

地中レーダによる地盤の水分動態の非破壊計測方法

竹下祐二¹・小林弘明²・田中謙次³・田尾一憲⁴・開発一郎⁵

¹正会員 学術博 岡山大学助教授 環境理工学部 (〒700-8530 岡山市津島中3-1-1)
E-mail:yujitake@cc.okayama-u.ac.jp

²正会員 工修 鹿島建設株式会社 技術研究所 (〒182-0036 調布市飛田給2-19-1)

³株式会社田中地質コンサルタント 環境地質課 (〒915-0082 武生市国高2-324-7)

⁴学生会員 岡山大学大学院自然科学研究科 博士前期課程 (〒700-8530 岡山市津島中3-1-1)

⁵正会員 理博 広島大学教授 総合科学部 (〒739-8521 東広島市鏡山1-7-1)

地中レーダ(GPR)を用いて砂質地盤内の水分動態の非破壊計測を試みた。GPRは非破壊状態で迅速に地盤の誘電率分布を測定する方法であり、浅層地盤における埋設物や空洞の調査等に多用されている物理探査法である。GPRによる地盤内の水分動態計測の可能性を検証するために、TDR (Time Domain Reflectometry) センサーと水位観測孔を設置した砂質土による堤体モデル地盤を用いて実験を行った。GPR計測は堤体モデル地盤の地表面に設置した送受信アンテナにより、定常および非定常状態での自由水面状態の計測を行った。GPRによって計測された自由水面の挙動は、TDRおよび水位観測孔による計測結果と十分な一致を得た。

Key Words : ground-penetrating radar, soil water content profile, unsaturated soil, sand, non-destructive testing

1. はじめに

不飽和地盤における浸透問題の定量的評価において、不飽和領域での浸透挙動をモニタリングすることが要求される。たとえば、地盤の降雨浸透特性の測定、盛土や自然斜面における危険度評価、洪水時の河川堤防の浸透破壊問題等では、不飽和領域における水分動態の計測が重要であり、解析モデルの構築や浸透特性値の算定に対して有意義な情報を提供する。

近年、原位置における地盤の水分量を計測する方法として、TDR(Time Domain Reflectometry)法やADR(Amplitude Domain Reflectometry)法が注目されており、各種のセンサーが市販されている。これらは直径が2~3mm程度の複数本のロッドを地盤内に挿入し、その挿入深度部分の土の誘電率計測値から土壌水分量を換算する方法である。しかし、これらの水分計測方法はセンサープローブが挿入された局所的な部分における水分量を計測する方法であり、広域における地盤の水分動態計測には不適切である。一般に、河川堤防や斜面などに代表される重要な土木構造物では、地盤内の水分動態の計測に際して調査孔等を穿孔する

ことは望ましくなく、また、調査対象領域が広域に及び3次元的な地盤調査が要求されるために、従来の調査ボーリング孔や挿入型センサーを主体にした地盤調査・試験方法では不十分である。そこで、シンプルかつ迅速に広域の水分動態を計測・評価することが可能な非破壊調査方法の確立が強く望まれている。

地中レーダ(Ground Penetrating Radar, 以後、GPRと記す)は深度数m程度の浅層地盤における埋設物や空洞の調査、また、構造物内の亀裂・空洞調査等に多用されている物理探査法であり、考古学の分野では遺跡調査への適用も試みられている。近年、地下水や地盤内の水分量の非破壊調査方法として、GPRの適用に関する報告がなされており^{1)~8)}、従来のTDR法などに比較して簡便であり、有効な原位置調査方法として今後の展開が期待されている。

本研究では、河川災害予測や流域管理の立場から、河川堤体内の不飽和水分動態を原位置にて非破壊かつ迅速に測定する地下水調査方法の開発を目的として、GPRの適用に着目した。堤体地盤の地下水調査におけるGPRの計測精度や適用性を検証するために、砂質土による堤体モデル地盤を用いて、定常および非定常状

態における自由水面位置を地表面に設置したGPRにより測定した。GPRによる水分動態計測データの検証は、堤体モデル地盤内に多深度に埋設したTDRプローブと水位観測孔によって計測された水分量データおよび自由水面位置データを用いて行った。

