## ３．３　断層の三次元地下形状把握のための調査観測

### (1) 業務の内容

(a) 業務題目　断層の三次元地下形状把握のための調査観測

(b) 担当者

| 所属機関 | 役職 | 氏名 |
|---|---|---|
| 国立大学法人東海国立大学機構名古屋大学 | 教授 | 渡辺　俊樹 |
| 国立大学法人東海国立大学機構名古屋大学 | 教授 | 山岡　耕春 |
| 国立大学法人東海国立大学機構名古屋大学 | 准教授 | 田所　敬一 |
| 国立大学法人東海国立大学機構名古屋大学 | 講師 | 市原　寛 |

(c) 業務の目的

恵那山–猿投山北断層帯の西半部と東半部の境界付近における複数の断層、ならびに屏風山断層と猿投山北断層の地下での連続性を把握するとともに、猿投山北断層、猿投–境川断層、恵那山断層の地下での三次元的形状を明らかにする。これらの結果を本断層帯の構成断層の妥当性や活動区間の検討、強震動の予測精度の高度化に活用する。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

1) 令和２年度：

恵那山断層、猿投山北断層、猿投－境川断層の境界付近で、過去に生じた微小地震の精密震源再決定を行った。得られた震源分布の三次元的形状を基に、各断層の地下での関係について検討した。浅部反射法探査を実施するために予備調査を行い、恵那山－猿投山北断層帯の西半部と東半部との境界付近、並びに屏風山断層と猿投山北断層との間において反射法探査の測線を選定し、調査仕様を検討した。

2) 令和３年度：

令和２年度に実施した予備調査により選定した測線と調査仕様に基づいて浅部反射法探査を実施した。当該地域の既存の反射法探査のデータの再解析に着手した。

3) 令和４年度：

令和３年度に実施した浅部反射法探査データの解析および既存の反射法探査のデータ解析と解釈を行った。令和２年度に実施した地震活動の再解析結果と合わせて、調査観測のまとめを行った。地下構造の知見は本断層帯の構成断層や活動区間の検討に活用された。

### (2) 令和４年度の成果

(a) 業務の要約

昨年度（2021年９月）恵那山断層と猿投山北断層、猿投－境川断層を横切る約５～７km長の計３本の測線において実施した浅部反射法探査のデータ解析を実施した。この探査データを用いて、各測線における屈折法（トモグラフィ）解析、４区間で実施した浅層反射法解析、各測線における屈折法データを用いた低重合反射法解析、猿投山北断層を横切る測線のサブテーマ２で実施したトレンチ調査地点付近において実施した高密度高分解能な極浅層反射法解析を実施した。これらの結果の断層構造の解釈を行った。

当該地域の既存の反射法調査のデータを用いて、反射法の再解析および屈折法（トモグラフィ）解析を実施した。

(b) 業務の実施方法

本年度の業務項目は、下記の１項目とした（令和２、３年度の報告書との対応を維持するため1)とした）。

1) 浅部反射法探査の実施と既存の反射法調査のデータの再解析

実施方法の概要は以下の通りである。詳しくは次節「(c)業務の成果」で述べる。

恵那山-猿投山北断層帯の西半部と東半部の境界付近における複数の断層、ならびに屏風山断層および猿投山北断層との間の地下での連続性を把握するとともに、各断層の地下での三次元的形状や連続性等を明らかにするため、浅部反射法探査を実施した。本年度は、昨年度実施した浅部反射法探査のデータ解析を実施した。また、当該地域の既存の反射法調査のデータ再解析を実施した。

(c) 業務の成果

1) 浅部反射法探査データの解析および既存の反射法探査データの再解析

a) 浅部反射法探査データの解析

対象データは昨年度に実施した以下の３測線の浅部反射法と屈折法の地震探査データである。測線１、２、３の３測線であり、測線長合計は約17.8 kmであった。３つの測線と既存の調査の測線を図１に合わせて示す。

**測線１**：猿投山北断層地表位置および猿投－境川断層地表位置を横切る全長約5.4 km（図２）

- 測線概要：愛知県県道33号線上の東西約5.4 km区間。
  - 断層との位置関係：測線西側において猿投山北断層を横断し、測線東側で猿投－境川断層を横切る。

**測線２**：恵那山断層地表位置南端付近において猿投山北断層地表位置を横切る全長約7.0 km（図３）

- 測線概要：岐阜県県道13号線および同県道33号線上の東南東－西北西方向の約７km区間。
- 断層との位置関係：測線中央部において猿投山北断層地表位置を横切る。

**測線３**：恵那山断層地表位置を横断する全長約5.4 km（図４）

- 測線概要：富田川および吉田川に沿う南東－北西方向の約5.3 km区間。
- 断層との位置関係：測線中央部の二か所で恵那山断層地表位置を横切る。

調査測線上に想定される地質構造に応じて、調査測線を浅層反射法区間と屈折法延長・接続区間および極浅層反射法区間（測線１のみ）に区分しており、データはそれぞれ異なる調査仕様で取得された。調査仕様の詳細は令和３年度の成果報告書に詳述されている。

1. 浅層反射法区間
   - 測線１：猿投山北断層地表位置を横断する２km 区間および猿投－境川断層地表位置を横断する２km 区間
   - 測線２：猿投山北断層地表位置を横断する３km 区間
   - 測線３：恵那山断層地表位置を横断する４km 区間
2. 極浅層反射法区間
   測線１のうち、猿投山北断層地表位置を横断する 200 m 区間。
3. 屈折法区間
   - 全３測線。

データ解析作業は（株）地球科学総合研究所に委託した。以下に、屈折法（トモグラフィ法）、反射法（浅部反射法および極浅層反射法）のそれぞれのデータ処理手法を記載する。

i) 屈折法データ解析

測線１、２および３の各屈折法発振記録の初動走時を読み取り、屈折トモグラフィ解析を行った。

トモグラフィ解析におけるインバージョンのアルゴリズムには Simultaneous Iterative Reconstruction Technique (SIRT法)を用いた。セルのサイズはすべての測線で水平方向 25 m、鉛直方向 25 mとした。インバージョンの信頼性評価として、初期モデルランダム化によるモンテカルロ不確実性解析（白石・他, 2010）を行った。ランダムに生成した100ケースの初期モデルに対してトモグラフィ解析を実施し、すべての結果を平均した速度分布および標準偏差分布を求めた後、平均速度分布を初期モデルとして再度トモグラフィ解析を実施し、得られた速度構造モデルを最終的な解析結果とした。反復回数は各初期モデルに対して15回とした。

