

近畿地方における地殻および上部マントルの構造と地震活動

伊藤 潔・廣瀬一聖・澁谷拓郎・片尾 浩・梅田康弘・佐藤比呂志*・平田 直*・
伊藤谷生**・阿部 進***・川中 卓***・井川 猛***

* 東京大学地震研究所

** 千葉大学理学部

*** 地球科学総合研究所

要 旨

大大特による研究における強い揺れの予測のうち、地下構造調査について、近畿地方における調査結果を報告する。近畿における調査は2004および2006年度に実施された。防災研究所は2004年度の調査を東大地震研究所と分担して担当し、2006年度は東大地震研究所の調査に協力するかたちで実施した。本報告では2004年度の調査結果のまとめと2006年度の調査結果についても概要を報告する。

キーワード: 地震波速度構造, 近畿地方, 地震活動, 反射面, 強震予測, フィリピン海プレート

1. はじめに

大大特による研究における強い揺れの予測のうち、地下構造調査について、近畿における地下構造調査は2004および2006年度に実施された。防災研究所は2004年度の調査(伊藤ら, 2005)を東大地震研究所と分担して担当し、2006年度は東大地震研究所の調査に協力するかたちで実施した。本報告では2004年度のデータを再解析し、より詳細に構造解析を行った結果を報告する。

2004年の新宮-舞鶴測線における調査は、大阪府市、京都市、滋賀県、奈良県および和歌山県市を含む近畿地方において実施され、測線南部においては、紀伊半島の下に潜り込むフィリピン海プレート上部の形状及びその潜り込みに伴う上部の付加、褶曲、断層などの地質構造の解明に資するデータが、また、奈良盆地、大阪平野、京都盆地南西部の断層形態、基盤および内陸地震発生域などの深部構造を解明する上で貴重なデータが取得された。Fig. 1 に近畿地方で実施された調査測線を示す。

2004年の新宮-舞鶴測線のデータについては、標準データ処理が実施され、紀伊半島南部から近畿北

部に至る調査測線全域について、地殻浅部から上部マントル内部に至る広域構造を得ることができた

(伊藤ら, 2005)。広角反射法ではフィリピン海プレート上面に対応する反射面が、紀伊半島南部から中部にかけて明瞭に捉えられ、さらに近畿地域北部まで潜り込んでいることが明確となった。また、地震発生層下限以深の地殻下部において、緩やかな北落ち傾斜を伴う反射波群が見出された。大阪平野を横断する区間においては、パイププレート稠密発震による反射法データが取得され、有馬高槻構造線、枚方撓曲等の断層、褶曲構造を伴う基盤構造が明確になった。

今回の解析では、堆積層内の断層形態、基盤形状から内陸地震発生域を経てフィリピン海プレート上面に至る重合記録全体の高分解能及び高精度化を図ることが目的として、追加解析を実施した。

大阪平野区間の反射法データに関する重合前マイグレーションを中心とした高分解能解析を行い、大阪-鈴鹿測線の結果と併せて近畿中部の構造を解析した。また、ダイナマイト発震及びパイププレート集中発震データに関する広角反射高分解能解析を行った。さらに、屈折法走時解析による測線に沿った、

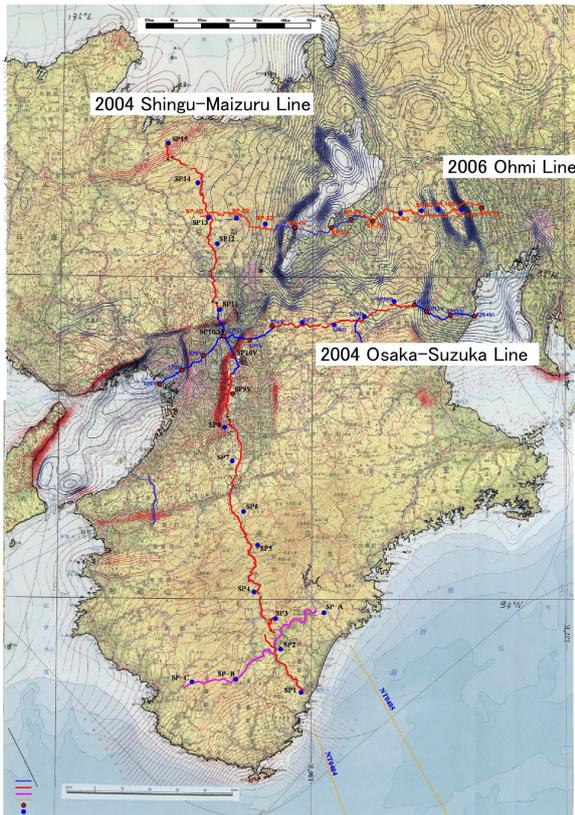


Fig. 1 Source and observation points for seismic surveys in the Kinki District on the gravity anomaly map. Red and blue circles show multi-sweeps of vibrators and shot by dynamite, respectively. Red and blue lines show wired and individual recording sites, respectively. A Pink line shows individual recording sites. Dashed lines show air-gun shooting lines.

地表から上部マントルに至る地震波（P波）速度構造を求め、これらの結果と地震活動や地質構造との関係の調査を行った。これらの調査結果は、強震動予測の精度向上や、地震発生のメカニズム解明などの研究に必要な、震源断層の形状や地下構造の情報を与えるものである。屈折法の解析については、すでに報告されているので、本報告では主に前半の結果について述べる。その他の測線については、それぞれ解析結果が報告されているが、さらに詳細な解析、等号解析が行われる予定である。

2. 調査方法と結果

本研究で使用した調査測線の概要および、データ仕様については、伊藤ら(2005) に詳しいため、今回実施した解析方法について以下に述べる。

2.1 2004年度大阪-鈴鹿測線との統合処理

2004年度大阪-鈴鹿測線では、大阪平野の淀川河口

から滋賀県甲賀地域を経て伊勢平野の鈴鹿漁港に至る約135kmの区間が設定され、バイブレータ及びダイナマイト発震によって、屈折法、広角反射法及び反射法による広域測線が設定された。反射法に関しては、大阪平野、枚方地域の交野丘陵、田辺丘陵地帯を経て木津川を横断し、京都府宇治田原町に達する大阪測線(測線長53 km)について稠密展開によるデータが取得された。新宮-舞鶴測線における生駒-高槻反射法測線に関して、大阪-鈴鹿測線における大阪測線とデータ処理パラメータについて整合を持たせるために同一パラメータによる再解析を実施した。以下に反射法データ処理内容を記述し、Fig. 2 にデータ解析フローを示す。

(1) フォーマット変換及びデータ編集(Format Conversion and Trace Edit)

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、SiperX(JGI Internal Format)フォーマットへ変換を行った。また、発震測線に関して下記の発震記録を発震点番号の昇順に従って抽出した。さらに、S/N比が著しく低く、初動が判別できないトレースを処理対象から除外した。

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

SuperXトレースヘッダーに関して、発震点、受振点及び各CMPのインデックス、座標、標高値、オフセット距離、基準面標高値等の測線情報を入力した。データ解析における基準標高面は平均海水面から標高500 mに位置に設定された。また、CMP重合測線は下記の基準によって決定された。CMP間隔(25.0 m)、重合測線からの最大偏倚制限(なし)、重合測線決定のためにCMP分布を平滑化したオフセット範囲(0 -2500 m)。

(3) 屈折波初動解析(Refraction Analysis)

改良型タイムタム法による屈折初動解析を行い、受振点及び発震点タイムタ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が2

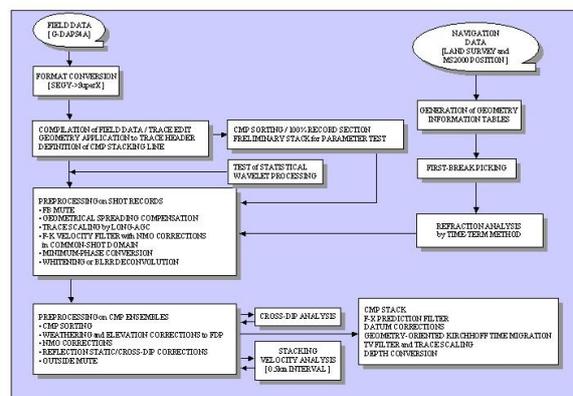


Fig. 2 Flows of data processing for reflection analyses.

