

解 説

TDR による  
土壌の体積含水率および電気伝導度の測定について

堀野 治彦・丸山 利輔

Measurement of Soil Volumetric Water Content  
and Electrical Conductivity Using Time Domain Reflectometry

Haruhiko HORINO and Toshisuke MARUYAMA  
Faculty of Agriculture, Kyoto University

(Soil Phys. Cond. Plant Growth, Jpn., 65, 55-61, 1992)

I. はじめに

土壌中の水分量や電気伝導度の測定は、いうまでもなく、多くの分野の研究者の関心事である。従来、水分量の測定には、採土・炉乾による重量測定法、中性子法、 $\gamma$ 線法などがよく用いられているが、これらの測定法は測定に時間がかかり、特に野外での測定では水分量の急速な時間変化を捉えきれないこと、後者の放射線法では危険が伴うこと（このため日本では中性子法において線源の弱い水分計しか用いられない）、前者では現場土壌を乱す可能性のあることなどの問題が指摘されている。また、電気伝導度の測定法である遠心分離抽出法、石膏ブロック法などについても、同様に時間・労力がかかること、測定範囲や耐久性に問題があることなどの欠点がある。

こうした問題を克服できる可能性の高い、土壌水分量（体積含水率）、（土壌水 or 土壌の）電気伝導度の測定法として、TDR と呼ばれる方法が1970年代後半から検討されはじめ、1980年代に入ってその成果が発表されるようになった。この方法は、土壌中に埋設された金属に瞬間的に与えられた電気パルスの伝達速度や波形の減衰をもとに、先の物性値を測定する方法であり、Fellner-Feldegg<sup>1)</sup>によって初めてその基本原理が示されたものである。

ここでは、この TDR の基本測定原理とその適用例をいくつか紹介し、その利点・欠点を整理することにする。

II. 測定原理

1. 伝送線 (transmission line) のパルス伝達特性

TDR 装置は、基本的にパルス発生装置、電磁波のサンプリングレシーバ、オシロスコープ（あるいは他のディスプレイ）から成り、その最小構成単位は Fig. 1 に示すとおりである。さらに、パソコン、データロガー、外部データ記憶装置などを組み合わせることもある。

さて、Fig. 1 において、パルス発生器から出力されたステップパルスは、 $Z_0$  なるインピーダンスを持つ同軸ケーブルに沿って、まず A 点を通過し (Fig. 2 の①に対応)、B 点に到達する。ここで点 B、C 間のケーブル内に何か試料が充填されており異なるインピーダンス  $Z$  を持つとすると、ステップパルスの一部は B 点で反射し発生器に戻って行く。この反射波が A 点を通過することによって信号が変化する (Fig. 2 の②に対応)。すなわち、①、②間の伝達時間はパルスが A → B → A と移動した時間を意

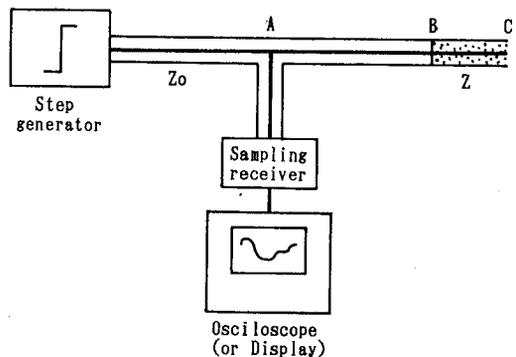


Fig. 1 Time domain reflectometer system (after Fellner-Feldegg, 1969<sup>1)</sup>).

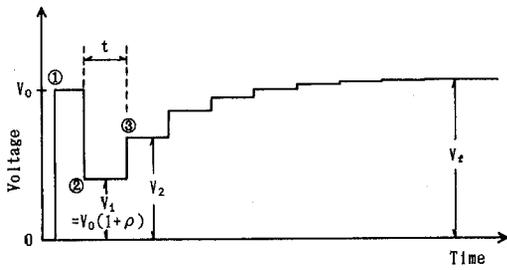


Fig. 2 An idealized TDR trace with time

味する。B点で反射せず通過した残りのパルスはC点まで到達し、(ここで放射による損失がなければ)同じ位相で完全反射して戻ってくる。この反射波がB点まで戻ると、ここでまた一部が反射し、残りはA点へと向かって信号を変化させる(Fig. 2の③に対応)。よって、②、③間の時間は、パルスがB→C→Bと伝達した時間を表す。以後、B、C間を反復し続けるパルスの一部が次々にB点を抜け出し、A点を通過していくことになる。

