

3. 2. 3 孔井付近速度構造調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 孔井付近速度構造調査

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
独立行政法人防災科学技術研究所		
固体地球研究部門	主任研究員	関口 渉次
固体地球研究部門	総括主任研究員	笠原敬司
固体地球研究部門	主任研究員	堀 貞喜
固体地球研究部門	主任研究員	小原一成
固体地球研究部門	研究員	山田隆二
固体地球研究部門	研究員	木村尚紀
固体地球研究部門	研究員	汐見勝彦
固体地球研究部門	特別研究員	関根秀太郎
固体地球研究部門	特別研究員	松原 誠
国立大学法人島根大学		
総合理工学部地球資源環境科	助教授	林 広樹

(c) 業務の目的

地震基盤の速度構造について、既往データ（自然地震観測データ、構造調査データ）から、地下構造について初期的な結果を推定する。

(d) 5カ年の年次実施計画

- 1 年目：房総半島を中心とした自然地震発生様式について、防災科学技術研究所の観測データを整理するとともに、自然地震を使った地下構造の研究のまとめを行う。リアリティの高い地下構造を求めるため、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生のあるプレート構造などを明らかにする。
- 2 年目：神奈川県西部域を含む地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生のあるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。
- 3 年目：関西地区地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生のあるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。
- 4 年目：観測点密度の低い北関東地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を

求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生場であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。

5年目：千葉県北西部から茨城県南部地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生場であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。

(e) 平成17年度業務目的

北関東を含む地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求める。求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の高精度な震源決定を行い、当地の地震発生場であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。

速度構造や地質構造は、現在、地震調査研究推進本部によって進められている平野部の地下構造調査結果や、本研究で実施している地殻構造探査の成果と合わせ解析し、総合的な首都圏・近畿圏の速度構造モデルの構築に資する。

(2)平成17年度の成果

(a) 業務の要約

千葉県沖のフィリピン海プレートの形状及び関東地方の三次元減衰構造を得た。掘削孔付近の走時トモグラフィ手法の分解能について考察を加えた。

(b) 業務の実施方法

既存反射法データの再解析により千葉県沖のフィリピン海プレートの形状を解析しHi-net 観測網によって蓄積された観測データベースに基づくトモグラフィ手法により関東地域の3次元地震波減衰構造を得た。走時トモグラフィ手法における掘削孔付近の分解能について検討を加えた。

(c) 業務の成果

1) 関東地方南東沖のプレート構造：～反射法構造探査から～

a) はじめに

関東地方はフィリピン海プレートと太平洋プレートが沈み込み地震活動は複雑で活発である(笠原, 1985; Ishida, 1992)。関東地方に沈み込むフィリピン海プレートの境界では1923年大正関東地震などの巨大地震が発生している(地震調査委員会, 2004 ほか)。関東地方における地震の発生予測の信頼性を向上するうえでプレート構造を解明することは重要である。

近年、関東地方南部で大大特プロジェクト(大都市大震災軽減化特別プロジェクト)による大規模構造探査が実施され深さ 30 km 程度までのプレート構造が高い分解能で明らかにされつつある(Sato et al., 2005)。これに対し、関東地方南東沖では DELP89 による屈折法構造探査(Hirata et al., 1992; 海宝, 1992)、海上保安庁、海洋研究所および日仏 Kaiko 計画による相模トラフ周辺における反射法構造探査 (Kato, 1987; 岩淵ほか, 1998; 沖野ほか, 1994; JDRGBB and JDRGDSOL, 1992 ほか) が実施されているが、下部地殻程度の深さの詳細な構造については調査が十分ではなかった。このような中、新たに反射法構造探査の収集・再解析が行われ下部地殻程度の深さの詳細なプレート構造が明らかにされつつある(木村, 2005)。本論では関東地方南東沖のプレート構造の新たな成果についてまとめ今後の方向性について検討する。

