

新しい散乱重合法に基づく深部地殻構造マッピング
—西南日本弧における広角反射法データへの適用とその結果解釈—

武田哲也*

Improved Mapping Method for Deep Crustal Imaging - Application to Wide-angle Reflection Data in the Southwest Japan Arc and its Interpretation -

Tetsuya TAKEDA

Solid Earth Research Group,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan
ttakeda@bosai.go.jp

Abstract

Wide-angle reflection data often show remarkable reflections from the deep crust. In order to obtain new images of crustal inhomogeneity beneath the southwest Japan arc, I propose an improved mapping method designed for sparse wide-angle reflection data. The method, an improved form of the Common Scatter-Point (CSP) stacking method, has the advantages of both the Common Mid-Point (CMP) and CSP stacking methods, which means that it can add a migration effect to the CMP method, and has less of the ghost curves that results from the CSP method. When applied to two sets of wide-angle reflection data (the 1988 Kawachinagano-Kiwa profile and the 1989 Fujihashi-Kamigori profile), the method provided clear images of the subducting Philippine Sea plate and the island-arc's lower crust. The main results are as follows: (1) Intra-plate seismic activity is concentrated within the oceanic mantle, which suggests that the oceanic mantle may be subject to dehydration embrittlement; and (2) The lower crust beneath the southwest Japan arc has strong inhomogeneity, with a wavelength ranging from several to a dozen kilometers, which may result from crustal reconstruction due to igneous activity that has occurred since the Cretaceous.

Key words : Common Scatter-Point (CSP) stacking method, Wide-angle reflection, The 1988 Kawachinagano-Kiwa profile, The 1989 Fujihashi-Kamigori profile, The Philippine Sea plate

1. はじめに

1.1 大陸地殻構造探査の現状

大陸地殻では、1980年代よりCOCORP(例えばBrown, 1991)やLithoprobe(例えばCook *et al.*, 1992)といった大規模プロジェクトのもと高密度の深部地殻構造探査が実施されるようになった。探査には大量の機材が投入され、密な受振点と発震点を配置した観測を実現して大量のデータが取得されるようになった。高密度観測により浅部構造探査や石油探査などに使用していた反射法解析の導入を可能にし、それまで漠然としか捉えられなかった地殻深部の構造を『視覚的』にマッピングすることに成功した。その結果、透明な上部地殻とは対照的に薄層(laminate)構造を形成する下部地殻の発見があった(例え

ばAllmendinger *et al.*, 1986)。また、屈折法解析によって推定されたMoho面は、連続的で単純な速度不連続境界であるとそれまで考えられてきたが、実際に得られた反射断面図ではMoho面の連続性は区分的にしか存在しておらず、Moho面は3-5kmの幅をもった複雑な境界であることが明らかとなった(例えばHale and Thompson, 1982)。このように、反射法解析によって従来知り得なかった地殻深部の微細構造が推定できるようになり、大陸地殻の特徴や進化を理解する上で多大な貢献をした。

1.2 島弧地殻構造探査の現状

一方、島弧地殻から構成される日本では、爆破地震動研究グループによって広角反射法(屈折法)探査が中心に行われてきた(例えば、爆破地震動研究グループ, 1985,

*独立行政法人 防災科学技術研究所 固体地球研究部門

1999). 彼らはそれらの探査結果から、例えば中部日本における糸魚川-静岡構造線下に、数 km を超える上下方向の基盤の食い違いを持つ東傾斜の逆断層構造を明らかにし (Ikami *et al.*, 1986, Takeda *et al.*, 2004), その下部地殻には強い不均質性があることを示した (武田, 1997). また太平洋プレートの沈み込みにより形成された島弧である東北日本では、上部マントルを伝わる波 (Pn) から確認される Moho 面の深さは大きく変化しており、火山フロントよりも前弧側では 32-35km ともっとも深い、背弧側では 27km と浅くなっており、背弧拡大に伴って地殻が薄化している証拠を示した (Iwasaki *et al.*, 2001). しかしながら、これらの結果は、主として P 波・S 波やその反射波等の走時を使用した屈折法解析に依っている。屈折法解析による速度構造から、地殻構造のアウトラインを掴むことはできるが、垂直方向の地殻の不均質性や Moho 面の形状や性質といった微細な地殻構造についての議論は難しい。近年の淡路島における TASP (Sato *et al.*, 1998) や東北日本横断合同観測 (Iwasaki *et al.*, 1999) などの計画では、いまや陸上震源の主力であり震源波形操作・地震波エネルギー調整や連続発震が可能なバイブレーター震源 Vibroseis® を投入して、Lithoprobe などの大陸地殻構造探査と同程度の高密度観測が可能となった。その結果、例えば、東北日本の脊梁山地では、両脇の逆断層によって押し上げられる pop-up 構造が形成されていることが確認された (平田ほか, 1999). 但し、島弧における構造探査では一般的に地動ノイズが大きく、また地震波の減衰も強い、ダイナマイトに比べてエネルギーの小さい Vibroseis® では Moho 面に達するほど深部までの地殻構造の推定は一般に困難である。

1.3 広角反射法データへの反射法解析の導入

広角反射法データを使って波動場全体を反射法的にマッピングする研究は、これまでに Chang *et al.* (1989) や Zelt *et al.* (1998) などにより報告されている。Chang *et al.* (1989) は、南西オクラホマにおいて取得された広角反射法データに重合前有限差分マイグレーション法を適用したが、発震点密度が小さいことによる適用限界を主張している。Zelt *et al.* (1998) は、synthetic の波形データを作成して OBH (Ocean-Bottom Hydrophone) 観測のデータ解析を模したテストを実施し、広角反射法データへの重合前キルヒホッフ深度マイグレーション法の適用可能性を検証した。その結果、広角反射波を用いて深部のイメージをマッピングすることは可能であるが、OBH 間隔は 2km 以内で、計算に用いる速度構造モデルの速度誤差は 4% 以内でなければならないと指摘している。日本におけるこのような研究は、吉井 (1991) や Matsu'ura *et al.* (1991) を除いてほとんどない。吉井 (1991) は基本的な反射法解析法である CMP 重合法を用いてマッピングしており、これにより紀伊半島下の下部地殻に存在する北傾斜の反射面や沈み込むフィリピン海プレートの上面を捉えることに成功した。しかし、観測点密度が低いことに加えて CMP 重合法による解析を用いたため、連続性がはっきりとしない反射面からは、フィリピン海プレートの形状や位置

などについての詳細な議論をすることが難しかった。

また手法に関しては、従来の反射法の解析手法は、受振点間隔が 100m 以下の高密度観測のデータを対象としており、観測点密度の低い広角反射法データへの適用は想定していない。そのため、上記の研究における適用限界は単にデータだけの問題ではなく、手法自体にも問題があると言える。松島 (1999) は、反射法解析手法の一つである散乱重合法を用いた反射法地震探査の高精度化に関してまとめている。その中で彼は、水平反射面を仮定した場合に、その鏡面反射波の反射角を中心とする任意の散乱角範囲内のトレースのみを重合することにより、S/N 比を向上させることに成功している。この場合、フレネルゾーンに含まれるトレースのみを重合するときに S/N 比が最大となる。但し、この手法は高密度 (1 ~ 100m 間隔) に発震点および受振点を配置した坑井間地震探査データへの適用を想定しているため、隣接する観測点の波形の相関が悪い疎密なデータへの適用は考慮されていない。また、広角反射波を使用する際に問題となる波形のストレッチング効果に関して言及されていない。広角反射法データに反射法解析を導入するためには、広角反射法データの特徴に特化した手法の開発が必要である。

1.4 本研究の目的

爆破地震動研究グループによる広角反射法探査ではエネルギーの大きい大薬量のダイナマイト震源を使用しているため、地殻深部からの反射波をも観測することができる。実際に波形記録を眺めると、地殻深部からの振幅の大きい広角反射波を確認することができる (図 1.1)。反射法解析は現在もっとも高解像度なイメージを提供する手法であり、Moho 面の形状や下部地殻の不均質構造を議論する上で反射法解析は必要不可欠である。

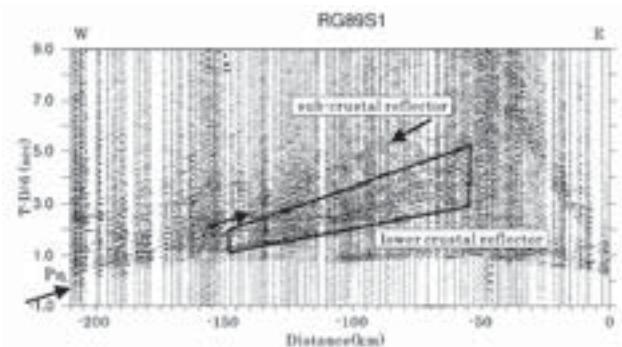


図 1.1 爆破地震動観測グループによる屈折法探査の観測波形例 (1989 年藤橋 - 上郡測線 S-1)。地殻深部からの広角反射波を確認できる (四角で囲まれた領域)。記録は 6km/sec で reduce してある。

Fig. 1.1 Example of the record section of the refraction survey (the 1989 Fujihashi-Kamigori profile) conducted by the Research Group for Explosion Seismology (RGES). The reduction velocity is 6km/sec. Wide-angle reflections from the crustal lower part are identified in the area enclosed by the trapezoid.

そこで本研究では、広角反射波を用いて波動場全体をマッピングすることにより、島弧における深部地殻構造を『視覚的』に捉えることを試みる。しかし、前述のように従来の手法では疎密な広角反射法データを使用して深部地殻構造をマッピングすることは難しい。そこで本研究では、広角反射法データに適用可能な新しいマッピング手法を開発する。そして、実際に観測された2セットの広角反射法データに適用し、そこで得られるイメージから島弧下に沈み込むフィリピン海プレートの位置や形状について明らかにする。また、異なるテクトニック環境下における下部地殻の不均質性や Moho 面の特徴に関する新しい知見を得ることを目的とする。

2. 新しい手法開発

2.1 手法開発にあたって

最初に広角反射法データの特徴について説明する。従来の日本での広角反射法探査の仕様は、反射法解析までの処理を想定した Lithoprobe 計画の構造探査の仕様と比較すると発震点・受振点密度は小さい。一例として、Lithoprobe 計画における南中央カナディアン山系における大陸深部構造探査 (Cook *et al.*, 1992) と爆破地震動研究グループによる日本の中部・近畿地方における島弧地殻構造探査 (爆破地震動研究グループ, 1995) の仕様を表 2.1 に示す。島弧地殻構造探査は大陸深部構造探査に対して、受振点間隔は 1/30、発震点間隔は 1/500 であり、得られるデータの量的格差は否めない。島弧地殻構造探査のデータを用いて反射法解析を行う場合は、観測点間隔が大きいため (平均 1.5km)、一般に隣接するトレースとの反射波の相関は悪い。そのため、反射波の位相が揃わず、マッピングしても連続する反射面の再現は難しい。また、震源は全てダイナマイト震源であるため、発震点の震源波形やそのエネルギーの地震波変換効率は毎回異なり、それらを制御することは難しい。そのため異なる発震点のデータを重合処理するには注意が必要である。

だが、有利な点もある。まず震源が全てダイナマイト発破であるので、パイロサイスのような他の制御震源よりもエネルギーが大きく、地殻深部の探査には極めて有効である。また、もともと屈折法による速度構造推定を目的とした探査であるため測線長が長く設定してあり (150-200km)、マントルをはじめ地殻深部を通る屈折波から、地殻深部までの速度構造を精度よく推定することが可能である。反射法解析で速度構造を求めるには、一般に速度解析を行う。速度解析とは、水平多層構造の場合の反射波走時が近似的に双曲線を描く性質を利用して、様々な速度のもとで後述のゼロオフセット走時記録を作成し足し合わせたときに、もっとも反射波の振幅が強く現れたものをその深さの速度とするものである。しかし、この方法を不均質性の強い島弧のデータに適用する場合、実際の反射波走時が双曲線から大きく外れるため、速度解析することは難しい。それに対して、広角反射法データでは、屈折法解析によって実際に走時計算を行い、速度構造を求めているため、より正確な速度構造を知るこ

表 2.1 Lithoprobe 計画による Southern Canadian Cordellera における大陸深部構造探査 (Cook *et al.*, 1992) と爆破地震動研究グループによる藤橋-上郡測線における広角反射法探査 (爆破地震動研究グループ, 1995) との仕様比較

Table 2.1 Specification comparison between a continental deep seismic survey of the Southern Canadian Cordellera (Cook *et al.*, 1992) from the Lithoprobe project, and a wide-angle reflection/refraction survey from the 1989 Fujihashi-Kamigori profile (Research Group for Explosion Seismology, 1995).

	Southern Canadian Cordellera	Fujihashi-Kamigori
Source type	Vibroseis	Dynamite
Source interval	100m	70km
Receiver interval	50m	1.5km

とができる。これは後のマイグレーション処理の際、正しく地下構造をマッピングするために大変重要である。

続いて、もっとも伝統的な手法である CMP 重合法とマイグレーション手法の一つである散乱重合法について紹介する。この2つの代表的なマッピング手法を例にとり、それらの手法の原理とその問題点を理解した上で、新しい手法開発に取り組むことにする。

2.2 CMP 重合法

2.2.1 CMP 重合法の原理

原理を説明するために、図 2.1 (a) で示すような地下に水平な反射面がある水平 2 層構造を仮定し、地表には発震点と受振点が設置されている場合を考える。図中の番号を振ってある発震点と受振点の組み合わせにおいて、各発震点から出た波が地下の反射面で反射して対となる受振点に到着するとき、各組み合わせにおいてその反射点は一致する。これを共通反射点と呼ぶ。CMP とは、Common MidPoint の略で共通反射点の意である。このときの観測記録は図 2.1 (b) のようになり、反射波走時は双曲線を描く。これらの観測記録をあたかも共通反射点直上の地表の同一点で発震と受振をしたかのように変換することを NMO 補正と呼ぶ。NMO 補正により反射波は位相が揃って横一列に並び、このときの補正された記録をゼロオフセット走時記録と呼ぶ。そして同じ CMP をもつゼロオフセット走時記録を足し合わせることで、反射波は強調される。この足し合わせのことを CMP 重合と呼ぶ。一方、双曲線を描かない他の波 (例えば、直達 P 波や S 波, multiple, 表面波など) は、NMO 補正によって横一列に位相が揃わないために足し合わせても強調されることはない。ランダムノイズも相殺され、足し合わせた数 (重合数) n に応じて、S/N 比は $n^{1/2}$ 倍となる。そして、この操作を全て CMP で行うことにより、比較的簡便に地下のイメージを得ることができる。この手法の利点は、データ数が少ない場合でも後述するマイグレーション処理のようなイメージの劣化を引き起こさないことである。水平方向の速度構造変化が大きくない構造の場合には、かなり正

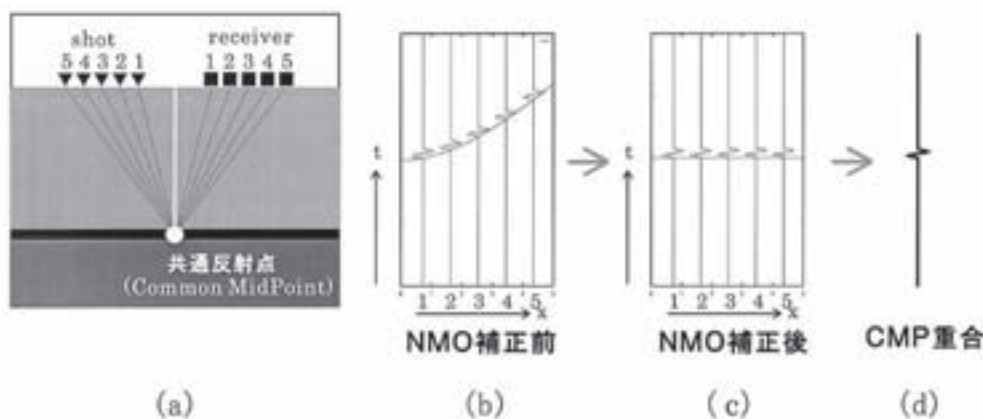


図 2.1 CMP 重合法の概要. (a) 水平 2 層モデル (三角は発震点, 四角は受振点), (b) NMO 補正前の観測波形, (c) NMO 補正後の観測波形, (d) CMP 重合後のゼロオフセット走時記録

Fig. 2.1 Scheme of the Common Mid-Point (CMP) stacking method. (a) Simple model with a single horizontal reflector (triangles and squares indicate shot points and receivers, respectively) (b) Before NMO correction (c) After NMO correction (d) CMP stacking after NMO correction.

確なマッピングが可能である.

2.2.2 CMP 重合法の問題点

CMP 重合法では, 1) 反射面が水平である, 2) 水平方向に速度変化はほとんどないことを前提としている. そのため, 傾斜の小さい反射面の場合にはかなり正確にマッピングできるが, 急傾斜をもつ反射面がある場合や水平方向に大きな不均質がある場合には, 正しい位置にマッピングできないという欠点がある. したがって, 島弧のように複雑なテクトニック環境のため水平方向の速度変化が大きい地域に CMP 重合法をそのまま適用することには問題がある.

通常 CMP 重合後には, 傾斜のある反射面を正しい位置に戻すマイグレーション処理を必要とする. マイグレーション処理により, 見かけ上の反射面の重なりなども解消され, 明瞭な構造形態を示す. 反射面の傾斜角が大きな場合や不均質の程度が大きな場合では CMP 重合による S/N 比向上の効果が見込めないため, 最近では CMP 重合をせずにそのままマイグレーションするといった重合前マイグレーションが主流となってきた. 重合前マイグレーションの計算は大変時間がかかるものであるが, めざましい計算機性能の向上により実用可能となった. 次節ではこの重合前マイグレーションの一つである散乱重合法について述べる.

2.3 散乱重合法

2.3.1 散乱重合法原理

散乱重合法では, 受振点にて観測される波形の振幅はあらゆる方向から等方一次散乱として散乱してきた波の重ね合わせであると仮定し, その散乱点として考えられる場所全てに振幅を振り分ける. 例えば, 図 2.2 のように, 地表に一組の発震点と受振点がある場合を考える. まず発震点にて時刻 $t=0$ に発震して, それを受振点で記録したとする. このとき, この記録上の時刻 $t=t_0$ に到達したシグナルは, この発震点と受振点で作る $t=t_0$ の散乱波等走時曲線上のいずれかの点から伝播してきたものとする. ち

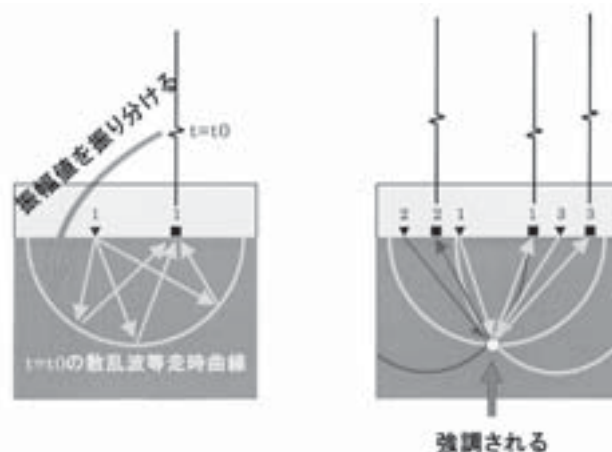


図 2.2 散乱重合法の概要. 等散乱波走時曲線上へ観測波形の振幅を振り分ける (左). 振幅を振り分けた後, 重合することにより散乱点が強調される (右).

Fig. 2.2 Scheme of the Common Scatter-Point (CSP) stacking method. Amplitudes are allocated on the isochrone of the scatter traveltime (left). The scatter point is emphasized after the allocated amplitudes are stacked (right).

なみに, 速度一定の場合, この散乱波等走時曲線は発震点と受振点を焦点とする楕円 (3 次元の場合は回転楕円体) となる. その等走時曲線上に時刻 $t=t_0$ に記録された振幅値を均等に振り分け, この操作を記録された全ての時刻で行う. この一連の操作を他の全ての発震点と受振点の組み合わせでも同様に行い, その得られた結果を全て足し合わせるにより, 真の散乱点だけが強調されてくる. この手法では速度構造に不均質のある場合でも, 傾斜の大きな反射面などを正しい位置にマッピングすることが可能である. この散乱重合法を適用する際には, 前準備として散乱波走時場の計算が必要である. この計算の方法については 2.4.3 項において説明する.

表 2.2 CMP 重合法と散乱重合法との比較

Table 2.2 Comparison between Common Mid-Point (CMP) and Common Scatter-Point (CSP) stacking methods.

	CMP重合法	散乱重合法
Migration効果	×	○
観測密度の低いデータ	△	×
構造に水平方向の不均質がある	×	○ (詳細な速度構造が必要)
計算時間	○	×

2.3.2 散乱重合法の問題点

散乱重合法では、マッピングされる地下のイメージは使用する速度構造にかなり敏感である。そのため真の速度構造に近いモデルを他の手法によってあらかじめ推定しておく必要がある。更に重大な問題として、重合数が少ない場合には重合によって真の散乱点が強調されないため、円弧状に現れるゴーストを軽減することができずにイメージの劣化が生じてしまう。本研究で使用する広角反射法データにおける受振点間隔は 0.5-2km と粗く、特に発震点数が圧倒的に不足している。このような粗い密度の観測の場合には重合数は大きく不足し、この散乱重合法を適用することは不適当である。

2.4 新しい散乱重合法

2.4.1 新手法開発の方向性

これまでの議論を踏まえて、2つの手法の特徴を表 2.2 にまとめた。散乱重合法では、不均質構造には比較的強く、マイグレーションの効果が期待できるが、観測密度の不足がイメージ劣化を引き起こす問題がある。またマッピング時に正確な速度構造も必要となる。一方 CMP 重合法では、散乱重合法における円弧状のゴーストは生じないが、水平方向に不均質がある場合に、正しい位置にマッピングされないといった問題がある。そこで、疎密な観測データや島弧のような不均質性の強い構造をもつ地域で観測されたデータを扱う場合を想定し、散乱重合法と CMP 重合法の両手法の欠点を補いながら、それらの持つ利点を最大限活用できるような手法を開発することにする。

2.4.2 新しい散乱重合法の原理

散乱重合法の欠点である手法に伴う円弧状のゴーストの原因は、散乱波等走時曲線上に記録波形の振幅を振り分ける際に、真の散乱点以外の領域まで万遍なく振幅値を与えることにある。それに対して新しい散乱重合法では、従来のように振幅を等走時曲線全体に振り分けるのではなく、この振幅の振り分け時に以下の重み関数を用いることにした (図 2.3)。

受振点で観測された地震記象におけるある時刻 ($t=t_0$) の振幅を等走時曲線上に振り分ける場合、

$$\frac{|A|\cos^2(\theta \cdot F) \cdot G}{L} dl \quad (0 \leq |\theta \cdot F| \leq \pi/2 \text{ のとき}) \quad (1)$$

$$0 \quad (|\theta \cdot F| > \pi/2 \text{ のとき})$$

とする。ここで A は $t=t_0$ での振幅値、 θ は散乱角の二等分線の鉛直方向からの角度、 G は幾何減衰補正項、 L は $t=t_0$

新しい散乱重合法

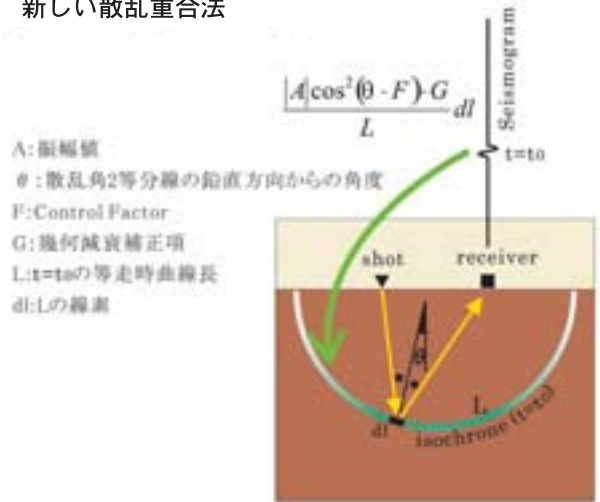


図 2.3 新しい散乱重合法の概要 (I)。散乱波等走時曲線上に重み関数を用いて振幅を振り分ける場合の概念図

Fig. 2.3 Scheme of the improved mapping method. Amplitudes are allocated on the isochrone of the scatter traveltime using a weighting function.

