T2R2 東京科学大学 リサーチリポジトリ Science Tokyo Research Repository

論文 / 著書情報 Article / Book Information

題目(和文)	 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
Title(English)	
著者(和文)	鈴木晴彦
Author(English)	Haruhiko Suzuki
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7800号, 授与年月日:2009年9月25日, 学位の種別:課程博士, 審査員:山中 浩明
Citation(English)	Degree:Doctor (Engineering), Conferring organization: Tokyo Institute of Technology, Report number:甲第7800号, Conferred date:2009/9/25, Degree Type:Course doctor, Examiner:
学位種別(和文)	博士論文
Type(English)	Doctoral Thesis

地震記録を用いた深部S 波速度構造デルの推定法に関する研究

2009年9月

東京工業大学大学院 総合理工学研究科

環境理工学創造専攻

鈴木晴彦

目次

1	序論	. 1
1	1 本研究の背景	. 1
1	2 本研究の目的	. 3
1	3 既往の研究	. 4
	1.3.1 深部地盤の物理探査	. 4
	1.3.2 地震記録を用いた S波速度構造モデルの推定	. 7
	1.3.3 他種データを用いた同時逆解析方法	. 9
1	4 本論文の構成	11
1	5 参考文献	13
0	ᄟᆕᆖᆋᅭᆂᆂᇪᇞᄭᅀᄔᄵᆿᅆᇰᆝᇍᄔᇑᇞᄟᇓᅀᇰᇔᆂᆇᄲᄷᆂᆕᆡ	~
Ζ	地	×0)
関	£	21
2	1 はじめに	21
2	2 解析方法	23
2	3 H/Vスペクトルと深部地盤のS波速度構造モデルの関係	24
	2.3.1 はじめに	24
	2.3.2 ボーリングデータとの比較	24
	2.3.3 微動アレイ探査結果との比較	37
2	4 数値実験による S波速度構造モデル推定に関する妥当性の検討	47
2	5 まとめ	52
2	6 参考文献	53
•		
3	ゝ波波形 逆解 研 に よ る 	. •
		55
3	1 はじめに	55
3	2 解析方法	57
3	3 数值実験	59

3.3.2	逆解析結果	60
3.3.3	表層の低速度層の影響	69
3.4 KIK	K−NET 成田観測点への適用	71
3.4.1	逆解析結果	71
3.4.2	地震基盤の S 波速度の影響	76
3.5 KIK	K-NET 西野原観測点への適用	78
3.6 琵琶	琶湖地域への適用	83
3.6.1	逆解析結果	83
3.6.2	入射波に見られる震源パラメータの特性	91
3.6.3	解析区間の影響・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	94
3.7 ま。	とめ	95
3.8 参考	考文献	96

4 地震記録と微動探査データの同時逆解析による深部地盤のS波速度構造モ

デルの推定
4.1 はじめに
4.2 解析方法
4.3 数值実験
4.3.1 解析に用いたモデルと擬似観測データ
4.3.2 逆解析結果
4.3.3 モデルの推定誤差118
4.3.4 逆解析における誤差分布124
4.3.5 地震基盤のS波速度が結果に与える影響
4.3.6 表面波位相速度の周期範囲が結果に与える影響
4.3.7 周波数領域レシーバー関数の逆解析131
4.4 KIK−NET 成田観測点への適用136
4.4.1 逆解析結果
4.4.2 モデルのばらつきと PS 検層結果との比較
4.5 まとめ
4.6 参考文献

