

論文 / 著書情報  
Article / Book Information

題目(和文)	地震動評価に用いる深部地盤構造モデル構築のための波形逆解析に関する研究
Title(English)	A study on waveform inversion for construction of S-wave velocity structure of deep sedimentary layers for earthquake ground motion evaluation
著者(和文)	笠松健太郎
Author(English)	Kentaro Kasamatsu
出典(和文)	学位:博士(工学), 学位授与機関:東京工業大学, 報告番号:甲第11521号, 授与年月日:2020年3月26日, 学位の種別:課程博士, 審査員:山中 浩明,元結 正次郎,松岡 昌志,盛川 仁,佐藤 大樹,海江田 秀志
Citation(English)	Degree:Doctor (Engineering), Conferring organization: Tokyo Institute of Technology, Report number:甲第11521号, Conferred date:2020/3/26, Degree Type:Course doctor, Examiner:,,,,,
学位種別(和文)	博士論文
Type(English)	Doctoral Thesis

令和元年度 学位論文

地震動評価に用いる深部地盤構造モデル構築  
のための波形逆解析に関する研究

A study on waveform inversion for construction of S-wave velocity structure of  
deep sedimentary layers for earthquake ground motion evaluation

2020年3月

東京工業大学大学院

環境・社会理工学院 建築学系 都市・環境学コース  
博士後期課程

笠松 健太郎



# 地震動評価に用いる深部地盤構造モデル構築のための波形逆解析に関する研究

## 概 要

既存の三次元深部地盤構造モデルは、やや長周期の表面波の励起・伝播と係りが深い盆地端部の精度に課題があった。本研究では、この課題に対する取り組みとして、地震観測記録のラブ波を用いた波形逆解析により深部地盤の二次元構造を推定する手法を構築した。

本手法では、逆解析の前処理として、地震観測記録を周期 1 秒刻みの速度波形に分解し、得られた波形の水平成分を用いた主軸解析を行う。水平オービットの主軸方位と楕円率の変化に基づいた E 値という指標で二次元仮定の確かさを定量化し、逆解析に用いる地震観測記録を選定する。そして、選定した観測記録のラブ波を対象とした波形逆解析により二次元構造を推定する。短周期のラブ波ほど盆地端部から離れるにつれて二次元仮定は成り立ち難くなるが、盆地端部では周期約 1~10 秒の広帯域のラブ波を逆解析の対象とするため、詳細な構造を推定することが可能である。

本手法の妥当性を検証するために、既存の三次元構造モデルを用いた地震動シミュレーションにより模擬地震動データを作成し、そのデータに手法を適用する数値実験を行った。推定結果とシミュレーションに用いた正解の構造は良く一致し、本手法により二次元構造を十分な精度で推定できることを示した。本手法の実記録への適用性を明らかにするために、関東平野の 5 測線を対象に地震観測記録を用いた検討を行った。推定結果を既存モデルと比較したところ、特に盆地端部で顕著な違いが認められ、速度境界の勾配が急になる等の傾向が認められた。地震波干渉法で得られた群速度などの既往の地盤調査結果と比較し、既存モデルに比べて対応が改善されていることを示した。また、盆地端部のモデル修正が地震動評価に与える影響を明らかにするために、二次元構造の推定結果を既存モデルに反映した三次元構造の修正モデルを作成し、中小地震の地震動シミュレーションを行った。二次元構造を推定した測線近傍に加えて、モデルを修正していない盆地端部から離れた場所でも表面波の伝播特性に違いが生じ、観測記録の再現性が改善される様子が確認された。小規模な堆積平野に対する本手法の適用性について検討するために、新潟県小千谷市を対象に連続微動観測を行い、地震波干渉法により得られる相互相関関数に手法を適用した。同地域の複雑な地盤構造を明らかにするとともに、連続微動観測中に得られた地震観測記録の再現性を示すことで、妥当な二次元構造を推定できることを明らかにした。

以上の検討を通じて、盆地端部を含めて深部地盤の詳細な S 波速度構造を明らかにする本手法の妥当性と有用性を実証した。

## 目 次

1 序論 .....	1
1.1 本研究の背景 .....	1
1.2 既往研究 .....	4
1.3 本研究の目的 .....	10
1.4 既往研究との比較 .....	11
1.5 本論文の構成 .....	13
2 ラブ波を用いた波形逆解析による深部地盤の二次元S波速度構造推定法の提案....	15
2.1 主軸解析に基づく対象記録の選定 .....	15
2.1.1 二次元仮定の妥当性を確認する必要性について .....	15
2.1.2 E値による定量化 .....	21
2.2 波形逆解析による二次元S波速度構造の推定 .....	24
2.3 まとめ .....	29
3 数値実験による提案法の検証 .....	31
3.1 数値実験データの作成 .....	31
3.2 検証結果 .....	37
3.2.1 E値による観測記録の選定 .....	37
3.2.2 波形逆解析 .....	42
3.3 既往研究による手法との比較 .....	46
3.3.1 二次元仮定の妥当性を確認しない波形逆解析結果 .....	46
3.3.2 長周期成分のみを用いた波形逆解析結果 .....	49
3.4 位相速度に対する感度解析 .....	52
3.5 まとめ .....	55
4 関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定 .....	56
4.1 対象測線 .....	56
4.2 推定結果 .....	60
4.2.1 Line-A（東京都青梅市～茨城県古河市）を対象とした推定結果 .....	60
4.2.2 Line-B（東京都八王子市～埼玉県草加市）を対象とした推定結果 .....	69

4.2.3	Line-C (神奈川県相模原市～東京都江戸川区) を対象とした推定結果	76
4.2.4	Line-D (神奈川県厚木市～神奈川県川崎市) を対象とした推定結果	83
4.2.5	Line-E (神奈川県松田町～千葉県富津市) を対象とした推定結果	90
4.3	既存の地盤情報との比較	96
4.3.1	工学的基盤のS波速度	96
4.3.2	反射法地震探査結果	100
4.3.3	地震波干渉法で得られた群速度	108
4.4	考察	117
4.4.1	センブリランス解析によるラブ波伝播方向の推定	117
4.4.2	レイリー波がE値に与える影響	123
4.4.3	二次元仮定が妥当となる距離と周期の関係	127
4.5	深部地盤の三次元S波速度構造モデルの構築	129
4.6	まとめ	133
5	深部地盤の三次元S波速度構造モデルの修正結果が地震動評価に及ぼす影響	134
5.1	浅発地震の地震動シミュレーション	134
5.1.1	2012年1月28日山梨県東部の地震 ( $M_j4.9$ )	134
5.2	深発地震の地震動シミュレーション	153
5.2.1	2005年7月23日千葉県中部の地震 ( $M_j6.0$ )	153
5.2.2	2016年2月5日東京都の地震 ( $M_j4.6$ )	176
5.3	まとめ	184
6	小規模な堆積平野の深部地盤の二次元S波速度構造推定	185
6.1	小規模な堆積平野への適用のねらい	185
6.2	新潟県小千谷市で得られた2004年新潟県中越地震の強震記録	185
6.3	連続微動観測	190
6.4	地震波干渉法で得られた相互相関関数の分析	192
6.5	波形逆解析による二次元S波速度構造推定	197
6.6	既往の地盤調査結果との比較	206
6.6.1	微動アレイ探査結果	206
6.6.2	地震観測記録の再現性	209
6.7	まとめ	214

7 結論 .....	215
7.1 結論 .....	215
7.2 今後の課題 .....	217
参考文献 .....	220
謝辞 .....	231

# 第1章

## 序論

### 1.1 本研究の背景

重要構造物などを対象とした耐震設計に用いる入力地震動として、今日、代表的な強震動特性を持つとされる既往波（エルセントロ波 [1940年 Imperial Valley 地震]，タフト波 [1952年 Kern County 地震]，八戸波 [1968年十勝沖地震]，神戸波 [1995年兵庫県南部地震]），位相を乱数で与える告示波（平成12年建設省告示第1461号）に加えて，建設サイト周辺の地震や地盤などの実環境に応じて作成されるサイト波が用いられている。サイト固有の地震動特性を考慮するためにはサイト波が適切であり，その策定にあたっては「震源特性」，「地殻・マントルでの伝播特性」，「評価地点の地盤増幅特性」の把握が重要となる。中でも広い周期帯域の地震動に及ぼす「評価地点の地盤増幅特性」の影響は大きく，入力地震動評価のために深部地盤のS波速度構造を明らかにするための研究が1970年代から行われてきた。

深部地盤による地盤増幅特性については，これまで多数の被害地震でその影響がとりざたされてきた。近年，大きな地震が起きると，大規模な堆積平野に立地する超高層ビルでやや長周期地震動の問題が話題になる。このやや長周期地震動も深部地盤の増幅特性によるものであり，盆地構造の影響を受けて励起・増幅した表面波であると考えられている。やや長周期地震動は，1960年代から建設が始まった超高層ビルの設計や石油タンクの被災を通じて認知されるようになった。地震防災・耐震設計を検討する上でその予測精度を上げることは重要な研究課題である。

地震国日本では1963年に高さ制限に関する法律が撤廃され，1964年にホテルニューオータニ（S造17階，軒高61m），1968年に霞が関ビルディング（S造36階，軒高147m）が竣工した。1980年代になるとやや長周期地震動により高層建築における様々な被害が報告され始め，1983年日本海中部地震（M7.7）では，東京・新宿の超高層建築で大揺れが観測され，エレベータ管制ケーブルの切断や閉じ込め事故が生じた（久田，2019）。1984年長野県西部地震（M6.8）でも同様のエレベータの事故が新宿の超高層建築で発生してい

## 第1章「序論」

る(村松, 1988)。1985年メキシコ地震では、震源から約400kmも離れたメキシコ市中高層ビルの倒壊等の甚大な被害が生じた。地震被害の原因の一つとして、メキシコ市の大半を構成する湖を埋め立てた地域の軟弱地盤のよる周期2~10秒のやや長周期地震動の増幅が指摘されている(和泉, 1986; 服部, 1988)。2004年新潟県中越地震では、強い揺れが震源から何百kmも離れた遠地まで伝わった。関東では地震発生から30秒後に大きく揺れ始めその後ゆっくりとした後揺れが何分も続くことにより、東京都庁(70階建て)や港区の超高層マンション(64階建)でエレベーターが停止するなどの影響が出た(古村, 2005)。2011年東北地方太平洋沖地震では、都心の超高層ビルが十数分間以上にわたって長く揺れ、内装材や天井材が落下・損傷する被害が多発したことが報告されている(東京消防庁, 2012)。

やや長周期地震動による石油タンクの被災としては、スロッシングによる溢流や火災が大きな社会問題となっていた。1964年新潟地震では、新潟火力発電所で2万kL重油タンク2基からスロッシングにより重油が固定屋根を突き破り、全容量の5%にあたる約2000kLもの充量が溢流した。昭和石油所では容量500kL未満の小型タンクから45000kLの大型タンクまで169基のタンクのうち149基が火災で焼損した(座間, 2017)。1983年日本海中部地震では、各地で石油タンクのスロッシングが発生し、苫小牧、青森、秋田、新潟で被害が生じた(吉原ほか, 1984)。特に新潟では震央距離は約270kmであったにも拘わらず最大4.5mもの液面上昇量を記録し、一部のタンクでは内容液の溢流が見られた(座間, 1993)。2003年十勝沖地震の際の石油タンクのスロッシングも、周期数秒から十数秒程度のやや長周期地震動が原因とされる(畑山ほか, 2004)。

以上の被害の要因となったやや長周期地震動は、地震基盤以浅の深部地盤の堆積層により増幅した周期2~10秒程度の表面波と考えられており、例えば、大型の盆地である関東平野では、このやや長周期地震動が堆積層により増幅されることは、地震観測(田中ほか, 1979)や関東地震の記録の復元(森岡, 1976)などを通して指摘されていた。岡田・鏡味(1978)はやや長周期帯域における全国各地の揺れ易さを統計的に求め、東京での値は深部地盤構造の影響により全国平均の約2倍となることを示した。Kudo(1978)は、表面波の分散を基に関東平野の平均的な一次元地盤モデルを作成し、これに正規モード理論を適用して東京で観測されるやや長周期地震動を再現できることを示した。ほぼ同じ頃に、関東平野の基盤構造を明らかにするために、人工地震波や実地震波の走時解析などの研究が始められた(嶋ほか, 1976; 瀬尾, 1981)。関東平野は典型的な盆地状構造をしていることが明らかにされ、関東平野西部の二次元地盤モデルを用いた応答解析により、平野内の各点でやや長周期地震動の性状をよく説明できる様子が示された(Yamanaka et al., 1989)。

## 第1章「序論」

その後、関東平野をはじめとする主要都市部で稠密な地震観測が実施されるようになり、いくつかの地震を対象にやや長周期の表面波の伝播特性を推定する研究が行われるようになった。例えば、三浦・翠川 (2000)は 1998 年伊豆半島東方沖の地震を対象に、横浜市や防災科学技術研究所などによる多数の観測記録を用いてセンブルランス解析を行い、関東平野の境界部で励起したラブ波の存在を明らかにした。同地震では、東京大学地震研究所や東京電力株式会社などの観測記録を用いて足柄平野とその周辺地域におけるラブ波伝播特性が推定され、ラブ波の分散性に基づいて深部地盤構造を推定する検討も行われた(植竹・工藤, 2001)。Furumura and Hayakawa (2007)は、2004 年新潟県中越地震を対象に、関東平野における SK-net 等の観測記録の *particle motion* を基に周期 7 秒のレイリー波が北および西から回り込んで東京都心部に伝播する様子を示した。

以上で述べたように、やや長周期の表面波は深部地盤構造の影響を受けて励起・伝播する。建設予定地点でやや長周期の表面波による地震動特性を予測し、その結果を地震防災・耐震設計に活用するためには、数値解析による評価に用いる深部地盤構造モデルが必要となる。

## 1.2 既往研究

### (1) 深部地盤構造のモデル化

HERP (2017)が示すレシピの中で地盤構造モデルは次のように分類されている。地盤は成層構造であることを前提とし、各層の密度、P波速度、S波速度、Q値、層境界面の形状などを主なパラメータとする三次元構造として定義し、そのモデルを工学的基盤と地震基盤の各上面を境界とする3つの領域に分類する。一つは「浅部地盤構造」であり、工学的基盤の目安である  $V_s=300\sim 700\text{m/s}$  層の上面から地表までの地盤構造を指す（深さは0～数10m）。二つは「深部地盤構造」であり、地震基盤の目安である  $V_s=3\text{km/s}$  程度の層の上面から工学的基盤上面までの地盤構造を指す（深さは数10～3000m程度）。三つは「地震基盤以深の地殻構造」であり、地震基盤上面より深い地殻構造を指し、地殻・マントルでの伝播特性に対応する。1.1節で述べた通りやや長周期の表面波の評価には深部地盤構造のモデル精度が重要となる。

地震動評価地点における一次元の深部地盤構造を推定する方法としては、ボーリング孔におけるPS検層、微動探査などの物理探査が挙げられる。例えばPS検層は、地震防災を目的として関東平野の深度数km級のボーリング孔において1970年代後半から現在に至るまで多数行われてきた（山水, 2004）。関東平野の中央部では岩槻、下総、府中、江東において深度3kmに達するボーリング孔の採掘がおこなわれ、地震基盤である先新第三系に至るPS検層が実施されている（太田ほか, 1977；太田ほか, 1978；山水ほか, 1981；鈴木, 1996）。KiK-netではほぼ全ての観測点でダウンホール法によるPS検層が実施されており、その結果を基に理論的に計算される地盤増幅特性は観測地震動の特性を理解する大きな役割を担っている。K-NET (Kinoshita, 1998；Okada et al., 2004) や KiK-net (Aoi et al., 2000) などの地震観測点を対象に、観測記録を用いて地盤モデルを構築する検討も多数行われている。例えば、レシーバー関数法 (Langston, 1979)、表面波の位相速度解析 (三浦・翠川, 2001) や群速度解析 (Yamanaka et al., 1989)、水平上下スペクトル比を用いた方法 (小林, 1998；鈴木ほか, 2005；小林・儘田, 2010)、S波部分の再現性に基づいた方法 (鈴木・山中, 2009；引田・笠松, 2011；笠松ほか, 2011) などが挙げられる。推定精度を上げるためにこれらをジョイントして同時逆解析を行う試みもなされている (Kurose and Yamanaka, 2006；鈴木, 2009；鈴木・山中, 2010)。さらに最近では、水平上下スペクトル比を拡散波動場理論 (Kawase et al., 2011；Sánchez-Sesma et al., 2011；吹原ほか, 2015) により解釈して地盤構造を推定することも行われるようになった。孔内

## 第1章「序論」

と地表に地震計が設置されている KiK-net では、地震観測記録から求めた 2 測点間の伝達関数の再現性に基づいて S 波および P 波の速度と減衰を同定し、得られた地盤モデルを基に表層地盤の影響をとり除いたはぎとり地震動を評価する検討が全国規模で実施されている（笠松ほか, 2015）。

やや長周期の表面波の評価では、震源から観測点に至る広域の三次元地盤構造モデルが必要となる。例えば、関東平野では、以上で挙げた一次元モデルをコンパイルすることに加えて、反射法・屈折法地震探査や重力異常などの深部地盤を対象とした地下構造調査が多数実施され、平野全域の三次元モデルが複数提案されてきた。地質学的考察（鈴木, 1999；鈴木, 2002）、人工地震探査（瀨瀬, 1995）、重力探査（駒澤・長谷川, 1988）などによるものがある。1990 年代に深部地盤の S 波速度構造を効率的に調べる微動探査が確立されたことから（岡田ほか, 1990）、堆積平野で数多くの微動探査が実施され、堆積平野で一次元の S 波速度構造が推定されるようになった（神野・工藤, 1998）。微動探査では、やや長周期のレイリー波の位相速度を満足する S 波速度が推定されており、得られたモデルはやや長周期の表面波の伝播を支配する分散性を適切に表現できる。そのため、関東平野で多数の地点で微動アレイ探査を行い（駒場, 2005）、既往の位相速度データを含めてコンパイルすることで深部地盤の三次元 S 波速度構造モデルを構築する研究も行われている（山中・山田, 2002；山中・山田, 2006）。

このような深部地盤構造に係る研究成果を基に、HERP (2009) は、日本全国を対象とした長周期地震動予測地図を公表した。その報告書の中で地下構造モデルの作成法の流れが図 1-1 のように示されている。まず地質情報や各種構造探査のデータを用いて、地下構造の標準的なモデル化手法（Koketsu et al., 2009）の手順(1)～(2)により 0 次モデルを構築する。次に、面的に存在する探査データを用いて、手順(3)～(5)により精度の高い層境界面の形状を持った 0.5 次モデルを構築する。面的な探査データが存在しない場合には、地震観測記録のスペクトル比などを用いて、手順(6)を先取りすることにより 0.5 次モデルを構築する。最後に、地震観測記録の波形やスペクトル比などを用いて、手順(6)～(7)により 1 次モデルを構築する。モデル化の過程においては、状況に応じて低次のモデル化に立ち戻る。深部地盤構造の 0 次モデルとして藤原ほか (2006)、0.5 次モデルとして藤原ほか (2009) と防災科学技術研究所 (2011)、1 次モデル（暫定版）として HERP (2009, 2012) が作成され、1.1 節で述べたシナリオ地震の強震動予測手法（入倉ほか, 2002；入倉, 2004）と併せて、地震動シミュレーションや入力地震動評価などの様々な目的で使われている。例えば関東平野では、三次元モデルを用いたシミュレーションを通じて、北東部の溝状の深い基盤深度や西側の急峻な基盤傾斜、北東の筑波山周辺の緩やかな基盤傾斜を特徴とす

## 第1章「序論」

る不整形構造が、地震波入射の方向による表面波の伝播・増幅特性の違いを作り出していることが明らかにされている（向井ほか, 2018）。今後は HERP (2017)に示されるレシピに示されるように、地盤モデルの精度向上のために地震動シミュレーションによるバリデーションや地盤構造の調査・推定を継続することが重要と考えられ、浅部地盤を統合したモデル構築のための稠密微動アレイ探査などが行われている（Senna et al., 2013）。

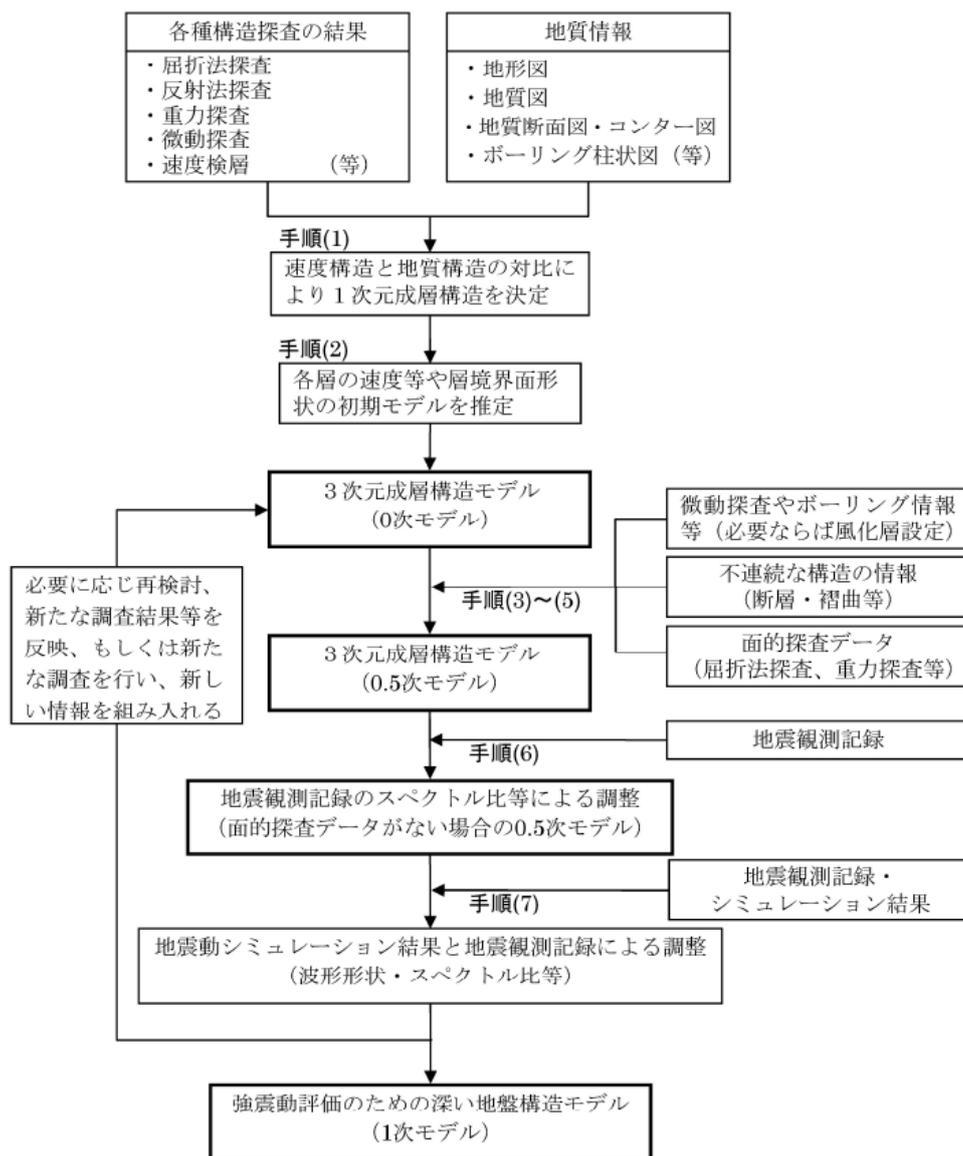


図 1-1 深部地盤構造モデル作成の流れ

(地震調査研究推進本部, 2009)

## 第1章「序論」

HERP (2009, 2012)により九州から北海道に至る深部地盤の1次モデルが提案・公開されているが、暫定版という位置付けであることもあり、地震動評価の高精度化のためにはモデルの改良を継続する必要がある。そのため、盆地の規模にかかわらず様々な地域でオリジナルの三次元地盤構造モデルを構築する研究が行われている。例えば、鈴木ほか(2005)は、物理探査データと地質学的手法を組み合わせることで琵琶湖周辺の三次元モデルを作成した。この時点の作成結果を初期モデルと位置づけて、地震観測記録のコーダ部分を用いたH/Vスペクトルに基づくチューニングを実施し、修正モデルを構築している。モデルの妥当性検証のために中小地震の地震動シミュレーションを行い、S波初動をやや過大評価する地点もあるが後続波の継続時間や振幅を概ね再現する結果が得られたことを報告している。上林ほか(2018)は、反射法探査、重力探査情報、物性値の関係式、浅層ボーリングデータなどをコンパイルして和歌山平野の三次元モデルを構築した。平野内で単点微動観測を行い、H/Vスペクトルのピーク周期に基づいてモデルの検証を行っている。佐口・山中(2014)は、立川断層帯周辺で得られた中小地震の観測記録を用いてレシーバー関数を評価し、各観測点で推定した一次元地盤構造をコンパイルすることにより深部地盤の三次元モデルを構築した。立川断層の中央部では1.7kmもの地震基盤の落差が見られること等が明らかにされ、HERPモデルに比べてより詳細な三次元モデルであることを実証した。2011年東北地方太平洋沖地震の観測記録を用いてH/Vスペクトルを評価し、その再現性に基づいてモデルの妥当性を検証している。その他にも、反射法地震探査などの地球物理学的データと、ボーリングコア解析などの地質学的データを統合的に処理して三次元モデルを作成する試みは多数行われている(堀川ほか, 2009; 関口ほか, 2009)。

また、作成した三次元地盤構造モデルを用いた検討事例として、HERP(2009, 2012)等による全国1次の三次元モデルを用いて地震動シミュレーションを行うと、観測記録は十分に再現されず、その差異が建物応答上、有意となる場合があることが報告されている(上林, 2018)。HERPモデルを含め既存の三次元モデルの多くは、探査のし易さ、コスト、推定精度などの兼ね合い等から、主に微動アレイ観測により得られる位相速度を用いて、水平成層を仮定した一次元構造の推定結果をコンパイルして作成されている。新井・上林(2013)、長ほか(2016)、大堀ほか(2016, 2018)などで検討されているように、不整形の割合が大きい地域、例えば速度境界の勾配が急な盆地端部では、ある程度の誤差を伴ったモデル化が行われており、この誤差が観測記録を十分に再現できない要因の一つである可能性が考えられる。盆地端部の構造は表面波の励起・伝播と係わりが深い(例えば、Vidale and Helmberger, 1988; Hartzell et al., 2016)。その構造の詳細を明らかにすることは重要な検討課題であり、地震動の評価精度の改善に繋がることを期待できる。そのためには、

## 第1章「序論」

不整形性を考慮して地盤構造を推定する必要がある。

### (2) 波形逆解析による地盤構造推定

水平成層構造を仮定せずに、不整形性を考慮して深部地盤構造を推定する手法として、地震観測記録を用いた波形逆解析による方法が検討されている。この方法は、二次元を対象にしたものと三次元を対象としたものに大別される。

深部地盤の三次元構造を推定する試みとして、Aoi (2002)は、三次元差分法を用いた波形逆解析による方法を数値実験により検討した。Boxcar型の基底関数を盆地内の堆積層に割り当て、地震観測記録を用いた逆解析で基底関数の大きさを同定することを試みている。非線形最小二乗法を逆解析法として用い、段階的に未知パラメタを多くするHierarchical scheme (Aoi et al., 1995 ; Aoi et al., 1997) を採用することで徐々に波形残差が小さくなり、数値実験データの作成に用いた正解の構造をよく再現する結果を示している。Iwaki and Iwata (2011)およびIwaki (2011)は、同様の考え方を大阪平野で実際に得られた地震観測記録に適用した。スプライン関数 (Koketsu and Higashi, 1992) で既存の地盤調査資料を補間して三次元モデルを作成したIwata et al. (2008)のモデルをベースとし、地震観測記録の再現性に基づいてスプライン係数を逆解析により同定している。Aoi (2002)と同様に、フォワード計算には三次元差分法を、逆解析には非線形最小二乗法を用いている。ロバストな解を得るために2地震の観測記録を対象とした同時逆解析を行っている。これらの三次元逆解析は、フォワード計算に簡便な差分法を用いているがそれでも計算負荷は大きい。高性能な計算機を用いてもヤコビアン行列の評価に長時間を必要とするため、様々な解析条件に基づいた逆解析を多数回行うことは難しい。計算負荷を下げる為に格子間隔を広げることできるが、その場合には解析対象が長周期成分に限定され、複雑な速度構造の詳細を明らかにすることは困難になる。

そのため、波形逆解析で深部地盤の二次元S波速度構造を推定する方法は、計算負荷が問題にならず広帯域の地震観測記録を逆解析に使用できるという点で未だ有用と言える。例えば、Aoi et al. (1995)およびAoi et al. (1997)は、二次元境界要素法 (BEM) を用いた平面波入射に基づいて二次元構造を推定する手法を提案した。地盤応答解析により得られる応答波形を地震観測記録と比較することで速度境界の二次元分布を推定するものであり、数値実験を行い提案した手法の妥当性を示している。Ji et al. (2000)は、盆地の外側を水平成層で、盆地の内側を二次元構造でモデル化し、いくつかのコントロールポイントを設けた逆解析で後者の二次元構造を推定する数値実験を行った。このような二次元逆解析に係

## 第1章「序論」

る既往研究の多くは、提案した手法の妥当性を数値実験で示したものであり、実記録に適用した事例は少ない。その要因の一つとして現実の三次元地震動を二次元近似する難しさが挙げられる。例えば、Aoi et al. (1997)は、単純な平面波では現実の複雑な入射波動場を十分に表現できず、この入射波動場のモデル化誤差は推定した二次元速度構造の誤差要因になる可能性を指摘している。Zhao et al. (2004)は、Ji et al. (2000)の波形逆解析法を中国で得られた地震観測記録に適用した。対象測線の十分遠方のインドネシアで発生した地震の観測記録を用いて周期0.25~400秒の広帯域の波形を用いた逆解析を行っている。しかし、波形を見ると遠地地震の観測記録であり、さらに変位を用いているため短周期成分のシグナルはほぼ欠如している。盆地端部の詳細な速度構造を明らかにするためには、周期1秒程度までの地震観測記録を用いた検討が必要である。引間・瀨瀬 (2010)は、実体波および表面波を震源と地震観測点を含む二次元断面で再現できると仮定し、実記録を用いた波形逆解析で二次元構造を推定した。対象測線の近傍で発生した内陸地殻内地震の観測記録を用いて逆解析を行っており、周期1秒強の地震動成分も使われている。しかし、二次元仮定の妥当性を検証する検討は行われていない。この二次元仮定に矛盾がある場合には、推定した速度構造に誤差が含まれる恐れがある。また、彼らがフォワード計算に用いた震源モデルに誤差がある場合にも、推定結果に対して同様の悪影響を及ぼすことが考えられる。盆地端部の詳細な構造を明らかにするためには、できるだけ短周期の地震動を逆解析の対象とすると共に、対象とする地震動を二次元近似する仮定の妥当性を確認し、その妥当性が確認された観測記録のみを用いて二次元構造を推定することが望ましい。

### 1.3 本研究の目的

本研究は、地震動評価に用いる地盤構造モデルの高精度化のために、地震観測記録のラブ波を用いた波形逆解析に基づき、深部地盤の二次元S波速度構造を推定する手法の構築を目的とする。

逆解析で対象とする地震動は、実体波に比べて波動場が単純と考えられるラブ波とする。地震動計算の外力として用いる震源モデルの影響をできるだけ除外するために、盆地端部に基準点を設けたコンボリューションを行い、得られた合成波を観測記録と比較する。近年、例えば関東平野では緻密な地震観測網が整備されており、多数の観測記録が蓄積されている。これらの観測記録の分析を通じて、周期1~10秒程度のラブ波を対象に、ラブ波伝播を二次元近似する仮定の妥当性を確認する方法を構築する。また、妥当性が確認されたラブ波を対象とした波形逆解析により、深部地盤の二次元S波速度構造を推定する手法を構築する。

構築した手法の妥当性を数値実験により検証する。また、本手法を関東平野で得られている地震観測記録に適用し、実記録に対する適用性について検討する。二次元構造の推定結果を既存の速度構造モデルと比較し、特に盆地端部における両者の違いを明らかにする。推定結果を既存の地盤情報と比較して推定精度を確認する。

盆地端部のモデル修正が地震動評価に与える影響を明らかにするために、関東平野における既存の三次元地盤モデルに推定結果を反映した三次元の修正モデルを作成する。修正前後のモデルを用いて中小地震の地震動シミュレーションを行い、観測記録の再現性の比較を通じて評価される地震動特性の違いを考察する。

小規模な堆積平野に対する本手法の適用性について検討するために、新潟県小千谷市を対象とした事例検討を行う。地震観測記録が少ないことから連続微動観測を行い、地震波干渉法により得られる相互相関関数に構築手法を適用する。推定結果を既存の地盤情報と比較することで手法の有用性を明らかにする。

## 1.4 既往研究との比較

本研究の目的と意義を明確にするために、波形逆解析に基づいて深部地盤のS波速度構造を推定する手法について、既往研究と本研究による手法の違いを整理した。

対象周期、推定対象とする深度などをまとめたリストを表1-1に示す。盆地端部の詳細な構造を明らかにするためには「周期」が特に重要である。波長が短い短周期成分を用いることで分解能を上げた構造推定が可能となる。また、二次元構造を推定する場合には「二次元仮定の妥当性の確認」も重要と考えられる。この仮定に矛盾があると、現実の三次元地震動を二次元近似する誤差が推定結果に転化され、誤った速度構造が推定される。

二次元波動場を対象とした既往研究では、短周期成分も使われているように見えるが、変位波形が対象とされており実際には長い周期に重みのかかった逆解析が行われている。引間・瀬野 (2010)は、新潟県中越地方で得られた観測記録を用いて周期1.25秒以上を対象に速度波形を用いた逆解析を行っているが、波長が短い短周期成分で特に顕在化すると思われる二次元仮定の妥当性に関する検討を行っていない。Zhao et al. (2004)は、いくつかの地震を対象に波形逆解析をそれぞれ行い、ほぼ同じ推定結果が得られることを示すことで、二次元仮定に矛盾はないことに言及している。しかし、遠地地震の観測記録を用いているおり、二次元仮定が比較的成り立ち易いと思われる波長の長い長周期成分に重みがかかっており、深部地盤の詳細な構造を明らかにすることは困難と考えられる。

三次元波動場を対象とした既往研究では、二次元と同じように対象周期は長周期帯域に限定される。これは主に三次元地震動のフォワード計算の負荷を軽減するためと考えられ、Iwaki and Iwata (2011)では125mとやや粗い格子間隔が用いられている。Aoi (2002)は最小格子間隔を30mとしているが、数値実験で手法の有効性を示すことを目的としており、計算領域を22.5km×22.5km×2.4km程度と非常に狭くしている。これは実記録への適用を考えると現実的な条件設定とは言い難い。

本研究で提案する波形逆解析は、実体波に比べて波動場が単純と考えられるラブ波を対象とし、地震観測記録を用いた分析により二次元仮定の妥当性を確認することを特徴とする。短周期のラブ波は波長が短く二次元仮定が成り立たない場合も多いと思われるが、この仮定に矛盾のないラブ波のみを対象とすることで、既往研究による手法と比べて信頼性の高い解が得られると考えられる。二次元仮定に矛盾がない限り、ラブ波が卓越する周期1秒程度までの短周期成分を逆解析に取り入れることが可能であり、表面波の励起・伝播と係りが深い盆地端部の複雑な二次元構造の詳細を明らかにできると考えられる。震源モデルの誤差の影響を除外するために、基準点を設けたコンボリューションを行う点も本手法

## 第1章「序論」

の特徴の一つと言える。

表 1-1 本研究と既往研究による波形逆解析に基づく S 波速度構造推定法の違い

	Aoi <i>et al.</i> (1995,1997)	Ji <i>et al.</i> (2000)	Aoi (2002)	Zhao <i>et al.</i> (2004)	引間・鏡織 (2010)	Iwaki and Iwata (2011)	本研究
波動場	2D	2D	3D	2D	2D	3D	2D
周期	3s	2~20s(実記録) 1s以上(数値実験)	4s	0.25~200s	1.25s以上	3-10s	1-10s
入射波	平面波	基準点を設けて Convolution	点震源	平面波	点震源	点震源	基準点を設けて Convolution
計算法	BEM(2D)	FDM(2D)	FDM(3D)	FDM(2D)	FDM(2.5D)	FDM(3D)	FDM(2.5D)
最小格子間隔	—*2	60m	30m	60m	—*2	125m	20m
地震動成分	主に実体波	実体波+表面波	実体波+表面波	主に実体波	実体波+表面波	実体波+表面波	表面波(ラブ波)
S波速度	1~2.5km/s	0.6~3.2km/s	1~2.6km/s	0.6~3.18km/s	0.6~3km/s程度	0.35~3.2km/s	0.5-3.0km/s程度
波形	変位	変位	速度	変位	速度	速度	速度
実記録に適用	×	△*1	×	○	○	○	○
二次元仮定の 妥当性の確認	×	×		△*3	×		○

\*1 実記録への適用はインバージョンではなくフォワードモデリングで実施。変位波形を用いているため長周期側に重みがかかっている。

\*2 不明

\*3 いくつかの地震を対象とした逆解析をそれぞれ行い、ほぼ同じ推定結果が得られたことを示すことで二次元仮定は適切であると見及

## 第1章「序論」

### 1.5 本論文の構成

本論文は「地震動評価に用いる深部地盤構造モデル構築のための波形逆解析に関する研究」と題して、以下の7章から成っている。

第1章「序論」では、地震動評価に際して地盤増幅特性を評価する重要性について言及し、やや長周期の表面波を評価するためには、震源から評価地点に至る広域の深部地盤構造モデルが必要であることを述べている。また、今日、入力地震動評価に用いられている既存の三次元モデルは、先人らの精力的な研究とその成果の蓄積により構築されたものであることに触れ、さらにそれを発展させるためには盆地端部のモデル精度を向上させる重要性を指摘している。それに適した方法として波形逆解析による地盤構造推定法を挙げ、既往研究をいくつかレファラーし本研究で提案する手法との違いを示すことで、本研究の目的を明確にしている。

第2章「ラブ波を用いた波形逆解析による深部地盤の二次元S波速度構造推定法の構築」では、本研究で提案する二次元S波速度構造推定法の詳細を説明している。はじめに、関東平野で得られた地震観測記録を用いて二次元仮定の妥当性を確認する必要性を例示し、この仮定の確からしさを定量的に評価することで、逆解析に用いる観測記録を選定する方法を示している。そして、二次元近似できるとして選定した観測記録のラブ波を対象とした波形逆解析により、二次元構造を推定する方法を示している。

第3章「数値実験による提案法の検証」では、本研究で提案する二次元構造推定法の妥当性を数値実験により検証している。既存の三次元地盤モデルを用いた地震動シミュレーションにより模擬地震動データを作成し、そのデータに提案法を適用した結果をシミュレーションに用いた正解の構造と比較している。また、本研究と既往研究による手法の違いを明確にするために、二次元仮定の妥当性を確認しない場合、長周期成分のみを用いた場合の波形逆解析を行い、推定結果を比較している。

第4章「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」では、本研究で提案する二次元構造推定法を関東平野の5測線に適用した結果を示している。推定結果を既存の地盤モデルと比較し、特に盆地端部でどのような違いが生じるかを論じている。推定結果の妥当性検証のために、反射法地震探査結果、地震波干渉法で得られた群速度などの

## 第1章「序論」

既往研究による地盤調査結果との対応を調べている。また、二次元構造の推定結果を既存モデルに反映した三次元構造の修正モデルを作成している。

第5章「深部地盤の三次元S波速度構造モデルの修正結果が地震動評価に及ぼす影響」では、修正前後のモデルを用いて中小地震の地震動シミュレーションを行い、地震観測記録の再現性の比較を通じて提案法に基づいてモデルを修正する効果を明らかにしている。また、評価される地震動特性の違いを考察している。

第6章「小規模な堆積平野の深部地盤の二次元S波速度構造推定」では、新潟県小千谷市を対象に、本研究で提案する二次元構造推定法の小規模な堆積平野に対する適用性について検討している。逆解析に使用する地震観測記録が少ないため、連続微動観測を行い地震波干渉法により得られた相互相関関数を用いて波形逆解析を行った結果を示している。

第7章「結論」では、本研究で得られた成果を総括している。

以上を要するに、本論文は、地震観測記録のラブ波を用いた波形逆解析により深部地盤の二次元S波速度構造を推定する手法を新たに提案し、数値実験による妥当性検証と実記録への適用性検討を実施することにより、地震動評価のための地盤構造モデルの高精度化に対するこの提案法の有用性を示したものである。

## 第2章

# ラブ波を用いた波形逆解析による 深部地盤の二次元S波速度構造推 定法の提案

### 2.1 主軸解析に基づく対象記録の選定

関東平野で得られた2011年富士山付近の地震( $M_j6.4$ )の観測記録を例に、ラブ波を用いた波形逆解析で二次元S波速度構造を推定する場合に、ラブ波を二次元近似する仮定の妥当性を確認する必要性を示す。また、この妥当性の確からしさをE値という指標で定量化し、逆解析で対象とする地震観測記録を選定する方法を示す。

#### 2.1.1 二次元仮定の妥当性を確認する必要性について

##### (1) 地震観測記録

2011年富士山付近で発生した地震( $M_j6.4$ )の震央と、この地震の観測記録が得られた関東平野に位置する8つの地震観測点の分布を図2-1に示す。ここでは、防災科学技術研究所によるK-NET(NIED, 2019)と首都直下防災・減災プロジェクトによるMeSO-net(平田ほか, 2009)の地震観測記録を用いた。8観測点で得られている地震観測記録に対して(2-1)式で表される狭帯域のガウス型バンドパスフィルター処理(植竹ほか, 1997)を行い、加速度波形データを周期1秒刻みの速度波形に分解した。対象周期は1~10秒とした。

$$W(T_m) = \exp\left[-\gamma\left\{\frac{(T_m - T_j)}{T_m}\right\}^2\right] \quad (2-1)$$

ここで、 $T_j$ は中心周期、 $T_m$ は高速フーリエ変換（FFT）で得られる離散周期を表す。バンド幅を決める係数 $\gamma$ は植竹ほか（1997）に倣い 50 とした。時刻歴波形の積分はフーリエ変換により行い、フィルター処理を行う際に併せて施した。既往研究で推定されている地震計設置方位（汐見ほか、2009；加納ほか、2015）に基づいて水平成分の波形データを真北基準に方位変換した。既往研究で地震計設置方位が推定されていない観測点については、2011年東北地方太平洋沖地震  $M_w$ 9.0 の観測記録を用いた長周期成分の相関解析を行い、地震計設置方位を推定した。推定結果を用いて同様の方位変換を行った。

求めた速度波形の例として周期 1, 3, 5, 9 秒の速度波形を図 2-2 に示す。この速度波形は対象測線に直交する N45deg.W 成分のものである。N45deg.W は各観測点における Transverse 成分に概ね対応する。図中の▼印と●印は、JMA2001 走時表（上野ほか、2002）に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す。震央距離が最も近い TKY003（K-NET 青梅）を距離の基準とした。TKY003 は盆地端部に位置する観測点であり、ここでの「距離」は「盆地端部からの距離」を表す。例えば周期 3 秒の波形を見ると、S 波到達後に S 波部よりも振幅の大きい表面波が北東方向に伝播している様子が明瞭に認められる。本研究では、この深部地盤構造の影響を受けて励起・伝播する表面波を対象に波形逆解析を行う。

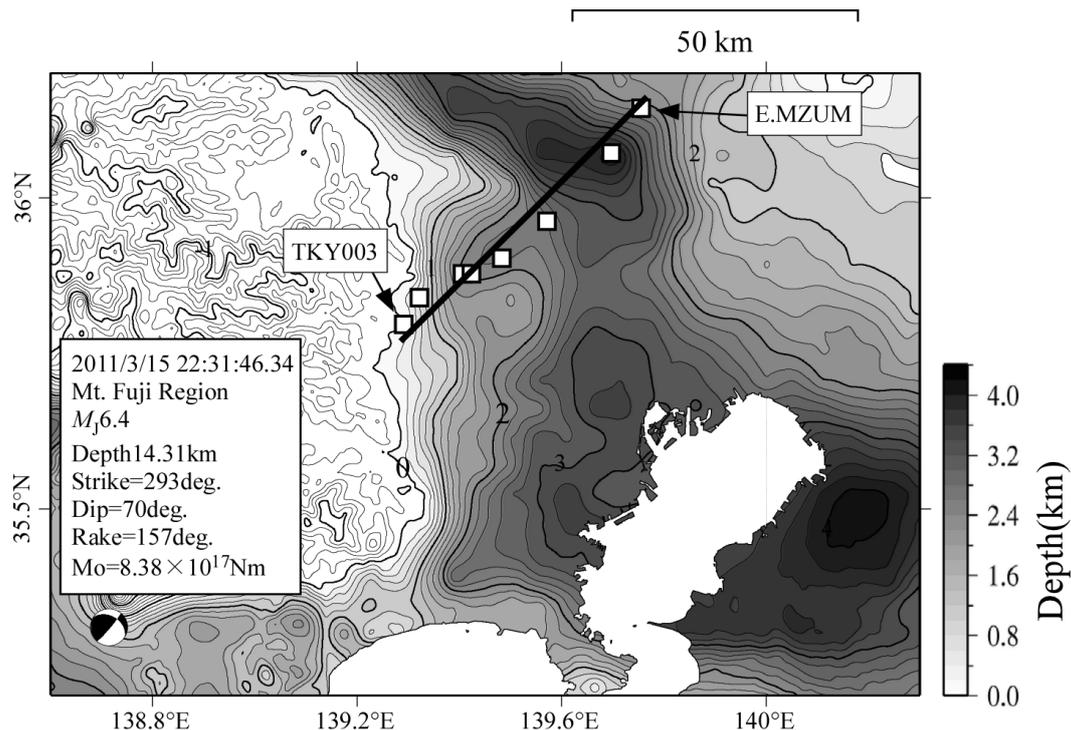


図 2-1 2011 年富士山付近で発生した地震 ( $M_j$ 6.4) の震央と地震観測点の分布  
(灰色のコンターは地震本部 (2009)による地震基盤上面深度を表す)

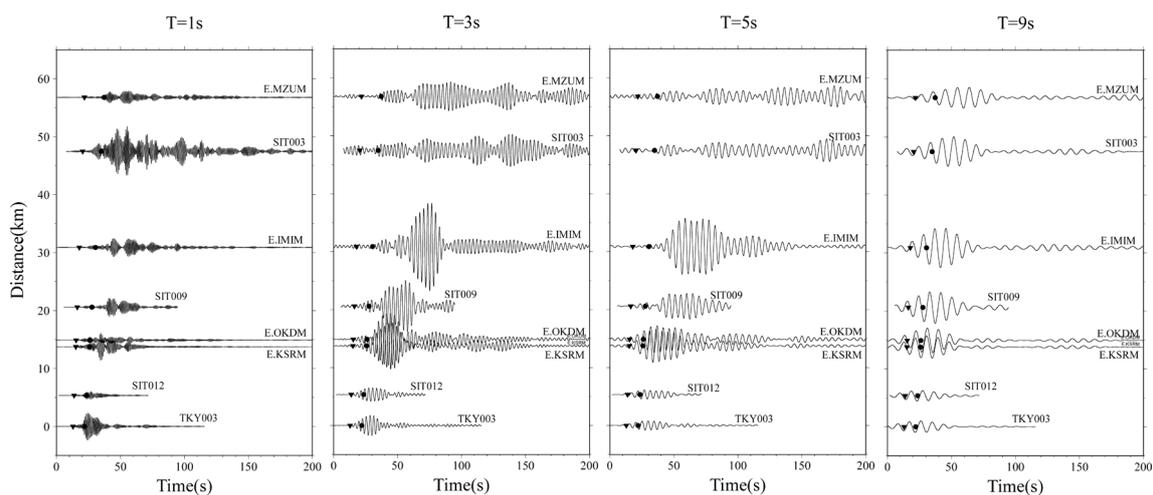


図 2-2 周期 1, 3, 5, 9 秒を中心周期としたバンドパスフィルター処理後の測線直交成分  
(N45deg.W 成分) の速度波形 (▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の  
到達時刻を表す)

## (2) 二次元仮定の妥当性の評価

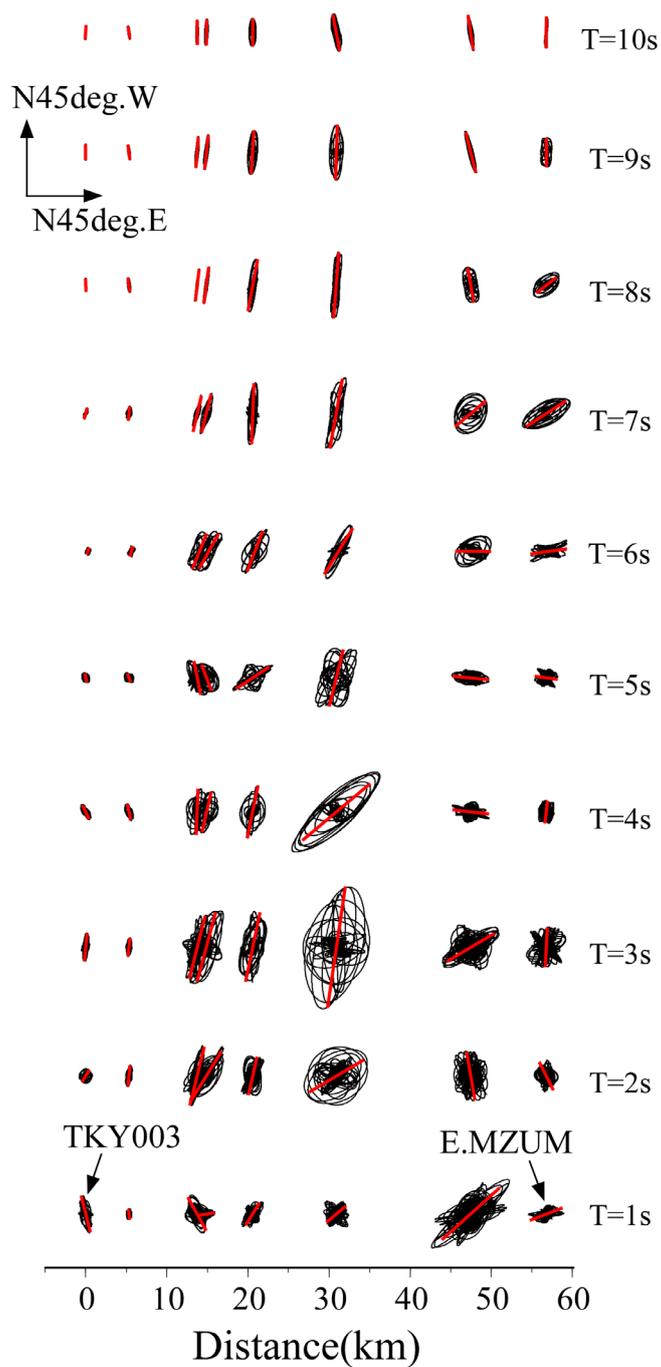
8 観測点におけるバンドパスフィルター処理後の速度波形について、N45deg.W 成分と N45deg.E 成分の水平オービットを図 2-3 に示す。横軸は図 2-2 と同様に盆地端部からの距離とした。周期 1~10 秒の帯域における周期 1 秒刻みの水平オービットを上下に並べた。オービットの算定前に、表面波の波群が含まれる波形切り出しを行った。各オービットを用いて(2-2)式の主軸解析(例えば, 星谷・石橋, 1977; Montalbetti and Kanasewich, 1970)を行い、求めた主軸方位を赤線で重ねた。

$$\mathbf{V} = \begin{pmatrix} \text{Var}[x_1] & \text{Cov}[x_1x_2] \\ \text{Cov}[x_2x_1] & \text{Var}[x_2] \end{pmatrix} \quad (2-2)$$

$x_1$ と $x_2$ は水平 2 成分の速度波形を表す。 $\text{Var}$ は分散,  $\text{Cov}$ は共分散であり, 主軸方位はこの行列  $\mathbf{V}$  の最大固有値のベクトルの向きとして求まる。いずれの観測点においても各周期で N45deg.W 成分が卓越しており, 特に周期 10 秒などの長周期成分で顕著である。このことは, 各点で観測した主要な地震動は, N45deg.E の方向に伝播したラブ波であることを表している。

図 2-3 で例えば周期 7 秒のオービットを見ると, 盆地端部からの距離が遠いほど N45deg.E 成分の振幅が大きくなり, 楕円率が変わるとともに, 主軸方位が N45deg.W から乖離している様子が認められる。他の周期のオービットにも同様の傾向が認められ, 周期が短いほど盆地端部から近い距離で主軸方位が傾いている。地震波は周期が短いほど速度構造の三次元性や非一様性の影響を受けやすい。この主軸方位の傾きは, とくに短周期のラブ波を二次元近似することの難しさを表していると考えられる。

以上のことから, ラブ波の周期と二次元性を仮定できる盆地端部からの距離の間には, 図 2-4 に示す概念図の関係があると仮定できる。ラブ波を用いた波形逆解析で二次元 S 波速度構造を推定するためには, 周期に応じて対象とする観測記録を選定する必要がある。



— 水平成分の速度オービット      — 主軸解析で求めた主軸方位

図 2-3 水平オービットと主軸方位

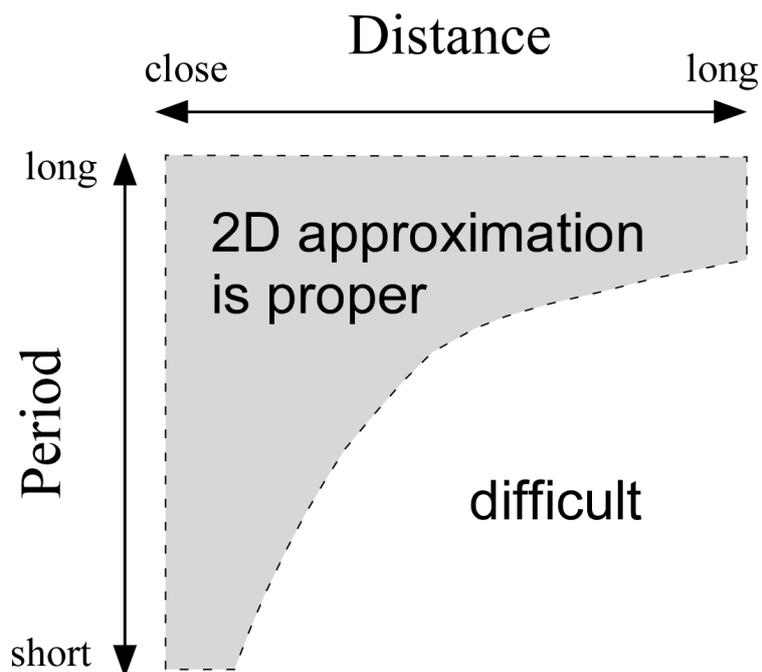


図 2-4 ラブ波の周期と二次元性を仮定できる距離の関係に係る概念図  
(ラブ波の励起と関連性が深い盆地端部に位置する観測点を距離の基準として考えている)

### 2.1.2 E値による定量化

図2-4の概念図で示した通り、速度構造の三次元性や非一様性の影響を受けることにより、周期が短いラブ波ほど二次元仮定は成り立ちにくい。そこで、N45deg.W成分とN45deg.E成分の速度波形のPolarization（例えば、Vidale, 1986）に基づいた(2-3)式でE値を定義する。このE値によりラブ波伝播を二次元近似する仮定の確からしさを定量的に評価し、波形逆解析で対象とする観測記録を選定する。

$$E_i^m = \frac{|\theta_i^m - \theta_i^{ref}|}{90} \cdot |\phi_i^m - \phi_i^{ref}| \quad (m=1\sim 9) \quad (2-3)$$

$\theta_i^m$ と $\phi_i^m$ は観測点*i*、周期*m*の主軸解析で求めた主軸方位と楕円率（最大固有値と最小固有値の比）を表す。速度構造の三次元性・非一様性の影響を受けにくい長周期側に基準周期*ref*を設けて、基準周期の $\theta_i^{ref}$ と $\phi_i^{ref}$ に対するその他の周期の $\theta_i^m$ と $\phi_i^m$ の差を求め、それらの積をE値とする。 $\theta_i^m$ と $\theta_i^{ref}$ は-90~90deg.の範囲の値となるように調整する。E値が小さいほどラブ波伝播の二次元仮定に矛盾が無いことを表す。

ここでの例では周期10秒のラブ波は二次元性が成り立つと仮定し、基準周期*ref*を10秒として周期*m* = 1, 2, ..., 9秒のE値を各観測点について評価した。E値の評価結果を図2-5aの水平オービットと並べて図2-5bに示す。横軸は盆地端部からの距離とし、各周期のE値を上下に並べた。周期が長いほど盆地端部からの距離が遠い観測点までE値は小さくなっている様子が認められる。このE値の分布は、図2-4に示した概念図とよく似ている。

図2-5bのE値の分布のうち、例えば周期8秒を見ると、距離約47km以上で主軸方位がN45deg.Wから乖離している。この距離約47km以上のE値は0.2程度となっている。また、周期5秒では、距離15km以上で同じように主軸方位に偏りが見られ、このときE値は概ね0.2以上である。そこで、E値が概ね0.2を下回ることを波形逆解析に用いる観測記録の選定基準とし、TKY003から図2-5aおよび図2-5bに矢印で示した範囲内の観測記録を選定した。例えば周期4秒でE値が0.2を上回るのは距離約47km以上だが、周期が長いほどラブ波伝播を二次元近似できる距離は長くなると仮定し、周期5秒のE値の分布に従って距離15km以下の観測記録を選定した。次の2.2.2項で述べる波形逆解析は、周期9~10秒では全8記録、周期8秒では7記録、周期6~7秒では6記録、周期2~5秒では4記録、周期1秒では2記録を対象に行う。つまり、本研究では周期によって二次

## 第2章「ラブ波を用いた波形逆解析による深部地盤の二次元S波速度構造推定法の提案」

元S波速度構造を推定する距離範囲を変える。距離0～5kmは周期1～10秒、距離5～15kmは周期2～10秒、距離15～31kmは周期6～10秒、距離31～47kmは周期8～10秒、距離47～57kmは周期9～10秒の観測記録を用いて速度構造を推定する。盆地端部から離れた場所では長周期成分しか対象としないため高い分解能を期待できないが、本研究で着目する盆地端部では周期1～10秒の広帯域のラブ波を逆解析の対象とするため詳細な速度構造を推定できると考えられる。

なお、関東平野のように地震観測点が多数存在する地域であればセンブルランス解析 (Neidell and Taner, 1971) を行うことで、より精緻にラブ波伝播の二次元性を評価することも可能である (笠松ほか, 2015)。しかし、観測点分布の空間密度に依るが、多くの場合、対象周期は長周期成分に限定される。広帯域のラブ波を波形逆解析の対象とするためには、本研究で提案する E 値のように Polarization 解析に基づいた方法が有効であると考えられる。

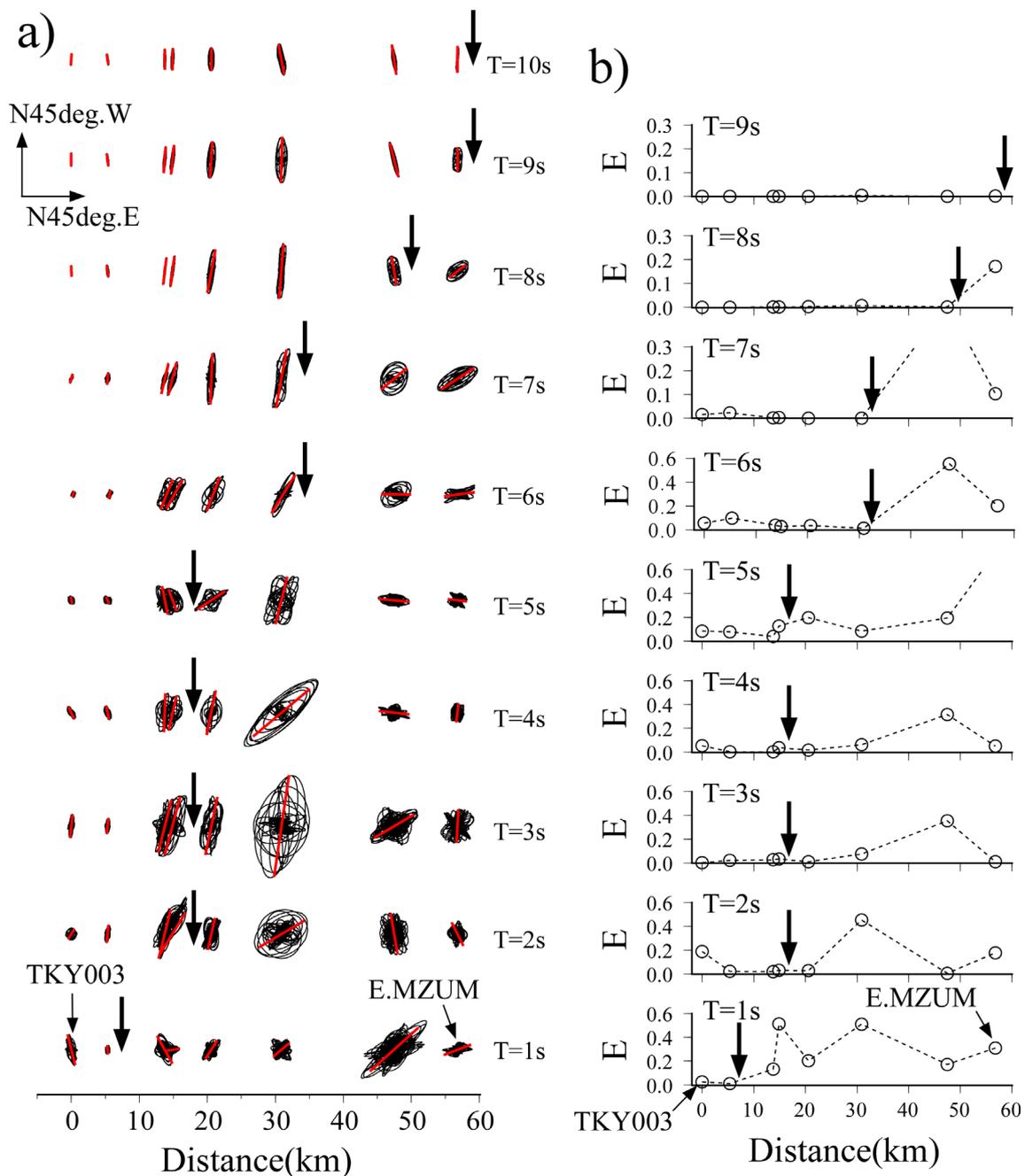


図 2-5 主軸解析結果

- a) 水平成分の速度オービット(黒)と主軸解析で求めた主軸方位(赤)
- b) E 値 (E 値が概ね 0.2 を下回る TKY003 から矢印で示した範囲の観測記録を波形逆解析の対象とする)

## 2.2 波形逆解析による二次元S波速度構造の推定

2.2.1 項で選定した観測記録のラブ波を用いた波形逆解析を行い、深部地盤の二次元S波速度構造を推定する手法について示す。

### (1) 二次元速度構造のモデル化

深部地盤を不規則な境界面を有する均質な層状の構造でモデル化する。P波速度、S波速度、密度、減衰といった地盤定数は既往の地盤構造モデルによる値で固定し、ラブ波を対象とした波形逆解析により層境界深度の二次元分布を推定する。

層境界の深度分布 $\zeta(x)$ は Aoi *et al.* (1995, 1997)に倣い(2-4)式でモデル化する。

$$\zeta(x) - \zeta_0(x) = \sum_{k=0}^{K+1} p_k \cdot c_k(x) \quad (2-4)$$

$\zeta_0$ は層境界深度の初期モデル、 $x$ は水平距離であり、推定値と初期値の深度分布の差を基底関数 $c_k$ とその係数 $p_k$ で表す。 $K$ は基底関数の数を表し、例えば $K=1$ のとき3つの基底関数で深度分布を推定することになる。基底関数 $c_k$ は(2-5)~(2-7)式の三角関数で表される。

$$c_k(x) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left\{ 1 + \cos \frac{\pi}{\Delta} (x - x_k) \right\}, & \text{if } (x_{k-1} \leq x \leq x_{k+1}) \\ 0, & \text{otherwise} \end{cases} \quad (2-5)$$

$$c_0(x) = \begin{cases} \sin \frac{\pi}{2\alpha\Delta} (L + x), & \text{if } (-L \leq x \leq -L + \alpha\Delta) \\ \frac{1}{2} \left\{ 1 + \cos \frac{\pi}{1-\alpha\Delta} (L - \alpha\Delta + x) \right\}, & \text{if } (-L + \alpha\Delta \leq x \leq -L + \Delta) \\ 0, & \text{otherwise} \end{cases} \quad (2-6)$$

$$c_{K+1}(x) = c_0(-x) \quad (2-7)$$

$\alpha$ は左端と右端の基底関数 ( $c_k=0$  と  $c_k=K+1$ ) の長点位置を指定するパラメタであり、本検討では 0.5 で固定する。 $L$ は推定対象とする水平距離を表すパラメタである。幅 $2L(-L\sim L)$ の範囲が速度構造の推定範囲となり、この幅は  $0\sim K+1$  でナンバリングされる $K+2$ 個に分割される。 $\Delta$ は基底関数の間隔を表し、 $2L/(K+1)$ に等しい。例として $K=8$ ,  $L=1\text{km}$ とした基底関数 $c_k$ の分布を図2-6に示す。基底関数の数 $K$ は、 $L$ と対象周期に応じてアприオリに与え、 $K+2$ 個の基底関数の大きさ $p_k$ を逆解析により同定する。

なお、類似の方法に基づいて表層地盤の二次元速度構造推定を行った先行事例はいくつかあるが (Takekoshi and Yamanaka, 2009 ; Amrouche and Yamanaka, 2015 ; 山中・山内, 2010), 深部地盤を対象に実記録への適用性について検討した事例はない。

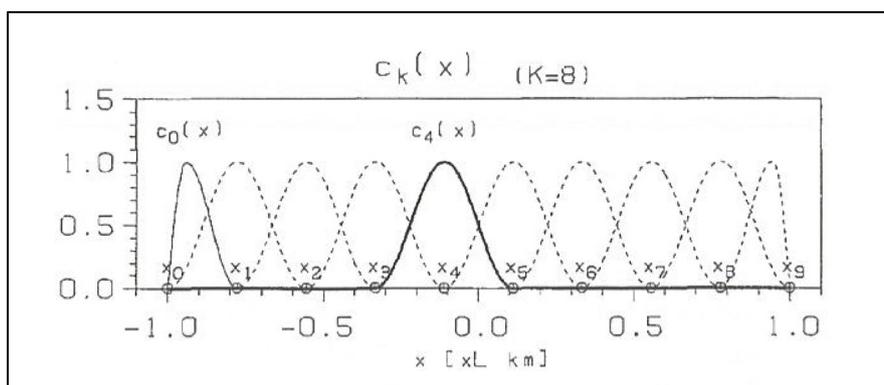


図 2-6 基底関数 $c_k$ の空間分布

(基底関数の数 $K$ を 8 とし、 $K=0$  と  $K=4$  の基底関数 ( $c_0$  と  $c_4$ ) を実線で示している。Aoi *et al.*, 1997 の Fig.2 を引用。)

## (2) 目的関数

目的関数は、観測と計算の速度波形を用いた(2-8)式で評価する。

$$e = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \left[ \frac{1}{N_m} \sum_{i=1}^{N_m} \left\{ \sum_{j=ts_{ij}^m}^{te_{ij}^m} \left( \frac{o_{i,j}^m - s_{i,j}^m}{o_{i,max}^m} \right)^2 \right\} \right] + \beta^2 \cdot \frac{1}{N_L} \sum_{n=1}^{N_L} \left\{ \frac{1}{K+1} \sum_{k=0}^K (p_{n,k} - p_{n,k+1})^2 \right\} \quad (2-8)$$

$o_{i,j}^m$ と $s_{i,j}^m$ は(2-1)式でバンドパスフィルター処理を行った観測と計算による周期1秒刻みの速度波形である。ラブ波を対象とする本検討では対象測線の直交成分を用いる。2.2.1項のE値に基づいて選定した観測記録を逆解析の対象とする。サフィックス*i*は観測点、*j*は時間サンプリング、*m*は周期を表す。*M*は周期の数、*N<sub>m</sub>*は周期ごとの観測点数である。*ts<sub>ij</sub><sup>m</sup>*と*te<sub>ij</sub><sup>m</sup>*は波形逆解析で対象とする始めと終わりの時刻であり、ラブ波の波群が含まれるように設定する。観測波形と計算波形の残差は、観測波形の最大値 $o_{i,max}^m$ で基準化したL2ノルムで評価する。(2-8)式の第2項はスムージングオペレータを表し、逆解析の安定化のために水平方向に隣り合う基底関数の大きさ $p_k$ が極端に変わらない拘束条件を設ける。*N<sub>L</sub>*は層境界の数、 $\beta$ は平滑化の強さを決めるパラメタである。

## (3) 地震動計算

地震動計算は、時間2次精度、空間4次精度の食い違い格子を用いた2.5次元差分法(Virieux, 1986; Levander, 1988; Liner, 1991)で行う。ラブ波を対象とする本検討ではSH波動場を計算対象とし、(2-9)式のと速度と応力で表した等方弾性体の運動方程式を陽的に解く。

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial \dot{v}}{\partial t} &= \frac{2}{r} \tau_r + \frac{\partial \tau_r}{\partial r} + \frac{\partial \tau_z}{\partial z} \\ \rho \frac{\partial \tau_r}{\partial t} &= \mu \left( \frac{\partial \dot{v}}{\partial t} - \frac{\dot{v}}{r} \right) \\ \rho \frac{\partial \tau_z}{\partial t} &= \mu \frac{\partial \dot{v}}{\partial z} \end{aligned} \quad (2-9)$$

$\dot{v}$ と $\tau$ は速度とせん断応力， $\rho$ は密度， $\mu$ は剛性率を表す。水平方向を $r$ ，鉛直方向を $z$ としている。P-SV波動場に比べて計算負荷が小さい点は本手法の利点の一つである。計算領域の左端，右端，下端では非物理的な反射波の振幅を小さくするために，Clayton and Engquist (1977)によるA1無反射境界と，Cerjan *et al.* (1985)によるバッファ領域を設ける。自由地表面は，Zeng *et al.* (2012)によるimproved vacuum formulationにより考慮する。減衰は，大阪平野を対象に地震動シミュレーションを行ったKawabe and Kamae (2008)に倣い，参照周波数を0.4HzとしたGraves (1996)の方法で与える。

速度構造を推定するための波形逆解析では，外力とする震源モデルの影響をできるだけ除外することが望ましい。そこで，Ji *et al.* (2000)，Amrouche and Yamanaka (2015)，笠松ほか (2015)に倣い，基準観測点を設けてコンボリューションした合成波形を観測波形と比較する。コンボリューションした合成波形 $s_{i,j}^m$ は(2-10)式で表される。

$$s_{i,j}^m(t) = F^{-1} \left[ \frac{\left| \frac{C_{i,j}^m(\omega)}{C_{r,j}^m(\omega)} \right| \frac{C_{i,j}^m(\omega) C_{r,j}^m(\omega)^*}{\left| C_{i,j}^m(\omega) C_{r,j}^m(\omega)^* \right|} O_{r,j}^m(\omega)}{\left| C_{r,j}^m(\omega) \right|} \right] \quad (2-10)$$

$F^{-1}$ は逆フーリエ変換， $C_{i,j}^m$ と $O_{i,j}^m$ は計算と観測のフーリエスペクトル，\*印はフーリエスペクトルの複素共役を表す。(2-8)式と同様にサフィックス $i$ は観測点， $j$ は時間サンプリング， $m$ は周期である。観測点 $r$ はコンボリューションのための基準観測点を表し，堆積層の影響が比較的小さい盆地端部に位置する観測点とする。地震動の計算結果を用いて基準観測点に対するその他の観測点の伝達関数を求めて，それを基準観測点における観測記録のフーリエスペクトルに乗じることで，外力とする震源モデルの影響をキャンセルする。伝達関数の算定は石田 (1992)の方法に倣い，パワースペクトル比を用いて振幅特性を，クロススペクトルを用いて位相特性を求める。実際の地震動計算は，基準観測点の十分遠方に点加振を与えて行う。

#### (4) 逆解析の方法

逆解析は非線形最小二乗法の一つであるガウス・ニュートン法により行う。ヤコビアン行列と $p_k$ ，観測波形と計算波形の残差から成る(2-11)式で表される連立方程式を特異値分解 (Lawson and Hanson, 1974) で解く。

$$\frac{\partial s_{i,j}^m(p_k)}{\partial p_k} \delta p_k \approx o_{i,j}^m - s_{i,j}^m(p_k) \quad (2-11)$$

$p_k$ は既出の層境界の深度分布を決める基底関数の係数であり、この逆問題で同定する未知パラメタである。 $o_{i,j}^m$ は観測、 $s_{i,j}^m$ は計算による速度波形であり、サフィックス  $i$ は観測点、 $j$ は時間サンプリング、 $m$ は周期を表す。ヤコビアン行列は、 $p_k$ のパータベーション $\Delta p$ を深さ方向の格子間隔の2.5倍とした後進差分により数値的に評価する。

## 2.3 まとめ

地震観測記録のラブ波を用いた波形逆解析により、深部地盤の二次元S波速度構造を推定する手法を提案した。この提案法では、既往研究による手法と比べて広帯域のラブ波を逆解析の対象とすることで、とくに盆地端部の速度構造を詳細に推定する。

深部地盤構造の影響を受けて励起・伝播するラブ波は、速度構造の三次元性や非一様性の影響を受けることにより、常に二次元性を仮定できるとは限らない。そこで、本研究では、対象とするラブ波を二次元近似する仮定の妥当性を確認するために、逆解析の前処理として、狭帯域のバンドパスフィルター処理を行い、地震観測記録を周期1秒刻みの速度波形に分解する。そして、水平成分を用いた主軸解析により得られる主軸方位と楕円率に基づいたE値という指標を導入し、逆解析に用いる観測記録を周期毎に選定する。

例示した地震観測記録を用いて評価したE値は、周期が長いほど盆地端部からの距離が遠い観測点までE値は小さくなっている様子が認められた。このE値が概ね0.2を下回る観測記録を波形逆解析の対象記録として選定し、深部地盤の二次元S波速度構造を推定する。

二次元S波速度構造推定ではP波速度、S波速度、密度、減衰といった地盤定数は既往の地盤構造モデルによる値で固定し、ラブ波を対象とした波形逆解析により層境界深度の二次元分布を推定する。震源モデルの影響を極力除外するために、基準観測点を設けたコンボリューションを行い、得られた合成波形を観測波形と比較する。地震動計算はSH波動場を対象とした2.5次元差分法で、逆解析はガウス・ニュートン法で行う。

以上で述べた本手法による二次元S波速度構造の推定フローを図2-7に示す。二次元構造の推定結果を空間補間し、その結果を既存の三次元S波速度構造モデルに反映させることで、三次元構造の修正モデルを作成できる。

本章で提案した手法の妥当性検証を3章で、実記録への適用性に関する検討を4章と6章で、三次元地震動評価への影響を5章で検討している。

## 第2章 「ラブ波を用いた波形逆解析による深部地盤の二次元S波速度構造推定法の提案」

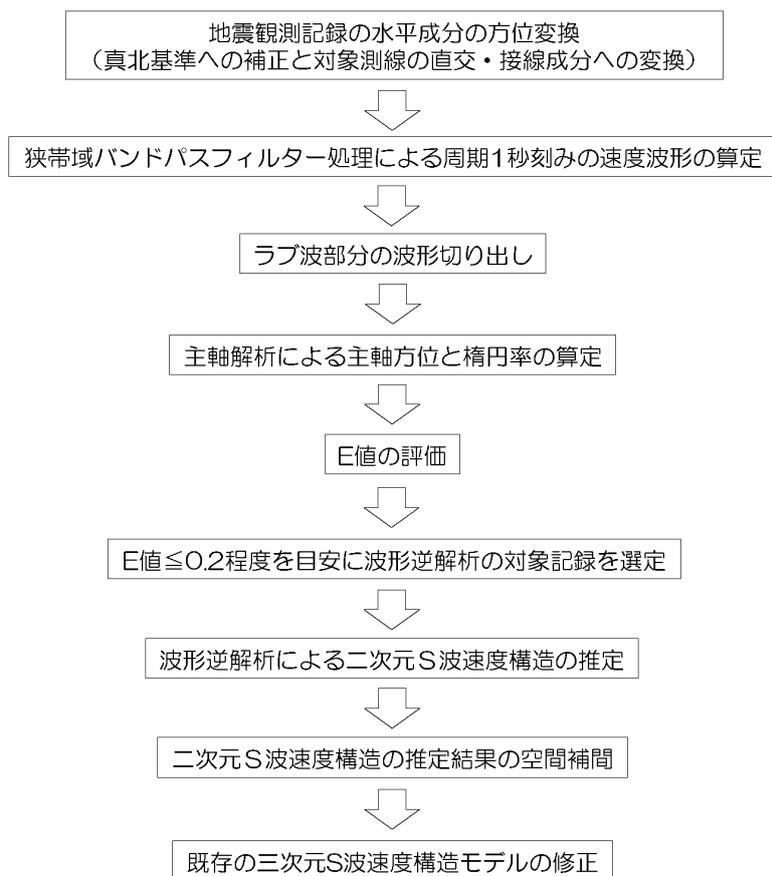


図 2-7 二次元 S 波速度構造の推定フロー

## 第3章

# 数値実験による提案法の検証

### 3.1 数値実験データの作成

HERP (2012)の三次元深部地盤構造モデルを用いた地震動シミュレーションを行い、模擬観測地震動データを作成した。

関東平野を対象に2011年3月15日富士山付近で発生した地震 ( $M_j6.4$ ) の地震動シミュレーションを行った。震央と地震観測点の分布を図3-1に、地震諸元を表3-1に示す。対象測線は神奈川県厚木市と川崎市を結ぶ長さ約34kmの測線とした。この測線に沿う向きはN78deg.E ( $\equiv$ Radial成分), 直交する向きはN12deg.W ( $\equiv$ Transverse成分)である。測線近くで対象地震の観測記録が実際に得られている防災科学技術研究所によるK-NETとKiK-net (NIED, 2019), 首都直下防災・減災プロジェクトによるMeSO-net (平田ほか, 2009) の計7観測点の速度波形をシミュレーションにより評価した。出力深度は自由地表面とした。

HERP (2012)の三次元深部地盤構造モデルの物性値を表3-2に、対象測線の二次元地盤構造モデルを図3-2に示す。距離の基準は震央距離が最も近いKNG009 (K-NET厚木)とした。地震基盤 (S波速度  $V_s=3.2\text{km/s}$ ) 以浅の堆積層は  $V_s=0.5, 0.9, 1.5\text{km/s}$  の3層でモデル化されている。地震基盤上面はKNG009から遠方に向かい緩やかに深くなり、距離約10kmで3kmに達する。この二次元地盤構造モデルがここで検討する数値実験の「正解の構造」となる。

地震動シミュレーションは三次元差分法により行い、空間4次精度、時間2次精度とした速度-応力型の運動方程式を陽的に解いた。格子間隔などの計算条件を表3-3に示す。Levander (1988)によると、格子間隔は主に解析対象周期の下限値とS波速度の最小値で規定される最小波長により決定され、1波長あたり最低5gridが必要である。ここでのシミュレーションでは、最小のS波速度は500m/sであり、周期1秒以上を対象とした波形逆解析を行う。水平方向の格子間隔はこの1波長5gridの安定条件を満足するように100mとした。鉛直方向の格子間隔は、波形逆解析で速度境界の深度分布を推定することからで

### 第3章 「数値実験による提案法の検証」

きるだけ短くすることが望ましいと考え 10m にした。計算負荷軽減のために、鉛直方向の格子間隔は深さ 5~10km で 50m、深さ 10km 以深で 100m と粗くした。なお、この鉛直方向の格子間隔と格子点数 (1000grid) では、表 3-2 の No.20 層 (フィリピン海プレート) 以浅が計算領域に含まれる。

時間間隔 $\Delta t$ は林田ほか (1999)で示される(3-1)式の安定条件を満足するように設定した。

$$\Delta t \leq \frac{1}{2} \frac{h}{v_{\max}} \quad (3-1)$$

$h$ は最小格子間隔、 $v_{\max}$ は地盤モデルの最大速度を表し、 $h = 10\text{m}$ 、 $v_{\max} = 8000\text{m/s}$ として算出される値に、青井ほか (2004)に倣いある程度の余裕を持たせた 2000Hz (=0.0005s)を $\Delta t$ とした。減衰の与え方などのその他の計算方法は、2章で述べた 2.5 次元差分法によるものと同じとした。

点震源を仮定し図 3-3 に示す F-net の震源メカニズム解 (福山ほか, 1998) を用いた。震源深さは、笠松・酒井 (2013)の推定結果に基づいて深さ 10km にダブルカップル力を与えた。震源時間関数は、周期 1 秒以上でデルタ関数相当の地盤応答を評価するために、ライズタイムを十分に短くした cosine-Bell 型で与えた。TKYH13 (KiK-net 檜原南)などの震源近傍の岩盤サイトで得られた地震観測記録を用いてコーナー周波数を 0.35Hz と推定し、計算結果に対してオメガスクエアモデル (Brune, 1970) の振幅特性を持つローパスフィルター処理を行った結果を模擬地震動データとした。このローパスフィルターの振幅特性を図 3-4 に示す。

模擬地震動データの作成結果として、対象 7 観測点の速度波形を図 3-5 に示す。これらの波形は、対象測線に直交する N12deg.W 成分のものである。縦軸は KNG009 からの水平距離を表す。例えば距離 34km の E.KNJM (MeSO-net 川崎)の波形を見ると、時刻約 25 秒に S 波が、時刻約 60 秒に S 波よりも振幅の大きい表面波の波群が明瞭に認められる。