次元ブロックに分割され、各ブロックに対して表層基底層速度が定義される。受振点及び発震点タイムタ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。この改良型タイムタム法解析には、次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)、表層基底速度を求める際のブロック区分 (1250-1500 m)、屈折波インバージョンに用いるオフセット距離 (200-800 m)、改良型タイムタム法解析の結果を用いて、表層基底深度は各発震点及び各受振点について計算される。表層速度として受振点側及び発震点側共に0.8 km/sを採用した。この値は表層速度を変化させた重合スキャンによって確定した。

(4) 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、次のパラメータによる初動抑制処理を実施した。テーパ一長 (200 ms)、ミュート位置のスライディング速度 (4000 m/s)。

(5) 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。大阪府枚方市の国道1号線枚方バイパス及び高槻市市街地周辺では、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(800 ms)。

(6) コヒーレントノイズ抑制処理 (Suppression of Coherent Noise)

枚方市-高槻市区間の淀川河川敷区間の発震記録では、分散性の顕著なレイリー波、他の記録では特に比較的継続時間の長い屈折波多重反射波が一部で確認された。従って、こうしたコヒーレントノイズを抑制するために、次のフィルター処理を適用した。速度フィルター (通過帯域、-4000 m/s~+4000 m/s)。この周波数-空間領域における速度フィルターは、NMO補正及び屈折波静補正後の共通発震点アンサンブルに適用された。

(7) 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、1次元コンボリューションモデルが前提とされている。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。すなわち、震源波形 (バイブレータスイープ波形、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) および記録系 (受振器特性及び設置効果、表層に関わるゴースト効果、探鉱機の応答特性) である。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 'Surface-consistent' 型デコンボリューションを適用した。生駒-高槻測線では、地表地質、受振器設置条件及び受振測線周辺の定常ノイズ等が測線内で大きく変化し、同様に発震条件についても、淀川流域の沖積層に被覆された大阪平野、大阪群岩及び布引花崗岩等が地表で確認される枚方市丘陵地では、発震カップリングの地域差は顕著であり、'Surface-consistent' な受振及び発震スペクトルを推定し、最小位相の前提によってデコンボリューションオペレータを構築することは有効性が非常に高いものと考えられる。予測距離 (4.0 ms)、零オフセット位置における設計ゲート (200~3000 m)、Non-TVオペレータ長 (320 ms)、プリホワイトニングファクター (5.0%)、アルゴリズム ('Surface-consistent Deconvolution with Spectral Decomposition') なお、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。今回用いたGDAPS-4A探鉱機では24ビット Δ - Σ A/D変換が採用されているため、ローカットフィルターは探鉱機では適用されず、最小位相推定において問題となる10Hz以下の低周波数成分についての影響は少ない。

(8) 共通反射点編集 (Common Midpoint Sorting)

上述のパラメータによって、共通反射点の編集が実施された。

(9) 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、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。

a) 標高補正

観測面を一定基準面へ次式で補正する。

$$T_e = - (H_e - H_b) / V_{sw},$$

b) 表層補正

低速度の表層構造変化による影響を次式で除去する。

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

ここに、 H_e は発震点あるいは受振点標高(m)、 H_b は基準面 [平均海水面から500.0m]、 S_d は表層厚(m)、 V_{sw} は表層の速度、 V_w は表層の下での速度である。

表層補正值は、屈折波初動解析による結果を用いて計算された。本調査の基準面 (Datum) は平均海水

面から500.0 mの標高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、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。

$$Td = -2.0 * (Hf - Hb) / Vc,$$

ここに、Hfは浮動基準面(FDP)、Vcは基準面補正速度(1800m/sec)である。このFDPの計算にはCMP内のオフセット距離範囲0-500 mの比較的'Near' トレースが用いられた。

(10) クロスディップ補正(Cross-dip Correction)

発震及び受振測線が屈曲している場合、地下の反射点は重合測線上に収束せず、空間的な広がりを持つ。この反射点の重合測線からの偏倚が大きい場合、同一CMP内で反射面走時が重合測線と直交する方向への構造傾斜を反映する誤差が系統的に含まれる。クロスディップ補正は、各トレースの発震点-受振点の中点と重合測線との距離X(m)に対する時間補正量をX(m)×a(ms/m)として、重合スキャンによって各CMP位置及び時間ウィンドーにおいて重合効果が向上する見掛け時間傾斜量を決定する解析手法である。こうして得られたクロスディップスキャン結果は、広域ブーゲー異常図から推定される構造傾斜とほぼ調和的な結果であることが確認できた。クロスディップスキャンに関わるパラメータは以下の通りである。クロスディップスキャン範囲(-50 ~ +50 ms/100 m)、クロスディップスキャン間隔(2000 m)。

(11) 速度解析及びDMO速度解析(Velocity Analysis)

以下に示す定速度重合法による速度解析を実施した。なお、残差静補正後に再解析がなされている。解析点間隔(2000 m)、解析速度数48(1500-7000 m/s)。

(12) NMO補正(Normal Moveout Corrections)

速度解析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。同時に、下記のストレッチミュートを実施した。ストレッチミュートファクター(5.0)。

(13) ミュート(Outside Mute)

NMO補正に伴う波形の伸長及び'Far' オフセット側に残留する屈折波初動部分を抑制する目的で、ミュート処理を全CMPアンサンブルについて設計して、適用した。

(14) 残差静補正(2D Residual Static Corrections)

NMO補正後のCMPアンサンブルを入力として、基準トレースとの相互相関関数から得られる最大ラグ値を用いて'Surface-consistent' な発震点、受振点残

差静補正量をLTI(Linear Travel-time Inversion)によって統計的に計算し、これを適用した。時間シフトの最大許容値(18 ms(1st)), 時間ウィンド(100-1700 ms)。

(15) 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(3 CDPs), 空間ウィンドー長(30 CDPs), 時間ウィンドー長(1s)。

(16) 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 ms), 周波数通過帯域はそれぞれの往復走時に対して次の通りである。

(0.0 s / 通過帯域 3-40 Hz, 1.0 s / 通過帯域[3-35 Hz, 2.0 s / 通過帯域3-30 Hz, 4.0 s / 通過帯域[3-25 Hz, 8.0 s / 通過帯域 3-20 Hz, 16.0 s / 通過帯域 3-20 Hz) 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。

(17) 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。

(18) 深度変換(Depth Conversion)