図５～７にそれぞれ測線１～３のトモグラフィ解析結果を示した。

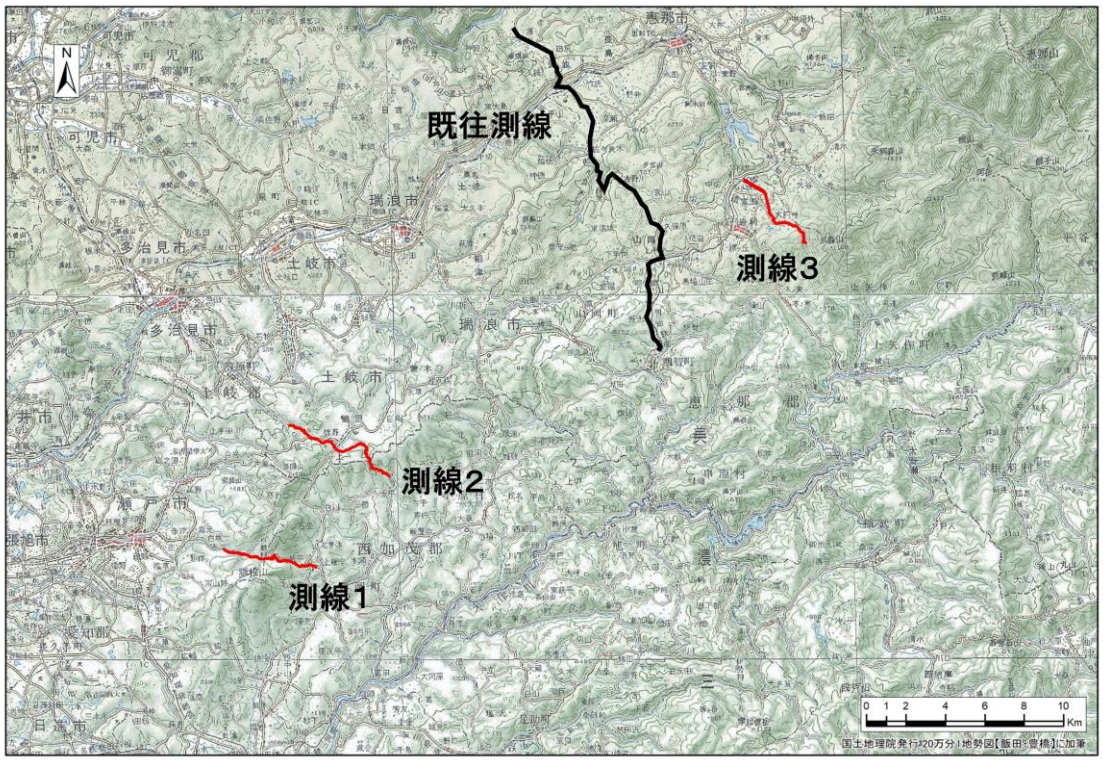



図１　探査測線（全体）。国土地理院 20 万分の 1 地図に加筆。

図２　測線１（長さ約 5.4 km）。国土地理院の地理院地図に都市圏活断層図（岡田・他，2017）の断層の地表トレースを参照して加筆。

図３　測線２（長さ約 7.0 km）。国土地理院の地理院地図に都市圏活断層図（岡田・他，2017）の断層の地表トレースを参照して加筆。

図４　測線３（長さ約 5.3 km）。国土地理院の地理院地図に都市圏活断層図（岡田・他，2017）の断層の地表トレースを参照して加筆。

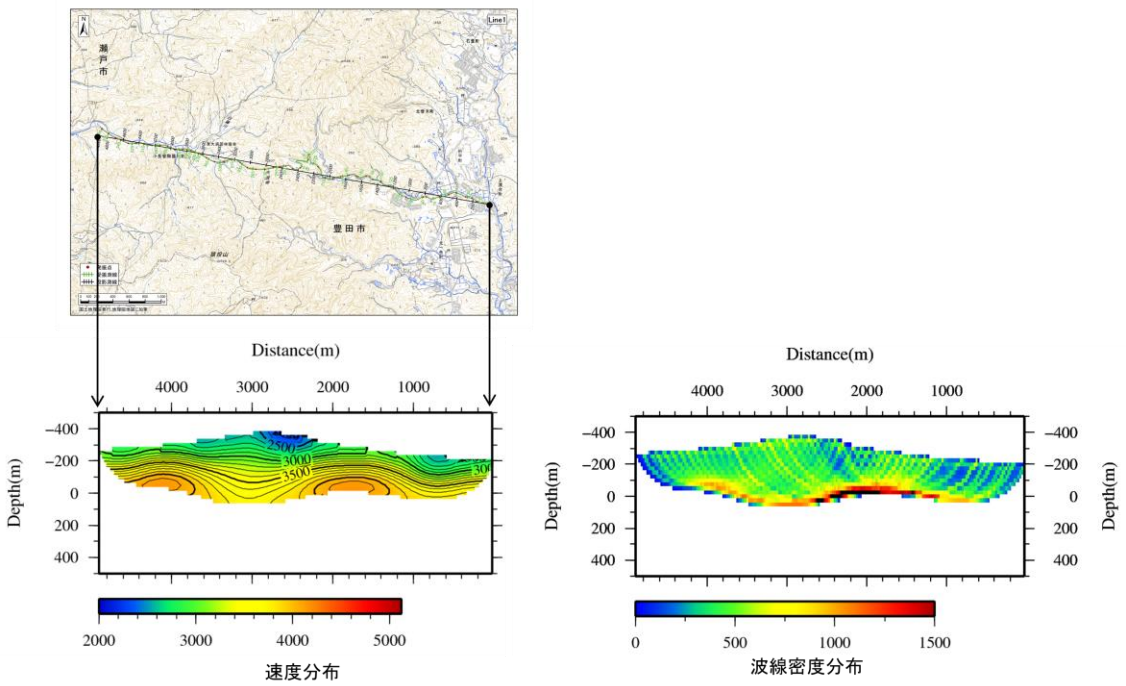



図５　屈折法データのトモグラフィ解析結果（測線１）。速度分布（左）と波線密度分布(右)。測線図は国土地理院の地理院地図に加筆。

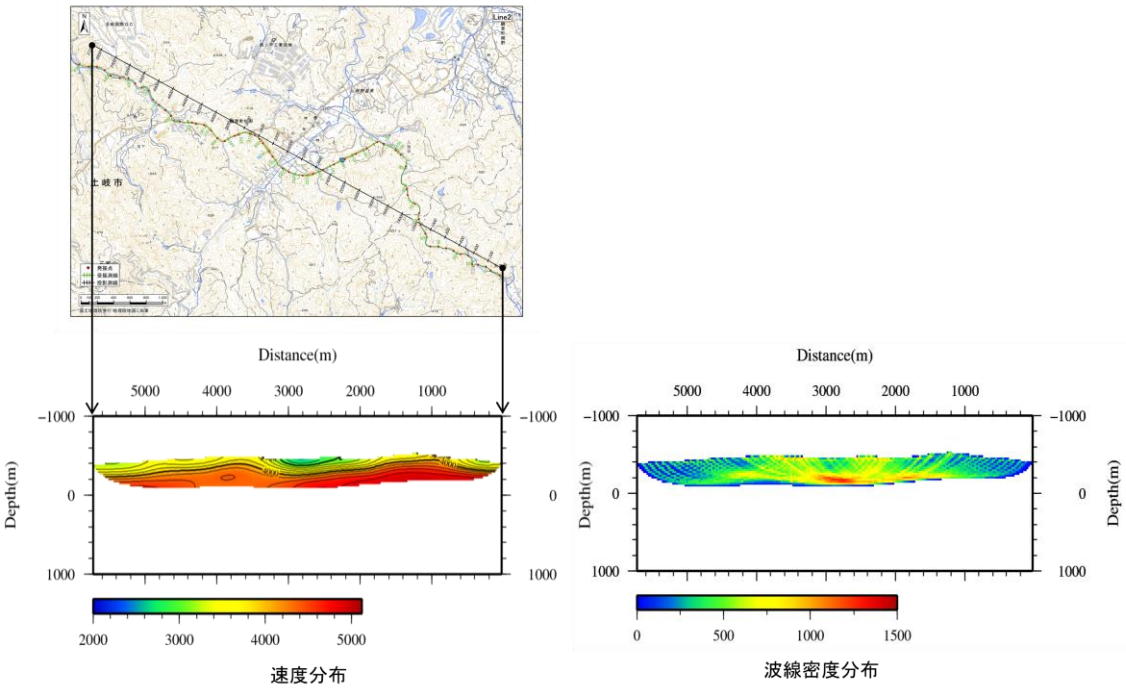



図６　屈折法データのトモグラフィ解析結果（測線２）。速度分布（左）と波線密度分布(右)。測線図は国土地理院の地理院地図に加筆。

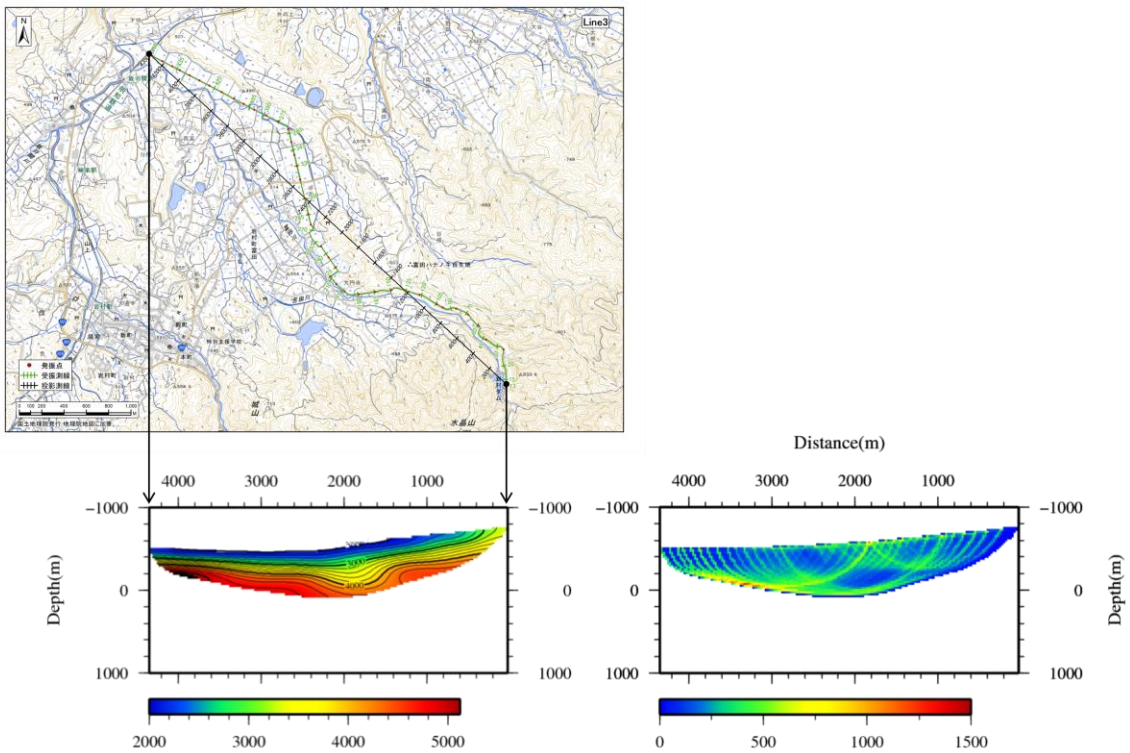



図７　屈折法データのトモグラフィ解析結果（測線３）。速度分布（左）と波線密度分布(右)。測線図は国土地理院の地理院地図に加筆。

ii）反射法データ解析

３測線計４区間の浅層反射法データ解析、１区間の極浅層反射法データ解析、３測線の屈折法発振記録を用いた低重合反射法データ解析を行った。浅層反射法データ解析と低重合反射法データ解析ではCMP重合法に加えてMDRS重合法によるデータ処理もあわせて実施した。

浅層反射法のデータ処理フローを図８に示す。以下には各データ処理を列挙し、今回の解析で採用した手法やその理由、与えたパラメータなどの特記事項があれば付記した。極浅層反射法および低重合反射法のデータ処理では浅層反射法と重複する部分は報告書では割愛し、特記事項があれば付記した。

**浅層反射法データ解析**

(1) フォーマット変換およびデータ編集

(2) トレースヘッダへの測線情報の入力

データ解析における基準標高面を平均海水面位置に設定した。CMP 間隔を 2.5 m とした。

(3) 屈折波初動解析

改良型タイムターム法による屈折初動解析を行い、受振点および発振点タイムターム値と表層基底層速度を算出した。この手法では、解析対象とする屈折面を２次元ブロックに分割し、一般化線形インバージョンによって各ブロックに対して表層基底層速度を求める。また、各発振点および各受振点における表層基底深度を求めることができる。

(4) 最小位相変換

(5) 初動繰り返しノイズ抑制処理

強振幅の屈折波初動およびその繰り返しを抑制するための初動抑制処理を実施した。

(6) 線形ノイズ抑制処理

表面波等の低速度の線形ノイズを抑制するため、共通発振点記録において F-X 速度フィルタを適用した。本処理は測線 3 のデータのみに適用した。

(7) 共通反射点編集

(8) 浮動基準面に対する静補正

各発振点および受振点の静補正値は標高補正量および表層補正量の和とした。表層補正により低速度の表層構造の変化による影響が除去される。標高補正速度には屈折波初動解析で求めた基準面補正速度（測線１：3000 m/s、測線２：3500 m/s、測線３：4000 m/s）」を用いた。