2. 体積含水率の測定

通常 TDR のセンサーとしては、Fig. 1 に示した同軸ケーブル型のホルダーよりも、現場での設置を考え、Fig. 3<sup>2)</sup> に示すような 2 線の平行な電極(以下プローブとする)がよく用いられる。いま、プローブ(あるいは同軸ホルダー)の長さを  $L$  とすると、試料内を通過する電磁波(パルス)の速さ  $v$  は明らかに次式で表される。

$$v = 2L/t \tag{1}$$

ここで、 $t$  は Fig. 2, 3 に示すとおりである。

電磁気学的に、ある複素誘電率  $\epsilon^* (= \epsilon - (\epsilon' + \sigma_{ac}/\omega\epsilon_0))$  を持つ媒体中を通過するパルスの速さは、

$$v = \frac{c}{[\epsilon\{1 + (1 + \tan^2\delta)^{1/2}\}/2]^{1/2}} \tag{2}$$

となる<sup>3)</sup>。ここで、

$$\tan \delta = (\epsilon' + \sigma_{ac}/\omega\epsilon_0)/\epsilon \tag{3}$$

であり、 $\epsilon$ 、 $\epsilon'$  はそれぞれ  $\epsilon^*$  の実数部、虚数部である。また、 $\sigma_{ac}$  は dc 導電率、 $\omega$  は角周波数、 $\epsilon_0$  は自由空間の誘電率、 $c$  は自由空間での電磁波の速さである。

一般に土壌では、1 MHz ~ 1 GHz<sup>3)</sup> の高周波領域において、 $\epsilon$  は周波数にほとんど影響されず、また、

$$\epsilon \gg \epsilon' + \sigma_{ac}/\omega\epsilon_0 \tag{4}$$

が成立するとされている<sup>4)</sup>ため、(2)式は次のようになる。

$$v = c/\epsilon^{1/2} \tag{5}$$

したがって、(1)、(5)式より、

$$\epsilon = (ct/2L)^2 \tag{6}$$

が得られ、TDR によって試料の誘電率が測定できることになる。

土壌を構成する土粒子、水、空気(の比)誘電率は、

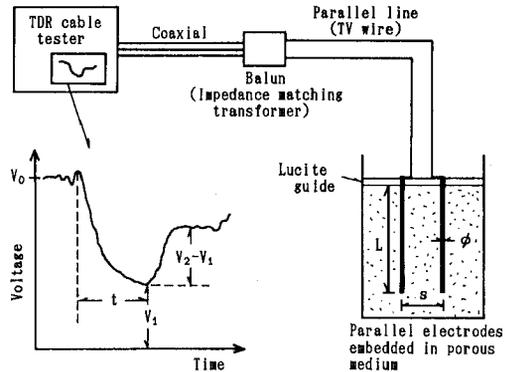


Fig. 3 Schematic diagram of the TDR system with parallel electrodes. A typical signal is shown with the important characteristics identified (after Dalton *et al.*, 1984<sup>2)</sup>).

それぞれ 3 ~ 5, 81, 1 であるため、土壌の誘電率は水分量に大きく左右される。よって、予め土壌の体積含水率  $\theta$  と誘電率の関係をキャリブレーションしておけば、TDR によって  $\theta$  を測定することができる。

3. 電気伝導度の測定

TDR システムの出力インピーダンスを  $Z_u$ 、土壌のインピーダンスを  $Z_s$  とすると、土壌表面でのパルスの反射係数  $\rho$  は、次式で与えられる。

$$\rho = (Z_s - Z_u)/(Z_u + Z_s) \quad -1 \leq \rho \leq 1 \tag{7}$$

この  $\rho$  は、また TDR のパルス跡からも、

$$\rho = V_1/V_0 - 1 \tag{8}$$

で求められる。土壌の場合、 $\rho < 0$  となる。

土壌内に進入したパルス  $V_1 (= V_0(1+\rho))$  は、土壌の導電性により減衰しながら、再び  $V_2 - V_1$  の (Fig. 3 参照) の大きさで戻ってくる。このとき減衰特性は次式で表される。

$$V_2 - V_1 = V_1 \exp(-2\alpha L) \tag{9}$$

ここに、減衰係数  $\alpha$  は、

$$\alpha = \frac{60\pi(\omega\epsilon_0\epsilon' + \sigma_{ac})}{[\epsilon\{1 + (1 + \tan^2\delta)^{1/2}\}/2]^{1/2}} \tag{10}$$

である<sup>4)</sup>が、(4)式の仮定から、結局、

$$\alpha = 60\pi(\omega\epsilon_0\epsilon' + \sigma_{ac})/\epsilon^{1/2} \tag{11}$$