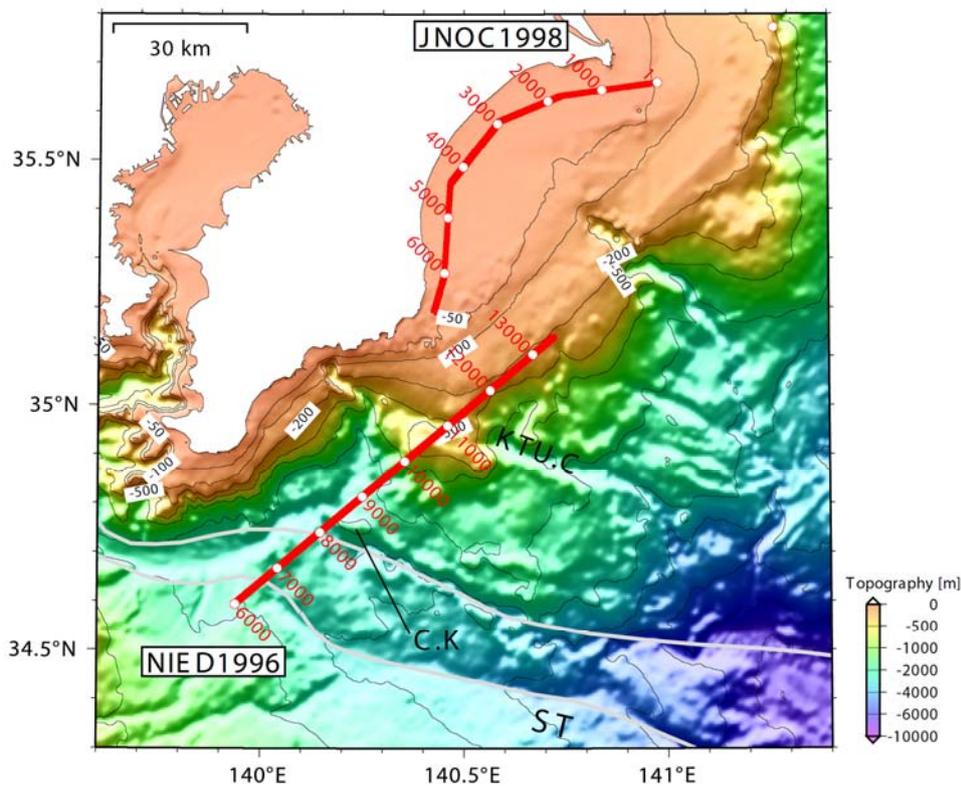


図1 関東地方南東沖の反射法構造探査測線図。防災科研測線(NIED1996)および石油公団測線(JNOC1998)を示す。数字は CMP 番号、太灰線は相模トラフ(ST)の範囲を示す。C.K: 第一千倉海丘。KTU.C: 勝浦海底谷。

b) 関東地方南東沖のプレート構造

関東地方南東沖における深部を対象とした反射法探査として 1996 年に防災科研によって相模トラフを横切る測線で実施された探査(木村ほか, 1997。以後 NIED1996 測線と呼ぶ)および 1998 年に石油公団によって房総半島九十九里浜沖の浅海域で実施された探査(「房総沖浅海域」、石油公団、2000、測線 SB98-A。以後 JNOC1998 測線と呼ぶ)があげられる(図 1)。どちらもマルチチャンネル反射法構造探査が実施された。両探査とも震源にはエアガンが用いられ、データ取得は NIED1996 測線ではハイドロフォン及びデジタルストリーマケーブルが、JNOC1998 測線では OBC(Ocean Bottom Cable)により海底に展開されたハイドロフォンが用いられた。その他の探査諸元は表 1 に示した通りである。NIED1996 測線では関東地方南東沖で明瞭な深部反射面が見出された。JNOC1998 測線では記録長 8 s に対し 6 s までしか処理がなされていなかった(石油公団, 2000)。そこで、木村(2005)は関東地方南東沖のプレート構造を明らかにすることを目的としてこれらのデータの再解析を行った。その概要を以下に述べる。

表 1： 房総沖の反射法構造探査の探査諸元。

防災科研： NIED1996			
震源：	エアガン (2000 PSI, 43.6l)	チャンネル数：	282
受震器：	ハイドロフォン・ デジタルストリーマケーブル	レシーバ間隔：	12.5 m
ショット間隔：	100 m	ケーブル長：	3500 m
		記録長：	18 s
石油公団： JNOC1998			
震源：	エアガン (2000 PSI, 24.6l)	チャンネル数：	240
受震器：	ハイドロフォン 海底ケーブル(OBC)	レシーバ間隔：	25 m
ショット間隔：	25 m	ケーブル長：	6000 m
		記録長：	8 s

i) 解析の流れ

データ処理は、通常の反射法構造探査の処理に従い基本的に帯域通過フィルター、振幅補償、速度解析、NMO 補正、重合処理、Kirchhoff マイグレーションおよび深度変換を行った(図 2)。深部反射面を強調するため比較的低周波帯域のフィルター(8 - 20 あるいは 10 - 20 Hz)を用いた。NIED1996 測線に関しては主に相模トラフ周辺の速度構造をより詳細に検討しマイグレーションおよび深度変換処理のみやりなおした。マイグレーション処理および深度変換処理のためには正確な速度構造が必要となるが、反射法構造探査で得られるデータを用いた速度解析では深部の速度構造は精度よく得られない。そこで、深部は一定速度と仮定しマイグレーション処理・深度変換処理を行った。深部の速度は大大特プロジェクトによる房総半島の構造探査の結果(Sato et al., 2005)を参考に 6.0 km/s とし

