

b) 高分解能反射法データ解析

本節では、養老断層帯を横断する 3.6km 区間(受振区間 Loc. 5823-5966)における高分解能反射法データの処理内容について記述する。この高分解能発震は広域標準反射法データ測定に含めて実施されたため、本節の解析には高分解能受振区間に関して投影測線上で東西各々2.0km の延長区間の寄与が含まれている。図 67 に、データ処理フローを示す。各処理内容に関する解説は、前節の反射法データ解析内容とほぼ重複するため、ここでは、ここでは省略する。データ解析の過程においては、浮動基準面、表層構造及び重合速度等のパラメータは反射法データ解析と共有されている。高分解能反射法データの解析に関わる主要図面として、受振点及び発震点分布図を図 68、 CMP 重合測線及び重合数分布図を図 69、速度解析例を図 70、 速度プロファイルを図 71 に示した。

解析により得られた CMP 重合時間断面図、重合後時間マイグレーション断面図、重合時間断面を用いた深度断面図、重合後時間マイグレーション断面を用いた深度変換断面図をそれぞれ、図 72、 73、 74、 75 に示す。

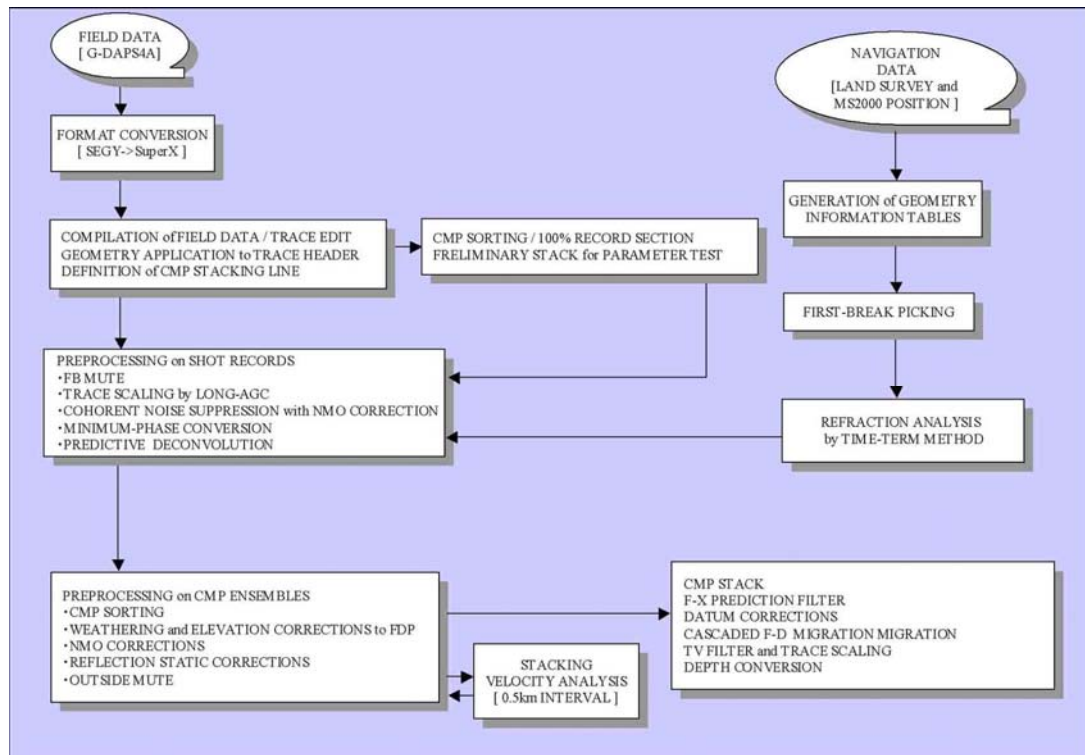


図 67 高分解能反射法重合処理フロー

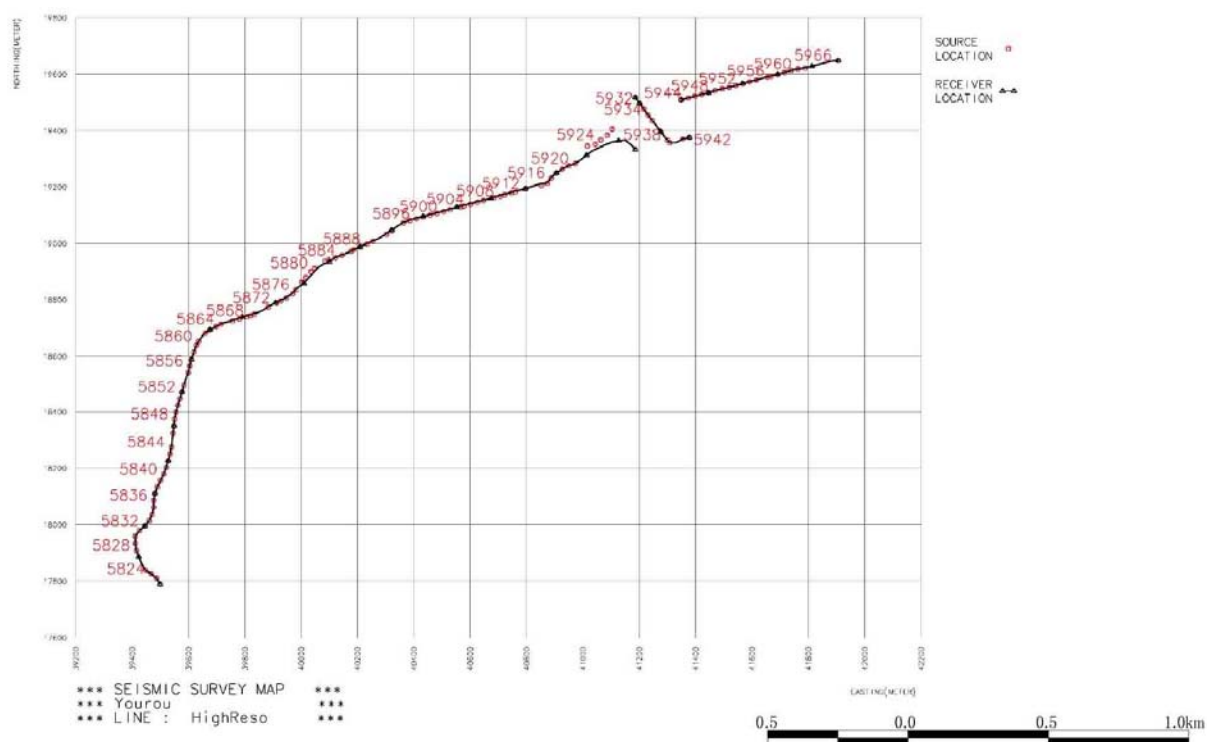


図 68 受振点及び発震点分布図

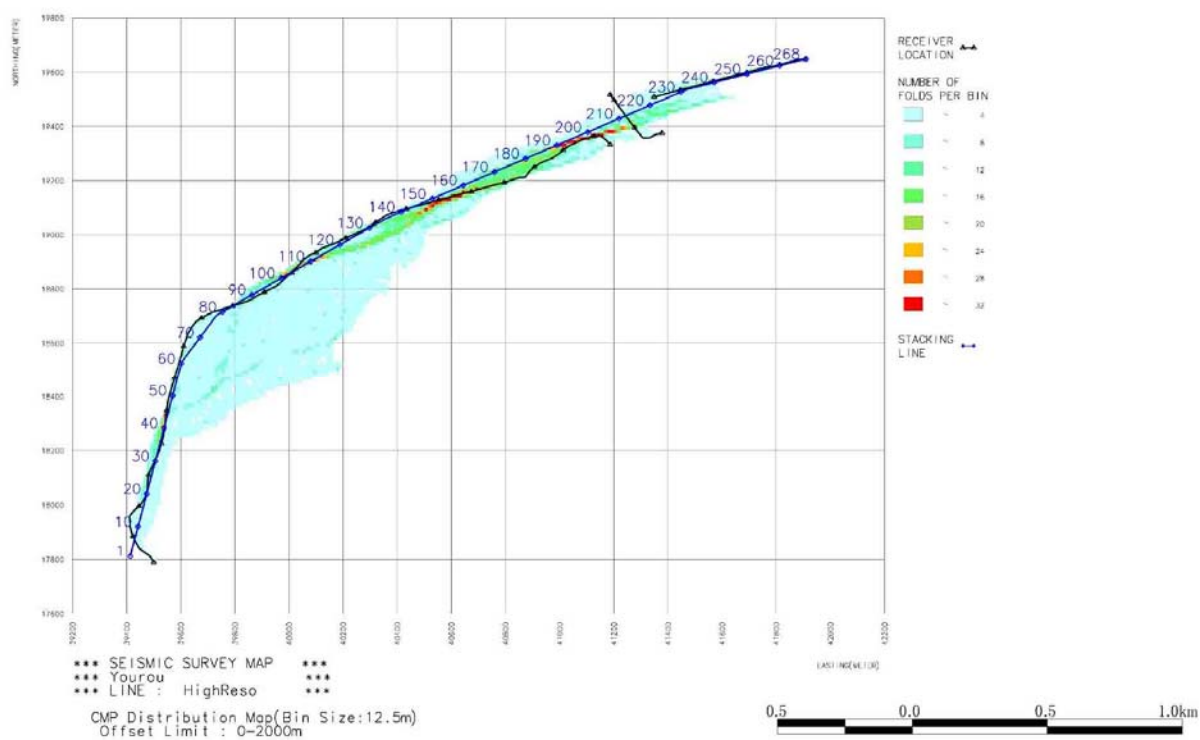


図 69 CMP 重合測線及び重合数分布図

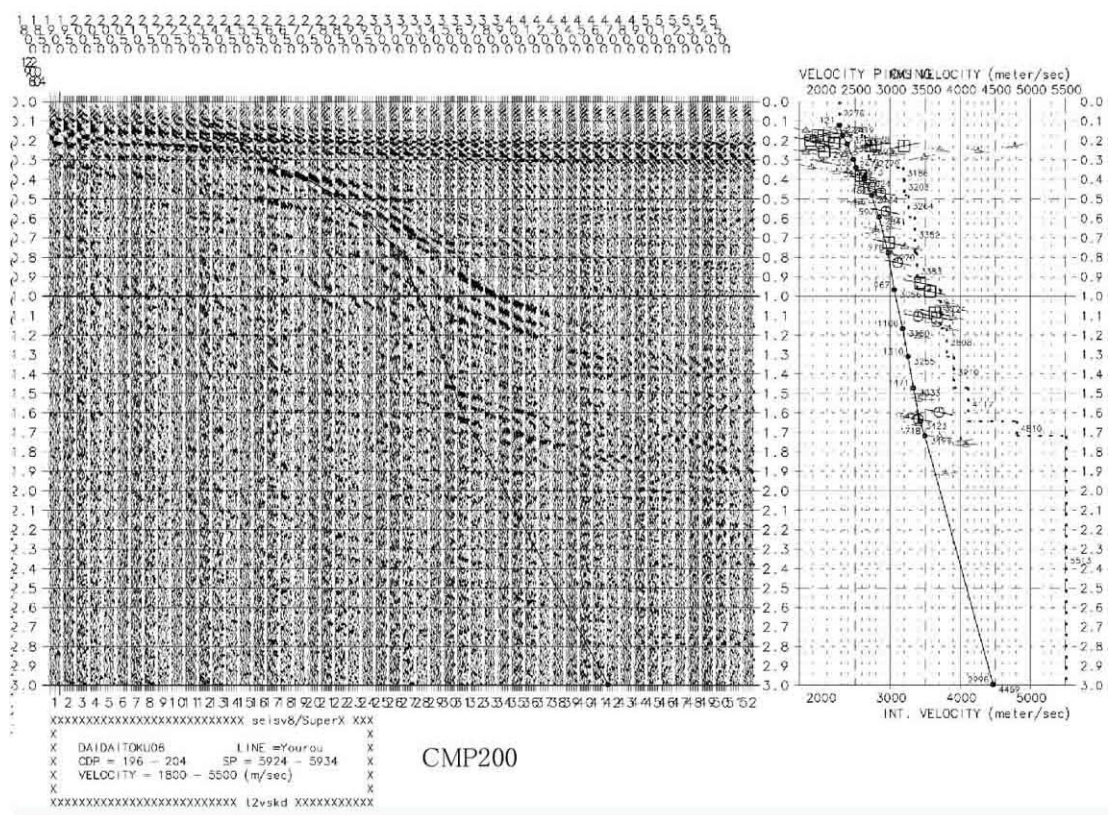
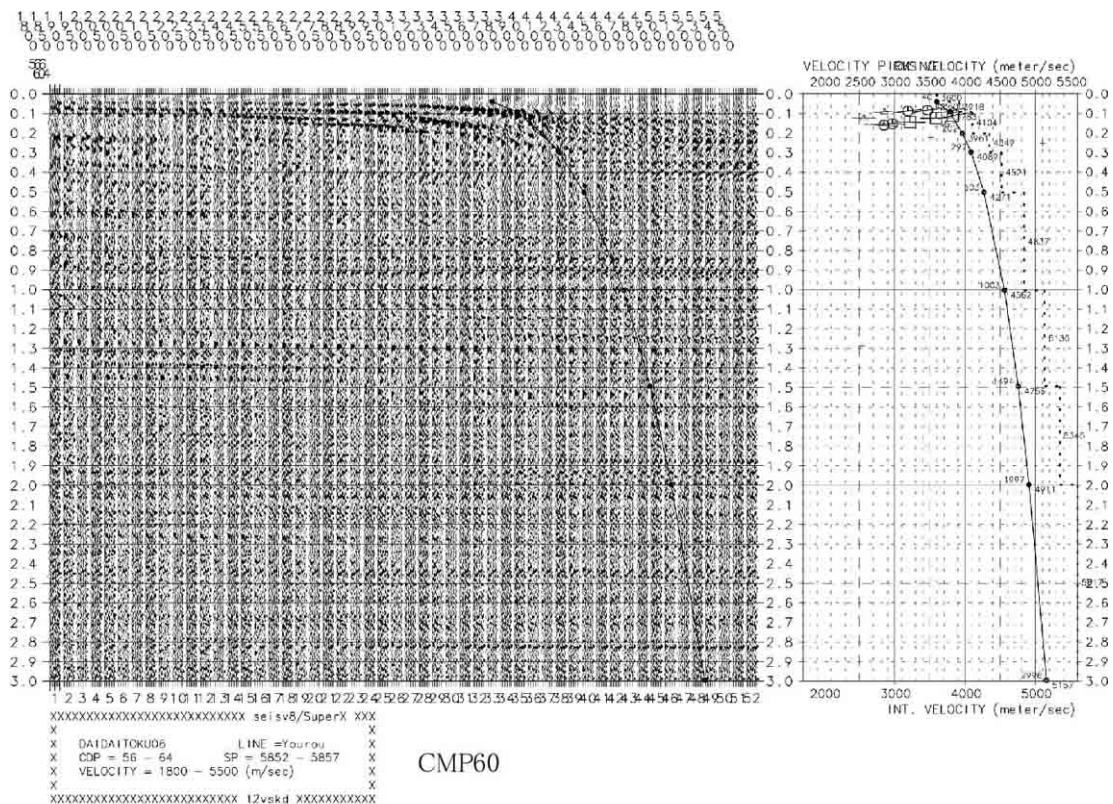


図 70 速度解析結果例 CMP60、CMP200

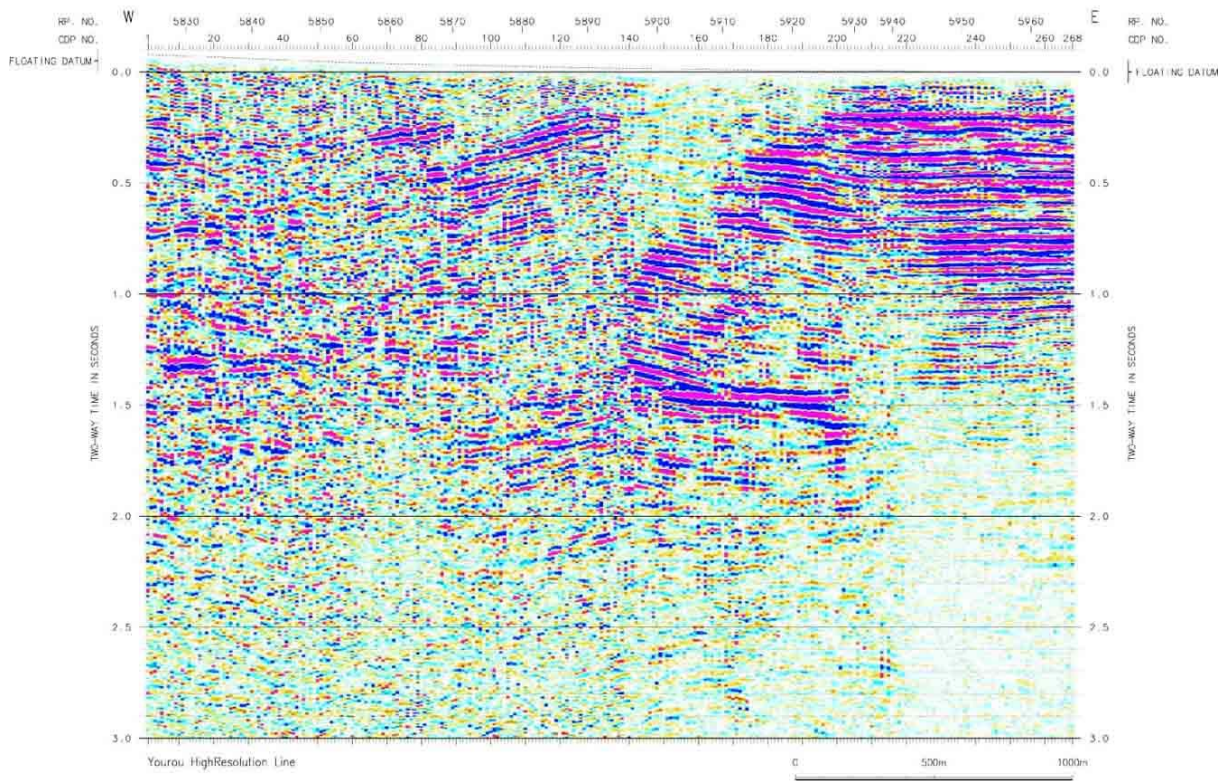
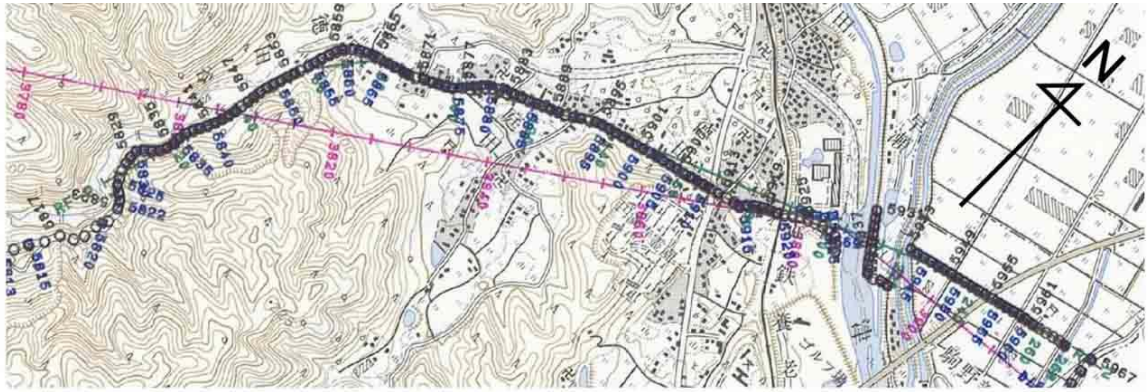