となる。したがって、土壌の見かけの電気伝導度である  $\sigma (= \omega\epsilon_0\epsilon' + \sigma_{ac})$  は、(9)、(11)式より、

$$\sigma = \frac{\epsilon^{1/2}}{120\pi L} \cdot \ln \frac{V_1}{V_2 - V_1} \tag{12}$$

で求められる。

さらに、土壌水の電気伝導度  $\sigma_w$  は次の関係式から求めることができる<sup>2)</sup>。

$$\sigma = \sigma_w \theta T(\theta) + \sigma_s \tag{13}$$

ここに、 $T(\theta)$  は透過係数 (transmission coefficient),  $\sigma_s$  は土粒子の電気伝導度である。 $T(\theta)$  については, Rhoades *et al.*<sup>9)</sup>によって経験的に次式が与えられており,

$$T(\theta) = 1.29\theta - 0.116 \quad (14)$$

$\sigma_s$  については, 例えば 0.25 dS/m とされている。

### III. 体積含水率の実測例

#### 1. キャリブレーション

高周波数領域における TDR によって,  $\epsilon$  と  $\theta$  の関係を初めて詳細に検討したのはおそらく Topp *et al.*<sup>3)</sup>であろう。彼らは, 同軸型ホルダーによる TDR を用いて, 有機質含量の少ない 4 種類の土壌 (砂質ローム, 2つの粘土質ローム, 粘土) を試料とした実験を行い,  $\epsilon$  と重量法による  $\theta$  について Fig. 4 に示すような結果を得ている。この結果から, 彼らは,  $\epsilon - \theta$  の関係は土性や密度に依らないとして,  $\epsilon$  と  $\theta$  について次のような回帰式を求め, 標準誤差 1.3% の精度で  $\theta$  が推定できるとしている。

$$\begin{aligned} \theta = & -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} \epsilon \\ & - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon^2 + 4.3 \times 10^{-6} \epsilon^3 \end{aligned} \quad (15)$$

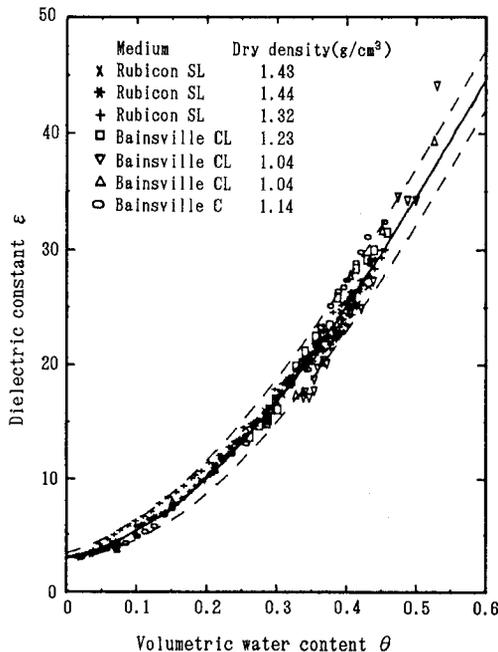


Fig. 4 Relationship between  $\epsilon$  and  $\theta$  for the four mineral soils. The solid line is the empirical best-fit equation (eq. (15)) and the dashed lines are shifted  $\pm 0.025$  in  $\theta$  (after Topp *et al.*, 1980<sup>3)</sup>).

さらに, 彼らは,  $\epsilon$  が温度にほとんど左右されないことや, 土壌中の溶存塩がパルスの伝搬速度に影響を与えない (波形の減衰には影響あり) ことも実験的に確認している。

次に, Ledieu *et al.*<sup>6)</sup>は, 2線平行プローブ (電極径  $\phi = 5$  mm, 電極長  $L = 100$  cm, 電極間隔  $s = 25$  mm, ステンレス製) による TDR を用い, ロームを試料として, パルスの伝達時間  $t$  と  $\gamma$  線法による  $\theta$  の間に次式が成立することを示した。

$$\theta = 5.69t - 17.58 \quad (SD = 1.3\%, r = 0.97) \quad (16)$$

$SD$ : 標準偏差  $r$ : 相関係数

また, 最近になって, Harkelrath *et al.*<sup>7)</sup>は, 現場土壌 (有機質含量の高いローム質土) を乱さず採取し, 2線平行プローブ ( $\phi = 3$  mm,  $L = 50$  cm,  $s = 50$  mm, ステンレス製) を用いてキャリブレーションしている。彼らは, その結果をパルス伝搬速度の逆数  $1/v$  と重量法による  $\theta$  について Fig. 5 のように整理した。この結果から回帰式として次式が得られており,

$$\theta = 38.2/v - 0.051 \quad (17)$$

この係数 38.2 は, Alharthi and Lange<sup>8)</sup>が理論的に示した値と非常によく一致している。また, Fig. 5 中に示した先の Topp *et al.* の結果<sup>3)</sup>とのズレは, 有機質分の影響であろうと考えている。

