

地中レーダによる地下イメージング

正員 佐藤 源之

Subsurface Imaging by Ground Penetrating Radar
Motoyuki SATO

あらまし 地中レーダを用いた地下計測について現状とイメージングのための技術について解説する。地中レーダ計測が実用的に利用されている分野を紹介し、弾性波計測に対する地中レーダの特徴をまとめる。次にイメージングのために現在用いられている逆散乱問題としてのアプローチとマイグレーションによるアプローチを紹介する。現状では地中レーダについてはマイグレーションによるイメージングが多く利用されており、本稿ではKirchhoff マイグレーション, f,k マイグレーション, リバースタイム・マイグレーションについて具体的なデータを用いて説明する。

キーワード 地中レーダ, GPR, 逆散乱問題, マイグレーション, 地下計測

1. まえがき

地中レーダ(Ground Penetrating Radar: GPR)は地層, 埋設物などの地下構造を高速・高精度に可視化できるイメージングレーダとして実用化が進んでいる。[1]-[3]。しかし電波に対して損失の高い地中の小さな物体を計測対象とするため 1GHz 以下の周波数を使用しながら数十 cm 以上の分解能が要求される。またリアルタイム可視化や不均質な地中媒質に適応した信号処理技術が必要である。

本稿では地中レーダの現状を紹介し, 特に電磁界によるイメージング技術という観点から解説する。

2. 地中レーダの特徴と現状

地中レーダの特徴を活かした応用は各種対象に広がっている。日本では 1980 年代より都市部におけるパイプ, ケーブル等の地中埋設物検知や路面空洞調査, 橋梁, トンネル, ダムなどのコンクリート保全調査など土木, 非破壊検査の工学分野で活用されてきた[4]-[8]。最近では遺跡調査[9][10]に活用されている他, トンネル掘削における前方監視[11], 細径管埋設のための水

平ボーリングにおけるナビゲーション等への応用[12]も検討されている。これに対して国外では地質調査, 氷床, 地下水, 汚水漏洩検知, 凍土計測など環境問題への応用例も多く, また近年地雷探査への利用が盛んに検討されている[13]-[15]。

また, 掘削坑井(ボアホール)中でレーダを使用するボアホールレーダでは地表からの計測では達成できない地下深部の詳細な情報取得が可能となる。ボアホールレーダは岩盤中の地下水流動検知に有効であり, 地下水汚染, 地層廃棄物処分などへの利用が期待されている[16]。

ところで地質調査, 資源探査などの分野では弾性波(人工地震波)計測法が広く利用されてきた。しかし弾性波計測法ではセンサ(地震計, 加速度計)アレイを地中に固定するため測定が大がかりであること, 浅部地層計測では人工振動雑音が大いことの問題がある。これに対してレーダ計測はアンテナが対象物に非接触であるため車両や航空機にレーダを搭載して移動しながら計測が可能である。また地表付近の浅部地層では砂礫や空洞を含む媒質があり, 弾性波は強い減衰

を受けるが、電磁波では問題にならない。反面、電磁波は弾性波に比べて、ほとんどの地下媒質中で同一波長では減衰が遙かに大きく探査能力に限界がある。低周波数を利用すれば探査距離は伸びるが、レーダ分解能と探査距離は周波数について相反する性質である[17]。地中レーダは通常 10MHz - 10GHz の範囲で使用されるが用途に応じた周波数の選択がシステム設計上最も重要である[17][18]。

地中レーダは図 1 に示すように一人で計測が可能な小型・軽量の装置であり、レーダを移動させながら図 2 に示すようなレーダプロファイルを得る。本フィールドには 5 本の金属製パイプが比較的均質な土砂中に埋設されており、深度約 2.5m に水平な地層境界面がある。一般的な商用地中レーダ[1]-[3]はパルス幅 1ns 以下の無変調インパルス電圧をアンテナに印加することで送信し、時間領域の受信波形を記録する超広帯域レーダシステムである。レーダプロファイルの横軸はアンテナの水平方向位置、縦軸は反射波時間であり深度に相当するから 擬似的な地中垂直断面図が得られ、地下構造の判断や埋設物検知が行える。図 2(b)は深度 1.2-2.2m の埋設管を検知した例である。測定者が即時に判断する必要から信号処理は比較的容易で、理解しやすいことが要求される。

地中レーダシステムで送受信アンテナは独立しているが、測定は図 3(a)に示すようにアンテナ間隔を波長以下の一定間隔に保ちながら移動するコモンオフセット計測が行われる。コモンオフセット計測の場合モノスタティックレーダとして扱える。図 2 (b) はコモンオフセットで取得されたレーダプロファイルである。埋設管の位置は双曲線の頂点に現れており、特別な信号処理を行わなくても埋設管の位置検知は可能であることがわかる。

土壌や岩石など地中媒質の電磁波伝搬特性は導電率、誘電率、透磁率によって定まる。地中媒質は水を含むため導電性であるが、地中レーダは電波の波動性を利用するため媒質が誘電的となる 10MHz-10GHz の周波数領域を使用する。この周波数帯域で媒質の誘電率周波数依存性は小さく、また強磁性体が含まれることも希である。従って地中レーダでは地中媒質は比誘電率 ϵ_r だけが重要なパラメータであり、電磁波速度は

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} = \frac{3 \times 10^8}{\sqrt{\epsilon_r}} (m/s) \quad (1)$$

で与えられる。ここに c は光速である。導電率は減衰率を支配し、レーダ可探距離を定めるが、波形分散などの影響は実用上小さい。

代表的な地中媒質の導電率、誘電率を表 1 にまとめる[3]。乾燥状態と湿潤状態での代表値を示すが、乾燥状態では比誘電率の分布範囲は小さいが、湿潤状態では分布幅が大きくなることに特徴がある。つまり、土壌や岩石などで構成される地層の比誘電率は、地層の水分率に強く依存する。土壌の水分率 θ と比誘電率 ϵ_r について次の実験式が与えられており [19]

$$\theta = -0.0503 + 0.0292\epsilon_r - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon_r^2 + 4.3 \times 10^{-6} \epsilon_r^3 \quad (2)$$

これを図 4 に図示する。

地層中で土壌水分率が異なる原因として、同一地層で水分率が異なる場合と異なる地層が異なる水分率を有する場合が想定できる。前者は灌漑状況、地下水面の調査、地下水浸透状況やグラウチングモニタなどに利用される[20][21]。後者は土壌や岩石の比誘電率の変化が小さい場合でも地層、土質による水分含有率には大きな変化が現れることに対応するので水を含む地層においては地中レーダによる地層境界面検出が有効に行える。更に同一の土壌であっても圧密を受けた部分と受けない部分では水分率の変化が現れる。例えば遺跡調査などによって建物跡や過去に埋没した地表面が検出されるのはこうした理由によると考えている。また土壌に含まれる岩石や礫は土壌に比べ水分率が極端に小さい。これらも遺跡調査などでよく見られる状況である[9][10]。

3. 不均質媒質中の電磁波速度推定

地下計測では常に地下媒質の不均一性を考慮しなければならない。地下媒質の電氣的性質は空間的、時間的に変化する水分率に支配されるため計測現場において原位置の誘電率、つまり速度の推定が必要である。電磁波速度はレーダプロファイルから対象物の深度を定量的に求める場合や、後述するイメージング処理に不可欠である。地層を透過するような経路で電磁波伝搬時間が計測できれば電磁波速度を直接求めることができるが、複数のポアホールが利用できる場合[16][22]以外通常こうした計測はできない。更に地表付近は堆

積して形成された地層であり、また地下水の影響を受けるため深度方向に速度が不均質である。このとき、非破壊的に地層内速度の垂直分布を求める手法として CMP(Common Midpoint)法が用いられている。