図 72 CMP 重合時間断面図

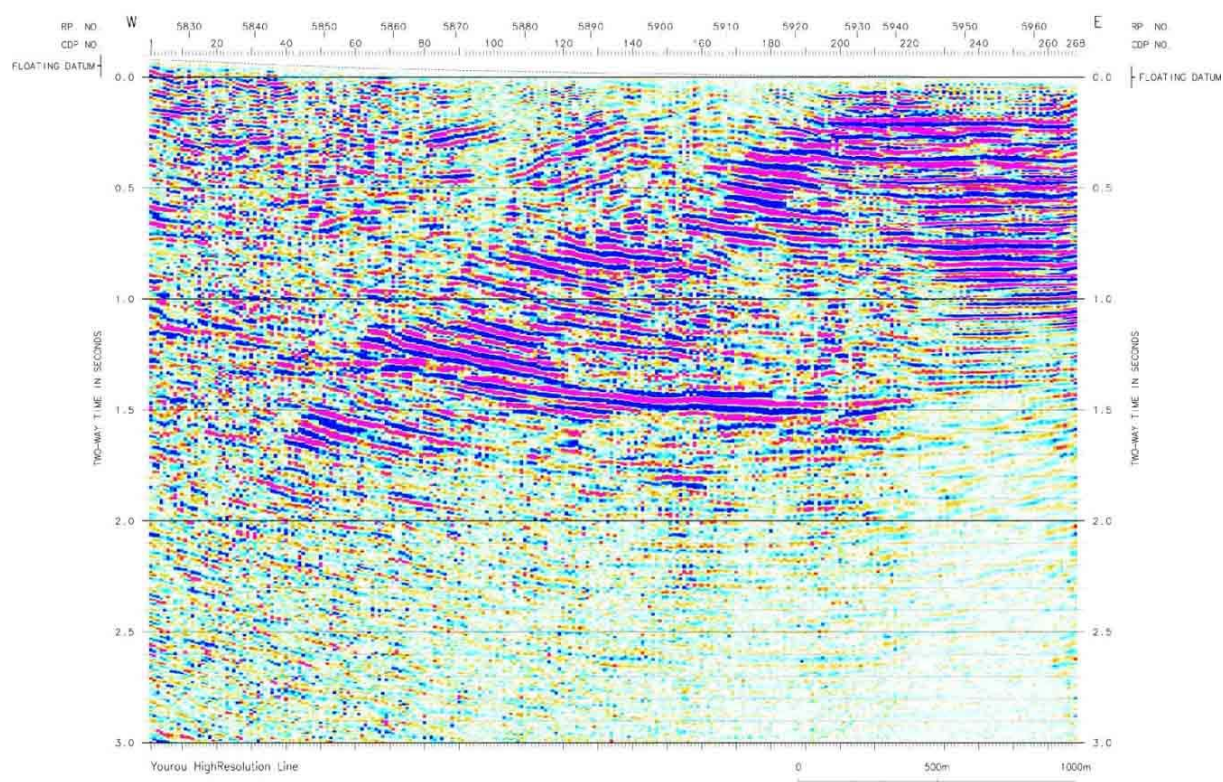
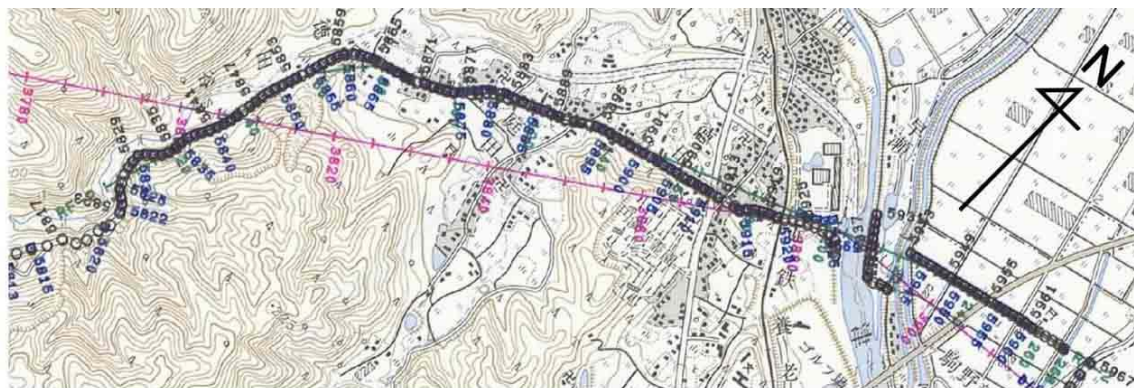


図 73 重合後時間マイグレーション断面図

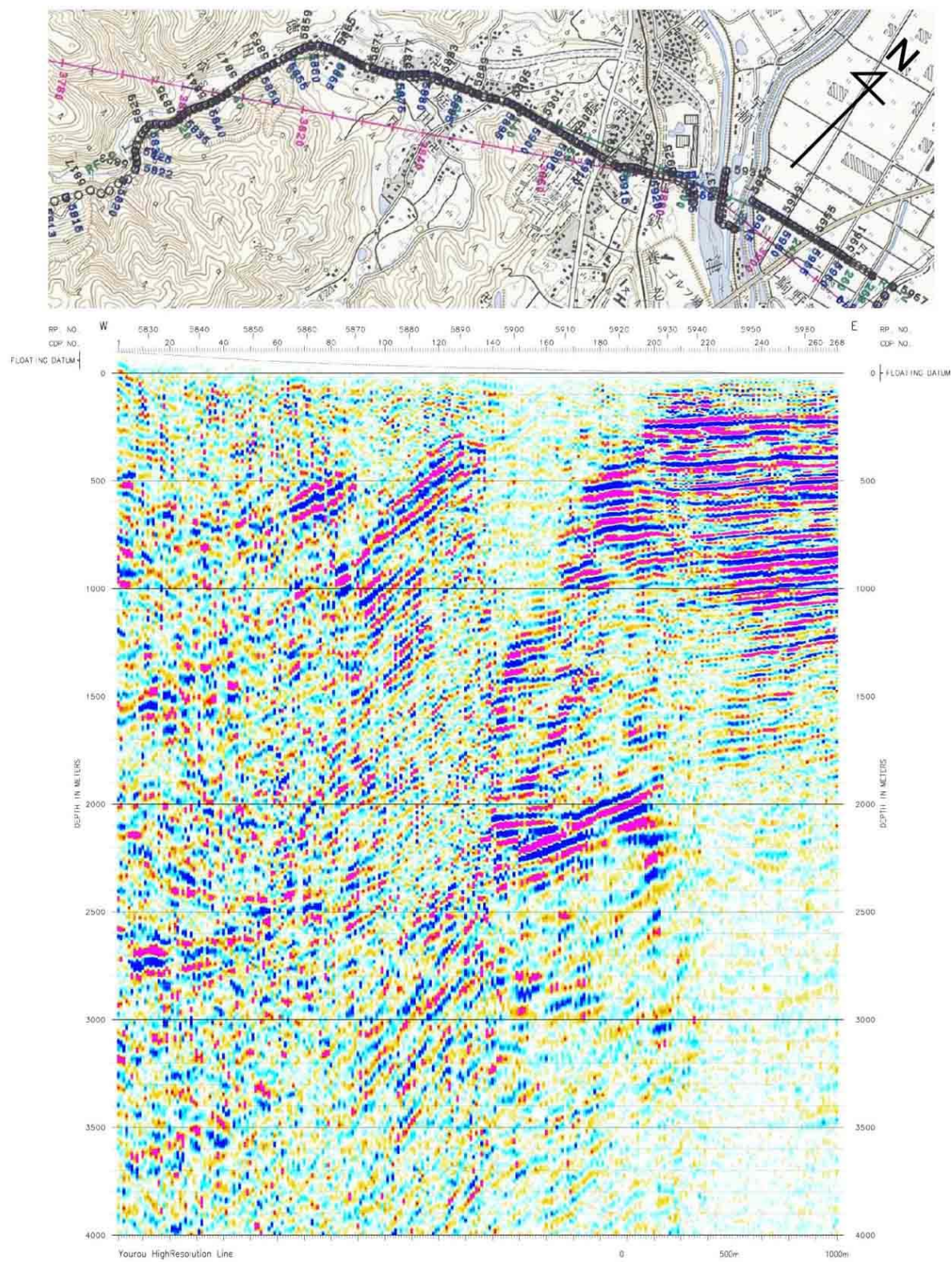


図 74 深度断面図 [1] CMP 重合記録

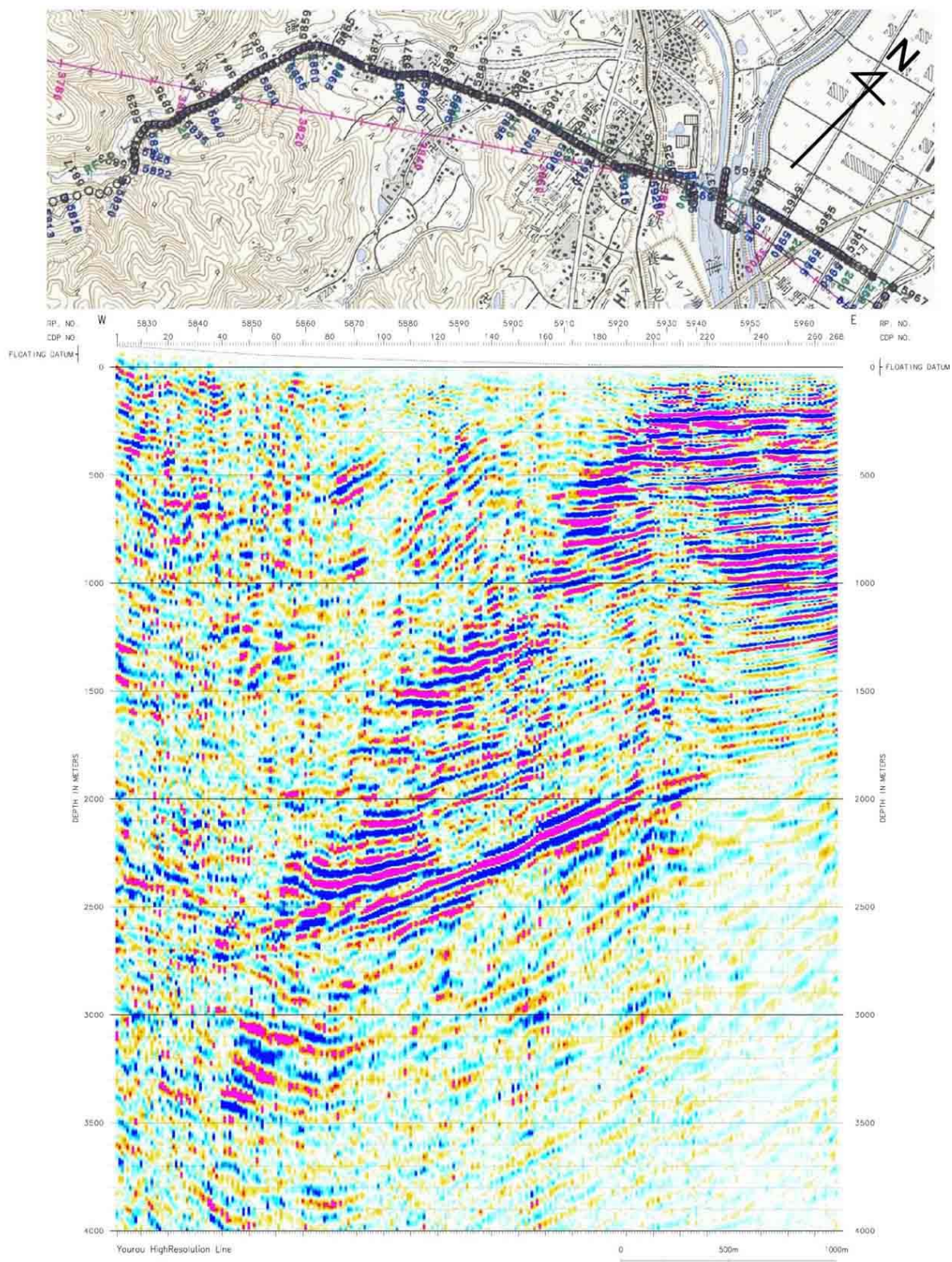


図 75 深度断面図 [2] CMP 重合+重合後時間マイグレーション記録

c) 広角反射法データ解析

広角反射法データの解析対象は、投影測線長約 101.0km の全測線区間で取得された広角反射法データ 12 点(ダイナマイト発震 6 点、エアガン集中発震 1 点及びバイブレータ集中発震 5 点)のデータであり、基本的な処理パラメータは a) 節で述べた反射法データ解析のものと同一である。データ解析フローに関しては、図 76 に示した。以下に、その解析内容を記述する。

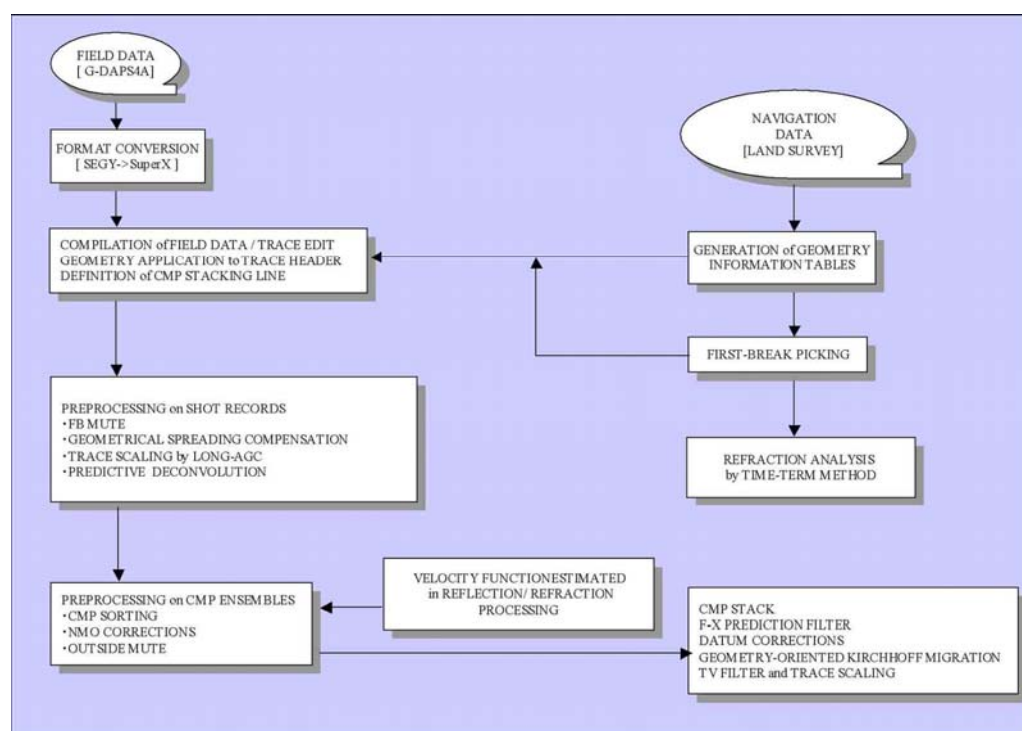


図 76 広角反射法重合処理フロー

i) データ編集(Format Conversion and Data Compilation)

フィールドデータに記録された原記録(GDSPS-4 SEG-Y Format)について、SuperX(JGI Internal Format)フォーマットへ変換を行った。

ii) トレースヘッダーへの測線情報の入力(Geometry Application)

