

4. 内部の可視化技術

4.1 可視化のための逆解析技術

1. はじめに

物理探査は地表やボーリング孔内に設置したセンサーを使って計測したデータから、地盤内部の弾性波速度や比抵抗、密度などの物性値の分布を調べる手法である。非破壊で地盤内部を調べることができることや、ボーリングに比べると比較的低コストで広い範囲を調査できること、他の手法では困難な地下深部の情報が得られるなどの特徴がある。

物理探査は人為的な外力あるいは自然に発生した外力に対する地盤の応答から地下の情報を得る。例えば、弾性波探査ではハンマリングや火薬の爆発によって弾性波を発生させ、ある距離だけ離れた地点に設置した地震計で弾性波の波形を観測する。弾性波の到達時間や波形データを処理することによって地下の弾性波速度の分布を推定する。電気探査では、2つの電極を使って地盤中に電流を通電し、それによって発生した電位場を別の2つの電極間で計測する。取得された多数のデータを逆解析という手法で処理することで地下の比抵抗の分布を推定する。人為的な外力ばかりでなく自然界にある信号源を使って調べることもある。人為的なソースを使う探査をアクティブ探査、自然界の信号源を使う探査をパッシブ探査と呼ぶ。微動アレイ探査やMT法はこのようなパッシブ探査の代表的な探査法である。微動アレイ探査は、波や風、車両の通行時に発生する振動を計測する。また、MT法は電磁探査の一種であり、雷の放電による電磁波や磁気圏・電離層の電磁気活動など、自然界に存在する電磁場の変動を利用して地下の比抵抗分布を調べる手法である。

物理探査のデータを取得しても、そのままでは地下を可視化することはできない。地下を可視化するためには、逆解析（インバージョン）と呼ばれる方法が使われる。本章では、地下の可視化のための逆解析技術の方法について述べる。

2. 順解析と逆解析

地下の弾性波の速度構造が分かっている場合、ある地点に外力を与えて振動を発生させたときの弾性波の伝搬は弾性体の微分方程式を解くことによって計算することができる。これを順解析またはフォワード解析と呼ぶ。速度構造が不均質な場合は離散化モデルを作成して有限要素法や有限差分法、その他の手法が使われる。均質な半無限媒質の場合や水平成層構造の場合には離散化モデルを使用しなくても解析的な方法で弾性波の伝搬を計算することもできる。弾性波速度の代わりに比抵抗のモデ

ルを使えば電気探査や電磁探査のデータを計算することができる。地下の密度モデルがあれば重力の計算をすることもできる。それぞれの探査データの特性や要求される計算速度、計算コストに応じて様々な順解析手法が先人たちによって開発されている。

一方、地盤内部の物性が未知な場合に、与えた外力と外力に対する応答のデータから地盤の物性値を推定することを逆解析またはインバージョンと呼ぶ。屈折法弾性波探査の解析を例にとって順解析と逆解析の関係を模式的に示した図である。

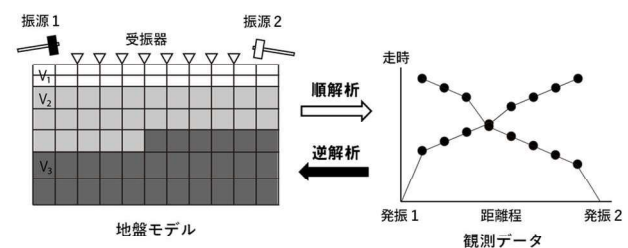


図-1 順解析と逆解析

3. 逆解析の方法

物理探査の逆解析には大きく2つおりの方法がある。一つはヒューリスティック（heuristic）な方法である。ヒューリスティックとは「発見的手法」という意味をもつ心理学用語であり、シミュレーションや実験などの試行錯誤を通じて問題解決を行う手法である。物理探査の解析では、様々なモデルを使ってシミュレーションすなわち順解析を行い、その中からデータをうまく説明するモデルを試行錯誤によって見つけ出すことになる。モンテカルロ法や焼きなまし法（SA または Simulated Annealing）、遺伝的アルゴリズム（GA または Genetic Algorithm）による逆解析がこれに含まれる。モンテカルロ法は、速度や層厚といった地盤モデルのパラメータの値に対して乱数を与えて順解析を繰り返し、試行錯誤した中で最も残差が小さくなったモデルを解として選択する方法である。「焼きなまし」は、金属材料を熱した後で徐々に冷やして結晶を成長させてその欠陥を減らす方法である。ゆっくり冷ますことによって内部エネルギーを大域的に最小の状態とすることができる。このプロセスを逆解析に応用したのが逆解析としての「焼きなまし法」である。大域的に残差が最も小さくなる解を効率よく探し出すことができる。遺伝的アルゴリズムは、モデルパラメータの値を並べた列を生物の遺伝子に見立て、生物の進化の過程をシミュレーションする。異なる個体（モデル）をかけ合わせたり（交叉）、乱数を与えて変異

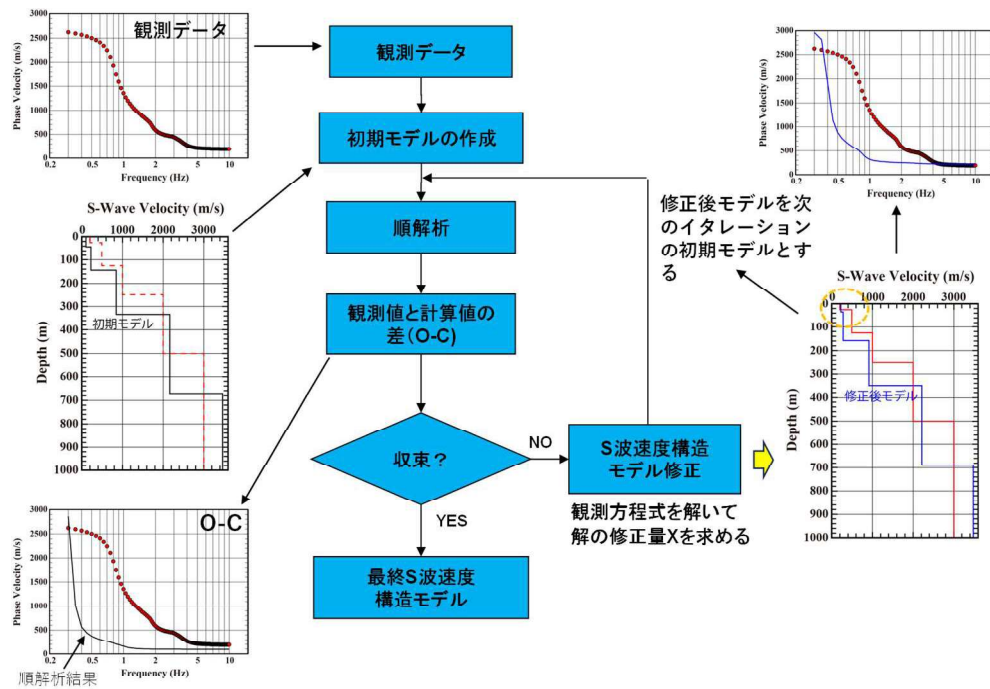


図-2 非線形最小二乗法による逆解析のフロー

させながら（突然変異），適用度の高い個体（残差の少ないモデル）を生き残らせる．このプロセスを繰り返して世代を重ね，最終的に適合度の高い解を得ることができる．

もう一つの逆解析の方法は，非線形最小二乗法による方法である．この方法は初期モデルを与えて順解析を行い，シミュレーションの計算値と観測値のずれが小さくなるようにモデルの修正を繰り返し，計算値と観測値の残差二乗和が最小になる解を探索する方法である．図-2に微動アレイ探査データの解析における非線形最小二乗法のフローを示す．計算値と観測値の残差が小さくなるようにモデルを修正する手法になる．

4. 逆解析における諸問題

4.1 局所最適解の問題

非線形最小二乗による逆解析の欠点は初期モデル依存性である．初期モデルからスタートして残差が小さくなるようにモデルを修正していくため，図-3に示すような局所ミニマムが存在する場合は，そこに停留してしまい真のモデルに到達しない．その点でヒューリスティックな方法は局所ミニマムの問題がないことが長所とされている．非線形最小二乗法でこの問題を回避するためには，ランダムに与えた複数の初期モデルを使って逆解析を行い，残差を比較することで局所最適かどうかを判断ことが可能である．

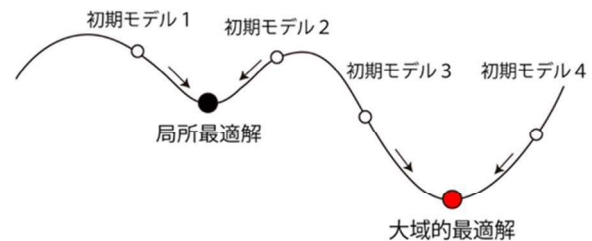


図-3 局所最適解の概念図

4.2 解の非一意性の問題

一般に物理探査データの逆解析では，観測データを説明する解が無数に存在し，解を一意的に決定することはできないとされている．図-3はその一例を示したものである．図-4(a)に示す一次元S波速度構造モデルから計算した理論分散曲線（図-4(b)）を測定データと見立てて逆解析を行った結果を示している．図-4(c)は焼きなまし法(SA)によって得た20の候補解である．これらの候補解はバラついており，どれも元のモデルを正確に再現しているわけではない．しかし，この20ケースの候補解を使って計算した分散曲線はどれも観測データとよく一致している（図-4(d)）．モデルから計算した理論データが観測データをうまく説明できるからといって，そのモデルが必ずしも適切であるとは限らないことを示している．

4.3 非線形最小二乗法の初期モデル依存性

非線形最小二乗法の初期モデル依存性について検討するため，焼きなまし法による検討で使ったシミュレーションデータを使って逆解析を実施した．図-4(c)の焼きなまし法の探索範囲内で乱数を発生させて初期モデルを作成して逆解析を行った．ケース1からケース3の3ケー

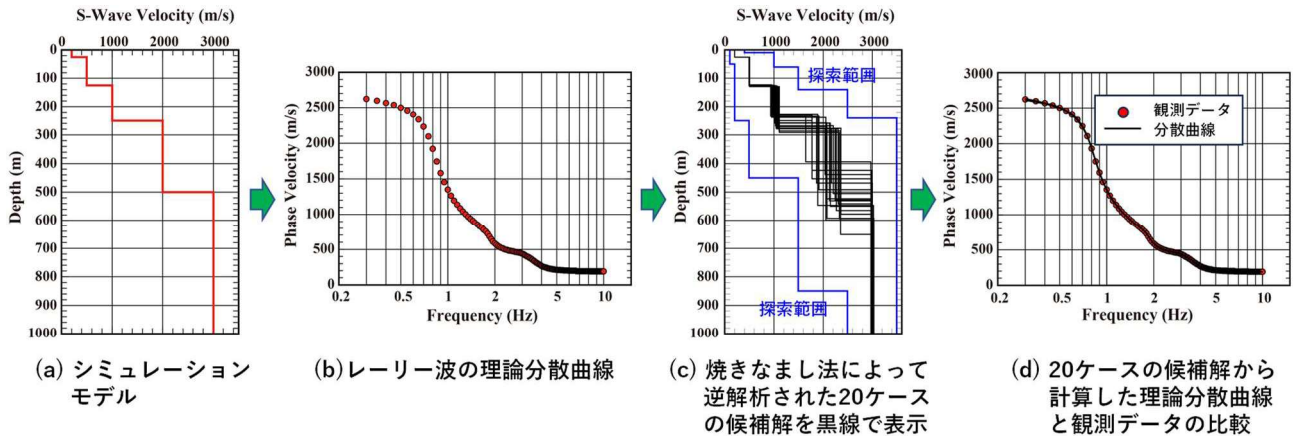


図-4 解の非一意性を示す例

スについて初期モデル（黒の破線）と解析結果および真のモデル（赤線）を図-5 に示した。ケース 1 とケース 2 では浅部の第 1 層と第 2 層までは真のモデルを再現しており、また最下層の速度も概ね減している。これに対して、ケース 3 では深度 100m 付近に低速度層が出現しており真のモデルとは異なる様相を示している。

得られた逆解析結果を使って計算した理論分散曲線と元のデータの比較を図-6 に示した。ケース 1 とケース 2 の理論分散曲線はデータを良く再現している一方で、ケース 3 の理論分散曲線はデータを全く再現していない。

どうしてこのようなことが起こっているかを分析するため、パラメータ空間上における解の収束状況を調べた。解析モデルは 9 層で未知パラメータの数は 9（S 波速度：5，層厚：4）である。9 次元空間内を見ることはできないため、真のモデル、初期モデル、得られた解の 3 点を通る平面に着目して検討を行った。平面上の各点は 5 つの対数 S 波速度と 4 つの対数層厚からなるモデルに対応しており、それぞれのモデルについて理論分散曲線の

残差とモデル誤差の分布を調べた。表示にあたっては真のモデルが座標原点 (0, 0)、初期モデルが座標 (1, 0) となるように座標の規格化を行っている。またモデル誤差の計算は、地表から深度 1km までの S 波速度を 10m 間隔で離散化してから対数とり RMS 誤差を求めた。

ケース 1 とケース 2 の RMS 残差マップでは残差が小さな領域が真のモデルを通過して線状に分布しているのが特徴的である。一方、モデル誤差マップでは誤差が小さい領域は真のモデル周辺のみである。RMS 残差の小さな線状の領域でも真のモデルから離れるにしたがってモデル誤差は大きいことが分かる。

RMS 残差マップとモデル誤差マップ上の線は各イタレーションの解の位置をプロットしたものであり解の軌跡を示している。解は全イタレーションを通して表示面内を移動しているわけではないので、表示面からの距離を左上のグラフに示した。

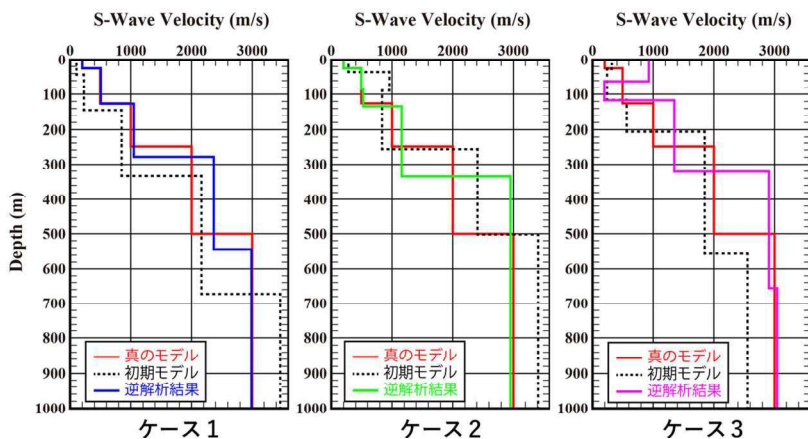


図-5 乱数を使って作成した初期モデルと解（ケース 1 ～ 3 の比較）

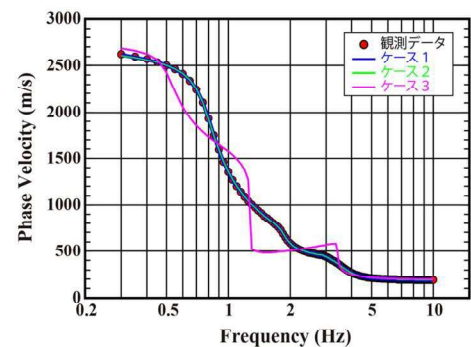


図-6 理論分散曲線とデータの比較

図-7 に示したケース 1 では、初期モデルから出発して回り道をしながら最終的には真のモデル（正解）に向かって収束しようとしている。しかしイタレーション回数を制限したため、真のモデルに到達する前に途中で解析が終了している。

図-8 に示したケース 2 では、初期モデルからスタートして線状に分布する RMS 残差の小さい領域の一角に向かう。しかし真のモデルから徐々に離れていき、最終的には RMS 残差が 0.116% のところに到達した。到達した地点の周辺は局所的に RMS 残差が小さくなっており局所ミニマムの地点に収束していることが分かる。

ケース 3 では 1 回目のイタレーションから真のモデルとはかけ離れた方法に進み、最終的には 18.7% の大きな RMS 残差を残しながら局所ミニマムに収束してしまっただ。図-5 に示すようにケース 3 の初期モデルがケース 1 やケース 2 に比べて特異であるわけではない。初期モデル段階の RMS 残差は 74.4% であり、ケース 1 の初期モデルの RMS 残差 241.8% と比べると、むしろ小さい値を示している。

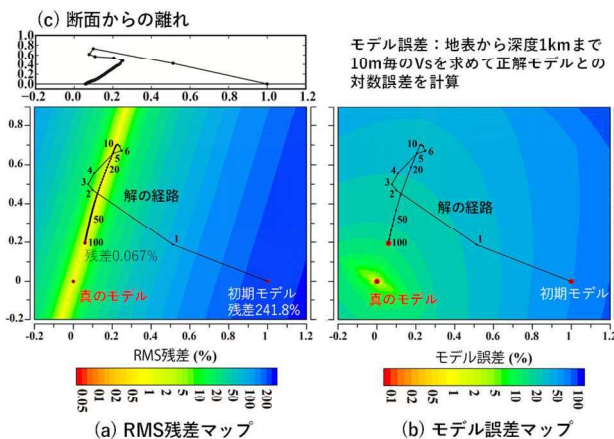


図-7 ケース 1 における解の収束状況

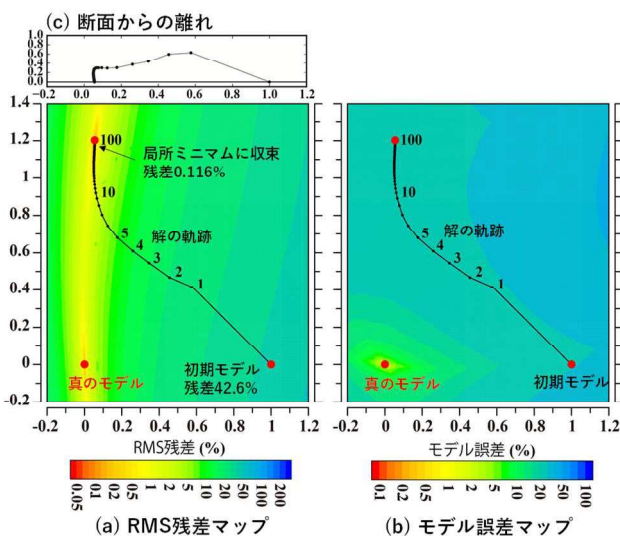


図-8 ケース 2 における解の収束状況

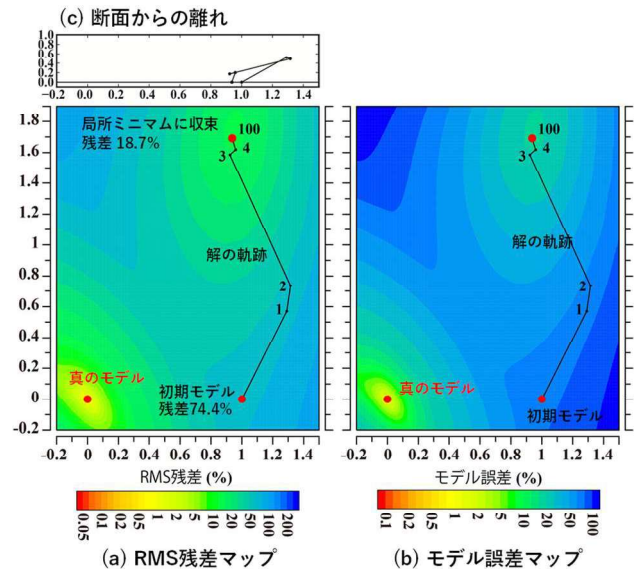


図-9 ケース 3 における解の収束状況

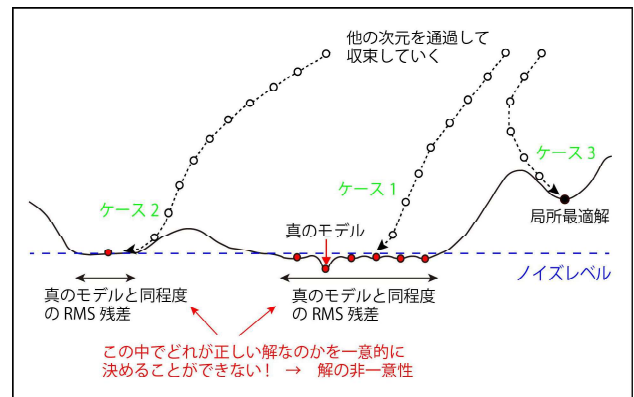


図-10 非線形最小二乗法による逆解析の収束の概念図

乱数によって作成した 500 とおりの初期モデルで逆解析を行ったところ、RMS 残差が 1% を超えたのはケース 3 を含めて高々 43 であり、多くの場合はケース 1 やケース 2 に該当していた。

