., Sperl, C., Bouten, W., and Verstraten, J. M. (2001): Soil water content measurements at different scales: accuracy of time domain reflectometry and ground-penetrating radar, *Journal of Hydrology*, **245**, 48-58.
- Huisman, J. A., Hubbard, S. S., Redman, J. D., and Annan, A.

- P. (2003a): Measuring soil water content with ground penetrating radar: A review, *Vadose Zone Journal*, **2**, 476-491.
- Huisman, J. A., Snepvanger, J. J. J. C., Bouten, W., and Heuvelink, G. B. M. (2003b): Monitoring temporal development of spatial soil water content variation: Comparison of ground penetrating radar and time domain reflectometry, *Vadose Zone Journal*, **2**, 519-529.
- Jury, W. A., Russo, D., Sposito, G., and Elabd, H. (1987): The spatial variability of water and solute transport properties in unsaturated soil: I. Analysis of property variation and spatial structure with statistical models, *Hilgardia*, **55**, 1-32.
- Jury, W. A. and Horton, R. (2006): 土壌物理学—土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用—(取出伸夫 監訳: 井上光弘・長 裕幸・西村 拓・諸泉利嗣・渡辺晋生訳), 築地書店, 東京.
- Kosugi, K. (1996): Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties, *Water Resources Research*, **32**, 2697-2703.
- 小杉賢一朗 (2007): 古典を読む: Y. Mualem 著「不飽和多孔質体の透水係数を推定する新たなモデルについて」ならびに M. Th. van Genuchten 著「不飽和土壌の透水係数を推定する閉形式解について」, 土壌の物理性, **106**, 105-112.
- Kowalsky, M. B., Dietrich, P., Teutsch, T., and Rubin, Y. (2001): Forward modeling of ground-penetrating radar data using digitized outcrop images and multiple scenarios of water saturation, *Water Resources Research*, **37**, 1615-1625.
- Kowalsky, M. B., Finsterle, S., and Rubin, Y. (2004): Estimating flow parameter distributions using ground-penetrating radar and hydrological measurements during transient flow in the vadose zone, *Advances in Water Resources*, **27**: 583-599.
- Kowalsky, M. B., Finsterle, S., Peterson, J., Hubbard, S., Rubin, Y., Majer, E., Ward, A., and Gee, G. (2005): Estimation of field-scale soil hydraulic and dielectric parameters through joint inversion of GPR and hydrological data, *Water Resources Research*, **41**, W11425, doi:10.1029/2005WR004237.
- Ledieu, J. P., de Ridder, P., de Clerck, P., and Dautrebande, S. (1986): A method of measuring soil moisture by time domain reflectometry, *Journal of Hydrology*, **88**, 319-328.
- Lesmes, D. P., and Friedman, S. P. (2005): Relationships between the electrical and hydrogeological properties of rocks and soils, in Rubin, Y. and Hubbard, S. S. eds., *Hydrogeophysics*, Dordrecht, The Netherlands.
- Lambot, S., Antoine, M., van den Bosch, I., Slob, E. C., and Vanclooster, M. (2004a): Electromagnetic inversion of GPR signals and subsequent hydrodynamic inversion to estimate effective vadose zone hydraulic properties, *Vadose Zone Journal*, **3**, 1072-1081.
- Lambot, S., Slob, E. C., van den Bosch, I., Stocktroeckx, B., Scheers, B., and Vanclooster, M. (2004b): Estimating soil electric properties from monostatic ground-penetrating radar signal inversion in the frequency domain, *Water Resources Research*, **40**, W04205, doi:10.1029/2003WR002095.
- Lambot, S., Rhebergen, J., van den Bosch, I., Slob, E. C., and Vanclooster, M. (2004c): Measuring the soil water profile of a sandy soil with an off-ground monostatic ground penetrating radar, *Vadose Zone Journal*, **3**, 1063-1071.
- Lambot, S., Slob, E. C., Vanclooster, M., and Vereecken, H. (2006): Closed loop GPR data inversion for soil hydraulic and electric property determination, *Geophysical Research Letter*, **33**, L21405, doi:10.1029/2006GL027906.
- Lu, Q., and Sato, M. (2004): Estimation of hydraulic property of an unconfined aquifer by GPR, *Proceedings of the Tenth International Conference on Ground Penetrating Radar*, 715-718.
- Lunt, I. A., Hubbard, S. S., and Rubin, Y. (2005): Soil moisture content estimation using ground-penetrating radar reflection data, *Journal of Hydrology*, **307**, 254-269.
- Martinez, A., and Byrnes, A. P. (2001): Modeling dielectric-constant values of geologic materials: An aid to ground-penetrating radar data collection and interpretation, *Bulletin of the Kansas Geological Survey*, **247**, 16.
- 宮崎 毅・粕渕辰昭・長谷川周一 (2005): 土壌物理学, 朝倉書店.
- Moysey S. and Knight, R. J. (2004): Modeling the field-scale relationship between dielectric constant and water content in heterogeneous systems, *Water Resources Research*, **40**, W03510, doi:10.1029/2003WR002589.
- Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, *Water Resources Research*, **12**, 513-522.
- Nakashima, Y., Zhou, H., and Sato, M. (2001): Estimation of groundwater level by GPR in an area with multiple ambiguous reflections, *Journal of Applied Geophysics*, **47**, 241-249.
- 尾西恭亮・六川修一・加藤淑史 (2002): 地中レーダによる汚染油の変動探査技術に関する検討, 物理探査学会第 107 回 (平成 14 年度秋季) 学術講演会講演論文集, 127-130.
- 尾西恭亮・横田俊之・徳永朋祥・六川修一 (2005): 地中レーダによる地下水位変動観測の評価, 物理探査学会第 112 回 (平