SuperX トレースヘッダー(JGI Internal Format)に関して、発震点及び受振点のインデックス、座標、標高値、オフセット距離等の測線情報を入力した。座標系は' Bessel' 楕円体に準拠した座標値を UTM53 系に投影した値が用いられた。データ解析における基準標高面は平均海水面に設定された。CMP 座標は a) 節で述べた各反射波データ解析における CMP 重合測線と同一のものが用いられた。

iii) 初動ミュート(First-break Mute)

強振幅の屈折波初動部分を抑制する目的で、以下のパラメータによる初動抑制処理を実施した。

テーパー長..... 2000msec(屈折初動近傍)

iv) 振幅補償(Gain Recovery)

弾性波の震源からの伝播に伴う幾何減衰、多層構造内を透過、多重反射することによる伝播損失及び非弾性効果による減衰、さらには受振点、発震点毎のカップリングの相異に起因する振幅特性の変化を

補償することを目的として、振幅補償を行った。湖西地域、近江盆地及び濃尾平野市街地では、バックグラウンドノイズレベルが著しく高く、幾何減衰補償の適用によって先新第三系基盤面層準以深の振幅レベルを過度に増大させることが懸念されたため、下記の自動振幅調整のみを適用した。

Instantaneous AGC[ウィンドー長……5000msec]

v) デコンボリューション(Deconvolution)

デコンボリューション処理では、次式で示される 1 次元コンボリューションモデルが前提とされている。

$$F(t)=W(t)*R(t)+N(t) \quad (7)$$

ここに F(t)は地震波トレース、 W(t)は基本波形、 R(t)はランダム定常な反射係数列、 N(t)はランダムノイズである。このモデルにおいて基本波形を構成する要素としては、以下の項目を挙げることができる。

- ・震源波形：エアガン震源波形、 スウィープ波形、 震源カップリング効果、 ゴースト効果
- ・地層効果：多重反射、 非弾性による吸収
- ・記録系：受振器特性及び設置効果、 OBC に関するゴースト効果、 探鉱機の応答特性

こうした要素の集積としての基本波形を地震トレースから推定・除去し、記録の分解能向上を図るためにデコンボリューションを適用した。主に予測距離に関する比較重合テストを通じて、以下のパラメータが採用された。また、デコンボリューション処理のアルゴリズムとして最小位相型を採用した。

予測距離……………	4. 0msec
零オフセット位置に於ける設計ゲート……………	300～4000msec [TV]
オペレータ長……………	400msec
プリホワイトニングファクター……………	5. 0%

尚、デコンボリューション適用に際しては、零位相であるバイブレータ震源のスウィープ波形(探鉱機' A/D Decimation Filter(DCF)' 及び相互相関処理実施後のスウィープ波形)について、最小位相変換処理を適用した。

vi) 共通反射点編集(Common Midpoint Sorting)

vii) 浮動基準面に対する静補正(Static Corrections to FDP)

浮動基準面に対する静補正を実施した。静補正については、下式で定義される標高補正量及び表層補正量の和として各発震点、受振点について与えられる。

- ・標高補正 T_e ：観測面を一定基準面へ補正する。

$$T_e = - (H_e - H_b) / V_{sw} \quad (8)$$

- ・表層補正 T_w ：低速度の表層構造変化による影響を除去する。

$$T_w = S_d * (-1/V_w + 1/V_{sw}) \quad (9)$$

ここに、 H_e ：発震点あるいは受振点標高(m)

H_b ：基準面 [平均海水面 0. 0m]

S_d ：表層厚(m)

である。

表層補正値は、屈折波初動解析による結果を内挿して決定した。本調査の基準面(Datum)は平均海水面位置に設定されたが、絶対値の大きい標高補正値の適用を回避するため、CDP に近接する受振点標高に対して 41 受振点の移動平均によって長波長成分を抽出して CMP アンサンブル上において平均標高を定義し、これを浮動基準面(FDP: ' Floating Datum Plane')とした。この FDP から基準面までの基準面補正

量Tdは、下記のように定義される。

$$Td = -2.0 * (Hf - Hb) / Vc \quad (10)$$

ここに、
Hf：浮動基準面(FDP)
Vc：基準面補正速度(2500m/sec)

である。

viii) NMO 補正(Normal Moveout Corrections)

広角反射法データでは重合数が不足しているため、反射法データ解析で通常実施されている定速度重合法による速度解析は困難である。しかしながら、CMP 投影測線上で速度スキャンを行うことで、隣接する発震点で確認できる顕著な反射面の走時及び形状の相関が最も高い速度を最適重合速度としてピックアップすることが可能である。この速度スキャンによって求められた重合速度-時間の関数を時間-空間方向に内挿し、その速度テーブルに従って NMO 補正を適用した。低重合記録に関する速度スキャンは、重合パワーのみではなく、隣接発震点の間で共通した反射面について空間的な接合の程度が速度決定の重要な指標となる。尚、NMO 補正では下記のストレッチミュートが適用された。

ストレッチミュートファクター..... 5.0

尚、重合測線に関する投影表示を行った NMO 補正を含む事前処理を実施した後の全発震記録の並列表示結果を図 77 - 80 に示す。

ix) 共通反射点重合(CMP Stack)

共通反射点アンサンブルに関して、以下の有効オフセット距離に関して水平重合処理を実施した。

重合オフセット距離範囲..... 100 - 45000m

x) 周波数-空間領域予測フィルター(F-X Prediction Filter)

周波数-空間領域に於いて複素型予測フィルターを設計、適用して、ランダムノイズを抑制し相対的に S/N を向上させる以下の F-X 予測フィルター処理を実施した。

オペレータ長..... 5 CDPs

空間ウィンドー長..... 50 CDPs

時間ウィンドー長..... 500 msec

xi) 帯域通過フィルター(Bandpass Filter)

反射波の有効周波数帯域が周波数成分解析によって決定され、以下の零位相帯域通過フィルターが採用された。

オペレータ長..... 500 msec

周波数通過帯域往復走時0.0sec / 通過帯域[3 - 25Hz]

4.0sec / 通過帯域[3 - 20Hz]

16.0sec / 通過帯域[3 - 15Hz]

これらの通過帯域のフィルターパラメータは線型内挿される。

xii) 基準面補正(Datum Corrections)

浮動基準面から基準面への、時間補正が適用された。

xiii) キルヒホッフ型時間マイグレーション(Geometry-oriented Kirchhoff Time Migration)

時間断面上の反射点位置を実際の位置に移動させ、回折波を回折点に復元することを目的として、キルヒホッフ型時間マイグレーションを適用した。この手法では、重合測線に沿った標高変化と測線の屈曲への対応が可能である。以下に適用パラメータを示す。

最大アパチャー距離..... 35km

最大傾斜角度..... 40 度

xiv) 深度変換 (Depth Conversion)

上記の速度スキャン結果及び屈折法によって得られた速度構造を用いて、時間及び空間方向に平滑化した平均速度プロファイルを構築し、' Vertical Stretch' 法による深度変換を実施した。

以上の処理ステップを逐次経ることによって、図 81 の広角反射法低重合記録、図 82 の広角反射法低重合マイグレーションプロファイルが得られた。広角反射法低重合記録としては、重合記録の他に、' Single-Fold' 記録を併せて表示した。また、図 83 に、マイグレーション記録に関して深度変換を実施した結果を示した。

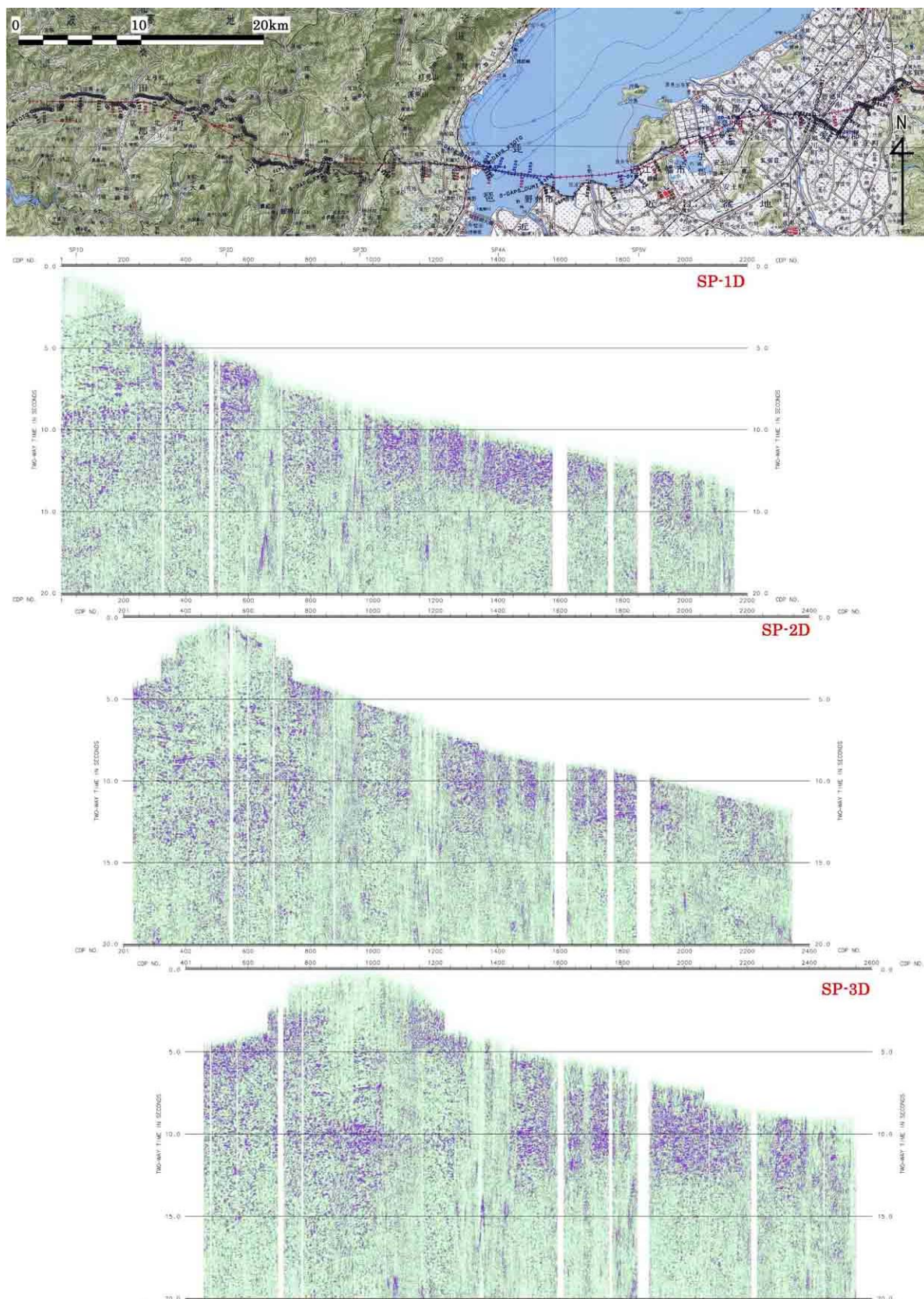


図 77 広角反射法'Single Fold' プロファイルに関する並列表示 [1]
[BPF3-20Hz / AGC5.0sec]

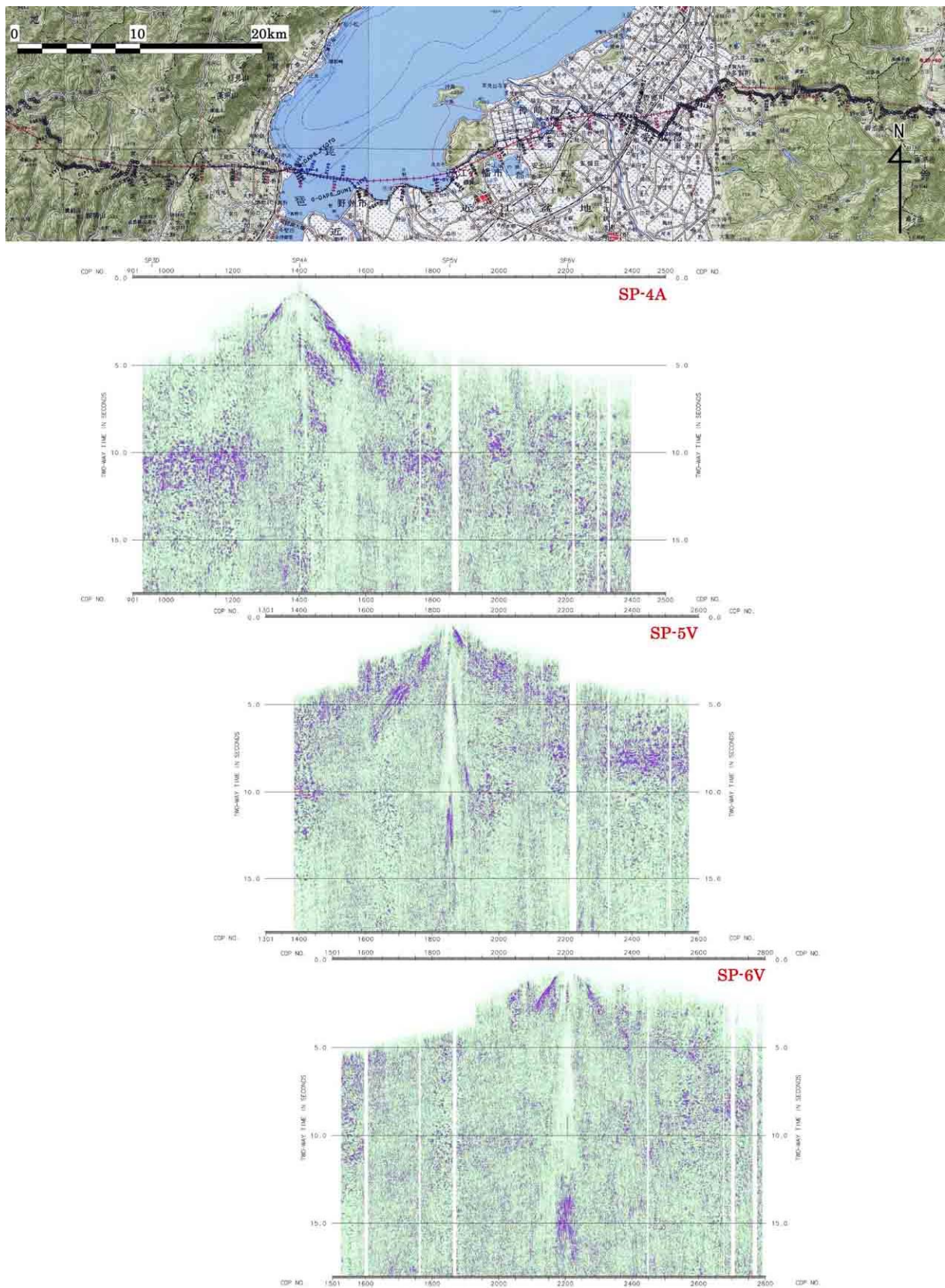


図 78 広角反射法'Single Fold' プロファイルに関する並列表示 [2]
[BPF3-20Hz / AGC5.0sec]

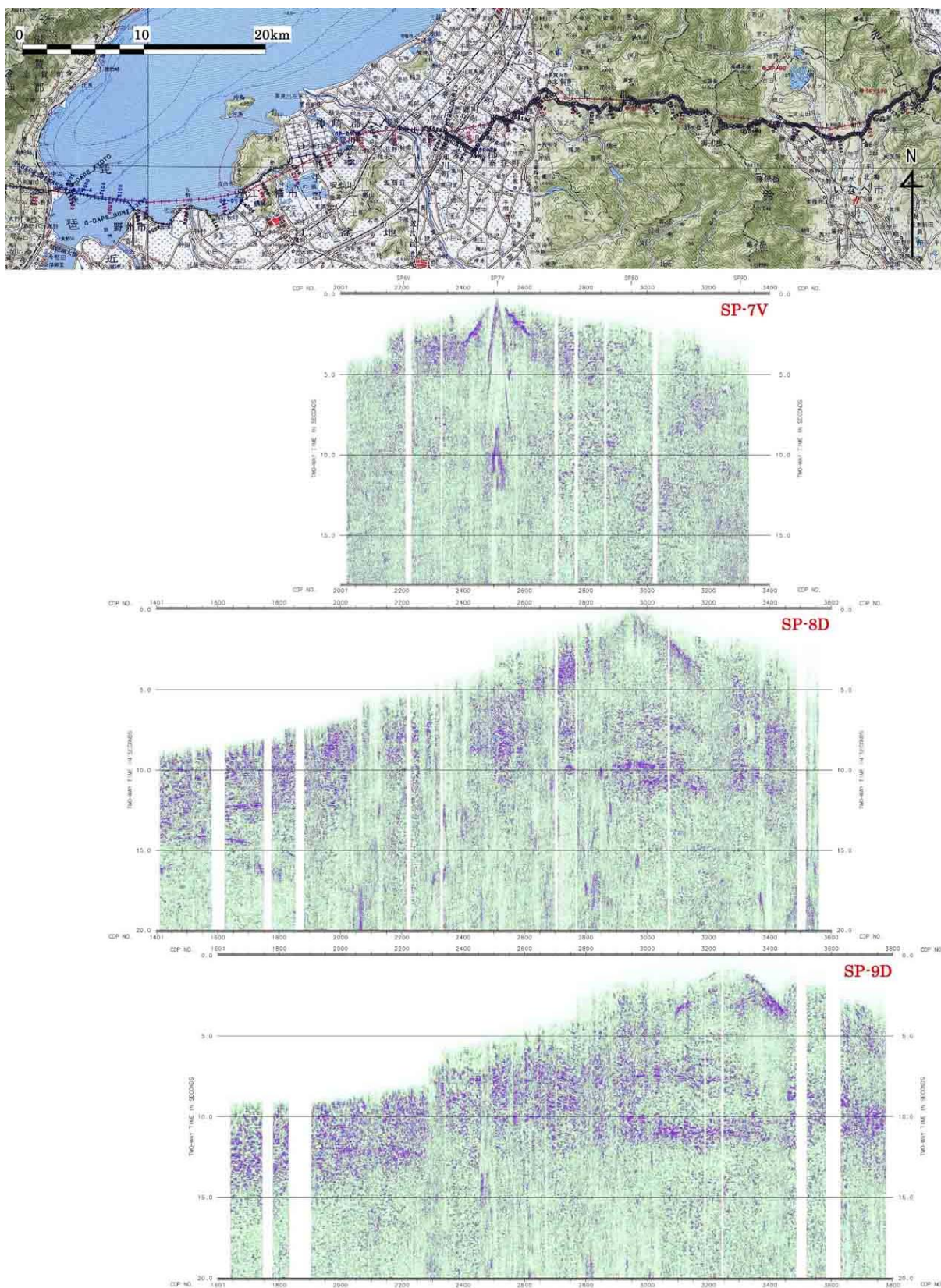


図 79 広角反射法'Single Fold' プロファイルに関する並列表示 [3]
[BPF3-20Hz / AGC5.0sec]