重合速度プロファイルから、時間及び空間方向に平滑化した平均速度分布を用いて、'Vertical Stretch' 法による深度変換を実施した。

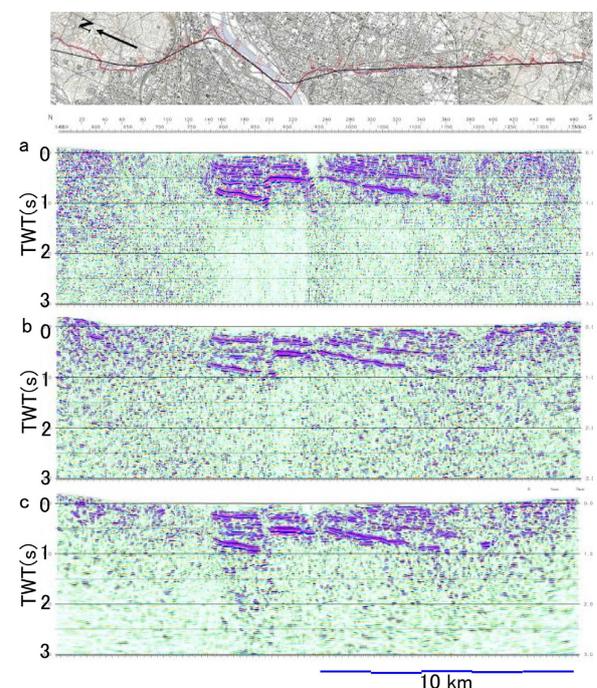


Fig. 3 Reflection time section for the Arima-Takatsuki line. Sections show conventional analysis (a), prestack time migration (b) and prestack depth migration (c).

(19) 鳥瞰表示(bird-eye view)

大阪-鈴鹿測線との同一解析パラメータによる統合処理を実施した結果、大阪-鈴鹿測線の大阪パイプレータ反射法測線との淀川周辺における交差部分の厳密な層序比較が可能となった。

以上の処理ステップを逐次経ることによって、Fig. 3 に示すCMP重合処理断面図が得られた。Fig. 3a は従来の方法による時間断面図、Fig. 3b は今回のパラメータによる解析による時間断面図である。

2.2 重合前マイグレーション解析

重合後マイグレーションは、NMO補正及びDMO補正処理を含むCMP重合処理後に適用される。重合効果によりS/N比の向上したデータを扱うことができることと、データ量が減少するため計算時間が節約できることが利点である。反面、重合処理を施した時点で、水平成層構造や単傾斜構造を仮定しているために、各地震記録に含まれている短波長の不規則構造変化あるいは速度不均質に関わる有意な情報の一部が欠損する可能性がある。これに対し重合前マイグレーションでは、重合による変形を受ける前の地震記録に対して反射波列を地下の実際の反射点にマッピングするため、高精度なイメージが得られる可能性が大きい。

重合後マイグレーションの場合には、'Exploding Reflector'モデルで受振点及び発震点は同一の地表上の位置が仮定され、ある時刻に取得されたデータは、共通する発震点及び受振点位置を中心とする円上に反射波振幅がマッピングされる。一方、重合前マイグレーションを考えた場合、時間マイグレーションでは発震点-受振点を焦点とする楕円上に反射波振幅がマッピングされ、想定される速度構造はRMS速度が用いられる。これは、地下のイメージング点と発震点及び受振点間で直線波線が想定されることと等価である。また、深度マイグレーションでは、予め速度構造モデルを仮定し、波動伝播を計算するため、速度構造の変化に柔軟に対応することができる。逆断層及び岩塩構造の様な速度不均質が高い場合においても、正しい速度モデルを前提とするならば、分解能の高い地震記録を得ることが可能である。イメージングされる点から受振点及び発震点までは、仮定した速度構造をもとに厳密な波線追跡あるいは差分法によって走時計算がなされ、時刻Tにおける反射波振幅は、その走時を与える地下のイメージング点にマッピングされることになる。キルヒホッフ型マイグレーションでは、発震点または受振点からの走時計算が大切な役割を果たす。速度モデルに対する走時計算の手法は、差分法による手法

と波線を追跡していく手法の二種類に大別できる。差分法で走時を計算する手法は比較的短時間で計算でき、また全ての格子点で走時を求めることができる、などの利点がある。しかし速度の境界面では速度の速い層を伝播する屈折波が発生し、マイグレーションに必要な反射走時が求まらなくなるという問題がある。これに対し波線追跡法は計算に時間がかかるが精度は高い。初動走時の求まらない領域、いわゆる'shadow zone'が発生するという問題点があるが、通常何らかの内挿操作により走時を近似計算する。最近では、波線密度をある範囲に保つように生成消滅させながら波線を計算し、隣り合う三本の波線より波面を構成することで、'shadow zone'を作らない手法が開発されている。今回の解析では、大阪-鈴鹿測線との統一パラメータによる再解析における事前処理を適用した発震記録に対して、重合前時間マイグレーション及び重合前深度マイグレーションを適用した。以下に、その内容を記述する。

(1) 重合前時間マイグレーション

重合前時間マイグレーションの適用に関わる速度解析及びイメージングについて、下記のパラメータを適用した。

a) 重合前時間マイグレーション速度解析(Pre-stack Time-Migration Velocity Analysis)

以下に示す様な重合前時間マイグレーションによる速度解析を実施した。このマイグレーション速度解析では各スキャン速度による重合前マイグレーションが実施され、速度解析点におけるイメージング結果のみが抽出され、スキャンパネルが構築された。Fig. 4a及びFig. 4bに両者の速度プロファイルに関する比較図面を示す。重合前マイグレーション速度解析の適用によって速度推定精度が向上し、かつ有馬-高槻構造線及び交野断層近傍における短波長の速度変化の抽出に効果があったことが確認できる。解析点間隔 (250 m)、解析速度数48 (1500-7000 m/s)。

b) キルヒホッフ積分型重合前時間マイグレーション(Geometry-oriented Prestack Kirchhoff Time Migration)

発震記録において、上記の重合前時間マイグレーション速度解析の結果得られた速度構造を前提として、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 (5 km)、最大傾斜角度 (70度)。

以上の処理ステップを逐次経ることによって、Fig. 3c に示す重合前時間マイグレーション断面図が得

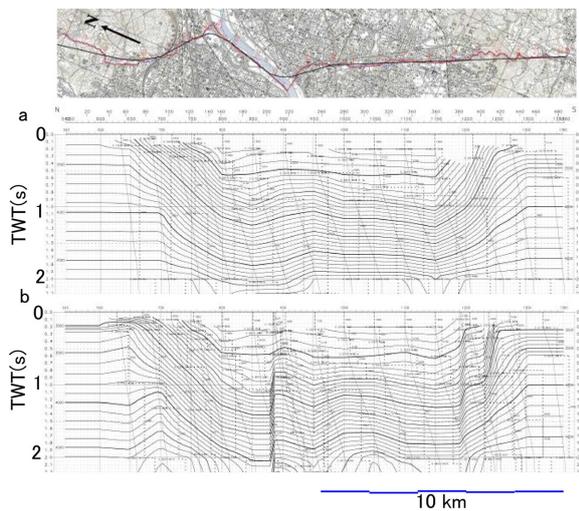


Fig. 4 Sections of velocity analyses along the Arima-Takatsuki line by usual (a) and prestack time migration (b) methods.