2. 地中レーダを用いた堤体モデル地盤内の水分動態計測

(1) 地中レーダによる水分動態計測方法

a) 地中レーダの原理

レーダとは物体からの電磁波反射の到来方向と反射往復時間から物体位置を推定する計測方法であり、これを地下計測に応用したものがGPRである。GPRでは送信アンテナから地盤内に発射した電磁波が地盤内で反射して受信アンテナに戻るまでの伝播時間を計測して、地盤構造、埋設物の位置や形状の画像化を行う。つまり、GPRによる探査は電磁波を利用した反射法探査であると言え、反射波を列記した断面図または画像処理を施した画像から読み取ることができる反射パターンから埋設物や地下構造を推定評価する⁹⁾。

GPRの探査深度は使用する電磁波の周波数(アンテナ周波数)に依存し、周波数の低いアンテナを用いると電磁波の波長が長くなるため、探査深度は増大するが分解能は低下する。したがって、GPRの実施に際しては探査目的に応じたアンテナ周波数の選択が重要である。GPRには送受信アンテナを地表面に設置する地表型レーダとボーリング孔に挿入するポアホールレーダがある。本研究で用いたGPRは地表型レーダであり、数MHzから1GHz電磁波パルスの伝播を利用するパルスレーダを用いた。

b) 地中レーダによる地盤の水分分布の評価

GPRでは地盤内の誘電率値が異なる境界面で生じる電磁波の反射を捉えることにより、地盤内の誘電率値を測定する。一般に、地盤内の誘電率の不均質性は含水量、鉱物、膨張性粘土の存在などによって生じると報告されており¹⁰⁾、その中で最も誘電率に関与するのは含水量である。地盤中の電磁波伝播速度 V は地盤の誘電率とその空間分布に依存しており、次式のように表される。

$$V = c / \sqrt{\epsilon_r} \quad (1)$$

ここで、 c : 空気中における光の速度($= 3 \times 10^8$ m/s), ϵ_r : 比誘電率

比誘電率は物質の誘電率値と真空の誘電率値の比

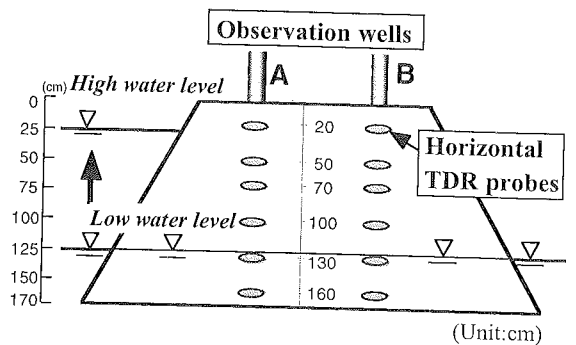
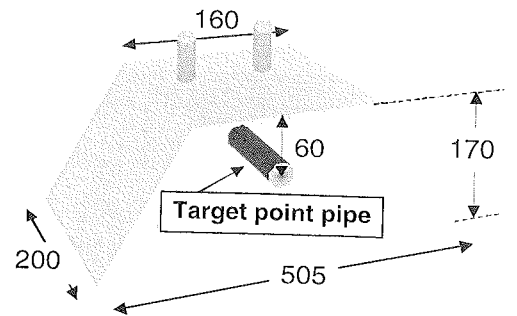


図-1 堤体モデル地盤概念図

として定義される。地盤における比誘電率の変動を支配する主要因は含水量であり、Toppらは体積含水率 θ を次式に示すように比誘電率の三次関数式にて近似できることを示している¹¹⁾。

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

したがって、式(1)、(2)を用いれば、GPRによって計測された地盤の電磁波伝播速度分布より水分分布を算出することが可能となる。

(2) 堤体モデル地盤

バックホーを用いて、まさ土地盤を深さ1.8m、幅2m、長さ6m程度に掘削して作成したトレンチに砂質土を投入し、均質になるように締め固めて堤体モデル地盤を作成した。砂質土には広島県太田川砂を用いた。作成した堤体モデル地盤の概要を図-1に、その物理特性値を表-1に、粒径加積曲線を図-2に示す。堤体モデル地盤の上下流端にはトレンチ内に水道水を注水して湛水させ、水中ポンプを用いて水位を制御することによって、堤体モデル地盤内に断面2次元の浸透流を発生させた。浸透流の形態としては、堤体モデル地盤の上下流端の外水位を一定に保持して発