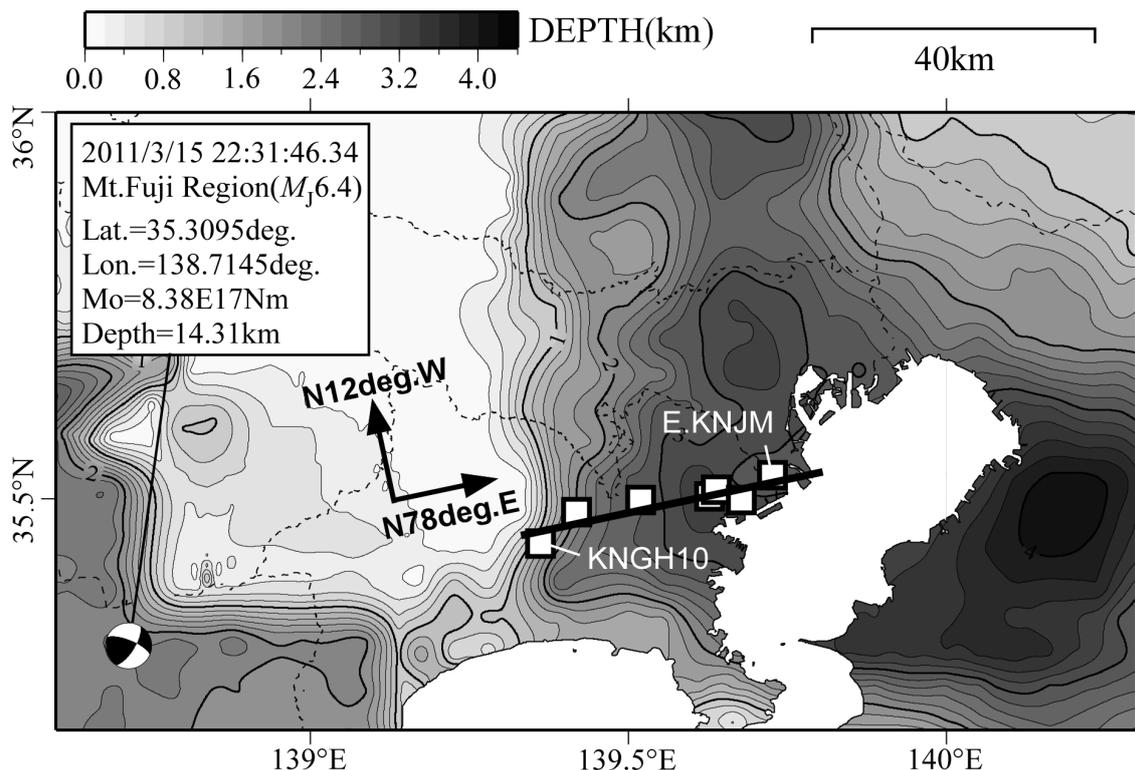


図 3-1 地震の震央と観測点の分布

(灰色のコンターは HERP (2012)による地震基盤上面深度, 実線は数値実験の対象測線を表す。対象地震は 2011 年富士山付近の地震  $M_j$ 6.4 とし, 厚木～川崎間でこの地震の観測記録が実際に得られている観測点の模擬地震動データを作成した。)

表 3-1 地震諸元

発生日	2011/3/15
発生時刻	22:31:46.34
北緯(度)	35.3095
東経(度)	138.7145
深さ(km)	14.31
$M_j$	6.4

表 3-2 HERP (2012)の三次元深部地盤構造モデルの物性値

Layer	Vp(km/s)	Vs(km/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Qp	Qs	
1	1.7	0.4	1.80	119	70	
2	1.8	0.5	1.95	170	100	
3	2.0	0.6	2.00	204	120	
4	2.1	0.7	2.05	238	140	
5	2.2	0.8	2.07	272	160	
6	2.3	0.9	2.10	306	180	
7	2.4	1.0	2.15	340	200	付加体を含む
8	2.7	1.3	2.20	442	260	
9	3.0	1.5	2.25	510	300	
10	3.2	1.7	2.30	578	340	
11	3.5	2.0	2.35	680	400	
12	4.2	2.4	2.45	680	400	
13	5.0	2.9	2.60	680	400	地震基盤 (近畿圏)
14	5.5	3.2	2.65	680	400	地震基盤 (上部地殻第1層)
15	5.8	3.4	2.70	680	400	上部地殻第2層
16	6.4	3.8	2.80	680	400	下部地殻
17	7.5	4.5	3.20	850	500	マントル
18	5.0	2.9	2.40	340	200	海洋性地殻第2層 (フィリピン海プレート)
19	6.8	4.0	2.90	510	300	海洋性地殻第3層 (フィリピン海プレート)
20	8.0	4.7	3.20	850	500	海洋性マントル (フィリピン海プレート)
21	5.4	2.8	2.60	340	200	海洋性地殻第2層 (太平洋プレート)
22	6.5	3.5	2.80	510	300	海洋性地殻第3層 (太平洋プレート)
23	8.1	4.6	3.40	850	500	海洋性マントル (太平洋プレート)

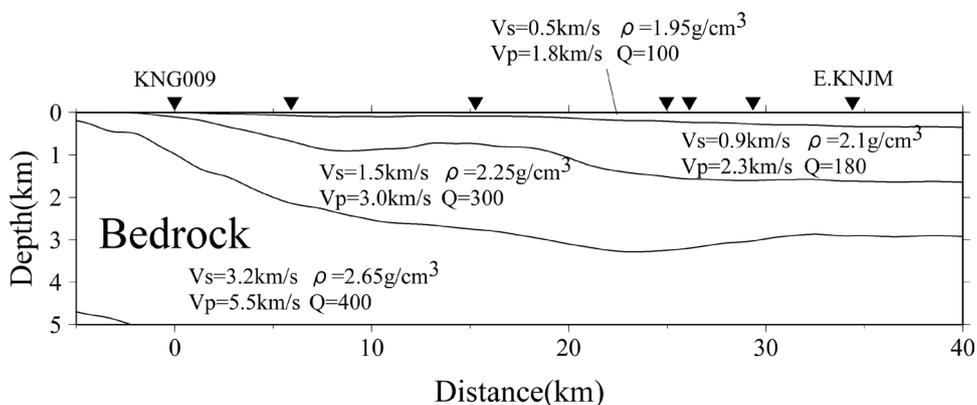


図 3-2 正解の二次元地盤構造 (HERP, 2012)

表 3-3 三次元差分法による地震動の計算条件

格子間隔(NS)	100m	格子点数(NS)	1000
格子間隔(EW)	100m	格子点数(EW)	1700
格子間隔(UD)	10m	格子点数(UD)	1000
時間刻み	0.0005s	時間サンプル数	400000

※UD 方向の格子間隔は、深さ 5~10km では 50m, 深さ 10km 以深では 100m に変更

第3章 「数値実験による提案法の検証」

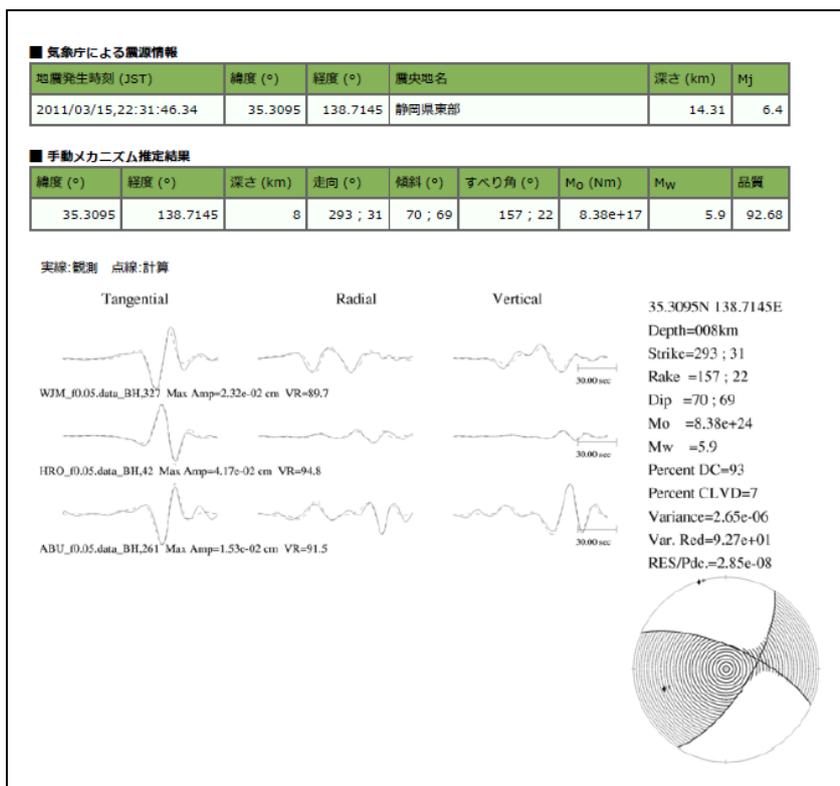


図 3-3 防災科学技術研究所 F-net による 2011 年富士山付近の地震 (Mj6.4) の震源メカニズム情報

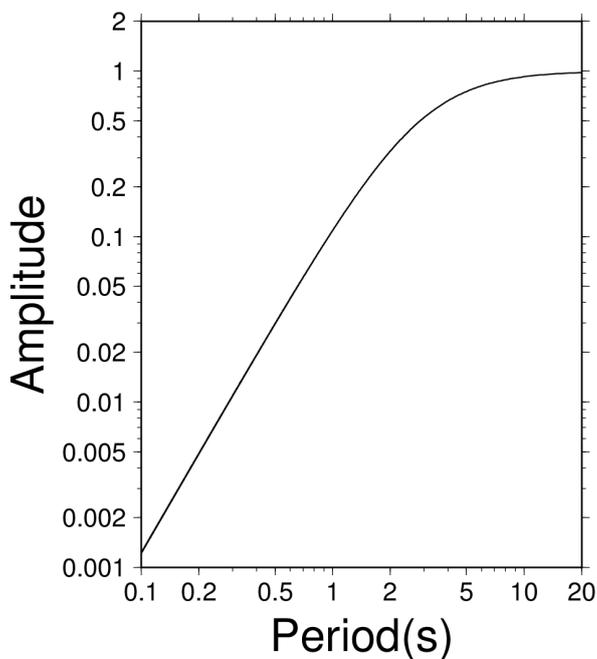


図 3-4 ローパスフィルターの振幅特性  
(コーナー周波数を 0.35Hz としたオメガスクエアモデルの形状)

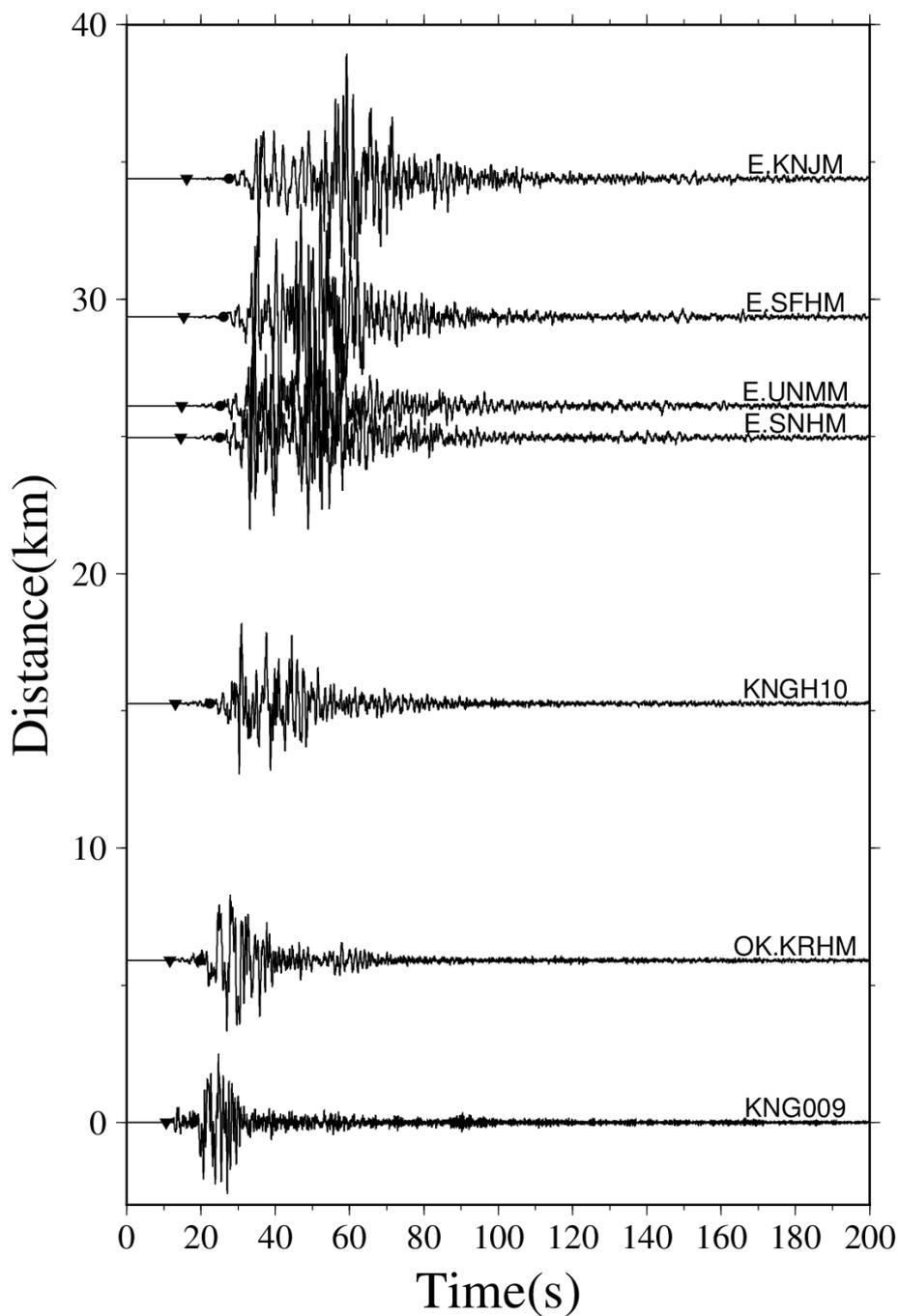


図 3-5 シミュレーションにより作成した模擬地震動データの N12deg.W 成分の速度波形  
(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)

## 3.2 検証結果

### 3.2.1 E値による観測記録の選定

前節で作成した模擬地震動データに提案法を適用して二次元S波速度構造を推定した。はじめに、対象7観測点の模擬地震動データを用いてE値を評価し、波形逆解析で対象とするデータを選定した。

2.3節に示したデータ処理手順に従い、ガウス型の狭帯域バンドパスフィルター処理を行い、模擬地震動データを周期1秒刻みの速度波形に分解した。次章で同測線を対象に実記録を用いた構造推定を検討している。ここでの数値実験では対象データのノイズレベルは問題にならないが、次章の実記録を用いた検討と同様の条件設定に基づいて行うことにした。

E.UNMM (MeSO-net 横浜)と KNGH10 (KiK-net 横浜)の2観測点の速度フーリエ振幅スペクトルを図3-6に示す。周期6秒付近にトラフが形成されており、特にKNGH10で顕著である。このトラフは実記録でも同様に認められており、周期6秒のバンドパスフィルター処理を行ったところ、周期5秒と7秒の振幅が支配的な波形が得られた。そこで、ここでの数値実験でも周期6秒は対象外とした。また、7観測点の実記録の中に周期約10秒付近でS/N比が低いものが認められた。ここでの数値実験でも周期10秒は対象外とし、基準周期を9秒として周期1, 2, 3, 4, 5, 7, 8秒のE値を評価した。

周期1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9秒の計8周期の速度波形を図3-7に示す。縦軸は震央距離が最も近く、地震基盤上面が浅い場所に位置するKNG009 (K-NET 厚木)からの距離とした。時刻0秒は地震発生時刻を表す。いずれの周期についてもS波到達後に遅れて伝播する表面波の波群が明瞭に認められる。

7記録についてN12deg.W成分(測線の直交成分)とN78deg.E成分(測線の接線成分)の水平オービットを図3-8aに示す。オービット算定の前処理として、表面波の波群が含まれる時間区間の波形切り出しを行った。横軸はKNG009からの距離とし、7観測点における周期1秒刻みのオービットを上下に並べた。各オービットには主軸解析により求めた主軸方位を赤で重ねた。周期9秒付近の長周期のオービットを見ると、各観測点でN12deg.W成分が卓越する震動特性となっている。このことは、図3-7で見られたS波到達後に遅れて伝播する表面波は、N78deg.Eの方向に伝播するラブ波であることを表している。2章で例示した地震観測記録のようにKNG009からの距離が遠いほどN78deg.E成分の振幅

### 第3章「数値実験による提案法の検証」

は大きくなり、主軸方位が N12deg.W から乖離する様子が認められる。そして、周期が短いほどこの乖離が認められる距離は KNG009 から近くなる。

周期 9 秒ではラブ波伝播を二次元近似できると仮定し、基準周期を 9 秒として周期 1, 2, 3, 4, 5, 7, 8 秒の E 値を各観測点について評価した。E 値の分布を図 3-8b に示す。横軸は KNG009 からの距離とし、7 観測点における周期 1 秒刻みの E 値を上下に並べた。E 値は大局的には周期が長いほど遠距離まで小さく、周期が短いほど近距離で大きくなる傾向が認められる。KNG009 (距離 0km) における周期 7 秒の E 値を見ると、長周期成分であるにもかかわらず E 値は 0.2 を上回っている。この要因の一つとしてレイリー波の影響が考えられ、次章の 4.4 節でその影響に関する考察を行っている。ここでは、測線の直交成分はラブ波の震動が支配的であると仮定し、周期 7 秒の KNG009 の波形も逆解析の対象に含めた。なお、次項で説明する通り KNG009 はコンボリューションの基準とする観測点であるため、逆解析では KNG009 でのレイリー波の影響は問題にならない。

各周期について E 値が概ね 0.2 を下回る模擬地震動を波形逆解析の対象データとして選定した。波形逆解析では、KNG009 から図 3-8a および図 3-8b に矢印で記した範囲内の観測記録を使用する。例えば周期 4 秒では E 値が 0.2 を上回るのは距離約 29km 以上だが、周期が長いほどラブ波伝播を二次元近似できる距離は長くなると仮定し、周期 5 秒の E 値の分布に従って距離 15km 以下の観測記録を選定した。周期 7~9 秒では全 7 記録、2~5 秒では 3 記録、1 秒では 2 記録を逆解析に用いる。距離で言い換えると、距離 0~6km は周期 1~9 秒、9~15km は 2~9 秒、15~34km は 7~9 秒の波形を用いて二次元構造を推定する。

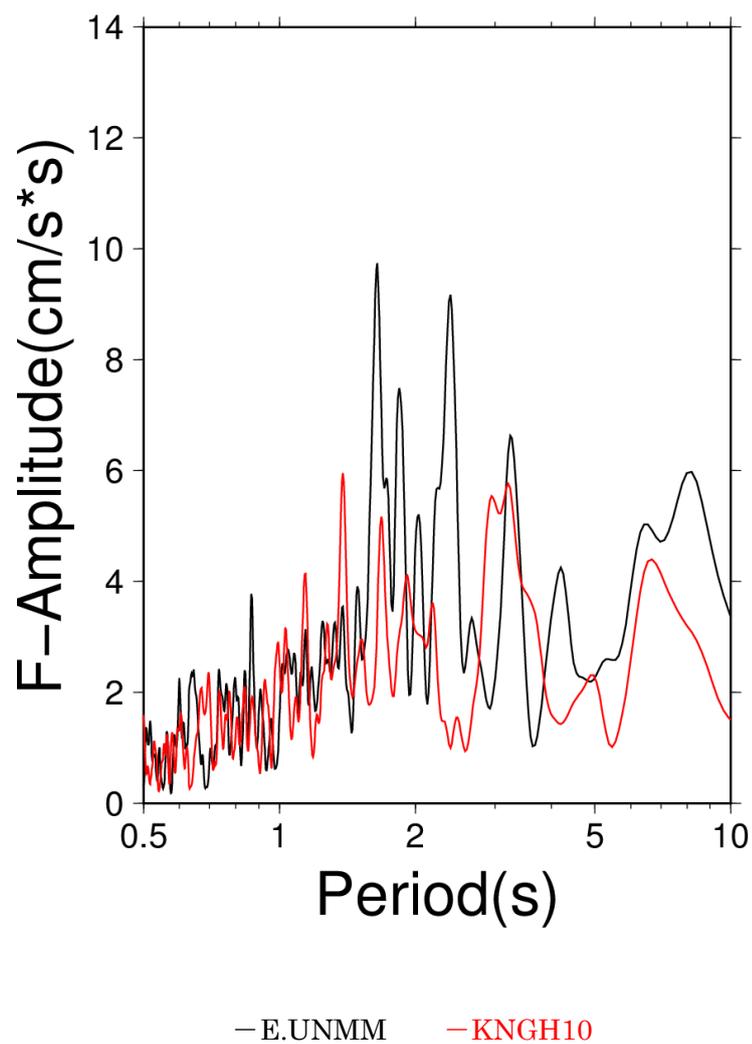


図 3-6 模擬地震動データの速度フーリエ振幅スペクトル  
(N12deg.W 成分, バンド幅 0.02Hz の Parzen Windows で平滑化)

第3章「数値実験による提案法の検証」

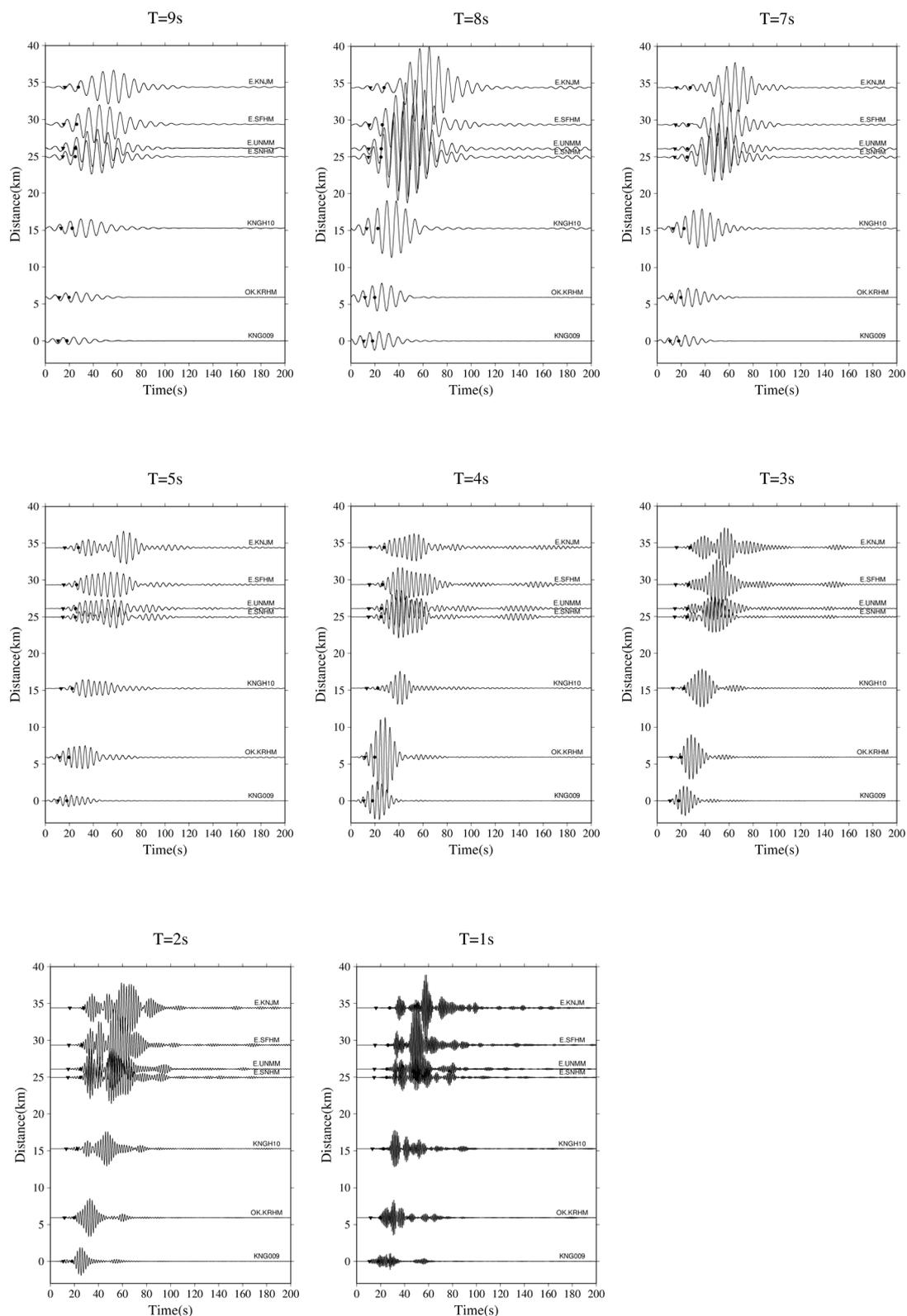


図 3-7 模擬地震動データの N12deg.W 成分の速度波形

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)

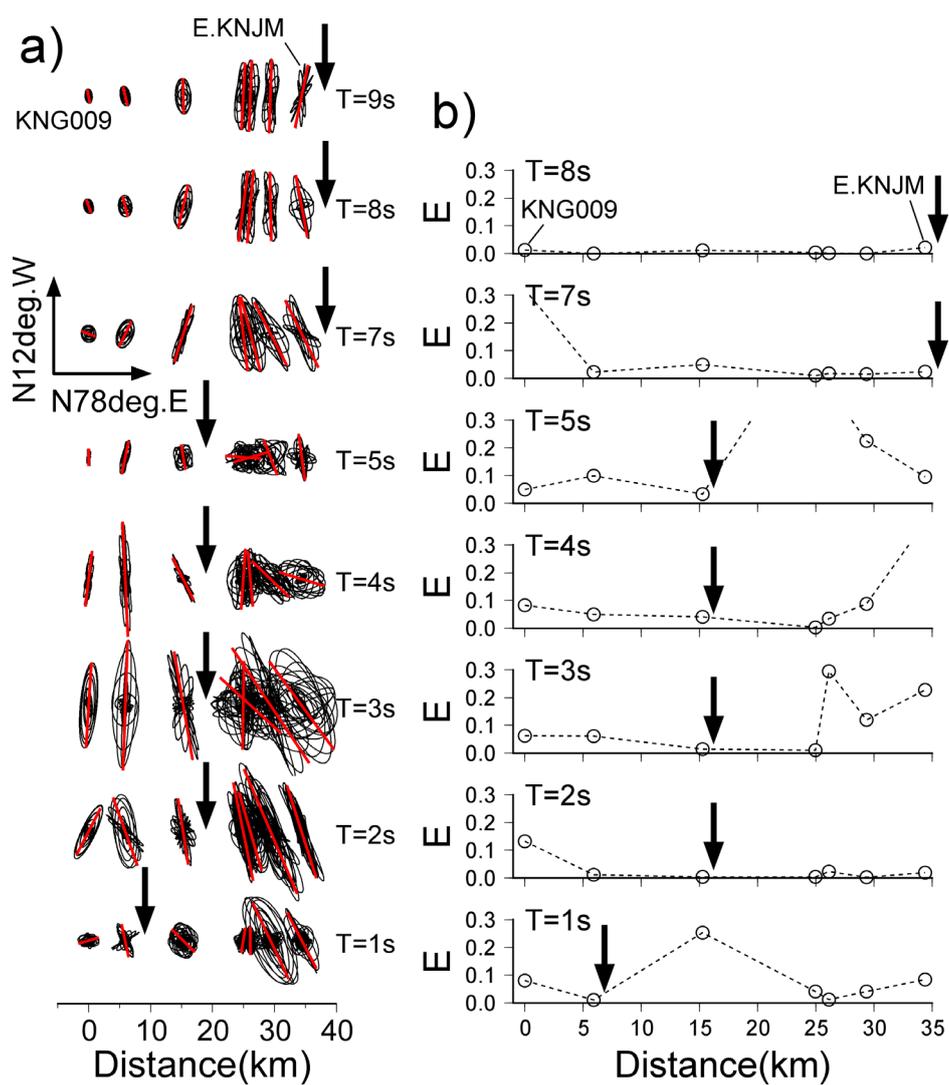


図 3-8 主軸解析結果

- a) 水平成分の速度オービット(黒)と主軸解析で求めた主軸方位(赤)
- b) E値の分布  
(KNG009 から矢印で示した範囲の観測記録を波形逆解析で使用)

### 3.2.2 波形逆解析

E 値に基づいて選定した模擬地震動データのラブ波を用いて波形逆解析を行い、対象測線の二次元 S 波速度構造を推定した。

P 波速度と S 波速度、密度、減衰は既知として、水平距離 34km の範囲における  $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面（工学的基盤下面）、 $V_s=0.9\text{km/s}$  層下面、 $V_s=1.5\text{km/s}$  層下面（地震基盤上面）の 3 つの速度境界の深度分布を推定した。

厚い堆積層が分布する E.KNJM (MeSO-net 川崎) 付近で周期 9 秒のラブ波の波長を求めたところ約 5km であったことから、この 5km に少し余裕を持たせた約 4km 間隔で基底関数を配置することとし、3 つの速度境界の深度分布をそれぞれ 9 個の基底関数を用いて推定した。合計の未知数は 27 個である。初期モデルは HERP (2009) の地盤モデルとした。スムージングの強さを決める係数  $\beta$  を 30 として逆解析を安定化させた。コンボリューションの基準点は KNG009 (K-NET 厚木) とした。対象とするラブ波波群が含まれるように波形切り出しを行い、切り出した N12deg.W 成分の速度波形を逆解析に用いた。

フォワード計算に用いる 2.5 次元差分法の格子間隔は、水平方向 50m、鉛直方向 20m とした。時間間隔  $\Delta t$  は林田ほか (1999) に示される (3-2) 式の安定条件を満足させ、これにある程度の余裕をもたせた 500Hz (=0.002s) とした。2.5 次元差分法による地震動計算用いた格子点数などの計算条件を表 3-4 に示す。

$$\Delta t \leq \sqrt{\frac{3}{8}} \frac{h}{v_{\max}} \quad (3-2)$$

逆解析結果の速度波形を図 3-9 に示す。縦軸は KNG009 からの距離を表す。KNGH10 (KiK-net 横浜) における周期 4 秒の振幅をやや過大評価している等の違いはあるが、全体的にはいずれの周期についても各観測点の速度波形の様子は概ね再現されている。

二次元 S 波速度構造の推定結果を、初期モデルとした HERP (2009) および正解である HERP (2012) のモデルと重ねて図 3-10 に示す。推定結果は 2.5 次元差分法によるフォワード計算に用いた格子間隔で離散化した。横軸は KNG009 からの距離を表す。観測点間隔がやや疎な距離 15km 付近で、 $V_s=0.9\text{km/s}$  層の下面深度を正解の構造に対してやや深く推定しているが、全体的には正解の構造はよく再現されている。推定した二次元構造は距離によって対象周期を変えており、距離 15~34km の構造は 7~9 秒の長周期のラブ波を

### 第3章「数値実験による提案法の検証」

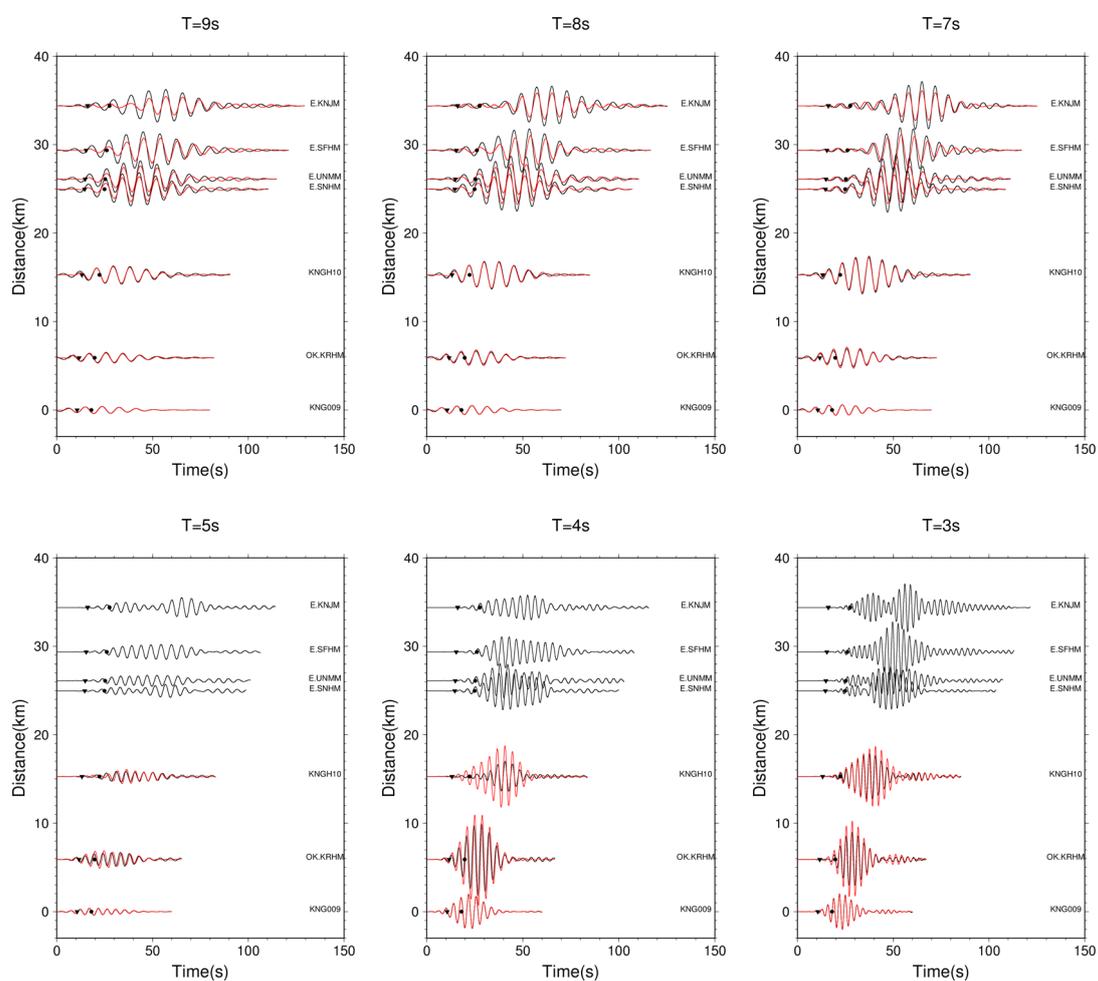
用いて推定したものである。しかし、盆地端部から離れており速度境界の勾配が比較的緩やかであるため、正解の構造と良く対応する結果が得られている。

以上により、本研究で提案する深部地盤の二次元S波速度構造推定法の妥当性が示された。

表 3-4 2.5次元差分法による地震動の計算条件

格子間隔(水平)	50m	格子点数(水平)	1327
格子間隔(上下)	20m	格子点数(上下)	695
時間刻み	0.002s	時間サンプル数	60000
震源時間関数	cos-BELL	ライズタイム	0.1s

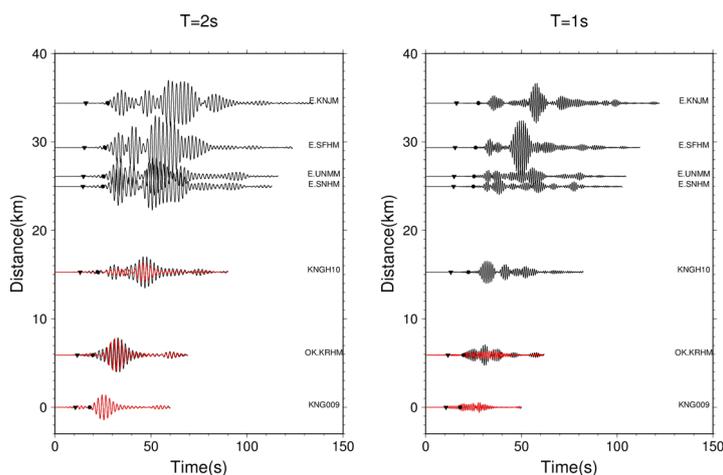
※UD 方向の格子間隔は深さ 5km 以深で 50m に変更



— 模擬地震動データ — 逆解析結果

図 3-9 波形逆解析結果の速度波形

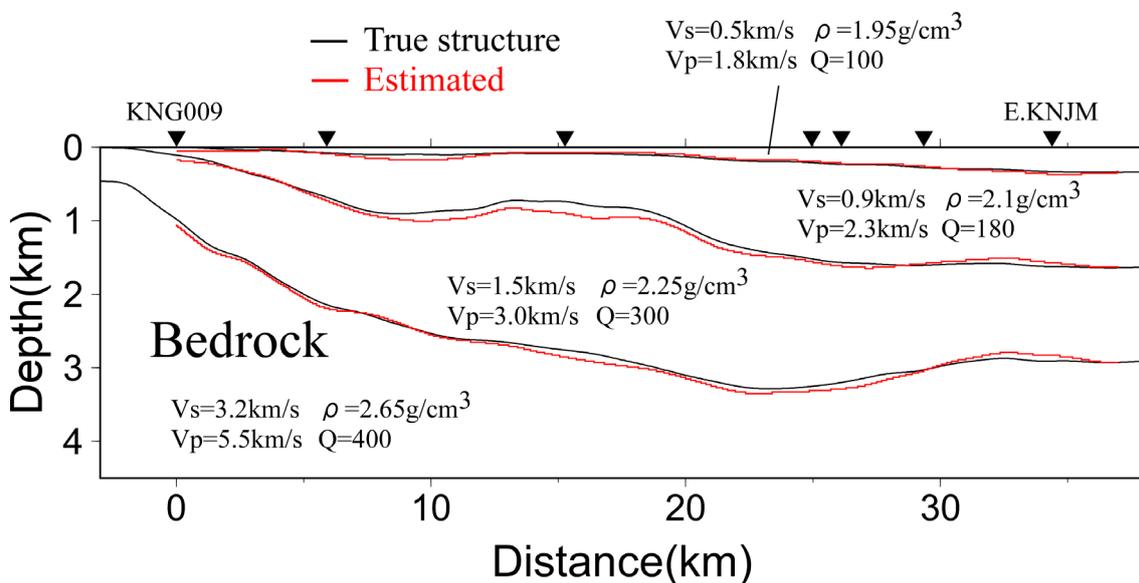
(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)



— 模擬地震動データ — 逆解析結果

図 3-9 波形逆解析結果の速度波形 (続き)

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)



— 正解の構造 (HERP, 2012) — 推定結果

図 3-10 二次元 S 波速度構造の推定結果

(▼印は波形逆解析に用いた地震観測点を表す)

### 3.3 既往研究による手法との比較

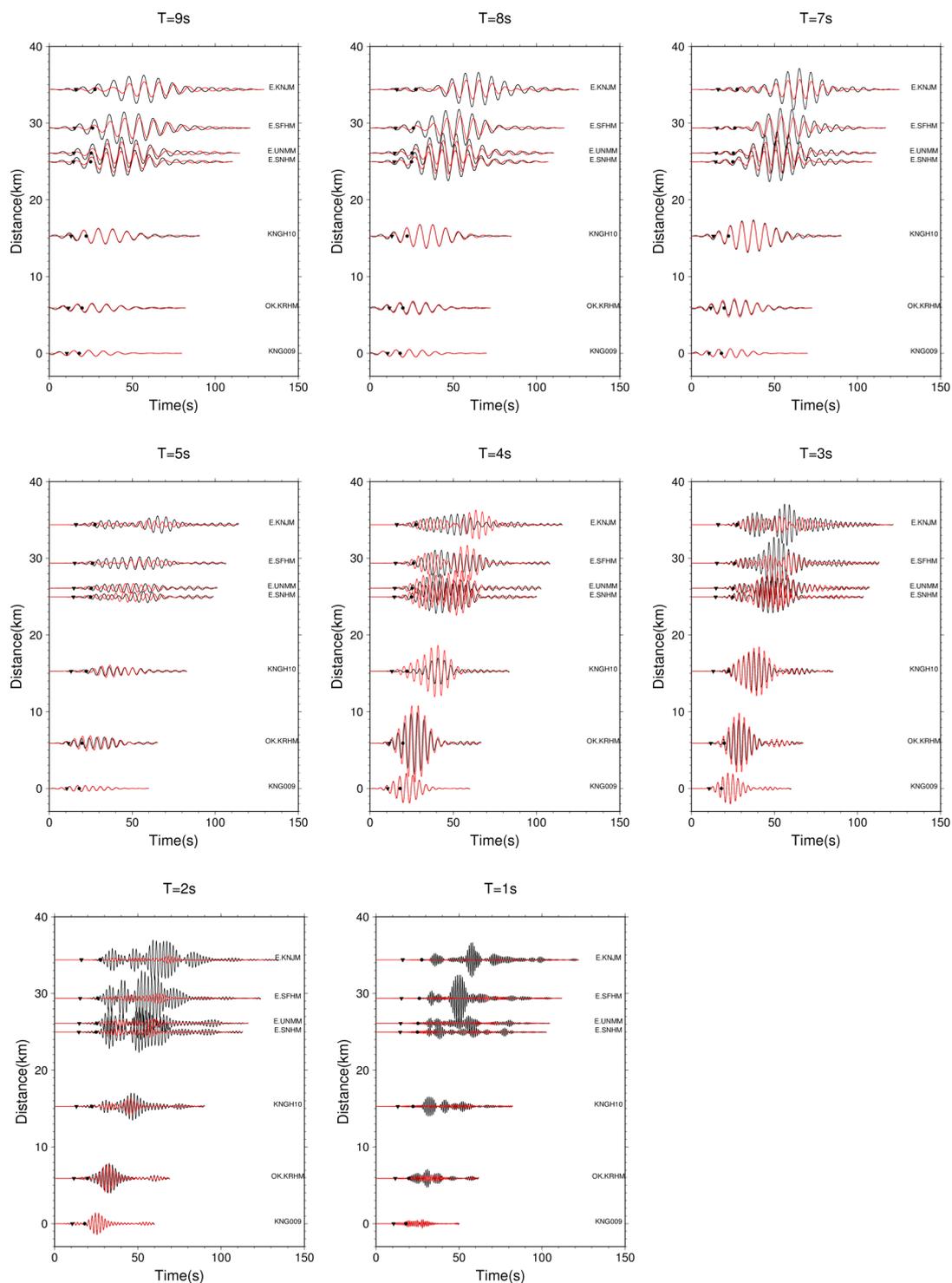
#### 3.3.1 二次元仮定の妥当性を確認しない波形逆解析結果

本研究で提案する二次元S波速度構造推定法では、波形逆解析の前処理として主軸解析結果に基づいたE値という指標でラブ波伝播を二次元近似する仮定の確からしさを定量的に評価し、逆解析で対象とする観測記録を選定する。一方、既往研究による方法では、このような二次元仮定の妥当性を確認せずに逆解析が行われる。二次元仮定の妥当性を確認する重要性を明らかにするために、従来法という位置づけでE値を無視した逆解析を行った。すなわち、全7観測点について周期1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9秒の全ての速度波形を用いて波形逆解析を行い、測線長34kmの二次元構造を推定した。対象記録が異なること以外の基本的な解析条件は、3.2.2節で示したE値を考慮した本手法と同様である。本手法と従来法のどちらも盆地端部では同じ周期を対象に逆解析を行うため、必然的に同じ構造が推定される。ここでの数値実験では、対象周期に違いがある盆地端部から離れた場所の推定結果に注目する。

従来法による逆解析結果の速度波形を図3-11に示す。観測記録の再現性に基づいて速度構造を推定しているため、周期7~9秒などの長周期のラブ波の様子は逆解析により良く再現されている。短周期のラブ波については、例えば周期1秒を見るとE.SFHM (MeSO-net 横浜)などの盆地端部から離れた観測点では再現性にある程度の限界はあるが、波形を再現するように逆解析を行っているため、例えば周期2秒を見ると振幅については同じように遠方で過小評価する結果であるが、位相は対応するようになっている。

従来法による二次元構造の推定結果を図3-12に示す。盆地端部から近い距離ではやはり推定結果と正解の構造は概ね対応する結果が得られている。一方、距離約20km以上を見ると正解の構造との乖離が生じており、正解の構造に対して $V_s=0.9\text{km/s}$ 層上面を浅く、 $V_s=1.5\text{km/s}$ 層上面を深く、地震基盤上面をやや浅く推定している。二次元仮定の妥当性を確認しない既往研究では、このように特に遠方の構造をある程度の誤差を伴って推定していると考えられる。ラブ波伝播を二次元近似する仮定の妥当性を確認し、対象とする観測記録を選定することは、二次元構造を推定する波形逆解析にとって重要な前処理である。ここでの数値実験では従来法でも盆地端部の推定精度に問題はないという結果であるが、従来法ではどの周期の波形を逆解析に使用できるか分からなかったのに対し、本研究ではE値を参照することで推定精度が保証される周期を把握することが可能である。

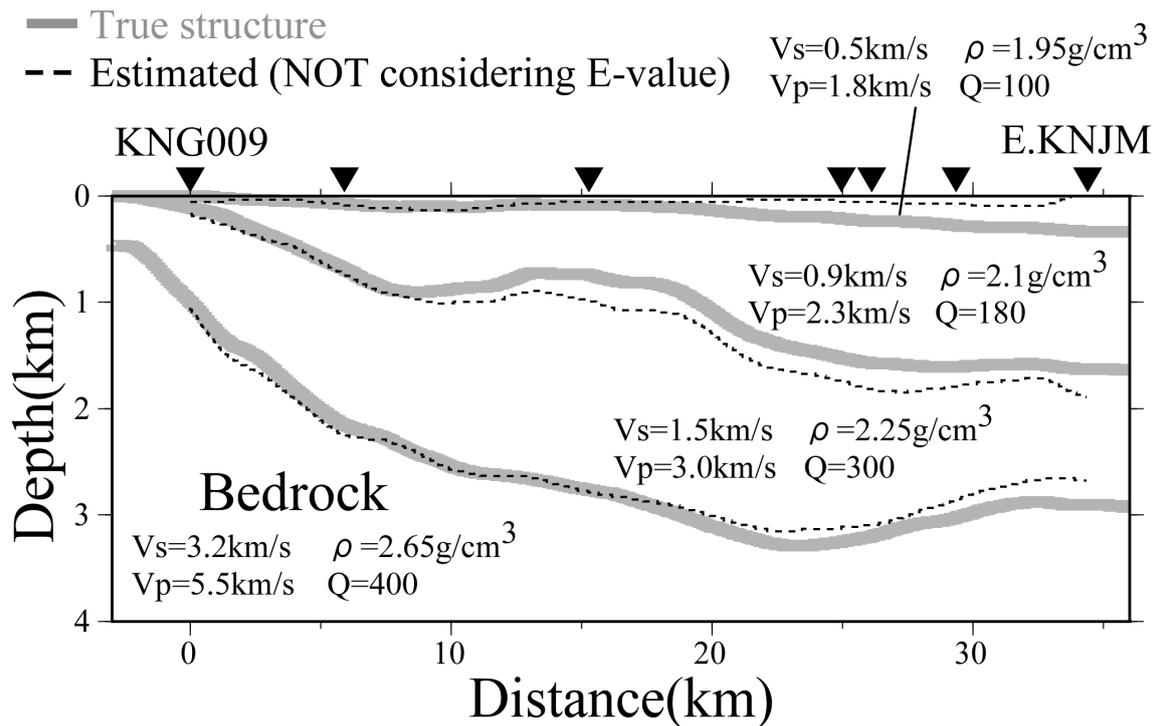
第3章 「数値実験による提案法の検証」



— 模擬地震動データ — 逆解析結果

図 3-11 従来法による波形逆解析結果の速度波形

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)



— 正解の構造

… E 値を考慮しない従来法による推定結果

図 3-12 従来法による二次元 S 波速度構造の推定結果

(▼印は波形逆解析に用いた地震観測点を表す)

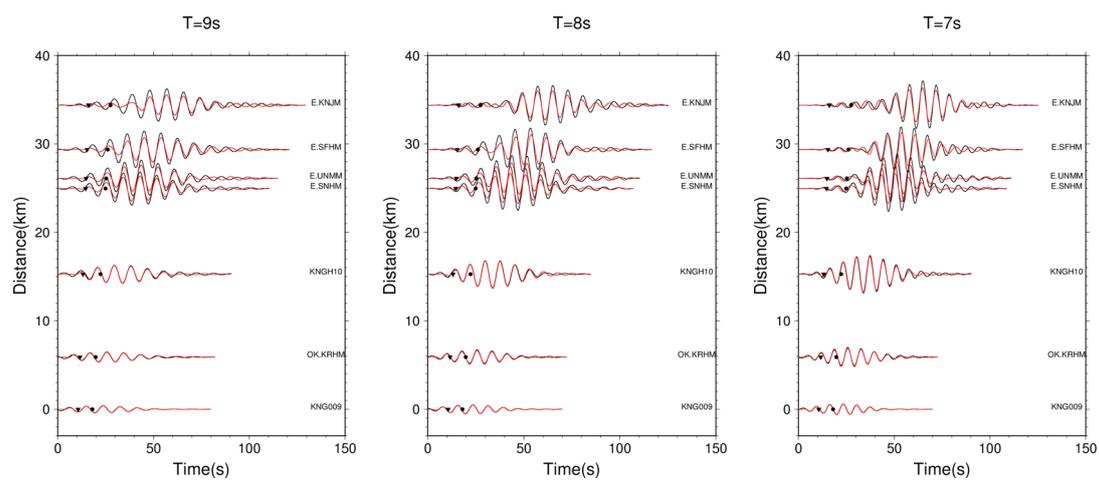
### 3.3.2 長周期成分のみを用いた波形逆解析結果

本研究で提案する二次元S波速度構造推定法は、周期1~10秒程度の広帯域のラブ波を対象とすることで、特に盆地端部における詳細な速度構造を推定する。一方、既往研究による二次元構造推定では、ラブ波を二次元近似する仮定に矛盾が生じないように、長周期のラブ波のみを用いて波形逆解析を行っている事例がある（笠松ほか, 2015 ; Zhao *et al.*, 2004）。そこで、広帯域のラブ波を用いる重要性を明らかにするために、従来法という位置づけで対象周期を7~9秒とした波形逆解析を行い、二次元構造を推定した。3.2.1節で求めたE値によると、これらの周期のラブ波は推定対象とする測線長34kmの全範囲で二次元仮定に矛盾はないと評価されている。対象周期が異なること以外の基本的な解析条件は、3.2.2節で示したE値を考慮した本手法と同様である。

従来法による逆解析結果の速度波形を図3-13に示す。いずれの周期・地点についても逆解析により各観測点の波形は良く再現されている。二次元構造の推定結果を図3-14に示す。全体的な分布としては、周期7~9秒の長周期のラブ波のみを用いた逆解析でも正解の構造は概ね再現される。しかし、細かく見るとKNG009 (K-NET 厚木)近くの盆地端部で顕著な違いが生じており、正解の構造に対して $V_s=1.5\text{km/s}$ 層上面と地震基盤上面を浅く推定している。また、距離0~20kmの範囲で $V_s=0.9\text{km/s}$ 層上面を同様に浅く推定している。

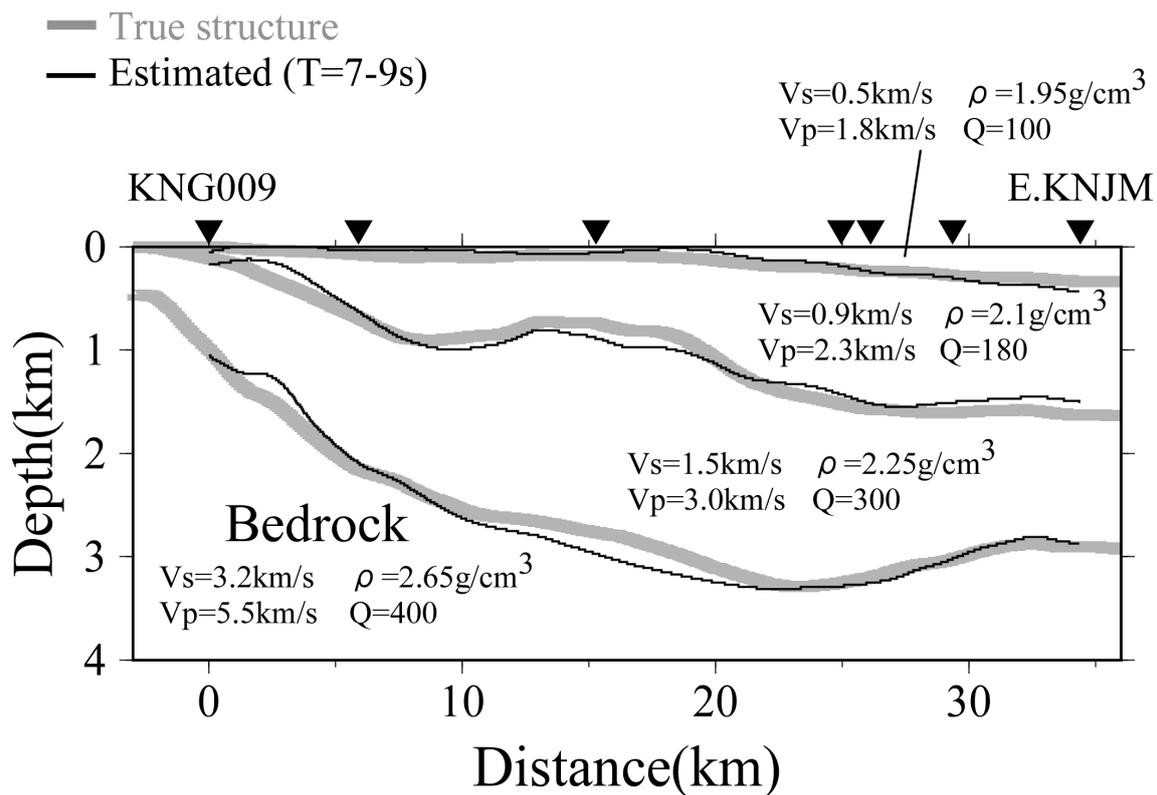
このような盆地端部や表層付近における推定結果と正解の構造の違いは、逆解析で短周期のラブ波を使う重要性を表していると考えられる。推定した速度構造を地震動評価に活用するためには、地震工学上とくに重要な周期帯である周期1~3秒付近を含む広帯域のラブ波を逆解析に用いることが重要である。

### 第3章 「数値実験による提案法の検証」



— 模擬地震動データ — 逆解析結果

図 3-13 従来法による波形逆解析結果の速度波形  
(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)



- 正解の構造
- 周期 7～9 秒のラブ波を用いた推定結果

図 3-14 従来法による二次元 S 波速度構造の推定結果

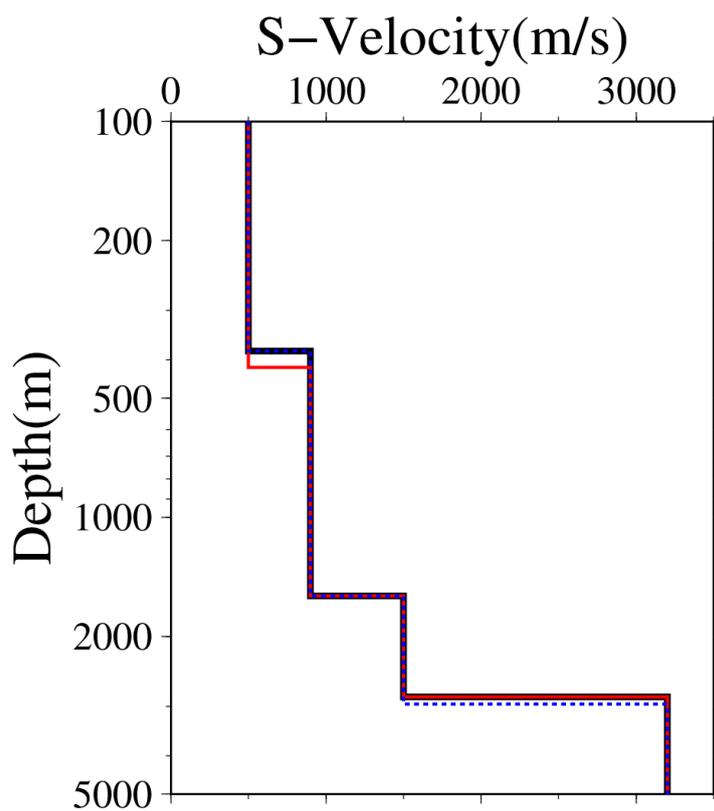
(▼印は波形逆解析に用いた地震観測点を表す)

### 3.4 位相速度に対する感度解析

本研究で提案する二次元S波速度構造推定法は、二次元仮定に矛盾が生じないように盆地端部から離れた地域の構造は長周期のラブ波のみを用いて推定する。3.2.2項の数値実験では、周期7～9秒の長周期のラブ波を用いて距離15～34kmの構造を十分な精度で推定できる結果を得たが、 $V_s=0.5\text{km/s}$ 層下面の浅部の推定精度は $V_s=1.5\text{km/s}$ 層下面の深部に比べて低く、逆解析の初期モデルに依存している可能性が考えられる。そこで、検討に用いた7観測点のうち盆地端部から最も離れた場所に位置するE.KNJM (MeSO-net 川崎)を対象に、 $V_s=0.5\text{km/s}$ 層と $V_s=1.5\text{km/s}$ 層の下面深度の推定精度を確認するための感度解析を行った。

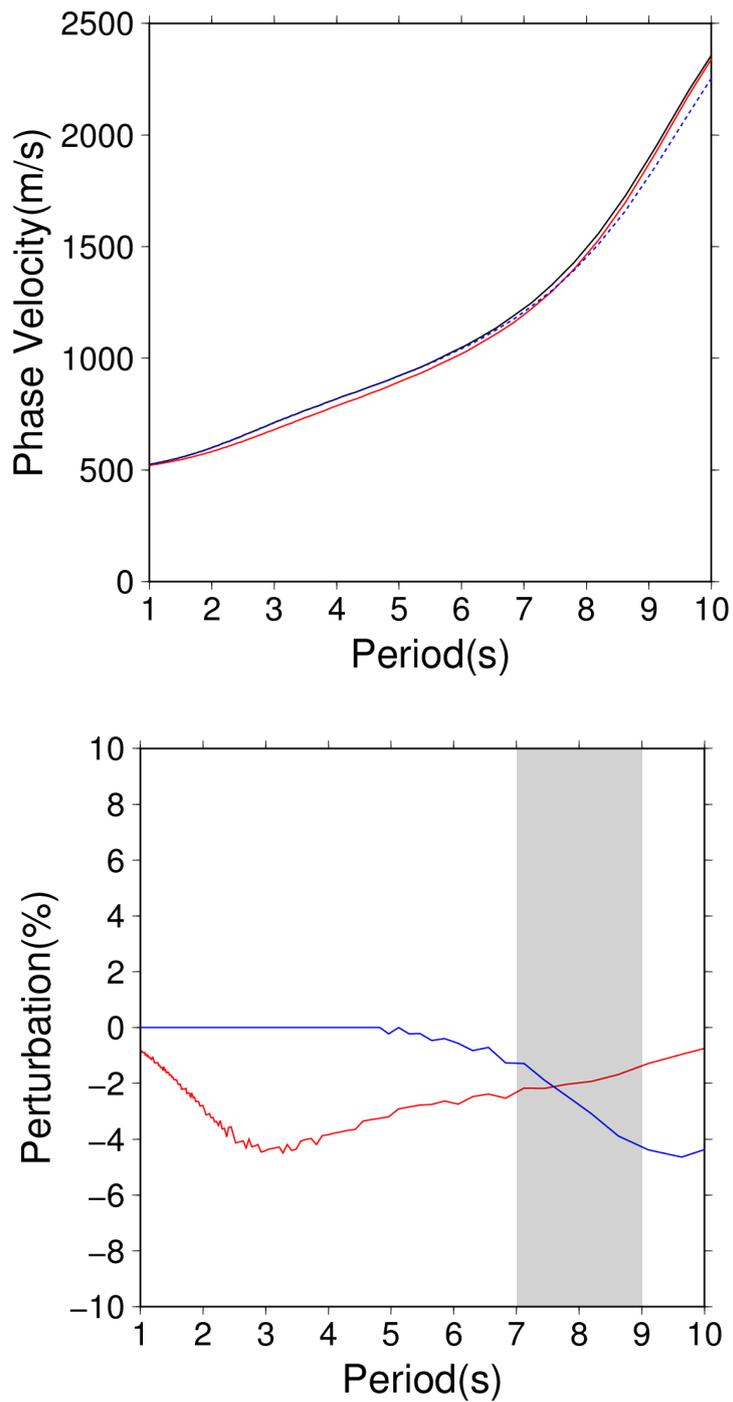
正解の二次元構造からE.KNJM直下の一次元構造を抜き出して図3-15に示す。この構造に対して $V_s=0.5\text{km/s}$ 層を10%厚くしたモデル(赤)と、 $V_s=1.5\text{km/s}$ 層を10%厚くしたモデル(青)から求められるラブ波基本モードの位相速度を比較した。なお、 $V_s=0.5\text{km/s}$ 層を10%厚くした分だけ $V_s=0.9\text{km/s}$ 層を薄く、 $V_s=1.5\text{km/s}$ 層を10%厚くした分だけ $V_s=3.2\text{km/s}$ 層を薄くし、層境界深度に対するパータベーションを調べた。

これらの3つの一次元構造を用いて算定したラブ波基本モードの位相速度を図3-16上に示す。正解の構造を基準に、各周期の位相速度のパータベーションを求めた結果を図3-16下に示す。 $V_s=1.5\text{km/s}$ 層は長周期、 $V_s=0.5\text{km/s}$ 層は短周期の位相速度に対して高い感度を有する。周期7～9秒に着目すると、周期9秒では $V_s=1.5\text{km/s}$ 層の感度が高い。一方、周期7秒では $V_s=0.5\text{km/s}$ 層の方が感度は高い結果である。このことは、長周期のラブ波のみで構造推定を行う場合においても、対象周期にある程度のバンド幅を持たせることで $V_s=0.5\text{km/s}$ 層下面深度などの比較的浅部の構造も推定できることを表している。位相速度に対する感度は地下構造にも依存することから、逆解析の前に本検討と同様の感度解析を行うことが望ましいと考えられる。



- 正解の構造 (E.KNJM 直下の一次元速度構造)
- 正解の構造に対して  $V_s=0.5\text{km/s}$  層を 10%厚くしたモデル
- … 正解の構造に対して  $V_s=1.5\text{km/s}$  層を 10%厚くしたモデル

図 3-15 感度解析に用いた一次元 S 波速度構造



- 正解の構造 (E.KNJM 直下の一次元速度構造)
- 正解の構造に対して  $V_s=0.5\text{km/s}$  層を 10%厚くしたモデル
- 正解の構造に対して  $V_s=1.5\text{km/s}$  層を 10%厚くしたモデル

図 3-16 ラブ波基本モードの位相速度(上)と正解の構造に対するパータベーション(下)

### 3.5 まとめ

2章で提案した「ラブ波を用いた波形逆解析による深部地盤の二次元S波速度構造推定法」の妥当性を検証するための数値実験を行った。

HERP (2012)による三次元深部地盤構造モデルを用いた地震動シミュレーションを行い、得られた模擬地震動データに提案法を適用した。推定結果を正解となるHERP (2012)の構造と比較したところ、多少の違いは認められたものの、両者は良い一致を示すことを確認した。これにより、二次元S波速度構造を推定する本手法の妥当性を検証することができた。

本手法では、波形逆解析の前処理として主軸解析に基づいたE値という指標でラブ波伝播を二次元近似する仮定の確からしさを定量的に評価し、対象とする観測記録を選定する。この前処理の重要性を明らかにするために、既往研究で行われてきたように、二次元仮定の妥当性を仮定しない逆解析を行った。二次元近似できないラブ波を用いたことで盆地端部から離れた場所で正解の構造との乖離が認められる結果となった。ラブ波を用いた二次元構造推定では、二次元性の仮定に矛盾のない観測記録を選定する前処理が推定精度を大きく左右する。

既往研究では、現実の三次元地震動を二次元近似する仮定に矛盾が生じないように、長周期成分のみを用いて波形逆解析を行っている事例がある。広帯域のラブ波を対象とする重要性を明らかにするために、周期7~9秒の長周期のラブ波のみを用いた逆解析を行った。大局的には正解の構造は概ね再現されるが、盆地端部と表層付近で顕著な誤差が認められた。推定した速度構造を地震動評価に活用するためには、地震工学上とくに重要な周期帯である周期1~3秒付近を含む広帯域のラブ波を逆解析に用いることが重要である。

本手法では、盆地端部から離れた地域の速度構造は長周期のラブ波のみを用いて推定するため、浅部の推定精度は深部に比べて低いことが考えられる。そこで、浅部と深部の構造について周期7~9秒のラブ波基本モードに対する感度解析を行った。周期9秒では深部の $V_s=1.5\text{km/s}$ 層の感度が高い一方で、周期7秒では浅部の $V_s=0.5\text{km/s}$ 層の方が感度は高い結果であった。このことは、長周期のラブ波のみで構造推定を行う場合においても、対象周期にある程度のバンド幅を持たせることで浅部の構造も初期モデルに依存せずに推定できることを表している。

## 第4章

# 関東平野を対象とした深部地盤の 二次元S波速度構造推定

### 4.1 対象測線

本研究で提案するラブ波を用いた波形逆解析による深部地盤の二次元S波速度構造推定法について、実記録への適用性を明らかにするために、関東平野で得られている地震観測記録を用いた検討を行った。

対象測線の分布を図4-1に示す。灰色のコンターは地震調査研究推進本部（2009）（以下、HERP, 2009）による地震基盤上面深度を表す。盆地端部の岩盤サイトと厚い堆積層が分布する地域を結ぶ5測線（Line-A～E）に提案法を適用してそれぞれの二次元速度構造を推定した。

関東平野の西方で発生した2011年3月15日富士山付近の地震（ $M_j6.4$ ）と2012年1月28日山梨県東部の地震（ $M_j5.4$ ）の2地震を検討に用いた。2011年3月15日富士山付近の地震（ $M_j6.4$ ）の諸元を表4-1に示す。この地震は、深さ14kmで発生した南北方向に圧力軸を持つ内陸地殻内地震である。推定される震源断層は、北東－南西方向に延び南東に下がる断層面を持つ左横ずれ断層とされる（HERP, 2011）。提案法の妥当性を検証した3章の数値実験では、この地震を対象とした地震動シミュレーションを行った。2012年1月28日山梨県東部の地震（ $M_j5.4$ ）は、深さ18kmで発生した西北西－東南東に圧縮軸をもつ逆断層の内陸地殻内地震である（温泉地学研究所, 2012）。Line-Bを除く4測線では、2011年3月15日富士山付近の地震（ $M_j6.4$ ）の観測記録を用いた。Line-Bでは、盆地端部の観測記録がより多く得られている2012年1月28日山梨県東部の地震（ $M_j5.4$ ）の観測記録を用いた。

各測線の近傍に位置する防災科学技術研究所による強震観測網 K-NET と KiK-net（NIED, 2019）、首都直下防災・減災特別プロジェクトによる MeSO-net（平田ほか, 2009）、東京大学地震研究所が運営する首都圏強震動総合ネットワークによる SK-net の地震観測

#### 第4章「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」

記録を用いた。地表と地中の2測点で地震観測を行っているKiK-netでは、K-NETと同じ地表記録を用いた。地中20mの1測点で地震観測を行っているMeSO-netでは、この地中記録を地表記録とみなして用いた。既往研究に示される地震計設置方位（汐見ほか, 2009；加納ほか, 2015）に基づいて真北基準への方位変換を行った。地震計設置方位が推定されていない観測点については、2011年東北地方太平洋沖地震（ $M_w$ 9.0）の観測記録を用いた長周期成分の相関解析で設置方位を推定し、その結果に基づいて同様の方位変換を行った。地震観測記録の例として、2011年3月15日富士山付近の地震（ $M$ 6.4）について、堆積層が厚い地域に位置するSIT003（K-NET 久喜）、TKY007（K-NET 新宿）、E.KNJM（MeSO-net 川崎）における速度フーリエ振幅を図4-2に示す。各スペクトルはそれぞれLine-A、Line-C、Line-Dの直交成分を用いて算定したものである。3地点とも長周期成分では周期8秒付近が卓越している。関東平野でこの周期が卓越することは、長周期の表面波伝播について検討した既往研究（例えば、Shima, 1977；Kinoshita *et al.*, 1992；Yamanaka *et al.*, 1989）でも明らかにされている特徴である。

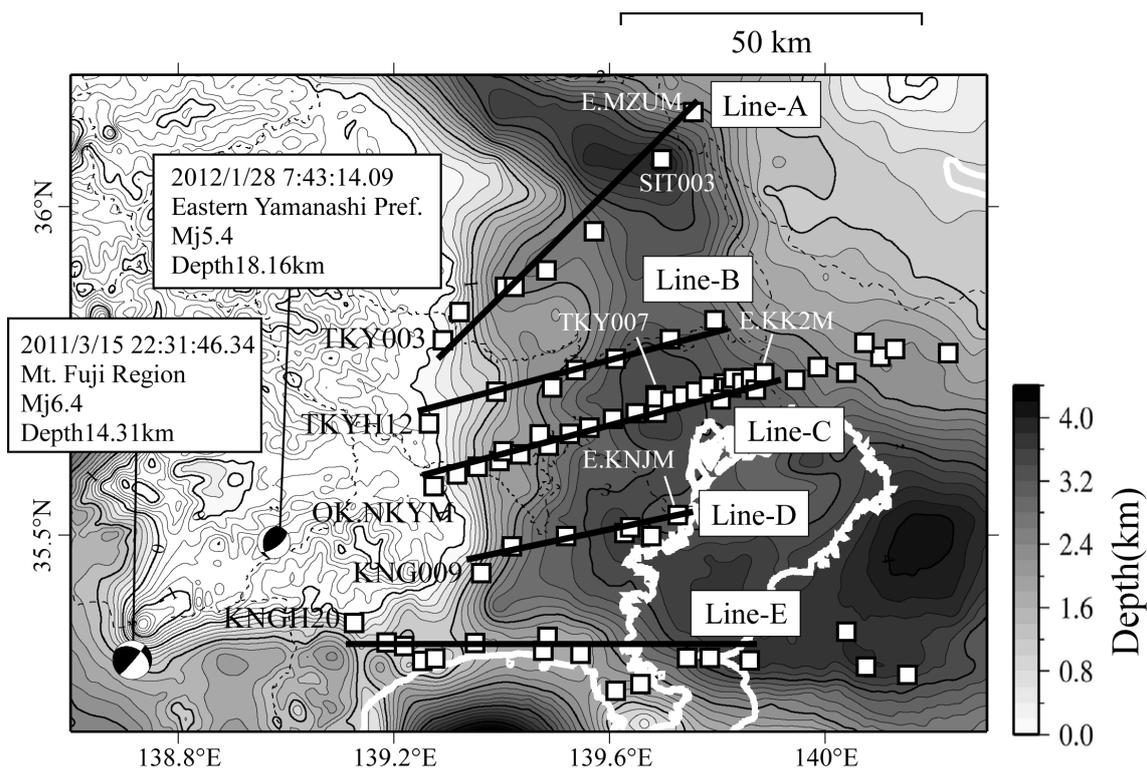


図 4-1 波形逆解析の対象測線の分布

(灰色のコンターは HERP (2009)による地震基盤上面深度を表す。2011年3月15日富士山付近の地震  $M_j$ 6.4 と 2012年1月28日山梨県東部の地震  $M_j$ 5.4 の2地震の観測記録を波形逆解析に用いた。□印は検討に用いた地震観測点を表す。)

表 4-1 地震諸元

発生日	2011/3/15	2012/1/28
発時刻	22:31:46.34	7:43:14.09
北緯(度)	35.3095	35.4892
東経(度)	138.7145	138.977
深さ(km)	14.31	18.16
$M_j$	6.4	5.4

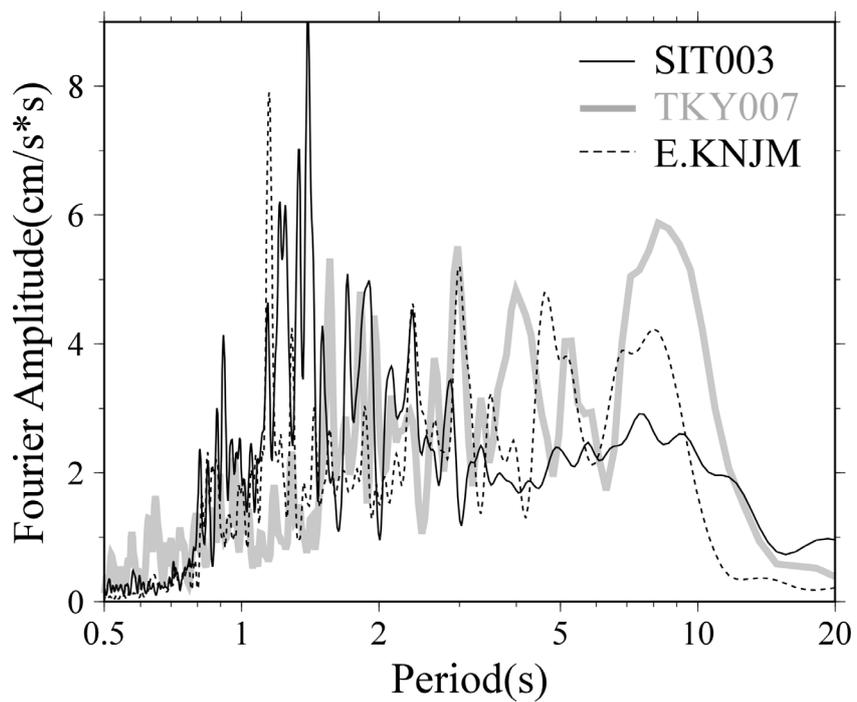


図 4-2 速度フーリエ振幅

(2011年3月15日富士山付近の地震  $M_j 6.4$  の観測記録の測線直交成分から算定)

## 4.2 推定結果

### 4.2.1 Line-A（東京都青梅市～茨城県古河市）を対象とした推定結果

#### (1) 解析条件

東京都青梅市～茨城県古河市を結ぶ Line-A に提案法を適用して、二次元 S 波速度構造を推定した。この測線は、第 2 章において提案法の説明のために観測記録を例示した測線と同じである。検討に用いた観測記録も同様であり、ここでは記録の特徴や波形逆解析の条件などをより詳細に述べる。

Line-A の測線の向きは N45deg.E, 測線長は 57km である。2011 年 3 月 15 日富士山付近の地震 ( $M$ 6.4) について Line-A 近傍に位置する K-NET と MeSO-net の 8 記録を検討に用いた。Line-A における HERP (2009)による二次元速度構造モデルを図 4-3 に示す。横軸は地震基盤がほぼ露頭する TKY003 (K-NET 青梅)からの距離であり、ここでの距離とは盆地端部からの距離を表す。このモデルを初期モデルとして波形逆解析を行い、二次元速度構造を推定した。

8 記録について Line-A に直交する N45deg.W 成分 ( $\equiv$ Transverse 成分) の速度ペーストアップを図 4-4 に示す。対象周期を 1~10 秒とし、加速度計の観測記録に対してガウス型バンドパスフィルター処理を行い 1 秒刻みの速度波形に分解した。時刻歴波形の積分はフーリエ変換により行った。縦軸は図 4-3 と同様に盆地端部からの距離を表す。例えば周期 3 秒の波形を見ると、S 波部分よりも振幅の大きい表面波の波群が S 波に後続して伝播する様子が明瞭に認められる。

8 記録について N45deg.W 成分と N45deg.E 成分 ( $\equiv$ Radial 成分) の水平オービットを図 4-5a に示す。横軸を盆地端部からの距離とし、8 観測点における周期 1 秒刻みのオービットを上下に並べた。各オービットには主軸解析により求めた主軸方位を赤で重ねた。周期 10 秒付近の長周期のオービットを見ると、各点で N45deg.W 成分が卓越する震動特性となっている。上述した通り、水平オービットの振幅は S 波に後続して伝播する表面波の方が大きい。この震動特性は観測した主要な地震動は N45deg.E 方向に伝播するラブ波であることを表している。各周期のオービットを見比べると、盆地端部からの距離が遠いほど、また、短周期成分ほど N45deg.E 成分の振幅が大きくなり、主軸方位が N45deg.W から乖離している。

周期 10 秒ではラブ波伝播を二次元近似できると仮定し、基準周期を 10 秒として周期 1

#### 第4章「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」

～9秒のE値を評価した。E値の評価結果の分布を図4-5bに示す。水平オービットと同様に横軸を盆地端部からの距離とし、8観測点における周期1秒刻みのオービットを上下に並べた。E値は、周期が長いほど遠距離まで小さく、周期が短いほど近距離で大きくなる傾向が認められる。各周期についてE値が概ね0.2を下回るものを波形逆解析の対象記録として選定した。逆解析では、盆地端部に位置するTKY003から図4-5aおよび図4-5bに矢印で記した範囲内の観測記録を用いる。例えば周期4秒ではE値が0.2を上回るのは距離47km以上だが、周期が長いほどラブ波伝播を二次元近似できる距離は長くなると仮定し、周期5秒のE値の分布に従い距離15km以下の観測記録を選定した。周期によって波形逆解析で対象とする記録数に違いがあり、周期9～10秒では全8記録、8秒では7記録、6～7秒では6記録、2～5秒では4記録、1秒では2記録を用いる。すなわち、周期によって推定対象とする距離が異なり、距離0～5kmは周期1～10秒、5～15kmは2～10秒、15～31kmは6～10秒、31～47kmは8～10秒、47～57kmは9～10秒の波形を用いて速度構造を推定する。盆地端部からの距離が近いほど広帯域のラブ波を波形逆解析の対象とするため詳細な速度構造を推定できると考えられる。

第4章 「関東平野を対象とした深部地盤の二次元 S 波速度構造推定」

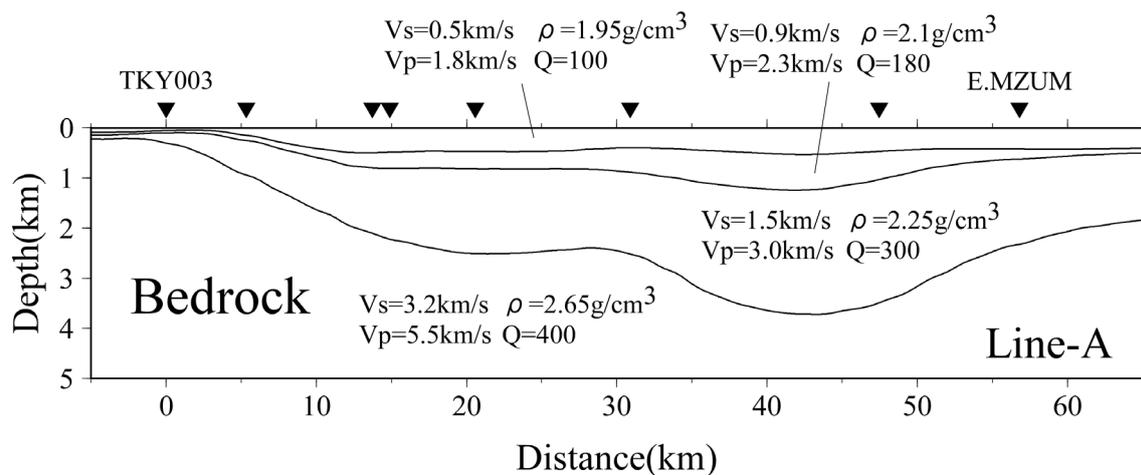


図 4-3 初期モデルとした HERP (2009)による二次元 S 波速度構造モデル [Line-A]

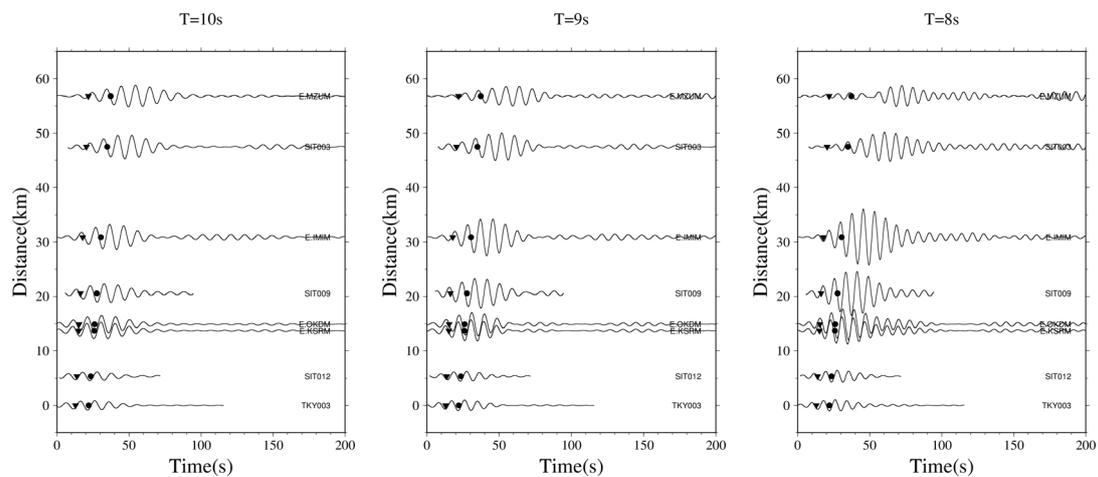


図 4-4 バンドパスフィルター処理後の N45deg.W 成分の速度波形 [Line-A]

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)