なお, 理論的な  $\epsilon - \theta$  関係の考察については, Ansoult *et al.*<sup>9)</sup>も確率モデルをもとに行っており, Topp *et al.* の結果<sup>3)</sup>とよい一致をみたことを報告している。

#### 2. 予備的実験

ここでは, Topp *et al.* が行った実験<sup>10,11)</sup>を紹介する。彼らは, シルトロームを充填した土壌カラムに 2線平行プローブを鉛直に埋設し, 給排水しながら土壌の平均水

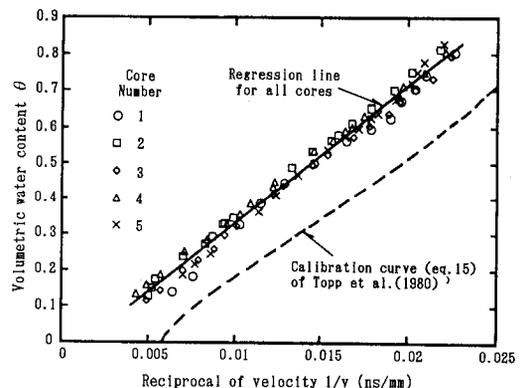


Fig. 5 Relationship between  $1/v$  and  $\theta$  for five soil cores obtained from the field site (after Harkelrath *et al.*, 1991<sup>7)</sup>).

分量や浸潤面の深さを測定している。このとき、プローブには、真鍮製の均質なプローブ（連続プローブ）と、適当な間隔でプローブに凹みをつけ異なる材質を埋め込んだ（すなわち、インピーダンスが所々異なる）プローブ（不連続プローブ）を用いている。不連続プローブを用いたのは、インピーダンスの不連続部でパルス跡に印が残り、したがって、1つのプローブで水分プロファイルを得ることができると考えたためである。また、連続プローブでは水の浸入による浸潤面部でパルスの反射が生じ、これをもとに浸潤面の深さが決定できるとしている。

実験の結果、連続プローブは非常によい精度でカラム内の平均含水量を測定できること、不連続プローブにおいては、多少バラツキがあるものの水分プロファイルの傾向を捉えることができることなどが明らかになっている。また、浸潤面深さについては、給水量から計算される同深さとのよい対応が得られている。

### 3. 現場への適用

Topp and Davis<sup>12)</sup>は亀裂のある圃場に先の不連続プローブを埋設し、人工降雨による土壌中の水分量変化を追跡した。その結果、TDRによってほぼうまく水の浸潤を捉えることができ、亀裂内ではそれ以外の土壌の3倍の深さまで浸潤が達していることが推定された。

また、Topp and Davis<sup>13)</sup>は3つの異なる土壌のコーン畑においても、TDRによる水分測定を行っている。ここでは、長さの異なるいくつかの連続プローブ、不連続プローブを用いており、さらに、連続プローブを深さを変えて水平に埋設した測定も行っている。その結果、どの畑においても、TDRによる $\theta$ はサンプリング重量法による $\theta$ とはほぼ一致し、両者の標準誤差は全体として1.5%以下であることが示された。より詳細にみると、鉛直不連続プローブ、鉛直連続プローブ、水平連続プローブの順に測定精度は高くなっている。しかし、プローブを水平に埋設するには多大な労力と圃場の乱れを伴う欠点がある。一方、不連続プローブの場合は、1組で水分プロファイルが測定できる構造になっているが、ここでの試験では、50cm以深の不連続部での反射パルスが減衰のため小さくなり、検知不可能であったことから、現場への適用にはまだ検討が必要であるとしている。

ところで、実際に水分量の現場観測となると、多くの地点での値を必要とするのが通常である。これまでのTDRでは、測定が容易になったとはいえ、多地点を測定するにはその都度本体をセンサーに接続しなければならない不便な点があった。そこで、Baker and Allmaras<sup>14)</sup>、Harkelrath *et al.*<sup>7)</sup>は、TDRシステムを自動化し、多重チャンネル装置を用いて1つのケーブルテスタ（パルス

発信、受信装置）で複数のプローブに対応できるよう工夫した。Harkelrath *et al.*<sup>7)</sup>は、2線平行プローブ（ $\phi=3\text{ mm}$ ,  $L=50\text{ cm}$ ,  $s=50\text{ mm}$ , ステンレス製）をセンサーとしたこのTDR装置によって、試験流域の土壌水分量を4時間間隔で1年にわたり計測し、土壌水分の変化が降雨による影響をよく捉えていることを確認した。なお、12のプローブでの計測には約6分の時間を要するとしている。