表-1 堤体モデル地盤に用いた砂の物理特性

Particle density (g/cm ³)	Bulk density (g/cm ³)	Dry density (g/cm ³)	Porosity	D ₁₀ (mm)	Coefficient of uniformity	Coefficient of curvature	Saturated hydraulic conductivity (cm/s)
2.663	1.66	1.54	0.42	0.2	6.25	1.38	0.0057

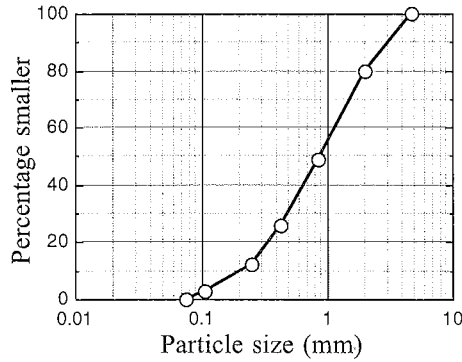


図-2 堤体モデル地盤に用いた砂の粒径加積曲線

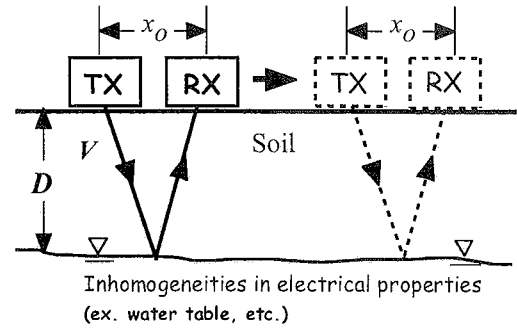


図-3 プロファイル測定の様式図

生させた定常浸透流と上流側の外水位のみを注水によって急激に上昇させて発生させた非定常浸透流の2種類とした。

堤体モデル地盤内の水分分布を測定するために、図-1に示す各深度において、水平方向にTDRローブ（ステンレス製3ロッド，ロッド長15cm，ロッド間隔2cm，ロッド直径3mm）を合計12本設置した。TDR測定にはケーブルテスタSony Tektronix 1502Cを利用した。また、先端をストレナ加工した直径10cmの塩化ビニルパイプを水位観測孔として堤体モデル地盤底部まで2本設置し、ローブ式水位計を用いて堤体モデル地盤内の自由水面位置を計測した。これらのTDRプローブおよび水位観測孔による計測データはGPRによる水分動態測定データの比較検証に用いる。また、堤頂部から60cmの深度位置に直径20cmの塩化ビニルパイプを水平方向に埋設して、GPRによる電磁波の反射深度を検証するための深度指標とした。

(3) GPR 計測システム

本研究では、GPR 計測システムとして Sensors and Software社のpulseEkko 1000システムを用いた。使用した送受信アンテナの周波数は225MHzおよび450MHzの2種類であり、これらのアンテナを用いたGPRによる探査深度は2～3m程度であると推定される^[2]。アンテナの大きさは、225MHzアンテナが幅39.7cm，奥行き23.5cm，高さ7.4cmであり、450MHzアンテナでは幅23.5cm，奥行き16.5cm，高

さ5.8cmとコンパクトである。GPRのデータ収録にはpulseEkko 1000システムに付属するソフトウェアを用いた。受信信号の処理はサンプリングレート0.2ns，1トレースあたり32スタッキングで実施される。GPRの操作は極めて簡便であり，1トレースのデータ取得はほぼ瞬時に終了する。GPRによる測定は以下の3方法による。

a) プロファイル測定

プロファイル測定は図-3に示すように送信アンテナ(TX)と受信アンテナ(RX)の間隔を一定に保持した状態で，地表面上を測線に沿ってほぼ一定速度にて移動させながら測定する方法である。この方法によれば，測線下の地中の断面状態に依存した電磁波反射断面記録が計測される。図-3中の反射面までの深度Dは，次式のように近似される。

$$D = \left\{ (t \cdot V)^2 - x_0^2 \right\}^{1/2} / 2 \quad (3)$$

ここに， t ：電磁波反射時間（往復走時）， V ：地盤中における電磁波伝播速度， x_0 ：送受信アンテナ間隔

本研究では450MHzの送受信アンテナをアンテナ間隔0.25mに保持し，堤体モデル地盤表面上の測線に沿って0.05m毎に移動させて測定を行った。プロファイル測定により，堤体モデル地盤内に定常浸透流を発生させた場合の鉛直方向の水分分布を評価して，自由水面位置の測定を試みる。