(9) 初動ミュート

(10) 振幅補償

(11) デコンボリューション

記録の分解能向上を図るために適用した。

(12) 音波抑制処理

測線 2 および測線 1 西側区間について、高周波の音波ノイズを抑制するために実施した。

(13) 重合速度解析

定速度重合法による速度解析を実施した。

(14) NMO 補正

(15) 残差静補正

本処理は連続的な反射面が認められる測線 3 のみに適用した。

(16) 重合前振幅調整

(17) 共通反射点重合処理（CMP Stacking）

(18) 周波数－空間領域予測フィルタ

ランダムノイズを抑制し相対的に S/N を向上させるために実施した。

(19) 重合後時間マイグレーション

時間－空間座標領域における差分法時間マイグレーションを適用した。マイグレーショ

ン速度には時間および空間方向に平滑化およびスケーリングを施した重合速度を用いた。

(20) 時間－空間可変帯域通過フィルタ

有効周波数帯域外のノイズを抑制しS/Nを向上させるために適用した。

(21) 深度変換

重合速度解析結果を時間および空間方向に平滑化した速度分布を用いて、Vertical Stretch法による深度変換を実施した。

(22) 基準面補正

上記の標準的な反射法処理に加えて、マルチディップ型CRS法処理(MDRS処理)を行った。MDRS 処理は、複数の反射面を含む複雑な地質構造に対応しつつ、反射面の連続性に着目してより多くの CMP を合わせたスーパーギャザーを重合処理することで従来の CMP 処理よりも高い S/N 反射比を得て反射面検出の精度を向上させる手法である（青木・他, 2010）。MDRS処理は以下にしたがって実施した。

(23) スーパーギャザーの作成

(24) 定速度スキャン

(25) MDRSスキャン

まず傾斜範囲を設定し、それぞれの傾斜に対して CRS スキャンを実施して、CRS アトリビュートを求め、それを用いてスーパーギャザーへの走時補正を行って、重合処理を行った。

(26) MDRSピッキング

重合結果および CRS アトリビュートに対してサンプル毎にセンブランス値の高い順に並べ替えを行った。

(27) MDRS重合

センブランス値の高い方から２番目までのセクションを用いて MDRS 重合を実行し、最大２つまでの反射波が交差する状況（コンフリクティング・ディップ）に対応した CRS 重合記録を作成した。

以上の処理により得られたCMP重合法およびMDRS重合法の深度断面図を、それぞれ測線１～３について図９～11 に示す。反射法深度断面図には屈折トモグラフィ法により得られた速度分布を重畳して表示した。

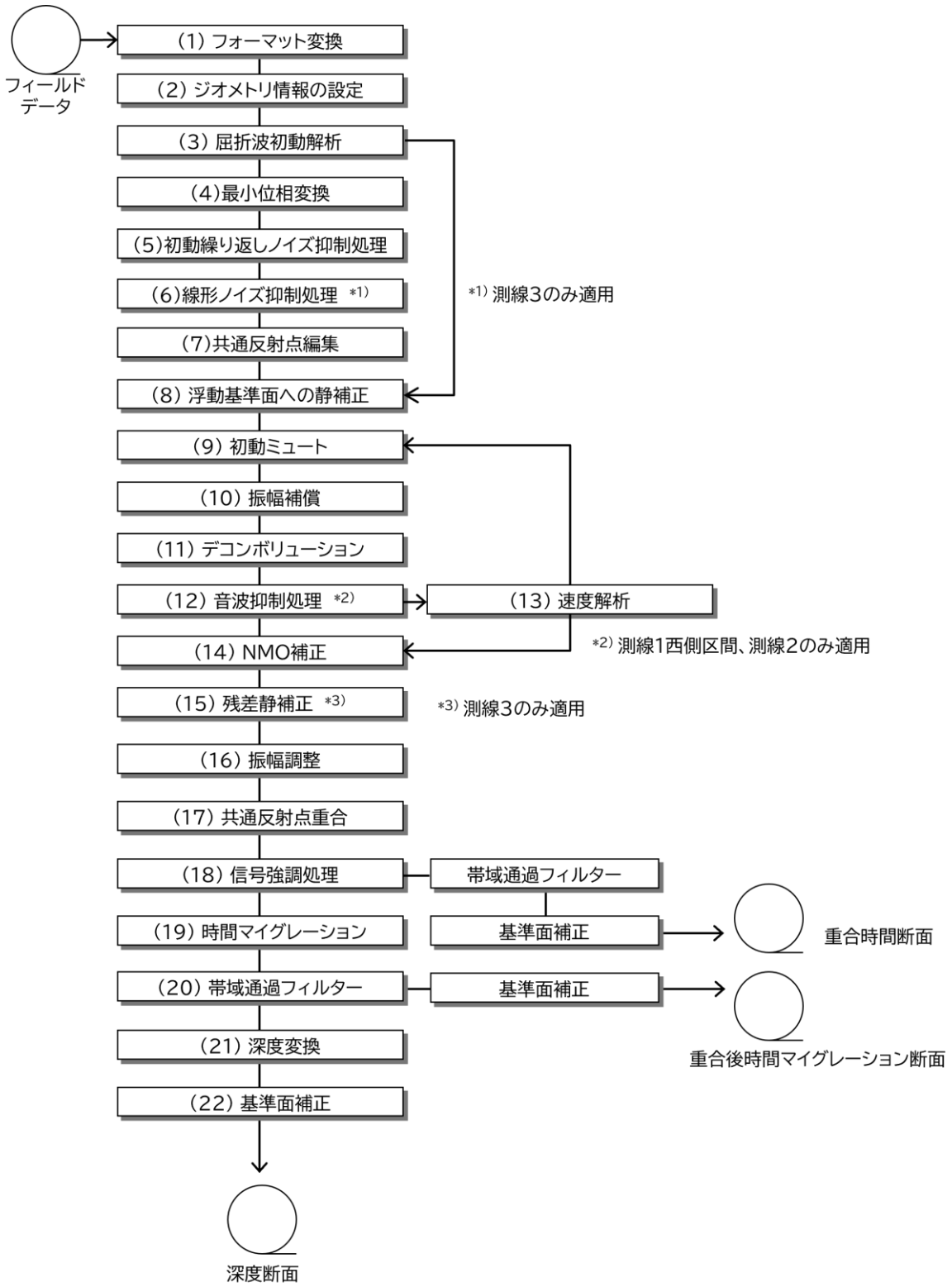



図８　浅層反射法解析のデータ処理フロー。

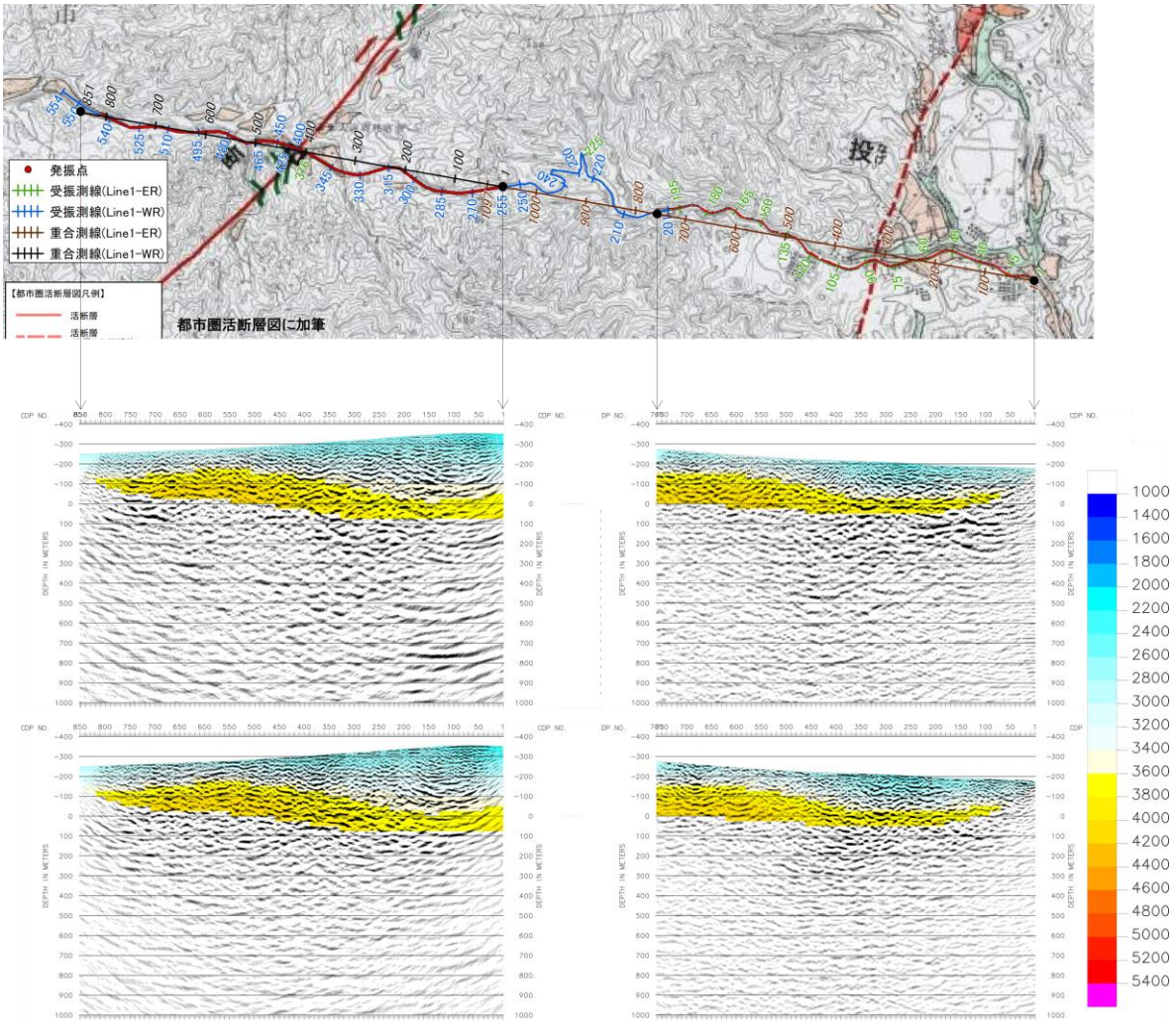



図９　浅層反射法の測線および深度断面（測線１）。測線図（上）は都市圏活断層図に加筆。図中の黒と茶の数字は CMP 番号であり反射断面の横軸（CDP No.）に対応する（CDP と CMP の意味は同じ）。青と緑の数字は受振点番号を表す。反射法断面図はそれぞれ（中）CMP 重合法、および（下）MDRS 重合法による。カラーは屈折トモグラフィ法により得られた速度分布を表す。