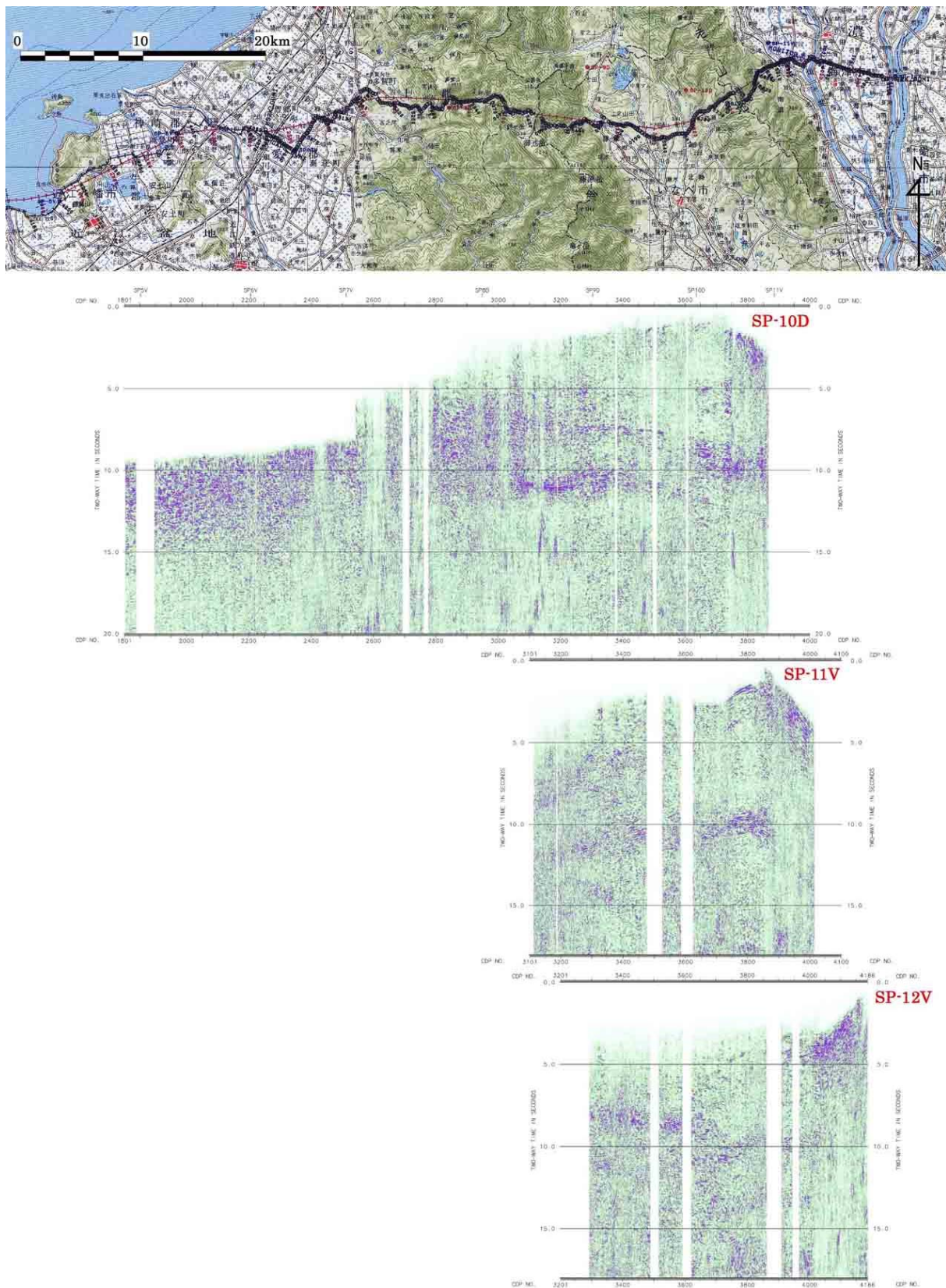


図 80 広角反射法'Single Fold'プロフィールに関する並列表示 [4]
[BPF3-20Hz / AGC5.0sec]

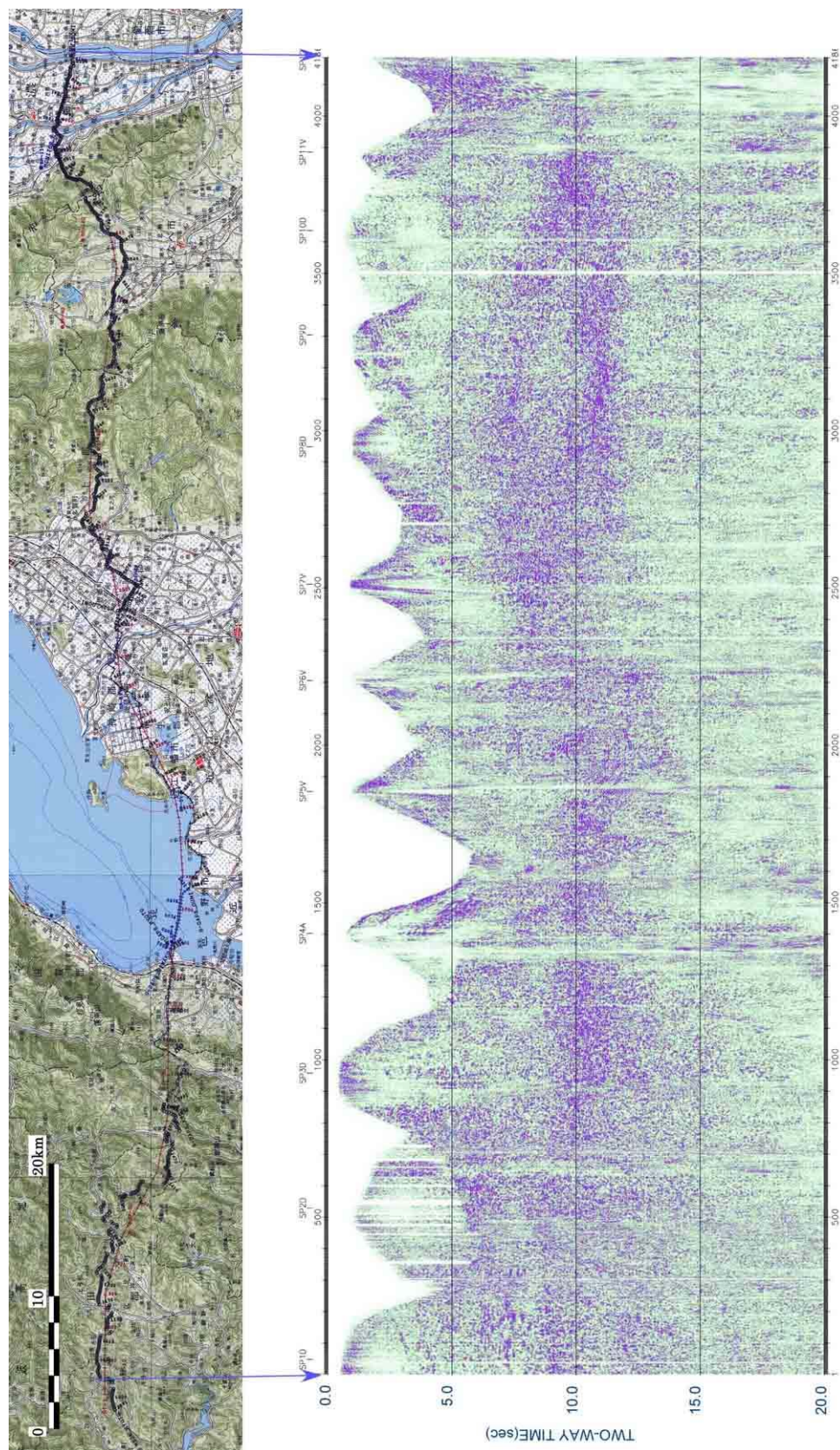


图 81 广角反射法重合处理断面图

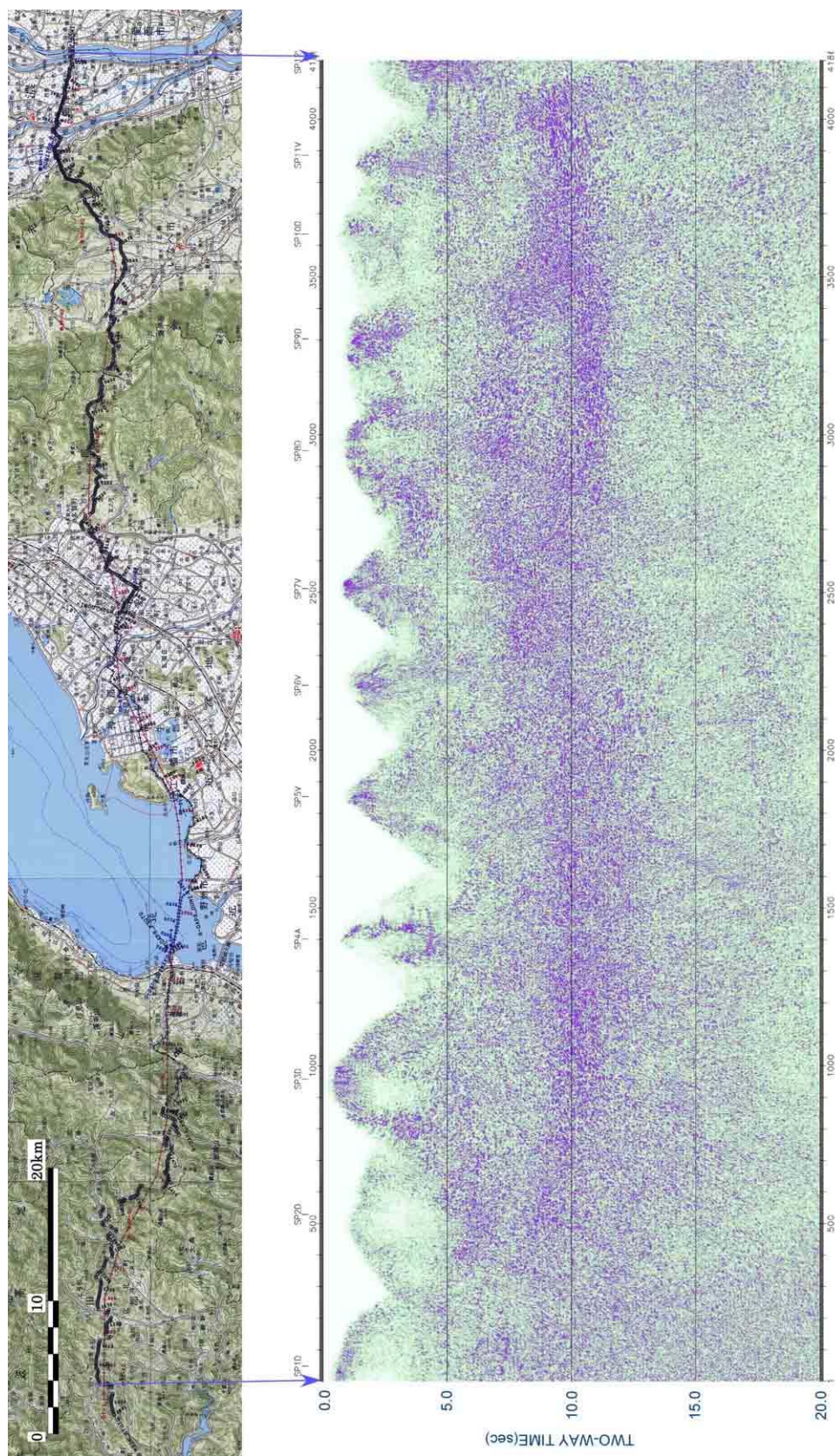


図 82 広角反射法重合後時間マイグレーション処理断面図

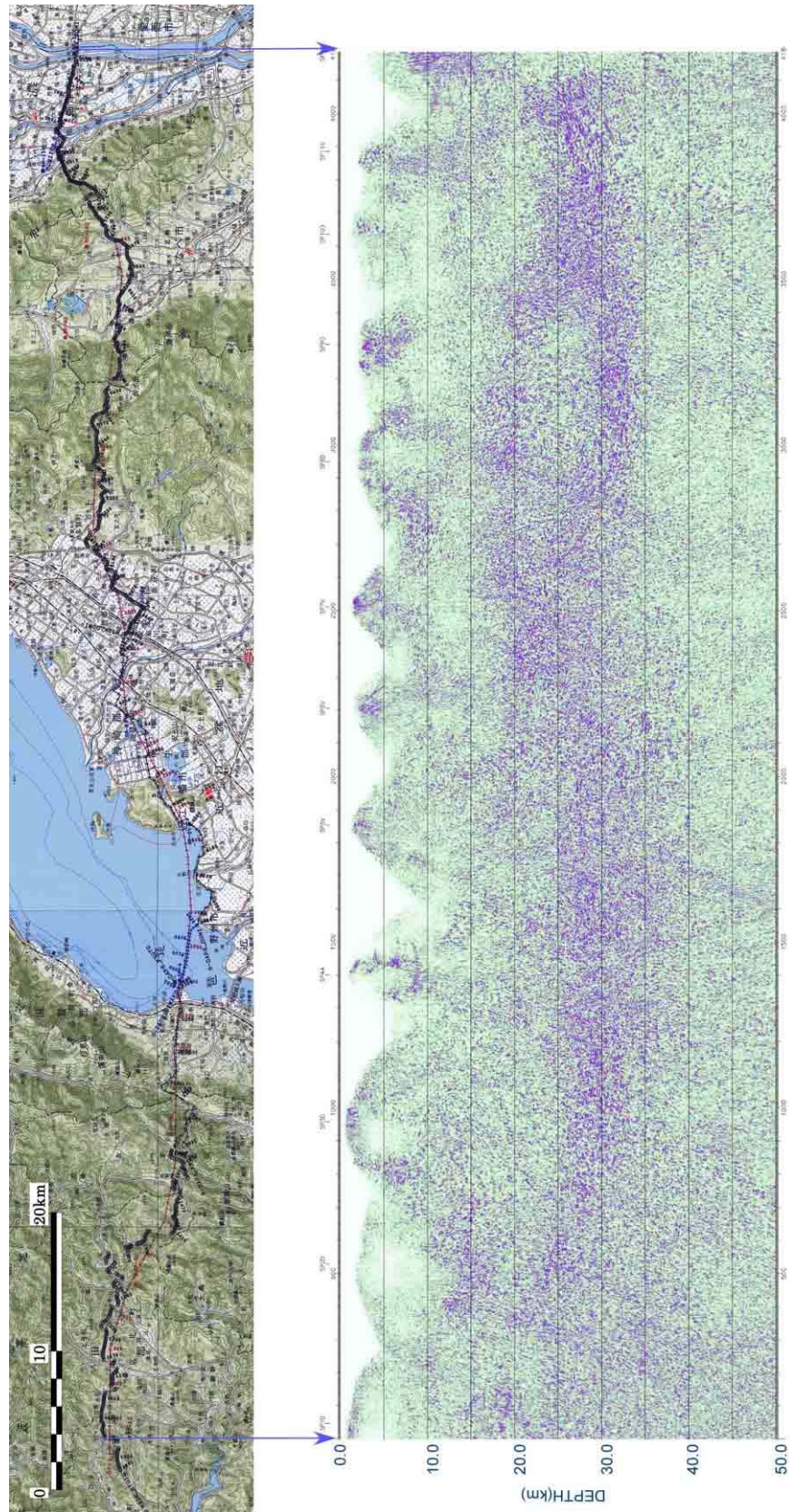


図 83 広角反射法深度断面図(重合後時間マイグレーション記録)

d) 改良型タイムターム法による屈折法解析

屈折法データ解析は、琵琶湖西岸地域から近江盆地に関する堆積盆地構造モデル構築に資する観点から、比良山地から琵琶湖及び近江盆地を横断して鈴鹿山地に至る約 56.0km の測線区間について重点的に実施した。琵琶湖湖底から近江盆地における先新第三系基盤面の著しい不規則形状の把握と、こうした基盤岩類と不整合の関係にある古琵琶湖層群との速度コントラストに関わる詳細情報の抽出を目的として、計 6 点の屈折法発震データ(パイプレータ集中発震記録 3 点, エアガン集中発震記録 2 点, ダイナマイト発震記録 3 点)及び計 12 点の高エネルギー反射法発震データが屈折法解析に使用された。