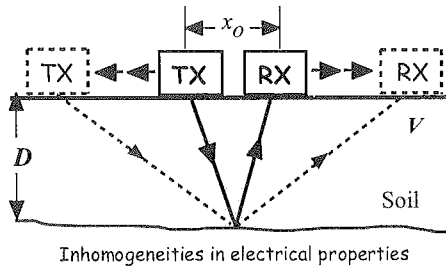


図-4 CMP測定の様式図

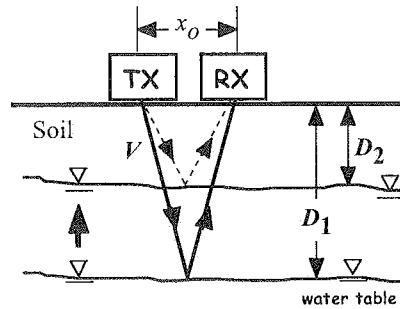


図-5 トランジェント測定の様式図

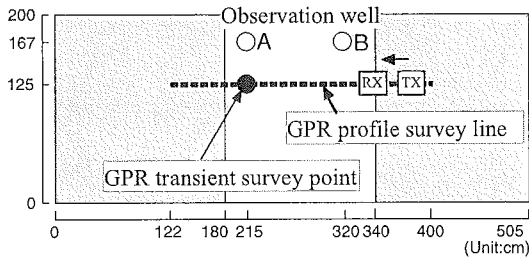


図-6 堤体モデル地盤平面図

b) CMP 測定

CMP(Common midpoint)測定は地盤中の電磁波伝播速度を測定する方法であり、図-4に示すように送受信アンテナを地表面に設置し、任意の1点を中心に送受信アンテナを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徐々に増加させて行く測定法である。この手法はワイドアングル測定ともよばれる。

式(3)より $(x_0^2 - t^2)$ には直線関係が得られることから、それぞれのアンテナ間隔において電磁波反射時間を計測し、 $(x_0^2 - t^2)$ 平面上にプロットして直線近似すれば、その傾きより地盤内の電磁波伝播速度が、また、その直線の零点走時 ($x_0 = 0$ における時間 t) から、式(3)を用いて反射面までの深度が算出できる。本研究では、450MHzの送受信アンテナを用い、アンテナ間隔の一定増加率は0.1m、送受信アン

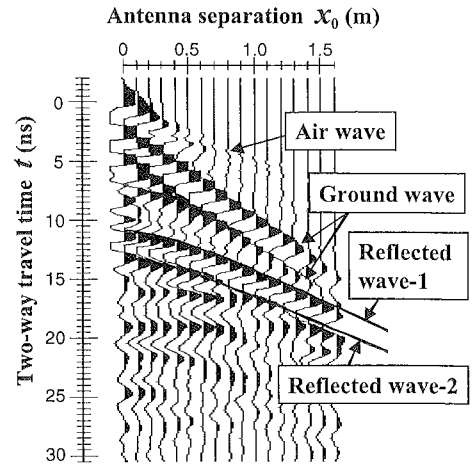


図-7 堤体モデル地盤でのCMP測定記録

テナ間の最大距離は堤体モデル地盤の大きさの制約上、2 mとした。

c) トランジェント測定

本研究では、図-5に示すように送受信アンテナの間隔を一定に保持した状態で地表面上の任意の測点に固定し、測点直下の電磁波反射の経時変化を計測する方法をトランジェント測定と定義した。この測定方法によれば堤体モデル地盤内の自由水面位置の非定常変化を電磁波の反射記録として捉えることができる。測定には225MHzの送受信アンテナをアンテナ間隔0.5mで固定し、堤体モデル地盤堤頂部の水位観測パイプAの近傍に設置し、サンプリングタイムは1分にて測定を行った。なお、図-6は堤体モデル地盤の平面図であり、プロフィール測定時の測線位置およびトランジェント測定時の計測点を示した。