以上の結果をまとめると、非線形最小二乗法による解の収束は図-10 のイメージに近いと考えられる。図-3 のイメージから「非線形最小二乗は局所最適解にトラップされやすく、真の解を得ることが難しい・・・従って遺伝的アルゴリズム (GA) や焼きなまし法 (SA) が有利である」とも言われるが、複数の初期モデルを使って検討すれば RMS 残差が大きなままの局所最適解を除くことは難しくない。むしろ問題は真のモデルと同程度の RMS 残差を示す多くの解から真のモデルを一意的に決定することができないという性質である。これは GA や SA のようなヒューリスティックな手法や近年はやりの AI をもってしても解決できない問題である。このような非一意性の問題を克服するためには情報を増やすしかない。ボーリング・データや地質データ、その他の探査データとの統合解析は一つの解決策となり得るものと期待される。

(執筆責任者 杉本芳博)

4.2 複数の探査データの統合解析技術

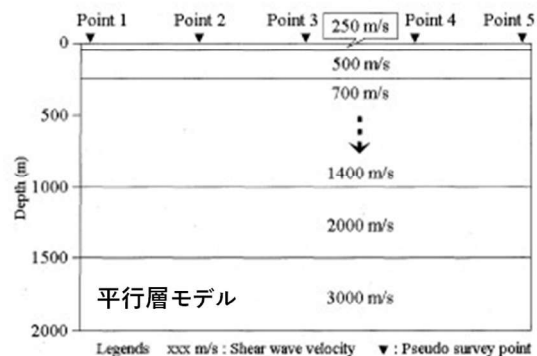
1. はじめに

解の一意性の問題はデータに含まれる情報が足りないことに起因する。従ってこの問題を回避するためには、できるだけ多くのデータを使って逆解析する必要がある。データに含まれる情報量を増やすためには、①地表からの測定に加えてボーリング孔内にも測定点置くことで深部の情報を増やすことや、②低周波数から高周波数までの広帯域のデータを使うこと、③ノイズによる情報の欠損を避けるため S/N の高いデータ取得に努めることも重要である。しかし、これらは探査に要する期間やコスト、測定機器の精度等に制約されるため、一朝一夕には解決できない問題である。そこで考えられるのは、これまで個別に解析してきたデータを同時に解析することである。隣接地点の探査であれば地下構造は大きく変わらない。交差する2測線の2次元探査では交点の構造は一致する。このような条件は逆解析の非一意性の改善につながるものと期待される。

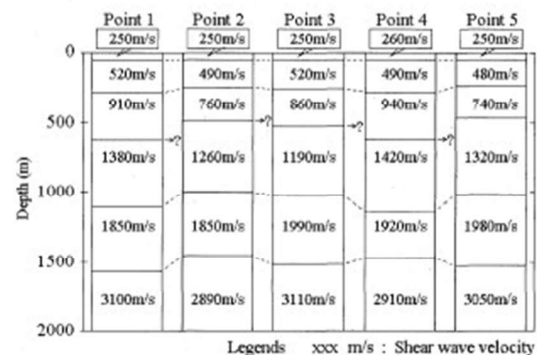
2. 一次元探査の多地点同時逆解析

一次元探査は、1か所に地震計や電極のアレイを設置してアレイ直下の一定範囲の平均的な弾性波速度や比抵抗の一次元を測定する手法である。前述のように、同じ測定データであってもこれを説明する一次元モデルは無数に存在する。このためアレイ毎に別々に解析すると、隣接する地点で大きな構造の変化がない場合であっても異なる解析結果が得られて横方向の地盤構造のつながりを追跡することが困難になることが懸念される。馮・他（2003）は隣接する複数のアレイで測定した微動アレイ探査のデータを連結して解析する多点同時逆解析（Multi-station Inversion Method）を提案した。彼らは、位相速度の二乗残差（観測値と計算値の残差二乗和）の最小化において、「地下構造は空間的な連続性があり、かつ同一層の物性値の関係がある程度把握されている」ことを仮定して、遺伝的アルゴリズムによって最適解を求めた。水平層モデルや傾斜層モデルを使ったシミュレーション検討では、①遺伝的アルゴリズムで求めた10とおりの候補解の最大偏差が単独解析の場合の1/3に収まりバラツキが小さくなること、②ある個別地点において短周期側（浅部）または長周期側（深部）のデータが欠損していても、周辺地点のデータで補うことができること、③ノイズがある場合は、ある種のスタッキング効果によって空間的、時間的なランダムノイズの影響が低減し解析精度が向上すること、④得られた各地点間の構造の対比性がよくな

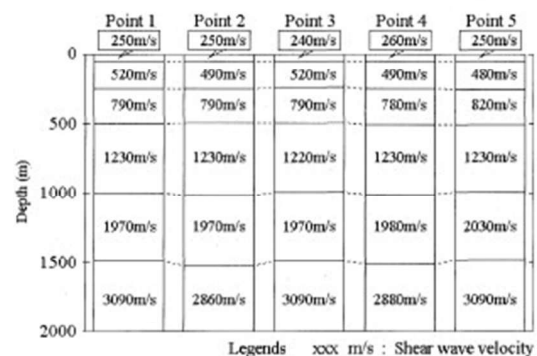
り、同一層の平面的な広がりやの追跡が容易になること、⑤実データへの適用では既存ボーリング・データやPS 検層結果とよく整合する地下構造モデルが得られたことが報告されている。馮・他（2003）から平行層モデルを使った検討結果を図-1に示す。



(a) 検討モデルシミュレーション・データに5%のノイズを与えて模擬データとした



(b) 従来法による解析結果（GAによる1地点ごとの解析結果を並べた）



(c) 多地点同時逆解析に結果

図-1 多地点同時逆解析と従来法の比較

馮・他（2003）Fig.5, Fig.8, Fig.9より引用

多地点同時逆解析の結果は従来手法に比べるとバラツキが少ない。

馮・他（2003）は遺伝的アルゴリズム（GA）を使って逆解析を行っているが、最小二乗法を使った解析でも同

様の結果が得られている。図-2 は傾斜構造モデルを使って作成した分散曲線データ（10Hz～30Hz）に 5 % のノイズを加えたデータから非線形最小二乗法による逆解析を行った結果である。多点同時解析では横方向に平坦化制約条件を与えたことによって、解のばらつきが抑えられるとともに、ボーリング・データを使用することで、さらに再現性は良くなっている。

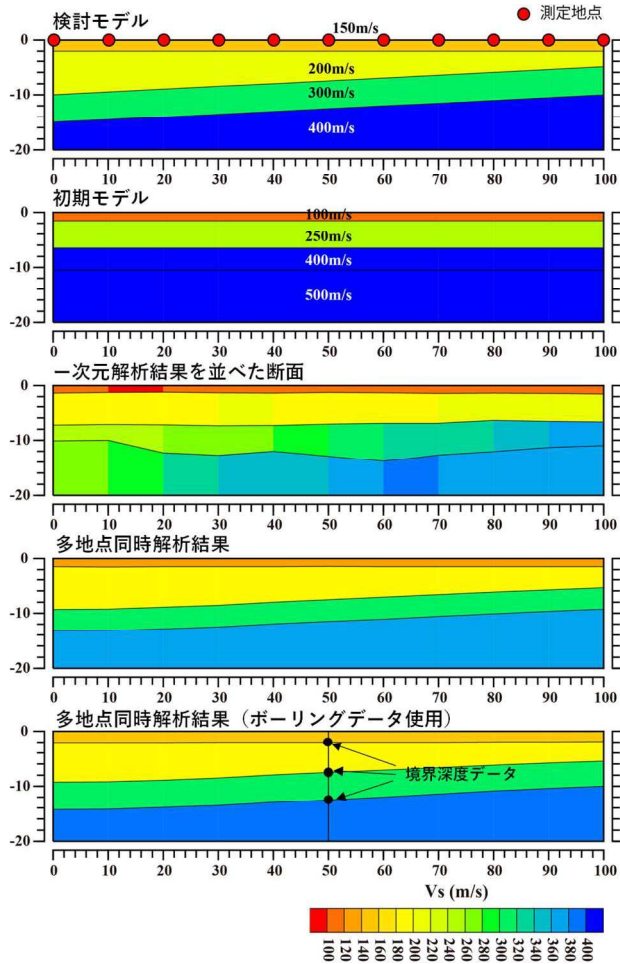


図-2 多点同時逆解析の効果

多地点同時逆解析は、微動アレイ探査のみならず、垂直電気探査や EM 探査（周波数領域電磁探査）、TEM 探査（時間領域電磁探査）などの多くの物理探査の逆解析において有効である。

3. 複数の 2 次元探査データの同時解析

一次元探査データを同時に解析することによって解析精度が向上すると同様に、複数測線で 2 次元探査を実施した場合には、これの一つにまとめて 3 次元解析することで解析精度が向上する。杉本・他（2002）は比抵抗探査について数値データを使った検討を行い、①地表比抵抗探査の解析において測線直下にはないが少し離れた測線側方に存在する低比抵抗異常体があたかも測線直下に存在するように解析されること、②交差する 2 測線のデータを使って 3 次元解析を行うことにより結果が改善される事例を示した。

図-3 は比抵抗探査における 3 次元解析の効果について数値データを使って検討した結果である。シミュレーションに使ったモデルは $100\ \Omega\text{m}$ のバックグラウンド比抵抗の中に $10\ \Omega\text{m}$ の低比抵抗異常体が存在する。2 測線のうち A 測線は低比抵抗体の直上を通過するが、B 測線は低比抵抗体から少し離れたところを通過している。測線ごとに別々に 2 次元解析した結果では、B 測線の断面上に低比抵抗の偽像が出現しており A 測線との交点で比抵抗は一致しない。一方、3 次元解析をした場合には、B 測線直下の偽像が消えており測線交点の比抵抗は一致している。

地形が急峻なところで 2 次元探査を実施した場合や、断層などの低速度帯と平行に測線を設定して探査を実行した場合にも、3 次元的な影響が強く現れて偽像が発生する。2 次元探査の計画であっても、直交する副測線を設けてデータを取得し、それらを 3 次元的に同時解析することで探査精度の向上が期待できる。

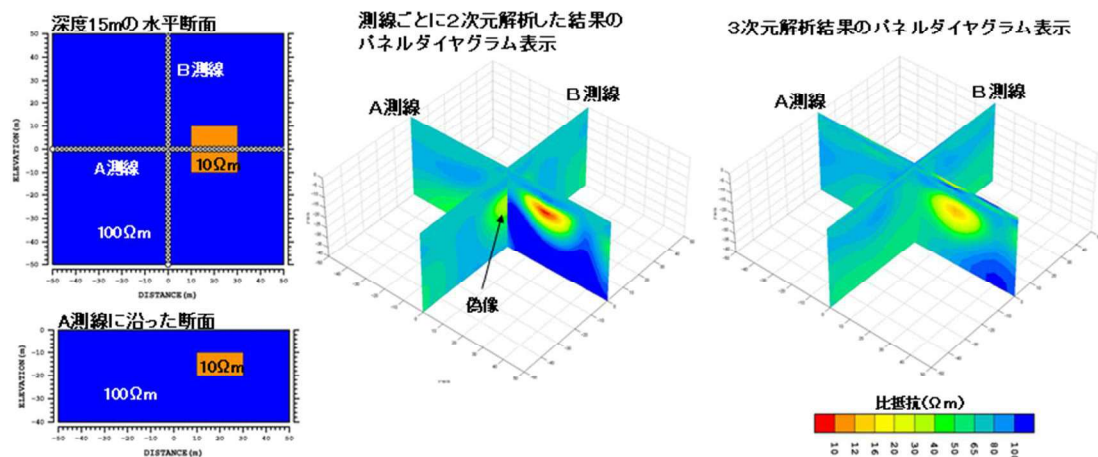


図-3 3次元解析による解析精度向上の事例

4. 異なる種類のデータの同時逆解析

ここまでは、同じ種類の探査データを同時に解析することによって探査の解析精度が向上することを述べてきた。複数の物理探査やボーリング調査を実施した場合にはそれらのデータを統合解析することで解析結果の精度や信頼性の向上することが期待される。ここでは、種々の異なるデータを同時解析することでそれを実現する方法について述べる。

既知情報を利用して探査の検層データを探査データの解析に使用すること古くから行われてきた。例えば島(1992)は地表電気探査の解析で測線上の電気検層結果を既知情報として利用することで深度 200m 付近の薄層を含む比抵抗構造の水平方向の不均質性を明瞭にとらえることができた事例を紹介している。この事例では、検層データを基に作成した初期モデルからスタートして電気探査のデータを使ってモデルを修正することで目的を達成している。検層データと探査データ同時に解析することも原理的には可能である。そのような解析ツールが使用できれば、検層結果を反映させた初期モデルをあらかじめ用意しておく手間が省け、精度の良い解析結果が簡便に得られるようになるであろう。既存の地質踏査やボーリング・データから基礎地盤や基盤岩などの深度が分かっている場合には、これらの情報を積極的に活用することによって逆解析で得られる弾性波速度や比抵抗値の信頼性を向上することができる。さらに、地層境界を明示的に扱うことによって地盤モデルや地質モデルと整合的な物理探査結果を得ることができる。

5. ジョイント・インバージョン解析

5.1 開発の経緯

統合物性モデル研究組合の活動の一環として、令和 4 年度からの 3 年間でジョイント・インバージョンのプログラムを整備してきた。本プログラムは株式会社ダイヤコンサルタント（現、大日本ダイヤコンサルタント株式会社）で開発したプログラムを基に、openMP による並列化による計算速度の向上を図った。また N 値データや地下水位を考慮した逆解析機能の追加、GUI による解析パラメータの入力や解析結果のアウトプット機能を追加した。

本プログラムは微動アレイ探査の多地点同時逆解析を拡張した方法であり、地震動評価のための深部の S 波速度構造モデルの作成を目的として開発したものである。微動アレイ探査データに加えて、表面波探査や H/V データ、屈折法弾性波探査の走時データ、PS 検層データ、重力データを含む多くの種類の探査データを同時に解析できるようにプログラムの機能の拡張を進めてきた。

本項ではこれまでに開発してきたジョイント・インバ

ージョン解析プログラムの内容について解説する。

5.2 3次元モデルの設定

個々の探査データの解析モデルの次元や着目する物性値の異なる複数の探査法のデータを統一して扱うため、ジョイント・インバージョンのプログラムでは次のような広域モデルを想定する。

- (1) 対象とする地域は層構造を呈しており、数層から十数層程度の多層構造によって近似できる。
- (2) 断層のような水平方向の不連続はない。
- (3) 層厚は場所によって変化する。
- (4) 層内は複数のサブ層によって等分割される
- (5) サブ層内の速度および密度は水平方向に漸移的に変化するものとする。
- (6) S 波速度と密度および P 波速度はそれぞれ一対一に対応するものとする。

図-4に3次元モデルの概念図を示す。広域モデルは多層構造モデルを一般化したもので、複数のグリッド点において定義された一次元 S 波速度構造を使って記述される。グリッド点 p における各層の S 波速度 V_l^p ($l = 1 \sim \sum n_{m_b}$) および層厚 T_m^p ($m = 1 \sim m_b - 1$) を広域パラメータと呼ぶことにする。ここで p はグリッド番号、 m は層番号、 m_b は層数、 n_m は層 m のサブ層の分割数である。これらの広域パラメータがジョイント・インバージョンの未知数となる。任意地点における一次元構造は周辺のグリッドにおける一次元構造を内挿して求めることができる。例えば、地点 q の S 波速度 v_l^q および層厚 t_m^q は、グリッド点の S 波速度 V_l^p と層厚 T_m^p を使って次式のように求められる。

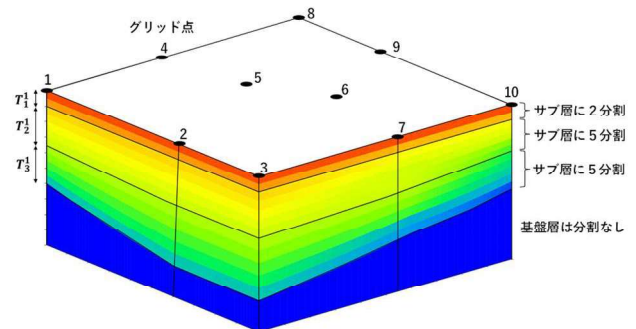


図-4 3次元モデルの概念図

$$v_l^q = \sum_k g_{ip} V_l^p \quad (1a)$$

$$t_m^q = \sum_k g_{ip} T_m^p \quad (1b)$$

式(1a)および式(1b)は線形補間の式であり、 g_{qp} は内挿のための補間係数である。作成したプログラムではクリギングまたは逆距離荷重法、線形補間（2次元解析の場合）のいずれかから選択できる。グリッド点を使った広域モデルの設定により、従来のスプライン補間によるモデルよりも柔軟にモデルを作成することができる。

微動アレイ探査の分散曲線を計算するためには、探査地点の一次元 S 波速度構造および密度構造が必要であり、式(1a)および式(1b)から求められた一次元速度構造モデルが位相速度の計算に使われる。弾性波探査の解析では探査測線に沿った2次元速度構造モデルが必要である。その場合でも、2次元断面上の速度を式(1a)および式(1b)から求めることができる。それぞれの探査データの解析で使われる解析モデルをローカル・モデルと呼び、ローカル・モデルで用いられる S 波速度 v_l^i や層厚 t_m^i のをローカル・パラメータと呼ぶことにする。広域モデルの中から必要な部分だけを切り出して順解析を行うため、計算負荷を最小限に抑えることができる。

5.3 プログラムが取り扱うデータ

表-1は開発中のジョイント・インバージョン・プログラムが扱う物性値を示している。薄字で書いた比抵抗や透磁率のデータには対応しておらず今後の課題である。

ただし、垂直電気探査のデータを単独で扱うことは現状でも可能である。

表-1 プログラムが取り扱う物性値等

物性値等	調査手法	プログラムで使用するデータ
S波速度	微動アレイ探査	位相速度
	表面波探査	位相速度
	S波屈折法探査	初動走時
	S波反射法探査	地層境界面深度、往復走時
	S波検層	ダウンホール検層走時データ
P波速度	P波屈折法探査	初動走時
	P波反射法探査	地層境界面深度、往復走時
	P波検層	ダウンホール検層走時データ
密度	重力データ	残差ブーゲー異常
N値 換算N値	ボーリング サウンディング	
地層境界 深度	ボーリング	
比抵抗	電気探査 電磁探査 (EM法,MT法,TEM法など)	垂直電気探査見掛比抵抗 —
透磁率	地中レーダー	—
	電磁探査	—

5.4 S波速度、P波速度、密度、N値を同時に扱う方法

P波速度や密度、N値はS波速度と関数関係があることが知られており、この関係を使うことによって、異なる探査法のデータを統一的に取り扱うことができる。図-7にS波速度とP波速度の関係およびS波速度と密度の関係の一例を示す (Ludwig et al, 1972)。これらの関係は地域や土質、岩種などによって異なるため、使用に際してはP S 検層データや室内試験データを使って事前に検討しておく必要がある。開発した逆解析プログラムでは、関数上の複数の点をコントロール点として補正関数

を定義して、それぞれのコントロール点における補正係数を逆解析の未知数として取り扱う機能も備えている。この機能により、使用した関係式がデータと合わない場合であっても、観測のデータに適合するように最適化することができる。