CMP 法はコモンオフセット法が送受信アンテナを同時に移動するモノスタティックレーダであるのに対し図 3(b)に示すように送受信アンテナの中心位置(Common Midpoint)を固定し送受信アンテナ間隔(オフセット距離) Δx を変化させるバイスタティックレーダ計測である。CMP 測定において水平な地層境界面が深度 d にあるとき、送受信アンテナ間の走時は次式で与えられる。

$$\Delta t = \frac{2\sqrt{\left(\frac{\Delta x}{2}\right)^2 + d^2}}{v} = 2\sqrt{\left(\frac{\Delta x}{2v}\right)^2 + t_0^2} \quad (3)$$

ここで t_0 は $\Delta x = 0$ における反射面からの反射波到来時刻である。CMP 測定データにおいて $f_{\Delta x}(t)$ をアンテナ間距離 Δx のときの計測波形としたとき速度スペクトルを次式で定義する。

$$s(t_0, v) = \sum_{\Delta x} f_{\Delta x}(\Delta t) \quad (4)$$

速度スペクトルは速度 v を仮定して伝搬距離による遅れ時間 Δt を補正したとき、アンテナ間距離 Δx を変化させた波形間の相関を表している[23]-[25]。つまり速度スペクトルが高い値を持つほど仮定した速度が真の速度に近いことを表しており、各深度における最大速度スペクトルを与える速度 v からその推定値が得られる。

図 5 に地下水探査を目的として実施した CMP 波形と、それより求めた速度スペクトルを示す[26]。時間軸、つまり深度によって速度スペクトルが最大値をとる速度が変化している。これは、走時に対応する深度の地層での速度が変化することに対応している。更に誘電率を式(2)によって水分率に換算した水分率の垂直分布を図 5(c)に示す。本地点では深度 5m 付近に地下水面があり、急激な水分率の上昇が確認できる。またこの地点で計測したコモンオフセットレーダ波形を図 5(d)に示す。速度が低下する深度に地下水面に相当する明確な反射波が認められており、速度推定によるレーダ波形の定量的評価が可能であることがわかる。

4. 2次元信号処理

地中レーダでは通常のレーダ信号同様、時間領域での受信波形にパルス圧縮など1次元信号処理を適用することでレーダプロファイルの分解能を向上できる。しかし地中レーダ波形はアンテナ位置と時間をパラメータとする2次元データであり、2次元信号処理により一層の特徴を持つ。

地中レーダでは計測対象が送受信アンテナから至近距離にあるため、アンテナの電氣的・機械的な送受信切り替えが難しいため送受信アンテナが通常独立している。送受信アンテナ間のアイソレーション向上が反射波に対するダイナミックレンジ向上のため重要であるが、アンテナが地表面近傍に置かれるので地表面からの不要反射抑圧も必要である。

送受信アンテナの結合と地表面反射波はいずれも固定された間隔のアンテナ間において空中を伝搬するため、アンテナが移動してもほぼ同一時刻に現れる。従って、アンテナが移動しても変化しない信号成分を原信号から除去することで抑圧できる。そこでレーダプロファイルを2次元フーリエ変換した空間周波数-周波数領域での2次元フィルタ($f-k$ フィルタ)によって空間周波数の低周波成分のみを除去することで、空間的に変動の激しい反射波を強調したり、同様に $f-k$ フィルタにより、特定の方向から到来する反射波のみ除去する信号処理が利用できる。

5. 逆散乱問題としてのイメージング

計測された地中レーダ波形から地下をイメージングすることは電磁波による逆問題、逆散乱問題である。地中レーダを用いた逆散乱問題には幾つかの手法が知られている。

図 3(b)に示した地中レーダプロファイルから既知形状であるパイプ位置は双曲線の頂点として推定可能である。これはパイプからの反射波形がわかっているので一種のパターン認識としての位置推定を行っていることに他ならない。しかし未知物体の形状・位置推定のためにはイメージング処理が必要である。不均質媒質内部構造を推定するという点で医用電子工学と地下計測の共通性は高いが、対象物に対するセンサ位置の制約に相違がある。医用画像で広く利用されるトモグラフィ手法は対象物の周囲のあらゆる方向から照射し

たときの対象物体内部の透過波を計測することで、対象物内部の空間スペクトルを密に得ることができるからフーリエ変換に基づく内部イメージングが可能となる。[27][28]地下計測ではセンサ配置が地表、あるいはボアホール内に限定されるため空間スペクトルの一部しか計測できず、これに適応したイメージング手法が用いられる。

ボアホールレーダ計測ではボアホールの利用によって対象を比較的広い角度で見込む測定が可能である。計測対象の不均質性が比較的小さい場合には波線の回折効果を見逃したバックプロジェクショントモグラフィ[28]の適用が可能である。このとき、送受信アンテナの位置を既知として、イメージング領域をセル分割し、透過波の速度、あるいは減衰量を各セルに割り当てるアルゴリズムが利用できる[29]。本手法は計算が容易であり、解の安定性もあるが波動性を無視することから解像度は劣る。図 6(a)はボアホールにポンプで圧入された塩水が時間の経過に従って岩盤中に拡散する様子を波線の回折を考慮しない速度トモグラフィを適用した例である。図面左側深度 45m 付近から塩水が広がる様子が数 m 程度の分解能でイメージングされている[30]。

媒質中の波の回折・散乱効果が無視できない場合にはボルン近似を用いたフーリエ回折トモグラフィが適用できるが、不均質性のやや大きな対象に対して改良されたアルゴリズムが提案されている[31]-[33]。現状でこうした回折トモグラフィを地中レーダの実データに適用した例は比較的对象を取り囲む測定が行いやすいボアホールレーダ以外ほとんど見られないが[34]、今後の研究が望まれる分野である。

一方、計測対象物体が波長に比べて十分大きければ幾何光学的な波線追跡によってレーダ散乱波形のモデリングが可能であり、計測した波形との比較から散乱体の位置や形状を推定することが可能となる。地下弾性波計測では容易にこの条件が成立するため、石油探査などでは数 km に及ぶ大規模な地下イメージングに成功している[35]。しかし対象物が測定波長と同程度の大きさのとき散乱波の挙動は複雑であり、地中レーダではこうした条件が一般的である。計算機能力の向上によって近年 FDTD による電磁波散乱解析が地中レーダに実用的に利用できるようになった。FDTD はレーダ波形のモデリング、レーダ用アンテナの最適設計などでも広く利用されている[36][37]。更に媒質の損失

による分散性まで考慮した FDTD を利用して、地中レーダ特有の反射波特性により適合したパラメトリックな逆解析アルゴリズムも提案されている[38]。

6. マイグレーション

トモグラフィでは対象物体の誘電率、導電率分布を定量的に推定することで物体の形状もイメージングするが、地中レーダでは定量的推定精度は十分でなくとも反射物体の位置や形状を知れば十分な場合が多い。こうした場合、計測した波動場を直接処理して反射体形状のイメージングを行うマイグレーションが弾性波計測の分野で開発されてきた[35]。

マイグレーションは、反射波形を時刻 $t = 0$ に反射体位置から送信されたと考え、仮想的な送信波源を推定することで反射体のイメージングを行う。例えば送受信点が一一致するモノスタティックレーダの場合、多重反射や回折を見逃せば、送信時刻から反射波到来時刻までの半分が、仮想的な送信時刻になる。電磁波速度が既知であれば受信信号から仮想波源までの距離が定まるし、複数の受信点からの距離がわかれば、波源位置が確定する。

現在広く使用されているマイグレーション手法は時間波形を直接重ね合わせる方法 (Kirchhoff マイグレーション)、フーリエ変換を利用する方法 ($f-k$ マイグレーション)、差分法を利用する方法 (リバースタイム・マイグレーション) に大きく分類できる。

地中レーダのマイグレーションによるイメージングは衛星・航空機に搭載される合成開口レーダ処理と共通性が高い。合成開口レーダでは測定された 2 次元レーダ波と点反射物体からの反射波の空間的相関から反射体をイメージングする。このときレーダと計測対象物の距離がほぼ一定の場合、点反射物体からの反射波形は測定位置に依存せずテンプレートによるパターンマッチング問題となり FFT を利用した大量・高速データ処理が可能となる。一方、レーダ近傍の対象物をイメージングする地中レーダでは、点反射物体からの反射波がレーダの位置と反射物の深度の 2 つのパラメータに依存するため、単純なパターンマッチングの手法が利用できず、合成開口レーダとはやや異なる信号処理を要する。

