

地震波海洋学における海水中の微細温度構造の推定

湊 翔平*・辻 健*・野口尚史**・白石和也*³・松岡俊文*・深尾良夫*⁴・グレゴリー・ムーア*⁵

要 旨

地震波海洋学において、海水中の微細な温度構造を推定するために、高速波形計算法と焼きなまし法を組み合わせたフルウェーブフォームインバージョン手法を開発した。焼きなまし法を利用することで、初期モデル依存の少ないインバージョンが可能となった。このインバージョン手法を、紀伊半島沖黒潮流軸周辺で取得された反射法地震探査データに適用した。この反射法地震探査データは、南海トラフの内部構造の解明を目的とした3次元探査の一部であり、黒潮の流軸を横切るように取得されている。インバージョンで得られた海水中の2次元音波速度構造から、海水中に高速度層と低速度層が互層状に分布し、これらの互層構造が海岸から黒潮の流軸に向かって傾いていることが判明した。経験式を用いて音波速度を温度に変換することで、最終的に海水中の2次元温度構造を得た。しかし結果の一部では、これまで知られている観測結果よりも層厚が薄く、層間の速度変化が大きい構造が卓越した。この原因を調べるために、インバージョンに対するノイズの影響を検証した。有限差分法で計算した擬似観測記録にホワイトノイズを加えてインバージョンを実施した結果、S/N比が小さい場合、速度変化が現れる深度はほぼ正しいものの、その速度コントラストは真のモデルより大きくなる傾向が認められた。シミュレーション結果の検討から、今回の紀伊半島沖のデータをインバージョンして得られた音波速度構造が、ホワイトノイズの影響によって実際の構造よりも音波速度コントラストが大きく解析されている可能性が示唆される。

キーワード：地震波海洋学・フルウェーブフォームインバージョン・焼きなまし法・海水中鉛直微細構造・黒潮

1. はじめに

海洋を構成する海水の性質は均質ではなく、温度や塩分濃度が異なる互層構造を呈している場合がある。このような海水中の温度・塩分濃度の構造や、それに伴う海水中の音波速度構造を海水中鉛直微細構造 (Oceanic Finestructure) とよぶ (Pond and Pickerd, 1983)。海洋物理調査では、海水中の鉛直微細構造を2次元的に調べるために、超音波式多層流向流速計 (ADCP, acoustic doppler current profiler) が用いられてきた。ADCP で用いられる超音波の周波数帯は 150kHz 程度であり、音波の減衰による制約から計測深度に限界があった。また

ADCP による測定では、多層流の流速計測が目的であり、海水中の音波速度を推定することはできなかった。近年、エアガン震源 (数十 Hz) を用いた海上マルチチャンネル反射法地震探査によって、従来の超音波を使った測定とは全く異なった周波数帯域のデータから、海洋中の詳細な微細構造を広範囲に深部までイメージングできる例が報告されている (Holbrook et al., 2003)。通常のマルチチャンネル反射法地震探査において探査の対象となる地下の地層境界面や、海底面からの反射波よりも早い走時に、海水中鉛直微細構造の音波速度境界からの反射波が観測される。この反射波記録から反射境界の位置を推定することによって、海水中の鉛直微細構造がイメー

2008年9月24日原稿受付; 2009年7月29日受理

* 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻地質工学分野
〒615-8540 京都市西京区京都大学桂

** 京都大学大学院工学研究科航空宇宙工学専攻流体数理学分野

〒606-8501 京都市左京区吉田本町

*3 株式会社地球科学総合研究所研究開発部

〒112-0012 東京都文京区大塚1-5-21

*4 独立行政法人海洋研究開発機構地球内部変動研究センター
〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町3173-25

*5 ハワイ大学地球科学研究分野

1680 East-West Rd., Honolulu, HI 96822, USA.

ジングされる。このような海洋学への地震探査の適用は、地震波海洋学 (seismic oceanography) と呼ばれ、近年注目されている。海洋中の微細構造は、海水の混合や拡散などといった海洋学における重要なイベントのもとで発達することが知られている (Holbrook et al., 2003)。地震波海洋学を使った研究事例として、海流同士の衝突域 (Holbrook et al., 2003) や水塊の境界 (Nandi et al., 2004)、渦付近の構造 (Biescas et al., 2008) などが知られている。

一方、海洋物理学の研究では、海水中の構造をイメージするだけでなく、音波速度 (海水温) といった情報を定量的に取り出すことも求められている。反射法地震探査データから音波速度を推定する研究としては、局所探索型の1次元フルウェーブフォームインバージョンを用いた例がある (Wood et al., 2008)。しかしながら、局所探索型のインバージョンでは、真のモデルに近い初期モデルが必要である。一般的に海洋調査では、投下式水温水深計 (XBT, expendable bathythermograph temperature depth recorder)、投下式塩分水温深度計 (XCTD, expendable conductivity temperature depth recorder) などのプローブを使って、温度、塩分濃度の鉛直分布を計測する。そのため、これらの海洋物理情報を用いて有効な初期モデルを作成することが可能である。しかし、地下構造調査などを目的とした反射法地震探査データを使う場合には、海水温度や塩分濃度のデータが同時に測定されていないため、有効な初期モデルを与えることができない。真のモデルに十分近い初期モデルを所持していない場合、局所探索型のインバージョン手法では、有効な解を得られない可能性が高い。そこで本研究は、有効な初期モデルを所持していなくても、確からしい解が得られるインバージョン手法として、大局探索手法である焼きなまし法 (SA, Simulated Annealing) を用いた。SA法の利点は、局所探索手法に比べて初期モデルへの依存が少ない点である。ここで、一般的に海水中鉛直微細構造は、鉛直方向の変化に比べて、水平方向の変化が緩やかであるため、1次元フルウェーブフォームインバージョンによるアプローチが可能である。SA法を用いて反射波記録から1次元速度構造をインバージョンする手法は、主に白石ほか (2002) の手法に基づいている。この手法では、SA法と組み合わせるフォワードモデリング手法として、高速波形計算法 (松岡ほか, 2001) を用いる。このフォワードモデリングは、シューティング法に基づき、内挿補間を効果的に用いることで水平多層構造に対する地震記録を高速にモデリングする手法である。

音波の反射波の性質を決める反射係数は、海水の音波速度と密度によって決定される。黒潮周辺の海水密度の変化は、音波速度の変化よりも小さく、反射係数への寄与は海水の音波速度が支配的である (Tsuji et al., 2005)。

よって本研究では、海水の密度は一定とみなし、反射波のデータから音波速度をインバージョンで求めた。さらに音波速度は、海水の温度と塩分濃度から導かれる量であり、塩分濃度の影響が無視できるほど小さい場合、音波速度から海水の温度を推定できる。実際の測定によって、黒潮流軸周辺では、海水の音波速度は主に温度が支配的であることがわかっている (Tsuji et al., 2005; Nakamura et al., 2006)。そこで本研究では塩分濃度は一定とみなし、得られた音波速度から海水の温度分布を推定する。これにより、従来のXBTといった測定法を用いるよりも広範囲に海水中の微細な温度構造を推定できる可能性がある。

はじめに、本論文で用いた音波速度インバージョン手法である高速波形計算法とSA法について説明する。次に、実際に南海トラフ域で取得された反射法地震探査データを用いて、海水中の2次元温度構造を推定する。また最後に、ホワイトノイズがインバージョン結果に与える影響を、有限差分法による数値実験を用いて検証する。

