J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 158 p.43 ～ 52 (2024)

地表型地中レーダによる土中水分移動過程の非破壊可視化技術の現状と課題

及川航貴 [1,2]・斎藤広隆 [1]

Current trends and issues of nondestructive visualization technology for soil water transfer process by surface ground penetrating radar

Koki OIKAWA[1,2] and Hirotaka Saito[1]

1. はじめに

1.1 背景

電磁波の伝播特性（速度や減衰）を測定する物理探査手法の地中レーダを用いて，非破壊で土壌の電気特性の一つである比誘電率を求め，土壌の比誘電率と体積含水率の相関関係から体積含水率を推定できる．電磁波の送受信アンテナを地表に設置する地表型地中レーダを用いる場合，アンテナを移動させながら計測することで数 m^2 スケールの体積含水率マップの作成等に利用されてきた（Huisman et al., 2003; Kaufmann et al., 2020）．

一方，農業，環境問題，防災などの様々な分野において，現場土壌の正確な水分移動およびそれに付随する溶質や熱移動の予測が不可欠であり，不均一な土壌構造に起因する不飽和水分移動特性の空間的なばらつきを評価する必要がある．現場土壌の飽和透水係数などの水分移動特性は空間的にばらつきが大きく（Nielsen et al., 1973），サンプリングでこの空間分布を推定することは非常に労力を要する上に限界がある．また，地表面の飽和透水係数分布は簡易な方法（例えば Inoue et al., 2023）で計測できるが，土中の深さ方向のばらつきを評価することは困難である．現在，現場で土壌水分量や土中水分ポテンシャルを計測する方法として，TDR（Time Domain Reflectometry）（Topp et al., 1980）やテンシオメータ（Or, 2001）といったセンサーや染料トレーサー（Beven and Germann, 2013）が広く用いられている．しかし，センサー類は設置時に現場土壌の構造を攪乱してしまうこと，測定体積が限られることや，得られるデータが局所的（最大でも数十 cm^3 スケール）であるという問題がある．また，染料トレーサーも観察時には現場土壌を破壊する必要があり，必ずしも全ての水みちを明らかにできるわけではなく（Beven and Germann, 2013），繰り返しの測定には適さない．そこで，現場土壌の不飽和水分移動特性の空間的ばらつきの評価やそれに伴う選択流の可視化のために，現場土壌の数 m^3 スケールの水分移動を非破壊・非侵襲で三次元計測（可視化・定量化）する技術が求められる．

二つのボアホール（観測孔）にそれぞれ送受信アンテナを入れて計測するボアホールレーダは，透過電磁波によるボアホール間の土中水分量推定に用いられ，これまでに浸潤過程の体積含水率分布の経時変化を可視化・定量化できた（Kuroda et al., 2009 ほか）．しかし，ボアホールレーダは，計測地点でボアホールの掘削が必要となるため，土層に対して非破壊・非侵襲ではない．一方，地表型地中レーダは，ボアホールを必要とせず，地表面に障害物等がなければ任意の地点で非破壊・非侵襲での計測が可能である．地表型地中レーダは，主にインフラ整備や遺跡探査での地下構造や地中埋設物など静的な対象の可視化に用いられてきたが，新たなシステムによるデータ取得や先進的なデータ解析手法の開発により，反射電磁波を用いて，浸潤過程のような地下での動的な現象の可視化・定量化が期待されている．

1.2 目的

不飽和帯の水分動態の理解を更に深めるために，非破壊かつ非侵襲な地表型地中レーダを用いた計測から，土中の体積含水率分布の経時変化（動的変化）を可視化・定量化する研究が必要である．ここでは，既往の研究成果から，地表型地中レーダによる土中水分移動過程の非破壊可視化技術の現状を整理し，今後の課題を明らかにすることを目的とする．

[1] United Graduate School of Agricultural, Tokyo University of Agriculture and Technology, 3-5-8, Saiwai-cho, Fuchu City, Tokyo 183-8509, Japan. Corresponding author. 斎藤広隆.
[2]Japan Society for the Promotion of Science, 5-3-1, Koji-machi, Chiyoda-ku, Tokyo 102-0083, Japan.
2024 年 1 月 10 日受稿　2024 年 9 月 9 日受理

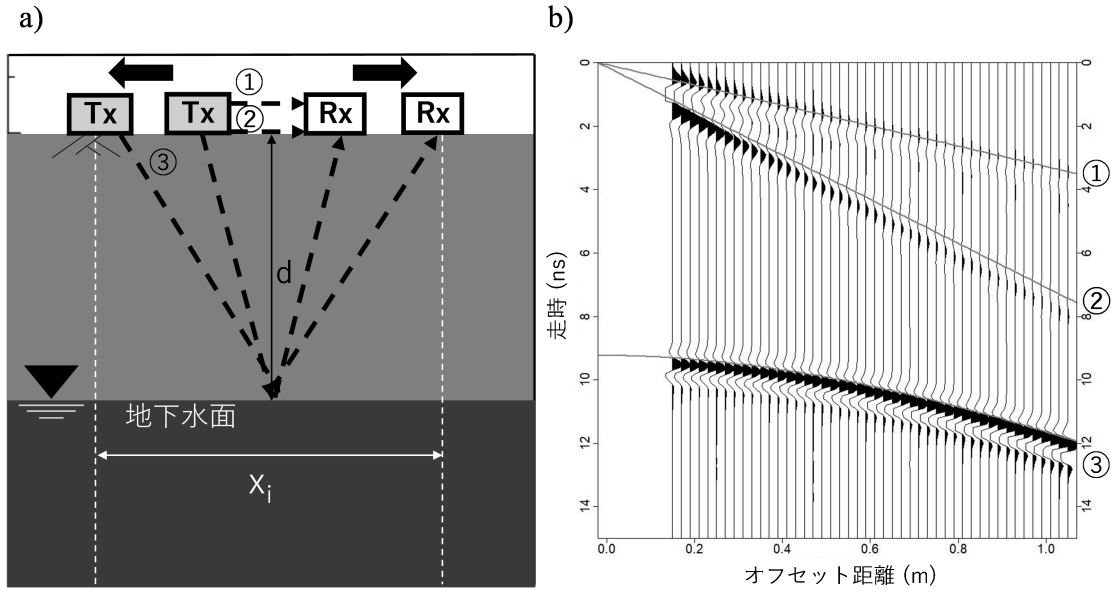


Fig. 1　(a) 地下水面がある場合の地中レーダの CMP データ計測の模式図，(b) CMP データの計算結果．図中の①は空中直達波，②は表面直達波，③は反射波を表す．