6.1 Kirchhoff マイグレーション

時間波形を直接重ね合わせる方法はそれほど大きくないデータセットに対してはアルゴリズムが単純で計算も容易である．受信点での波形から仮想的な送信点までの距離は速度を仮定すれば求まるから，一点で受信された波形は同心球面上のどこかに仮想波源を持つ．そこでアンテナ位置 x での受信波形を $f(x, t)$ としたとき，

$$u(x, y) = \int f(x', \frac{2R(x'-x, y)}{v}) dx' \quad (5)$$

は同心球面上に波動エネルギーを分布させた関数となる．ただし $R(x'-x, y)$ はアンテナ位置 $(x', y=0)$ と仮想波源位置 (x, y) までの距離， v は地中電波速度である．このとき真の仮想反射点，つまり反射点でのみ信号の空間相関が高くなることで反射体イメージ $u(x, y)$ が求められる．本手法はディフラクションスタッキングと呼ばれ，弾性波計測で広く利用されてきた．

図 7(a)はモンゴルの凍土地域で計測したレーダプロファイルである[39]．本計測地点は高さ 2m ほどの小山であり，地形に沿ってレーダ計測を行っている．小山の中心部地下約 5m には，ボーリングによって氷の層が確認されている[40]．図 7(b)は地形に沿った位置補正を加えたレーダプロファイルであるが，レーダプロファイルはほとんど地表面形状に平行となり実際の地中構造と対応していないことが予想できる．図 7(c)はディフラクションスタックによるイメージング結果である．水平距離 10-15m，深度 5m に，強い反射体の存在が確認できる．ただしこれらの波形は振幅の正規化によって微弱な波形を強調して表示している．この反射体は氷塊と考えているが原波形では確認できず，マイグレーションが有する空間的な相関性が S/N を向上させ，また空間的に正しく反射体位置を推定できた結果，微弱な反射を検知できたと見ることができる．

時間遅れのみ考慮した式(5)に振幅補正を加えた Kirchhoff マイグレーションにより，より鮮明なイメージングが行えることが知られている[41]．図 6(b)は図 6(a)に使用したのと同じデータに対して Kirchhoff マイグレーションを適用したイメージング結果である．図 6(a)では観測できなかった岩盤中に進展する厚み 1mm 以下の地下き裂に沿って塩水が拡散する様子が理解できる．Kirchhoff マイグレーションは送信アンテナと受信アンテナが離れているバスタティック測定においても，反射体のイメージングが可能であり適用範囲が

広い[42]-[44]．

6.2 f - k マイグレーション

マイグレーションをフーリエスペクトル領域で行う手法として次に説明する f - k マイグレーションが知られている[45][46]．地中の電磁界をスカラー波動場 $u(x, y, t)$ で表現する． $u(x, y, t)$ の空間座標 x, y に関する二次元スペクトルを $V(k_x, k_y, t)$ とすれば両者は

$$u(x, y, t) = \frac{1}{4\pi^2} \iint V(k_x, k_y, t) dk_x dk_y \quad (6)$$

を満たす．地中レーダの計測は地表面 ($y=0$) において行われるから，地中レーダの測定波形は $u(x, 0, t)$ であり，これを x, t について 2次元フーリエ変換したスペクトルを $B(k_x, \omega)$ とする．受信波形は仮想波源から平面波として伝搬したと仮定し，位相遅れ項を観測波形から得られるスペクトルに加えることで時刻 $t=0$ における地中の任意の位置の空間スペクトルは次式のように測定波形から推定できる．

$$V(k_x, k_y, t=0) = B(k_x, v\sqrt{k_x^2 + k_y^2}) \frac{k_y}{\sqrt{k_x^2 + k_y^2}} \quad (7)$$

これを式(6)に適用することで時刻 $t=0$ における仮想波源分布が反射体イメージを与える． f - k マイグレーションでは測定データのスペクトル $B(k_x, \omega)$ から

Stolt 変換と呼ばれる内挿処理で $V(k_x, k_y)$ を求めるとき数値誤差を発生するためデータの取得密度が時間的，空間的に十分高い必要があるが，FFT を利用するアルゴリズムであるため大量のデータを高速処理できる[47]．更に最近では入射角の変動幅が大きいデータに対する合成開口処理に f - k マイグレーションが利用されている[48]．

6.3 リバースタイム・マイグレーション

媒質中の電磁波速度が一定でない場合， f - k マイグレーションのアルゴリズムは直接は利用できず，波動場の逆伝搬に数値的な差分法を利用するリバースタイム・マイグレーション法が利用されている[49]．リバ

ースタイム・マイグレーションではイメージングを行う領域中で速度分布を仮定する．分布は不均一でも構わない．次に送信アンテナの位置からスネルの法則を利用した波線追跡を行い領域内で波が到達する時刻をすべて計算する．一方，各アンテナ位置における受信波形を励振波，つまり初期値として与え，波動方程式を時間を遡る方向に差分法で解きながら，空間中の波動場を計算する．逆伝搬の過程で波動場は反射点へ戻り，反射を受けた時刻で仮想波源に焦点を結ぶ．しかし反射時刻を超えて遡ると波動場は散乱してしまう．そこで，予め求めた送信波形の到達時刻と，差分法で求めた反射は発生時刻が一致した位置に，差分法でも求めた波動場をプロットする．すべての時刻についてこの操作を行くことで，全領域のイメージングが行える．

図8に約20m離れた2本のボアホールに配置した送受信アンテナ間で計測したレーダ波から坑井間に存在する空洞をイメージングした例を示す．ここでは空洞の上下で電波の速度に違いがあるが，リバースタイム・マイグレーションによってイメージングが可能となっている[50]．リバースタイム・マイグレーションでは速度の不均質や，パイスタティックレーダ計測に対してもアルゴリズムの適用が柔軟に行える反面， f - k マイグレーションに比べ計算量が多い．

7. まとめ

地中レーダにおけるイメージング技術には大量のデータを高速処理するために地震探査で発達してきたマイグレーション手法が一般的に利用されている．本稿では Kirchhoff マイグレーション， f - k マイグレーション，リバースタイム・マイグレーションの原理と処理例を紹介し，各手法の特徴について説明した．

地中レーダの応用はこれまで実用化されてきた埋設物検知，建造物保全管理や遺跡調査に加え，新たな展開を迎えようとしている．近年，カンボジア，アフガニスタン等の地域における人道的地雷除去作業では地中レーダに対する国内外の期待が急速に高まっている．地雷検知は地表面からの散乱，砂礫などによるクラッタの非常に大きい環境での目標検知など，これまでの検出対象とは比較にならない技術的問題を抱えている．地雷検知への地中レーダの応用は以前より検討されてきたが，国際的な研究ネットワークの構築による情報交換を行いながら新たな研究を展開する必要である

[51][52]．

地雷探査に限らず、あらゆる分野で今後逆散乱解析や信号の特徴抽出など、より高度な信号処理技術が求められる一方で、現場での作業性を重視した、使いやすい技術をめざすことも大きな課題であろう．従来広く利用されてきた金属探知器などの地下計測手法に対して、現状の地中レーダは高価であり、信号処理などの必要性から現場での使用が敬遠される傾向も見られた．今後、従来から利用されている計測手法と相補的に地中レーダが活用されるためには、目的毎に適応した装置開発と信号処理が求められる．