2. フルウェーブフォームインバージョンによる音波速度推定手法

2.1 高速波形計算法によるフォワードモデリング

本研究で用いるインバージョン手法 (SA法) は、数万回程度のフォワードモデリング計算を必要とするため、高速なフォワードモデリング手法が必要となる。そこで本研究では、シューティング法に基づいた、水平多層構造に対して高速にフォワードモデリングを行う手法 (松岡ほか, 2001) を採用する。

層の数が数百を超える水平多層構造に対して、海面に設置された震源から、同じく海面に設置されたオフセット距離 x の受振器で観測される反射地震記録 $A(x, t)$ を合成したい。しかしながらシューティング法は波線パラメータが基本となる変数であり、オフセット距離を事前に与えて、それに対応する波線パラメータを指定するためには反復計算が必要となる。マルチチャンネル反射法地震探査のような多チャンネルデータ (多オフセットデータ) をモデリングする場合には、この反復計算に膨大な計算時間がかかる。そこで計算時間を短縮するために、次のような波形計算アルゴリズムを考える。

この波形計算アルゴリズムの概要は、波線パラメータを決めてシューティング法を適用し、その結果を内挿して、任意のオフセット距離に対応する走時と振幅値を推定するという方法である。まず、全ての水平多層の境界に対して反射波を考え、ある範囲に入る複数の波線パラメータについて、それぞれ波線を計算する。波線パラメ

ータは震源での射出角 φ に対応するため、単純な幾何学により、各深度 z からの反射波のオフセット距離 $x(\varphi, z)$ 、往復走時 $t(\varphi, z)$ 、および反射透過係数を考慮した振幅値 $A(\varphi, z)$ が決まる。次に、計算されたオフセット距離 $x(\varphi, z)$ をキュービックスプライン補間により内挿補間し、評価したいオフセット距離 x_0 に対応する射出角 φ_0 を決める。すると、 φ_0 を往復走時 $t(\varphi, z)$ 、および振幅値 $A(x, t)$ に当てはめることで、任意のオフセット地点において、深度 z にある反射面からの反射波の振幅値 $A(x_0, z)$ とその往復走時 $t(x_0, z)$ が決まる。

次に、オフセット距離を固定して考えると ($x_0 = x'_0$ とする)、深度 z と往復走時 $t(x'_0, z)$ は一対一の関係になるため、水平多層構造における全ての層 $z_i (i=1, \dots, n \text{ 層})$ からの反射波の往復走時 t_i が決まる。これにより、オフセット距離 x'_0 における反射波振幅値の時系列 $A(x'_0, t_i)$ が求まる。ただし t_i は必ずしも等間隔でないため、最終的なサンプリング間隔より密なサンプリング間隔（本研究では最終的なサンプリング間隔の4分の1）でリサンプリングし、 t_i に最も近い時刻にそのときの反射波振幅値 $A(x'_0, t_i)$ を割り当てる。さらに震源関数をコンボリューションした後に最終的なサンプリング間隔で再度サンプリングすることで、あるオフセット距離における等間隔にサンプリングされた反射地震記録 $A(x'_0, t)$ を合成することができる。このアルゴリズムを採用することにより、インバージョンで利用できる高速波形計算が可能となる。なお、このフォワードモデリングにおいては層境界からの1次反射波を考えることにし、多重反射および境界への入射角が臨界角を超えた波に関しては考慮しない（松岡ほか, 2001）。また、 $A(x'_0, t)$ を求める際に発生する時間のずれは、最終的に求めるデータのサンプリング間隔以下となる。実際の計算では、マルチチャンネル反射法地震探査データの最終的なサンプリング間隔は震源関数に対して十分に密（震源関数の波長の10分の1から20分の1程度）に与えられるため、時間のずれは実用上大きな問題にならないと考えられる。

2.2 フォワードモデリングの性能評価

ここで説明した高速波形計算法の精度を検証するため、Fig.1a に示す、各層の厚さが10mの水平101層モデルを使ってシミュレーションを行った。この音波速度モデルは、黒潮と親潮の衝突地点で観測されたデータを基にしており、海水中鉛直微細構造に特徴的な構造を示している（Nakamura et al., 2006）。基になったデータは、XCTDによって深度約1000mまで1m間隔に測定さ

れた温度データである。この温度を、以下の経験式（Wilson, 1960）によって音波速度へ変換した。

$$\begin{aligned}
 vp = & 1492.9 + 3(T_S - 10) - 6 \cdot 10^{-3} (T_S - 10)^2 \\
 & - 4 \cdot 10^{-2} (T_S - 18)^2 + 1.2(S - 35) \\
 & - 10^{-2} (T_S - 18)(S - 35) + \frac{Z}{61}
 \end{aligned} \quad (1)$$

ここで、 vp は音波速度、 T_S は海水温、 S は塩分濃度、 Z は深度である。(1) 式によって得られた音波速度構造から、10m おきの値を用いて速度モデルを作成した。深度200m付近に海水中鉛直微細構造に特徴的な、層厚30m程度の高速度層と低速度層の互層状の構造（Fig.1aの矢印）をみることができる。また、密度はモデル内で一定値とした。

Fig.1b にこのモデルにより求められた合成地震記録を示す。オフセット距離を0mから10mおきに500mまでの51チャンネル、往復走時をサンプリング間隔1msec毎に0msecから700msecまで（701サンプル）とした。また、震源関数として中心周波数40Hzのリッカーウェーブレットを与えた。Fig.1bにおいて、ゼロオフセットトレースの0.25sec付近に認められる反射イベントは、深度200m付近の構造（Fig.1aの矢印）からの反射波である。この反射波はオフセットが増えるにつれて振幅が大きくなっており、入射角による反射係数の変化が正しくモデリングされていることがわかる。このように、本フォワードモデリング手法により、音波速度の変化に応じた反射波応答が良好に求められていることが確認された。

2.3 焼きなまし法によるインバージョン

本研究でインバージョンのために利用した焼きなまし法（Kierpatrick et al., 1983）は、遺伝的アルゴリズム（GA）に代表されるヒューリスティックアルゴリズムの一種であり、計算回数は比較的多いが、評価関数の微分などの知識を必要としない最適化手法である。この手法は、金属などの結晶構造をある温度から徐々に冷却していき、エネルギー準位の低い結晶を得る現象を模擬している。物理探査の分野では、Rothman (1985)、Sen and Stoffa (1995)、Velis and Ulrych (1996)、山中 (2001) などによって、多くのインバージョン問題に適用されている。

SA法によって、モデルパラメータ $\mathbf{m}$ に対して自由に定義されたエネルギー $E(\mathbf{m})$ を最小にするモデルパラメータを探索することができる。SA法は、現在のモデルパラメータ $\mathbf{m}_0$ を乱数によってわずかに変化させて $\mathbf{m}_1$ を得て、エネルギー変化 ΔE を計算する。

$$\Delta E = E(\mathbf{m}_1) - E(\mathbf{m}_0) \quad (2)$$

$\Delta E \leq 0$ のとき、新しく探索されたパラメータ $\mathbf{m}_1$ を無条件に受け入れる。 $\Delta E > 0$ の場合、Metropolis 基準とよばれる評価基準によって、このモデルパラメータ $\mathbf{m}_1$ を受け入れるか否かを判断する。Metropolis 基準は探索されたモデルパラメータの良さに応じた確率的な判断基準として設定される。この評価によって、探索されたモデルパラメータが改悪解であっても、与えられた確率に従って遷移することができるため、局所解からの脱出が可能になる。この手法は Metropolis-SA 法と呼ばれる。探索されたモデルパラメータに遷移する確率 Prob は Metropolis 基準により次式で表される。