2. 地中レーダの計測原理

2.1 土壌の電気的特性

Topp et al.（1980）が土壌の体積含水率は比誘電率と高い相関関係にあること（(1) 式）を示したことで，土壌の比誘電率等の電気特性を求める物理探査技術の土壌物理学や関連分野での利用が急速に進んだ．

$$\varepsilon_r = 3.03 + 9.3 \times \theta + 146\theta^2 - 76.7\theta^3 \qquad (1)$$

ここで，ε_r は媒質（土壌）の比誘電率，θ は体積含水率（m^3m^{-3}）である．また，電磁波伝播速度は媒質の比誘電率に依存する（(2) 式）．

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \qquad (2)$$

ここで，v は電磁波伝播速度（m ns^{-1}），c は真空中の光速度（m ns^{-1}）である．

2.2 地中レーダの計測方法

地中レーダによる測定では数十から数千 MHz の電磁波を用いて，電磁波伝播特性を基に土の比誘電率 ε_r を推定することができる．この周波数帯では，ε_r は周波数に強く依存しない．一般に周波数が高いほど，分解能は高くなるが，探査距離は小さくなる（大内ら，2017）．送受信アンテナが独立したバイスタティック地表型地中レーダ（以降バイスタティック地中レーダ）は，地表面に設置する送信アンテナが送信信号（任意の周波数のパルス電磁波など）を放射して，同じく地表面の異なる位置に設置する受信アンテナが電場強度と到達時間（走時）を受信波形として記録する．この 1 つの受信波形をトレースという．このような時間領域データは，フーリエ変換によって信号を周波数領域データに変換できる．同様に周波数領域データは，逆フーリエ変換によって時間領域データに変換できる．

土中に地下水面（Bano, 2006; Zhang et al., 2021a）や浸潤前線（Oikawa et al., 2020）のように ε_r（つまり θ）が大きく変化する境界が存在する場合，境界を挟んで v が大きく変わるため，その ε_r の差に応じた振幅の反射波が現れる．一般に時間領域の計測結果からは反射波の走時を用いるため，反射深さや ε_r 分布を推定するためには，土中の v を求める必要がある．

2.3 土中の電磁波伝播速度の推定方法

バイスタティック地中レーダを用いて土中の v を求める際，平面反射体がある場合は，ワイドアングル計測による CMP（Common Mid-Point）データや WARR（Wide Angle Reflection and Refraction）データを用いる．ワイドアングル計測は送受信アンテナ間隔（オフセット距離）を広げながら複数の位置で計測し，複数のトレースを得る．CMP データ計測は送受信アンテナ間の中心位置を固定し（Fig. 1a），WARR データ計測は片方のアンテナを固定しながら，オフセット距離を広げる．ここで測定ごとに広げるオフセット距離をアンテナステップ距離，複数のオフセット距離で計測したデータを MOG（Multi Offset Gather）データという．バイスタティック地中レーダによるワイドアングル計測では，その後の v の安定的な推定には，空間的解像度をより高めるため，アンテナステップ距離を小さくする必要があり，結果として計測に時間がかかる．

Fig. 1 に，砂を均一に充填し自由水面を形成した土槽に対して（Fig. 1a），地表面から中心周波数 1000 MHz のリッカー波を入射波として与えたときの，時間領域差

分法（Finite Difference Time Domain または FDTD 法）によるノイズの無い CMP データのシミュレーション結果を示す（Fig. 1b）．シミュレーションには電磁波伝播シミュレーションソフトウェアの gprMax を用いた（Warren et al., 2016）．Fig. 1b に示す CMP データの縦軸は走時，横軸はオフセット距離で，各オフセット距離で計測されたトレースをその横軸上の位置に波形で表した．一般に GPR データの解析前には，送信アンテナが送信信号（入射波）を放射した時間を走時 0 とするタイムゼロ補正（Yelf, 2004），信号成分を含む周波数帯以外のノイズ等を除去する周波数帯フィルタや減衰した信号成分の振幅を増幅するゲインの適用などの信号処理を行う．受信アンテナでは，まず送受信アンテナ間の空気中を直接伝わる空中直達波，地表面を伝わる表面直達波が受信される（それぞれ Fig. 1b の①および②）．空中直達波や表面直達波はオフセット距離に比例して走時が遅くなる（Fig. 1b）．この傾きから，空気中と地表面の v を求めることができる．一方，CMP データにおいて地下水面のような水平な反射面からの反射波では，オフセット距離 x（m）と往復走時 t（ns）の関係は式（3）に示すように双曲線となる．

$$t_i(v,t_0) = \sqrt{t_0^2 + \frac{x_i^2}{v^2}} \tag{3}$$

ここで，t_i は i 番目のトレースの反射波の走時（ns），t_0 は反射面深さまでの垂直往復走時（反射深さを d（m）とすると $t_0 = 2d/v$）（ns），x_i は i 番目のトレースのオフセット距離（m）である．（3）式の双曲線式を，複数のオフセット距離における反射波の走時から構成されるデータにフィッティングさせることで，v と t_0 を同時に決定できる．Fig. 1b に示す地下水面からの複数のトレース（Fig. 1b の③）に，（3）式をフィッティングした結果を示す．反射波への（3）式のフィッティングは，受信信号で波形が明確であれば視覚による方法を用いることもある．より客観的に v を推定するためには，双曲線式と反射波が一致しているかの指標であるセンブランス値 S（（4）式）を用いる（Yilmaz, 2003）．

$$S(v,t_0) = \frac{1}{M}\frac{(\sum_{i=1}^{M} f_i(t_i))^2}{\sum_{i=1}^{M}(f_i(t_i))^2} \tag{4}$$

ここで，M はトレース数，f は任意の v および t_0 における双曲線上の電場強度（V m^{-1}）である．高いセンブランス値となる v と t_0 の組み合わせを選択することで，v を決定できる．ここで，アンテナステップ距離が大きく，トレース数が少ないと，目的となる反射波成分に対応するセンブランス値が十分に強調されず，信頼できる v の同定ができなくなるため，トレース数は多いことが望ましい．