第4章「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」

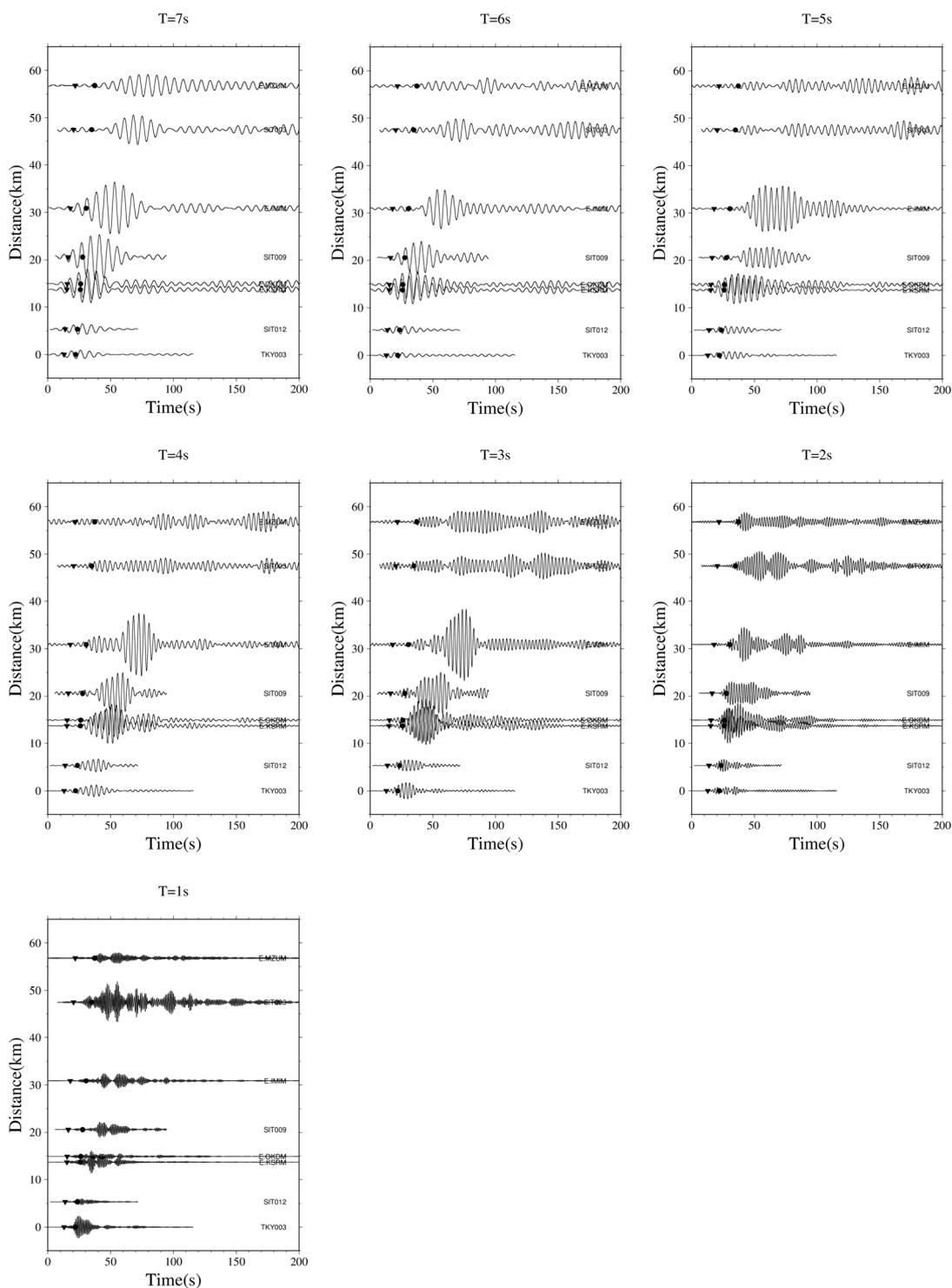


図 4-4 バンドパスフィルター処理後の N45deg.W 成分の速度波形 [Line-A] (続き)  
 (▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)

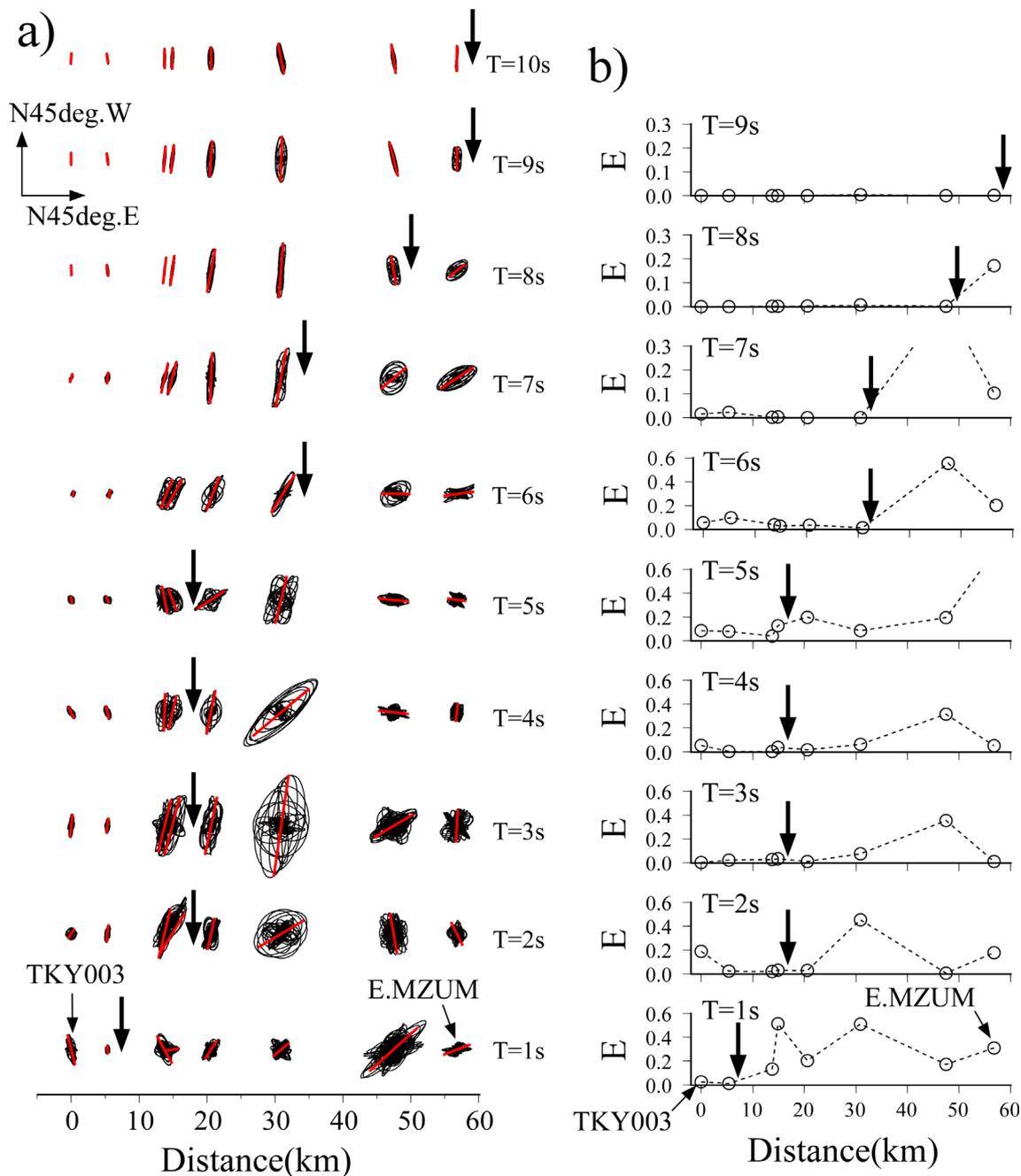


図 4-5 主軸解析結果 [Line-A]

a) 水平成分の速度オービット(黒)と主軸解析で求めた主軸方位(赤)

b) E 値

(TKY003 から矢印で示した範囲の観測記録を波形逆解析で使用)

## (2) 解析結果

E 値に基づいて選定した観測記録を対象に波形逆解析を行い、Line-A の二次元 S 波速度構造を推定した。逆解析の初期モデルは HERP (2009) のモデルとし、水平距離 57km の範囲における  $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面（工学的基盤下面）、 $V_s=0.9\text{km/s}$  層下面、 $V_s=1.5\text{km/s}$  層下面（地震基盤上面）の 3 つの速度境界の深度分布を推定した。約 4km 間隔で基底関数を配置することとし、3 つの速度境界の深度分布をそれぞれ 15 個の基底関数を用いて推定した。合計の未知数は 45 個である。スムージングの強さを決める係数  $\beta$  を 30 として逆解析を安定化した。コンボリューションの基準点は盆地端部に位置する TKY003 とした。N45deg.W 成分の速度波形を逆解析に用いた。対象とするラブ波の波群が含まれるように波形切り出しを行った。格子間隔は 3 章の数値実験と同様に水平方向 50m、鉛直方向 20m とし、時間間隔も同様に 0.002s とした。鉛直方向の格子間隔は計算負荷軽減のために深さ 5km 以深で 50m とした。格子点数などの計算条件を表 4-2 に示す。

逆解析結果の速度波形を図 4-6 に示す。例えば周期 8 秒の速度波形を見ると、E.IMIM (MeSO-net 上尾)、SIT009 (K-NET 川越) の振幅をやや過小評価している。また、E.IMIM では周期 6~7 秒の位相の対応が十分でない。しかし、このようなある程度の違いはあるものの、全体的に見ればいずれの周期についても各観測点の波形は概ね再現されている。周期 1~3 秒の比較的短周期のラブ波についても SIT012 (K-NET 飯能) など得られた観測記録と逆解析結果は良い対応を示している。図 4-6 には初期モデルとした HERP (2009) モデルを用いた合成波形を青色で重ねた。例えば、周期 9 秒の距離 47km 以上を見ると、HERP (2009) モデルを用いた合成波は、観測に比べてラブ波の到達時刻がやや遅い。また、周期 1~2 秒などの短周期成分では、盆地端部付近に位置する SIT012 の観測記録の振幅を過大評価している。

二次元速度構造の推定結果を HERP (2009, 2012) モデルと重ねて図 4-7 に示す。推定結果は逆解析に用いた差分法の格子間隔で離散化した。推定結果と HERP (2009) モデルを比べると、地震基盤上面深度が 2km に達する距離 10km 以上において各層の境界深度が全体的に浅く求まった。推定結果と HERP (2012) モデルを比べても、距離 30km 以上でやはり推定結果の方が浅い対応関係となっている。推定結果と HERP (2009, 2012) モデルとの違いは特に盆地端部で顕著である。推定した  $V_s=0.9\text{km/s}$  層下面は、距離 10km 以上で HERP (2009, 2012) モデルよりも深く、距離 10km 以下で浅くなり、その結果として速度境界の傾斜が急になっている。 $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面は、距離 5km 以上で HERP (2009, 2012) モデルよりも浅く求まった。その傾向は特に距離 15km 付近で顕著であり、 $V_s=0.9\text{km/s}$

#### 第4章 「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」

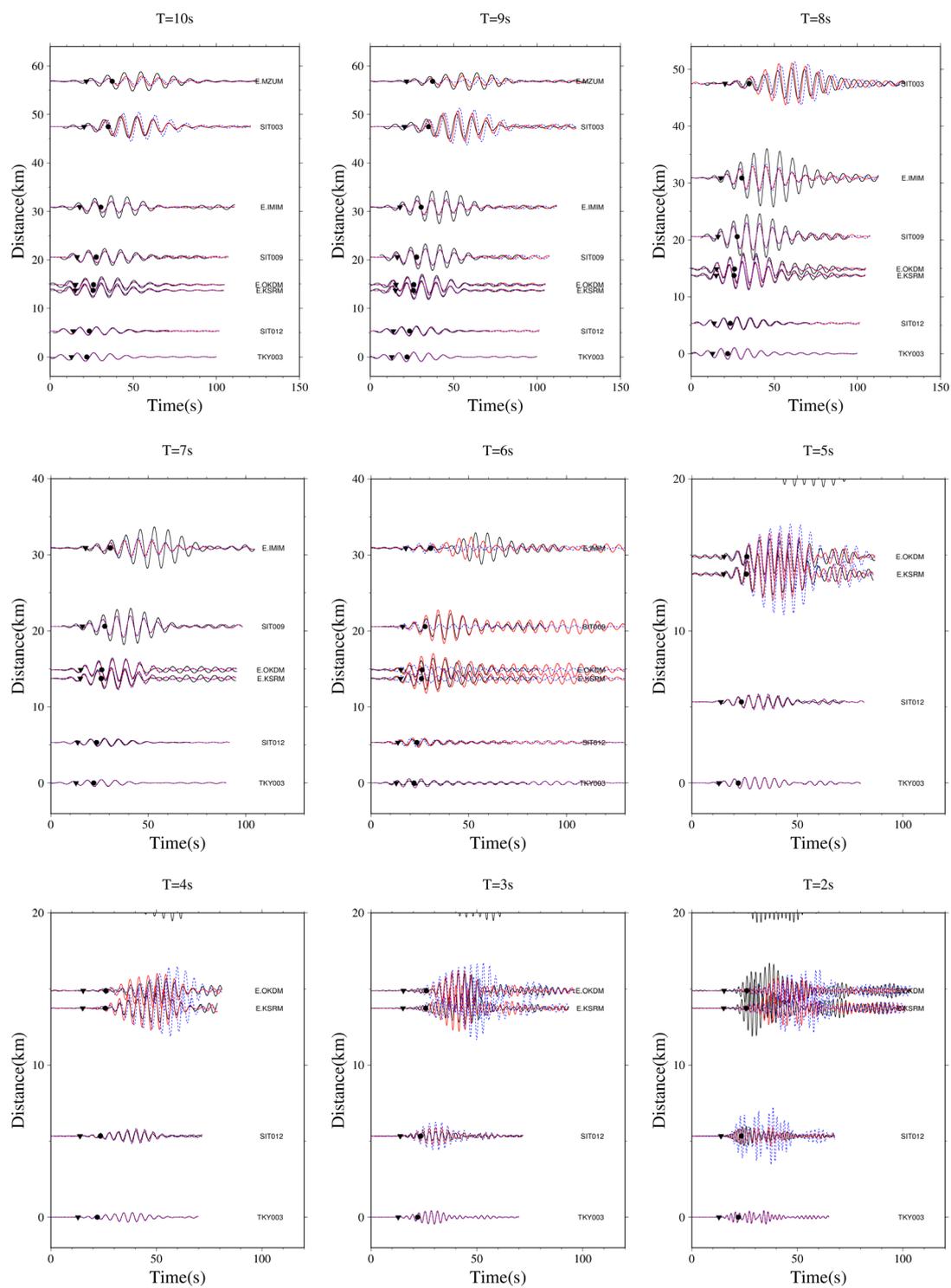
層がほぼ露頭する分布となっている。このように、特に盆地端部で詳細な速度構造が推定されたのは、距離0～5kmでは周期1～10秒、5～15kmでは2～10秒と広帯域のラブ波を逆解析の対象としているためと考えられる。

表 4-2 2.5次元差分法による地震動の計算条件

格子間隔(水平)	50m	格子点数(水平)	1827
格子間隔(上下)	20m	格子点数(上下)	995
時間刻み	0.002s	時間サンプル数	75000
震源時間関数	cos-BELL	ライズタイム	0.1s

※UD方向の格子間隔は深さ5km以深で50mに変更

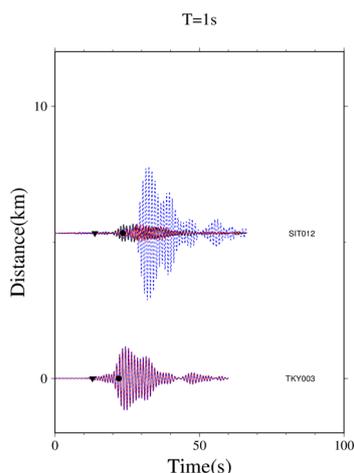
第4章「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」



—観測記録 —逆解析結果 …HERP (2009)

図 4-6 波形逆解析結果の速度波形 [Line-A]

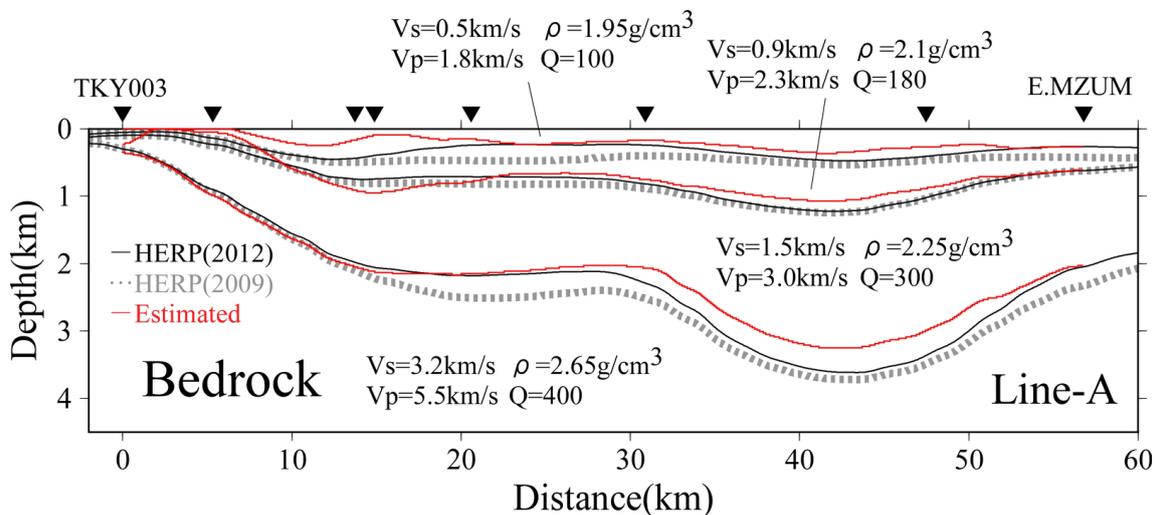
(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)



—観測記録 —逆解析結果 …HERP (2009)

図 4-6 波形逆解析結果の速度波形 [Line-A] (続き)

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)



—推定結果 …HERP (2009) —HERP (2012)

図 4-7 二次元 S 波速度構造の推定結果 [Line-A]

(▼印は波形逆解析に用いた地震観測点を表す)

## 4.2.2 Line-B（東京都八王子市～埼玉県草加市）を対象とした推定結果

### (1) 解析条件

東京都八王子市～埼玉県草加市を結ぶ Line-B に提案法を適用して、二次元 S 波速度構造を推定した。

Line-B の測線の向きは N15deg.E, 測線長は 51km である。2012 年 1 月 28 日山梨県東部の地震 ( $M_j5.4$ ) について Line-B 近傍に位置する KiK-net と MeSO-net の 7 記録を検討に用いた。Line-B における HERP (2009) による二次元速度構造モデルを図 4-8 に示す。横軸の距離は、地震基盤がほぼ露頭する TKYH12 (KiK-net 八王子) を基準とした。

7 記録について Line-B に直交する N15deg.W 成分の速度ペーストアップを図 4-9 に示す。対象周期は 1~10 秒とした。例えば周期 7 秒などの長周期成分を見ると、S 波部分よりも振幅の大きい表面波の波群が S 波に後続して伝播する様子が明瞭に認められる。7 記録について N15deg.W 成分と N75deg.E 成分の水平オービットと主軸解析により得られた主軸方位を図 4-10a に重ねて示す。例えば周期 7 秒などの長周期のオービットを見ると、各観測点で N15deg.W 成分が卓越する震動特性となっている。このことは観測した主要な地震動は N75deg.E 方向に伝播するラブ波であることを表している。

周期 10 秒ではラブ波伝播の二次元近似に矛盾は無いと仮定し、基準周期を 10 秒として周期 1~9 秒の E 値を評価した。E 値の評価結果の分布を図 4-10b に示す。各周期について E 値が概ね 0.2 を下回ることを基準に、TKYH12 から図 4-10a および図 4-10b に矢印で記した範囲内の観測記録を波形逆解析の対象記録として選定した。例えば周期 8 秒を見ると、長周期成分であるにもかかわらず距離 0~12km の近距離で E 値が 0.2 を上回っているが、この一因としてレイリー波の影響が考えられ、後述する 4.3 節でその影響に関する考察を行っている。測線に直交する N15deg.W 成分はラブ波の震動が支配的であると仮定し、近距離で E 値が大きい記録は逆解析の対象に含めた。波形逆解析は、周期 5~10 秒では全 7 記録、3~4 秒では 3 記録、1~2 秒では 2 記録を対象に行う。距離で言い換えると、距離 0~12km は周期 1~10 秒、12~21km は 3~10 秒、21~51km は 5~10 秒の波形を用いて二次元速度構造を推定する。

第4章 「関東平野を対象とした深部地盤の二次元 S 波速度構造推定」

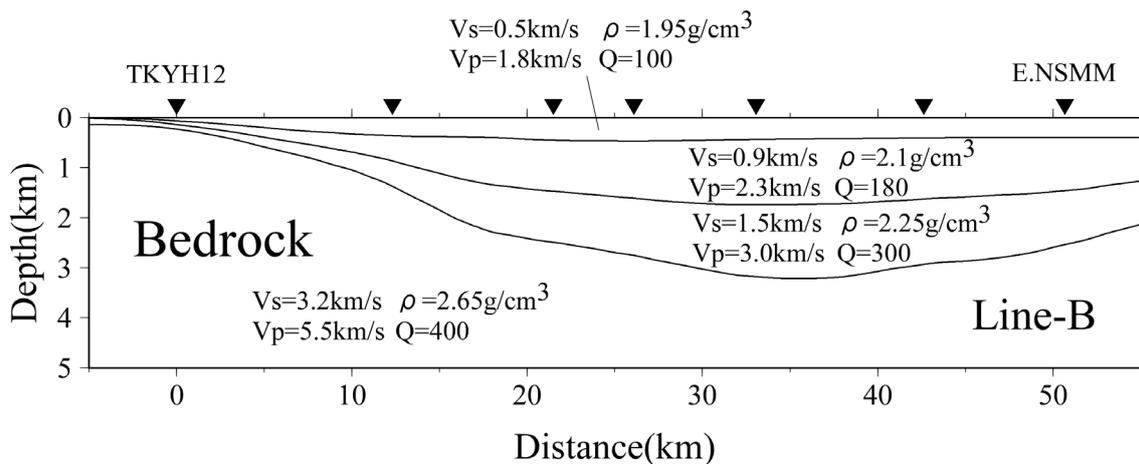


図 4-8 初期モデルとした HERP (2009)による二次元 S 波速度構造モデル [Line-B]

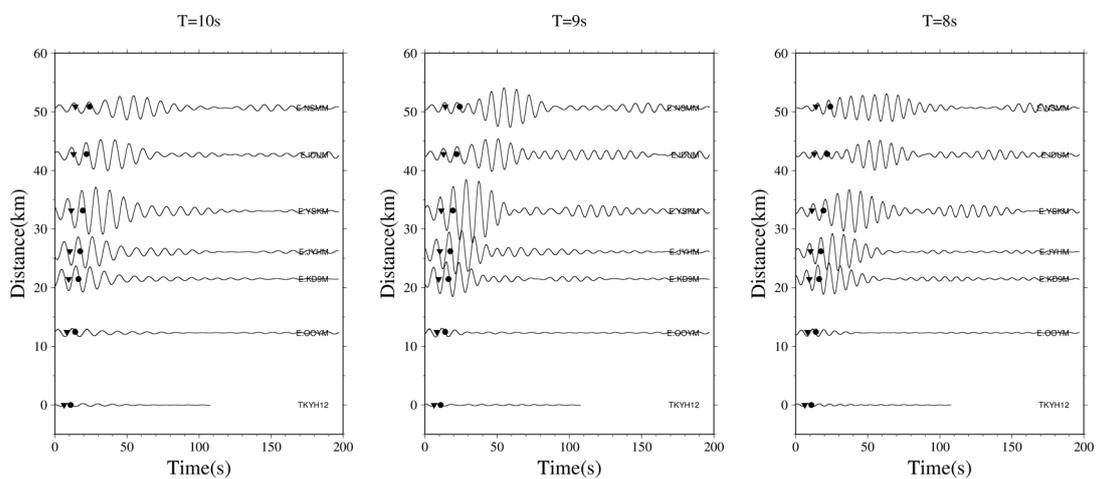


図 4-9 バンドパスフィルター処理後の N15deg.W 成分の速度波形 [Line-B]

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)

第4章 「関東平野を対象とした深部地盤の二次元 S 波速度構造推定」

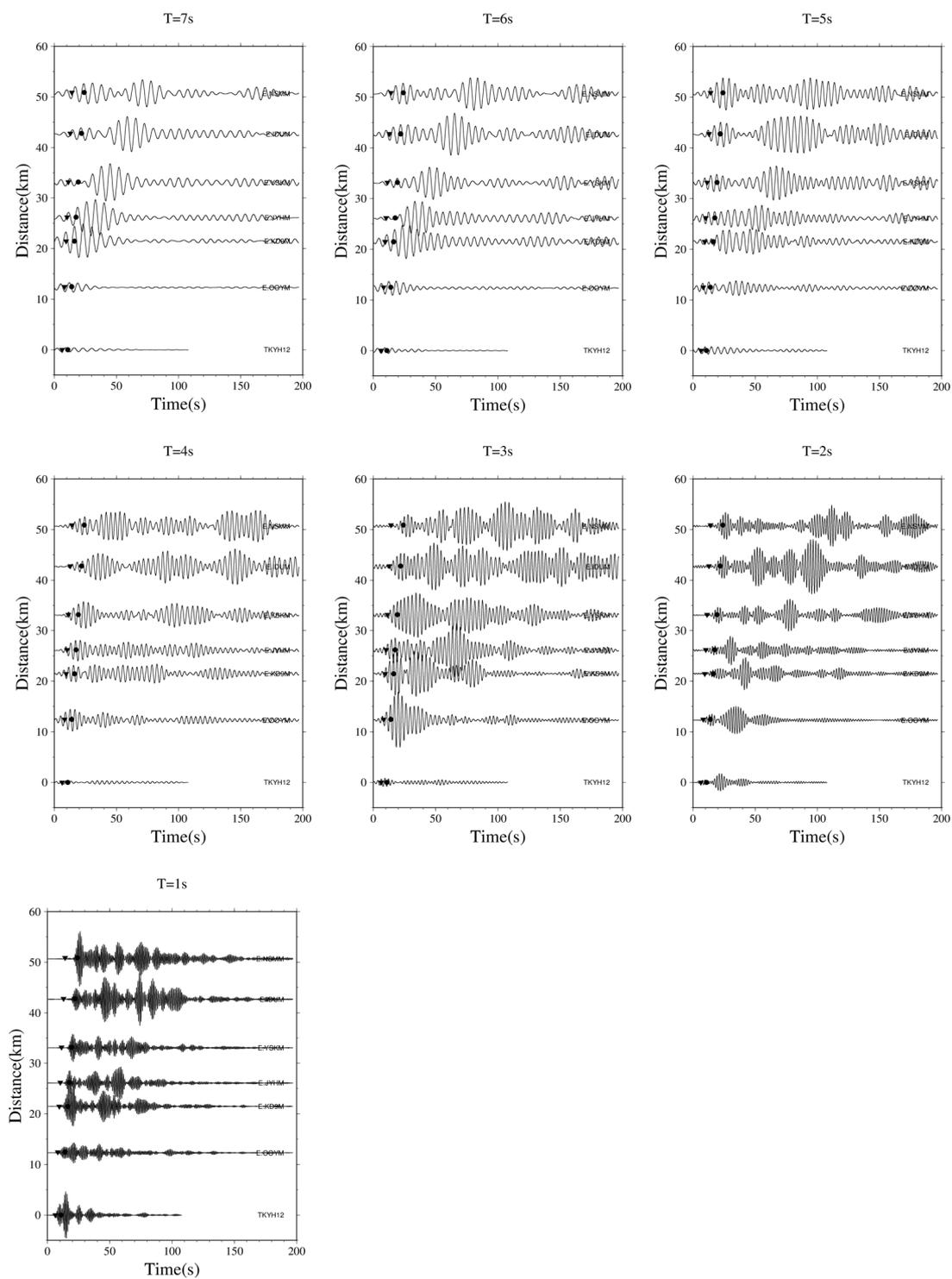


図 4-9 バンドパスフィルター処理後の N15deg.W 成分の速度波形 [Line-B]

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)

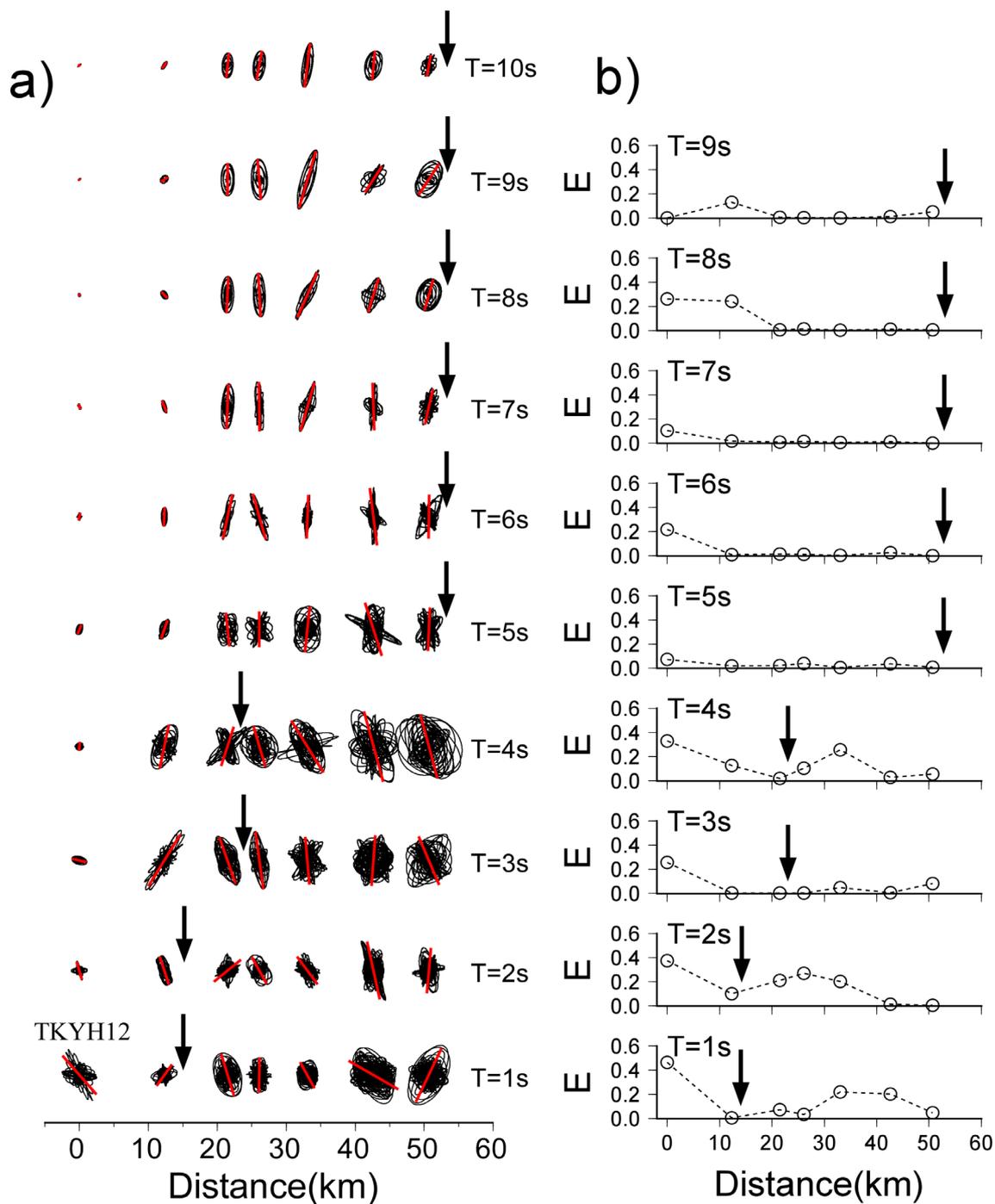


図 4-10 主軸解析結果 [Line-B]

a) 水平成分の速度オービット(黒)と主軸解析で求めた主軸方位(赤)

b) E 値

(TKYH12 から矢印で示した範囲の観測記録を波形逆解析で使用)

## (2) 解析結果

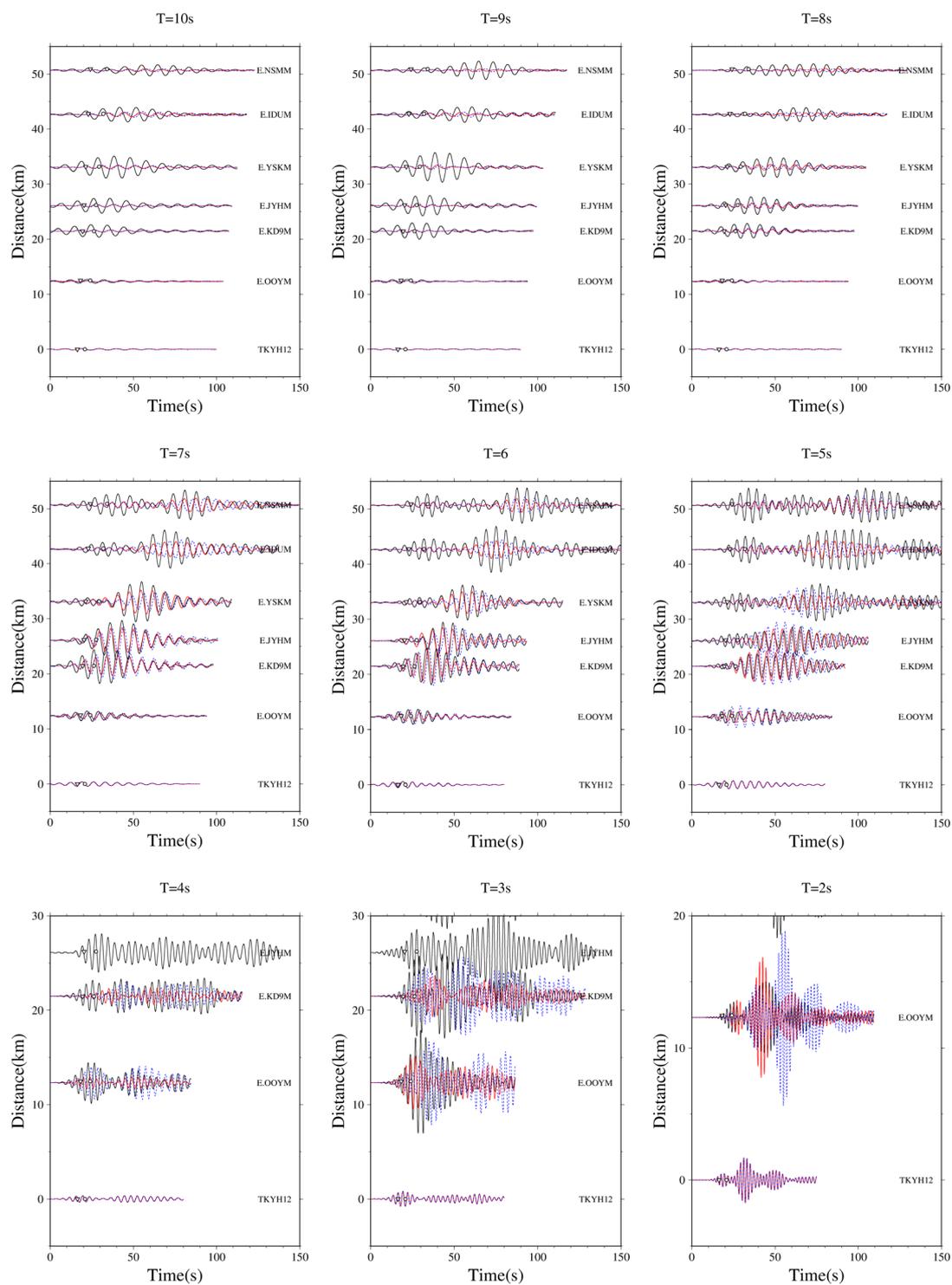
E 値に基づいて選定した観測記録を対象に波形逆解析を行い、Line-B の二次元 S 波速度構造を推定した。逆解析の初期モデルは HERP (2009) のモデルとし、水平距離 51km の範囲における  $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面、 $V_s=0.9\text{km/s}$  層下面、 $V_s=1.5\text{km/s}$  層下面の 3 つの速度境界の深度分布を推定した。約 4km 間隔で基底関数を配置することとし、3 つの速度境界の深度分布をそれぞれ 13 個の基底関数を用いて推定した。合計の未知数は 39 個である。コンボリューションの基準点は TKYH12 とした。N15deg.W 成分の速度波形を逆解析に用いた。その他の解析条件は Line-A を対象とした逆解析と同じである。

逆解析結果の速度波形を図 4-11 に示す。参考として、初期モデルを用いた合成波形を青色で重ねた。スムージングの強さなどの条件を変えた様々な逆解析を試行したが、いずれの結果も周期 8~10 秒の振幅を全体的に過小評価する結果であった。得られた二次元速度構造は、主に周期 1~7 秒のラブ波で求めたものである。周期 1~4 秒の短周期成分については、観測記録のラブ波の振幅を十分に再現しているとは言えないが、初期モデルを用いた合成波形に比べて位相の対応が改善されている。ラブ波の波群が明瞭に認められる周期 5~7 秒については、E.IDUM (MeSO-net 川口) などで振幅をやや過小評価するが、全体的な様子は概ね再現される。

二次元速度構造の推定結果を HERP (2009, 2012) モデルと重ねて図 4-12 に示す。推定結果は HERP (2009, 2012) モデルよりも各層の境界深度が全体的に浅く求まった。この推定結果の特徴は、Line-A を対象とした推定結果と同じである。距離 25km 以上では、 $V_s=0.5\text{km/s}$  層と  $V_s=0.9\text{km/s}$  層の下面深度はほぼ平坦な分布をしている。推定結果と HERP (2009, 2012) モデルとの違いはやはり盆地端部で顕著であり、距離 21km 以下では  $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面が浅くなり、 $V_s=0.9\text{km/s}$  層がほぼ露頭している。工学的基盤の  $V_s$  の地域性を考慮して関東平野の三次元速度構造モデルを作成した山中・山田 (2006) によると、この地域の工学的基盤の  $V_s$  は  $0.8\text{km/s}$  とされ、本検討による推定結果と調和的である。 $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面は距離 21km 付近で急に深くなり、HERP (2009, 2012) モデルと同じように 0.4km 程度の深さとなる。

以上のように、Line-A を対象とした推定結果と同様に、盆地端部で詳細な速度構造が推定される結果が得られた。現状の波形逆解析では、周期 8~10 秒のラブ波を再現できていないため、別の地震観測記録を用いた検討を今後の課題としたい。

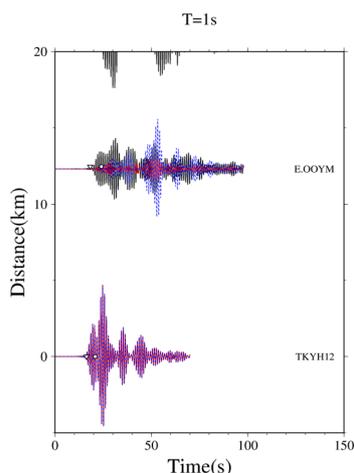
第4章 「関東平野を対象とした深部地盤の二次元 S 波速度構造推定」



—観測記録 —逆解析結果 …HERP (2009)

図 4-11 波形逆解析結果の速度波形 [Line-B]

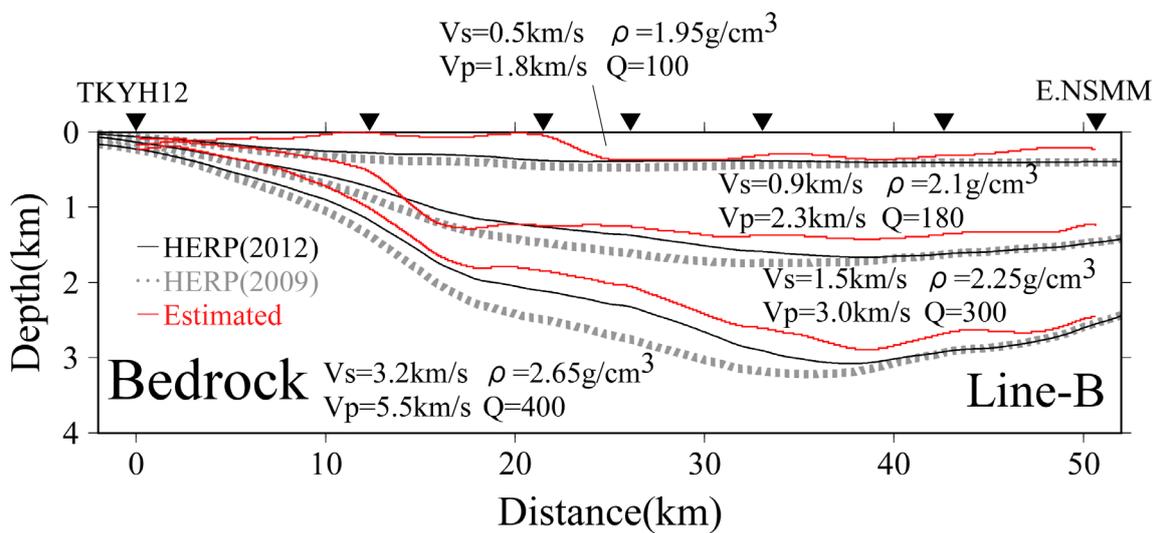
(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)



—観測記録 —逆解析結果 …HERP (2009)

図 4-11 波形逆解析結果の速度波形 [Line-B]

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)



—推定結果 …HERP (2009) —HERP (2012)

図 4-12 二次元 S 波速度構造の推定結果 [Line-B]

(▼印は波形逆解析に用いた地震観測点を表す)

### 4.2.3 Line-C（神奈川県相模原市～東京都江戸川区）を対象とした推定結果

#### (1) 解析条件

神奈川県相模原市～東京都江戸川区を結ぶ Line-C に提案法を適用して、二次元 S 波速度構造を推定した。

Line-C の測線の向きは N15deg.E, 測線長は 58km である。2011 年 3 月 15 日富士山付近の地震 ( $M_j$ 6.4) について Line-C 近傍に位置する K-NET と KiK-net, MeSO-net の計 28 記録を検討に用いた。当初は、計 35 記録を用いて距離 89km までの速度構造を推定することを考えたが、詳しくは後述するように、距離 58km 以上で周期 10 秒の長周期のラブ波を二次元近似することが困難と考えられたことから対象距離を 58km に狭めた。以降の観測記録の分析では 35 記録を用いた結果を示している。Line-C における HERP (2009) による二次元速度構造モデルを図 4-13 に示す。横軸の距離は、地震基盤がほぼ露頭する OK.NKYM (MeSO-net 相模原) を基準とした。

35 記録について Line-C に直交する N15deg.W 成分の速度ペーストアップを図 4-14 に示す。周期 6 秒では、多くの観測点でフーリエ振幅スペクトルにトラフが形成されており (例えば図 4-2 参照), 周期 6 秒を中心周期としてバンドパスフィルター処理を行ったところ、周期 5 秒と 7 秒の振幅が支配的な速度波形が得られた。そこで、周期 6 秒を除いた周期 1,2,3,4,5,7,8,9,10 秒を対象周期とした。いずれの周期についても盆地端部で励起したと考えられる表面波が遠方に伝播する様子が明瞭に認められる。

35 記録について N15deg.W 成分と N75deg.E 成分の水平オービットと主軸解析により得られた主軸方位を図 4-15a に重ねて示す。いずれの周期でも各観測点で N15deg.W 成分が卓越する震動特性となっており、観測した主要な地震動は N75deg.E 方向に伝播するラブ波であることを表している。

基準周期を 10 秒として周期 1,2,3,4,5,7,8,9 秒の E 値を評価した結果を図 4-15b に示す。図 4-15a の周期 10 秒の水平オービットを見ると、距離 58km 以上でオービットが時計回りに傾いている。そこで、基準周期 10 秒においてラブ波伝播を二次元近似できる距離の上限を 58km と仮定した。各周期について E 値が概ね 0.2 を下回ることを基準に、OK.NKYM から図 4-15a および図 4-15b に矢印で記した範囲内の観測記録を波形逆解析の対象記録として選定した。例えば周期 7 秒を見ると、距離 13km 付近で E 値が局所的に大きくなっている。また、周期 2~3 秒では距離 0km で E 値が 0.2 程度以上の値となっている。この局所的に大きい E 値の要因としてレイリー波の影響が考えられ、これに関する検

討を4.3節で行っている。測線に直交するN15deg.W成分はラブ波の震動が支配的であると仮定し、近距離でE値が大きい記録は逆解析の対象に含めた。波形逆解析は、周期7～10秒では全28記録、4～5秒では12記録、3秒では10記録、2秒では6記録、1秒では3記録を対象に行う。距離で言い換えると、距離0～8kmは周期1～10秒、8～15kmは2～10秒、15～28kmは3～10秒、28～36kmは4～10秒、36～58kmは7～10秒の波形を用いて二次元速度構造を推定する。

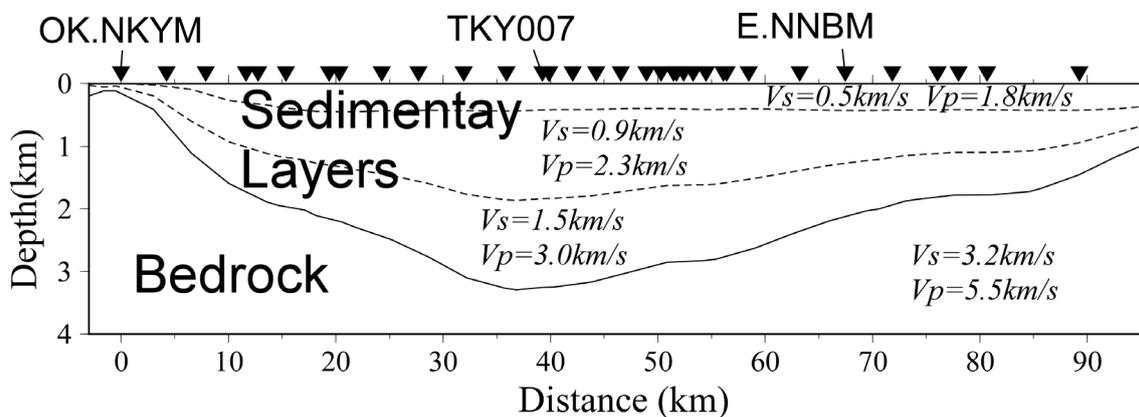


図 4-13 初期モデルとした Line-C の二次元 S 波速度構造  
(HERP, 2009)

第4章 「関東平野を対象とした深部地盤の二次元 S 波速度構造推定」

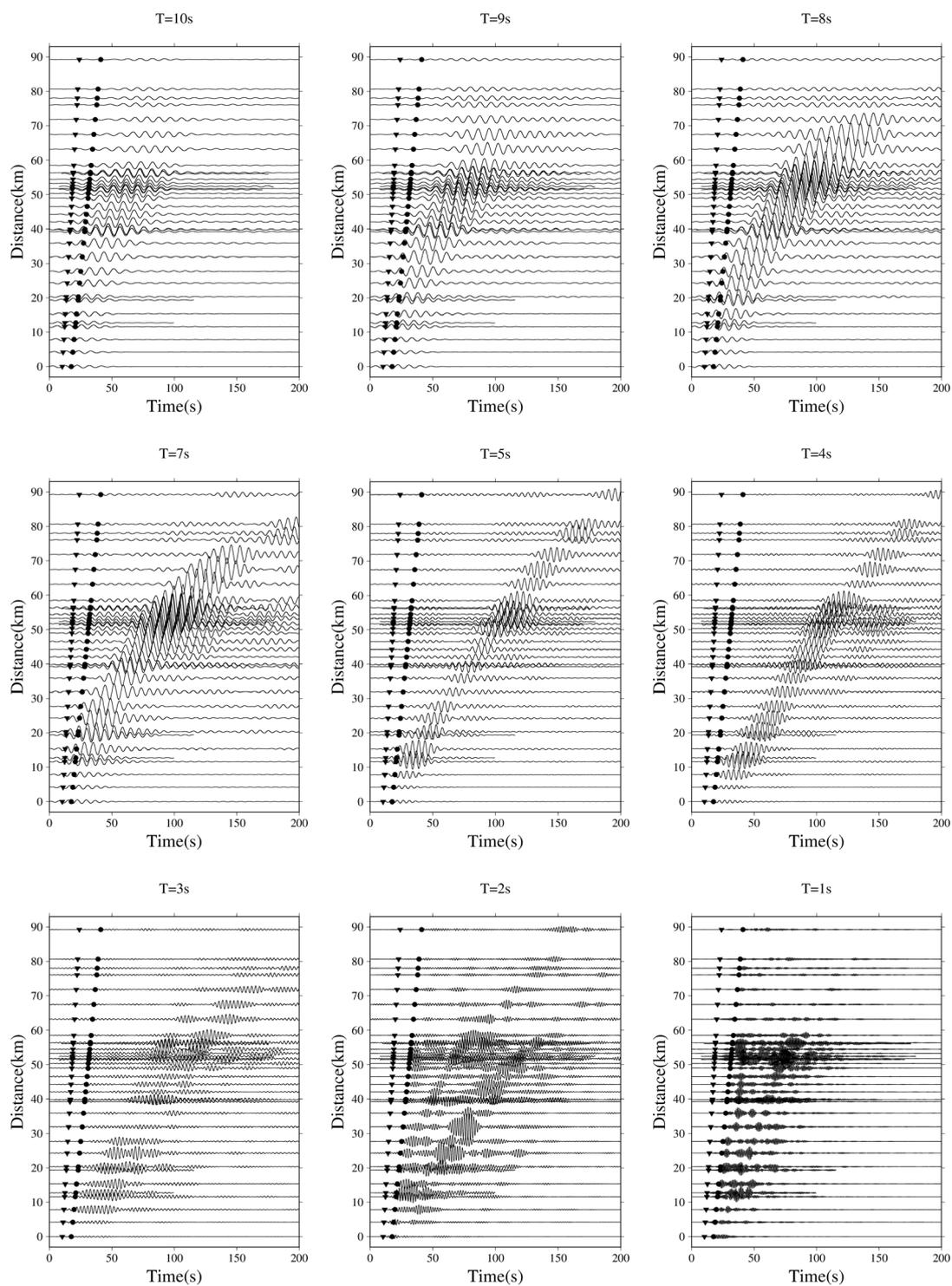


図 4-14 バンドパスフィルター処理後の N15deg.W 成分の速度波形 [Line-C]

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)

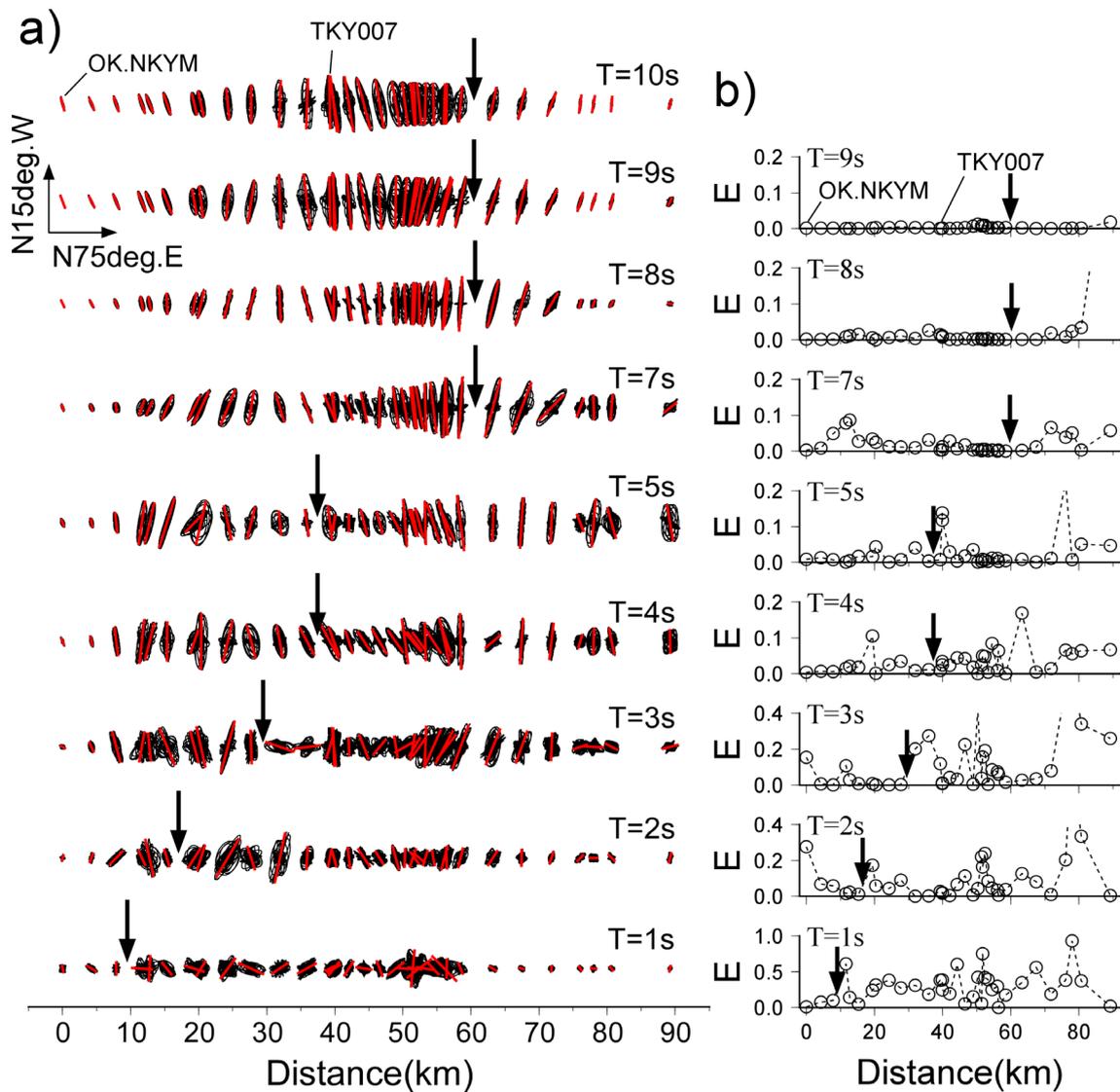


図 4-15 主軸解析結果 [Line-C]

- a) 水平成分の速度オービット(黒)と主軸解析で求めた主軸方位(赤)
  - b) E 値
- (OK.NKYM から矢印で示した範囲の観測記録を波形逆解析で使用)

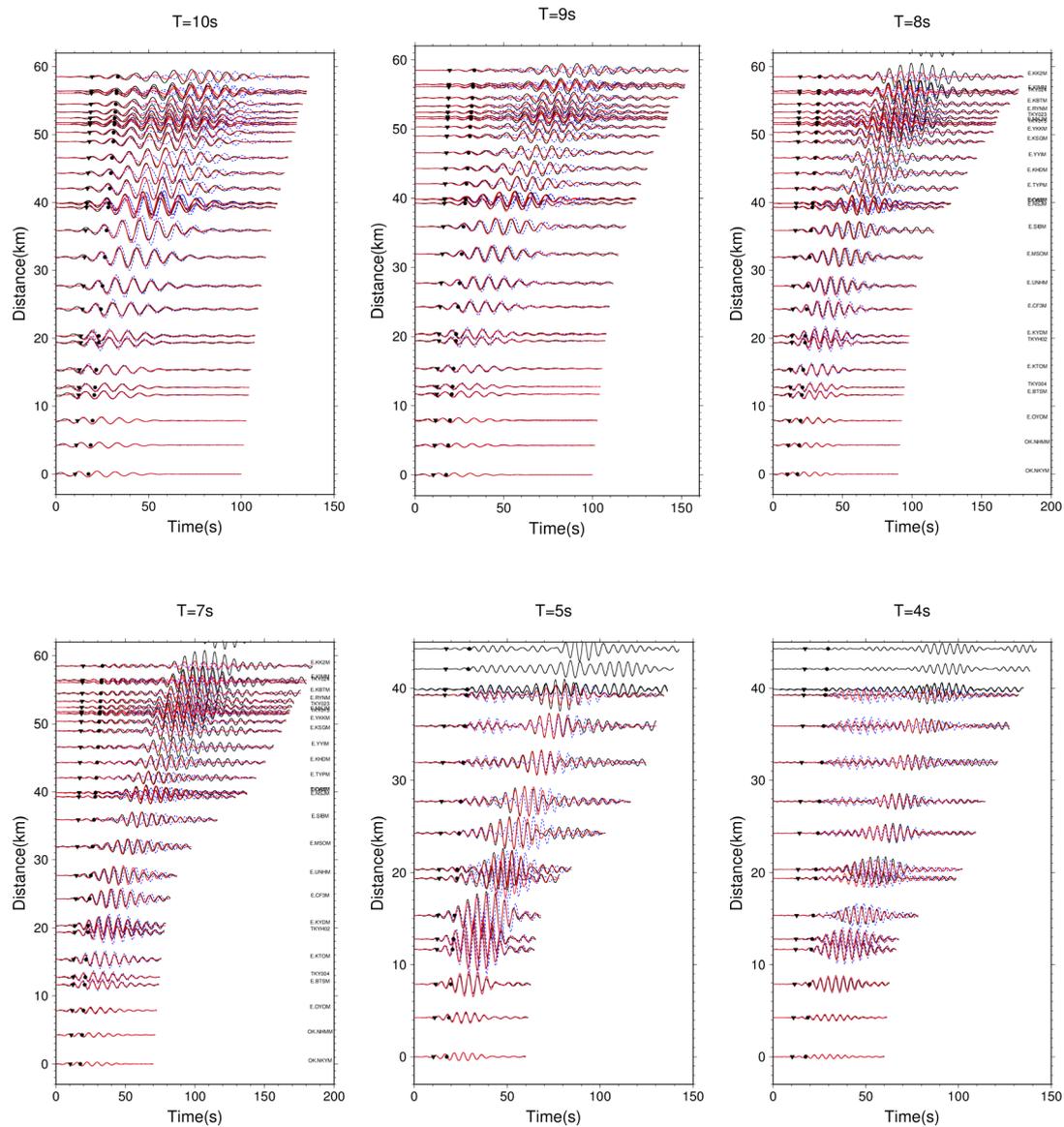
## (2) 解析結果

E 値に基づいて選定した観測記録を対象に波形逆解析を行い、Line-C の二次元 S 波速度構造を推定した。逆解析の初期モデルは HERP (2009) のモデルとし、水平距離 58km の範囲における  $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面、 $V_s=0.9\text{km/s}$  層下面、 $V_s=1.5\text{km/s}$  層下面の 3 つの速度境界の深度分布を推定した。約 4km 間隔で基底関数を配置することとし、3 つの速度境界の深度分布をそれぞれ 15 個の基底関数を用いて推定した。合計の未知数は 45 個である。コンボリューションの基準点は OK.NKYM とした。N15deg.W 成分の速度波形を逆解析に用いた。その他の解析条件は Line-A を対象とした逆解析と同じである。

逆解析結果の速度波形を図 4-16 に示す。参考として、初期モデルを用いた合成波形を青色で重ねた。いずれの周期についても各観測点の速度波形を全体的に良く再現する結果が得られた。周期 1 秒の短周期のラブ波についても、初期モデルでは振幅を過大評価していたのに対し、逆解析結果では観測記録と良好な対応を示している。

二次元速度構造の推定結果を HERP (2009, 2012) モデルと重ねて図 4-17 に示す。距離 40km 付近では 3 つの速度境界のいずれも HERP (2009, 2012) モデルに比べて深度が浅くなった。堆積層が厚い地域で層境界が浅くなる特徴は、Line-A および Line-B を対象とした推定結果と同様である。距離 15km 付近について HERP (2009) と HERP (2012) によるモデルの  $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面に注目すると、後者の方が浅いといった違いがある。本検討の推定結果はこの後者のモデルと調和的であり、遠方に向かい緩やかに深くなる分布をしている。HERP (2012) のモデルは、HERP (2009) のモデル公開以降、地盤調査結果などの新しい知見を基に更新版として作成されたものである。この HERP (2012) モデルとの調和的な対応関係は、本検討により実地盤の特徴を良く捉えた速度構造を推定できていることを表している。

第4章 「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」



—観測記録 —逆解析結果 …HERP (2009)

図 4-16 波形逆解析結果の速度波形 [Line-C]

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)

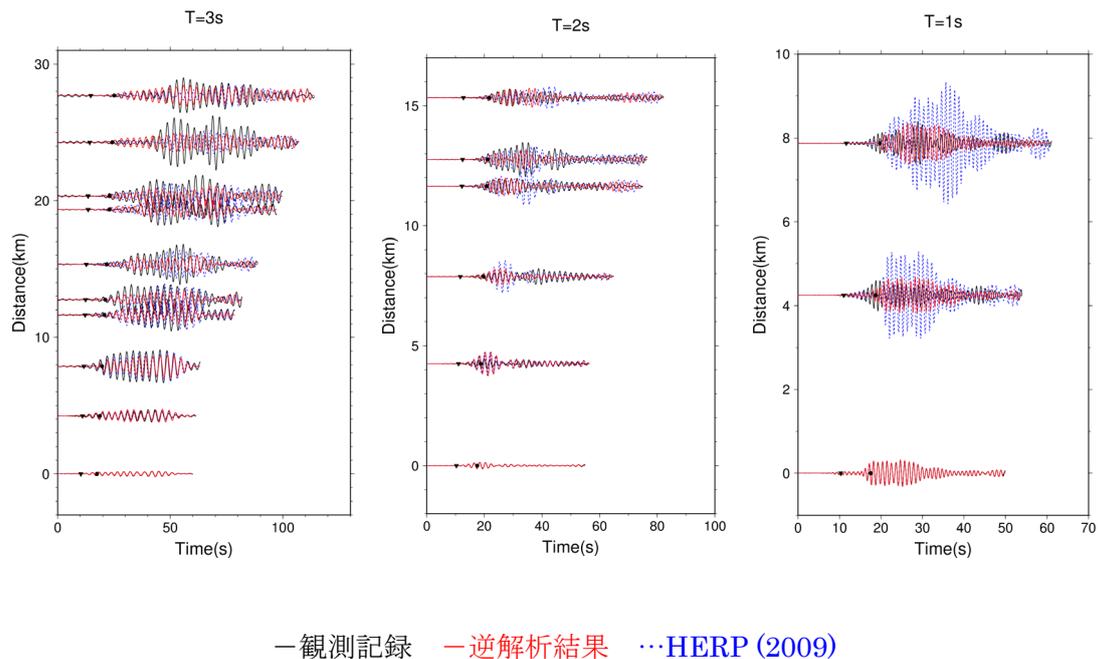


図 4-16 波形逆解析結果の速度波形 [Line-C] (続き)

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)

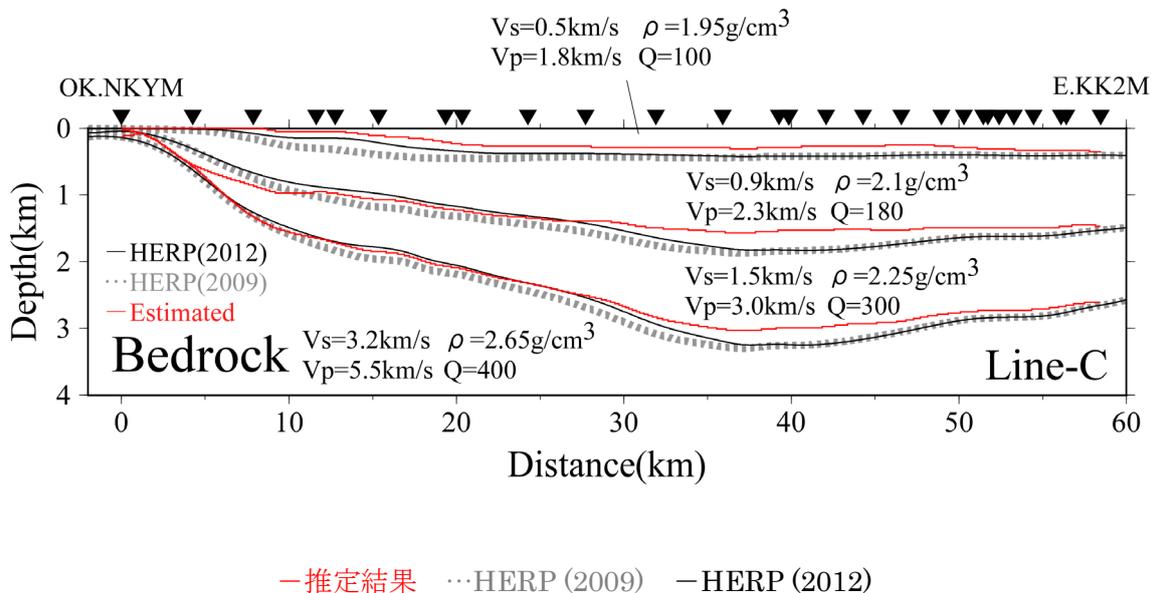


図 4-17 二次元 S 波速度構造の推定結果 [Line-C]

(▼印は波形逆解析に用いた地震観測点を表す)

#### 4.2.4 Line-D（神奈川県厚木市～神奈川県川崎市）を対象とした推定結果

##### (1) 解析条件

神奈川県厚木市～神奈川県川崎市を結ぶ Line-D に提案法を適用して、二次元 S 波速度構造を推定した。

Line-D の測線の向きは N12deg.E, 測線長は 34km である。2011 年 3 月 15 日富士山付近の地震 ( $M_j6.4$ ) について Line-D 近くに位置する K-NET と KiK-net, MeSO-net の計 7 記録を検討に用いた。Line-D における HERP (2009)による二次元速度構造モデルを図 4-18 に示す。震央距離が最も近い KNG009 (K-NET 厚木)を距離の基準とした。

7 記録について Line-D に直交する N12deg.W 成分の速度ペーストアップを図 4-19 に示す。周期 6 秒では, Line-C と同様に多くの観測点でフーリエ振幅スペクトルにトラフが形成されており (例えば図 4-2 参照), 周期 6 秒を中心周期としてバンドパスフィルター処理を行ったところ, 周期 5 秒と 7 秒の振幅が支配的な速度波形が得られた。また, 対象 7 記録の中に周期 10 秒の S/N が低いものが一部認められた。そこで, Line-D の検討では, 周期 1,2,3,4,5,7,8,9 秒の 8 周期を対象周期とした。周期 1 秒ではやや分かり難いが, その他の周期では盆地端部で励起したと考えられる表面波が遠方に向かい伝播する様子が認められる。

7 記録について N12deg.W 成分と N78deg.E 成分の水平オービットと主軸解析により得られた主軸方位を図 4-20a に重ねて示す。いずれの周期でも各観測点で N12deg.W 成分が卓越する震動特性となっており, 観測した主要な地震動は N78deg.E 方向に伝播するラブ波であることを表している。

基準周期を 9 秒として周期 1,2,3,4,5,7,8 秒の E 値を評価した結果を図 4-20b に示す。各周期について E 値が概ね 0.2 を下回ることを基準に, KNG009 から図 4-20a および図 4-20b に矢印で記した範囲内の観測記録を波形逆解析の対象記録として選定した。距離 0km の周期 4～5 秒で E 値が大きくなっているが, 測線に直交する N12deg.W 成分はラブ波の震動が支配的であると仮定し, 近距離で E 値が大きい記録は逆解析の対象に含めた。波形逆解析は, 周期 4～9 秒では全 7 記録, 2～3 秒では 3 記録, 1 秒では 2 記録を対象に行う。距離で言い換えると, 距離 0～6km は周期 1～9 秒, 6～15km は 2～9 秒, 15～34km は 4～9 秒の波形を用いて二次元速度構造を推定する。

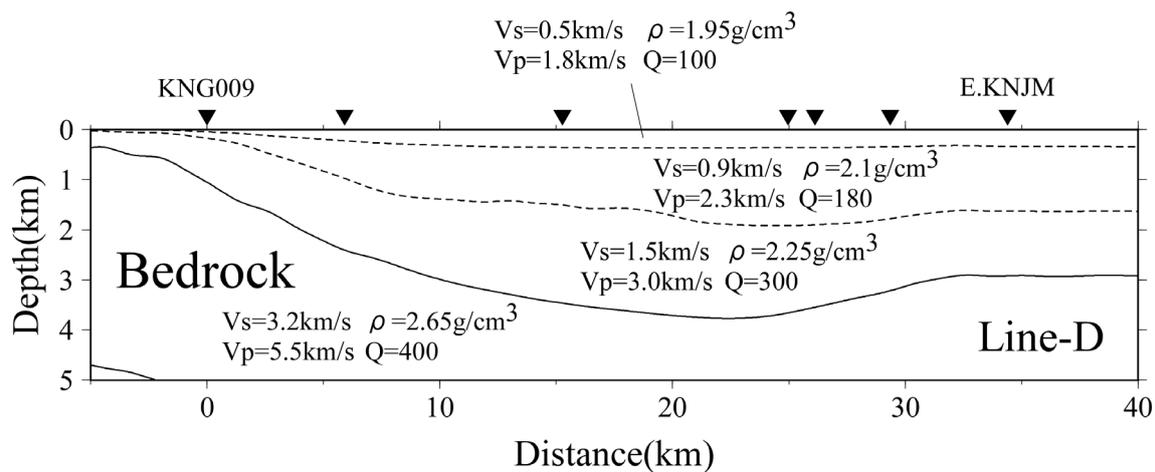


図 4-18 初期モデルとした Line-D の二次元 S 波速度構造  
(HERP, 2009)

第4章「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」

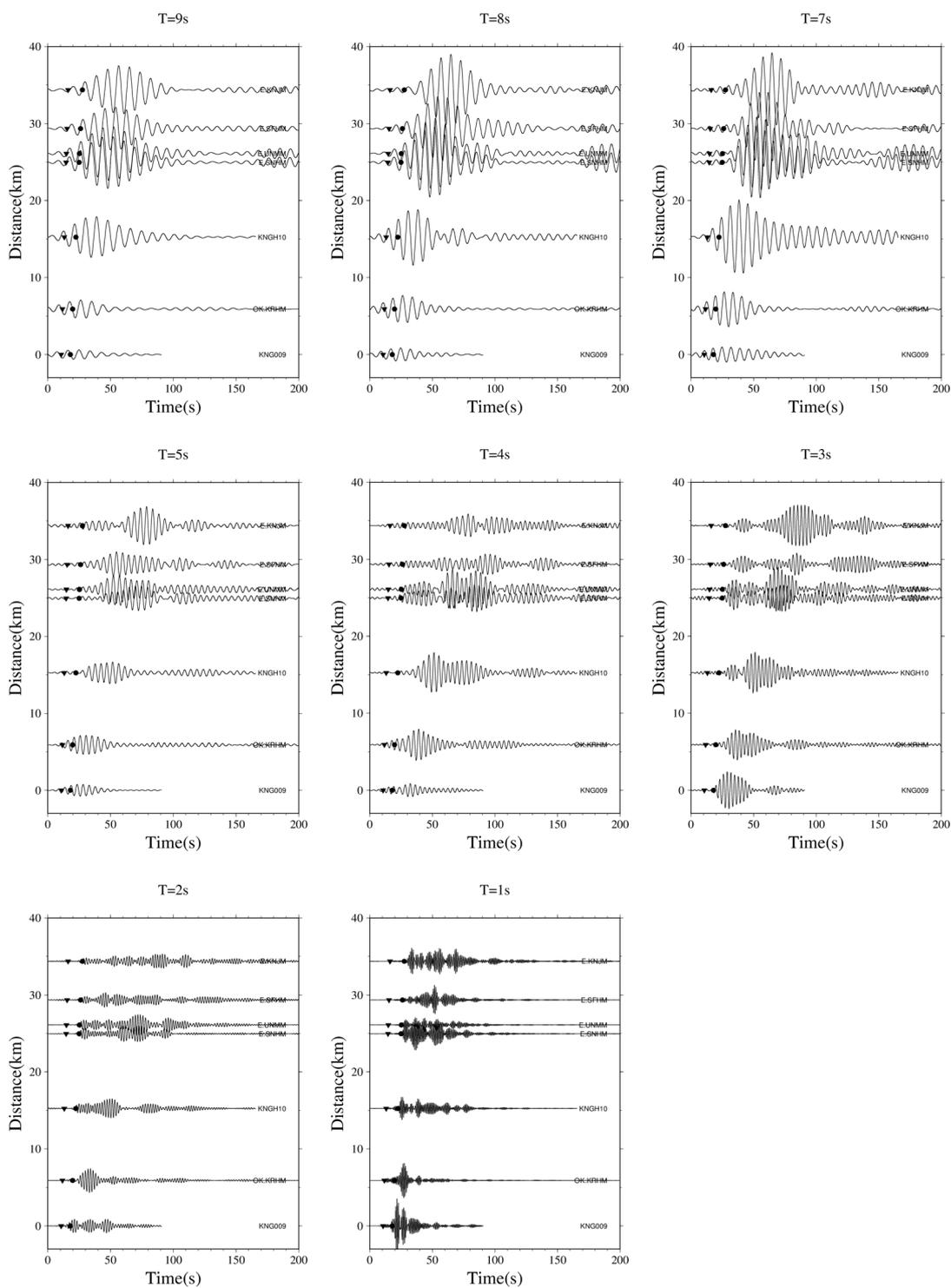


図 4-19 バンドパスフィルター処理後の N12deg.W 成分の速度波形 [Line-D]

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)

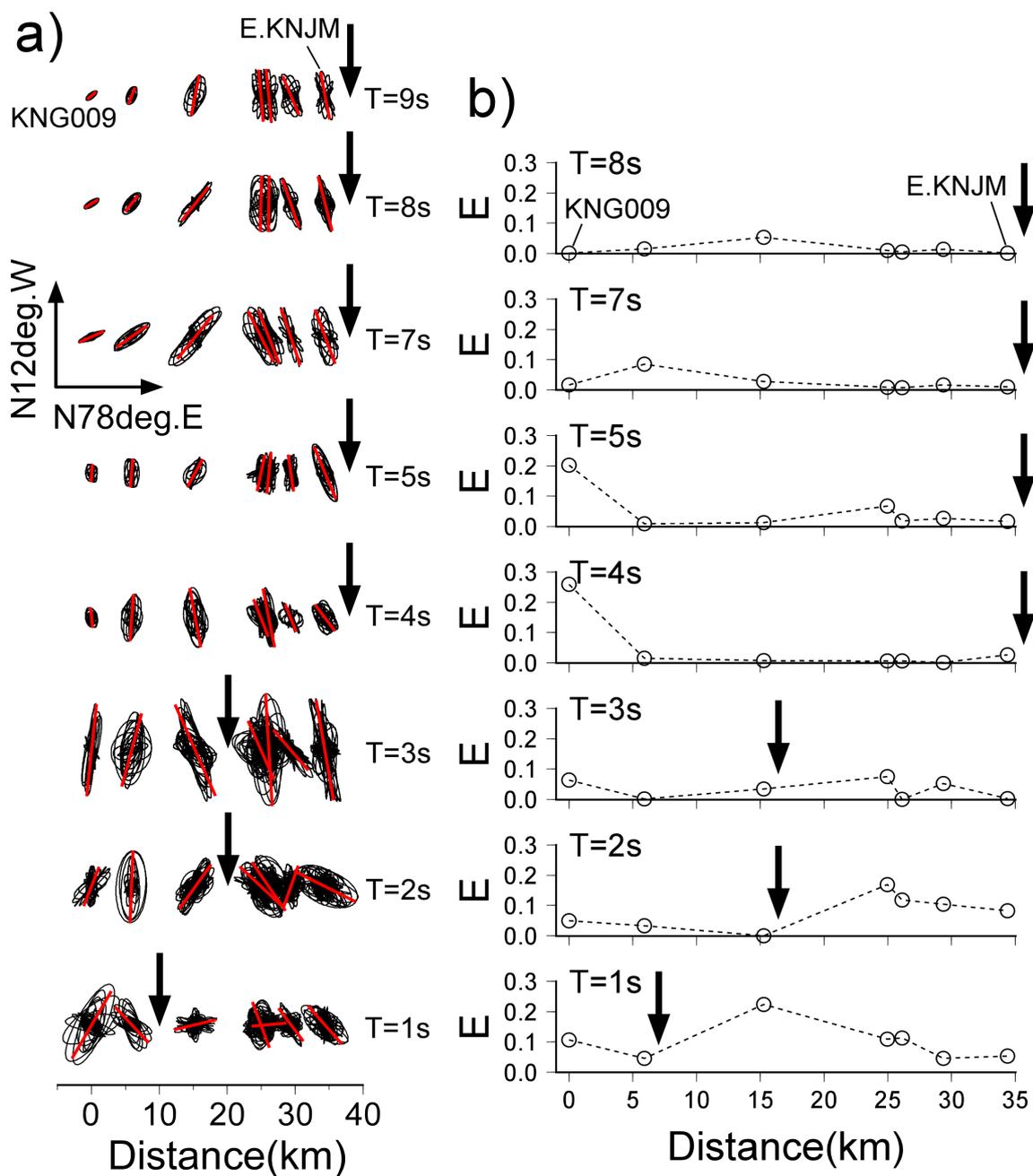


図 4-20 主軸解析結果 [Line-D]

a) 水平成分の速度オービット(黒)と主軸解析で求めた主軸方位(赤)

b) E 値

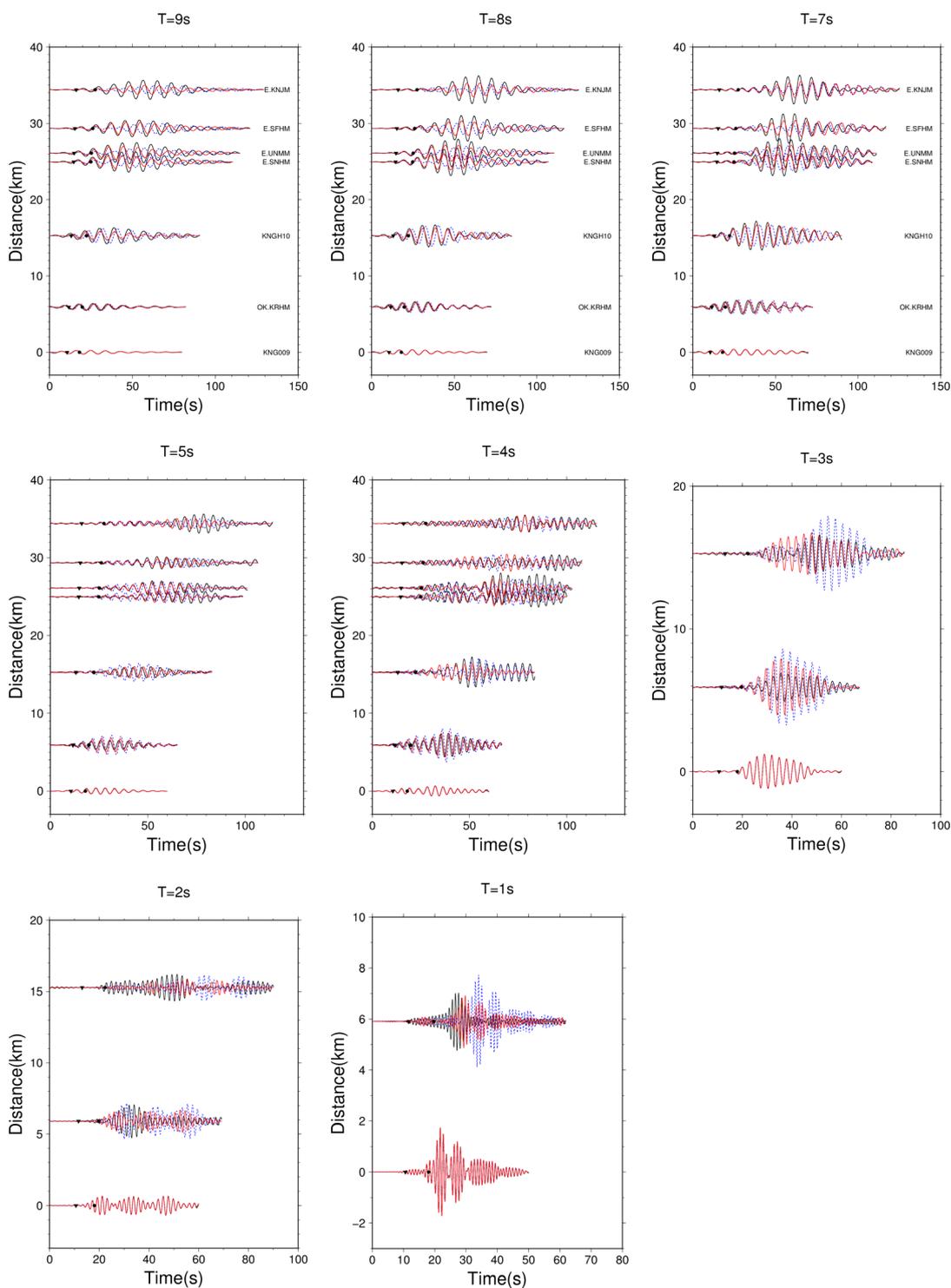
(TKY003 から矢印で示した範囲の観測記録を波形逆解析で使用)

## (2) 解析結果

E 値に基づいて選定した観測記録を対象に波形逆解析を行い、Line-D の二次元 S 波速度構造を推定した。逆解析の初期モデルは HERP (2009) のモデルとし、水平距離 34km の範囲における  $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面、 $V_s=0.9\text{km/s}$  層下面、 $V_s=1.5\text{km/s}$  層下面の 3 つの速度境界の深度分布を推定した。約 4km 間隔で基底関数を配置することとし、3 つの速度境界の深度分布をそれぞれ 9 個の基底関数を用いて推定した。合計の未知数は 27 個である。コンボリューションの基準点は KNG009 とした。N12deg.W 成分の速度波形を逆解析に用いた。その他の解析条件は Line-A を対象とした逆解析と同じである。

逆解析結果の速度波形を図 4-21 に示す。参考として、初期モデルを用いた合成波形を青色で重ねた。いずれの周期についても各観測点の速度波形を良く再現する結果が得られた。二次元速度構造の推定結果を HERP (2009, 2012) モデルと重ねて図 4-22 に示す。推定結果は、HERP (2009) モデルと比べて地震基盤上面が大幅に浅くなり、HERP (2012) モデルとほぼ対応する結果となっている。その他の速度境界についても推定結果は HERP (2012) モデルとよく似ている。HERP (2009) よりも HERP (2012) モデルに近い推定結果が得られる点は、Line-C を対象とした検討結果と同じである。

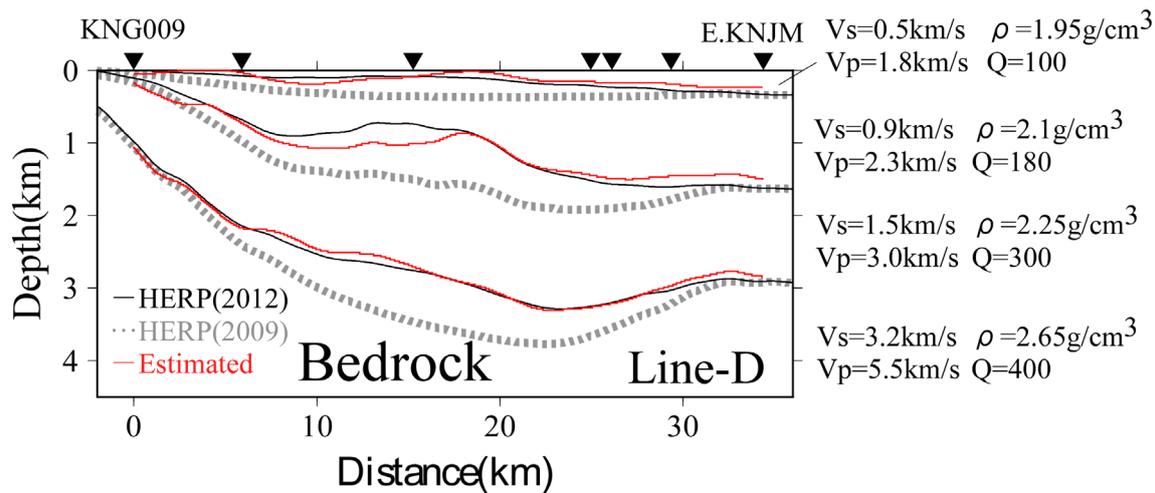
第4章「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」