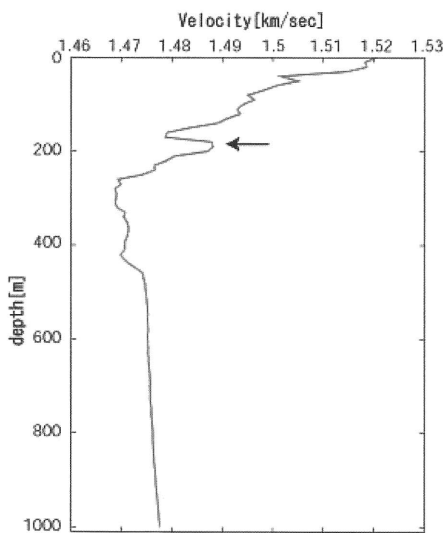
$$\text{Prob} = \exp\left(-\frac{\Delta E}{T}\right) \quad (3)$$

ここで T は温度と呼ばれるパラメータであり、この値が大きいほど改悪解への遷移確率が大きい。温度 T は繰り返し計算にしたがって徐々に小さくなるように設定される。すなわちモデルパラメータの改悪解への遷移確率は計算を繰り返すごとに徐々に下がり、 $T \rightarrow 0$ の極限では、単純局所探索法と等しくなる。本研究では、 k 回目の探索における温度 T_k を、次のような指数冷却関数であらわす (Sen and Stoffa, 1995)。

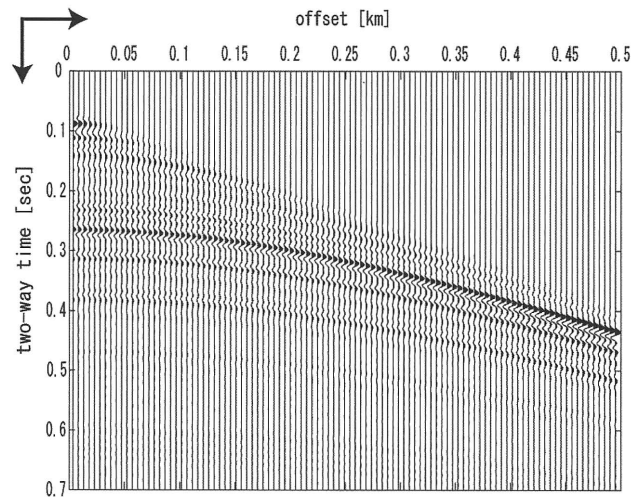
$$T_k = T_0 \exp(-T_C \cdot k) \quad (4)$$

ここで T_0 は初期温度、 T_C は冷却速度を決める定数のパラメータである。SA では、Metropolis 基準が局所解を脱出する機構を有しているため、この性質を利用することで初期モデルの近辺の大域的な最適解を得ることが可能である。しかし、初期温度が低すぎる場合や、冷却速度が速すぎる場合には、一度陥った局所解からの脱出が困難になり、エネルギーが収束した時点のモデルパラメータが必ずしも最適解である保証はない。一方、初期温度を高く、冷却速度を遅く設定すると、エネルギー収束への計算コストが莫大になる。このように、SA を適用するにあたっては初期温度や冷却速度の与え方が重要である。一般に、初期温度 T_0 や冷却速度 T_C の適切な値は、エネルギー $E(\mathbf{m})$ の形状に依存していると言われており、それぞれの問題に対してテストを行って選定するのが一般的である (Sen and Stoffa, 1995)。

最小化するエネルギーは、探索されたモデルパラメータからモデリングされた反射地震記録と、観測記録との振幅値誤差の二乗和とした。すなわち k 回目の繰り返し計算におけるモデルパラメータ $\mathbf{m}_k$ のエネルギーを次のように定義する (白石ほか, 2002)。



(a)



(b)

Fig.1. (a) Acoustic velocity structure observed at the boundary between Oyashio and Kuroshio Current (Nakamura et al., 2006). (b) Synthetic seismic trace obtained from acoustic velocity structure using our ray-tracing based modeling method.

$$E(\mathbf{m}_k) = \frac{1}{N \times M} \left(\sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^M \left| \frac{A_{i,j}^{obs} - A_{i,j}^k}{\sigma^{obs}} \right|^2 \right) \quad (5)$$

ここで $A_{i,j}^{obs}$ は観測記録の受振点 i , 往復走時 j における振幅値, $A_{i,j}^k$ は同じ地点におけるモデル $\mathbf{m}_k$ でモデリングされた地震記録の振幅値を表す。また M , N はそれぞれオフセットと往復走時の要素数, σ^{obs} は観測記録の標準偏差を示す。それぞれの層の音波速度には, 取りうる上限, 下限を設定し, その領域内で探索を行った。また探索するモデルパラメータは音波速度のみとし, 密度と層厚は一定値とした。

次に具体的なインバージョンの手順を示す。ここでは, k 回目の探索を考える。まず構造パラメータに対して変化を与える層をランダムに選定する。変化させる層を i 層とし, その層の音波速度 α_i を次の式にしたがって変化させる。

$$\alpha_i^k = \alpha_i^{k-1} + \beta_i (\alpha_{i,max} - \alpha_{i,min}) \quad (6)$$

ここで $\beta_i \in [-1, 1]$, $\alpha_{i,max}$ は i 層の音波速度が取りうる上限値, $\alpha_{i,min}$ はその下限値である。 β_i は, 一様乱数 $u_i \in [0, 1]$ と仮想温度 T_i から計算される乱数であり, 仮想温度が徐冷されるにつれて, より小さなモデルパラメータの変化率 (ステップ長) を選ぶ傾向を持つ。

$$\beta_i = \text{sgn}(u_i - 0.5) T_i \left[\left(1 + \frac{1}{T_i} \right)^{|2u_i - 1|} - 1 \right] \quad (7)$$

このようにステップ長を設定した場合には高速焼きなまし法 (Ingber, 1989) と呼ばれ, 通常の SA 法よりもエネルギーの収束時間が短い。このようにして変更された α_i^k と, 残りの層の音波速度を合わせて新たなモデルパラメータ $\mathbf{m}_k$ とし, 高速波形計算法によるフォワードモデリングで反射地震記録を合成する。そして合成された記録と観測記録からエネルギーの変化 ΔE を (2) 式により計算し, Metropolis 基準によって $\mathbf{m}_k$ を受け入れるか否かを判断する。この操作を規定回数行い, エネルギーが収束した時点でのモデルパラメータ $\mathbf{m}$ を最終結果とする。

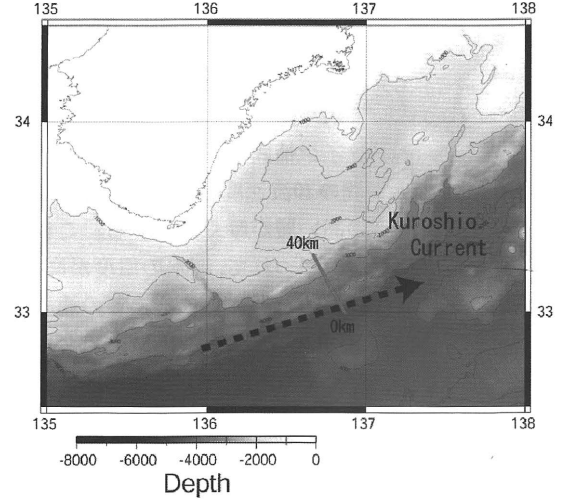


Fig.2. Survey line of multi-channel seismic reflection data acquired off the Kii peninsula (solid red line). Kuroshio Current flows from southwest to northeast running across the survey line.