この他にも、例えばStein and Kane<sup>15)</sup>は、TDRを用いて凍土あるいは雪中の未凍結水分量の測定を行っている。

## IV. 電気伝導度の実測例

### 1. 電気伝導度、体積含水率の同時計測

Dasberg and Dalton<sup>16)</sup>は、12の箱型圃場において塩水を灌漑し、灌漑前後の $\theta$ ,  $\sigma$ を測定している。 $\theta$ については、2線平行プローブ（ $\phi=3.2\text{ mm}$ ,  $L=20$  or  $30\text{ cm}$ ,  $s=50\text{ mm}$ , 真鍮製）によるTDR、中性子水分計、サンプリング重量法で測定し、 $\sigma$ については、TDR、4電極プローブ（4P）法（非常に精度よく $\sigma$ が測定できるとされている<sup>17,18)</sup>、遠心分離抽出法によって測定している。その結果は次のとおりである。

1)  $\theta$ について：各方法による $\theta$ の関係式として次の回帰式が得られた。

$$\theta_{TDR}=1.02\theta_{grav}-0.023 \quad (r=0.92) \quad (18)$$

$$\theta_{neutr}=0.86\theta_{grav}+0.031 \quad (r=0.91) \quad (19)$$

ここに、添字TDRはTDR、neutrは中性子水分計、gravは重量法による値であることを意味する。この結果からだけでは、TDRと中性子水分計の優劣は明確ではないが、少なくとも $\theta_{TDR}$ と $\theta_{grav}$ はほぼ1:1の勾配関係にあることがわかった。

2)  $\sigma$ について：TDR、4P法による $\sigma$ は、両者とも抽出液の $\sigma_w$ から先の(13)式によって計算された $\sigma$ とよい相関があった。

さらに、Dalton and van Genuchten<sup>19)</sup>は、この実験結果やDalton *et al.*の実験結果<sup>2)</sup>を参考に、土壌中の塩濃度が増加すると、 $\alpha$ の増加により反射波の跡が分析不可能となることを指摘し、プローブの長さによって測定できる $\theta$ ,  $\sigma$ の範囲が異なることを理論的に示している。

### 2. 電気伝導度計算式の改良

Topp *et al.*<sup>20)</sup>は、以前用いた同軸ホルダー<sup>21)</sup>によるTDRによって、水、KCl溶液、土壌（砂質ローム、粘土質ローム）を試料とした $\sigma$ の測定を行っている。彼らは、前もって行った理論的検討<sup>21)</sup>から、それまで用いられていた、（プローブ末端からの1回目）の反射波すべてが試料か

解説：TDR による土壌の体積含水率および電気伝導度の測定について

ら抜け出るとした(9)式では厳密性に欠けるとして、 $V_2$ を次式のように修正し、これをもとに $\sigma$  ( $\sigma_T$ )を求めた(後出(20)式参照)。

$$V_2 = V_0(1+\rho) + V_0(1-\rho^2)f^2 \quad (20)$$

ここに、

$$f = \exp(-aL) \quad (21)$$

さらに、薄いサンプルについて別途検討された、多重反射波を考慮した次式による $\sigma$  ( $\sigma_{CR}$ )についても計算している。

$$\sigma = (\epsilon_0 c/L)(Z_0/Z_u)\{(2V_0/V_f) - 1\} \quad (22)$$

ここに、 $Z_0$ は同軸ケーブルの特性インピーダンス、 $V_f$ は多重反射後のパルス電圧 (Fig. 2 参照) である。

彼らは、この $\sigma_T$ 、 $\sigma_{CR}$ とホイットストーンブリッジ抵抗測定器によって測定した $\sigma_m$ とを整理し、土壌では $\sigma_T$ は $\sigma_m$ より大きくなりその関係もやや曲線的になっていること、一方 $\sigma_{CR}$ は $\sigma_m$ とほぼ1:1関係にあることなどを示した。

### V. プローブの改良

従来の2線平行プローブでは、バラン (インピーダンス整合装置) を用いているとはいえ、プローブと同軸ケーブルの間のインピーダンスの不連続性により、不確定ノイズや情報の損失が生じていた。そこで、Zegelin *et al.*<sup>22)</sup>はこの問題に対処するため、バランを必要とせず、またプローブ周辺の電場の集中の大きい、対称な3線 (Fig. 6

参照) あるいは4線平行プローブを考察し、測定精度の向上を図っている。こうした多線平行プローブでは、2線平行のプローブに比べ、より明確な電圧の変化を受信できることが確認されている。