3. 土中水分移動過程の計測における課題

3.1 ワイドアングル計測の課題

地中レーダを用いて土中深さ方向の ε_r（すなわち θ）分布を推定するためには，v の分布（速度構造）を求める必要がある．バイスタティック地中レーダを用いて速度構造を得るためには，CMP データや WARR データを用いるが，土中の θ 分布，つまり ε_r 分布が絶え間なく変化する浸潤過程のような動的な現象に対して，極めて短時間に小さなアンテナステップ距離で多くのトレース数から構成される CMP データを取得することは難しい．

3.2 タイムラプス計測の先行研究

浸潤過程のような動的な過程での，θ の変化を追跡するには，一定の時間間隔で連続的に計測する「タイムラプス計測」が有効である．ボアホールレーダを用いた研究では，タイムラプス計測により浸潤過程の土中 θ 分布の経時変化を推定している（Kowalsky et al., 2005; Kuroda et al., 2009; Jang et al., 2011 など）．ボアホールレーダの場合，ボアホール間の距離を透過波の伝播距離とし，トレースごとに透過波の v を求める．一方で，前述したように計測にはボアホールが必要なため，計測地点の移動は困難であり，非破壊・非侵襲な計測ではない．

地表型地中レーダを使ったタイムラプス計測の例としては，地表面上でアンテナを移動させることなく，任意の地点に送受信アンテナそれぞれを固定することで，地表面からの浸潤過程において，水の浸潤とともに浸潤前線からの反射波の走時が遅れる様子を計測した研究が報告されている．例えば Léger et al.（2014）は，均一な砂層において地表面に設置した直径 60 cm の円筒内に水位 5 cm を維持し水を浸潤させ，円筒内に設置した地中レーダにより浸潤過程の反射波形の経時変化を得た．そして浸潤過程の水分移動シミュレーションと電磁波伝播シミュレーションと組み合わせ，水分保持特性や不飽和透水係数を与える Mualem-van Genuchten（M-vG）モデル（van Genuchten, 1980）パラメータを逆推定した．Moua et al.（2023）は数値実験により，砂質土に定水位（10 cm）を与え，浸潤前線と土中の既知の 2 つの反射体からの反射波の往復走時の経時変化から，マルコフ連鎖モンテカルロ（MCMC）法で砂質土の M-vG パラメータを推定し，その不確実性を評価した．

土中の v 分布の短期間での変化を得るためには，CMP データや WARR データのタイムラプス計測を短い時間間隔で連続的に取得する必要がある．その際には，バイスタティック地中レーダを高速で移動させる方法と，複数の送受信アンテナから構成されるマルチチャンネル地中レーダシステムを使用する方法がある．前者の例として，Mangel et al.（2012）は，実験室内で砂を充填した土槽（砂槽）に固定したアーム（Fig. 2a）を用いて，アームに沿って自動で送受信アンテナを高速に動かしながら，砂表面に設置した給水チューブからの浸潤過程の高

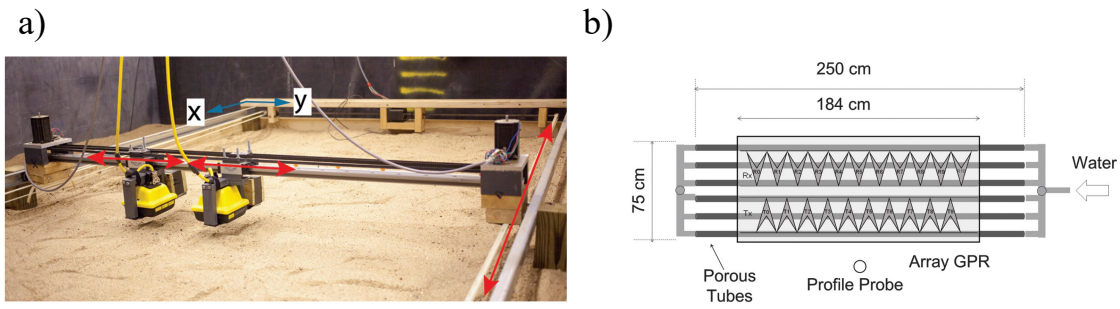


Fig. 2　タイムラプス計測のための地中レーダシステム．（a）アームとバイスタティック地中レーダ（Mangel et al., 2015），（b）アレイアンテナ地中レーダ（Saito et al., 2021）．

解像度のタイムラプス WARR データを取得した．彼らは砂槽底からの反射波の v を推定することで砂槽内 θ の経時変化を求めた．なお，アンテナを高速で移動させた結果，30 秒でオフセット距離が 44 cm から 90 cm までの 21 トレースの WARR データの計測ができたことが報告されている（Mangel et al., 2012）．しかし，砂槽に固定したアームを用いてアンテナを移動させるため，現場の測定では計測システム自体を設置することが容易ではないなどの課題もある．複数のアンテナを用いる後者の例として，Iwasaki et al.（2016）はアレイアンテナ地中レーダ（Eide et al., 2014）を，地表面に敷設した多孔質給水チューブの上に固定し（Fig. 2b），給水開始後にアンテナを動かすことなく浸潤過程のタイムラプス MOG データを得た．Iwasaki et al.（2016）が用いたアレイアンテナ地中レーダは，10 個の送信アンテナと 11 個の受信アンテナから構成され，このアンテナの組み合わせを電気的に切り替えることで，約 1.5 秒で全 110 通りのトレースを取得できる．この 110 トレースから，適切なアンテナの組み合わせを抽出することで，バイスタティック地中レーダで取得できる CMP データに相当するものを，1.5 秒毎に構築することができ，このようなデータはタイムラプス CMP データとみなすことができる．なお，Iwasaki et al.（2016）によって構築された CMP データはオフセット距離が 11 cm から 143 cm までの 10 トレースで，等間隔でないうえにトレース間隔が平均で 10 cm 以上と，同じ中心周波数帯（約 400 MHz）のバイスタティック地中レーダによる CMP 計測で用いるアンテナステップサイズ（2 cm）と比べて大きく，トレース数の少ない空間的に疎な CMP データとなる．このように疎な CMP データの場合センブランス値（式（4））の高低の差が小さくなるため，信頼できる v の同定が実現しない問題が生じる．そのため，Saito et al.（2021）は，センブランスではなく手動で式（3）を反射波にフィッティングすることで v を求め，浸潤前線位置の経時変化を明らかにした．しかし，手動でのフィッティングのため，1.5 秒ごとに得たすべてのデータからの v を得るには多大な労力を必要とし，連続的なデータの活用に限界が生じた．大量の CMP データをすべて解析するためには，センブランス値に基づく速度解析の自動化が求められる．