の散乱波等走時曲線長、 dl はその等走時曲線の線素である。また、 0 から ∞ までの値をとる F という control factor を導入する。これに関しては後で詳しく説明する。

まず重み関数について考える。この重み関数の導入により、これまで等走時曲線の全体に一律に振り分けていた振幅を、 θ の関数で重み付けして振り分けることになる。control factor を固定した場合には、 θ の値の小さくなる等走時曲線の中央に振幅を集中させ、中心から離れた θ の値が大きくなる場所では振幅を小さくする作用をする。そして、 $|\theta \cdot F| > \pi/2$ になると重み関数は 0 となり振幅値は振り分けられない。ここで重要な役割を担うのが、先程導入した control factor である。これまでは振幅を振り分けられる θ の範囲は $0 \leq |\theta| \leq \pi/2$ であったが、control factor を導入することにより振幅が振り分けられる θ の範囲は制限を受けることになる。control factor の値が大きくなると振幅が振り分けられる $|\theta|$ の有効範囲は狭まり、 F の値が小さいと $|\theta|$ の有効範囲は広がる。

control factor の導入による効果を調べるため F が極限の値をとる場合を考えてみる (図 2.4)。 $F \rightarrow \infty$ にすると、 θ の有効範囲が極めて狭まり $\theta = 0$ 付近にのみ振幅が振り分けられることになる。反対に $F \rightarrow 0$ にすると、 $0 \leq |\theta| \leq \pi/2$ となり等走時曲線全体に振幅を振り分けることになる。これは control factor を変化させることにより、 $F \rightarrow \infty$ の場合には CMP 重合法と (但し、正しくは CMP 重合法に深度変換の操作も含まれている)、 $F \rightarrow 0$ の場合には従来の散乱重合法と等価な処理になることを示している。このように、control factor を操作することだけで CMP 重合法と散乱重合法の両手法が実現できる。さらにこの手法の最大のメリットは、control factor を変化させることにより、この両手法の中間的な処理ができることである。つまり

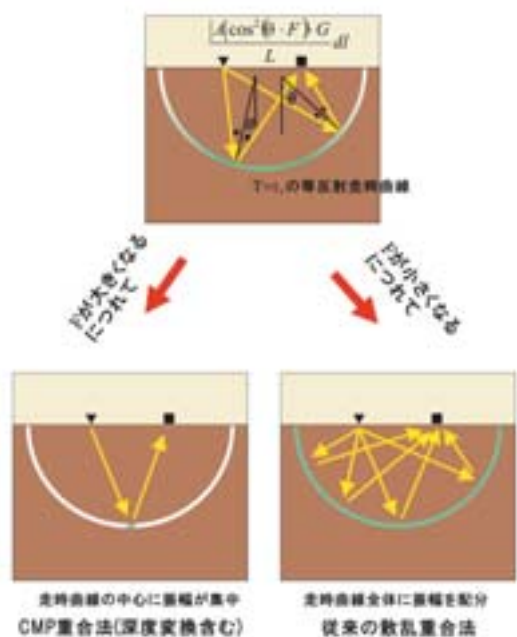


図 2.4 新しい散乱重合法の概要 (II). control factor の値が極限をとる場合の概念図. control factor が大きくなるにつれて CMP 重合法に近付き, 小さくなるにつれて散乱重合法に近づく.

Fig. 2.4 Schematic diagrams of the control factor's effect. The improved mapping method comes close to the CMP stacking method as the control factor increases, and it comes close to the CSP stacking method as the control factor decreases.

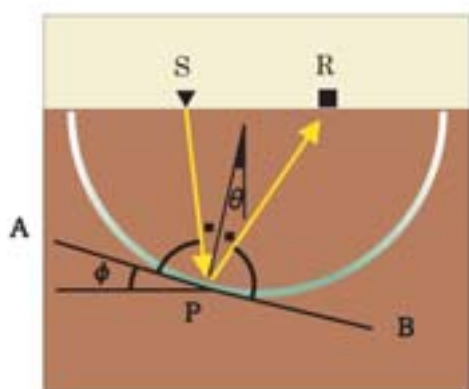


図 2.5 散乱点 P における散乱角 2 等分線の鉛直方向からの角度 θ と散乱点 P における等走時曲線との接線 AB の水平からの傾き ϕ との関係

Fig. 2.5 Geometry of the angles θ and ϕ . θ is an angle between the normal line and the bisector of the scatter angle at the scatter point P. ϕ is an angle between the horizontal line and the tangent at P.

CMP 重合法にマイグレーション効果を追加したり, 逆に散乱重合法の円弧状のゴーストを軽減したりすることが可能となる.

ここで θ についてももう少し追究することにする. θ は散乱角 2 等分線の鉛直方向からの角度である. このとき, 図 2.5 のように等走時曲線の散乱点での接線 AB を考えた場合, 散乱波等走時曲線が楕円で近似できるとすると,

$$\angle SPA = \angle RPB \quad (2)$$

となる. よって接線の水平方向からの傾きを ϕ とすると,

$$\theta = \phi \quad (3)$$

が成立する.

これは F によって θ が制限されると, 同時に ϕ まで制限されることを意味する. これまでは, 楕円全体に振幅を振り分けていたので, 勾配の大きな反射面を正しい位置にマッピングすることが可能であった. しかし ϕ が制限されるということは, ϕ の最大値より大きな傾斜を持つ反射面を正しい位置にマッピングできないことになる. つまり, control factor を大きくすることにより CMP 重合法に近付くが, それによって傾斜の大きな反射面ほど正しくマッピングされなくなり, マイグレーション効果が失われていく. このことは control factor を操作する際, 常に考慮しておかなければならない.

2.4.3 散乱走時場の計算

散乱重合法は計算時間のかかる方法である. その処理の中でも散乱波走時場の計算は全計算時間の中で大きなウェイトを占めており, これを軽減することは計算時間の大幅な節約となる.

散乱波走時マップの作成に関して, 図 2.6 を用いて説明をする. まず, 散乱波の走時 T_{SPR} は,

$$T_{SPR} = T_{SP} + T_{PR} \quad (4)$$

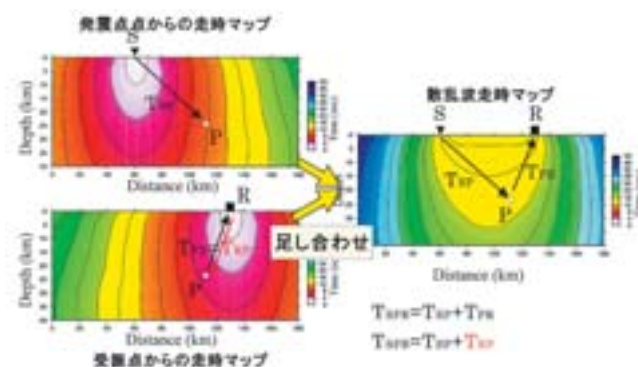


図 2.6 散乱波走時マップの作成の概要. 左上が発震点からの走時場. 左下が受振点からの走時場. 右が 2 つの走時場を足し合わせた散乱波走時場

Fig. 2.6 Scheme of making a scatter traveltime map. Maps of traveltime from a shot point (upper left) and from a receiver point (lower left). A scatter traveltime map is made from a summation of both the traveltime maps (right).

と表せる。ここで、 T_{SP} は発震点から散乱点までの走時、 T_{PR} は散乱点から受振点までの走時である。この散乱波走時を求める方法として主に2つの方法がある。波線追跡法による走時計算法と有限差分による走時計算法である(以下、それぞれ波線追跡法、有限差分法と呼ぶ)。波線追跡法により散乱波走時を求めるためには、計算するモデルの全グリッドに散乱点を仮定し、発震点から散乱点までの波線と散乱点から発震点までの波線を1本1本計算する必要がある。これは計算時間を大変要する手法であるだけでなく、高周波近似を仮定しているために速度構造の変化が著しい速度モデルによっては波線を見つけないことができず走時を計算できないシャドーゾーンが現れる場合がある。一方、有限差分法は一度の計算で発震点から計算する速度場全体の走時を一斉に求めることができる。それにより、波線追跡法の場合のように波線を計算できないシャドーゾーンが現れることもなく、速度場全体の走時を求めることが可能である。島弧という速度構造が複雑な地域に適用することを考慮すると、本手法では有限差分法を採用する。また実際の計算では Hole and Zelt (1995) による有限差分法のアルゴリズムを組み込んだプログラムを使用する。このプログラムは従来のものより高速かつ高精度で計算ができ、また速度変化が急な場合や速度コントラストが大きな場合でも安定して計算できる利点を持つ。

前述の有限差分法を採用するにあたり、一度に速度場全体の走時が計算できる利点を活かして、次のことを考える。

受振点から散乱点までの走時を T_{RP} とすると、

$$T_{RP} = T_{PR} \quad (5)$$

である。よって T_{SPR} は、

$$T_{SPR} = T_{SP} + T_{RP} \quad (6)$$

と表すことができる。

つまり、ある発震点と受振点について計算する場合、発震点からの走時場と受振点からの走時場をそれぞれ求めて、両者の足し合わせによって、容易に散乱波走時場を計算できる。

2.4.4 分解能

この項では、この手法の空間分解能について考察する。空間分解能には垂直分解能と水平分解能とがある。垂直分解能を2つの同極性のウェーブレットが分離できる限界であるとするならば、用いる波の波長を λ とすると、垂直分解能 r_v は、

$$r_v = \lambda/4 \quad (7)$$

となる。これは Rayleigh の 1/4 波長則と呼ばれる。

一方、水平分解能に関しては、その分解能に影響するいくつかの要素が挙げられ、(1) フレネルゾーン、(2) 受振点間隔、(3) control factor による振幅を振り分ける領域の広がり、等がある。まず(1)のフレネルゾーンの半径 r は、対象となる深さを z とすると、

$$r = \sqrt{z \cdot \lambda/2} \quad (8)$$

で与えられる。次に(2)の受振点間隔によって、分離可能な大きさは制限を受ける。その分離可能な大きさ s は、受振点間隔を in とすると、

$$s = 2 \times in \quad (9)$$

とされる。(3)の control factor による振幅を振り分ける領域の広がり d は、control factor の値を小さくすることによって大きくなり、それによって分解能が悪くなる。control factor によって振幅を振り分けられる θ の最大値を θ_{max} 、対象となる深さを z とすると、領域の広がり d は、

$$d = 2z \cdot \sin \theta_{max} \quad (10)$$

として、おおよそ見積もることができる。よって、これら3つの要素の中での最大値が水平分解能の限界であると考えられる。

2.4.5 手法のまとめ

新しい散乱重合法は、重み関数と control factor を導入することにより、これまで別の手法であった CMP 重合法と従来の散乱重合法の二つの手法を結び付けた。control factor を制御することにより、その両極限にある二つの手法はもちろん、その両手法が融和する中間の処理をも可能にした。この中間の処理では両手法の利点を兼ね備えており、これまでマッピングする時に支障のあった観測点密度が低いデータを扱う場合に、その効力を発揮できると期待される。そこで次章ではこの手法の有効性について数値計算をもとに検証する。

3. テスト

3.1 テストにあたって

ここでは、本手法について以下の項目をチェックするために理論波形によるテストを行った。チェック項目は、1) ストレッチング効果による影響、2) ヘッドウェーブによる影響、3) control factor の効果(ノイズがない場合)、4) control factor の効果(ノイズがある場合)の4項目である。1) では本手法におけるストレッチング効果の影響を確かめる。ストレッチング効果とは、NMO 補正時に震央距離(以下、オフセットと呼ぶ)が大きくなり、また初動に近い記録ほど、波形が引き延ばされる効果であり、大きく引き延ばされた波形をそのまま使用して CMP 重合をすると得られるイメージを劣化させる。本手法においても、ストレッチングの影響を十分に考慮しデータを取捨選択する必要がある。2) では、地下の速度の境界で速度の速い層を伝播するヘッドウェーブの影響について調べる。オフセットの大きい場合に有限差分法で走時場を計算すると、必要とする散乱波走時ではなく、それよりも早く到達するヘッドウェーブ走時を計算する場合がある。このヘッドウェーブを含む走時場を用いた場合、散乱点とは異なる場所にマッピングされる可能性がある。そのため、ヘッドウェーブを含む場合と含まない場合の走時場を計算し、その影響について検証する。3) では、今回導入した control factor

の有効性を検証する。この control factor の値を徐々に変化させることに伴い、イメージが散乱重合法から CMP 重合法へどのように変化していくのかをチェックし、その変化途中の両手法の中間に相当する処理ではどのような特徴があるのかを確認する。最後に 4) では、波形振幅と反射波走時にノイズとゆらぎを与えたデータに手法を適用する。実際に島弧では、観測されるデータのバックグラウンドノイズは高く、また疎密な観測では、隣接する観測点でも地表の影響が大きく異なっている場合が多い。そのような場合の本手法の有効性について検証する。

テストに使用したモデルは全て 250m グリッド間隔の 2 次元モデルである。散乱波走時の計算には有限差分法を用いた Hole and Zelt (1995) のプログラムを使用する。また synthetic 波形の計算には Zelt and Smith (1992) の波線追跡法のプログラムを用いており、波線追跡法に基づいて計算されたインパルス応答に震源波形を convolution して波形を作成している。使用する synthetic 波形は 100Hz サンプルングとし、震源波形には周波数 8.3Hz の 1 サイクルのサイン波を使用した。

3.2 ストレッチングの影響

最初にストレッチング効果について説明する。NMO 補正によるストレッチング効果の様子を図 3.1 に示す。(a) では水平多層構造を仮定したときと同じ CMP をもつ NMO 補正前のトレースを表す。ここでは、4 枚の水平な反射面を仮定した。この記録を NMO 補正したトレースが (b) である。この図からわかるように、オフセットが大きくなるにつれて、反射波のシグナル波形が引き伸ばされていく。また浅い反射面からの反射波ほどその引き伸ばされる割合が大きい。これがストレッチング効果である。この大きく引き伸ばされた記録を含めたまま重合すると、得られるイメージの劣化を招くことは明白である。このような劣化を防ぐ為、本研究では波形トレースの引き伸ばされる割合に上限を設けることにし、それを超える場合には重合しないこととした。この引き伸ばされる割合を、NMO 補正前と NMO 補正後の波形トレースの比で表す (以下、ストレッチング比と呼ぶ)。同じ波形トレース上でも時間軸に応じてストレッチング比は変化し、初動付近でもっとも大きく、それよりも後の時刻では徐々に小さくなり、100% に近づいていく。(c) と (d) は NMO 補正時に重合するか否かのストレッチ比の上限をそれぞれ 150% と 200% とした場合である。上限を設定することにより、(b) のような大きな波形の歪みはなくなる。この二つを比較すると 150% の方は波形の歪みは殆どないが、浅部からの反射波は大きく削除されて、使用可能なデータが少なくなっている。一方、200% の方は、150% のときよりもオフセットの大きいところでは波形の伸びが見られるが、使用できるデータ量は多くなり、例えばもっとも浅い層では 4 割増えている。つまり、ストレッチング比の上限を高く設定すれば歪みは大きくなるが、使用できるデータは増加する。

本手法の場合のストレッチング効果について、図 3.2 を用いて説明する。左の図はオフセットが小さい (70km) 場合の散乱波走時場を、右の図はオフセットが大きい

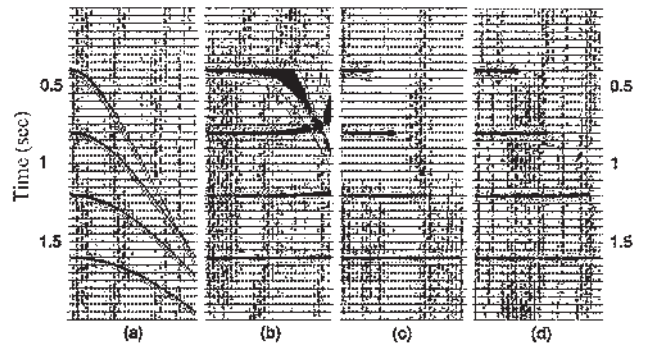


図 3.1 NMO 補正におけるストレッチング効果の影響。(a) NMO 補正前の波形記録, (b) ストレッチング比に上限を設けない場合, (c) ストレッチング比が上限 150% の場合, (d) ストレッチング比が上限 200% の場合. Yilmaz (2001) より引用

Fig. 3.1 Stretching effect caused by NMO correction (Yilmaz, 2001). (a) A synthetic CMP gather before NMO correction, (b) after NMO correction without stretch limits, (c) after muting using a stretch upper limit of 150 percent, and (d) after muting using a stretch upper limit of 200 percent.

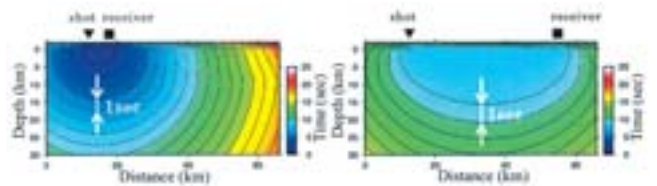


図 3.2 本手法におけるストレッチング効果の概要。左はオフセットが 70km の場合の散乱波走時場。右はオフセットが 140km の場合の散乱波走時場。等走時曲線間隔はオフセットが 140km の場合の方が大きい。

Fig. 3.2 Schematic diagrams of the stretching effect caused by the improved mapping method. Scatter traveltime maps show the cases in which the source-receiver offsets were 70km (left) and 140km (right). The case of 140km has an isochrone contour with a wider interval.

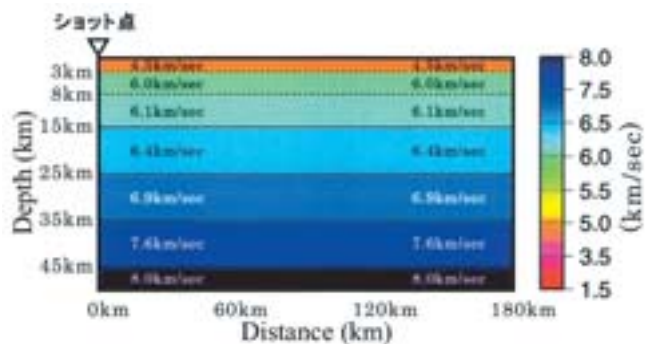


図 3.3 テストに使用した水平多層速度モデル
Fig. 3.3 Synthetic horizontal multi-layered model.

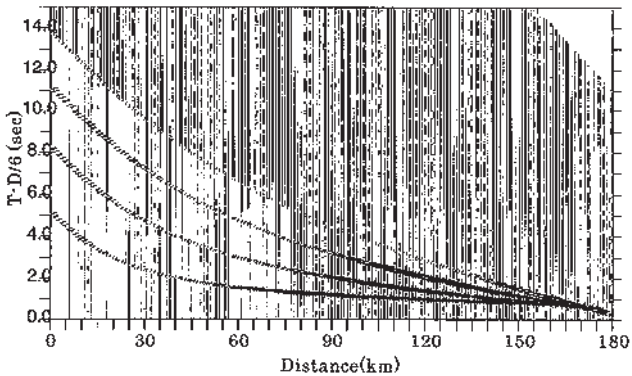


図 3.4 テストに使用した synthetic 波形. 6km/sec で reduce してある.

Fig. 3.4 Synthetic seismograms reduced by a velocity of 6km/sec.

(140km) 場合の散乱波走時場を表す. この走時場に対応して振幅値を振り分けているが, オフセットが大きくなると矢印で示すように同じ 1sec でも等走時曲線の間隔は広がる. これは NMO 補正時と同様に振り分ける振幅値が引き延ばし作用を受けていることを示す. 但し, NMO 補正の場合では 1 次元での引き延ばしであったが, 本手法では 2 次元 (もしくは 3 次元) となる. 以下では, 本手法のストレッチング効果の影響を確認し, 使用するデータについて適正なストレッチング比の上限を評価する.

使用する速度モデルは水平多層構造とし, 測線長 180km×深さ 50km の範囲で計算をする (図 3.3). 反射面は深さ 15km, 25km, 35km, 45km の位置に仮定し, それらの上下での速度コントラストは, 浅い方から 6.1→6.4km/sec, 6.4→6.9km/sec, 6.9→7.6km/sec, 7.6→8.0km/sec とした. ショット点は左端に 1 点のみで観測点は 1km 毎に 179 点設定した. この観測点間隔は, 1990 年代前半まで日本で行われていた実験の仕様とほぼ同等である. 上述のモデルに基づいて合成した波形を図 3.4 に示す. このレコードセクションには 4 枚の反射面からの明瞭な反射波を確認できる. この波形データに, 本手法を適用した結果を図 3.5 に示す. テストではストレッチング比の上限 150%, 170%, 180%, 190%, 200%, 210%, 250% の場合と制限を設け

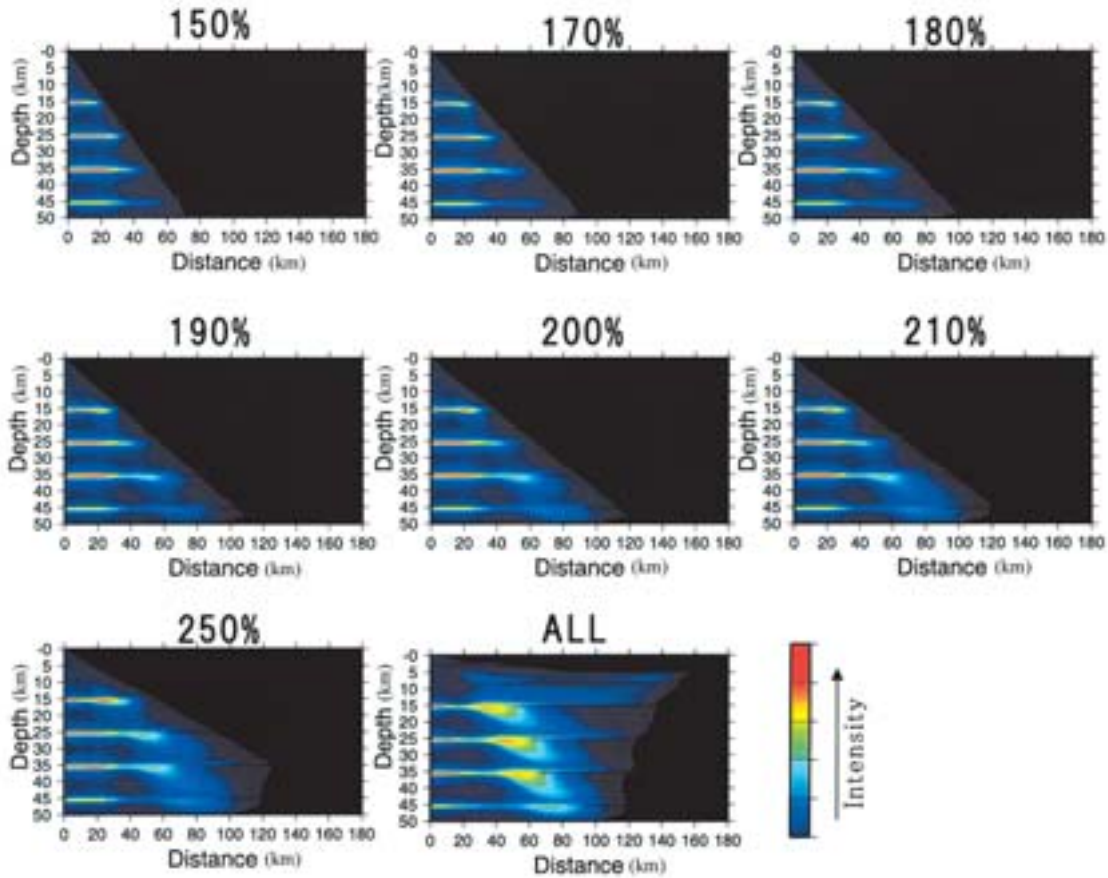


図 3.5 本手法適用におけるストレッチング効果の影響 (左上からストレッチング比の上限が 150%, 170%, 180%, 190%, 200%, 210%, 250% である場合と上限なしの場合)

Fig. 3.5 Effects of stretch upper limits in the improved mapping method. The stretch upper limits are 150, 170, 180, 190, 200, 210, and 250% as well as no limit.