—観測記録 —逆解析結果 …HERP (2009)

図 4-21 波形逆解析結果の速度波形 [Line-D]

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)



—推定結果    ···HERP (2009)    —HERP (2012)

図 4-22 二次元 S 波速度構造の推定結果 [Line-D]

(▼印は波形逆解析に用いた地震観測点を表す)

#### 4.2.5 Line-E（神奈川県松田町～千葉県富津市）を対象とした推定結果

##### (1) 解析条件

神奈川県松田町～千葉県富津市を結ぶ Line-E に提案法を適用して、二次元 S 波速度構造を推定した。

Line-E の測線の向きは E 方向、測線長は 67km である。2011 年 3 月 15 日富士山付近の地震 ( $M_j6.4$ ) について Line-E 近くに位置する K-NET と KiK-net, MeSO-net, SK-net の計 14 記録を検討に用いた。当初は、計 17 記録を用いて距離 93km までの速度構造を推定することを考えたが、詳しくは後述するように、距離 67km 以上で周期 10 秒の長周期のラブ波を二次元近似することが困難と考えられたことから対象距離を 67km に狭めた。以降の観測記録の分析では 17 記録を用いた結果を示している。Line-E における HERP (2009)による二次元速度構造モデルを図 4-23 に示す。震央距離が最も近い KNGH20 (KiK-net 松田)を距離の基準とした。

17 記録について Line-E に直交する NS 成分の速度ペーストアップを図 4-24 に示す。Line-C および Line-D を対象とした検討と同様に、周期 6 秒を除いた周期 1,2,3,4,5,7,8,9,10 秒を対象周期とした。周期 7～10 秒の長周期成分では遠方に向かい伝播する表面波が明瞭に認められる。周期 5 秒以下の短周期成分では同様の傾向は分かり難い。

17 記録について NS 成分と EW 成分の水平オービットと主軸解析により得られた主軸方位を図 4-25a に重ねて示す。周期 9～10 秒の長周期成分を見ると NS 成分が卓越する震動特性となっており、観測した主要な地震動は E 方向に伝播するラブ波であることを表している。

基準周期を 10 秒として周期 1,2,3,4,5,7,8,9 秒の E 値を評価した結果を図 4-25b に示す。図 4-25 の周期 10 秒の水平オービットを見ると、距離 67km 以上でオービットが反時計回りに傾いている様子が認められる。そこで、基準周期 10 秒においてラブ波伝播を二次元近似できる距離の上限を 67km と仮定した。周期 7 秒以下ではほとんどの観測点で E 値は 0.2 を上回り、Line-E はラブ波伝播の二次元性が成り立ちにくい地域であることを表している。図 4-1 の地震基盤上面深度分布を見ると、Line-E 付近では直交方向に基盤が急に深くなる分布をしており、速度構造の三次元性の影響が大きいことが示唆している。各周期について E 値が概ね 0.2 を下回ることを基準に、KNGH20 から図 4-25a および図 4-25b に矢印で記した範囲内の観測記録を波形逆解析の対象記録として選定した。Line-E では周期 8～10 秒のラブ波を逆解析の対象とすることとし、周期 9～10 秒では全 14 録、8 秒で

第4章 「関東平野を対象とした深部地盤の二次元 S 波速度構造推定」

は 6 記録を検討に用いる。距離で言い換えると、距離 0~20km は周期 8~10 秒, 20~67km は 9~10 秒の波形を用いて二次元速度構造を推定する。短周期のラブ波を検討に用いないことから、 $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面などの S 波速度が小さい浅部の速度構造は、十分な解の決定精度を持たないことに注意が必要と考えられる。

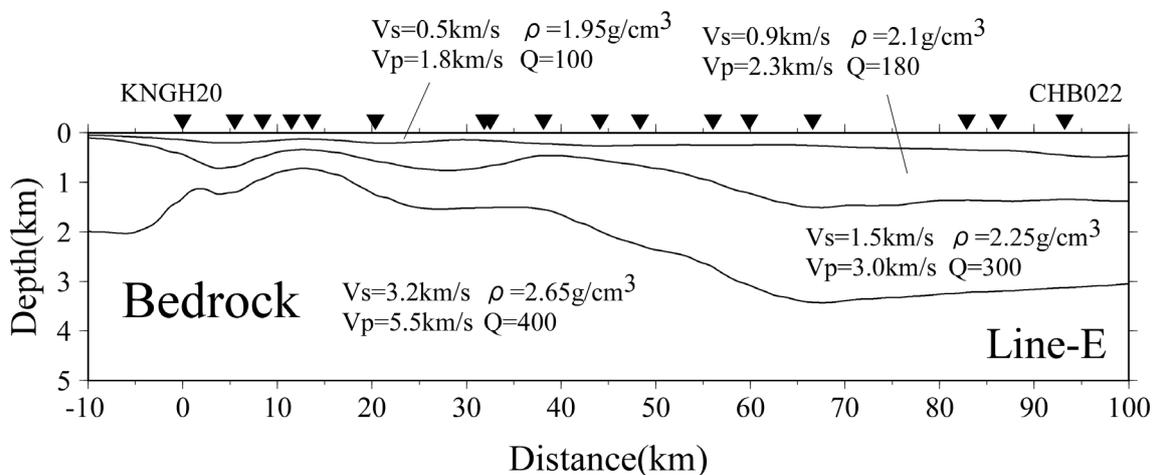


図 4-23 初期モデルとした Line-E の二次元 S 波速度構造  
(HERP, 2009)

第4章 「関東平野を対象とした深部地盤の二次元 S 波速度構造推定」

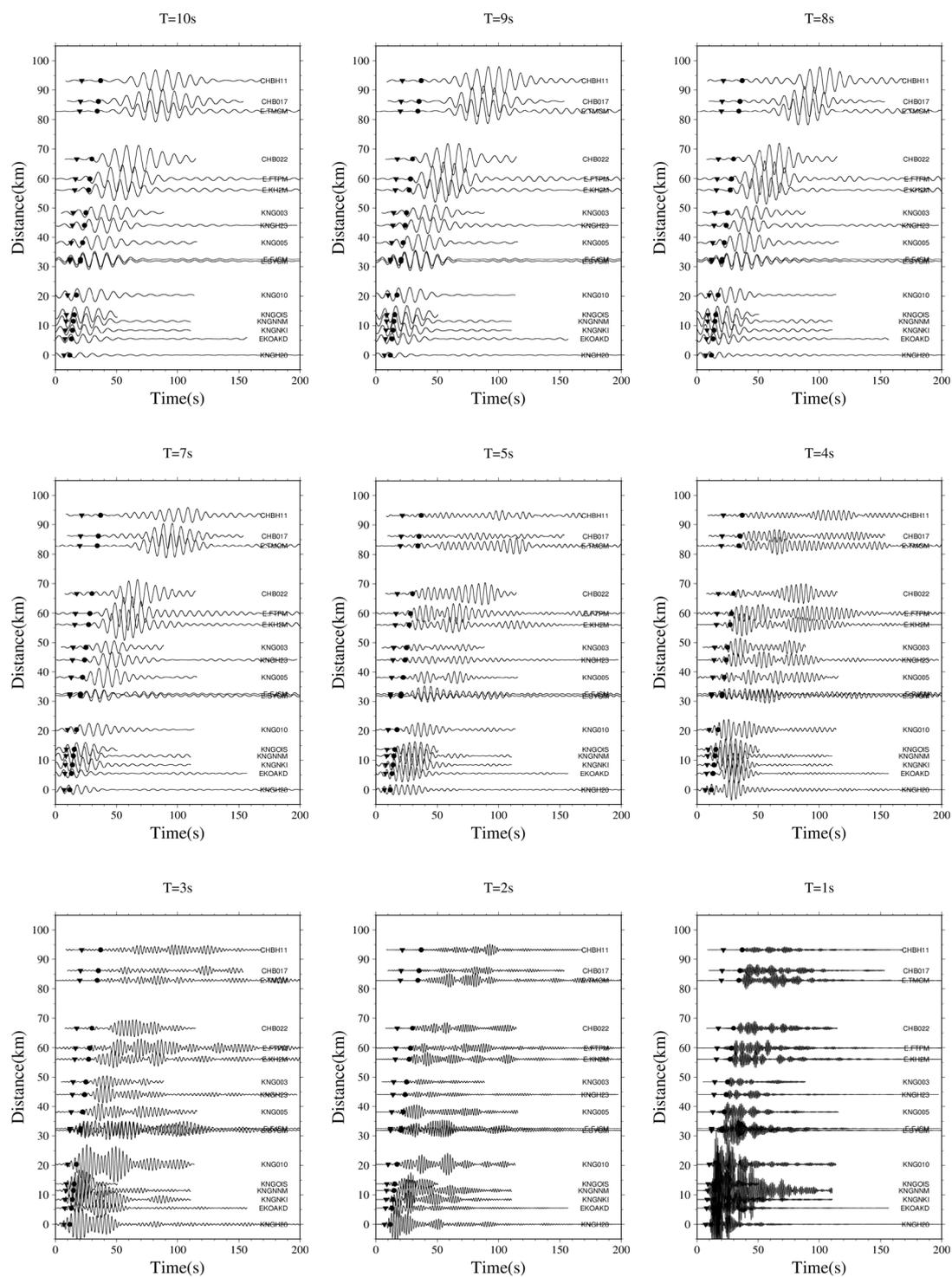


図 4-24 バンドパスフィルター処理後の NS 成分の速度波形 [Line-E]

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)

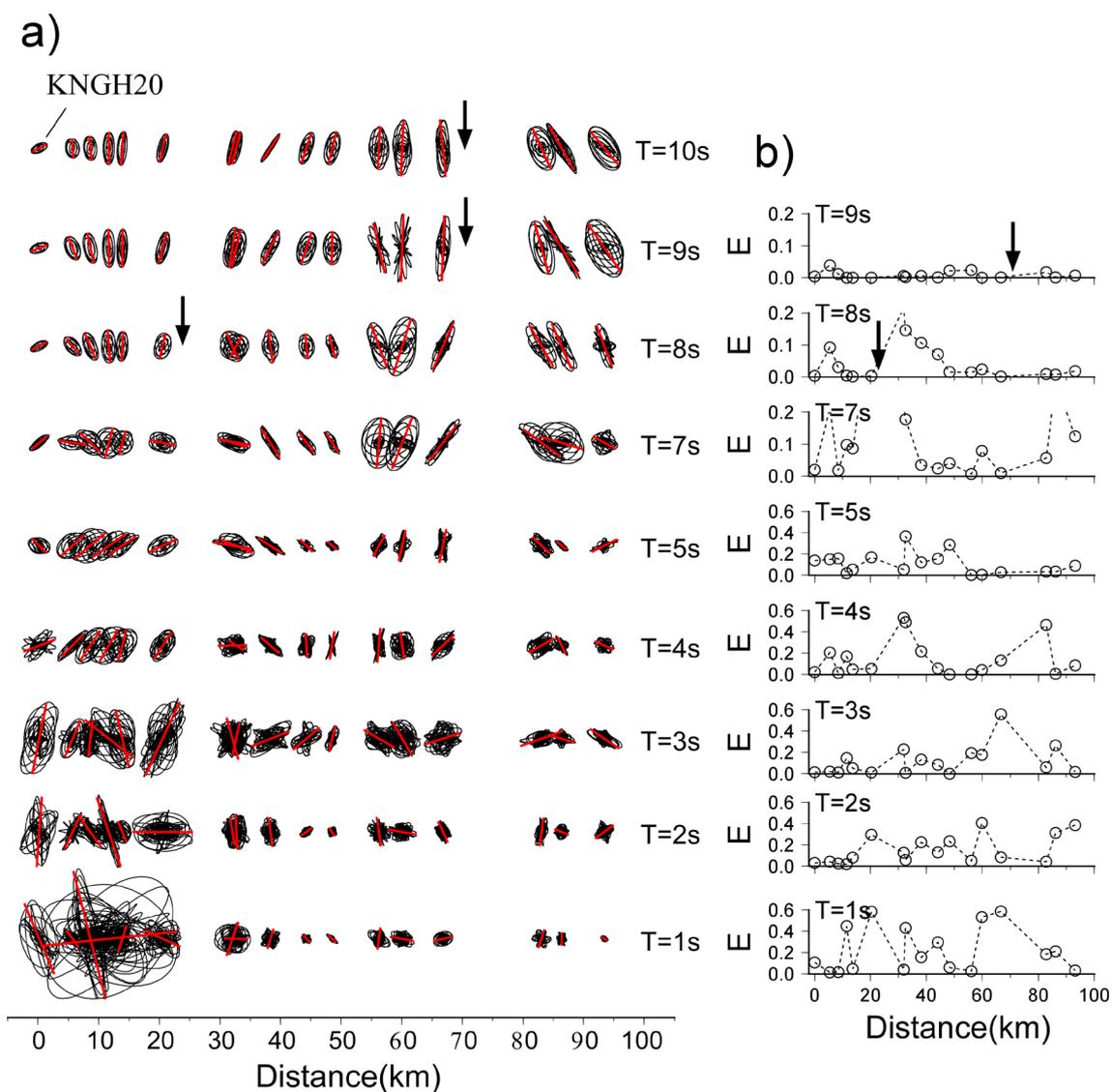


図 4-25 主軸解析結果 [Line-E]

a) 水平成分の速度オービット(黒)と主軸解析で求めた主軸方位(赤)

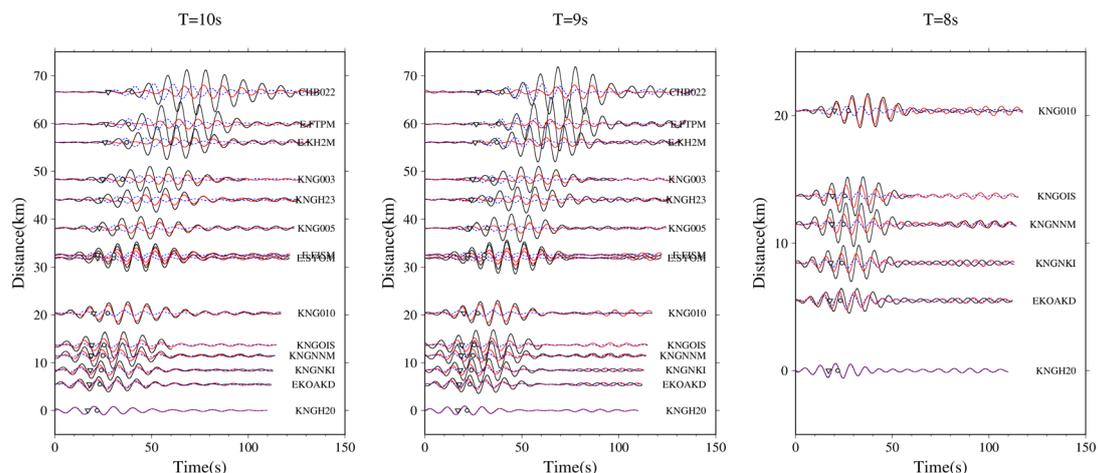
b) E 値

(KNGH20 から矢印で示した範囲の観測記録を波形逆解析で使用)

## (2) 解析結果

E 値に基づいて選定した観測記録を対象に波形逆解析を行い、Line-E の二次元 S 波速度構造を推定した。逆解析の初期モデルは HERP (2009) のモデルとし、水平距離 67km の範囲における  $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面、 $V_s=0.9\text{km/s}$  層下面、 $V_s=1.5\text{km/s}$  層下面の 3 つの速度境界の深度分布を推定した。対象周期は 8~10 秒であることから他の測線とは違い、約 8km 間隔で基底関数を配置することとし、3 つの速度境界の深度分布をそれぞれ 9 個の基底関数を用いて推定した。合計の未知数は 27 個である。コンボリ्यूションの基準点は KNGH20 とした。NS 成分の速度波形を逆解析に用いた。その他の解析条件は Line-A を対象とした逆解析と同じである。

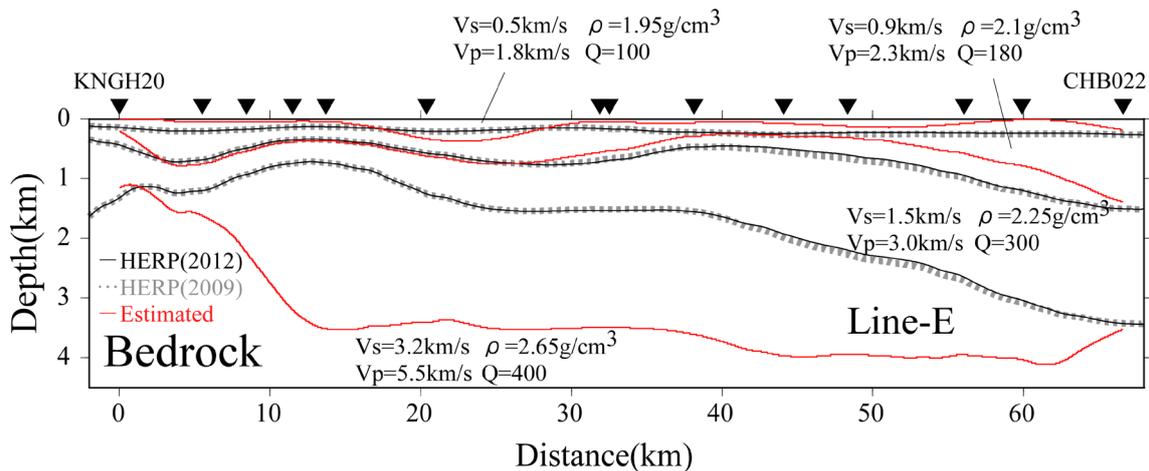
逆解析結果の速度波形を図 4-26 に示す。参考として、初期モデルを用いた合成波形を青色で重ねた。CHB022 (K-NET 富津) などの遠方の観測点の振幅を過小評価しているが、全体的な観測記録の再現性は良好である。二次元速度構造の推定結果を HERP (2009, 2012) モデルと重ねて図 4-27 に示す。推定結果は、HERP (2009, 2012) モデルと比べて地震基盤上面が大幅に深くなり距離約 13km 以上で 4km に達する。地震基盤上面深度が距離 50km 付近で 4km 程度となる点は山中・山田 (2006) による既往モデルと同様だが、距離 20km 付近で 4km に達する知見は現在のところ得られていない。次の 4.3 節で、既往の地盤情報との比較に基づいてこの推定結果の妥当性を検証している。また、5 章の三次元地震動シミュレーションで観測記録の再現について検討している。



—観測記録    —逆解析結果    …HERP (2009)

図 4-26 波形逆解析結果の速度波形 [Line-E]

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)



—推定結果    …HERP (2009)    —HERP (2012)

図 4-27 二次元 S 波速度構造の推定結果 [Line-E]

(▼印は波形逆解析に用いた地震観測点を表す)

### 4.3 既存の地盤情報との比較

#### 4.3.1 工学的基盤のS波速度

山中・山田 (2006)は関東平野で実施された微動アレイ探査によるレイリー波位相速度のデータを対象に、統一した基準で逆解析を行うことにより約 240 地点の深部地盤の二次元S波速度構造を推定した。それらの推定結果を補間することで、工学的基盤から地震基盤までの深部地盤の三次元速度構造モデルを構築している。彼らは、地震基盤以浅を HERP (2009, 2012)と同様に3層でモデル化しているが、沖積世の有無により工学的基盤のS波速度  $V_s$  は 0.3~0.65km/s と場所による違いが大きいことを指摘し、この地域性を考慮したモデル化を行っている。本研究では工学的基盤の  $V_s$  を HERP (2009, 2012)モデルに基づいて 0.5km/s で一様としており、山中・山田 (2006)のような地域性は考慮していない。しかし、推定した二次元速度構造は、 $V_s=0.5\text{km/s}$  層が極端に薄くなり、 $V_s=0.9\text{km/s}$  層がほぼ露頭する地域が一部認められ、結果的に表層付近の  $V_s$  に地域性が生じた。そこで、表層付近の  $V_s$  について山中・山田 (2006)のモデルと本研究による推定結果を比較した。

山中・山田 (2006)による工学的基盤の  $V_s$  分布を図 4-28 に示す。本研究で二次元速度構造を推定した5測線の位置を水色の点線で重ねた。5測線の推定結果に山中・山田 (2006)による工学的基盤の  $V_s$  を青で加筆したものを図 4-29 に示す。工学的基盤の  $V_s$  が 0.6km/s を上回るエリアを対象としてその範囲を青点線で記した。Line-A~D の推定結果は、盆地端部から数 km 以上の範囲にわたり  $V_s=0.9\text{km/s}$  層がほぼ露頭している。山中・山田 (2006)によると、これらの盆地端部における工学的基盤の  $V_s$  は 0.7~0.8km/s であるとされ、本研究で  $V_s=0.9\text{km/s}$  層がほぼ露頭する結果が得られたことと調和的である。

推定結果を見ると、盆地端部以外にも  $V_s=0.5\text{km/s}$  層が薄い地域が認められる。例えば、Line-D では距離 20km 付近で同じように  $V_s=0.9\text{km/s}$  層が露頭する分布となっており、山中・山田 (2006)で工学的基盤の  $V_s$  が 0.7km/s とされるエリアに対応する。

Line-E では距離 10km 付近で  $V_s=0.9\text{km/s}$  層がほぼ露頭しているが、山中・山田 (2006)によるとこのエリアの工学的基盤の  $V_s$  は 500m/s とされ対応しない。これは Line-E の二次元速度構造は、周期 8~10 秒の長周期のラブ波のみを用いて推定したことが原因と考えられ、 $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面深度などの比較的浅い速度構造の詳細を明らかにするために、周期 1~3 秒程度の短周期のラブ波を用いた波形逆解析を今後の課題としたい。

また、山中・山田 (2006)によると、例えば東京湾北部における工学的基盤の  $V_s$  は 0.4km/s とされ、本研究で用いた  $V_s=0.5\text{km/s}$  よりも小さい。前節の二次元速度構造推定

#### 第4章 「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」

では、堆積層が厚い地域においてラブ波の振幅を過小評価するケースが認められた。工学的基盤の  $V_s$  の地域性を考慮することで改善できる可能性が考えられ、速度境界の深度分布と同時に工学的基盤の  $V_s$  を推定する手法の高度化も今後の課題の一つである。

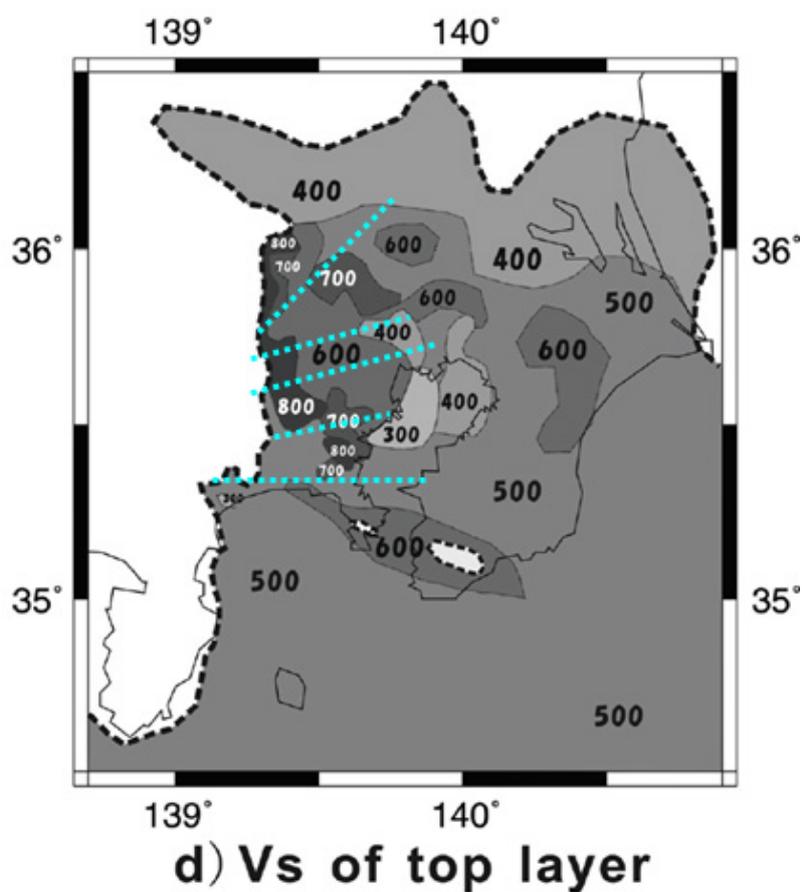


図 4-28 山中・山田 (2006)による工学的基盤の S 波速度の分布

(山中・山田 (2006) 「強震動評価のための関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築」

Fig.9 に本研究で二次元 S 波速度構造を推定した 5 測線を水色の点線で加筆)

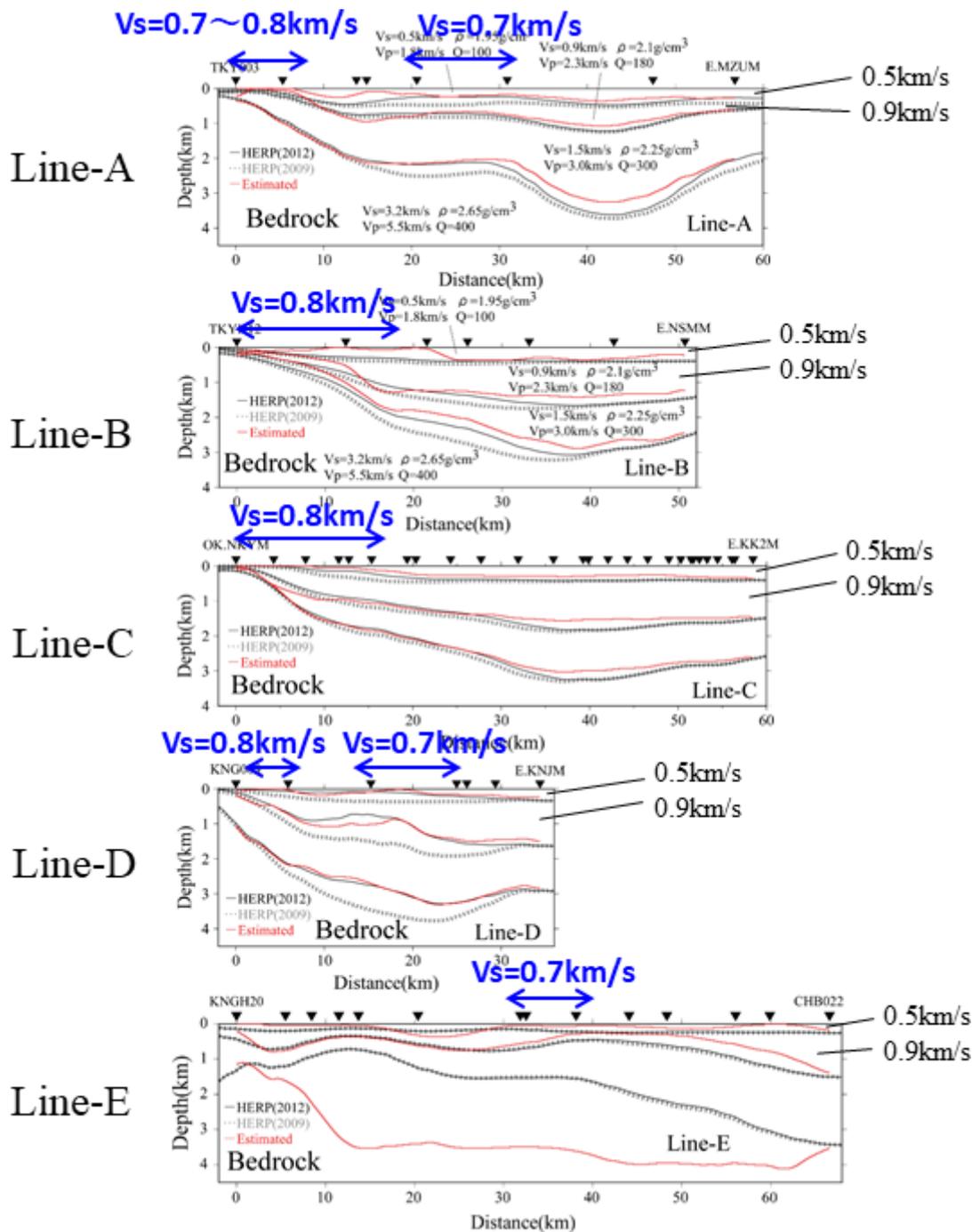


図 4-29 本研究による二次元S波速度構造推定の推定結果（赤）と山中・山田（2006）による工学的基盤のS波速度（青）の対応

### 4.3.2 反射法地震探査結果

関東平野では既往の研究・調査により反射法地震探査が行われ、深部地盤の二次元構造が明らかにされている測線がいくつか在る。本研究による二次元S波速度構造の推定結果の妥当性検証のために、推定結果とそれらの反射法地震探査の結果を比較した。

関東平野で実施された既往の反射法地震探査は、例えば鈴木(2002)、林ほか(2006)により整理されている。図4-30は林ほか(2006)の第2図の抜粋であり、基盤構造を明瞭に判読できる比較的大規模な探査データを収集した測線が示されている。この図4-30に示される測線6~7の探査結果を本研究によるLine-Aと、測線8~9の探査結果をLine-Bの推定結果と比較した。

#### (1) Line-A

測線6の反射法地震探査は笠原(1993)、測線7の反射法地震探査は笠原ほか(1994)により行われたものである。それぞれの実施結果の解説がHERP(2004)「荒川断層の長期評価」と鈴木(2002)により行われている。Line-Aの二次元速度構造推定結果を図4-31aに、測線6と測線7の周辺マップを図4-31bに示す。Line-Aの推定に用いたSIT009(K-NET川越)、E.IMIM(MeSO-net上尾市)、SIT003(K-NET久喜)の3観測点は測線6の近傍に位置する。

測線6の反射法地震探査結果を図4-32に示す。笠原ほか(1993)は、荒川断層が通過するとされてきた川越市北東方の荒川付近において、深さ200~600mに分布する新第三紀鮮新世~第四紀更新世中期の上総層群を西上がりに変位させる撓曲構造を推定している(図4-32に黄色で加筆)。Line-Aで該当するSIT009のやや西方(左)の推定結果を見ると(図4-31a参照)、 $V_s=0.5\text{km/s}$ 層が西にかけて浅くなる分布をしており反射法地震探査結果と調和的である。このような特徴はHERP(2009, 2012)モデルには見られない。

測線7の反射法地震探査結果を図4-33に示す(青梅~大宮測線)。この反射法地震探査は、図4-33上段に示す川越付近の高重力異常域(格子模様地域)を対象に行われたものである。図4-33下段の反射断面を見ると、矢印の下の深さ約2kmに基盤と考えられる反射面が認められ(黄色で加筆)、これが30mgal以上の高重力異常の要因と解釈されている。本研究で推定したLine-AのSIT009~E.IMIM付近の地震基盤上面深度はおおよそ2kmであり、測線6の反射法地震探査結果と同様に調和的な対応を示している。

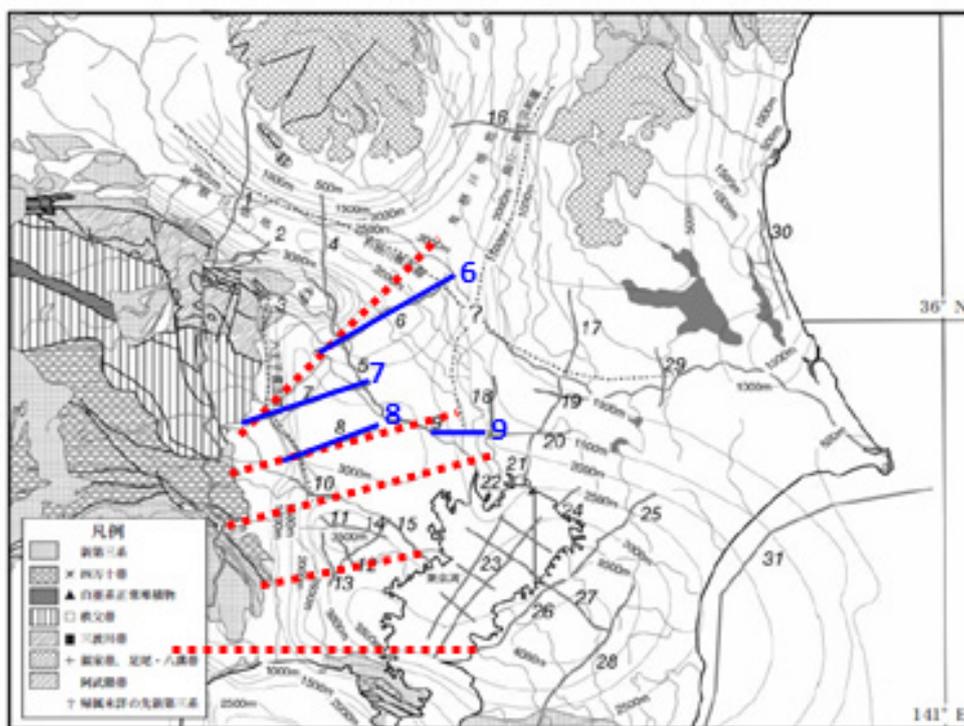


図 4-30 既往の反射法地震測線の分布

(林ほか (2006)第 2 図に本研究による二次元S波速度構造推定の対象測線を赤の点線で加筆。青で強調した測線 6~9 を対象に反射法地震探査結果と本研究による推定結果を比較。)

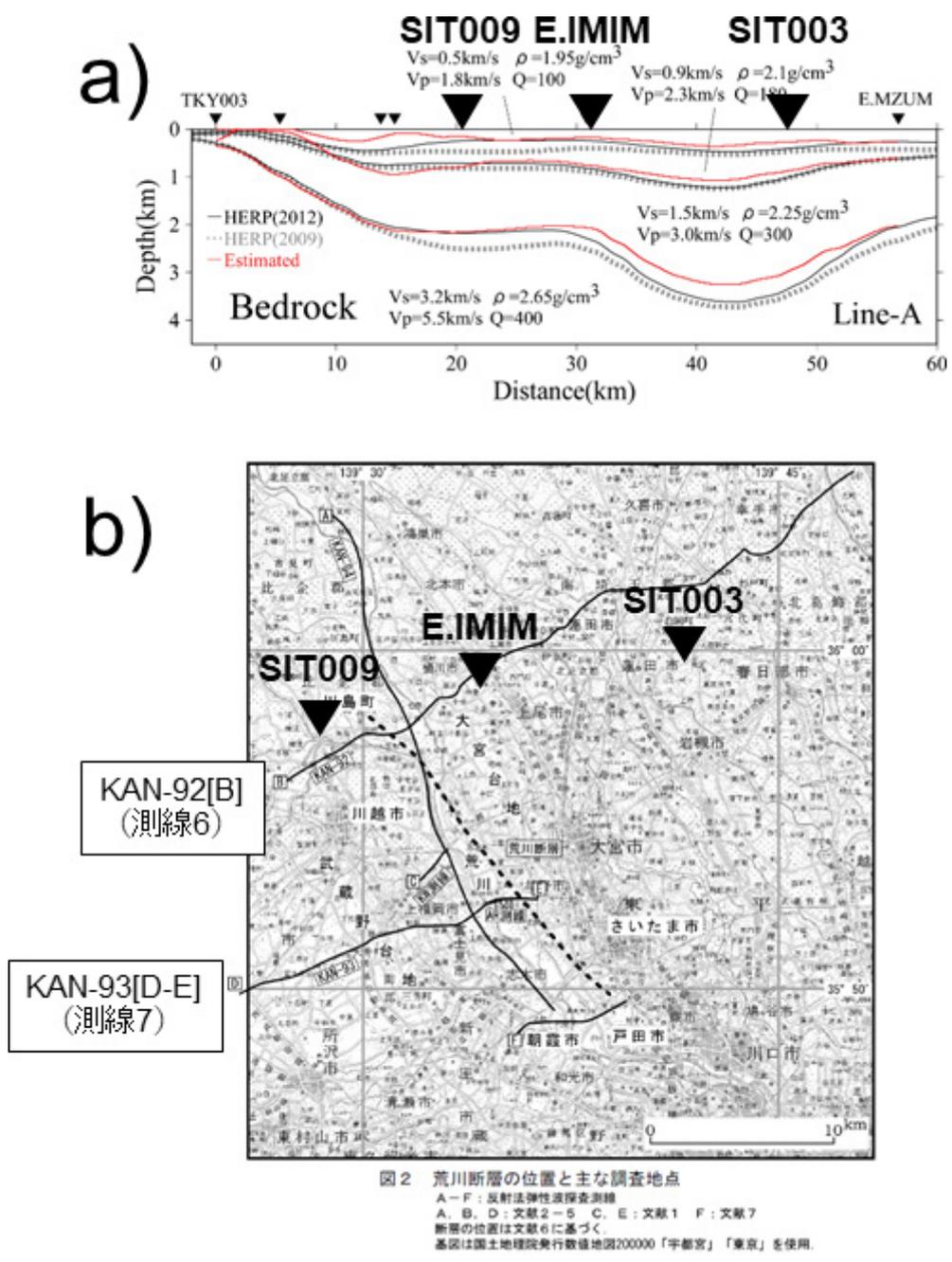


図 4-31 二次元S波速度構造推定結果と既往の反射法地震地震測線の分布

- a) 本研究による二次元S波速度構造の推定結果 (Line-A)
- b) HERP (H16)「荒川断層の長期評価」図2に観測点位置を加筆。KAN-92 [B] は笠原ほか (1993), KAN-93 [D-E] は笠原ほか (1994)による反射法地震探査測線

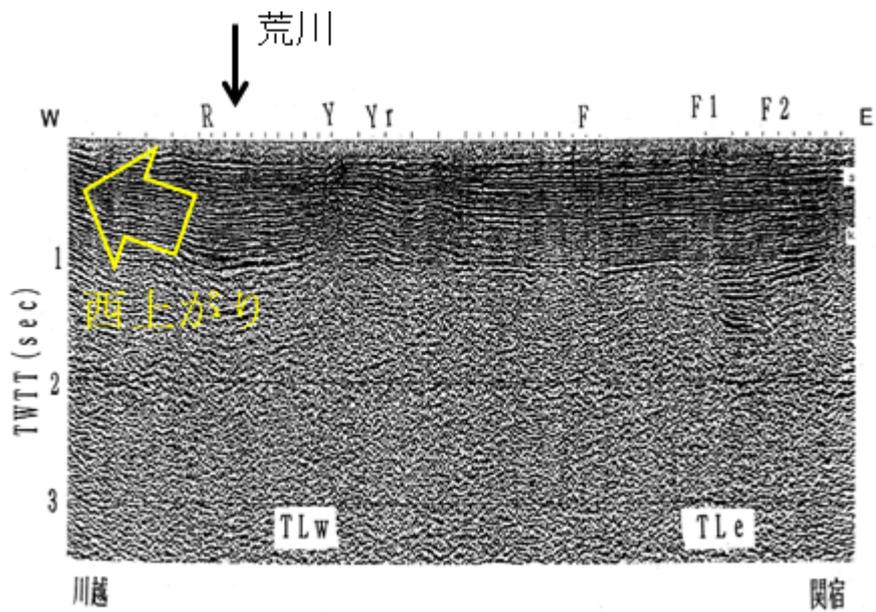


図 4-32 笠原ほか (1993)の反射法地震探査結果

(HERP (H16)「荒川断層の長期評価」図 3 に加筆)



## (2) Line-B

測線 8 と測線 9 の反射法地震探査は、文部科学省の地震関係基礎調査交付金を受けて、平成 14～15 年度にかけて東京都 (2003, 2004)により実施されたものである。その結果の解釈深度断面図を図 4-34 に示す。先新第三系基盤上面に対応する C 面の深度は、調査測線の西端付近で約 400m、東端付近で約 3100m とされ、立川断層を挟んで西から東に向かい急激に深くなる。立川断層における基盤の落差は 1000m を超える。三浦層群相当層上面付近に対応する B 面と、下総層群相当層と上総層群上部に対応する A 面の形状は、立川断層周辺を除き測線西半分では西から東に向かってゆるやかに傾斜していて、測線東半分ではほぼ平坦である。これらの基盤を含む計 4 層の P 波速度  $V_p$  は、屈折法の解析結果により A 上面では 1.7km/s、AB 間では 1.8～2.3km/s、BC 間では 3.0～4.0km/s、C 下面では 5.3km/s と推定されている。

Line-B の二次元速度構造推定結果を図 4-35 上に、図 4-34 にこの推定結果を青の点線で重ねた断面図を図 4-35 下に示す。 $V_p$  の対応から判断して、A 上面は S 波速度  $V_s=0.5\text{km/s}$  層、AB 間は  $V_s=0.9\text{km/s}$  層、BC 間は  $V_s=1.5\text{km/s}$  層、C 下面は  $V_s=3.2\text{km/s}$  層に対応すると考えられる。図 4-34 下の領域 I では、本研究による二次元速度構造推定では HERP (2009, 2012)モデルに比べて  $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面が浅く求まった。反射法地震探査の結果との対応は本研究による推定結果の方が良好である。領域 II では、HERP (2009, 2012)モデルに比べて各層の境界深度がやや浅く求まった。地震基盤上面については反射法地震探査結果との深度差が少なくなるようにモデルが改善されている。領域 III では、反射法地震探査の結果には立川断層の存在により盆地端部で約 1000m もの基盤の落差がある。断層の東側で基盤の上面深度は 3km に達するが、本研究の推定結果はこの特徴を再現するには至っていない。Line-B の二次元速度構造推定では、特に周期 8～10 秒のラブ波の再現性が十分でない課題があった。断層が存在する可能性を探索範囲に入れた逆解析を行うことで再現性を改善できる可能性が考えられ今後の課題として取り組みたい。断層の存在を調べることは、本研究による波形逆解析法の今後の展開先として興味深いテーマと考える。

第4章 「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」

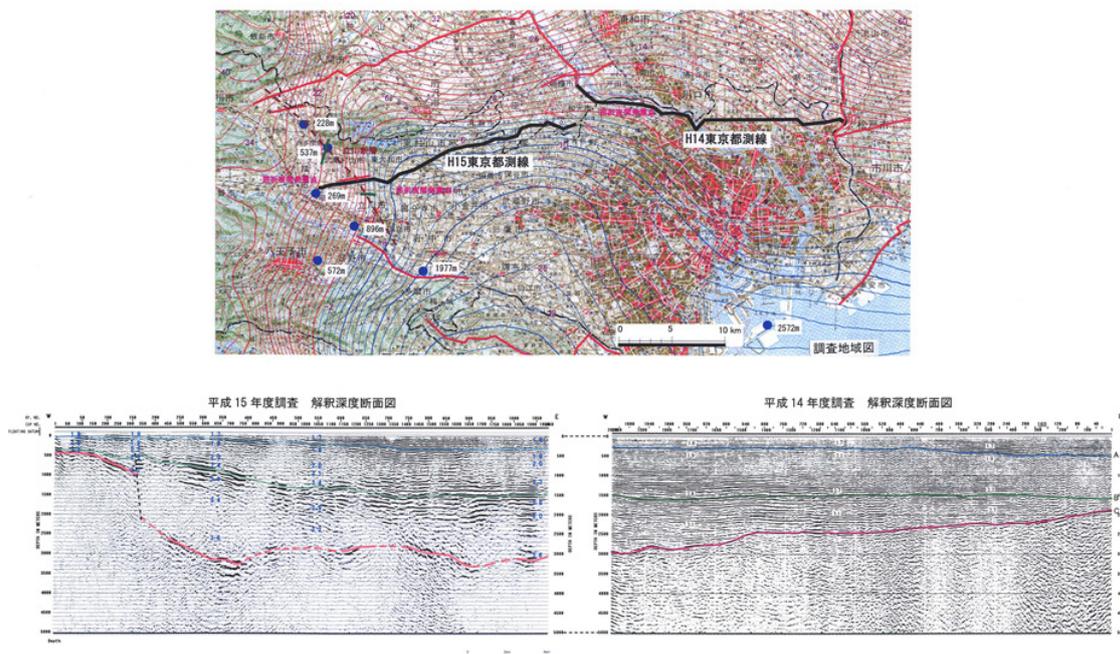


図 4-34 東京都（2003, 2004）による反射法地震探査結果

（東京都（2004）「関東平野（東京都）地下構造調査（北多摩地区弾性波探査）」図 3-4）

青線：A面（下総層群相当層と上総層群上部に対応）

緑線：B面（三浦層群相当層上面付近に対応）

赤線：C面（先新第三系基盤上面に対応）

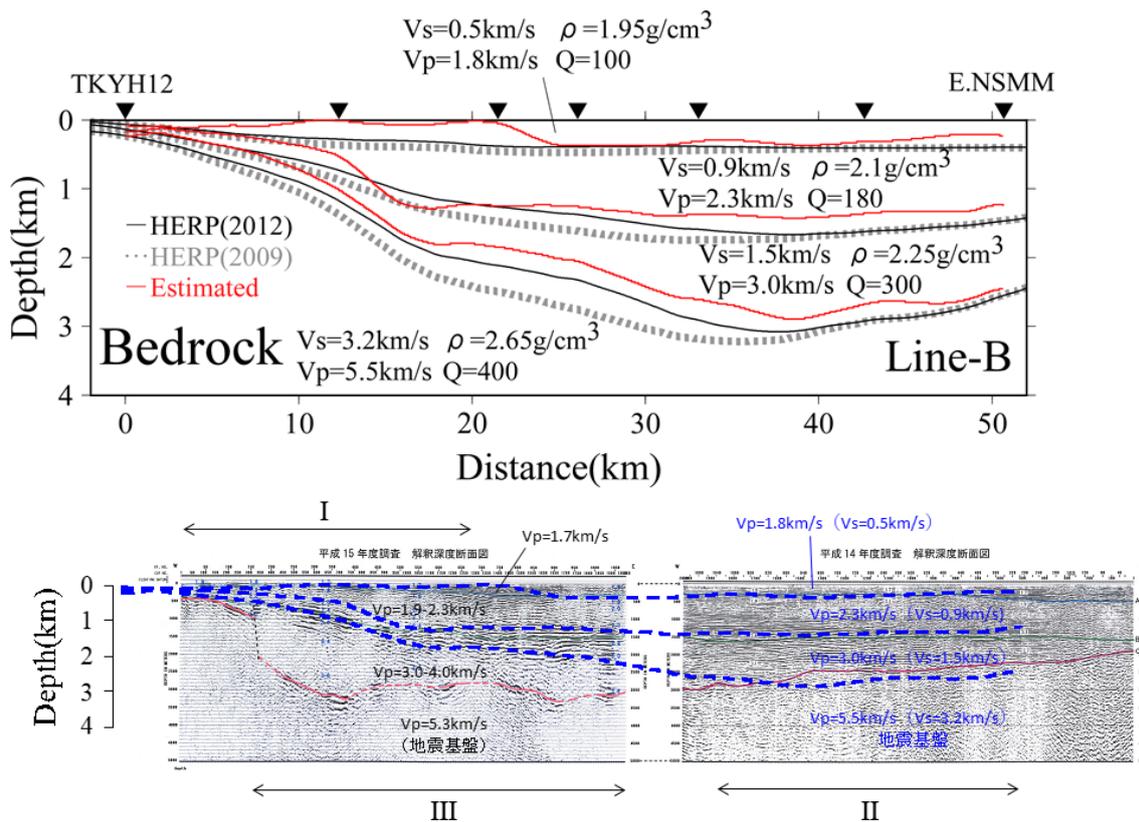


図 4-35 東京都 (2003, 2004)による反射法地震探査結果

(上段は本研究による Line-B の二次元S波速度構造の推定結果, 下段は東京都 (2004)「関東平野 (東京都) 地下構造調査 (北多摩地区弾性波探査)」図 3-4 に Line-B 推定結果を青色の点線で加筆)

### 4.3.3 地震波干渉法で得られた群速度

地元・山中 (2011)は、山中ほか, (2010)による微動の連続観測記録に地震波干渉法を適用し、表面波のスローネストモグラフィ解析を行った。南関東地域における周期 2~6 秒のラブ波とレイリー波の群速度が 0.125 度メッシュで推定されている。本研究による二次元S波速度構造の推定結果の妥当性検証のため、推定結果から理論的にラブ波とレイリー波の基本モードの群速度を計算して地元・山中 (2011)による推定値と比較した。

地元・山中 (2011)によるラブ波群速度を図 4-36 に、レイリー波群速度を図 4-37 に示す。本研究で二次元速度構造を推定した測線を重ねた。周期 6, 5.38, 4.82, 4.32, 3.87, 3.46, 3.1, 2.78, 2.49, 2 秒の 7 周期の群速度の分布が示されている。全測線長について群速度が明示されている Line-C~Line-E の 3 測線を検討対象とした。二次元速度構造の推定結果から一次元速度構造を約 0.05km 刻みで抜き出し、それぞれの一次元速度構造からラブ波とレイリー波の基本モードの群速度を計算して比較した。参考として HERP (2009, 2012)のモデルを用いて同様の方法で群速度を計算した。

#### (1) Line-E

Line-E におけるラブ波の群速度を図 4-36 に示す。横軸は KNGH20 (KiK-net 松田)からの距離を表す。HERP (2009, 2012)モデルによる群速度を黒で、本研究の推定結果による群速度を赤で、地元・山中 (2011)による群速度を青で重ね書いている。Line-E の二次元速度構造は HERP (2009, 2012)モデルと比べて地震基盤上面が大幅に深く求まった。そのため、例えば周期 6 秒や 5.38 秒などの長周期成分を見ると、距離約 25km 以下の地域において HERP (2009, 2012)モデルに比べて群速度が大幅に遅くなっている。その結果、微動観測記録に基づいた地元・山中 (2011)による推定値との対応が改善されている。Line-E の二次元速度構造は、二次元性の仮定の難しさから周期 8~10 秒のラブ波を用いて推定した。そのため、周期 2 秒などの短周期成分の群速度については、地元・山中 (2011)による推定値とあまり対応していない。Vs=0.5km/s 層と Vs=0.9km/s 層の上面深度などの感度が十分となるように、短周期のラブ波をとり入れた波形逆解析が今後の課題である。Line-E におけるレイリー波の群速度を図 4-39 に示す。周期 4.32 秒以上の長周期成分については、本研究と地元・山中 (2011)の群速度は調和的な対応を示しており、HERP (2009, 2012)モデルに比べて地震基盤が大幅に深く推定されたことは妥当であると考えられる。

## (2) Line-D

Line-D のラブ波とレイリー波の群速度を図 4-40～図 4-41 に示す。横軸は KNG009 (K-NET 厚木)からの距離を表す。本研究で二次元速度構造を推定したところ HERP (2012)モデルとよく似た構造が推定されたことから、両者の群速度も概ね似た分布となっている。HERP (2009)モデルと比べると、地元・山中 (2011)による推定値との対応はラブ波とレイリー波のどちらも改善されている。

## (3) Line-C

Line-C のラブ波とレイリー波の群速度を図 4-42～図 4-43 に示す。横軸は OK.NKYM (MeSO-net 相模原)からの距離を表す。違いは僅かだが、例えば周期 3.1 秒のラブ波を見ると、距離 5km 以上において HERP (2009, 2012)モデルよりも本研究の方が群速度はやや速く、地元・山中 (2011)による推定値との乖離が少なくなっている。その他の周期についても地元・山中 (2011)による推定値との対応は全体的に良好であり、推定した二次元速度構造が妥当であることを表している。

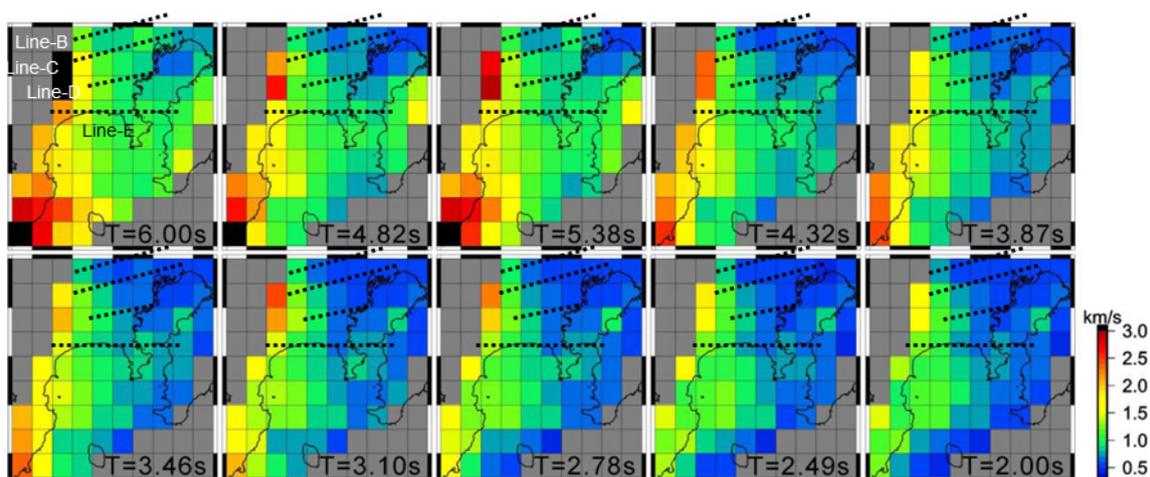


Fig.11. Tomographic maps calculated by observed Love wave group velocities at periods of 2.00[s] to 6.00[s].

図 4-36 地震波干渉法により推定されたラブ波の群速度

(地元・山中 (2011)「南関東地域における地震波干渉法に基づく表面波のスローネストモグラフィ解析」Fig.11に本研究で二次元S波速度構造を推定した5測線を黒点線で加筆)

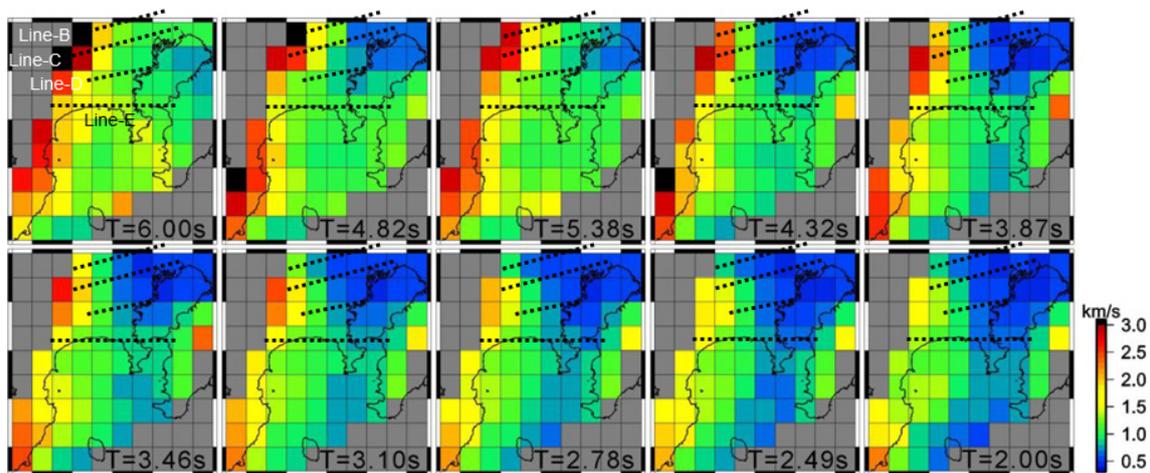
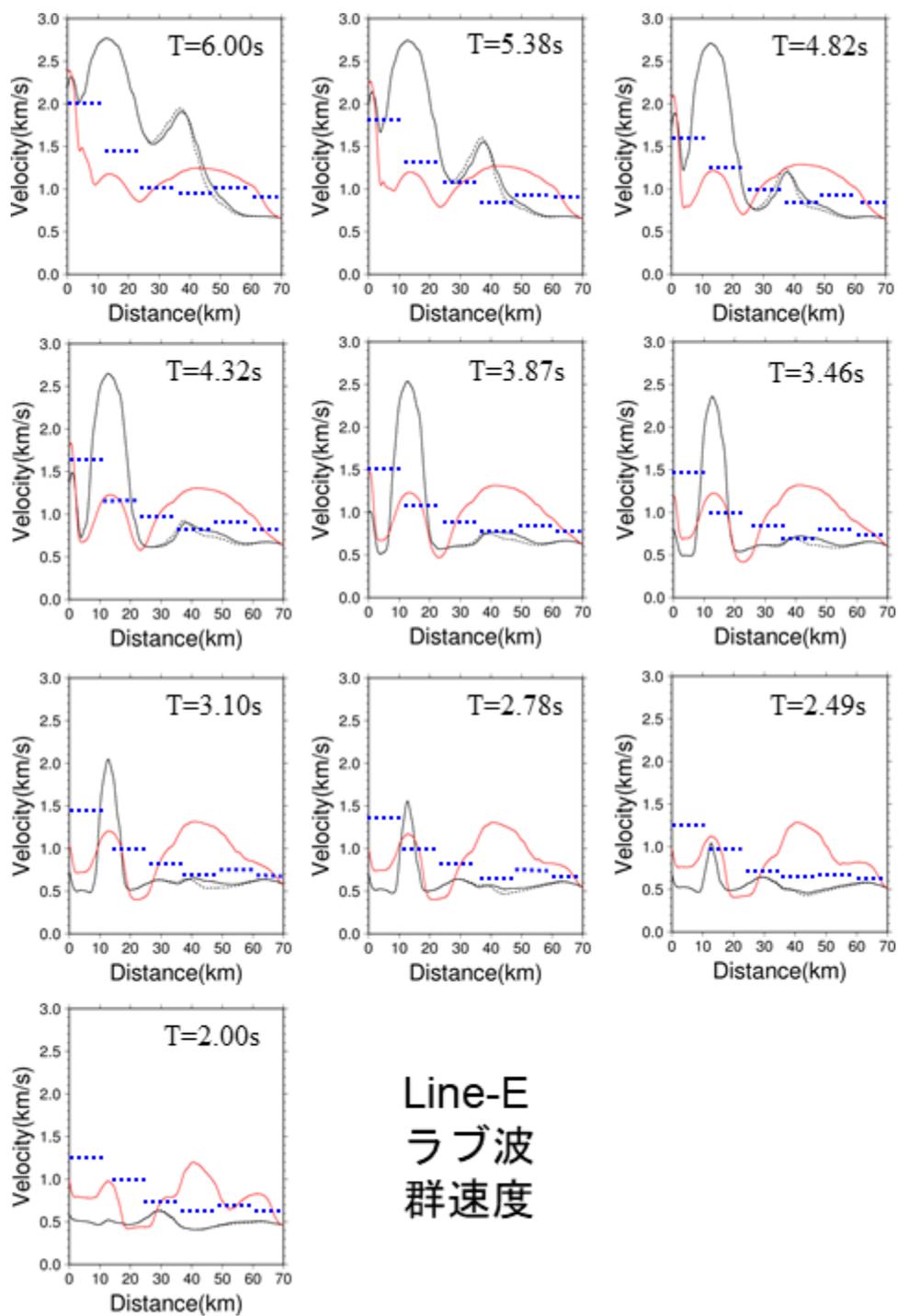


Fig.10. Tomographic maps calculated by observed Rayleigh wave group velocities at periods of 2.00[s] to 6.00[s].

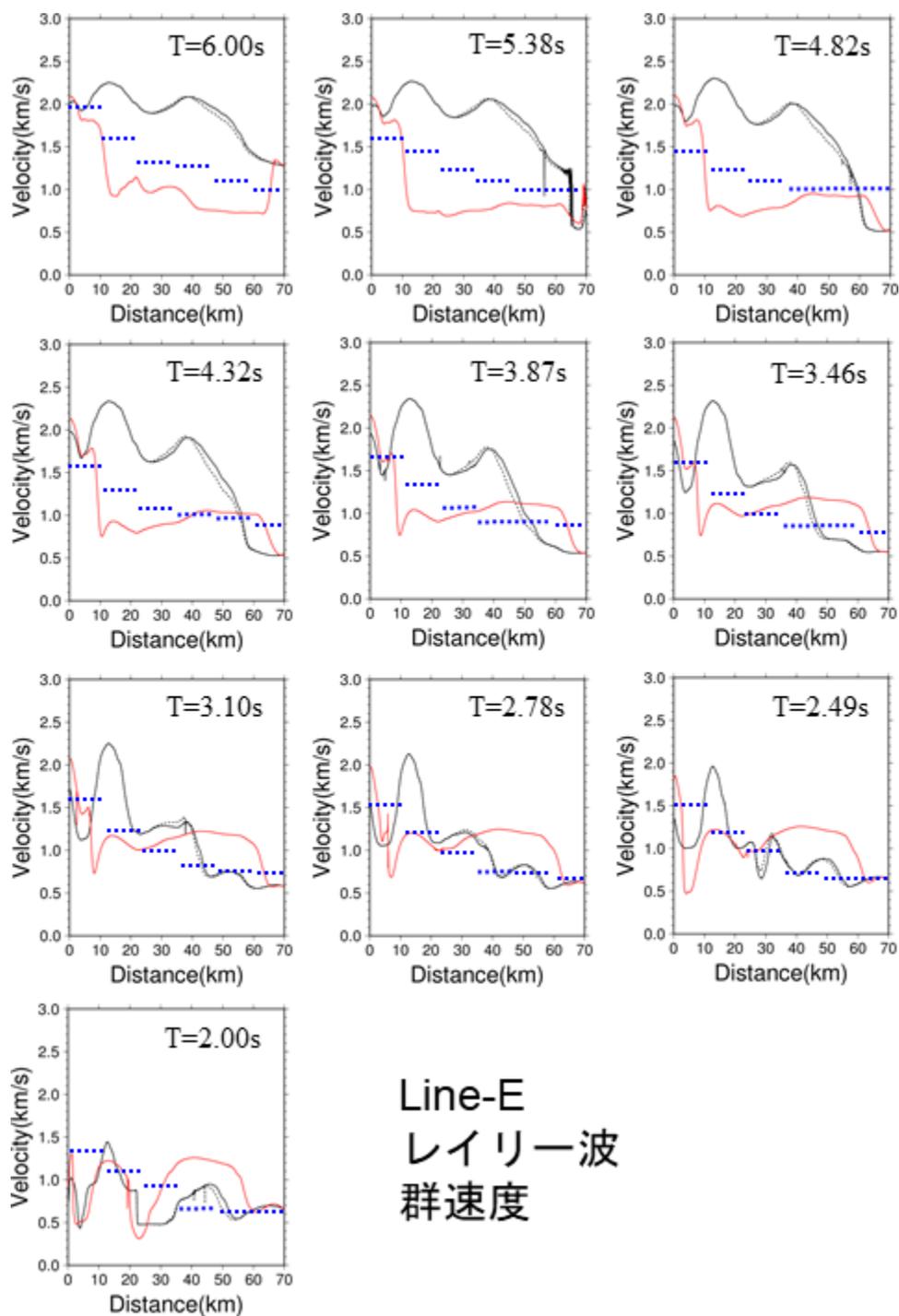
図 4-37 地震波干渉法により推定されたレイリー波の群速度

(地元・山中 (2011)「南関東地域における地震波干渉法に基づく表面波のスローネストモグラフィ解析」Fig.10に本研究で二次元S波速度構造を推定した5測線を黒点線で加筆)



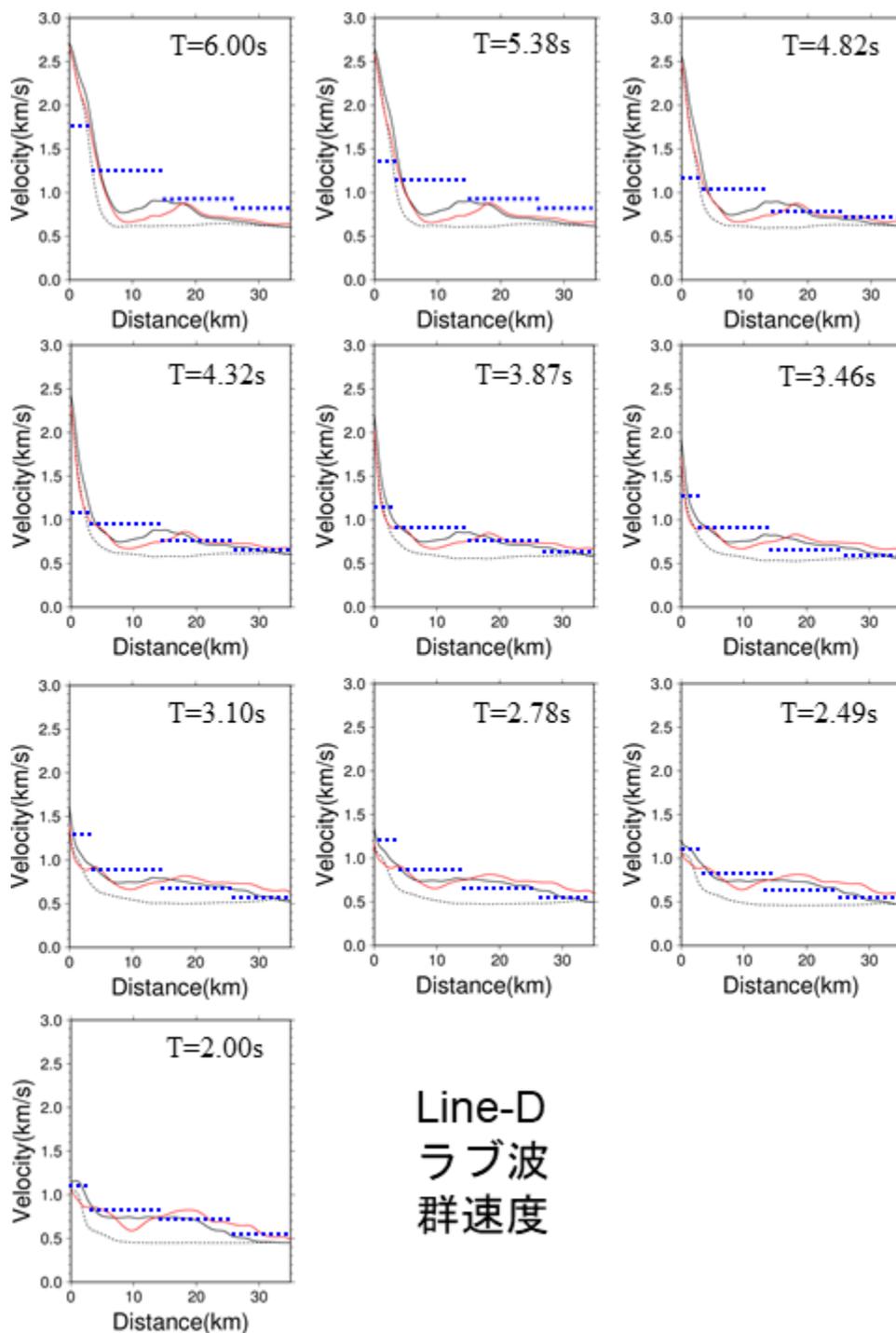
···HERP (2009) —HERP (2012) —This Study ···地元・山中 (2011)

図 4-38 ラブ波基本モードの群速度の比較 [Line-E]



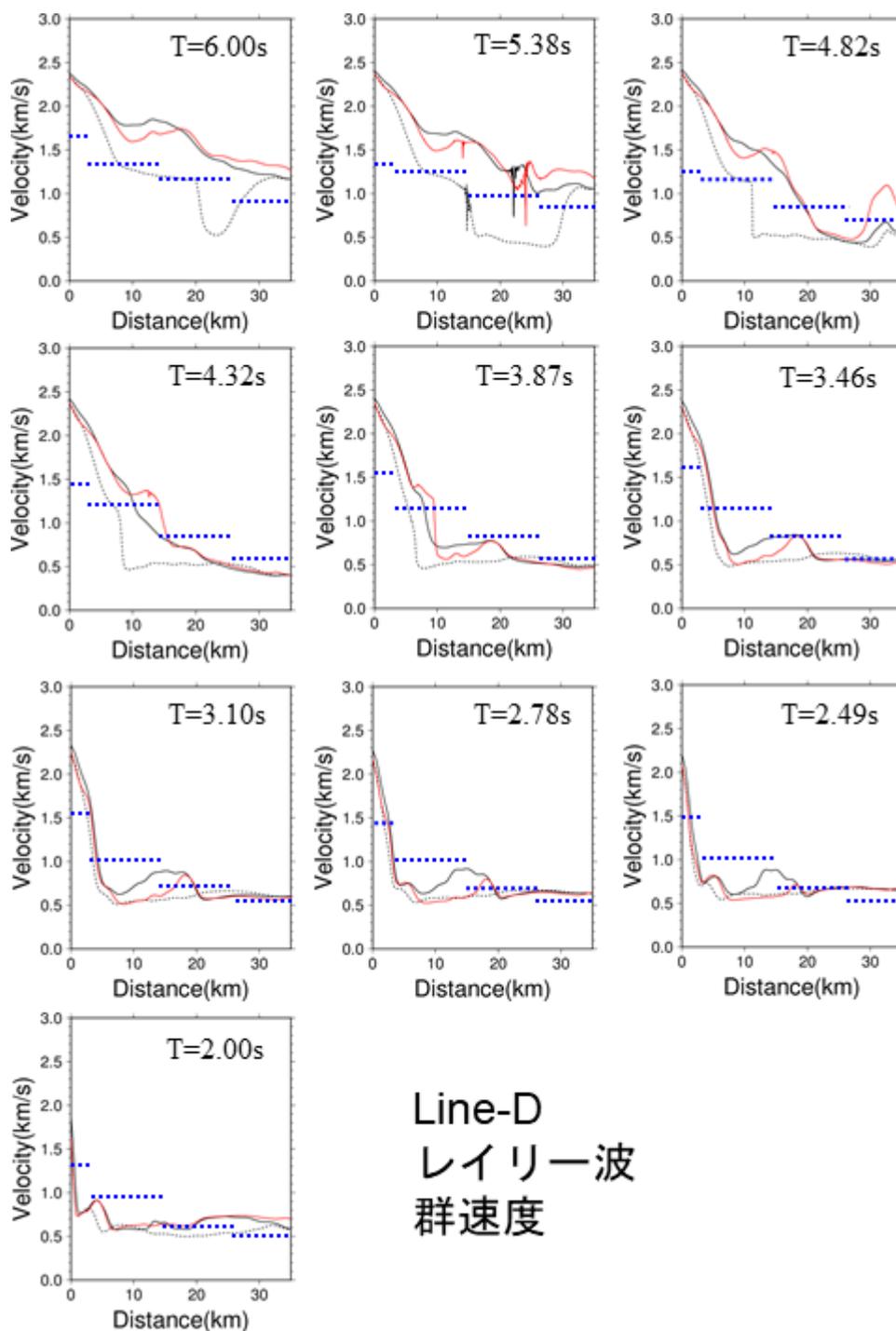
···HERP (2009) —HERP (2012) —This Study ···地元・山中 (2011)

図 4-39 レイリー波基本モードの群速度の比較 [Line-E]



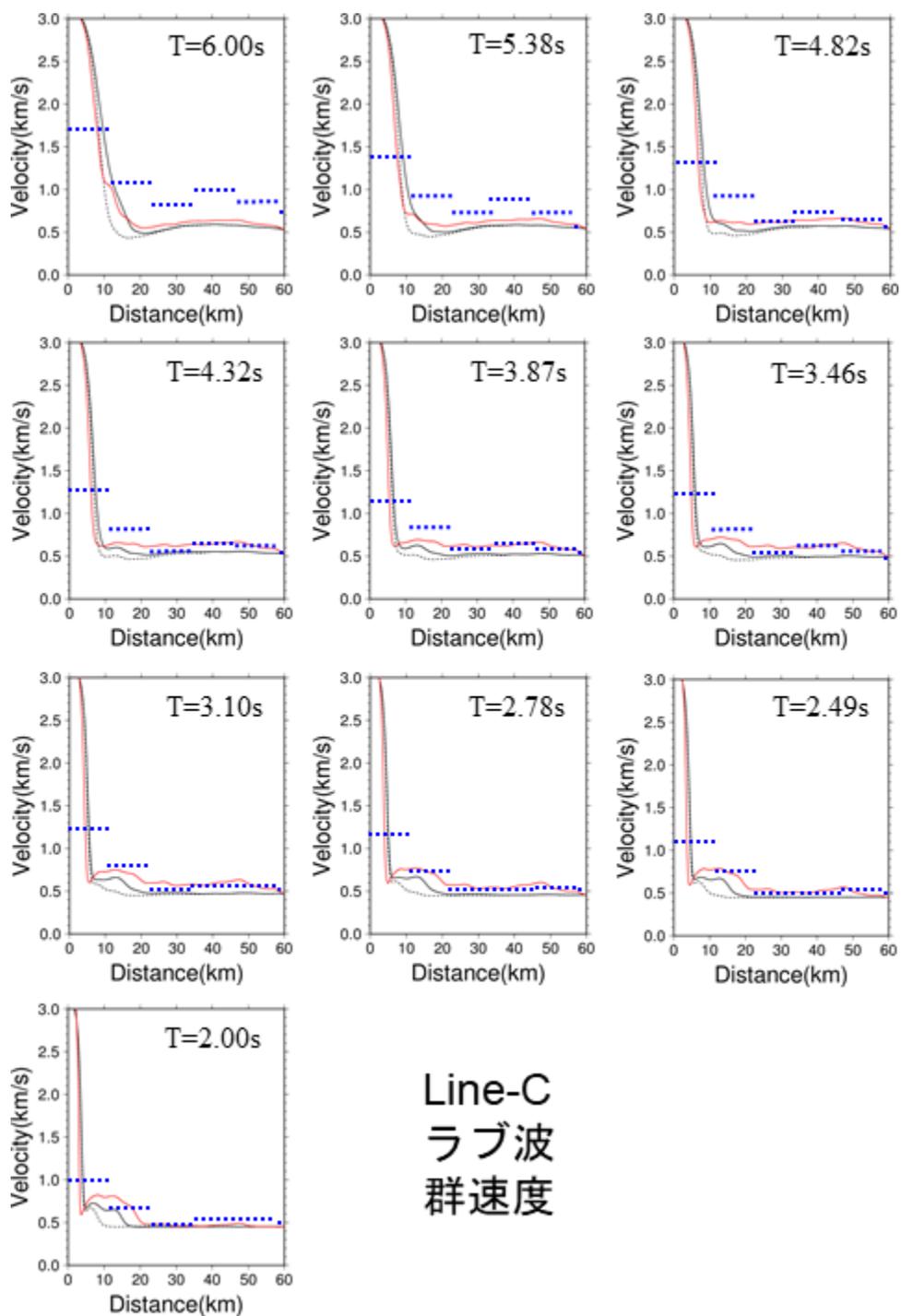
···HERP (2009) —HERP (2012) —This Study ···地元・山中 (2011)

図 4-40 ラブ波基本モードの群速度の比較 [Line-D]



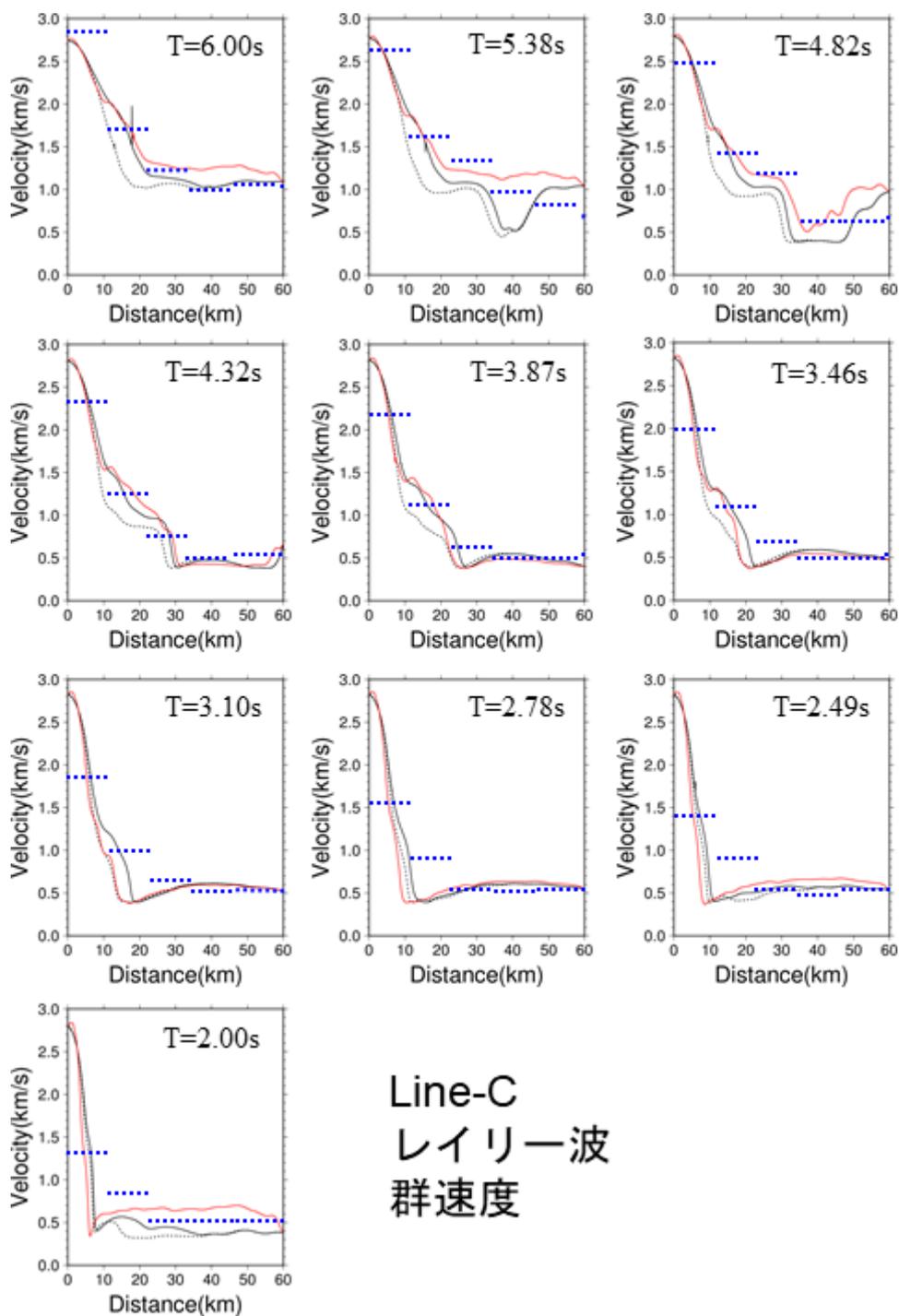
···HERP (2009) —HERP (2012) —This Study ···地元・山中 (2011)

図 4-41 レイリー波基本モードの群速度の比較 [Line-D]



···HERP (2009) —HERP (2012) —This Study ···地元・山中 (2011)

図 4-42 ラブ波基本モードの群速度の比較 [Line-C]



···HERP (2009) -HERP (2012) -This Study ···地元・山中 (2011)

図 4-43 レイリー波基本モードの群速度の比較 [Line-C]

## 4.4 考察

### 4.4.1 センブランス解析によるラブ波伝播方向の推定

#### (1) はじめに

本研究で提案する波形逆解析では、水平成分の主軸解析に基づいたE値という指標でラブ波伝播を二次元近似する仮定の確からしさを定量的に評価し、対象とする地震観測記録を選定する。ここでは、2011年3月15日富士山付近の地震 ( $M_j6.4$ ) の観測記録を用いてセンブランス解析 (Neidell and Taner, 1971) を行いラブ波の伝播方向を推定した。その推定結果とE値を比べて、両者がどのような対応を示すかを確認した。多数の地震観測記録が測線近傍で得られている Line-C を検討対象とした。

#### (2) センブランス解析の方法

センブランス解析は(4-1)式により行った。

$$Sc(t) = \frac{\sum_{k=t-w/2}^{t+w/2} \left( \sum_{i=1}^M f_{i,s(i)+k} \right)^2}{\sum_{k=t-w/2}^{t+w/2} \sum_{i=1}^M f_{i,s(i)+k}^2} / M \quad (4-1)$$

$f_{i,s(i)+k}$  は観測点  $i$  における時刻  $s(i) + k$  の振幅、 $k$  は時間窓の中間時刻、 $w$  は時間窓を表す。 $s(i)$  は観測点間の相対距離  $x_i$  と伝播速度  $c$  から求められる時間差で、 $x_i$  は対象とするラブ波を平面波と見なすことで伝播方向  $\varphi$  から求めた。 $M$  は観測点数を表し、概ね正三角形を構成する3観測点から成るアレイを設けた。ここではラブ波を対象としていることから  $f_{i,s(i)+k}$  は  $\varphi$  の直交成分を用いた。未知パラメタは  $\varphi$  と  $c$  とし、センブランス値  $Sc(t)$  が最大となる値をグリッドサーチにより探索した。 $\varphi$  は北から反時計回りに180度の範囲を1度刻み、 $c$  は0.2~1km/sの範囲を0.02km/s刻みで探索した。時間窓の幅  $w$  は20秒とした。時間窓の時刻を2秒刻みで動かし、 $\varphi$  と  $c$  の時間経過を推定した。Line-C近傍で計10のアレイを設けてラブ波の伝播方向の空間分布を調べた。周期4秒を対象とし、波形逆解析と同じ狭帯域のガウス型バンドパスフィルター処理を行った速度波形を検討に用いた。

### (3) 解析例

例として E.SIBM (MeSO-net 杉並区), E.NSJM (MeSO-net 新宿区), E.OA5M (MeSO-net 新宿区)の3観測点を用いたセンブルランス解析の結果を図4-44a～図4-44fに示す。図4-44aは時刻0秒を地震発生時刻に合わせた3観測点における周期4秒の速度波形である。この波形データを用いて(4-1)式の $Sc(t)$ が最大となるセンブルランス解析結果を図4-44b～図4-44fに示している。図4-44bは最大速度, 図4-44cは $Sc(t)$ , 図4-44dは位相速度 $c$ , 図4-44eは北から時計回りを正とした伝播方向 $\varphi$ を表す。ラブ波が伝播する時刻80秒付近で $Sc(t)$ は0.98と高い相関性を示す。この $Sc(t)$ が高い時間区間における $c$ の平均は0.4km/s,  $\varphi$ の平均はN18deg.Eである。Line-Cの向きはN15deg.Eである。すなわち, この付近を伝播するラブ波はLine-Cの向きから僅か3度しかずれていない。 $c=0.4\text{km/s}$ ,  $\varphi=N18\text{deg.E}$ として時刻を補正した3観測点の速度波形を図4-44fに示す。