- 成 17 年度春季) 学術講演会講演論文集, 28-31.
- Pauwels, V. R. N., Hoeben, R., Verhoest, N. E. C., and de Troch, F. P. (2001): The importance of the spatial patterns of remotely sensed soil moisture in the improvement of discharge predictions for small-scale basins through data assimilation, *Journal of Hydrology*, **251**, 88-102.
- Pruess, K. (2004): The TOUGH Codes-A family of simulation tools for multiphase flow and transport processes in permeable media, *Vadose Zone Journal*, **3**, 738-746.
- Ren, T., Ochsner, T. E., and Horton, R. (2003): Development of thermo-time domain reflectometry for vadose zone measurements, *Vadose Zone Journal*, **2**, 544-551.
- Robinson, D. A., Jones, S. B., Wraith, J. M., Or, D., and Friedman, S. P. (2003): A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry, *Vadose Zone Journal*, **2**, 444-475.
- Rubin, Y. and Hubbard, S. S. (2005): *Hydrogeophysics*, Springer, Dordrecht, The Netherlands.
- Saito, H., McKenna, S. A., and Goovaerts, P. (2005): Accounting for geophysical information in geostatistical characterization of unexploded ordnance (UXO) sites, *Environmental & Ecological Statistics*, **12**, 7-25.
- Saito, H., Šimůnek, J., and Mohanty, B. P. (2006): Numerical analysis of coupled water, vapor and heat transport in the vadose zone, *Vadose Zone Journal*, **5**, 784-800.
- 斎藤広隆・坂井 勝・Šimůnek, J.・取出伸夫 (2006) : 不飽和土中の水分移動モデルにおける境界条件, 土壌の物理性, **104**, 63-73.
- Saito, H. and Seki, K. (2007): Geostatistical estimation of functional form of water retention curve: Parametric vs. non-parametric approach, *Japan Geoscience Union Meeting 2007 Abstract*.
- 坂山利彦・原 徹夫(1982) : 電磁波反射法による地下探査 (その 2) —ワイドアングル測定—, 物理探査学会第 67 回 (昭和 57 年度秋季) 学術講演会講演論文集, 59-60.
- 佐藤源之・利岡徹馬(1998) : 地中レーダ, 物理探査ハンドブック, 399-430.
- 佐藤源之・鹿 琪(2005) : 土壌・地下水汚染の GPR 計測, 物理探査, **58**, 511-520.
- Schmugge, T. (1978): Remote sensing of surface moisture, *Journal of Applied Meteorology*, **17**, 1549-1557.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M. Th. and Sejna M. (2005): *The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media*. Version 3.0. HYDRUS Software Series 1, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside, CA.
- Stoffregen, H., Yaramanci, U., Zenker, T., and Wessolek, G. (2002): Accuracy of soil water content measurements using ground penetrating radar: comparison of ground penetrating radar and lysimeter data, *Journal of Hydrology*, **267**, 201-206.
- 竹下祐二・小林弘明・田中謙次・田尾一憲・開発一郎(2003) : 地中レーダー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**, 169-176.
- Topp, C. C., Davis, J. L., and Annan, A. P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines, *Water Resources Research*, **16**, 574-582.
- van Dam, R. L., and Schlager, W. (2000): Identifying causes of ground-penetrating radar reflections using time-domain reflectometry and sedimentological analyses, *Sedimentology*, **47**, 435-449.
- van Genuchten, M. Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of America Journal*, **44**: 892-898.
- Weiler, K. W., Steenhuis, T. S., Boll, J., and Kung, K.-J. S. (1998): Comparison of ground penetrating radar and time-domain reflectometry as soil water sensors, *Soil Science Society of America Journal*, **62**, 1237-1239.
- 山下善弘・佐藤仙一・利岡徹馬(2002) : 埋設農業調査への物理探査手法の適用事例, 物理探査学会第 107 回 (平成 14 年度秋季) 学術講演会講演論文集, 123-126.
- 横田俊之・稲崎富士・尾西恭亮(2006) : 地中レーダによる河川堤防内部評価実験—茨城県小貝川における適用例—, 物理探査学会第 115 回 (平成 18 年度秋季) 学術講演会講演論文集, 269-272.