3. フィールドデータへの適用

南海トラフではプレート境界型の地震が生じることから, 各学術機関によって多くの反射法地震探査データが取得され, 地質学的な解釈が行われてきた (例えば Moore et al., 1990; 鶴ほか 2004)。さらにこの海域では黒潮が流れているため, このような黒潮の周辺で実施された反射法地震探査によって, 海水中的鉛直微細構造をイメージした例が報告されている (Tsuji et al., 2005; Nakamura et al., 2006)。しかしながらこれらの研究においては, 微細な速度構造の推定までには至っていない。そこで本研究で採用したインバージョン手法を, 紀伊半島沖の黒潮流軸周辺 (Fig.2) で取得された反射法地震探査データ (Moore et al., 2009; Tsuji et al., 2009) に適用した。ここで使用した反射法地震探査データは, 2006 年に実施された 3 次元探査の一部であり, 黒潮の流軸を横切るように取得されている。測線長は 40 km で, 360ch, 長さ 4500m の受振器アレイを曳航し, 総空気室容量 51L のエアガンを用いて取得されたデータである。

3.1 CMP 重合法に基づく速度解析および重合断面図の作成

この反射法地震探査データはチューンドガン (バブル収縮抑制機構を有するエアガン) を用いて取得されており, 2 次的なバブルの影響が少なかったため, ニアオフセットにおいても反射波と直接波を容易に識別できた。そのためトレース内の直接波を, ミュートによって除去することができた。反射法地震探査データを 50m 間隔でビンニングし, 760 の CMP ギャザーを作成した。まず

1km おきの CMP ギャザーについて、3つの主要な反射波を水平方向に追跡して、CMP 重合法に基づいた速度解析を行った。さらに表層の音波速度を直接波から求めた。このようにして求めた 1km おきの区間音波速度をキュービックスプライン補間し、2次元速度構造を得た (Fig.3a)。この区間の音波速度を見ると、南側に向かうにつれて音波速度の高い層が厚く分布する。これは、暖流である黒潮に近づくにつれて、海水の温度が高くなり、音波速度が増加するためと考えられる。この速度解析結果を用いて NMO 補正を行った後、CMP 重合、デコンボリューション、マイグレーションを適用して反射断面図を得た (Fig.3b)。0.3sec から 1.0sec までにイメージングされている反射面が、海水中の鉛直微細構造を表している。鉛直微細構造を示す反射面は、黒潮の流軸付近とみられる南側に向かってわずかに下方に傾斜しているのが認められる。

3.2 フルウェーブフォームインバージョンによる音波速度と海水温度の推定

本研究では水平多層構造を仮定しており、CMP ギャザーをショットギャザーと見なして、1つの CMP ギャザーに対して、1次元フルウェーブフォームインバージョンを適用した。イメージングされた Fig.3b の反射断面図によると、反射面の傾斜は概ね 0.5° 以下であり、水平多層構造を仮定した手法を十分適用できることが分かる。全 CMP ギャザーについて計算すると計算時間が膨大になることや、水平方向に構造がほとんど変化しないことから、ここでは 1km ごとの CMP ギャザーについてインバージョンを行い、その結果を内挿補間して 2次元音波速度構造を得た。

インバージョンの初期モデルには、CMP 重合法に基づく速度解析結果 (Fig.3a) を用いた。入力データは直接波をミュートした後、60Hz 以上をハイカットし、0.3sec のウィンドウ幅を持つ AGC を適用したものを

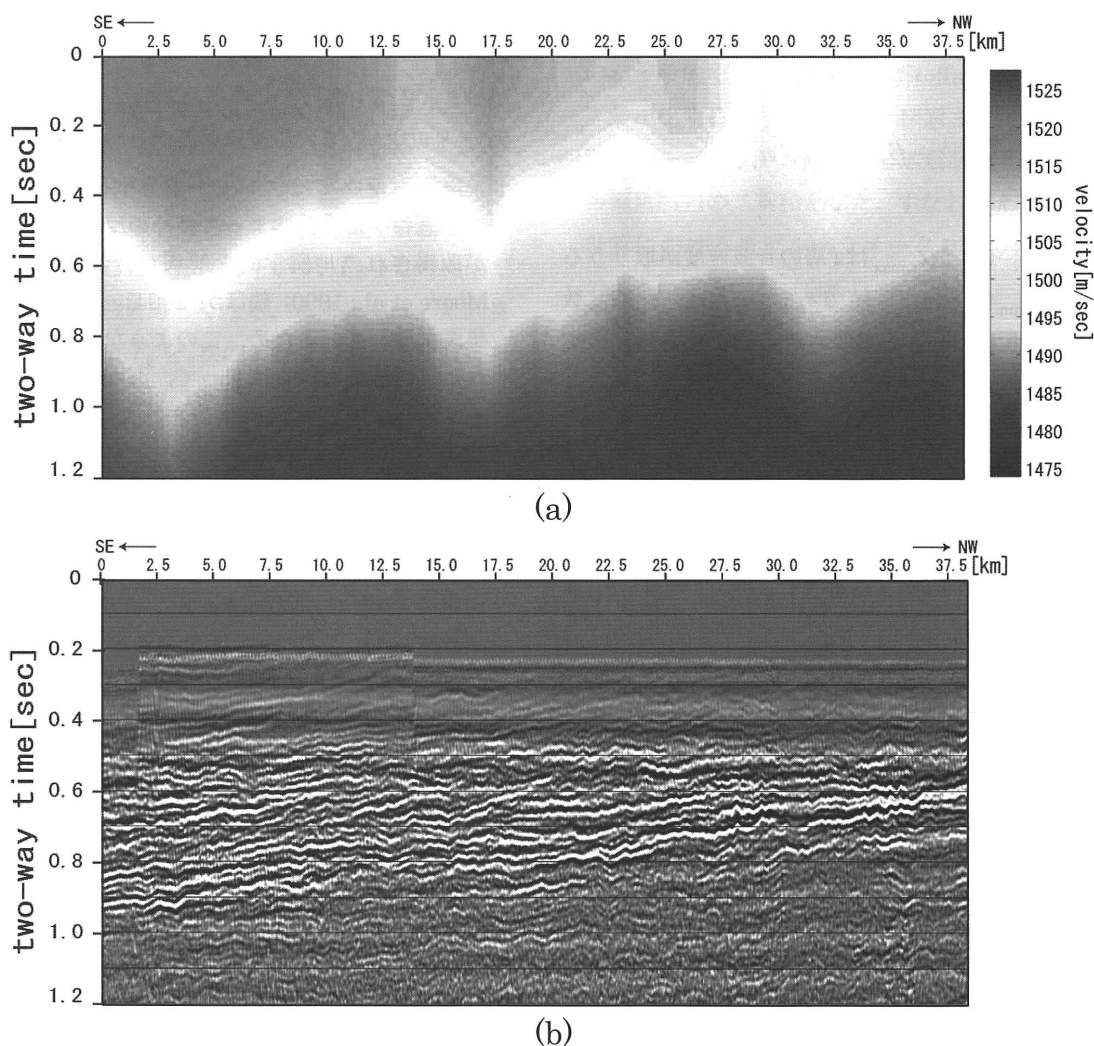


Fig.3. (a) Interval acoustic velocity model obtained from the multi-channel seismic reflection data using conventional velocity analysis. Southward-dipping structures are distinguished. This velocity model is used as initial model for inversion. (b) Seismic profile from multi-channel seismic reflection data off the Kii peninsula. Fine structures are imaged from 0.3sec to 1.0sec.