文 献

- [1] D.Daniels, D.Gunton and H.E.Scott Ed.,” Special Issue on subsurface radar, “ IEE Proc. vol.135, Part F, no.4, August 1988.
- [2] L.Peters, J.Daniels and J. Young,” Ground penetrating radar as a subsurface environmental sensing tool,” Proc. IEEE, vol.82, no.12, PP.1802-1822, Dec.1994.
- [3] D.J.Daniels, “Surface-penetrating radar”, The Institution of Electrical Engineers, London, UK, 1996.
- [4] 鈴木務, ”電波による地中・水中の探査,”計測と制御, vol.20, no.8, pp. 24-34, 1981.
- [5] 鈴木務, “電波による地中物体の探査,”信学誌, vol.67, no.3, pp.308-311, 1984.
- [6] M. Sato and T. Suzuki, “Recent Progress in Borehole Radars and Ground Penetrating Radars in Japan, “IEICE Trans. Commun., **E76-B-10**, pp.1236-1242, 1993.
- [7] 第5回地下電磁計測ワークショップ論文集,資源・素材学会,(兼)信学技報 SANE99-61-84, 1999
- [8] 第6回地下電磁計測ワークショップ論文集,資源・素材学会,(兼)信学技報 SANE2001-50-74, 2001. (<http://cobalt.cneas.tohoku.ac.jp/users/bumon/>)
- [9] 西村康, 遺跡の探査,日本の美術, 至文堂, 2001
- [10] L.Conyers and D.Goodman, Ground-Penetrating Radar – An Introduction for Arcaheology, Altamira Press, Walnut Creek, CA, USA, 1997.
- [11] 平野亨, 高橋潤, “弾性波及び電磁波によるトンネル切羽前方調査,” 物理探査, vol.52, no.6, pp.562-571, 1999.

- [12] 小口径ボーリング装置における先端近傍探査システム, 中内, 荒井, 早川, 物理探査, 52 巻 6 号 552-561, 1999.
- [13] Proc. Eith Int. Conf. Ground Penetrating Radar, (GPR2000), SPIE vol.4048, 2000.
(<http://www.cssip.uq.edu.au/gpr2000/>)
- [14] Proc. Ninth Int. Conf. Ground Penetrating Radar, GPR2002, 2002. (<http://www.ece.ucsb.edu/gpr2002>)
- [15] Proc. Research on Demining Technologies, European Commission, Ispra, Italy, July 2000.
- [16] 佐藤源之, “ボアホールレーダのシステム設計と研究開発動向,” 物理探査 vol.47, pp.516-529, 1994.
- [17] 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 1999.
- [18] 佐藤源之, 利岡徹馬 “第7章地中レーダ,” 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 1999.
- [19] G. Topp, J.Davis and P. Annan, “Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines,” Water Resour. Res. Vol. 16, no.1, pp.574-588, 1980.
- [20] M. Brewster and P. Annan, “Ground-penetrating radar monitoring of a controlled DNAPL release: 200MHz radar,” Geophysics, vol.59, no.8, pp.1211-1221, 1994.
- [21] I.Trinks, D.Wchsmuth and H.Stuempel, “Monitoring water flow in the unstaured zone using georadar,” First Break, vol.19, no.12, pp.679-684, 2001.
- [22] 阿部知洋, 佐藤源之, “ポラリメトリックボアホールレーダによる空洞計測とFDTDによる検証,” 信学技報, SANE2001-59, pp. 57-64, Oct., 2001.
- [23] P. Schultz, “Seismic Velocity Estimation,” Proc. IEEE, vol.72, no.10, 1330-1339, Oct 1984.
- [24] 中嶋雄一, 山本亮, 周輝, 海老原聡, 佐藤源之, “地中レーダによる垂直誘電率構造の推定,” 信学技報, AP99-100, SANE99-55, pp. 61-68, September, 1999.
- [25] Y.Nakashima, H.Zhou and M.Sato, “Estimation of groundwater level by GPR in an area with multiple ambiguous reflections,” Journal of Applied Geophysics, vol.47, no.3-4, pp. 241-249, July, 2001.
- [26] Q. Lu and M. Sato, “Groundwater Monitoring by GPR in Mongolia,” Proc. Ninth International Conference on Ground penetrating radar, Santa Barbara, Apri29-May2, 2002.
- [27] W. Chew, Waves and Fields in Inhomogeneous Media, IEEE Press, 522, New York, 1995.
- [28] A.C.Kak, “Tomographic Imaging with Diffracting and Nondiffracting Sources,” Array Signal Processing, S. Hayakin ed, pp. 351-428, Prentice-hall, New Jersey, 1985.
- [29] S.Park, H. Choi and J.Ra, “Underground tomogram from cross-borehole measurements,” Microwave and Optical Technology Letters, vol.18, no.6, pp.402-406, 1998.
- [30] J. Lane, F. Haeni and F. Day-Lewis, F.D., “Use of time-lapse attenuation-difference radar tomography methods to monitor saline tracer transport in fractured crystalline bedrock,” Proc. 8th Int. Conf. on GPR, pp.533-538, 1998.
- [31] 吉田寛美, 田中俊幸, 竹中隆, “エッジ保存正則化を考慮に入れた1次元時間領域逆散乱問題の最適化,” 信学論(C), vol.J83-C, no.11, pp.997-1004, 2000.
- [32] 田中, 緒方, 最適正則化パラメータを用いた誘電体柱の高速再構成, 信学論(C) vol.J84-C, no.1, pp.54-55, 2001
- [33] C.Pichot, C.Dourthe, E.Guillanton, J.Dauvignac, I.Aliferis and P.Millot, “マイクロ波による埋設物トモグラフィのための測定システムと近傍界再構成アルゴリズム,” 信学技報, SANE99-70, pp.61-66, Sept. 1999.
- [34] J.Ra, H.Choi and S.Park, Underground tomogram constructed from in-situ cross-borehole measurements, Proc. Korea-Japan AP/EMC/EMT Joint conference, pp.255-258, 1998.
- [35] J. Gaazdag and P. Sguazzero, “Migration of Seismic Data,” Proc. IEEE, vol.72, no.10, pp.1302-1315, Oct 1984.
- [36] U.Oguz and L.Guel, “Modeling of Ground-penetrating radar antennas with shields and simulated absorbers,” IEEE Trans. Antennas and Propagat., vol.49, no.11, pp.1560-1567, 2001.
- [37] Y.Nishioka, O.Maeda, T.Uno and S.Adachi, “FDTD analysis of resistor-loaded bow-tie antennas covered with ferrite-coated conducting cavity for subsurface radar,” IEEE Trans. Antennas and Propagat., vol.47, no.6, pp.970-977, 1999.

- [38] T.Sato, T.Wakayama and K.Takemura, "An imaging algorithm of objects embedded in a lossy dispersive medium for subsurface radar data processing," IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing, vol.38, no.1, pp.296-303, 2000.
- [39] 鹿琪, 佐藤源之, "地中レーダによる環境計測," 信学技報 SANE2001-54, pp. 29-36, October, 2001.
- [40] 山本亮, 中嶋雄一, 海老原聡, 佐藤源之, "電磁波による凍土の垂直構造の推定," 信学技報, SANE99-83, pp.51-58, October, 1999.
- [41] P. Dillon, "Vertical seismic profile migration using the Kirchhoff integral," Geophysics, vol.53, pp.786-799, 1988.
- [42] H. Zhou and M. Sato, "Fracture detection using crosshole borehole radar in Kamaishi" 69th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, pp. 480-483, 1999.
- [43] H. Zhou and M. Sato, Application of Vertical Radar Profiling Technique to Sendai Castle, Geophysics, vol.65, no.2, pp.533-539, March-April 2000
- [44] H. Zhou and M. Sato, "Estimation of Subsurface Fracture Extension by Using Crosshole Radar Measurement," 信学技報, SANE99-73, pp. 81-85, October, 1999.
- [45] R. Stoltz, "Migration by Fourier Transform," Geophysics, vol.43, no.1, pp.23-48, Feb 1978.
- [46] 有本卓, 信号・画像のデジタル処理, 産業図書, pp.282, 1980.
- [47] H.Hayakawa and A. Kawanaka, "Radar imaging of underground pipes by automated estimation of velocity distribution versus depth", Journal of Applied Geophysics vol.40, no.1-3, pp.37-48, 1998.
- [48] R.Bamler, "A comparison of range-doppler and wave number domain SAR focusing algorithms," IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing, vol.30, no.4, pp. 706-713, 1992.
- [49] R. Sun and G. McMechan, "Pre-stack Reverse-Time Migration for Elastic Waves with Application to Synthetic Offset Vertical Seismic Profiles," Proc. IEEE, vol.74, no.3, pp.457-465, March 1986.
- [50] 周輝, 佐藤源之, "ボアホールレーダを用いたマイグレーションによる地下空洞のイメージング," 信学技報, EMT-01-99, pp.81-85, 2001.
- [51] P.Verlinde, M.Acheroy and Y.Baudoin, "The Belgian humanitarian demining project (HUDEM) and the European research context," 対人地雷の人的探知・除去に関するワークショップ, 日本学術会議, pp.19-48, 2001.
- [52] 佐藤源之, "地中レーダによる地雷探知技術の現状と課題," 対人地雷の人的探知・除去に関するワークショップ, 日本学術会議, pp.49-54, 2001.