られた。また、Fig. 5a に重合後マイグレーションを適用した深度断面図を、及びFig. 5b に重合前時間マイグレーションを適用した深度断面図を示す。

(2) 重合前深度マイグレーション

重合前深度マイグレーションの適用に関わる速度解析及びイメージングについて、下記のパラメータを適用した。

a) 調査測線の屈曲及び標高変化に関する扱い

重合前深度マイグレーションの前処理段階においては、静補正は表層補正のみを適用し、標高補正は

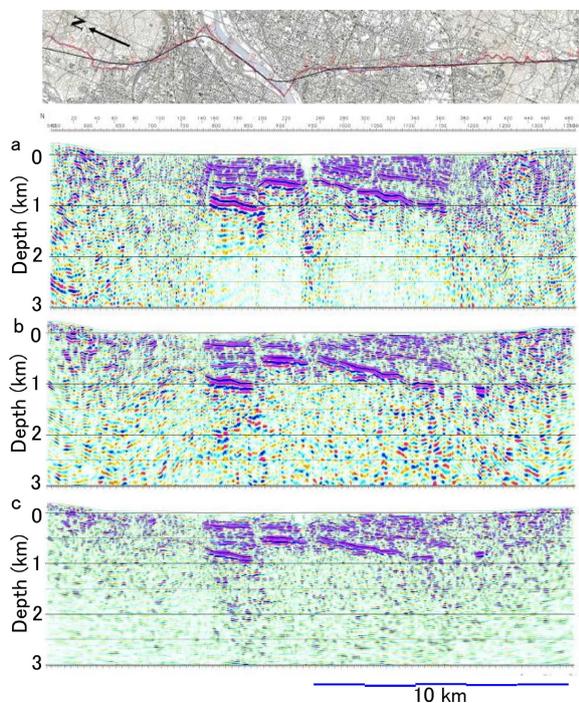


Fig. 5 Reflection depth section for the Arima-Takatsuki line. Sections show conventional analysis (a), prestack time migration (b) and prestack depth migration (c).

適用していない。これは、マイグレーション処理を各トレースに関して実施する段階で受振点及び発震点の標高補正を適用することに起因している。従って、重合前深度マイグレーション処理ではCDP標高変化の長波長成分に対応する浮動基準面の概念は存在しない。

また、調査測線の屈曲に関しては、2.5次元構造を仮定し、仮定した構造方向以外の側方構造変化は考慮していない。

b) 重合前深度マイグレーション速度解析 (Prestack Depth-Migration Velocity Analysis)

以下に示す様な、断面図全域を用いた重合前深度マイグレーションによる速度解析を実施した。このマイグレーション速度解析では各スキャン速度による重合前マイグレーションが実施された。解析速度数15(2000-7000 m/s)。

c) キルヒホッフ積分型重合前深度マイグレーション (Geometry-oriented Prestack Kirchhoff Depth Migration)

速度モデルは初期モデル (PSTM解析結果に基づく深度構造、2002年大大特大阪鈴鹿測線対して、上記の重合前深度マイグレーション定速度スキャン結果を参考にしながら、試行錯誤的に速度モデルを更新することにより構築した。但し、初期速度モデルには基盤上面以深の速度構造を反映させていない。すなわち、堆積層のモデルを下方に延長したモデルを初期モデルとした。これは堆積層と基盤との間の大きな速度コントラストによる偽像の影響を避けながら、基盤上面の形状を解釈するためである。以下に適用パラメータを示す。Fig. 6aとFig.6cに重合前深度マイグレーション処理結果を示す。出力グリッドサイズは25 m(イメージング方向)、10 m(直交方向)および5 m(深度方向)、波線最大射出角度(60度)、最大アパチャー距離(2000 m)、最大アパチャー角度(80

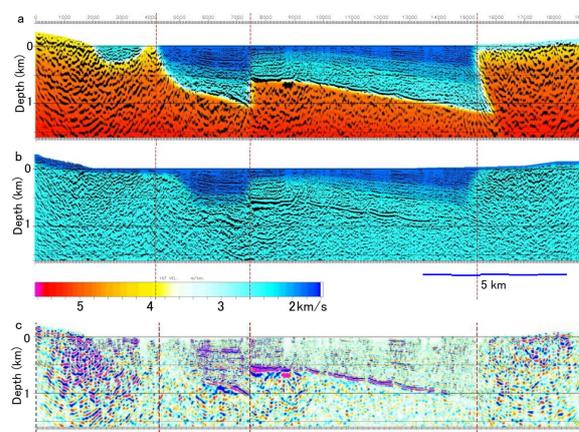


Fig. 6 Reflection depth section for the Arima-Takatsuki line by prestack depth migration. Sections for final (a,c) and initial velocity models, respectively.

度), 最大オフセット距離 (4000m), ストレッチミュート (2.0)。

2.3 ダイナマイト発震及びバイブレータ集中発震データ解析

広角反射法データの解析対象は屈折波データ(計16発震点, 内ダイナマイト発震点は13点)であり, 基本的な処理パラメータは, 反射法データ解析のものと同様である。既存解析においては, 広角部分のデータは解析から除外され, 'Single Fold' の解析結果が提示されていた。今回の解析においては, 広角部分の重合処理を高精度の速度スキャン及び有効オフセットスキャンを通じて実施することによって, 基盤形状から内陸地震発生域を経てフィリピン海プレート上面に至る重合記録全体の高分解能及び高精度化を図ることが目的とされた。以下に, その解析内容を記述する。

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

有線テレメトリーシステムG-DAPS4A展開区間及び独立型受振システムMS-2000Dの展開区間で取得されたデータを編集, 結合し, 各発震記録を構築した。MS-2000Dで取得されたデータについては具体的に, 以下のコンパイル作業を順次行った。

- ・有線テレメトリーシステムの記録装置でデータ収録時に取得したGPS刻時装置による記録開始時間と記録長をもとにデータ抽出が行われた。

- ・バイブレータ集中発震記録に関しては, ノイズエディットを伴う 'Diversity Edit' 及び垂直重合処理が実施された。この際のノイズエディットパラメータは, ウィンドー長=16.0 s, 冪乗係数=3.0である。重合数は実際のスイープ回数に応じて100~200回である。但し, 'Diversity Edit' は相互相関後のデータについて適用された。

(2) 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UTM54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。

(3) 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, テーパー長800 ms (屈折初動近傍)として, 初動抑制処理を実施した。

(4) 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, 下記の振幅補償を行った。幾何減衰補償 + Instantaneous AGC(ウィンドー長2000 ms)。

(5) 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, 1次元コンボリューションモデルが前提とされている。このモデルにおいて基本波形を構成する要素としては, 次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, スイープ波形, 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), および記録系 (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。'Surface-consistent' 型デコンボリューション処理を含めた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 (32.0 ms), 零オフセット位置に於ける設計ゲート (200~8200 ms), [Non-TV]オペレータ長 (600 ms), プリホワイトニングファクター (5.0%)。なお, 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イープ波形 (探鉱機'A/D Decimation filter (DCF)' 及び相互相関処理実施後のスイープ波形) について, 最小位相変換処理を適用した。

(6) 共通反射点編集 (Common Midpoint Sorting)

上述のパラメータによって, 共通反射点の編集が実施された。

(7) 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。基準面 (Datum)は平均海水面500.0 mに設定されたが, 絶対値の大きい標高補正值の適用を回避するため, 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の計算には反射法データCMP内のオフセット距離範囲0 - 5000 mのトレースが用いられた。

(8) 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キング

グ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。NMO補正では下記のスストレッチミュートファクター5.0が適用された。

(9) 共通反射点重合 (CMP Stack) 共通反射点アンサンブルに関して、以下の有効重合オフセット距離範囲100 – 45000 m (CMP.1-609), 100 – 25000 m (CMP.610-1946)。