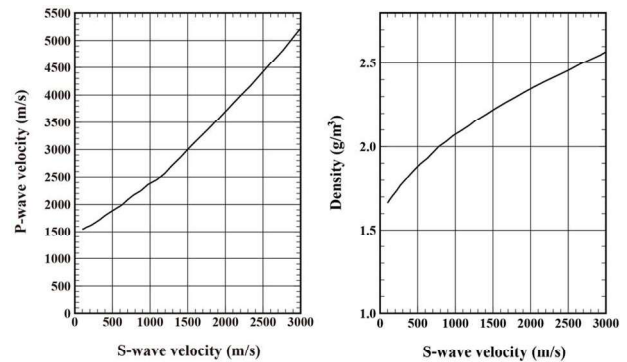


図-5 S 波速度と P 波速度、密度の関係の例 (Ludwig et. al., 1972)

N 値データを使用する場合は、N 値と S 波速度の関係式を使用することができる。N 値と S 波速度の関係は複数の式が提案されているが、どれも式(2)のような形式で与えられている。

$$Vs = \alpha N^\beta D^\gamma \quad (2)$$

または、

$$N = \left(\frac{Vs}{\alpha D^\gamma} \right)^{-\beta} \quad (2')$$

ここで、 Vs は S 波速度、 N は N 値、 D は深度である。また、 α 、 β 、 γ のパラメータ値は表-2 に示すとおりである。

表-2 N 値と Vs の関係における α 、 β 、 γ の値

	α	β	γ	備考
太田・後藤の式(1978)	67.0	0.218	0.228	砂礫土
今井の式	97.0	0.314	0.0	
道路橋示方書	80.0	1/3	0.0	砂質土

5.5 ジョイント・インバージョンの定式化

ジョイント・インバージョンでは未知パラメータ数が 10000 を超える大きなサイズの 3 次元モデルを取り扱うため、焼きなまし法や遺伝的アルゴリズムのようなヒューリスティックな手法では計算時間が膨大になり適用が難しい。このように未知数が多い解析では非線形最小二乗法が使われる。非線形最小二乗法による解析では局所最適解に陥って真のモデルに到達できない可能性があるものの、そのような欠点はボーリングや検層データを併せて解析することによってある程度改善することができる。

非線形最小二乗法では、まず、グリッド点に S 波速度と層厚（広域パラメータ）を与えて初期モデルを作成す

る．次に，広域モデルから探査データ毎にローカル・モデルを切り出してシミュレーションを行う．シミュレーション結果の計算値 y_i^{cal} と観測データ y_i^{obs} の食い違いを計算したうえで，これ小さくなるように初期モデルを修正する．モデルの修正には式(3)に示す観測方程式が使われる．S波速度に関するローカル・パラメータを $v_j (j = 1 \sim p)$ ，層厚に関するローカル・パラメータを $t_j (j = 1 \sim p')$ と書く．

$$y_i^{obs} - y_i^{cal} = \sum_{j=1}^p \frac{\partial y_i^{cal}}{\partial v_j} \Delta v_j + \sum_{j=1}^{p'} \frac{\partial y_i^{cal}}{\partial t_j} \Delta t_j \quad (3)$$

なお， i はデータの通し番号 ($i = 1 \sim n$) である．

弾性波探査のローカル・パラメータはP波速度であり，重力探査のローカル・パラメータは密度である． Δw_j をP波速度や密度などのS波速度以外のローカル・パラメータとすると式(3)の右辺第1項の代わりに次式が使われる．

$$\sum_{j=1}^p \frac{\partial y_i^{cal}}{\partial w_j} \Delta w_j \quad (4)$$

前述のようにP波速度や密度がS波速度の関数であると仮定すると， $w_j = w(v_j)$ と書けるため，合成関数の微分則を適用すると式(4)は式(5)のように書き直される．このように合成関数の微分則を適用することによって，弾性波探査や重力探査のデータについてもS波速度に対する観測方程式に変換することができる．

$$\sum_{j=1}^p \frac{\partial y_i^{cal}}{\partial w_j} \frac{dw}{dv_j} \Delta v_j \quad (5)$$

従来の探査の逆解析では個別にその地点のローカル・パラメータ（S波速度や層厚）を求めておき，最後に他の探査結果やボーリング・データと突き合わせて解釈しモデルが作成される．これに対してジョイント・インバージョンでは，広域モデル全体のS波速度と層厚の分布をまとめて決定する．ローカル・パラメータと広域パラメータの間には式(1)の関係があるため，これを式(3)に代入すると式(6)が得られる．

$$y_i^{obs} - y_i^{cal} = \sum_{j=1}^p \sum_k g_{jk} \frac{\partial y_i^{cal}}{\partial v_j} \Delta V_k + \sum_{j=1}^{p'} \sum_{k'} g_{j'k'} \frac{\partial y_i^{cal}}{\partial t_{j'}} \Delta T_{k'} \quad (6)$$

簡単のため，広域パラメータ V_j (S波速度) や T_j (層厚) を合わせてパラメータ $X_j (j = 1 \sim P + P')$ と表すと，式(7)のようにまとめることができる．

$$y_i^{obs} - y_i^{cal} = \sum_{j=1}^{P+P'} J_{ij} \Delta X_j \quad (7)$$

J_{ij} はローカル・パラメータに対する偏微分に内挿係数をかけ，さらに必要に応じてS波速度からP波速度また

は密度へ変換するときの微係数 dw/dv をかけたものを足し合わせることで求められる．

式(7)の J_{ij} をまとめた n 行 $P + P'$ 列の係数行列はヤコビ行列と呼ばれる．ヤコビ行列の行ベクトルは当該データに対するパラメータの感度分布を示す．

例えば，微動アレイ探査を実施してある地点の分散曲線データ $y_i^{obs} (i = 1 \sim n)$ が得られたとする． y_i^{obs} は異なる n 周波数におけるレーリー波の位相速度である． $y_i^{obs} - y_i^{cal}$ をまとめてベクトル ΔY^1 ，ヤコビ行列を J^1 ，解の修正量をベクトル ΔX と書くと，微動アレイ探査データの観測方程式は $\Delta Y^1 = J^1 \Delta X$ と書かれる．右肩の添え字 **1** は一つ目の微動アレイ探査のデータであることを示している．同様に別の地点で実施した微動アレイ探査データの観測方程式は $\Delta Y^2 = J^2 \Delta X$ と書ける．また，微動アレイ探査以外のデータについても観測方程式は同じ形式で書かれる．すべての探査データの観測方程式をまとめたのが式(8)である．

$$\begin{pmatrix} \alpha^1 \Delta Y^1 \\ \alpha^2 \Delta Y^2 \\ \alpha^3 \Delta Y^3 \\ \vdots \\ \alpha^M \Delta Y^M \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \alpha^1 J^1 \\ \alpha^2 J^2 \\ \alpha^3 J^3 \\ \vdots \\ \alpha^M J^M \end{pmatrix} \Delta X \quad (8)$$

ここで， α はそれぞれのデータの重み係数である．式(8)の連立一次方程式を解くと解析の修正量が得られるので，これを初期モデルの値に加えることでモデルは改善される．一度の修正で満足できる解を得ることはできないため何度も修正を繰り返して最終的な解に至る．

物理探査のインバージョンでは，観測方程式が ill-posed (不適切) でランク落ちしているためそのまま解いても発散する．これに対処するため，式(8)に拘束条件式を加えることによって広域パラメータの安定化を図ることができる．

$$\alpha^0 C_0 = \alpha^0 C \quad (9)$$

ここで α^0 は拘束の強さを与えるパラメータである．一般に使われる拘束条件は初期値拘束条件と平坦化拘束条件である．初期値拘束条件はダンピングとも呼ばれ， $C = I$ (単位行列) かつ， $C_0 = 0$ と与える．拘束条件は $\alpha^0 \Delta X = 0$ で「解の修正量は0である」というソフトな拘束条件，すなわち初期値の周辺に拘束することに相当する． α^0 は拘束条件の強さを与える重みである．平坦化拘束条件は隣接するグリッド間で速度や層厚が等しいという条件である．この場合は，隣接するグリッド間の速度や層厚の差分を計算するオペレータを C とする．修正前の初期モデル X^0 を使って $C_0 = -CX^0$ と与えると，拘束条件は $\alpha^0 C(X^0 + \Delta X) = 0$ となる．すなわち，修正後のモデル $X^0 + \Delta X$ に対して，隣接するグリッド間の速度や層厚の水平方向の差が **0** であるという条件を与えたことに相当する．

(執筆責任者 杉本芳博)

4.3 モニタリングデータの解析技術

1. 繰り返し物理探査の問題点

時間ステップごとに地盤の弾性波速度や比抵抗の分布を知ることができれば、地盤のゆるみや地下水位の変化、グラウトの注入範囲の広がり等の手がかりが得られるであろう。このような考えに基づき、物理探査を繰り返し実施して地盤状況の変化を調べる試みが多くなされている。しかし、このような繰り返し探査の解析は大変デリケートであり、逆解析の過程で発生した偽像が物性値の真の変化を覆い隠してしまうことがあるため注意が必要である。偽像の発生を抑えて真の物性変化を精度良く求めるための工夫が求められる。

図-1 は 2 回の探査結果からその間の物性変化を求めるための解析の流れを示している。逆解析の観測方程式は不安定であり (ill-posed)、ちょっとした影響で多くの偽像が発生する。2 回の逆解析結果の差をとることによって偽像がキャンセルされることはなく逆に強調されることになる。

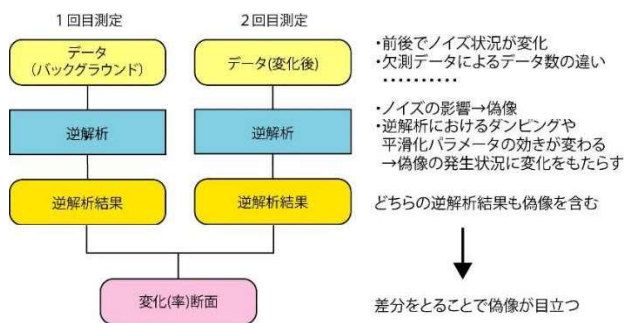


図-1 繰り返し物理探査の解析法（従来法）

偽像の発生には以下の要因が関わっている。

(1) ノイズの影響

逆解析結果にはノイズの影響による偽像が必ず含まれる。ノイズ状況は測定ごとに变化するため、ノイズによる偽像もまた測定ごとに变化する。これを物性変化として検出してしまふ可能性がある。

一口にノイズの影響といっても、その影響には2つのプロセスが考えられる。1つ目は、ノイズを含んだデータの影響で、解析断面中にノイズによる偽像が現れるケースである。2つ目は、ノイズの影響を抑えるための安定化処理を施す際に、そのフィルター効果が解析毎に微妙に変化して、物性値の変化として検出されるケースである。ABIC や AIC を使った制約付き最小2乗法の解析では、ノイズに合わせて自動的に制約条件の強さが決められるので、気づかないうちに精度低下の原因となつて

いる可能性がある。

(2) 測定条件の変化に起因する見掛けの物性変化

2次元探査や3次元探査の場合、長期間、野外に測定センサーを設置しておくことは難しい。しかし、測定のたびに設置し直すとなると、センサー位置やセンサーの設置条件は測定ごとに变化することになる。測定された生データを見ただけでは影響は目立たないことが多い。しかし、逆解析の過程でこの影響は増幅し偽の物性変化として検出される可能性がある。たとえ常設の測定センサーを設置しておいたとしても、センサーの劣化によってデータが部分的に欠損することはよくあることである。たとえ物性分布が変わらなくても、データの欠損によって逆解析結果は微妙に変化することになる。しかもその変化はランダムではないため真の物性値分布の変化と見分けがつかないことが多く、さらに悪いことには、前後の解析結果の差分をとることで、この微妙な変化が強調されることになる。

(3) 物性値の変化に起因する偽像の影響

逆解析結果に出現する偽像の中には物性分布そのものに起因するものもある。トレーサー試験などで物性値が変化することで、それに伴う偽像までもが変化し、解析結果の解釈に支障をきたす可能性もある。

(4) 解析パラメータの影響

イタレーションの回数や拘束条件の強さといった解析パラメータは逆解析結果の収束に少なからず影響を与える。イタレーション回数を同じに設定することは容易であるが、それでも解の収束を厳密に同じ条件にすることは難しい。逆解析の収束は先に述べたデータの S/N ばかりでなくモデルのコントラストにも影響されるためである。従って物性値の変化が解の修正性の違いをもたらし、これが見掛けの物性変化あるいは偽像として検出される可能性がある。

繰り返し物理探査の成功の鍵は偽像の影響を極力小さくすることである。図-1 に示した従来の解析方法では偽像の影響を強く受ける可能性があるため、これを軽減する解析方法が提案されている。

2. データの規格化による解析の高精度化

繰り返し物理探査の解析において偽像の発生を極力抑えるためには、1度の逆解析で物性変化を求めることが望ましい。このような考えに基づく逆解析のフローを図

-2 に示す。解析の手順は以下のとおりである。

(1) リファレンスモデルの作成

1 回目のデータから逆解析を行い、これをリファレンスモデルとする。

(2) 変化率解析データの作成

リファレンスモデルをもとに順解析を行って、次式により規格化データを作成する。

$$\text{規格化データ} = \text{順解析による理論値} + (\text{2 回目の測定値} - \text{1 回目の測定値})$$

なお、一般に比抵抗探索の逆解析で対数比抵抗を最小二乗法の未知数とするため、対数値の差すなわち比を計算して規格化データを作成する。

$$\text{規格化データ} = \text{順解析による理論値} \times (\text{2 回目の測定値} / \text{1 回目の測定値})$$

(3) 規格化データを使った逆解析

リファレンスモデルを初期モデルとして規格化データを逆解析する。

(4) 変化量の計算

逆解析結果とリファレンスモデルを比較して変化量または変化率を算出する。

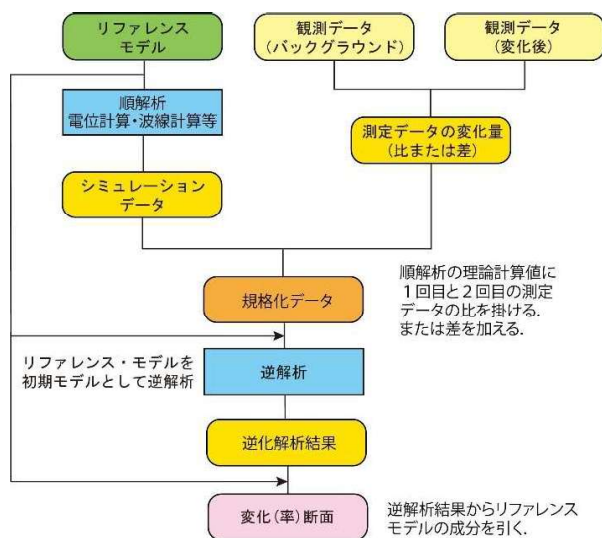


図-2 データの規格化によるモニタリングの解析方法

データの規格化による解析では物性値の差または比を計算するための逆解析は1回だけである。従来法では1回目と2回目の探索データに対して合わせて2回の逆解析を行うため、逆解析の収束の違いによる見掛けの物性変化（偽像）の発生を防ぐことができる。また、1回目と2回目の共通のデータのみを使うことにより、データセットの違いによる見掛けの物性変化（偽像）を防ぐことができる。

3. 複数の時間ステップのデータの同時解析

「データ規格化による解析」は、前後2回の探索データからその間の物性変化を推定する方法であるが、測定回数が増えた場合には、どれをリファレンスにするかによって解析結果が変わる。この問題を克服し多ステップの繰り返し探索データを精度よく解析する方法がKim et al. (1995)や清水・小田(2019)から提案されている。彼らの方法は、多くの時間ステップのデータを同時に解析することを基本としており、時間を含めた3次元（2次元+時間）または四次元（3次元+時間）での解析を目指している。これは、多地点の垂直探索データを同時に解析する多点同時解析の考え方を時間方向に拡張したものとして理解することができる。

複数の時間ステップのデータを同時解析する利点は以下のとおりである。

(1) 計測中に場が変化する影響を適切に対処できること

例えばトレーサー試験において、計測に時間がかかると1サイクルの計測の間にトレーサーが移動してしまい場が変化してしまうという事態が起こりうる。この場合、1サイクルの最初と最後の計測データは異なる場を観測しており、物性値分布が同じだと仮定して一緒に解析しても精度の良い結果は得られない。しかし、1サイクルの最初と最後の時間ステップの物性値分布を逆解析の未知数とすれば、途中の任意の時間の物性分布を内挿することは容易であり、どの計測データに対しても適切な処理が可能である。

(2) 合理的な先験条件を与えて解析することによって偽像の発生を抑制できること

一般に、物性値が短期間に乱高下することは考えづらい。ノイズの影響や解析に起因する物性値の見掛けの乱高下は、「隣接するタイムステップの物性値の差は小さい」という先験情報を与えることで抑えることができる。モニタリングの解析結果の信頼性や分解能が期待される。また、トレーサー試験やグラウト効果判定のためのモニタリング測定では、水みちに沿った領域やグラウト注入孔周辺の限定的な領域だけ変化と考えるのが妥当である。状況に合わせて適切な先験条件を与えて解析することで無意味な偽像を抑制することができる。

清水・小田(2019)は、比抵抗モニタリングの逆解析において各時間ステップの比抵抗を未知数とする代わりに、初回の比抵抗と各時間ステップ間の比抵抗の変化量を未知数とすることを提案した。さらに、「各ステップの変化量が小さい」という先験条件を与えることで、解析精度が向上することを報告している。

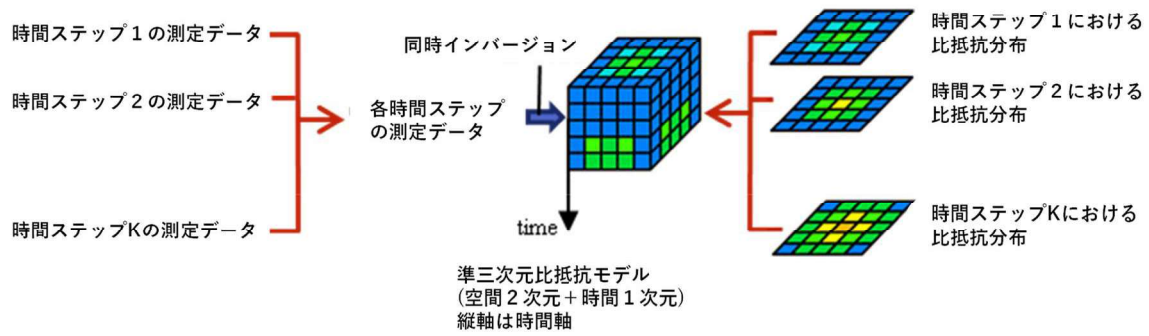


図-3 複数の時間ステップデータの同時インバージョンの概念図（清水・小田, 2019 の Fig. 3 に加筆）

3. シミュレーション検討の事例

ここでは、既往の文献からモニタリングデータの解析における偽像や解析方法を工夫して精度が向上の例を示す。

図-4～6 は杉本（2002）からの引用である。岩盤中に幅 1 m の破碎帯が鉛直にのびる構造を想定して比抵抗探索のシミュレーションを実施した結果である。破碎部の当初の比抵抗値を 500ohm-m とし、塩水注入によって 100ohm-m まで低下したという状況を設定している。電極間隔 1 m、最大測定深度 20m で 2 極法電気探査を実施したときのデータをシミュレーションで作成し、これを逆解析した。図-4 は変化前後のモデル比抵抗と逆解析の結果である。鉛直にのびる低比抵抗帯は概ね正確に検出されているものの、深部ほど分解能が低く低比抵抗帯の像がぼけている。また、低比抵抗帯の両側に高比抵抗の偽像が発生しているのが特徴的である。図-5 は深度 2.5m における比抵抗分布を 1 次元グラフに表示したものである。実線で示した解析比抵抗の分布は、破線で示したモデル比抵抗分布に対してあたかもバンドパスフィルターを適用したようなグラフとして表現されている。低比抵抗帯の両側に高比抵抗偽像が発生する現象は、矩形波にバンドパスフィルターを適用したときにサイドローブとよく似ている。逆解析の過程で高周波成分が再現されないため、フィルターをかけたようなイメージが得られていると考えることもできる。