著者紹介

1980 東北大・工・通信卒 . 1985 同大学院工学研究科博士課程了 . 同大工学部助手 , 助教授を経て , 現在 , 同大東北アジア研究センター教授 . 1988-1989 ドイツ連邦地球科学資源研究所客員研究員 . 電磁波応用計測 , 地中レーダ , ボアホールレーダ , レーダポーラリメトリの研究に従事 . 工博 . 1984 本会学術奨励賞 , 1999 物理探査学会賞各受賞 . 1996 第 6 回地中レーダ国際会議テクニカルチェアマン . 資源・素材学会 , 物理探査学会 , 日本地熱学会 , IEEE, SEG, EAEG 各会員 .

図面番号

図 1 地中レーダ装置と計測の様子

Fig.1 GPR apparatus and survey

図 2 地中レーダによる埋設管の検知例（大阪ガス，早川秀樹氏提供）

Fig.2 Detection of buried pipes by Ground Penetrating Radar (Courtesy, Hideki Hayakawa, Osaka Gas co.)

(a) 計測領域の垂直断面図

(a) Vertical section of the survey area

(b) レーダプロファイル

(b) Radar Profile

(c) $f-k$ マイグレーション処理後のレーダプロファイル

(c) Radar profile processed by $f-k$ migration

図 3 地中レーダ測定形態

Fig.3 Survey Layout of Ground Penetrating Radar

(a) プロファイル測定

(a) Profile Survey

(b) ワイドアングル(CMP)測定

(b) Wide-angle survey (CMP)

図 4 土壌水分率と比誘電率

Fig.4 Dielectric Constant of soil and Water content

図 5 CMP による地下水分布の推定 .

Fig.5 Estimation of ground water condition by CMP.

(a) CMP 原波形

(a) Raw CMP Radar Profile.

(b) 速度スペクトル

(b) Velocity spectrum.

(c) 水分率の垂直分布

(c) Vertical profile of water content.

(d) CMP 地点付近の GPR レーダプロファイル

(d) GPR profile around the CMP point.

図 6(a) ボアホールに塩水を圧入したときのボアホール間減衰率トモグラフィ . 時間経過に対して圧入前の減衰率に対する残差を表示 .

Fig.6(a) Time-lapse attenuation-difference tomograms between boreholes. The images are the tomographic results using the amplitude differences of direct waves between background data.

図 6(b) Kirchhoff マイグレーションによるボアホールに塩水を圧入したときのボアホール間反射波イメージ . 時間経過に対して残差を表示 .

Fig. 6(b). The time-lapse residuals of Kirchhoff migrated results between boreholes of the background data after the beginning of water and tracer injection and pumping.

図 7 凍土の地下構造のディフラクションスタックによるレーダイメージング .

Fig.7 Radar Imaging of permafrost area by diffraction stacking.

(a) レーダプロファイル.

(a) Radar Profile.

(b) 地形補正後のレーダプロファイル.

(b) Radar Profile after topographic correction

(c) ディフラクションスタックによるマイグレーション処理結果

(c) Processed by Diffraction stacking migration.

図 8 地下空洞のリバースタイムマイグレーションによるレーダイメージング .

Fig.8 Radar image of a subsurface cavity obtained by the reverse time migration.

表 1 代表的な地球構成物質の導電率と比誘電率 (@100MHz) (Daniels による[3])

Table 1 Conductivity and Relative permittivity of subsurface material (@100MHz) (After Daniels [3])

媒質	導電率 (S/m)		比誘電率	
	乾燥状態	湿潤状態	乾燥状態	湿潤状態
空気	0		1	
真水	$10^{-4} - 10^{-2}$		81	
海水	4		81	
粘土	$10^{-3} - 10^{-1}$	$10^{-1} - 1$	2-6	15-40
花崗岩	$10^{-8} - 10^{-6}$	$10^{-3} - 10^{-2}$	5	7
土壌(砂質)	$10^{-4} - 10^{-2}$	$10^{-2} - 10^{-1}$	4-6	15-30
土壌(ローム)	$10^{-4} - 10^{-3}$	$10^{-2} - 10^{-1}$	4-6	10-20
土壌(粘土質)	$10^{-4} - 10^{-1}$	$10^{-1} - 1$	4-6	10-15

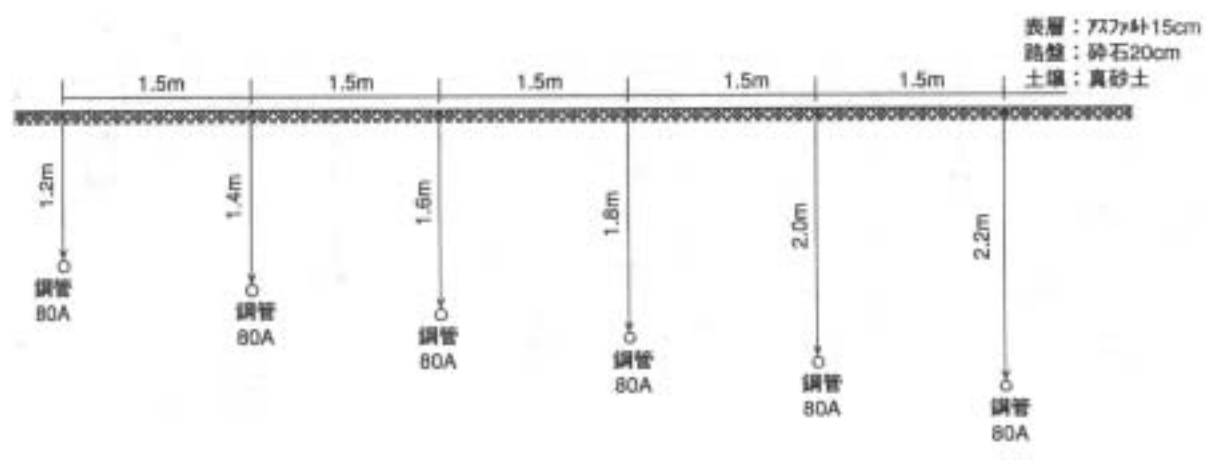


図 1 地中レーダ装置と計測の様子

Fig.1 GPR apparatus and survey

図2 地中レーダによる埋設管の検知例（大阪ガス、早川秀樹氏提供）
 Fig.2 Detection of buried pipes by Ground Penetrating Radar (Courtesy, Hideki Hayakawa, Osaka Gas co.)