いた。AGC 適用前に、フォワードモデリングと入力データの振幅値をキャリブレーションするため、双方のデータを、それぞれの最大振幅値で正規化した。インバージョンでは、1層あたりの層厚を10m、101層からなる多層構造モデルを用いた。海底面が比較的平坦で、また海底面直下に強い反射面が存在しない地点のデータから、海底面からの反射波を抽出してこれを震源関数とした (Fig.4a)。また徐冷関数には (4) 式を用いた。

Fig.4b に示すのは、25km 地点の CMP ギャザーのインバージョンによって再現された音波速度モデルと、この地点の反射断面図である。比較のためインバージョンで得られた速度モデルの深度軸を時間軸に変換している。インバージョンで得られた速度モデルの深度方向の分解能は10mのため、Fig.4b の速度モデルの時間方向の分解能は、音波速度を1500m/sec とすると約0.013sec である。測線上の25km 地点の反射断面図には、0.2秒より浅層の反射波の情報は含まれない

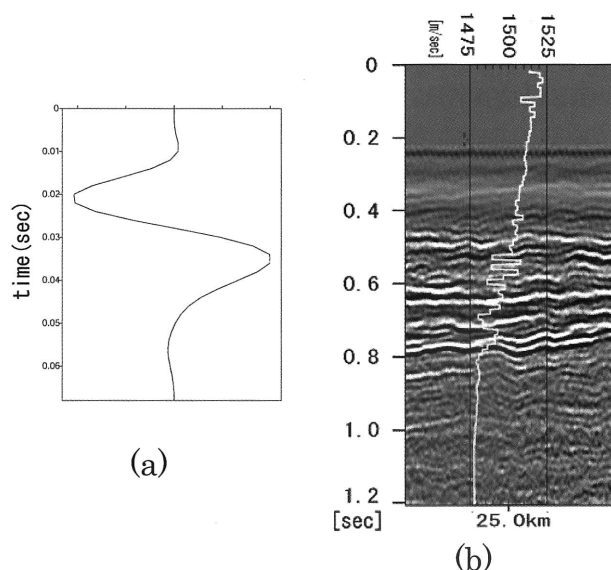


Fig.4. (a) Input source wavelet for inversion. (b) Acoustic velocity model from inversion result at CMP gather of 25km overlaid with seismic profile. The velocity structure is in a good agreement with the seismic profile.

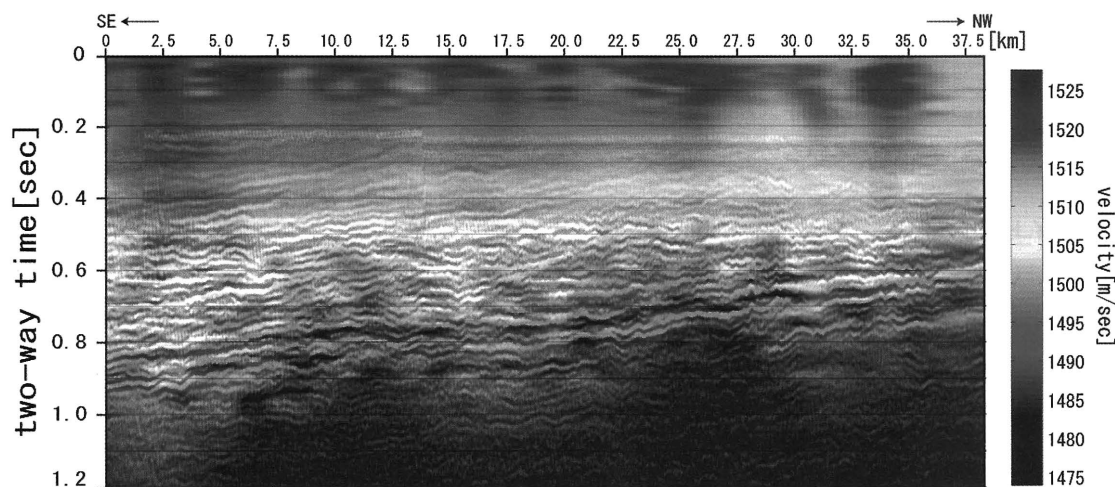


Fig.5. Acoustic velocity model from inversion result. Acoustic velocity model is converted in time domain and overlaid with seismic profile. Lateral resolution is 1km and resolution in time is approximately 0.013sec.

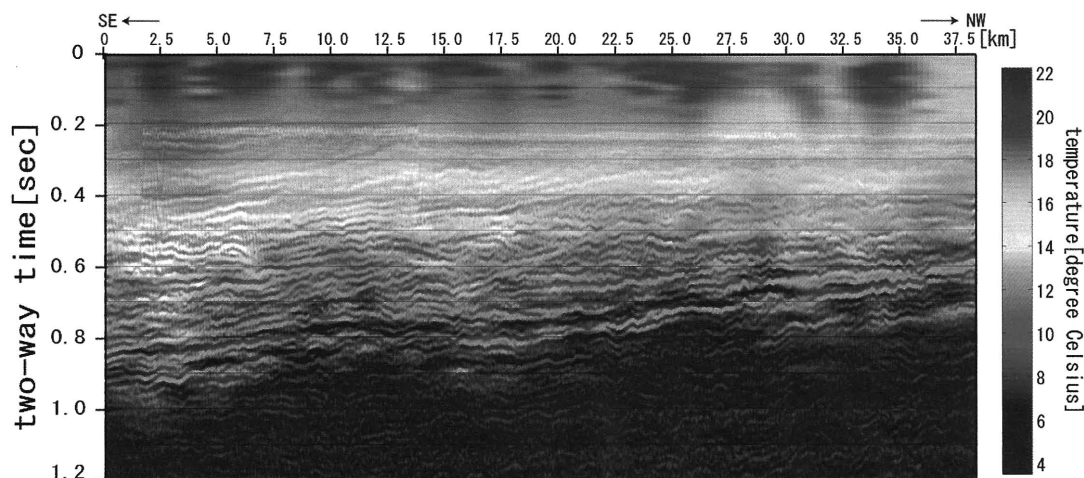


Fig.6. Temperature profile converted from acoustic velocity using an empirical formula. Average salinity in empirical formula is defined to 3.45%.