Hydrological analysis of the vadose zone using ground penetrating radar: a review

Hiroataka Saito*, Seiichiro Kuroda** and Toshiyuki Yokota*³

ABSTRACT

This paper reviews methods of measuring soil volumetric water contents and soil hydraulic properties, such as unsaturated hydraulic conductivity and water retention curve, in the vadose zone with non-invasive surface ground penetrating radar (GPR). While saturated hydraulic conductivities were estimated in a number of studies from GPR measurements, there are only a limited number of studies performed to determine soil hydraulic properties such as water retention curves using GPR measurements. In this paper, we mainly reviewed stepped-frequency-continuous-wave radar which can estimate soil hydraulic properties. Though its importance has been recognized for long time, no study has attempted to fully characterize the spatial distribution of soil hydraulic properties from GPR measurements. Since obtaining spatial distribution of soil hydraulic properties is an inter-disciplinary topic, we need to build a multi-disciplinary cooperative system for effective synergies among geophysicists, soil physicists, hydrologists, and geostatisticians to address current issues.

Keywords: volumetric water content, unsaturated hydraulic conductivity, water retention curve, ground penetrating radar, wave velocity.

Manuscript received September 28, 2007; Accepted November 21, 2007.

* Institute of Symbiotic Science and Technology, Tokyo University
of Agriculture & Technology
3-5-8 Saiwaicho, Fuchu, Tokyo 183-8509, Japan

** National Institute for Rural Engineering
2-1-6 Kannondai, Tsukuba, Ibaraki 305-8609 Japan

*³ National Institute of Advanced Industrial Science and
Technology
1-1-1 Azuma, Tsukuba, Ibaraki 305-8561, Japan