図 84 に改良型タイムターム法及び波線追跡法による屈折波データ解析に関する処理フローを示した。

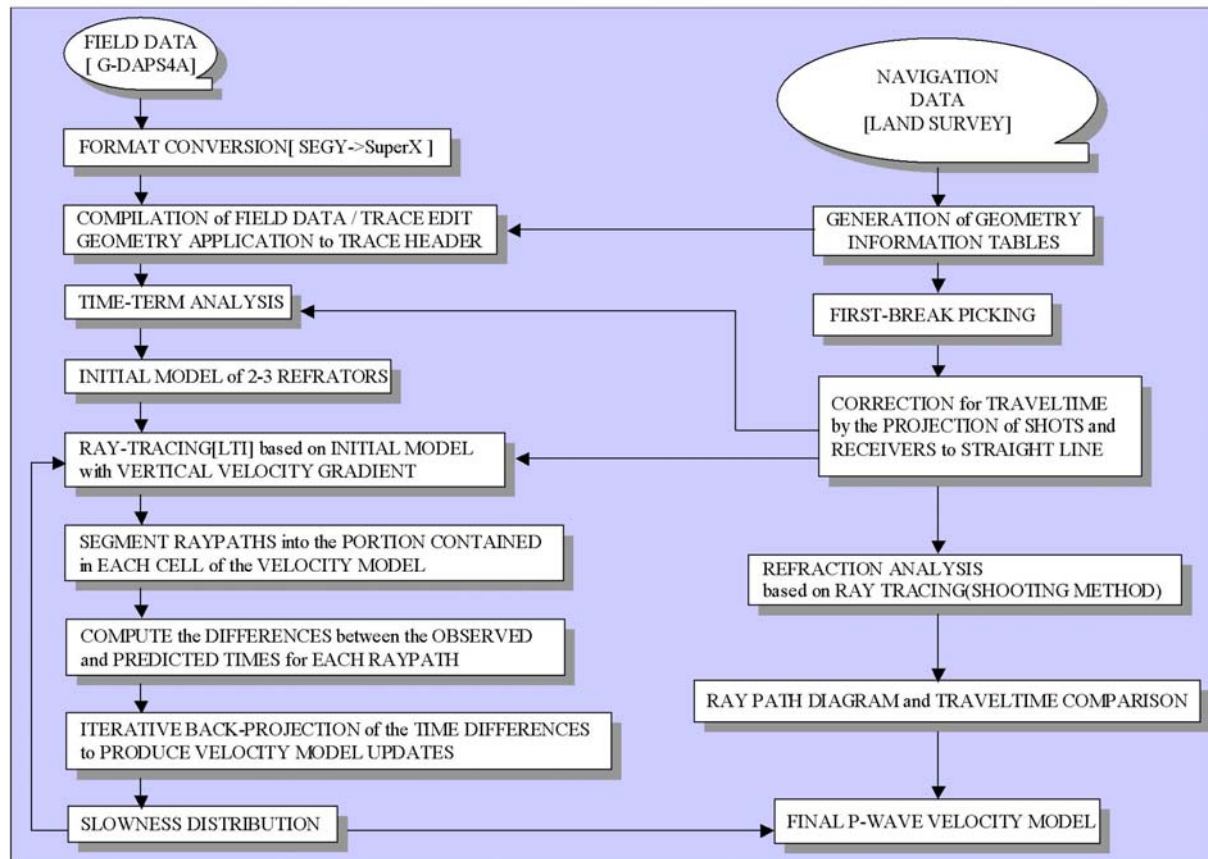


図 84 屈折波解析フロー

以下に、改良型タイムターム法による屈折法解析内容を記述する。

(i) データ編集(Format Conversion and Data Compilation)

フィールドデータに記録された原記録(GDSPS-4 SEGY Format)について、Super X (JGI Internal Format)フォーマットへ変換を行った。

(ii) トレースヘッダーへの測線情報の入力(Geometry Application)

SuperX トレースヘッダー(JGI Internal Format)に関して、発震点及び受振点のインデックス、座標、標高値、オフセット距離等の測線情報を入力した。座標系は' Bessel' 楕円体に準拠した座標値を UTM53 系に投影した値が用いられた。

(iii) 屈折初動の読み取り(First Break Picking)

図 11 に示した様に近江盆地横断箇所は、調査測線の他区間と比較して 20~24dB 高い。従って、本解

析では全区間での屈折初動読み取りを目的として、バンドパスフィルター(6-30Hz)等の強調処理を行った。屈折波初動の読み取りは、会話型システム(地球科学総合研究所ソフトウェア' iRAS')によって行った。読み取った屈折波について、その走時曲線を図 85 に示す。但し、屈折初動読み取り値として直線測線への投影と屈折初動走時の修正の実施前後について図示した。

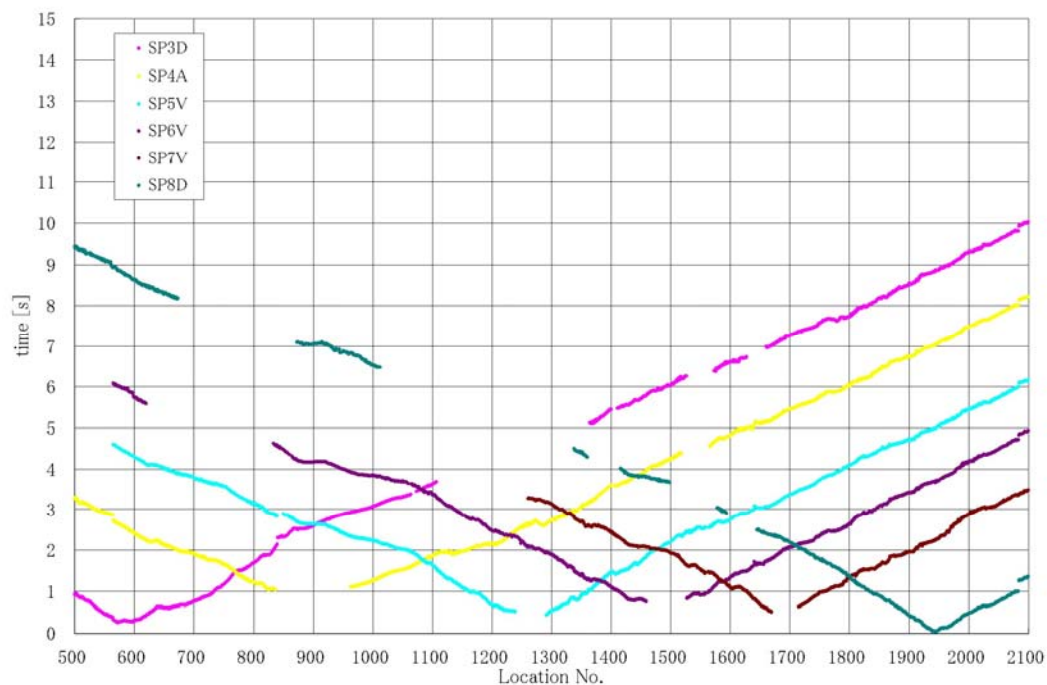


図 85 [1] 屈折波初動読み取り図 走時補正前

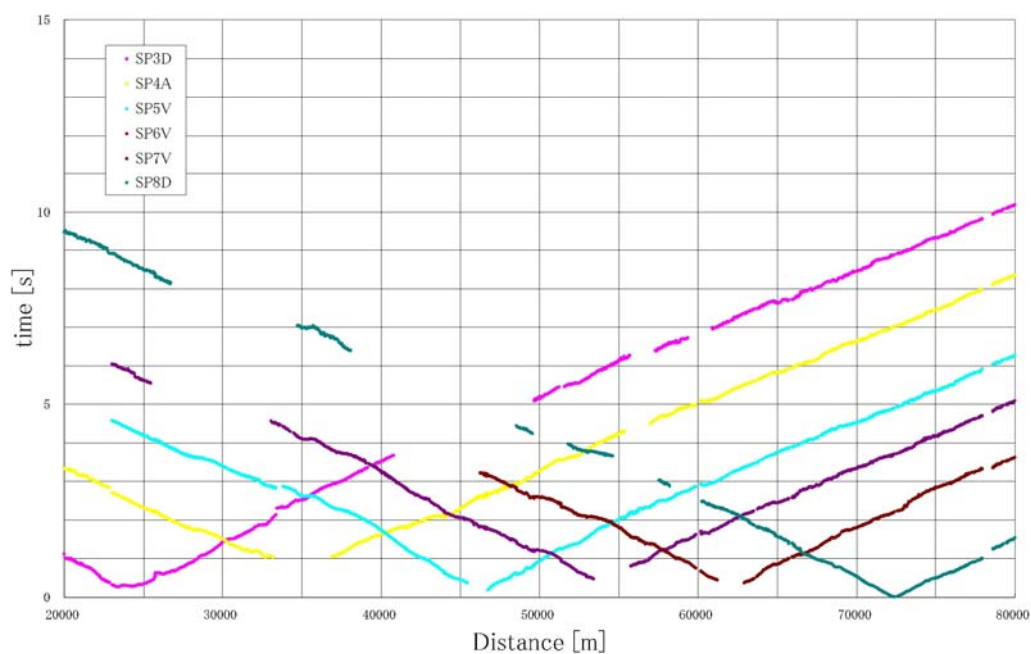


図 85 [2] 屈折波初動読み取り図 走時補正後

(iv) 改良型タイムターム法による屈折波解析

(Refraction Analysis based on Modified Time-term Method)

近江盆地間の高エネルギー反射法データを含む計 18 点の屈折初動走時について改良型タイムターム法による解析を行い、受振点及び発震点タイムターム値と屈折面速度を算出した。この手法では解析対象とする屈折面が 2 次元ブロックに分割され、各ブロックに対して屈折面速度が定義される。このモデルは以下の関係式で記述される。

$$T_{ij} - \sum_k s_{k,0} \Delta_{ijk} = a_i + b_j + \sum_k \delta s_k \Delta_{ijk} \quad (11)$$

ここに、 T_{ij} は屈折初動走時、 a_i, b_j は発震点及び受振点タイムターム、 $s_{k,0}, \delta s_k, \Delta_{ijk}$ は各ブロックにおけるスローネス初期値、スローネスの初期値からの偏倚量及び屈折波線長である。この受振点及び発震点タイムターム値と表層基底層速度はインバージョン(‘Generalized Linear Inverse Method’)によって算出される。長大展開データに対してタイムターム法を適用する場合、屈折面の傾斜による見掛け速度の変化については考慮されていない。また、解析結果として得られる屈折面形状は受振点直下にマッピングされるため、マイグレーション処理を適用する必要がある。従って、タイムターム法で得られる構造モデルは、大局的な構造変化を反映したものとする必要がある。尚、この改良型タイムターム法解析には、以下のパラメータが採用された。

初動読み取り位相……

正のピーク位置(バイブレータ震源), 立下り(エアガン/ダイナマイト震源)

屈折波インバージョンに用いるオフセット距離(第 2 層)…………… 2.0-18.0km

表層基底速度を求める際のブロック区分…………… 15.0km

図 86 に二層構造を仮定した改良型タイムターム法による解析結果(タイムターム, 速度分布, 深度構造)を示す。二層構造における第一層速度に関しては空間方向に変化している。

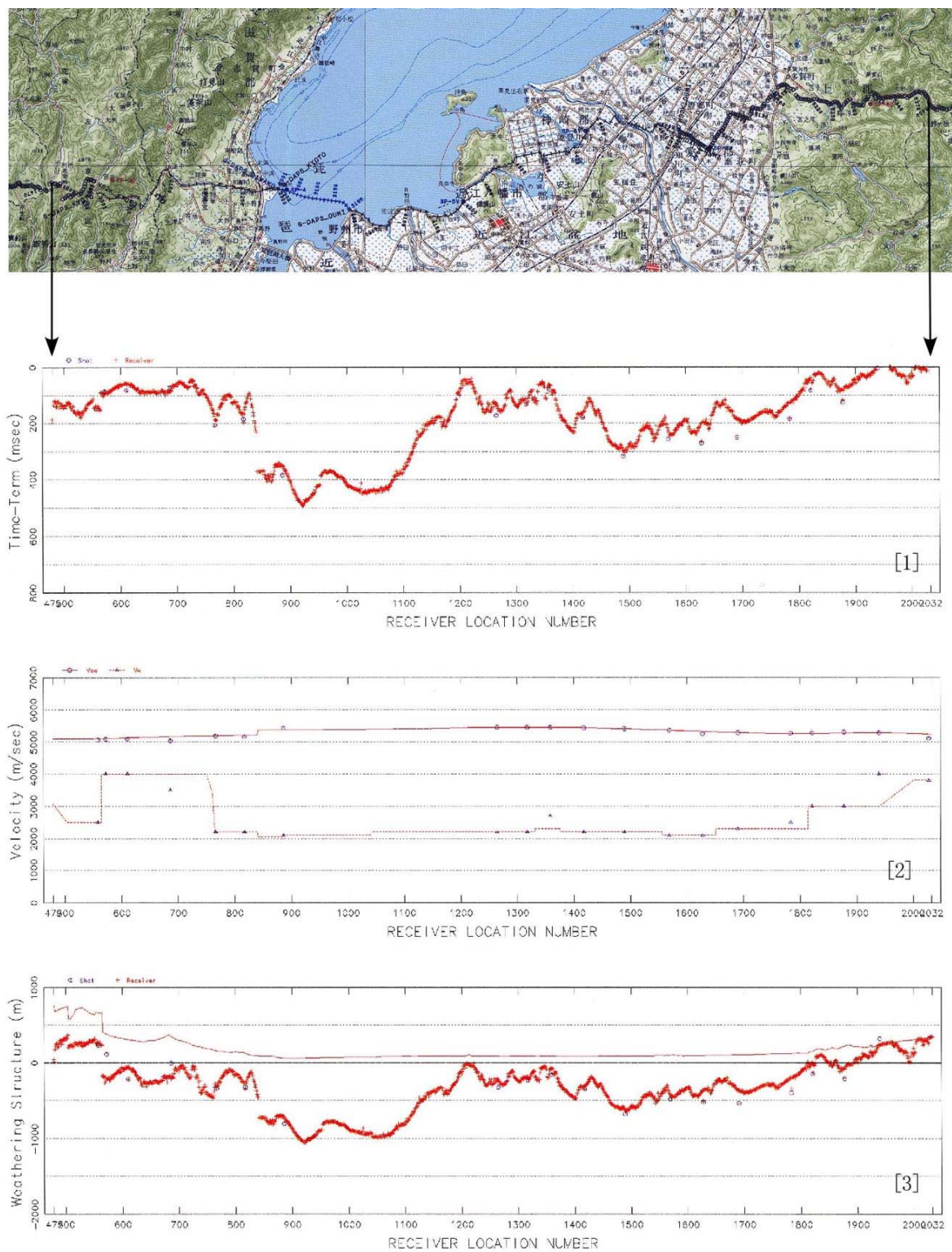


図 86 タイムターム法による屈折法解析結果

e) 波線追跡法による屈折法解析

以下に、波線追跡法による屈折法解析内容を記述する。波線追跡法による屈折波データ解析に関する処理フローは図 84 示した。

(i) 直線測線への投影と屈折初動値の修正

(Modification of First-break by Projection of Shots and Receivers to Straight Line)

本来、発震点-受振点間の可逆性を前提とした屈折法解析では直線測線を前提としている。従って、波線追跡による屈折初動解析を実施する前に、仮想直線測線へのオフセット補正及び走時補正を下式に従って適用した。

$$X_{md} = X \cos \theta \quad (12)$$

$$T_{md} = T_{ic} + (T - T_{ic}) \cos \theta \quad (13)$$

ここに、 X_{md} , X , T_{md} , T_{ic} , T , θ はそれぞれ、投影測線上の受振点-発震点オフセット距離, 受振測線上の受振点-発震点オフセット距離, 投影処理後の屈折波走時, 解析対象である屈折波のインターセプト時間, 読み取り屈折波走時, 及び受振点-発震点アジマスと投影測線間の角度として定義される。図 87 に、屈折初動走時に関する直線投影と走時補正の概念図を示す。

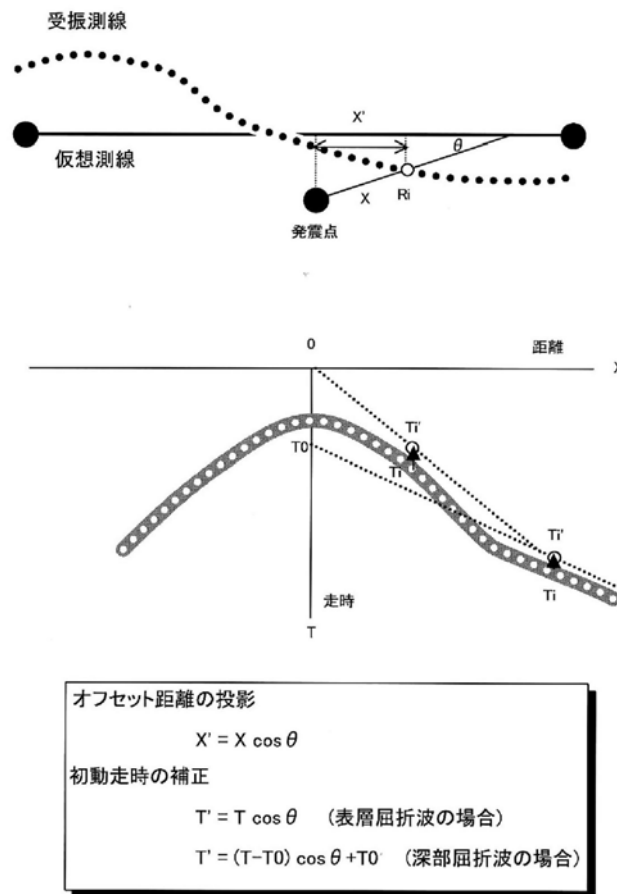


図 87 屈折初動走時に関する直線投影と走時補正の概念図

(ii) 波線追跡法による屈折波解析(Refraction Analysis based on Ray Tracing)