た。

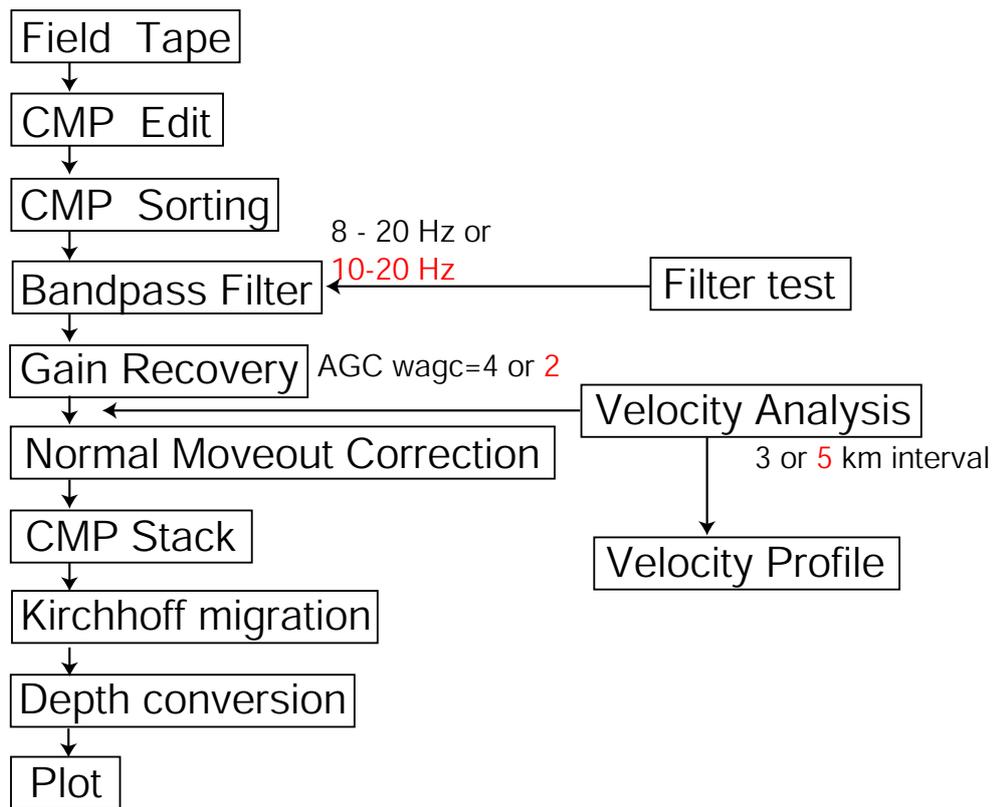


図 2 基本的な処理フロー。黒字は NIED1996 測線、赤字は JNOC1998 測線の処理パラメータを示す。

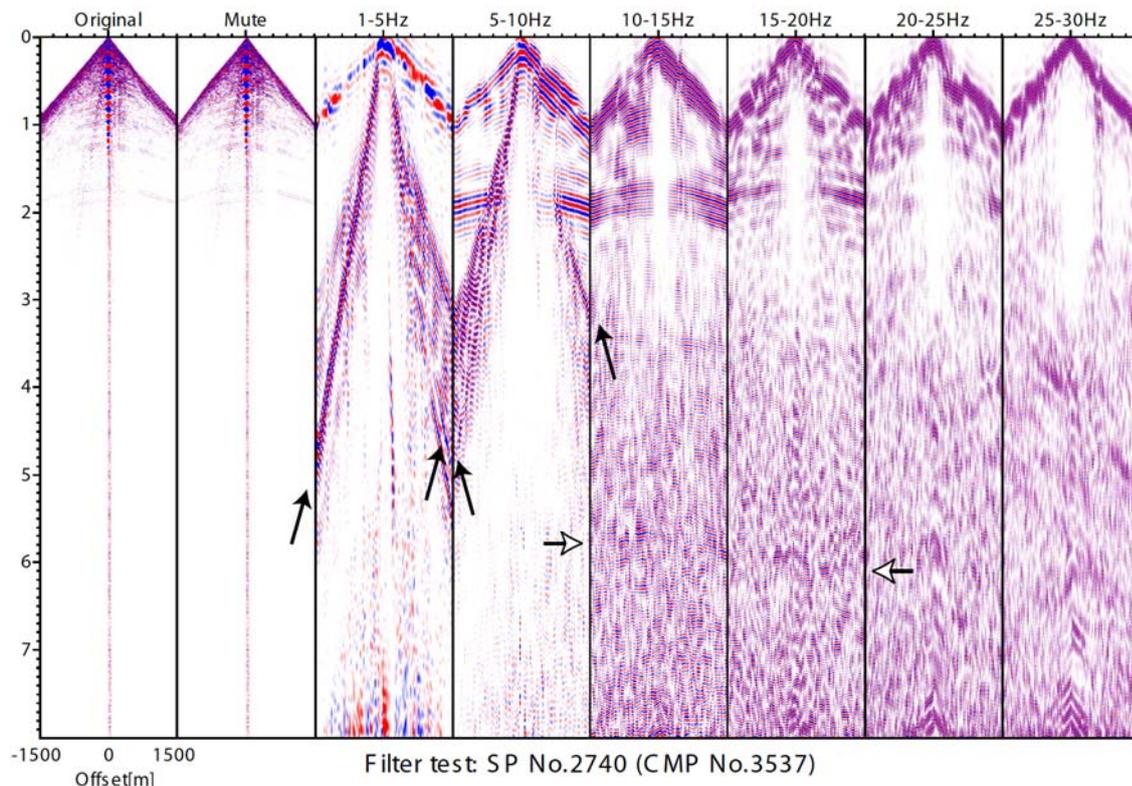


図 3 JNOC1998 測線のフィルターテストの結果。ショット番号 2740(CMP 3537 に相当)のショットギャザーを対象とした。黒矢印は表面波を、白矢印は深部反射面を示す。

JNOC1998 測線におけるショット番号 2740(CMP3537 に相当)のショットギャザーを用いたフィルターテストの結果を図 3 に示す。1-10 Hz の帯域において見かけ速度のおそい波群が明瞭に認められる。この波群の見かけ速度は 300 - 700 m/s と極めて遅く、堆積層表層を伝播する表面波と考えられる。表面波の影響を除いてデータの品質はおおむね良好である。フィルターテストの結果、対象としたショットギャザーでは 20 Hz 以下の帯域で往復走時 6 s 付近に深部反射面が明瞭に見出された。10 - 20 Hz の帯域を用いることで表面波の影響を除外しつつ深部反射面を強調することができた。NIED1996 測線でも同様のテストにより帯域を決定した。