ない場合を合わせて 8 パターンを計算した。制限を設けていない場合の結果を見ると、左端から距離が大きくなるにつれて徐々にマッピングされた反射面が深さ方向に伸張している。特に最も浅い深さ 15km の反射面ではオフセット 30km 付近から伸張が著しい。また、一番深い深さ 45km の反射面でも 60km 付近より大きく伸張している。このように、浅い反射面の方がストレッチング効果の影響を受けやすい。上限を設定した場合の結果において、150% の場合は、ストレッチング効果による影響はほとんど認められないが、上限の設定が低いことにより使用できるデータはかなり制限されており、ショット点から比較的近い範囲内でのみ反射面がマッピングされている（深さ 35km の反射面の場合、約 40km）。逆に 250% の場合は、上限の設定が高いことにより 150% の場合より使用できるデータは増え、反射面はショット点からより離れた範囲までマッピングされている（深さ 35km の反射面の場合、約 70km）。しかし、反射面の末端は伸張し大きく歪んでいる。後に適用する広角反射法の実データは、大陸深部構造探査のデータと比べて観測点密度が低いためにデータ量は少ない。そこで、観測データを最大限活用するためには、適切なストレッチング比の上限を適切に選ぶことにより、マッピング可能な領域を広げる必要がある。上記のテストの結果から、本研究では伸張による歪みを 190% の場合までは許容できると判断し、上限を 190% に設定した。以後では、断りのない場合は重合対象とするストレッチング比の上限を 190% として計算する。

3.3 ヘッドウェーブの影響

地下の速度の境界では速度の速い層を伝播するヘッドウェーブが存在する。それ故特にオフセットの大きい場合に有限差分法で走時場を計算すると、目的とする散乱波走時ではなく、それよりも早く到達するヘッドウェーブ走時を計算する場合がある。その例を図 3.6 を用いて説明する。下層は上層より速度が速いような水平 2 層構造を仮定し、その層境界の直上に散乱点があるとする。このとき、

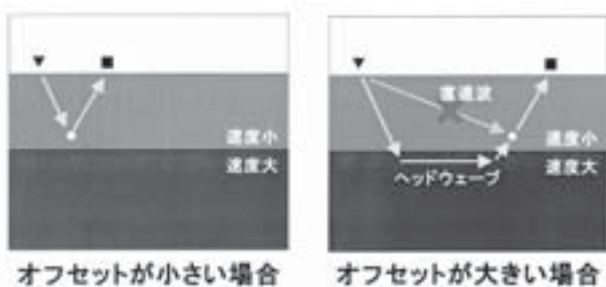


図 3.6 有限差分法による走時計算において計算されるヘッドウェーブ走時。オフセットの大きい場合には下の速度の速い層を伝播してくるヘッドウェーブ走時の方が直達波より早い。

Fig. 3.6 Traveltime of head waves calculated using a finite difference method. In case of a large offset, head waves propagating in the lower layer at a high velocity are faster than direct waves.

オフセットが小さい場合には、もっとも早く散乱点に到着する波は散乱点の上方より入射する。しかし、オフセットが大きくなると、上方ではなく下方より散乱点に入射したヘッドウェーブ走時の方が早く到達し、正しく散乱波走時場を求めることができなくなる。そこで、このヘッドウェーブ走時がマッピングにどのような影響を与えているか検証する。

ヘッドウェーブの影響を調べるために、まずヘッドウェーブを考慮しない散乱波走時場を計算する。図 3.6 のようにヘッドウェーブは散乱点より下方から入射する。そこでこの下方入射の走時を計算しないように、以下のような計算を行い、走時場を求める。水平 4 層構造の場合を例に挙げて図 3.7 を用いて説明する。このモデルでは深部にある層ほど速度が大きい。計算方法は、まず第 2 層以下をマスクし、第 1 層のみで走時計算をする (I)。こうすることにより第 1 層より速い第 2 層の上面を伝播するヘッドウェーブを計算から除外できる。次に第 3 層目以下をマスクし、第 1 層と第 2 層のみで走時計算をする (II)。以下同様にそれよりも深い層をマスクして、それよりも浅部に位置する層のみでの走時計算を行う ((III) と (IV))。ところで、(II) の場合では第 1 層の走時場が第 2 層からのヘッドウェーブの影響を受けている可能性がある。同様に (III) の場合では、第 2 層から上の走時場ではそれより下位の層からのヘッドウェーブの影響を受けている可能

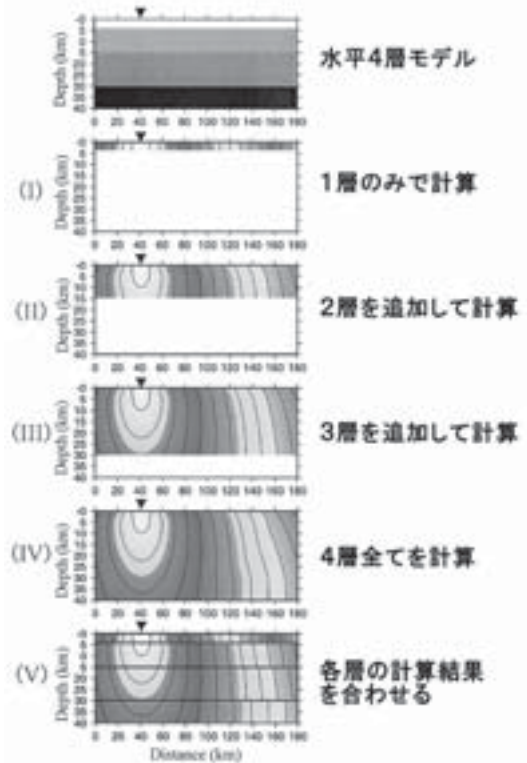


図 3.7 ヘッドウェーブを含まない走時場の計算（水平 4 層速度モデルを例として）

Fig. 3.7 Calculation of traveltime map without head waves in a four-horizontal-layered model.

性がある。よってヘッドウェーブの影響を受けていないのは、マスクした層の直上にある層の走時場だけとなる。すなわち、(I) ~ (IV) の走時場から、例えば (I) なら第1層、(II) なら第2層、のように順番に抜き出し、それらを統合して最終的に走時場 (V) を得る。このようにして得られた走時場は、下層からのヘッドウェーブの影響は除かれ、期待される散乱波走時を求めることとなる。もちろん、水平多層モデル以外でも同様な処理を行うことによりヘッドウェーブを含まない走時場を求めることが可能である。

以下では、ヘッドウェーブを含む場合と含まない場合での走時場を比較してみることにする。計算には、3.2節のテストに用いた水平多層の速度構造モデルを使用し、発震点・受振点配置も同じとする。まず、オフセットが70 km の場合である (図 3.8)。両者とも発震点と受振点に挟まれた区間の走時には殆ど差違はない。しかし、ヘッドウェーブを除いた走時場では、層境界で等走時曲線の不連続が生じている。発震点と受振点の中心から水平方向に離れてゆくに従ってその不連続は徐々に大きくなり、層境界の上下で最大 1.5sec の走時ギャップが生じている。ヘッドウェーブを除去した走時と除去しない走時の差を図 3.9 に示す。発震点と受振点の中心から左右に外れるにしたがってその走時は次第に広がり、層境界の直上ではもっとも大きく、特に右端では最大 2sec 程の差がある。次にオフセットが140km の場合の走時場を示す (図 3.10)。ヘッドウェーブを除去した走時場では、70km の場合と同様に層境界上下の走時ギャップが確認できる。走時差では、特に層境界を挟んだ等走時線の水平方向の不連続が目立ち、最大 10km 以上食い違いがある (図 3.11)。ヘッドウェーブの考慮の有無により、計算された走時場に差異が生じる。それは発震点と受振点の中心から離れるにしたがって次第に大きくなり、オフセットが大きい場合ほど層境界上下での等走時曲線が顕著である。これらのことより、発震点と受振点の中心から離れたデータやオフセットの大きなデータを扱う際にヘッドウェーブを除去しなければ、散乱点に正しくマッピングできない可能性がある。

ヘッドウェーブのマッピング結果への影響を検証するため、本手法を用いてストレッチング比の上限を設けない条件のもと、ヘッドウェーブを含む場合と含まない場合の走時場を計算する。このとき control factor は $F=1$ とする。その結果を図 3.12 に示す。ヘッドウェーブを含む場合とヘッドウェーブを含まない場合とでは、距離 0 ~ 80km までは有為な差はないが、ヘッドウェーブを含まない場合において距離 80km を超えるところでは走時場に対応するように層境界の上下でイメージの食い違いが生じている。しかし、確かにヘッドウェーブを含む走時では、誤った位置にマッピングされている可能性があるものの、実際には双方の走時が異なる領域というのは、そもそも振り分けられた振幅値が小さく、実質的にマッピングにあまり影響を及ぼしていないことがわかる。これはオフセットの大きな場合では、(2.1) 式の重み関数を用いて振幅を振り分けるときに等走時曲線長 (L) が大

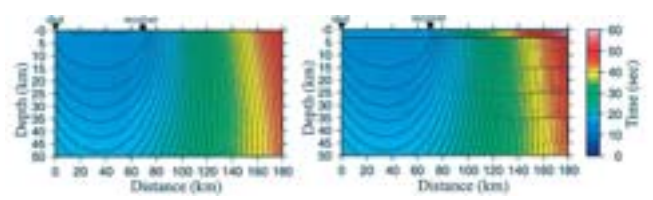


図 3.8 オフセットが70km のときの散乱波走時場。左はヘッドウェーブ走時を含む場合、右はヘッドウェーブを含まない場合

Fig. 3.8 Scatter traveltime map for a case with a source-receiver offset of 70km with (left), and without (right) head waves.

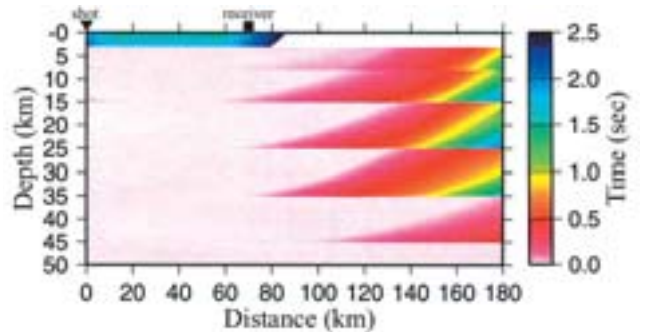


図 3.9 オフセットが70km のときのヘッドウェーブ走時を含む場合と含まない場合の散乱波走時の差

Fig. 3.9 Difference between scatter traveltime maps with and without head waves for an offset of 70km.

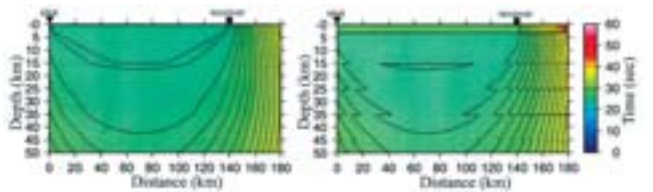


図 3.10 オフセットが140km のときの散乱波走時場。左がヘッドウェーブ走時を含む場合、右がヘッドウェーブを含まない場合

Fig. 3.10 Scatter traveltime map for a case with a source-receiver offset of 140km with (left), and without head waves (right).

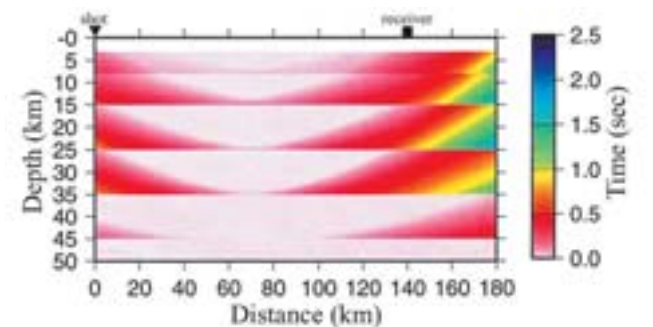


図 3.11 オフセットが140km のときのヘッドウェーブ走時を含む場合と含まない場合の散乱波走時の差

Fig. 3.11 Difference between scatter traveltime maps with and without head waves for an offset of 140km.

きくなるために、振り分けられる振幅値が小さくなっていくことに起因する。それでは、ストレッチングの上限を 190% に設け、 $F=10$ とした場合で計算する。この結果を図 3.13 に示す。驚くことに双方の結果にはほとんど差違を認められず、先程の場合において両者の違いが生じていた領域には何もイメージされていない。では、この両者に差が生じない原因について考察する。ストレッチングの上限 190% を設けた場合のマッピングされる領域を図 3.14 に示す。オフセットが 70km の場合を見ると、発震点・受振点に挟まれた間には上限 190% を超えて除かれた下に凸の領域が深さ 20km まである。合わせてその発震点と受振点に挟まれた区間の外側では、190% の境界は下方に傾斜しており、それを越えた領域はカットされている。マッピング時にはその除かれた領域にはデータが振り分けられない。オフセットが 140km の場合も同じ傾向にあり、発震点と受振点の間を越えて除かれた領域は深さ 40km まで及び、その区間の外側も 70km の場合と同様の領域がカットされている。これらの発震点・受振点で囲まれる区間の外側にあたる除去された領域に注目すると、先程の走時差の図における明らかに走時差が大きい領域とほぼ一致している。つまりストレッチング効果を除去することにより、実質的にヘッドウェーブの影響も除去していることになる。

今度は図 3.15 に散乱角 2 等分線の鉛直方向からの角度 θ の絶対値を表示する。これを見ると θ の比較的高角度な領域は、走時差の大きなところにあたる。つまりは、control factor による $|\theta|$ の有効範囲制限によって、control factor の値が大きい ($|\theta|$ の有効範囲は小さい) 場合には走時のずれの大きい領域に振幅が振り分けられないことになる。結局、適切なストレッチング比の上限を設定することに加えて、control factor として大きい値を使用することにより、ヘッドウェーブの影響を殆ど受けない。

ヘッドウェーブを含む場合と含まない場合で走時差の生じる領域では、もともと振幅値の振り分けが小さいことに加えて、更にマッピングされる領域からも除外される。したがって、ヘッドウェーブを含む走時場で計算してもヘッドウェーブの影響は大変小さく、無視することが可能であることがわかった。ヘッドウェーブを除去した走時場の計算には大変時間がかかるために、本手法においては従来のヘッドウェーブを含む走時場で計算を行う。

3.4 control factor の効果 (ノイズなしの場合)

前節では、ヘッドウェーブによる影響の除去に control factor が貢献していることを説明したが、本節では control factor の値を変化させることによる散乱重合法から CMP 重合法への変化の様子をチェックし、このとき得られるその両手法の中間にあたる処理によるマッピングにはどのような特徴があるのか調べる。

まず、マイグレーションの効果を確かめるために、左傾斜の反射面を 2 枚持つモデルを設定した。傾斜の大小によるマッピングの違いを確認するために、それぞれの反射面の傾きを 10° と 20° とする (図 3.16)。実際の広角反射法データの仕様に合わせて、発震点は 20km、40km、

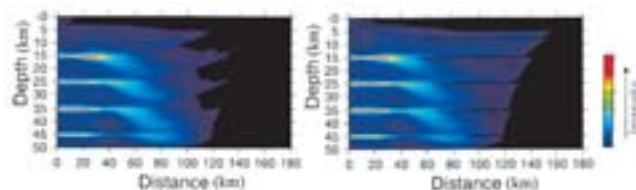


図 3.12 ヘッドウェーブ走時を含む場合と含まない場合の走時場への本手法の適用結果。但し、ストレッチングの上限はなく、control factor は 1 である。

Fig. 3.12 Seismic sections applied with the improved mapping method using no stretch upper limit and a control factor of 1. With (left) and without (right) head waves.

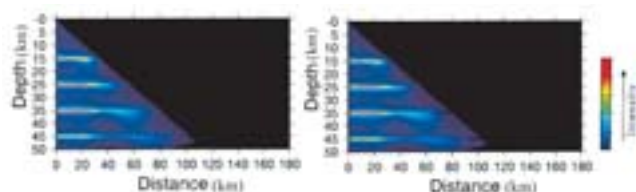


図 3.13 ヘッドウェーブ走時を含む場合と含まない場合の走時場への本手法の適用結果。但し、ストレッチング比の上限を 190% に設定し、control factor は 10 である。

Fig. 3.13 Seismic sections applied with the improved mapping method using a stretch upper limit of 190% and a control factor of 10. With (left) and without (right) head waves.

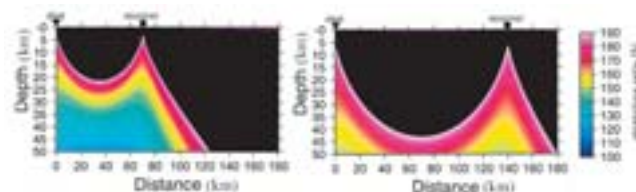


図 3.14 ストレッチング比の上限を 190% に設定したときにマッピングされる領域。左はオフセットが 70km、右はオフセットが 140km の場合

Fig. 3.14 Mapped area using a stretch upper limit of 190% for offsets of 70km (left), and 140km (right).

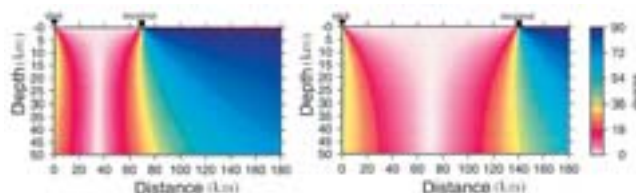


図 3.15 オフセットが 70km の場合 (左) と 140km (右) の場合での θ の分布

Fig. 3.15 Distributions of θ for offsets of 70km (left) and 140km (right).

60kmの3点、受振点は2km間隔に45点とし、測線長90km×深さ50kmの範囲で計算をする。使用した synthetic 波形例を図 3.17 に示す。2枚の反射面からの反射波をはっきりと確認することができる。今回は9つの control factor の値についてテストすることにする。Fは小さい方より、1, 2.5, 5, 10, 20, 40, 80, 160, 320 の9つである。計算結果を図 3.18 に示す。マイグレーションの効果を見るために2つ反射面を波線にて示す。このとき F=1 の場合は最も散乱重合法に近く、F=320 の場合は最も CMP 重合法に近い。まず、左上の F=1 の場合の結果を見ると、散乱重合法の特徴がよく現れており、2枚の反射面は 10° と 20° に正確にマッピングされている。しかし、粗い間隔のデータであるために、ゴーストが強く現れ、イメージがぼやけている。逆に、F=320 の場合では、CMP 重合法の特徴であるように散乱重合法の場合に生じるゴーストは殆どない。但し、反射面の連続性が乏しく、よく注目すると反射面は1枚に収束しておらず、正しい位置にもマッピングされていない。特に本来 20° である反射面の傾斜角は 18° にマッピングされており、マイグレーションの効果がないことがわかる。しかし、10° の反射面はほとんど正解に近い位置にマッピングされている。次に、次第に control factor が大きくなるにつれて、それに伴う結果の変化を追う。徐々にゴーストは抑えられていき、F=20 の場合でははっきりと2枚の反射面を確認でき、またその連続性もよい。それが F=80 を超えたところからとぎれとぎれの反射面となる。一方で control factor が大きくなるとマイグレーションの効果も弱まっていき、20° の反射面に注目すると、マッピングされるべき正しい位置から次第にずれていく様子が確認される。F=2.5 の場合までははっきりと 20° の傾斜をもってマッピングされているが、F=5 の場合では 20° より傾斜がわずかに小さくなり、F=10 の場合では 18° になっている。それよりも大きな control factor を選択してもマッピングされた傾斜角は 18° のままである。一方、10° の反射面に関しては、どの場合の結果もほぼ正しく 10° の傾斜でマッピングされている。

いずれのイメージも少なくとも反射面の存在はマッピングできているが、control factor を操作することにより、データが持つ情報量に応じて最適なイメージを得ることができる。例えば、マイグレーション効果・ゴーストの軽減・反射面の連続性の3つを control factor を選択する際の指標とすると、マイグレーション効果と反射面の連続性だけに重点を置く場合は F=1 を選択し、ゴーストの軽減だけに重点を置くのであれば、F=320 を選択することになる。しかし、3つの指標にバランスを置く場合では、F=80 付近の値を選択するのが現実的であろう。このように、実際のデータの場合においても、様々な F の値を設定して計算して、現実的に最適な値を選択すればよい。

3.5 control factor の効果 (ノイズありの場合)

実際の観測データでは、振幅にはノイズが含まれ反射波がノイズに埋もれていたり、観測点毎に異なる地表の影響を受けるために反射波の連続性を追跡することが困難であったりすることが多い。そこで、ノイズの大きな

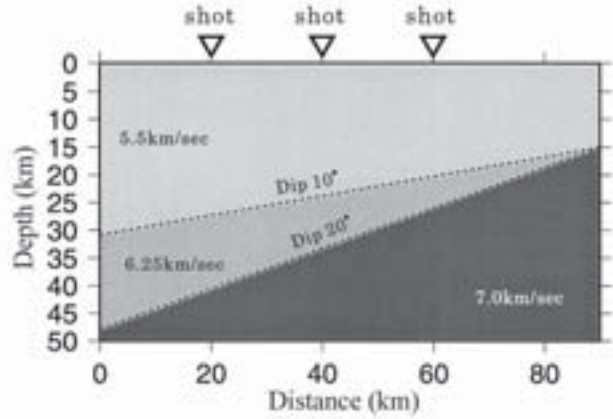


図 3.16 テストに使用した速度モデル。左傾斜の2つの反射面はそれぞれ 10° と 20° 傾斜角をもつ。

Fig. 3.16 Synthetic velocity model. The two left dipping reflectors have dip angles of 10° and 20°, respectively.

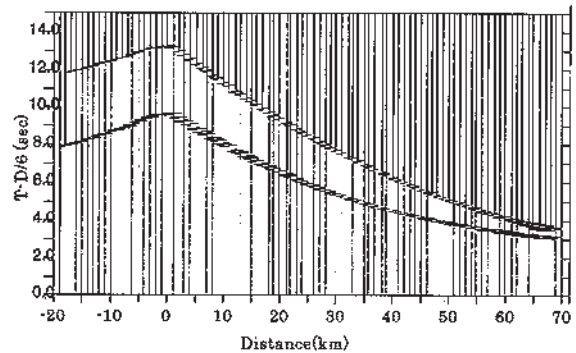


図 3.17 テストに使用した synthetic 波形例 (発震点が 20km のとき)。6km/sec で reduce してある。

Fig. 3.17 Example of synthetic wave forms without noise. The shot point is located at an offset of 20km. The reduction velocity is 6km/sec.

データへ適用した場合の本手法の有効性について検証する。テストには 3.4 節で使用した速度構造モデルを用い、発震点・受振点配置も同じである。control factor も前節と同様に 9 通りの値を設定した。これにより前節のノイズのない場合との比較が可能である。使用する synthetic 波形に実際の島弧の観測記録と同程度のランダムノイズを加えた。また、波線追跡法で計算された反射波走時には、標準偏差が 0.15sec のゆらぎを追加した。使用した波形例を図 3.19 に示す。ノイズを加えたことにより、反射波はぼんやりとしか確認できない。また、反射波走時にもゆらぎを与えたため、反射波の位相が揃わず連続性が悪い。この synthetic 波形に本手法を適用した結果を図 3.20 に示す。全体的にノイズのない場合のテストと比較して反射面がはっきりとせず、ノイズを加えた影響が表れている。

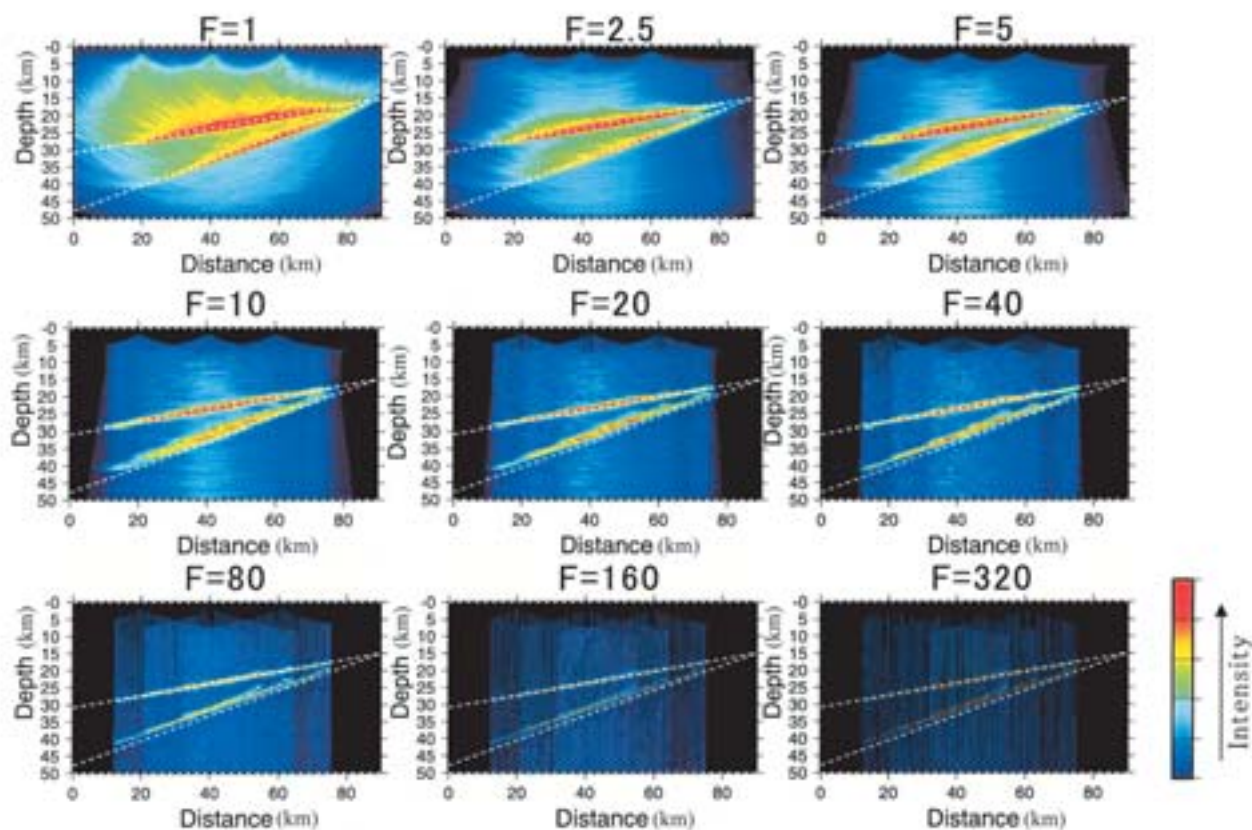


図 3.18 ノイズのない synthetic データに適用した場合の本手法における control factor の影響. (左上から control factor の値が 1, 2.5, 5, 10, 20, 40, 80, 160, 320 の場合) 各図中の白の破線は設定した速度構造モデルの反射面を示す.