塩水注入により比抵抗が低下するとサイドローブは大きくなり、解析断面の低比抵抗帯の比抵抗の低下に加えて、その先の高比抵抗偽像の抵抗値も大きくなる。結果として比抵抗低下領域の外側に見かけの比抵抗増加領域が発生している。

図-6 は従来法と規格化したデータを使った解析法の比較をしたものである。規格化データによる解析では『比抵抗は増加しない』という制限を与えて解析している。従来法の結果では比抵抗が低下領域の外側で比抵抗が増加しており、さらにその外側には比抵抗の低下が認められる。改良法による解析では『比抵抗は増加しない』と

いう制限を与えているため、高比抵抗の偽像が消えているのは当然であるが、高比抵抗偽像の両側に 2 次的に発生した低比抵抗の偽像（波線の丸印で示した領域）も消えている。データの規格化によってモニタリングデータの逆解析の精度が向上しているのが分かる。

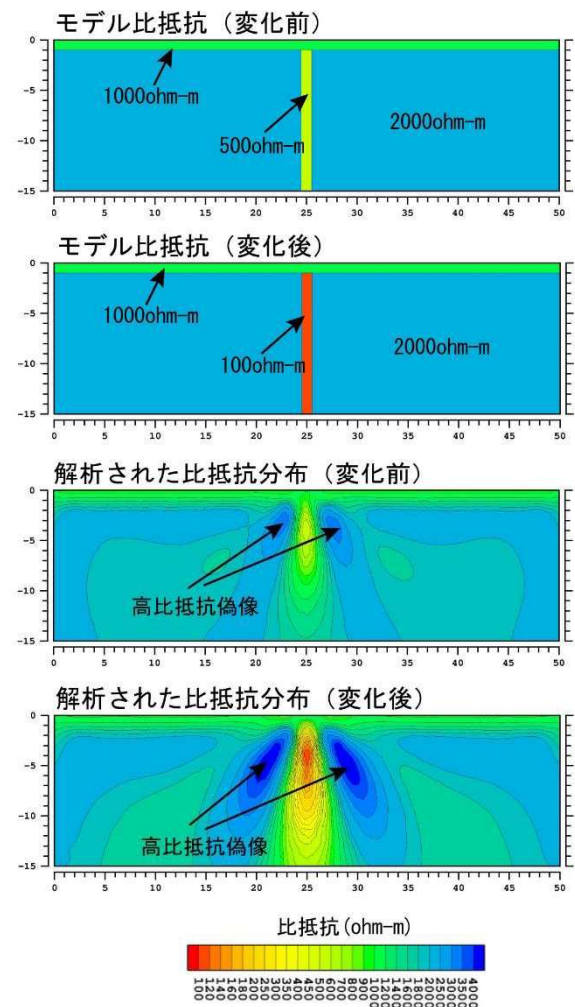


図-4 比抵抗変化に伴って解析断面上に現れた偽像の発生状況の違い

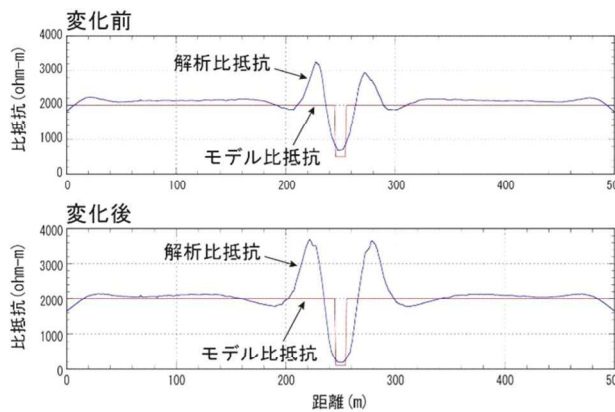


図-5 深度 2.5m における解析比抵抗の 1 次元分布

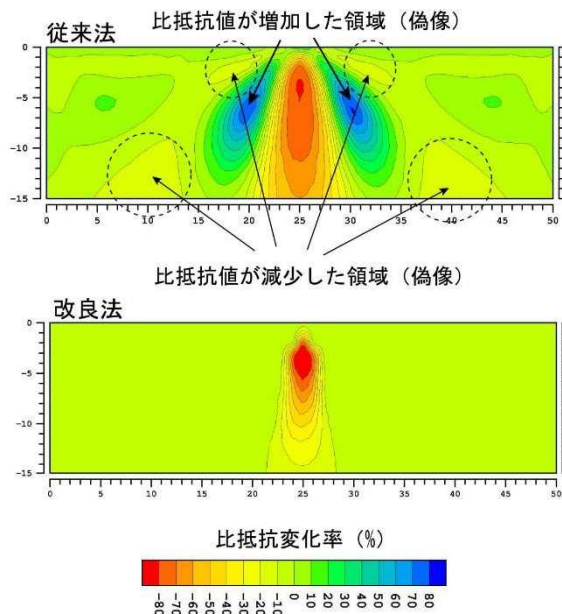


図-6 規格化したデータによる解析結果
比抵抗は増加しないという制限を設けて解析した

図-7 は清水・小田(2019)からの引用である。この事例は、複数の時間ステップのデータを一度に逆解析することによって解析精度が向上することをシミュレーションデータを使って示している。

筆者らは均質地盤の 2 次元 FEM モデルを使って移流拡散解析を実施し地下 2.5m の深度から注入した塩水の濃度分布の時刻歴を 10 秒ごとに計算した。別途実施した室内試験から塩水濃度と比抵抗の関係を求めておき、移流拡散解析結果の塩水濃度から比抵抗モデルを作成した。このモデルを使って比抵抗トモグラフィの順解析を行い、シミュレーション検討用の模擬データを作成した。比抵抗シミュレーションは 3m×3m の正方形の領域を探索対象として、領域を取り囲む赤い線上に 25cm 間隔に電極を配置したケースを想定した。このようにして作成した比抵抗トモグラフィの模擬データから複数時間ステップの同時逆解析を行った。図-7(c)は移流拡散解析を基に作成した比抵抗モデル、(a)は従来法による解析結果、(b)は複数時間ス

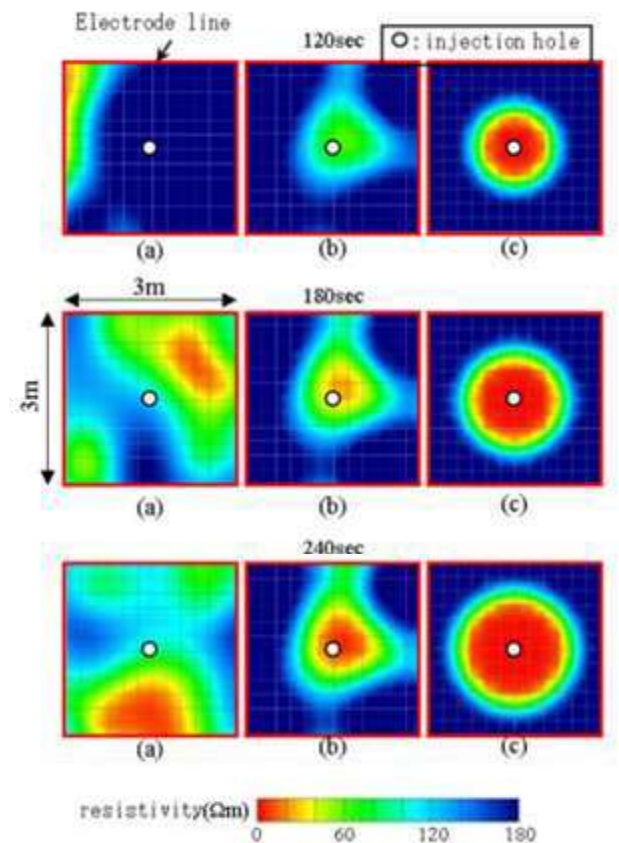


図-7 複数の時間ステップの同時逆解析によって
逆解析の精度が向上した事例
清水・小田(2019)より引用

テップの同時逆解析の結果である。図-7 の上段は時間ステップ 120 秒、中段は時間ステップ 180 秒、下段は 240 秒の比抵抗分布を示している。

(a)の従来法の結果では、中心から注入された塩水による低比抵抗ゾーンの広がりが全く再現されていない。これに対して、複数時間ステップのデータを同時逆解析した(b)の結果では時間経過とともに低比抵抗ゾーンが広がっている状況がうまく捉えられている。このように全時間ステップのデータを同時解析する方法はモニタリングデータの逆解析精度を改善することが分かる。

(執筆責任者 杉本芳博)

4.4 可視化の解析事例

4.4.1 DAS で取得した表面波探査データの事例

1. はじめに

集中豪雨や巨大地震に伴う土砂災害の被害を低減するためには地盤内の土質構成や水理構造を事前に把握して対策する必要がある。また、経年変化による地盤のゆるみや地下水位の変動を長期間モニタリングすることも必要であり、ボーリング調査に比べて広い範囲を非破壊的に効率的に調べることが可能な物理探査法への期待は大きい。

近年、光ファイバーケーブルを受振器として振動計測に用いる分布型音響センシング DAS (Distributed Acoustic Sensing) が CCS、石油・ガス分野で脚光を浴びている。これは光ファイバーケーブル内にレーザー光を入力し、地盤内の微小な振動に起因して光ファイバーケーブル内で発生する後方散乱光による位相変化を捉えることにより、光ファイバーケーブル軸上のひずみを高いサンプリング周波数で検出する技術である。DAS は光ファイバーケーブルを多チャンネル地震計センサーとして利用するシステムである。従来のジオフォンを用いた物理探査よりも空間的に高密度なデータが取得でき、長区間の測定を安価に行える。また従来の受振器に比べると耐久性が高いため、長期間設置するモニタリング用センサーとして使用することもできる。ここでは、斜面に埋設した光ファイバーケーブルによる DAS の連続データから地盤の表面波信号を抽出し、さらに逆解析によって S 波速度分布を求めた事例を紹介する。

て、DAS 計測による微動記録も同時に取得した。微動記録は 1 分 1 ファイルとして、1 時間分のデータを記録した。



図-1 調査位置図



図-2 光ファイバーケーブルの設置状況

2. DAS による表面波探査データの取得

DAS 計測は岡山大学北側に位置する半田山の斜面上で実施した(図-1)。調査地点は花崗岩の上に古生層が分布しており、2018 年 7 月の豪雨で斜面崩壊が生じた。調査測線はその崩壊地の西側に設定した。測線長 81m の斜面において、深さ 10cm 程度の溝を掘り(図-2(a))、溝の中に光ファイバーケーブルを埋設した後(図-2(b))、上から軽く土をかぶせて光ファイバーケーブルを設置した(図-2(c))。DAS 計測装置にはニュープレクス社製の NBX-S4000 を用いた。測定パラメータはゲージ長 0.2m、サンプリング周波数 500Hz、サンプリング間隔は $dx=0.2053m$ でデータ収録を行った。表-1 に DAS の計測仕様を示した。表面波探査の振源としてかけやを使い、測線に沿っておよそ 5m 間隔で鉛直に 4 回加振することでデータ取得を行った。本調査では、起振時にはトリガー信号は記録せず、15 秒間の連続記録測定中にかけて 4 回起振することでデータを取得した。DAS データの記録例を図-3 に示す。また、本調査では起振記録に加え

表-1 DAS 測定仕様

ゲージ長	0.21m
サンプリング周波数	500Hz
空間サンプリング	0.21m
測線長	81m
チャンネル数	395

3. DAS データの前処理

前述のように、起振時のトリガー(起振時間)に関するデータは取得していなかったため、以下の手順で起振記録の重合を行った。

- ① 起振記録のうち明瞭な波形(トレース)を選択して各起振記録での立ち上がり時間を読みとった。
- ② 読み取った時間から各起振波形(512 サンプル、記録長 1.024 秒)をそれぞれ抽出した。

- ③ 4回の起振データについて相関関数を計算して起振波形同士の初動のずれを修正した。
- ④ 最後に4回の波形記録を重合した。

重合後の起振記録を図-4に示す。重合後の起振波形を見ると、起振点周辺における初動部分のパルスが不明瞭でありS/Nの低下が認められる。これは地面への打撃により光ファイバー内のひずみ振幅が大きくなり、波が飽和している可能性がある。これは、現状のDASセンサーが従来型の地震計センサーに比べてダイナミックレンジが狭いためと考えられる。

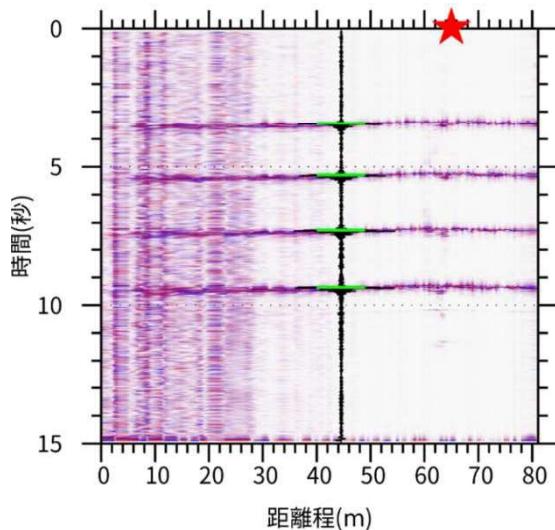


図-3 DASの起振記録の例（★は起振位置）

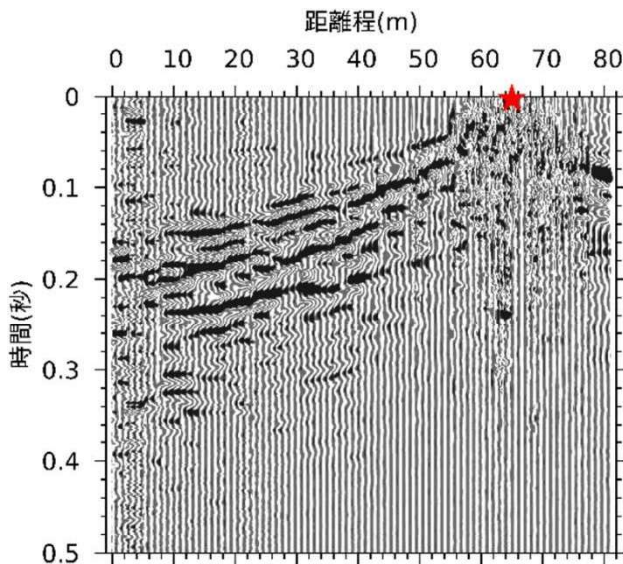


図-4 重合後の波形記録

起振点付近のS/Nを向上させるため、CMP 相互相関解析 (Hayashi and Suzuki, 2004)を適用した。CMPはCommon mid-pointの意味であり、発振点と受振点の中心が共通な波形データの集まりをCMP ギャザーと呼ぶ。振源近傍のデータは飽和しており使えないため、起振点

前後の10mのデータは使わず、相互相関関数の計算によってCMP ギャザーを作成した。これは、2つの受振点の観測波形の相互相関関数を足し合わせることによって、一方の受振点位置で発振した時の、もう一方の受振点位置での受振波形を合成できるという地震波干渉法の原理に基づいている。このようにして作成されたCMP ギャザーの一例を図-5(a)に示す。0.205mごとにCMP ギャザーを作成したのちに、各CMP ギャザーのデータに対してPhase-shift法を適用して分散曲線イメージを算出した(図-5(b))。さらにエネルギーが最大となる点を読み取り分散曲線を得た。

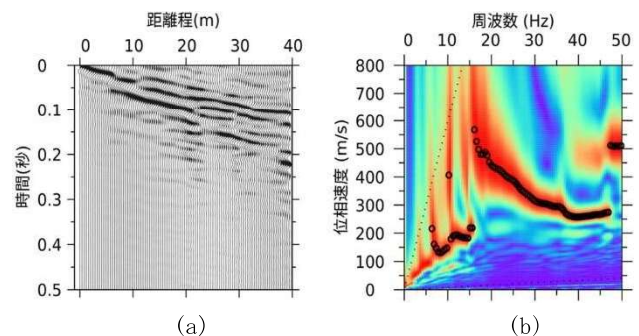


図-5 CMP 起振記録(a)と抽出した分散曲線イメージ(b)

4. サウンディングデータの事前検討

測線上および隣接した地点では、株式会社ウェスコのチームが、統合物性モデル研究組合の活動の一環として磁歪式変位センサーを使ったサウンディングを実施している。DASによる表面波探査データの逆解析にあたり、サウンディングの換算N値データを考慮した統合解析を試みた。

既往のN値とS波速度の関係式を使うことで換算N値データから各深度のS波速度が推定できる。このS波速度が妥当なものであるならば、表面波の位相速度データの逆解析にそのまま使用することができる。N値からS波速度するための関係式はいくつか知られており、それらの式を使って推定したS波速度と換算N値のグラフを図-6に示す。どの式を使うかによって推定されたS波速度の値は大きく異なり、どれが正しいかを判断する根拠はない。算出されたS波速度をそのまま表面波探査の解析に使用できないことから、N値からS波速度への変換式における3つのパラメータ α 、 β 、 γ の値を逆解析の未知数として取り扱い、S波速度から逆算されるN値が観測値と合うように α 、 β 、 γ の最適値を推定することを試みた。

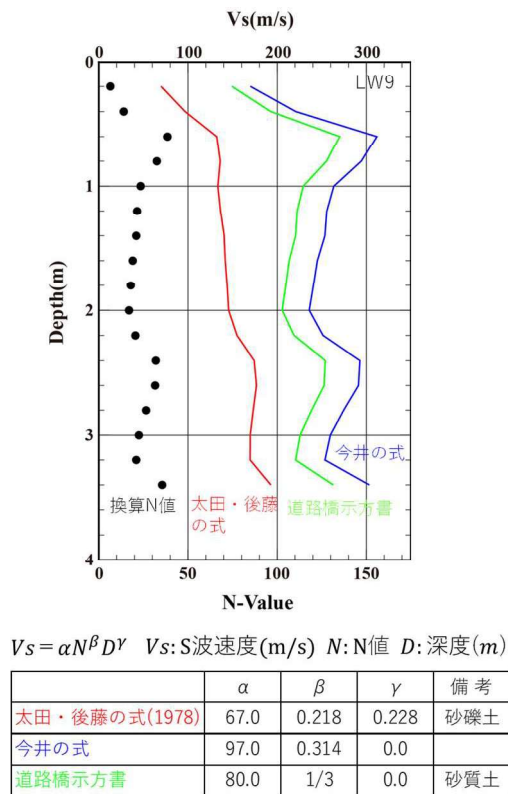
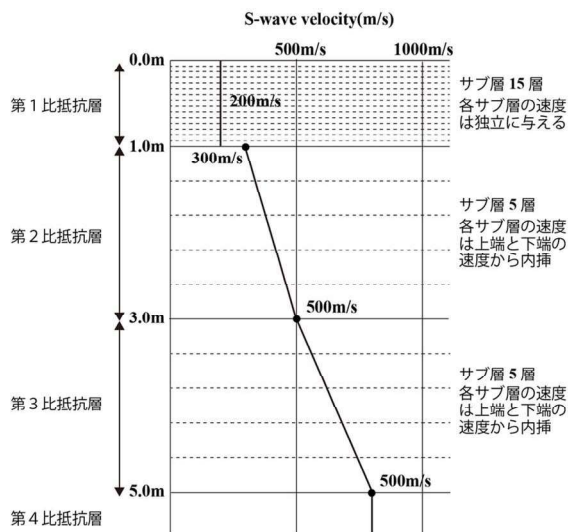