ii) 結果

反射法構造探査により得られた地殻構造のイメージング(深度断面)を図 4 に示す。これより以下の結果が得られた。

相模トラフでは、トラフを充填する堆積層とその音響基盤(反射面 B)が明瞭にイメージングされた。堆積層の基盤は北東方向に傾斜する反射面として測線北東部まで明瞭に追跡される(反射面 F および K)。このことから沈み込むフィリピン海プレートの境界と考えられる。プレート境界とほぼ平行して往復走時で 1.0 - 2.0 s 深部にほぼ平行に別の反射面が下部地殻程度の深さまでところどころに見出される(反射面 A, G および L)。相模トラフ周辺の構造については後ほどさらに詳しく述べる。内陸地殻側では、表層付近にいくつかの堆積層構造が認められる。それらは第一千倉海丘(C.K)のすぐ北に位置する反射面 C を基盤とする小規模な堆積層および勝浦海底谷(KTU.C)より北に位置する反射面 H を基盤とする大規模な堆積層である。後者は後述する JNOC1998 測線でもイメージングされており関東平野を埋める新第三紀の堆積層に相当すると考えられる。第一千倉海丘のすぐ北の堆積層と勝浦海底谷(KTU.C)の間の領域では地殻の浅部にいたるまで透過なイメージングが得られている。内陸地殻の上部地殻内はほぼ透過だが、ところどころ小規模な反射イベント(I)が認められる。

JNOC1998 測線では表層に堆積層が明瞭にイメージングされた。音響基盤は北に向かうにつれて浅くなり、CMP900 付近で最も浅くなる。堆積層の層序については石油公団による詳細な報告があり、陸上坑井データおよび地表地質との対比から主に上総層群からなるとされている(石油公団, 2000)。前述の NIED1996 測線の北東部で見出された大規模な堆積層は JNOC1998 測線との比較から関東平野の堆積層の延長と考えられる。測線北部では堆積層基盤からの層内多重反射(Peg-leg multiple)が顕著である。測線南部で深さ 14 km 以深の領域に北に傾き下がる 2 枚のほぼ平行な深部反射面が明瞭に認められる(b および c)。c は、より細かく見るとさらに 2 枚の反射面から構成されている(c1 および c2)。深部反射面 b および c に挟まれた層はきわめて透過である。その厚さは測線南端では往復走時で約 1.0 s で、北に向かうにつれて厚くなり、CMP 5400 では約 1.7 s となる。測線北東部ではほぼ水平な何枚かの反射面が認められる(d1-d4)。これらの深部反射面(b, c および d1-d4)と堆積層基盤(反射面 a)の間はきわめて透過である。

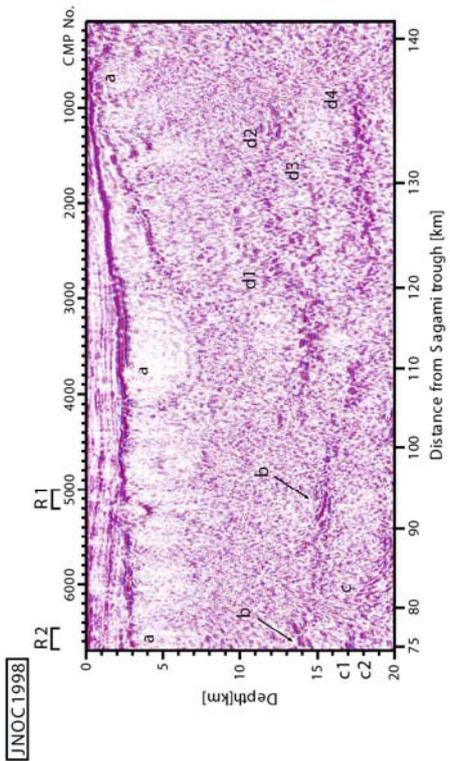
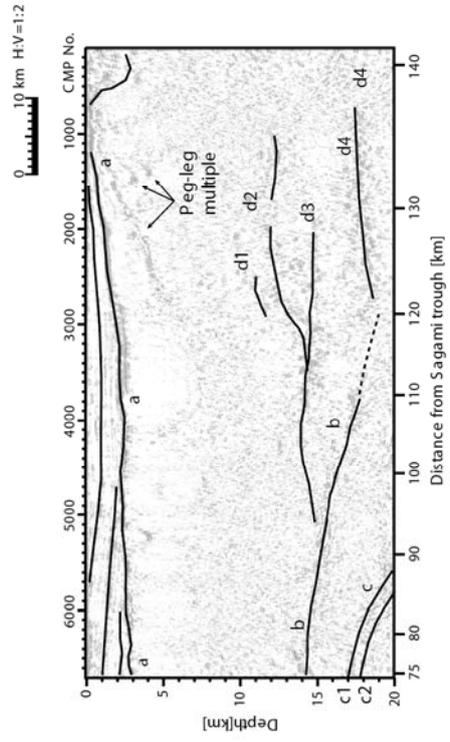
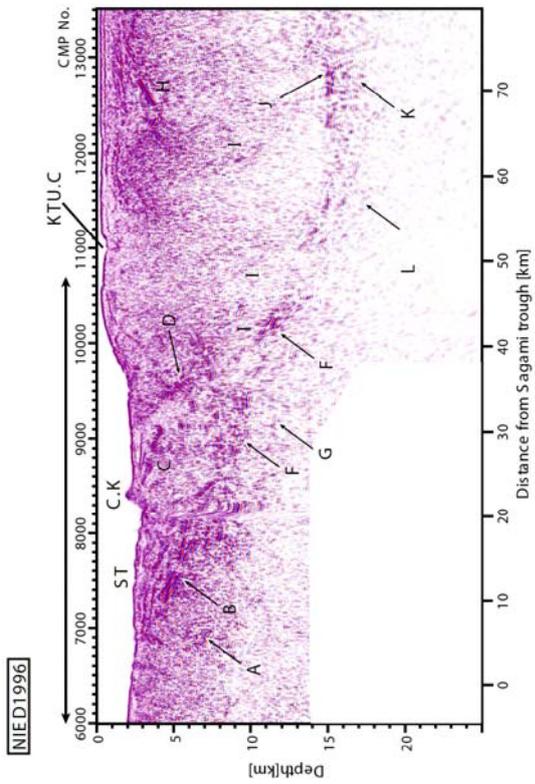
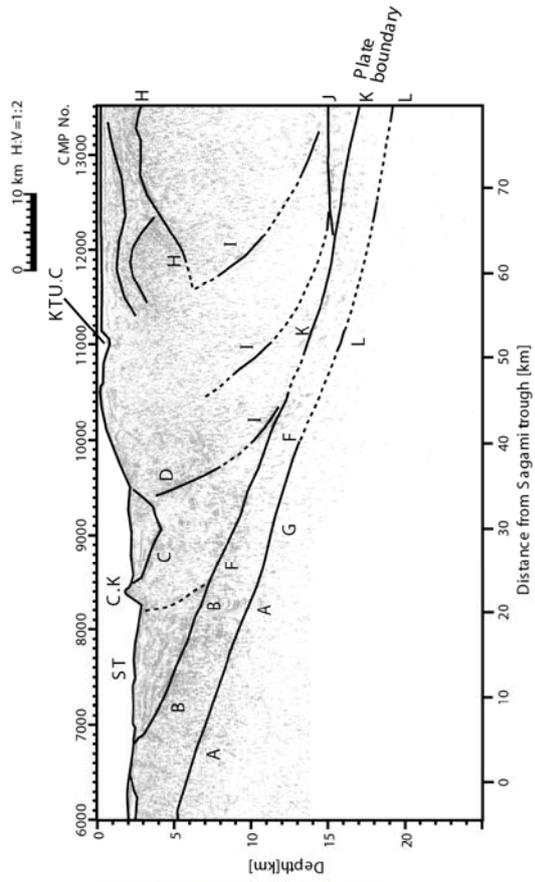