(d) 計測領域の垂直断面図
 (a) Vertical section of the survey area



(e) レーダプロファイル
 (b) Radar Profile

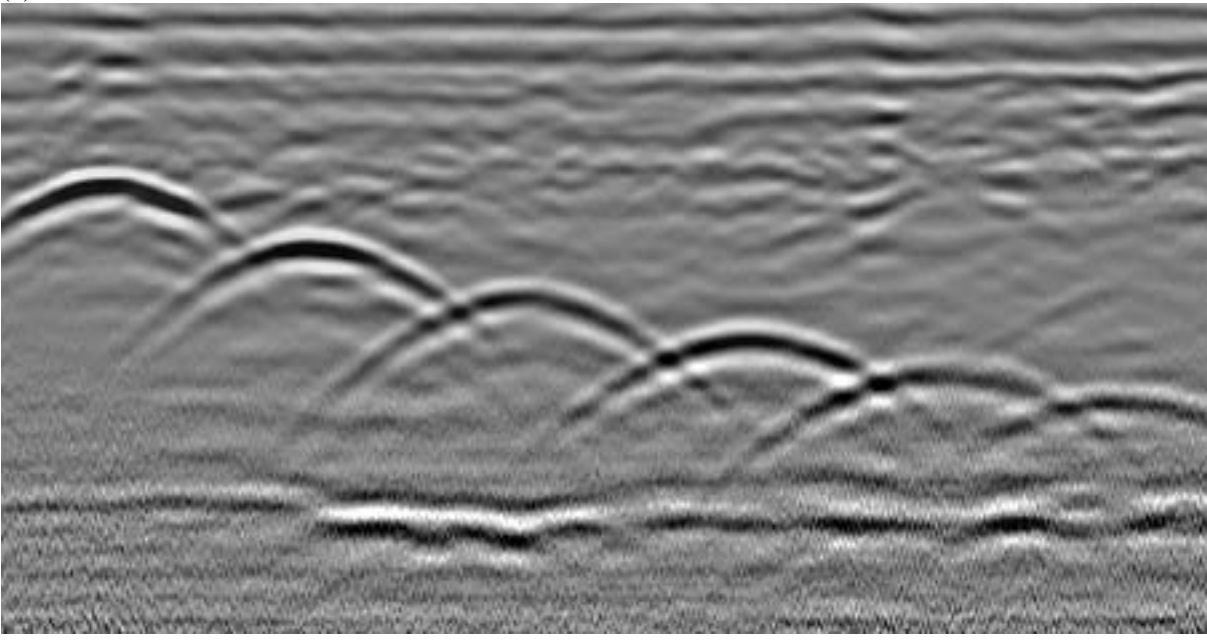
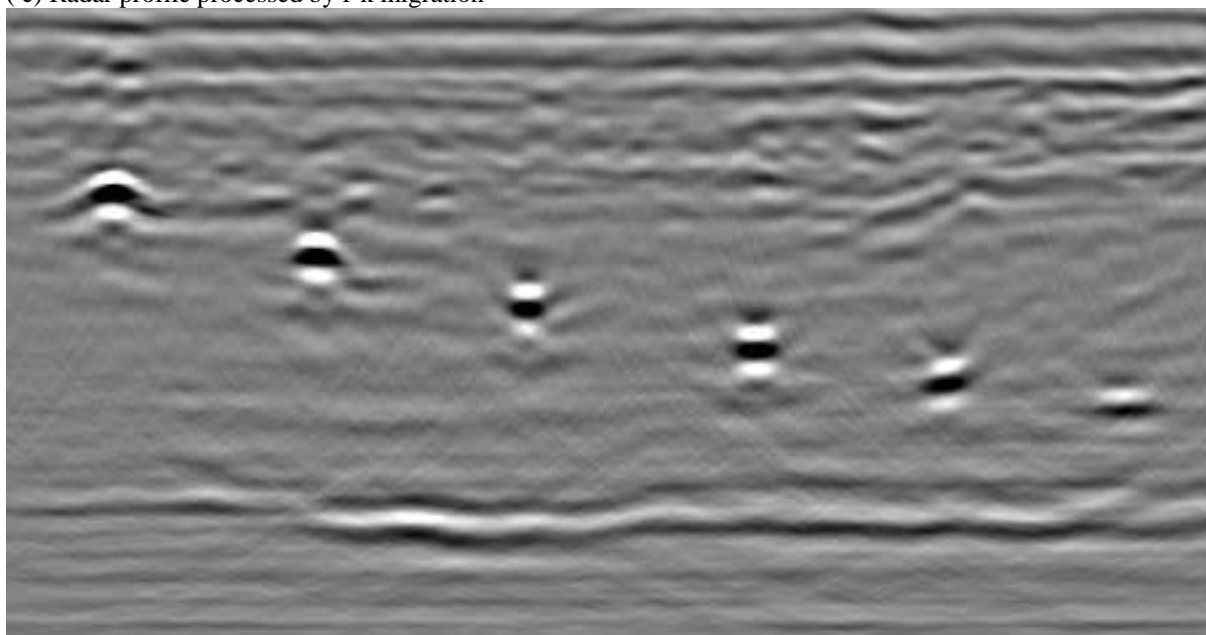