Nadler *et al.*<sup>23)</sup>は、この3線平行プローブと従来の2線平行プローブ (両者とも $\phi = 3\text{mm}$ ,  $L = 20\text{cm}$ ,  $s = 50\text{mm}$ ) を用いて、カラムに充填した土壌 (シルト質ローム) の $\theta$ ,  $\sigma$ を測定している。また、4P法による $\sigma$ の測定も行っている。TDRデータによる $\sigma$ の計算には、Dalton *et al.*による簡易式 (12)式、1回目の反射波の減衰・反射率を考慮した Topp *et al.*の式<sup>20)</sup>,

$$\sigma = \frac{\epsilon^{1/2}}{120\pi L} \cdot \ln \frac{V_1(2V_0 - V_1)}{V_0(V_2 - V_1)} \quad (23)$$

(無限の) 多重反射波を考慮した Yanuka *et al.*の式<sup>21)</sup>,

$$\sigma = \frac{\epsilon^{1/2}}{120\pi L} \cdot \ln \frac{V_1 V_f - V_0(V_1 + V_f)}{V_0(V_1 - V_f)} \quad (24)$$

同じく多重反射波を薄いサンプルについて検討した Zegelin *et al.*の式<sup>22)</sup> (もともとは Giese & Tiemann によるもので、(20)式と基本的に同じ)、

$$\sigma = \frac{\epsilon^{1/2}}{120\pi L} \cdot \frac{V_1}{V_f} \cdot \frac{2V_0 - V_f}{2V_0 - V_1} \quad (25)$$

を用い、また、自ら簡易で精度のよい方法として、次の2式から $\sigma$  ( $\sigma_{ref}$ )を求める方法を提案している。

$$\rho = (R_L - Z_0)/(R_L + Z_0) \quad (26)$$

$$K_c = \sigma_{ref}(25^\circ) R_L / f_t \quad (27)$$

ここに、 $R_L$ は土壌中のプローブの負荷であり、 $f_t$ は温

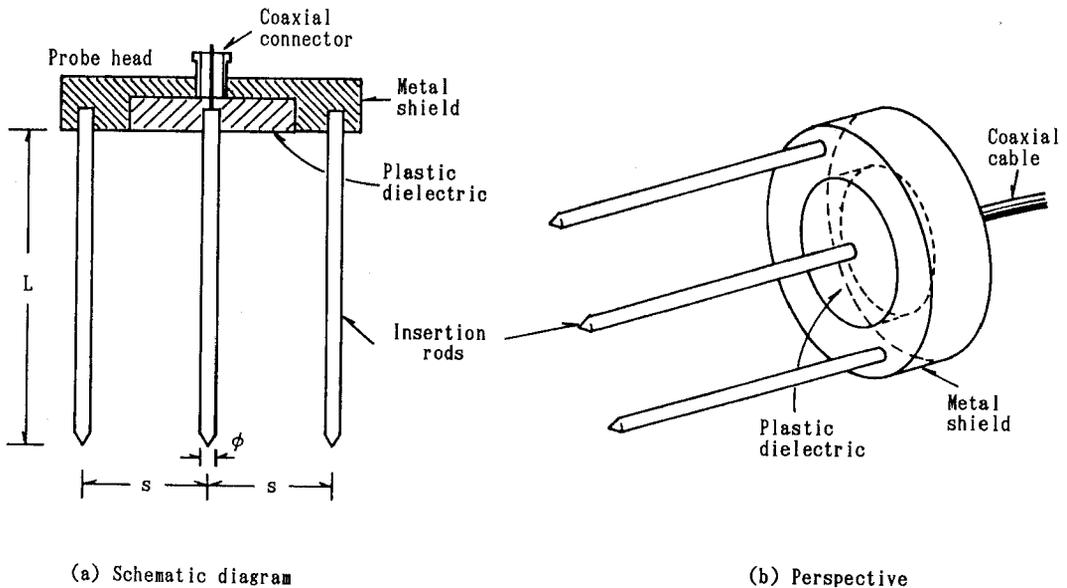


Fig. 6 Three-rod TDR probe (after Zegelin *et al.*, 1989<sup>22)</sup>).