波線追跡法による屈折波解析においては、以下の情報及び地質学的知見をもとにモデル構築を実施した。

- ・ 改良型タイムターム法によって得られた速度構造
- ・ 反射法測線によって得られた湖西地域、琵琶湖横断地域及び近江盆地地域の堆積層(第四紀層及び古琵琶湖層群)の基底構造

図 88 に波線追跡による屈折法解析における最終速度構造モデルと観測走時、最終速度構造モデルを仮定して計算した理論走時の比較図面を示す。琵琶湖湖底及び近江盆地横断区間の広域タイムターム解析においては、短波長の構造変化を伴う先新第三系基盤を埋積する鮮新・更新統の古琵琶湖層群の層厚変化を反映した' Delay Time' が確認され、反射法断面の各形状と整合している。本解析区間における先新第三系基盤岩(領家花崗岩類及び湖東流紋岩類)の速度は 5100-5400m/sec であり、これら基盤岩類最上部における風化帯の存在は認められない。図 89 に、屈折法解析から得られた先新第三系基盤深度を稠密反射法深度断面に重複表示させた結果を示す。

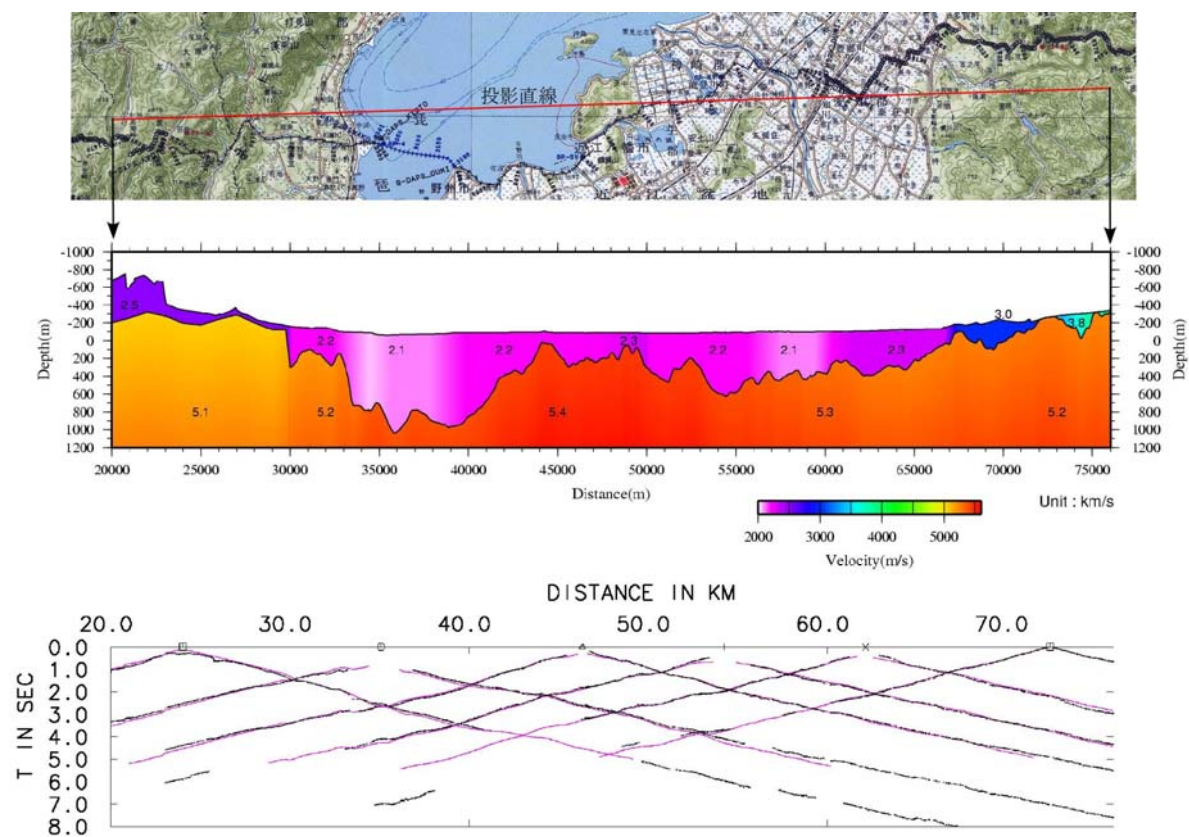


図 88 波線追跡法による屈折法解析結果

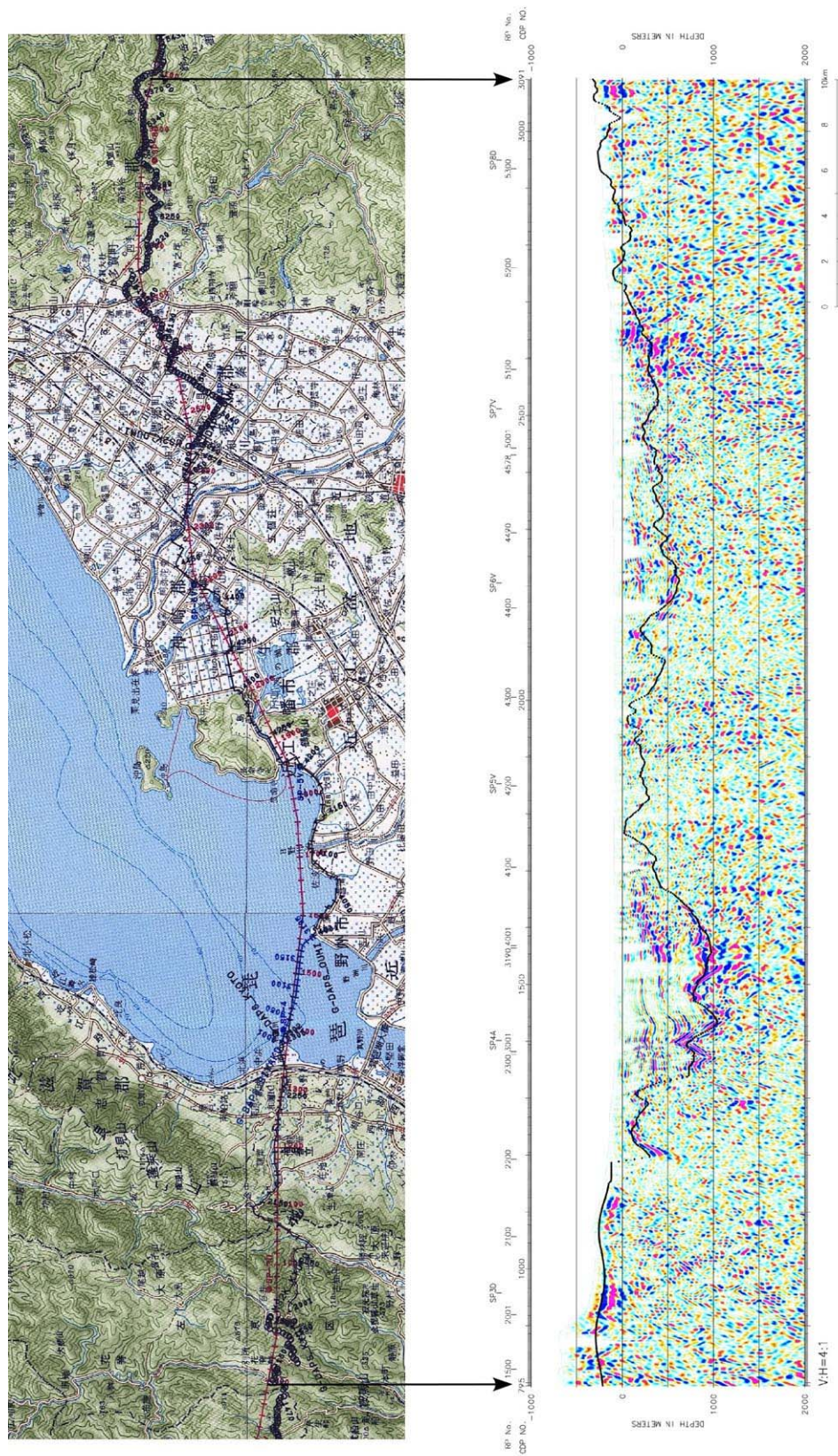


図 89 屈折法解析結果と反射法深度断面の対比

8) 地質学的解釈

近江測線の反射法地震探によって、丹波山地から琵琶湖・養老山地を経て濃尾平野に至る直線距離で長さ 100km にわたる区間の反射法地震探断面が得られた。ここでは湖西地域 - 琵琶湖区間、琵琶湖 - 湖東地域 - 鈴鹿山地区間、鈴鹿山地-濃尾平野区間、全区間の低重合反射断面のそれぞれについて考察する。

a) 湖西地域 - 琵琶湖区間

ここで述べる断面は、測線西端部京都府南丹市から琵琶湖東岸までの区間である。主としてこの区間のマイグレーション処理後の深度変換断面（図 63）を用いて解釈を行う（図 90）。

測線西端の丹波山地では CMP1 から 500 付近まで、連続性に乏しい、ほぼ水平な反射波が卓越する。地表には丹波層群の佐々江コンプレックスが東西方向の走向をもって分布する³⁾。走向にほぼ平行する断面で水平な反射波が卓越することは、地表近傍の地質構造と整合的である。CMP500-900 にかけての区間では、地下 6km より浅い部分で西傾斜の反射面が卓越する。これは佐々江コンプレックスの北方にアンチフォームを形成して分布する由良川コンプレックスが、東西走向から南北方向に向きを変えて分布するため、この区間の丹波層群は南北走向西傾斜のスラストを伴いながら、同方向の西傾斜の層理面が卓越する構造を示している。これらの地表近傍の構造は、反射断面の反射面のパターンと整合的であり、地表の由良川コンプレックスに相当する岩体は、地下 5km 程度まで連続的に追跡できる。

丹波山地と比良山地の境界には、花折断層が位置する。測線が通過する花折断層の中部区間では右横ずれ変位が卓越する活断層であり、地表近傍での傾斜や断層を隔てて山地高度に大きな差がないことから、高角度の断層形状が推定されている²⁾。反射断面では、花折断層の地表トレースにおいて明瞭な反射パターンの変化は認められない。

琵琶湖下では、起伏をもった先新第三系を埋積して、鮮新・更新統の古琵琶湖層群が分布する（図 90、91）。この境界は反射断面では、振幅の大きな周波数の低い反射波群として認識できる。琵琶湖西岸では、低下側で湖面から 1000m 付近にある先新第三系上面が、堅田断層を隔てて地下 200m に位置する（図 91）。堅田丘陵には古琵琶湖層が分布し、その基底面は反射断面でもよく追跡でき、古琵琶湖層の褶曲と調和的な高度分布を示している。堅田断層は褶曲による変形も含めて、約 900m の鉛直隔離を有することが明らかになった。堅田断層の深部延長は、図 90 の赤矢印で示したような西傾斜の反射面の連なりとして追跡できる。とくに、CMP920 から 1020 の 5 から 7km では明瞭な西傾斜の反射波群が存在し、花折断層の地表延長部よりも西方地下に、堅田断層の延長部が位置すると判断される。この西傾斜のイベントはさらに深さ 9km 程度まで追跡される。この西傾斜の反射面の下方でも西傾斜の反射面が卓越し、10km より浅い西傾斜の反射面が卓越する領域は、琵琶湖西岸下まで及んでいる。広角反射法の SP-3D、SP-2D のダイナマイトによるショット記録では、堅田断層の深部延長と判断した西傾斜のイベントは、往復走時で 5 秒（深さ約 15km）まで追跡される（図 20、21）。したがって、堅田断層は地下 3km までは約 40 度西傾斜、それ以深ではやや傾斜を減じ約 35 度の傾きで、地下ほぼ 15km まで連続するものと推定される。

琵琶湖西岸断層帯に属する堅田断層は地表の花折断層の通過位置を越えて、丹波山地下まで追跡できることが明らかになった。花折断層の深部延長については、反射断面では特定することができない。可能性としては、高角度のまま深度 5km ほどで琵琶湖西岸断層の深部延長と合流する場合と、交差する場合が考えられる。堅田断層の深部延長では、西傾斜の反射面が卓越している。このことは、丹波層群の主要な変形運動によって形成された地質構造の中の弱線に沿って、活断層が形成されたことを物語っている。