3. 地中レーダによる水分動態計測結果

(1) 電磁波伝播速度の測定

CMP測定により、堤体モデル地盤内の平均的な電磁波伝播速度を測定した。図-7および図-8に堤体モデル地盤内の自由水面位置が図-1における低水位の位置で定常状態にある場合のCMP測定記録および解析結果として、電磁波反射時間(往復走時)と送受信アンテナ間隔の関係を示す。図-7には、空気中および地表面近傍付近を通過して受信された電磁波列に続いて、電磁波伝播速度の算出に有効な2つの反射波が検出されている。これらを図-8に示したように $(x_0^2 - t^2)$ 平面上にプロットして直線近似した結果、図中に示す直線式が得られ、その直線勾配より堤体モデル地盤

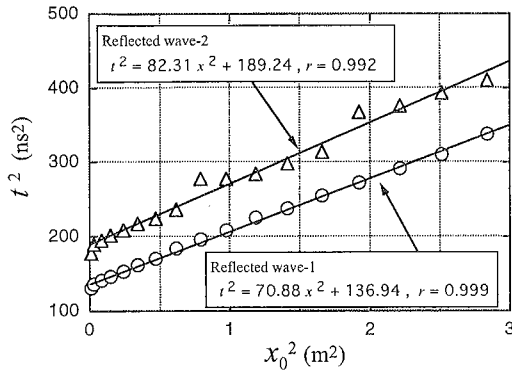


図-8 堤体モデル地盤でのCMP測定データの解析結果

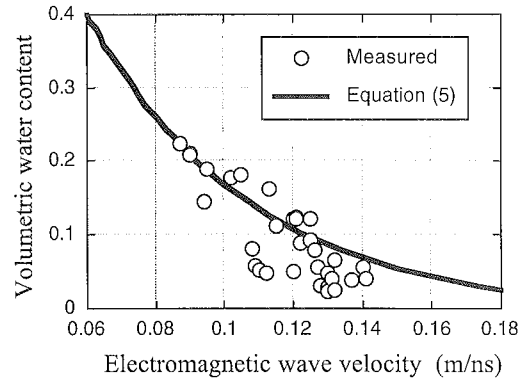


図-10 堤体モデル地盤における電磁波伝播速度と体積含水率の関係

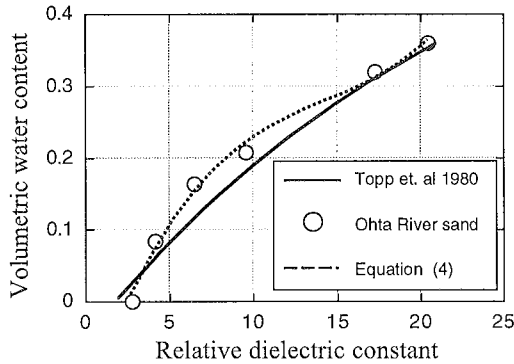


図-9 堤体モデル地盤に用いた砂における比誘電率と体積含水率の関係

内の電磁波伝播速度は第1反射波から0.119m/ns, 第2反射波から0.110m/nsが求められた。本研究ではこれらの測定結果の平均値0.115m/nsを堤体モデル地盤の平均的な電磁波伝播速度として用いた。

(2) 水分量の測定

堤体モデル地盤に用いた砂質土の比誘電率と体積含水率の関係を得るために、この砂質土を任意の体積含水率に調整して、円筒型モールド(直径10cm, 高さ20cm)に堤体モデル地盤と等しい密度にて締固め、TDRプローブを挿入して比誘電率を計測した。計測された比誘電率と体積含水率の関係を図-9に示す。式(4)はこれらの計測データの回帰式であり、Toppらの提案した式(2)に近似する式を得た。

$$\theta = -1.6 \times 10^{-1} + 7.2 \times 10^{-2} \varepsilon_r - 4.3 \times 10^{-3} \varepsilon_r^2 + 1.0 \times 10^{-4} \varepsilon_r^3 \quad (4)$$

さらに、式(1)と式(4)を用いれば、堤体モデル地盤に用いた砂質土の電磁波伝播速度と体積含水率の関係が次式のように得られる。

$$\theta = -1.6 \times 10^{-1} + 7.2 \times 10^{-2} \left(\frac{c}{V} \right) - 4.3 \times 10^{-3} \left(\frac{c}{V} \right)^2 + 1.0 \times 10^{-4} \left(\frac{c}{V} \right)^3 \quad (5)$$