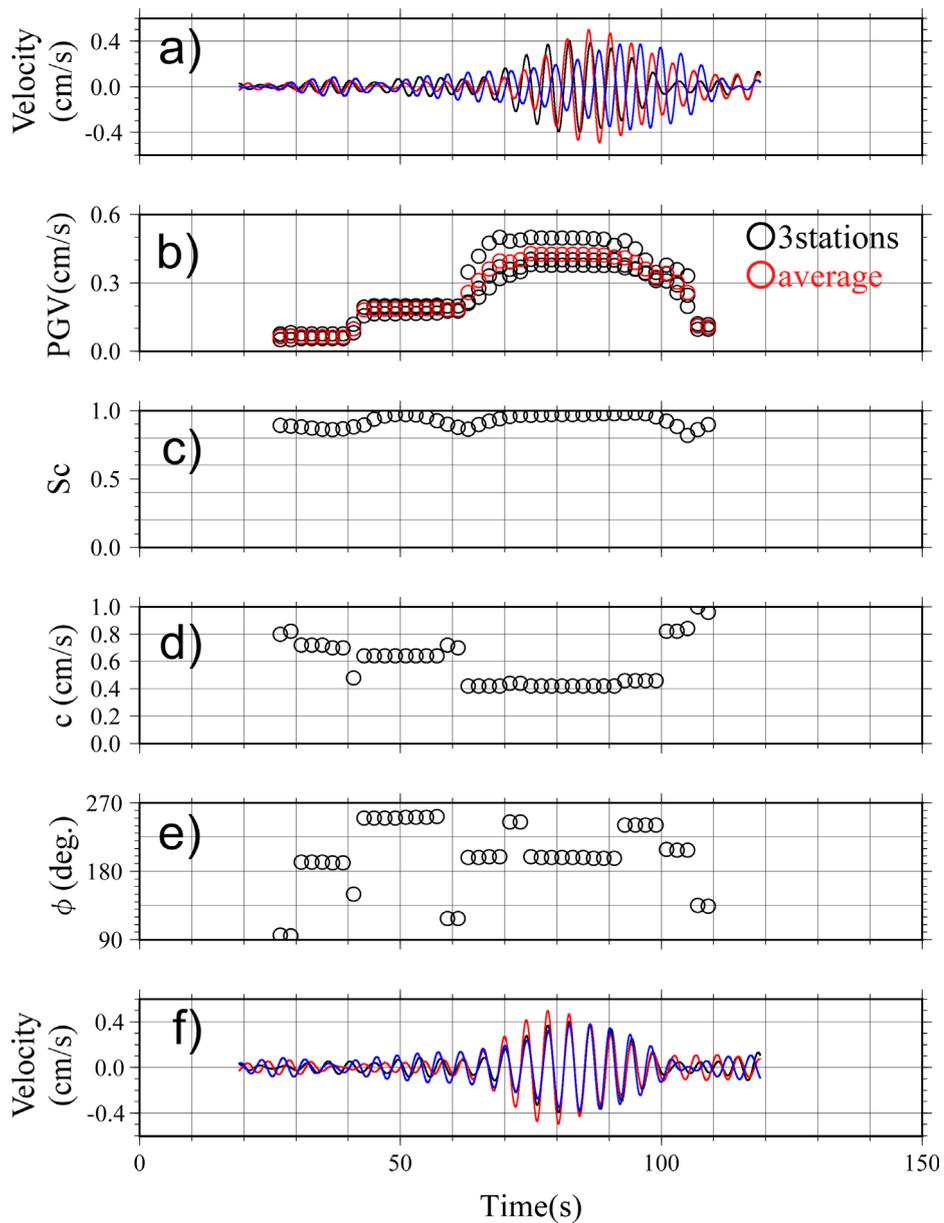


図 4-44 センブランス解析の結果例  
(E.SIBM, E.NSJM, E.OA5M の3観測点を使用)

- a) 時刻 0 秒を地震発生時刻に合わせた速度波形
- b) 最大速度
- c)  $c$  はセンブランス値  $Sc(t)$
- d) 位相速度  $c$
- e) 北から時計回りを正とした伝播方向  $\phi$

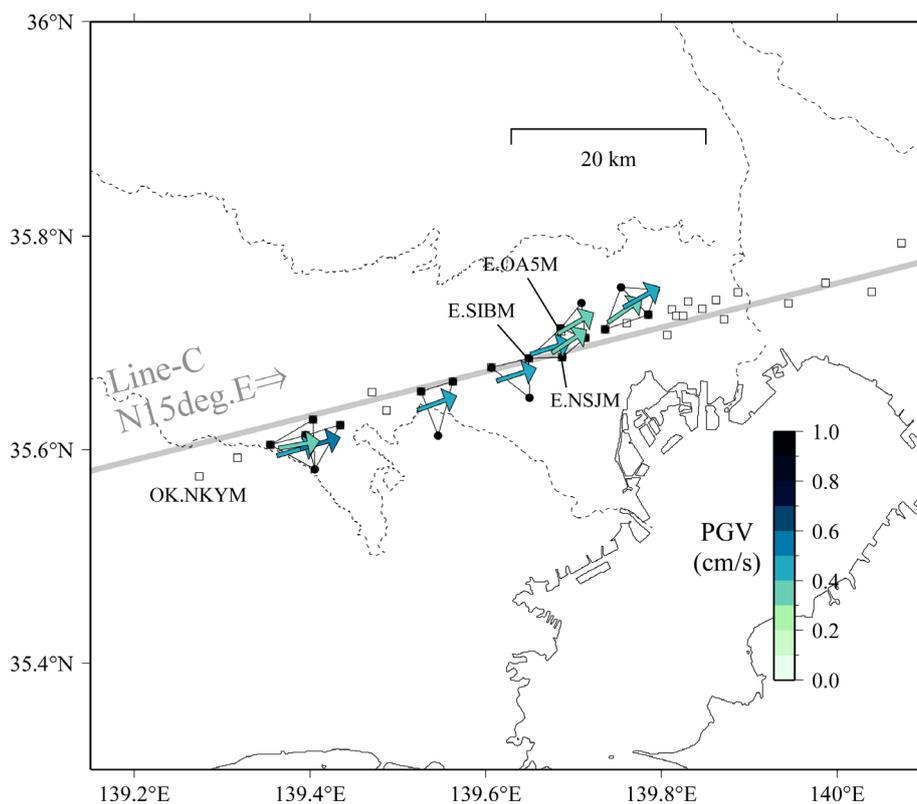


図 4-45 センブランス解析により推定したラブ波伝播方向の分布  
(矢印の向きは伝播方向, 色の濃さは3観測点平均のラブ波の最大振幅を表す)

#### (4) ラブ波伝播方向とE値の対応

各アレイを対象に同様のセンブランス解析を行った結果として、ラブ波伝播方向の空間分布を図4-45に示す。矢印の向きで伝播方向、色の濃さで3観測点のラブ波最大振幅の平均値を表している。図中の□印はLine-Cの二次元S波速度構造推定に用いた観測点を表す。●印はセンブランス解析に用いた観測点であり、アレイを組んだ3観測点を線で繋いだ。ラブ波が伝播する向きはE.OA5M付近でやや北向きに変わっている。

各アレイのラブ波伝播方向の推定結果として、Line-Cの向き(N15deg.E)に対する方位差 $\Delta E_{\theta}$ を図4-46aに示す。E値の定義と同じように求めた方位差を90deg.で除した。横軸は盆地端部に位置するOK.NKYM(MeSO-net 相模原市)からの水平距離とした。E.OA5Mよりも東側で伝播方向が変わることにより、 $\Delta E_{\theta}$ は距離40km以上で0.2程度と明らかに大きくなっている。

周期4秒のE値の分布を図4-46cに示す。参考として周期3秒と5秒のE値の分布を図4-46dと図4-46bに示す。4.2.3項で実施した波形逆解析では、これらのE値の分布に基づいてOK.NKYMから矢印で示した範囲の観測記録を使用した。この矢印の位置はE値が概ね0.2を上回ることを目安に決めた。周期5秒では、距離約40km付近でE値は0.2程度まで特異に大きくなることから、波形逆解析では距離37km以下の観測記録を使用した。周期4秒では、周期5秒ほど明瞭でないが同じように距離約40km以上でE値は大きくなる傾向が認められる。周期が長いほどラブ波伝播を二次元近似できる距離は長くなると仮定し、周期5秒と同様に距離37km以下の観測記録を波形逆解析で使用した。周期3秒では、距離約30km以上でE値は0.2程度を上回ることから、距離28km以下の観測記録を波形逆解析で使用した。

センブランス解析により推定した周期4秒の $\Delta E_{\theta}$ は、周期5秒と周期4秒のE値の分布と概ね調和的である。このことはE値によりラブ波伝播方向のずれを検出できていることを表している。

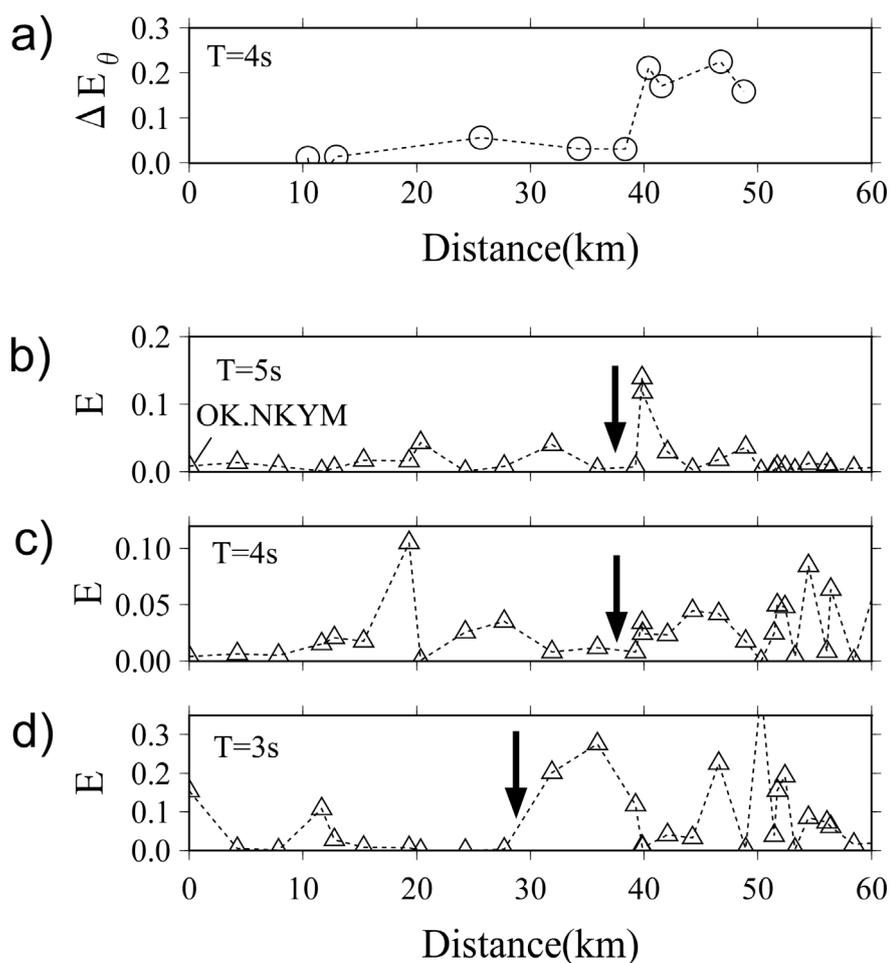


図 4-46 センブランス解析により推定したラブ波伝播方向と E 値の分布

- a) センブランス解析で推定した周期 4 秒のラブ波伝播方向。Line-C の向き (N15deg.E) からの方位差を E 値の定義と同様に 90deg. で除した。
  - b) Line-C の観測記録から求めた周期 5 秒の E 値の分布
  - c) Line-C の観測記録から求めた周期 4 秒の E 値の分布
  - d) Line-C の観測記録から求めた周期 3 秒の E 値の分布
- (波形逆解析では b),c),d) の E 値に基づき距離 0km から矢印で示した範囲内の観測記録を使用)

#### 4.4.2 レイリー波がE値に与える影響

##### (1) はじめに

本研究で提案する二次元S波速度構造推定法では、E値という指標で波形逆解析に用いる観測記録を選定する。このE値は、ラブ波伝播の二次元仮定の確からしさを定量的に評価するものとして、水平オービットの主軸方位と楕円率の変化量として定義したが、地震観測記録の水平成分にはラブ波以外にレイリー波が混在し、このレイリー波の寄与が大きい場合にはラブ波伝播を二次元近似できる場合でも主軸方位と楕円率は変化し大きいE値が評価される。

そこで、レイリー波がE値に及ぼす影響について検討するために、既存の一次元速度構造モデルを用いて理論的にレイリー波の水平上下スペクトル比（以下、H/V）を算定し、これに観測記録の上下成分を乗じて簡易的にレイリー波の水平成分の速度波形を評価した。そのレイリー波の水平成分とラブ波のエネルギー比を求めてE値の分布と比較した。Line-Cを検討対象とした。

##### (2) H/Vの算定方法

レイリー波のH/Vは、Arai and Tokimatsu (2004)の方法で評価した。レイリー波のミディアムレスポンスと楕円率は、HERP (2009)の三次元モデルから観測点直下の一次元モデルを抜き出して算定した。水平と上下の加振力比は全周期について0.7を与え0~5次モードを考慮した。

##### (3) レイリー波の水平成分の評価結果

対象周期はLine-Cの二次元速度構造推定に用いた周期1~10秒（ただし、周期6秒は対象外）とした。Line-C近傍の35地点の観測記録を検討に用いた。評価したレイリー波の水平成分の速度波形を図4-47に青で示す。参考としてラブ波に相当するN15deg.W成分（Line-Cの直交成分）の速度波形を黒で重ねた。

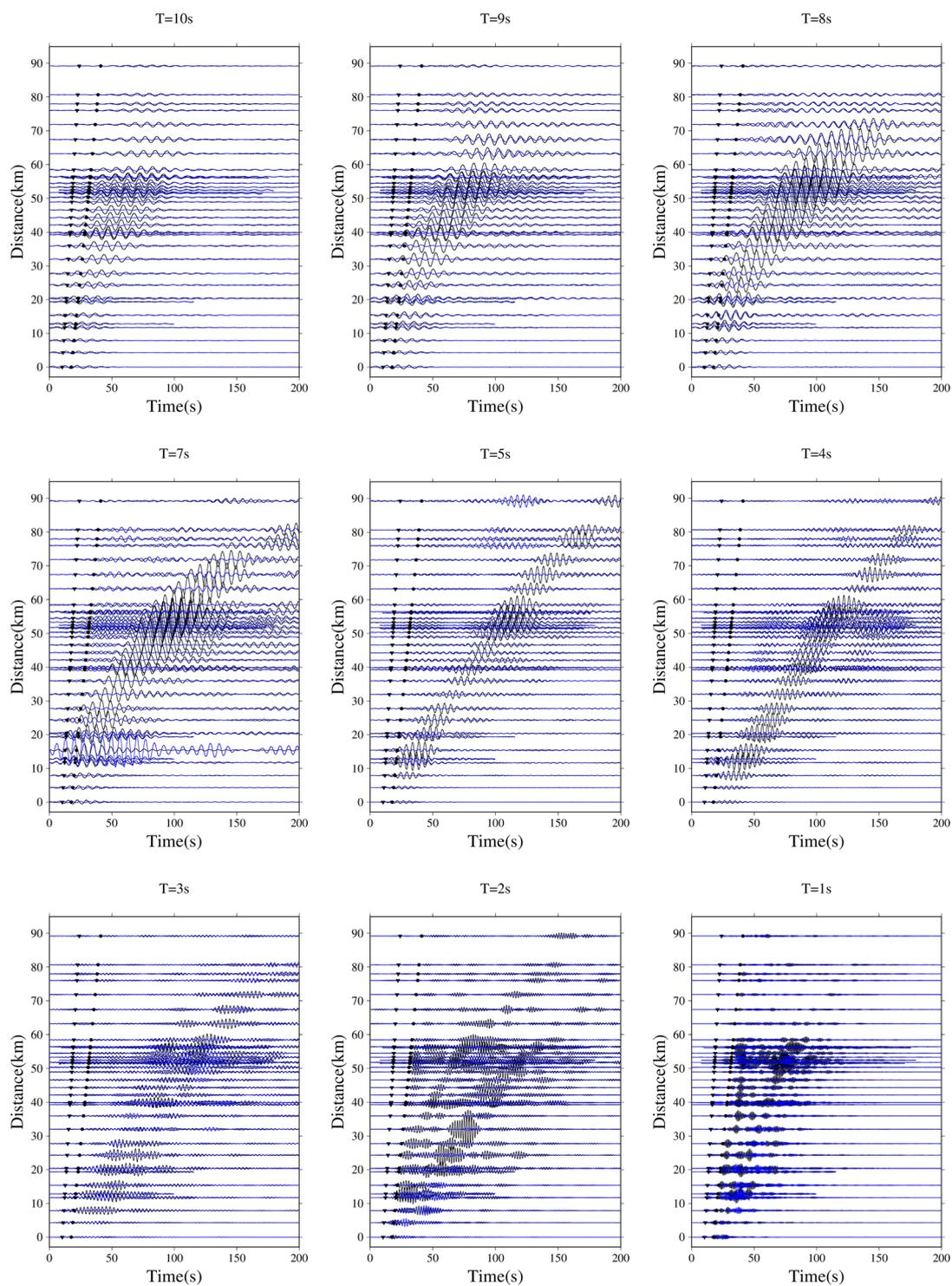
##### (4) レイリー波の水平成分とラブ波のエネルギー比

#### 第4章 「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」

ラブ波に対するレイリー波の水平成分のエネルギー比を図 4-48a に示す。横軸は盆地端部に位置する OK.NKYM (MeSO-net 相模原)からの距離とし、各周期の比を上下に並べた。エネルギー算定の前処理として、波形逆解析と同じ時間区間の波形切り出しを行った。比較のために 4.2.3 項で評価した Line-C の E 値の分布を図 4-48b に示す。

長周期成分では、例えば周期 7 秒の距離 12~15km でエネルギー比は顕著に大きくなっている。周期 7 秒の E 値を見ると、○印で囲った範囲で E 値は局所的に大きくなっており、レイリー波の寄与が原因であることが明らかとなった。周期 1~3 秒の短周期成分では、盆地端部からの距離が近い 0~15km の観測点でエネルギー比は大きくなっている。例えば周期 2~3 秒の E 値を見ると、○印で囲った距離 0km の OK.NKYM で E 値は局所的に大きくなっており、同じようにレイリー波の影響が疑われる。

E 値を基に波形逆解析で対象とする観測記録を選定する際には、局所的に大きい E 値が評価された場合には、このようにレイリー波の寄与が原因である可能性を考える必要がある。



—ラブ波 (N15deg.W 成分の観測記録)

—観測記録の上下成分から推定したレイリー波

図 4-47 バンドパスフィルター処理後のラブ波とレイリー波の速度波形 [Line-C]

(▼印と●印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)

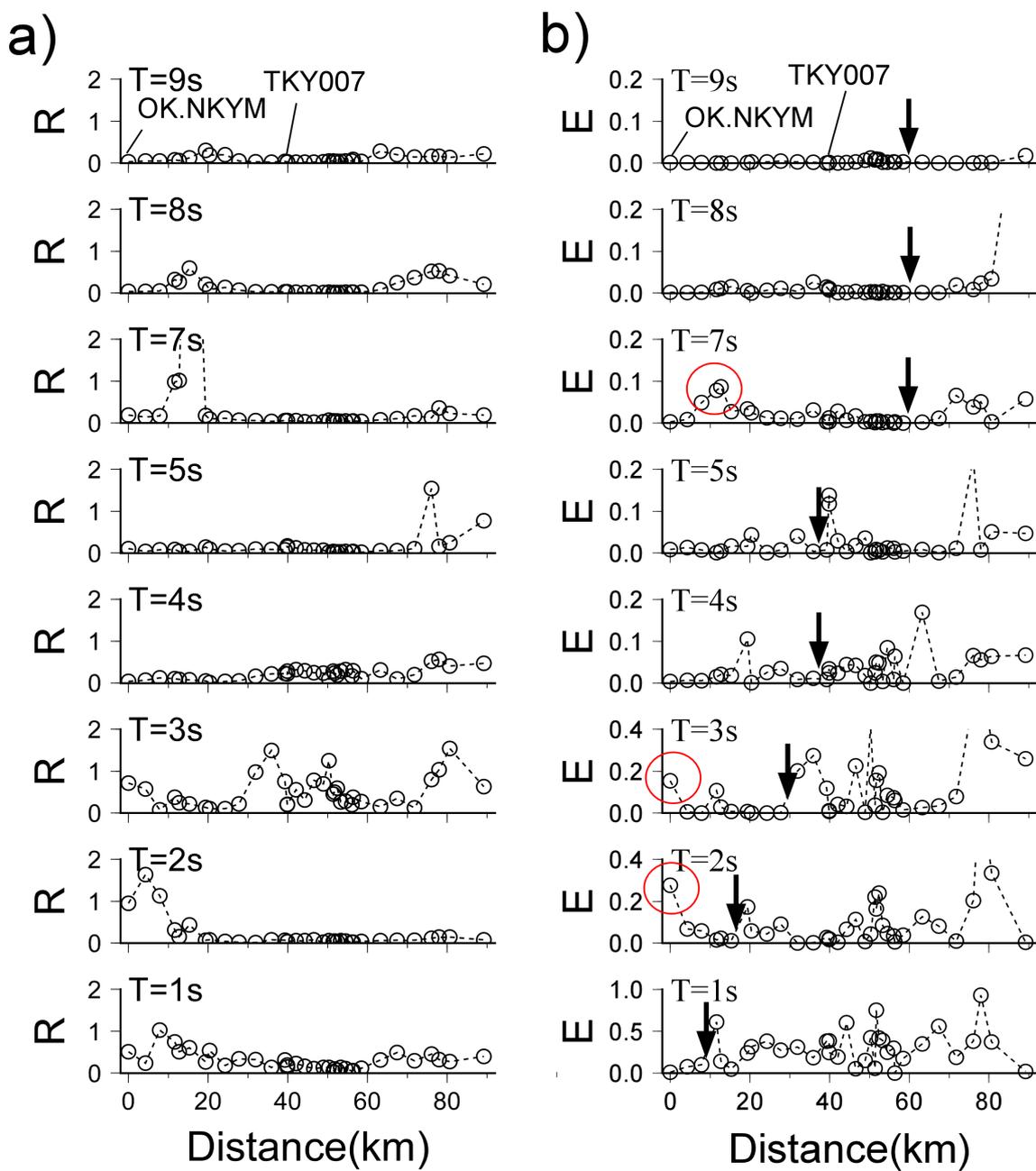


図 4-48 レイリー波のエネルギーレベルと E 値の分布

- a) エネルギー比 (レイリー波/ラブ波)
- b) E 値 (OK.NKYM から縦線で示した範囲の観測記録を波形逆解析で使用)

#### 4.4.3 二次元仮定が妥当となる距離と周期の関係

本研究による二次元S波速度構造では、E値に基づいてラブ波伝播の二次元仮定に矛盾のない観測記録を選定し、波形逆解析に使用する。今後、本手法を様々な地域に適用することを考えると、関東平野ほど緻密な地震観測が行われている地域は稀であり、多くの場合、検討に使用できる観測記録は限られる。そのとき、二次元仮定が妥当となる距離と周期の関係に係る経験式があると、E値を補う情報として逆解析に使用する観測記録を選定する一つの目安になる。そこで、関東平野で評価したE値に基づいて、二次元仮定が妥当となる距離と周期の関係について検討した。

短周期のラブ波を逆解析に使用できなかったLine-Eは対象外とし、Line-AからLine-Dの4測線について、逆解析に使用した観測記録の周期と、盆地端部からの距離のデータを整理した。両者の関係を図4-49に示す。二次元性を仮定できる距離が対象測線長（距離の上限値）に等しいデータは除いた。

周期が長いほど二次元性を仮定できる距離は長くなり、この距離  $D$  (km) と周期  $P$  (秒) の関係を一次式でモデル化すると(4-2)が得られる。

$$D = 4.7 \times P + 4.5 \quad (4-2)$$

K-NET と KiK-net の地震観測点は、地域によるが平均的に 20km 程度の間隔で設置されている。20km 離れた観測点間でラブ波伝播を 2 次元近似できる周期は約 3 秒以上であり、周期 1~2 秒の短周期のラブ波を逆解析に用いるためには、気象庁や自治体などの別の機関による地震観測データを利用する、あるいは独自に地震観測を行い、観測データを獲得する必要があると考えられる。

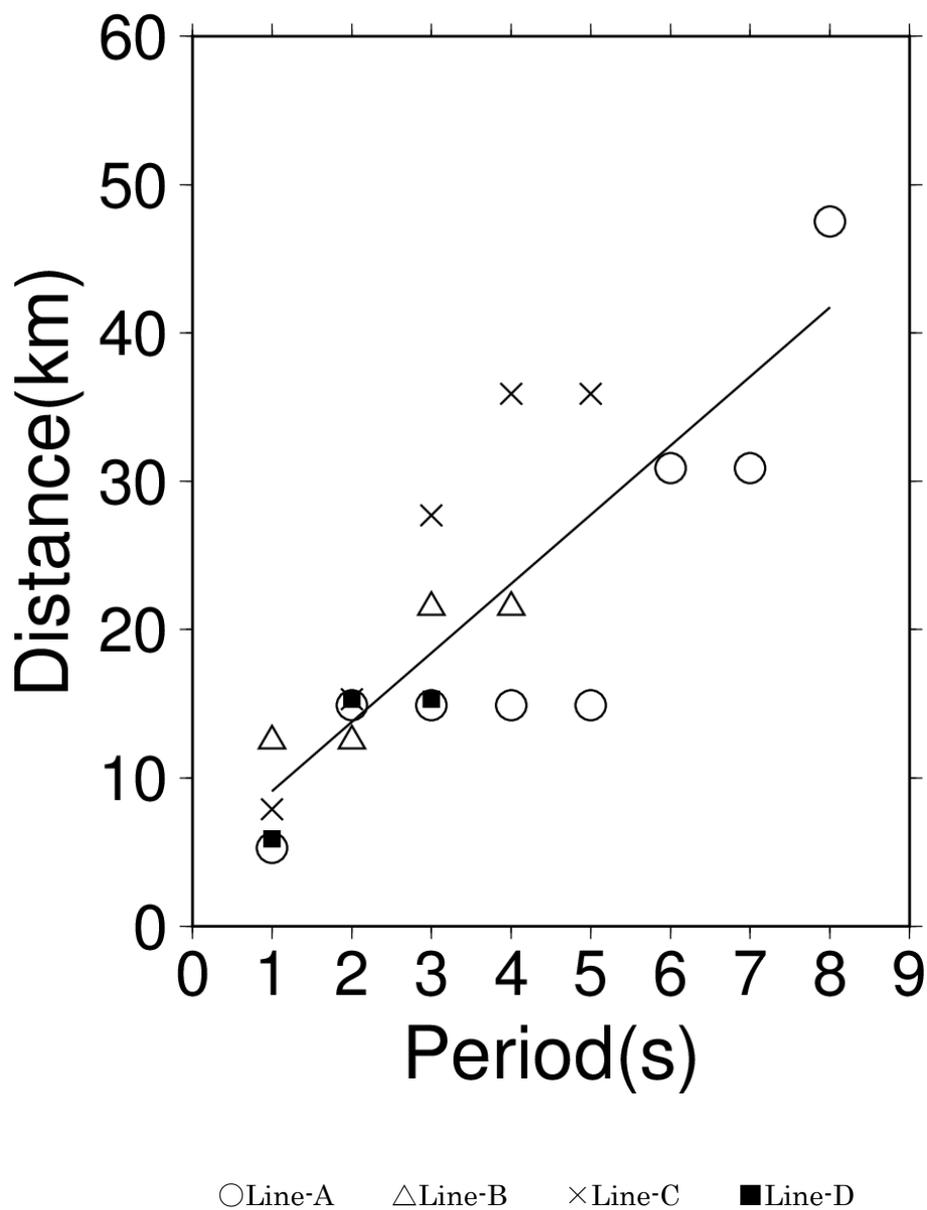


図 4-49 二次元仮定が妥当となる距離と周期の関係

#### 4.5 深部地盤の三次元S波速度構造モデルの構築

Line-A~Line-Eの二次元S波速度構造の推定結果をHERP(2012)による三次元モデルに反映することで三次元構造の修正モデルを作成した。

5測線を対象とした二次元構造の推定結果をまとめて図4-50に示す。推定結果とHERP(2012)モデルの違いは特に盆地端部で顕著だが、例えばLine-Aの推定結果を見ると、盆地端部から40km程度離れた堆積層が厚い地域でも各層の境界深度はHERP(2012)モデルに比べて浅くなっている。測線全体の推定結果をHERPモデルに反映することで盆地全体のモデル精度を向上できる可能性は考えられるが、盆地端部から遠くなるとLine-A~Line-Eの測線間の距離が遠くなり、三次元モデルを修正する際の内挿エリアが広がる。ここでは、できるだけ内挿を行わずにモデルを修正するために、盆地端部に限定してモデルを修正し、この盆地端部のモデルの高精度化が地震動評価に与える影響に着目することにした。モデルを修正した測線間の最大距離はおおよそ15km(約1波長分)である。推定結果をHERP(2012)モデルに反映する有効範囲を図4-50に青矢印で示した。HERP(2012)モデルに比べて地震基盤上面が大幅に深くなったLine-Eについては、全測線長の推定結果をHERP(2012)モデルに反映した。

はじめに、Line-A~Line-EのS波速度 $V_s=0.5, 0.9, 1.5\text{km/s}$ の各層について、HERP(2012)モデルに対する推定結果の層厚の差(推定結果-HERP2012)を求めて、モデル修正値の二次元分布を算定した。次に、その修正値を空間的に滑らかに補間することでモデル修正値の三次元分布を求めた。空間補間は、5測線の推定結果の有効範囲を10kmとし、GMT(Wessel et al., 2013)によるスプライン関数を用いて行った。得られたモデル修正値の三次元分布を図4-51に示す。図中に黒線で記したLine-A~Line-Eの測線長は、図4-50に青矢印で示したモデル修正範囲に対応している。青色のエリアはHERP(2012)モデルを厚く、赤色のエリアは薄く修正することを意味する。

図4-51のモデル修正値の三次元分布をHERP(2012)モデルに足し合わせて三次元構造の修正モデルを作成した。修正モデルの $V_s=0.9\text{km/s}$ 層上面、 $V_s=1.5\text{km/s}$ 上面、 $V_s=3.2\text{km/s}$ 層(地震基盤)上面の深度分布を修正前のモデルと並べて図4-52に示す。修正前後では、特にLine-E付近の地震基盤上面と、盆地端部における $V_s=0.9\text{km/s}$ 層上面の深度分布に違いがある。このモデル修正が地震動評価に与える影響を次章で検討する。

第4章 「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」

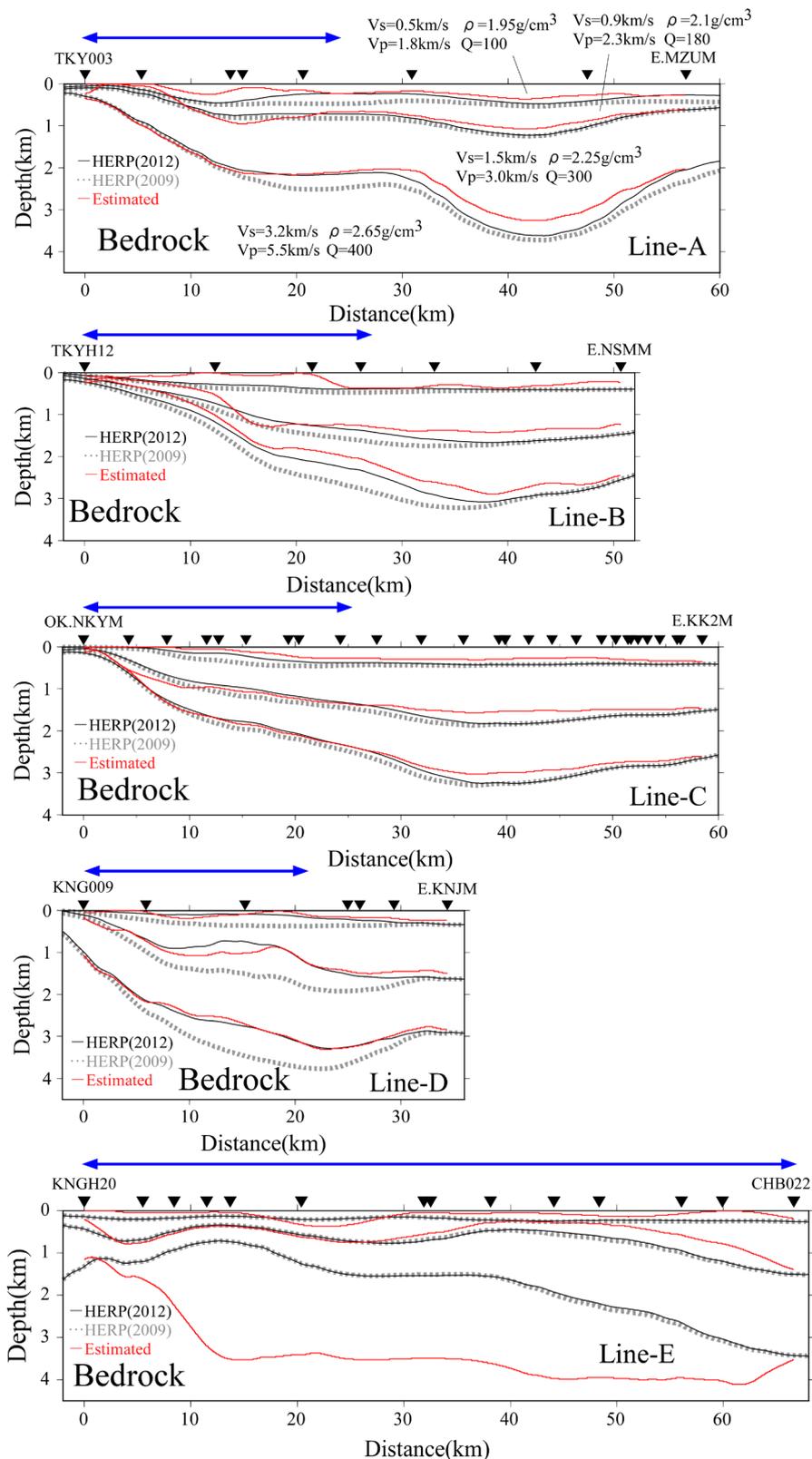


図 4-50 深部地盤の二次元 S 波速度構造の推定結果

(青矢印の範囲の推定結果を HERP (2012)モデルに反映して三次元モデルを作成)

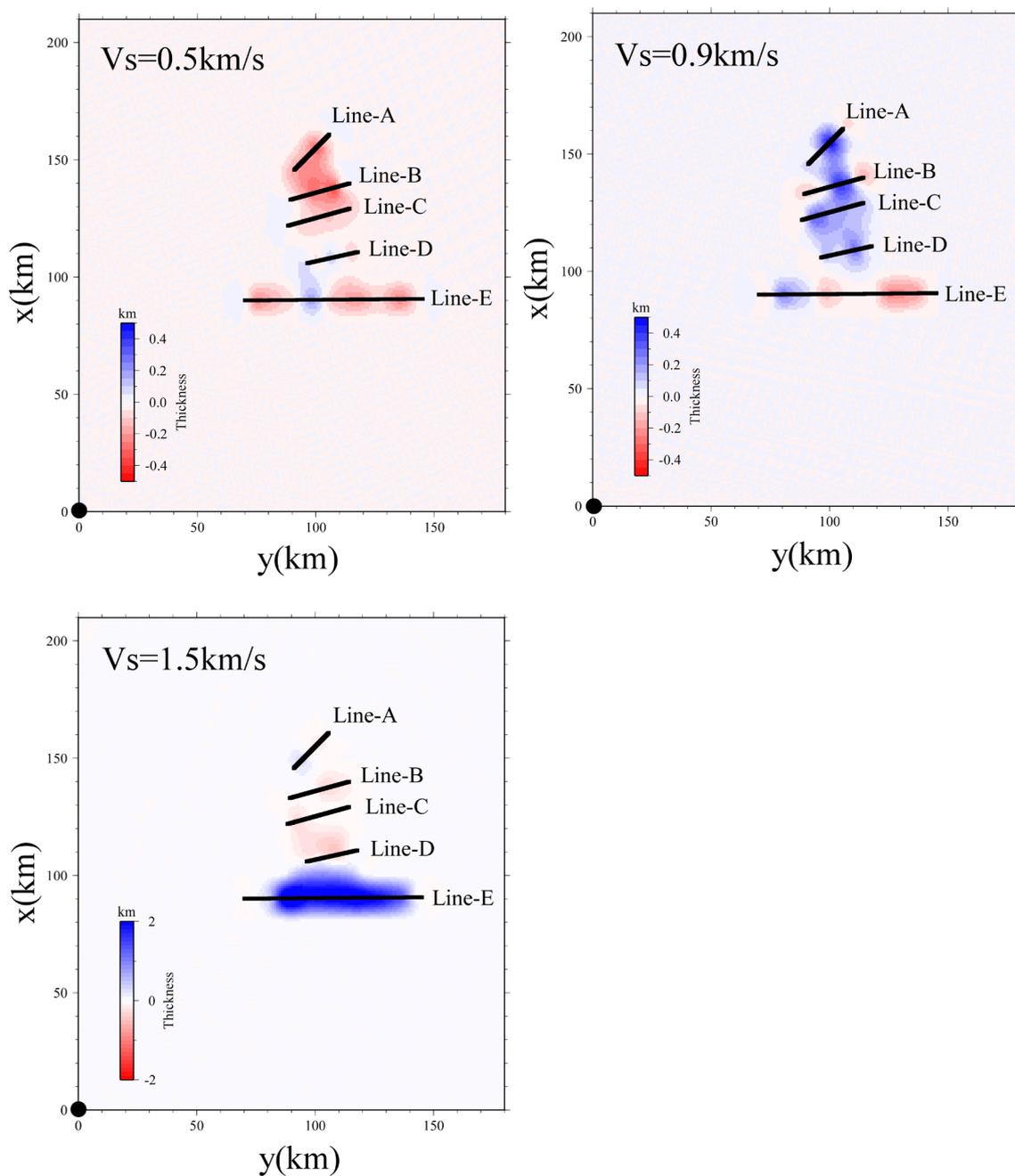
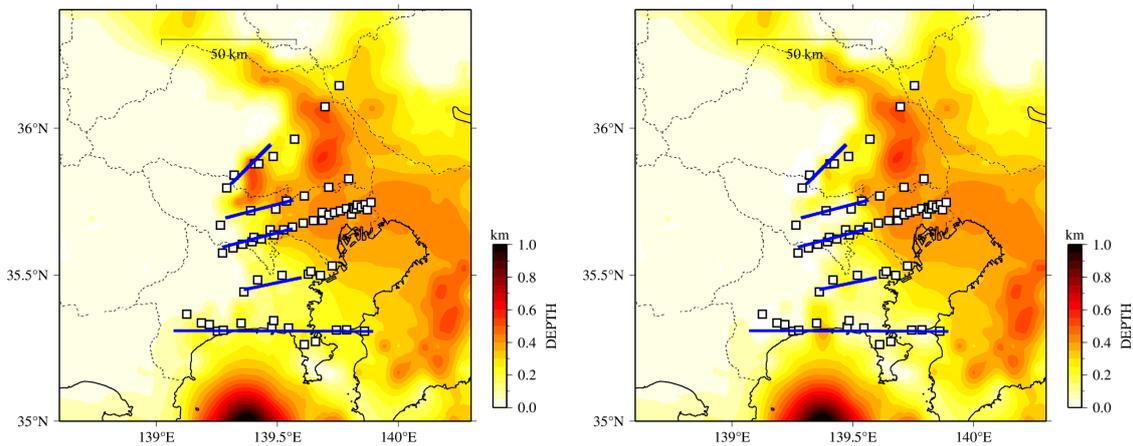


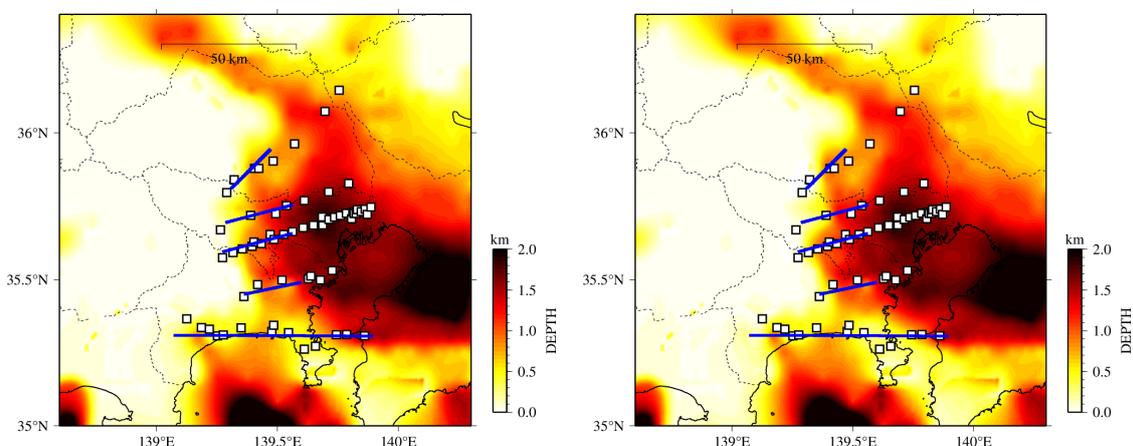
図 4-51 モデル修正値の三次元分布

(推定結果—HERP (2012)モデルの層厚の差の三次元分布。●印は座標値をデカルト座標系に変換した際の基準点 (北緯 34.5 度, 東経 138.3 度) を表す)

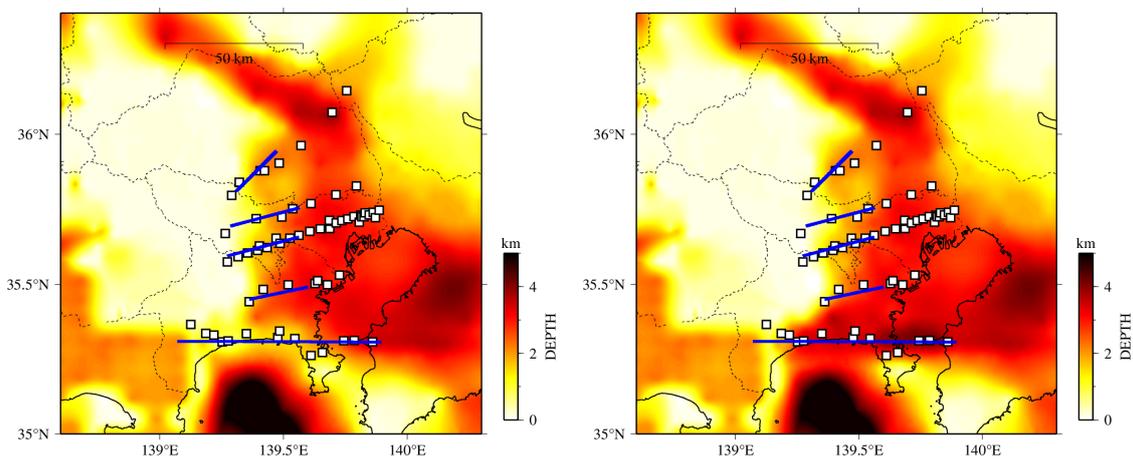
第4章「関東平野を対象とした深部地盤の二次元S波速度構造推定」



Vs=0.9km/s 層上面深度分布



Vs=1.5km/s 層上面深度分布



Vs=3.2km/s 層（地震基盤）上面深度分布

修正前（HERP, 2012）

修正後

図 4-52 修正前後の三次元S波速度構造モデル

（□印は二次元S波速度構造推定に用いた地震観測点。青線は Line-A～Line-E を表し、モデル修正に用いた範囲のみを示している）

## 4.6 まとめ

ラブ波を用いた波形逆解析による深部地盤の二次元S波速度構造法の実記録への適用性について検討するために、関東平野の5測線に本手法を適用した。推定結果をHERP (2009, 2012)による既存の地盤モデルと比較したところ、特に盆地端部で顕著な違いが認められ、推定結果では速度境界の勾配がより急になる等の傾向があることを示した。

推定結果の妥当性検証のために、山中・山田 (2006)による工学的基盤のS波速度、反射法地震探査結果、地元・山中 (2011)による表面波の群速度との対応を調べた。HERP (2009, 2012)モデルと比べていずれの対応も改善されており、一部課題は残るものの顕著な不整合は認められず、推定結果の妥当性を示すことが出来た。

センブランス解析によりラブ波伝播方向を精緻に調べてE値との対応を調べた。ラブ波伝播方向が変わる場所でE値は顕著に大きくなり、E値によりラブ波伝播方向の変化を検出できることを示した。

レイリー波の水平成分がE値に及ぼす影響を明らかにするために、水平上下スペクトル比と地震観測記録の上下成分を用いてレイリー波の水平成分を推定し、そのレイリー波の水平成分とラブ波のエネルギー比を求めてE値の分布と比較した。レイリー波の寄与が大きい場合、評価されるE値は大きくなる様子が確認された。局所的に大きいE値が評価された場合にはレイリー波の影響を疑う必要があることを明らかにした。

今後、本手法を様々な地域に適用することを見据えて、関東平野で評価したE値に基づいて、二次元仮定が妥当となる距離と周期の関係を整理し、両者の経験的な関係式を策定した。

5測線を対象とした二次元構造の推定結果をHERP (2012)モデルに反映した三次元構造の修正モデルを作成した。盆地端部のモデルを修正する影響に着目するために、Line-Eを除きモデルの修正範囲を盆地端部から25km程度の範囲に限定した。このモデル修正が地震動評価に与える影響を次章の地震動シミュレーションで検討する。

## 第5章

# 深部地盤の三次元S波速度構造モデルの修正結果が地震動評価に及ぼす影響

### 5.1 浅発地震の地震動シミュレーション

#### 5.1.1 2012年1月28日山梨県東部の地震 (M<sub>j</sub>4.9)

##### (1) 解析条件

修正前後の三次元S波速度構造モデルを用いて波形逆解析による二次元構造推定に用いていない地震の地震動シミュレーションを行い、観測記録の再現性を比較することで盆地端部のモデル修正が地震動評価に与える影響について検討した。

はじめに、内陸地殻内で発生した浅発地震を対象とした地震動シミュレーションを行った。対象地震は2012年1月28日山梨県東部の地震 (M<sub>j</sub>4.9) である。この地震の諸元を表5-1に、震央と地震観測点の分布を図5-1に示す。K-NET, KiK-net, MeSO-net, SK-netの地震観測記録を用いた。点震源を仮定し、図5-2に示すF-netの震源メカニズム解を用いた。震源時間関数はライズタイムを0.35秒とした三角形型で与えた。

地震動シミュレーションは3章の数値実験と同様の三次元差分法により行った。格子間隔などの計算条件を表5-2に示す。水平方向の格子間隔は、周期1秒以上で1波長5gridの安定条件 (Levander, 1988) を満足するように100mとした。鉛直方向の格子間隔は、4章の波形逆解析と同じ20mとした。時間間隔は林田ほか (1999)の安定条件を満足するように1000Hz (=0.001s) とした。三次元地震動シミュレーションは、計算の効率化のためにMPIを用いた領域分割に基づく並列化を行った (笠松・山中, 2005; 笠松・加藤, 2016; 笠松・加藤, 2020)。

表 5-1 地震諸元

発生日	2012/1/28
発生時刻	7:39:43.15
北緯(度)	35.4917
東経(度)	138.9793
深さ(km)	17.78
Mj	4.9

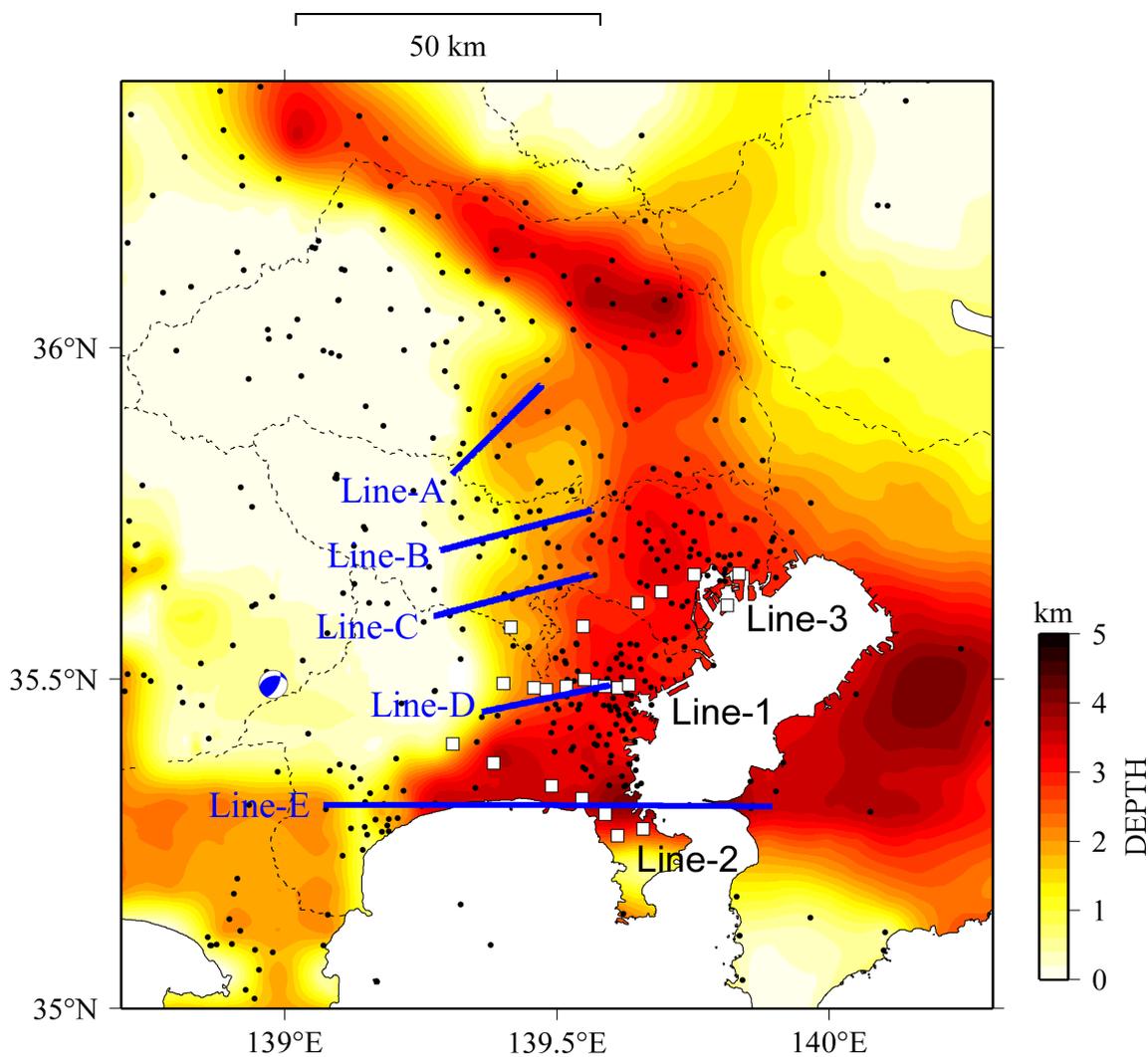


図 5-1 震央位置と地震観測点の分布

(赤コンターは修正モデルの地震基盤上面深度分布，●印は地震観測点，—印は二次元S波速度構造を推定した5測線の位置を表す。□印における速度波形の再現性を詳しく調べた)

■ 気象庁による震源情報

地震発生時刻 (JST)	緯度 (°)	経度 (°)	震央地名	深さ (km)	M <sub>j</sub>
2012/01/28,07:39:43.15	35.4917	138.9793	山梨県東部・富士五湖	17.78	4.9

■ 手動メカニズム推定結果

緯度 (°)	経度 (°)	深さ (km)	走向 (°)	傾斜 (°)	すべり角 (°)	M <sub>0</sub> (Nm)	M <sub>w</sub>	品質
35.4917	138.9793	20	28 ; 259	63 ; 39	61 ; 133	1.47e+16	4.7	83.44

実線:観測 点線:計算

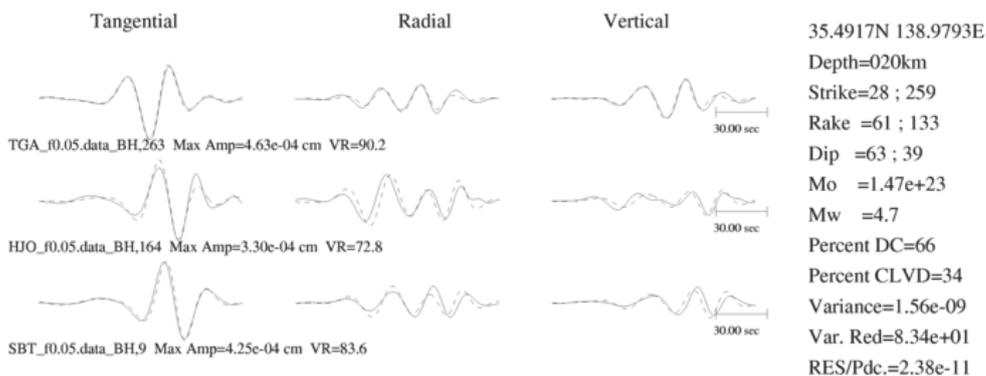


図 5-2 F-net による震源メカニズム解

表 5-2 三次元差分法による地震動の計算条件

格子間隔(NS)	100m	格子点数(NS)	2100
格子間隔(EW)	100m	格子点数(EW)	1800
格子間隔(UD)	20m	格子点数(UD)	600
時間刻み	0.001	時間サンプル数	200000

※UD 方向の格子間隔は、深さ 5~10km では 50m, 深さ 10km 以深では 200m に変更

## (2) 地震観測記録の再現性

### a) 速度波形

図5-1に□印で示した地点を対象に、観測とシミュレーションによる速度波形を比較した。対象周期は4章の二次元構造推定と同じ周期1~10秒とした。短周期成分と長周期成分の再現性をそれぞれ確認するために、周期1~5秒と5~10秒の2帯域に分けて速度波形の再現性を調べた

Line-1近傍の観測点について、観測とシミュレーションによる周期5~10秒のEW成分の速度ペーストアップを図5-3に示す。モデル修正前後の結果を左右に並べた。モデルを修正したことによりS波の到達時刻がやや遅くなり観測記録との対応が改善されている。また、震央距離 $\Delta=45\sim 50\text{km}$ の波形を見ると、わずかにS波に後続する表面波と考えられるフェーズの対応が良くなっている。Line-1近傍の観測点について、周期5~10秒のUD成分の速度波形を図5-4に示す。S/Nが悪い2記録を除いた。 $\Delta=60\text{km}$ 弱の波形を見ると、振幅の再現性が改善されていることが分かる。

次に、Line-2近傍の観測点について、観測とシミュレーションによる周期5~10秒のEW成分の速度ペーストアップを図5-5に示す。Line-2は、モデル修正前に比べて地震基盤上面が大幅に深くなったLine-Eを跨ぐ測線である。モデルを修正したことによりS波の到達時刻が遅くなり、観測記録との対応が改善している。

Line-3近傍の観測点について、観測とシミュレーションによる周期1~5秒のEW成分の速度ペーストアップを図5-6に示す。モデルを修正したことで表面波が伝播する様子に違いが生じている。例えば、 $\Delta=62\text{km}$ の時刻40~50秒付近を見ると、モデル修正前では再現できていなかった表面波の波群が見られるようになっている。 $\Delta=77\text{km}$ のTKYH12(KiK-net江東)は、モデル修正を行った5測線から数十kmも離れているが、時刻60~70秒付近を見ると、モデル修正前では過小評価していた表面波の振幅の再現性に改善が見られる。このように、盆地端部から離れた場所でシミュレーション精度が改善されることは、盆地端部の速度構造が表面波の励起・伝播と係りが深いことを示唆しているとともに、本研究による二次元構造の推定結果の妥当性を表している。

## b) 波形残差

観測記録の再現精度を空間的に把握するために、修正前後のモデルを用いたシミュレーション結果と観測記録の残差 Residual を(5-1)式で評価した。

$$\text{Residual} = \frac{\sum \{ |o(t) - s(t)| \}^2}{\sum o(t)^2} \quad (5-1)$$

$o(t)$ と $s(t)$ は観測と計算による速度波形を表す。シミュレーションでは点震源を仮定し、単純な三角形型の震源時間関数を用いたことから、速度波形の絶対値の残差を評価することにした。周期5～10秒の残差分布を図5-7に、周期1～5秒の残差分布を図5-8に示す。モデル修正前後の分布を左右に並べた。

モデルを修正した効果を分かり易くするために、両者の残差の比（モデル修正後／モデル修正前）を求めて図5-9に示す。周期1～5秒と5～10秒の残差を左右に並べている。比が小さい（青色）の場合、モデルを修正したことで観測記録との残差が小さくなったことを表す。Line-A～Line-Eの測線近傍では、多くの観測点でモデルを修正したことにより残差が小さくなっている。その様子は周期5～10秒におけるLine-D近傍の観測点で顕著に見られる。また、盆地端部から離れた東京湾北側の地域でも残差に違いが生じている。東京湾北部では残差が逆に大きくなった地点もあるが、周期1～5秒のEW成分のように残差が小さくなった地点も多い。本研究では、5測線を対象とした二次元構造の推定結果を基に三次元構造の修正モデルを作成した。より多くの測線を対象に本研究の提案手法を適用することで、観測記録をより精度良く再現する三次元モデルを作成できる可能性が考えられ、今後の課題として検討したい。

## c) 残差が大きくなった地点の速度波形

三次元モデルを修正したことで残差が大きくなった地点を対象に、速度波形がどのように変わったかを確認した。比較地点の分布を図5-10上に示す。周期5～10秒のNS成分を対象とし、図5-9と同様に観測点位置に残差の比（モデル修正後／モデル修正前）の大きさを色付けした。観測とシミュレーションによる速度ペーストアップを重ねて図5-10下に示す。震央距離 $\Delta=60\sim70\text{km}$ の3観測点で残差の比が大きくなっている。すなわち、モデルを修正したことで残差が大きくなっている。この3観測点の速度波形を見ると、時

刻 40~60 秒に振幅の大きい表面波の波群が認められる。観測記録とシミュレーション結果の対応を詳しく見ると、モデルを修正したことでこの表面波の到達時刻がやや早くなり、観測記録との位相ずれが生じている。モデル修正前後で波形の形状は大きく変わらないことから、この位相ずれが残差が大きくなった要因であると考えられる。なお、震央距離が遠い観測点ほど、シミュレーションによるモデル修正前後の速度波形の違いは顕著になっている。

震央距離が比較的近い観測点ではシミュレーションによるモデル修正前後の速度波形に大きな違いは認められず、どちらも観測記録に対して表面波の到達時刻が早い。この特徴は、地震基盤がほぼ露頭する  $\Delta=33\text{km}$  の観測点でも同様に認められる。このことは、地震波が堆積盆地に入射する以前の地盤モデルに実地盤との乖離がある、または、シミュレーションに用いた震源モデルを修正する必要があることを示唆している。仮にこの堆積盆地への入射波を修正できたとしたら、シミュレーション結果の主要なフェーズは全体的に到達時刻が遅くなる。このとき、本検討で残差が大きくなった  $\Delta=60\sim70\text{km}$  の 3 観測点では、モデル修正結果の方が観測記録とより良い対応を示す可能性が考えられる。引き続き、三次元モデルの修正を継続するとともに、構築したモデルの妥当性検証のために、様々な地震を対象とした地震動シミュレーションが必要と考えられる。

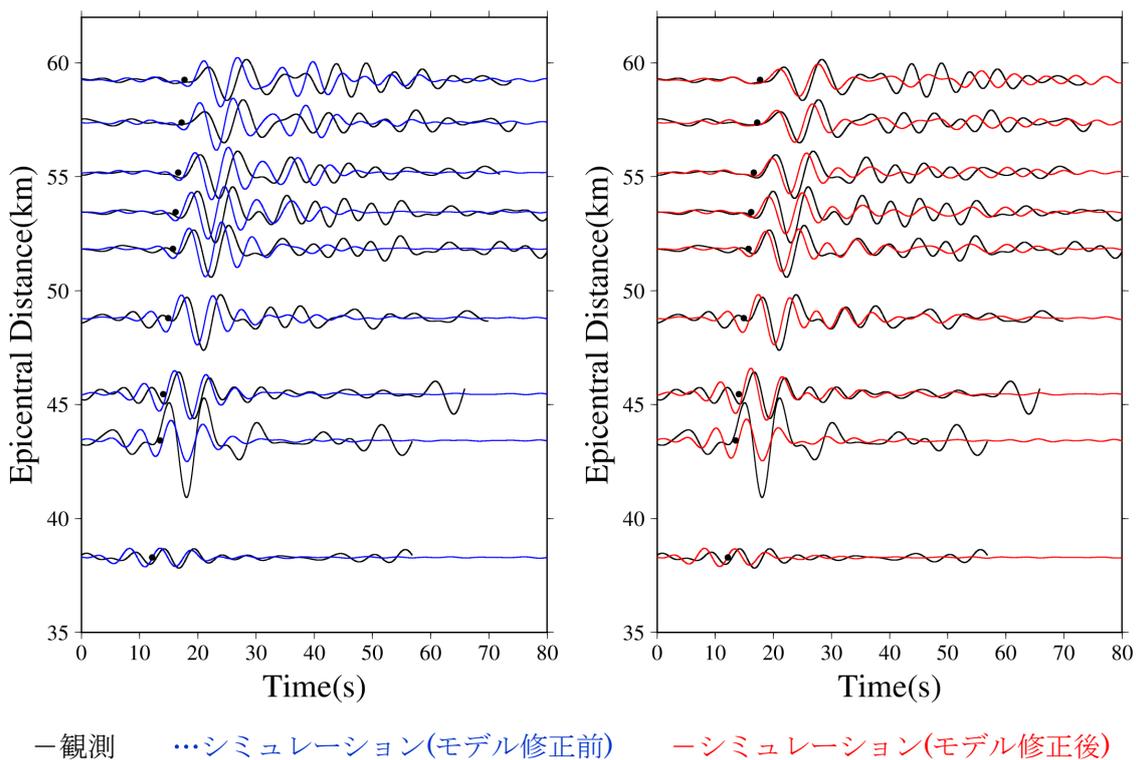


図 5-3 Line-1 の速度波形の比較 (周期 5~10 秒, EW 成分)

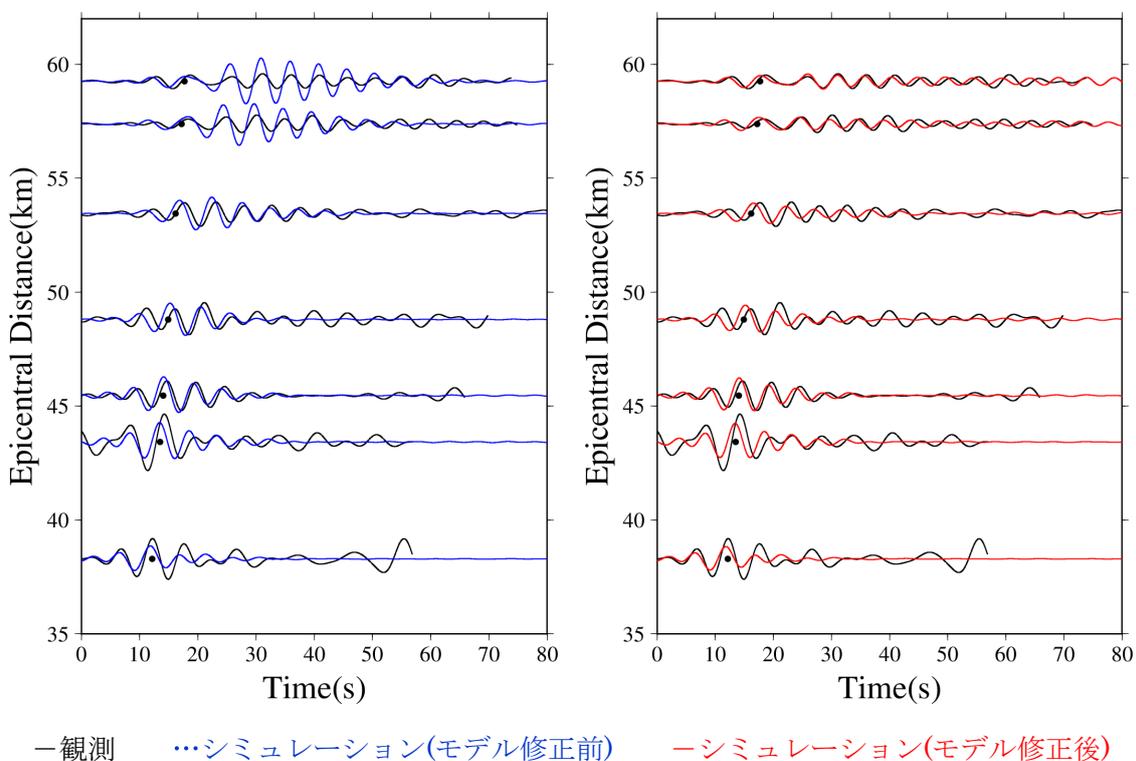


図 5-4 Line-1 の速度波形の比較 (周期 5~10 秒, UD 成分)

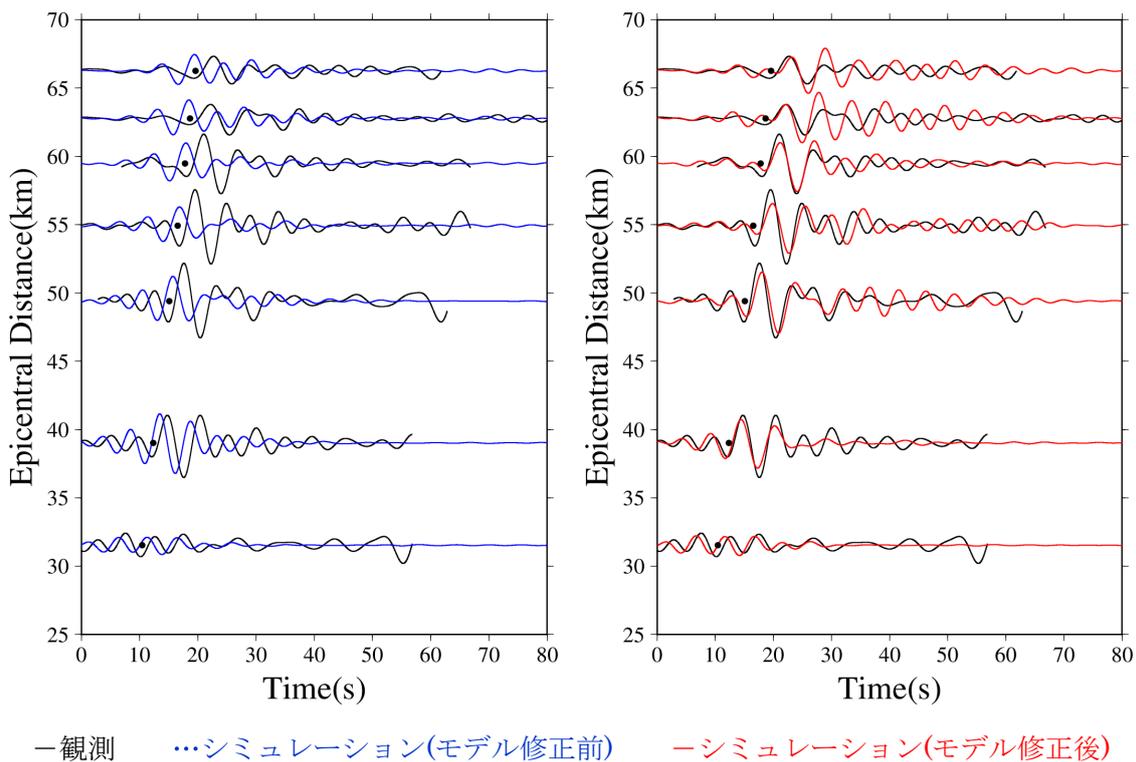


図 5-5 Line-2 の速度波形の比較 (周期 5~10 秒, EW 成分)

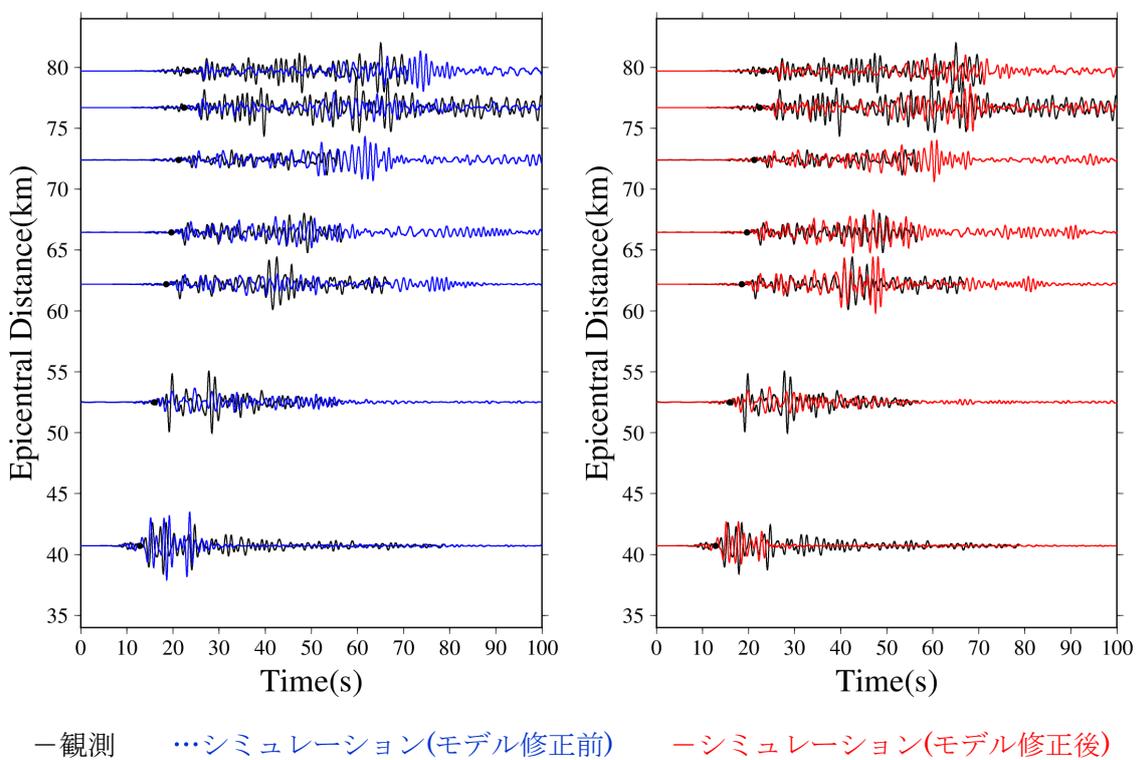


図 5-6 Line-3 の速度波形の比較 (周期 1~5 秒, EW 成分)

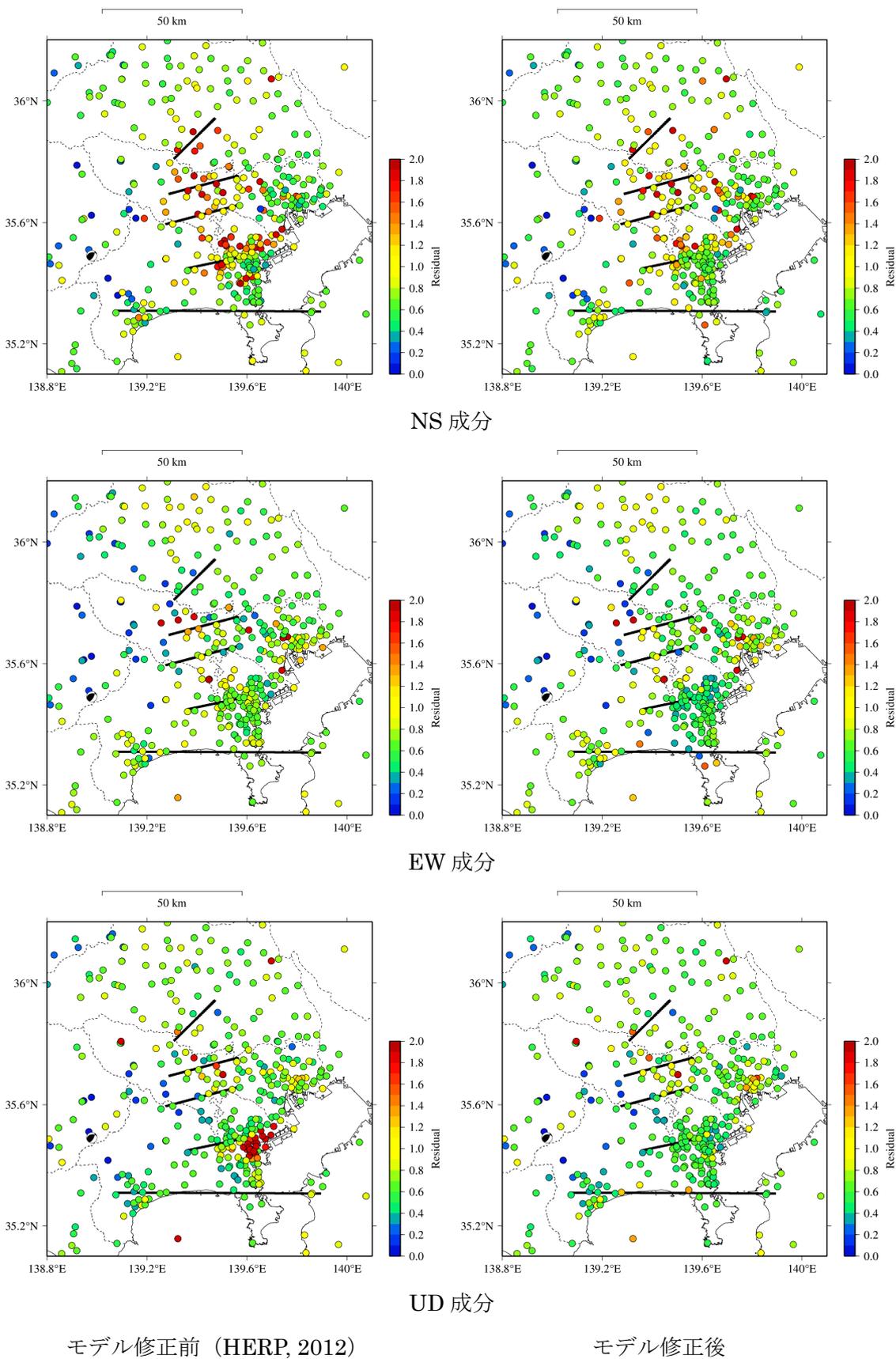


図 5-7 波形残差の分布 (周期 5~10 秒)

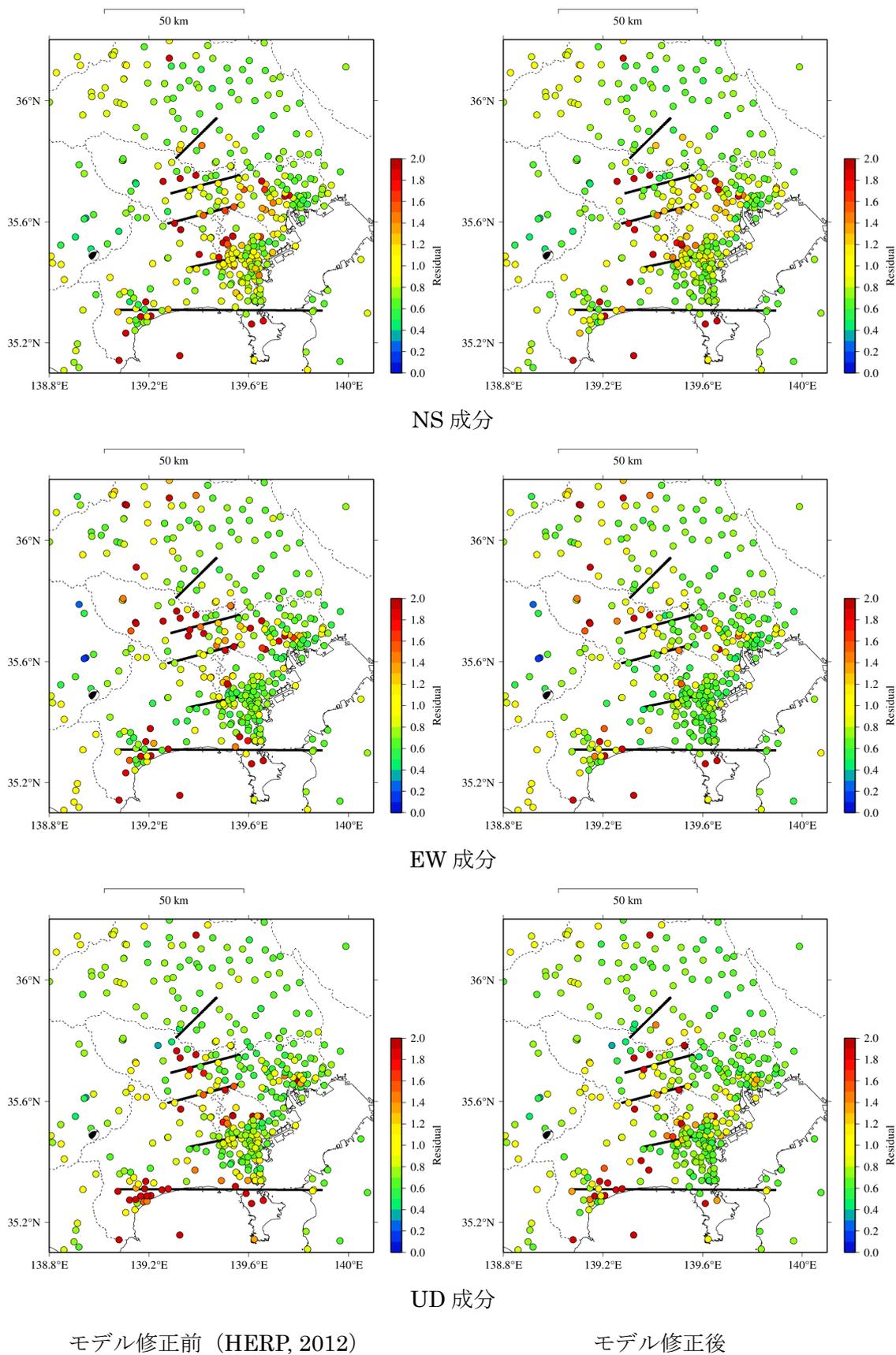
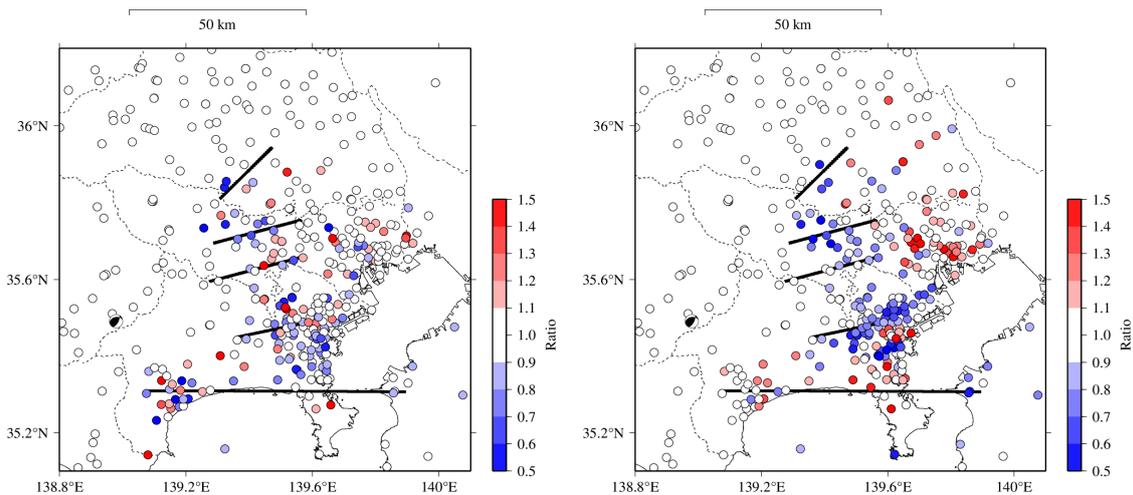
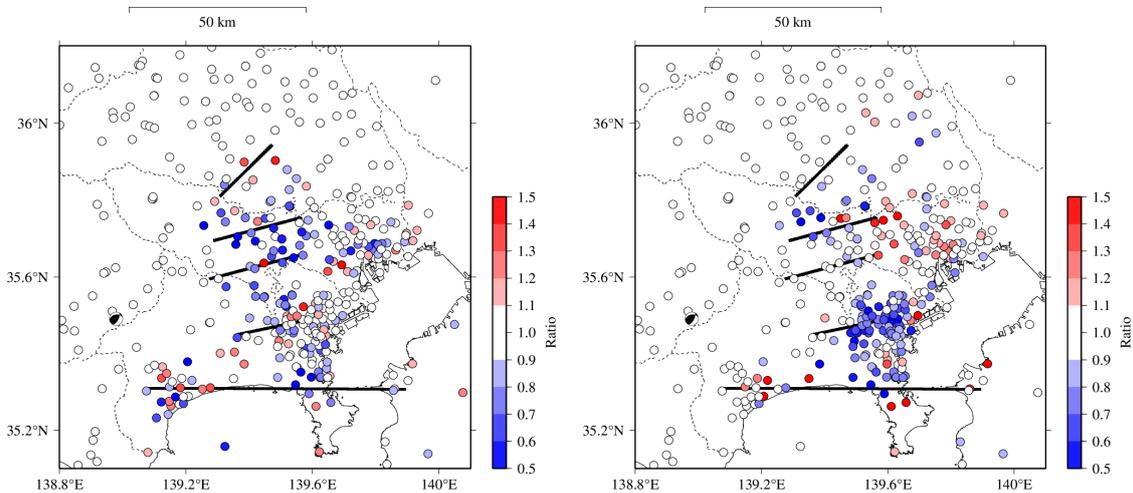