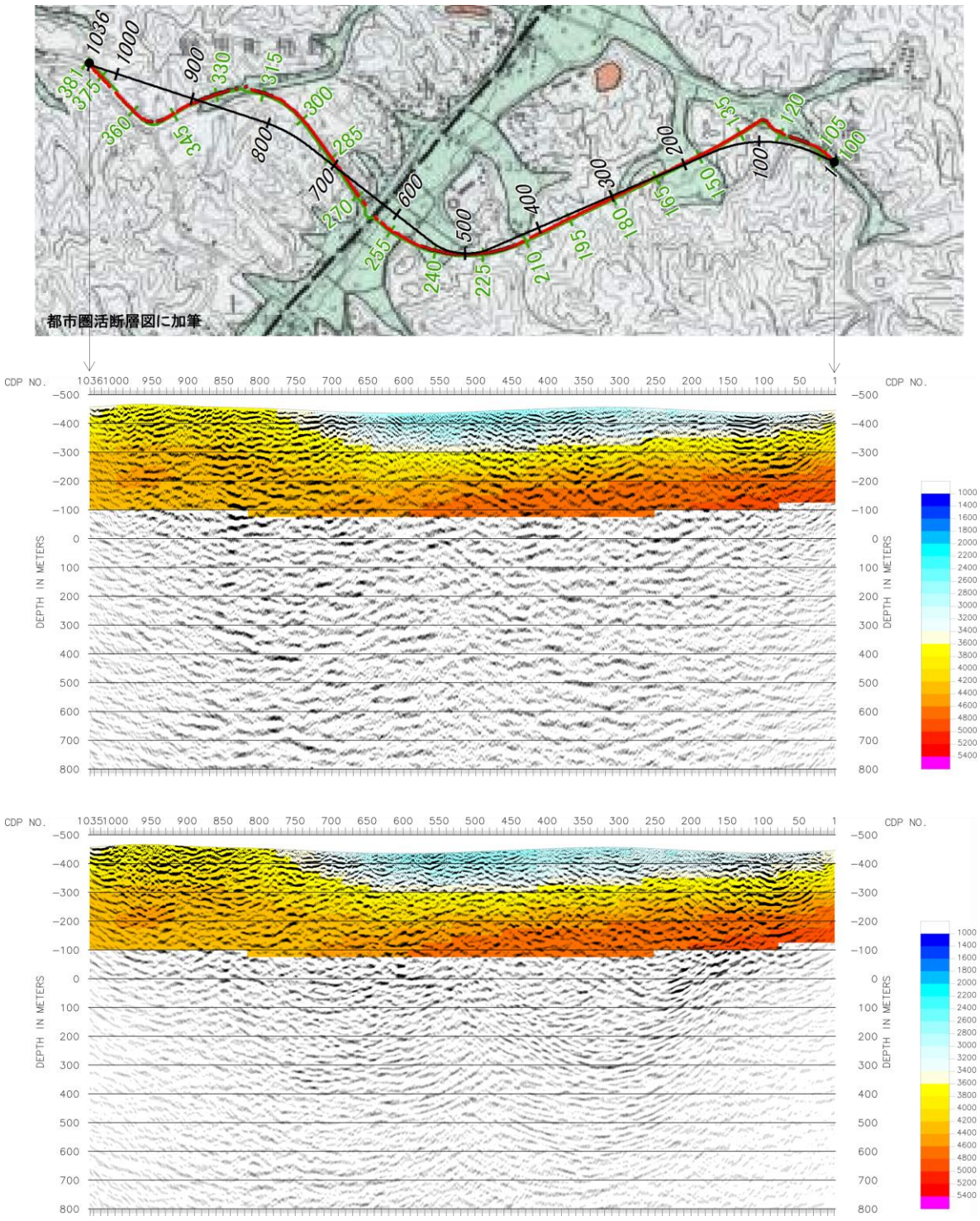



図 10　浅層反射法の測線および深度断面（測線２）。測線図（上）は都市圏活断層図に加筆。反射法断面図はそれぞれ（中）CMP 重合法、および（下）MDRS 重合法による。カラーは屈折トモグラフィ法により得られた速度分布を表す。

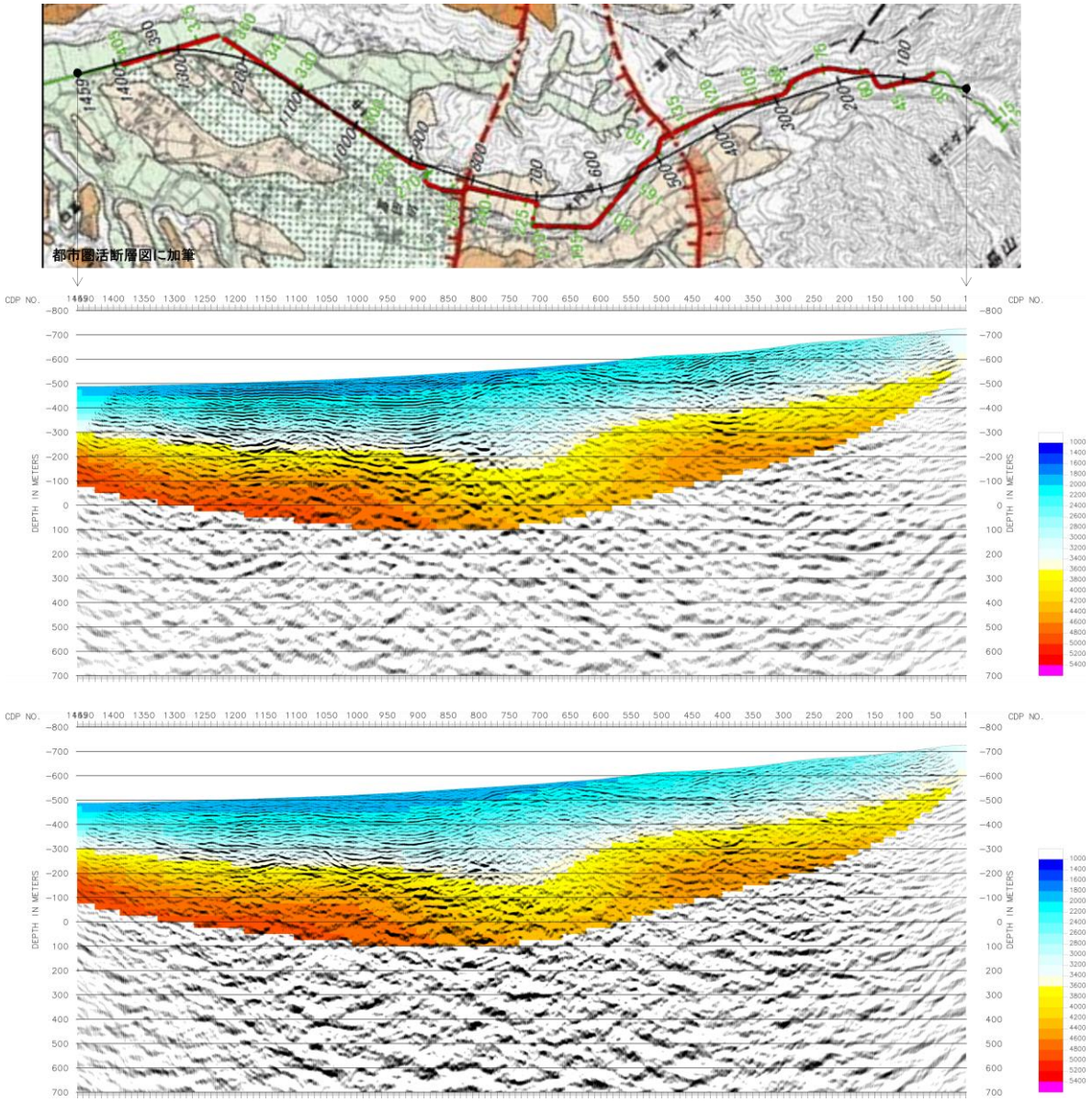



図 11　浅層反射法の測線および深度断面（測線３）。測線図（上）は都市圏活断層図に加筆。反射法断面図はそれぞれ（中）CMP 重合法、および（下）MDRS 重合法による。カラーは屈折トモグラフィ法により得られた速度分布を表す。

**極浅層反射法データ解析**

測線１の西側区間、すなわち猿投山北断層を横断するように設定された極浅層反射法区間で得られた極浅層反射法データについて、極浅層反射法データ解析を行った。データ処理フローは浅層反射法とおおむね共通しているため割愛する。CMP 間隔を 0.5 m とし、高い空間解像度の解析を実施した。

図 12 にマイグレーション後の時間断面、図 13 に深度断面を示す。図 14 にタイムターム法による表層構造推定結果と時間断面および深度断面の比較を示す。

**低重合反射法データ解析**

測線１～３の屈折法発振記録を用いた低重合反射法データ解析を行った。データ処理フローは浅層反射法とおおむね共通しているため割愛する。CMP 間隔は 2.5 m である。この解析では、重合数が低下するため S/N 比の改善は見込めないものの、屈折法発振記録を用いることにより測線長が長く取れること、および発振周波数が低いことから、より深部までの反射断面の作成が可能となる。また、低角な波線経路が増加するため断層のような高角な反射面での反射波を捉えられる可能性が向上することが期待される。

すべての測線の記録に対しこの解析を行ったが、本報告書では、測線１の結果のみを示す。測線１では浅層反射法を東部と西部の２区間で実施したが、その延長区間および結合区間において屈折法発振とデータ取得を実施した。このデータ解析を行うことで、測線の全体を通した反射断面の作成が可能になり、浅層反射法よりも広範囲でやや深部に至る反射断面が得られた。

図 15 に測線１の CMP 重合法によるマイグレーション後の深度断面、図 16 に MDRS 重合法によるマイグレーション後の深度断面を示す。

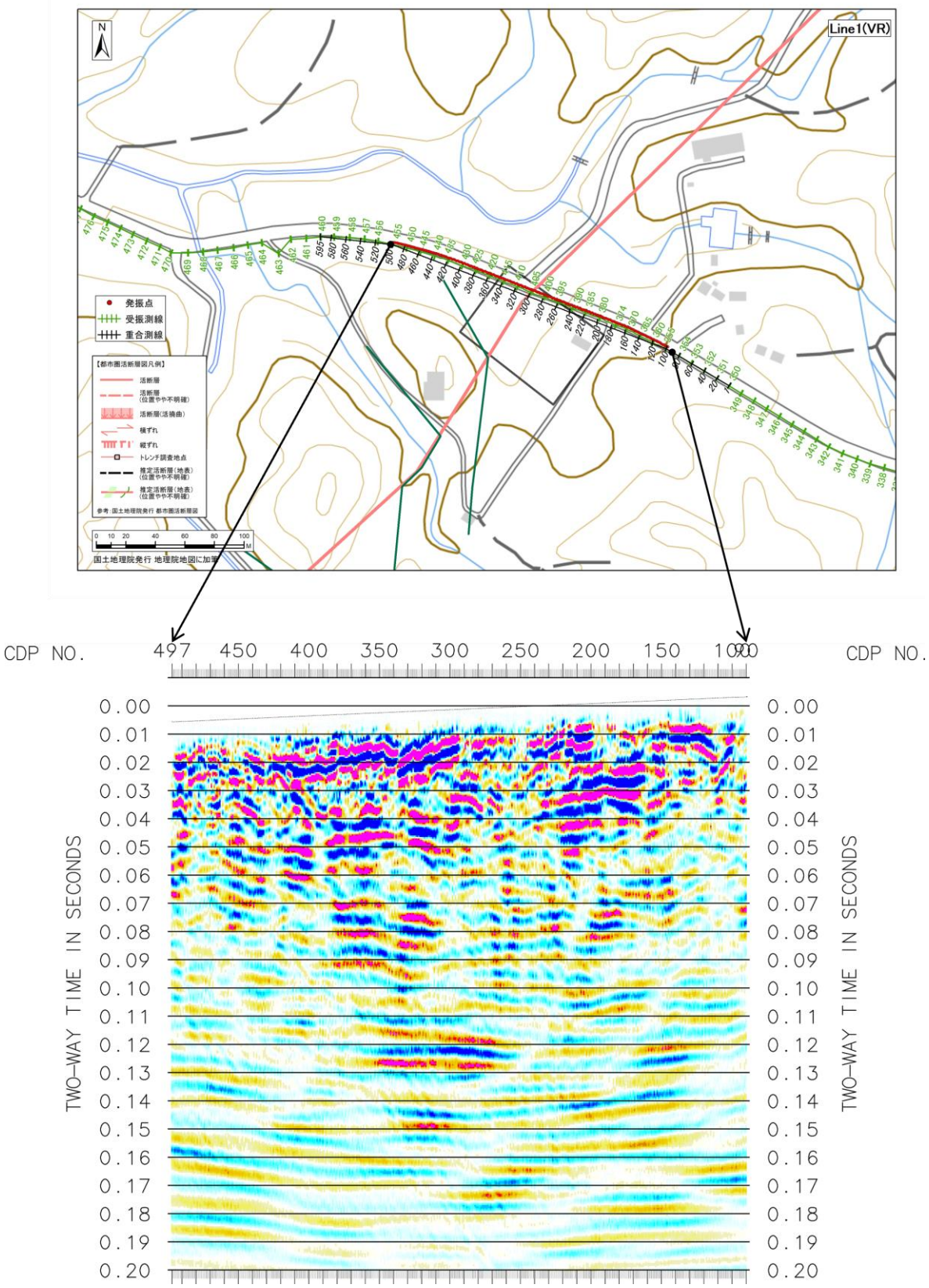



図 12　極浅層反射法の測線（測線１西側）および時間断面。測線図（上）は国土地理院の地理院地図に加筆。反射時間断面の表示縦横比：2000 m/s（基盤内速度）仮定で１：１。