Fig. 3.18 Effect of the control factor of the improved mapping method, which is applied to synthetic data without noise. The control factor range is from 1 to 320. A white dashed line indicates a reflector of the synthetic velocity model.

control factor の小さい方から順に結果を見ていくと、散乱重合法に近い $F=1$ では反射面はノイズに埋もれて殆ど識別できない。この傾向は $F=5$ まで続き、 $F=10$ からようやくノイズの中に隠れていた反射面を識別できる。 $F=20$ や 40 では S/N 比も上がり、全パターン中もっともはっきりとした反射面を確認できる。更に F が大きくなるにつれてノイズレベルが相対的に低くなっていくが、その一方で $F=160$ からは次第に反射面の連続性を追えなくなり、 $F=320$ の場合では反射面の確認は困難である。このように、 $F=40$ 程度では、ゴーストを抑えた上で、連続性も確保され、傾斜した反射面をはっきり確認することができた。すなわち、これまで散乱重合法や CMP 重合法といった従来の手法を適用しても、ノイズに埋もれていたり連続性が不明瞭であったりと存在さえはっきりわからなかった反射面を、適切な control factor の値を選択することによりかなり明瞭に捉えることが示された。

上で調べたように、このデータセットの場合では control factor の上限と下限に近い結果では反射面をはっきりと認識できず、選択可能な control factor の値は反射面を

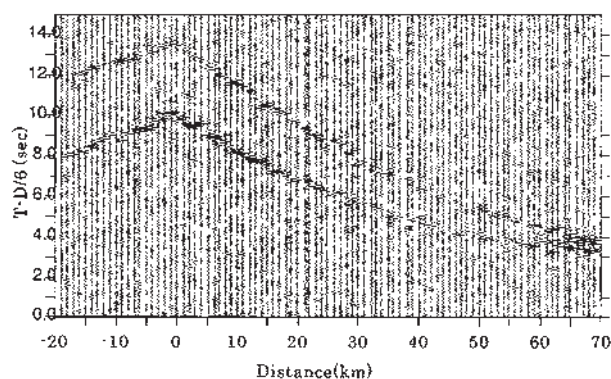


図 3.19 テストに使用したノイズのある synthetic 波形例 (発震点が 20km のとき)。5-10Hz のバンドパスフィルターを使用。6km/sec で reduce してある。

Fig. 3.19 Example of synthetic wave forms with noise. The shot point is located at an offset of 20km. The reduction velocity is 6km/sec.

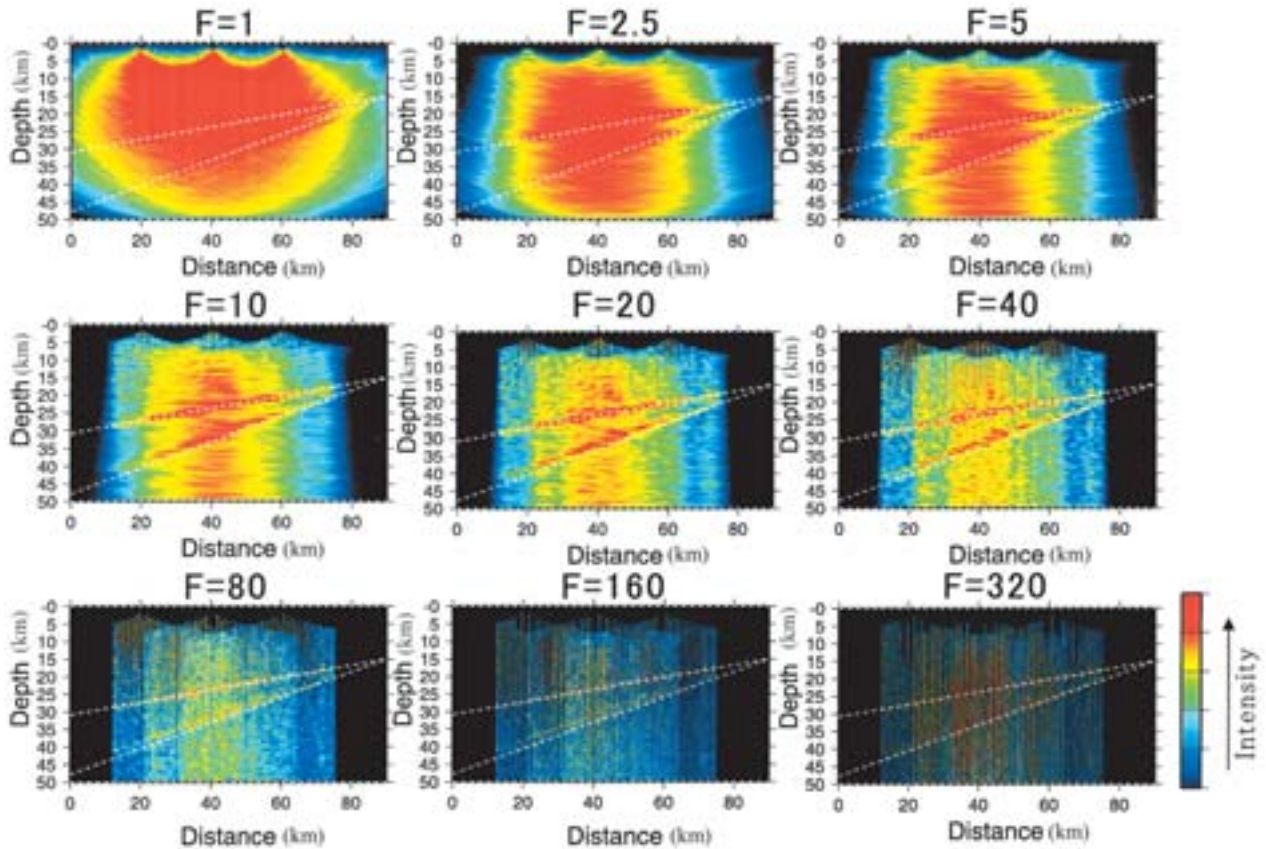


図 3.20 ノイズのある synthetic データに適用した場合の本手法における control factor の影響。(左上から control factor の値が 1, 2.5, 5, 10, 20, 40, 80, 160, 320 の場合) 各図中の白の破線は設定した速度構造モデルの反射面を示す。

Fig. 3.20 Effect of the control factor of the improved mapping method, which is applied to synthetic data with noise. The control factor range is from 1 to 320. A white dashed line indicates a reflector of the velocity model used.

明瞭に識別できる $F=10 \sim 80$ の間に制限される。つまり、ノイズの存在によって control factor の選択の幅は狭まる。

3.6 テストのまとめ

今回のテストにより、本手法の様々な利点を理解することができた。本手法でもストレッチングの影響は無視できないが、計算時にストレッチングの上限を設けることでマッピング後のイメージを劣化させるデータをあらかじめ除去することができた。散乱走時場を計算する際に障害となるヘッドウェーブ走時の問題に関しては、ヘッドウェーブの影響が現れる領域の振幅値はもともと小さく、またストレッチング上限を設定することと control factor に大きな値を使用することによってその領域をマッピングから除いているために、影響はほとんどないことがわかった。本手法の特徴である control factor の導入は、これまで別々の手法であった散乱重合法と CMP 重合法を一つに結び付け、control factor を変化させることにより、両手法はもちろんその中間の処理も可能にした。この中間の処理の意味は大きく、両手法の利点と欠点を相補的にバランスよく調節することが可能となり、マイグレーション効果・ゴーストの軽減・反射面の連続性を考慮して、最適なイメージを得ることができる。またノイズの大きなデータに対しても有効で、両手法では識別できなかった反射面

を control factor の値を適切に選択することによってはっきりとイメージすることができた。つまり本手法の適用によって、従来マッピングが困難とされてきたデータでもその持つ潜在的な情報を引き出して、埋もれていた反射面をイメージできる可能性を示している。そこで、次章では本手法を実際の島弧における観測データに適用して、その有効性を実証する。

4. 実データへの適用

4.1 実データ適用にあたって

本手法の実データへの適用にあたって、爆破地震動研究グループによって観測された 1988 年河内長野-紀和測線(爆破地震動研究グループ, 1992)と 1989 年藤橋-上郡測線(爆破地震動研究グループ, 1995)の 2 つのデータを選択した。選択の理由として、1988 年河内長野-紀和測線に関しては、その波形データは吉井(1991)によってすでに CMP 重合法を使って解析されており、本手法適用後の結果との比較をする上で好都合であることが挙げられる。また、1989 年藤橋-上郡測線に関しては、下部地殻から上部マントルまでの深さの速度構造を探索の対象としているため、測線長は 200km を超えて設定されている。この長測線によって Pn 相が観測されており、Moho 面の深

さとその下のマントル最上部の速度をあらかじめ知ることが可能である。よって、この走時データを使用して推定された速度構造を用いれば、地殻深部の構造を精度よくマッピングできると考えた。

4.2 解析処理の流れ

図 4.1 に解析処理の flow chart を示す。本手法を適用する前処理は大きく 2 つの流れから成る。一つは観測データのノイズ除去等の波形処理であり、もう一つはマッピングに必要な速度構造の推定である。観測データにおけるノイズに関しては、震源からのシグナル卓越周波数 (8Hz 前後) を中心として設計された Bandpass フィルターによってある程度は除去することができる。しかしマッピングする上で特に問題となるのが、S 波と多重反射である。ダイナイト震源は一般に等方的にエネルギーを放射する点震源であると仮定されるが、実際には発震とほぼ同時に S 波が発生している。その原因は発震メカニズムに起因しているのか、発震直後に P 波が SV 波に変換されているのかははっきりとわかっていない。一般に S 波は反射 P 波より振幅が大きいので、マッピング時にゴーストを形成することがある。S 波は P 波シグナルと周波数帯域が重なっているため、単純に Bandpass フィルターだけでは除去できない。F-K フィルターの使用によってみかけ速度の遅い波を除去する方法もあるが、今回用いた広角反射法データでは観測点配置が粗く、しかも不規則であることから aliasing の問題等が発生する。そのための解決方法として、まず P 波走時と V_p/V_s (1.73 に仮定) から S 波の到着走時を見積もり、その走時を参考にして S 波波群を除去することにした (図 4.2)。この処理により、これまで S 波の振幅よりも小さかった反射波を検出することができるようになった。また、トレース全体の振幅平均値を一定に保つ AGC (Automatic Gain Control) フィルターを使用して振幅の小さい反射波を強調する方法もあるが、ノイズも強調されることがあるため、その適用を避けた。

更に観測記録には、ショット点または観測点直下の堆積層などの低速度層や反射面が多く存在する下部地殻からの多重反射の影響が含まれている。多重反射も S 波の場合と同様に偽りのイメージを生じる原因となる。そこで、これら多重反射の除去のために Deconvolution 処理を行った。Deconvolution 処理には多重反射を効果的に除去したり、基本波形をインパルスあるいはそれに近い波形に変換したりする効果がある。本研究には Deconvolution 手法の一つである Wiener の予測誤差フィルター (Robinson and Treitel, 1980) を使用した。Wiener の予測誤差フィルターとは、ある時刻までの波形からある時間経過後の波形を予測し、予測された波形を実際の記録から差し引くことにより繰り返し現象の影響を除去できる方法である。この経過時間を予測時間と呼ぶ。フィルターの適用にあたり、もっとも効果的なこのパラメータを試行錯誤的に選択した。フィルター適用後は、図 4.3 で示すように除去効果が現れている。但し、海洋観測の場合における海面と海底面の間で生じる比較的規則正しい周期の多重反射の場合と異なり、今回扱う多重反射は、入射・反射が広角な反射

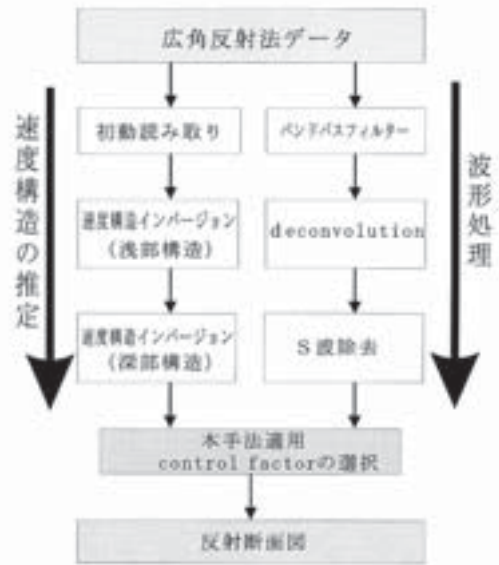


図 4.1 広角反射法データの解析 flow chart

Fig. 4.1 Flow chart to process wide-angle reflection data in this study.

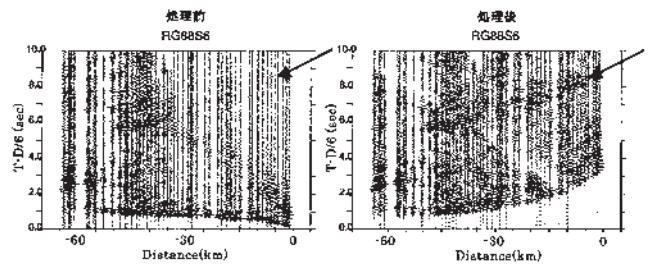


図 4.2 S 波が除去された観測波形例。左は除去前、右は除去後。但し、S 波除去と同時に振幅値の大きい初動をミュートしている。

Fig. 4.2 Example of observed wave forms before (left) and after (right) the S-wave removal. First arrivals with large amplitudes are also removed.

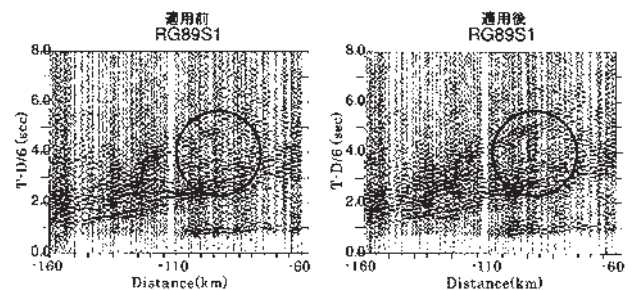


図 4.3 多重反射波を含む観測波形における Deconvolution 適用例。左は適用前。右は適用後。パラメータには、オペレータ長 0.6sec, 予測距離 0.07sec を使用

Fig. 4.3 Application of deconvolution. Before (left) and after (right) deconvolution using an operator length of 0.6sec and a prediction lag of 0.07 sec.

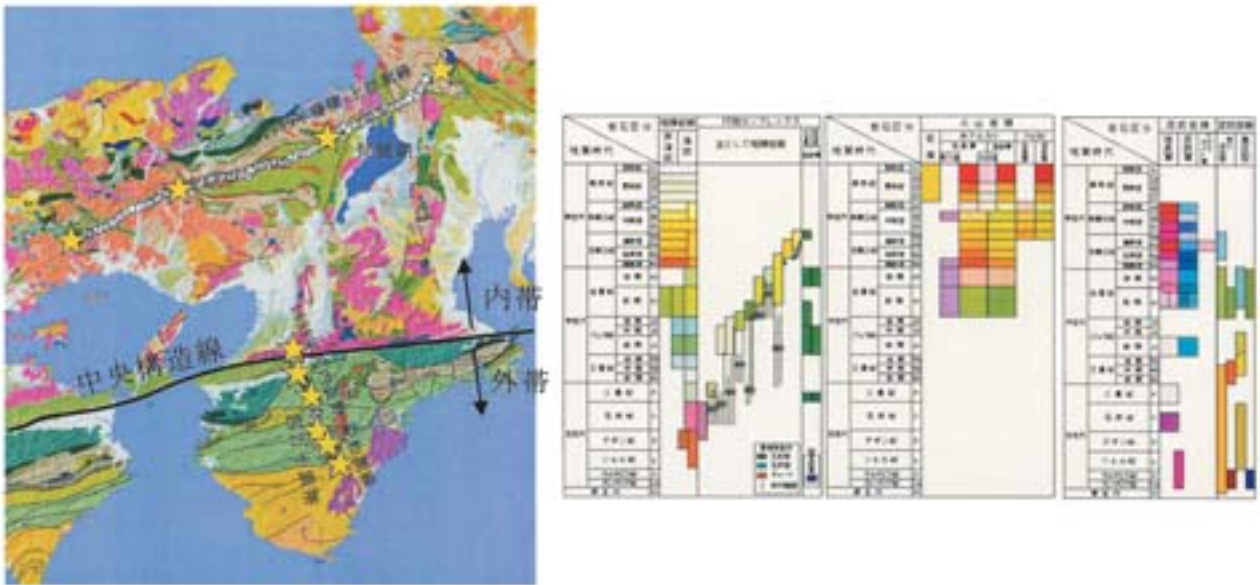


図 4.4 1988 年河内長野 - 紀和測線及び 1989 年藤橋 - 上郡測線周辺地域の地質図. 地質調査所 (1995) より引用

Fig. 4.4 Geological map of the Kinki district including the 1988 Kawachinagano-Kiwa and the 1989 Fujihashi-Kamigori profiles, after the Geological Survey of Japan (1995).

波であり、また不均質度の強い媒質中で生じているため、その周期はかなり不規則である。そのため、その除去効果は一般に小さく、多重反射を完全に除くことは難しい。

前処理のもう一つの流れである速度構造の推定では、観測記録の初動走時読み取り値をデータとして、Zelt and Smith (1992) のインバージョンプログラムを使用した。モデリングは基本的に浅部構造 (深さ ~ 8km) と深部構造 (深さ 8km ~) とに分けて 2 段階で計算を行った。浅部構造のモデリングでは、初期モデルとして水平 3 層構造を用いた。但し、第 1 層だけは測線の標高データを使用してそれを地表面とし、発震点近傍の走時データから求めた直達波の速度を発震点近傍の最浅部の速度として設定した。インバージョン時には地表面と発震点近傍の最浅部の速度を固定し、他の速度グリッドと境界グリッドを逐次更新しながら走時残差の平均が 0.1sec 以内となるまで繰り返し計算を行った。深部構造のモデリングでは、先に求めた浅部構造を既知として組み込み、それよりも深部を水平 3 層構造とする初期モデルを作成した。インバージョン時は浅部構造を固定したまま、深部構造のみを更新し、この際も走時残差の平均が 0.1sec 以内となるまで繰り返し計算を行った。以上、2 段階のインバージョン計算によって、最終的に速度構造モデルを得た。

以下の本手法の適用では、特に断りのない限り上記の処理をした波形データと速度構造モデルを使用している。

4.3 1988 年河内長野 - 紀和測線

4.3.1 観測概要と観測データ

第 5 次地震予知計画のもと、1988 年 11 月に紀伊半島において人工地震による地殻構造探査が行われた (以下、1988 年河内長野 - 紀和観測) (爆破地震動研究グループ、1992)。この地域では、様々な地質年代の地層が島弧に平

行かつ帯状に配列している (図 4.4)。そして、紀伊半島のほぼ真中に位置し東西に横断する中央構造線は、西南日本を内帯 (北側) と外帯 (南側) とに分ける主要な地質境界である。この構造線は遅くとも白亜紀後期に左横ずれ断層として形成されたが、少なくとも 5 つのステージを経て現在は右横ずれ運動の卓越した活断層である (Ichikawa, 1980)。活断層としての総変位量は数 km である。かつては、断層の直線性からほぼ垂直に切り立った断層であると考えられていたが、最近の物理探査の結果から、北に 30-40 度の角度で傾斜しているイメージが得られている (Ito *et al.*, 1996)。中央構造線の南側には四万十累帯がある。四万十累帯は白亜系 ~ 下部中新統の付加体構成物から形成されており、海側にいくほどその年代は若い。三波川帯の変成岩の原石も付加体構成物であった可能性が大きく、紀伊半島はほとんど付加体構成物から形成されていると言える。また、紀伊半島下には南海トラフからフィリピン海プレートが北西方向に 4cm/year の速度で沈み込んでいる (Seno *et al.*, 1993)。フィリピン海プレートが沈み込む南海トラフでは、1944 年東南海地震 (M7.9) や 1946 年南海地震 (M8.0) などの巨大地震が過去繰り返し発生しており、西暦 684 年以降の平均活動周期は 176 年である (Ando, 1975)。Ando (1975) によって 1944 年東南海地震と 1946 年南海地震のメカニズム解が研究されており、ともに西南日本に対してフィリピン海プレート側が北西方向に沈み込む低角衝上断層であると報告されている。

本探査では、測線長は 65km、観測点数は 86 点であり、ダイナマイトによる爆破点はおおよそ 15km 間隔に測線北端から南に向かって順に S-1 から S-6 までの 6 点が設けられた (図 4.5)。アナログ方式レコーダーで記録されたものは 100Hz のサンプリング間隔で全て AD 変換され、記録

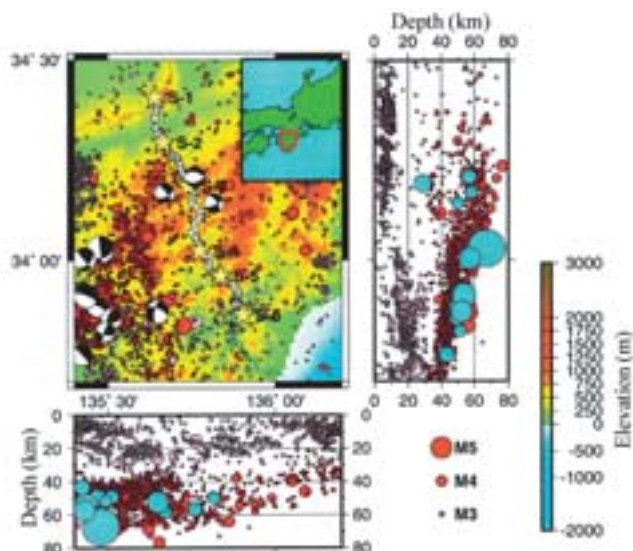


図 4.5 1988 年河内長野 - 紀和測線図. 星印はショット点, 白丸は観測点を示す. 同時に 1995 年 5 月 ~ 2001 年 4 月の期間に発生した微小地震の震源をプロットしている. 震源は中村ほか (1997) より引用

Fig. 4.5 Location map of the 1988 Kawachinagano-Kiwa profile. Stars and open circles indicate shot and receiver points, respectively. Hypocenters of micro-earthquakes from May 1995 to April 2001 (Nakamura *et al.*, 1997) are superposed.

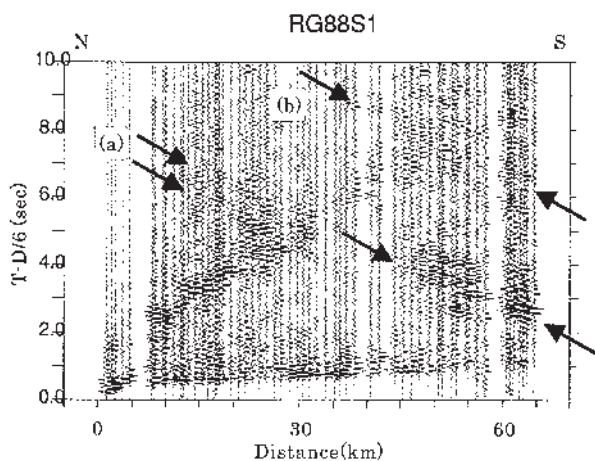


図 4.6 1988 年河内長野 - 紀和測線の観測波形 (S-1). 5-8Hz のバンドパスフィルターを使用. 6km/sec で reduce してある.

Fig. 4.6 Record section (S-1) for the 1988 Kawachinagano-Kiwa profile using a bandpass filter of 5-8Hz. The reduction velocity is 6km/sec.

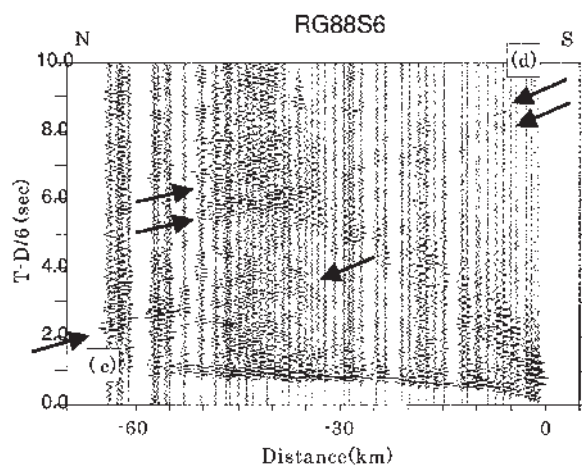


図 4.7 1988 年河内長野 - 紀和測線の観測波形 (S-6). 5-8Hz のバンドパスフィルターを使用. 6km/sec で reduce してある.