前者のアームを用いた自動計測システムは空間解像度こそ高いが，計測の時間間隔が粗くなる．一方，後者のマルチチャンネル地中レーダシステムは，計測システムの移動が容易で高速にタイムラプスデータを取得できるが，アンテナオフセットの制約から空間解像度は低くなってしまう．この空間的解像度が低くなる問題については，次節で示す手法を用いて克服し，安定した信頼のおける v の推定につなげることができる．

3.3 疎な地中レーダデータからの構築

前述したように，マルチチャンネル地中レーダシステムは高速で大量のタイムラプス CMP データを取得できるが，空間解像度が低いためにセンブランス値に基づく v 推定の自動化に課題がある．その 1 つの解決策は，空間的に疎な CMP データから空間解像度の高い CMP データを構築することである．地中レーダデータの欠損トレースデータの構築（補間）には，周波数帯フィルタ等が利用されてきた（Spitz, 1991; Abma and Kabir, 2006 な

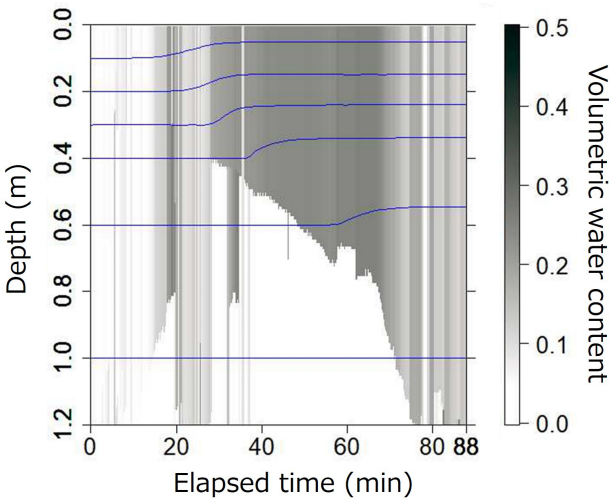


Fig. 3　鳥取砂丘砂の浸潤過程の体積含水率の経時変化．アレイアンテナ地中レーダ CMP データの解析結果．青線は，深さ 10，20，30，40，60，100 cm の土壌水分センサーの計測結果を示す（Oikawa et al., 2022）．

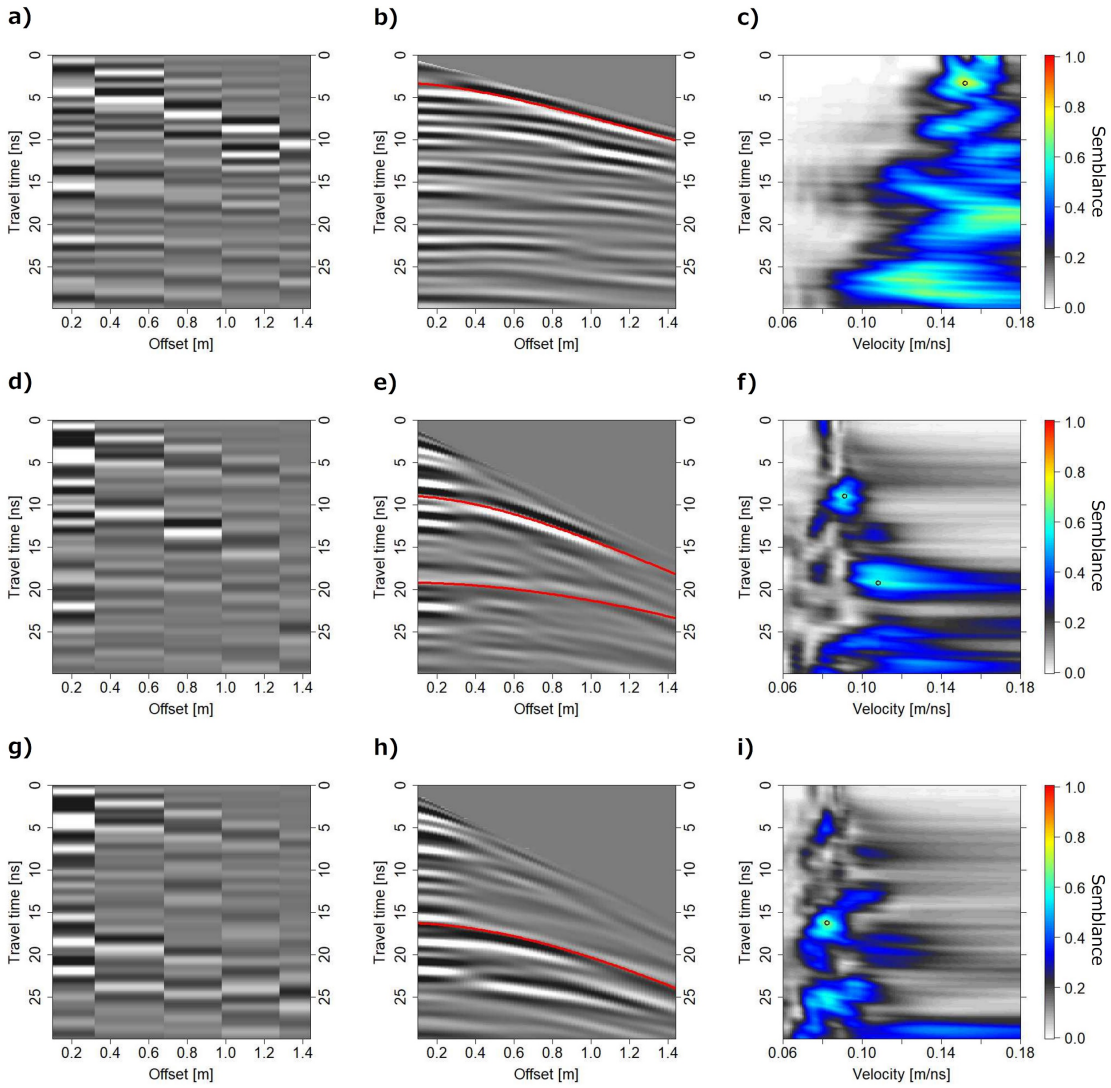


Fig. 4 浸潤開始後（a–c）10 分，（d–f）30 分，（g–i）60 分の電磁波伝播速度の推定結果．（a，d，g）5 トレースの疎な CMP データ，（b，e，f）構築された CMP データ，（c，f，i）センブランス値の分布．センブランスの選択値（右図中の黒丸）とそれに対応する双曲線（中央図の黒線）を示した（Oikawa et al., 2022）．