図-6 換算 N 値および N 値と S 波速度の関係式から推定された S 波速度



5. 逆解析

5.1 初期モデルの設定

前処理で得られた分散曲線データおよびサウンディングの換算 N 値データ、サウンディングで確認された表層の下面深度のデータを使って多地点同時逆解析を行った。測線方向に 2m 間隔にグリッド点を設けてそれぞれのグリッド点直下に 4 層からなる S 波速度構造モデルを考えた。第 1 層は表土でサウンディングの結果によると最大で 3.2mm 程度の厚さが確認されている。20cm 間隔で測定された換算 N 値データと対比できるように、第 1 層内を 15 層のサブ層で分割した。既往資料によると第 2 層以深は風化花崗岩層に対比され、深度とともに速度が増加するものと想定されることから、各層内は 5 層のサブ層に分割してそれぞれの速度は速度層上面と下面で定義した速度から内挿して求めた。初期モデルは平行層モデルとして層厚は場所によらず一定とした (図-7)。

換算 N 値データを使用するにあたっては、大田・後藤の式 (1978)、今井の式、道路橋示方書のそれぞれの α 、 β 、 γ の値を初期値として解析を行い、初期値依存性を検討した。

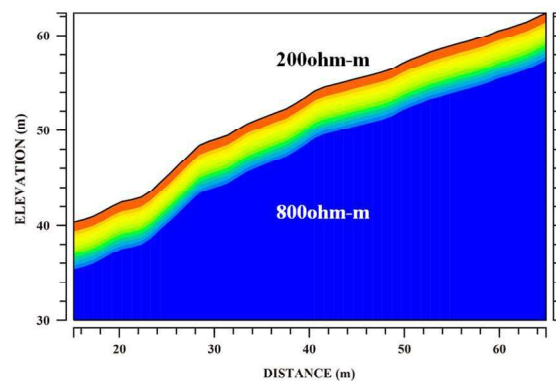


図-7 逆解析に使用した初期モデル

5.2 逆解析結果

逆解析は 2 段階に分けて実施した。第 1 段階では概略の平均的な速度構造を求めることを目的として、各層の速度は横方向に変化しないものと仮定した。また、速度逆転層はないものと仮定してイタレーションの途中で下位層の速度が上位層の速度を下回ったときは上位層の速度で置き換えてから次のイタレーションに進んだ。10 回のイタレーションで概ね収束に至ったため、第 2 段階の解析に移行して 15 回のイタレーションを行った。第 2 段

階では横方向に速度が変わることを許容し、また、表層内の逆転層の発生を許すことで、より詳細な速度構造を求めた。図-8 は、N 値の変換パラメータ α 、 β 、 γ の初期値として道路橋示方書の値を使った場合の残差の収束状況である。また、図-9 は換算 N 値データと S 波速度から求めた換算 N 値を比較したグラフである。両者は良く合っており、換算 N 値データの情報が逆解析結果に良く反映されていることを示している。

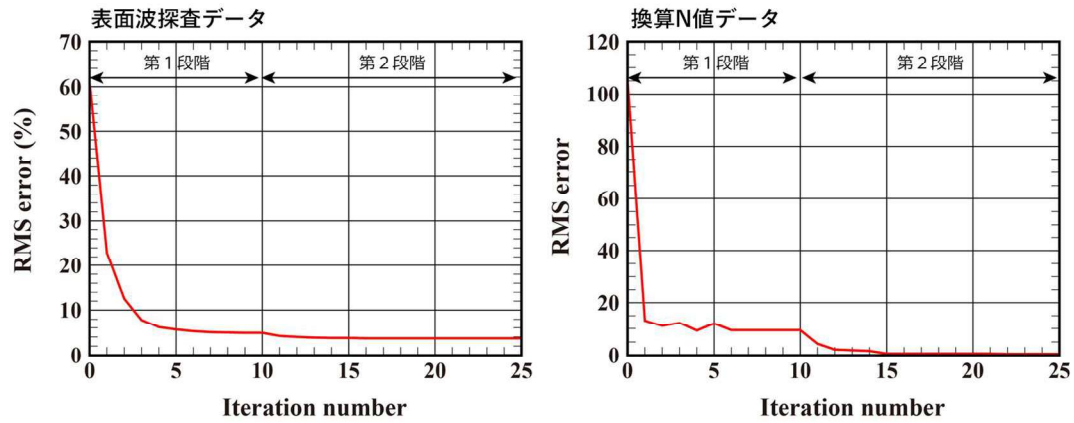


図-8 残差の収束状況（道路橋示方書の α ， β ， γ を初期値とした場合）

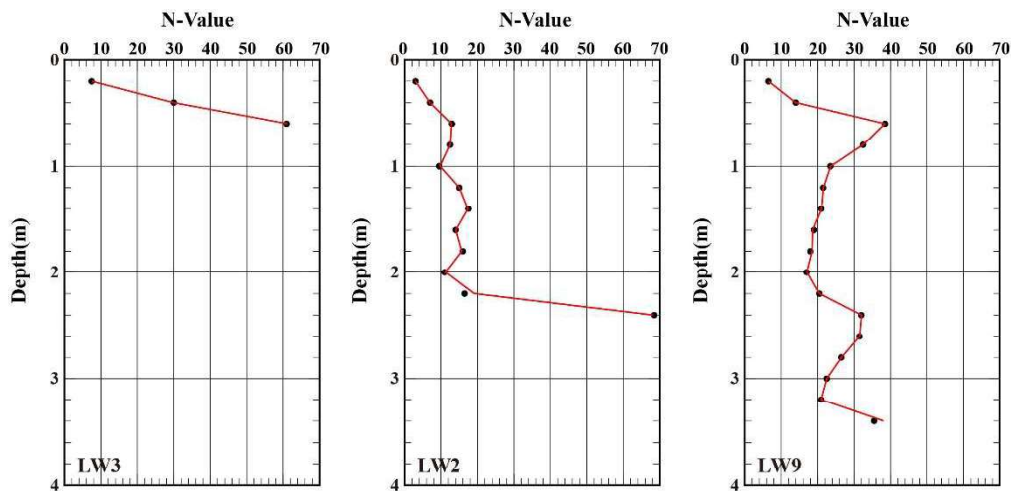


図-9 換算N値データとS波速度から推定した換算N値との比較
（道路橋示方書の α ， β ， γ を初期値とした場合）

逆解析結果を図-10に示す。比較のため、 α ， β ， γ の初期値として今井の式の値と使用した結果や、太田・後藤の式（1978）の値を使用した結果、山内(2024)による既往解析結果を併せて示した。使用した α ， β ， γ の初期値によらず、求められたS波速度断面はほぼ同じ結果となっており、さらに換算N値データを使用することによって表層の地すべり土塊内の詳細なS波速度構造が得られていることが確認された。換算N値データのない地点についての解の精度や信頼性については、今後さらに検討する必要がある。

S波速度とN値の関係式における α ， β ， γ パラメータの初期値依存性を検討するため、異なる初期値を使って解析して得られた最終的な α ， β ， γ 値と逆解析結果のS波速度、S波速度から推定されたN値を図

-11に示す。大田・後藤の式のパラメータを初期値とした結果は、他の結果と比べてパラメータ値が3割程度異なっているが、S波速度から推定されたN値はほぼ同じ値を示していることが分かった。本ケースの場合、 α ， β ， γ のパラメータは一意的に決まらなかったことが分かる。その理由は、換算N値データの最大深度が3.4mであり、深度 D に関するパラメータ γ がうまく決定できなかったためと考えられる。N値データの深度範囲が広がればこの問題は改善する可能性がある。

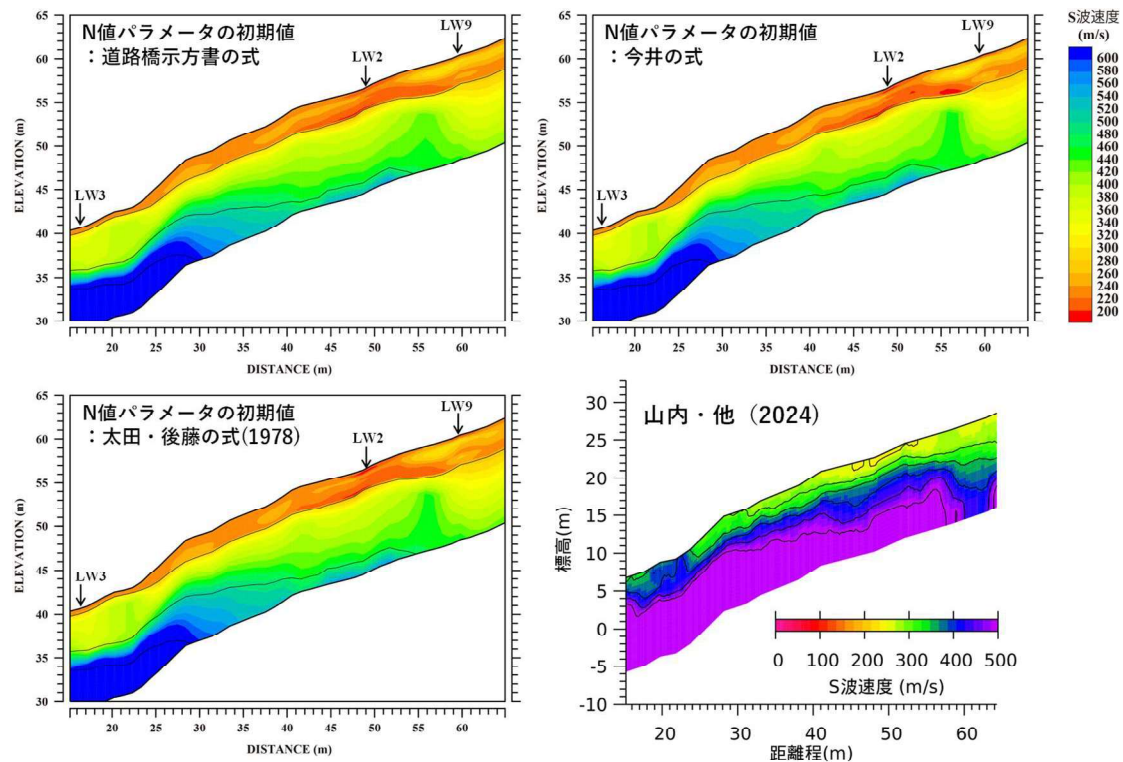
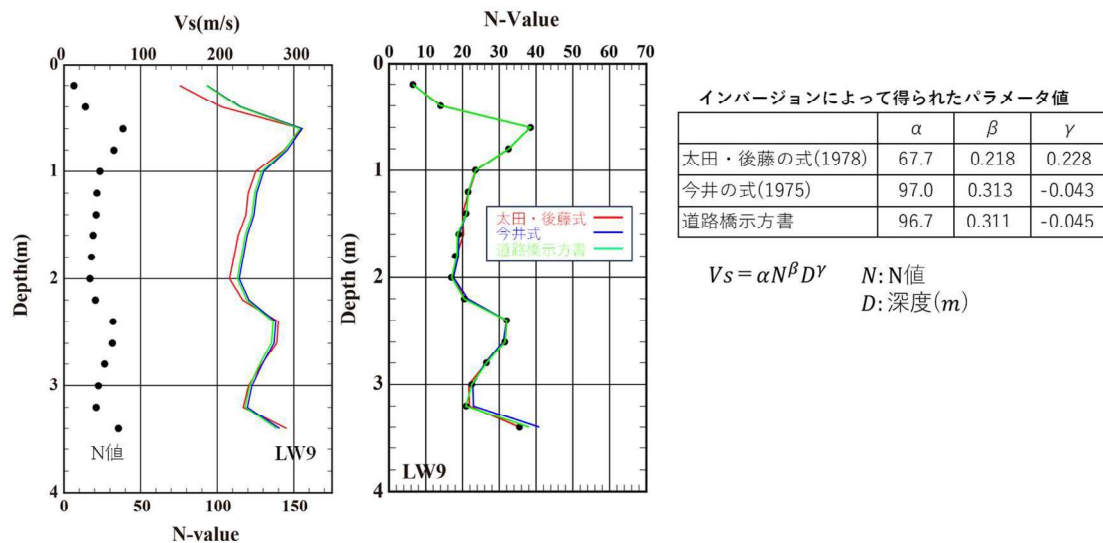


図-10 逆解析結果

図-11 S波速度-N値変換における α , β , γ パラメータの初期値依存性

6. おわりに

地すべりの発生地点の横の斜面に光ファイバケーブルを埋設し、かけやの打診による振動波形をDASによって収録した。取得された振動波形からレーリー波成分を抽出して、測線上の0.2m間隔で位相速度データを得た。これらの位相速度データを使って多地点同時逆解析を行い、S波速度断面を得ることかできた。

N値データは地盤の強度を示す指標であり建築物の設計や液状化判定など多方面で多くの実績があるが、物性

値ではないため、これを物理探査データと同等に扱うことについては物理探査技術者の間で疑問視する意見も根強くある。逆解析の初期モデル作成においてN値を使用することは従来からも行われてきたが、今回の試みのように、N値データを同時逆解析することは行われてこなかった。S波速度とN値の関係式における α , β , γ のパラメータを未知数とすることで、N値データを含めた同時逆解析が可能となり解析断面の分解能の向上に起用する可能性が示された。

(執筆責任者 杉本芳博)

4.4.2 屈折法弾性波探査と微動アレイ探査、ボーリング・データを統合解析した事例

1. はじめに

統合物性モデル技術研究組合の活動の一環として、基礎地盤株式会社、株式会社エイト日本技術開発から御提供頂いた弾性波探査、微動アレイ、ボーリング、その他のデータを基に統合解析を試みた。工学基盤以浅の比較的低速度の領域では、地下水位の上下で P 波速度が大きく変化することが知られている。この現象を利用して弾性波探査のデータや微動アレイ探査等のデータのジョイント・インバージョンにより地下水位の検出を試みた。

2. 飽和度と P 波速度の関係

図-1 のグラフは鎌田・他(2000)による砂岩の室内試験から求めた飽和度と弾性波速度の関係である。飽和度 89%~100% の範囲で S 波速度は約 200m/s の一定値を示しており飽和度には依存しない。一方、P 波速度は飽和度 98%を超えたところで急激に増加し、飽和度 100%で水中の音波速度 1500m/s に達している。不飽和状態の P 波速度が 1500m/s を下回る地盤では P 波速度が 1500m/s になる深度が概ね地下水位と推定される。

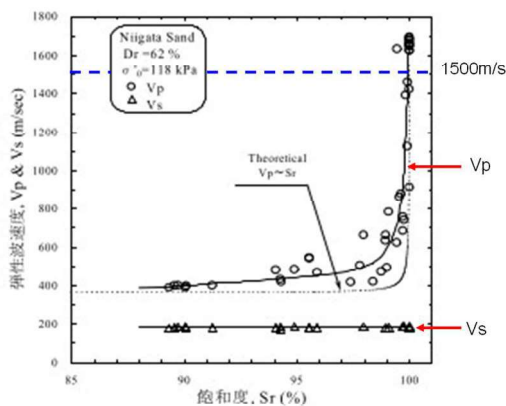


図-1 飽和度と弾性波速度の関係
鎌田・他(2000)に加筆した

3. 探査データの概要

調査地は花崗岩の丘陵で斜面を切土するとともに谷部を埋め立てて造成されたところである。造成後に実施した物理探査やボーリング調査、サウンディング調査等のデータを入手できたため、これらを使ってジョイント・インバージョン法による統合解析を試みた。使用したデータは表-2 のとおりである。図-2 に使用データの位置図を示す。

ボーリングのうち 4 孔については N 値データが取得されている。ラムサウンディングによる換算 N 値データと併せて大田・後藤の式を使って S 波速度を計算し、これ

から S 波検層の模擬データを作成した。これを、S 波速度検層データの代わりにジョイント・インバージョンのデータとした。N 値から換算した S 波速度には系統的な誤差が含まれる可能性があるため、補正を行った。

表-1 解析に使用したデータ

データの種類	データ数	備考
微動アレイ探査	5アレイ	1 辺 30m の L 字アレイ
H/V	5地点	
屈折法地震探査	1測線	測線長：約 480m
ボーリング	14孔	4 孔は N 値データあり
ラムサウンディング	8地点	約 10m~25m

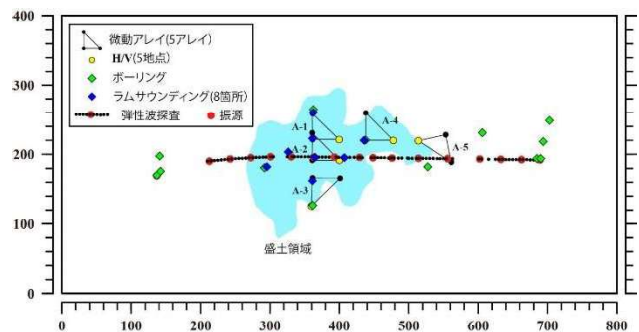


図-2 データ位置図

4. 解析方法

4.1 初期モデル

ジョイント・インバージョンに使用したグリッドの配置図を図-3(a) に示す。グリッド点数は 898 点である。グリッド点直下には第 1 速度層～第 8 速度層に区分された一次元速度構造を設定して、各速度層の S 波速度と層厚を未知数として逆解析を行った。図-4 に一次元速度構造の構成を示す。表層および盛土層に対応する第 1、第 2 速度層については N 値の 1m 間隔のデータやサウンディングの 0.2m 間隔のデータを生かすため、層内を複数のサブ層に分割してサブ層の層厚が最大でも 2m 程度になるように設定した。また、第 3 速度層以深についても速度が深度とともに徐々に増加することを想定して（ミラージュ層）、各速度層内にサブ層を設定した。また弾性波探査データの解析において地下水位の影響を考慮するため、S 波速度構造を与えるグリッド点とは別に、地下水位解析用のグリッドを設定した（図-3(b)）。地下水位設定用のグリッド点は弾性波探査測線上と微動アレイ探査地点の 65 か所に配置した。

初期モデルの作成においては第 1 速度層（表層）の厚さを一律に 2m とした。次に、ボーリングおよびサウンディングのデータから盛土下面深および第 3 速度層に相当する D~CL 層の下面深度を読み取り、これを内挿して

全域の第2速度層と第3速度層の層厚を与えた．最下層上面の標高を-10m とし，第4速度層～第7速度層の厚さは比が同じになるように設定した．図-16 は初期モデルのパネルダイアグラムである．弾性波探査測線沿いの断面およびそれに直交する2断面を表示した．