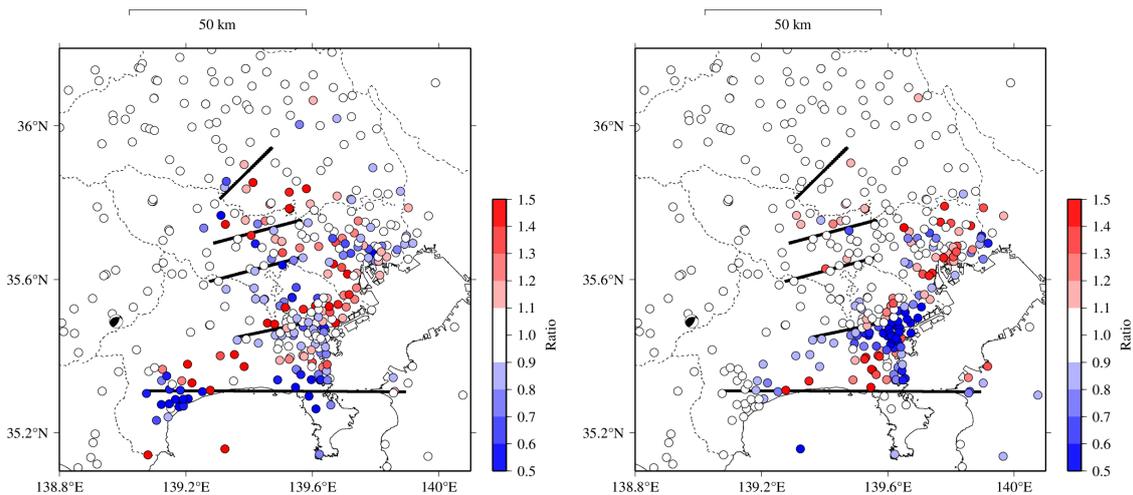
図 5-8 波形残差の分布 (周期 1~5 秒)



NS 成分



EW 成分

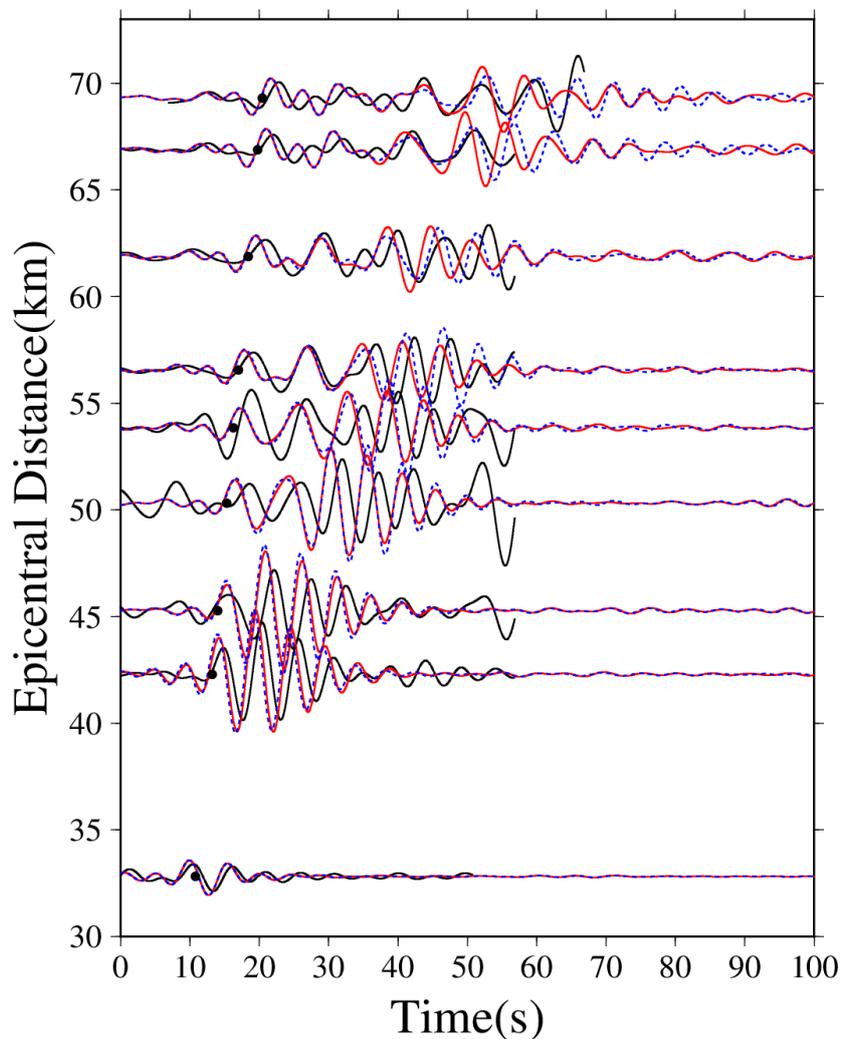
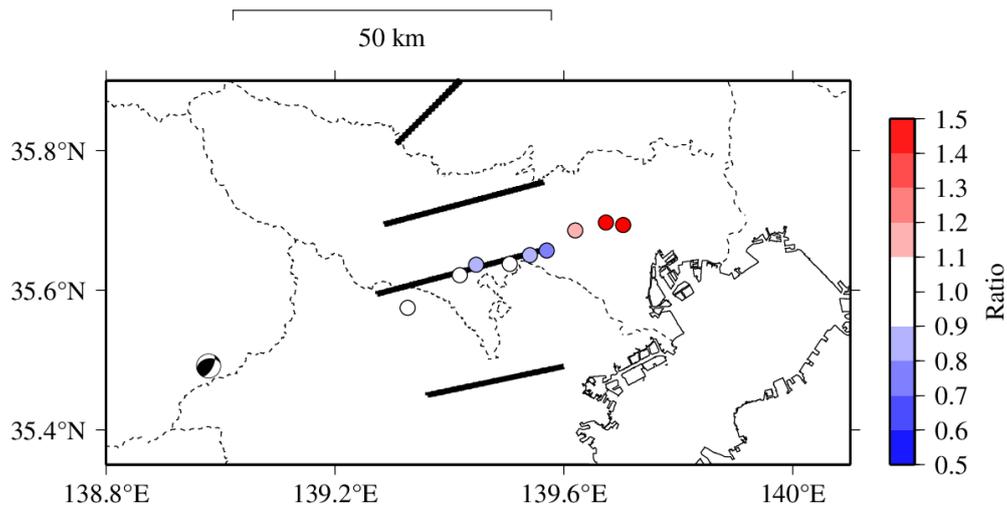


UD 成分

周期 1~5 秒

周期 5~10 秒

図 5-9 波形残差の比の分布 (モデル修正後/モデル修正前)



—観測    ---シミュレーション(モデル修正前)    —シミュレーション(モデル修正後)

図 5-10 速度波形の比較 (周期 5~10 秒, NS 成分)

### (3) 地震動特性の空間分布

#### a) 最大速度分布

盆地端部のモデル修正を行うことで、評価される地震動の空間分布がどのように変わるかをより詳しく調べるために、モデル修正前後の最大速度分布を比較した。NS成分とEW成分の最大速度分布を周期5～10秒について図5-11に、周期1～5秒について図5-12に示す。モデル修正前後の分布を左右に並べた。モデルを修正した5測線近傍だけでなく、モデルを修正していない盆地端部から離れた地域でも最大速度に違いが生じている。例えば、周期1～5秒のEW成分についてRegion-1として囲った領域のように、最大速度が大きい線状の領域の位置がモデル修正前後で変わる特徴は興味深い。

#### b) 速度波形

周期1～5秒のNS成分の最大速度(図5-12)を見ると、Region-2として囲った領域で地震動レベルに顕著な差が生じている。そこで、例として、この領域で評価された速度波形の違いを調べた。図5-13に示すように□印で示した地点の速度ペーストアップをモデル修正前後で比較した。□印の格子点位置は、4章で二次元構造を推定したLine-Cとほぼ一致する。この□印を結ぶ測線について、修正前後の二次元構造モデルを図5-14に示す。モデルを修正することで、 $\Delta=40\text{km}$ 付近の $V_s=0.5\text{km/s}$ 層下面は浅く、 $\Delta=35\text{km}$ 付近の $V_s=0.9\text{km/s}$ 層下面は深くなっている。

周期1～5秒のNS成分の速度ペーストアップを図5-15に示す。修正前後のモデルのどちらにも、 $\Delta=40\text{km}$ 付近で励起した表面波Aが遠方に伝播する様子が認められる。 $\Delta=65\text{km}$ 以上では表面波Bが同じく遠方に向かい伝播している。これらの表面波は実体波に比べて振幅が大きい。すなわち、図5-12の最大速度分布の違いは表面波の振幅の違いを表している。Region-2に対応する $\Delta=48\text{km}$ は表面波Aが励起・伝播する領域に対応し、モデルを修正したことにより振幅が顕著に大きくなっていることが分かる。この表面波Aの振幅は、 $\Delta=53\sim 64\text{km}$ の範囲では修正前のモデルの方が大きい。 $\Delta=72\text{km}$ 以上では振幅に大差はないが修正後のモデルの方が到達時刻はやや早い。表面波Bが伝播する地域は、モデルを修正した盆地端部からかなり離れているが、修正前後で波形の様子は大きく異なる。

以上のように、盆地端部の速度構造モデルを修正することにより、表面波の励起・伝播

## 第5章「深部地盤の三次元S波速度構造モデルの修正結果が地震動評価に及ぼす影響」

特性が盆地全体で変わる一例を示した。三次元地盤モデルを用いた数値解析により入力地震動の評価精度を向上させるためには、盆地端部のモデルを高精度化することが効果的である。

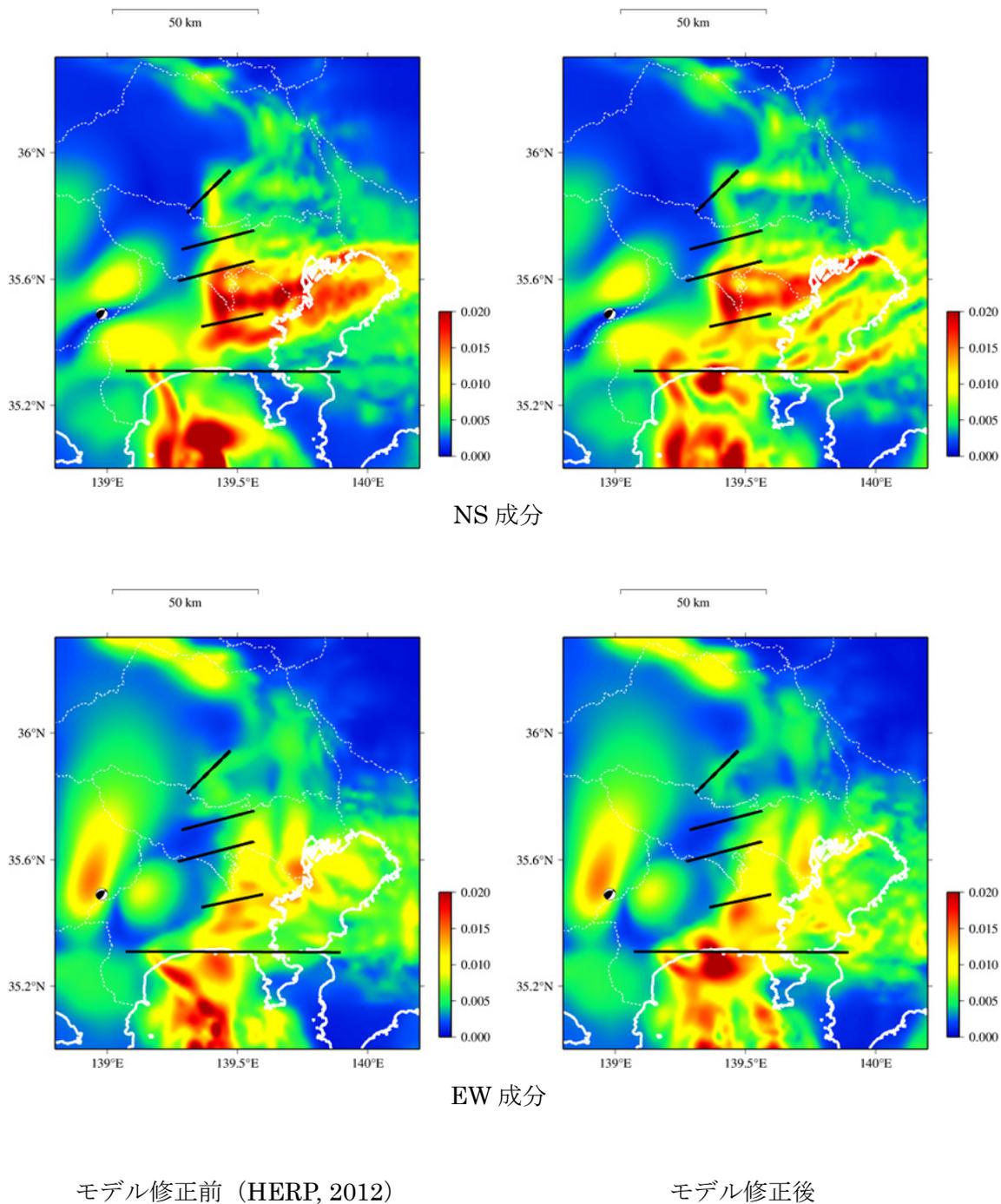


図 5-11 最大速度分布の比較 (周期 5~10 秒)  
 (—印は二次元速度構造を推定した 5 測線の位置を表す)

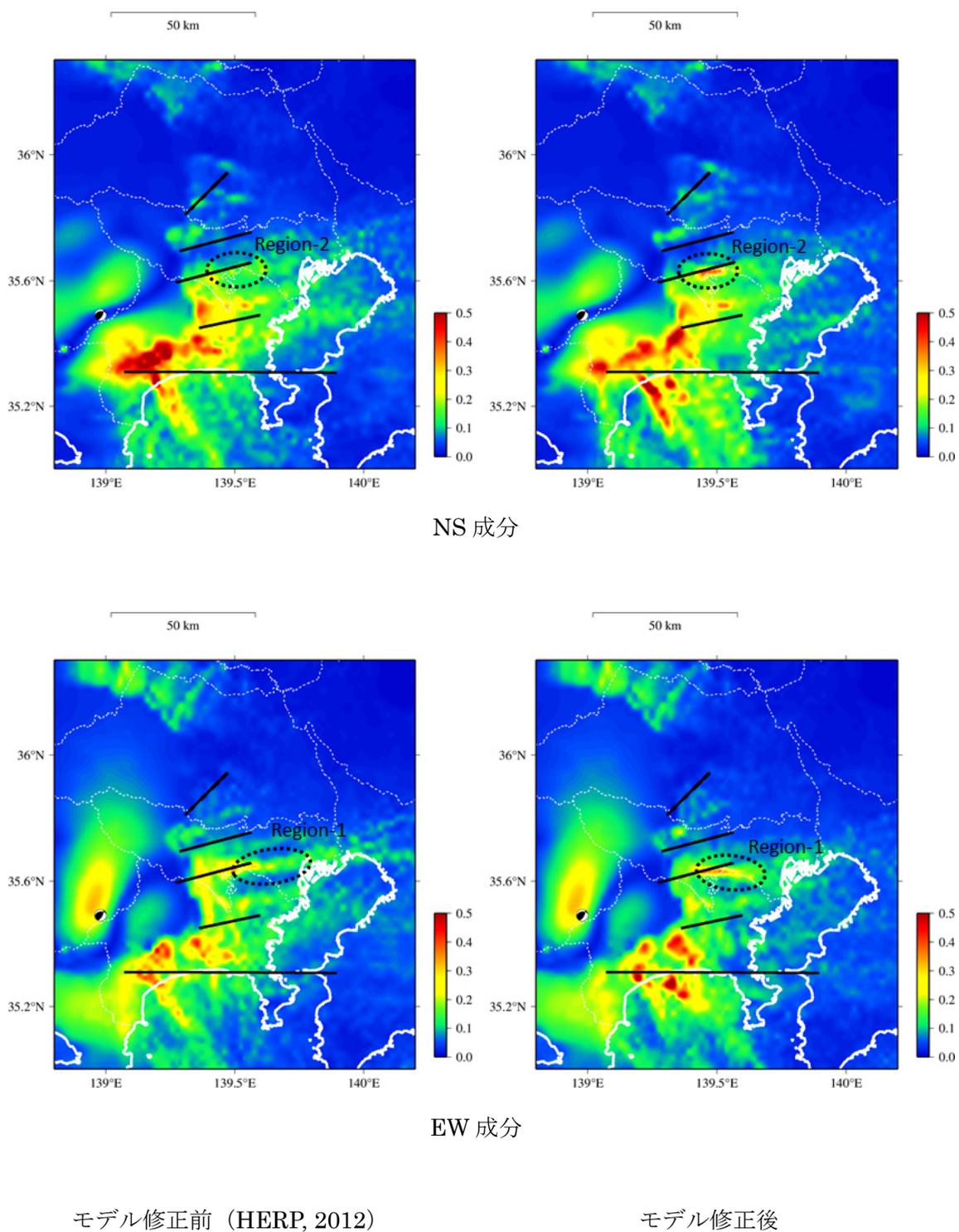


図 5-12 最大速度分布の比較 (周期 1~5 秒)  
 (—印は二次元速度構造を推定した 5 測線の位置を表す)

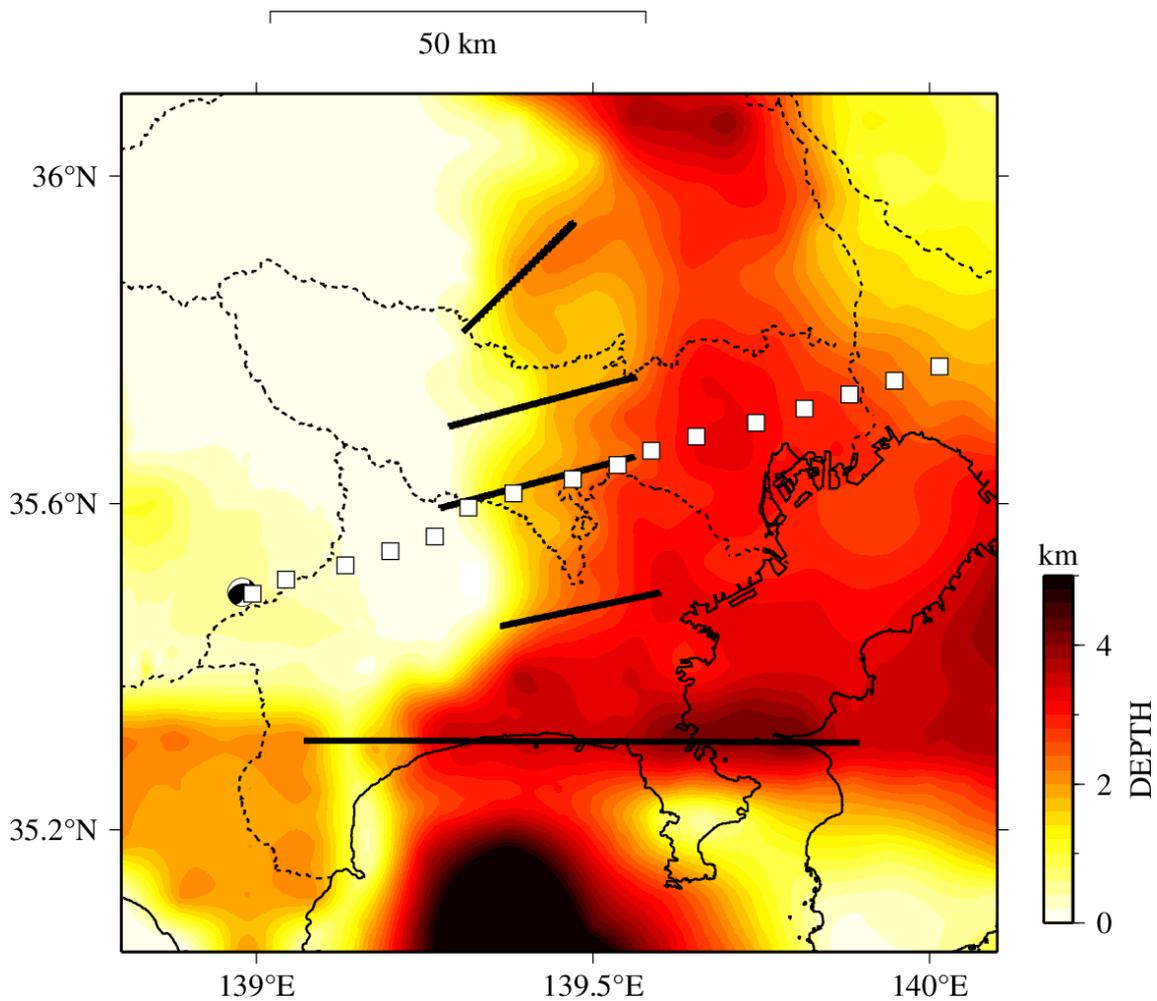
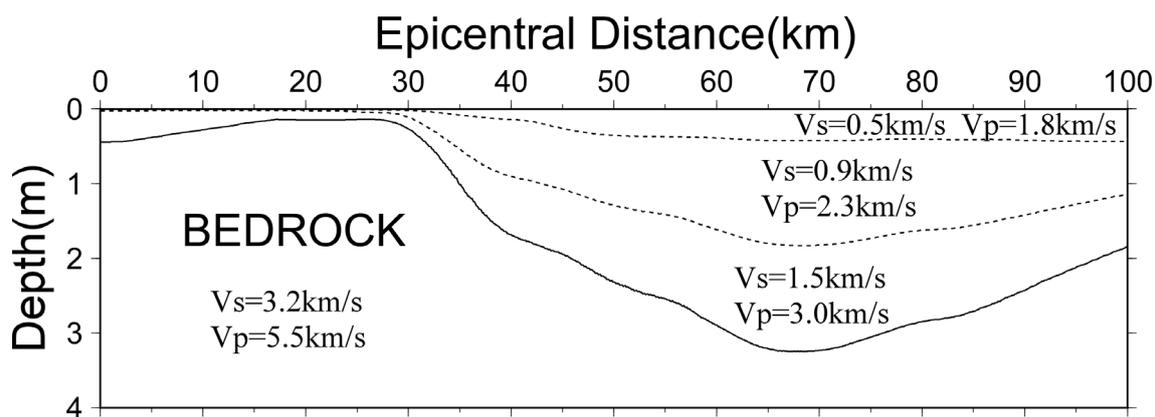
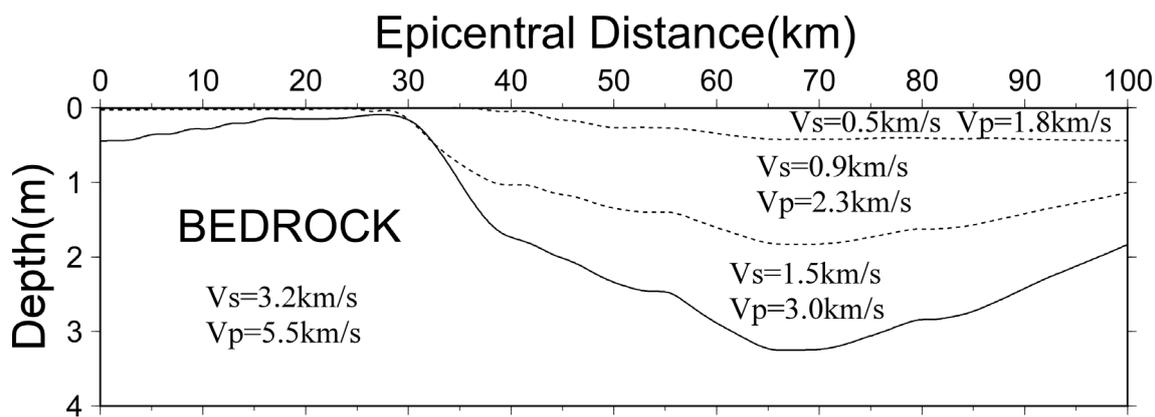


図 5-13 震央と対象地点の分布

(赤コンターは修正モデルの地震基盤上面深度，—印は二次元速度構造を推定した 5 測線の位置を表す。□印の位置の速度波形を詳しく比較した)



モデル修正前 (HERP, 2012)



モデル修正後

図 5-14 二次元S波速度構造モデルの比較

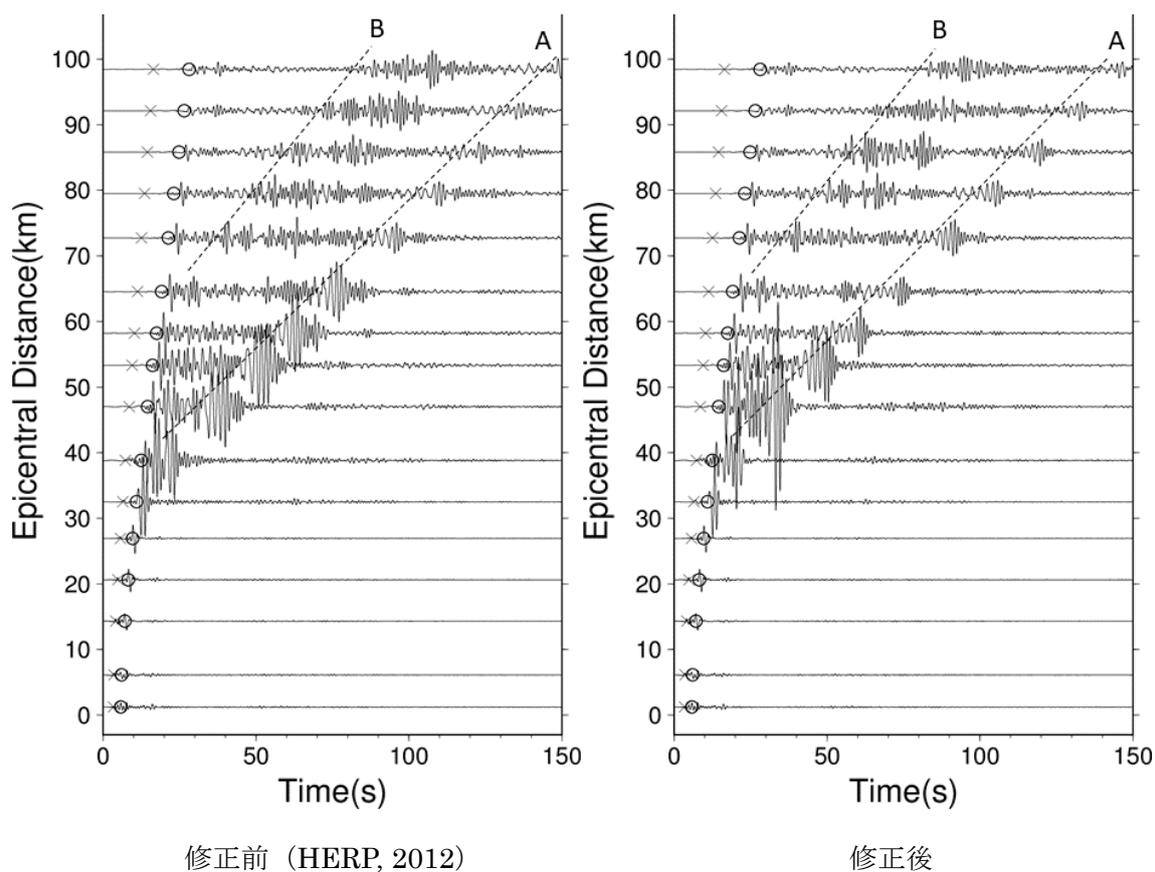


図 5-15 周期 1~5 秒の速度波形の比較

(×印と○印は JMA2001 走時表に基づく P 波と S 波の到達時刻を表す)

## 5.2 深発地震の地震動シミュレーション

### 5.2.1 2005年7月23日千葉県中部の地震 ( $M_j6.0$ )

#### (1) 解析条件

修正前後の三次元S波速度構造モデルを用いて、波形逆解析による二次元速度構造推定に用いていない深発地震の地震動シミュレーションを行った。鉛直入射の条件に近い地震動を対象とすることで、S波部分と盆地端部で励起・伝播する表面波の再現性を詳しく分析した。

対象地震は、2005年7月23日千葉県中部の地震 ( $M_j6.0$ ) とした。この地震の諸元を表5-3に、震央と地震観測点の分布を図5-16に示す。この地震は、震源深さ73kmの沈み込む太平洋プレートの上層付近で発生した地震である(東京大学地震研究所強震動グループ, 2005)。K-NET, KiK-netの地震観測記録を検討に用いた。シミュレーションには図5-17に示す早川(2014)による点震源モデルを用いた。この点震源モデルでは、地震観測記録を用いた逆解析により震源メカニズム解、地震発生時刻、震源時間関数が推定されている。地震動シミュレーションは三次元差分法により行った。格子間隔などの計算条件を表5-4に示す。基本的な解析条件は、5.1.1節の2012年1月28日山梨県東部の地震 ( $M_j4.9$ ) を対象としたシミュレーションと同じである。

表 5-3 地震諸元

発生日	2005/7/23
発生時刻	16:34:56.32
北緯(度)	35.5817
東経(度)	140.1385
深さ(km)	73.08
$M_j$	6

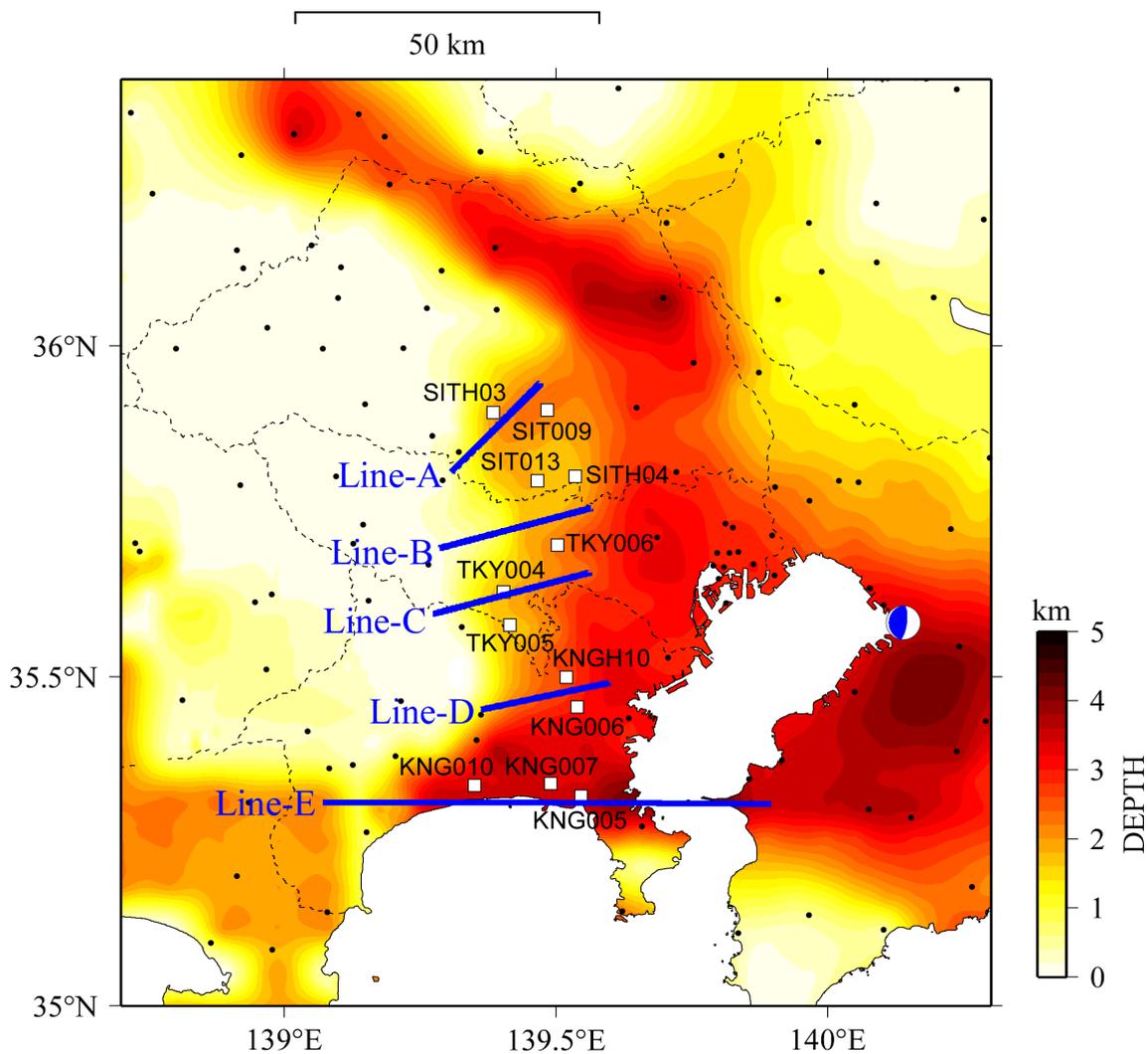
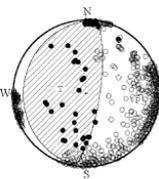
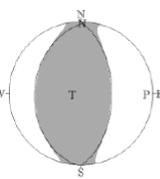
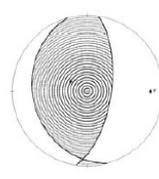
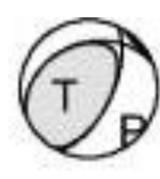
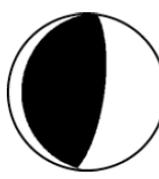


図 5-16 震央と地震観測点の分布

(赤コンターは修正モデルの地震基盤上面深度，●印は地震観測点，—印は二次元速度構造を推定した測線位置を表す。□印の観測点の速度波形を詳しく比較した)

表1 他機関と本研究によるメカニズム、地震モーメント、震源深さ

推定 解	気象庁		F-net	瀬戸・三宅	本研究
	初動	CMT	CMT	CMT	CMT
震源球					
走行, 傾斜, すべり	185, 15, 87 9, 75, 91	360, 55, 88 184, 35, 93	8, 101, 64 165, 69, 28	26, 63, 68 248, 34, 127	179, 18, 82 8, 72, 93
Mo (Nm)		$1.13 \times 10^{18}$	$9.11 \times 10^{17}$	$5.8 \times 10^{17}$	$9.39 \times 10^{17}$
深さ (km)	73	50	68	70	68

※震源球のプロットは文献中<sup>5), 6), 7)</sup>の図を引用, 全て北が上  
 ※瀬戸・三宅の走行, 傾斜, すべり角は小数点以下を四捨五入  
 ※本研究の地震モーメントは第2段階での推定値

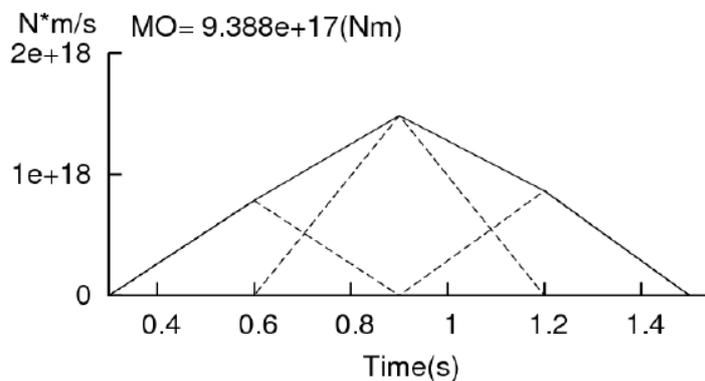


図4 震源時間関数 (点線は地震モーメントを乗じた基底関数)

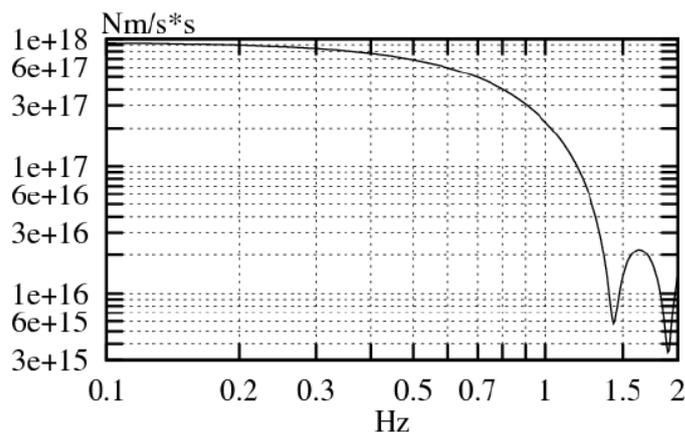


図5 震源スペクトル

図 5-17 早川 (2014)による点震源モデル

(早川 (2014)「2005年7月23日の千葉県中部の地震 ( $M_L$ 6.0) の点震源モデル」表1および図5を抜粋)

表 5-4 三次元差分法による地震動の計算条件

格子間隔(NS)	100m	格子点数(NS)	2100
格子間隔(EW)	100m	格子点数(EW)	1800
格子間隔(UD)	20m	格子点数(UD)	800
時間刻み	0.001	時間サンプル数	200000

※UD方向の格子間隔は、深さ5～10kmでは50m、深さ10km以深では200mに変更

## (2) 地震観測記録の再現性

修正前後のモデルを用いたシミュレーションによる周期 1~10 秒の最大速度分布を図 5-18 に示す。モデルを修正した Line-A~Line-E が位置する地域は、EW 成分が卓越する震動特性となっていることから、以降の観測記録との比較ではEW成分のみを対象とする。EW は P-SV 波動場に概ね対応する成分である。浅発地震を対象としたシミュレーションとは異なり、モデルを修正した Line-A~Line-E 近傍のみで最大速度に違いが見られる。そこで、図 5-16 に□印で示した K-NET と KiK-net の計 12 地点の観測記録をシミュレーション結果と比較した。12 観測点で得られている記録について周期 1~10 秒の速度波形を確認したところ、S波の卓越が顕著で盆地端部で励起したと考えられる表面波の様子が分かり難い地点があった。そこで、ここでは周期 2~10 秒を対象周期とした。参考として、本検討の最後に周期 1~10 秒を対象とした比較も行っている。

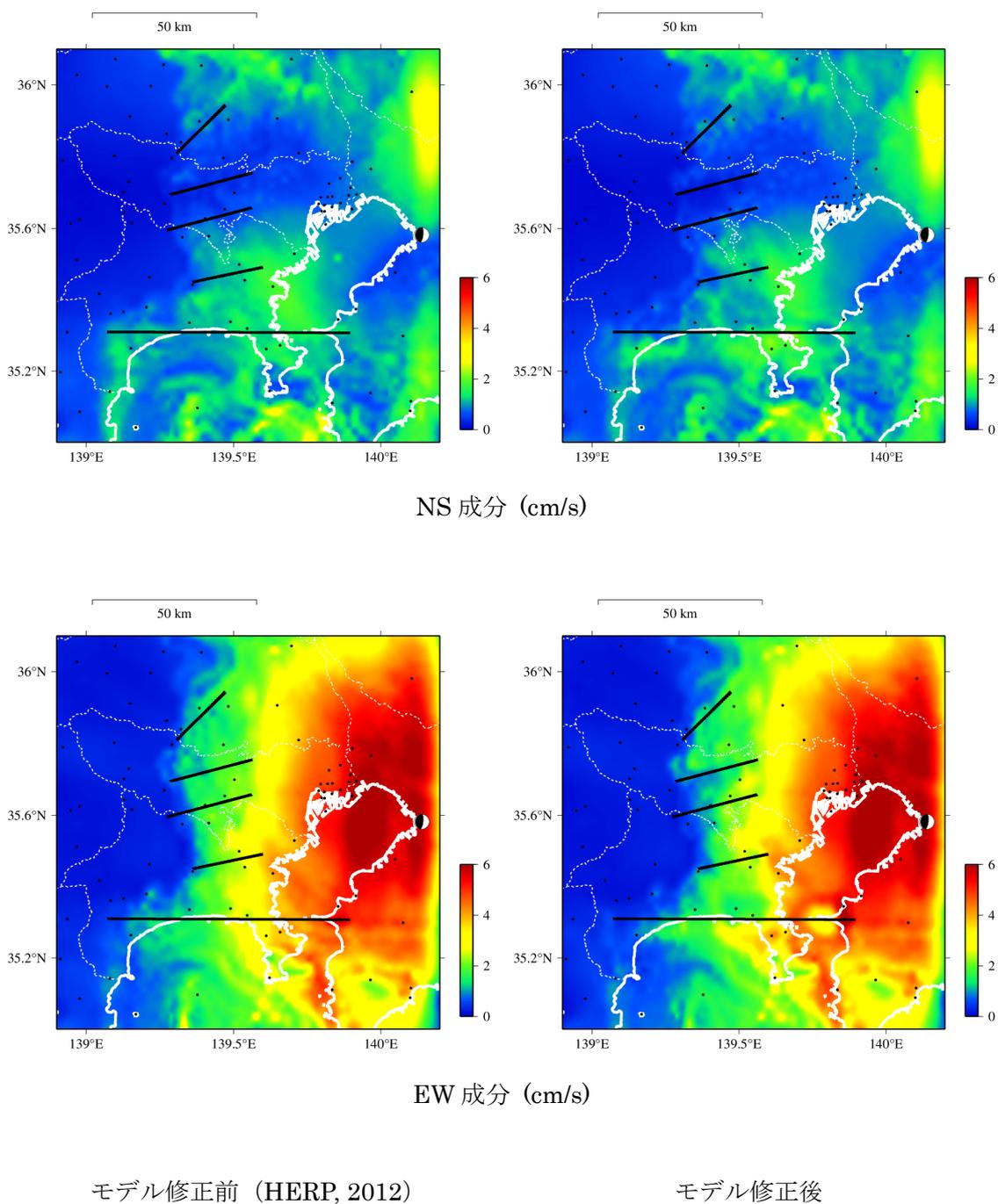


図 5-18 最大速度分布 (周期 1~10 秒)

(—印は二次元速度構造を推定した測線位置, ●印は地震観測点を表す)

### a) KNG010 (K-NET 平塚)

はじめに、Line-E 近傍に位置する KNG010 (K-NET 平塚)を対象に、観測記録とシミュレーション結果を詳しく比較した。

Line-E の二次元速度構造の推定結果を図 5-19 に示す。横軸は KNGH20 からの距離を表し、KNG010 は距離 20km の場所に位置する。KNG010 直下では、HERP (2009, 2012) のモデルは地震基盤上面深度が約 1.2km であるのに対し、本研究では約 3.5km と深く推定されている。また、S波速度  $V_s=0.5\text{km/s}$  下面がやや深くなっている。

S波部分と盆地端部で励起・伝播する表面波の様子を把握するために、はじめに二次元差分法を用いて平面波入射による地盤応答解析を行った。基本的な計算方法は、2章で述べた二次元速度構造推定に用いた 2.5次元差分法のものと同じである。P-SV波動場を対象とし、鉛直下方からS波を入射して地表面における地盤応答を評価した。格子間隔などの計算条件を表 5-5 に示す。

修正前後のモデルを用いた地盤応答解析結果として、周期 2~10 秒の水平動の速度ペースアップを図 5-20 に示す。モデル修正前後の結果を左右に並べた。縦軸は図 5-19 と同様に KNGH20 からの距離を表す。時刻約 8 秒に鉛直下方から入射したS波が見られ、重複反射の様子が認められる。KNG010 付近ではモデル修正前後でこのS波重複反射の様子が違いがある。この要因として、モデル修正前後で KNG010 付近の  $V_s=0.5\text{km/s}$  下面深度の分布に違いがあることが考えられる。修正モデルの  $V_s=0.5\text{km/s}$  下面は、距離 20km の KNG010 では深く、距離 15km と 30km 付近では浅くなり、下に凸の背斜構造となっている。この構造の影響を受けてS波が重複反射することにより、KNG010 周辺で反射波の振幅が大きくなっている。

修正前後のモデルによる地盤応答の違いは、S波の重複反射だけでなくレイリー波の伝播特性にも見られる。修正前のモデルでは、距離 12km で各層の上面が周辺に比べて浅くなっており、この付近で励起したレイリー波が伝播の様子が認められる。一方、修正後のモデルでは、地震基盤上面は KNGH20 から東に向かい深くなる。そのため、KNGH20 付近で励起したレイリー波が東に伝播している。

修正前後のモデルによる速度フーリエ振幅スペクトルのペースアップを図 5-21 に示す。モデル修正前後でS波重複反射とレイリー波の伝播特性が異なるため各地で卓越周期にも違いが生じている。

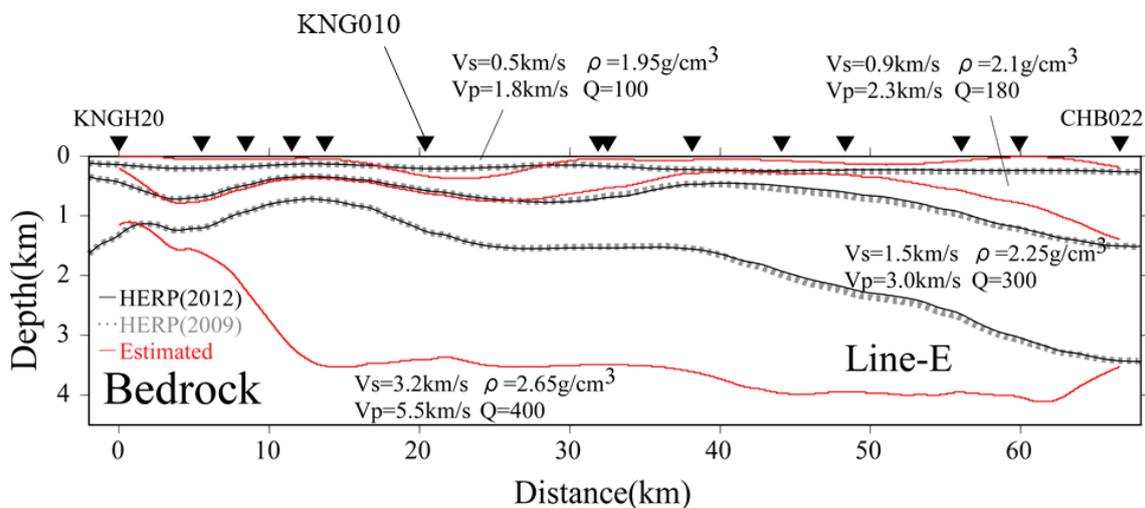
KNG010 における観測記録と修正前のモデルを用いた三次元シミュレーション結果を図 5-22 で詳しく比較した。a)は周期 2~10 秒の速度波形、b)は(5-2)式で表した速度波形

の残差, c)と d)は観測記録とシミュレーション結果のマルチプルフィルター解析結果を表す。

$$\text{Residual} = \sum \{o(t) - s(t)\}^2 \quad (5-2)$$

(5-2)式の残差の算定では、幅3秒の時間窓を0.5秒刻みで動かして時間変化を調べた。 $o(t)$ と $s(t)$ は観測と計算による速度波形を表す。修正前のモデルでは、時刻30秒弱のS波初動の到達時刻が早い。また、時刻30～40秒のS波重複反射の振幅を過小評価している。観測記録では、時刻40秒強～55秒に盆地端部で励起したレイリー波と考えられるフェーズが認められるが、修正前のモデルを用いたシミュレーションでは、このレイリー波が伝播する様子を再現できていない。

KNG010における観測記録と修正後のモデルを用いた三次元シミュレーション結果を図5-23で詳しく比較した。モデル修正前に比べてS波初動の到達時刻が遅くなり観測記録との対応が改善されている。また、時刻30～40秒のS波重複反射の振幅が大きくなり、観測記録と同程度のレベルとなっている。観測記録に見られる時刻40秒強～55秒のレイリー波についても、継続長を過小評価しているがレイリー波と考えられるフェーズが認められるようになった。卓越周期は観測記録と同じ周期3秒弱である。継続長を過小評価する要因の一つとして減衰の影響が考えられる。



—モデル修正前    —モデル修正後 (HERP, 2012)    ...HERP (2009) [参考]

図 5-19 Line-E の二次元 S 波速度構造の推定結果  
(▼印は波形逆解析に用いた地震観測点を表す)

表 5-5 二次元差分法による地盤応答解析の条件

格子間隔(水平)	50m	格子点数(水平)	2327
格子間隔(上下)	20m	格子点数(上下)	1195
時間刻み	0.002s	時間サンプル数	25000
震源時間関数	cos-BELL	ライズタイム(秒)	0.05s

※UD 方向の格子間隔は深さ 5km 以深で 50m に変更

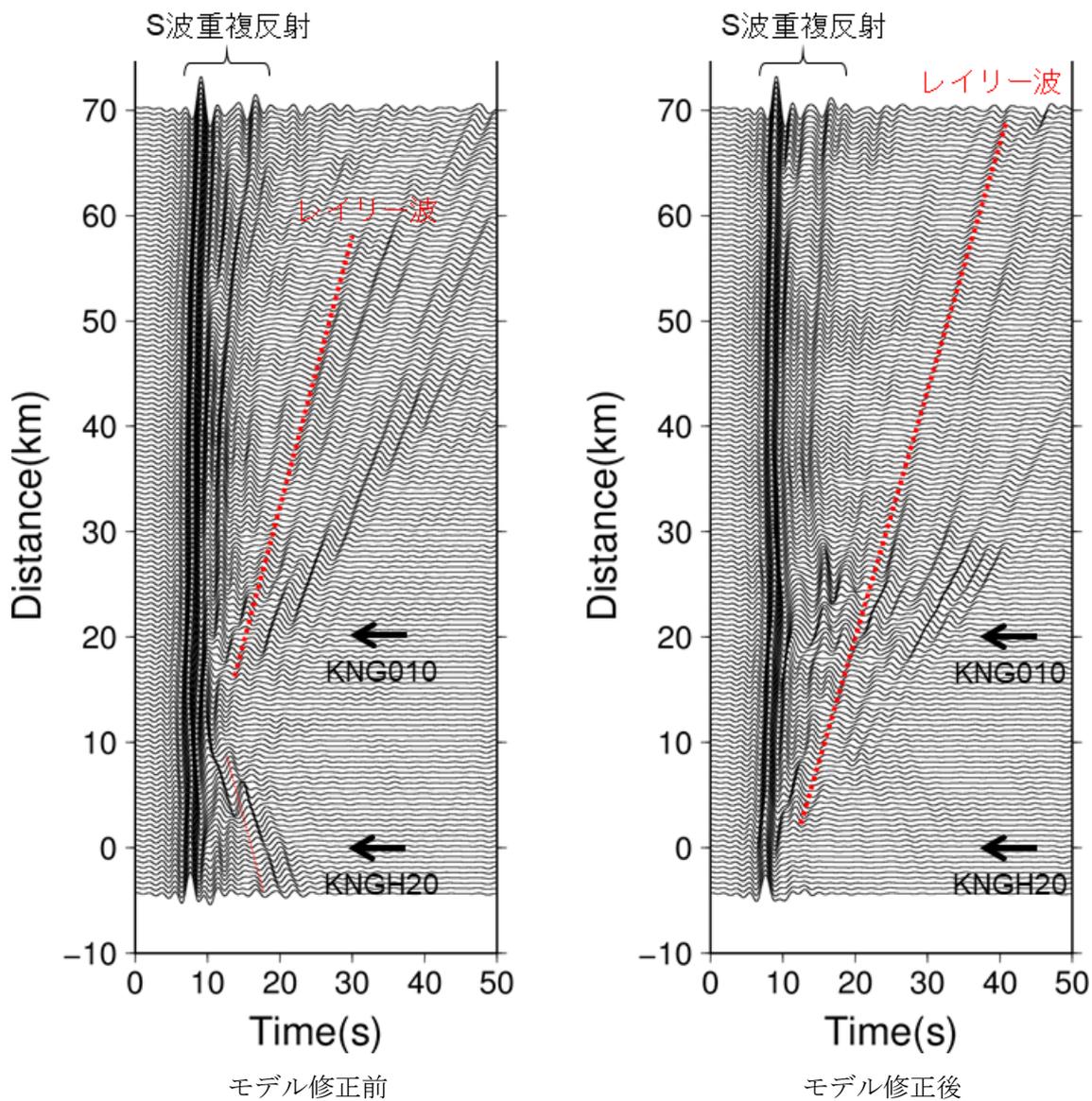


図 5-20 平面波入射による地盤応答評価結果の速度ペーストアップ  
(周期 2~10 秒)

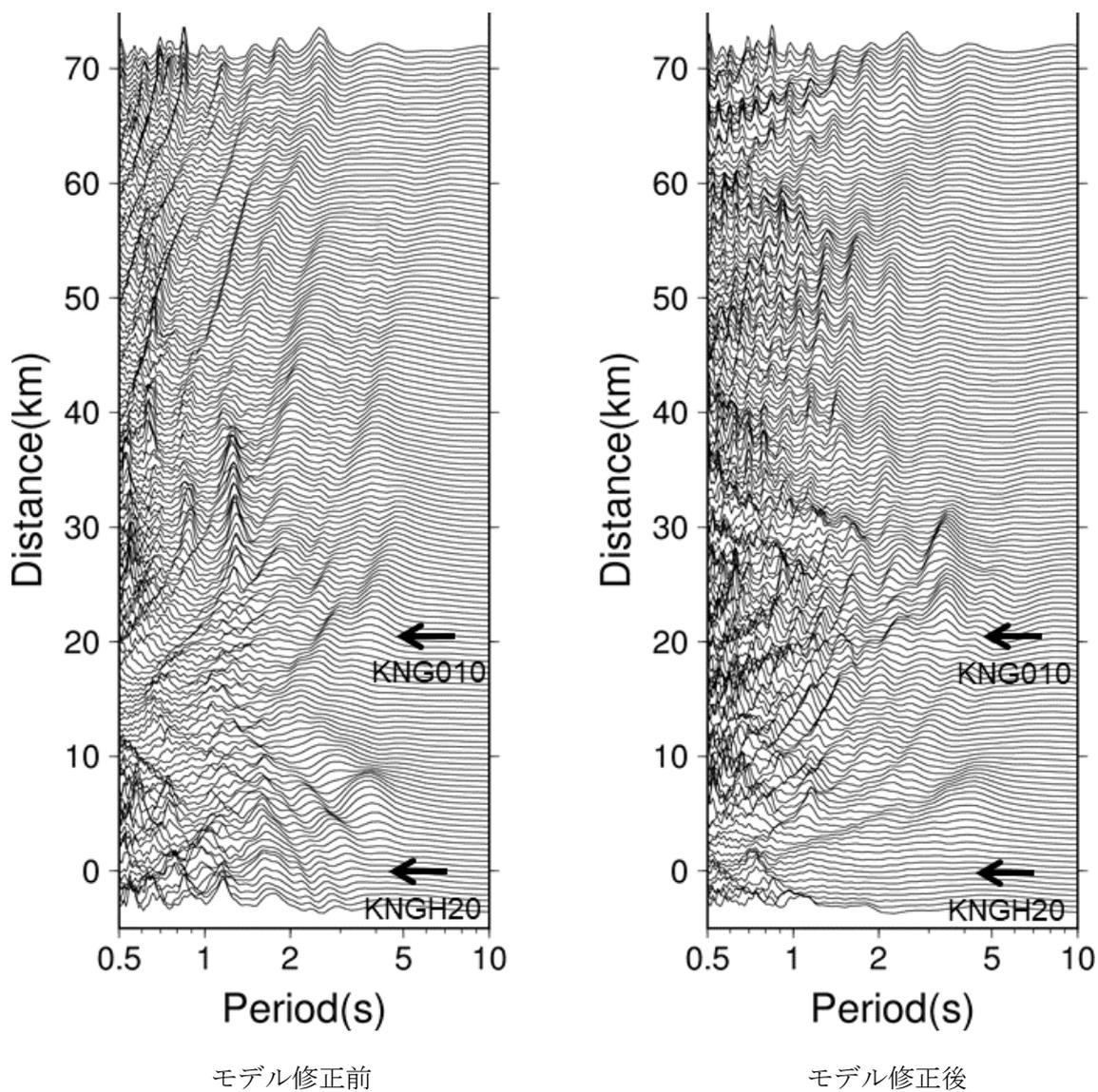


図 5-21 平面波入射による地盤応答評価結果の速度フーリエ振幅ペーストアップ  
(周期 2~10 秒)

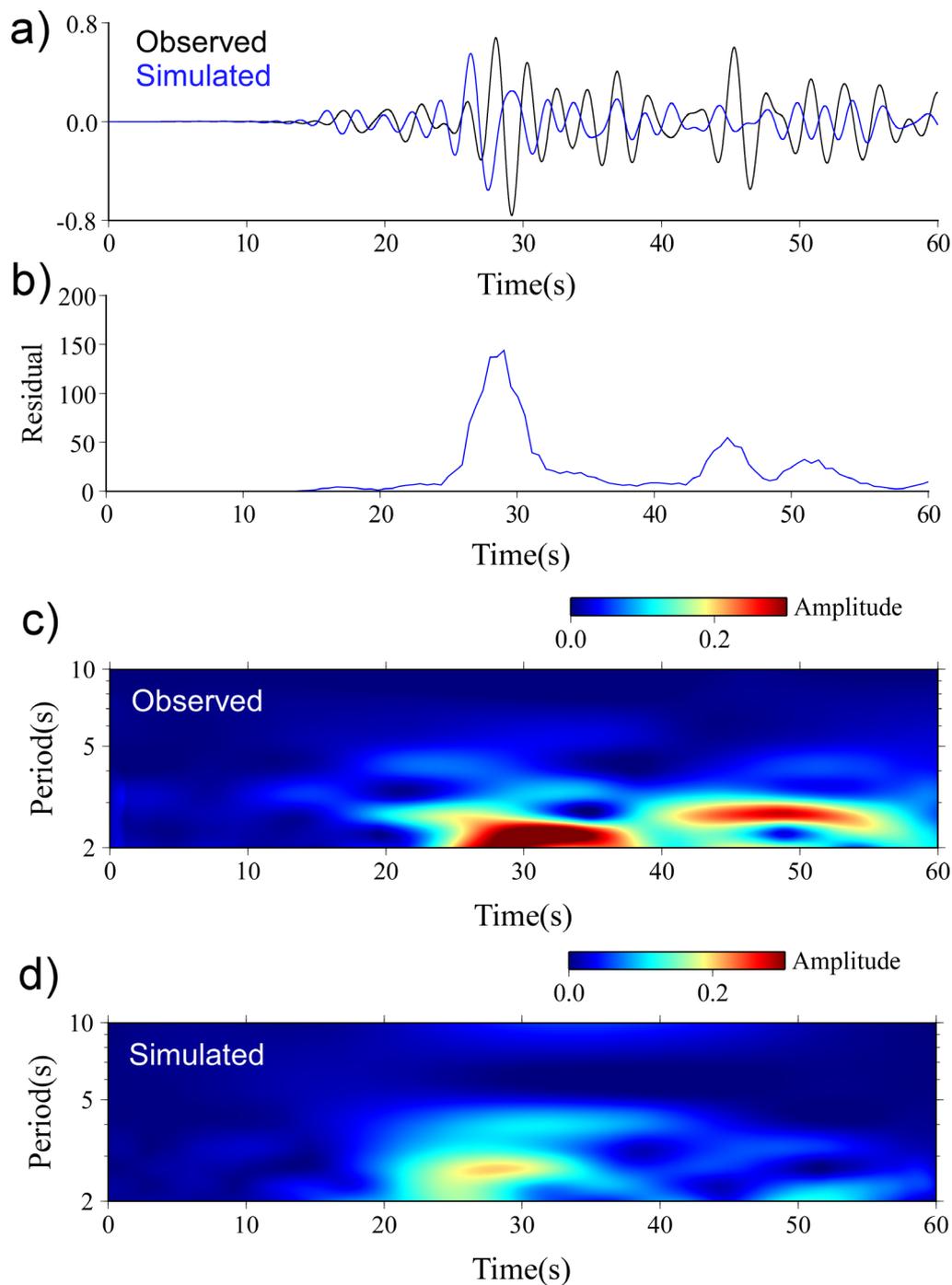


図 5-22 KNG010 における観測とシミュレーション結果の比較 (モデル修正前)

- a) 周期 2~10 秒の速度波形 (—観測 —3D シミュレーション)
- b) 波形残差
- c) マルチプルフィルター解析結果 (観測)
- d) マルチプルフィルター解析結果 (3D シミュレーション)

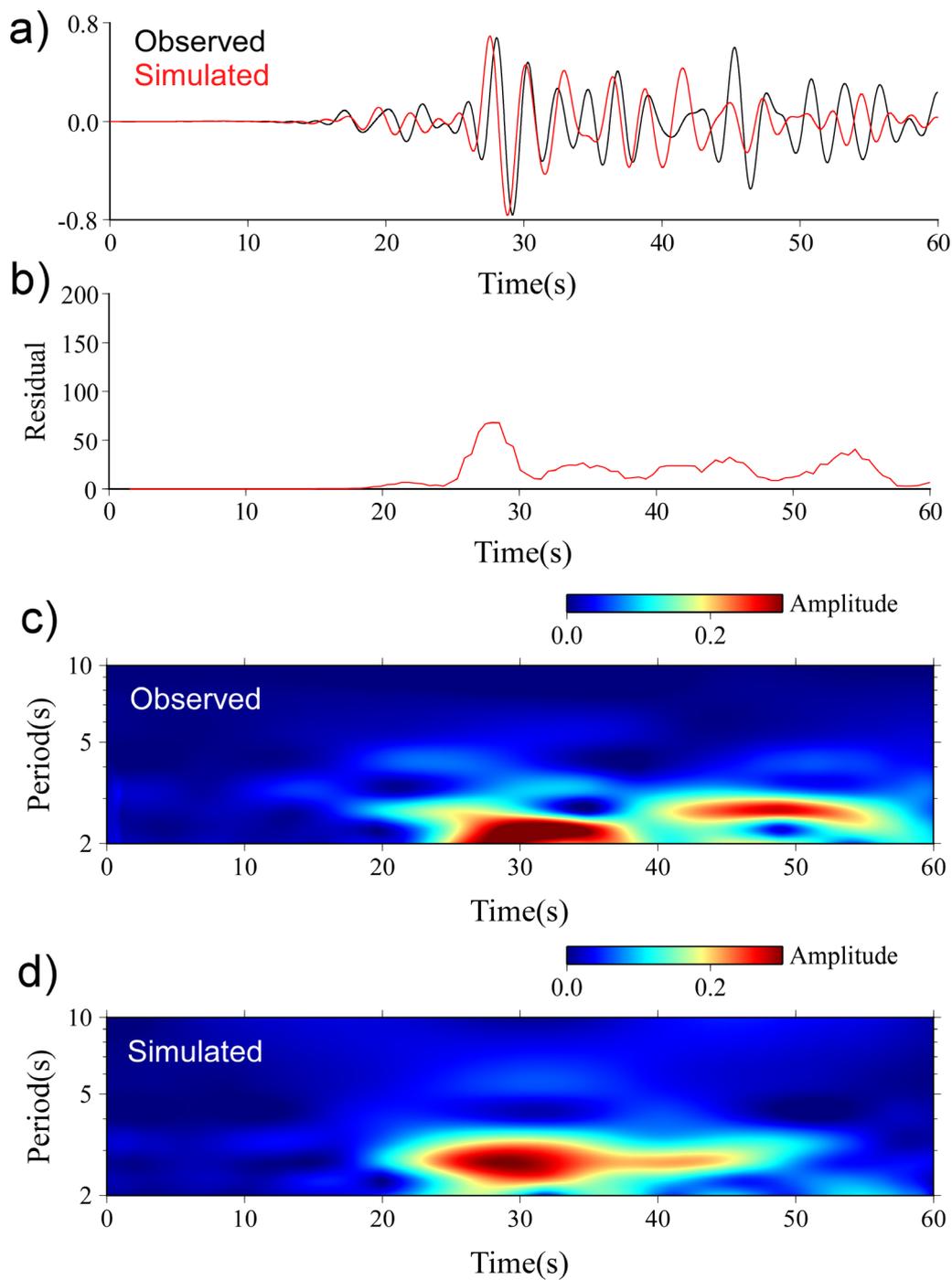


図 5-23 KNG010 における観測とシミュレーション結果の比較 (モデル修正後)

- a) 周期 2~10 秒の速度波形 (—観測 —3D シミュレーション)
- b) 波形残差
- c) マルチプルフィルター解析結果 (観測)
- d) マルチプルフィルター解析結果 (3D シミュレーション)

## b) KNG006 (K-NET 二俣川)

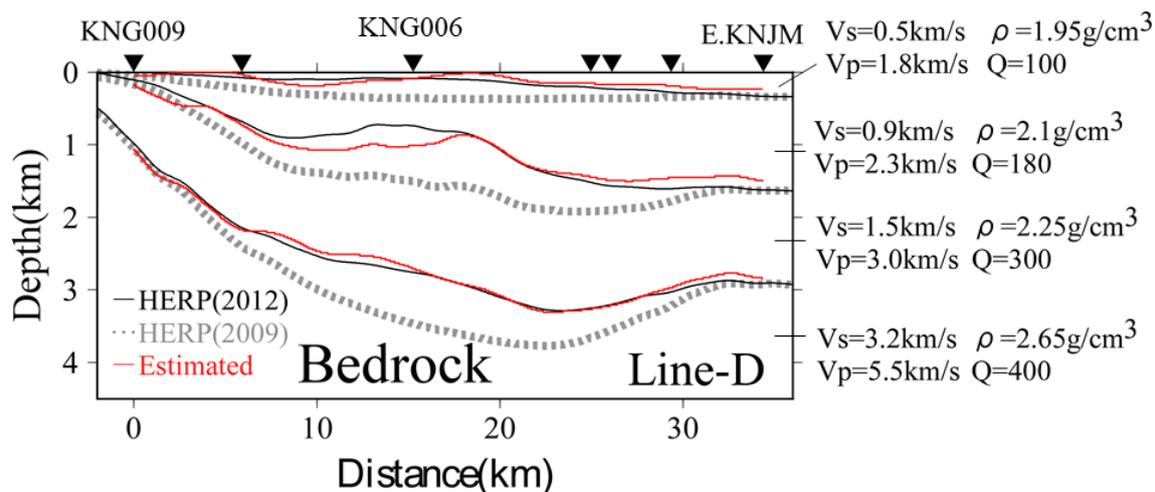
次に、Line-D 近傍に位置する KNG006 (K-NET 二俣川)を対象に、観測記録とシミュレーション結果を詳しく比較した。

Line-D の二次元速度構造の推定結果を図 5-24 に示す。横軸は KNG009 (K-NET 厚木)からの距離を表し、KNG006 は距離 15km の場所に位置する。KNG006 直下では、HERP (2012)のモデルに比べて  $V_s=0.9\text{km/s}$  層の下面深度がやや深く推定されている。また、KNG006 の西では、 $V_s=0.5\text{km/s}$  層下面が距離 5km 付近で浅く、距離 10km 付近で深くなっている。

KNG010 を対象とした検討と同様に、はじめに表 5-6 に示す計算条件に基づき、二次元差分法を用いて平面波入射による地盤応答解析を行った。修正前後のモデルを用いた地盤応答解析結果として、周期 2~10 秒の水平動の速度ペーストアップを図 5-25 に示す。モデル修正前後の結果を左右に並べた。縦軸は図 5-24 と同様に KNG009 からの距離を表す。時刻約 7 秒に鉛直下方から入射した S 波が見られ、S 波が重複反射する様子と KNG009 付近で励起したレイリー波が遠方に向かい伝播する様子が明瞭に認められる。KNG006 ではモデル修正前後でレイリー波の伝播特性に違いがある。

KNG006 における観測記録と修正前のモデルを用いた三次元シミュレーション結果を図 5-26 で詳しく比較した。a)は周期 2~10 秒の速度波形、b)は(5-2)式の速度波形の残差、c)と d)は観測記録とシミュレーション結果のマルチプルフィルター解析結果である。時刻 25 秒付近の S 波初動の到達時刻をやや早く評価している。また、観測記録の時刻 40~60 秒における盆地端部で励起したと考えられるレイリー波のフェーズを再現できていない。

KNG006 における観測記録と修正後のモデルを用いた三次元シミュレーション結果を図 5-27 で詳しく比較した。S 波初動の到達時刻の差は多少解消された。時刻 40~60 秒のレイリー波はシミュレーションによりほぼ再現される。時刻 30~50 秒ではモデル修正前に比べて各時刻の残差は小さくなっていることを確認できる。観測記録のマルチプルフィルター解析結果を見ると、時刻 40 秒付近で周期 3 秒、時刻 60 秒付近で周期 2 秒が卓越しており、レイリー波の分散性が明瞭に認められる。シミュレーション結果にも同様の分散性が認められ、観測記録と良く対応している。



—モデル修正前    —モデル修正後 (HERP, 2012)    ...HERP (2009) [参考]

図 5-24 Line-D の二次元 S 波速度構造の推定結果

(▼印は波形逆解析に用いた地震観測点を表す)

表 5-6 二次元差分法による地盤応答解析の条件

格子間隔(水平)	50m	格子点数(水平)	1717
格子間隔(上下)	20m	格子点数(上下)	895
時間刻み	0.002s	時間サンプル数	15000
震源時間関数	cos-BELL	ライズタイム(秒)	0.05s

※UD 方向の格子間隔は深さ 5km 以深で 50m に変更

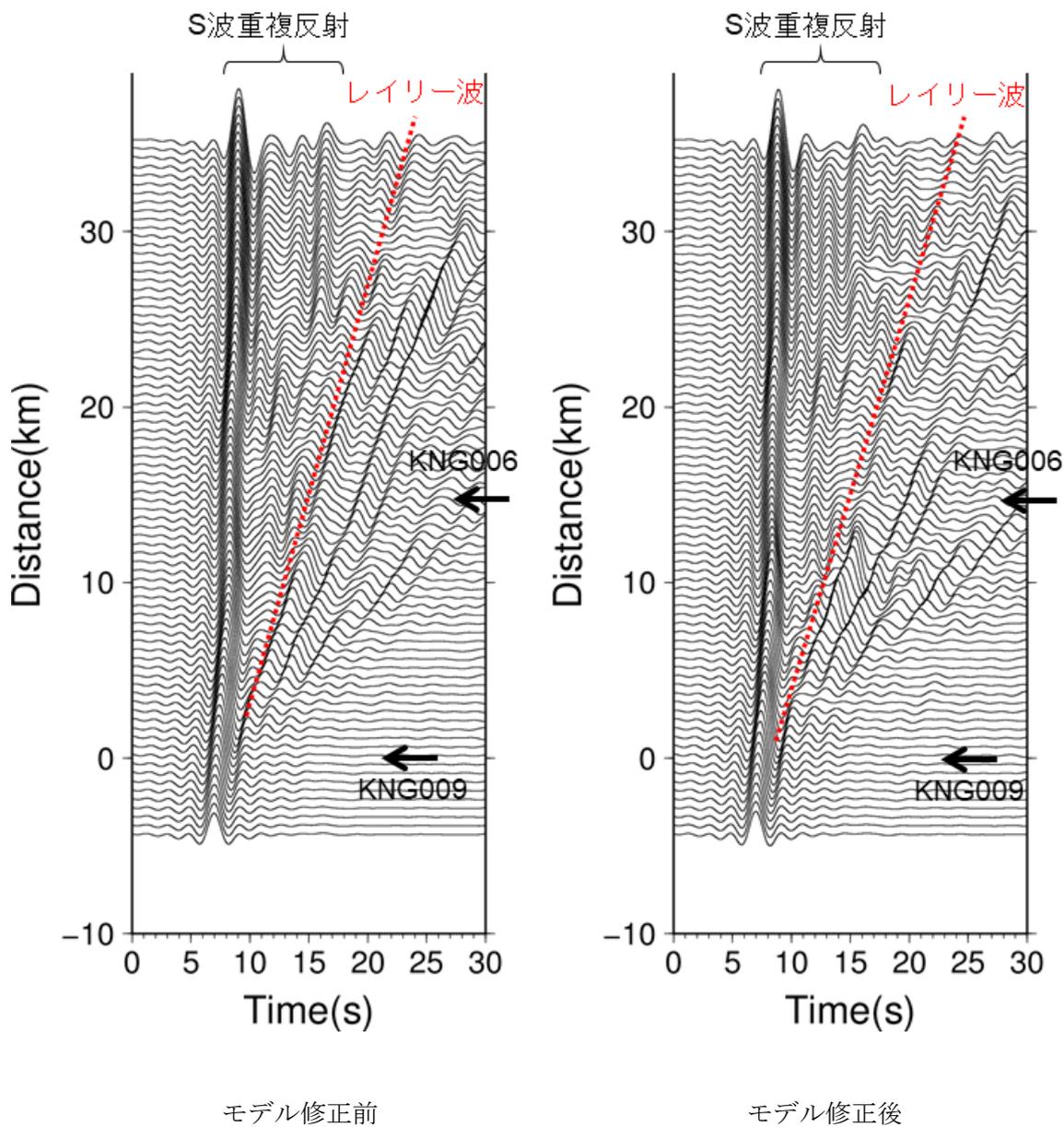


図 5-25 平面波入射による地盤応答評価結果の速度ペーストアップ  
(周期 2~10 秒)

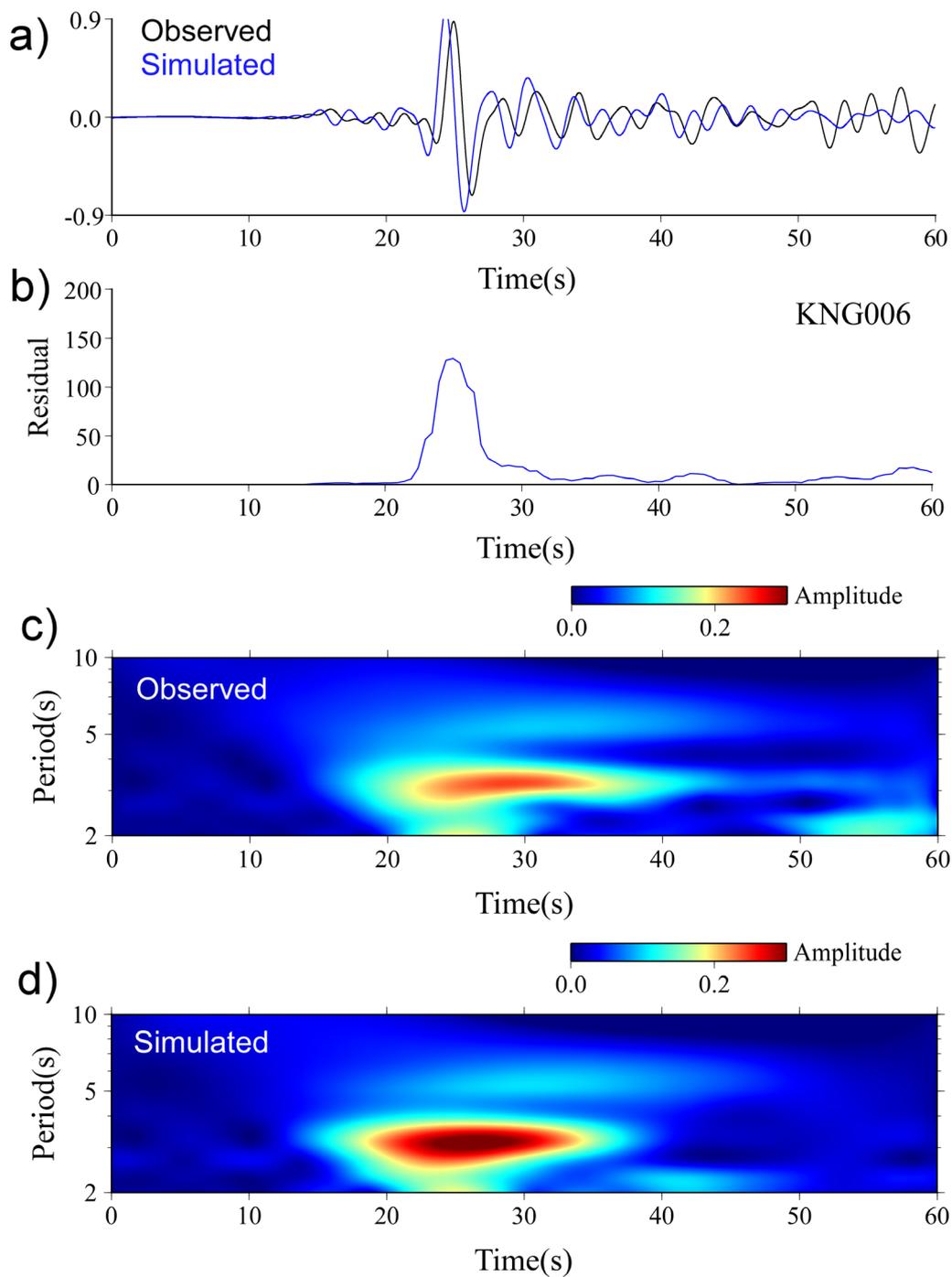


図 5-26 KNG006 における観測とシミュレーション結果の比較 (モデル修正前)

- a) 周期 2~10 秒の速度波形 (—観測 —3D シミュレーション)
- b) 波形残差
- c) マルチプルフィルター解析結果 (観測)
- d) マルチプルフィルター解析結果 (3D シミュレーション)

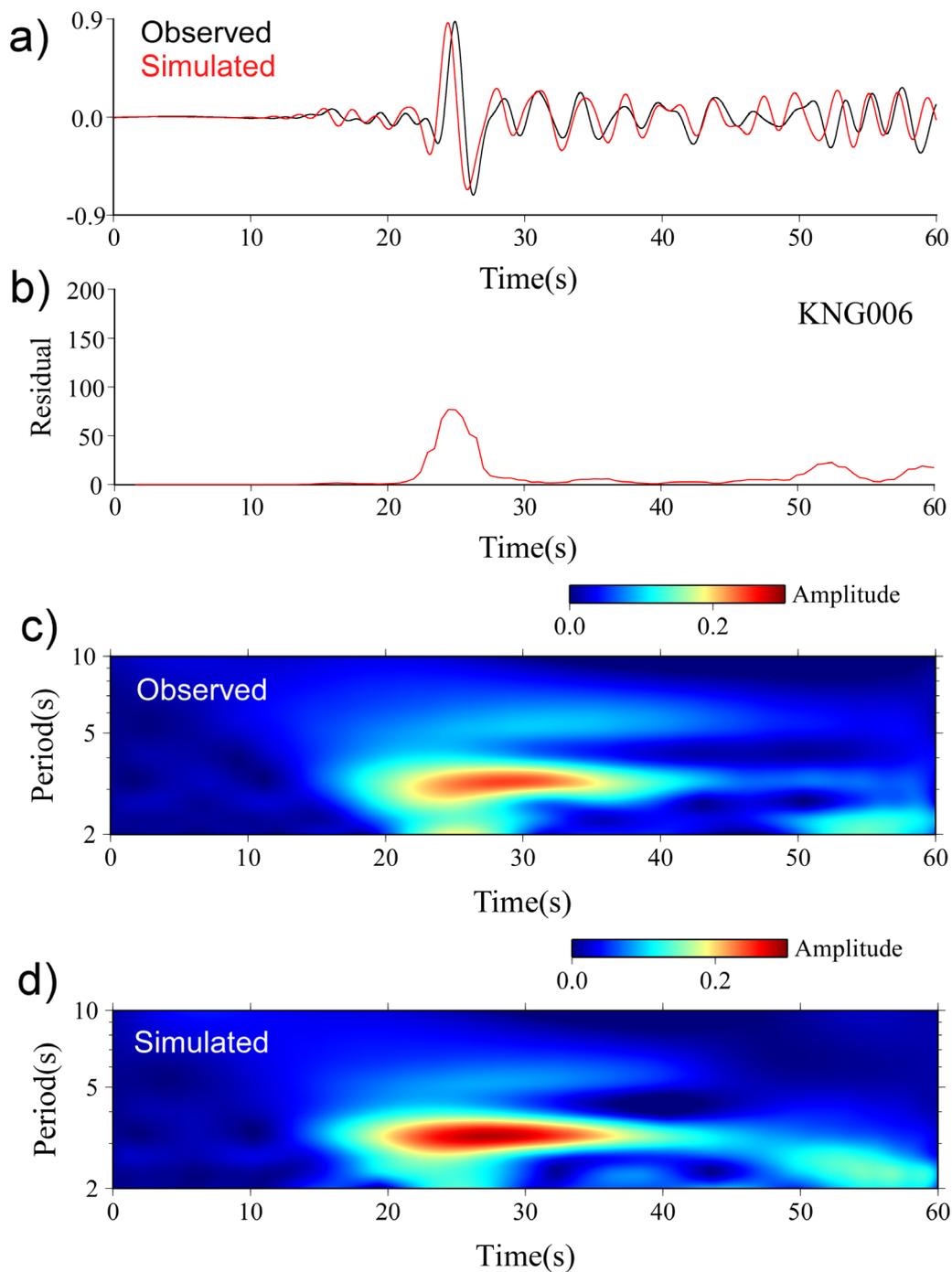


図 5-27 KNG006 における観測とシミュレーション結果の比較 (モデル修正後)

- a) 周期 2~10 秒の速度波形 (—観測 —3D シミュレーション)
- b) 波形残差
- c) マルチプルフィルター解析結果 (観測)
- d) マルチプルフィルター解析結果 (3D シミュレーション)

### c) 12 観測点

対象 12 観測点について、観測とモデル修正前後の三次元シミュレーションによる周期 2～10 秒の速度波形を比較した。また、(5-2)式の速度波形の残差を比較した。12 観測点の速度波形と残差を図 5-28 に示す。

SITH03 と SIT009 では、モデルを修正したことにより各時刻の残差が小さくなっている。これは、S波部分と表面波の再現性が向上したことを表す。SIT013 と SITH04 ではモデルを修正した効果は見られず、時刻 25 秒付近のS波部分の残差は逆にやや大きくなっている。しかし、これらの 2 観測点は二次元速度構造を推定した Line-A と Line-B の間に位置しており、この地域の三次元速度構造の修正モデルはスプライン関数による補間に頼って作成している。二次元速度構造を推定する測線の追加が今後の課題である。TKY004, TKY005, KNGH10 など残差が多少小さくなる程度の違いしかない観測点もあるが、多くの観測点ではモデルを修正したことで残差は小さくなり、観測記録の再現性が向上していることを表している。特に KNG010, KNG007, KNG005 の Line-E 近傍の観測点では、S波の到達時刻に大幅な改善が見られる。