ど）．Yi et al.（2016）は，欠損トレースを補間するため，周波数領域でのフィルタ処理を 1 回ではなく，フィルタ処理後に取得されたトレースを時間領域で再挿入し，また周波数領域でのフィルタ処理を実行するという一連の処理を繰り返す POCS（Projection Onto Convex Sets）法を用いて，欠損トレースデータを構築する手法を提案した．Yi et al.（2015）は，この補間手法と，オフセットの増加による反射波の走時の遅れを補正する NMO（Normal Moveout）補正を組み合わせることで，アレイアンテナ地中レーダで得られた疎な CMP データからトレース数の多い密な CMP データを構築した．Oikawa et al.（2022）は，浸潤過程のアンテナステップ距離が大きい疎なタイムラプス CMP データから，アンテナステップ距離が小さくトレース数の多い密なタイムラプス CMP データを構築するために，周波数帯フィルタの大きさ（扇型フィルタの中心角）と浸潤過程に応じた NMO 補正の v を交差検証で最適化する方法を用いた．そして，Iwasaki et al.（2016）による鳥取砂丘砂の浸潤過程のタイムラプス CMP データから密なタイムラプス CMP データを構築することで，自動的かつ連続的に土中の v 分布を推定し，浸潤過程における 1.5 秒ごとに得られたすべての CMP データを使って，浸潤領域の θ 分布の経時変化を得た（Fig. 3）．また，提案した構築手法により，アレイアンテナ地中レーダで取得できる 10 トレースの CMP データから，その半分の 5 トレースを抽出した更に疎な CMP データからでも，密な CMP データの構築および土中の v の推定ができた（Fig. 4）．このことは，比較的高価なアレイアンテナ地中レーダシステムを使わずとも，よりシンプルな計測システム，例えば Kaufmann et al.（2020）が用いた 1 つの送信アンテナと 7 つの受信アンテナを一列に並べた SiMoc（Simultaneous Multi-offset Multichannel）地中レーダ等で得られる疎なデータセットでも，土中の v を推定できることを示唆している．今後，高価なシステムを必要としない，マルチチャンネル地中レーダシステムでの浸潤過程の可視化・定量化が期待できる．

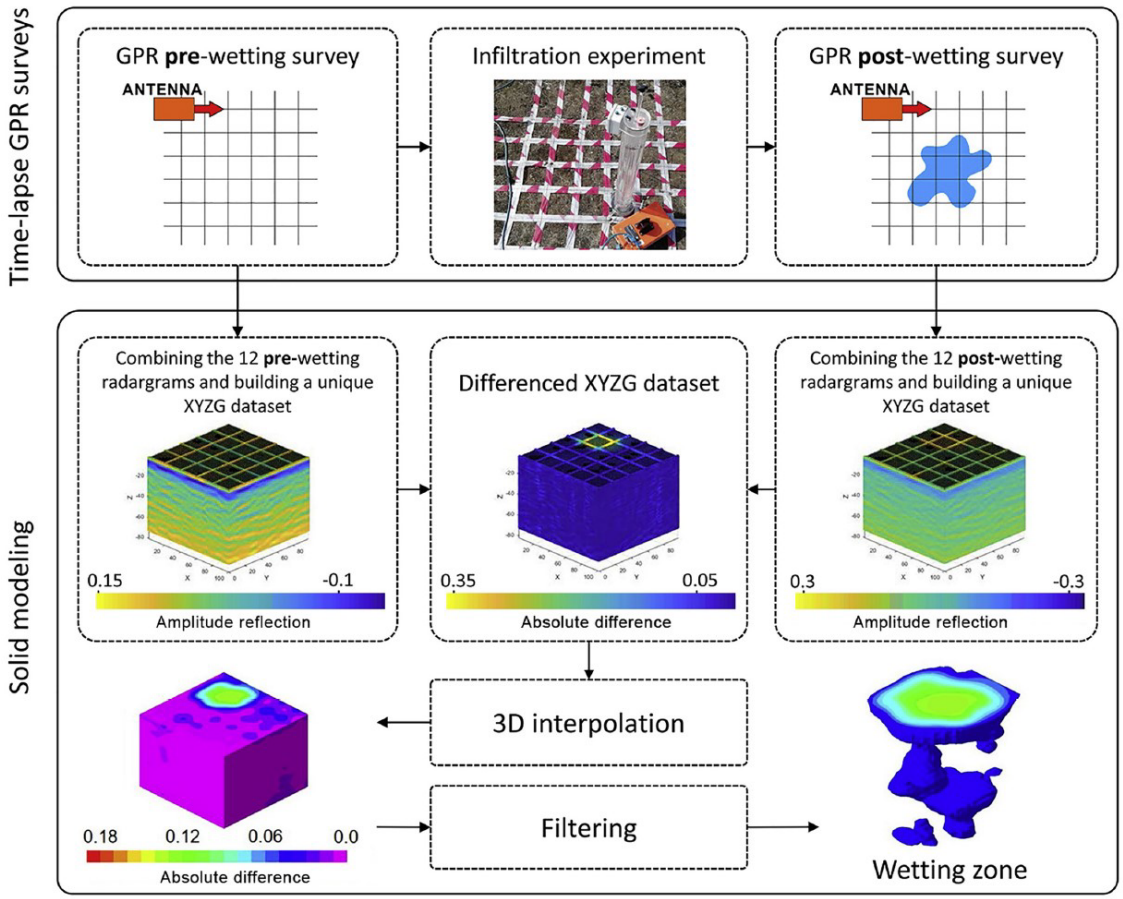


Fig. 5　浸潤前後の地中レーダ計測から浸潤領域を推定する概要図（Di Prima et al., 2020）.