度補正係数,  $K_c$  は幾何定数である。パルス跡から, この場合  $\rho$  として  $V_i/V_0-1$  を算定し, これを(26)式に代入して  $R_L$  を求める。 $K_c$  については別途キャリブレーションにより決定するとしている。

実験の結果, カラム内の平均の  $\theta$  については, 成層化, 塩濃度, プローブの種類に依らずほぼ同様の回帰式で  $\varepsilon$  をもとに近似でき, Topp *et al.* が示した式 (15) とよく似た傾向にあることが確認された。一方,  $\sigma$  については, Fig. 7, 8 に示すように, 2線式, 3線式に関わらず, 4P法による値と最もよい 1:1 関係にあったのは  $\sigma_{ref}$  であり, 2線式の場合は Dalton *et al.* による簡易式もよい対応を示した。このことは, (25)式が最もよい推定式となった Topp *et al.*<sup>20)</sup>や Zegelin *et al.*<sup>22)</sup>の結果と異なっている。また, 結果としてこの実験の条件下においては, 3線プローブの優位性は特にみられなかったようである。

Nadler<sup>24)</sup>は他にも, 3線式のプローブによる TDR を用いて, 構造発達の異なる4種類の土壌の  $\sigma$  を, 乱し具合を変えながら測定し, 土壌の攪乱の程度による  $\sigma$  の差はそれほど大きくないという結果を得ている。

## VI. 国内での研究例

国内での TDR 研究は諸外国に比べかなり遅れ, 最近になってようやく数例がみられるにすぎない。その中で, ここでは, 開発, 安原ら, 安池らの研究を紹介する。

開発は<sup>4)</sup>, 6本の2線平行プローブ ( $\phi=3$  mm,  $L=16$  cm,  $s=50$  mm, ステンレス製)による TDR 試験を, 豊浦標準砂を試料として行い, 各プローブごとにキャリブ

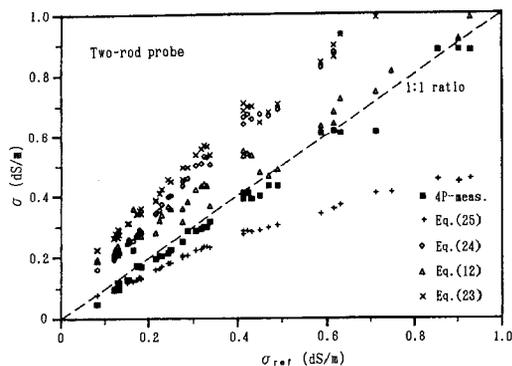


Fig. 7 Relationship between  $\sigma$  values obtained by measuring with 4P and two-rod probe and by using eq. (25), eq. (24), eq. (12), and eq. (23) as a function of  $\sigma_{ref}$  (after Nadler *et al.*, 1991<sup>23)</sup>).

レーション曲線を得ている。この結果から, 彼は, より正確な水分量を得るためには, 各プローブごとにキャリブレーションすることを推奨している。

次に, 安原ら<sup>25)</sup>, 安池ら<sup>26)</sup>は, TDR によって測定される  $\theta$  がどの程度の土壌範囲の代表値となるのか, 高水分領域 ( $\theta > 60\%$ ) を持つ土壌での  $\varepsilon-\theta$  の関係はどうなるかなどについて検討している。彼らはまず, 径の異なるいくつかの土壌 (豊浦標準砂) カラムを用いて,  $\theta$  を調整しながら  $\varepsilon$  を測定し, 電極間隔  $s$  の2倍程度の直径の円筒 (高さはプローブの長さ) 土壌圏内において, 電磁波エネルギーの大部分が消費されることを明らかにした。この結果は, Ledieu *et al.* の研究<sup>9)</sup>中に示されている範囲と類似している。また, 関東ロームに対する野外 TDR 試験を行い,  $\theta$  が50%を越える高水分領域でのキャリブレーション線は, 従来報告されていた低含水領域でのものと比較して,  $d\theta/d\sqrt{\varepsilon}$  の値が小さくなるという結果を得ている。

## VII. おわりに

以上 TDR についての様々な研究を紹介してきたが, 最後に, TDR の利点, 欠点を簡単に整理すると以下のよう考えられる。

利点:

- ① 詳細な  $\theta$  を必要としない限り, 基本的に土性, 密度, 温度, 塩濃度, プローブのタイプなどによらず, 1つのキャリブレーション曲線で  $\varepsilon$  より  $\theta$  を求めることができる。
- ②  $\theta$  のみならず  $\sigma$  についても同時計測できる (ただし,

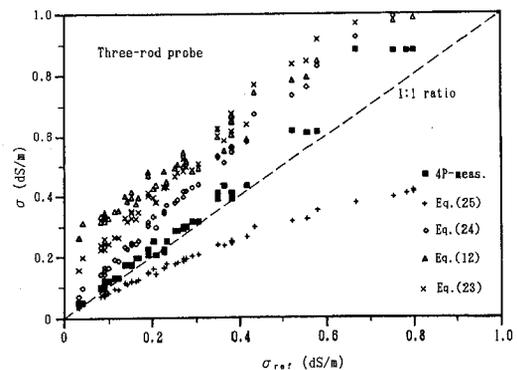


Fig. 8 Relationship between  $\sigma$  values obtained by measuring with 4P and three-rod probe and by using eq. (25), eq. (24), eq. (12), and eq. (23) as a function of  $\sigma_{ref}$  (after Nadler *et al.*, 1991<sup>23)</sup>).