Fig. 4.7 Record section (S-6) for the 1988 Kawachinagano-Kiwa profile using a bandpass filter of 5-8Hz. The reduction velocity is 6km/sec.

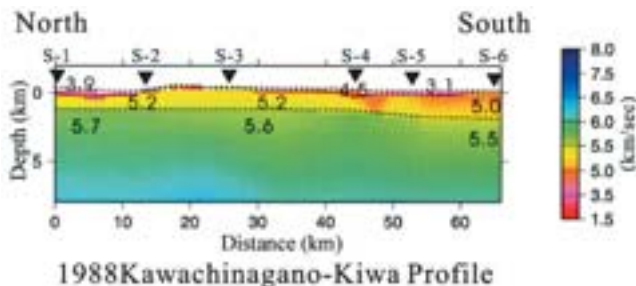


図 4.8 インバージョンにより推定された 1988 年河内長野 - 紀和測線の浅部速度構造モデル (深さ 8km まで)

Fig. 4.8 Upper crustal velocity model for the 1988 Kawachinagano-Kiwa profile after travelt ime inversion.

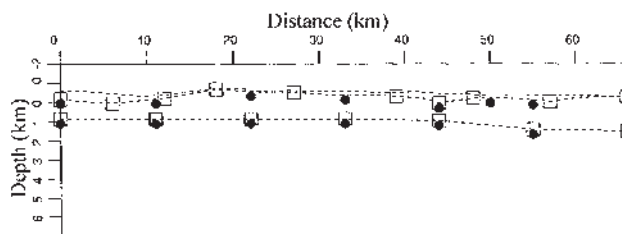


図 4.9 1988 年河内長野 - 紀和測線の浅部速度構造モデル推定のためにインバージョンにおいて使用したモデルパラメーター. 四角が境界グリッド, 丸が速度グリッドの位置を示す.

Fig. 4.9 Model parameters used for the travelt ime inversion of the upper crustal velocity model for the 1988 Kawachinagano-Kiwa profile. The boundary and velocity nodes are indicated by squares and circles, respectively.

は全てデジタル記録として保存された(爆破地震動研究グループ, 1992). 観測された波形記録を見ると, S-1の記録(図4.6)ではオフセットが15kmから30kmにかけての下部地殻内に存在すると思われる2重の反射波の存在を確認でき(図4.6(a)), 震央距離が35kmを超えると地殻よりももっと深いところから到達した反射波も確認できる(図4.6(b)). また, S-6の記録(図4.7)でも地殻内から到達したと推定される反射波が確認される(図4.7(c)). さらに5-7secの間に水平距離にして50kmは連続する反射波があり, 特に-20-0kmの区間では反射波が2重となって確認される(図4.7(d)). 各ショットの記録ともに中央構造線付近において初動走時の局所的な遅れが見られる. また各記録において, 発震とはほぼ同時に発生したか, もしくはP波から変換されたと考えられるS波が確認される. 記録上のS波初動は振幅が大きくその継続時間も長いので, マッピング前の除去が必要である.

4.3.2 速度構造

浅部構造(深さ~8km)のインバージョンには, 読み取り精度の情報を持った430個の読み取り走時を使用した. 推定された速度構造を図4.8に示す. インバージョンの際に用いた速度グリッドと境界グリッドを図4.9にそれらの解像度と誤差を表4.1に示す. 解析領域のほぼ全体にわたって波線が網羅しているため(図4.10), 一部の波線が届かない領域を除いて, ほとんどの速度グリッドと境界グリッドでの解像度は95%を超える(表4.1). 推定誤差は, 境界グリッドで0.2km以内であり, 速度グリッドでは0.05km/sec以内, 特に第3層の速度グリッドでは波線の届かない測線両端を除いて0.02km/sec以内である.

この観測では測線長が65kmと短く, Pn相までを確認できないため, 浅部構造しか求められない. よって, 深部構造に関しては, 近畿地方で実施された後述の藤橋-上郡測線と倉吉-花房測線(Sasaki et al., 1970)の深部構造を参考にして速度を仮定し, 深さ22kmまでは6.4km/sec, 35kmまでは6.8km/sec, 35km以深は7.6km/secとした(図4.11).

求められた浅部速度構造(図4.8)を見ると, 地表付近は3.1-4.5km/secと変化があるものの, その変化は地表のごく

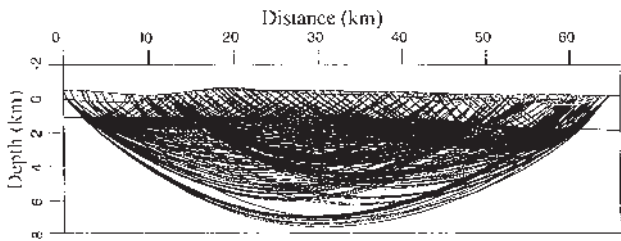


図4.10 1988年河内長野-紀和測線の浅部速度構造モデル推定のためにインバージョンにおいて使用した波線図

Fig. 4.10 Ray path diagram used for the inversion of upper crustal velocity model for the 1988 Kawachinagano-Kiwa profile.

表4.1 1988年河内長野-紀和測線の浅部速度構造モデル推定のためにインバージョンにおいて使用したモデルパラメーターの解像度と標準誤差

Table 4.1 Resolutions and standard deviations of the model parameters used to invert the upper crustal velocity model for the 1988 Kawachinagano-Kiwa profile.

	Position	Original	Resolution	Std. error	
Layer 2	Depth (km)	0	0.05	0.994	0.0386
		6	0.3	0.9905	0.0486
		12	0.01	0.9981	0.0216
		18	-0.51	0.9969	0.028
		27	-0.34	0.9973	0.026
		39	-0.1	0.9649	0.0937
		44	0.3	0.9631	0.0961
	Velocity (km/s)	48	0	0.9855	0.0603
		57	0.2	0.9964	0.03
		0	5.2	0.8615	0.0744
		11	5.2	0.9695	0.0349
		22	5.2	0.9895	0.0205
		33	5.2	0.9883	0.0217
		44	5.2	0.9467	0.0462
Layer 3	Depth (km)	50	5.2	0.9875	0.0224
		55	4.95	0.9817	0.027
		66	4.95	0.9873	0.0225
		0	1.2	0.8696	0.1805
		11	1.2	0.9505	0.1112
		22	1.2	0.9511	0.1105
	Velocity (km/s)	33	1.2	0.8868	0.1682
		44	1.3	0.9778	0.0746
		55	1.8	0.9508	0.111
		66	1.9	0.7295	0.26
		0	5.7	0.9156	0.0581
		11	5.7	0.9913	0.0186
	Velocity (km/s)	22	5.61	0.9954	0.0135
		33	5.55	0.9947	0.0146
44		5.7	0.9926	0.0172	
55		5.5	0.9911	0.0189	
66		5.5	0.7295	0.104	

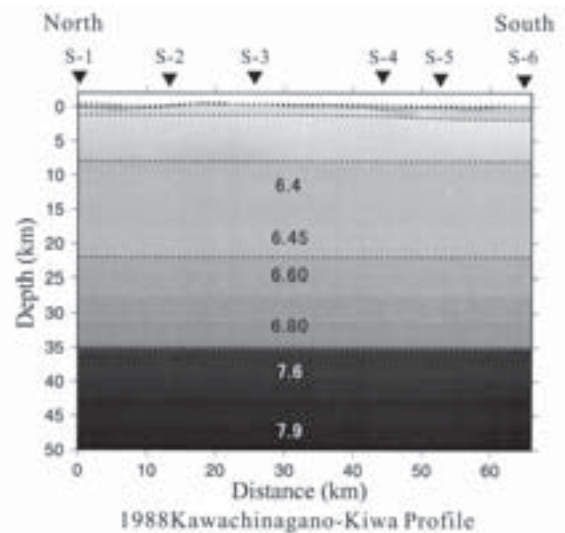


図4.11 1988年河内長野-紀和測線の深部速度構造モデル. 但し, 速度構造は藤橋-上郡測線と倉吉-花房測線の深部構造を参考に仮定している.

Fig. 4.11 Lower crustal velocity model for the 1988 Kawachinagano-Kiwa profile. The velocity of the lower crust is assumed to refer to the 1989 Fujihashi-Kamigori (this study) and Kurayoshi-Hanafusa (Yoshii et al., 1974) profiles.

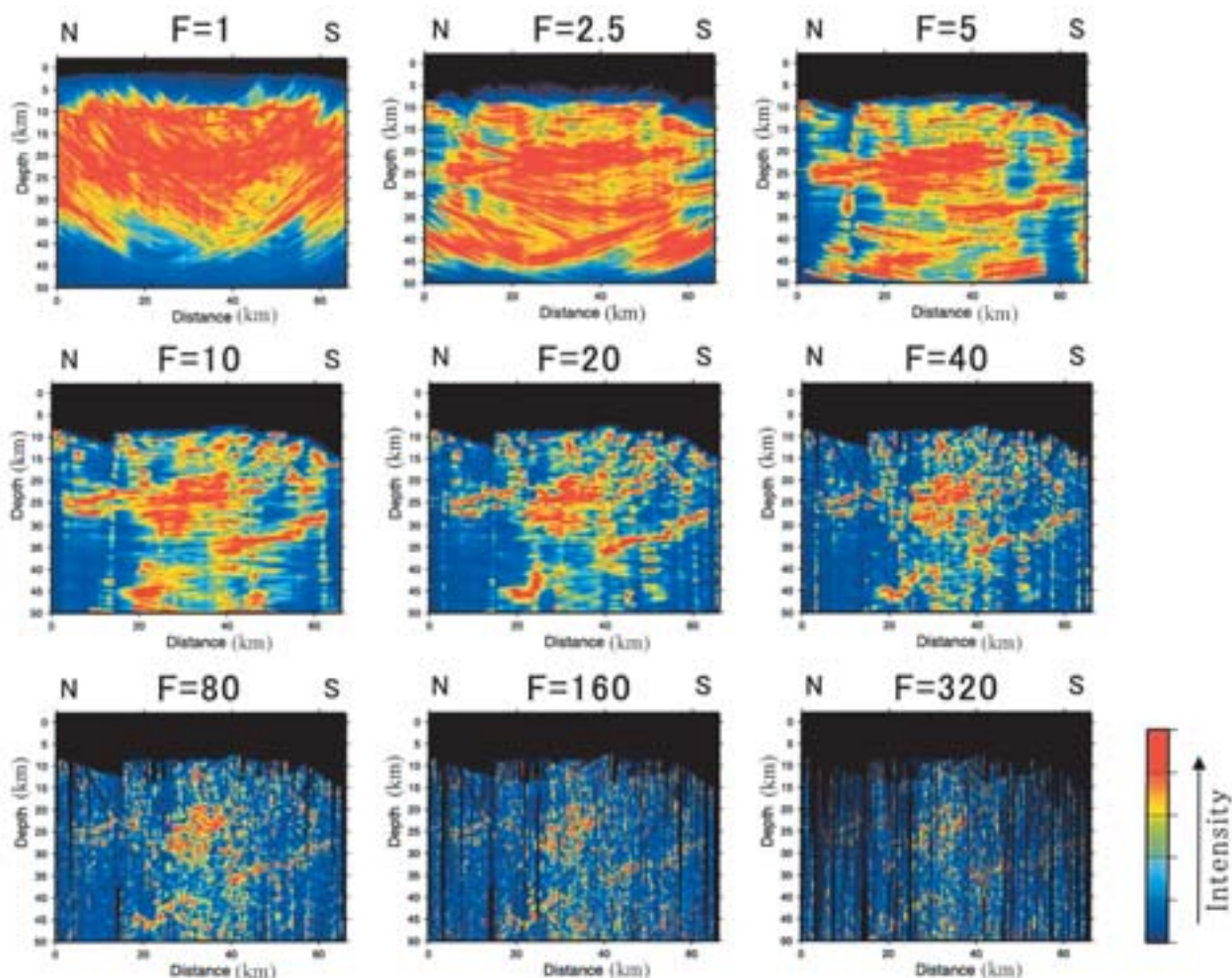


図 4.12 1988 年河内長野 - 紀和測線の観測データに本手法を適用して得られた反射断面図 (左上から control factor の値が 1, 2.5, 5, 10, 20, 40, 80, 160, 320 の場合)

Fig. 4.12 Seismic sections of the 1988 Kawachinagano-Kiwa profile. The range of the control factor (F) is from 1 (upper left) to 320 (lower right).

浅い部分 (~ 500m) までに限られ、それより深いところに関しては、水平方向の速度変化はほとんどない。そして深さ 1km から下は速度が 5.6km/sec の基盤となっており、測線全体的に見ると比較的単調な構造である。中央構造線付近の初動走時の遅れはごく浅部の構造だけで説明でき、測線のほぼ全体で見られる四万十累帯などの付加体は、速度構造的にはほぼ均質であると言える。

4.3.3 本手法適用

control factor は、テストの場合と同様に 1, 2.5, 5, 10, 20, 40, 80, 160, 320 の 9 つの値を用意した。適用した結果をまとめて図 4.12 に示す。得られた結果は、3.5 節でのノイズのあるデータに適用したテストの結果 (図 3.19) と傾向が類似している。F=1 の場合では、散乱重合法による円弧状のゴーストが大きくて反射面を識別することができない。F が大きくなるにつれて次第に反射面が浮かび上がり、F=20 や 40 になると北傾斜の反射面を明確に確認することができる。F=80 を超えると今度は反射面の連続性がはっきりしなくなる。F の上限及び下限値に近づくほどイメー

ジが得られていないのに対して、それらの中間に当たる F=20 ~ 80 でははっきりした反射面のイメージが得られており、この手法が実際のデータに対しても有効であることを示している。

以下では、はっきりとした反射面のイメージが得られた F=40 の場合を例にとり (図 4.13)、その結果に基づいてこの測線下の特徴を述べる。まず、深さ 30km 以浅の下部地殻において明確な北傾斜の反射面をいくつも確認することができ、この中には S-1 の記録上で認められた 2 重の反射面も含まれている。それらの反射面の傾斜角はそれぞれ 10° ~ 15° 程度である。また測線南端の深さ 25km のところに北へ傾斜する反射面を認識できる。S-6 のショット記録からも確認されたように、その反射面は南端から深さ 33km あたりまで 2 重の反射面になっている。注目すべきは、この反射面は深さ 35km を超えた付近より沈み込み角が 20° から 30° へと大きく変化していることである。そしてその反射面は深さ 50km 近くまで追うことができ、明らかに地殻より深いところにある。一方 Moho 面に関し

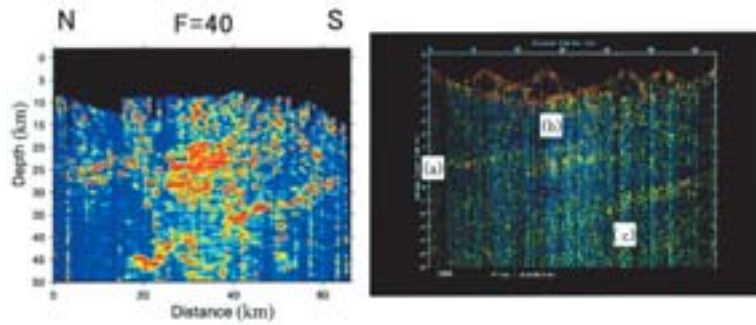


図 4.14 過去の研究との比較. 左は本手法適用による反射断面図. 右は吉井 (1991) による反射断面図. (a) 2 重反射面がマッピングされていない, (b) 連続する一つの反射面のように見える, (c) 反射面の傾斜角の変化が捉えられていない.

Fig. 4.14 Comparison between this study and the previous study. Cross-sections for this study (left) and for Yoshii (1991) (right). (a) Undetectable double reflectors, (b) undetectable multi reflectors, (c) undetectable change of the dip angle.

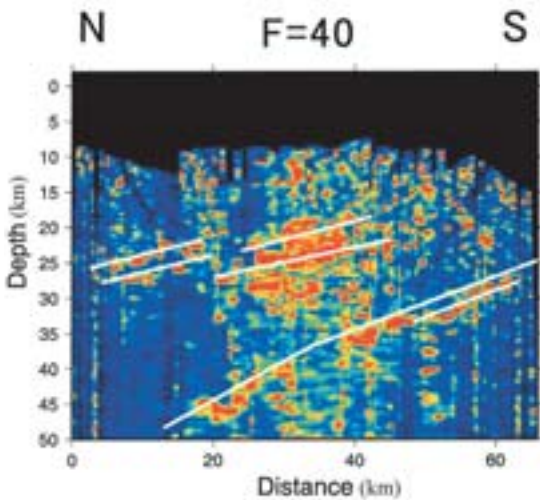


図 4.13 1988 年河内長野 - 紀和測線の反射断面図 ($F=40$ の場合)

Fig. 4.13 Seismic section of the 1988 Kawachinagano-Kiwa profile and its interpretation ($F=40$).

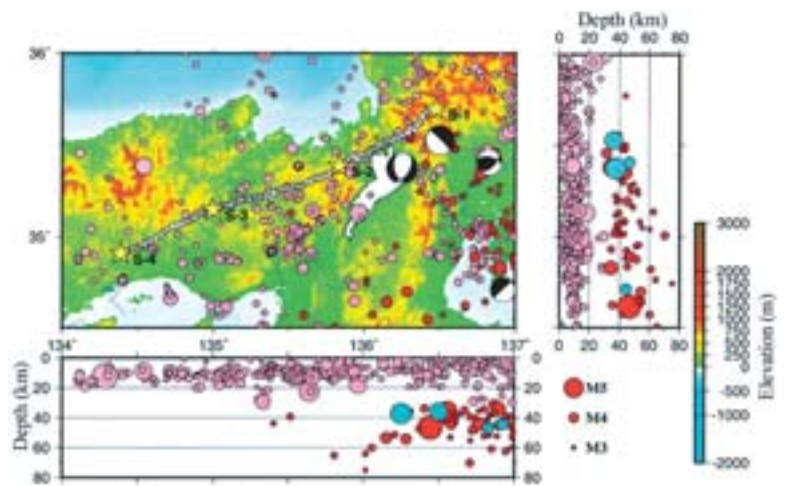


図 4.15 1989 年藤橋 - 上郡測線図. 星印はショット点, 白丸は観測点を示す. 同時に 1985 年 1 月 ~ 1994 年 12 月の期間に発生した微小地震の震源をプロットしている. 中村ほか (1997) より引用

Fig. 4.15 Location map of the 1989 Fujihashi-Kamigori profile. Stars and open circles indicate shot and receiver points, respectively. Hypocenters of micro-earthquakes from May 1995 to April 2001 (Nakamura *et al.*, 1997) are superposed.

では, 深さ 35km 付近にはその存在を確認することができない. これらの解釈に関しては, 5 章に譲る.

4.3.4 過去の研究との比較

本測線では吉井 (1991) によって CMP 重合法を用いた反射面のマッピングが試みられており, その結果と本手法の適用結果とを比較する (図 4.14). 但し, 本手法による結果は自動的に深度変換されており, 縦軸は深さを示している. 一方, 吉井 (1991) による結果は深度変換の処理をしていないので縦軸は往復走時である. また, 両者ではカラースケールが異なっていることからそのまま単純に比較はできないことに注意を要する. 深さ 20-30km において両者を比較すると, S-6 の記録上で確認されて

(図 4.7), 本手法の結果にも見られる 2 重反射面が, 吉井 (1991) の結果では 1 枚の反射面としてしかマッピングされていない (図 4.14 (a)). 同様に本手法の結果では分離されてイメージされている反射面が, 吉井 (1991) の結果では 40km にも及ぶ連続する 1 つの反射面として確認される (図 4.14 (b)). これは CMP 重合法による処理のために, 反射面の連続性が乏しく 1 つに見えていると考えられる. さらに相違点として, 南端の深さ 25km より沈み込んでいる反射面が挙げられる. 本手法の結果では深さ 35km を超えた付近で沈み込み角の変化が認められるものの, 吉井 (1991) の結果からはそのような変化ははっきりとしない (図 4.14 (c)). このように CMP 重合法だけでは, 全体の

概要は掴めるもののマッピングの信頼性に欠けるといった適用限界がある。本手法の適用により、同じデータからこれまで以上の情報を引き出すことができ、反射面の形状などをふまえた議論が可能である。

4.4 1989 年藤橋 - 上郡測線

4.4.1 観測概要と観測データ

1989 年藤橋 - 上郡測線 (爆破地震動研究グループ, 1995) が通るこの地域 (図 4.15) は中央構造線で区切られた内帯にあたり、全体的に見ると花崗岩の基盤がかなり広く露出している (図 4.4)。外帯ほど明瞭な地層の帯状配列はないが、測線上の S-3 を挟んで東側の主に石炭〜ジュラ紀の遠洋性堆積物と陸源砕屑岩類からなる地域と西側の白亜紀に噴出した珪長質火山岩類からなる地域とに大まかに区分される (日本の地質『近畿地方』編集委員会, 1987)。この地域ではこれまで爆破地震動研究グループにより倉吉 - 花房測線など繰り返し探査されており (例えば Yoshii *et al.*, 1974), 1) 地殻浅部の構造が単純であること、

2) 地殻の厚さが 30-40km であること, 3) Pn 速度がおおよそ 7.8km/sec (但し, 不確定要素が大きいため決定的ではない) であることが報告されている。フィリピン海プレートの動きは西南日本に対して北西の方向に 4cm/year の速度で移動しており (Seno *et al.*, 1993), 本測線下にも伊勢湾方向より沈み込んだフィリピン海プレートが存在すると予想される。Watanabe *et al.* (1990) と中村ほか (1997) などによって、定常観測データを用いて決定された震源分布からフィリピン海プレートの沈み込みを捉えようとする研究がなされてきた。しかし、本測線下では深さ 50km を超える深い地震がないためにフィリピン海プレートの位置の推定は難しい。

本探査は、それまで主として浅部の詳細な地殻構造の推定に重点が置かれていた探査対象を下部地殻から最上部マントルの深さにまで広げた。そのため、従来 1988 年河内長野 - 紀和測線のような 60-70km 測線長クラスの探査であったものが、本測線では 210km に延長されている。

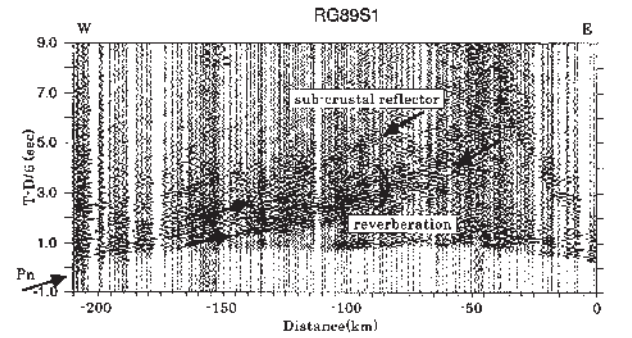


図 4.16 1989 年藤橋 - 上郡測線の観測波形 (S-1)。3-8Hz のバンドパスフィルターを使用。6km/sec で reduce してある。

Fig. 4.16 Record section (S-1) of the 1989 Fujihashi-Kamigori profile using a bandpass filter of 3-8Hz. The reduction velocity is 6km/sec.

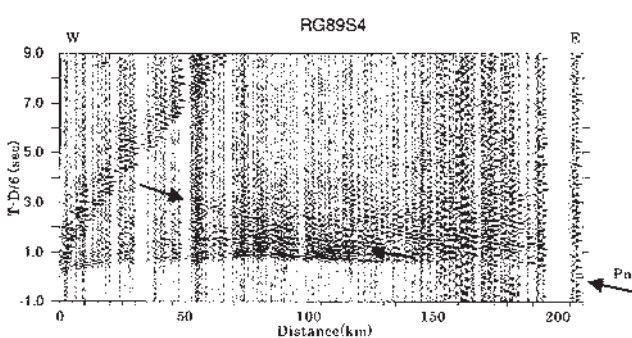


図 4.17 1989 年藤橋 - 上郡測線の観測波形 (S-4)。3-8Hz のバンドパスフィルターを使用。6km/sec で reduce してある。

Fig. 4.17 Record section (S-4) of the 1989 Fujihashi-Kamigori profile using a bandpass filter of 3-8Hz. The reduction velocity is 6km/sec.

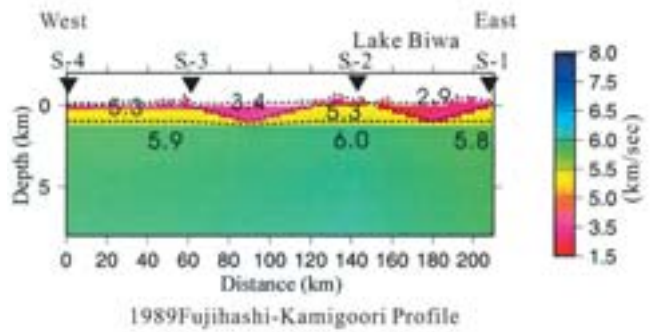


図 4.18 インバージョンにより推定された 1989 年藤橋 - 上郡測線の浅部速度構造モデル (深さ 8km まで)

Fig. 4.18 Upper crustal velocity model for the 1989 Fujihashi-Kamigori profile after travelttime inversion.