Fig.2
(c) f-k マイグレーション処理後のレーダプロファイル
(c) Radar profile processed by f-k migration



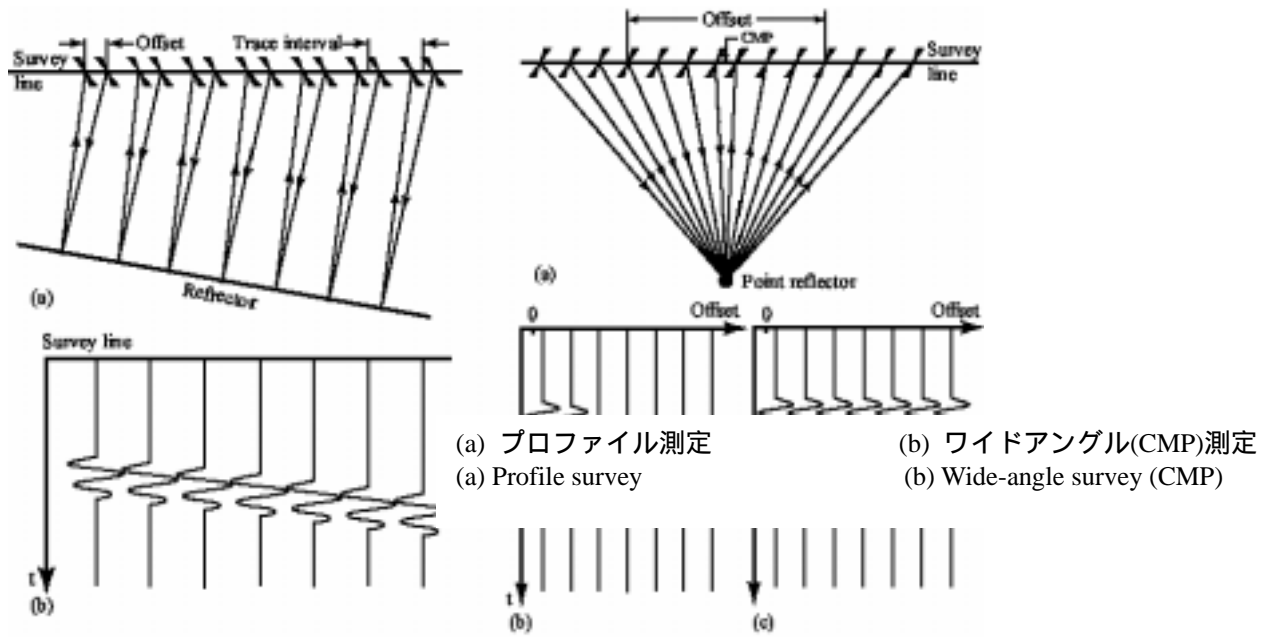


図3 地中レーダ測定形態
 Fig.3 Survey Layout of Ground Penetrating Radar

図4 土壤水分率と比誘電率
Fig.4 Dielectric Constant of soil and Water content

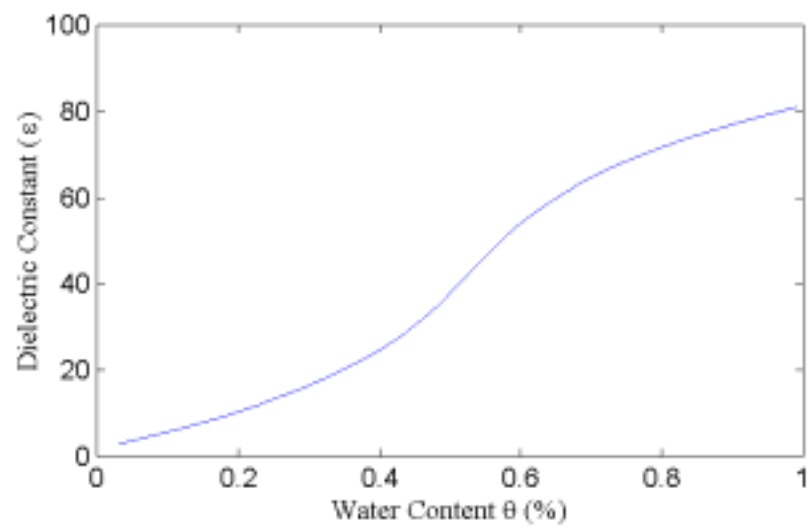
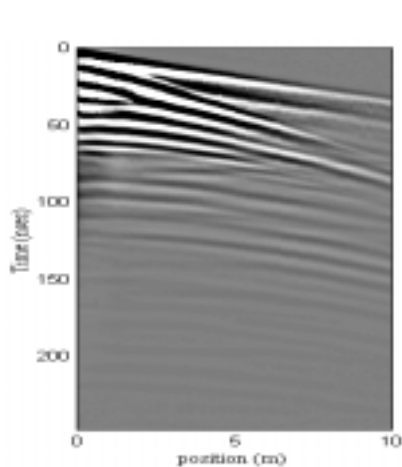
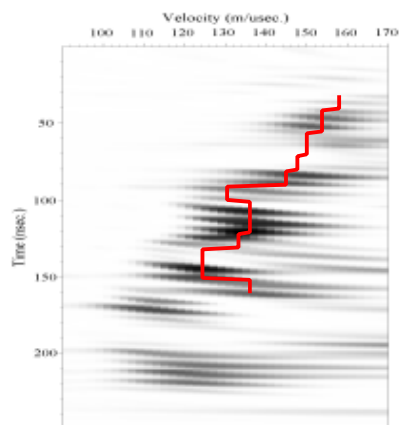


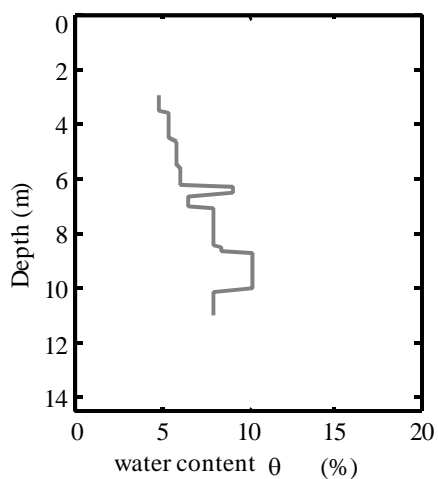
図5 CMPによる地下水分布の推定。
 Fig.5 Estimation of ground water condition by CMP.
 (c) CMP 原波形
 (a) Raw CMP Radar Profile.
 (d) 速度スペクトル
 (b) Velocity spectrum.
 (c) 水分率の垂直分布
 (c) Vertical profile of water content.
 (d) CMP 地点付近の GPR レーダプロファイル
 (d) GPR profile around the CMP point.



(a)



(b)



(c)

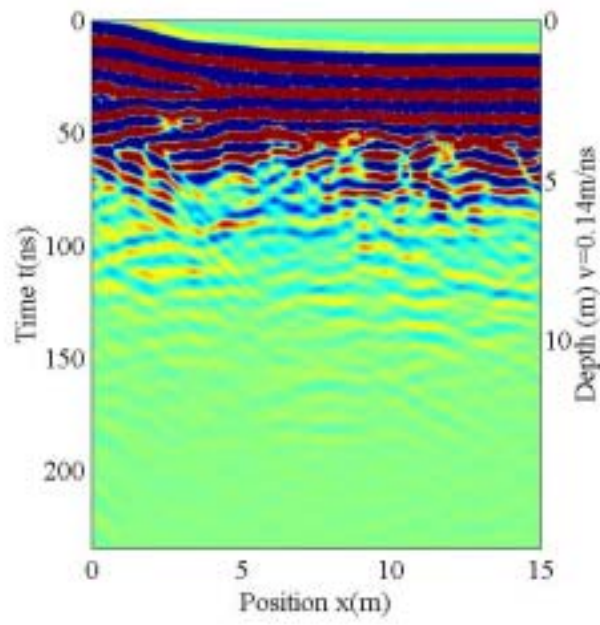


Fig.5 (d)

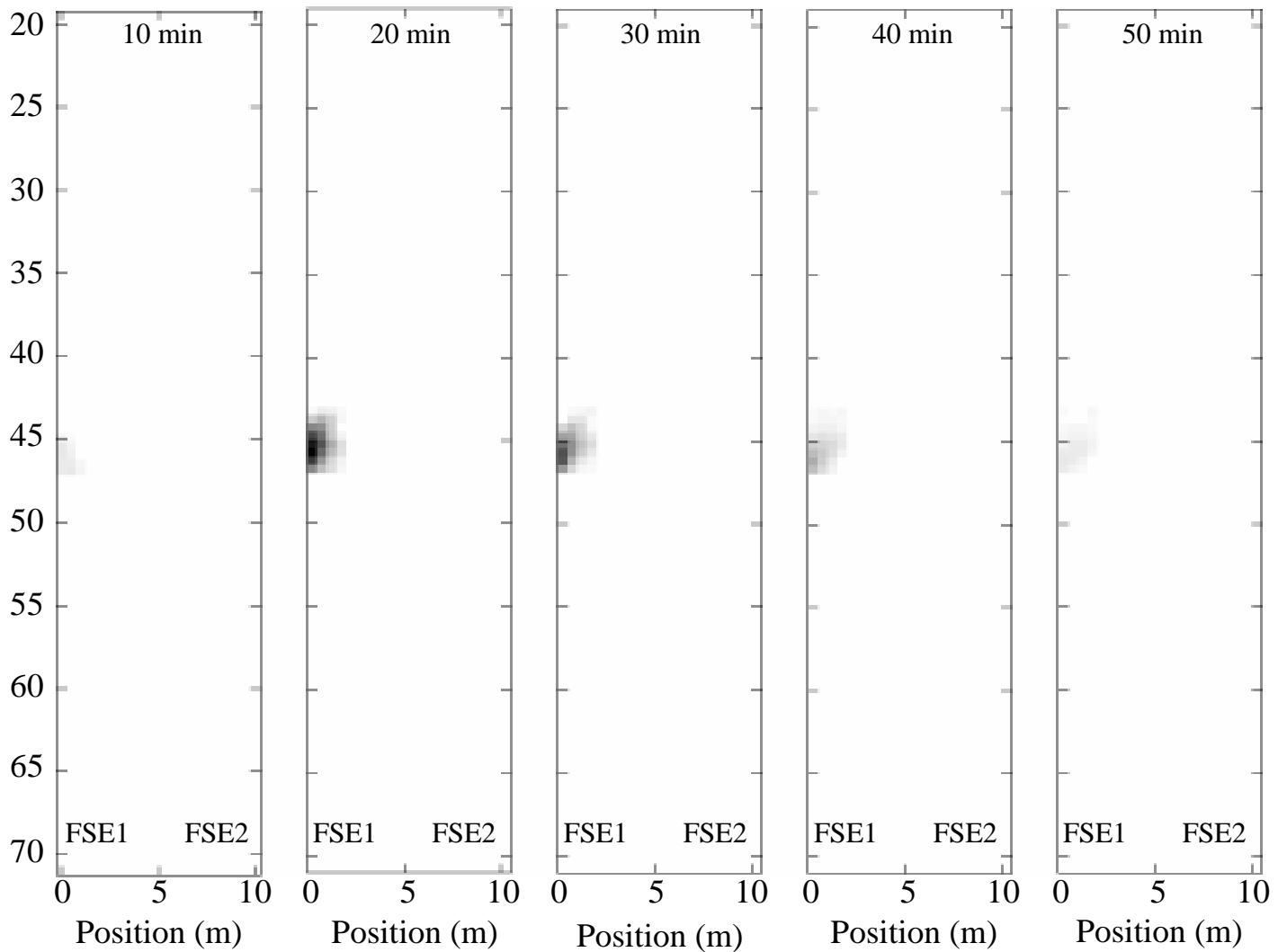
図 6(a) ボアホールに塩水を圧入したときのボアホール間減衰率トモグラフィ。時間経過に対して圧入前の減衰率に対する残差を表示。

Fig.6(a) Time-lapse attenuation-difference tomograms between boreholes. The images are the tomographic results using the amplitude differences of direct waves between background data.