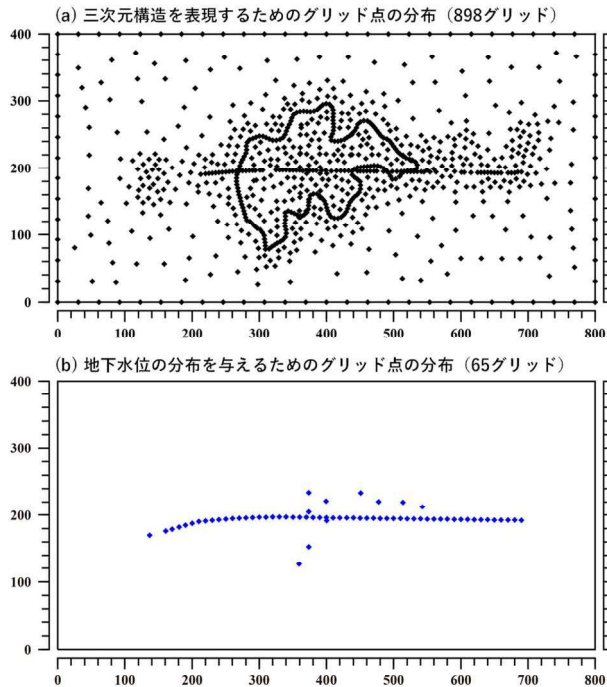


図-3 グリッド配置

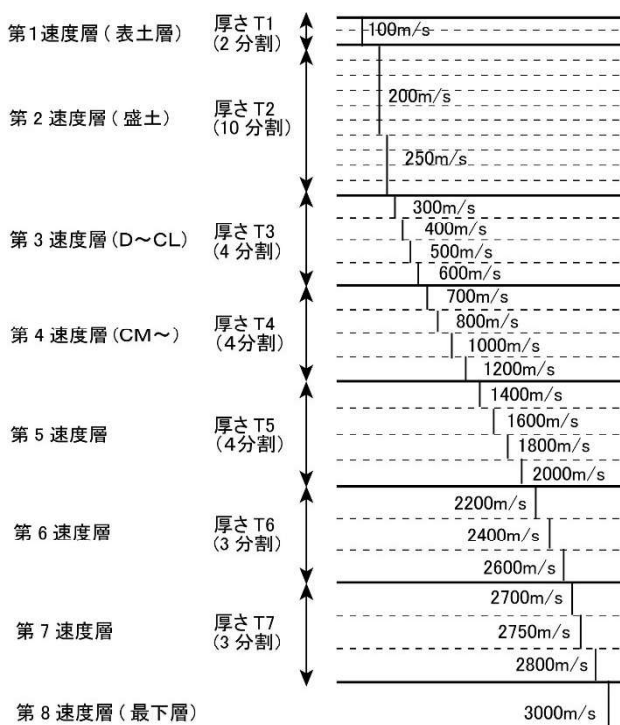


図-4 一次元 S 波速度構造の構成と初期 S 波速度

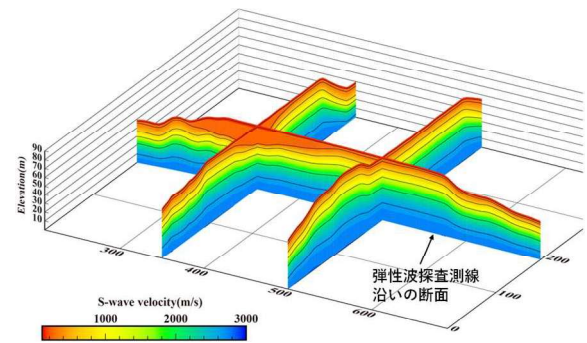


図-5 初期モデルのパネルダイアグラム表示

4.2 順解析の計算方法

微動アレイ探査データは1辺が約30mの直角二等辺三角形のL字アレイを使って得られた位相速度データである．このデータはアレイ直下の平均的な速度情報を与えるものであるが，どの地点の速度を示しているのかを明示することはできない．順解析にあたっては，アレイ内の5地点でそれぞれ初期モデルから理論分散曲線を計算し，スローネス（速度の逆数）領域で平均した値をアレイの平均分散曲線とした．

H/V の計算では5次の高次モードまでの計算を行い H/V スペクトルを求めた．また H/V スペクトルの振幅データからピーク周波数を求めて，これもあわせて逆解析のデータとした．

N 値データは大田・後藤の式を使って S 波速度に変換してから S 波検層の初動走時を計算した．これを S 波検層のデータとみなして逆解析のデータとした．大田・後藤の式の系統的な誤差を考慮して，順解析ではモデルの S 波速度 V_s に対して，一次式 $V_s^N = aV_s + b$ を使って補正してから走時を計算した．補正のための a , b は逆解析の未知数として取り扱い，微動アレイ探査や H/V のデータを含めた全体の RMS 残差が小さくなるように最適な a , b 値を求めた．

ボーリングおよびラムサウンディングから第2速度層下面（盛土層下面）や第3速度層下面の深度が分かっている地点については，該当する速度層までの層厚の総和 $D = \sum_i T_i$ を計算してモデルの深度を求め，これを深度データと比べた．

屈折法地震探査の走時計算は，3次元の広域モデルか測線に沿った波線計算用のセル・モデル（ローカル・モデル）を切り出して行った．図-6 は初期モデルから切り出したセル・モデルである．

各セルの P 波速度は，広域モデルから内挿した S 波速度から $V_s \rightarrow V_p$ の関係式を使って変換した．S 波速度から P 波速度への変換には Ludwig et al. (1970) の関係式を修正して使用した（図-7）．Ludwig et al. (1970) の関係は飽和状態を想定しているため P 波速度は最低でも 1500m/s を超えている．既往の弾性波探査の解析結果を踏まえて， $V_s < 1400\text{m/s}$ の範囲では元の式より小さくなるように P 波速度の値を設定した．さらに，図中の白丸

の点に速度の補正係数を設定し、これを逆解析の未知数として取り扱うことで V_s - V_p の式を最適化した。補正係数の初期値は 1.0 である。

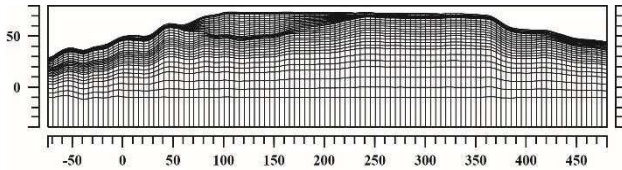


図-6 波線計算用ローカル・モデルのセル分割
(初期モデルの場合)

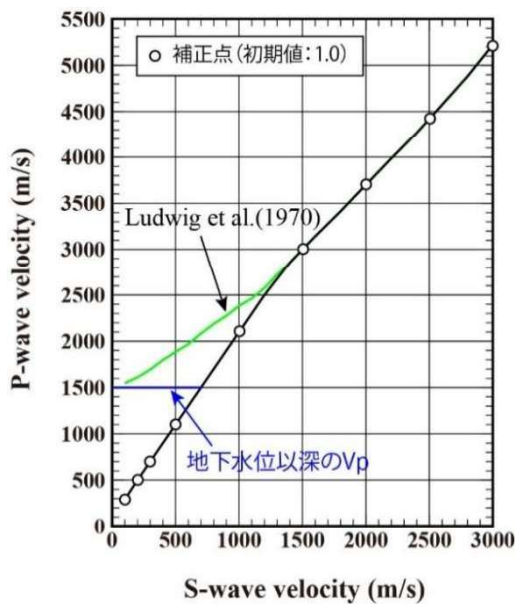


図-7 S 波速度と P 波速度の関係

地下水位の上下で P 波速度が大きく変化する影響については、以下の手順に従いセルの P 波速度を修正することで対処した。

- ① セル中央の座標における水位を計算する。
- ② セルが地下水位以深にあり（セル中央の上端深度が地下水位よりも深い場合）、かつセルの P 波速度が 1500m/s 以下の場合は P 波速度を 1500m/s に置き換える。
- ③ セルが地下水位以浅にある場合は（セル中央の下端深度が地下水位よりも浅い場合）、P 波速度はそのままとする。
- ④ 地下水位面がセル内を通過し、かつセルの P 波速度が 1500m/s 以下の場合は、セルの P 波速度を $V = (T_U + T_L)/(T_U/V_p + T_L/1500.0)$ で置き換える。ここで、 T_U はセル上端深度と地下水位深度の差、 T_L はセル下端深度と地下水位深度の差、 V_p は置き換える前の P 波速度である。

測線は直線ではなく若干屈曲している。このため 3 次元モデル内の実際の発振点—受振点間の距離は 2 次元解

析測線上での距離とは厳密には一致しない。走時計算では 2 次元モデルを使って波線を求めた後に、発振点—受振点間距離の違いに応じて波線経路を横方向に伸縮させてから走時を計算し直した。

4.3 逆解析の計算条件

逆解析は非線形最小二乗法を使って 2 段階に分けて実施した。第 1 段階では、第 7 速度層と第 8 速度層に含まれる 4 つのサブ層の速度は場所によらず一定とした。また、第 5 速度層以深は逆転層を禁止してイタレーションの途中で逆転層が発生した場合は下位層の速度を上位層の速度で置き換えた。第 2 段階の解析では条件を緩めて、全てのサブ層の速度は場所によって変化するものとした。また、逆転層の禁止条件は最下層と一つ上の層の間のみに適用した。

逆解析にあたっては、図-3(a)に示したグリッド点直下の速度層の層厚およびサブ層の S 波速度を未知数とした。さらに、地下水位が弾性波探査の走時に与える影響を考慮するため、図-3(b)に示した地下水位解析用のグリッド点上の水位を未知数として加えた。弾性波探査を実施した時の地下水位に関するデータが入手できなかったため、とりあえず盛土層下面深度から 2.5m 上に初期水位を設定して逆解析を実施した。

逆解析の途中で発散を抑えるため初期値拘束条件（ダンピング）を与えると同時に、横方向に速度や層厚が急変しないようにするため平坦化制約条件を与えた。

図-8 にイタレーション毎の RMS 残差の推移を示す。

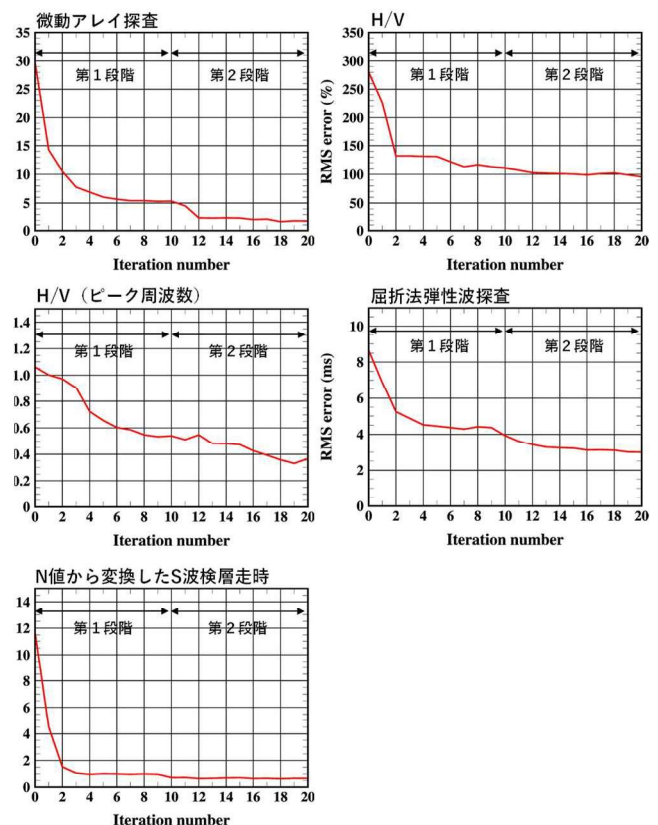


図-8 イタレーション毎の RMS 残差の推移

5. 解析結果

イタレーションを 20 回繰り返して概ね収束した段階で最終解とした。図-20～図-23 は A-1 地点の微動アレイ探査の分散曲線と H/V スペクトル、屈折法弾性波探査の走時曲線について最終モデルから計算した理論計算と観測データのフィッティングを示した図である。理論計算値はデータと整合しておりデータを説明しうることが分かる。図-9 微動アレイ探査の位相速度のフィッティング

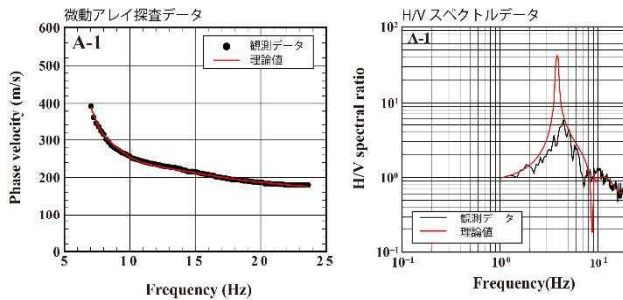


図-9 微動アレイ探査データと H/V スペクトルデータのフィッティング (A-1 地点)

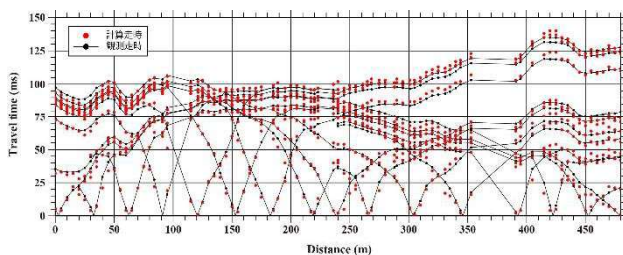


図-10 屈折法弾性波探査データのフィッティング

図-11 は弾性波探査測線上の S 波速度断面(a)と P 波速度断面(b)である。S 波速度断面では地表から盛土層の底までの全体が 200m/s～300m/s の低速度を示しているのに対して、P 波速度断面では表層に分布する低速度層 (200m/s～600m/s) と盛土下部に分布する 1500m/s 以上の速度層の 2 層に分かれおり、その境界は比較的明瞭である。1500m/s を示す領域は地下水位以深の領域である。

図-12 は 3 次元の広域モデルから切り出した S 波速度のパネルダイアグラムである。弾性波探査測線に沿った断面とそれに直交する 2 断面上の S 波速度を表示している。屈折法測線から離れた地点の地層境界面の形状は図-5 の初期モデルと概ね同じであり、各層の速度は屈折法測線上の各層の平均的な速度で置き換えられている。調査の進行に伴い新たなデータが追加されれば、これらの領域も改良されるものと考えられる。

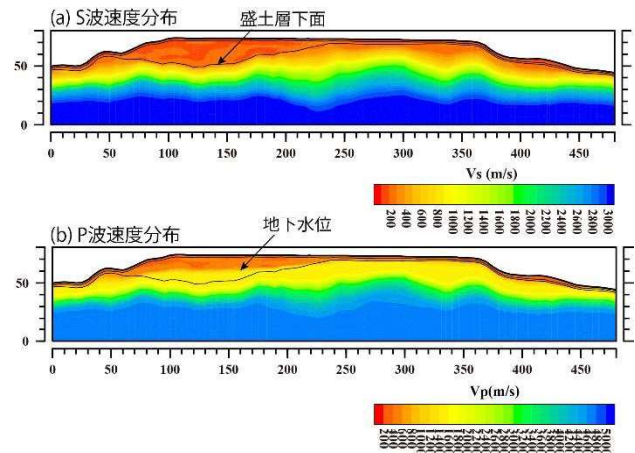


図-11 弾性波探査測線上の S 波および P 波速度断面

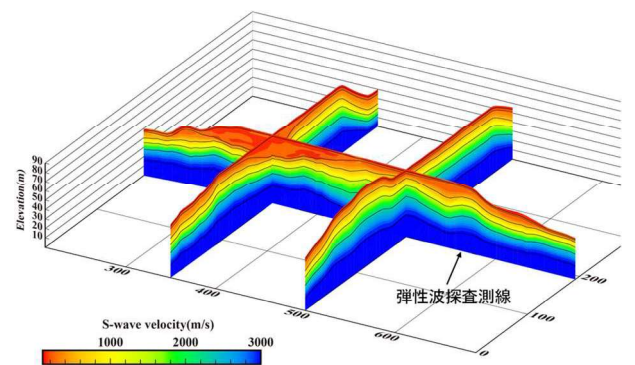


図-12 S 波速度分布のパネルダイアグラム表示
弾性波探査測線および直交する断面上の S 波速度分布

6. 地下水位の初期モデル依存性の検討

ジョイント・インバージョンによって求められた地下水位の深度は、逆解析で使った S 波速度と P 波速度の関係式や地下水位の初期値等に影響される可能性がある。ここでは、初期モデル依存性について検討した結果を示す。先に示した逆解析では地下水位の初期値を盛土層下面から 2.5m 浅い深度に設定して逆解析を行った。そこで、盛土層下面から 10m 浅い深度に設定したケースについても逆解析を実施して両者を比較した。なお、地下水位の深度がマイナスになるところは 0m としてある。また、データの重みや制約条件等の地下水位の初期値以外のパラメータは同じ値を使用した。図-13 は 2 ケースの初期モデルとそれを使った時の逆解析結果である。初期モデルの違いにもかかわらず結果は整合的である。もう少し詳細に検討するため、逆解析によって推定された盛土区間の地下水位深度をグラフに示した (図-14)。これを見ると、最大で 1.5m 程度の違いがあり若干の初期モデル依存性が認められるものの、その差は小さい。

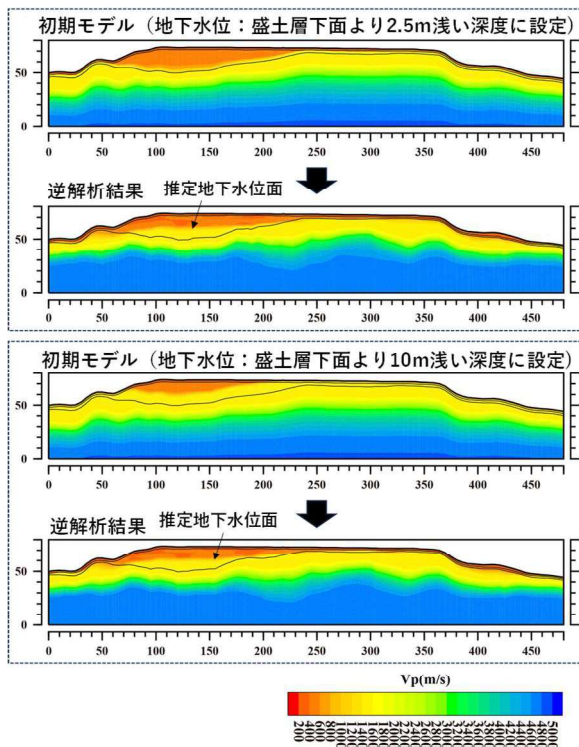


図-13 地下水位の初期モデル依存性の検討結果

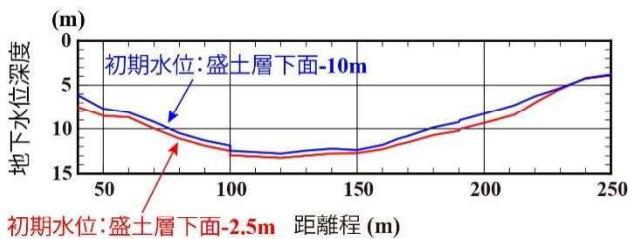


図-14 逆解析された地下水位分布

7. 今後の課題

以上の検討を通していくつかの課題が明らかになった。

- (ア) 微動アレイ探査と弾性波探査のデータを同時に解析するため V_s - V_p の関係式を使用した。補正係数を導入して、逆解析による V_s - V_p の関係式の最適化を図ったが結果の信頼性を保証するものではない。この点を明らかにするためには PS 検層などの追加のデータが必要である。
- (イ) 逆解析で求められた地下水位は最も深いところで約 13m である。弾性波探査実施時の地下水位に関する情報がないためこれが正しいかどうかは現状では不明である。
- (ウ) 今回の解析ではボーリングやサウンディングによって確認された盛土底面の深度をデータとして使用している。しかし、その数は極めて限られており、盛土層の形状を正確に再現してはいない

可能性がある。弾性波探査測線に沿った盛土の形状の誤差は地下水位の解析結果に大きく影響する可能性がある。この問題は盛土施工前の旧地形のデータを入手しジョイント・インバージョン解析に反映させることによって解決するものと期待される。

- (エ) 屈折法の解析にあたっては曲がった測線を 2 次元平面に投影してから解析を行った。このような 2 次元近似で十分な解析精度が得られたという確証はない。また、2 次元解析では盛土の下の旧谷地形の影響を適切に処理できなかった可能性もある。今後は、測線を含む帯状の 3 次元領域を切り出して 3 次元走時解析するようなプログラムの改良を検討する必要がある。

8. おわりに

微動アレイ探査や屈折法弾性波探査、ボーリング等のデータからジョイント・インバージョン法によって 3 次元 S 波速度構造モデルを作成した。この手法の長所は追加で実施したボーリングや物理探査等のデータを容易に追加して再解析できることである。調査が進行しデータが増えた段階で再解析することでモデルの精度が少しずつ改善していくものと期待される。地下水位の変動に対して P 波速度が大きな感度を広域の地下水位モニターへの応用も考えられる。今後の課題である。

(執筆責任者 杉本芳博)

4.4.3 垂直電気探査データの多地点同時逆解析の事例

1. はじめに

馮・他（2003）は微動アレイ探査の解析において多地点のデータを同時に解析することによってバラツキの少ない精度の良い解析結果が得られることを報告している。多地点同時逆解析の方法は微動アレイ探査の解析だけでなく他の一次元探査の逆解析にも有効である。ここでは垂垂直電気探査のデータに適用した事例を紹介する。

2. 調査概要

本事例は地下ダムの事業化調査の一環として実施した垂直電気探査の事例である。基盤の深度や土層の構成を調べることを目的として、河川と直交する方向に約700mの測線を展開して電気探査を実施した。当初の計画では比抵抗2次元探査の実施を検討していたが、測線が河川や鉄道と交差しておりこれら障害物をまたいで電極ケーブルを展開できず、2次元探査の実施は困難であった。そのため2次元探査の代わりに測線に沿った複数の地点で垂直電気探査を実施することになった。垂直電気探査の実施地点を図-1に示す。既存の道路に沿って測定地点を選定した。河川の右岸側と左岸側を一つの測線上に展開することができず、2測線での探査となった。