(10) 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 ms)。

(11) 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 (400 ms), 周波数通過帯域往復走時, 0.0sec / 通過帯域[3 – 15 Hz], 30.0 s / 通

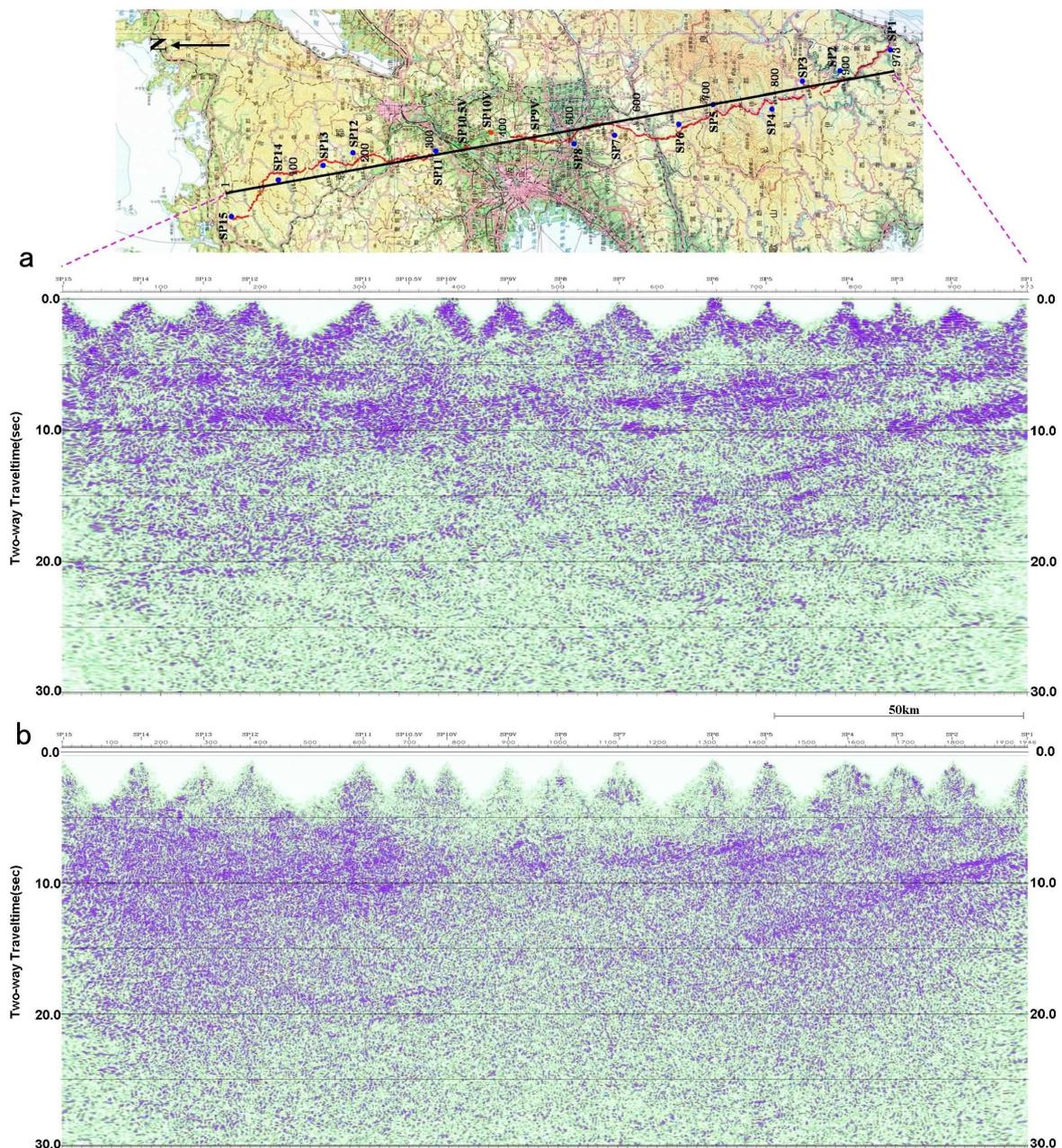


Fig. 7 Comparison of time migration of single fold (upper figure) and stacked (lower figure) sections for the Shingu-Maizuru line.

過帯域[3 – 10 Hz]。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。

(12) 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。

(13) 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 (40 km)，最大傾斜角度 (45 度)。

(14) 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、Fig. 7の広角反射法低重合時間記録、Fig. 8の同深度記録が得られた。

2.4 屈折法走時解析による地震波速度構造の推定

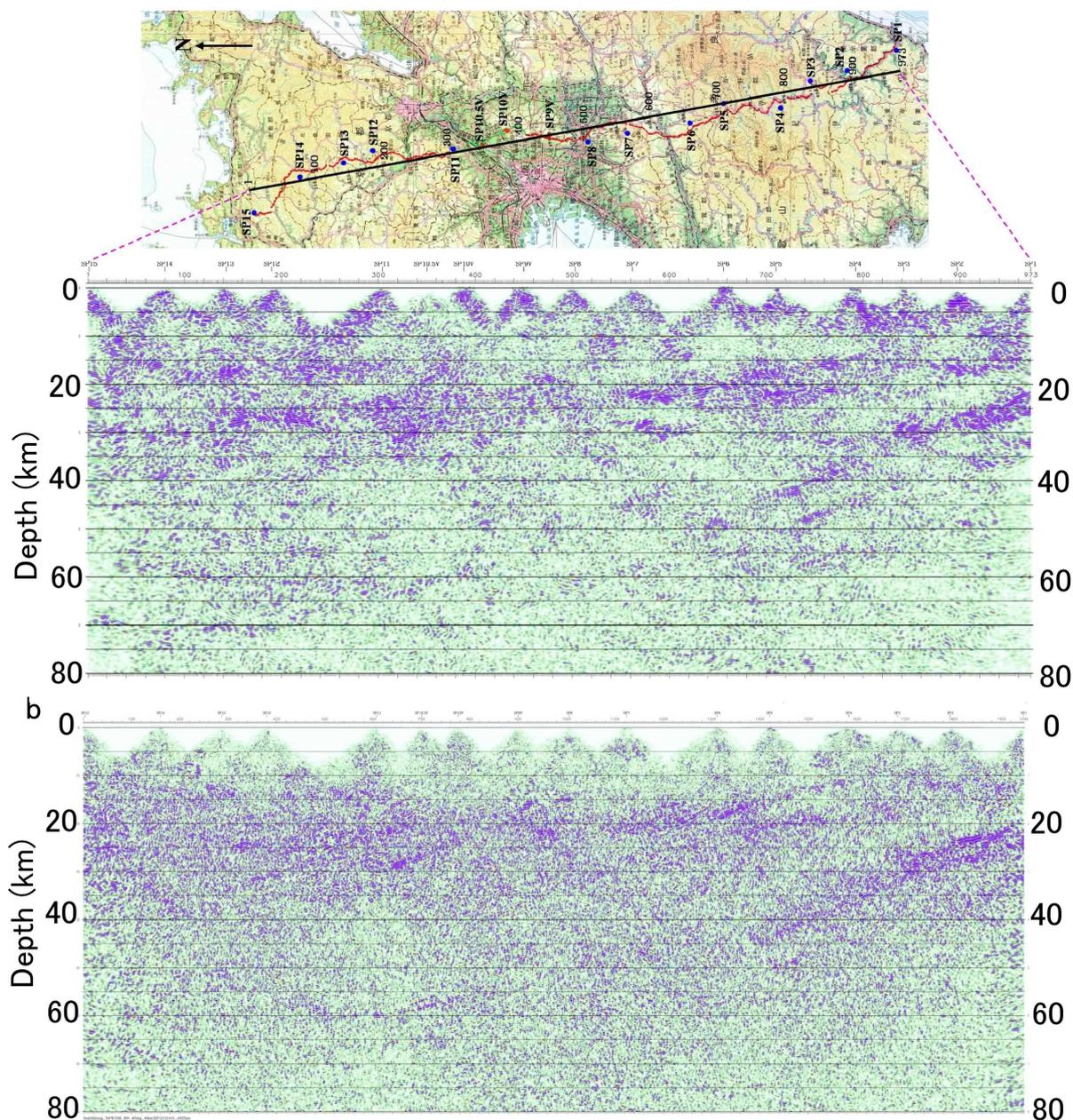


Fig. 8 Comparison of depth migration of single fold (upper figure) and stacked (lower figure) sections for the Shingu-Maizuru line.