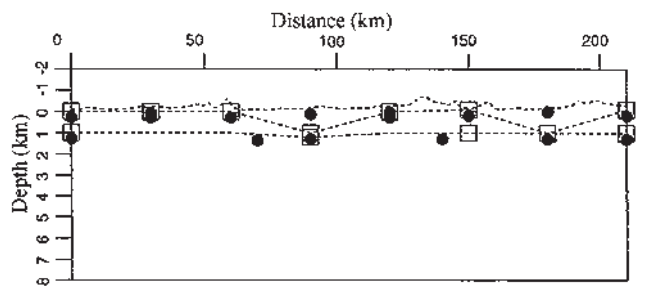


図 4.19 1989 年藤橋 - 上郡測線の浅部速度構造モデル推定のためにインバージョンにおいて使用したモデルパラメーター。四角が境界グリッド、丸が速度グリッドの位置を示す。

Fig. 4.19 Model parameters used for travelttime inversion of the upper crustal velocity model for the 1989 Fujihashi-Kamigori profile. The boundary and velocity nodes are indicated by squares and circles, respectively.

この延長に合わせて観測点を多数配置したことによって、従来の観測点間隔と同程度を確保している。観測点は137点であり、観測点間隔は約1.5kmを保持している。ダイナマイトによる発震点として測線東端よりS-1からS-4までの4点が設けられており、薬量は500-800kgである。但し、発震点間隔はおよそ70kmとなり、発震点数の不足は否めない。

観測されたデータでは、S-1とS-4の記録上で震央距離が180kmを超えると、明らかに見かけ走時が7km/secを上回るPn相を確認することができる(図4.16, 図4.17)。特にS-1の観測記録波形には、地殻下部および上部マントルでの反射によると思われる明瞭な後続波が見られ、その波群は継続時間の長いreverberationを示している(継続時間は2sec程度)。これはこの地域の地殻深部構造の不均質性が強いことを示唆している。また各観測記録波形において、振幅の強弱の差はあるものの、マッピングする際に障害となるS波の波群がみえる。さらに爆破点近傍(オフセット~30km)で観測されたトレースでは、震源周辺での多重反射や散乱の影響により、有意義な後続波をほとんど確認できない。また、S-1を除いて記録全体的にS/N比が低く、特にS-4ではノイズレベルが高く地殻深部から到達したと思われる後続波はほとんど認められない。

4.4.2 速度構造

浅部構造(深さ~8km)のインバージョンには、読み取り精度の情報を持った310個の読み取り走時を用いた。推定された構造を図4.18に示す。インバージョンの際に用いた速度グリッドと境界グリッドを図4.19に示し、それらの解像度と誤差を表4.2に示す。発震点が4点と少なくその間隔が70kmと離れているため、波線によって網羅される範囲は限られる(図4.20)。全体的に速度グリッドの解像度は低く、90%を超えないが、いわゆる基盤にあたる第3層の速度グリッドの解像度は全て99%を超える(表4.2)。これに対して境界グリッドの解像度は軒並み90%を超えている。誤差に関しては、境界グリッドで0.2km以内であり、速度グリッドでは平均的に0.1km/sec以内である。

続いて、震央距離の大きい観測点で確認されるPn相など地殻深部や最上部マントルを伝わってきた屈折波の読み取り走時を用いて、深部構造(~40km)を推定した。但し、そのような屈折波の読み取りデータは少ないため、深さ8km以下の層は全て水平を仮定した。インバージョンには、読み取り精度の情報を持った148個の読み取り走時を用い、そのうちPnの読み取り走時は23個である。推定された深部構造を図4.21に示す。インバージョンの際に用いた速度グリッドと境界グリッドを図4.22に示し、それらの解像度と誤差を表4.3に示す。また、計算した波線を図4.23に示す。第5層に関しては、速度グリッド、境界グリッドともに解像度は30%以下と低い(表4.3)。また、最上部マントルに対応する第6層の速度グリッドは90%を超えているが、境界グリッドは60%と低く、誤差はそれぞれ0.05km/sec, 0.6kmである。

まず浅部構造(深さ~8km)を見ると(図4.18)、この地

域でかつて調査された倉吉-花房測線などの結果から予想されたように、水平方向の構造の変化は深さ1kmを超えると殆どなくなり、比較的単純な構造であることがわかる。但し、石炭~ジュラ系に対応するS-1からS-3の間の地表から浅いところ(深さ~1km)では、水平方向の不均質性は強く、S-2とS-3の間に3.4km/secの低速度があり、S-1とS-2の間の琵琶湖北部では、2.9km/secとかなりの低速度を示している。但し、珩長質火山岩からなるS-3とS-4の区間では地表のすぐ直下から5.3km/secの基盤になっており、速度構造と地質との対応がよい。

深部構造に関しては、前述のようにMoho面を水平に仮定しており、推定されたその深さは約34km、最上部マントル速度は7.6km/secである。また深さ25kmにも6.3km/secから6.6km/secに速度の変化する層境界があるが、その深さ及び速度の解像度は悪く、詳細な議論は困難である。

4.4.3 本手法適用

本手法の適用には、これまでと同様に F の値が1, 2.5, 5, 10, 20, 40, 80, 160, 320の9通りの場合でテストを行った。その結果を図4.24にまとめて示す。発震点がおよそ70km間隔に4点しかない上、観測記録のS/N比が低いことなどから、河内長野-紀和測線の場合と比較しても全体的にイメージはあまりよくない。しかし、この結果にもcontrol factorの導入の効果が表れており、情報量が少ないながらもcontrol factorを調節することによって、散乱重合法($F=1$ のとき)やCMP重合法($F=320$ のとき)では識別が困難だった地殻深部構造のイメージが得られた。各イメージを見ていくと F の値が小さい(1や2.5)場合では、深さ15-35km全体にわたり振幅が大きく、反射面の識別はほとんど不可能に近い。 F を大きくしていくとノイズの軽減効果が現れ、それまで検出が困難だった反射面が出現する。しかし、そのまま F を大きくすると連続性が失われる。よってこの場合もこれまで同様に選択する範囲は $F=20\sim 80$ にが適当である。このようにS/N比が小さく、観測密度も低いデータの限られた情報量からには、従来のCMP重合法や散乱重合法では地下のイメージを作成することは難しく、両者の利点を取り入れた中間的な処理によって初めて明瞭なイメージが実現される。

$F=40$ の場合を取り上げて得られたイメージの特徴を述べる(図4.25)。データ量の不足からところどころマッピングされずにイメージの欠落している領域もあるが、それでもこの地域のいくつかの特徴が表れている。まず下部地殻に注目すると、単に連続する大きな反射面がいくつかあるだけでなく数km程の波長の短い反射面(もしくは反射体)も含まれており、およそ深さ25kmから35kmの間では様々な波長(数~数10km)の不均質を含むreflective zoneを形成している。西側の領域でも下部地殻内の反射面が確認されるが、S-4の記録の質が悪いために、同様にreflective zoneを形成しているかはっきりしない。また、屈折法から推定される深さには連続する明瞭なMoho面は確認されない。但し、測線中央部に深さ33kmに断片的ではあるが強い反射面が存在している。もう一つの特徴と

表 4.2 1989 年藤橋 - 上郡測線の浅部速度構造モデル推定のためにインバージョンにおいて使用したモデルパラメーターの解像度と標準誤差

Table 4.2 Resolutions and standard deviations of the model parameters used to invert the upper crustal velocity model for the 1989 Fujihashi-Kamigori profile.

		Position	Original	Resolution	Std. error
Layer 1	Velocity (km/s)	30	4.07	0.0644	0.1934
		90	3.13	0.6199	0.1233
		120	3.7	0.5695	0.1312
		180	2.61	0.7675	0.0964
		0	0	0.9976	0.0244
Layer 2	Depth (km)	30	0	0.9193	0.142
		60	0	0.9978	0.0234
		90	1	0.9477	0.1143
		120	0	0.9822	0.0667
		150	-0.1	0.9971	0.0267
		180	1	0.9981	0.0545
	Velocity (km/s)	210	-0.1	0.9985	0.0192
		0	4.82	0.1719	0.182
		30	4.86	0.7381	0.1024
		60	5.46	0.9088	0.0604
		90	4.96	0.278	0.1699
		120	5.02	0.8005	0.0893
Layer 3	Depth (km)	150	5.03	0.8747	0.0708
		180	5.51	0.5586	0.1329
		210	5.5	0.9354	0.0508
		0	1	0.9587	0.1016
	Velocity (km/s)	90	1.2	0.858	0.1884
		150	1	0.9933	0.041
		210	1	0.8637	0.1846
		0	5.86	0.9987	0.0073
		70	5.9	0.9995	0.0043
Layer 4	Velocity (km/s)	140	5.97	0.9996	0.0041
		210	5.79	0.9984	0.0079

表 4.3 1989 年藤橋 - 上郡測線の深部速度構造モデル推定のためにインバージョンにおいて使用したモデルパラメーターの解像度と標準誤差

Table 4.3 Resolutions and standard deviations of the model parameters used to invert the lower crustal velocity model for the 1989 Fujihashi-Kamigori profile.

		Position	Original	Resolution	Std. Error
Layer 4	Velocity (km/s)	0	6.16	0.9954	0.0136
		105	6.13	0.9995	0.0046
		210	6.11	0.9968	0.0113
Layer 5	Depth (km)	105	25.25	0.0376	0.981
	Velocity (km/s)	105	6.61	0.2894	0.1686
Layer 6	Depth (km)	105	34.09	0.6057	0.6279
	Velocity (km/s)	105	7.55	0.9369	0.0502

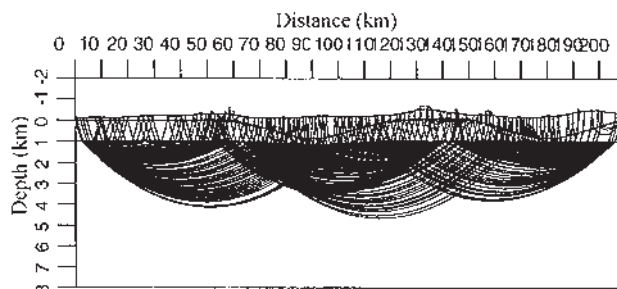


図 4.20 1989 年藤橋 - 上郡測線の浅部速度構造モデル推定のためにインバージョンにおいて使用した波線図

Fig. 4.20 Ray path diagram used for the inversion of the upper crustal velocity model for the 1989 Fujihashi-Kamigori profile.

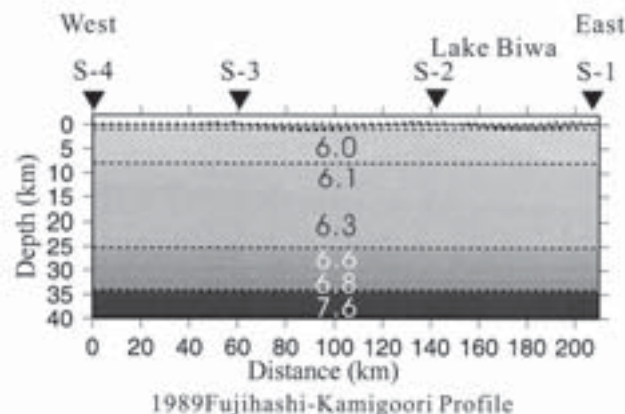


図 4.21 インバージョンにより推定された 1989 年藤橋 - 上郡測線の深部速度構造モデル

Fig. 4.21 Lower crustal velocity model for the 1989 Fujihashi-Kamigori profile after travelt ime inversion.

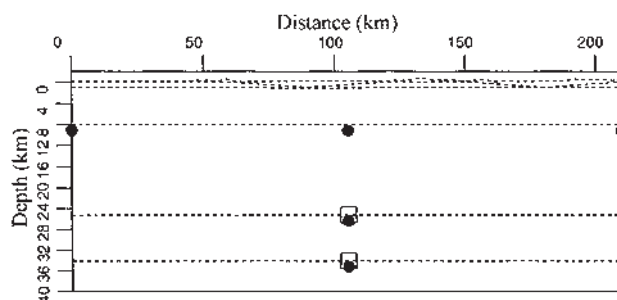


図 4.22 1989 年藤橋 - 上郡測線の深部速度構造モデル推定のためにインバージョンにおいて使用したモデルパラメーター

Fig. 4.22 Model parameters used for the travelt ime inversion of the lower crustal velocity model for the 1989 Fujihashi-Kamigori profile. The boundary and velocity nodes are indicated by squares and circles, respectively.

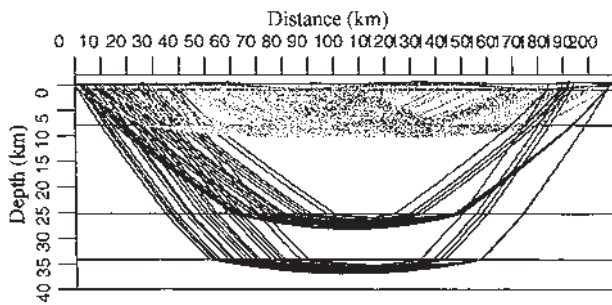


図 4.23 1989 年藤橋 - 上郡測線の深部速度構造モデル推定のためにインバージョンにおいて使用した波線図

Fig. 4.23 Ray path diagram used for the inversion of the lower crustal velocity model for the 1989 Fujihashi-Kamigori profile.

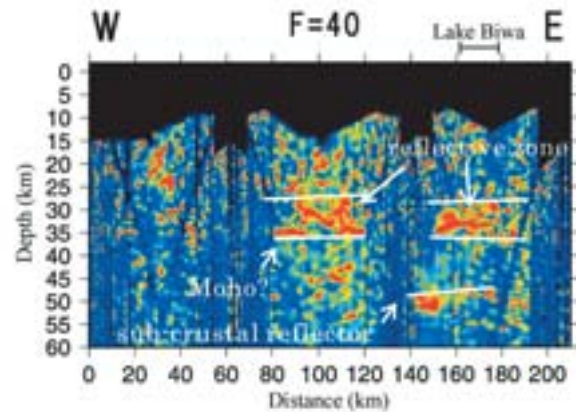


図 4.25 1989 年藤橋 - 上郡測線の反射断面図とその解釈 ($F=40$ の場合)

Fig. 4.25 Seismic section of the 1989 Fujihashi-Kamigori profile and its interpretation ($F=40$).

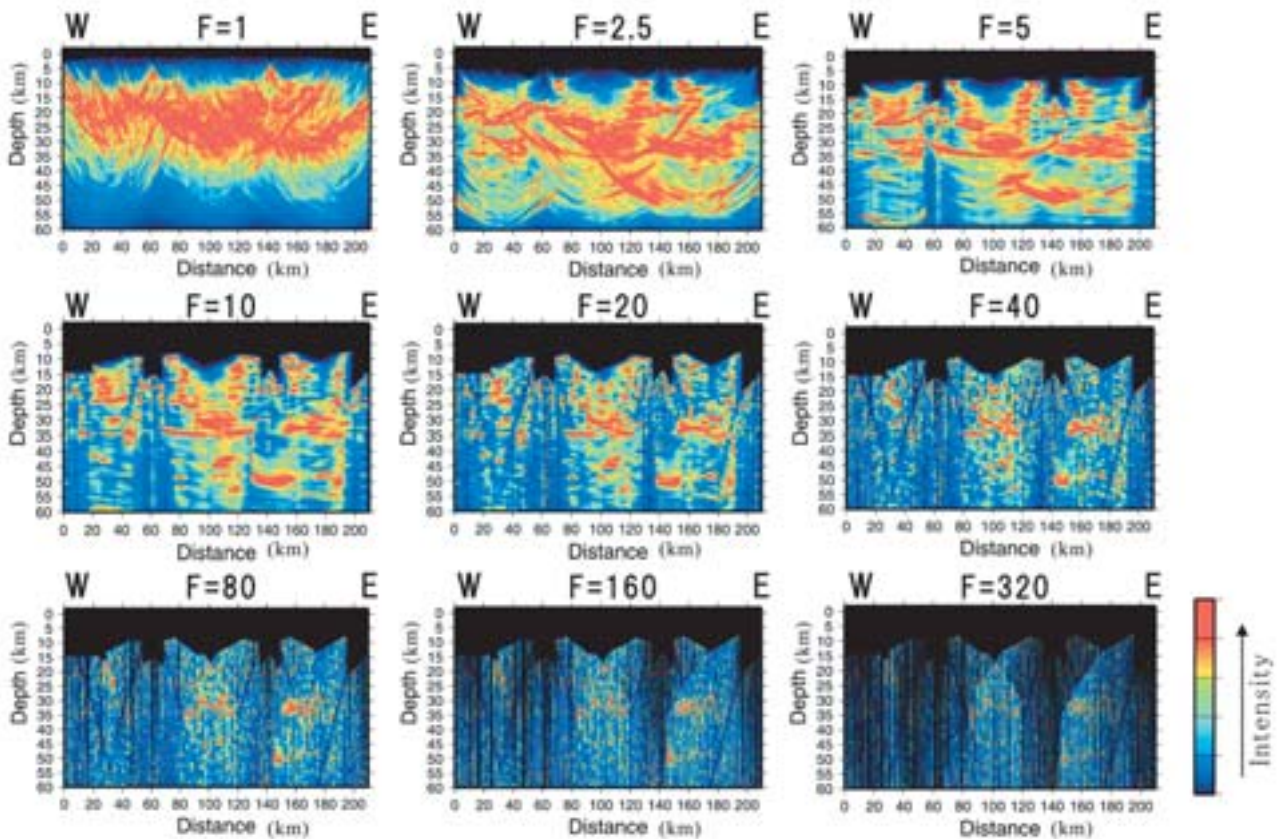


図 4.24 1989 年藤橋 - 上郡測線の観測データに本手法を適用して得られた反射断面図 (左上から control factor の値が 1, 2.5, 5, 10, 20, 40, 80, 160, 320 の場合)

Fig. 4.24 Seismic sections of the 1989 Fujihashi-Kamigori profile. The range of the control factor (F) is from 1 (upper left) to 320 (lower right).

して、ちょうど琵琶湖北部下の深さ約 50km 付近に強い反射面が確認される(距離 140-160km)。この深さは、すでに地殻ではなく上部マントルに達している。この反射面がこの領域に限られるのかそれとももっと広がりを持って測線中心部まで延びているのかは、この情報量の少ないデータでは断定できない。下部地殻の reflective zone 形成過程、Moho 面の存在、琵琶湖北部の地下深部で確認される反射面の解釈に関する議論は 5 章にて説明する。

5. 解釈

5.1 1988 年河内長野 - 紀和測線

5.1.1 フィリピン海プレート

得られた結果(図 4.13)では、測線南端の深さ 25km より北に傾斜する反射面を深さ 50km 程まで確認でき、深さ 35km 付近より傾斜角が 20° から 30° に変化している。また、この反射面には測線南端から北側に少なくとも深さ 33km 程度までは反射面が部分的に 2 重となる領域も認められる。この深部にまで達する北傾斜の反射面は、紀伊半島下に沈み込むフィリピン海プレートの上面を捉えているものと考えられ、その反射面について検証する。

まず反射面がフィリピン海プレートの上面であることを裏付ける証拠として、1999 年に実施された四国東部・中国地方を横断する南海トラフ海陸境界深部構造探査について取り上げる(図 5.1 の太い実線)。この探査結果は Kodaira *et al.* (2001) や蔵下ほか(2002) によって報告

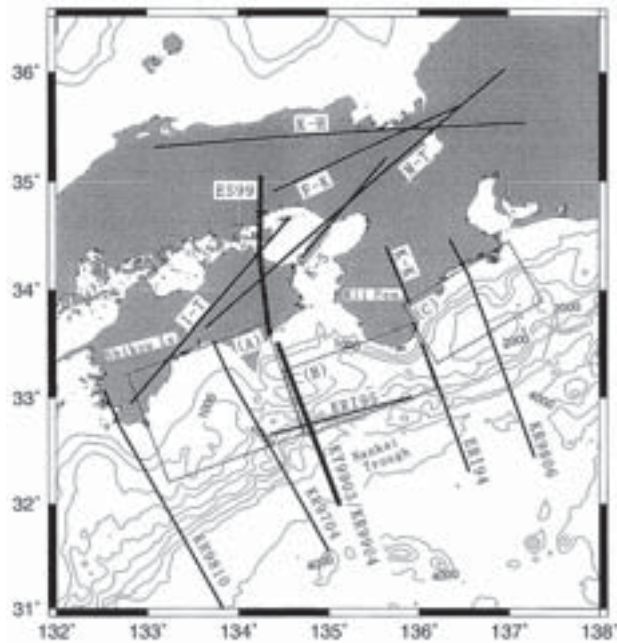


図 5.1 1999 年に実施された南海トラフから四国東部・中国地方を横断する海陸統合地殻構造探査測線図(太い実線)。蔵下ほか(2002)より引用

Fig. 5.1 Location map of the seismic survey line conducted in 1999 (solid line) (Kurashimo *et al.*, 2002). The line intersects with the Nankai trough, in the eastern part of Shikoku Island and the Chugoku District.

されている。この観測は、四国東部に設置された陸上測線 165km とその測線を更に南の海上にまで延長した海上測線 185km の海陸両方で同時に実施され、これは河内長野 - 紀和測線よりもおよそ 150km 西に位置する。この海陸両方のデータを統合した解析結果(蔵下ほか, 2002)を図 5.2 に示す。沈み込むプレートは約 6° の傾斜を持っていて、その角度は海岸線付近で変化し、四国東部下では約 12° となっている。また、観測された波形記録に認められる 2 重反射波は、沈み込むプレートの上面と島弧地殻との境界付近に存在する低速度層に起因していると提案している。蔵下ほか(2002)はその層の速度を 4km/sec と仮定して、その層の厚さをおよそ 1km と見積もった。本測線の観測記録にも 2 重反射波が確認され、測線南端の深さ約 25km 付近にマッピングされている。蔵下ほか(2002)と同様にこの 2 重反射面を低速度層の上下の境界であると考え、その層の厚さを見積もった。速度は同じく 4km/sec を仮定すると層の厚さはおよそ 1.5km となる。これは、先程の蔵下ほか(2002)の結果とおおむね一致する。

この地域では他にも 1994 年に河内長野 - 紀和測線の南端から海上まで 160km 延長した測線にて海陸境界域構造探査が実施されており(例えば、西坂, 1997)(図 5.3)、次にこの探査によって推定されたフィリピン海プレートの深さとの本研究による北傾斜の反射面との対応を検討する。西坂(1997)によると、フィリピン海プレートは沈み込み始めから島弧下に向かうにつれ、3°→5°→10° と徐々に沈み込む角度を大きくしながら潜り込んでいる(図 5.4)。本研究の反射面が西坂(1997)の結果のフィリピン海プレートと連続することを確かめるために、西坂(1997)の結果を外挿して本研究の測線南端でのプレート上面の深さを見積もった。西坂(1997)の結果では沈み込むプレートの最終的な傾斜角は 10° であり、本研究の反射面の傾斜角は 20° である。そこで 2 つの測線の間を外挿するためにその区間の傾斜角を 10° と 20° とその中間にあたる 15° の 3 つを想定した。その結果、10° の傾斜角で沈み込んでいる場合では、測線南端において深さ 20km、15° の場合では深さ 24km、20° の場合では、深さ 38km に達した。

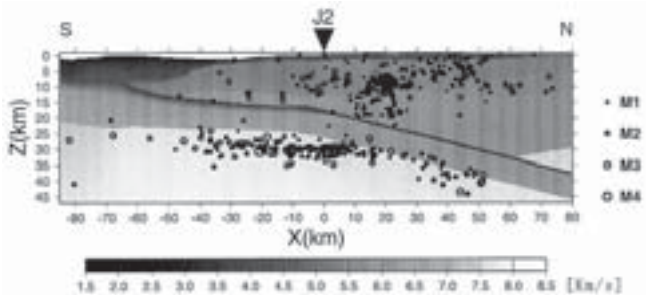


図 5.2 四国東部における沈み込むフィリピン海プレートの形状と地震波速度構造。微小地震の震源もプロットしてある。蔵下ほか(2002)より引用

Fig. 5.2 Geometry of the subducting Philippine Sea plate and the crustal velocity structure (Kurashimo *et al.*, 2002). The hypocenters are also superimposed.