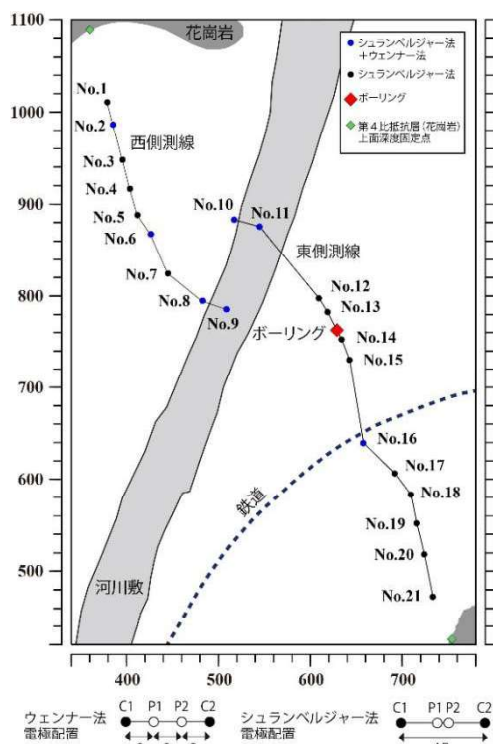


図-1 垂直電気探査の実施地点

垂直電気探査の電極配置はシュランベルジャー法を基

本とし、一部の地点ではウェンナー法を併用した（図-1の青丸地点）。シュランベルジャー法では電極間隔 $AB/2$ （電流電極間の距離の半分）を0.5～50mの範囲で変えて13とおりの測定を行った。また、ウェンナー法においても電極間隔（PIP2の間隔a）を0.5～50mの範囲で13とおりの測定を行った。

各地点の電極展開方向は概ね測線方向としが、河川近傍のNo.8～No.11および鉄道の線路に近いNo.16では、測線方向に電極を展開することができなかったため、河川や線路に沿った方向に電極を展開した。

3. 垂直電気探査の多点同時解析

3.1 既往の解析結果

実はこのデータは今から30年以上前に取得したものである。当初は通常の一次元解析を実施することを考えて計画を立案したが、実際にデータを解析してみると解析結果がばらつき、地質的に意味のある結果を導くことが困難であった。このため、2次元多地点同時逆解析のプログラムを急遽作成して対処した。その時の解析結果を図-2に示す。この解析では層厚は固定して比抵抗のみを未知数として逆解析を行っている。横方向のばらつきは解消され地質的な解釈が可能な断面が得られた。

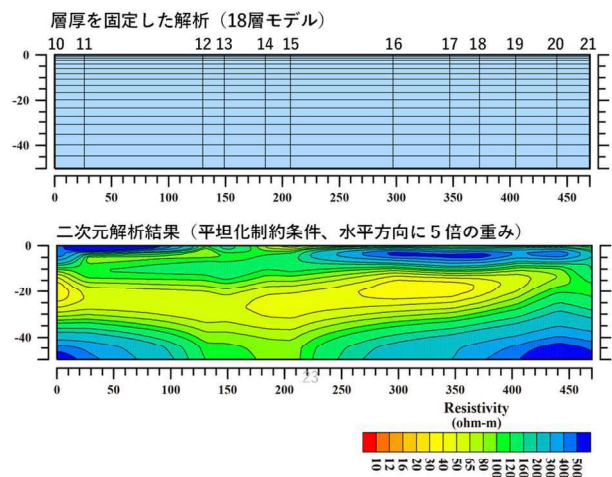


図-2 2次元同時逆解析結果（東側測線）

3.2 ジョイント・インバージョン法による3次元解析

統合物性モデル研究組合の活動の一環として整備中のジョイント・インバージョン解析プログラム Jtomo3d を使って再解析を試みた。再解析における改良点は①全データをまとめて3次元的な解析を行うこと、②比抵抗層を明示的に取り扱うことの2点である。

図-3は解析に使用したグリッドモデルである。赤丸で示した垂直電気探査の測定点の周辺に90点のグリッド点を加えて3次元モデルを設定した。東側測線の中央

部付近ではボーリング調査が実施されており、上から表層、砂層およびシルト混じり砂層、粘性土およびシルト質砂層、花崗岩層が確認されている。このようなボーリングの情報や図-2 に示した既往の解析結果を参考に、図-4 に示す 4 層構造の比抵抗層区分を与えた。

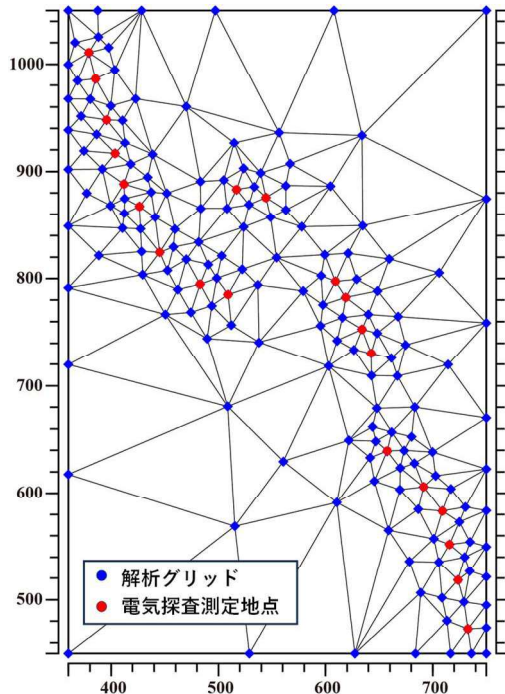


図-3 解析グリッド

第 1～第 3 比抵抗層は、それぞれ①表土、②砂層およびシルト混じり砂層、③粘性土およびシルト質砂層に対応させている。各比抵抗層はさらに複数のサブ層に等分割して、層内の不均質性を表現した。また、花崗岩層は 2 つに分けて上部を比較的風化の進んだ第 4 比抵抗層に、下部を風化の程度の低い第 5 比抵抗層（基盤層）とした。

第 1～第 3 比抵抗層内のサブ層の比抵抗は独立なパラメータとして扱った。また、第 4 比抵抗層に対比される風化花崗岩層は深部から浅部に向かって徐々に風化の程度が進んでいるものと考え、サブ層の比抵抗は上面に与えた低比抵抗と下面に与えた高比抵抗の値から線形内挿で求めるものとした。

図-4 (b) および図-5 に逆解析に使用した初期モデルを示す。初期モデルは場所によらず同じ層厚、同じ比抵抗分布を示す平行層モデルとした。なお、ボーリング地点では各地層境界の深度が確認されているが、初期モデルではボーリングで確認された深度には設定していない。兩岸の山に近いところでは基盤深度が浅くなることが予想されるため、ボーリングで確認された深度よりも浅いことに設定した。

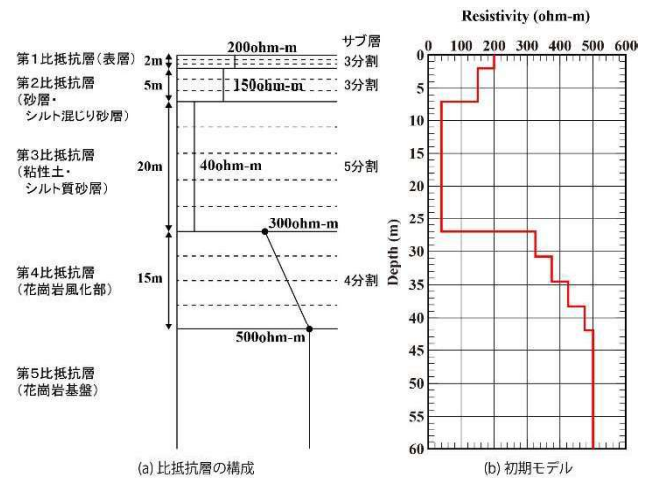


図-4 比抵抗層区分および初期比抵抗モデル

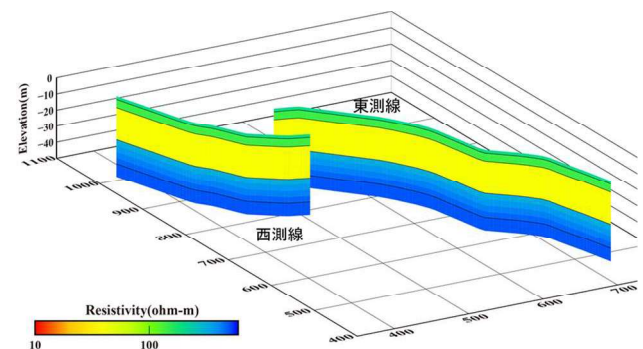


図-5 初期モデルのパネルダイアグラム表示

3.2 逆解析

解析にあたっては全ての探査地点の見掛け比抵抗データに加えてボーリングで確認されている地層境界深度（第 2 比抵抗層と第 3 比抵抗層の境界および第 3 比抵抗層と第 4 比抵抗層の境界）をデータとして使った。また測線の延長部にある花崗岩の山と平野部の境である地点（図-1 に ◆ で示した地点）の風化花崗岩上面深度（第 4 比抵抗層上面深度）を 2 m と与えた。

非線形最小二乗法によって比抵抗と層厚を修正するにあたり、発散を防ぐ目的で初期値拘束条件（ダンピング）と水平方向の平坦化制約条件を与えた。図-6 に示すように 5 回のイタレーションで収束に至った。

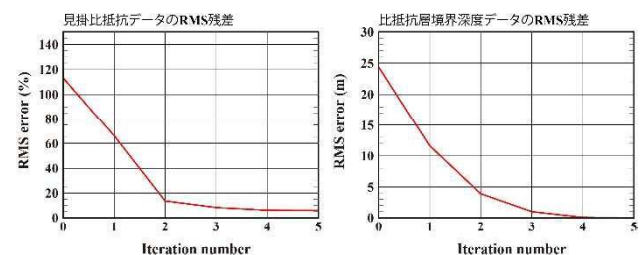


図-6 イタレーション毎の残差

3.3 逆析結果

最終モデルから西側測線および東側測線に沿った切り出した比抵抗断面を図-7に示す。また西側測線と東側測線の2断面をあわせてパネルダイヤグラム表示したものを図-8に示す。

ボーリング地点では地層境界深度をデータとして与えているため設定どおりの解析結果が得られている。第2比抵抗層の比抵抗値は概ね80ohm-m~400ohm-mの範囲に分布している。この値はボーリングで確認された砂層あるいはシルト混じり砂層の一般的な比抵抗値と整合的である。第3比抵抗層は30ohm-m~50ohm-mの比抵抗値を示しており粘土成分が多いことをうかがわせる。ボーリング結果では粘性土およびシルト質砂層が確認されており比抵抗の逆解析結果と一致する。第4比抵抗層と第5比抵抗層は300ohm-m~500ohm-mであり深度とともに比抵抗が増加する傾向がある。風化花崗岩の比抵抗としては妥当な値を示している。

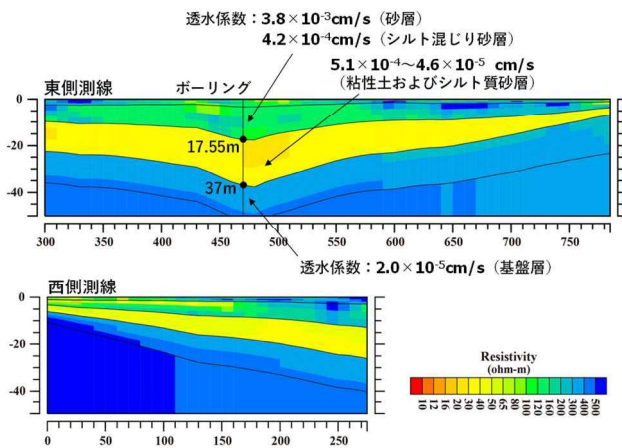


図-7 西側測線および東側測線に比抵抗分布

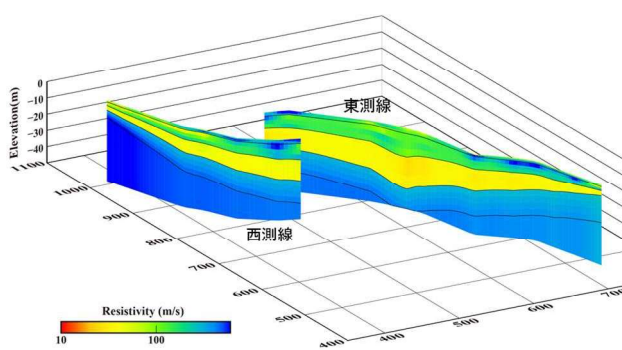


図-8 解析結果のパネルダイヤグラム表示

図-9は西側測線の河川に近い3地点の観測データと逆解析結果の比抵抗モデルから計算した理論見掛け比抵抗を比較したグラフである。観測データと理論見掛け比抵抗は良く一致しており、妥当な解が得られていることを示している。

No. 7~No. 9の3地点は隣接しており、解析結果の比抵抗断面図によれば3地点の間で比抵抗構造の大きなギャ

ップは認められない。しかし、3地点の見掛け比抵抗曲線には大きな違いがある。特にNo. 9地点では電極間隔(AB/2やa)が小さなところで1000ohm-m以上の高比抵抗を示しているのが特徴的である。No. 9地点は河川敷に位置しており、高比抵抗のデータは浅層部に堆積している河床礫層の比抵抗を反映しているものと考えられる。

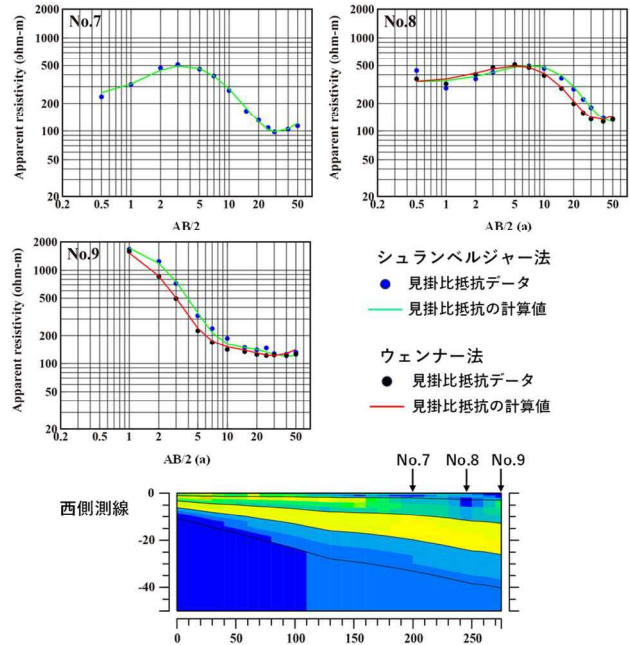


図-9 観測データと計算値の比較

このように観測データは極浅層の比抵抗の影響されるため、浅層部の構造によって見掛け比抵抗曲線全体の様相は大きく変化する。一地点ずつ個別に逆解析を行った場合、隣接する地点の逆解析結果が大きくばらつくことになり地質的に意味のある解析結果を得ることが難しくなる。このような場合には多地点同時逆解析は大変有効である。

4. おわりに

垂直電気探査データの多地点同時解析の事例を紹介した。垂直電気探査は水平成層構造を前提としているため、山岳トンネルの調査では2次元や3次元の高密度電気探査が主流となっているが、簡便に測定できコストも比較的にかからないため平野部での水調査等などでは現在でも活用されている。また場合によってはEM探査やTEM探査のような電磁法探査が使われることもある。電気探査と電磁探査はどちらも比抵抗を調べる探査であるが、得意とする対象深度や比抵抗範囲にはやや違いがある。多地点同時逆解析の枠組みでは両者を同時に統合解析することも可能である。そうならば互いの長所で互いの短所を補完しあうことができ精度の高い調査結果を提供することができるであろう。

(執筆責任者 杉本芳博)

4.4.4 比抵抗モニタリングの事例

1. はじめに

4.3 節「モニタリングデータの解析」で述べたように、逆解析によって求めた比抵抗や弾性波速度の変化が、実際の地盤の変化を反映したものなのか、偽像の発生による見掛けの変化なのかを見分けることは容易ではない。従って、モニタリングデータの逆解析においては、偽像の影響を少なくするような工夫が必要である。ここでは、データの規格化によって比抵抗トモグラフィのモニタリングデータを解析した事例を紹介する。

2. モニタリング試験の目的

最終処分場表面に降った雨は、浸透水として処分場内に浸透し、内部保有水、そして浸出水となって処分場系外へと放出される。浸透水が浸出水になるまでの水みちや滞留時間は、その水質形成に大きな影響を及ぼすものと考えられる。この研究では、最終処分場の浸出水やガス質に大きな影響を及ぼす内部保有水の流動を明らかにすることを最終目的として、テストセル内に充填した廃棄物の比抵抗を比抵抗トモグラフィによってモニタリングを行った。

3. モニタリング測定の方法

直径 5m、高さ 4m のテストセルを 3 基（セル 1～セル 3）建設し、テストセル内の比抵抗の変化を追跡した。写真-1 にテストセルの設置状況を示す。

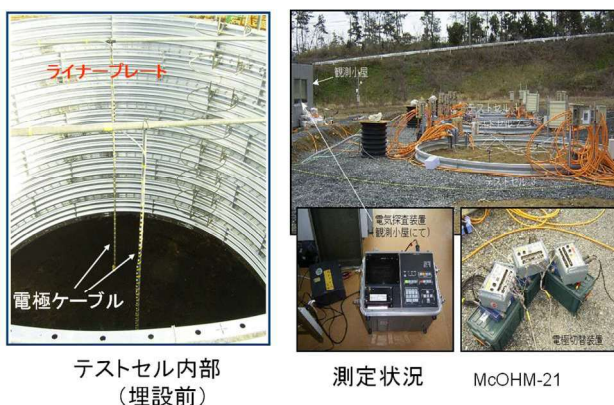


写真-1 テストセルの設置状況

テストセルの底部には 0.5m の厚さで PRB（Permeable Reactive Barrier）機能をもつ中間覆土層を設けた。その上に 2.5m の厚さで一般廃棄物（焼却灰＋シュレッターダスト＋コンポストの混合廃棄物）を充填し、最上部を厚さ 1m の覆土層で覆っている。覆土層と中間覆土層についてはテストセル毎に構成を変えた。セル 1 とセル 3 では覆

土として山土（上層 50cm）＋スラグ（下層 50cm）、セル 2 ではスラグ（1m）を設置した。また中間覆土層として、セル 1 とセル 2 にはスラグ＋黒ボク＋ゼオライト＋鉄粉という有機物を吸着されることを目的とした PRB（Permeable reactive barrier）層を設置し、セル 3 ではスラグ層を設置した。

比抵抗トモグラフィ測定のための電極ケーブルは 10cm で 36 チャンネルの電極が装着されている。多芯ケーブルの電線から電線を取り出し、これをステンレス製の針金に接続しケーブルに巻き付けて電極とした。接地抵抗を下げるためには電極の表面積を大きくする必要があるが、電極間隔に対してむやみに電極サイズを大きくすることはできない。針金電極の巻き付け区間長を 3cm とした。作成した電極ケーブル 2 本を、試料充填前のセル内に塩ビ管に沿わせて鉛直に立て込み、その後で廃棄物を充填した。2 本の電極ケーブルの離間距離は 2m、高さ 3.5m 区間が比抵抗トモグラフィの計測範囲となる。