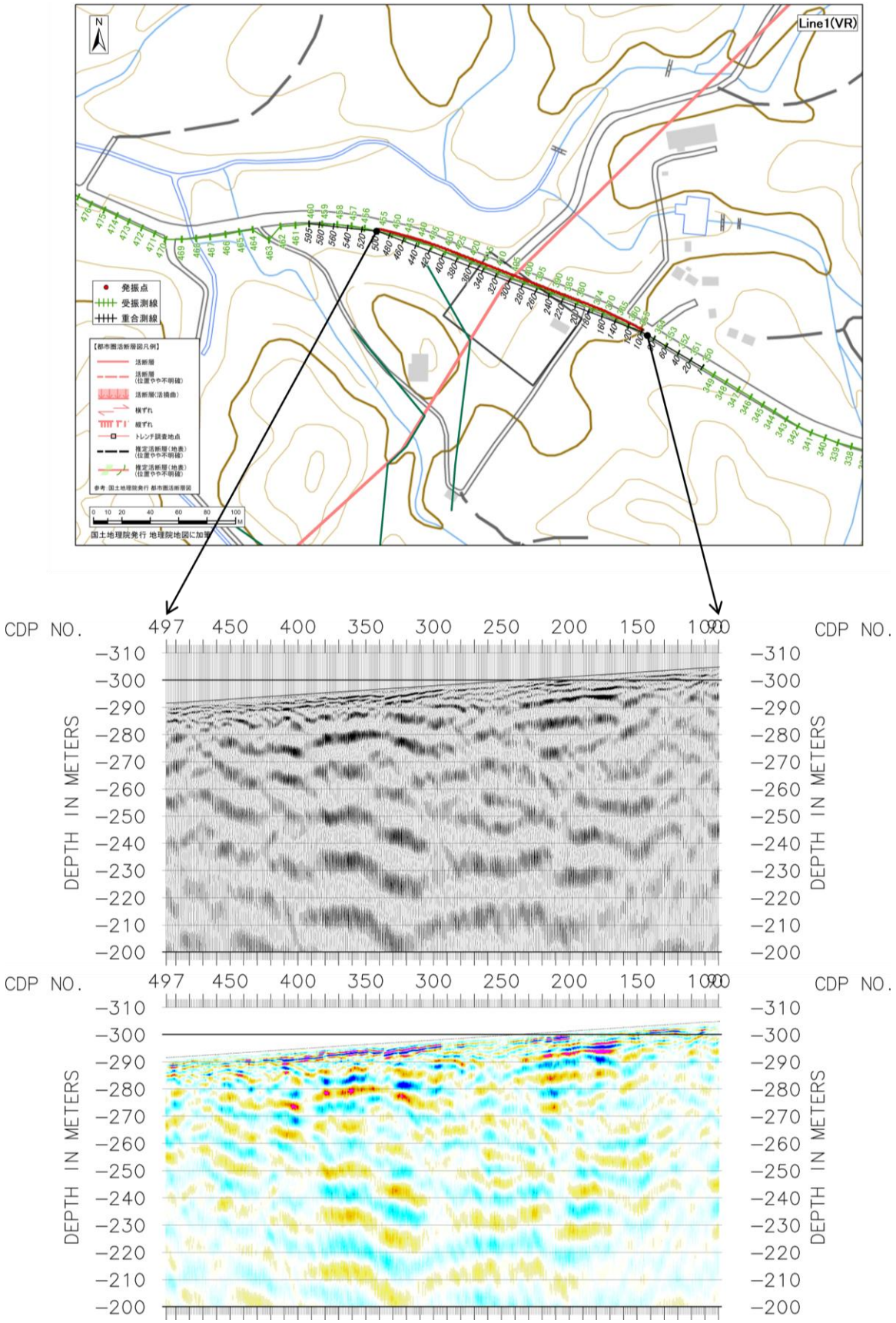



図 13　極浅層反射法の測線（測線 1 西側）および深度断面。測線図（上）は国土地理院の地理院地図に加筆。深度断面はそれぞれ白黒表示とカラー表示。

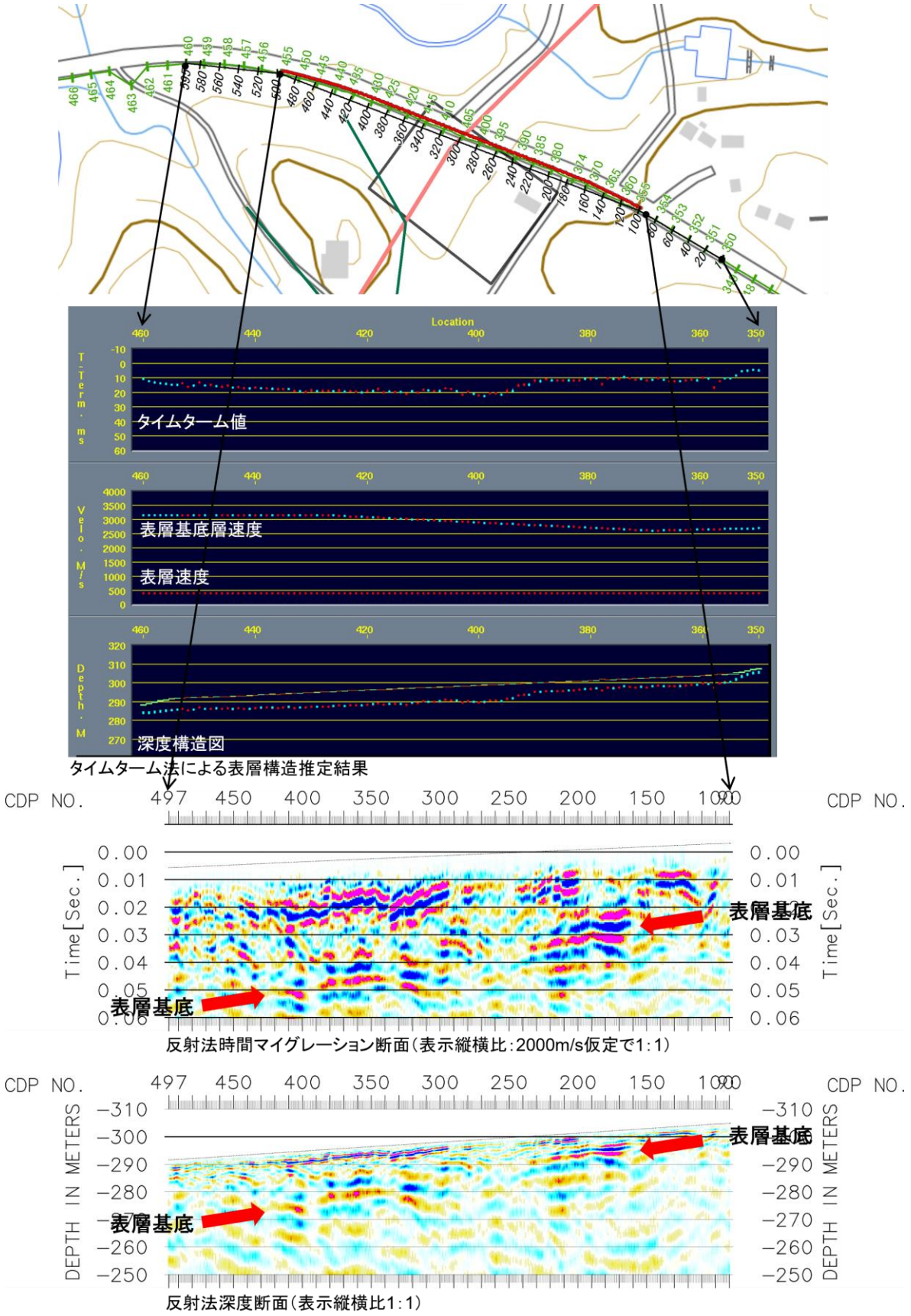



図 14　極浅層反射法の測線（測線 1 西側）、タイムターム法による表層構造推定結果と時間断面、深度断面の比較。測線図（上）は国土地理院の地理院地図に加筆。

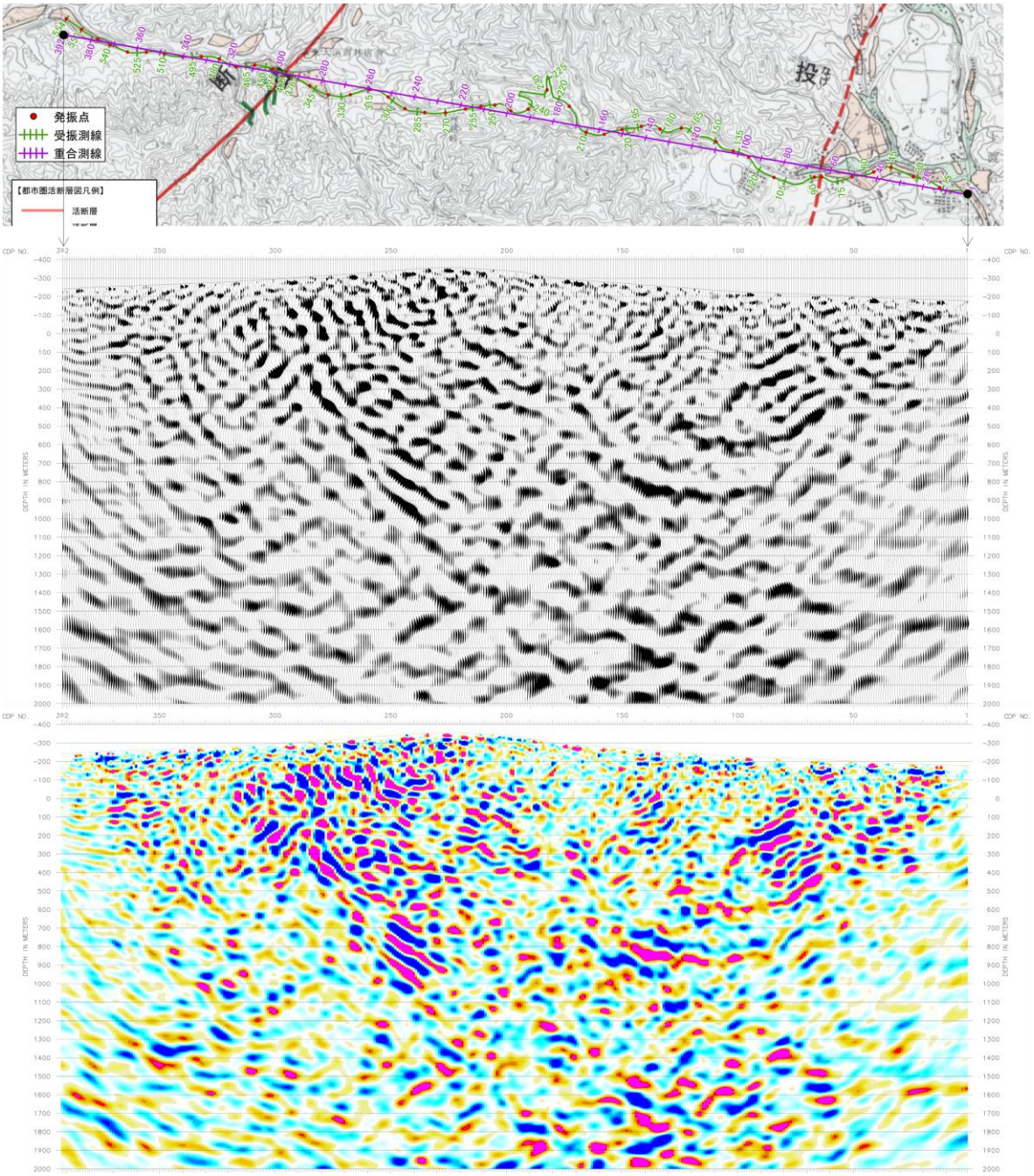



図 15　低重合数反射法の測線および CDP 重合法による深度断面（測線１）。測線図（上）は都市圏活断層図に加筆。（上）白黒表示と（下）カラー表示。

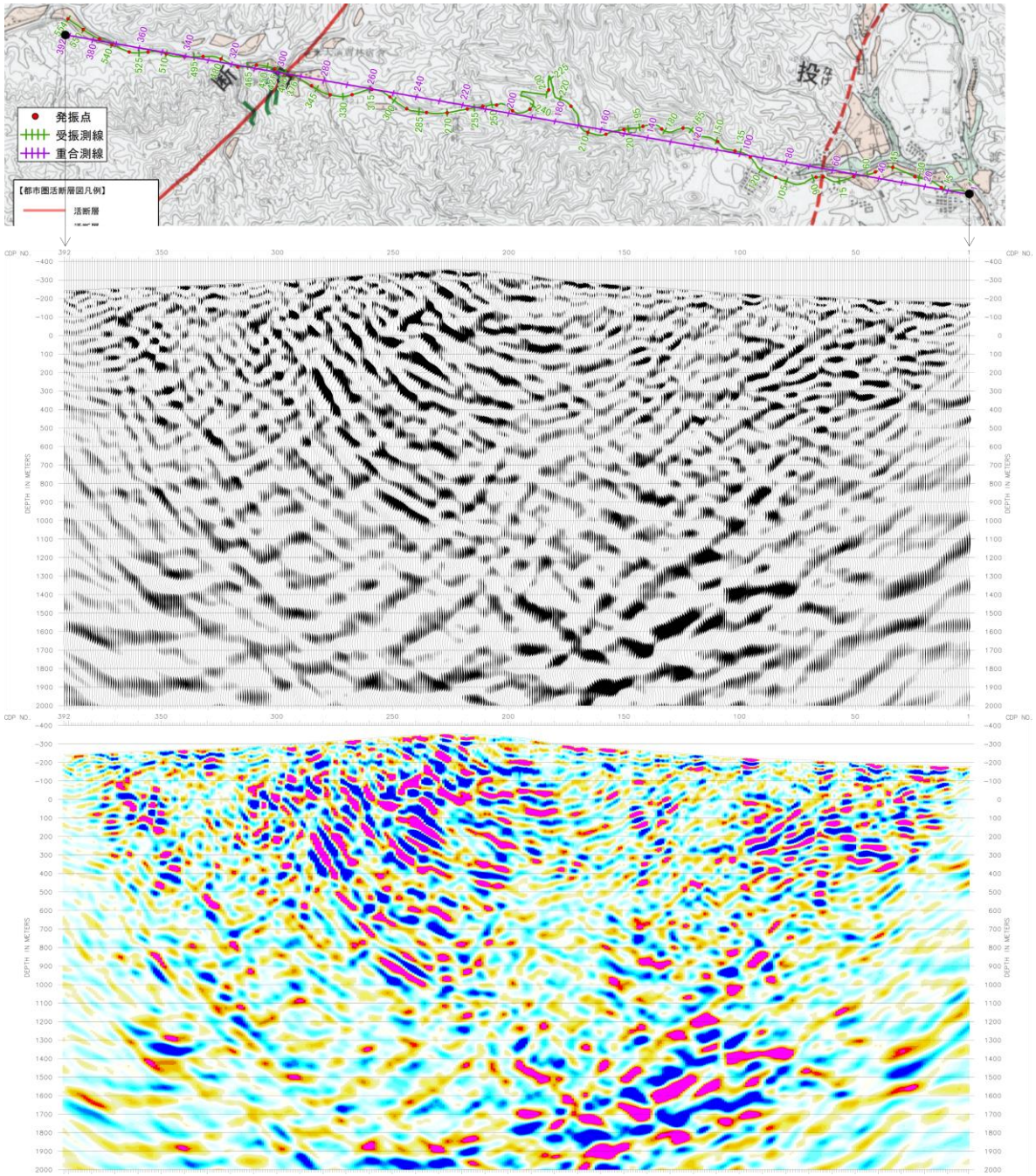



図 16　低重合数反射法の測線および MDRS 重合法による深度断面（測線１）。測線図（上）は都市圏活断層図に加筆。（上）白黒表示と（下）カラー表示。

iii）断層構造解釈

**測線１（猿投山北断層および猿投－境川断層）**

図 17 に測線１の浅層反射法断面と低重合反射法断面に断層の解釈を加筆して示した。断層の地表位置を青矢印で示す。

測線下の地質構造はおおむね基盤岩（花崗岩）で構成されていると考えられる。わずかな段丘堆積物があるものの堆積層は非常に薄く、浅部まで基盤が存在していると考えられる。図５の速度構造によると、新鮮な花崗岩体(コアサンプルで 4000～6000 m/s の速度を示す（物理探査学会，1990））に比べて速度が 3500～4000 m/s とやや小さいことから、堆積層から風化あるいは劣化した花崗岩層へと漸次移行するような明瞭な構造の乏しい構造であると推定される。反射断面からは、測線 1 西部の猿投山北断層区間、東部の猿投－境川断層区間とも明瞭な基盤構造は認められず、断層の存在を示す明瞭な反射構造も得られなかった。そこで、断層の地表での位置と浅部の基盤岩中の反射パターンの不連続または側方変化に着目して解釈を試みた。断層面の解釈はいずれも困難であるが、例えば、赤破線で示したような位置に断層の存在の可能性を解釈しうる。反射断面からは少なくとも中角度あるいは低角度で傾斜した断層構造は認められないことから、両断層とも高角ないしはほぼ垂直であると考えられる。猿投山北断層区間では、赤矢印で示した位置にやや西傾斜の特徴的な反射パターンの変化が認められるが、これを断層と解釈すると南東傾斜とされる猿投北断層と傾斜が整合しない。

低重合反射法では、浅層反射法に比べて低角度な波線が増加することから、高角度な断層などの構造からの反射波を捉えられる可能性がある。低重合反射断面において、猿投北断層から右下（南東）方向に続く反射イベントが認められ、浅層反射法断面における断層の解釈と整合的である。猿投－境川断層では明瞭ではないものの断層位置から左下（北西）方向への構造のセンスが認められる。これらは両断層の傾斜の方向と整合的であり、断層そのものを捉えているとは必ずしも言えないが、断層構造を含む構造的特徴を捉えている可能性はある。この反射断面からは両断層はこの断面の深部もしくはそれ以深で収斂している可能性を示唆する。

図 18 に猿投山北断層区間における極浅層反射法の解析結果を示す。測線図には、愛知県平成 10 年度報告書（愛知県，1999）の図３.41 および図３.46 から読み取ったボーリング位置（白抜き黒丸)、地質断面図位置（赤破線）と記載されている断層帯（橙太破線）を記入した。また、令和２年度および令和４年度にサブグループ２が実施したトレンチ（東白坂トレンチ 2020 および 2022）の概形と、地表踏査で発見された断層露頭の情報も記載した。これらから、断層露頭の位置から走向方向（ここでは地表踏査で指摘された２つの走向の中央値である西偏未補正値 N21E を採用した）への延長（青破線）と測線との交点（CDP No.390 付近)、東白坂トレンチ 2022 および愛知県報告書の断層帯が上記断層と同じ走向を持つと仮定した場合の延長（青破線）と測線との交点（CDP No.310 付近)、愛知県報告書の断層帯（橙太破線）の延長と測線との交点（CDP No.260 付近）に着目した（それぞれ青または赤の矢印)。断層に伴う破砕帯の幅は約 16 m（愛知県報告書）あるいは約 15 m（サブ２東白坂トレンチ）とされており、緑の両矢印でおおよその幅を示した。また、反射深度断面には断層の可能性に着目した位置から傾斜 75°（愛知県報告書の図 3.46 に示された断層傾斜角度と等しい）の線を補助線として入れた。反射断面上では、CDP No.240～310 にかけて、基盤と解釈される反射面（深さ-290～-280m）の振幅が低下していることがわかる。また、同様の振幅低下は CDP No.390 付近にも認められる。この振幅低下域（弱反射域）と想定断層および破砕帯の位置が対応していることが認められる。

**測線２（猿投山北断層）**

図 19 に測線２の浅層反射法断面に断層の解釈を加筆して示した。断層の地表位置を青矢印で示す。CDP No.660 付近から東へ CDP No.530 付近までの、浅部で反射波振幅が低下している範囲がおおむね谷部の堆積層（第三紀鮮新世の土岐砂礫層および完新世の砂礫層）に対応する。しかし、その基盤の構造は明瞭でない。反射断面には明瞭な断層構造は認められず、猿投山北断層の地表での推定位置(CDP No.620 付近)の浅部の堆積層内に反射

構造の乱れが認められるのみである。猿投北断層が北西に傾斜した高角な横ずれ断層であることを考慮すると、破線で示した解釈が一つの可能性としてあり得る。CDP No.100～500では測線がほぼ恵那山断層上に位置している。この領域では断層が構造谷を形成しているが、図10から表層付近の速度が2800 m/s と他の領域（3600 m/s 程度を示す）に比べて全体に低速度であることが示される。また、この部分、特にCDP No. 150～350では反射波振幅が全体的に小さく断面上で白っぽく見えることが特徴的である。

**測線３（恵那山断層）**

図20に測線３の浅層反射法断面に断層の解釈を加筆して示した。断層の地表位置を青矢印で示す。この領域は全体に第三紀中新世の堆積層（瑞浪層群）および第四紀完新世の堆積層が覆っている場所である。全体的な地質構造として、恵那山断層は盆地と山地の境界に位置しており、恵那山断層の活動が地形を形成したと考えられる。恵那山断層の南東側は白亜紀花崗岩地帯である。表層地質を考慮して断面解釈を行った結果、地表での断層トレースに対応する複数の南東傾斜の逆断層と解釈可能な構造が認められた。この傾斜は、サブグループ２が実施した富田トレンチ（測線の南西約 400 m に位置している）の断層露頭とおおむね整合的である。反射断面からは南東側の恵那山断層（CDP No.460 付近）は地表付近で低角化している可能性が示唆されるが、この断層の地表トレースがこの付近で屈曲しオフセットすることと対応している。また、北西側の恵那山断層（CDP No.800 付近）は盆地側に分岐構造を持っている可能性が示唆される。「？」を付した青矢印位置（CDP No.900 付近）はサブグループ１によって今回新たに認められた地表変位の位置（本報告書3.1 の図 12：恵那市飯沼～岩村町周辺の断層線図に記載されている）であり、反射断面からは恵那山断層の分岐構造によって形成された可能性が示唆される。

一般に、単純な逆断層構造では上盤側が高速度になることが多いが、図 20（下）からは、上盤側がむしろ低速度になっていることがわかる。上盤側の浅部は反射断面上では連続した反射イベントに乏しく、白っぽくぬけて見えることもあわせて考えると、この部分は花崗岩体ではなく堆積層（瑞浪層群）が比較的厚みをもって堆積したブロックであることが推察され、地形や地表地質とも整合的である。また、盆地部の基盤に複数のグラーベン状の落ち込みが認められることからも、この地域の地質構造がインバージョンテクトニクスによる断層活動の変遷により形成されていると解釈することが可能である。

測線３の反射断面は、約６km 西に位置する既存の反射法測線の浅部反射法南部区間断面（地震予知総合研究振興会，2000）および、今回その再解析を行って得られた結果（図 23 および図24）の浅部構造の特徴とよい対応を示している。