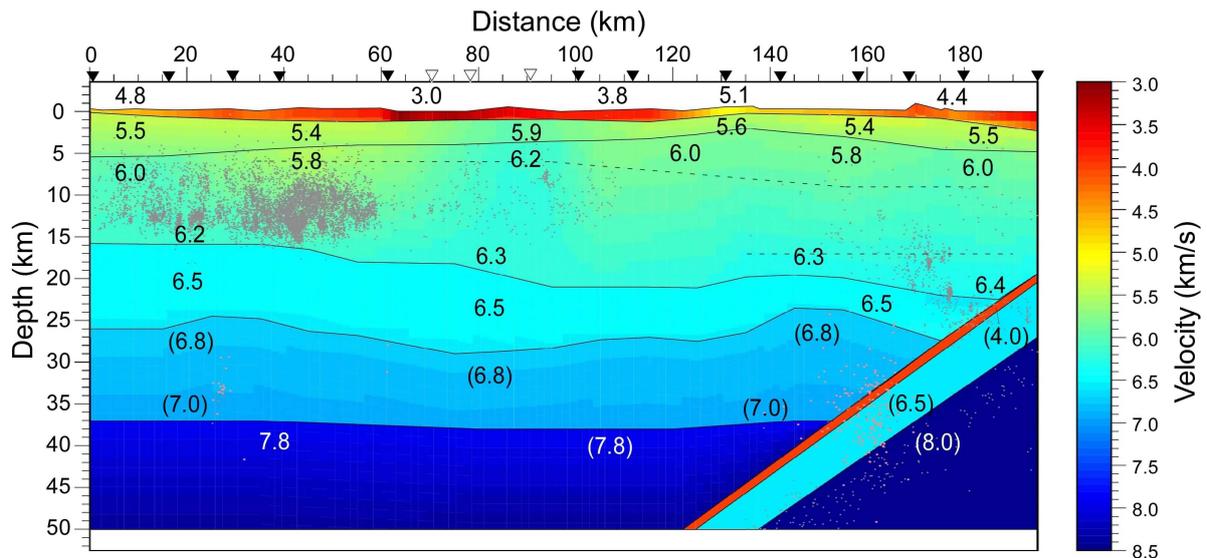


Fig. 9 P-wave velocity structure for the. Numerals show P-wave velocities in km/s. Parentheses show assumed velocity value. Small black and red dots (about 35-40km deep) show earthquakes and low-frequency earthquakes, respectively after Hirose and Ito (2007).

屈折法解析の結果については廣瀬・伊藤 (2006, 2007)で報告されている。ここでは概略と得られた速度構造 (Fig. 9) を示す。まず、屈折波や広角反射波の走時をもとに、タイムターム法、波線追跡法などを用いて測線に沿った地震波速度構造を求める。この構造をもとに、Zelt and Smith(1992)による二次元波線追跡法のプログラムを用いて、試行錯誤的に浅部構造を求め、次に深部構造を決定する。測線長が200km程度では、波線は上部地殻に集中してしまうため、一意的に地殻下部に深の構造を決定することは困難である。そこで、広角反射法解析の結果 (伊藤ら, 2005など) や蔵下ら (2002), Nakanishi et al. (2002)の速度構造を参考に、深部の初期構造モデルを決定し、浅部と同じように、二次元波線追跡法を用いて、反射波と屈折波の走時が計算値に合うように、試行錯誤的に速度モデルを修正、決定した。

3. 考察

3.1 反射法生駒-高槻測線再解析

重合前マイグレーションによる今回の再解析によって、有馬-高槻構造線に対応する地溝帯の詳細な構造がより明瞭となった。こうした地溝帯構造は、戸田・他(1995)及び大阪府地下構造探査(2003)において確認されている断層形態と整合する。地溝帯南縁における領家花崗岩類基盤岩の落差は約550mであり、北縁では南側に緩やかに深くなるものの、その落差は約900mと推定される。また、地溝帯最深部の基盤岩深度は約1100mであり、上位の大阪層群相当の堆

積層は緩やかな向斜構造を形成している。

今回の解析では、重合前イメージングとして時間マイグレーションと深度マイグレーションの両手法を適用し (Fig. 5, Fig. 6) 比較検討を行った。深度マイグレーションでは不均質速度構造モデルの構築とイメージングを反復的に試行する必要があるため、有馬-高槻構造線から南側の枚方撓曲に関わる三次元的な構造解釈をさらに反映させていくことが望まれる。現段階では、高精度速度推定に客観性があり、かつ長波長の速度不均質にロバストな重合前時間マイグレーションの適用結果を提示したい。2006年には近江測線(Fig.1)における調査が実施されたので、これを加えて再解析することによって、より詳細な構造が得られるものと期待される。

今回は、新宮-舞鶴測線における生駒-高槻反射法測線に関して、大阪-鈴鹿測線における大阪測線とデータ処理パラメータについて整合を持たせるために同一パラメータによる再解析を実施した(Fig. 10)。その結果、大阪層群上部-下部の境界であるアズキ火山灰層(Ma3)を始めとして各マーカー層について詳細な対比解釈が可能となった。その結果、有馬高槻構造線沿いのグラーベン構造がより明らかになった。戸田ら(1995)の解釈によれば、有馬-高槻構造線に沿う地溝帯は正断層成分を伴い、北側では'strike-slip duplex'、南側では、'pull apart'によって引張応力を解消していると想定されている。このことは、有馬高槻構造線による地震像の推定に有力な情報を与えるものと思われる。