図 4 NIED1996 測線および JNOC1998 測線の深度変換断面図。どちらも縮尺は同じで、深さ方向に 2 倍に強調表示している。

次に各領域の詳細な構造について述べる。相模トラフ周辺では海底地形は起伏に富むうえ、すでに述べたようにいくつかの堆積層が分布し基盤の形状が複雑であり、さらに沈み込むプレートが存在するため構造は複雑である。そこで速度構造および反射波の帯域をもとに構造を調べた(木村, 2005)。図 5 に相模トラフ周辺のイメージングの拡大図(重合断面)を重合速度構造とともに示す。相模トラフを充填するくさび形の堆積層の北東部は第一千倉海丘(C.K)によって境されている。第一千倉海丘のすぐ北では反射面 C を音響基盤とする小規模な堆積層が認められる。この下では回折波と思われる波群(D)とほぼ水平な反射面 E, F および G が見出される。反射面 C より下では 4000 m/s 以上の速度が推定されており内陸地殻の一部と考えられる。反射面 E は高周波成分に富み海底面の反射波の往復走時のほぼ 2 倍の走時を持つ(図 5 下図)ことから海底面における多重反射と考えられる。反射面 F および G は低周波成分に富み海底面以深からの反射波と考えられる。回折波群(D)はマイグレーション処理を行った結果北に傾斜するほぼ鉛直な反射面に収束した(図 4 の D)。