実際の測線南端では反射面は深さ 25km に確認されており、傾斜角を 15° に仮定した場合のプレート境界とはほぼ一致する。このようにプレートの沈み込む角度が次第に大きくなることを考慮すれば、本研究の反射面は西坂 (1997) によるプレート境界の深部に対応する可能性が高い。

さらに西坂 (1997) の結果ではフィリピン海プレート上に海洋性地殻第 2 層として 4.2-4.6km/sec と 5.3-5.9km/sec のほぼ厚さの等しい 2 つの低速度層が存在しており、厚さは合わせて 1.8km である。本測線南端で見られる 2 重反射面は、この海洋性地殻第 2 層を挟む上面と下面からの反射波であると仮定し、速度をその中間にあたる 5km/sec を用いて、その層厚を見積もった。その結果、層の厚さは 1.9km となり、西坂 (1997) の 2 つ低速度層の厚

さの 1.8km とほぼ致した。つまり、2 重反射面は、海洋性地殻第 2 層を挟む上面と下面を捉えていると考えられる。

以上 3 つの結果を総合すると、深部まで達する北傾斜の反射面はフィリピン海プレートの上面を表していると考えられる。ここで西坂 (1997) 及び本研究から推定されるフィリピン海プレートの形状をまとめると、フィリピン海プレートは紀伊半島沖から傾斜角を段階的に 3°→5°→10° と大きくしながら潜り込み、紀伊半島下で 20° となり、深さ 35km 付近より 30° と更に大きくなる。プレートの上には海洋性地殻第 2 層と考えられる層が、沈み込み始めから少なくとも深さ 33km まで続いている可能性がある。この沈み込み角は、蔵下ほか (2002) による結果における四国東部下のフィリピン海プレートの傾斜角 (12°) と比べるとかなり大きい。すなわちフィリピン海プレートの形状には大きな地域性があると言える。

次にこのフィリピン海プレートと震源分布との関係について考察する。1988 年河内長野ー紀和測線の反射断面 (図 4.13) に微小地震をプロットした図を示す (図 5.5)。震源分布は東京大学地震研究所地震地殻変動観測センターから提供されたデータを使用し、1995 年 7 月～2001 年 6 月までの期間に観測された地震を用いている。震源分布の上限とプレートの傾きはほぼ平行で、その角度は 20° である。さらに深さ 45km 付近では震源分布もプレートと平行に傾斜が 30° と大きくなっている。しかし、プレート

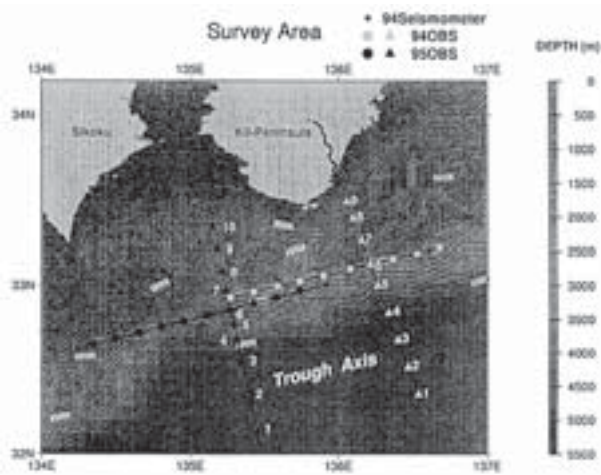


図 5.3 1994 年に紀伊半島沖で実施された海陸境界域構造探査測線図 (図中の東側の南北測線)。西坂 (1997) より引用

Fig. 5.3 Location map of the seismic line off of the Kii Peninsula in 1994 (the easternmost north-south line in the figure) (Nishisaka, 1997).

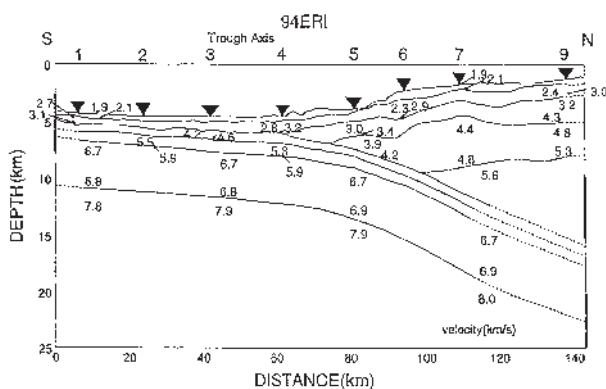


図 5.4 紀伊半島沖における沈み込むフィリピン海プレートの形状と地震波速度構造。西坂 (1997) より引用

Fig.5.4 Geometry of the subducting Philippine Sea plate and the crustal velocity structure off of the Kii Peninsula (Nishisaka, 1997).

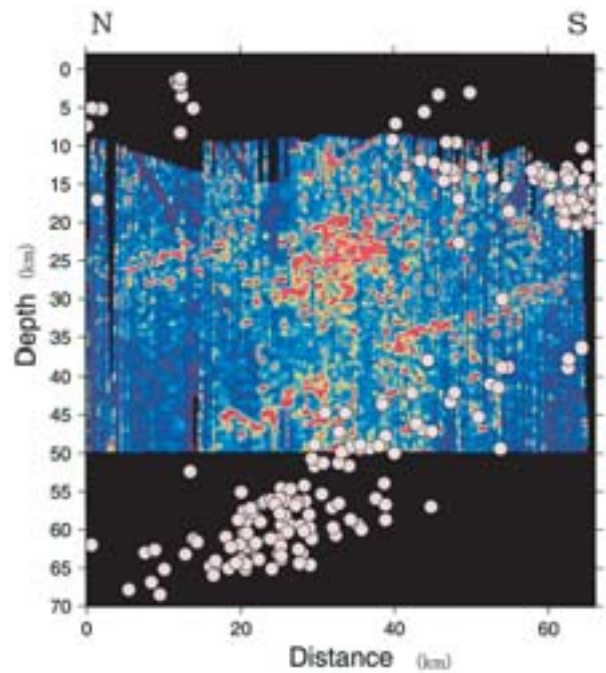


図 5.5 1988 年河内長野ー紀和測線の反射断面図に微小地震の震源をプロットした。震源データは東京大学地震研究所地震地殻変動観測センターより提供

Fig. 5.5 Seismic section for the 1988 Kawachinagano-Kiwa profile superimposed with hypocenters, which were provided by the Earthquake Observation Center of the Earthquake Research Institute at the University of Tokyo.

上面と震源分布の上限とは一致しておらず、常に深さにして 10km 程度の系統差がある。この差について議論をする前に、まず震源分布とプレート上面の深さの差が本当に有意であるか確認する必要がある。この差を生じさせる原因として、震源の決定精度の問題が考えられる。震源決定精度による震源のばらつきを見積もるために、震源決定誤差を図 5.6 に示す。これにより震源はほとんど 1.5km 以内の精度で決定されていることがわかる。他の原因として、震源決定と本手法適用の際に用いられた速度構造モデルの違いによって系統的な差を生じている可能性がある。その影響を排除するために、震源決定の際に用いられた速度構造(図 5.7)を使用して再び反射面のマッピングを行った。同じ速度構造モデルを用いることによって、プレート上面と震源分布との相対的位置関係を確認することができる。その結果を図 5.8 に示す。得られた結果を図 5.5 と比較すると約 1km 反射面が深くなっている。上記 2 つの原因が及ぼす影響を考慮しても、プレート上面と震源分布の間には 10 ± 2.5 km の差が存在することは確かである。この結果を踏まえてフィリピン海プレートと震源分布との関係について検討する。

すでに海洋性地殻の厚さは約 7km と見積もられていることから(西坂, 1997), 地震は沈み込む海洋性地殻内やプレート境界近傍ではほとんど発生しておらず、その活動の中心は海洋性マンツルの内部であることがわかる。地震のメカニズム解の研究からも、主要な地震のメカニズム解は高角で北東側が滑り落ちる正断層型であり、プレート境界にしばしば見られるスラスト型地震を裏付ける結果は得られていない(中村ほか, 1997)。また四国東部の速度構造と震源分布(図 5.2)からも、プレート上面と震

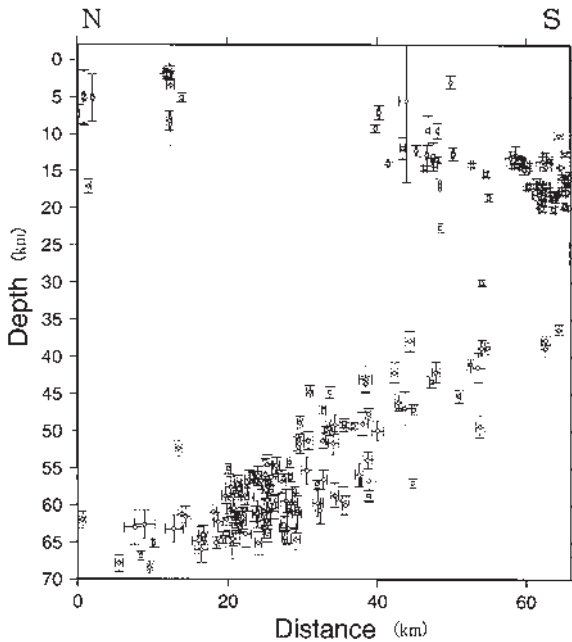


図 5.6 図 5.5 で 1988 年河内長野 - 紀和測線の反射断面図に用いた微小地震の震源決定誤差
 Fig. 5.6 Errors of the hypocenters shown in Fig. 5.5.

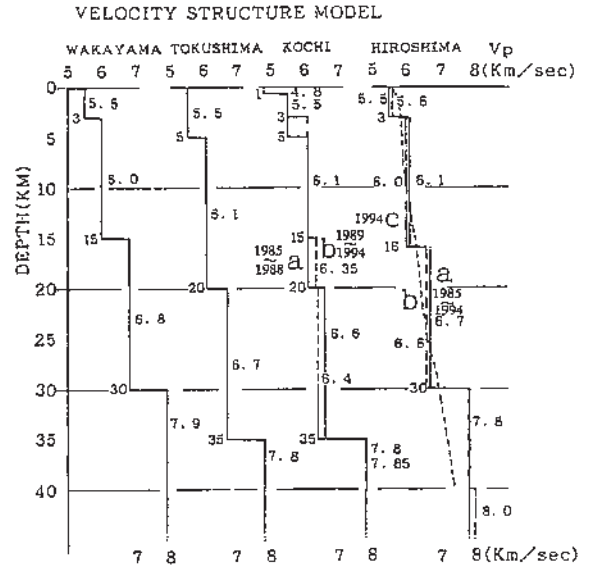


図 5.7 震源決定に使用された速度構造(一番左)。中村ほか(1997)より引用
 Fig. 5.7 Velocity structure used for hypocentral determination (leftmost) (Nakamura et al., 1997).

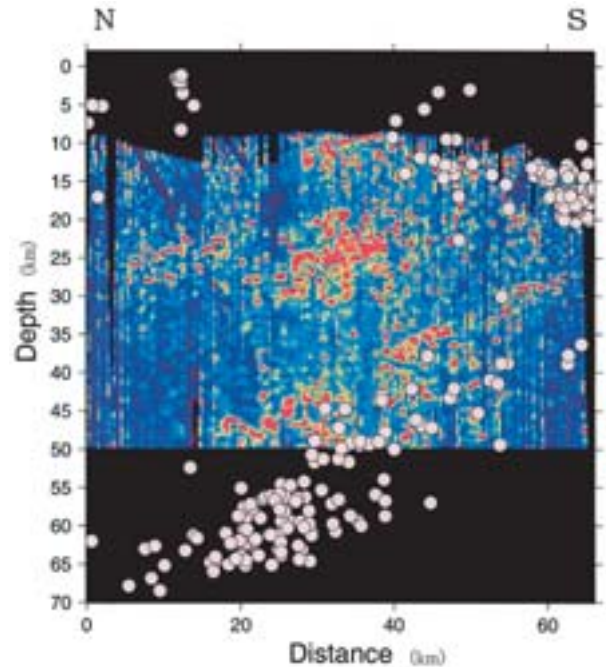


図 5.8 震源決定に使用された速度構造を用いた場合の 1988 年河内長野 - 紀和測線の反射断面
 Fig. 5.8 Seismic section for the 1988 Kawachinagano-Kiwa profile based on the same velocity structure used for the hypocentral determination.

源分布の間には本測線の場合と同様に約 10km の差が存在している。ここでも地震活動のほとんどが海洋性マントル内に限定され、海洋性地殻及びプレート境界ではほとんど地震が発生していない。このような地震の起こり方は、四国東部から紀伊半島を含む周辺域のフィリピン海プレート共通の特徴だと考えられる。

続いては、フィリピン海プレートの海洋性マントル内で起きている地震の原因について考察する。Seno *et al.* (2001) は、この沈み込むフィリピン海プレート内で発生する海洋性マントル内地震はマントルの脱水反応に伴う脆性化が原因であると提案している。瀬野ほか (2000) によると、伊豆 - 小笠原背弧に当たる四国海盆が開いた時に正断層の発達と共に蛇紋岩が形成されたと考えられ、それが沈み込んでいるためにプレートの海洋性マントルにはそのまま蛇紋岩が存在している可能性があり、蛇紋岩は脱水すると脆性化するために、脱水不安定を起こして高い圧力下でも地震が起こりうると説明している。蛇紋岩は深さ 40-60km に相当する圧力では 640-690°C で脱水し脆性化する (Ulmer and Trommsdorff, 1995)。Peacock and Wang (1999) によって四国沖から沈み込むフィリピン海プレートの温度分布は詳しく研究されている (図 5.9)。彼らによると、深さ 40-60km において蛇紋岩の脆性化する境界は、プレート境界下およそ 14km に位置する。これは図 5.8 における海洋性マントル内での微小地震活動の中心とほぼ一致する。したがって蛇紋岩脱水反応に伴う脆性化がフィ

リピン海プレートの海洋性マントル内地震の活動に大きく関与していると考えられる。

5.1.2 外帯島弧下部地殻

図 4.13 では深さ 20km から 25km にかけて複数の反射面が確認され、いずれも 10 ~ 15° の角度で北に傾斜している。この反射面の成因について考察する。この探査の行われた紀伊半島南部は、ほとんどが四万十累帯といったプレート沈み込みに伴う付加体によって形成されている。付加体形成には、はぎ取り付加と底付け付加 (underplating) との 2 つのプロセスがあり、Matsuda and Isozaki (1991) によって、プレート沈み込み帯における付加プロセスについて詳しく説明されている (図 5.10)。これを引用して底付け付加について説明する。プレートの沈み込み時に海洋性地殻とともにその上にある遠洋性堆積物などが一緒に沈み込む。これがそのまま地下深部まで達すると、遠洋性堆積物 (ときには海洋性地殻までも) は切断され、その切れたところは衝上断層となり、切れた後ろの部分は前の部分の下に潜り込む。これを繰り返して下方から上方に次々と付け足しながらデュプレックス構造が発達していく。これを底付け付加 (underplating) と呼ぶ。このとき最下位の衝上断層はデコルマ面となる。そこで仮に紀伊半島下の深さ 25km のところにまで底付け付加作用が働いているとするならば、その深さまでデュプレックス構造が発達し、付加作用の最前線がデコルマ面となるであろう。そのまま付加作用が続いて付加体が成長していけば、付加作用の最前線が徐々に海側へ移動していき、結果的に移動後にデコルマ面が残ることになる。その残されたかつてのデコルマ面が現在の北傾斜の反射面である可能性がある。本研究と西坂 (1997) の結果から紀伊半島沖から沈み込むプレート上面には海洋性地殻第 2 層であると考えられる層が深さ 33km まで存在しており、現在も底付け付加によって下部地殻に付加作用が進行していることが十分に考えられる。また、外帯には火成活動はほとんどみられず、火成岩の貫入や熱による変成作用などによる地殻の改変はまだあまり受けていないと考えられる。そのため底付け付加による構造形成の痕跡が初期

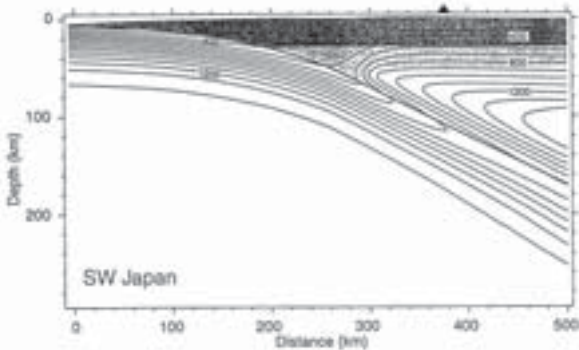
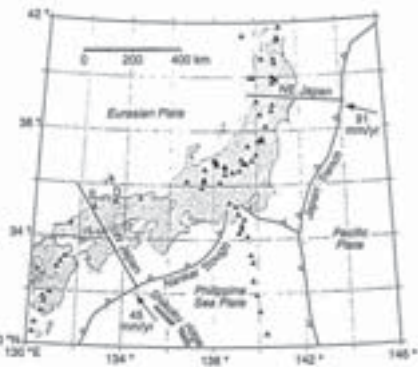


図 5.9 Peacock and Wang (1999) によって計算された四国沖から沈み込むフィリピン海プレートの温度構造。Peacock and Wang (1999) から引用

Fig. 5.9 Thermal structure of the subducting Philippine Sea plate from off of Shikoku Island (Peacock and Wang, 1999).

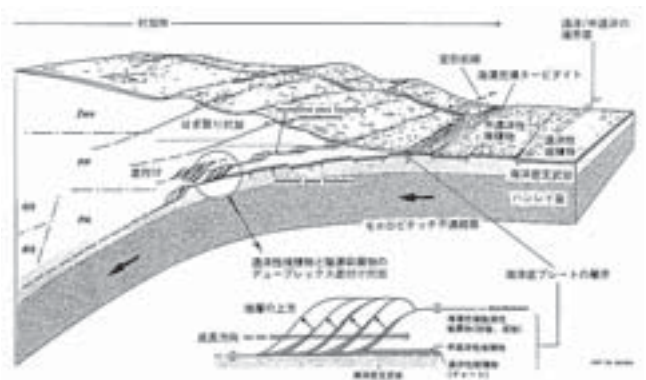


図 5.10 付加体の模式断面図。Matsuda and Isozaki (1991) から引用

Fig. 5.10 Schematic section of accretionary prism (Matsuda and Isozaki, 1991).

化されずに現在まで保存されているのであろう。

紀伊半島下における今回の結果からは、島弧の明瞭な Moho 面は確認されない。一方、地殻下部における複数の北傾斜の反射面や、その下のフィリピン海プレート上面の反射面が確認されたことから、この地域の Moho 面はこれらの反射面のようにある境界面から突然速度が大きく変化する境界ではないと考えられる。このように反射面としての Moho 面を確認できない理由として、1) 下部地殻の反射面やプレート境界と比べて Moho 面での速度変化が小さい場合、2) Moho 面が下部地殻からマントルに向かい徐々に速度が増加していくような遷移区間である場合、3) Moho 面の形状が非常に起伏に富んでいる場合等が考えられる。しかし、探査の測線が短いことから、屈折法解析による Moho 面の深さとその直下の速度の推定はされておらず、Moho 面がはっきりと確認できない理由を特定することは難しい。

5.2 1989 年藤橋 - 上郡測線

5.2.1 内帯島弧下部地殻

図 4.25 の結果から得られる下部地殻のイメージでは、深さ 25-35km にかけて反射的性質の強い帯 (reflective zone) を形成している。その帯の中に確認される反射面 (もしくは反射体) は数 km ~ 数 10km の波長をもっており、下部地殻には様々な大きさの不均質が存在していると考えられる。外帯にあたる先程の河内長野 - 紀和測線の下部地殻には、これほど多様性のある不均質構造は確認されない (図 4.13)。この下部地殻の様相の違いを生じさせている原因について考える。

内帯と外帯との大きな違いは火成活動の有無であり、内帯では白亜紀からの火成活動が広く認められる。下部地殻が reflective となる要因としては、火成岩の貫入による板状貫入岩体 (sill)、変成作用によって生じる細かいスケールの層構造、マイロナイトの存在、岩質の違いによる層構造などがあり、一般的にはこれらの成因が複合して生じていることが多い (Mooney and Meissner, 1992)。内帯では火成活動が確認されていることから、これらの原因の中でもとりわけ火成岩の貫入と火成活動に伴う熱的変成作用が重要な鍵を握っていると考えられる。下部地殻は延性的な性質をもつため、プレート運動に起因するような構造応力の下では延性流 (ductile flow) を生じる。その延性流に伴う剪断応力により下部地殻に薄層 (laminate) 構造を形成して、水平に近い節理面が発達していく。火成活動による火成岩が、この節理面に沿って貫入してくることによって sill を形成し、下部地殻において強い速度コントラストを形成していると考えられる。更に火成岩の貫入に伴いその周囲では熱的変成作用が働き、さらに不均質性が発達するであろう。この過程により下部地殻の反射的性質が強くなっていった可能性がある。この説が正しいとするならば、外帯の下部地殻の反射的性質がそれほど強くない原因は、内帯ほど火成活動による地殻の改変を経験していないためだと考えられる。つまり内帯では火成活動によって下部地殻の不均質性が発達している一方、外帯では付加作用により新しい地殻が形成さ

れ始めたばかりの初期の段階にあると考えられる。これは島弧地殻進化過程のステージの違いを表しているかもしれない。

Moho 面に関して考察すると、屈折法解析によって Moho 面の深さは 34km と見積もられたが、その深さには限られた領域で 10km 長ほどの反射面が確認されるものの、測線全体にわたるような連続的で明瞭な反射面は認められない。これは Moho 面が屈折法によって求められた速度構造から予想されるような単純な速度不連続境界ではないためであると考えられる。Mooney and Meissner (1992) によると、大陸地殻の Moho 面は連続的でほとんど幅を持たない水平面のようなものではなく、実際には連続性は区分的にしか存在せず、その境界も 3-5km の幅をもっており、下部地殻から上部マントルまで速度が徐々に遷移している構造であると述べている。Braile and Chang (1986) は、Moho 面は下部地殻から上部マントルまで平均速度が徐々に増加していく遷移層であるとし、その遷移層は薄い低速度と高速度の層が網目状に分岐・合流する互層構造から構成されているモデルを提唱した (図 5.11)。彼らは更にこのモデルから理論地震記象を計算し、屈折法解析を用いた場合には Moho 面は連続的かつ単純な速度不連続面に見えるが、反射法解析を用いた場合には幅のある遷移層に見えるというこれまでの矛盾を解決した。このような互層構造は、ほぼ垂直入射する波に対しては互層間における干渉によって波を強めたり弱めたりするために区分的に分布する反射面となる。一方、主に水平方向に進行する波を使用した屈折法解析は細かい垂直方向の速度不均質に対しては敏感でないため、単純な速度不連続境界として捉えられる。

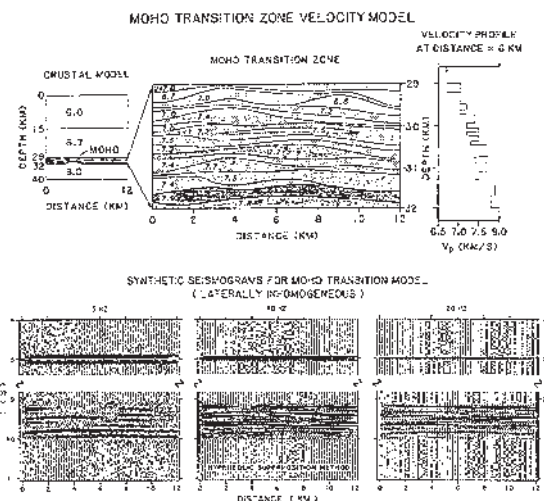


図 5.11 Braile and Chang (1986) によって提唱された Moho 遷移層モデル。遷移層は薄い低速度と高速度の層が網目状に分岐・合流する互層構造から構成されている。

Fig. 5.11 Moho transition zone model (Braile and Chang, 1986). The transition zone consists of random, thick-variable, high- and low-velocity lamellae.