4. 地中レーダデータから土中の電磁波速度構造を推定するにあたっての課題

4.1 不均一な浸潤領域推定の課題

CMP データや WARR データの反射波に双曲線式（(3) 式）を用いて v を推定する際には，反射面までの各層における土壌の電気的特性は均一であり，かつ平面反射体からの反射波を仮定している．しかし，実際の現場土壌は不均一性を有するため，現場土中の水分移動もまた不均一な流れが発生することがある．このような不均一な土中の水分移動を明らかにすることは，不飽和水分移動特性のばらつきなど不飽和帯の水分移動やそれに伴う物質・熱移動過程の理解のために重要である．

Allroggen et al.（2015）は，降水実験の前後でオフセット距離を一定に保ちながら送受信アンテナを測線上で移動させて断面（プロファイル）に沿って受信波形を計測するプロファイル計測により，浸潤前後の反射波形の変化から，時間的に変化する θ の水平方向の分布を推定した．Di Prima et al.（2020）は，現場土壌を対象として，浸潤前後のプロファイル計測により，反射波形が変化した空間座標から，浸潤に伴い不均一に濡れた領域の三次元分布を推定した（Fig. 5）．また Di Prima et al.（2022）は，5 回に分けて樹幹流を与えて，その給水と給水の間にプロファイル計測を実施し，樹木を伝って局所的に進む浸潤により段階的に変化する現場土壌の浸潤領域を推定した．しかし，いずれも反射波形が変化した位置を求めることはできるが，v の推定はできておらず，定量的な θ 分布の推定はできていない．

4.2 走時トモグラフィー解析と全波形逆解析

地中レーダデータから不均一な ε_r 分布を推定するために，走時トモグラフィー解析や全波形逆解析が試みられている．走時トモグラフィー解析は複数位置の反射波や透過波の走時と一致するような速度構造（つまり ε_r 分布）を推定する方法である（Stork, 1992）．Mangel et al.（2020）は，浸潤過程のシミュレーションによる受信波形を用いてセンブランス解析と走時トモグラフィー解析を比較し，砂槽の浸潤過程の ε_r 分布（θ 分布）推定における走時トモグラフィー解析の優位性を示した．センブランス解析は計算コストこそ低いが，平面反射体を仮定しており，反射深さまでの平均的な ε_r を推定することになる．

走時トモグラフィー解析は，前述したセンブランス解析より高分解能で不均一な ε_r 分布を推定できる．走時トモグラフィー解析では，逆解析のために必要なデータ量は多いが，一般に透過波の到達時間である初動走時のみの情報しか利用しない場合が多く，受信波形データの

持つ情報を十分に引き出すことができていない．それに対して全受信波形の情報を解析対象とする全波形逆解析は，反射波の走時だけではなく，不均一性や土壌特性に起因する受信波形の振幅の変化などの情報も利用する．そのため，粘土含量（宮本ら，2008）や土壌溶液の塩分濃度および θ（Saito et al., 2008）など電磁波の減衰に影響する電気伝導度分布の推定も可能である．全波形逆解析は観測された受信波形と電磁波伝播シミュレーションで得られる受信波形との誤差を最小化するような ε_r 分布および電気伝導度分布を求めることができるが，計算コストが膨大であるという課題を抱えている（Zhang et al., 2022）．地中レーダ分野では，Kuroda et al.（2007）が，ボアホールレーダの透過波シミュレーションデータに対して，全波形逆解析を実行し，ε_r 分布を推定した．Mangel and Bradford（2020）は，数値実験により地表型地中レーダの反射波シミュレーションデータに対して，全波形逆解析を実行し，ε_r 分布および電気伝導度分布を推定した．ここでは均一な ε_r の層に，ε_r の異なる正方形等の媒質を配置したようなシンプルな ε_r 分布を仮定しており，浸潤過程のような複雑な ε_r 分布を逆解析するためには更なる研究が必要となるだろう．逆解析の今後の展望については，次節で述べる．

4.3 今後の逆解析の展望

Rasht-Behesht et al.（2022）は，弾性波の速度構造を逆推定する全波形逆解析において，物理的な条件を与えた深層学習 PINNs（Physics Informed Neural Networks）を用いることで計算コストが削減できることを示唆した．PINNs は，学習データとの誤差（予測損失）だけではなく，予測値が支配方程式や初期 · 境界条件といった物理条件を満足するかを評価する物理損失を組み合わせた損失関数を最小化することで，通常の深層学習と比べて必要な学習データ量が少なくても，物理条件と矛盾しない予測値を得ることが期待される（Raissi et al., 2019）．電磁波伝播シミュレーションでも，従来の FDTD 法に代わって PINNs を用いた研究が進められており（Zhang et al., 2021b; Zheng and Wang, 2023），今後，PINNs の電磁波伝播シミュレーションによる全波形逆解析をタイムラプス地中レーダデータに適用して，ε_r（つまり θ）分布の経時変化を推定する研究の進捗が期待される．Zheng and Wang（2023）では，PINNs を用いた ε_r 分布の逆解析に関する数値実験が試みられている．その際の観測データに相当するデータとして，FDTD 法を用いて計算した複数の時間の二次元電場強度分布（スナップショット）を与えている．しかしスナップショットは，実際に観測可能なものではなく，現実問題への適用性が乏しいと考えられる．その点も含めて今後は，地表型地中レーダを使った観測で得られるデータ（たとえば任意の地点に設置した受信アンテナで得られる反射波を含む受信波形など）を用いて，PINNs による逆解析手法の開発を行っていく必要があるであろう．Oikawa and Saito（2024）では，リチャーズ式を組み込んだ PINNs を用いて，成層土の浸潤過程の土中の 6 地点の体積含水率とそれと異なる 3 地点のマトリックポテンシャルの経時変化を学習データとして，浸潤過程のマトリックポテンシャルの経時変化および不飽和水分移動特性分布を予測した．このリチャーズ式を組み込んだ PINNs と電磁波の全波形逆解析の PINNs を組み合わせることで，地中レーダタイムラプス受信波形からタイムラプス θ 分布および不飽和水分移動特性分布の予測に応用できることが期待される．

5. おわりに

地表型地中レーダは，非破壊かつ非侵襲でフィールド（数 m^3）スケールで体積含水率と相関のある土の電気特性を三次元的に取得できる物理探査技術である．既存の地表型地中レーダシステムは，浸潤現象のような動的な地下水文現象に対して，時間解像度と空間解像度ともに十分なデータを取得することは難しい．しかし，周波数帯フィルタを用いることで空間的に疎なマルチチャンネル地中レーダデータから密な地中レーダデータを構築することが可能になり，空間的に疎なタイムラプス地中レーダデータから土中の v 分布の時間変化を推定可能となった．今後の課題は，このようなデータセットに対して PINNs 等による効率的な全波形逆解析を実行することで，非破壊かつ非侵襲な土中水分移動の可視化だけでなく，θ の変化など定量的評価を実現することである．そして，現場土中の不飽和水分移動特性の空間的ばらつきの評価や，現場土壌で観察される選択流の基礎的な知見を蓄積することが期待される．

引用文献

Abma, R. and Kabir, N. (2006): 3D interpolation of irregular data with a POCS algorithm. Geophysics, 71(6): E91–E97, doi:10.1190/1.2356088.