対象 12 観測点について、周期 1～10 秒の速度波形と残差を図 5-29 に示す。波形の形状が複雑であるため分かり難いが、観測記録の再現性の大きな特徴は周期 2～10 秒を対象とした結果と概ね同じである。

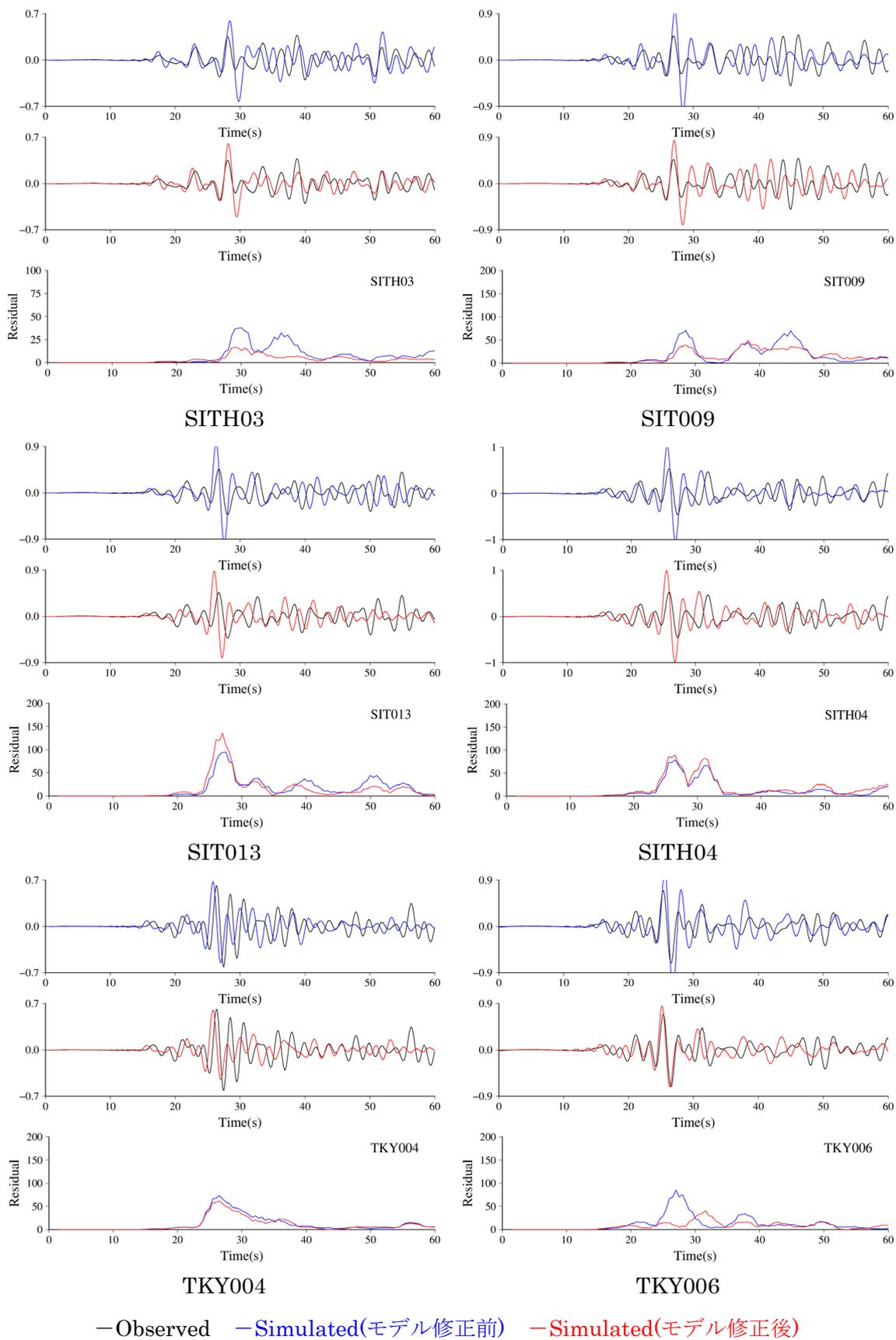


図 5-28 速度波形と残差の比較 (周期 2~10 秒)

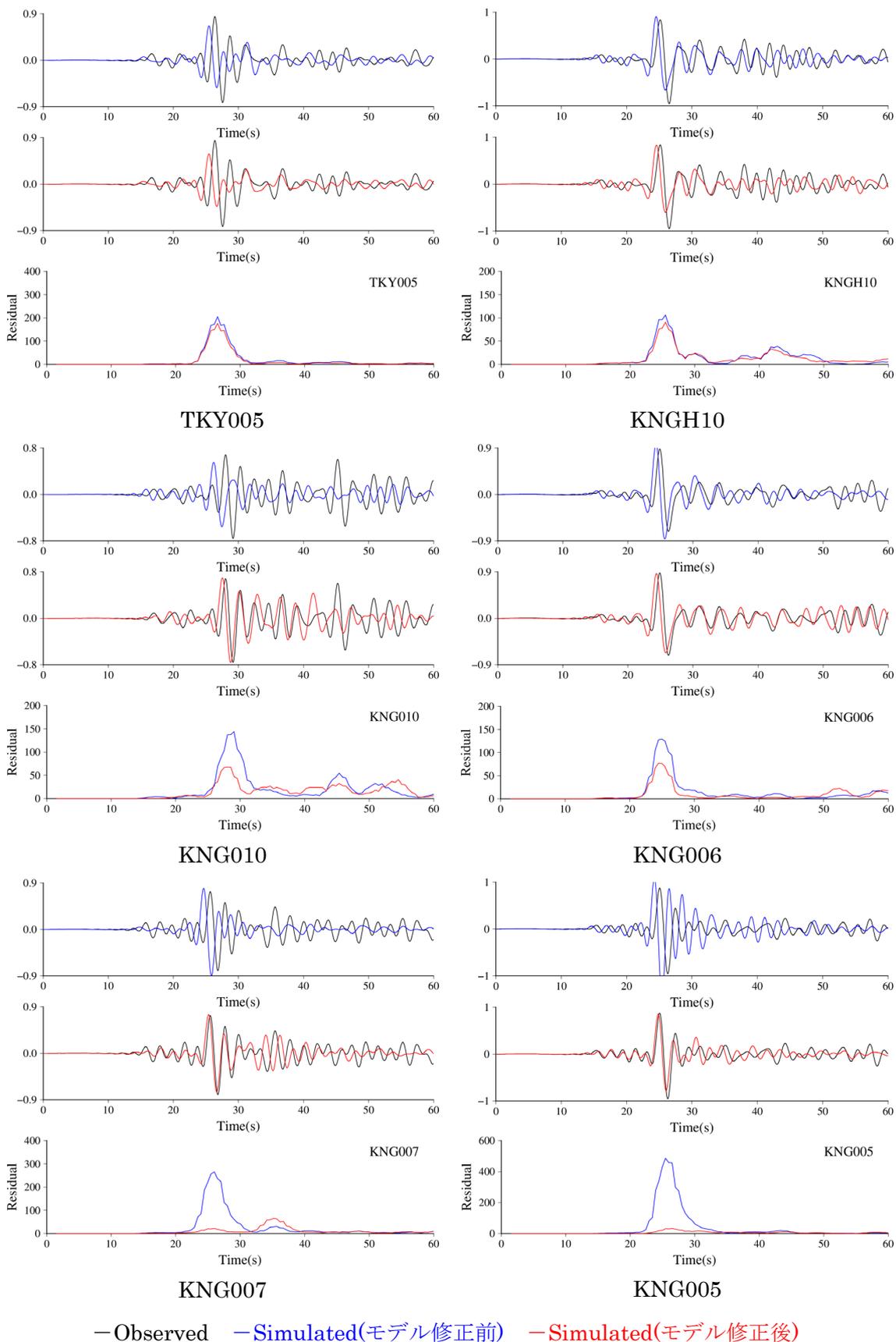


図 5-28 速度波形と残差の比較 (周期 2~10 秒) (続き)

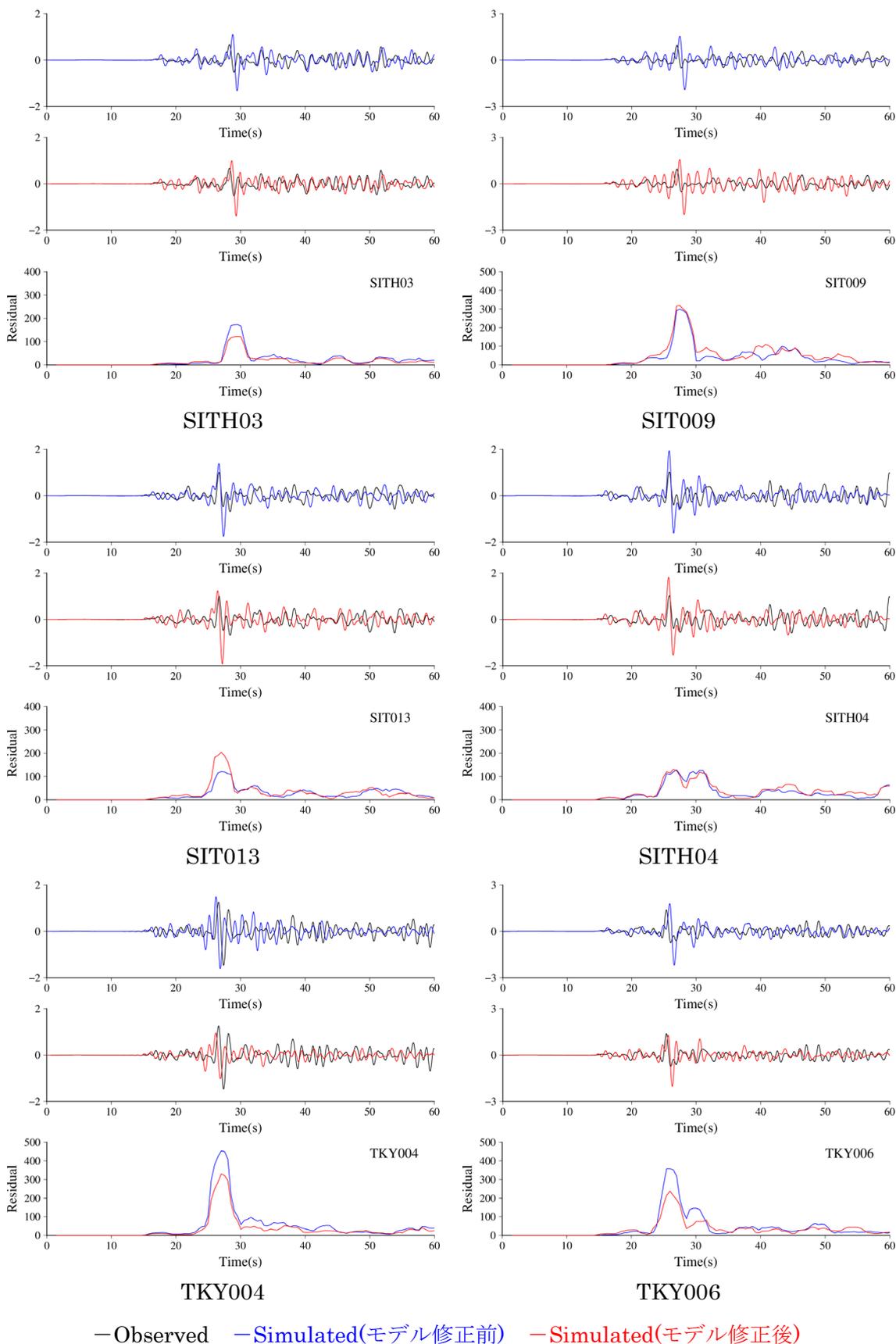


図 5-29 速度波形と残差の比較 (周期 1~10 秒)

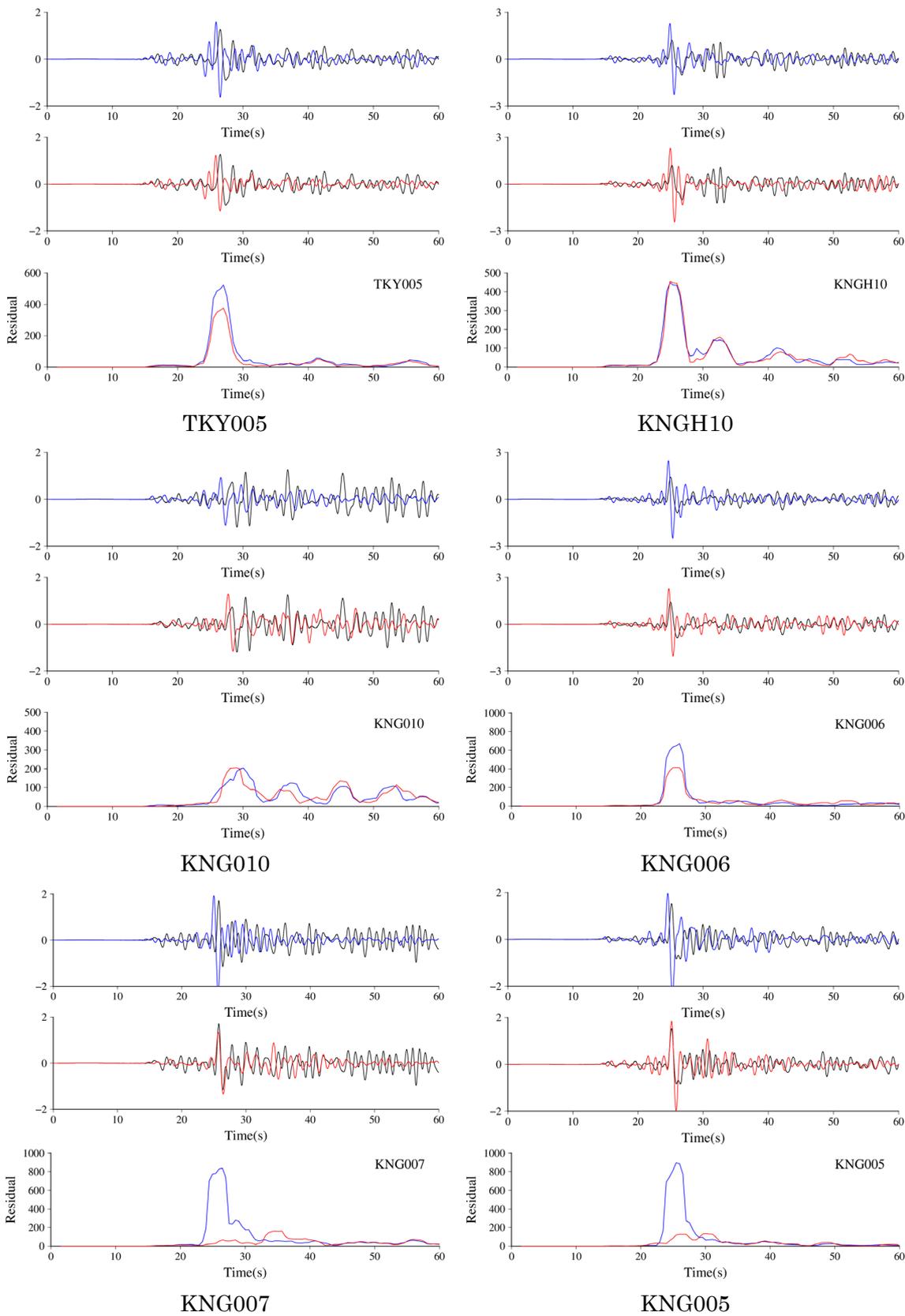


図 5-29 速度波形と残差の比較（周期 1～10 秒）（続き）

## 5.2.2 2016年2月5日東京都の地震 ( $M_j4.6$ )

### (1) 解析条件

修正前後の三次元S波速度構造モデルを用いて、波形逆解析による二次元速度構造推定に用いていない2016年2月5日東京都の地震 ( $M_j4.6$ ) の地震動シミュレーションを行った。この地震の諸元を表5-7に、震央と地震観測記録の分布を図5-30に示す。この地震は震源深さ26kmとやや浅いが、震源直上のLine-C近傍の観測点では、鉛直入射の条件に近い地震動が観測されたと考えられる。図5-30に□印で示したK-NETとKiK-net, MeSO-netの観測記録をシミュレーション結果と比較した。Line-Cの二次元速度構造の推定結果を図5-31に示す。

点震源を仮定し、図5-32のF-netの震源メカニズム解を用いてシミュレーションを行った。震源時間関数はライズタイムを1秒とした三角形型で与えた。地震動シミュレーションは三次元差分法により行った。格子間隔などの計算条件を表5-8に示す。基本的な解析条件は、5.1.1節の2012年1月28日山梨県東部の地震 ( $M_j4.9$ ) を対象としたシミュレーションと同じである。

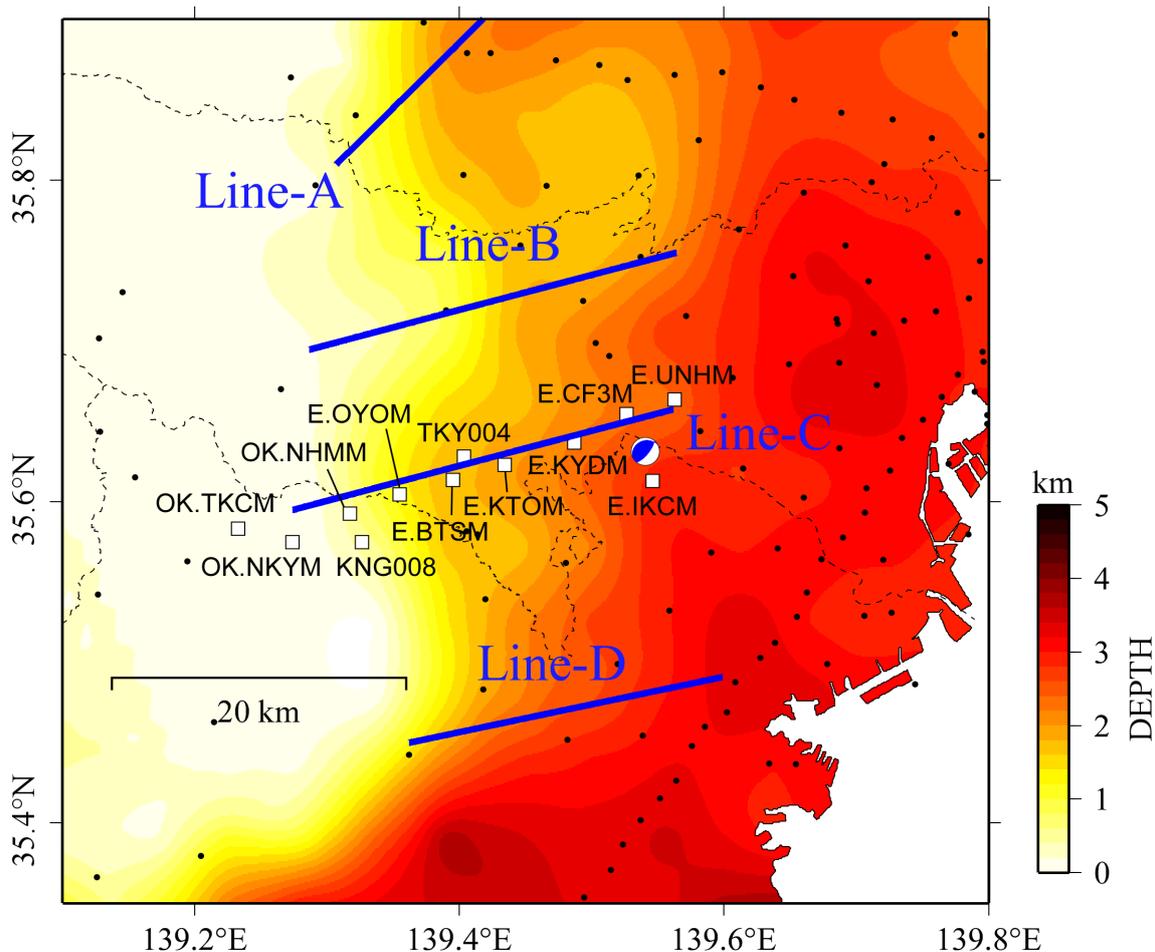
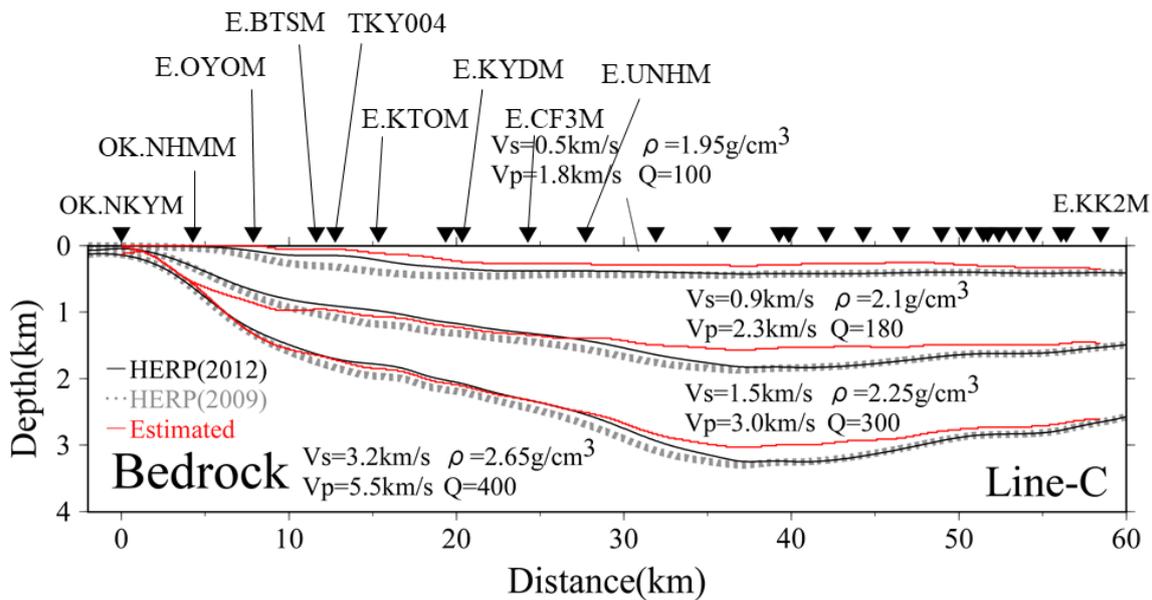


図 5-30 震央と地震観測点の分布

(赤コンターは修正モデルの地震基盤上面深度，●印は地震観測点，—印は二次元速度構造を推定した測線位置を表す。□印の観測点の速度波形を詳しく比較した)

表 5-7 地震諸元

発生日	2016/2/5
発生時刻	7:41:47.23
北緯(度)	35.6313
東経(度)	139.5407
深さ(km)	25.83
Mj	4.6



—モデル修正前    —モデル修正後 (HERP, 2012)    …HERP (2009) [参考]

図 5-31 Line-C の二次元 S 波速度構造の推定結果  
(▼印は波形逆解析に用いた地震観測点を表す)

第5章 「深部地盤の三次元S波速度構造モデルの修正結果が地震動評価に及ぼす影響」

■ 気象庁による震源情報

地震発生時刻 (JST)	緯度 (°)	経度 (°)	震央地名	深さ (km)	M <sub>j</sub>
2016/02/05,07:41:47.23	35.6313	139.5407	神奈川県東部	25.83	4.6

■ 手動メカニズム推定結果

緯度 (°)	経度 (°)	深さ (km)	走向 (°)	傾斜 (°)	すべり角 (°)	M <sub>0</sub> (Nm)	M <sub>w</sub>	品質
35.6313	139.5407	32	39 ; 247	71 ; 21	80 ; 116	4.54e+15	4.4	84.47

実線:観測 点線:計算

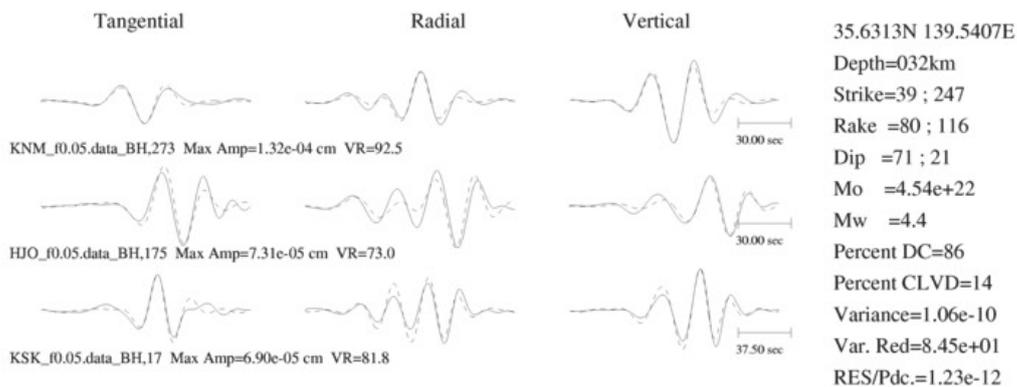


図 5-32 F-net による震源メカニズム解

表 5-8 三次元差分法による地震動の計算条件

格子間隔(NS)	100m	格子点数(NS)	2100
格子間隔(EW)	100m	格子点数(EW)	1800
格子間隔(UD)	20m	格子点数(UD)	800
時間刻み	0.001	時間サンプル数	200000

※UD 方向の格子間隔は、深さ 5~10km では 50m, 深さ 10km 以深では 200m に変更

## (2) 地震観測記録の再現性

Line-1 近傍の観測点について、シミュレーションと観測による NS 成分の速度ペーストアップを図 5-33 に示す。縦軸を震央距離とし、モデル修正前後の結果を左右に並べた。対象周期は 2~10 秒とした。○印は JMA (2001) 走時表による S 波の到達時刻を表す。

観測記録とシミュレーション結果のどちらも、盆地端部の O.NHMM (MeSO-net 相模原) 付近で励起した表面波が震央方向に伝播する様子が明瞭に認められる。例えば TKY004 (K-NET 八王子) や E.KTOM (MeSO-net 多摩) を見ると、モデルを修正することでこの表面波の到達時刻が観測と良く合うようになっている。また、E.CF3M (MeSO-net 調布) などの震央近くの観測点では、モデル修正前では表面波の振幅を過小評価していたのに対し、モデル修正後では振幅に加えて位相の再現性も改善されている。

シミュレーションと観測による EW 成分の速度ペーストアップを図 5-34 に、UD 成分の速度ペーストアップを図 5-35 に示す。EW 成分では E.BTSM と TKY004 の時刻 20 秒付近の表面波と考えられるフェーズの対応がモデルを修正することで改善されている。これらの観測点では、UD 成分の時刻 20~30 秒に同様の表面波を観測しており、やはり修正モデルを用いたシミュレーションで再現できている。

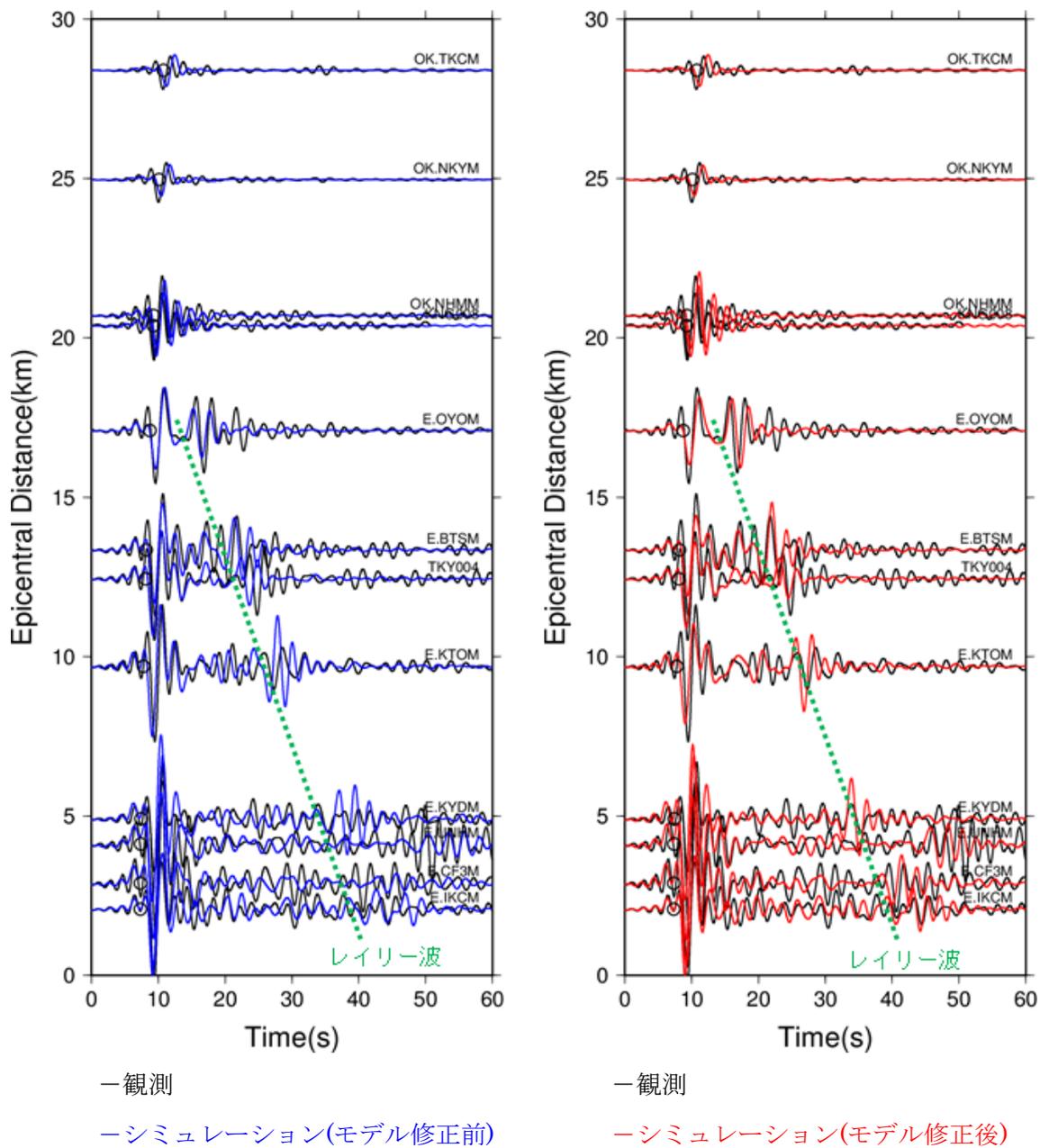


図 5-33 Line-C における NS 成分の速度ペーストアップの比較 (周期 2~10 秒)

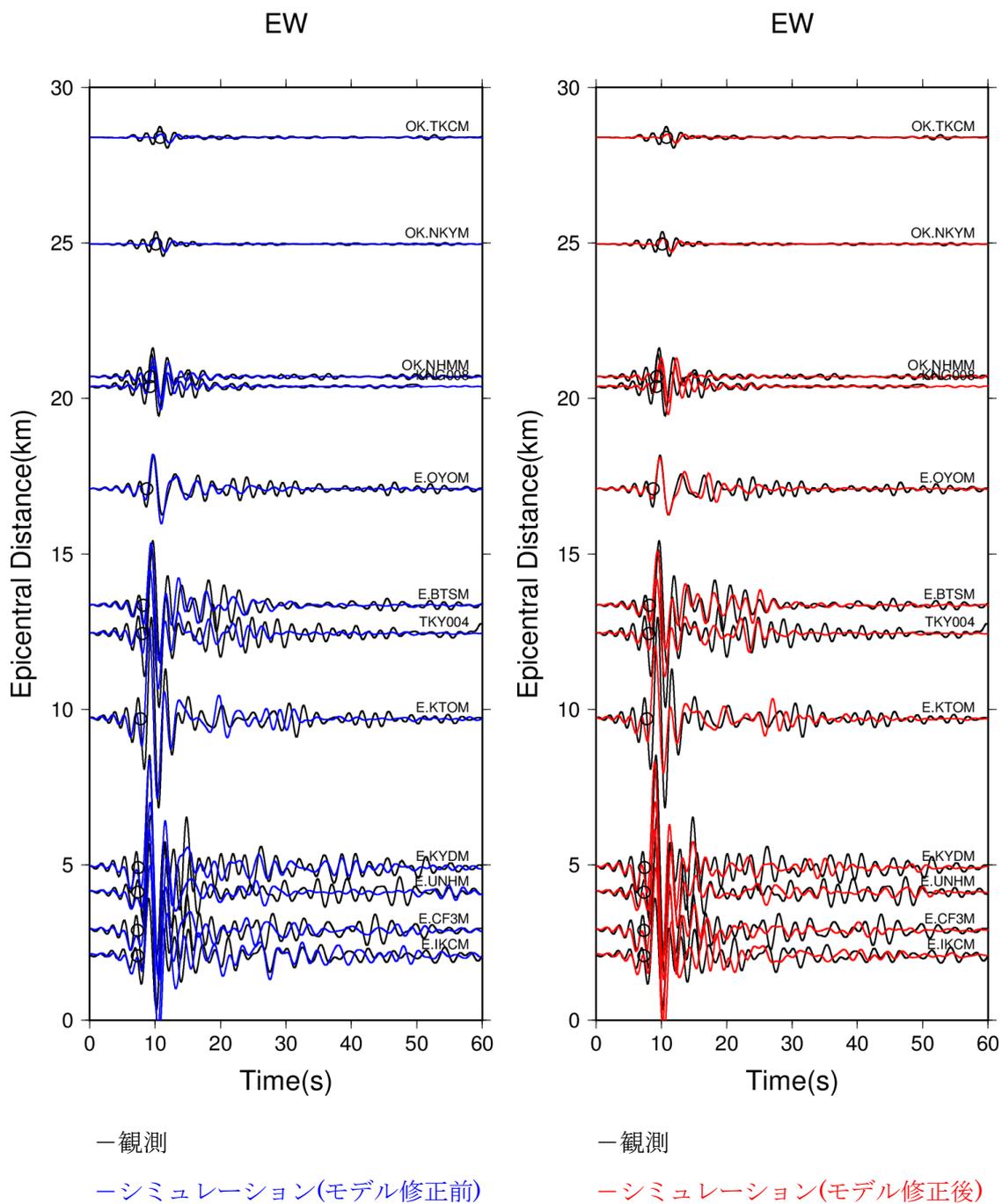


図 5-34 Line-C における EW 成分の速度ペーストアップの比較 (周期 2~10 秒)

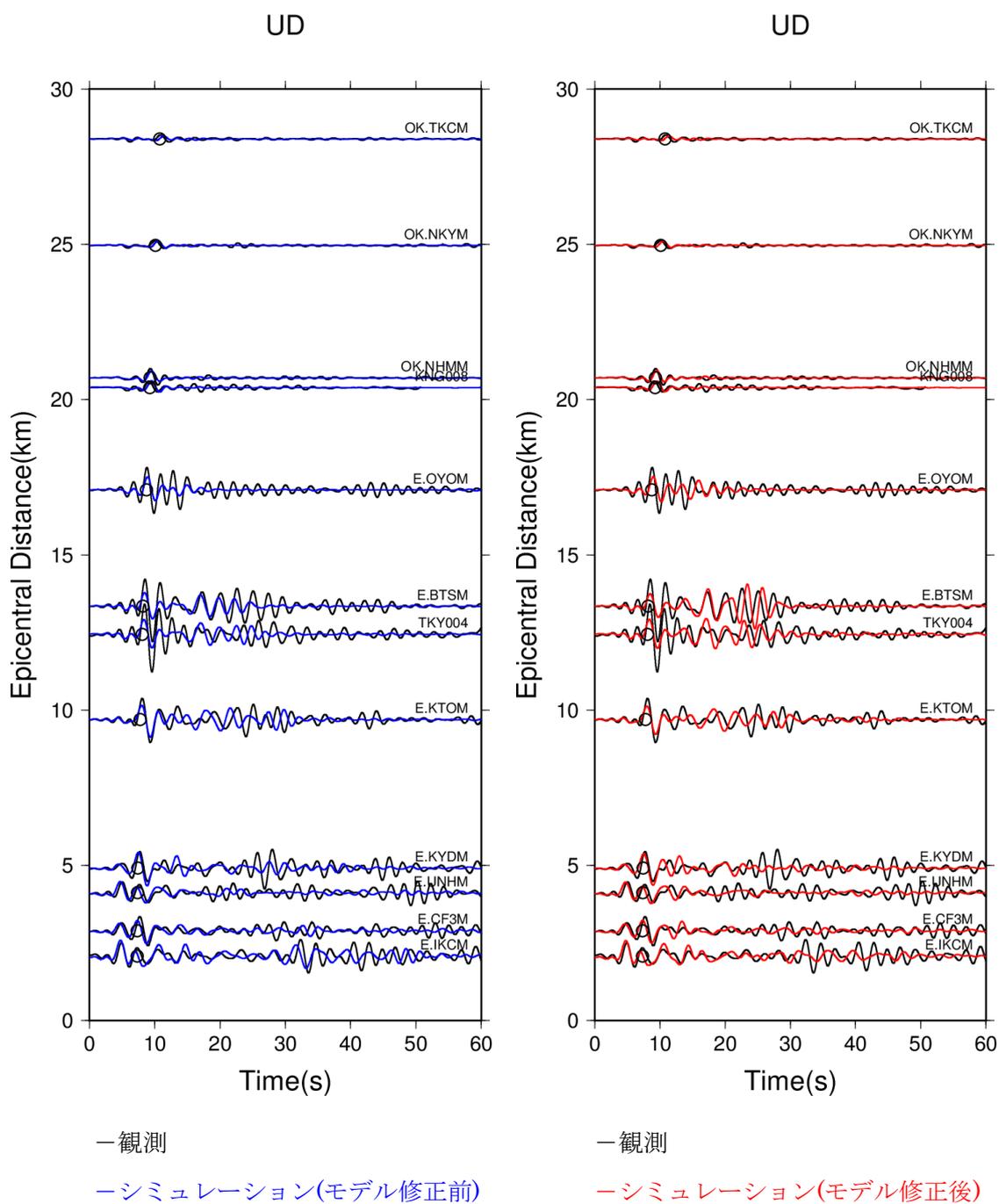


図 5-35 Line-C における UD 成分の速度ペーストアップの比較 (周期 2~10 秒)

### 5.3 まとめ

修正前後の三次元S波速度構造モデルを用いて、波形逆解析に用いていない2012年1月28日山梨県東部の地震 ( $M_j4.9$ ), 2005年7月23日千葉県中部の地震 ( $M_j6.0$ ), 2016年2月5日東京都の地震 ( $M_j4.6$ ) の地震動シミュレーションを行い、盆地端部のモデル修正が地震動評価に与える影響について検討した。

震源深さ18kmで発生した2012年1月28日山梨県東部の地震 ( $M_j4.9$ ) を対象とした検討では、二次元速度構造を推定した測線近傍の多くの地点で、観測記録の振幅と位相の対応が改善された。また、モデル修正を行っていない盆地端部から離れた地域でも表面波の伝播特性に違いが生じ、同じように観測記録の再現性が改善される地点が認められた。三次元地震動評価では盆地端部のモデル精度が重要である。本研究で提案する手法により盆地端部の詳細な速度構造を明らかにすることで、盆地全体の地震動評価精度が改善される一例を示すことができた。また、修正前後のモデルによる最大速度分布を比較し、盆地端部のモデル修正を行うことで評価される地震動の空間分布が変わる様子を示した。

震源深さ73kmで発生した2005年7月23日千葉県中部の地震 ( $M_j6.0$ ) を対象とした検討では、Line-A~Line-E 近傍の観測点を対象に、鉛直下方から入射したS波部分と盆地端部で励起・伝播する表面波の再現性を分析した。KNG010 (K-NET 平塚)とKNG006 (K-NET 二俣川)を例に、モデルを修正する効果を詳しく検証したところ、S波の到達時刻、S波が重複反射する様子、盆地端部で励起・伝播するレイリー波の再現性が向上する様子が確認された。その他の多くの観測点でも、観測とシミュレーション結果の一致度が改善される様子が見られた。

震源深さ26kmで発生した2016年2月5日東京都の地震 ( $M_j4.6$ ) を対象とした検討では、震源直上のLine-C 近傍の観測点を対象に、同じく鉛直下方から入射したS波部分と盆地端部で励起・伝播する表面波の再現性を調べた。Line-C 近傍には観測記録が得られている地点が多数存在する。表面波が励起・伝播する様子を明瞭に確認でき、その様子は修正モデルを用いたシミュレーションにより良く再現できることが分かった。

以上のように、本研究で提案する二次元S波速度構造推定法を実記録に適用し、それを基に三次元S波速度構造の修正モデルを作成することで、表面波の卓越が顕著となる浅発地震、S波の卓越が顕著となる深発地震のどちらのについても観測記録の再現性が向上する効果が得られることが分かった。本研究の提案法をより多数の測線に適用し、盆地端部のモデル修正を継続することで、三次元地震動の評価精度を更に向上できると考えられる。

## 第6章

# 小規模な堆積平野の深部地盤の二次元S波速度構造推定

### 6.1 小規模な堆積平野への適用のねらい

4章で二次元S波速度構造を推定した関東平野は大規模な堆積平野であり、盆地端部からある程度離れた場所では微動アレイ探査などの従来の水平成層構造を仮定したモデル化手法を適用できる。一方、地方都市が立地する小規模な堆積平野では、盆地端部と盆地中央部が近接しており、不整形の影響が盆地全域の地震動に影響し、従来のモデル化手法の適用は難しい可能性が考えられる。また、小規模な堆積平野では地震観測点が少なく、逆解析に使用できる面的なデータは得られていない場合が多い。

そこで、東西が山地に囲まれた小規模な堆積平野上に位置する新潟県小千谷市に本手法を適用した。小千谷市内で連続微動観測を行い、地震波干渉法により得られる相互相関関数を用いて波形逆解析を行った。推定した二次元構造を既存の地盤情報と比較し、小規模な堆積平野に対する本手法の適用性について検討した。

### 6.2 新潟県小千谷市で得られた2004年新潟県中越地震の強震記録

2004年新潟県中越地震は、2004年10月23日17時56分に発生した $M_s6.8$ の内陸地殻内地震である。新潟―神戸歪集中帯に位置する活褶曲帯において発生し、複数の断層系の破壊を反映した活発な余震活動を伴った（例えば、Aoki *et al.*, 2005）。川口町で最大震度7、小千谷市・旧山古志村・小国町で震度6強を観測し、死者数68人、負傷者（重症）数632人、全壊住家3175棟、半壊住家13810棟（内閣府, H21）の甚大な被害を受けた。震源域およびその周辺の山間部では無数の地盤災害、土砂災害が発生し、旧山古志村をはじめとする山間の集落の多くが交通網を遮断され、長期にわたり孤立を余技なくされた。

JR 上越新幹線で脱線事故が発生したことも社会的に大きなインパクトを与えた（土木学会, 2006）。

このような被害をもたらした強震動の生成要因を明らかにするために、地震直後に臨時の余震観測（例えば, Yamanaka *et al.*, 2005 ; 壁谷澤ほか, 2006）や微動観測（例えば, 時松ほか, 2007 ; 新井ほか, 2006）が精力的に行われた。活褶曲地帯である当地域は地盤構造が非常に複雑であるとして知られる。震源域の地盤構造を明らかにするために、反射法地震探査（例えば, 阿部ほか, 2005 ; 古村ほか, 2005）や重力測定（高橋ほか, 2008）などの地盤調査も実施された。

2004年新潟県中越地震震源域の地震観測点の分布を図6-1に示す。気象庁による震央と Hikima and Koketsu (2005)による断層面を示した。本震は西傾斜の逆断層であり、上盤側に位置する新潟県小千谷市の NIG019 (旧 K-NET 小千谷。2017年12月18日移設)と JMA532 (気象庁小千谷)で本震の強震記録が得られている。NIG019の強震記録の加速度波形と擬似速度応答スペクトルを図6-2に示す。NS成分とEW成分のどちらも最大加速度は1Gを上回る。UD成分でも最大加速度約0.8Gを観測した。NS成分とEW成分のどちらも周期0.7秒に明瞭なピークが認められる。

Yamanaka *et al.* (2005)は、本震発生直後に小千谷市内で臨時余震観測を行い、M6クラスの余震の一つである2004年10月27日10時40分に発生したM<sub>s</sub>6.1の余震の強震動を観測した。図6-1には、Yamanaka *et al.* (2005)による臨時余震観測位置を■印で、このM<sub>s</sub>6.1の余震の震央と Hikima and Koketsu (2005)による断層面を併せて示している。このM<sub>s</sub>6.1の余震について、NIG019とJMA532、臨時余震観測による強震記録の速度波形と速度応答スペクトルを図6-3に示す。臨時余震観測による各測点は数kmしか離れていないが、スペクトルを見ると周期0.3~0.4秒が卓越している地点とそうでない地点がある。NIG019と臨時余震観測点05は周期0.4秒、JMA532では周期0.3秒が卓越している。他の臨時余震観測点ではこれほど特徴的なピークは見られない。この観測結果は小千谷市内の地盤増幅特性が局地的に異なることを示唆しており、その要因となった複雑な地盤構造を明らかにすることは重要な検討課題と言える。

現在、小千谷市内で地震観測が行われ、観測データが公開されているのはNIG019しかない。そこで、波形逆解析で対象とする波形データを得るために小千谷市内で連続微動観測を行うことにした。

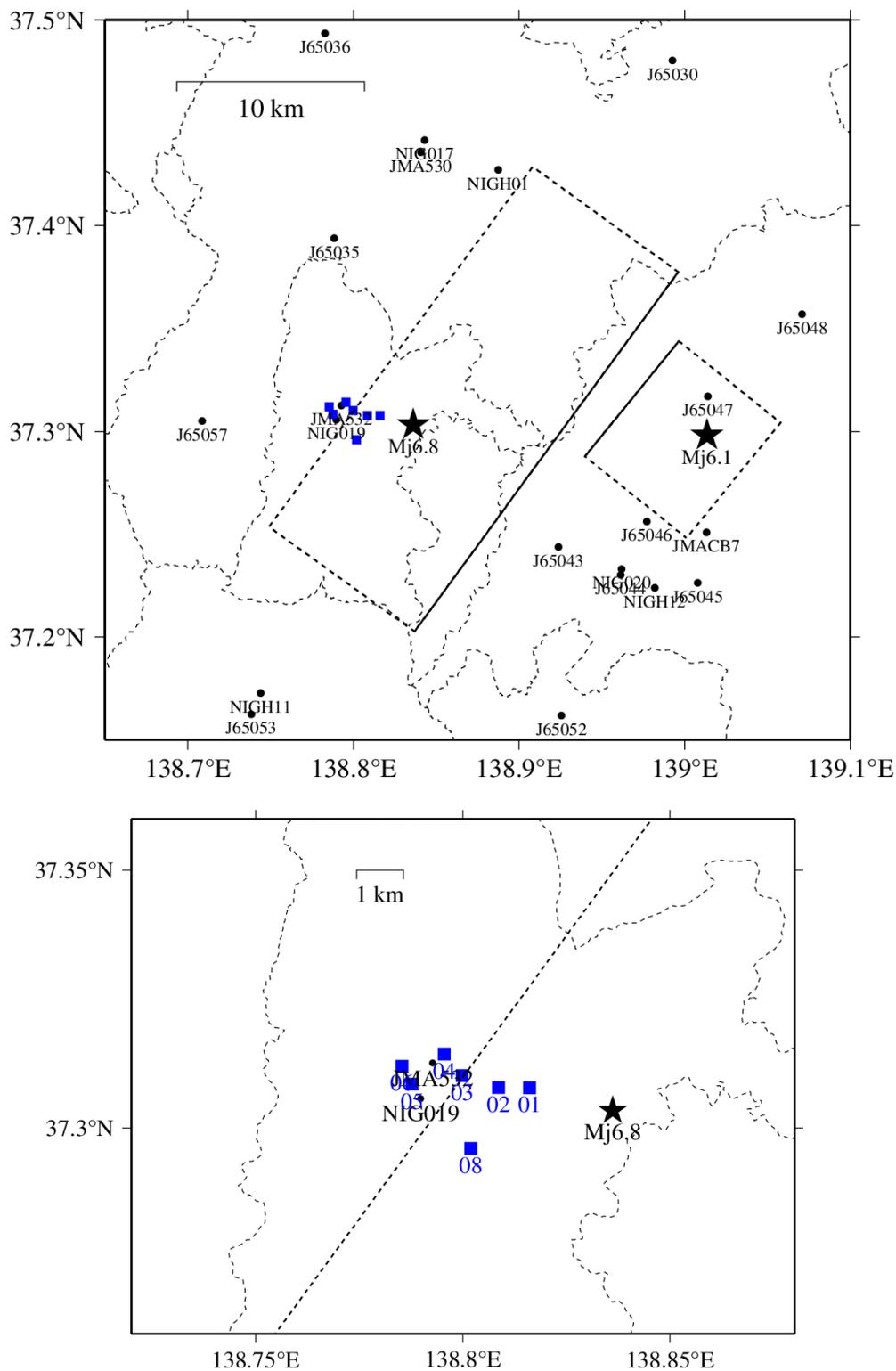


図 6-1 2004 年新潟県中越地震震源域の地震観測点分布

(●印 : K-NET, KiK-net, JMA, 自治体 ■印 : 臨時余震観測 (Yamanaka *et al.*, 2005)  
★印 : 震央)

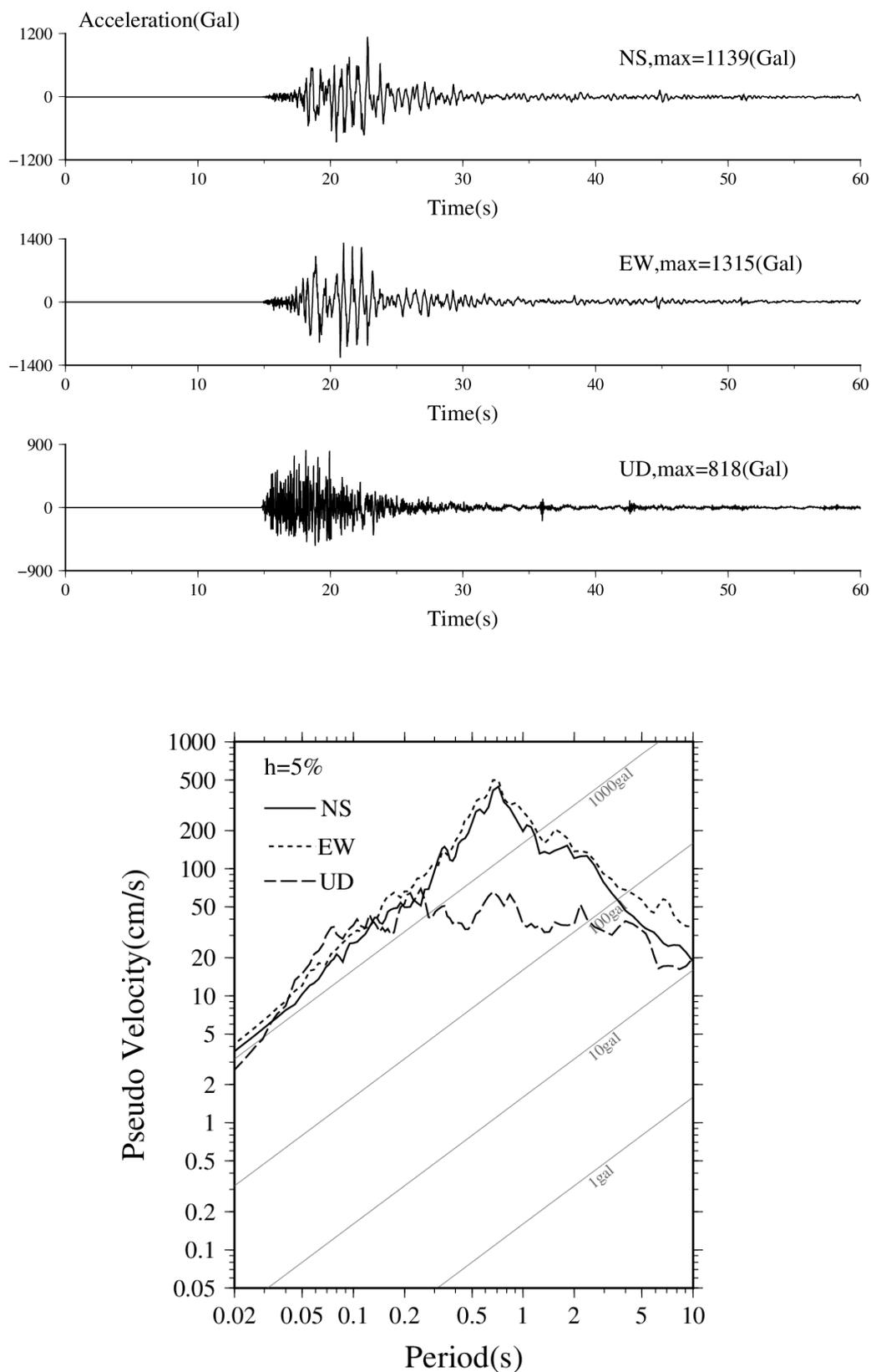


図 6-2 NIG019 で得られた 2004 年新潟県中越地震 ( $M_j6.8$ ) の強震記録

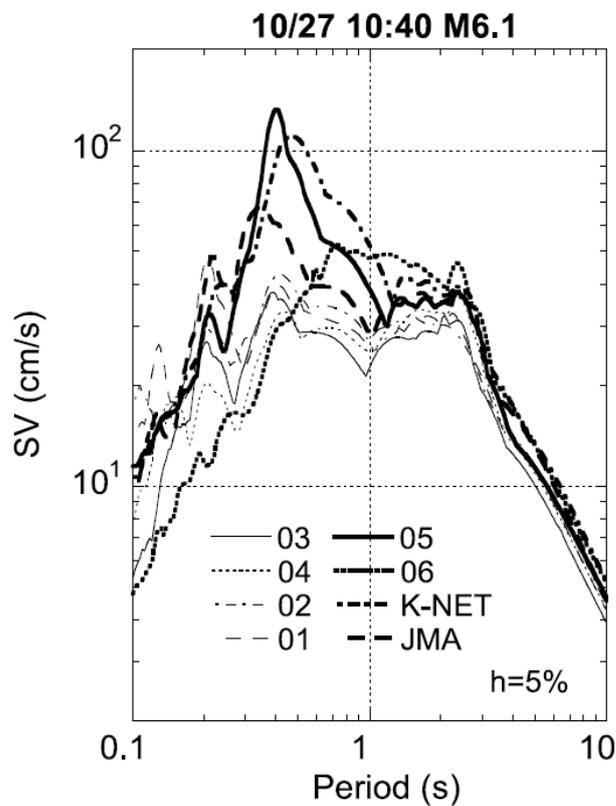
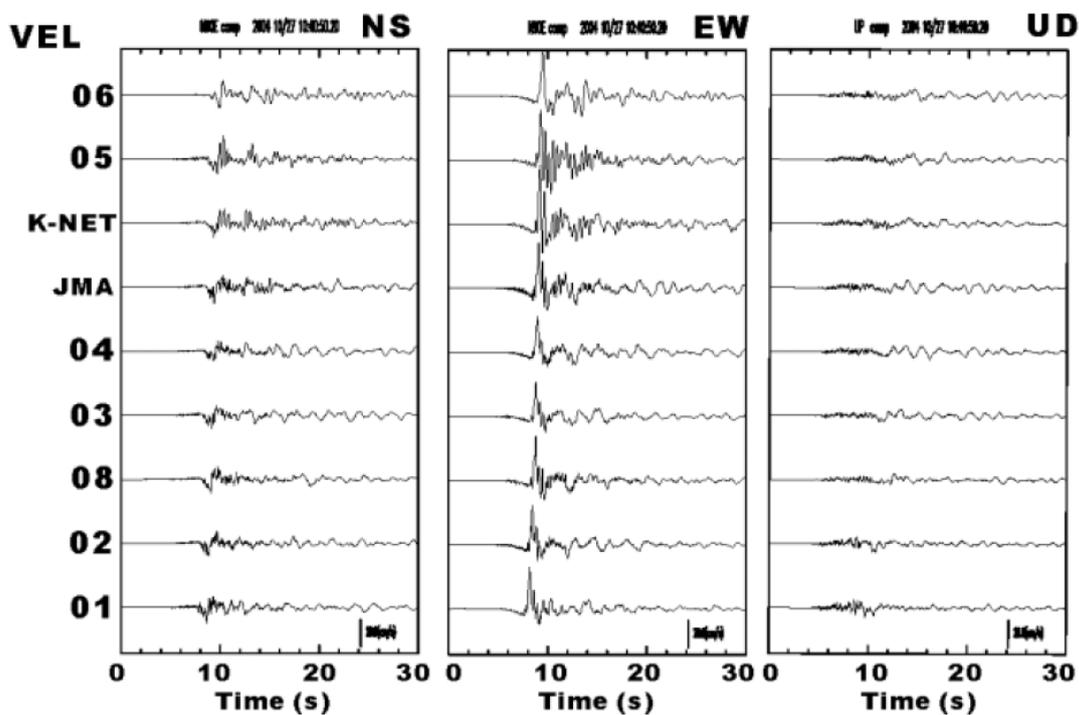


図 6-3 2004 年 10 月 27 日 10 時 40 分に発生した  $M_6.1$  の余震の強震記録

### 6.3 連続微動観測

連続微動観測の測点位置を図6-4に示す。小千谷市の盆地を跨ぐように東西の測線長約4.5kmの範囲にB1~B7の7測点を配置した。B4がNIG019近くに位置する測点である。B1, B2, B5はYamanaka *et al.* (2005)による臨時余震観測と同じ場所に設置した。図中の×印は、Yamanaka *et al.* (2005)による微動アレイ探査の中心位置を表す。

微動観測は2017年10月18日~21日にかけて行った。微動観測の様子を図6-5に示す。観測に使用した機器は、白山工業のデータロガーLS7000とミットヨ製の地震計JEP6A3である。NS, EW, UDの3成分の微動データを取得した。

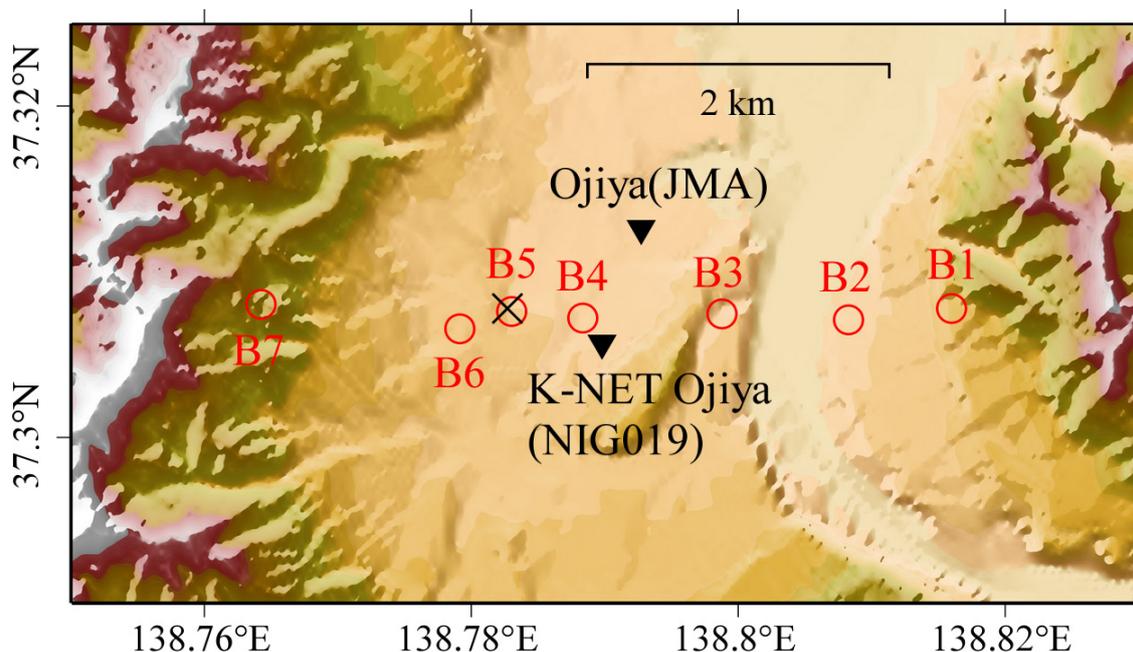


図6-4 連続微動観測の測点位置 (○印)

(▼印はNIG019とJMA532, ×印はYamanaka *et al.* (2005)による微動アレイ探査の中心位置を表す)



B1



B2



B3



B4



B5



B6



B7

図 6-5 連続微動観測の様子

## 6.4 地震波干渉法で得られた相互相関関数の分析

### (1) 評価方法

連続微動観測記録に地元・山中 (2012)の方法に準じた地震波干渉法を適用することにより、各測点のグリーン関数を評価した(地元ほか, 2018)。グリーン関数は(6-1)式のデコンボリューションにより評価した。

$$c_{AB}(\tau) = F^{-1} \frac{U_A(\omega)U_B^*(\omega)}{|U_B(\omega)|^2} \quad (6-1)$$

$F^{-1}$ は逆フーリエ変換、 $U_A$ と $U_B$ は対象2測点のフーリエスペクトル、\*印はフーリエスペクトルの複素共役を表す。ここでは、盆地西端の山地に位置するB7を基準点として、B1～B6の各点におけるグリーン関数を評価した。連続微動観測では7測点それぞれについて水平上下3成分の波形データを取得しており、対象成分の組み合わせを変えた計9通りグリーン関数が測点ペア毎に評価されている。本研究ではラブ波を対象に波形逆解析を行うことから、測線の直交方向に対応するNS加振に対するNS成分のグリーン関数を検討に用いた。グリーン関数の評価結果は、4日間というやや短い観測期間の微動記録をスタッキングして求めたものであり、地盤応答として十分な精度を持つとは限らない。そのため、以降、(6-1)式のデコンボリューションにより得られた波形をグリーン関数ではなく相互相関関数と呼ぶことにする。

### (2) 評価結果

地震波干渉法により得られた相互相関関数を図6-6に示す。縦軸はデコンボリューションの基準点としたB7からの距離を表す。マイナス側に振幅の大きい波群が認められる。この相互相関関数に対して周期2秒、1秒、0.7～0.9秒、0.5～0.6秒を通過帯域としたバンドパスフィルター処理を行った速度波形を図6-7に示す。周期2秒と1秒の速度波形は、2章で述べたガウス型バンドパスフィルター処理により算定した。FFTによる時刻歴波形のフーリエ変換を行い、加速度を速度に変換した。周期2秒と1秒では、いずれの測点についてもマイナス側とプラス側に明瞭な波群が認められ、時刻0秒を中心に概ね左右対称になっている。これは、加振点(B7)と受信点(B1～B6)を入れ替えても同じ地盤応答

が評価される相反定理が成り立っていることを表す。一方、周期 0.7~0.9 秒と 0.5~0.6 秒では、振幅の大きい波群はマイナス側のみに認められ、必ずしも左右対称になっていない。

地元・山中 (2012)のデータ処理では、非定常過程の影響を軽減するために1ビット化(例えば, Campillo and Paul, 2003)ではなくコヒーレンシーを求めてスタックする方法 (Seats *et al.*, 2011)を採用している。振幅の情報が歪めずに相互相関関数を評価できるとされるが、4日間というやや短い観測期間では十分な振幅の精度は期待できないと考えられる。そこで、マイナス側とプラス側の相互相関関数をそれぞれの最大値で基準化して比較した。

基準化した相互相関関数を重ねて図 6-8 に示す。周期 2 秒の相互相関関数はマイナス側とプラス側ではほぼ一致している。すなわち相反定理が成り立っており、信頼性の高い地盤応答を評価できていることを表す。周期 1 秒においても B3 を除き同様の結果が得られている。B3 の相互相関関数はマイナス側とプラス側で位相が約 90 度ずれており、波形の再現性に基づいて二次元速度構造を推定する本検討では、このような差異は推定結果の誤差要因になる。次に、周期 0.7~0.9 秒の相互相関関数を見ると、周期 2 秒と 1 秒に比べてマイナス側とプラス側の一致度は明らかに低下している。さらに、周期 0.5~0.6 秒では、振幅の大きい波群の到達時刻は概ね一致するが、詳しく見ると位相がずれている。周期 0.9 秒以下の相互相関関数の評価精度向上は今後の課題の一つであり、例えば観測期間を長くしてスタック数を増やすことが改善に繋がる可能性が考えられる。

波形逆解析による二次元速度構造推定は、周期 2 秒, 1 秒, 0.7~0.9 秒, 0.5~0.6 秒の 4 周期を対象とし、マイナス側とプラス側の相互相関関数に顕著な位相差が認められた図 6-8 に灰色枠を記した区間以外の波形を用いて行うことにした。マイナス側とプラス側で振幅の大きい方が信頼性は高いと考え、図 6-7 の波形図に基づきマイナス側の相互相関関数を検討に用いた。また、振幅の大きい波群の再現性を重視するために、図 6-8 に灰色線で示した波形区間を逆解析の対象とした。

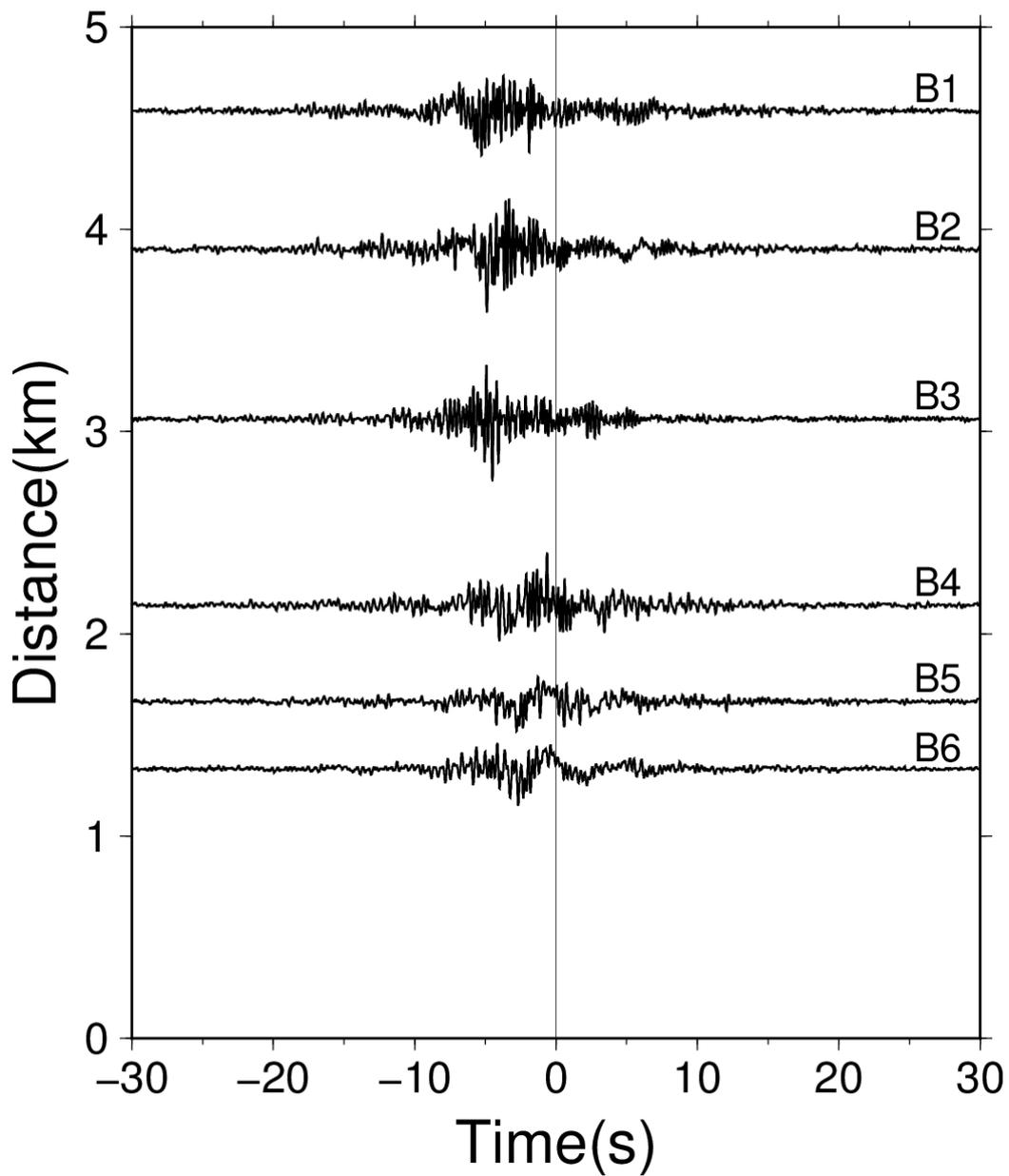


図 6-6 地震波干渉法により得られた相互相関関数 (地元ほか, 2018)

(縦軸は B7 を基準とした距離を表す)

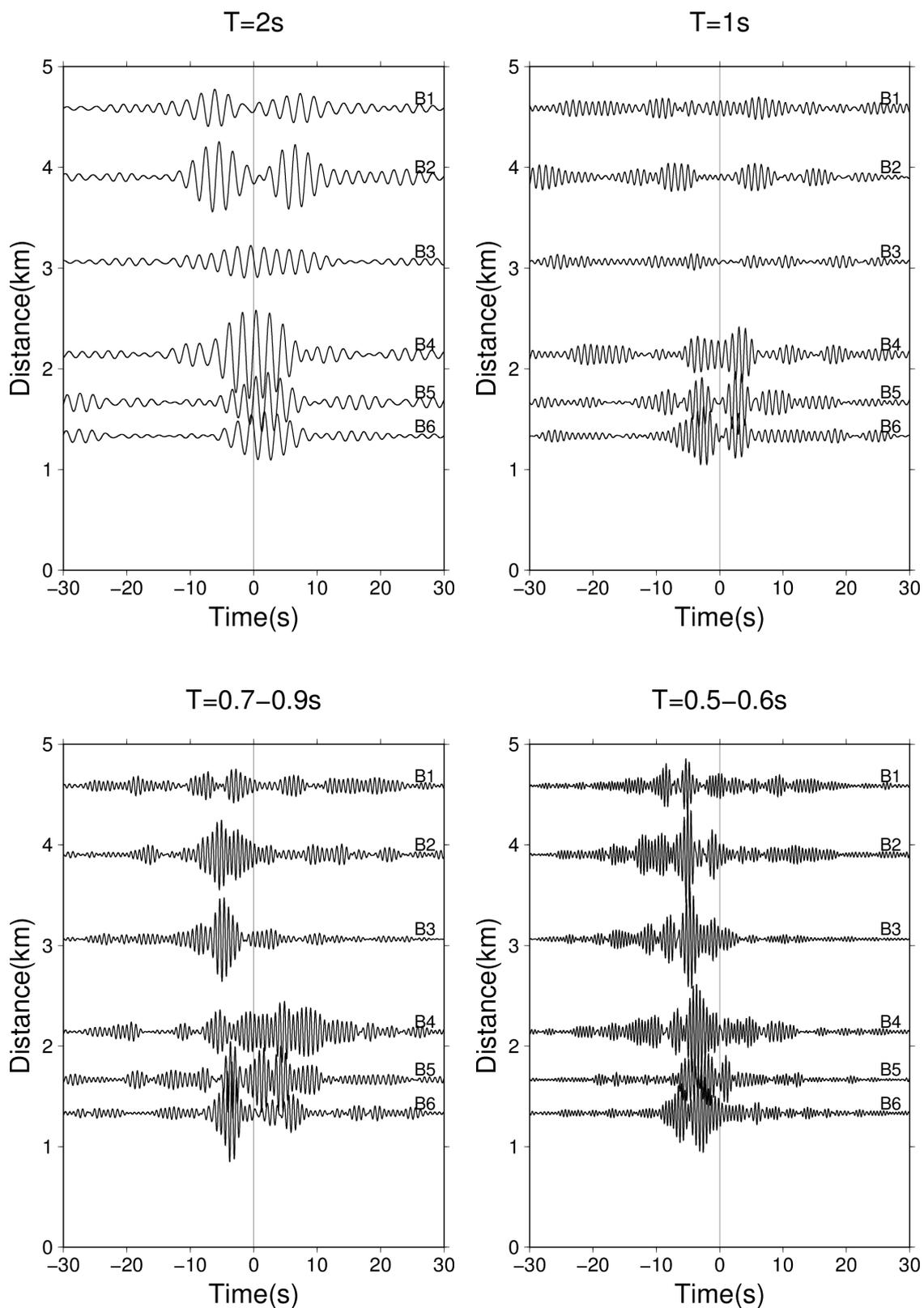


図 6-7 バンドパスフィルター処理後の相互相関関数

(縦軸は B7 を基準とした距離を表す)

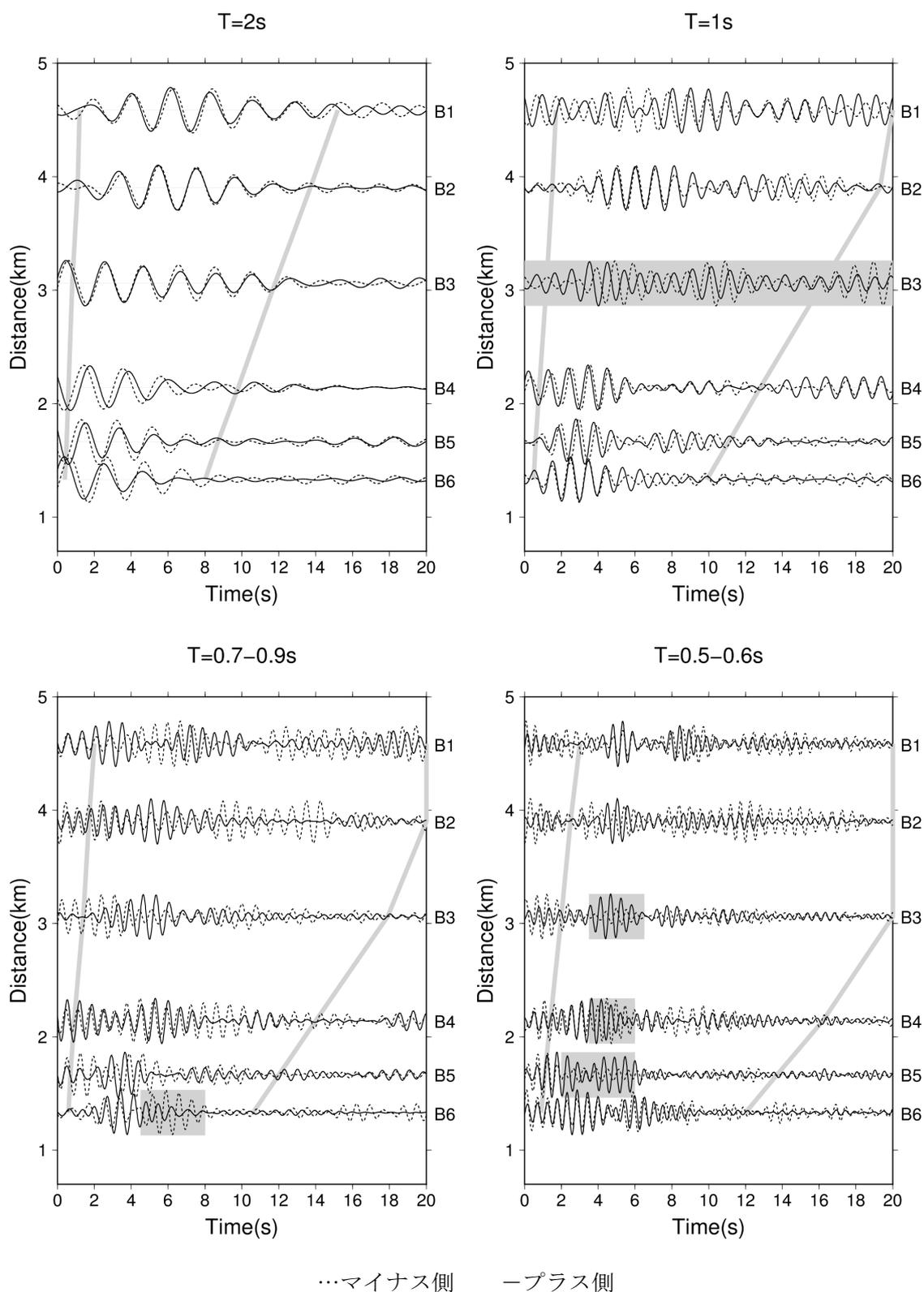


図 6-8 マイナス側とプラス側の相互相関関数の比較

(縦軸は B7 を基準とした距離。灰色線で示した波形区間を逆解析の対象とした。但し、マイナス側とプラス側で顕著な位相差が見られる灰色枠で囲った区間は対象外とした)

## 6.5 波形逆解析による二次元S波速度構造推定

### (1) 初期地盤モデル

既存の地盤情報を基に波形逆解析に用いる初期モデルを設定した。

工学的基盤以深の深部地盤のS波速度構造モデルは、微動アレイ探査結果 (Yamanaka *et al.*, 2005) と重力異常 (地質調査所, 2000) に基づいて本震震源域の三次元速度構造モデルを作成した笠松・山中 (2006) に基づいた。このモデルは地震基盤以浅の堆積層をS波速度  $V_s=0.6, 1.3, 1.8, 2.4\text{km/s}$  の4層でモデル化している。ここでは周期0.5~2秒の短周期成分を対象に地表点加振の地盤応答を評価するため、計算負荷軽減のために  $V_s=1.8\text{km/s}$  層以深は半無限媒質を仮定した。笠松・山中 (2006) による対象測線の二次元速度構造を図6-9に示す。 $V_s=0.6\text{km/s}$  層と  $V_s=1.3\text{km/s}$  層の下面は東に向かい緩やかに浅くなる分布をしている。

NIG019のPS検層情報を図6-10に、微動アレイ探査により推定された一次元速度構造 (Yamanaka *et al.*, 2005) を表6-1に示す。この微動アレイ探査は、詳しくは後述するよう、小千谷市内の広範囲に測点を置き、当地域の平均的な一次元速度構造を推定したものである。図6-9の×印は小アレイの中心を表す。PS検層では、深さ18mまでのデータが得られている。GL-3m以深を見ると、中間に厚さ4mの  $V_s=580\text{m/s}$  層をはさむが、 $V_s=350\text{m/s}$  前後の層が厚い点の特徴と言える。微動アレイ探査による一次元速度構造でも、GL-1m以深を見ると  $V_s=340\text{m/s}$  層が40m堆積している。そこで、 $V_s=0.6\text{km/s}$  層の浅部に  $V_s=0.35\text{km/s}$  層を加えた4層モデルを検討に用いることにした。各層の物性値を表6-2に示す。Q値は、笠松・山中 (2006) と同様にS波速度(m/s)の1/5とした。No.1層の  $V_p$  は狐崎ほか (1990) による  $V_s$  と  $V_p$  の関係から、密度は Yamanaka *et al.* (2005) と同じ値を与えた。 $V_s=0.35\text{km/s}$  層下面の初期モデルは逆解析を行い観測記録の再現性を確認しながら試行錯誤的に与えた。周期0.5~2秒の地盤応答に対して十分な感度が認められた  $V_s=0.35\text{km/s}$  層と  $V_s=0.6\text{km/s}$  層の下面深度の分布を逆解析で推定した。

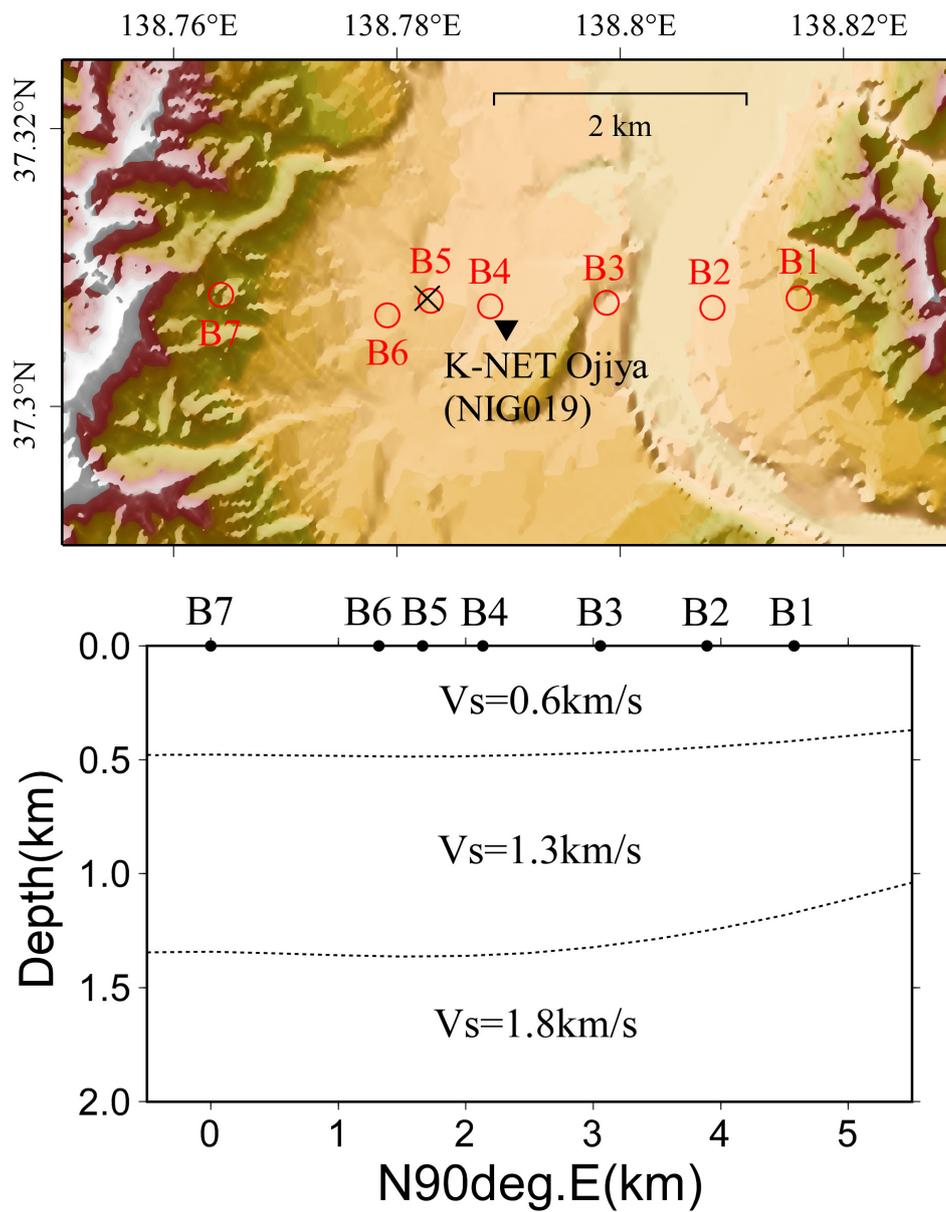


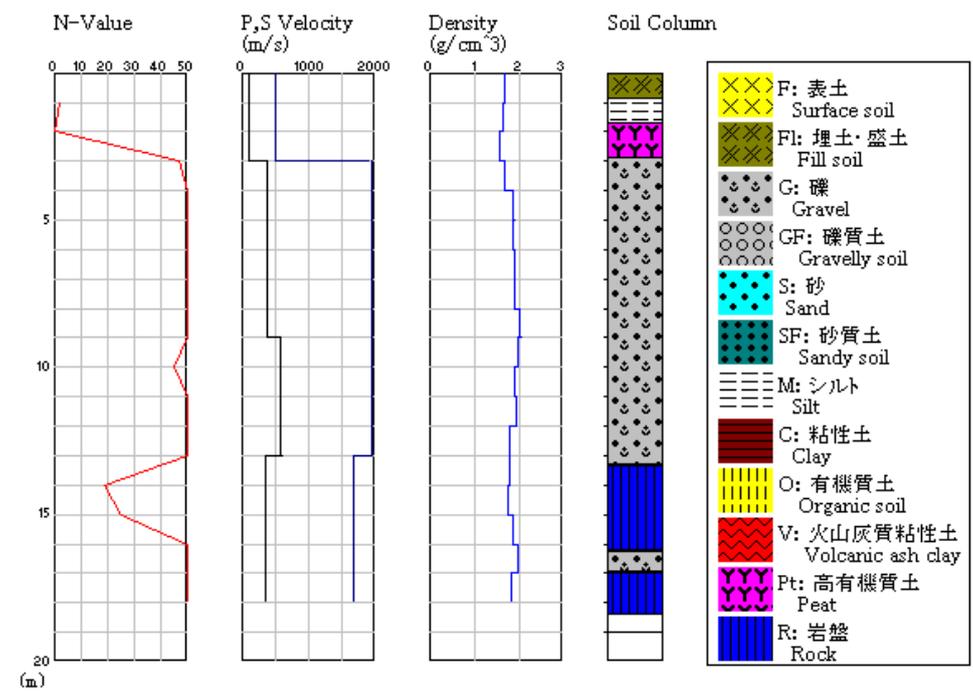
図 6-9 対象測線の既往の二次元 S 波速度構造モデル  
(笠松・山中, 2006)