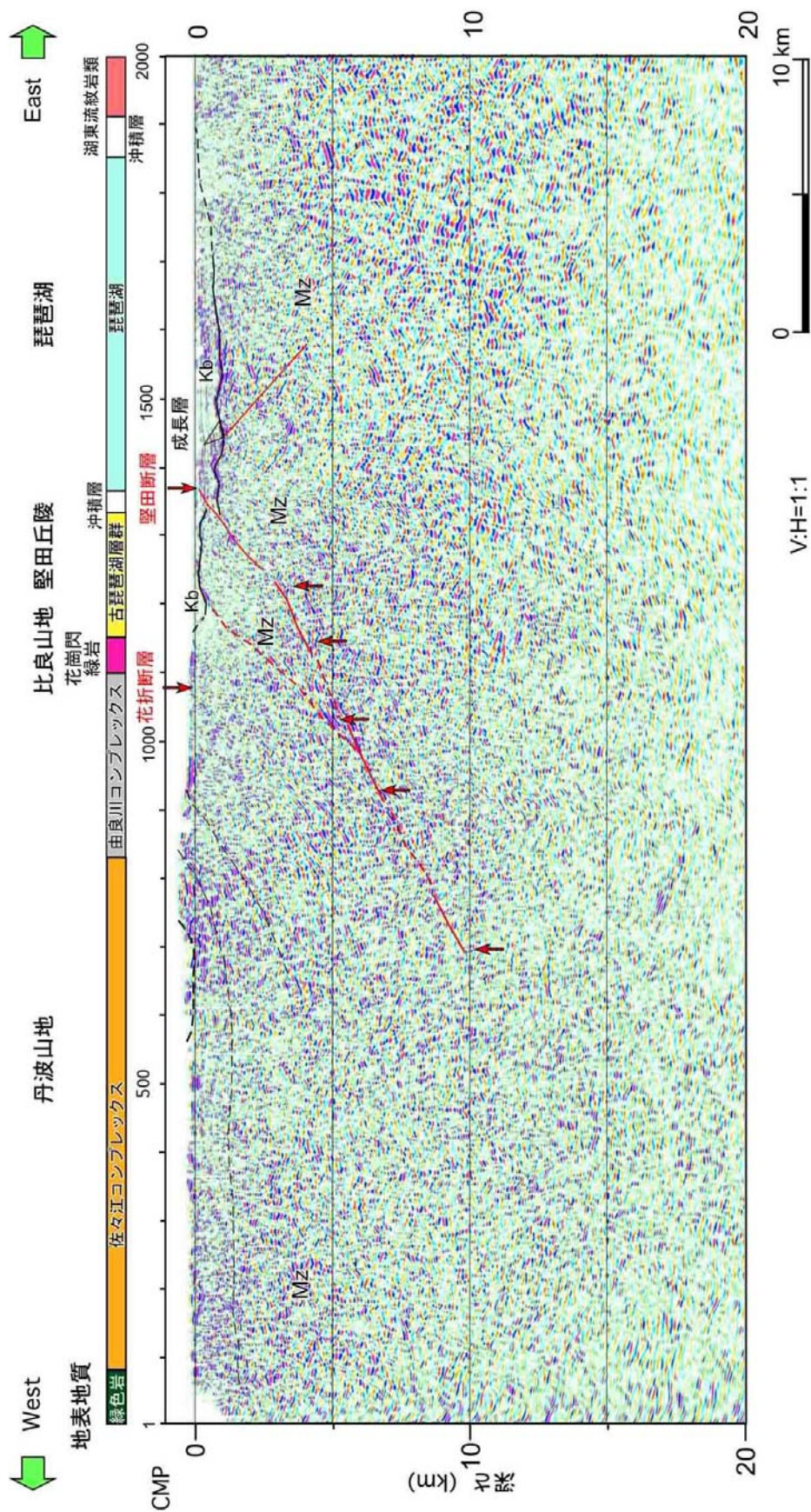


図 90 湖西地域 - 琵琶湖区間深度断面 (CMP 重合断面) とその解釈

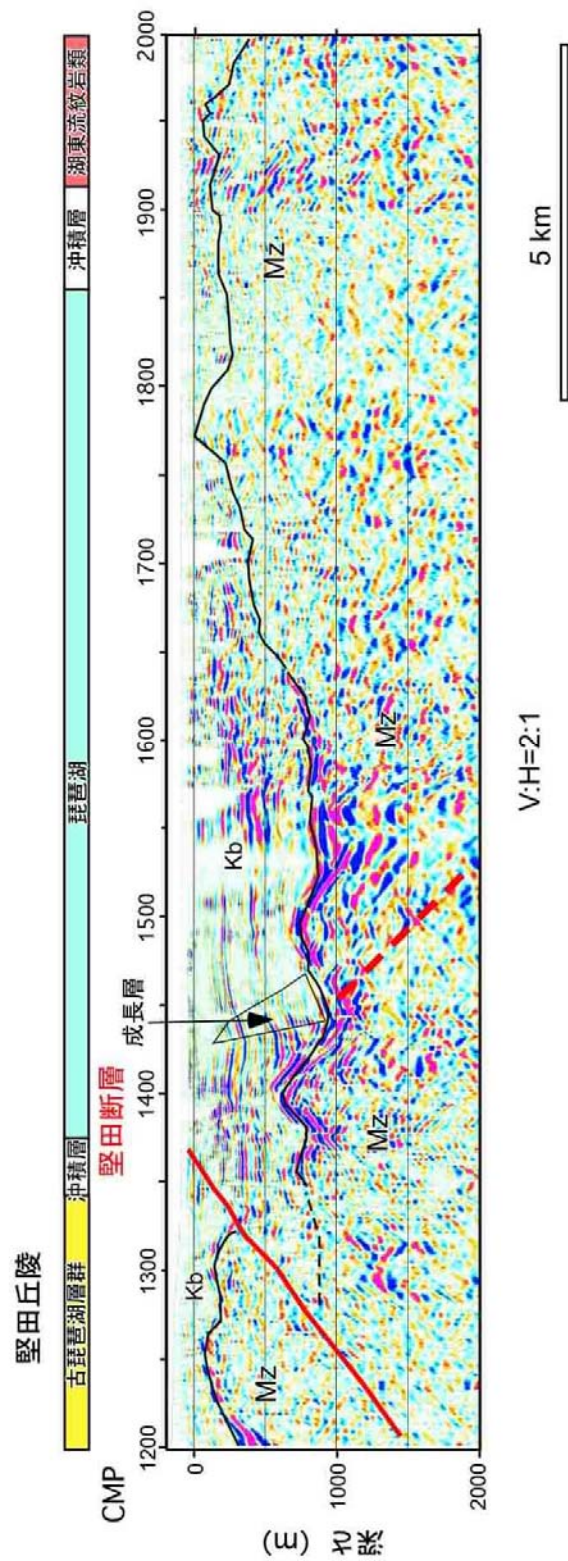


図 91 琵琶湖横断区間深度断面（マイグレーション断面）とその解釈
先新第三系上面の上面はタイム・ターム法による速度解析結果による。

琵琶湖下の反射断面では(図 91)、和邇と野洲の間の琵琶湖下の CMP1420 付近から 1470 にかけて古琵琶湖層群が西傾斜の単斜を示している。幅の狭い領域で系統的な傾斜変化が見られることから、断層運動に起因している可能性が高い。反射面のパターンから、隆起側と沈降側の間に成長層が認識できる。この単斜の位置から判断して、従来「南岸湖底断層系」¹⁵⁾として記載されていた断層の南方延長に相当するものと判断される。この断層は野洲沖から沖の島の北東部に約 17km に渡って追跡される東北東走向で、北東側落としの断層である。最新活動時期については不明瞭ではあるが、音波探査ではこの断層の南端で、極表層までを断ち切る断面が得られている¹⁶⁾。褶曲も含んだ断層の鉛直隔離は 150m と小規模であり、古琵琶湖層中に成長層を作ることから平均変位速度は年 0.1mm 以下の断層と判断される。南岸湖底断層系は測線方向と 45 度の角度で交差するため地層の傾斜などについては、みかけの傾斜となっていることに留意する必要がある。

b) 琵琶湖 - 湖東地域 - 鈴鹿山地区間

図 92 には、琵琶湖東岸から近江盆地を経て鈴鹿山地にいたる区間の重合深度変換断面とその地質学的解釈を示した。琵琶湖から近江盆地においては、主として湖東流紋岩がつくる起伏を、古琵琶湖層群が埋積して広く分布している。CMP1800～2000 にかけて、湖東流紋岩の基底部に位置するほぼ水平な反射面が、西方に先第三系基盤の上面に連続することから、この反射面は美濃-丹波帯の中生界と最上部白亜系の湖東流紋岩の境界に相当する。鈴鹿山脈の西翼には長さ 10km 以下の断層が 5km 程度の幅でほぼ南北につらなる鈴鹿西縁断層帯が位置する。断面では、大局的には古琵琶湖層群の東縁で、構造的な不連続が見られる。地表の常安寺断層の東方延長では断層を隔てて断層の下盤では中生界中に東傾斜の反射波が卓越するのに対して断層の上盤側では西傾斜の反射面が見られる。これらの断層の総変位量は、一志断層などの鈴鹿東縁断層に比べて、極めて小さい。こうした反射パターンから鈴鹿西縁断層帯は地下 4km 程度まで追跡できる。傾斜は約 50 度東である。鈴鹿山地の東縁には垂直変位量の大きな一志断層が位置する。一志断層は鮮新-更新統の奄芸層群と美濃帯に相当する中生界を隔てる東側低下の断層で、振幅の大きな反射波によって認識できる奄芸層群の基底は海面下 1km に位置する。鈴鹿山地の高度も含めた総鉛直隔離は 1500m 以上となる。一志断層の深部延長は、中生界の断層下盤の西傾斜の卓越域と上盤側の東傾斜の卓越域の境界に推定した。地下 6km 程度まで西傾斜 35 度で追跡できる。鈴鹿西縁の断層とは地下 5km ほどで接合することになる。鈴鹿山地は東翼急傾斜、西翼緩傾斜の構造を示し、鈴鹿東縁断層帯の運動による強い構造規制を受けている。こうした構造形態から、鈴鹿西縁断層は東縁断層の深部延長と接合し、それ以深には伸びない二次的な断層である可能性が大きい。

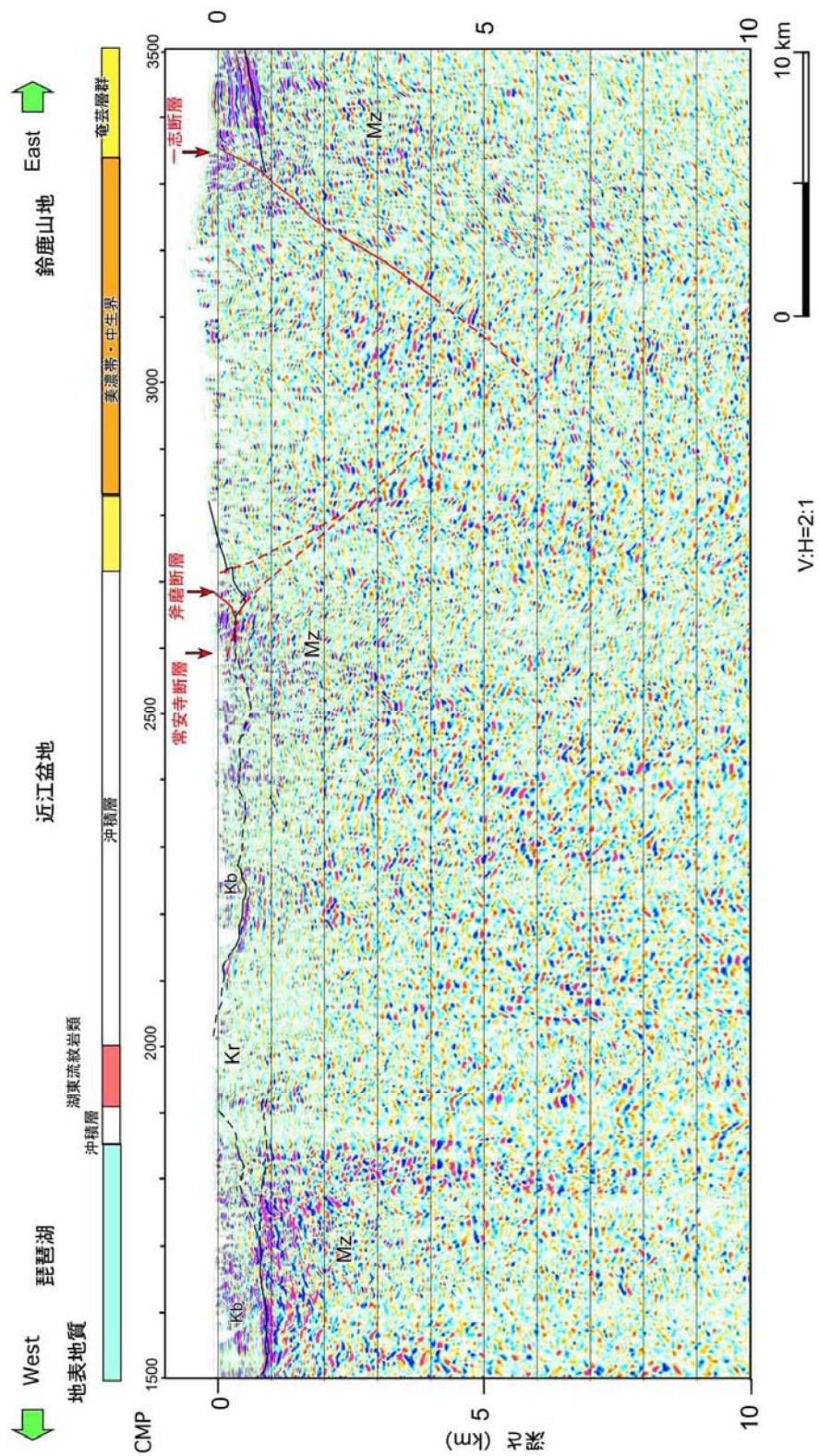


図 92 琵琶湖 - 湖東地域 - 鈴鹿山地区間深度断面（CMP 重合断面）とその解釈

c) 鈴鹿山地-濃尾平野区間

次に、養老山地から濃尾平野にいたる断面（図 93）について述べる。養老山地の東縁に発達する養老断層の横断区間については、高分解能反射法地震探査を実施している（図 94）。養老断層先端部の高分解能断面では、濃尾平野を充填する堆積層からの連続性のよいほぼ水平な反射波群が西傾斜の直線的な境界で西方に消失する。この構造境界は地表地質から養老断層の地下延長と判断され、ほぼ一様な 50 度の西傾斜で地下 2.7km まで追跡される（図 94）。200m 以浅ではやや低角化し、濃尾平野の堆積層中でウェッジ・スラストを形成している可能性がある。断層の上盤を構成する美濃帯の中生界中の反射波が顕著である。ここでは頁岩・砂岩・チャートなどから構成され、断層とほぼ平行する西傾斜の構造を示している。

図 93 の養老山地から濃尾平野にいたる断面では、より深い広域的な地殻構造を読み取ることができる。濃尾平野下では起伏を示しながら、美濃帯の中生界の上面が 1200m から 2500m の深度で分布し、西に向かって深さを増大させている。平野部を充填する堆積層は、中部中新統の第一瀬戸内層群に相当する地層、主として鮮新統の東海層群とその上位の第四系から構成される。養老断層は、中生界の上面に約 3km 以上の鉛直隔離を与える大規模な断層である。反射パターンの不連続から、50° から 45° 西傾斜の断層として地下約 6km まで追跡できる。CMP3100～3600 までの養老山地の西翼には、連続的な反射波で特徴づけられる堆積層が地下 500m 以浅に分布する。この堆積層は地表地質との対応から古琵琶湖層群や東海層群に対比される奄芸層群である。CMP3400～3500 では緩く西傾斜を示し、CMP3500 から養老山地の西翼部では折れ曲がるような形状を示し 20 度前後の傾斜となる。この断面では養老断層の上盤側と下盤側に分布する中生界それぞれの地質構造を反射断面によって読み取ることができる。下盤側では 10 度から 20 度の西傾斜、上盤側では 40～50 度の西傾斜となっている。これらが断層変位前に連続していたと仮定すると、断層の深部の形状はより低角度である必要がある。相対的に低角度の深部の断層と約 50° の高角度へ断層面の屈曲によって、鈴鹿山地西翼に分布する奄芸層群の折れ曲がり状の変形や中生界の変形についても統一的に説明が可能になる。養老断層が 6km 以深で相対的に低角度の断層形状を示す場合、その西側のより高角度の一志断層と合流する可能性があり、Ishiyama et al. (in press)¹⁷⁾ が指摘したように養老断層と鈴鹿東縁断層が地震発生層の深部で合流することになる。