Allroggen, N., van Schaik, N.L.M. and Tronicke, J. (2015): 4D ground-penetrating radar during a plot scale dye tracer experiment. Journal of Applied Geophysics, 118: 139–144, doi:10.1016/j.jappgeo.2015.04.016.

Bano, M. (2006): Effects of the transition zone above a water table on the reflection of GPR waves. Geophysical research letters, 33: 13, doi:10.1029/2006GL026158.

Beven, K. and Germann, P. (2013): Macropores and water flow in soils revisited. Water Resources Research, 49(6): 3071–3092, doi:10.1002/wrcr.20156.

Di Prima, S., Winiarski, T., Angulo-Jaramillo, R., Stewart, R.D., Castellini, M., Abou Najm, M.R., Ventrella, D., Pirastru, M., Giadrossich F., Capello, G., Biddoccu, M. and Lassabatere, L. (2020): Detecting infiltrated water and preferential flow pathways through time-lapse ground-penetrating radar surveys. Science of the Total Environment, 726: 138511, doi:10.1016/j.scitotenv.2020.138511.

Di Prima, S., Giannini, V., Roder, L.R., Giadrossich, F., Lass-abatere, L., Stewart, R.D., Abou Najm, M.R., Longo, V., Campus, S., Winiarski, T., Angulo-Jaramillo, R., del Campo, A., Capello, G., Biddoccu, M., Roggero P.P. and Piras-tru, M. (2022): Coupling time-lapse ground penetrating radar surveys and infiltration experiments to characterize two types of non-uniform flow. Science of The Total Environment, 806: 150410, doi:10.1016/j.scitotenv.2021.150410.

Eide, E., Våland, P.A. and Sala, J. (2014): Ground-coupled antenna array for step-frequency GPR. In Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar, IEEE: 756–761, doi:10.1109/ICGPR.2014.6970527.

Huisman, J.A., Hubbard, S.S., Redman, J.D. and Annan, A.P. (2003): Measuring soil water content with ground penetrating radar: A review. Vadose Zone Journal, 2(4): 476-491, doi:10.2136/vzj2003.4760.

Inoue, M., Saito, H., Fujimaki, H., Noborio, K., Inosako, K. and Šimůnek, J. (2023): Repeated falling-head method for in situ measurements of saturated hydraulic conductivity using a single cylinder. Geoderma, 435: 116511, doi:10.1016/j.geoderma.2023.116511.

Iwasaki, T., Kuroda, S., Saito, H., Tobe, Y., Suzuki, K., Fujimaki, H. and Inoue, M. (2016): Monitoring infiltration process seamlessly using array ground penetrating radar. Agricultural & Environmental Letters, 1(1): 160002, doi:10.2134/ael2016.01.0002.

Jang, H., Kuroda, S. and Kim, H.J. (2011): SVD inversion of zero-offset profiling data obtained in the vadose zone using cross-borehole radar. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 49(10): 3849–3855, doi:10.1109/TGRS.2011.2134855.

Kaufmann, M.S., Klotzsche, A., Vereecken, H. and van der Kruk. J. (2020): Simultaneous multichannel multi-offset ground-penetrating radar measurements for soil characterization. Vadose Zone Journal: 2020;19: e20017, doi:10.1002/vzj2.20017.

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(11): W11425, doi:10.1029/2005WR004237.

Kuroda, S., Jang, H. and Kim, H.J. (2009): Time-lapse borehole radar monitoring of an infiltration experiment in the vadose zone. Journal of Applied Geophysics, 67(4): 361–366, doi:10.1016/j.jappgeo.2008.07.005.

Kuroda, S., Takeuchi, M. and Kim, H.J. (2007): Full-waveform inversion algorithm for interpreting crosshole radar data: A theoretical approach. Geosciences Journal, 11: 211–217, doi:10.1007/BF02913934.

Léger, E., Saintenoy, A. and Coquet, Y. (2014): Hydrodynamic parameters of a sandy soil determined by ground-penetrating radar inside a single ring infiltrometer. Water Resources Research, 50(7): 5459-5474, doi:10.1002/2013WR014226.

Mangel, A.R., Lytle, B.A. and Moysey, S.M. (2015): Automated high-resolution GPR data collection for monitoring dynamic hydrologic processes in two and three dimensions. The Leading Edge, 34(2): 190–196, doi:10.1190/tle34020190.1.

Mangel, A.R. and Bradford, J.H. (2020): Frequency stepping full-waveform inversion of reflection GPR data. In 18th International Conference on Ground Penetrating Radar, Society of Exploration Geophysicists: 380–383, doi:10.1190/gpr2020-099.1.

Mangel, A.R., Moysey, S.M. and Bradford, J. (2020): Reflection tomography of time-lapse GPR data for studying dynamic unsaturated flow phenomena. Hydrology and Earth System Sciences, 24(1): 159–167, doi:10.5194/hess-24-159-2020.

Mangel, A.R., Moysey, S.M.J., Ryan, J.C. and Tarbutton, J.A. (2012): Multi-offset ground-penetrating radar imaging of a lab-scale infiltration test. Hydrology and Earth System Sciences, 16(11): 4009–4022, doi:10.5194/hess-16-4009-2012.

宮本英揮, 下町多佳志, 筑紫二郎, 安永円理子 (2008): マイクロ波信号領域における粘土の誘電特性. 土壌の物理性, 110: 13–23, doi:10.34467/jssoilphysics.110.0_13.

Moua, R., Lesparre, N., Girard, J.F., Belfort, B., Lehmann, F. and Younes, A. (2023): Coupled hydrogeophysical inversion of an artificial infiltration experiment monitored with ground-penetrating radar: synthetic demonstration. Hydrology and Earth System Sciences, 27(23): 4317–4334, doi:10.5194/hess-27-4317-2023.