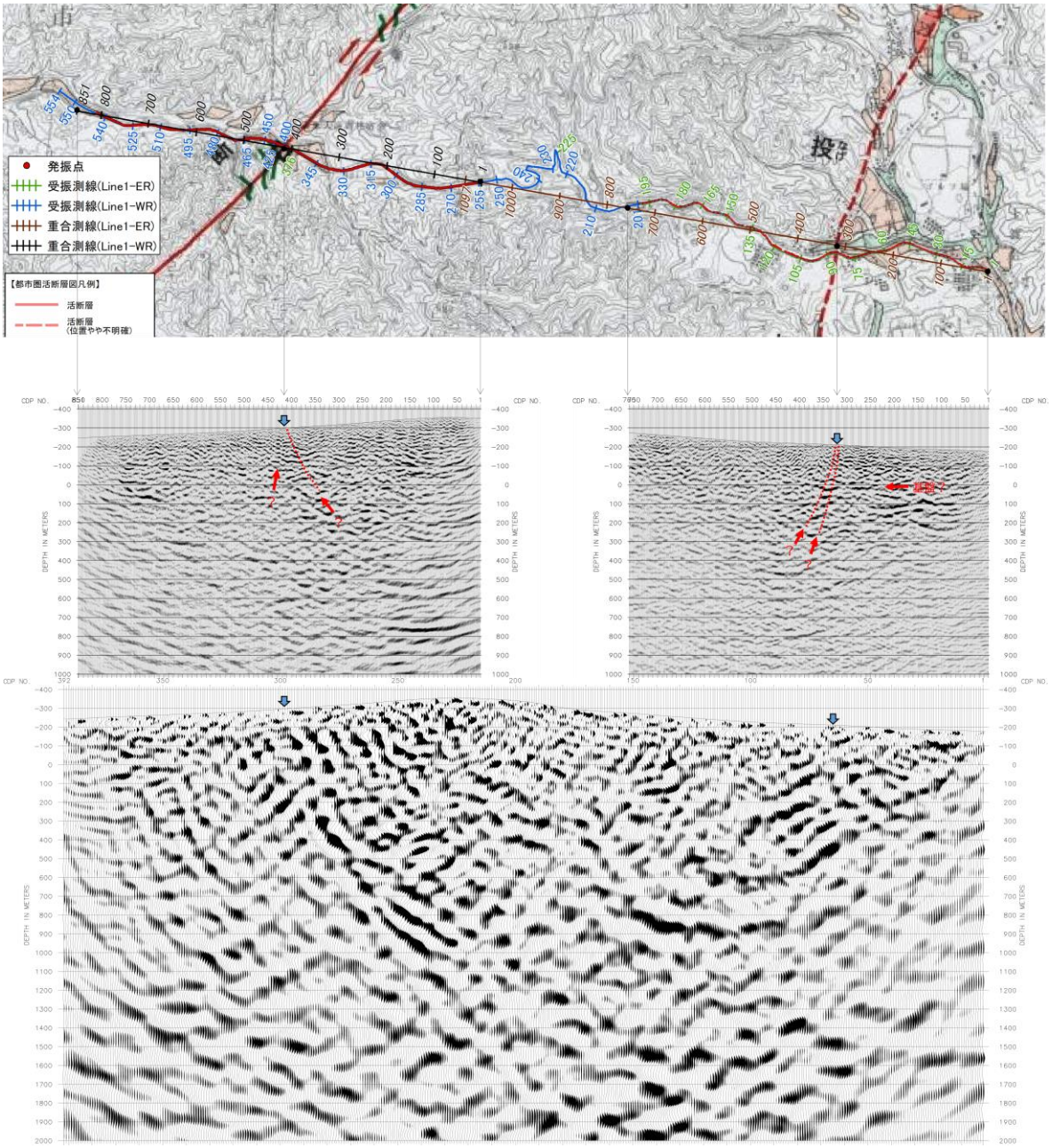



図 17　測線 1 の断層構造の解釈。測線図（上）は都市圏活断層図に加筆。（中）浅層反射法断面と（下）低重合反射法断面。断層の地表位置を青矢印で示す。

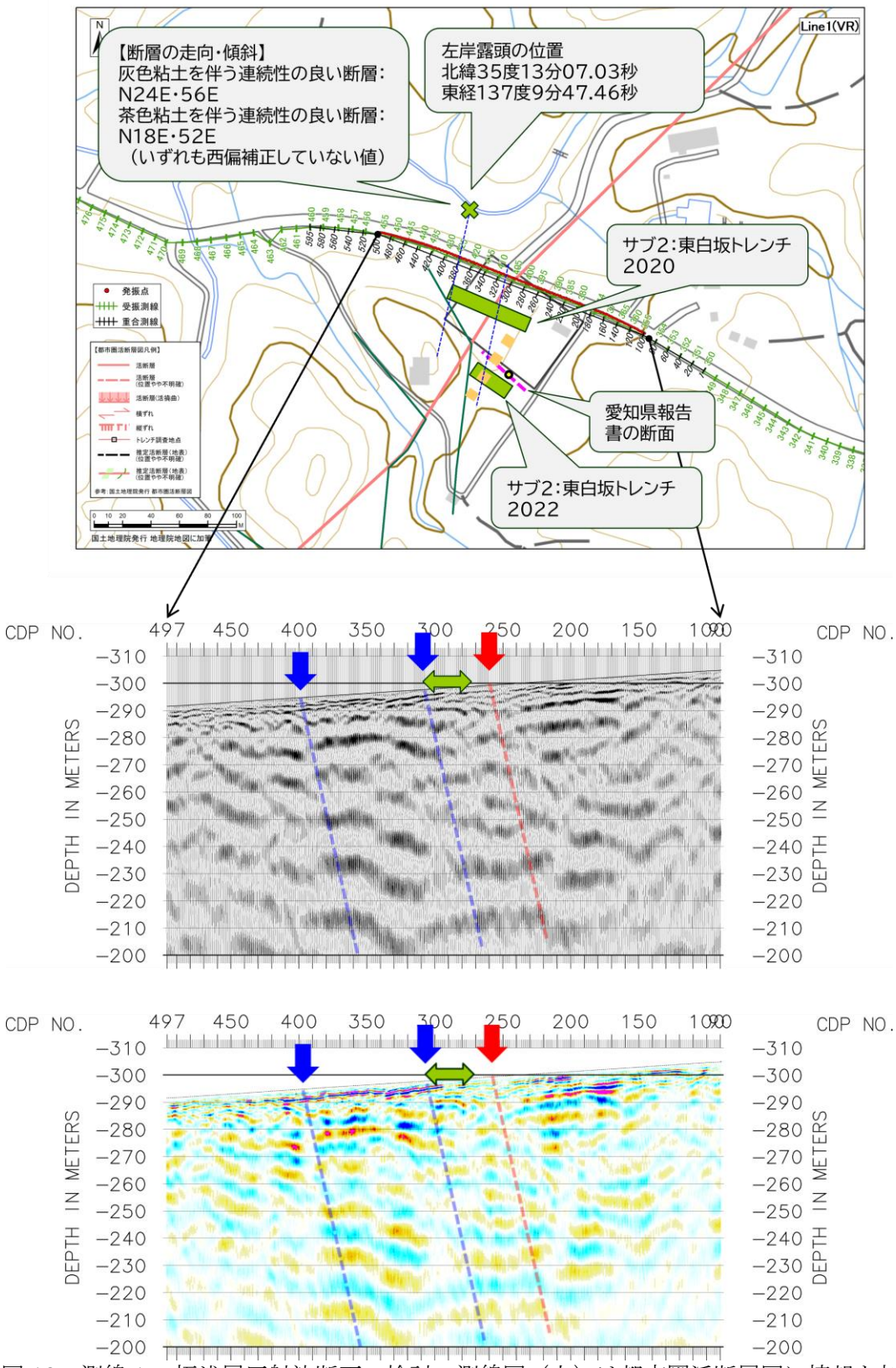



図 18　測線 1 の極浅層反射法断面の検討。測線図（上）は都市圏活断層図に情報を加筆。橙太破線、青破線（詳細は本文を参照）と反射法測線との交点で断層の可能性を検討した位置を反射断面（下）に赤・青の矢印で示す。反射断面中の破線は傾斜 75°を示す補助線であり必ずしも断層の解釈ではない。

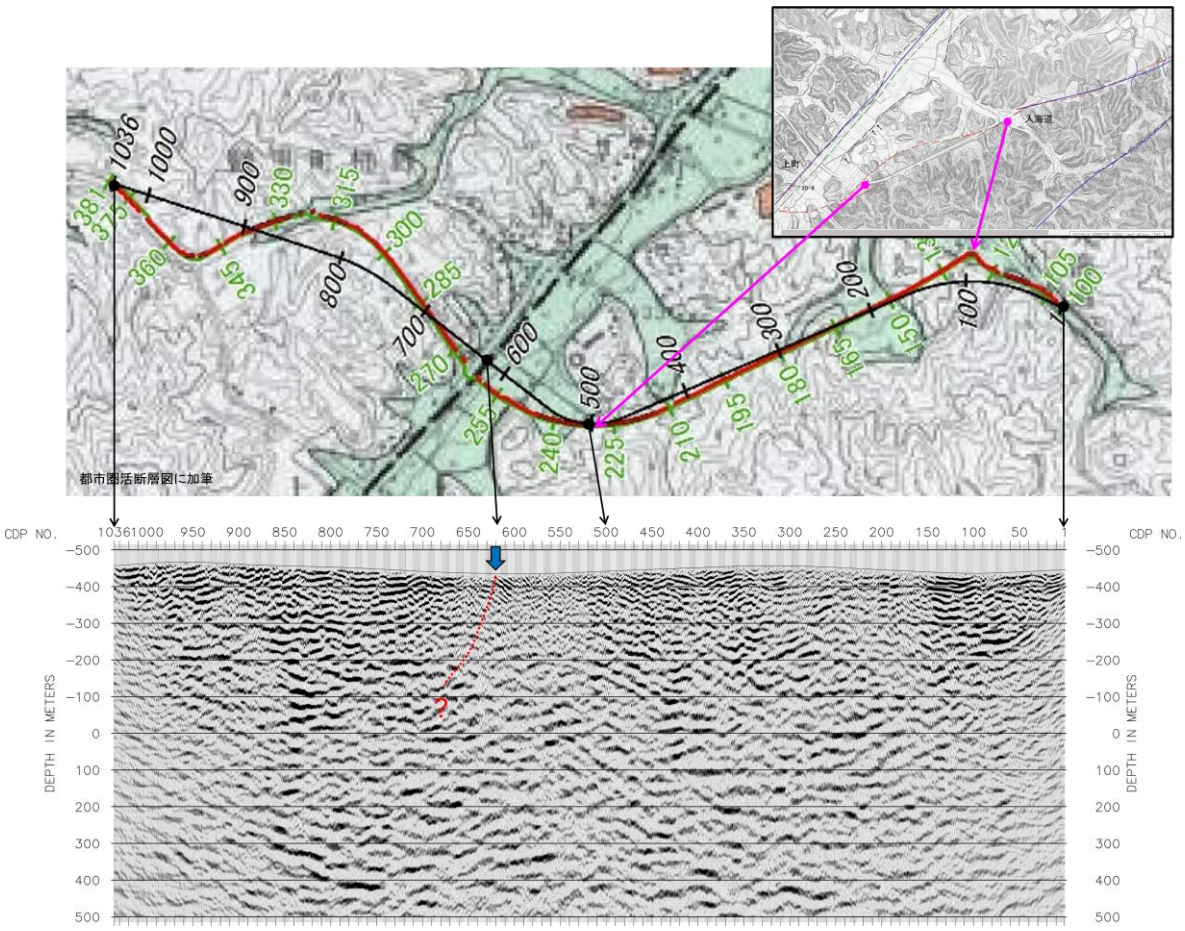



図 19　測線２の断層構造の解釈。測線図（上）は都市圏活断層図に加筆。（下）浅層反射法断面。断層の地表位置を青矢印で示す。

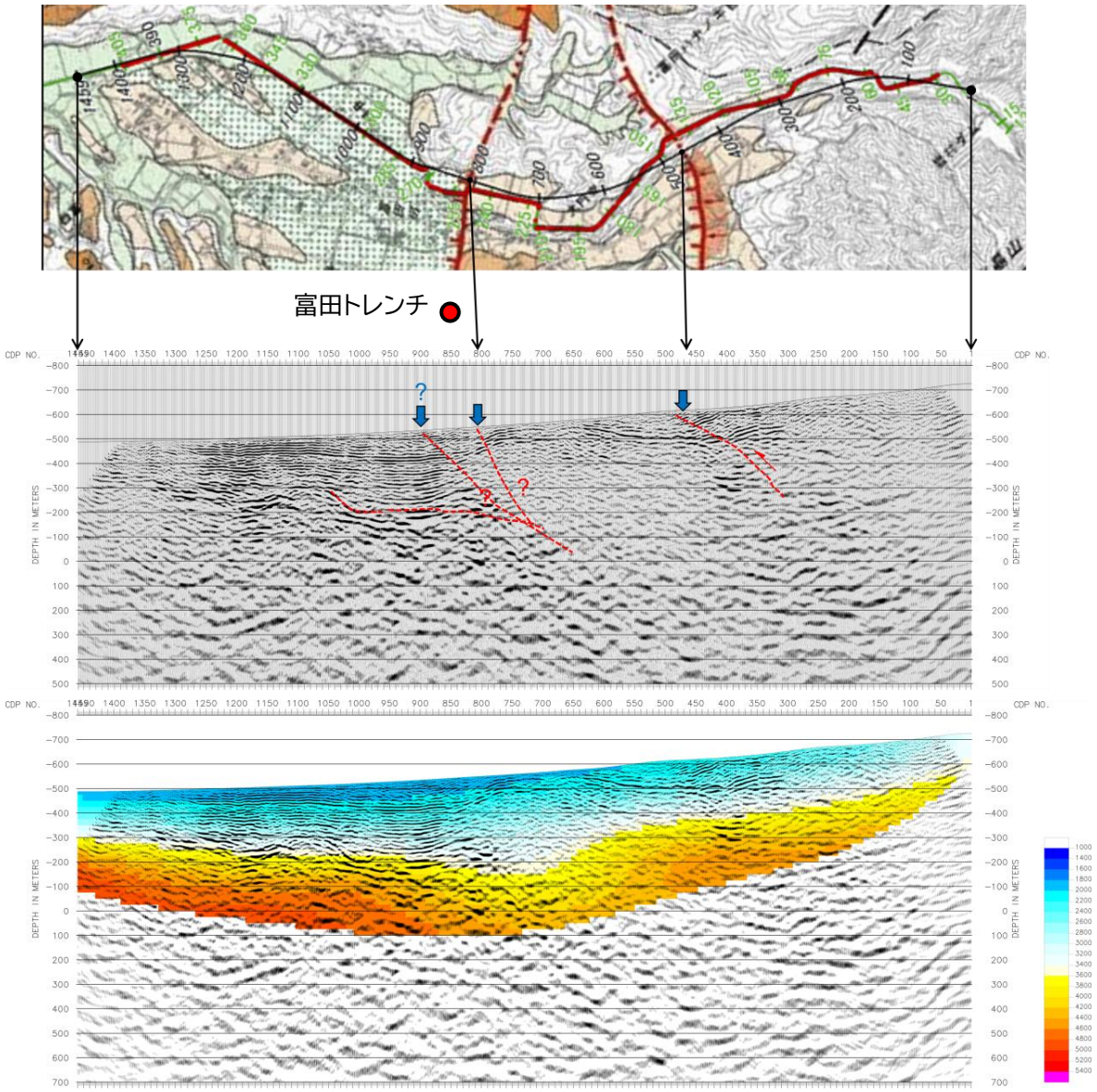



図 20　測線３の断層構造の解釈。測線図（上）は都市圏活断層図に加筆。測線図から外れているが富田トレンチのおおよその位置を赤丸で示す。（中）（下）浅層反射法断面。断層の地表位置を青矢印で示す。

b）既存の反射法調査のデータの再解析

本調査の地域で実施された既存の反射法調査として、1999 年に財団法人地震予知総合研究振興会東濃地震研究所（当時）が実施した屏風山断層調査（財団法人地震予知総合研究振興会，2000）の一環として実施された反射法探査があり、知られている限りこの調査が比較的近年でこの断層帯を対象とした唯一の反射法調査である。調査データの所有権を有する同法人の許諾を得て、このデータの再解析を行った。以下、このデータを「東濃地震研 1999」と称する。

図 21 に調査測線を示す。調査測線は屏風山断層および恵那山断層を横断する全長約 23 km であり、全区間のうち屏風山断層を横断する約７km 区間（浅部反射法北部区間）および恵那山断層を横断する約３km 区間（浅部反射法南部区間）で浅部反射法記録が取得されている。

表１に東濃地震研 1999 の主な調査仕様を示す。探査データは深部反射法データ、浅部反射法データ（2 区間)、屈折法データで構成されており、このうち深部反射法データ、浅部反射法データに対してそれぞれ反射法データ再解析を行い、深部反射法データと屈折法データをあわせたデータセットに対してトモグラフィ解析による屈折法解析を行った。当時は受振チャンネル数に限りがあり、今回実施した調査のような受振点の全点設置による固定展開ではなく、発振点の移動にしたがって一定数の受振点展開を移動していた。現在の調査の仕様と比較して重合数が少ないため S/N 比の向上には限りがあるものの、現時点で最新のデータ処理を適用することにより、反射断面の品質を向上させることができると期待される。

表１ 既存探査データ（東濃地震研 1999）の主な調査仕様

| | 深部反射法 | 浅部反射法 | | 屈折法 |
|---|---|---|---|---|
| | | 北部区間 | 南部区間 | |
| 測線長 | 23.4 km | 7.0 km | 3.1 km | 23.4 km |
| 発振点間隔 | 100 m | 25 m | 25 m | 100 m |
| 発振周波数 | 8 - 40 Hz | 8 - 80 Hz | 8 - 80 Hz | 8 - 40 Hz |
| 受振点間隔 | 25 m | 25 m | 25 m | 25 m |
| 受振展開長 | 8 km | 3 km | 3 km | 固定展開 |
| サンプルレート | 4 ms | 4 ms | 4 ms | 4 ms |
| チャンネル数 | 320 ch | 120 ch | 120 ch | 936 ch |
| 記録長 | 20 s | 5 s | 5 s | 20 s |