図 6(b) Kirchhoff マイグレーションによるボアホールに塩水を圧入したときのボアホール間反射波イメージ。時間経過に対して残差を表示。

Fig. 6(b). The time-lapse residuals of Kirchhoff migrated results between boreholes of the background data after the beginning of water and tracer injection and pumping.

Fig6(a)



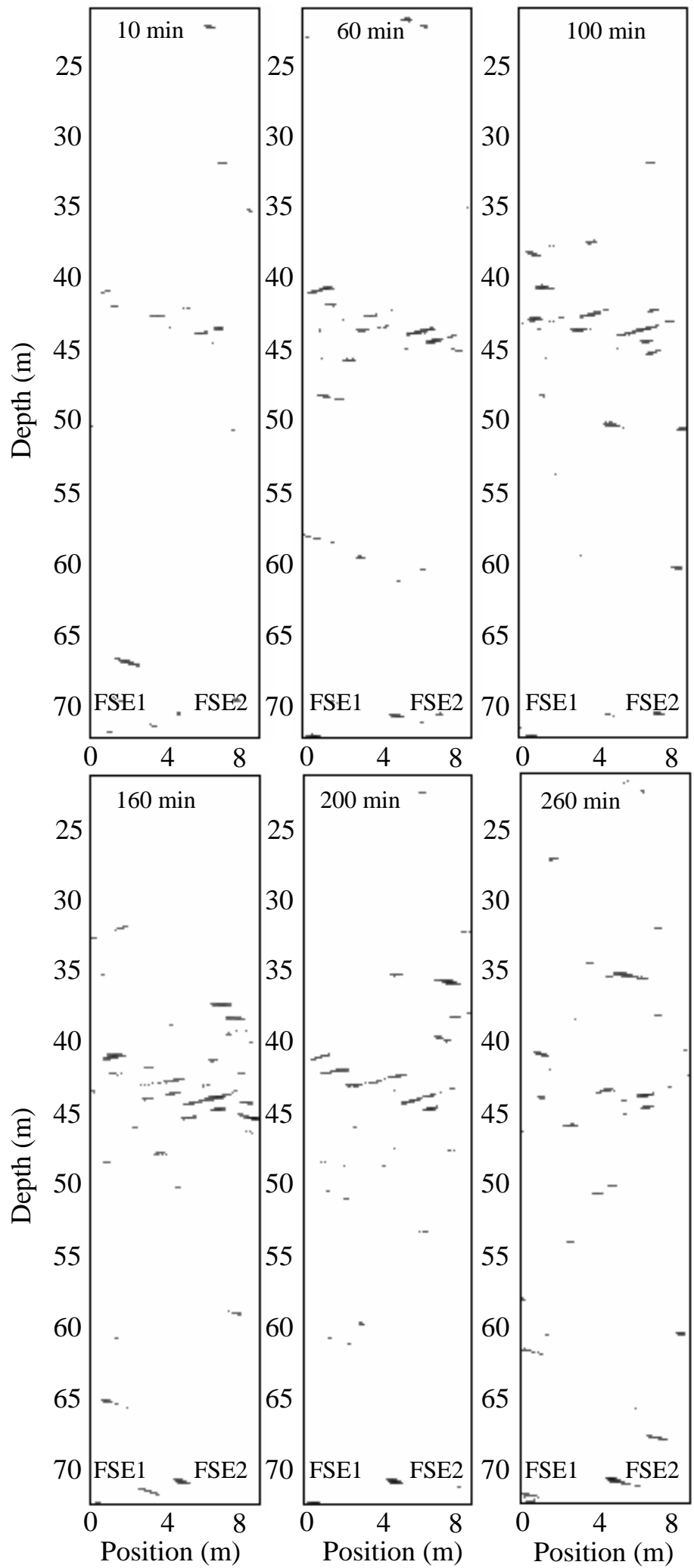


Fig. 6(b)

図7 凍土の地下構造のディフラクションスタックによるレーダイメージング。

Fig.7 Radar Imaging of permafrost area by diffraction stacking.

(b) レーダプロファイル.

(a)Radar Profile.

(b) 地形補正後のレーダプロファイル.

(b) Radar Profile after topographic correction

(c)ディフラクションスタックによるマイグレーション処理結果

(c)Processed by Diffraction stacking migration.

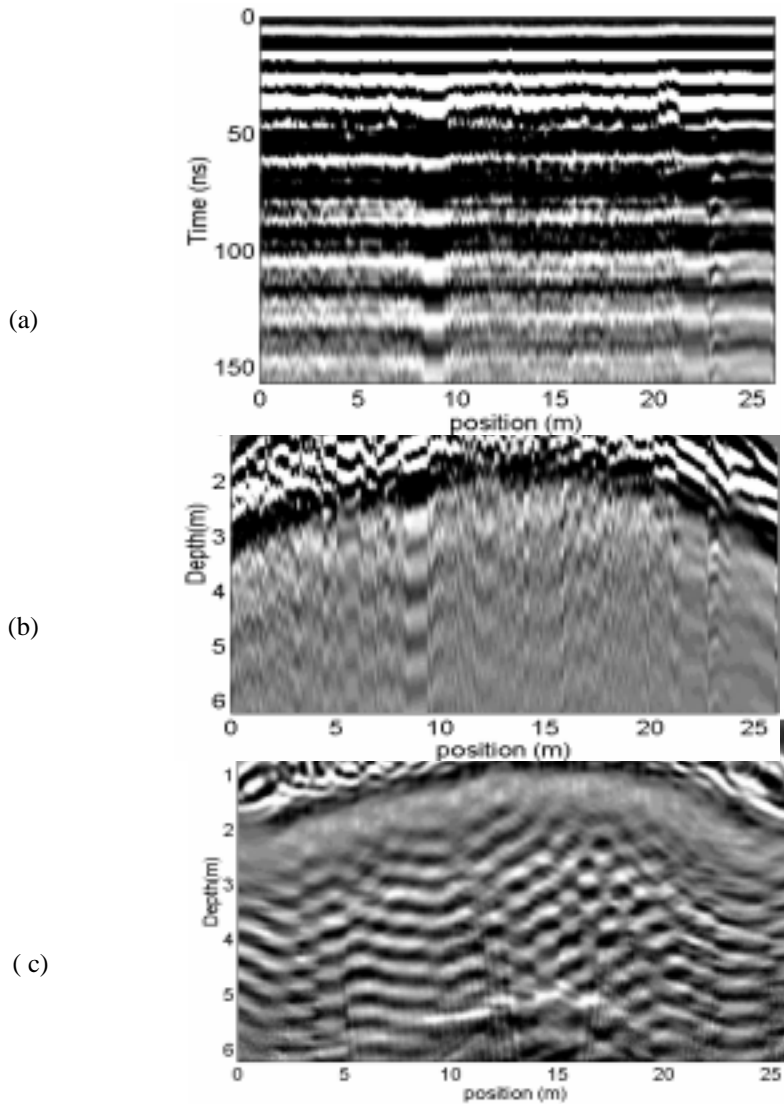


図8 地下空洞のリバースタイムマイグレーションによるレーダイメージング。
Fig.8 Radar image of a subsurface cavity obtained by the reverse time migration.