Nielsen, D.R., Biggar, J.W. and Erh, K.T. (1973): Spatial variability of field-measured soil-water properties. Hilgardia, 42(7): 215–259, doi:10.3733/hilg.v42n07p215.

Oikawa, K. and Saito, H. (2024): Inverse analysis of soil hydraulic parameters of layered soil profiles using physics-informed neural networks with unsaturated water flow models. Vadose Zone Journal: e20375, doi:10.1002/vzj2.20375.

Oikawa, K., Saito, H. and Kuroda, S. (2020): Effect of soil type on estimating infiltration front depth and hydraulic conductivity using time-lapse array antenna GPR multi-offset gather: A numerical study. In 18th International Conference on Ground Penetrating Radar, Society of Exploration Geophysicists: 303-306, doi:10.1190/gpr2020-080.1.

Oikawa, K., Saito, H., Kuroda, S. and Takahashi, K. (2022): Continuous automatic estimation of volumetric water content profile during infiltration using sparse multi-offset GPR data. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 27(4): 219–231, doi:10.32389/JEEG22-016.

大内和夫, 平木直哉, 木寺正平, 松田庄司, 小菅義夫, 小林文明, 松波 勲, 佐藤源之 (2017): レーダの基礎 — 探査レーダから合成開口レーダまで —, pp. 238–242. コロナ社, 東京.

Or, D. (2001): Who invented the tensiometer? Soil Science Society of America Journal, 65(1): 1–3, doi:10.2136/sssaj2001.6511.

Raissi, M., Perdikaris, P. and Karniadakis G.E. (2019): Physics-informed neural networks: A deep learning framework for solving forward and inverse problems involving nonlinear partial differential equations. Journal of Computational Physics, 378: 686–707, doi:10.1016/j.jcp.2018.10.045.

Rasht-Behesht, M., Huber, C., Shukla, K. and Karniadakis, G.E. (2022): Physics-informed neural networks (PINNs) for wave propagation and full waveform inversions. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 127: e2021JB023120, doi:10.1029/2021JB023120.

Saito, H., Kuroda, S., Iwasaki, T., Sala, J. and Fujimaki, H. (2021): Estimating infiltration front depth using time-lapse multioffset gathers obtained from ground-penetrating-radar antenna array. Geophysics, 86(5): WB51-WB59, doi:10.1190/geo2020-0590.1.

Saito, T., Fujimaki, H. and Inoue., M. (2008): Calibration and simultaneous monitoring of soil water content and salinity with capacitance and four-electrode probes. American Journal of Environmental Sciences, 4: 690–699, doi:10.3844/ajessp.2008.683.692.

Spitz, S. (1991): Seismic trace interpolation in the F-X domain. Geophysics, 56(6): 785–794, doi:10.1190/1.1443096.

Stork, C. (1992): Reflection tomography in the postmigrated domain. Geophysics, 57(5): 680–692, doi:10.1190/1.1443282.

Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. Water Resources Research, 16(3): 574–582, doi:10.1029/WR016i003p00574

van Genuchten, M.T. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, 44(5): 892–898, doi:10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x.

Warren, C., Giannopoulos, A. and Giannakis, I. (2016): gprMax: Open source software to simulate electromagnetic wave propagation for Ground Penetrating Radar. Computer Physics Communications, 209: 163–170, doi:10.1016/j.cpc.2016.08.020

Yelf, R. (2004): Where is true time zero? In Proceedings of the Tenth International Conference on Grounds Penetrating Radar, IEEE, 1: 279–282, doi:10.1109/ICGPR.2004.179979

Yi, L., Takahashi, K. and Sato, M. (2015): Estimation of vertical velocity profile by multistatic GPR Yakumo: in Proceedings of 2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium: 1060–1063, doi:10.1109/IGARSS.2015.7325952.

Yi, L., Takahashi, K. and Sato, M. (2016): A fast iterative interpolation method in f-k domain for 3-D irregularly sampled GPR data. IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, 9(1): 9–17, doi:10.1109/JSTARS.2015.2489260

Yilmaz, Oz. (2003): Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, USA.

Zhang, M.H., Bano, M., Feng, X., Lesparre, N., Girard, J.F., Razakarisoa, O., Belfort, B., Lehmann, F. and Friedmann, P. (2021a): Estimating water content of unsaturated sandy soils by GPR during a drainage experiment. In IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 660(1): p. 012018, doi:10.1088/1755-1315/660/1/012018.

Zhang, P., Hu, Y., Jin, Y., Deng, S., Wu, X. and Chen, J. (2021b): A Maxwell's equations based deep learning method for time domain electromagnetic simulations. IEEE Journal on Multiscale and Multiphysics Computational Techniques, 6: 35–40, doi:10.1109/JMMCT.2021.3057793.

Zhang, M., Feng, X., Bano, M., Xing, H., Wang, T., Liang, W., Zhou, H., Dong, Z., An, Y. and Zhang, Y. (2022): Review of ground penetrating radar applications for water dynamics studies in unsaturated zone. Remote Sensing, 14(23): 5993, doi:10.3390/rs14235993.

Zheng, Y. and Wang, Y. (2023): Ground-penetrating radar wavefield simulation via physics-informed neural network solver. Geophysics, 88(2): KS47–KS57, doi:10.1190/geo2022-0293.1

This article is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

要　　旨

不飽和帯の水分移動の定量的理解は，農業，環境問題，防災などの様々な分野において重要である．そのために現場土壌の水分移動を非破壊・非侵襲な手法で計測し，現場土壌の不飽和水分移動特性の推定や選択流を可視化できる技術が求められている．地中レーダを使うことで，電磁波の伝播特性から非破壊かつ非侵襲で土の電気特性を三次元で得ることができるため，動的な土中水分移動の可視化への応用が期待できる．本稿では，地中レーダによる土中水分移動の非破壊可視化技術の現状を整理し，今後の課題を明らかにすることを目的とする．まず，地中レーダの計測原理と体積含水率の推定方法を解説する．次に，ボアホール地中レーダおよび地表型地中レーダによる土中水分移動のタイムラプス計測の時間解像度と空間解像度の問題点と対策を挙げる．そして，地中レーダデータから体積含水率分布を定量的に評価することが期待されている全波形逆解析の課題と展望を示す．

キーワード：地中レーダ，非破壊計測，土中水分移動，土壌水分移動特性