本測線の Moho 面についても同様に、屈折法と反射法解析による解釈の違いがあり、Moho 面が互層構造からなる遷移層によって構成されている可能性がある。Moho 面がこのような遷移層によって構成されていることは、火成活動から説明することができる。下部地殻とマントルとの境界に火成活動があると、火成岩貫入によって sill ができ不均質な構造を形成する。広域的な応力場による下部地殻の延性流によってその不均質構造が水平方向に引き伸ばされることにより、水平に近い薄い層からなる互層の不均質構造が形成されると考えられる。実際、内帯では白亜紀からの活発な火成活動が確認されていることから、一つの解釈として本測線下の Moho 面も薄い層からなる互層構造をした遷移層となっている可能性が考えられる。

5.2.2 琵琶湖北部下の深さ 50km の反射面

得られた結果から琵琶湖北部の地下には深さおよそ 50km にはっきりと反射面を確認することができる (図 4.25)。まずこの反射面での流体の関与を調べた。流体が存在するという事は、P 波の場合と比較して反射面における S 波の反射係数は高いはずである。そこで S-1 のレコードセクションにおける P 波と S 波の反射波を比較するために、速度 6km/sec で reduce したもの (図 5.12 (a)) と速度 3.46km/sec で reduce したもの (図 5.12 (b)) を併せて示す。また、容易に比較できるように図 5.12 (b) では縦軸を 1/1.73 に縮小している。この 2 つのレコードセクションから、P 波の反射波群のパターンとよく類似した反

射効率の高い S 波反射波群が確認される。しかし、深さ 50km から到達した S 波反射波の振幅は P 波のものより明らかに大きい。次に、深さ 50km からの反射波と下部地殻からの反射波との振幅の比を P 波反射波と S 波反射波において見積もった。比較には反射波を含む波群中の最大振幅値を使用した。その結果、S 波反射波の振幅比の方が、P 波反射波の振幅比より 1.2-3.0 倍大きいことがわかった。下部地殻内では V_p/V_s 比がほとんど一定であるとする、これは反射面の下に S 波の速度の低い物質、つまり言い換えるとポアソン比の高い物質の存在を意味する。この結果は流体の存在を支持する。但し、ノイズにより測定した振幅比のばらつきが大きかったため、ポアソン比の

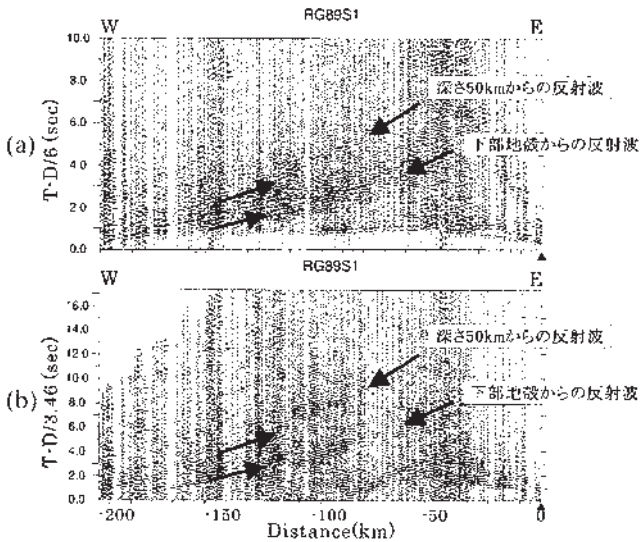


図 5.12 1989 年藤橋 - 上郡測線の観測波形 (S-1)。 (a) 3-8Hz のバンドパスフィルターを使用し、6km/sec で reduce している。 (b) S 波反射波に注目するために、2-5Hz のバンドパスフィルターを使用し、3.46km/sec で reduce している。

Fig. 5.12 Record sections (S-1) of the 1989 Fujishashi-Kamigori profile using (a) a bandpass filter of 3-8Hz and a reduction velocity of 6km/sec, and (b) a bandpass filter of 2-5Hz and a reduction velocity of 3.46km/sec to clarify the S-wave reflections.

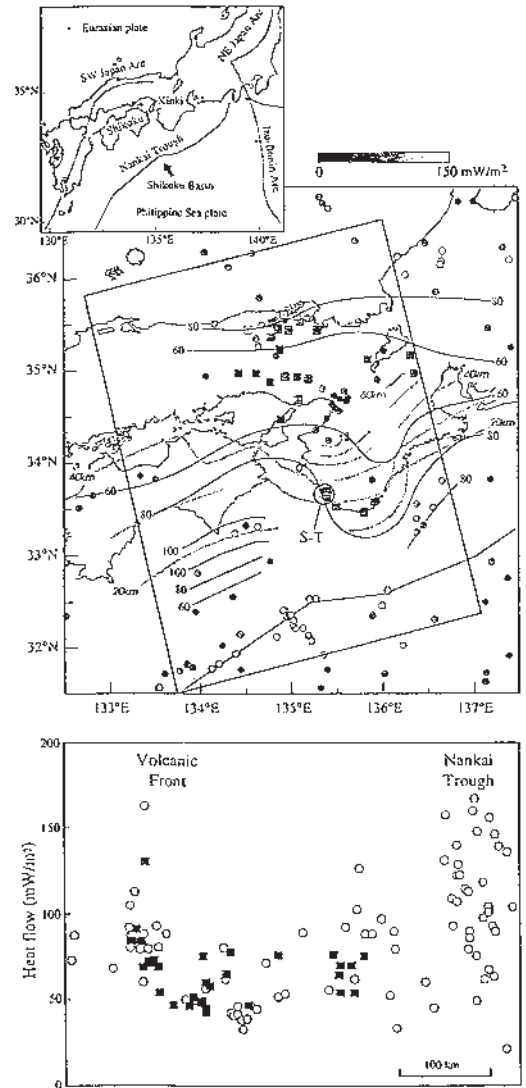


図 5.13 近畿地方における地殻熱流データの分布 (上)。図中の長方形のデータを使用して、島弧を横断する方向に切った断面での熱流量 (下)。Furukawa *et al.* (1998) より引用

Fig. 5.13 (upper) Distribution of heat flow data. The contour lines show estimated heat flow. (lower) Heat flow profile in the cross-arc direction using heat flow data from the rectangle in the upper figure (Furukawa *et al.*, 1998).

推定することはできなかった。

琵琶湖周辺では白亜紀～古第三紀初期の花こう岩体の貫入が確認されており、当時は火成活動が盛んであったことから、現在も深部に大規模なメルトが存在していることが考えられる。しかしながら熱流量の研究 (Furukawa *et al.*, 1998) から、琵琶湖周辺の熱流量は $60\text{-}70\text{mW/m}^2$ であり、それより北部の火山フロントだと思われる高熱流量の地域と比較しても必ずしも高くはない (図 5.13)。よって、この熱流量のデータからは、琵琶湖下のメルトを積極的に示唆する証拠はなく、反射面の起因がメルトである可能性は低いと考えられる。

違った観点から、深さ 50km の反射面の原因について考える。フィリピン海プレートは西南日本に対して西南方向に速度 4cm/year で進んでおり (Seno *et al.*, 1993)、この地域の深部には伊勢湾方面より沈み込んでいるフィリピン海プレートが存在していると考えられる。これまで、定常観測によって求められた震源分布から、沈み込んでいるフィリピン海プレートの深さを推定する研究がこれまで数多くなされている (例えば Watanabe *et al.*, 1990 ; 中村ほか 1997)。中村ほか (1997) は、大学の微小地震観測網によって 1985-1994 年の 10 年間で発生した 13 万個もの震源データを整理し、それをもとに震源分布の等深度曲線図を作成した (図 5.14)。その等深度曲線の傾斜角度より西南日本下に沈み込むフィリピン海プレートの形状が求められているが、琵琶湖周辺では深さ 50km を超えるような深い地震がないためにフィリピン海プレートの位置の推定はされていない。そこで、琵琶湖周辺下のプレートは伊勢湾からの沈み込みの延長であると仮定し、Seno

et al. (1993) のフィリピン海プレートの運動方向の情報から、震源分布の等深度曲線を琵琶湖周辺にまで外挿した (図 5.14)。その結果、外挿された震源分布の深さは約 70km となった。5.1.1 項において、紀伊半島下では沈み込むプレート上面と海洋性マントル内での微小地震活動の中心との間の深度差はおよそ 14km 程度であった。もし、琵琶湖周下でのプレートにも同様にプレートと震源分布との系統差があるとするならば、そこでのフィリピン海プレート上面の深さは約 55km となる。このフィリピン海プレートの深さの見積もりは大まかであり不確定さは大きいですが、これは反射面の深さである 50km とよく一致する。

メルトの他にポアソン比の高い物質としては、水が考えられる。Seno *et al.* (2001) が主張するようにフィリピン海プレートのスラブ内で起こる海洋性マントル内地震の原因が蛇紋岩の脱水不安定によるものだとすると、その脱水反応に伴う水が存在しているはずである。もしこの水が伊勢湾方向から沈み込むフィリピン海プレートの上面に移動したと考えると、深さ 50km の反射面はプレート上面に移動してきた水を捉えている可能性がある。

6. まとめ

本研究では、島弧地殻の下部地殻の不均質性や Moho 面の特徴を明らかにするために、島弧における広角反射法データに適用できる新しいマッピング手法を開発した。従来の散乱重合法では、散乱波等走時曲線上全体に振幅を振り分けていたが、本手法では、振幅を振り分ける際に重み関数と control factor を導入し、走時曲線上の振幅の振り分けを調節できるようにした。また、control factor の値を変えることにより、散乱重合法と CMP 重合法による処理だけでなく、両手法の中間に当たる処理を可能にした。この中間にあたる処理では、両方の利点を兼ね備えたマッピングが可能である。

広角反射法探査の仕様に合わせた synthetic 波形データを用いたテストでは、まずストレッチングの影響を調べ、ストレッチング比 190% の上限を設けることで、大きく引き伸ばされて歪んだ波形によるイメージ劣化を抑えることができることを確認した。次に有限差分法における散乱波走時場の計算で発生するヘッドウェーブの影響を確認し、適切なストレッチングの上限を設定し、大きい control factor の値を使用することにより、この問題を回避できることがわかった。ノイズのない synthetic 波形データを用いた control factor の効果を確認するテストでは、control factor の値を 1 から 320 まで変化させることにより、散乱重合法処理から CMP 重合法処理に変化する様子を確認した。その中間の処理では、散乱重合法にみられるゴーストを軽減する処理や逆に CMP 重合法にマイグレーション効果を追加する処理を実現しており、両手法の特徴が融合した処理が可能であること示している。control factor はマイグレーション効果や散乱重合法による円弧状のゴースト、および反射面の連続性などを考慮して、現実的に最適な値を選択する必要がある。ノイズがある synthetic 波形データを用いたテストでは、control factor の調節によ

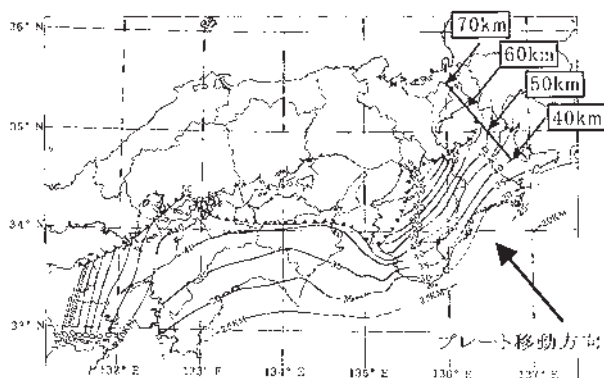


図 5.14 西南日本における地殻下地震 (1984 ~ 1994 年) の等深度曲線 (中村ほか, 1997)。前線は地震活動が消失する境界を示す。太い実線は、Seno *et al.* (1993) によって求められたフィリピン海プレートの進行方向から外挿される地殻下地震の深度を示す。

Fig. 5.14 Depth contours of the subcrustal earthquakes (1984~1994) in southwestern Japan (Nakamura *et al.*, 1997). The solid triangles indicate the leading edge where the seismicity disappears. The solid line indicates the depths of the subcrustal earthquakes extrapolated along the plate motion as shown by Seno *et al.* (1993).

り、明瞭な反射面のイメージを捉えることができた。これはノイズの大きい場合でもこの手法が効力を発揮することを示している。

本手法を実際に島弧で観測された2例の広角反射法データに適用した。その際には初動読み取り走時からインバージョンによって求めた信頼性の高い速度構造を用いてマッピングを行った。本手法適用により、散乱重合法やCMP重合法では捉えることのできなかつた地下の反射面の形状や下部地殻の反射的性質を掴むことができ、実際の観測データでも本手法の有効性は実証された。

得られた結果から、河内長野-紀和測線下では、紀伊半島下に北西方向に沈み込むフィリピン海プレートを抑え、およそ深さ30kmで傾斜角が20°から30°へと大きくなっていることがわかった。またプレート上面と震源分布との精密な相対位置を見積もることにより、地震活動のほとんどは海洋性マントル内で起きていることが明らかとなった。その原因は地震活動の中心とプレートの温度との関係から、海洋性マントルの脱水反応に伴う脱水不安定によって起きている可能性が高い。下部地殻には複数の北傾斜の反射面が確認された。この成因は、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う底付け付加作用によって形成された過去のデコルマ面を捉えているのかもしれない。

藤橋-下郡測線のデータから得られた結果から、この測線下の下部地殻は外帯における河内長野-紀和測線の下部地殻より不均質性が強く、深さ25-35kmに波長にして数km-数10kmの反射面を含むreflective zoneを形成していることがわかった。これは内帯における白亜紀からの火成活動によって、地殻の改変を受けたためだと考えられる。このような不均質性の差は島弧地殻進化過程のステージの違いを表しているのかもしれない。

Moho面は、屈折法解析によって推定される深さには明瞭な反射面は確認されず、一部領域に10km長の反射面が存在するだけである。つまりMoho面は連続する単純な速度不連続境界ではなく、Braile and Chang (1986)の提唱する薄い低速度と高速度の層が網目状に分岐・合流する互層構造で遷移している境界である可能性がある。この遷移層としてのMoho面は、火成活動と延性流によって形成されたと説明できる。琵琶湖北部の地下50kmに強い反射面が確認され、S波とP波の反射波振幅比から、その反射面にはポアソン比の高い物質があると推定される。熱流量のデータから、その物質はメルトである可能性は低く、マントル脱水反応によって発生した水が伊勢湾方向から沈み込むフィリピン海プレートの上面に移動してきたものを捉えている可能性がある。

本手法適用により島弧地殻を『視覚的』に捉え、深部構造に関する重要な知見を得ることができた。さらに他の地域の広角反射法データへの適用によって、広範囲にわたる島弧地殻のイメージングを可能にし、島弧地殻の形成からその発達までを理解する上で重要な情報を提供できると考える。

謝辞

東京大学地震研究所の岩崎貴哉教授には、本研究についてご指導頂きました。日本大学の吉井敏尅教授には紀伊半島下の地殻構造に関するコメントを、東京大学地震研究所の佐藤比呂志教授には地質学的解釈に関する助言を、京都大学防災研究所の伊藤潔教授には近畿地方におけるMoho面の研究に関する助言を頂きました。なお、1988年河内長野-紀和測線及び1989年藤橋-上郡測線における広角反射法データは爆破地震動研究グループから、また紀伊半島における地震活動の震源分布は東京大学地震研究所地震地殻変動観測センターから提供して頂きました。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- Allmendinger, R., Farmer, H., Hauser, E., Sharp, J., Tish, D. V., Oliver, J., and Kaufman, S. (1986) : Phanerozoic tectonics of the Basin and Range-Colorado Plateau transition from COCORP data and geologic data: a review. in *Reflection Seismology: The Continental Crust*, edited by Barazangi, M. and Brown, L. D., Am. Geophys. Union, *Geodyn. Ser.* **14**, 257-267.
- Ando, M. (1975) : Source Mechanisms and Tectonic Significance of Historical Earthquakes along the Nankai Trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- 爆破地震動研究グループ (1985) : 長野県および周辺地域における爆破地震動の観測. *地震研究所彙報*, **60**, 615-637.
- 爆破地震動研究グループ (1992) : 紀伊半島における爆破地震動の観測 (河内長野-紀和測線). *地震研究所彙報*, **67**, 303-323.
- 爆破地震動研究グループ (1995) : 中部・近畿地方における人工地震による地殻構造調査 (藤橋-上郡測線). *地震研究所彙報*, **70**, 9-31.
- 爆破地震動研究グループ (1999) : 東北日本弧横断人工地震探査 (釜石-岩城測線). *地震研究所彙報*, **74**, 63-122.
- Braile, L. and Chang, C. S. (1986) : The continental Mohorovicic discontinuity; Results from near-vertical and wide-angle seismic refraction studies. in *Reflection Seismology: A global perspective*, edited by Barazangi, M. and Brown, L. D., Am. Geophys. Union, *Geodyn. Ser.* **13**, 257-272.
- Brown, L. D. (1991) : A new map of crustal 'terrains' in the United States from COCORP deep seismic reflection profiling. *Geophys. J. Int.*, **105**, 3-13.
- Chang, W. F., McMechan, G. A., and Keller, G. R. (1989) : Wave Field Processing of Data From a Large-Aperture Seismic Experiment in Southwestern Oklahoma. *J. Geophys. Res.*, **94**, 1803-1816.
- 地質調査所 (1995) : 100万分の1日本地質図第3版 CD-ROM版 数値地図G-1. 地質調査所(編).
- Cook, F. A., Varsek, J. L., Clowes, R. M., Kanasewich, E.

- R., Spencer, C. S., Parrish, R. R., Brown, R. L., Carr, S. D., Johnson, B. J., and Price, R. A. (1992) : Lithoprobe crustal reflection cross section of the southern Canadian Cordellera, 1, Foreland thrust and fold belt to Fraser river fault. *Tectonics*, **11**, 12-35.
- 12) Furukawa, Y., Shinjoe, H., and Nishimura, S. (1998) : Heat flow in the southwest Japan arc and its implication for thermal processes under arcs. *J. Geophys. Res.*, **25**, 1087-1090.
- 13) Hale, L. D. and Thompson, G.A. (1982) : The Seismic Reflection Character of the Continental Mohorovicic Discontinuity. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4625-4635.
- 14) 平田直・佐藤比呂志・岩崎貴哉・蔵下英司 (1999) : 反射法地震探査からみた奥羽脊梁山地の地殻構造. 月刊地球, 号外 **27**, 39-43.
- 15) Hole, J. A. and Zelt, B. C. (1995) : 3-D finite-difference reflection traveltimes. *Geophys. J. Int.*, **121**, 427-434.
- 16) Ichikawa, K. (1980) : Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Mim. Geol. Soc. Japan*, **18**, 187-212.
- 17) Ikami, A., Yoshii, T., Kubota, S., Sasaki, Y., Hasemi, A., Moriya, T., Miyamachi, H., Matsu'ura, R. S., and Wada, K. (1986) : A seismic-refraction profile in and around Nagano prefecture, central Japan. *J. Phys. Earth*, **34**, 457-474.
- 18) Ito, T., Ikawa, T., Adachi, I., Isezaki, N., Hirata, N., Asanuma, T., Miyauchi, T., Matsumoto, M., Takahashi, M., Matsuzawa, S., Suzuki, M., Ishida, K., Okuike, S., Kimura, G., Kunitomo, T., Goto, T., Sawada, S., Takeshita, T., Nakaya, H., Hasegawa, S., Maeda, T., Murata, A., Yamakita, S., Yamaguchi, K., and Yamaguchi (1996) : S., Geophysical exploration of the subsurface structure of the Median Tectonic Line, East Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**, 346-360.
- 19) Iwasaki, T., Kato, A., Abe, S., Ichinose, Y., Umino, N., Okada, T., Koshiya, S., Kosuga, M., Saka, M., Sato, H., Shimizu, N., Takeda, T., Tsumura, N., Noda, K., Hasegawa, A., Hirata, N., Watanabe, K., Ikawa, T., and Ohguchi, T. (1999) : Seismic Refraction Observation at the Sen'ya Fault Zone, Northern Honshu, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **74**, 49-62.
- 20) Iwasaki, T., Kato, W., Moriya, T., Hasemi, A., Umino, N., Okada, T., Miyashita, K., Mizokami, T., Takeda, T., Sekine, S., Matsushima, T., Tashiro, K., and Miyamachi, H. (2001) : Extensional structure in northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2329-2332.
- 21) Kodaira, S., Kurashimo, E., Takahashi, N., Nakanishi, A., Miura, S., Park, J. O., Iwasaki, T., Hirata, N., Ito, K., and Kaneda, Y. (2001) : Structural factors controlling the rupture process of a megathrust earthquake at the Nankai trough seismogenic zone. *Geophys. J. Int.*, **149**, 815-835.
- 22) 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*, **54-4**, 489-505.
- 23) Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1991) : Well-Documented Travel History of Mesozoic Pelagic Chert in Japan: From Remote Ocean to Subduction Zone. *Tectonics*, **10**, 475-499.
- 24) 松島潤 (1999) : 散乱重合法による反射法地震探査法の高精度化に関する研究－坑井間および浅層反射法データへの適用－. 288pp., 東京大学大学院工学系研究科地球システム工学専攻博士論文.
- 25) Matsu'ura, R., Yoshii, T., Moriya, T., Miyamachi, H., Sasaki, Y., Ikami, A., and Ishida, M. (1991) : Crustal Structure of a Seismic-Refraction Profile across the Median and Akaishi Tectonic Lines, Central Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **66**, 497-516.
- 26) Mooney, W. D. and Meissner, R. (1992) : Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. in *Continental Lower Crust*, edited by Fountain, D. M., Arculus, R., and Kay, R., 45-79, ELSEVIER, Amsterdam.
- 27) 中村正夫・渡辺 晃・許斐 直・木村昌三・三浦勝美 (1997) : 西南日本外帯における地殻下地震の活動特性. 京都大学防災研究所年報, No.**40**, 1-20.
- 28) 日本の地質『近畿地方』編集委員会 (1987) : 日本の地質 6 近畿地方. 297pp., 共立出版.
- 29) 西坂弘正 (1997) : 紀伊半島沖南海トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込み域及び島弧前縁部の地殻構造. 38pp., 千葉大学理学研究科地学専攻修士論文.
- 30) Peacock, S. M. and Wang, K. (1999) : Seismic Consequences of Warm Versus Cool Subduction Metamorphism: Examples from Southwest and Northeast Japan. *Science*, **286**, 937-939.
- 31) Robinson, E. A. and Treitel, S. (1980) : Geophysical signal analysis: Prentice-Hall Book Co.
- 32) Sasaki, Y., Asano, S., Muramatu, I., Hashizume, M., and Asada, T. (1970) : Crustal Structure in the Western Part of Japan Derived from the Observation of the First and Second Kurayosi and the Hanabusa Explosions (Continued). Part 2. Crustal structure in the western part for Japan (Continued). *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **48**, 1129-1136.
- 33) Sato, H., Hirata, N., Ito, T., Tsumura, N., and Ikawa, T. (1998) : Seismic reflection profiling across the seismogenic fault of the 1995 Kobe earthquake, southwestern Japan. *Tectonophysics*, **286**, 19-30.
- 34) Seno, T., Stein, S., and Gripp, A. E. (1993) : A Model for Motion of the Philippine Sea Plate Consistent With NUVEL-1 and Geological Data. *J. Geophys. Res.*, **98**, 17941-17948.
- 35) Seno, T., Zhao, D., Kobayashi, Y., and Nakamura, M.

- (2001) : Dehydration in serpentinized slab mantle: Seismic evidence from southwest Japan, *Earth Planets Space*, **53**, 861-871.
- 36) 武田哲也 (1997) : 人工地震観測データの再解析による中部日本の地殻構造の解明. 26pp., 東京大学理学系研究科地球惑星物理学専攻修士論文.
- 37) Ulmer, P. and Trommsdorff, V. (1995) : Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, **268**, 858-861.
- 38) Watanabe, H. and Maeda, N. (1990) : Seismic Activity of Subcrustal Earthquakes and Associated Tectonic Properties in the Southeastern Part of the Kinki District, Southwestern Japan. *J. Phys. Earth*, **38**, 325-345.
- 39) Yilmaz, Ö. (2001) : *Seismic Data Analysis; Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*, vol.1, edited by Doherty, S. M., pp.1000, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- 40) Yoshii, T., Sasaki, Y., Tada, T., Okada, H., Asano, S., Muramatsu, I., Hashizume, M., and Moriya, T. (1974) : The third Kurayosi explosion and the crustal structure in the western part of Japan. *J. Phys. Earth*, **22**, 109-121.
- 41) 吉井敏尅 (1991) : 日本列島下に沈み込むフィリピン海プレート. *科学*, **61**, 570.
- 42) Zelt, C. A. and Smith, R. B. (1992) : Seismic travel inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.*, **108**, 16-34.
- 43) Zelt, B. C., Talwani, M., and Zelt, C. A. (1998) : Prestack depth migration of dense wide-angle seismic data. *Tectonophysics*, **286**, 193-208.

(Accepted : April 20, 2005)

要 旨

島弧における人工地震探査では、地殻深部からの強い反射波がよく観測される。西南日本弧下に沈み込むフィリピン海プレートや島弧下部地殻の不均質性に関する知見を得るため、疎密な広角反射法データに適用できる新しいマッピング手法を開発した。この手法の特徴は、従来の散乱重合法を基本としながらも、CMP 重合法と散乱重合法の利点を合わせ備える。つまり CMP 重合法に migration 効果を追加したり、逆に散乱重合法の円弧状のゴーストを軽減したりすることが可能である。本手法を 2 つの広角反射法データ (1988 年河内長野-紀和測線, 1989 年藤橋-上郡測線) に適用した結果、沈み込むフィリピン海プレートのイメージが明瞭になり、下部地殻における不均質構造が視覚的に捉えられた。得られたイメージから、プレート内地震の活動は海洋性マントル内に集中しており、脱水不安定を起こしていることが示唆される。また、西南日本島弧下の下部地殻は強い不均質性を示しており、白亜紀からの火成活動によって地殻の改変を受けている可能性がある。

キーワード：散乱重合法, 広角反射波, 1988 年河内長野-紀和測線, 1989 年藤橋-上郡測線, フィリピン海プレート