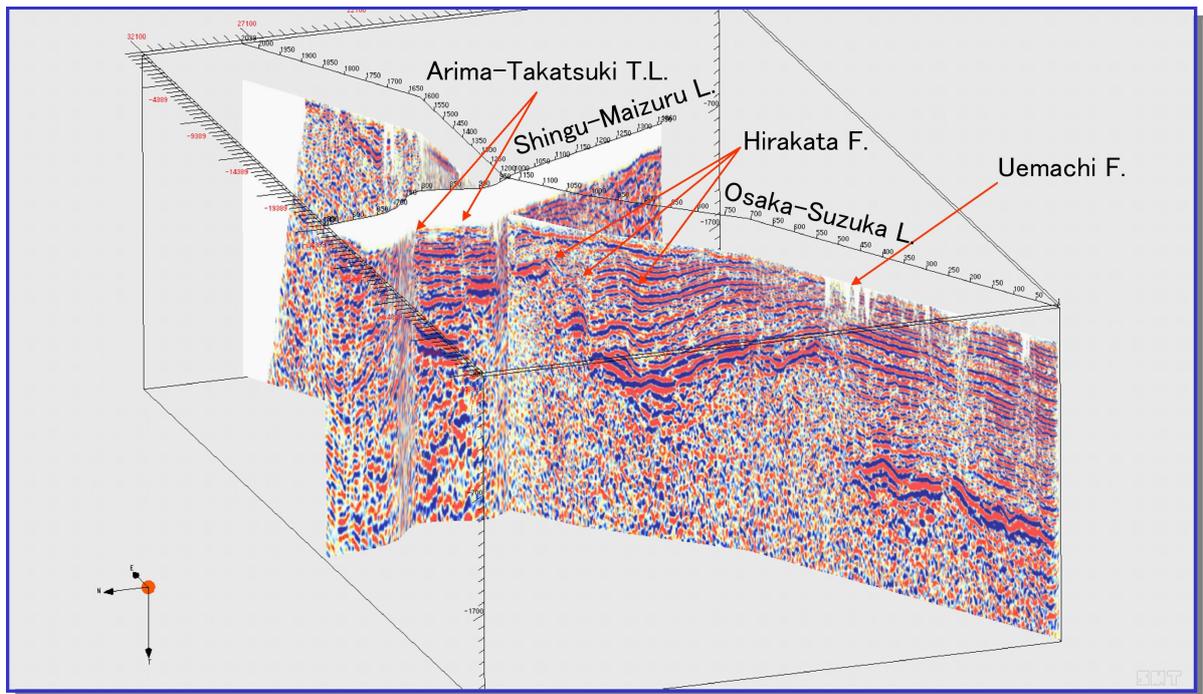


Fig. 10 A birds-eye view of the reflection sections along the Shingu-Maizuru line and the Osaka-Suzuka line looking down from the northwest direction.

3.2 新宮—舞鶴測線全体の広角反射法解析

今回の解析においては、広角部分の重合処理を高精度の速度スキャン及び有効オフセットスキャンを通じて実施することによって、内陸地震発生域を経て下部地殻からフィリピン海プレート上面に至る重合記録全体の高分解能及び高精度化を図ることが目的とされた。

Fig. 7およびFig. 8は前回の‘Single Fold’重合記録（伊藤ら，2005）と今回の広角部分に焦点を当てた重合記録の比較である。今回の解析によって下記の重合記録の改善が確認された。

a) フィリピン海プレートに付随する反射面

今回の高分解能解析によってプレート内における反射面の識別が可能となった。測線南端の新宮市近傍において深度約20 kmを上面とする北傾斜の反射波群は、上部においてはフィリピン海プレート上面相当の反射波をはじめとして‘Reflective’であるものの、下部においては‘Non-reflective’である。また、低周波地震の震源域が分布するマンテルウェッジ近傍において、フィリピン海プレート上面相当の反射波振幅が減退することが確認できる。今後、低周波地震、スラブ内地震の震源分布と反射法記録断面の反射強度分布や‘AVO attribute’解析を通じて、フィリピン海スラブの脱水不安定、‘asperity’分布の同定等に様々な知見が得られることが期待できる。

b) 主要な構造線に付随する反射面

中央構造線あるいは四万十南帯と北帯を画する御

坊-萩構造線に関しては、近傍の発震点(中央構造線についてはSP.7、御坊-萩構造線についてはSP.3)の浅層部においては北傾斜(20-25度)の反射波群が確認されている(藤原，2006)。今回の高分解能解析結果では内帯部分においては、深度15-30 kmで北傾斜の反射波群が、また、外帯部分においては深度11-22 kmで同様に北傾斜の反射波列が地殻中部から下部まで見出された。しかしながら、これらの反射波群と中央構造線あるいは御坊-萩構造線との対応関係を、広域発震データのみから議論することは性急である。

c) 西南日本内帯における地殻構造

今回の高分解能解析によって、(西南日本)内帯の丹波帯に被覆されている地域における反射面の抽出が可能になった。この地域においては(西南日本)外帯部分と対比して、相対的に下部地殻が‘Reflective’である。過去に奥羽脊梁山地及び関東山地を横断する深部プロファイリングにおいて、大陸地殻の地殻最下部近傍で見られる‘laminated structure’に類似した反射パターンが見出されているが、新宮-舞鶴測線における内帯地域の下部地殻では傾斜を伴った反射波群が卓越していることが特徴的である。

3.3 地震波速度構造と地震活動

Fig. 9およびFig.11には得られた地震波速度構造および反射断面に震源分布を重ねて示した。地震のデータは、気象庁一元化カタログから測線に沿う幅20 kmの範囲内の震源を用いた。赤い点は、同カタログ

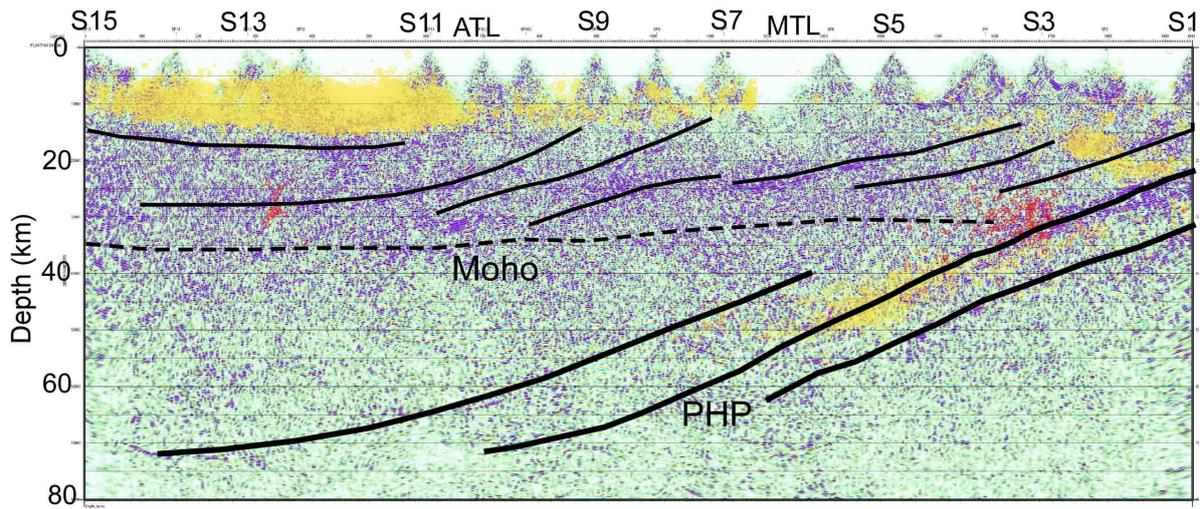


Fig. 11 Major reflections on depth reflection section along the Shingu-Maizuru line with earthquakes within 20 km from the line. Earthquakes are taken from the unified hypocenter data by JMA from October 1997- December 2005.