め、浅層(0m~150m)の音波速度は解析対象外である。また、反射面を多く確認できる0.4secから0.8secまでの音波速度構造は、反射断面図の反射境界とよく対応している。0.5secから0.6secにかけての高周波数の音波速度構造は、その速度コントラストが20m/secから30m/secである。この値はこれまでに知られている海水中鉛直微細構造の深度方向の速度コントラスト(約10m/sec)に比べて大きな速度コントラストであった。このような結果が得られた理由として、そもそも黒潮流軸では速度コントラストが大きいという海洋学的原因も考えられるが、ノイズの影響や震源関数の選択の影響、またエネルギーが局所解に陥った影響なども考えられる。これらのうち特にノイズがインバージョン結果に与える影響については次章で検証する。

1kmおきのCMPギャザーにインバージョンを適用し、2次元音波速度構造を作成した結果をFig.5に示す。往復走時0.2secより浅部には、反射面が存在せず解析対象外であり、Fig.5では0.2secまでの構造を平滑化して表示している。また(1)式によって音波速度を温度に変換して得られた2次元微細温度構造をFig.6に示す。このとき、平均塩分濃度は3.45%とした。低温層と高温層の互層構造が、黒潮の流軸が位置する南側の地点に向かって、やや下り傾斜で連続しているのが認められる。

4. ホワイトノイズがインバージョンに与える影響

これまでに観測された黒潮周辺の海水中鉛直微細構造の音波速度記録によると、上下に接する層間の典型的な音波速度コントラストは、10m/sec以下である(例えばTsuji et al., 2005)。これは、一般的な反射法地震探査で対象となる地層間の速度コントラストに比べると数十分の一程度である。そのため鉛直微細構造に伴う反射波の振幅値は、地質構造を対象とする場合に比べて小さくなるため、ノイズの影響を受けやすい。そこで、本研究で開発したインバージョン手法に対するノイズの影響を数値実験により検証する。

差分法(FD, finite difference method)を用いて擬似的な音響波動場を計算した。Fig.1aで示した海水中鉛直微細構造に特徴的な音波速度構造が観測された例を水平多層構造とし、音波速度モデルを作成した。FD法におけるグリッド間隔は2m、受振器を101個、5m間隔で海上の位置に設定し、観測時間を0.7sec、震源関数として中心周波数40Hzのリッカーウェーブレットを与えた。全ての境界は吸収境界とし、海面による多重反射を含まない記録とした。Fig.7に、FD法で計算された地震記録から直接波をミュートした結果を示す。この地震記録にノイズを加えてインバージョンを行う。海上マルチチャンネル反射法地震探査データには、波浪、潮流によるケーブルのねじれや振動などによる種々のノイズが含まれ

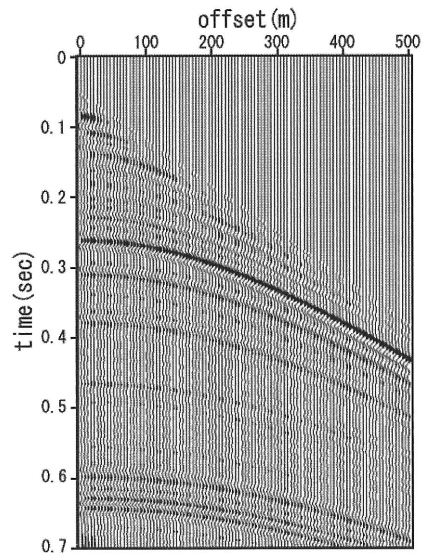


Fig. 7. Synthetic data constructed by FD simulation.

る。これらのうち、特徴的な周波数帯域を持つものや、見かけ速度を持ってあらわれる線形ノイズ(例えば波浪など)は、帯域通過フィルタやF-Kフィルタによって効果的に除去することができる。一方でランダム性のノイズに関しては、データから除去することが困難なため、その影響を解析結果から除去することはできない。ここでは、ランダム性のノイズの影響がインバージョン結果にどのような影響を与えるかについて調べるため、シミュレーションデータにガウス形のホワイトノイズを加えたものを入力データとしてインバージョンを行い、その結果を検証した。ノイズはS/N比に応じて3種類(S/N=10, 2, 1)与え、それぞれノイズを加えたデータに対してインバージョンを適用した。インバージョンにおける震源関数は、FD法を用いた波動場計算において震源近傍で観測された直接波を用いた。Fig.8とFig.9に示すのは、それぞれのS/N比における入力データと、インバージョンによって得られたモデルから計算された波形データの残差である。入力データはハイカットフィルタを適用して高周波のノイズを除き、さらに0.3secのウィンドウ幅を持つAGCを適用した。入力データのうち、S/N比の低いS/N=2とS/N=1はAGCの効果により、振幅値が小さい往復走時0.45sec以上の反射波は見えなくなる。また同様に、深度200m周辺に存在する特徴的な音波速度構造からの反射波(ゼロオフセットトレースの0.25sec付近の反射波)は、オフセットが小さくなるほど信号が弱くなる。

インバージョン後の残差(Fig.9)から、S/N比が小さくなるにしたがって、明瞭な反射波イベントが強く現れており、残差が大きいことが分かる(ゼロオフセットトレースの0.25sec付近)。特にS/N比が小さい場合(Fig.8c)では、ニアオフセットの反射波のシグナルが

ノイズの影響で弱まっており、インバージョンによってニアオフセットの波形を表現することができなかった。しかし、入力データ内のファーオフセットに存在する比較的コヒーレントな反射波イベントによって、音波速度を決定することができたと考えられる。

Fig.10 にインバージョンで得られた音波速度モデルを示す。比較のため、入力データがノイズを含まない場合についてのインバージョン結果も Fig.10 に示している。ノイズを含まない場合、インバージョンによって得

られた音波速度構造は真のモデルをほぼ再現した。S/N=10 の場合も、音波速度の値は真のモデルをほぼ再現でき、正しい深度に正しい速度変化が現れた。深度 200 m 付近の層構造の厚さもほぼ正しく得られている。一方 S/N 比が低い場合、深度 200m 付近の層構造は、ほぼ正しい深度に速度変化境界面が現れた。しかしその速度の変化量は真のモデルよりも大きく、さらに深度 200m ~ 300m にかけて、偽の階段状の構造が現れている。SA 法は、ランダムノイズの影響が比較的小さいといわれてい

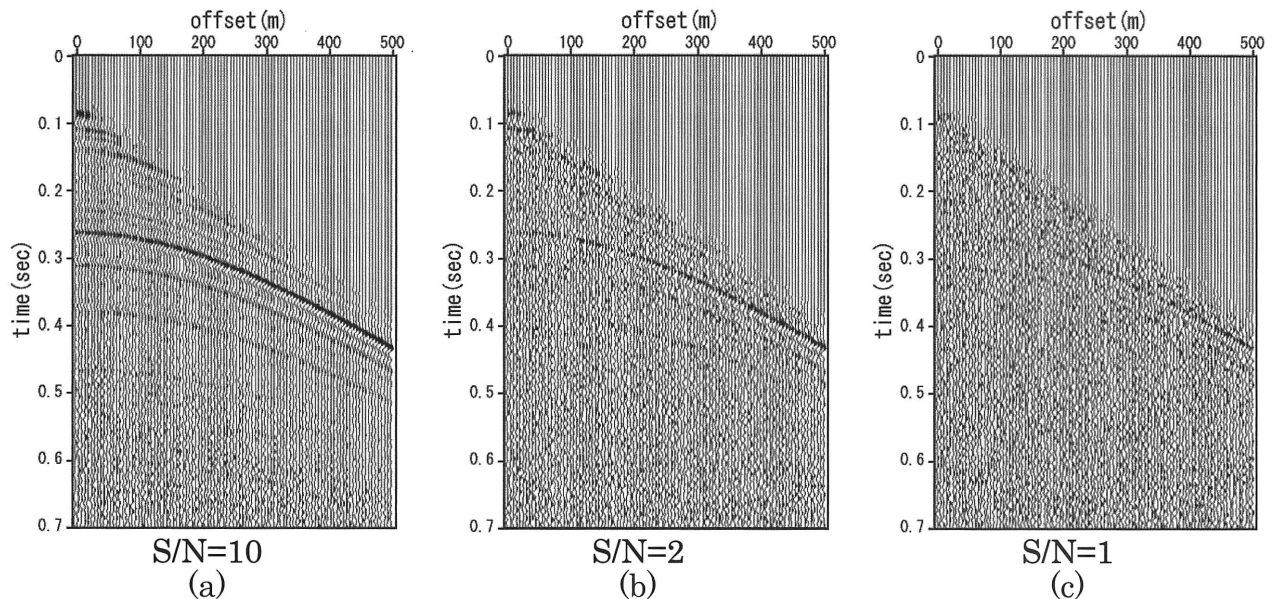


Fig.8. Input data contaminated by Gaussian white noise with different S/N ratio. Each S/N ratio is 10, 2 and 1. Signal of reflected wave from the structure around 200m depth (reflect wave at 0.25sec in the zero-offset trace) gets weaker as S/N ratio gets smaller.