式(5)を用いれば、GPRにより測定された電磁波伝播速度分布を用いて、堤体モデル地盤内の水分量を簡便にかつ非破壊にて把握することが可能となる。そこで、この方法の有用性を検討するために、堤体モデル地盤内に設置した各TDRプローブにより、式(4)を用いて堤体モデル地盤の体積含水率を計測し、同時に堤体モデル堤頂部から各TDRプローブ設置深度までの平均的な電磁波伝播速度をCMP測定にて計測した。

図-10はこれらの計測結果をプロットするとともに、式(5)による体積含水率と電磁波伝播速度との関係を比較した図である。TDRによって計測された体積含水率はTDRプローブ近傍の比誘電率に依存した値であり、一方、GPRの電磁波伝播速度より算出される体積含水率は地表面からの所定の深度までの平均的な比誘電率に支配されるため、両者の値は必ずしも一致しないが、共に体積含水率の増加に伴って電磁波伝播速度が低下するという傾向は認められる。

したがって、対象地盤において事前に式(5)のような関係式が得られれば、GPRにより測定された電磁波伝播速度分布のみを用いて、地盤の平均的な水分量を簡便にかつ非破壊にて把握することが可能であると思われる。

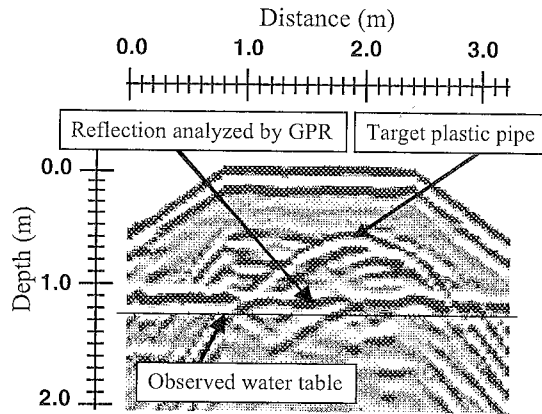


図-11 プロファイル測定による堤体モデル地盤の電磁波反射断面記録

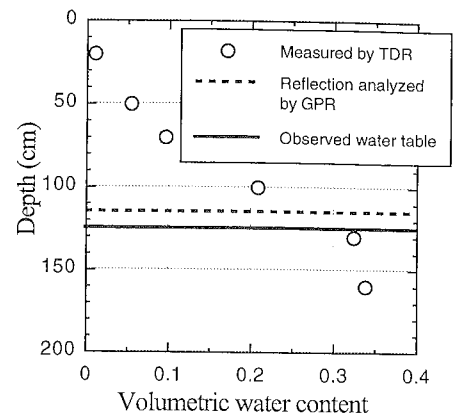


図-12 堤体モデル地盤内の水分分布と自由水面位置

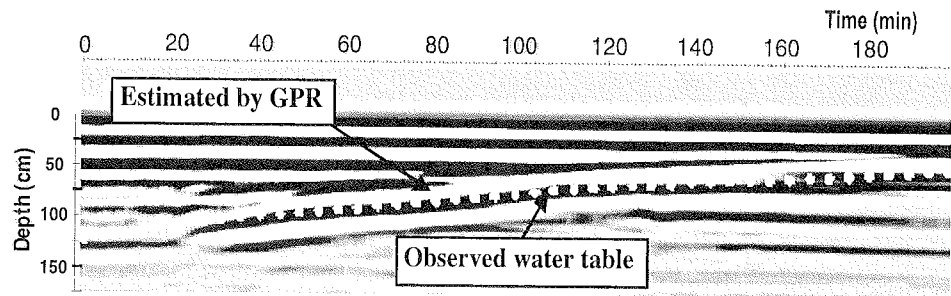


図-13 GPRと水位観測孔Aによって計測された自由水面の非定常挙動

(3) プロファイル測定

堤体モデル地盤の上下流端の外水位を水中ポンプを用いて図-1に示した低水位の位置に固定して、堤体内部に定常状態の自由水面を発生させた。この水位状態でプロファイル測定を実施し、比誘電率の差が大きいほど反射面の強度が大きくなる特性を利用して、図-11に示した電磁波反射断面図を得た。その際、堤体モデル地盤の測線両端の斜面部分における計測データの処理においては、地中レーダの各トレースに対して、地形の補正のために電磁波反射時間をシフトさせた表示を行った。