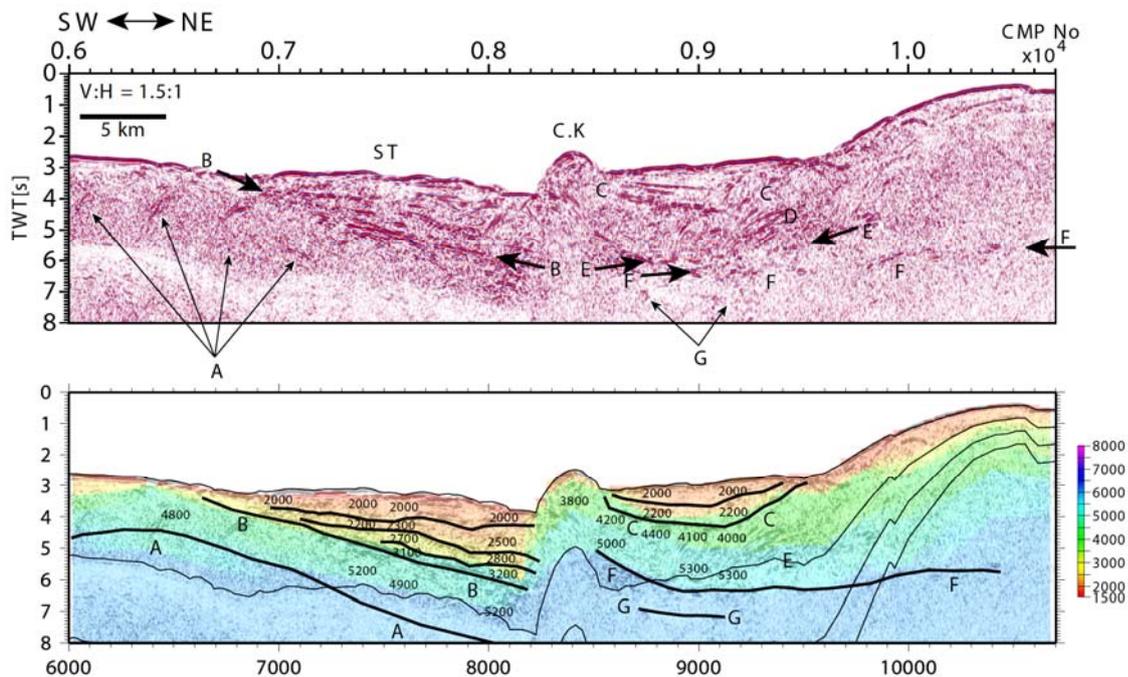


図 5 NIED1996 測線の相模トラフ周辺(図 4 に矢印で示した範囲)の拡大図(重合断面図)。下図には速度解析の結果得られた速度構造、主要な反射イベント(太線)および海底地形から計算される多重反射の往復走時(細線)をあわせて示す。

JNOC1998 測線の深部反射面は b および c において極性の反転が見出されている(木村, 2005)。極性をより明瞭にするために深部反射面の明瞭な領域(図 4 における R1 および R2)を対象として堆積層の基盤の反射波の波形を用いたコンボリューション処理を行った(図 6)。堆積層の基盤は最も顕著な速度不連続面の一つでありこのような処理に適している。速度解析の結果から堆積層の最下層の速度は 3000 - 3500 m/s と推定されている。上部地殻の P 波速度を 6.0 km/s とするとオフセット 2000 m 付近で反射波の入射角が臨界角に近づくと予想される。これより大きな角度で入射した場合、屈折波が生成されコンボリューション処理には適当ではないためオフセット 1400 m 以下のトレースを用いた重合断面を

用いた。コンボリユーション処理の結果から堆積層の基盤と比較して **b** は逆位相で **c** は同位相であることがわかる。堆積層の基盤では音響インピーダンスの増大が明らかなため、これらの極性はそれぞれ音響インピーダンスの減少と増大を示している。このことから、深部反射面 **b** および **c** に挟まれた領域はその上下より速度の遅い低速度層に相当することが明らかとなった。