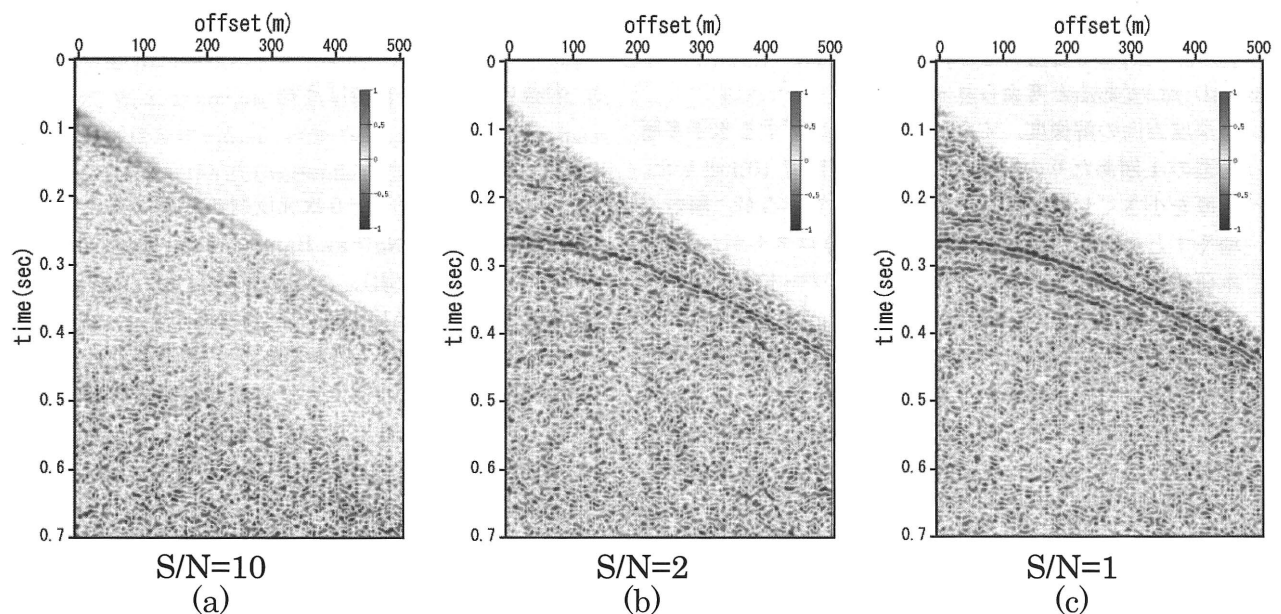


Fig.9. Discrepancy between reconstructed data from inversion and input data with different S/N ratio. The discrepancies are normalized by the maximum amplitudes at each trace.

る (Sen and Stoffa, 1995)。しかし、擬似観測記録において反射波がノイズを含むことによって、その波形が本来の波形から変化する。この反射波をインバージョンすると、ノイズ成分を無理に速度分布で説明しようとするため、この影響で本来有り得ない速度コントラストが算出されることも考えられる。よって Fig.4b で大きな速度コントラストが得られた原因の一つに、ノイズの影響が考えられる。

また、本研究のインバージョン手法では多重反射を考慮していない。しかし、層内の多重反射に関しては、海水中の速度変化が小さいことからその影響を無視できるものと考えられる。これは、FD 法による入力データは層内の多重反射を含んでいるものの、インバージョン結果にはその影響が認められなかったことから概ね妥当である。

5. まとめと考察

海水中の2次元微細温度構造を推定するために、高速波形計算法とSA法を組み合わせたフルウェーブフォームインバージョン手法を開発した。そしてこのインバージョン手法を、紀伊半島沖黒潮流軸周辺で取得された反射法地震探査データに適用し、2次元微細音波速度構造を得ることに成功した。さらに、この音波速度構造を、経験式を用いて温度に変換することで、最終的に海水中の2次元微細温度構造を得た。しかし結果の一部には、これまでの観測結果よりも層厚が薄く音波速度コントラストの大きい構造が存在した。インバージョンに対するホワイトノイズの影響を検証した結果から、海水中音波速度構造の短周期な変動がこれまでの観測結果より大きなコントラストを持つのは、記録に含まれるノイズが原因の一つであると考えられる。

深度方向の解像度、すなわちモデリングする水平多層構造の1層あたりの層厚は、全ての解析で10mとした。層厚を小さくし解像度を上げることもできるが、層数を増やすとモデルパラメータが増え、計算コストがかかる。本研究のインバージョンで用いたフォワードモデリング手法は、層厚が全ての層で一定である必要はないため、注目する深度の解像度のみ増やし、それ以外は解像度を下げることで、計算コストをかけずにインバージョンすることが可能であると考えられる。ただし、解析結果の解像度は層厚だけでなく波長にも依存することが考えられることに注意が必要である。

本研究のインバージョンに用いている高速波形計算法は、1次近似として多重反射波を無視している。多重反射のうち、層内で発生する多重反射については、海水中の速度変化が小さいため無視しても問題ない。シミュレーションで使ったFD法によるデータには層内の多重反射が含まれているが、インバージョンの結果にその影

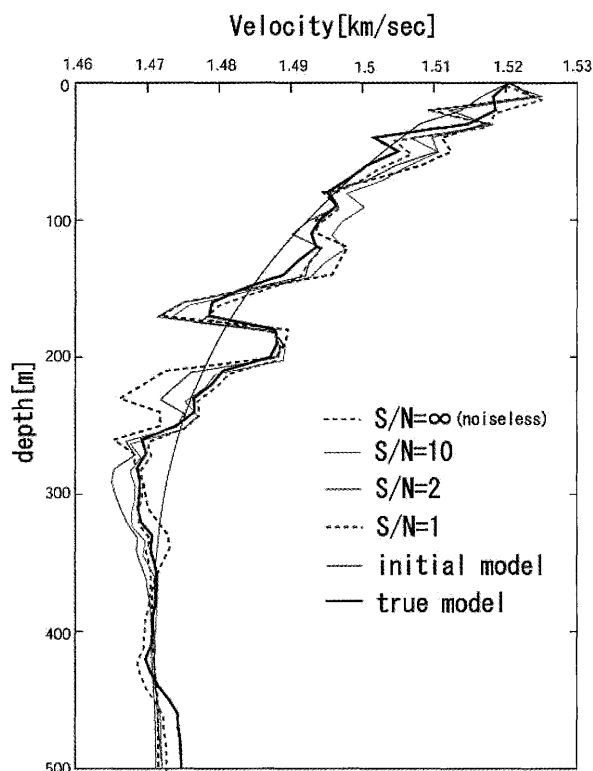


Fig.10. Inversion result from the input data with different S/N ratio. Acoustic velocity contrasts tend to get larger as S/N ratio gets smaller. Also, spurious structure around 200m to 300m depth is created when S/N ratio is small.