この画像において、特徴的な電磁波の反射現象が2カ所読みとれる。一つは堤体頂部より深さ0.5m付近に見られる上に凸状の反射であり、これは堤体モデル地盤内に埋設した塩化ビニルパイプの存在を捉えたものである。他の一つは堤体頂部より深さ1.1～1.2m付近に見られる水平線状の反射である。図-12はこの反射面の位置とTDRおよび水位観測孔によって計測された水分の鉛直分布および自由水面位置とを比較して示した。これらによれば、GPRで計測された電磁波の反射面は水位観測孔によって計測され

た自由水面位置よりも10cm程度上部に位置している。

通常、自由水面の直上部には、毛管帯とよばれる間隙が水で飽和された領域が存在し、その上部には間隙が水と空気で満たされた不飽和帯が存在している。不飽和帯は間隙水の連続しているフニクラ帯とその上部に位置する間隙水が不連続となる懸垂帯にて構成されている¹³⁾。毛管ポテンシャルは毛管帯とフニクラ帯の境界部分において急激に減少するため、この境界部分では、比誘電率の変化が大きくなると思われる。毛管帯の高さは地盤の間隙状態などに依存するが、今回の堤体モデルに用いたような細粒な砂質土では、10～20cm程度であると予想される¹⁴⁾ことから、GPRによって計測されたこの反射面は堤体モデル地盤内における毛管帯の上部付近にて生じているものと考えられる。したがって、GPRプロファイル測定によれば、不飽和地盤において鉛直方向の水分状態が飽和水分状態から不飽和水分状態へと遷移する毛管帯の上部境界面を計測することが可能であると思われる。

(4) トランジェント測定

前述のプロファイル測定時の堤体モデル地盤において、上流端の外水位のみを注水により図-1に示した高水位の位置まで急激に変化させ、堤体モデル地盤内に非定常浸透流を発生させた。その際、自由水面位置が経時的に上昇する過程をGPRによって追跡した。図-13に水位観測孔Aによって計測された自由水面位置とGPRによって得られた電磁波の反射面位置の非定常挙動を比較した結果を示す。両者の非定常挙動は一致しており、タイムラグは認められない。GPRによる反射面は自由水面位置より約10cm程度高い位置を示しているが、これは、前述のプロファイル測定においても認められたように電磁波の反射が自由水面直上部に位置する毛管帯の上端部分で生じていることに起因するものであると思われる。したがって、GPRによれば自由水面位置の非定常変化をリアルタイムにて推定することが可能であると思われる。

(5) 今後の課題

今後、GPRを用いた地下水調査方法の普及を図るためには、我が国の各種の土に対する計測データ事例(たとえば、電磁波速度～誘電率～体積含水率の関係)の蓄積による測定精度の向上とGPRハードウェアのコストダウンが望まれる。今後の課題としては、
a) GPRの探査深度や分解能に対する精度向上
b) 熟練技術者の経験に依存したレーダ波形の断面画像の評価を客観的に解析評価できるアルゴリズムの確立
c) 多様な不均質性を有した自然地盤に対するGPR法の適用性に関する検討
などが指摘できる。

4. 結論

本文では、砂質地盤の水分動態計測方法としての地中レーダの適用性を検討することを目的として、砂質土による堤体モデル地盤を用いて実験的に地中レーダによる水分動態の計測を試みた。本研究で得られた知見をまとめると以下のようである。

(1) 地表型地中レーダはその取り扱いが非常にシンプルかつ簡便であり、浅層領域における水分状態や自由水面位置の非定常挙動の非破壊調査方法として、広範囲の地下水状態を迅速に調査できる。

(2) 均質な砂質地盤においては、地盤内の電磁波伝播速度と誘電率および体積含水率の関係を用い

て、地中レーダによって測定された電磁波伝播速度より地盤内の水分量を定量的に把握できることを示した。我が国の各種の土に対するこれらの関係を整理できれば、地中レーダによって計測された地盤の電磁波伝播速度から体積含水率を算定することが可能となる。

(3) 均質な砂質地盤に対して地中レーダを用いれば、定常状態における水分分布を評価して、自由水面の上部に存在する毛管水帯と不飽和領域の境界面を電磁波の反射面として計測することが可能であること、また、タイムラグを有することなく、自由水面位置の非定常挙動の測定が可能であることを示した。