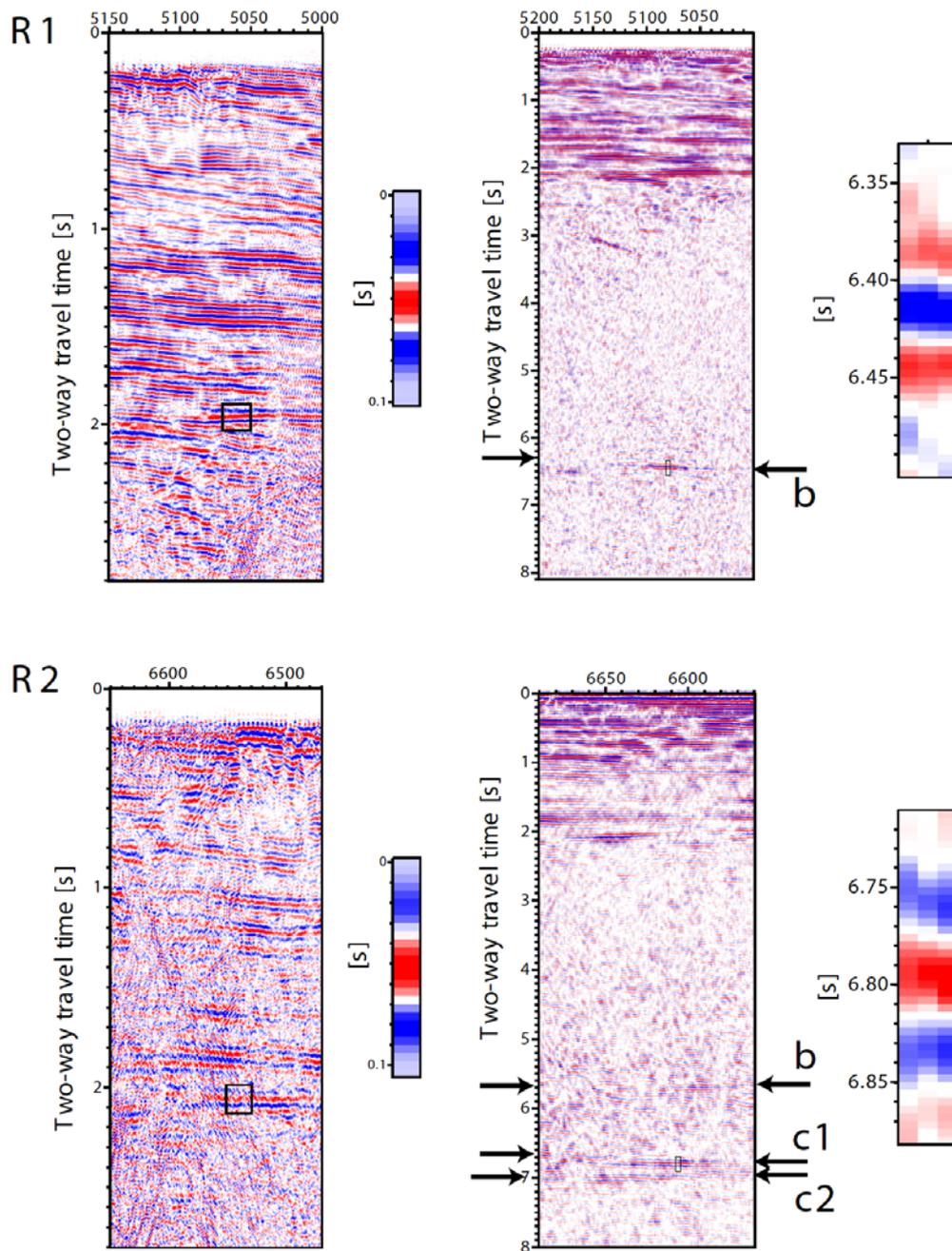


図 6 JNOC1998 測線のコンボリユーション処理結果。図 4 に示した領域(R1 および R2)毎に示す。それぞれ、左からオフセット 1400 m 以下のトレースを用いて作成した重合断面、コンボリユーション処理に用いた基本波形(左のパネルに黒い矩形で示した領域の重合結果)、通常の重合断面と基本波形のコンボリユーション処理結果およびコンボリユーション処理結果の拡大図(処理に結果に黒い矩形で示した領域)を示す。

iii) 考察

NIED1996 測線および JNOC1998 測線で得られたイメージングをもとに関東地方南東沖のプレート構造について考察する。

NIED1996 測線で相模トラフから沈み込むフィリピン海プレートの境界が明瞭にイメージングされた。また、これとほぼ平行な反射面が見出されフィリピン海プレート最上部にシート状の構造が存在することが明らかとなった。シート状構造の P 波速度は相模トラフ周辺で 4.8 - 5.2 km/s と得られている(図 5)。同様の構造は伊豆半島でも見出されており、伊豆半島の表層に P 波速度 4.1~4.2 km/s、厚さ 1~3 km のシート状の構造が見出され湯ヶ島層群に対比されている(Asano et al., 1982)。湯ヶ島層群の生成年代はおよそ 10 - 16Ma 前で、陸化する以前の伊豆・小笠原島弧における火山活動に伴って形成されたと推測されている(小山, 1986)。湯ヶ島層群あるいは湯ヶ島層群相当層は、その成因を考えると広域に分布する可能性が高く、NIED1996 測線で見出されたシート状の構造も同様の構造がイメージングされている可能性が高いと考えられる。

JNOC1998 測線でイメージングされた低速度層の実体について考察する。低速度層の実体として沈み込むプレートの一部である場合と島弧側の構造の一部である場合が考えられる。前者の場合について、NIED1996 測線でフィリピン海プレート最上部に見出されたシート状の構造が下部地殻程度の深さまで連続していると、その P 波速度を考えると低速度層となると期待される。後者の場合には、低速な下部地殻あるいはマントルウェッジがあげられる。低速な下部地殻は火山地域などで見出されており(中島, 2002 ほか)、流体との関連が示唆されている。JNOC1998 測線でイメージングされた低速度層の上面は極めてシャープな反射面としてイメージングされており、非常に鋭い速度不連続が推測される。また、低速度層内部はきわめて透過である。一方、下部地殻は一般に反射的であることが知られている。これらのことから低速度層上面は異地性の構造との境界である可能性が高く、低速な下部地殻とは考えにくい。低速なマントルウェッジの場合には、蛇紋岩化されたかんらん岩の可能性が考えられる。この場合には低速度層上面が内陸地殻の Moho 面に相当するが、内陸プレートの構造を考えると浅い。また、これまで蛇紋岩化されたマントルウェッジが推定されている領域では一般に地震活動が低調なことが知られている(Kamiya and Kobayashi, 2000; Kamimura et al., 2002; Matsubara et al., 2005)。しかし、房総半島沖では繰り返し地震を含めプレート境界の地震活動が活発である(Kimura et al., 2006)。以上のような考察から、JNOC1998 測線で見出された低速度層は沈み込むフィリピン海プレートの一部であり、NIED1996 測線でイメージングされたフィリピン海プレート最上部のシート状の構造に対比される可能性が高いと解釈した。

次に、大大特プロジェクトによって高分解能のプレート構造が得られている関東地方南部との比較を行った。NIED1996 測線および大大特の関東地方南部の測線(Sato et al. (2005)の P3 測線。以後東京湾測線と呼ぶ)を縮尺をそろえて示す(図 7)。どちらも海域で行われた探査で比較には適している。両者を比較すると以下のような類似点があげられる。北に傾き下がるフィリピン海プレートの境界が明瞭にイメージングされた。測線北部で明瞭な堆積層がイメージングされ、その南は浅くなった基盤(東京湾測線の AC および NIED1996 測線の E)によって境されている。両者の境界の深部では北下がり反射面が見出される(図 7 の点線)。相違点は以下ようになる。関東地方南東沖で南部よりプレート

境界が浅い。すなわち、東京湾測線ではフィリピン海プレート境界が深さ 20 km を越えるが、NIED1996 測線ではこれより浅い。フィリピン海プレートの傾斜角は NIED1996 測線の方がやや緩やかである。