響が認められず、このような近似が概ね妥当であることが確認された。また、海面における多重反射に関しては、今回の数値実験で確認していないため、今後さらに検討する必要がある。また、インバージョンの際に与える震源関数の影響や、得られた温度構造の妥当性の評価も、今後の課題として挙げられる。

謝 辞

本研究で使用した3次元反射法地震探査データの取得の際には、Dr. Nathan Bangs (Texas University), 朴進午博士 (東京大学), 浦木重伸博士 (JAMSTEC), 木戸ゆかり博士 (JAMSTEC), 倉本真一博士 (JAMSTEC) にお世話になりました。また、2名の匿名の査読者には、本稿を改善するために大変貴重かつ有意義な助言を頂きました。ここに記して深く感謝致します。本研究の一部 (高精度速度モデルの推定) は、科研費 (20760568) の助成を受けたものである。

参 考 文 献

- Biescas, B., V. Sallarès, J. L. Pelegrí, F. Machín, R. Carbonell, G. Buffett, J. J. Dañobeitia, and A. Calahorrano (2008) : Imaging meddy fine structure using multichannel seismic

- reflection data, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L11609.
- Červený, V. (2001): *Seismic Ray Theory*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 38-42.
- Holbrook, W. S., P. Paramo, S. Pearse, and R. W. Schmitt (2003): Thermohaline fine structure in an oceanographic front from seismic reflection profiling, *Science*, **301**, 821-824.
- Ingber, L. (1989) : Very fast simulated re-annealing, *Mathl. Comput. Modeling*, **12**, 967-973.
- Kierpatrick, S., Gellat, C. D. Jr., and Vecchi, M. P. (1983): Optimization by simulated annealing, *Science*, **220**, 671-680.
- 松岡俊文・白石和也・渡辺俊樹・芦田譲 (2001) : 水平多層構造に対する高速波線計算法, 物理探査学会第 105 回 (平成 13 年度秋季) 学術講演論文集, 44-47.
- Moore, G. F., Shipley, T. H. , Stoffa, P. L., Karig, D. E. (1990) : Structure of Nankai Trough accretionary zone from multichannel seismic reflection data, *J. Geophys. Res.*, **95**, 8753-8765.
- Moore, G.F., Park, J., Bangs, N.L., Gulick, S.P., Tobin, H.J., Nakamura, Y., Sato, S., Tsuji, T., Yoro, T., Tanaka, H., Uraki, S., Kido, Y., Sanada, Y., Kuramoto, S., and Taira, A. (2009): Structural and seismic stratigraphic framework of the NanTroSEIZE Stage 1 transect: Kumano 3-D seismic survey, IODP Expedition Results, 314/315/316.
- Nakamura, Y., T. Noguchi, T. Tsuji, S. Itoh, H. Niino, and T. Matsuoka (2006): Simultaneous seismic reflection and physical oceanographic observations of oceanic fine structure in the Kuroshio extension front, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L23605.
- Nandi, P., W. S. Holbrook, S. Pearse, P. Paramo, and R. W. Schmitt (2004): Seismic reflection imaging of water mass boundaries in the Norwegian Sea, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L23311.
- Pond, S. and G. L. Pickard (1983) : *Introductory dynamical oceanography* 2nd edition, Elsevier.
- Rothman, D. H. (1985): Non-linear inversion, statistical mechanics, and residual statics estimation, *Geophysics*, **50**, 2784-2796.
- Sen, M. K. and Stoffa, P. L. (1995): *Global optimization method in geophysical inversion*, Elsevier Science B. V., Amsterdam.
- 白石和也・松岡俊文・渡辺俊樹・芦田譲 (2002) : SA を用いたプレスタックデータに対するインバージョン解析, 物理探査学会第 106 回 (平成 14 年度春季) 学術講演論文集, 81-84.
- Tsuji, T., T. Noguchi, H. Niino, T. Matsuoka, Y. Nakamura, H. Tokuyama, S. Kuramoto, and N. Bangs (2005): Two-dimensional mapping of fine structures in the Kuroshio Current using seismic reflection data, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14609.
- Tsuji, T., Park, J., Moore, G., Kodaira, S., Fukao, Y., Kodaira, S., and Bangs, N. (2009): Intraoceanic Thrusts in the Nankai Trough off the Kii Peninsula: Implications for Intraplate Earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L06303.
- 鶴哲郎・三浦誠一・野徹雄 (2004) : 2002 年熊野灘二船式反射法探査実験における長大オフセットの効果に関する考察, 物理探査, **57**, 173-181.
- Velis, D. R. and Ulrych, T. J. (1996): Simulated annealing wavelet estimation via fourth-order cumulant matching, *Geophysics*, **61**, 1939-1948.
- Wilson, W. D. (1960): Equation for the speed of sound in seawater, *J. Acoust. Soc. Am.*, **32**, 1357.
- Wood, W. T., W. S. Holbrook, M. K. Sen, and P. L. Stoffa (2008): Full waveform inversion of reflection seismic data for ocean temperature profiles, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L04608.
- 山中浩明 (2001) : 焼きなまし法による位相速度の逆解析ー遺伝的アルゴリズムとの性能比較ー, 物理探査, **54**, 197-206.

Estimation of detailed temperature distribution of sea water using seismic oceanography

Shohei Minato*, Takeshi Tsuji*, Takashi Noguchi**, Kazuya Shiraishi*³, Toshifumi Matsuoka*, Yoshio Fukao*⁴ and Gregory Moore*⁵

ABSTRACT

We propose a new method to estimate a 2D detail temperature distribution in the ocean from seismic data. This method is based on a combination of Simulated Annealing (SA) and fast waveform calculation methods. In contrast to the local optimization methods, the SA enables us to optimize the model parameters with less dependency on the initial model. We applied this inversion method to multi-channel seismic reflection data acquired around the axis of Kuroshio Current. Since the survey line was oriented NW-SE direction, we can obtain the velocity / temperature structure across the Kuroshio Current using the seismic data. The 2D acoustic velocity structure derived from the inversion revealed that the multi-layered structures are dominant in the ocean, and these layers are dipping toward the current axis. We estimated the temperature distribution from the obtained acoustic velocity using an empirical formula. Furthermore, we investigate the effect of random noise on the inversion results. We contaminated the data derived from the finite difference method by Gaussian distributed noise. We observed that the estimated velocity contrasts tend to get large compared to the true contrasts as S/N ratio decreases. This suggests that one of the reasons for the large velocity contrasts in the obtained acoustic velocity profiles could be originated from the observation noises.

Keywords: Seismic oceanography, Full waveform inversion, Simulated Annealing, Oceanic Finestructure, Kuroshio Current

Manuscript received September 24, 2008; Accepted July 29, 2009.

* Department of Civil engineering, Kyoto University
Kyoto University Katsura, Nishikyo-Ku, Kyoto 615-8540,
Japan

** Department of Aeronautics and Astronautics, Kyoto University
Yoshida-Honmachi, Sakyo-Ku, Kyoto 606-8501, Japan

*³ JGI, Inc.

Otsuka Bunkyo-ku, Tokyo 112-0012, Japan

*⁴ Institute for Research on Earth Evolution (IFREE), Japan
Agency for Marine-Earth Science and Technology
(JAMSTEC)

3173-25 Showa-machi, Kanazawa-ku, Yokohama, Kanagawa,
236-0001, Japan

*⁵ Department of Geology and Geophysics, Hawaii University
1680 East-West Rd., Honolulu, HI 96822, USA