謝辞：本研究は(財)河川環境管理財団の河川整備基金助成事業によって実施しました。また、Gary Parkin博士(Universty of Guelph, Canada)には、地中レーダによる水分計測方法に関する貴重な議論と助言をいただきました。そして、堤体モデル実験の実施に際しては稲尾真悟君(広島大学大学院)の協力を得ました。ここに記して、謝意を表します。

参考文献

- 1) Beres, M., Jr. and Haeni, F.P.: Application of ground-penetrating-radar methods in hydrogeologic studies, *GROUND WATER*, 29-3, pp.375-386, 1991.
- 2) Chanzy, A., Tarussov, A., Judge, A., and Bonn, F.: Soil water content determination using a digital ground-penetrating radar, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, pp.1318-1326, 1996.
- 3) Endres, A.L. Clement, W.P., and Rudolph, D.L.: Ground penetrating radar imaging of an aquifer during a pumping test, *GROUND WATER*, 38-4, pp.566-576, 2000.
- 4) Parkin, G., Redman, D., von Bertoldi, P., and Zhang, Z.: Measurement of soil water content below a wastewater trench using ground-penetrating radar, *Water Resour. Res.*, 36-8, pp.574-582, 2000.
- 5) Weiler, K.W., Steenhuis, T.S., Boll, J., and Samuel Kung, K.-J.: Comparison of ground penetrating radar and time-domain reflectometry as soil water sensors, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62, pp.1237-1239, 1998.
- 6) Hubbard, S.S., Peterson, J.E., Majer, E.L., Zawislanski, P.T., Williams, K.H., Roberts, J., and Wobber, F.: Estimation of permeable pathways and water content using tomographic radar data, *The Leading Edge*, 16, pp.1623-1628, 1997.
- 7) 黒田清一郎, 中里裕臣, 二平聡, 畑山元晴, 竹内陸雄, 浅野将人, 轟木良則, 紺野道昭: 地下水人函養試験における電磁波透過走時のモニタリング～孔間レーダによる地盤に浸潤特性評価の試み～, 物理探査学会第104回学

- 術講演会論文集, pp.225-228, 2001.
- 8) 堀俊和, 森充広, 毛利栄征, 青山咸康: 地中レーダによる「ため池の漏水経路の調査手法」, 農業土木学会論文集, No.218, pp.115-125, 2002.
- 9) 物理探査学会編: 第7章「地中レーダ」, 物理探査ハンドブック, pp.401-421, 1998.
- 10) Haeni, F.P., McKeegan, D.K., and Capron, D.R.: Ground-penetrating-radar study of the thickness and extent of sediments beneath Silver Lake, Berlin and Meriden, Connecticut, *U.S. Geological Survey Water Resources Investigations*, pp.85-4108, 1987.
- 11) Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P.: Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines, *Water Resour. Res.* 16, pp.574-582, 1980.
- 12) 金子誓, 宮津義文, 関元治: 舗装下の路盤・路床変状把握, 土と基礎, pp.37-40, 1994.
- 13) 山本荘毅: 地下水調査法, 古今書院, pp.6-8, 1983.
- 14) 竹下祐二, 河野伊一郎: 不飽和浸透特性の推定方法とその適用について, 土質工学会中国支部論文報告集「地盤と建設」, Vol.11, No.1, pp.95-113, 1993.

(2002.4.3 受付)

MEASUREMENT OF SOIL WATER CONTENT PROFILE USING GROUND-PENETRATING RADAR

Yuji TAKESHITA, Hiroaki KOBAYASHI, Kenji TANAKA, Kazunori TAO
and Ichiro KAIHOTSU

The potential of a ground penetrating radar (GPR) for the soil water content and water table determination in a sandy soil were evaluated. It is shown from field experiments that the GPR measurements performed satisfactorily. An artificial sandy soil embankment model was used in a field experiments. The horizontal time domain reflectometry (TDR) probes and observation wells were used to measure soil water content and water table for comparison to the GPR data. A similar trend of water table behavior and values of water contents were measured by TDR, observation wells and GPR methods. GPR system offers a fast and nondestructive way for estimating the soil dielectric constant and may be an interesting tool for low-cost mapping of soil water content and trace the transient behavior of the water table in sandy soils.