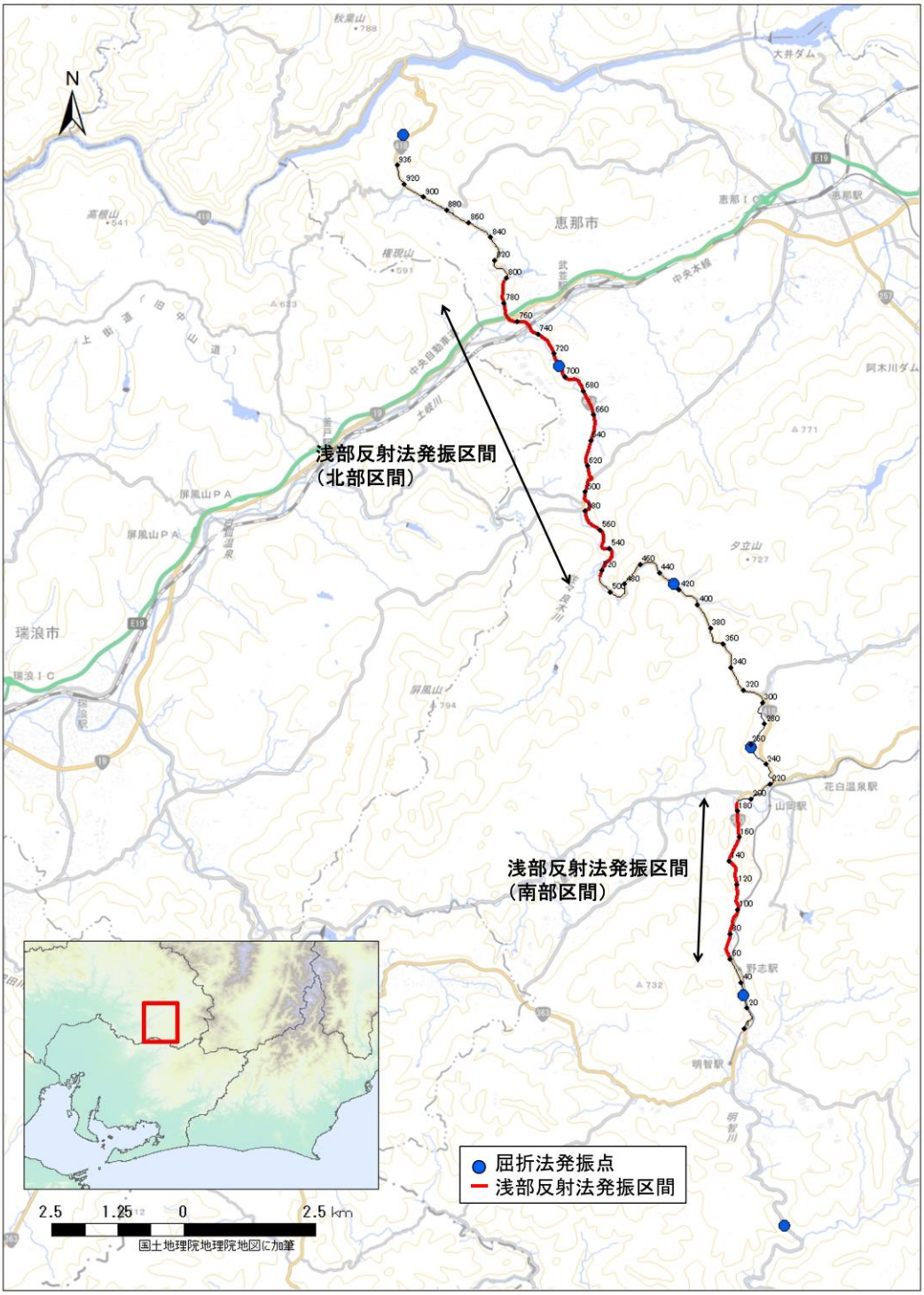



図 21　東濃地震研 1999 の調査測線。国土地理院地図に加筆。

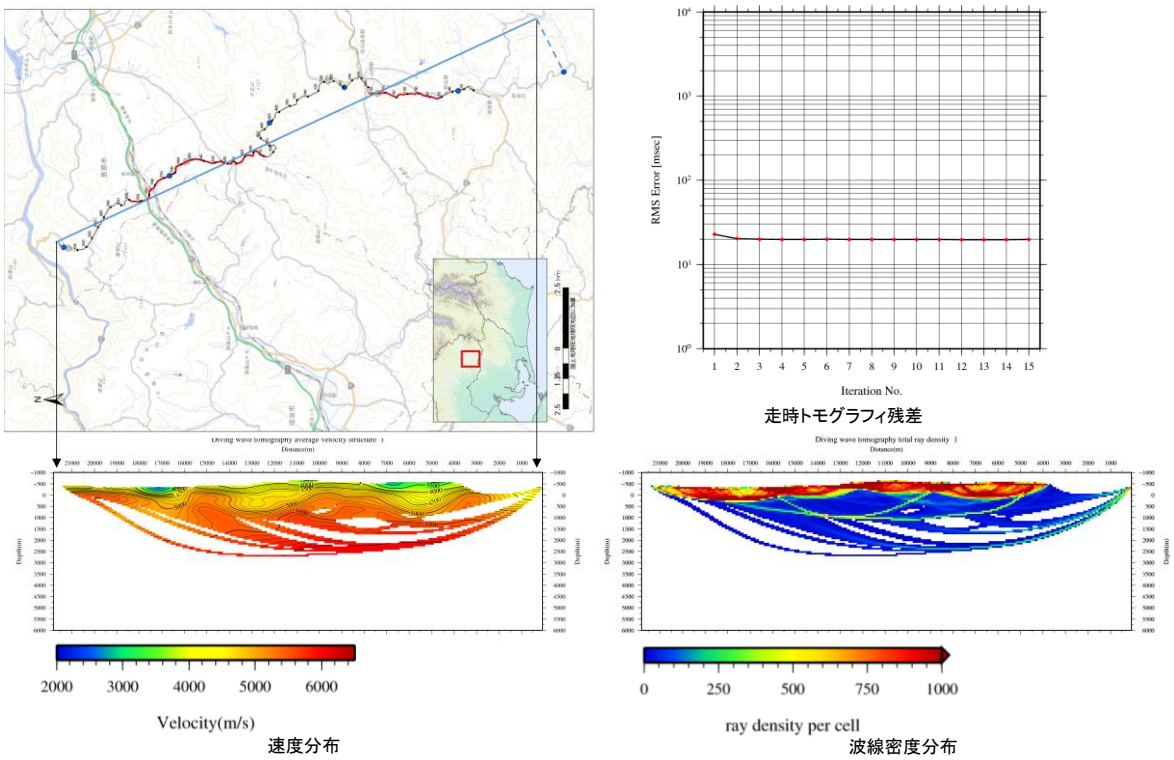



図 22　東濃地震研 1999 の屈折法トモグラフィ解析の結果。測線図（上左）は国土地理院の地理院地図に加筆。

i）屈折法解析

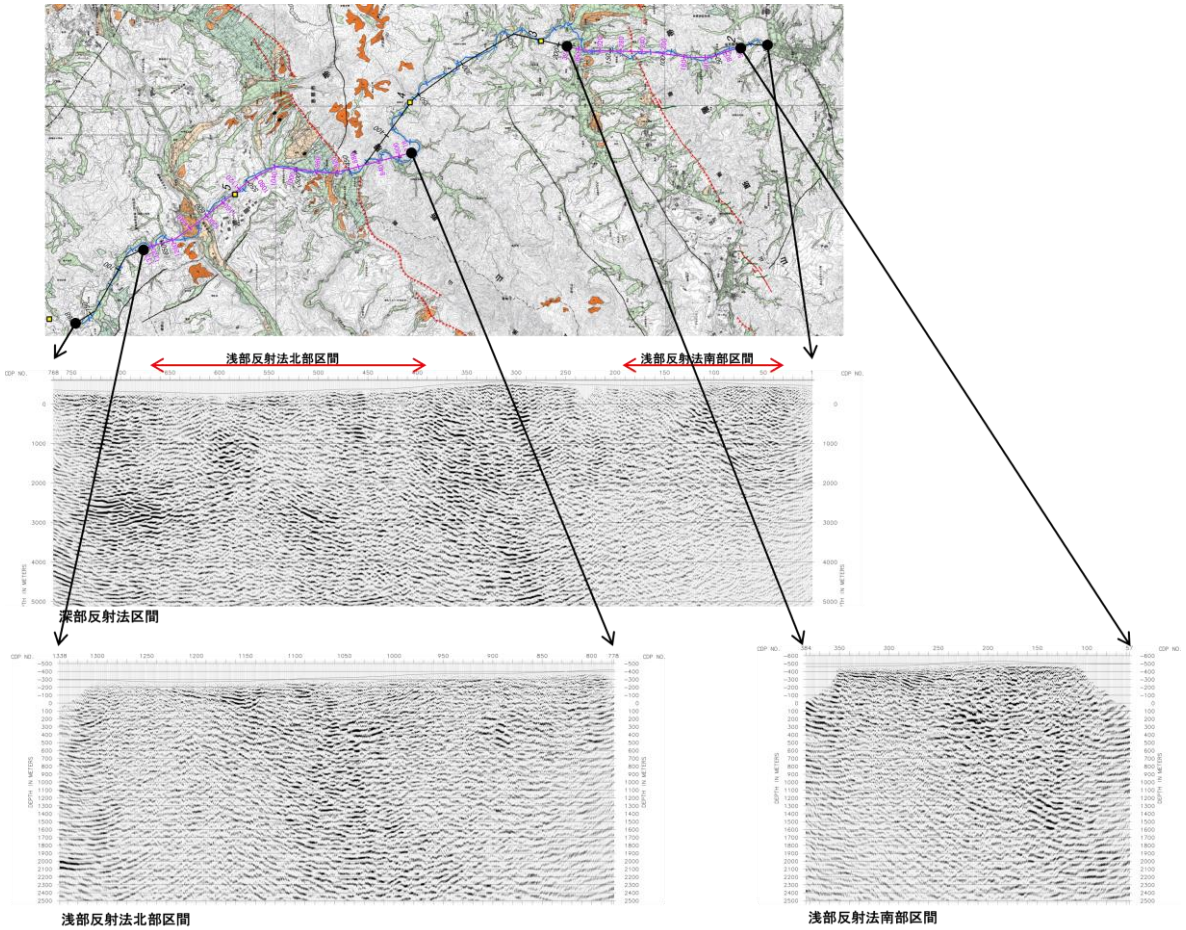
屈折法発振記録および深部反射法発振記録の初動走時を読み取り、屈折トモグラフィ解析を行った。トモグラフィ解析の手法は前述の解析と同じであり詳細は割愛する。セルのサイズは水平方向 75 m、鉛直方向 75 mとした。

図22にトモグラフィ解析結果を示した。測線は連続する山地と谷を横断しているが、堆積層が存在する谷部で浅部が低速度になっていること、全体として南東傾斜の逆断層構造に調和的な地質構造であることが見て取れる。

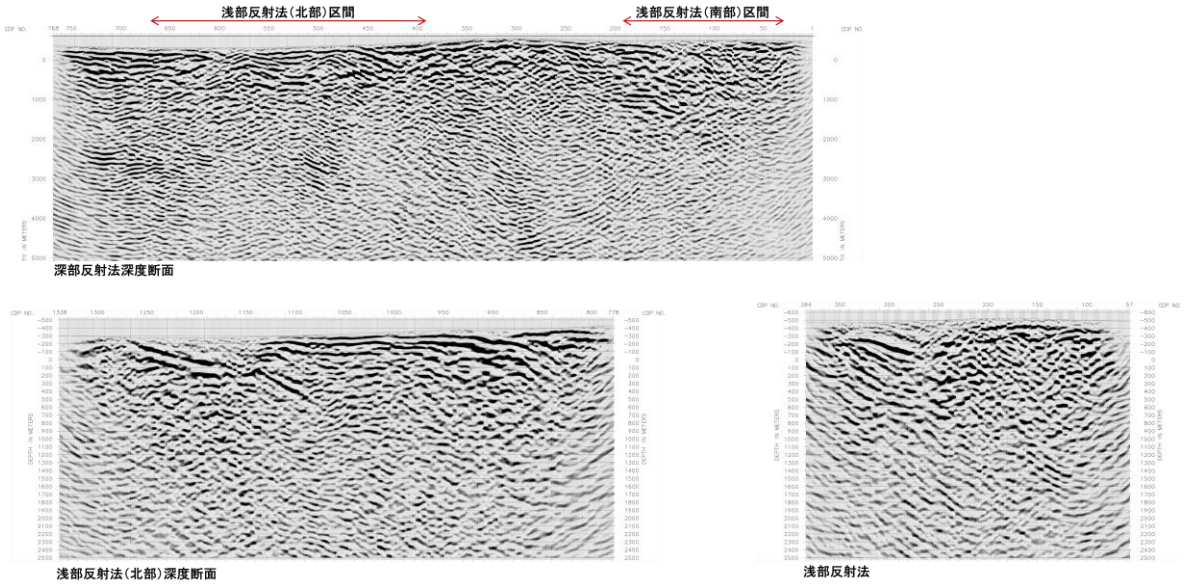
ii）反射法再解析

測線全域にわたる深部反射法データ、計２区間の浅部反射法データの解析（再解析）を行った。データ解析の内容は前述した今回の調査のデータ解析と同じであり、詳細は割愛する。既存の解析でもおおむね同様の処理フローが採用されているが、深部構造を重視したためか、浅部構造の解析には最適でない解析設定やパラメータ選択であったと推察された。そこで、浅部の速度構造を見直すとともに、解析の各段階で現在の技術標準を考慮してより適切な設定を採用し、解像度を向上させるための処理を加えた。

図23(a)に反射法の再解析結果を示した。(b)は屏風山断層調査報告書（財団法人地震予知総合研究振興会，2000）の反射断面のデータを(a)と同様に表示した反射断面である。両者を比較すると、(a)は構造の全体的特徴を保持しながらも断面全体が高解像度化されており、特に浅部で顕著な解像度の向上が見られる。また、基盤内部の反射面の連続性が向上していることが認められる。