の低周波地震を示している。浅い地震活動は近畿地方北部の丹波地方に顕著で、深さ5-6 kmから16 km程度に集中している。それに対し、近畿地方中部、南部では浅い地震活動はほとんど見られない。近畿地方北部の地震波速度構造と地震活動を比較したところ、近畿地方北部の地震発生層の上下に速度境界層が存在し、地震波速度が5.8~6.3 km/sの層に集中することが分かった。近畿地方北部で実施された他の測線でも、地震活動は6 km/sの層に集中する(廣瀬・伊藤, 2006)。地震発生層の地震波速度がどの地域でも一定かどうか調査すること、つまり地震発生層の物性を調べることは、破壊現象として地震発生メカニズムを考える上で非常に重要であると思われる。Iidaka et al. (2003)によると、東海~中部地方でも深さ5 km前後と17 km前後に速度構造の境界が存在し、地震波速度は6.0~6.4 km/sであり、研究の結果と調和的であった。

沈み込んだフィリピン海プレート内部や周辺にも、多数の地震が発生している。海洋性モホの下、マントル内で多数の地震が発生している。これらは、マントル地震と呼ばれ、古くからその存在が知られてきた(木村・岡野, 1994)。本研究の結果からは、海洋性地殻内では普通の地震がほとんど発生しておらず、低周波地震がマントルウェッジ~海洋プレートの地殻内で発生しているように見える(Fig.11)。このような深部で発生する地震活動の特徴を議論するには、この速度構造を用いた震源の再決定や、フィリピン海プレート内部の不均質構造などをより詳細に把握する必要がある。プレート上部付近で発生する低周波地震の発生メカニズムを解明することは、プレートの沈み込みプロセスを理解する上で非常に重

要であり、プレート間巨大地震発生の予測においても重要であると思われる。

4. 結論

以下に、解析により明らかにされた点を列記する。

- 1) 2004年大阪-鈴鹿測線における大阪測線と同一パラメータによる再解析を実施した結果、各マーカー層(火山灰層等)について詳細な対比解釈が可能となった。
- 2) 重合前イメージングによる再解析によって、有馬-高槻構造線に対応する地溝帯の詳細構造が明瞭となった。
- 3) 広角部分の重合処理を高精度の速度スキャン及び有効オフセットスキャンを通じて実施することにより、重合記録全体を高分解能及び高精度化することができ、下記のことが明らかになった。
 - a) フィリピン海プレート内における反射面の識別が可能となった。
 - b) 主要な構造線に付随すると思われる反射面が明らかになった。
 - c) 丹波帯直下の反射面が識別可能になった。
- 4) 屈折法走時解析により測線に沿った地震波速度構造を求め、得られた速度構造と、地震活動や地質構造との比較検討を行った結果、以下のことが分かった。
 - a) 近畿地方北部で発生する陸域の浅い地震活動は、地震波速度が5.8~6.3 km/sの層に集中して発生する。これは、近畿北部の他の測線の結果や、東海~中部地方の結果とも調和的である。
 - b) 沈み込むフィリピン海プレートでは、海洋性

のモホ面の下、マントル内で、多くの地震が発生している。

c) フィリピン海プレートの沈み込みに関連すると思われる低周波地震は、プレート上面～プレートの地殻内、陸のモホ面と接する付近で発生している。

d) 得られた速度構造と地質構造、活断層の比較を行ったところ、地震波速度と地質、地質境界と構造線には、明瞭な相関が見られた。

5. おわりに

5年間にわたって実施された大大特による地下構造調査は、近畿地方では実質的に3年間実施され、上記のように多くの成果を得た。また、蓄積されたデータは解析中のものもあり、今後成果が発表されることが期待される。また、データは広く利用されるようにファイルされ、研究者などの求めに応じて提供されるようにアーカイブされている。

このような構造調査は、強震動の予測の基礎として利用される以外に、地震発生過程の解明のために大きな役割を果たすことがわかっている。さらに、その基礎としての日本列島の構造発達史の研究にも基礎的な資料を提供する。今後、同様な列島規模での構造調査がなされ、地下構造の精密化が面的に成されることが期待される。

謝 辞

地震波速度構造の解析には爆破地震動研究グループが長期間にわたって、蓄積してきた貴重なデータを全面的に利用させていただいた。関係者各位に深くお礼申し上げます。大大特の実施には多くの研究者、行政組織の関係者、事務関係者および技術室にお世話になった。編集委員からは原稿の不十分な点を指摘いただいた。これらの方々に深く感謝します。地震の震源は気象庁の一元化震源を使用しました。また、作図の一部にはGMT(Wessel and Smith,1991)を用いました。

参考文献

伊藤 潔・佐藤比呂志*・梅田康弘・松村一男・澁谷拓郎・廣瀬一聖・上野友岳・森下可奈子・伊藤谷生・平田 直*・川中 卓・黒田 徹、阿部 進・須田茂幸・斎藤秀雄・井川 猛、(2005)：近畿圏における大大特プロジェクト I の地下構造調査，京都大学防災研究所年報，48B，243-258。
大阪府 (2003)：平成15年度 地震関係基礎調査交付

金、「大阪平野の地下構造調査」成果報告書。
木村昌三・岡野健之助 (1994)：四国中・西部におけるマントル地震の震源分布の特徴，地震 2，第47巻，pp.11-19。
蔵下英司・徳永雅子・平田直・岩崎貴哉・小平秀一・金田義行・伊藤 潔・西田良平・木村昌三・井川 猛 (2002)：四国東部地域における地殻及び最上部マントルの地震波速度構造と沈み込むフィリピン海プレートの形状，地震 2，第54巻，pp. 489-505。
戸田茂・川崎慎治・竹村恵二・岡田篤正 (1995)：反射法地震探査の断面に見られる有馬-高槻構造線に沿う地溝帯，地震2，第48巻，pp. 511-520。
廣瀬一聖・伊藤 潔 (2006)：広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定，京都大学防災研究所年報，49B，307-321，CD-ROM。
廣瀬一聖・伊藤 潔 (2007)：人工地震を用いた地殻構造探査による近畿地方のP波速度構造，京都大学防災研究所年報，50B，(投稿中)。
藤原 明 (2006)：反射法地震探査による近畿地方深部地殻構造の解明，千葉大学大学院自然科学研究科修士論文。
Iidaka, T., T. Iwasaki, T. Takeda, T. Moriya, I. Umakawa, E. Kurashimo, T. Kawamura, F. Yamazaki, K. Koike, and G. Aoki (2003): Configuration of subducting Philippine Sea plate and crustal structure in the central Japan region, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 30, No. 5, 1219, doi:10.1029/2002GL016517.
Nakanishi, A., N. Takahashi, J. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki, and M. Nakamura (2002) : Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, VOL.107, No.B1, 2007, 10.1029/2001JB000424.
Wessel, P. and W. H. F. Smith (1991): Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, 72, 441.
Zelt, C.A. and R.B. Smith (1992) : Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. int.*, Vol. 108, pp. 16-34.

Crust and Upper Mantle Structure and Seismic Activity in the Kinki District, Japan

Kiyoshi ITO, Issei HIROSE, Takuo SHIBUTANI, Hiroshi KATAO, Yasuhiro UMEDA, Hiroshi SATO*,
Naoshi HIRATA* Tanio ITO**, Susumu ABE***, Taku KAWANAKA*** and Takeshi IKAWA***

* Earthquake Research Institute, Kyoto University

** School of Science, Chiba University

*** JGI

Synopsis

Results of the seismic surveys under the Special Project for Strong Motion Evaluation in Urban Areas are reported, with special reference to the relationship between subsurface structures and seismic activities. The re-analyses of the surveys in 2004 revealed a clear image of the subducting Philippine Sea plate as well as the reflectors in the middle and lower crust as well as velocity structures along the Shingu-Maizuru Line. The shallow structure for active faults, such as the Arima-Takatsuki Tectonic Line and Uemachi fault are also obtained in the middle Kinki district.

Keywords: seismic velocity structure, Kinki district, seismic activity, seismic reflector, strong motion evaluation, Philippine Sea plate