# Soil Condition

## NIG019 小千谷

所在地: 新潟県 小千谷市 土川丁目123-3

緯度: 37.3067N 経度: 138.7898E 標高: 62m



Depth (m)	N-Value	P, S-Velocity (m/s)	Density (g/cm <sup>3</sup> )	Soil Column
1m	2	510 100	1.84	0m - 0.85m FI
2m	0	510 100	1.84	0.85m - 1.70m M
3m	47	510 100	1.87	1.70m - 2.00m Pt
4m	88	1840 380	1.88	2.00m - 13.35m S
5m	88	1840 380	1.88	13.35m - 16.25m R
6m	88	1840 380	1.85	16.25m - 18.05m S
7m	88	1840 380	1.81	18.05m - 18.38m R
8m	88	1840 380	1.80	
9m	88	1840 380	2.03	
10m	45	1840 580	1.88	
11m	88	1840 580	1.88	
12m	88	1840 580	1.85	
13m	88	1840 580	1.80	
14m	18	1870 340	1.78	
15m	25	1870 340	1.74	
16m	88	1870 340	1.88	
17m	88	1870 340	1.87	
18m	88	1870 340	1.83	
19m				
20m				

図 6-10 NIG019 の PS 検層情報 (2017 年 12 月 18 日移設前)

(防災科学技術研究所強震観測網 K-NET, KiK-net)

表 6-1 微動アレイ探査による一次元 S 波速度構造の推定結果  
(Yamanaka *et al.*, 2005)

$V_s$ (km/s)	$V_p$ (km/s)	Thickness (km)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )
0.15	1.46	0.01	1700
0.34	1.67	0.04	1800
0.49	1.83	0.05	1800
0.65	2.01	0.21	2000
1.22	2.64	0.64	200
1.53	2.99	1.60	2100
2.35	3.90	3.00	2500
3.40	5.89	—	2700

表 6-2 検討に用いる速度構造の物性値

Layer	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Q
1	1.67	0.35	1.8	87.5
2	2.0	0.6	2.0	120
3	2.7	1.3	2.1	260
4	3.3	1.8	2.2	360

## (2) 逆解析の条件

相互相関関数に本研究の提案法を適用することにより二次元 S 波速度構造を推定した。地盤応答は SH 波動場を対象とした 2.5 次元差分法により評価し、B7 に相当する格子点に点加振を与えて B1～B6 の応答波形を求めた。格子間隔などの計算条件を表 6-3 に示す。格子間隔は、 $V_s=0.35\text{km/s}$  層の詳細な分布を明らかにするために水平方向 4m、鉛直方向 2m とした。ここで対象とする最小波長は 175m なので、1 波長 5grid の安定条件(Levander, 1988) を十分に満足する。計算負荷軽減のために鉛直方向の格子間隔は深さ 100m 以深で 5m とした。時間間隔は安定条件(林田ほか, 1999) を満足するように 0.0005s とした。周期 0.5 秒以上でデルタ関数相当の地盤応答を評価するために、震源時間関数はライズタイムを十分に短くした cos-BELL 型で与えた。観測微動観測記録を用いた相互相関関数の評価と同様に、B7 を基準点とした(6-1)式のデコンボリューションを行った。また、最大振幅による基準化を行った。測線長 4.5km の範囲に基底関数を 10 個配置し、 $V_s=0.35\text{km/s}$  と  $V_s=0.6\text{km/s}$  の下面深度の分布を推定した。合計の未知数の数は 20 個である。

本研究の二次元速度構造推定では、ラブ波伝播を二次元近似する仮定に矛盾が生じないように、水平オービットを用いた E 値という指標でその妥当性を検証し、逆解析に用いる観測記録を選定する。しかし、ここでは振幅の情報を使用できない相互相関関数を用いるため E 値による検証を行えない。二次元速度構造を推定する測線長は 4.5km と短く、また、自然地震とは違い測線上の B7 が加振源であるため、二次元性の仮定は比較的成り立ち易い条件と考えられる。そこで、対象とする周期 2 秒、1 秒、0.7～0.9 秒、0.5～0.6 秒のいずれも全測点について二次元性は成り立つと見なした。なお、4.4.3 項で検討したラブ波伝播の二次元仮定が妥当となる距離と周期の関係によると、周期 2 秒は 13km まで、周期 1 秒は 10km まで二次元性を仮定できるとされる。周期 0.7～0.9 秒と 0.5～0.6 秒については外挿になるが、どちらの周期についても今回対象とする測線長 4.5km までは二次元仮定に矛盾はないとされる。

表 6-3 2.5 次元差分法による地震動の計算条件

格子間隔(水平)	4m	格子点数(水平)	1455
格子間隔(上下)	2m	格子点数(上下)	495
時間刻み	0.0005s	時間サンプル数	52000
震源時間関数	cos-BELL	ライズタイム(秒)	0.1s

※UD 方向の格子間隔は、深さ 100m 以深で 5m に変更

### (3) 逆解析の結果

波形逆解析結果の相互相関関数を図6-11に示す。マイナス側の相互相関関数を対象としたが、参考としてプラス側のものを点線で重ね書いている。周期2秒と1秒については、周期2秒のB6を除き各点の相互相関関数を良く再現する結果が得られた。周期1秒のB3は、前述の通りマイナス側とプラス側で顕著な位相ずれが認められたため逆解析の対象外としている。この周期1秒のB3は、結果的にプラス側の相互相関関数と対応している。これらに比べると再現性は劣るが、周期0.7~0.9秒と0.5~0.6秒についても逆解析の対象とした波形区間については特徴的なフェーズは概ね再現されている。

二次元速度構造の推定結果を図6-12に示す。 $V_s=0.6\text{km/s}$ 層の下面深度は、初期モデルに対して1km程度浅く推定された。また、初期モデルとは違い東に向かい深くなる分布となっており、B7では約100mであるのに対し、B4付近よりも東側では約250mと150m程度深くなる。 $V_s=0.35\text{km/s}$ 層は、B6からB4にかけて局所的に分布しており、B5~B4付近で最大35m程度の厚さとなる。

推定結果のB5およびB3直下の一次元構造を抜き出してラブ波基本モードの位相速度を算定した。算定結果を図6-13に示す。B5とB3は約1.5kmしか離れていないが、上述の通り、前者の方が $V_s=0.6\text{km/s}$ 層下面は浅く、 $V_s=0.35\text{km/s}$ 層下面は深いといった違いがある。これにより周期0.5秒の位相速度はB3の方が100m/s程度早く、周期2秒の位相速度はB5の方が100m/s程度早いといった違いがある。地震波干渉法で評価した相互相関関数にはこのような位相速度の違いに関する情報が含まれており、速度構造の不整形性を考慮した本手法でそれを再現することにより、複雑な二次元速度構造を明らかにすることが出来たと考えられる。この複雑な速度構造は、当該地域で観測される地震動特性が局地的に異なる要因になっていると考えられる。

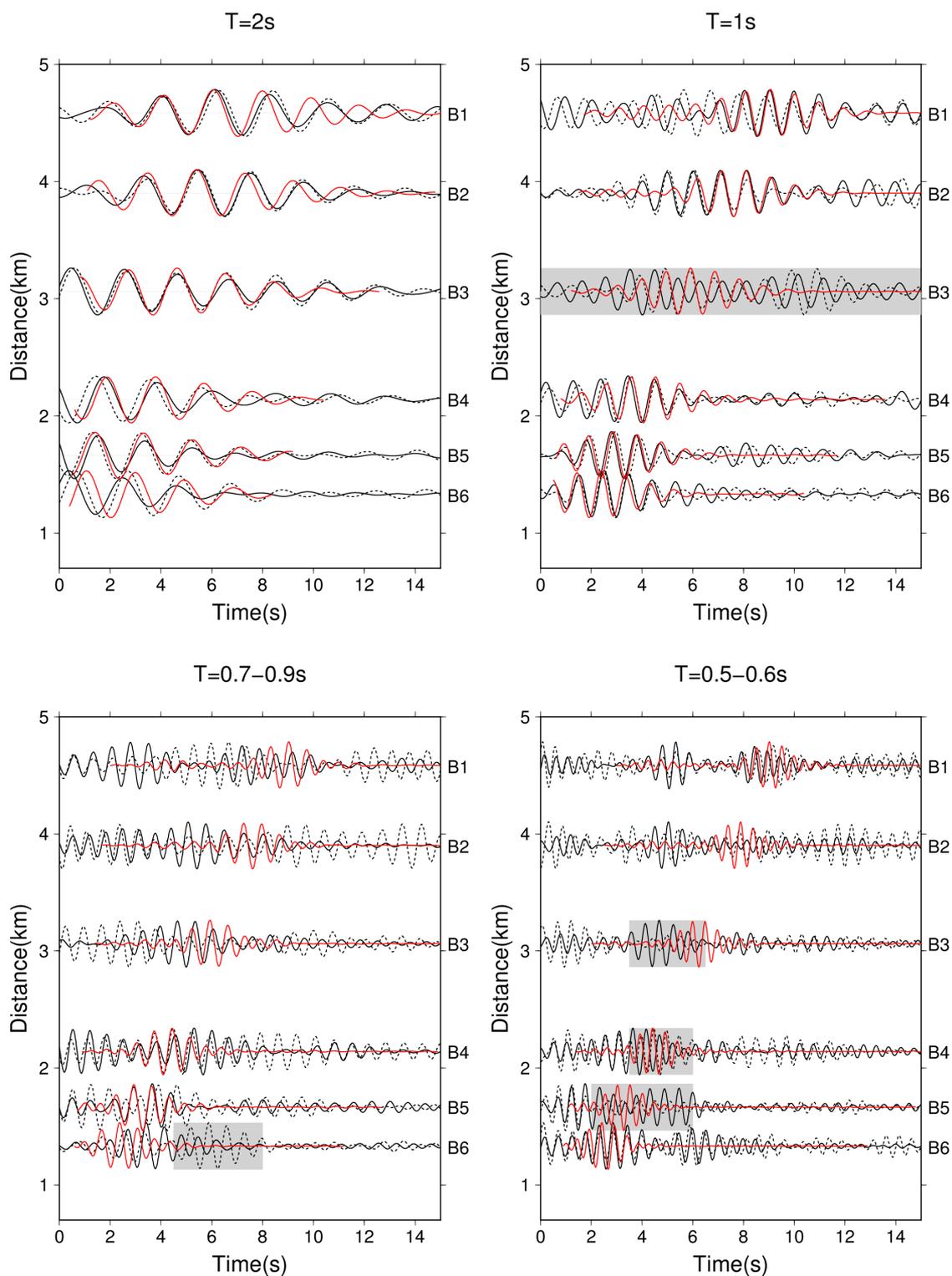


図 6-11 波形逆解析結果の相互相関関数

(-マイナス側 ...プラス側 -逆解析結果 灰色枠逆解析の対象外)

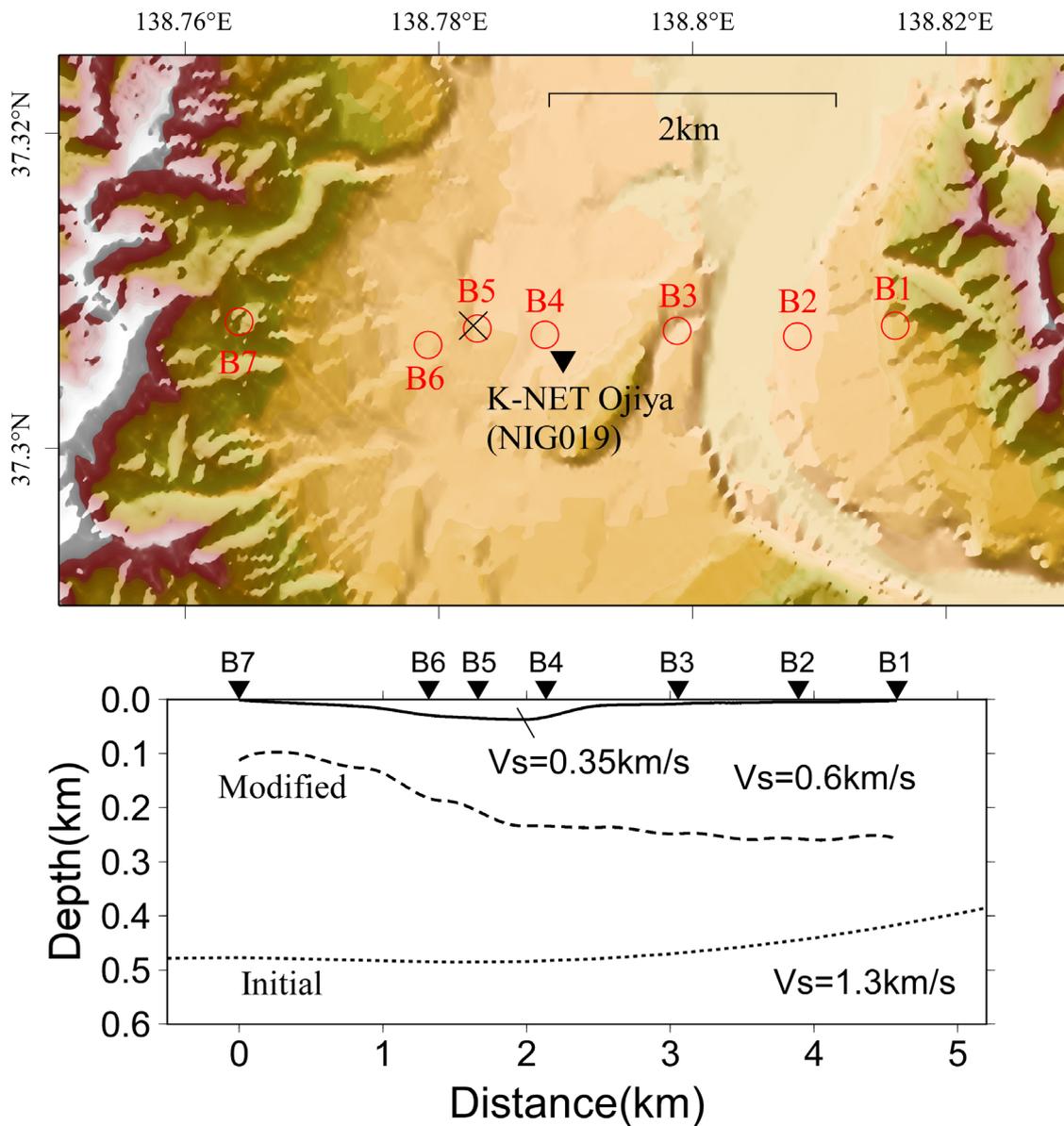


図 6-12 二次元 S 波速度構造の推定結果

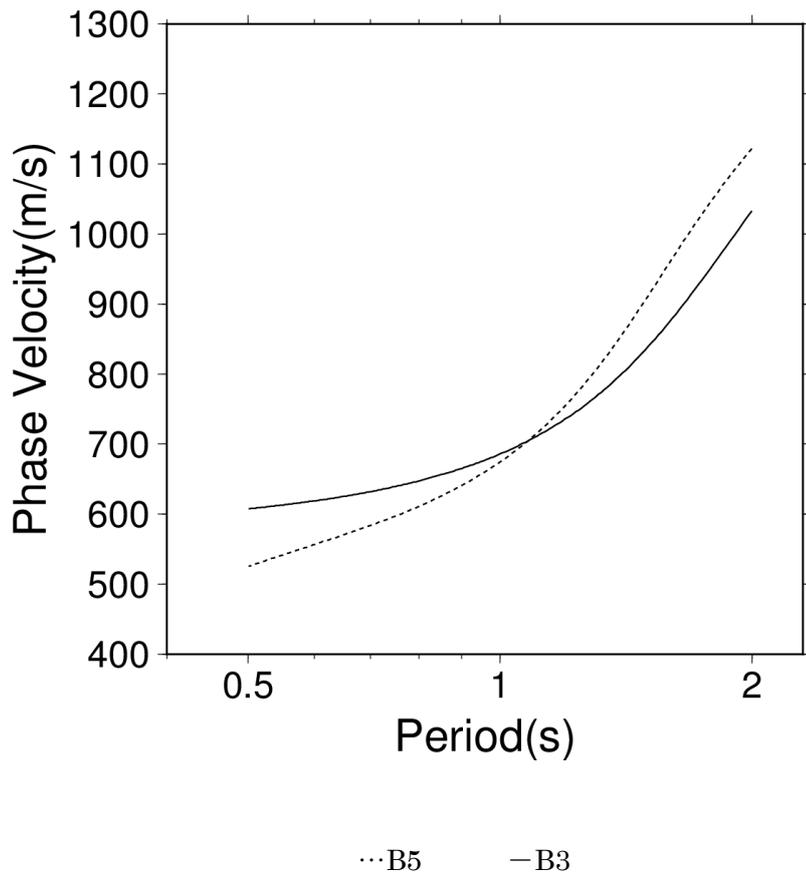


図 6-13 B3 および B5 地点直下の一次元速度構造によるラブ波位相速度

## 6.6 既往の地盤調査結果との比較

### 6.6.1 微動アレイ探査結果

#### (1) はじめに

二次元S波速度構造の推定結果の妥当性検証のために、Yamanaka *et al.* (2005)による微動アレイ探査で得られたレイリー波の位相速度と、推定結果から理論的に求めたレイリー波基本モードの位相速度を比較した。

#### (2) 観測位置

Yamanaka *et al.* (2005)による微動アレイ探査の測点位置を図6-14に示す。大アレイ、中アレイ、小アレイの3通りの観測が行われ、周期0.1~5秒の広帯域のレイリー波位相速度が推定されている。今回連続微動観測を行った測線はこの大アレイの観測範囲に含まれる。Yamanaka *et al.* (2005)が推定したレイリー波の位相速度は、小千谷市の平均的な地盤構造の特性を表したものと考え、B5, B4, B3直下の一次元構造を抜き出して求めたレイリー波基本モードの分散曲線と比較した。

#### (3) レイリー波位相速度の比較

Yamanaka *et al.* (2005)とB5, B4, B3のレイリー波位相速度を重ねて図6-15に示す。逆解析に用いた周期0.5~2秒を比較対象とした。周期0.5秒と2秒ではB3~B5の位相速度に違いはなく、微動観測に基づいたYamanaka *et al.* (2005)とほぼ一致する結果が得られている。周期1秒などの中間の周期でB3~B5の位相速度にある程度の違いが見られ、東側の測点ほど遅くなる傾向が認められる。B3の位相速度がYamanaka *et al.* (2005)による推定結果と概ね対応する。このように観測位置の違いはあるが、波形逆解析で推定した速度構造は、微動アレイ探査により得られた位相速度を概ね再現すると言える。

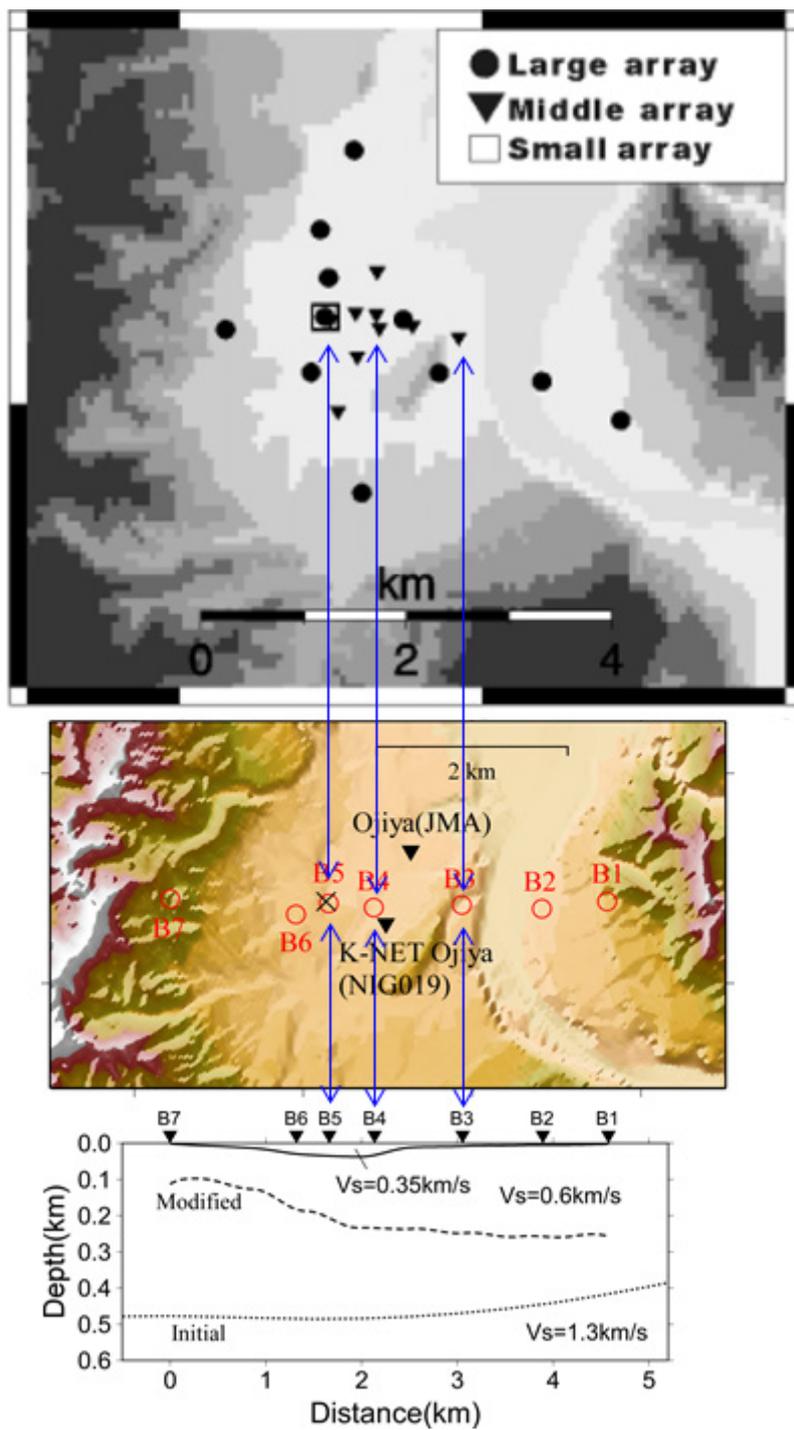


図 6-14 Yamanaka *et al.* (2005)による微動アレイ探索の測点位置

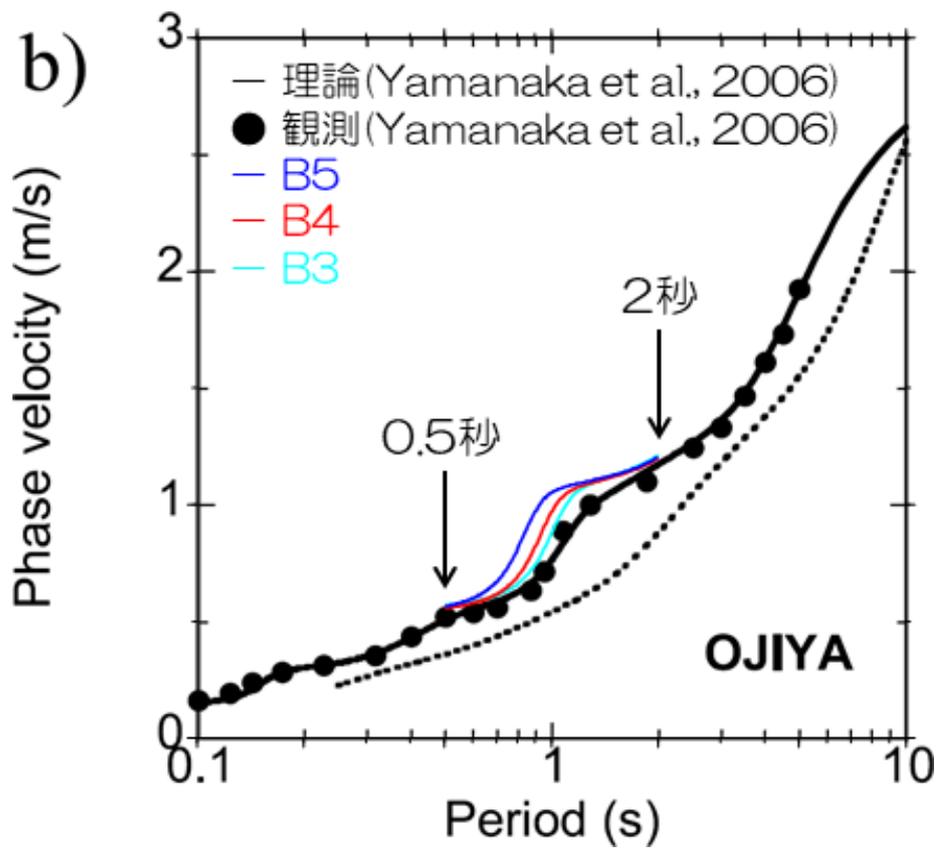


図 6-15 レイリー波位相速度の比較

## 6.6.2 地震観測記録の再現性

### (1) はじめに

2017年10月18日～21日にかけて行った連続微動観測の期間中、福島県沖で  $M_j4.2$  の地震が発生し、B1～B7の各点でこの地震の地震動記録が得られた。B1, B2, B5と同じ場所では、Yamanaka *et al.* (2005)により2004年新潟県中越地震の東方で発生した  $M_j6.1$  の余震の記録が得られている。そこで、推定した二次元S波速度構造の妥当性検証のために、推定結果を用いた地盤応答解析を行い、これらの地震観測記録の再現性について検討した。

### (2) 2017年10月19日福島県沖の地震 ( $M_j4.2$ ) の観測記録

2004年新潟県中越地震と  $M_j6.1$  の余震、2017年10月19日福島県沖の地震 ( $M_j4.2$ ) の震央位置を図6-16に示す。 $M_j6.1$  の余震と福島県沖の地震は、二次元速度構造を推定した測線のほぼ真東で発生したものであり、NSがSH波動場に概ね対応する成分である。福島県沖の地震について、各点で得られた観測記録のNS成分の加速度ペーストアップを図6-17に示す。縦軸はB7からの距離とした。時刻30～100秒にかけて地震動のシグナルと考えられる波群が認められる。

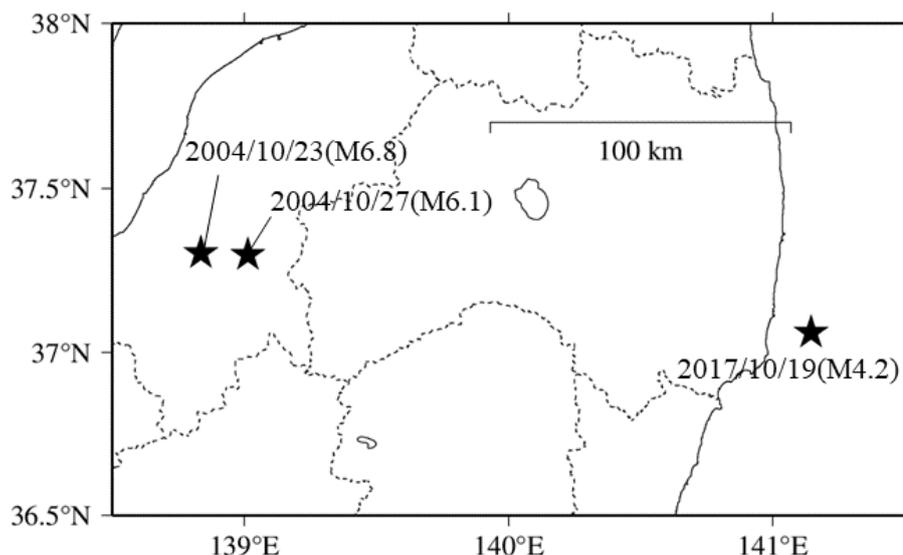


図6-16 2004年新潟県中越地震 ( $M_j6.8$ ) とその余震 ( $M_j6.1$ )、2017年10月19日福島県沖の地震 ( $M_j4.2$ ) の震央位置

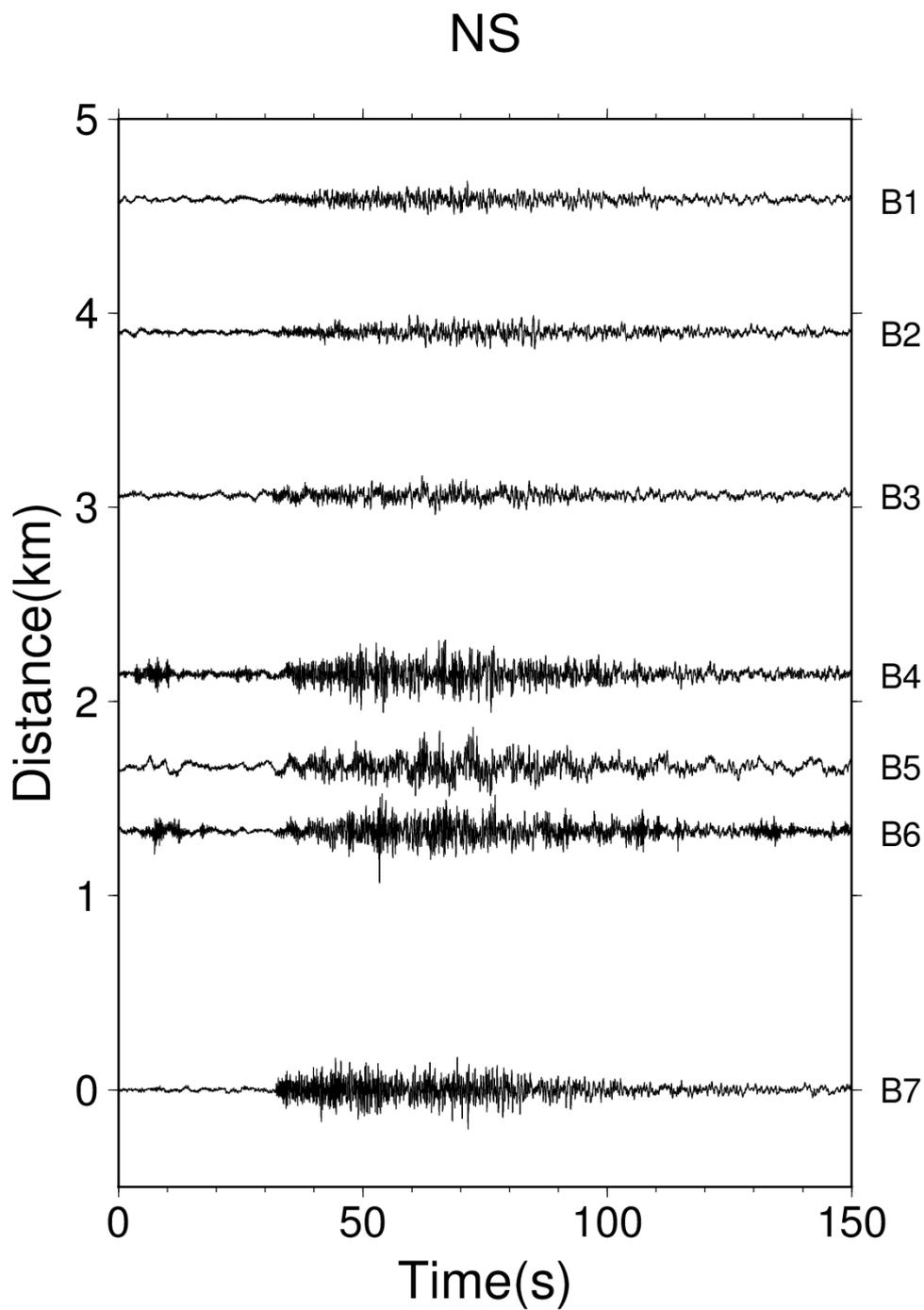


図 6-17 2017 年 10 月 19 日福島県沖の地震 ( $M_J4.2$ ) の観測記録の加速度ペーストアップ

### (3) 解析方法

地盤応答解析は、SH波動場を対象に二次元差分法を用いた鉛直平面波入射により行った。基本的な計算方法は2章で述べた二次元速度構造推定に用いた2.5次元差分法のものと同じである。各層の物性値を表6-4に、格子間隔などの計算条件を表6-5に示す。Q値はS波速度(m/s)の1/20として与え、参照周波数は1Hzとした。地盤応答の評価結果を用いてB1を基準点としたフーリエ振幅スペクトル比を評価し、観測記録のNS成分を用いた同様のスペクトル比と比較した。バンド幅を0.2HzとしたParzen Windowによる平滑化を行った。

表 6-4 検討に用いた速度構造の物性値

Layer	Vs(km/s)	$\rho(\text{g/cm}^3)$	Q
1	0.35	1.8	17.5
2	0.6	2.0	30
3	1.3	2.1	65
4	1.8	2.2	90
5	2.4	2.5	120
6	3.2	2.7	160

表 6-5 二次元差分法による地盤応答解析の条件

格子間隔(水平)	4m	格子点数(水平)	2495
格子間隔(上下)	2m	格子点数(上下)	2995
時間刻み	0.0002	時間サンプル数	250000
震源時間関数	cos-BELL	ライズタイム(秒)	0.05s

※UD方向の格子間隔は深さ100m以深で5mに変更

#### (4) スペクトル比の比較

地盤応答解析結果を用いたスペクトル比を図 6-18d に、連続微動観測の測点位置を図 6-18a に示す。スペクトル比は距離が近い測点のものをグルーピングして表示することとし、B2 と B3 を黒で、B4～B6 を青で、B7 を緑で示している。 $M_{6.1}$  の余震のスペクトル比を図 6-18c に示す。図中の黒は B2 と B3、青は B5 と同じ場所で得られた観測記録のものである。NIG019 でこの余震の観測記録が得られておりそのスペクトル比を赤で示した。福島県沖の地震 ( $M_{4.2}$ ) のスペクトル比を図 6-18b に示す。

基準点 B1 に近い B2 と B3 では、観測のスペクトル比は周期 0.2～2 秒の範囲でほぼ 1 であり、地盤応答解析でも同じように 1 となる結果が得られている。B4～B6 では、福島県沖の地震では周期 0.4 秒弱、 $M_{6.1}$  余震では周期 0.4 秒、地盤応答解析結果では周期 0.5 秒弱にピークがある。また、 $M_{6.1}$  余震の NIG019 では周期 0.5 秒強にピークが認められる。周期に多少の違いはあるが、地盤増幅の影響で周期 0.4 秒付近が卓越する様子は地盤応答解析により良く再現されていると言える。福島県沖の地震には周期 0.3 秒付近にもピークが認められ、この様子も地盤応答解析により再現されている。

福島県沖の地震における B7 の卓越周期は再現できていないが、B7 は波形逆解析でデコンボリューションの基準とした測点であり、B7 直下の速度構造は十分な精度で推定できていない可能性が考えられる。例えば B1 を基準点とした相互相関関数を用いて波形逆解析を行う等の検討が今後の課題として考えられる。現状の推定結果でも B2～B6 については地盤応答解析により地震観測記録を良く再現することができており、地盤増幅特性という観点からも推定した二次元速度構造の妥当性を示すことができた。

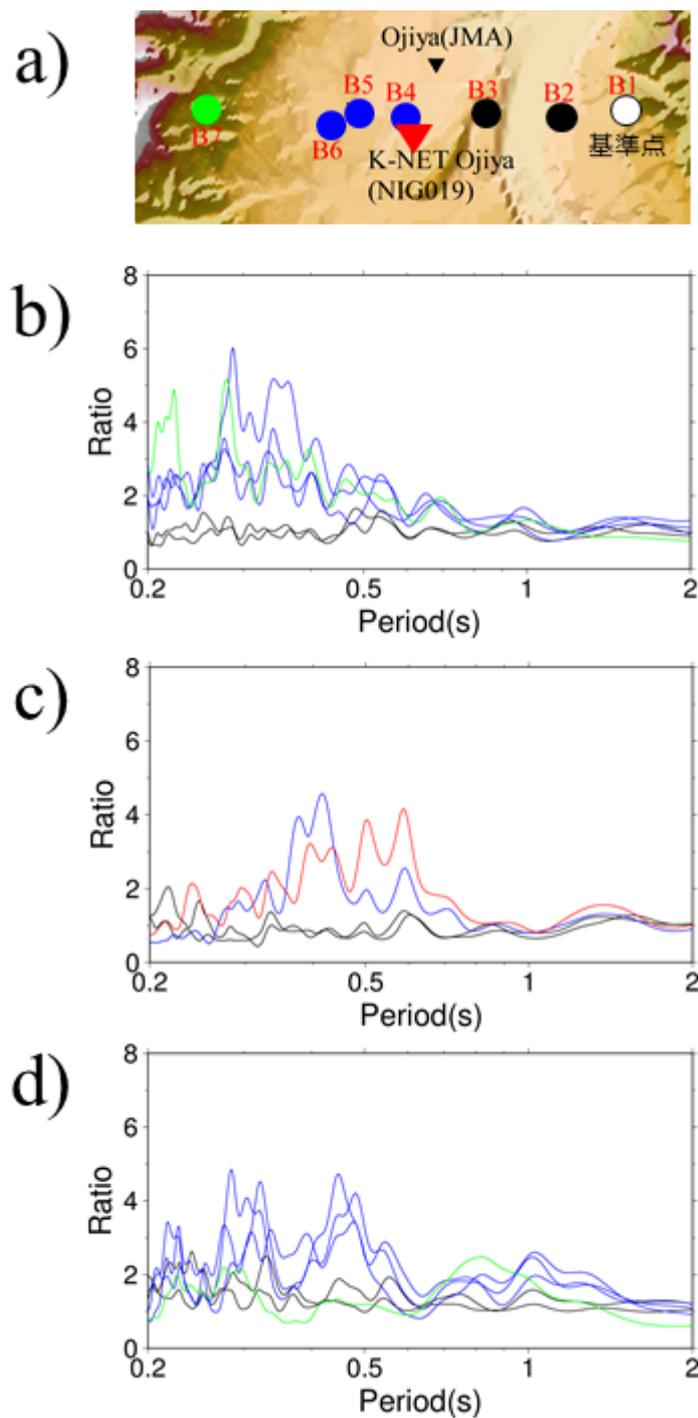


図 6-18 B1 を基準としたフーリエ振幅スペクトルの比

- a) 測点配置
- b) 2017年10月19日福島県沖の地震 ( $M_j4.2$ )
- c) 2004年新潟県中越地震の余震 ( $M_j6.1$ )
- d) 地盤応答解析

## 6.7 まとめ

小規模な堆積平野に対する本手法の適用性について検討するため、2004年新潟県中越地震 ( $M_j$ 6.8) の震源直上に位置する小千谷市を対象とした検討を行った。地震観測点が少ないことから小千谷市内で連続微動観測を行い、地震波干渉法により得られる相互相関関数 (地元ほか, 2018) を用いて波形逆解析を行った。

連続微動観測は2017年10月18日~21日にかけて行った。小千谷市の盆地を跨ぐように東西の測線長約4.5kmの範囲に7測点を配置した。対象周期を0.5~2秒とし、4.4.3項で検討したラブ波伝播の二次元仮定が妥当となる距離と周期の関係を参照して、この帯域では全ての測点で二次元仮定は成り立つものと見なした。マイナス側とプラス側の相互相関関数を比較し、両者が対応していなかった波形区間を逆解析の対象から除いた。既存の地盤情報を基に初期モデルを作成し、S波速度  $V_s=0.35\text{km/s}$  と  $0.6\text{km/s}$  の下面深度の分布を推定した。

推定した  $V_s=0.6\text{km/s}$  層の下面深度は100~250m程度であり、西から東にかけて深くなることが分かった。また、2004年新潟県中越地震の際に大振幅の強震記録が得られたK-NET小千谷付近では  $V_s=0.35\text{km/s}$  層が局所的に分布することが分かった。従来から小千谷市は地盤構造が複雑であると指摘されていたが、微動アレイ探査などの水平成層構造を仮定した既往のモデル化手法ではこのような地盤構造の詳細は明らかにされていなかった。

推定した二次元速度構造の妥当性検証のために、小千谷市内で実施された微動アレイ探査によるレイリー波位相速度 (Yamanaka *et al.*, 2005) の再現性を確認したところ、逆解析で対象とした周期0.5~2秒の位相速度は概ね再現されることを確認した。また、 $M_j$ 6.1の余震や、連続微動観測中に得られた福島県沖の地震 ( $M_j$ 4.2) の観測記録の再現を検討したところ、地盤応答解析により各点の卓越周期は良く再現され、地盤増幅特性という観点からも推定した二次元構造の妥当性を示すことができた。

以上の検討を通じて、小規模な堆積平野に対する本手法の適用性が示された。小規模な堆積平野では地震観測記録が面的に得られていない場合が多いが、連続微動観測を行い地震波干渉法により得られた相互相関関数に本手法を適用することで、そのような観測データの蓄積が少ない地域でも二次元構造を推定することが可能となる。

# 第7章

## 結論

### 7.1 結論

理論的手法に基づく地震動評価の精度向上のためには、深部地盤の三次元S波速度構造モデルを高精度化する必要がある、特にやや長周期の表面波の励起・伝播と係わりが深い盆地端部を含めた深部地盤のS波速度構造を明らかにすることが重要である。そこで本研究では、地震観測記録のラブ波を用いた波形逆解析に基づき、深部地盤の二次元S波速度構造を推定する手法を構築した。

構築した手法では、波形逆解析の前処理として、地震観測記録を周期1秒刻みの速度波形に分解し、得られた波形の水平成分を用いた主軸解析を行う。水平オービットの主軸方位と楕円率の変化に基づいたE値という指標で二次元仮定の確からしさを定量化し、逆解析に用いる地震観測記録を選定する。そして、二次元仮定に矛盾がないとして選定した観測記録のラブ波を対象とした波形逆解析により二次元構造を推定する。

波長が短い短周期のラブ波ほど、盆地端部から離れるにつれて堆積層構造の三次元性や非一様性の影響を受け、二次元仮定は成り立ちにくい。この仮定の妥当性をE値により調べることで信頼性の高い解を同定する。これにより、本手法では周期によって二次元構造を推定する距離範囲を変えることになる。盆地端部から離れた場所では長周期成分しか対象としないため高い分解能を期待できないが、既存モデルで課題があるとされる盆地端部では周期1~10秒程度の広帯域のラブ波を逆解析の対象とするため、詳細な速度構造を推定できると考えられる。

構築した手法の妥当性を検証するために、地震調査研究推進本部(2012)による三次元地盤モデルを用いた地震動シミュレーションにより模擬地震動データを作成し、そのデータに手法を適用する数値実験を行った。推定結果とシミュレーションに用いた正解の構造は良く一致し、本手法により十分な精度で二次元構造を推定できることを示した。また、既往研究による方法として、二次元仮定の妥当性を確認しない場合、長周期成分のみを用いた場合の波形逆解析を行い、正解の構造を十分に再現できないことを示すことで本手法の

## 第7章「結論」

優位性を実証した。

構築した手法の実記録への適用性を明らかにするために、関東平野の5測線を対象に地震観測記録を用いた検討を行った。二次元構造の推定結果を地震調査研究推進本部(2009, 2012)による既存モデルと比較したところ、特に盆地端部で顕著な違いが認められ、速度境界の勾配が急になる等の傾向が認められた。推定結果の妥当性を検証するために、反射法地震探査結果、地震波干渉法で得られた群速度などの既往の地盤調査結果と比較し、既存モデルに比べて対応が改善されていることを示した。二次元構造の推定結果を地震調査研究推進本部(2012)による既存モデルに反映した三次元構造の修正モデルを作成した。

盆地端部のモデル修正が地震動評価に与える影響を明らかにするために、修正前後の三次元モデルを用いて中小地震の地震動シミュレーションを行った。二次元構造を推定した測線近傍の多くの地点で観測記録の再現性が改善される様子が見られた。また、モデル修正を行っていない盆地端部から離れた地域でも表面波の伝播特性に違いが生じ、同じように観測記録の再現性が改善される地点が認められた。三次元モデルを用いた地震動評価では盆地端部のモデル精度が重要となる。本研究で構築した手法により盆地端部の詳細な速度構造を明らかにすることで、盆地全体の地震動評価精度が改善される一例を示すことができた。

小規模な堆積平野に対する本手法の適用性を明らかにするために、東西が山地に囲われた新潟県小千谷市を対象とした検討を行った。地震観測記録が面的に得られていないことから連続微動観測を行い、地震波干渉法により得られる相互相関関数に本手法を適用した。2004年新潟県中越地震で大振幅の強震記録が得られたK-NET小千谷付近ではS波速度0.35km/s層が局所的に分布する等の地盤構造の詳細を明らかにすることができた。推定結果の妥当性検証として、小千谷市で実施された微動アレイ探査によるレイリー波位相速度が概ね再現されることを示した。また、地盤応答解析を行い、2004年新潟県中越地震の $M_j6.1$ の余震や、連続微動観測中に得られた福島県沖の地震の観測記録の特徴的なピークが再現されることを示した。これらの検討を通じて、小規模な堆積平野に対する本手法の適用性を実証した。

本研究で構築した地震観測記録のラブ波を用いた波形逆解析では、既存の三次元地盤構造モデルの課題であった盆地端部のS波速度構造の詳細を明らかにすることが可能である。これまで三次元モデルを作成するための地盤調査法として微動アレイ探査が活用されてきたが、水平成層構造を仮定しない本手法は盆地端部を含む深部地盤のS波速度構造を明らかにする有用な方法として今後活用されることが期待される。

### 7.2 今後の課題

現在、日本では、地震調査研究推進本部（2009, 2012）により全国の深部地盤構造モデルが構築されている。関東地方などではより浅い表層部分を含んだ浅部・深部統合地盤構造モデルも提案されつつある（地震調査研究推進本部, 2017）。これらのモデルの精緻化には本手法の適用が有効と考えられる。本手法では堆積層の層数と各層のS波速度をアプリアリに与えて速度境界の深度分布を推定するが、実地盤の特徴をより正確に明らかにするためにはこれらを与条件とした方法では限界がある。速度境界の深度分布に加えてS波速度を同時に推定するといった手法の高度化を今後検討していきたい。レイリー波を対象にP波速度を推定する等の検討も今後の方向性の一つとして考えられる。また、より短周期の波形を用いて例えば工学的基盤の深さ分布を推定するなど、地震工学とは異なる活用も今後の展開として考えられる。

関東平野を対象とした4章の検討では、構築手法を関東平野の5測線に適用し、それぞれの二次元構造の推定結果を空間的に滑らかに補間することで、特に盆地端部の精度を改善した三次元構造の修正モデルを構築した。現状の修正モデルでも多くの地点で地震観測記録の再現性は改善される様子が見られたが、今後より多数の測線を対象とした二次元構造推定を検討することで、三次元モデルの精度を更に高めることができると考えられる。様々な方位で発生した地震の観測記録を用いて関東平野の各地に本手法を適用し、高精度な入力地震動の評価に繋げていきたい。本検討ではできるだけ内挿を行わずに三次元モデルを構築するため、盆地端部に限定して既存モデルを修正した。様々な方位で発生した地震の観測記録を用いて多数の測線を対象とした推定を行うことで、端部から離れた地域でも測線間の距離が近くなり、盆地全体のモデルを修正することができると考えられる。このとき、構築したモデルの妥当性検証のために、多数の地震を対象とした地震動シミュレーションを行うことも重要となる。本手法では地震観測記録の再現性に基づいて地盤構造を推定するため、その推定結果に基づいて作成した設計用入力地震動は、既存モデルを用いた評価結果に比べてサイト固有の地盤増幅特性の影響をより適切に評価しており、より信頼性の高い結果になると考えられる。

確率論的な地震動評価では、地震観測記録を用いた回帰分析により策定した距離減衰式が一般に用いられるが、この距離減衰式の策定には観測記録のばらつきが含まれており、そのばらつきの要因の一つとして地盤増幅特性の変動が挙げられる。この地盤増幅特性の変動は、地震の発生方位が異なる場合において、深部地盤構造の三次元性の影響を受けてやや長周期の表面波の励起・伝播特性が変わることが一因となっている。一次元地盤モデ

## 第7章「結論」

ルを用いた評価ではこの変動を表せないが、三次元地盤モデルを用いた評価では表すことが可能である。そのため、本研究により既存の三次元モデルの精度を上げることは、地盤増幅特性の変動要因の解釈に繋がると考えられる。この変動要因の解釈が進めば、距離減衰式の策定に地震の発生方位などを考慮することが可能となり、地震動評価のばらつきを減らすことに寄与する可能性が考えられる。さらに将来的には、媒質の不均質性などの現状のモデル化に取り込んでいないパラメタについて確率論的な評価が必要になることが考えられる。

盆地端部で励起した表面波は、減衰性が小さいことから深部地盤構造の影響を受けて盆地全体に伝播する。そのため、盆地端部のモデルを修正すると、盆地全体で評価される地震動特性が変わることになり、関東平野を対象とした5章の検討においても盆地端部のモデルを変えただけで盆地全体の地震動評価結果が大きく変わる様子が示された。このことは想定地震による地震動予測に対しても当てはまる。今日、地震調査研究推進本部などの公的機関による三次元地盤モデルが入力地震動の評価で使われているが、本手法の適用によりモデルを修正することでこれまでの評価結果が大きく変わる可能性が考えられる。今後は、三次元地盤モデルの高精度化と地震動シミュレーションによるモデルの妥当性検証に加えて、想定地震による強震動予測を行い、既存の予測結果との違いを明らかにすることも検討していきたい。

水平成層構造を仮定した微動アレイ探査などの既往手法では、断層の存在による地震基盤上面の急峻な落差や、例えば東京湾などの海域に堆積する厚い軟弱層の構造を推定することは難しい。一方、不整形性を考慮した差分法で波形逆解析を行う本手法では、二次元仮定に矛盾がない限りこれらの詳細な構造を明らかにすることが可能と考えられる。最近では、DONET (JAMSTEC) や S-net (防災科研) などの海底地震計の観測記録を利用できる環境が整備されている。今後は、関東平野における三次元モデルの更なる高精度化を図るとともに、既往研究で推定できなかったこれらの構造の詳細を本手法の適用により明らかにしていきたい。

地震波干渉法により得られる相互相関関数を用いて波形逆解析を行った6章の検討では、マイナス側とプラス側の相互相関関数を比較し、相反定理が成り立っているかどうかを検証した。周期 1~2 秒では一部を除き両者は概ね一致することを確認できたが、周期 0.9 秒以下では両者の一致度は明らかに低下し、顕著な位相ずれが波形の複数個所で認められた。周期 0.9 秒以下の相互相関関数の評価精度を向上させる必要があり、例えば観測期間を長くしてスタック数を増やすことが改善に繋がる可能性が考えられる。地方都市が立地する小規模な堆積平野では、逆解析に使用できる地震観測点は少ない場合が多い。地震波

## 第7章「結論」

干渉法により得られる相互相関関数に本手法を適用することで、そのような観測データの蓄積が少ない地域でも二次元構造を推定することが可能となる。引き続き、様々な地域を対象とした事例検討を行い、対象周期などの適用範囲を明らかにしていきたい。

# 参考文献

- 阿部信太郎, 青柳恭平, 宮腰勝義, 井上大榮, 伊藤谷生, 佐藤比呂志: 2004 年新潟県中越地震震源域を横断する反射法地震探査, 物理探査学会第 113 回 (平成 17 年度秋季) 学術講演会, 2005.
- Amrouche, M. and Yamanaka, H.: Two-dimensional shallow soil profiling using time-domain waveform inversion, *GEOPHYSICS*, Vol.80, No.1, pp.EN27-EN41, 2015.
- Amrouche, M., Yamanaka, H.: Two-dimensional shallow soil profiling using time-domain waveform inversion. *Geophysics* 80(1):EN27-EN41. doi:10.1190/geo2014-0027.1, 2015.
- Aoi, S., Iwata, T., Irikura, K., and Sánchez-Sesma, F.: Waveform inversion for determining the boundary shape of a basin structure, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 5, pp.1445-1455, 1995.
- Aoi, S., Iwata, T., Fujiwara, H., Irikura, K.: Boundary shape waveform inversion for two-dimensional basin structure using three-component array data of plane incident wave with an arbitrary azimuth. *Bull Seismol Soc Am* 87(1):222-233, 1997.
- Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K. and Okada, S.: New strong-motion observation network: KiK-net, *EOS. Trans. Am. Geophys. Union*, 329, 2000.
- Aoi, S.: Boundary shape waveform inversion for estimating the depth of three-dimensional basin structures. *Bull Seismol Soc Am* 92(6):2410-2418, 2002.
- 青井真, 早川俊彦, 藤原広行: 地震動シミュレータ : GMS, *物理探査*, 57, 651-666, 2004.
- Aoki, S., Nishi, M., Nakamura, K., Hashimoto, T., Yoshikawa, S., and Ito, H.: Multi-planar structures in the aftershock distribution of the Mid Niigata prefecture Earthquake in 2004, *57, 5*, 411-416, 2005.
- Arai, H. and Tokimatsu, K.: S-Wave Velocity Profiling by Inversion of Microtremor H/V Spectrum, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 1, 53-63, 2004.
- 新井洋, 関口徹, 時松孝次: 2004 年新潟県中越地震後の K-NET・JMA 小千谷における表層 S 波速度の回復過程, 第 12 回日本地震工学シンポジウム, 1414-1417, 2006.

- 新井洋, 上林宏敏: 大阪堆積盆地における水平成層仮定の H/V スペクトル逆解析による基盤深度の推定誤差, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, 207-208, 2013.
- 防災科学技術研究所, 地震ハザードステーション J-SHIS, 2011.
- <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>
- Brune, J.: Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, 1970.
- Campillo, M. and Paul, A.: Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda, *Science*, 299, 5606, 547-549, 2003.
- Cerjan, C., Kosloff, D., Kosloff, R., Reshef, M.: A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. *Geophysics* 50(4):705-708. doi:10.1190/1.1441945, 1985.
- 地元孝輔, 山中浩明: 南関東地域における地震波干渉法に基づく表面波のスローネストモグラフィ解析, *物理探査*, 64, 5, 331-343, 2011.
- 地元孝輔, 山中浩明: 相互相関関数の振幅に着目した地震波干渉法のデータ処理に関する考察, *物理探査*, 65, 4, 237-250, 2012.
- 地元孝輔, 笠松健太郎, 山中浩明: 新潟県小千谷市における微動アレイと連続微動観測による S 波速度構造モデルの推定, 物理探査学会第 138 回(平成 30 年度春季)学術講演会, 2018.
- 地質調査所: 日本重力 CD-ROM, 数値地質図, 2000.
- 長郁夫, 上林宏敏, 大堀道広, 永野正行: 不整形地盤構造への各種微動探査手法の適用性に関する数値実験 (その 1), 日本建築学会大会学術講演梗概集, 1111-1112, 2016.
- Clayton, R. and Engquist, B.: Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, pp.1529-1540, 1977.
- 土木学会: 平成 16 年新潟県中越地震被害調査報告書, 2006.
- <http://www.jsce.or.jp/committee/chuetsu/index.shtml>
- Francisco J. Sánchez - Sesma, Miguel Rodríguez, Ursula Iturrarán - Viveros, Francisco Luzón, Michel Campillo, Ludovic Margerin, Antonio García - Jerez, Martha Suarez, Miguel A. Santoyo, Alejandro Rodríguez - Castellanos: A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium, *Geophysical Journal International*, 186, 1, 2011.
- 吹原慧, 松島信一, 川瀬博: 強震動予測のための地震動と微動を用いた京都盆地速度構造モデルの拡散波動場理論による同定に関する研究, 日本地震工学会論文集, 15, 6,

60-76, 2015.

藤原広行, 河合伸一, 青井真, 先名重樹, 大井昌弘, 松山尚典, 岩本鋼司, 鈴木晴彦, 早川讓: 強震動評価のための深部地盤構造全国初期モデル, 第12回日本地震工学シンポジウム, 1466-1469, 2006.

藤原広行, 河合伸一, 青井真, 森川信之, 先名重樹, 工藤暢章, 大井昌弘, はお憲生, 早川讓, 遠山信彦, 松山尚典, 岩本鋼司, 鈴木晴彦, 劉瑛, 強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討, No.337, 2009.

服部定育: メキシコ地震 (1985年9月19日) による強震記録のスペクトル解析, 地震 第2輯, 41, 1, 59-69, 1988.

福山英一, 石田瑞穂, Douglas, S., 川井啓廉: オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震 第2輯, 51, 149-156, 1998.

Furumura, T. and Hayakawa, T.: Anomalous Propagation of Long-Period Ground Motions Recorded in Tokyo during the 23 October 2004 Mw6.6 Niigata-ken Chuetsu, Japan, Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 97, No.3, 863-880, 2007.

古村孝志: 2004年新潟県中越地震の強震動とコンピュータシミュレーション, 電学誌, 125, 9, 2005.

古村孝志, 三宅弘恵, 額縁一起, 須田茂幸, 川崎慎治: 小千谷市街地付近のP波・S波反射法探査と地下構造モデル, 日本地震学会大会講演予稿集, 2005.

Graves, R.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. Bull Seismol Soc Am 86(4):1091-1106, 1996.

Hartzell, S., Leeds, L., Ramirez-Guzman, L., Allen, P., Schmitt, G.: Seismic site characterization of an urban sedimentary basin, Livermore Valley, California: Site response, basin-edge-induced surface waves, and 3d simulations. Bull Seismol Soc Am 106(2):609-631. doi:10.1785/0120150289, 2016.

畑山健, 座間信作, 西晴樹, 山田實, 廣川幹浩, 井上涼介: 2003年十勝沖地震による周期数秒から十数秒の長周期地震動と石油タンクの被害, 地震 第2輯, 2004, 57, 2, 83-103, 2004.

早川崇, 2005年7月23日の千葉県中部の地震 (Mj6.0) の点震源モデル, 第14回日本地震工学シンポジウム, GO15-Fri-7, 2014.

林広樹, 笠原敬司, 木村尚紀: 関東平野の地下に分布する先新第三系基盤岩類, 112, 1, 2-13, 2006.

林田智宏, 岡元太郎, 竹中博士: 速度-応力型スタガード格子差分法を用いた2次元及び3

- 次元地震波動計算コードの作成, 九州大学理学部研究報告 地球惑星科学, 20(3), 99-110, 1999.
- Hikima, K. and Koketsu, K.: Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system, *Geophysical Research Letters*, 32: L18303, doi:10.1029/2005GL023588, 2005.
- 引間和人・瀬藤一起: 波形インバージョンによる二次元速度構造の推定とそれを用いた三次元速度構造モデルの構築, 第13回日本地震工学シンポジウム, 3755-3762, 2010.
- 平田直, 酒井慎一, 佐藤比呂志, 佐竹健治, 瀬藤一起: 「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」サブプロジェクト①「首都圏周辺でのプレート構造調査, 震源断層モデル等の構築等」の概要, 地震研究所彙報, Vol.84, pp.41-56, 2009.
- 久田嘉章: 長周期地震動と高層建築の対策, 2019年版気象年鑑巻頭言, 2019.
- 引田智樹, 笠松健太郎: 波形逆解析による深部速度構造モデル推定に関する検討, 日本地震工学会論文集, 11, 4, 1-16, 2011.
- 堀川晴央, 水野清秀, 石山達也, 佐竹健治, 関口春子, 加瀬祐子, 杉山雄一, 横田, 裕, 末廣匡基, 横倉隆伸, 岩淵洋, 北田奈緒子, Arben Pitarka: 断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の3次元地盤構造モデル, 活断層・古地震研究報告, 3, 225-259, 2003.
- 星谷勝, 石橋裕: 地震動ベクトルの主軸と波形特性, 土木学会論文報告集, 268, pp.33-46, 1977.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵, 岩田知孝, 釜江克宏, 川辺秀憲: 強震動予測のための修正レシピとその検証, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, 567-572, 2002.
- 入倉孝次郎: 強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法一, 京都大学防災研究所年報, 47A, 2004.
- 石田寛: 地震観測記録を用いた伝達関数の評価手法に関する研究, 日本建築学会関東支部研究報告集, pp.13-16, 1992.
- Iwaki, A., and Iwata, T.: Estimation of three-dimensional boundary shape of the Osaka sedimentary basin by waveform inversion, *Geophysical J. Int.*, 186, 1255-1278, 2011.
- Iwaki, A.: Study on Seismic Wave Propagation Characteristics in a Sedimentary Basin and Waveform Inversion for Three-dimensional Basin Boundary Shape, A Dissertation Submitted to the Department of Geophysics, The Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, In Partial

- Fulfillment of the Requirements for the Degree of Doctor of Science, 2011.
- Iwata, T., Kagawa, T., Petukhin, A., and Ohnishi, Y.: Basin and crustal velocity structure models for the simulation of strong ground motions in the Kinki area, Japan, *Journal of Seismology*, 12, 2, 223–234, 2008.
- 和泉正哲: 1985年メキシコ地震に関する調査研究, 自然災害特別研究突発災害研究成果, 60, 1986.
- Ji, C., Helmberger, D., Wald, D.: Basin structure estimation by waveform modeling: Forward and inverse methods. *Bull Seismol Soc Am* 90(4):964-976, 2000.
- 地震調査研究推進本部, 荒川断層の長期評価について, 2004.
- [https://www.jishin.go.jp/main/chousa/04aug\\_arakawa/index.htm](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/04aug_arakawa/index.htm)
- 地震調査研究推進本部: 「長周期地震動予測地図」2009年試作版, 2009.
- [https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic\\_hazard\\_map/lpshm/09\\_choshuki/](https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/09_choshuki/)
- 地震調査研究推進本部: 2011年3月15日静岡県東部の地震の評価, 2011.
- [https://www.jishin.go.jp/main/chousa/11mar\\_shizuoka/index.htm](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/11mar_shizuoka/index.htm)
- 地震調査研究推進本部: 「長周期地震動予測地図」2012年試作版, 2012.
- [https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic\\_hazard\\_map/lpshm/12\\_choshuki/](https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/12_choshuki/)
- 地震調査研究推進本部: 関東平野の浅部・深部統合地盤構造モデル, 2017.
- [https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic\\_hazard\\_map/underground\\_model/integration\\_model\\_kanto/](https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/underground_model/integration_model_kanto/)
- 壁谷澤寿一, 壁谷澤寿海, 坂上実, 田中康久, 行谷佑一: 新潟県中越地震における余震観測と被害調査による入力逸散効果の検証, *構造工学論文集*, 52B, 305-312, 2006.
- 加納将行, 長尾大道, 酒井慎一, 中川茂樹, 水迫覚信, 堀宗朗, 平田直, 汐見勝彦, 本多亮: 首都圏地震観測網 (MeSO-net) 地震計の設置方位の検証, *地震第2輯*, 68, 31-44, 2015.
- 神野達夫, 工藤一嘉: 微動アレイ観測による地下構造推定と地盤の増幅特性, *日本建築学会大会学術講演梗概集*, 構造2, 249-250, 1998.
- 笠原敬司, 山水史生, 井川猛, 足立幾久: 関東平野のトランセクト川越-関宿測線における平野部活断層の地震波反射断面. *日本地震学会講演予稿集*, 2, C86, 1993.
- 笠原敬司, 山水史生, 井川猛, 足立幾久: 関東平野のトランセクト大宮-青梅測線における平野部活断層の地震波反射断面. *日本地震学会講演予稿集*, 2, P20, 1994.
- 笠松健太郎, 山中浩明: 中小地震の地震動シミュレーションによる2004年新潟県中越地震震源域の深部地盤構造モデルの構築, *物理探査*, 59, 5, 475-484, 2006.

- 笠松健太郎, 引田智樹, 池浦友則: 合積を利用した波形逆解析による一次元速度構造推定手法の検討, 日本地震工学会大会梗概集, 454-455, 2011.
- 笠松健太郎, 池浦友則, 岡崎敦: KiK-net 地点における応答スペクトルのはぎとり倍率, 日本建築学会大会学術講演会, 構造Ⅱ, 21207, 2014.
- 笠松健太郎, 山中浩明, 酒井慎一: ラブ波を用いた波形逆解析による深部地盤の二次元 S 波速度構造の推定, 物理探査, 第 68 巻, 第 4 号, pp.265-275, 2015.
- 笠松健太郎, 加藤研一: 大規模並列計算による 3.11 本震の長周期地震動シミュレーション, 地球惑星科学連合大会, 2016.
- 笠松健太郎, 加藤研一: 理論的グリーン関数を用いた 2011 年東北地方太平洋沖地震の長周期地震動シミュレーション —逆解析した疑似点震源モデルに基づく検討—, 日本建築学会構造系論文集, 769, 2020.
- Kawabe, H. and Kamae, K.: Prediction of long-period ground motions from huge subduction earthquakes in Osaka, Japan, *Journal of Seismology*, Vol.12, pp.173-184, 2008.
- Kawase, H., Sánchez-Sesma, F., Matsushima, S.: The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse-Field Theory for Plane Waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101, 5, 2001-2014, 2011.
- Kinoshita, S., Fujiwara, H., Mikoshiba, T., and Hoshino, T.: Secondary love waves observed by a strong-motion array in the Tokyo Lowlands, Japan, *J. Phys. Earth*, 40, 99-116, 1992.
- Kinoshita, S.: Kyoshin Net (K-net), *Seim. Res. Lett.*, 69, 309-332, 1998.
- 狐崎長狼, 後藤典俊, 小林芳正, 井川猛, 堀家正則, 斉藤徳美, 黒田徹, 山根一修, 奥住宏一: 地震動予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定, *自然災害科学*, 9-3, 1-17, 1990.
- 小林源裕, 儘田豊: コーダ波 H/V スペクトルの逆解析に基づく S 波速度構造の推定, *日本地震工学会論文集*, 10, 1, 1-16, 2010.
- 小林喜久二: 地震動初期微動部の水平/上下スペクトル比の逆解析による深部地盤構造の推定法, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, 1083-1088, 1998.
- Koketsu, K. and Higashi, S.: Three-dimensional topography of the sediment/basement interface in the Tokyo Metropolitan area, central Japan, *Bull Seism Soc Am*, 82, 2328-2349, 1992.
- 瀬戸一: 首都圏の地下構造, *物理探査*, 48(6), 504-518, 1995.

- Koketsu, K., Miyake, H., and Tanaka, Y.: A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to the Tokyo metropolitan area, Japan, *Tectonophysics*, 472, 290–300, 2009.
- 駒場信彦: 微動アレイ観測による関東平野の 3 次元 S 波速度構造の構築, 東京工業大学修士論文, H16 年度.
- 駒沢正夫, 長谷川功: 関東地方の重力基盤に見える断裂構造, *地質学論集*, 31, 57-74, 1988.
- Kudo, K. : The Contribution of Love Waves to Strong Ground Motions, *Proc. 2nd Intern. Conf. on Microzonation*, pp.765-776, 1978.
- Kurose., T. and Yamanaka, H.: Joint inversion of receiver function and surface-wave phase velocity for estimation of shear-wave velocity of sedimentary layers, *Exploration Geophysics*, 59, 93-101, 2006.
- Langston, C.: Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84, B9, 1979.
- Lawson, C. and Hanson, R.: *Solving Least Squares Problems*, Prentice-Hall Inc., NJ, 390pp, 1974.
- Levander, A.: Fourth-order finite-difference P-W seismograms, *GEOPHYSICS*, 53, 11, 1425-1436, 1988.
- Liner, L.: Theory of a 2.5-D acoustic wave equation for constant density media, *GEOPHYSICS*, Vol.56, No.12, pp.2114-2117, 1991.
- 三浦弘之, 翠川三郎: 1998 年伊豆半島東方沖地震における関東平野南部でのラブ波伝播特性, *日本建築学会大会学術講演梗概集*, 181-182, 2000.
- 三浦弘之, 翠川三郎: 3 次元深部地下構造がやや長周期地震動の特性に及ぼす影響 —横浜市とその周辺地域における検討—, *地震 第 2 輯*, 54, 3, 381-395, 2001.
- Montalbetti, F., Kanasewich, R.: Enhancement of teleseismic body phases with a polarization filter. *Geophys J R Astr Soc* 21:119-129, 1970.
- 森岡敬樹: 1923 年関東大地震の地動, 第 4 回地盤振動シンポジウム, 39-48, 1976.
- 向井優理恵, 古村孝志, 前田拓人: 関東平野における長周期地震動増幅の特徴的方位依存性とその要因, *地震研究所彙報*, 93, 31-48, 2018.
- 村松郁栄, 大自然の力, *村松郁栄教授退官記念誌*, 271, 1988.
- 内閣府: 平成 16 年 (2004 年) 新潟県中越地震について, 平成 21 年 10 月 27 日.  
[http://www.bousai.go.jp/updates/pdf/jishin\\_niigata\\_64.pdf](http://www.bousai.go.jp/updates/pdf/jishin_niigata_64.pdf)

- National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience: NIED K-NET, KiK-net, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, doi:10.17598/NIED.0004, 2019.
- Neidell, N. S., and Taner, M. T.: *Semblance and other coherency measures for multichannel data*, *Geophysics*, 36, 482-497, 1971.
- 岡田広, 松島健, 森谷武男, 笹谷努: 広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法, *物理探査*, 43(6), 402-417, 1990.
- 岡田成幸, 鏡味洋史: 日本各地におけるやや長周期の地盤特性の定量評価の試み, *日本建築学会論文報告集*, 267, 29-38, 1978.
- 温泉地学研究所: 3月15日に発生した富士山付近の地震, 2012.  
<https://www.onken.odawara.kanagawa.jp/earthquake/201201301510.html>
- 大堀道広, 上林宏敏, 長郁夫, 永野正行: 不整形地盤構造への各種微動探査手法の適用性に関する数値実験 (その2), 1113-1114, 2016.
- 大堀道広, 上林宏敏, 長郁夫, 新井洋, 吉田邦一, 鈴木晴彦, 高橋広人, 萩原由訓, 野畑有秀, 早川崇, 林田拓己, 横井俊明, 岸俊甫, 関口徹, 小嶋啓介, 凌甦群, 元木健太郎, 中川博人, 野口竜也, 土田琴世, 永野正行: 地盤構造評価に向けた微動アレイ解析のベンチマークの概要と成果, 第46回地盤震動シンポジウム, 3-14, 2018.
- 太田裕, 後藤典俊, 塩野計司, 高橋博, 山水史生, 栗原重利: やや深い構造のS波速度岩榎3500m地震観測井での測定とその意義, *地震第2輯*, 30, 4, 415-433, 1977.
- 太田裕, 後藤典俊, 塩野計司, 高橋博, 山水史生, 栗原重利: やや深い構造のS波速度岩榎3500m地震観測井での測定とその意義, *地震第2輯*, 31, 3, 299-308, 1978.
- 佐口浩一郎, 山中浩明: レシーバー関数による立川断層帯周辺の3次元深部地盤構造の推定, *物理探査*, 67, 4, 239-253, 2014.
- Seats, K., Lawrence, J., and Prieto, G.: *Improved ambient noise correlation functions using Welch's method*, *Geophysical Journal International*, 188, 2, 2012.
- 関口春子, 吉見雅行, 堀川晴央, 吉田邦一, 鈴木晴彦, 松山尚典, 森野道夫, 滝沢文教, 劉瑛: 新潟堆積盆地3次元地盤構造のモデル化, *活断層・古地震研究報告*, 9, 175-259, 2009.
- Senna, S., Maeda, T., Inagaki, Y., Suzuki, H., Matsuyama, H., and Fujiwara, H.: *Modeling of the subsurface structure from the seismic bedrock to the ground surface for a broadband strong motion evaluation*, *J. Disaster Res.*, 8, 889-903, 2013.

- 瀬尾和大: 地下深部の地盤構造が地表の地震動に及ぼす影響, 東京工業大学博士論文, 1981.
- Shima, E.: On the deep underground structure of Tokyo Metropolitan Area. Abstracts of Proceedings of the sixth World Conference on Earthquake Engineering, New Delhi, India, 10-14 January 1977.
- 嶋悦三ほか: 東京の基盤構造, 地震研究所彙報, 51, 1-11, 1976.
- 汐見勝彦, 佐々木俊二, 酒井慎一, 笠原敬司, 関根秀太郎, 中川茂樹, 小原一成, 平田直, 棚田俊收: 地震動の長周期成分を用いた首都圏地震観測網 (MeSO-net) の設置方位推定, 地震研究所彙報, 84, 2, pp.115-125, 2009.
- 鈴木宏芳: 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造, 防災科学技術研究所研究報告, 56, 1996.
- 鈴木宏芳: 首都圏における深部地質構造と地震活動, 地学雑誌, 108, 3, 1999.
- 鈴木宏芳: 関東平野の地下地質構造, 防災科学技術研究所研究報告, 63, 1-19, 2002.
- 鈴木晴彦, 森野道夫, 岩本鋼司, 劉瑛, 藤原広行, 早川譲: 地震動シミュレーションのための琵琶湖周辺地域の三次元深部速度構造モデル, 地震 2, 58, 91-106, 2005.
- 鈴木晴彦, 山中浩明: 地震動の S 波部分を用いた深部地盤の S 波速度構造モデルの推定, 物理探査 62(2), 261-275, 2009.
- 鈴木晴彦: 地震記録を用いた深部地盤の S 波速度構造モデルの推定法に関する研究, 東京工業大学学位論文, 2009.
- 鈴木晴彦, 山中浩明: 深部地盤の S 波速度構造推定のための地震記録と微動探査データの同時逆解析, 物理探査, 63, 3, 215-227, 2010.
- Takekoshi, M., and H. Yamanaka: Waveform inversion of shallow seismic refraction data using hybrid heuristic search method, Exploration Geophysics, 40, 99-104; Butsuri-Tansa, 62, 99-104; Mulli-Tamsa, 12, 99-104, 2009.
- 高橋千佳, 盛川仁, 駒澤正夫, 関口春子, 澤田純男: 新潟県中越地震被害地域における重力探査を用いた深部地盤構造のモデル化, 地震第 2 輯, 61, 2, 33-48, 2008.
- 田中貞二, 吉沢静代, 大沢胖: やや長周期帯における強震動の特性, 地震研究所彙報, 54, 629-654 1979.
- 東京消防庁: 平成 23 年度長周期地震動等に対する高層階の室内安全対策専門委員会報告書, 2012.
- 東京大学地震研究所強震動グループ: 2005 年千葉県北西部の地震 —震源メカニズム・強震動—, 2005.

<http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/chiba/index.html>

東京都: 平成 14 年度 関東平野 (東京都) 地下構造に関する調査成果報告書, 2003.

<https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Tokyo7frm.htm>

東京都: 平成 15 年度 関東平野 (東京都) 地下構造調査 (北多摩地区弾性波探査), 2004.

<https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Tokyo8Afrm.htm>

時松孝次, 新井洋, 関口徹: 2004 年新潟県中越地震時に表層地盤の非線形震動増幅特性が小千谷の木造住宅被害に与えた影響, 日本建築学会構造系論文集, 72, 620, 35-42, 2007.

上林宏敏: 堆積平野における不整形地盤構造のモデル化精度が強震動予測に及ぼす影響の評価, 科学研究費助成事業研究成果報告書, 2018.

上林宏敏, 大堀道広, 川辺秀憲, 釜江克宏, 山田浩二, 宮腰研, 岩田知孝, 関口春子, 浅野公之: 和歌山平野の 3 次元地下構造モデル構築と中央構造線断層帯による強震動予測, 日本地震工学会論文集, 18, 5, 33-56, 2018.

上野寛, 畠山信一, 明田川保, 舟崎淳, 浜田信生: 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, 験震時報, 65, pp.1507-1520, 2002.

植竹富一, 山中浩明, 菅原正晴: やや長周期表面波の群速度の逆解析による地下構造の推定と地震動評価への応用, 日本建築学会構造系論文集, 62 巻, 第 496 号, pp.37-43, 1997.

植竹富一, 工藤一嘉: LOVE 波分散性から評価した足柄平野とその周辺地域の三次元 S 波速度構造, 地震 2, 54, 281-297, 2001.

Vidale, E.: Complex polarization analysis of particle motion. Bull Seismol Soc Am 76(5), 1393-1405, 1986.

Vidale, E., Helmberger, V.: Elastic finite-difference modeling of the 1971 San Fernando, California earthquake. Bull Seismol Soc Am 78(1):122-141, 1988.

Virieux, J.: P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity - stress finite - difference method, GEOPHYSICS, 51, 4, 889-901, 1986.

Wessel P, Smith WHF, Scharroo R, Luis J, Wobbe F: Generic mapping tools: improved version released. EOS Trans AGU 94:409. doi:10.1002/2013EO450001, 2013.

山水史生, 高橋博, 後藤典俊, 太田裕: やや深い構造の S 波速度 (III) 府中 2,750m 観測井における測定とまとめ, 地震第 2 輯, 34, 4, 465-479, 1981.

山水史生: 関東地域の中深層地殻活動観測井を利用した VSP 法速度構造調査, 防災科学技術研究所研究資料 251, 1-75, 2004.

- Yamanaka, H., Seo, K., and Samano, T.: Effects of Sedimentary Layers on Surface-Wave propagation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.79, No.3, pp.631-644, 1989.
- Yamanaka, H., Motoki, K., Fukumoto, S., Takahashi, T., Yamada, N., and Asano, K.: Estimation of local site effects in Ojiya city using aftershock records of the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake and microtremors, *Earth, planets and space* 57, 6, 539-544, 2005.
- 山中浩明, 山田伸之: 微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築, *物理探査*, 55, 1, 53-65, 2002.
- 山中浩明, 山田伸之: 強震動評価のための関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築, 59, 6, 549-560, 2006.
- 山中浩明, 山内泰知: 表層地盤を対象にした屈折法地震探査データの波形逆解析によるS波速度構造の推定 —数値実験と実データへの適用—, *物理探査*, 63, 4, 321-332, 2010.
- 吉原浩: 1983年日本海中部地震による石油タンクのスロッシングとその被害について, *消防研究技術資料*, 14, 31-47, 1984.
- 座間信作: やや長周期の地震動, *地震2輯*, 46(3), 329-342, 1993.
- 座間信作: 地震と石油タンクその2 1964新潟地震での危険物施設被害と地震動, *Safety & Tomorrow*, 174, 38-45, 2017.
- Zeng, C., Xia, J., Miller, R., Tsoflias, G.: An improved vacuum formulation for 2D finite-difference modeling of Rayleigh waves including surface topography and internal discontinuities. *GEOPHYSICS* 77(1):T1-T9. doi:10.1190/geo2011-0067.1, 2012.
- Zhao, L., Zheng, T., and Xu, W.: Modeling the Jiyang Depression, Northern China, Using a Wave-Field Extrapolation Finite-Difference Method and Waveform Inversion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 3, 988-1001, 2004.

## 謝 辞

本論文の執筆に当たり、多くの方々のご協力・ご支援をいただきましたので、ここに記してお礼申し上げます。指導教官の山中浩明教授には、大変熱心にご指導いただきました。先生の「育てよう」という思いが伝わってきたからこそ、ここまで辿り着くことができたと思っています。まだまだ未熟であるが故、今後とも共同研究などでお世話になると思いますがどうぞ宜しくお願いいたします。

審査員を引き受けて下さった元結正次郎教授、松岡昌志教授、盛川仁教授、佐藤大樹准教授、海江田秀志特任教授からは、論文を改善するうえで大変貴重なご意見をいただきました。地元孝輔助教には日々のゼミを通してご議論いただくとともに、新潟県小千谷市での微動観測では大変お世話になりました。秘書の島本はるみ氏には、事務手続きなどで多大なご協力を賜りました。また、研究室の在学生・卒業生の皆様にも大変お世話になりました。日々のゼミ発表を聴講させていただき、今後、皆様が多方面でご活躍される姿を容易に想像できました。宮永隼太郎氏、室井謙吾氏には小千谷市での観測にご協力いただきました。厚くお礼申し上げます。

鹿島建設株式会社技術研究所の皆様には、大学で研究活動に携わることをご承認いただいたことに感謝申し上げます。池浦友則博士、引田智樹博士には、業務において格別のご配慮を賜りました。鈴木康嗣博士には、大学での研究活動だけでなく業務においても非常に前向きに、具体的な形をもってご支援を頂戴しました。また、株式会社小堀鐸二研究所の加藤研一博士には、業務だけでなく様々な場面でご支援を賜りました。その他、鹿島建設株式会社技術研究所・原子力部、株式会社小堀鐸二研究所の関係各位に多大なご協力を賜りました。深くお礼を申し上げます。

最後に、常に私を励まし気遣ってくれた妻と、明るい笑顔で元気づけてくれた長女・次女に深く感謝いたします。