(a) 再解析結果




(b) 既往処理（財団法人地震予知総合研究振興会，2000）のデータを(a)と同様に表示した深度断面

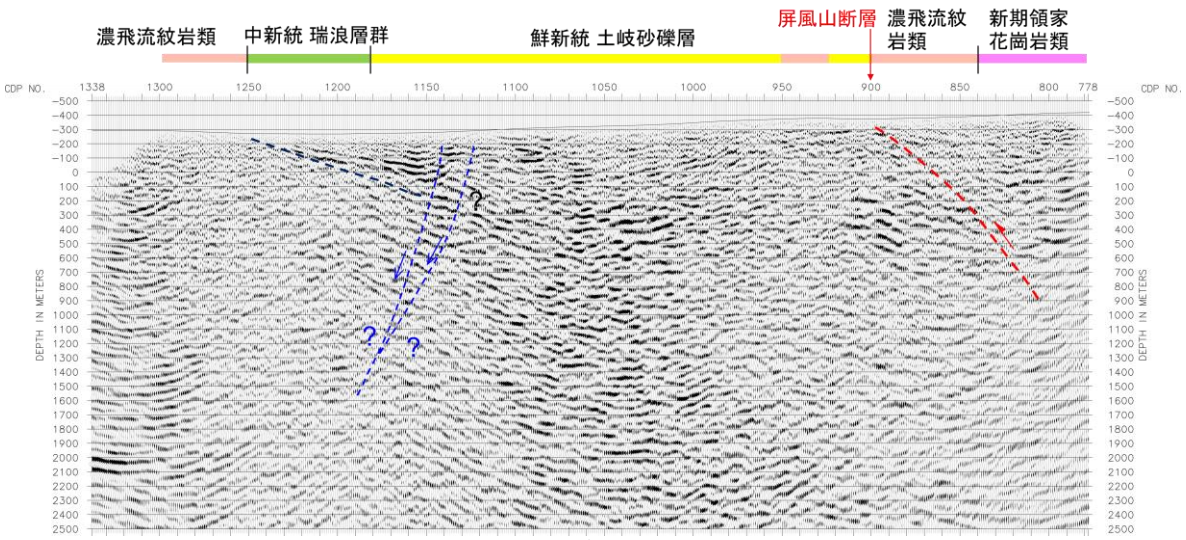
図 23　東濃地震研 1999 の反射法解析の深度断面図。測線図（上）は国土地理院の地理院地図に加筆。

iii）断層構造解釈

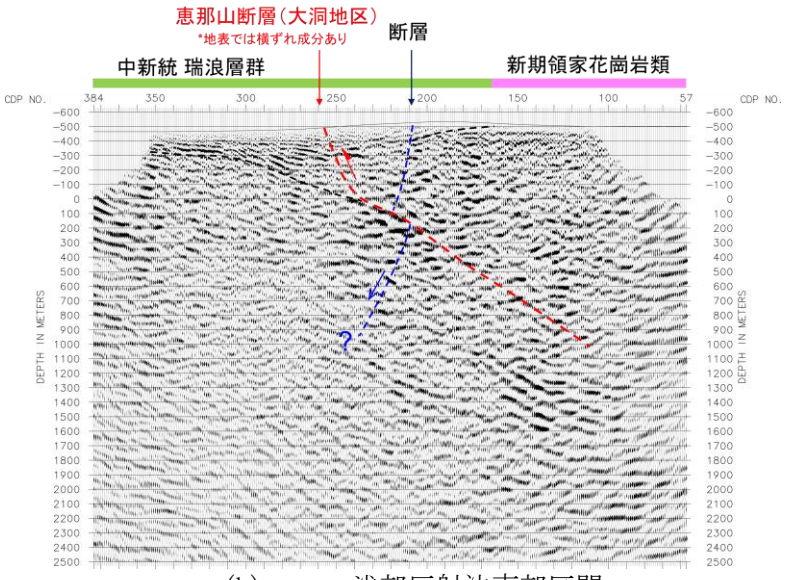
図24にそれぞれ(a)浅部反射法北部区間、(b)南部区間の反射深度断面に断層構造の解釈を加筆して示した。地表の地形と地質、これまでの調査で判明している断層の地表トレース位置等に留意して断層構造を解釈した。

北部区間では屏風山断層の地表トレースが赤矢印の位置に存在しており、第三紀鮮新統（土岐砂礫層）と白亜紀濃飛流紋岩の境界を形成している。屏風山断層が南東傾斜の逆断層であることを考えると、赤破線のような断層構造の解釈が可能である。ただし、測線の南東端に近づくこともあって深さ500 m以深では構造を解釈することは困難である。断面の左側（北部）の武並地区は土岐川が形成する谷部にあたるが、より北部では表層に見られる白亜紀濃飛流紋岩の基盤を第三紀中新統～鮮新統の堆積岩が覆っている構造となっていることがわかる。屈折法トモグラフィによって得られた速度構造（図22）と反射深度断面から、この堆積層を横切る正断層の存在が示唆され、一つの解釈として青破線のような正断層構造の解釈を提示することができる。ただし、断層の深部構造や基盤との関係は必ずしも明瞭でなく、他の調査も含めてさらに検討が必要である。

南部区間では恵那山断層の地表トレースが赤矢印の位置に存在しており、第三紀中新統瑞浪層群と白亜紀新期領家花崗岩の境界を形成している。この断層も南東傾斜の横ずれ成分を伴う逆断層であることが知られており、赤破線のような断層構造の解釈が可能である。この測線の東側約６km（富田地区）に今回調査を行った測線３が位置しており、その反射断面（図11および図20）と比較すると、南東側に深くなる基盤構造と恵那山断層の逆断層構造、断層周辺の地震波速度が低下傾向にあり堆積層の存在を示していることなど、構造的特徴がよく対応している。地質図（牧本・他，2004，山田・他、2008）において断面の青矢印の位置に正断層のトレースが指摘されており、地質構造からも速度構造と反射深度断面からも断層の存在が示唆される。インバージョンテクトニクスを念頭におくと、一つの解釈として青破線のような断層構造の解釈があり得る。ただし、下盤側の断層解釈は一つの解釈として示しうるものであり、今後の検討が必要である。




(a) 浅部反射法北部区間




(b)　　浅部反射法南部区間

図 24　東濃地震研 1999 の反射法解析の深度断面の断層構造の解釈。

(d) 結論

昨年度2021年9月に、恵那山断層と猿投山北断層、猿投－境川断層を横切る計３本の測線において実施した浅部反射法探査のデータ解析を実施した。特に、猿投山北断層を横切る測線では、サブテーマ２で実施したトレンチ調査地点付近において高密度高分解能な極浅層反射法探査を実施した。当該地域は浅部まで花崗岩基盤が存在し堆積層が薄い地質状況であり、断層の規模も小さかったことから、必ずしも明確な断層構造が得られない測線もあった。しかし、測線１、２で猿投山北断層、猿投－境川断層との対応が示唆される堆積層内の構造の乱れや基盤岩類内の反射パターンの不連続ならびに側方変化、地表踏査で認められた断層の位置に対応した表層基底の反射面の側方変化がイメージされた。また、サブテーマ２の東白坂トレンチ近傍で実施した高密度高分解能な極浅層反射法によって、トレンチや過去のボーリング調査で調べられていた断層破砕帯に対応すると考えられる基盤反射強度の側方変化が得られた。測線３では恵那山断層の地表トレースに対応する東傾斜の複数の逆断層等が認められ、断層活動により当該地域の地質構造が形成されたことがわかった。既存の反射法調査のデータの再解析を実施し、高解像度な断面を得ることができた。特に、恵那山断層については、今回の調査と既存調査の２断面を得ることができた。両者の構造はよい対応を示しており、この地域の構造が恵那山断層の断層活動により形成されていることが確認できた。

今回の対象地域は浅部まで花崗岩基盤が存在し堆積層が薄い地質状況で断層の規模も小さかったことから、詳細な地下の構造把握は想定以上に困難であった。同様の地質環境を有する地域に存在する活断層調査に適した探査方法や解析方法の開発・高度化が必要である。

(e) 引用文献

愛知県，平成 10 年度地震関係基礎調査交付金　猿投山断層帯に関する調査成果報告書，pp. 148，1999.

青木直史・楢原省吾・高橋明久・西木司，MDRS 法によるコンフリクティング・ディップのイメージング，物理探査学会第 122 回（平成 22 年春季）学術講演会講演論文集，60-63，2010.

物理探査学会，“土と岩”の弾性波速度，物理探査学会，pp. 137，1990.

牧本博・山田直利・水野清秀・高田亮・駒澤正夫・須藤定久，20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2004.

岡田篤正・廣内大助・松田信尚・宮内崇裕，1:25,000都市圏活断層図屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯とその周辺「中津川」，国土地理院技術資料，D1-No.758，2017.

白石和也・阿部進・岩崎貴哉・斉藤秀雄・佐藤比呂志・越谷信・加藤直子・新井隆太・川中卓，屈折初動走時トモグラフィ解析における初期モデルランダム化による解の信頼性評価，物理探査，63，4，345-356，2010.

山田直利・脇田浩二・広島俊男・駒澤正夫，20万分の1地質図幅「飯田」（第2版），産業技術総合研究所地質調査総合センター，2008.

財団法人地震予知総合研究振興会，「屏風山断層調査研究委員会報告書」，東濃地震科学研究所報告，Seq. No. 5，2000.

### (3) 令和２～４年度の成果

(a) 業務の要約

恵那山断層と猿投山北断層、猿投－境川断層を横切る計３本の測線において高分解能な浅部反射法探査を実施した。特に、猿投山北断層を横切る測線１で、サブテーマ２で実施したトレンチ調査地点付近において高密度高分解能な極浅層反射法探査を実施した。当該地域は浅部まで花崗岩基盤が存在し堆積層が薄い地質状況であり、断層の規模も小さかったことから、必ずしも明確な断層構造が得られない測線もあったが、断層の地表トレースに対応する位置に断層を示す反射断面上の特徴が認められ、断層の解釈が可能な断面が得られた。また、当該地域の既存の反射法調査のデータの再解析によって高解像度な反射断面が得られ、本調査と整合的な結果を得た。

また、調査対象地域の深部で過去に発生した地震について精密震源再決定を行った。その結果、猿投山北断層や恵那山断層の断層面とは異なる面上や、恵那山断層の地表トレースがステップしている領域に恵那山断層に平行な面的構造が存在することを明らかにした。

サブテーマ３での成果は、サブテーマ１，２における構成断層の妥当性や活動区間の検討、サブテーマ４における強震動の予測精度の高度化に活用された。

(b) 業務の実施方法

1) 浅部反射法探査の実施と既存の反射法調査のデータの再解析

恵那山-猿投山北断層帯の西半部と東半部の境界付近における複数の断層、ならびに屏風山断層および猿投山北断層との間の地下での連続性を把握するとともに、各断層の地下での三次元的形状や連続性等を明らかにするため、計３本の測線において浅部反射法探査を実施した（本報告書の(2)令和4年度の成果の図1～4)。その際に、全体計画、ならびにサブテーマ２で実施したトレンチ調査地点や道路網をふまえて現地踏査を行った上で測線や探査仕様を決定した。また、当該地域の既存の反射法調査のデータの再解析を実施した。

2) 過去に生じた微小地震の精密震源再決定

恵那山断層、猿投山北断層、猿投－境川断層の境界付近、および恵那山断層の地表トレースがステップしている地域や恵那山断層沿いに発生した地震群を対象にDouble Difference法（Waldhauser and Ellsworth, 2000）によって精密震源再決定を行った。

(c) 業務の成果

1) 浅部反射法探査の実施と既存の反射法調査のデータの再解析

恵那山断層と猿投山北断層、猿投－境川断層を横切る計３本の測線において高分解能な浅部反射法探査を実施した。特に、猿投山北断層を横切る測線１では、サブテーマ２で実施したトレンチ調査地点付近において高密度高分解能な極浅層反射法探査を実施した。当該地域は浅部まで花崗岩基盤が存在し堆積層が薄い地質状況であり、断層の規模も小さかったことから、必ずしも明確な断層構造が得られない測線もあった。しかし、測線１，２で猿投山北断層、猿投－境川断層との対応が示唆される堆積層内の構造の乱れや基盤岩類内の反射パターンの不連続ならびに側方変化、地表踏査で認められた断層の位置に対応した表層基底の反射面の側方変化がイメージされた。また、サブテーマ２の東白坂トレンチ近傍で実施した高密度高分解能な極浅層反射法によって、トレンチや過去のボーリング調査で調べられていた断層破砕帯に対応すると考えられる基盤反射強度の側方変化が得られた。測線３では恵那山断層の地表トレースに対応する東傾斜の複数の逆断層等が認められ、断層活動により当該地域の地質構造が形成されたことがわかった。既存の反射法調査のデータの再解析結果を実施し、高解像度な断面を得ることができた。

2) 過去に生じた微小地震の精密震源再決定

恵那山断層、猿投山北断層、猿投－境川断層の境界付近では2006年12月19日にマグニチュード（M)4.4の地震が深さ約15kmで発生した。この地震では明瞭な余震活動がみられるほか、その発生前から同じ場所で微小地震活動が観測されていた（領域A）。また、恵那山断層の地表トレースがステップしている地点にも地震群が見受けられる（領域B）。これらの地震群を対象にDouble Difference（DD）法による精密震源再決定を行った。

領域Aについては、互いに近接した複数の高角な面上に分布していることが明らかになった。このような面状の地震分布は、恵那山断層西端付近の深部におけるこの断層に関係する小規模な面構造の存在を示唆している。特に、M4.4の地震の震源を含む走向約235°(N55°E方向)、傾斜70～80°(70～80°NW)の面上に分布する地震群が顕著である。この面は、M4.4の地震のメカニズム解における片方の節面とほぼ一致しており、恵那山断層の地表トレースとも平行に近い。しかし、面構造の傾斜が恵那山断層や猿投山北断層の傾斜と一致しておらず、これらの断層が地下深部において連続している証拠は得られなかった。ただし、猿投山北断層や恵那山断層西端部が地下深部まで約80°SEで傾斜していれば、M4.4の地震を含む面の最下端で合流することになる。領域Bについても複数の面的構造が検出された。そのうちの一つは恵那山断層と平行な面であり、このほかに恵那山断層と共役な構造を成している面的構造が検出さ

れた。DD法による精密震源決定結果から明らかになった深部における面的構造の模式図は、令和３年度報告書のp.127の図20の通りである。

(d) 結論

反射法地震探査によって地下の三次元的形状について知見が得られた。猿投山北断層と猿投－境川断層を横切る測線では、堆積層内の構造の乱れや基盤岩類内の反射パターンの不連続ならびに側方変化が認められ、断層構造との対応が示唆される。このほか、表層基底を示す強反射面の両端が地表踏査で認められた2条の断層の位置に対応し、これらの断層の地下への延長が示唆される。恵那山断層を横断する測線では、断層の地表トレースに対応する東傾斜の逆断層等が認められ、断層活動により構造が形成されたことが分かった。また、調査対象地域で過去に発生した地震群の精密相対震源決定から、断層の連続性や地下深部における断層構造に関する知見が得られた。猿投山北断層、猿投-境川断層、恵那山断層の接合部付近の深部で2006年12月19日に発生したM4.4の地震を含む面的構造は、猿投山北断層や恵那山断層の深部延長とは異なるものであり、これらの断層が地下深部において連続している証拠は地震活動からは得られなかった。このほか、恵那山断層の直下には断層と平行な小規模な面的構造の存在が明らかになった。

反射法地震探査と地震学的手法で得られた情報は、それぞれ深さ約１km程度以浅および約10 km程度よりも深い構造の把握に活用されたが、これらの間の深度における情報を得るには、より深部を対象とした大規模な地震探査等が必要である。また、今回の対象地域は浅部まで花崗岩基盤が存在し堆積層が薄い地質状況で断層の規模も小さかったことから、反射法地震探査をもってしても詳細な地下の構造把握が困難であった。同様の地質環境を有する地域に存在する活断層調査に適した探査方法や解析方法の開発・高度化が必要である。

(e) 引用文献

Waldhauser, F. and W. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90(6), 1353-1368, 2000.