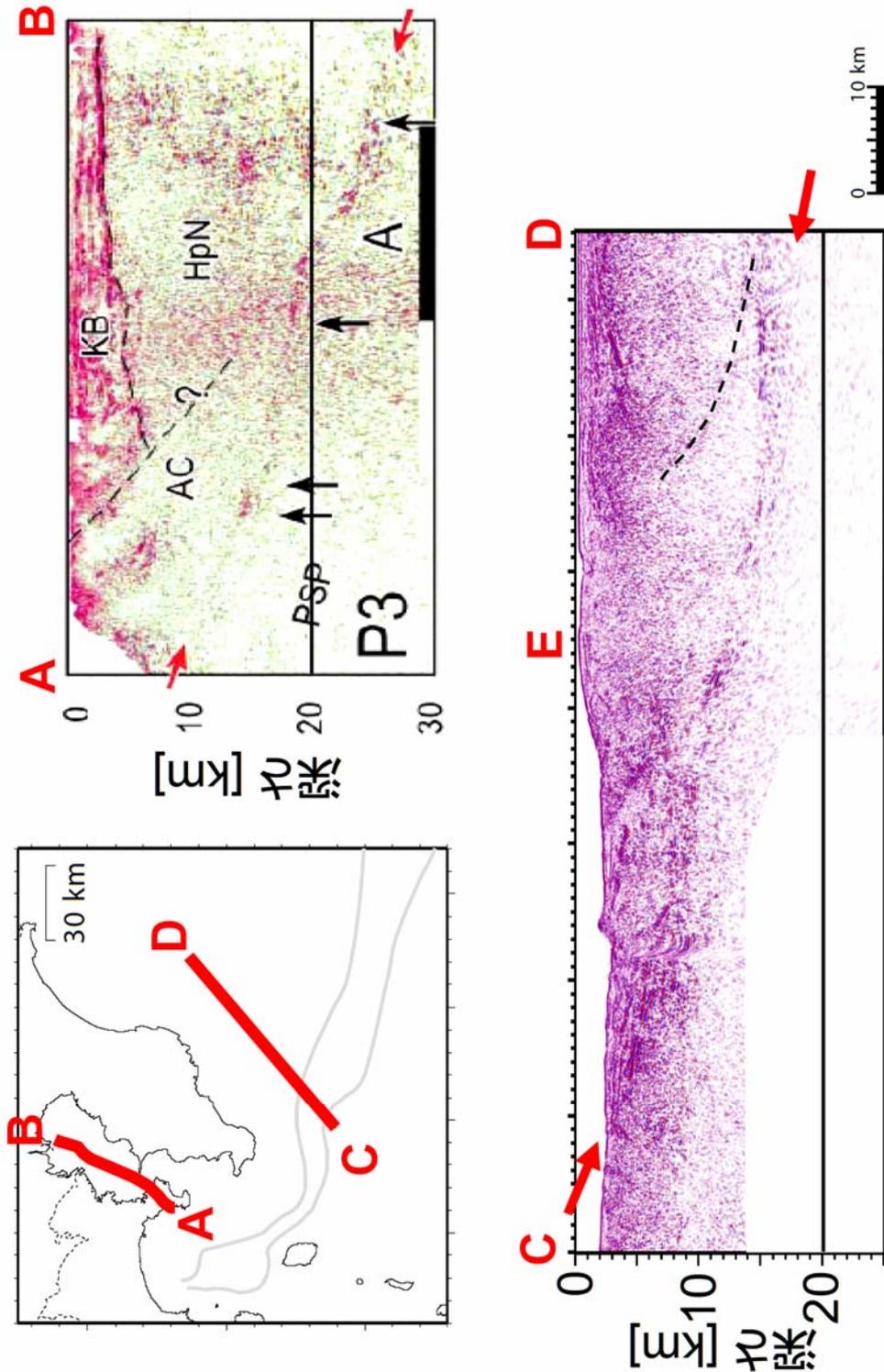


図 7 関東地方南部および南東沖のプレート構造の比較。大大特・東京湾測線(A-B, Sato et al. (2005)の P3 測線をもとに作成)および NIED1996 測線(C-D)のイメージを縮尺をそろえて示す。フィリピン海プレートの境界を赤矢印で示す。

東京湾測線南部で見出された基盤の浅い領域(図 7 の AC)は新第三紀付加体に相当し、房総半島南端付近でも同様の構造が見出されている(Sato et al., 2005)。構造の類似性から同様の構造が相模トラフにほぼ平行に NIED1996 測線まで連続していると考えられる。また、上部地殻内の構造として、いずれの測線でも北に傾斜する反射面が見出された。NIED1996 測線に関しては、相模トラフ近傍まで同様の反射面がいくつか見出される(図 4 の D および I)。反射面 D は重合断面では回折波群としてイメージングされていたものがマイグレーション処理により連続した反射面としてイメージングされた(図 4 および 5)。このことから反射面 D の部分では構造の不均質性が高いと推測される。これらの北傾斜の反射面のいくつかは分岐断層として機能している可能性もあり今後検討が必要である。

前述したように関東地方南東沖で関東地方南部よりフィリピン海プレートの境界が浅いことが明らかとなったが、これはどのような要因によるものであろうか。フィリピン海プレートの沈み込み口に相当する相模トラフは房総半島より東部では、より北東側に位置する(図 1)。このため、房総半島南東沖ではプレート境界が浅くなることが期待される。さらに、前述したように関東地方南東沖ではフィリピン海プレートの傾斜角が緩やかなため、深さの相違が大きくなっていると考えられる。傾斜角の相違は、日本海溝から沈み込む太平洋プレートの境界が東ほど浅いと考えられている(笠原, 1985; Ishida 1992; 野口, 1998 ほか)ため、その影響かもしれない。