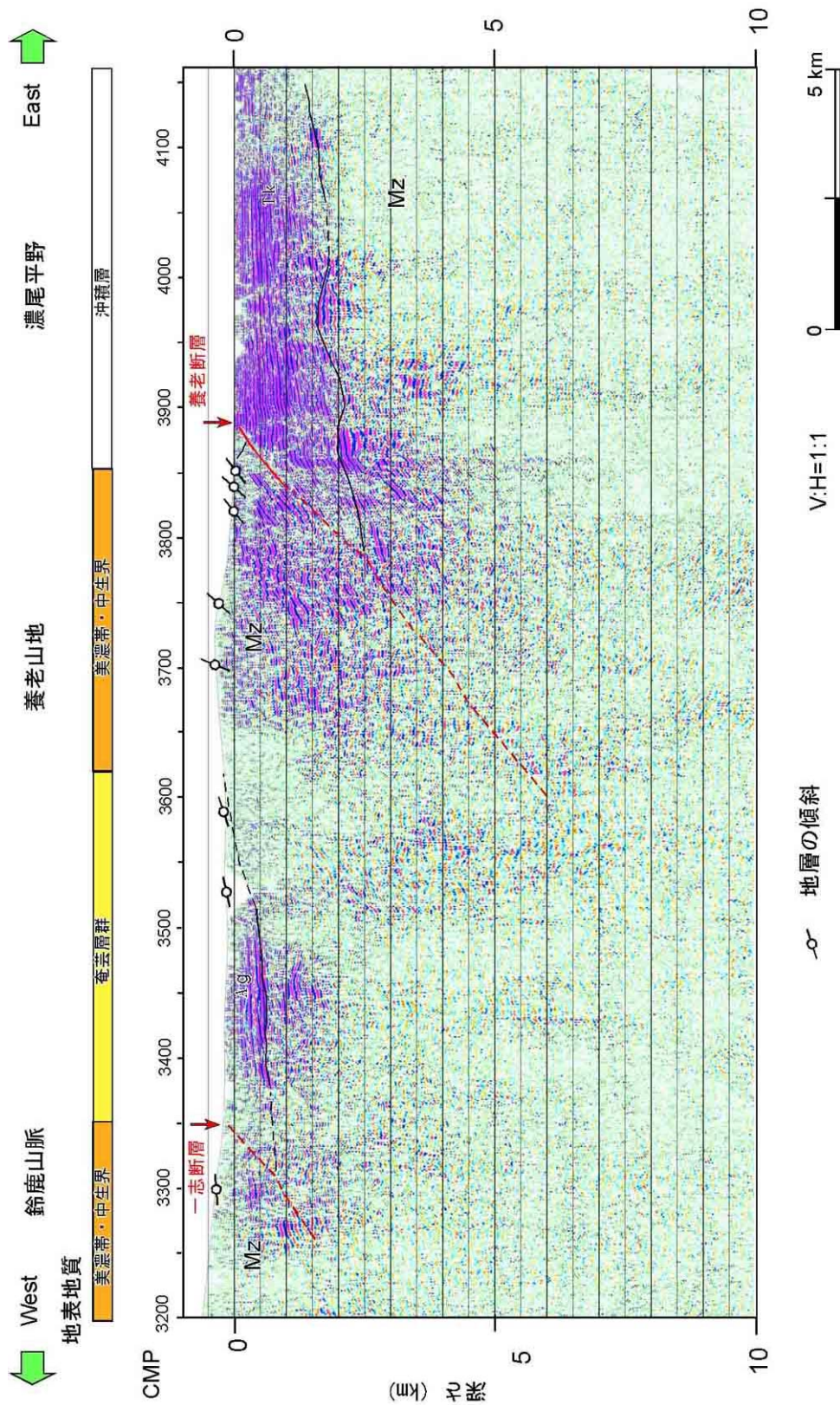


図 93 鈴鹿山地-濃尾平野区間深度断面 (CMP 重合断面) とその解釈。Mz: 美濃帯の中生界、Tk: 東海層群および中部中新統、Ag: 奄芸層群。

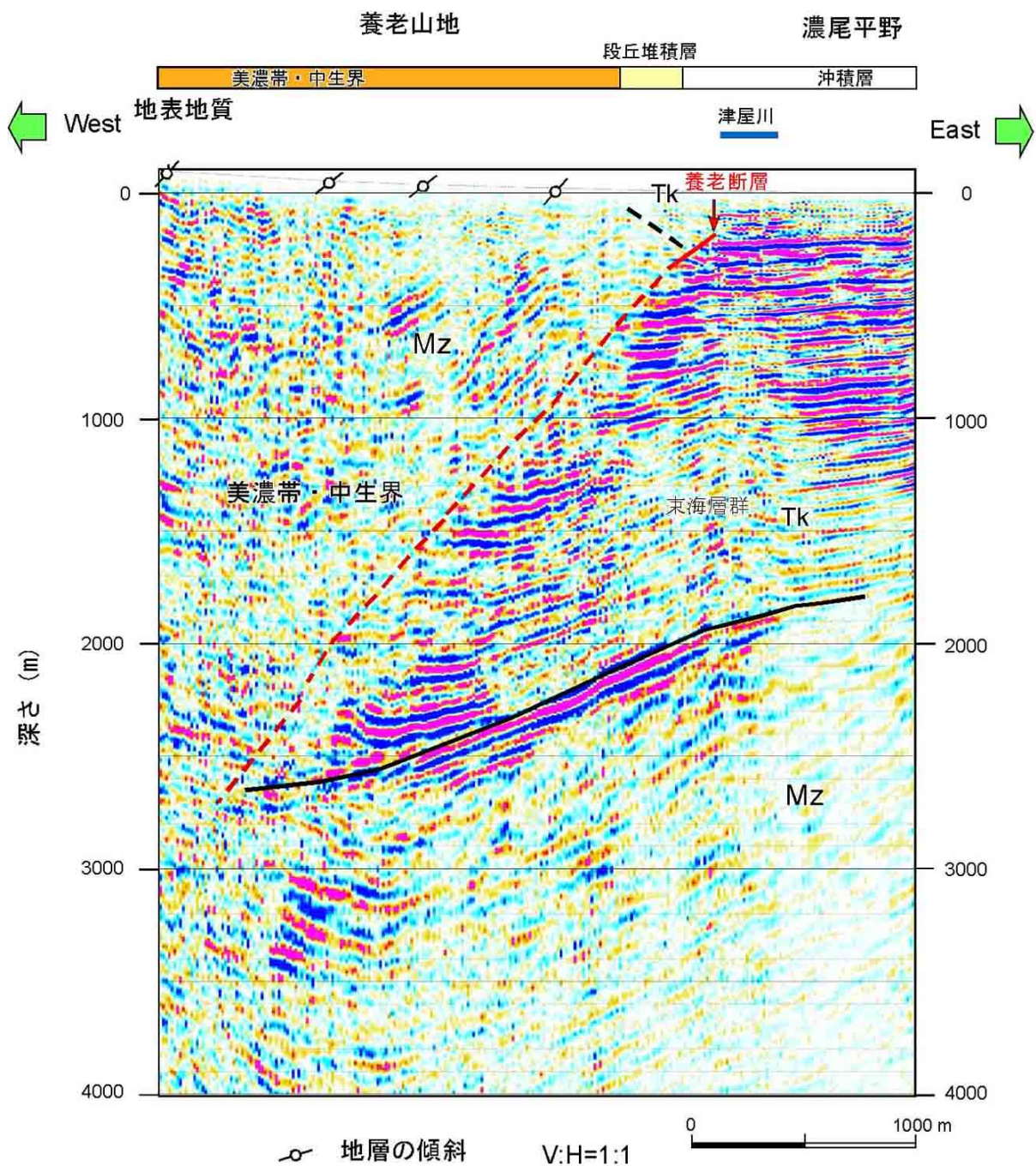


図 94 養老断層先端部の高分解能反射断面（マイグレーション後深度変換断面）とその解釈。Tk：主として東海層群、最下部には中新統が分布。

d) 低重合断面（全区間）

丹波山地の発破記録では往復走時 8.7～9.5 秒の東に緩く傾く反射波列が観測された。この反射イベントは本測線とは西端で接する平成 16 年の新宮-舞鶴測線でも観測されている。測線西端では新宮-舞鶴測線の SP13 付近で求められている速度構造と同一の速度構造で深度変換した低重合断面では、深度 25km から 37km 付近まで、相対的に弱い振幅の反射波群が認められる。これらの反射波群は、相対的に振幅の強い 28km 付近の反射イベントを含んで緩やかに、東に傾斜する傾向を示している。この反射波群は丹波山地東部から東傾斜が顕著になり、東に向かって傾斜を増大させて琵琶湖東岸まで連なる。新宮-舞鶴測線における屈折法によるモホ面は深さ 32km に求められており、反射波群の下限よりは浅い。図 95 では西端のモホ面深度をもとに、反射面の傾きと平行して推定したモホ面を描いている。丹波山地の下では地殻上部に図 95 の赤い矢印で示した 5-8 km の西傾斜の反射面、SP2D 下の 10-15km の東傾斜の反射面などが顕著である。この中で、SP3D 下の 4km から 8km まで約 30 度西傾斜の反射イベントは、堅田断層の深部延長である可能性が高い。

近江盆地から鈴鹿山脈・養老山地下では、深さ 18km から 33km に渡って振幅の弱い反射波が卓越するゾーンが分布する。この中で、往復走時 11 秒付近（図 26、27、28）、深さ 33km には下部地殻の反射波とは異なり、1.0-1.5 秒程度の時間内に収斂した明瞭な波列として認識される反射イベントがある。これは新宮-舞鶴測線の紀伊半島側において確認されたフィリピン海プレート上面相当の反射面とその特徴が類似している。

図 96 には気象庁の一元化震源(1997 年 10 月から 2006 年 5 月まで)をもとにプロットした震源分布を示す。近江盆地から鈴鹿・養老山地下では、地殻内の地震(18km 以浅)と地殻下の地震(30km 以深)に明瞭に分かれる。後者については、フィリピン海プレートに起因する地震と考えられている¹⁸⁾。この深部地震はプレート境界からの反射に類似した反射面の下に位置し、この反射面の形状と調和的に西に傾き下がる傾向を示している。したがって、この反射面はフィリピン海プレート上面からの反射と判断される。このプレート上面からの反射面の上位には下部地殻全体にわたり、ほぼ連続的に反射波が卓越することから、近江盆地から養老山地にいたる区間では、マントルを介さずに直接、地殻とスラブが接している可能性が高い。この区間の下部地殻では傾斜した下部地殻の反射イベントが多数存在する。地殻上部の反射イベントとしては図 95 の赤矢印で示した西傾斜のイベントが顕著である。養老山地・鈴鹿山脈下の 5-10km の西傾斜のイベントはそれぞれ養老断層・鈴鹿東縁断層の深部延長に相当する可能性が大きい。

広角反射法断面では、琵琶湖から近江盆地を隔ててその西側の丹波山地と東側の鈴鹿・養老山地では下部地殻の反射パターンが大きく異なっている。丹波山地下では反射波に富む下部地殻が 25km 付近から始まるのに対して、東部の鈴鹿・養老山地下では 18km 付近から始まる。これらの接合関係については、とくに近江盆地での高エネルギー発震が、ダイナマイトではなくエネルギーの小さいバイブロサイズによって得られていることもあり、現時点では十分に解明されていない。

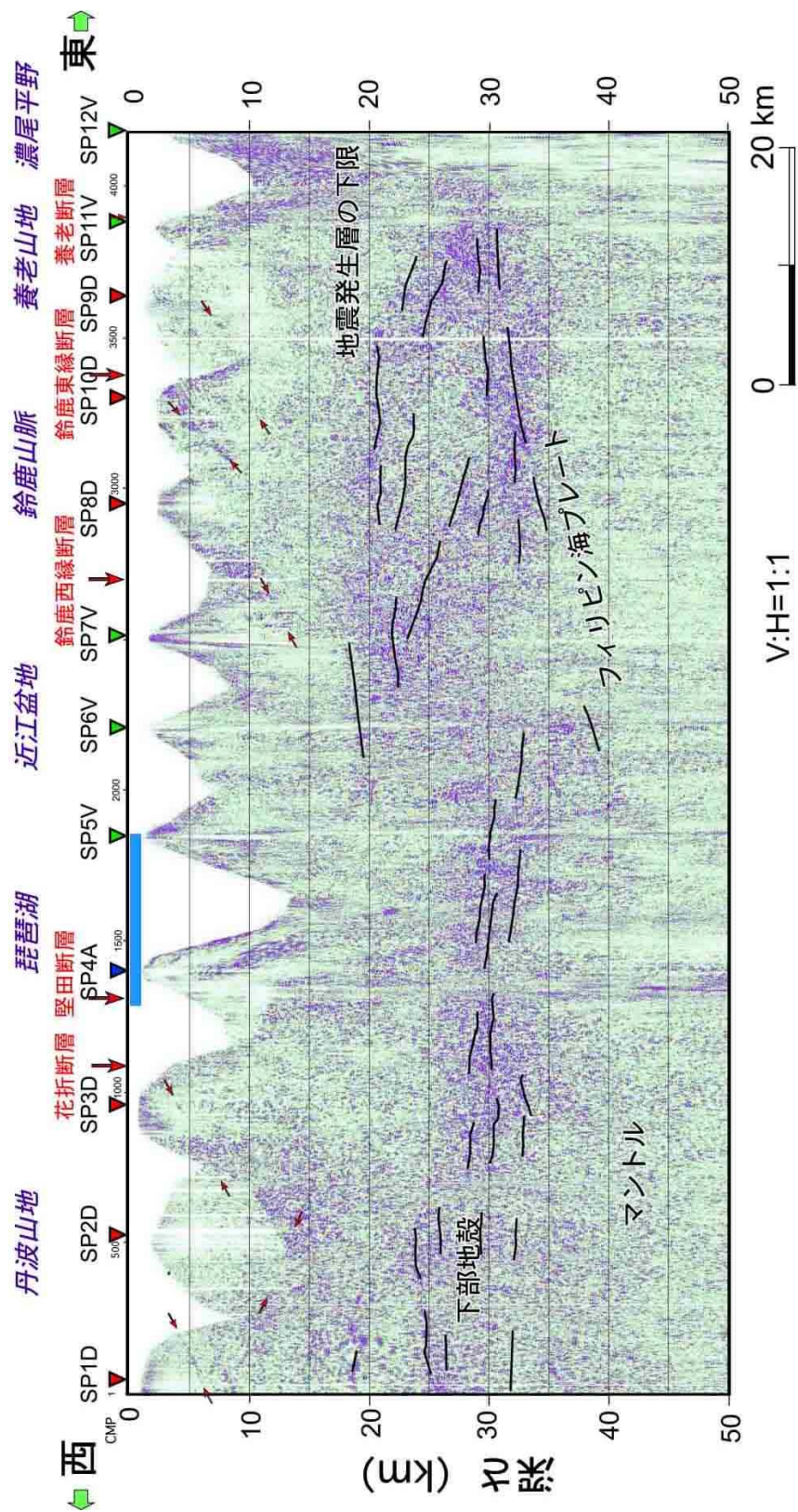


図 95 低重合深度変換断面とその解釈

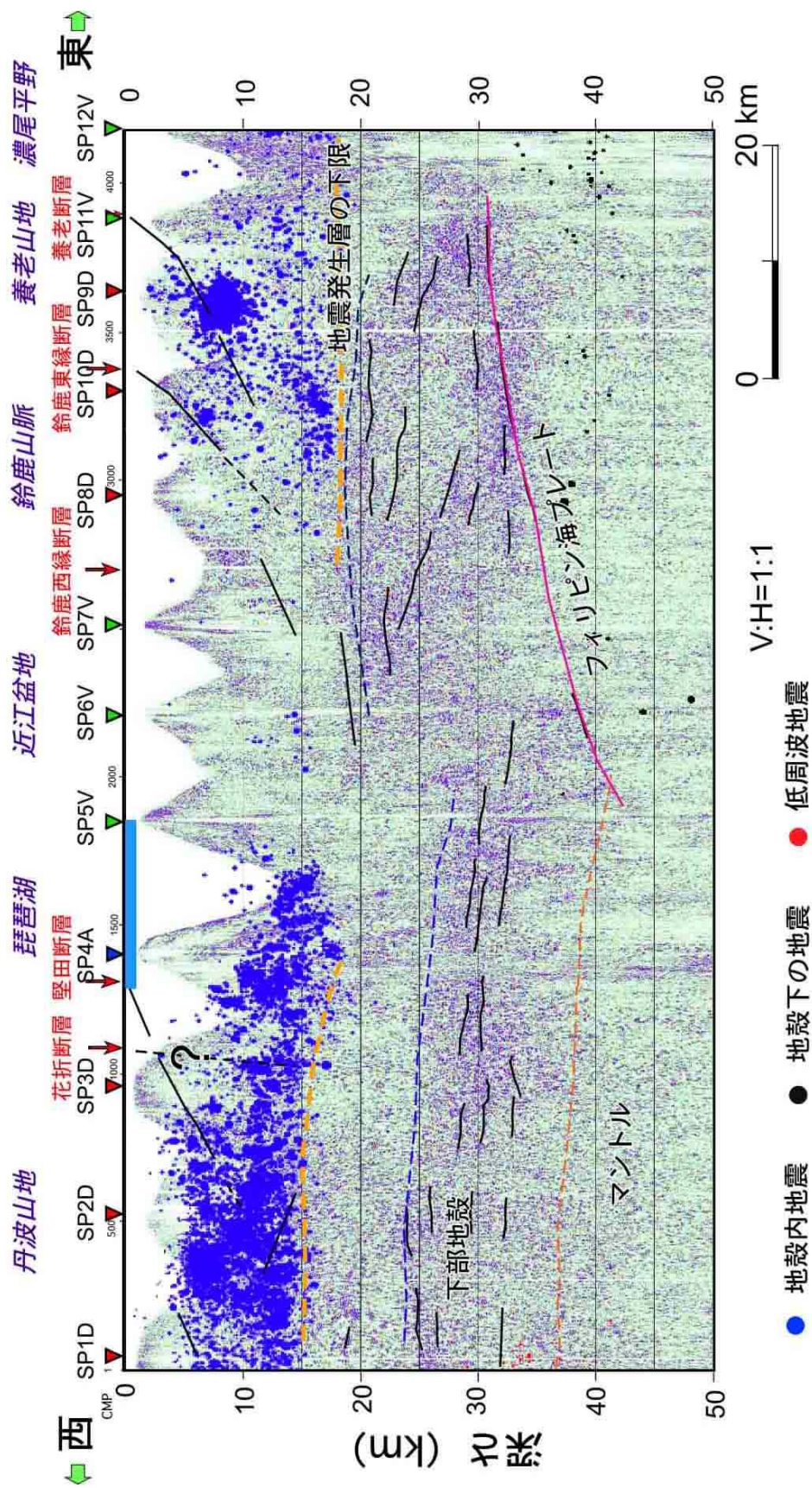


図 96 低重合深度変換断面と震源分布

(c) まとめと今後の課題

丹波山地から琵琶湖を経て濃尾平野にいたる区間での反射法を主体とした地殻構造探査によって、とくに以下の諸点が明らかになった。

- ・琵琶湖西岸断層帯に属する堅田断層の深部延長に相当する反射面が、地表の花折断層の通過位置を越えて西側に分布する。琵琶湖西岸断層帯の深部延長の南端部は、京都盆地地下に延長される可能性が高く、こうした震源断層の形状を反映した強震動予測も検討される必要がある。花折断層の深部延長については、反射断面では特定することができない。可能性としては、高角度のまま深度 5km ほどで琵琶湖西岸断層の深部延長と合流する場合と、交差する場合が考えられる。

- ・養老断層・鈴鹿東縁断層について、それぞれ 6〜8km までの地下形状が反射イベントをもとに明らかになった。

- ・琵琶湖・近江盆地を隔てて丹波山地と鈴鹿・養老山地下の地殻深部の反射波のパターンが大きく異なる。また、琵琶湖・近江盆地地下では、下に凸の形状で地殻が厚くなっている。

- ・湖東から養老山地下にかけて、フィリピン海プレート上面に相当する反射波が得られ、その形状は従来からの推定よりやや浅い位置に推定された。

今回新たに見いだされたフィリピン海プレート上面からの反射は、より浅いプレート境界を意味している。スラブ内地震を含めフィリピン海プレートに由来する地震は、被害地震となる可能性が高く、今後、地殻直下で発生するフィリピン海プレートに由来する地震を視野にいた研究や、被害想定なども検討される必要がある。

(d) 引用文献

h) 引用文献

- 1) Sakaguchi, S. : Stratigraphy and paleontology of the south Tamba district, Part. 1. Stratigraphy, Mem. Osaka Gakugei Univ., B, 10, 35-67, 1961.
- 2) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：三方・花折断層帯の長期評価について，地震調査研究推進本部，2003.
- 3) 木村克己・吉岡敏和・井本伸広・田中里志・武蔵野 実・高橋裕平：京都東北部地域の地質，地域地質調査報告（5 万分の 1 図幅），地質調査所，89p，1998.
- 4) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：琵琶湖西岸断層帯の長期評価について，地震調査研究推進本部，2003.
- 5) 山崎博史・吉川周作・林 隆夫：琵琶湖西岸，古琵琶湖層群基底部コアの層序，地質雑，100, 361-367, 1994.
- 6) 吉田史郎・西岡芳晴・木村克己・永森英明：近江八幡地域の地質，地質地質調査報告（5 万分の 1 図幅），産総研地質調査総合センター，72 p.，2003.
- 7) 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄：御在所山地地域の地質，地域地質研究報告，5 万分の 1 地質図幅，地質調査所，145 p.，1989.
- 8) 高田康秀・近藤善教・宮村 学：津島地域の地質，地域地質研究報告，5 万分の 1 地質図幅，地質調査所，56 p.，1979.
- 9) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：鈴鹿西縁断層帯の長期評価について，地震調査研究推進本部，2004.

- 10) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 鈴鹿東縁断層帯の長期評価について, 地震調査研究推進本部, 2004.
- 11) 宮村 学・三村弘二・横山卓雄: 彦根東部地域の地質, 地域地質研究報告, 5 万分の 1 地質図幅, 地質調査所, 56 p., 1976.
- 12) 愛知県: 濃尾平野の地下構造調査. 第 1 回堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 61-70, 2000.
- 13) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 養老-桑名-四日市断層帯の評価, 地震調査研究推進本部, 2001.
- 14) Ikawa, T., Die känozoischen sedimente des Biwa-Sees -dargestellt mit hife der reflexionsseismik. In S.Horie ed. Die Geschichte des Biwa-Sees in Japan, Seine Entwicklung, dargestellt anhand eines 1400m langen Tiefbohrkerns, Universitätsverlag Wagner-Innsbruck, pp. 41-57.
- 15) 植村善博・太井子宏和: 琵琶湖湖底の活構造と湖盆の変遷, 地理学評論, **63**, 722-740, 1990.
- 16) 岡村 真・佐藤比呂志・隈元 崇・堤 昭人・嶋本利彦・東郷正美・植村善博・松田時彦・露口耕治: 琵琶湖湖底活断層の音波探査(予報), 活断層研究, **10**, 53-64, 1992.
- 17) Ishiyama, T., Mueller, K., Sato, H., and Togo, M., Coseismic fault-related folding, growth structure and the historic multi-segment blind thrust earthquake on the basement-involved Yoro thrust, central Japan, Journal of Geophysical Research, Solid Earth, (in press), 2006.
- 18) 三好 崇之・石橋 克彦: 震源分布からみた伊勢湾から四国西部にかけてのフィリピン海スラブの形状, 地震, **57**, 139-152, 2004.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

- 1) 論文発表
なし
- 2) 口頭発表、その他

(f) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願
なし
- 2) ソフトウェア開発
なし
- 3) 仕様・標準等の策定
なし