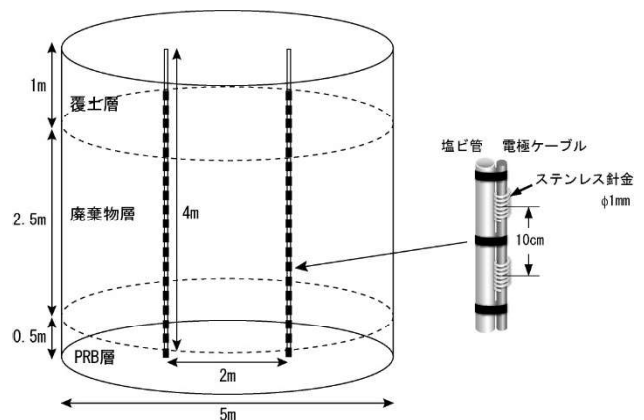


図-1 テストセルおよび測定電極の模式図

テストセルは平成 16 年 12 月に完成し、平成 17 年 3 月に 1 回目の比抵抗測定を実施した。その後、平成 17 年 8 月から平成 19 年 2 月までに計 7 回の測定を実施した。

一般に、2 次元比抵抗トモグラフィの測定では探索対象領域から離れた地点に電流と電位の遠電極を設けて 2 極法の計測を実施することが多い。しかし、今回の試験では導電性の鋼製ライナープレートで仕切られた中での計測する必要があったためテストセルの外に電極を設置することができなかった。そこで 4 極法に計測を基本として、図-2 に示すような変則的な電極配置でのデータ取得を行った。電極ケーブル沿いのインライン測定ではウェンナー法配置による測定を行うとともに、2 本の電極ケーブル間のクロスホール測定ではダイポール・ダイポール配置と平行ダイポール配置で測定を行った。1 回の測定で取得したデータ数は各セル約 400 である。

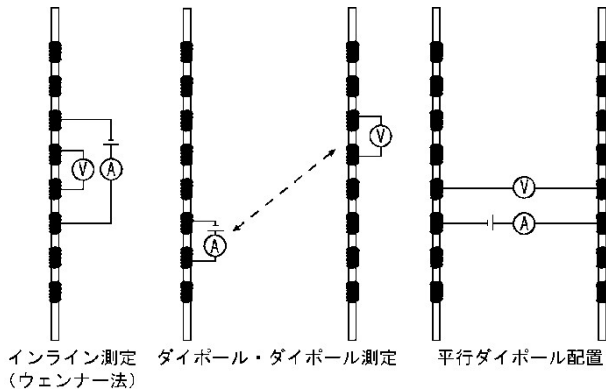


図-2 比抵抗トモグラフィ測定の電極配置

4. 電気検層結果

テストセルで取得した比抵抗データのうちインラインで測定したウェンナー法配置のデータから求めた見掛け比抵抗の深度分布を図-3に示す。見掛け比抵抗は、電極近傍の比抵抗が均一だと仮定して求めた概略の比抵抗の値であり、電極周辺の平均的な比抵抗を表す。縦軸は地表からの深度 (m) を示し、測定ケーブル毎 (図中 No. 1 と No. 2) の4回の測定のデータをまとめて表示している。どのセルにおいても、測定を重ねる毎に見掛け比抵抗の値が増加する傾向が確認される。

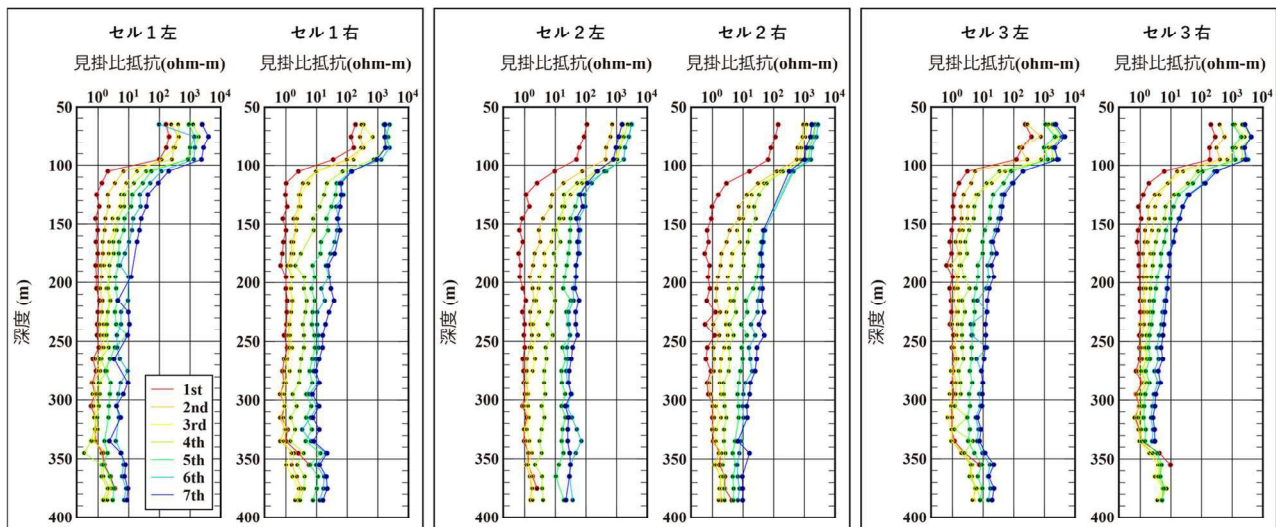


図-3 測定期間中の見掛け比抵抗の変化

5. モニタリングデータの逆解析

データ取得は2次元探査の電極配置で実施しているが、テストセル周囲のライナープレートの電気的な影響を適切に処理するため、図-4に示す3次元FEMモデルを使って逆解析を行った。FEMモデルは高さ425cm、直径500cmの円筒形の領域を4面体要素で分割したもので、ライナープレートの影響を考慮して、モデルの底面および側面の節点に電圧0Vの固定境界条件を与えた。

モニタリング測定の電極間隔が10cmであるのに対して電極サイズが3cmであったため、解析において点電極として取り扱うには無理がある。そこで、FEMモデルの電極の部分には長さ3cmの線要素およびジョイント要素（接地抵抗要素）を挿入し、実際の測定条件をより精度良く再現することで電位計算の精度向上を図った。

1回目の逆解析では、電気検層配置で測定されたウェンナー法の見掛け比抵抗を使って水平多層構造モデルを作成して初期モデルとした。初期モデルからの修正は平滑化制約付き最小二乗法を使用した。また、2回目以降の逆解析では、3.2節で述べたデータの正規化によって

モニタリングの精度向上を図った。

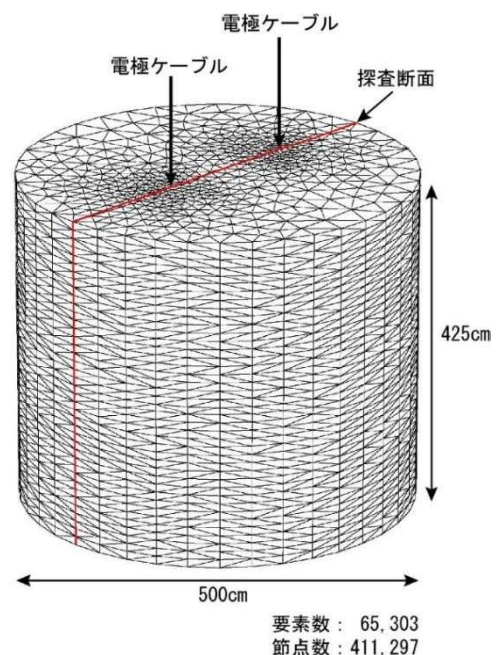


図-4 電位計算用FEMモデル

6. 比抵抗モニタリング解析の結果

平成 18 年 3 月から平成 19 年 2 月までに実施した 7 回の比抵抗トモグラフィの結果を図-5 に、その間の比抵抗の時間的な変化を図-6 に示す。

全期間を通して覆土層、廃棄物層および中間覆土層の境界は明瞭に再現されている。

初回の測定結果では 3 つのテストセルの間での顕著な差は認められなかった。高さ約 3m (深度約 1m) より上部の覆土層は約 $100\ \Omega\text{m}$ の比抵抗を示し、その下位に位置する深さ 100cm 付近から 350cm 付近までの廃棄物層は約 $1\ \Omega\text{m}$ の非常に低い比抵抗を示している。深さ 350cm 以降の PRB 層は数 Ωm ～ $1\ \Omega\text{m}$ 程度のやや低い比抵抗を示す。

2 回目以降の測定結果では、廃棄物層の上部から比抵抗が上昇し (約 $1\ \Omega\text{m}$ →約 $10\ \Omega\text{m}$)、その領域が時間と共に下部に向かって拡大する現象が認められた。これは、雨水の浸透によって廃棄物層内の塩類が洗い出され内部保有水の電気伝導度が変化したためと考えられる。

セル 2 では、比抵抗の上昇領域が最も早くの拡大し、平成 18 年の 8 月～12 月の段階で概ね廃棄物層下端に到達した。一方、セル 1 およびセル 3 ではセル 2 に比べて比抵抗上昇が遅く、平成 19 年 2 月の最終測定の段階でも廃棄物層下部に低比抵抗領域が残存していることが分かった。

セル 2 の覆土層はスラグのみで構成されているのに対して、セル 1 および 3 では表層 1m のところに山土が入っているため、雨水の浸透速度および浸透量がセルによって異なり、洗い出し効果の進行に影響を与えた可能性がある。

セル 1 においては、断面の右側で比抵抗の上昇がやや速く進行している。また、セル 2 およびセル 3 においても、比抵抗の上昇域の拡大は均等ではない。これらは、テストセル内に水みちが存在し、水みちに沿って洗い出し効果が速く進行したことを示唆している。

これらの結果、覆土層、廃棄物層および中間覆土層の層序を明らかにするとともに、時間経過にともなってセルの上部から徐々に高比抵抗化している傾向を非破壊にて把握できた。最終廃棄物処理場の内水ならびに洗い出し効果をモニタリングする手法としての適用が期待される。

7. モニタリング解析の課題

ここでは、モニタリング解析の精度向上をさせるため規格化したデータを使って逆解析する方法を適用した。データの規格化による方法は前後 2 回の測定データに適用するのが基本である。本モニタリングのように長期間に複数の計測を行っている場合には、清水・小田 (2019) による複数時間ステップの同時逆解析の適用が望ましい。しかしコンピュータのメモリ容量の制約もあるため、現時点でも 3 次元データの同時逆解析は容易ではない。計

算の並列化やメモリの最適化などのプログラムの改良が今後の課題である。

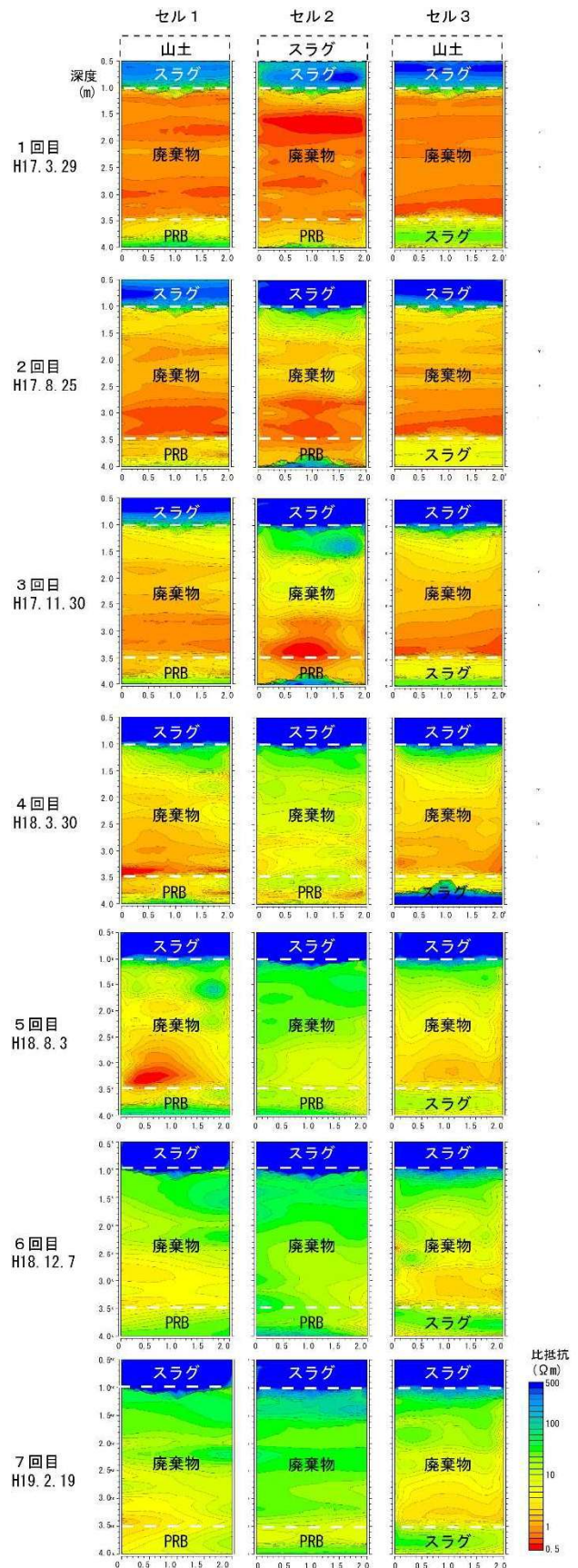


図-5 比抵抗モニタリング解析結果

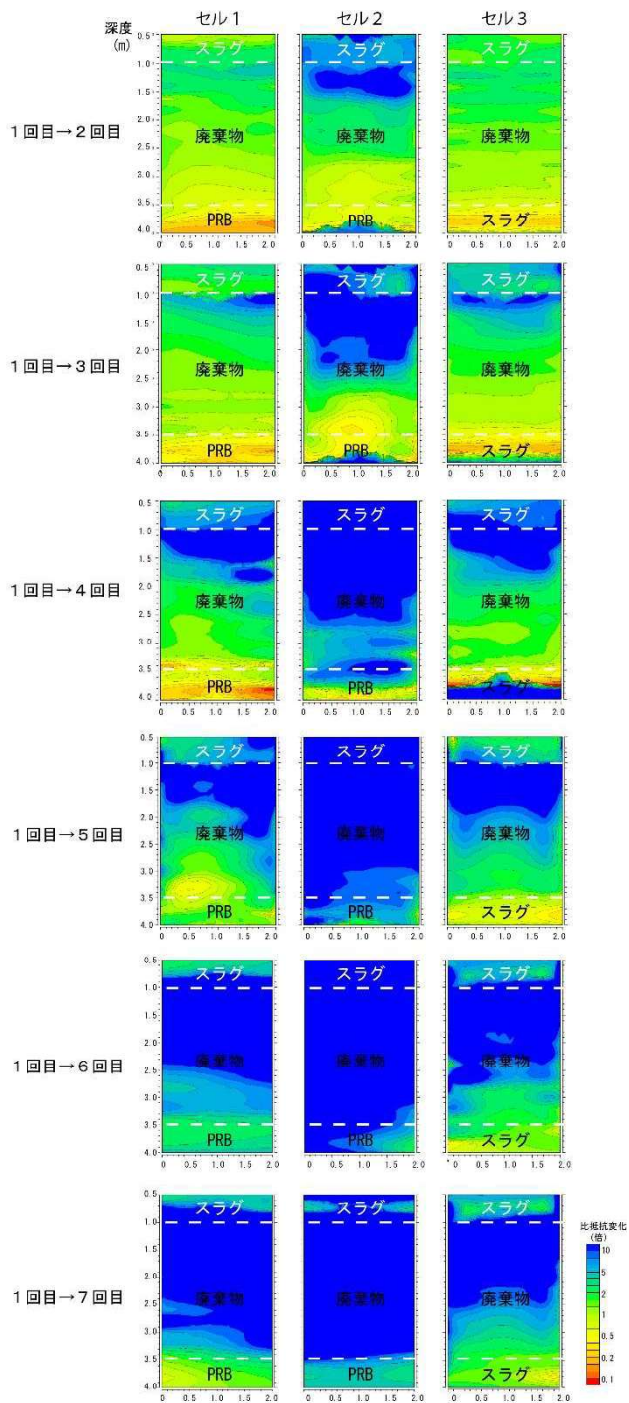


図-6 比抵抗変化

8. おわりに

埋設型の比抵抗トモグラフィ電極を使って、テストセル内で時間経過とともに比抵抗測定を繰り返し、比抵抗変化のモニタリングを実施した結果を紹介した。本事例では、モニタリングの精度を上げるため次の点に留意して解析を進めた。

- (1) 偽像の影響を低減するため比抵抗変化の解析にあたってはデータの規格化の手法を適用した。

- (2) ライナープレートに囲まれた円形のセル内での特殊な測定であり、市販の比抵抗トモグラフィのソフトでは精度の良い解析ができなかった。計算精度を上げるため、順解析（電位計算）ではセルの形状を反映した3次元FEMモデルを使用した。また、鋼製ライナープレートの影響を考慮して円筒の表面および底面の電位を0とおいて電位を計算した。
- (3) 電極のサイズの影響を評価するため線要素を使って電極をモデル化した。

ここでは割愛したが、絶縁性塗料でコーティングされたテストセル内でのモニタリングでは、円筒形のFEMモデルの表面に自由境界条件を与えて電位計算を行うことで精度の良い解析結果を得ることができた。このように比抵抗トモグラフィ・モニタリングの解析では、地形や人工構造物の形状をFEM等でモデル化して、その影響を適切に評価し順解析を行うことが重要である。廃棄物処理場において絶縁性の遮水シートが敷設されているところで比抵抗モニタリングを実施するのであれば、シートで囲まれた領域の3次元FEMモデルを作成することが精度の良いモニタリングを行うための必須条件であると考えられる。

（執筆責任者 杉本芳博）

参考文献

- 1) 馮少孔, 杉山長志, 山中浩明: 微動アレイ探査における多地点同時逆解析, 物理探査, vol.56, No.1, pp.1-11, 2003.
- 2) 杉本芳博, 中里裕臣, 竹内睦雄, 金善俊, 井上敬資, 山田直之, 青野哲雄: 2次元電気探査データを活用する実用的な3次元電気探査法, 物理探査学会第111回学術講演会論文集, pp.165-168, 2004.
- 3) 島裕雅: 二極法電極配置データを用いた実用的な2次元比抵抗自動解析法—比抵抗映像法の解析法と適用例—, 物理探査, Vol.45, No.3, pp.204-223.
- 4) 杉本芳博: 物理探査データのジョイント・インバージョン—三次元速度構造モデル構築手法—, 物理探査, Vol.71, pp.86-102, 2018.
- 5) Ludwig, W.J., Nafe, J.E. and Drake, C.L.: Seismic refraction, in the Sea edited by Maxwell, A.E., Vol. 4, Wiley-Interscience, New York, 74, 1970.
- 6) 杉本芳博: 比抵抗トモグラフィによる時系列探査の新しい逆解析法, 物理探査学会第107回学術講演会論文集, pp.207-210, 2002.
- 7) 清水 智明, 小田 義也: 薬液注入の浸透過程を監視するための比抵抗トモグラフィの時系列解析法の提案, 物理探査, vol.72, pp. 139-154, 2019.
- 8) 山内泰知, 杉本芳博、高岡宏之, 瀬尾昭治, 今井 道男, 吉村雄一, 西垣誠, 西村輝: 斜面上に埋設された光ファイバーのDAS計測を用いた表面波探査によるS波速度構造の推定、第58回地盤工学研究発表会, 2023.
- 9) 山内泰知, 杉本芳博, 高岡宏之, 瀬尾昭治, 今井 道, 吉村雄一, 西垣誠, 西村輝: 地盤内に埋設した光ファイバーを用いた DAS 計測による S 波速度構造の推定, 物理探査学会第151回学術講演会論文集, pp.213-216, 2024.
- 10) 鎌田邦夫, 大山敦朗, 黄永男, 石原研而, 塚本良道, P波速度を用いる不飽和砂の液状化抵抗の評価, 土木工学会第55回年次学術講演会, III-A90, 2000.
- 11) 遠藤和人, 杉本芳博, 山田直之: 比抵抗トモグラフィによるテストセル内の一般廃棄物のモニタリング(その2), 廃棄物資源循環学会第17回研究発表会, 2006.
- 12) 杉本芳博, 山田直之, 遠藤和人: 比抵抗トモグラフィを用いた大型ライシメーター充填廃棄物のモニタリング, 物理探査学会第117回学術講演会論文集, pp.365-368, 2007.