## 解説：TDRによる土壌の体積含水率および電気伝導度の測定について

$\sigma$ の精度についてはまだ検討の余地あり)。

- ③ 現場土壌をほとんど攪乱しないで測定できる。
  - ④ 測定に要する時間が短く、かつ容易に測定できる。
- 欠点：
- ① 有機物の含有量に測定値が左右される。
  - ② 塩濃度の高い土壌についてはプローブの長さが制約される。
  - ③ 高含水量まで含めたキャリブレーションの確立がまだ不十分である。
  - ④ サンプリング重量法のように小さな土壌容積を対象とすることは困難である。

ここで示したTDRの基本原理を拡張していけば、土壌中の水分子の存在状態に関する詳細な情報を得ることも不可能ではない。そのためには、より詳細な電磁波の理論展開および精度の高い測定機器の開発が必要となるであろう。いずれにせよ今後さらなる発展と普及が期待される測定法と思われる。

## 引用文献

- 1) Fellner-Feldegg, H.: J. Phys. Chem., **73**, 616—623 (1969).
- 2) Dalton, F.N., W.N. Herkelrath, D.S. Rawlins, and J. D. Rhoades: Science, **224**, 889—890 (1984).
- 3) Topp, G.C., J.L. Davis, and A.P. Annan: Water Resour. Res., **16** (3), 574—582 (1980).
- 4) 開発一郎: ハイドロロジー, **20** (3), 141—150 (1990).
- 5) Rhoades, J.D., P.A.C. Raats, and R.J. Prather: Soil Sci. Soc. Am. J., **40**, 651—655 (1976).
- 6) Ledieu, J., P. De Ridder, P. De Clerck, and S. Dautrebande: J. Hydrol., **88**, 319—328 (1986).
- 7) Herkelrath, W.N., S.P. Hamburg, and F. Murphy: Water Resour. Res., **27** (5), 857—864 (1991).
- 8) Alharthi, A., and J. Lange: Water Resour. Res., **23** (4), 591—595 (1987).
- 9) Ansoult, M., L.W. De Backer, and M. Declercq: Soil Sci. Soc. Am. J., **49**, 47—50 (1985).
- 10) Topp, G.C., J.L. Davis, and A.P. Annan: Soil Sci. Soc. Am. J., **46**, 672—678 (1982).
- 11) Topp, G.C., J.L. Davis, and A.P. Annan: Soil Sci. Soc. Am. J., **46**, 678—684 (1982).
- 12) Topp, G.C., and J.L. Davis: Geoderma, **26**, 13—23 (1981).
- 13) Topp, G.C., and J.L. Davis: Soil Sci. Soc. Am. J., **49**, 19—24 (1985).
- 14) Baker, J.M., and R.R. Allmaras: Soil Sci. Soc. Am. J., **54**, 1—6 (1990).
- 15) Stein, J., and D.L. Kane: Water Resour. Res., **19** (6), 1573—1584 (1983).
- 16) Dasberg, S., and F.N. Dalton: Soil Sci. Soc. Am. J., **49**, 293—297 (1985).
- 17) Rhoades, J.D., and J. van Schilfgaarde: Soil Sci. Soc. Am. J., **40**, 647—651 (1976).
- 18) Nadler, A., and H. Frenkel: Soil Sci. Soc. Am. J., **44**, 1216—1221 (1980).
- 19) Dalton, F.N., and M.Th. Van Genuchten: Geoderma, **38**, 237—250 (1986).
- 20) Topp, G.C., M. Yanuka, W.D. Zebchuk, and S. Zegelin: Water Resour. Res., **24** (7), 945—952 (1988).
- 21) Yanuka, M., G.C. Topp, S. Zegelin, and W.D. Zebchuk: Water Resour. Res., **24** (7), 939—944 (1988).
- 22) Zegelin, S.J., I. White, and D.R. Jenkins: Water Resour. Res., **25** (11), 2367—2376 (1989).
- 23) Nadler, A., S. Dasberg, and I. Lapid: Soil Sci. Soc. Am. J., **55**, 938—943 (1991).
- 24) Nadler, A.: Soil Sci., **152** (3), 199—203 (1991).
- 25) 安原正也, 安池真治, 丸井敦尚, 鈴木裕一, 高山茂美: ハイドロロジー, **19** (2), 96—102 (1989).
- 26) 安池真治, 安原正也, 丸井敦尚, 鈴木裕一, 高山茂美: ハイドロロジー, **20** (3), 133—139 (1990).

(受稿年月日1992年2月6日)