5	地	也震	記	録を用いた琵琶湖地域における3次元速度構造モデルの構築	153
5	. 1	I	まじ	.めに	153
5	. 2	Ē	琵 쥩	湖周辺の地質と物理探査データ	155
	5.	2.	1	琵琶湖周辺地域の地形と地質	155
	5.	2.	2	深層ボーリングおよび物理探査データ	158
	5.	2.	3	3 次元 S 波速度構造モデルの構築方針	166
5	. 3	ł	初期	ーモデルの作成	168
	5.	3.	1	作成方法	168
	5.	3.	2	基盤岩類および古琵琶湖層群の上面深度分布・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	169
	5.	3.	3	堆積層内の層区分・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	169
	5.	3.	4	基盤岩類の風化帯の導入	170
	5.	3.	5	速度層の上面深度分布・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	171
	5.	3.	6	S波速度および密度値の設定	172
5	. 4	ł	H/V	スペクトルを用いた初期モデルの修正	173
	5.	4.	1	地震動の H/V スペクトル	173
	5.	4.	2	初期モデルの修正・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	175
5	. 5	[司時	┊逆解析によるS波速度構造モデルの修正	182
5	. 6	I	中規	!模地震の再現計算による S波速度構造モデルの妥当性の検証	195
	5.	6.	1	震源と地殻・マントル構造のモデル化	195
	5.	6.	2	計算方法	197
	5.	6.	3	計算結果と観測記録の比較	198
5	. 7	-	まと	ø	205
5	. 8		参考	文献	206
6	結	旨論	Ì.		209
本	論:	文(こ月]連した発表	211
謝	辞				215

1 序論

1.1 本研究の背景

強震動予測において,震源特性,地殻・マントルでの伝播特性,観測点近傍の地盤に よる増幅特性の把握が重要である。特に大規模な平野では,広い周期帯域の地震動に及 ぼす深部地盤の影響が大きいことが知られている。

1923年関東地震においては、東京で観測された強震記録と関東平野の地下構造の関係について議論されている(例えば、那須・森岡,1973;横田ほか、1989;横田ほか、 1990)。東京大学の本郷構内で観測された今村式2倍強震計の本郷の記録では、周期7 ~8秒の成分の震動がみられ、関東平野の地下構造による表面波(ラブ波)の特徴と調 和すると結論付けている(横田ほか、1989)。さらに、その震動は6分程度続き、超高 層建築をはじめとする減衰の小さい長周期構造物の耐震設計上注目すべきことであると している。1995年兵庫県南部地震ではいわゆる震災の帯の形成原因について、神戸市周 辺の深部地盤構造の不整形性と関連付けて議論されている(例えば、Kawase、1996;源 栄・永野、1996)。2008年新潟県中越沖地震では、柏崎・刈羽原子力発電所において、 設計値を超える非常に強い地震動が観測され、近接している1号機建屋と5号機建屋の 基礎盤上において最大加速度が1.5倍異なるデータが観測された(東京電力株式会社、 2008)。設計値を超える強い地震動の原因としては、震源での応力降下量が同規模の平 均的な地震に比べて1.5倍大きいことに加え、地震基盤の傾斜構造と震源位置との関係 性が議論され、1号機・5号機建屋の観測強震動の差異は、地震基盤以浅の地層の褶曲 などの3次元地下構造の影響によるものであると考えられている(川辺・釜江,2008)。

また,近年都市域において超高層ビルの建築が盛んに行われ,超高層ビルが対象とな るようなやや長周期地震動が構造物に及ぼす影響が注目されている。1984 年長野県西部 地震では,新宿の超高層ビルのエレベータに被害が見られ,周期 5 秒程度の 1 分ほど続 く地震波が影響を及ぼしたと考えられている(村松,1988)。2003 年十勝沖地震の際の スロッシングの原因も周期数秒から十数秒程度のやや長周期地震動であることが指摘さ れている(畑山ほか,2004)。これは,勇払平野において表面波が励起され,やや長周 期の地震動が大幅に増幅されたためと考えられる(Aoi et al., 2008)。

このように、震源付近から対象地域周辺までの深部地盤構造がやや長周期地震動の特性に強く影響を及ぼしており、強震動予測では広い地域の深部地盤の速度構造モデルを 精度良く構築することが求められている。特にS波速度の分布が重要になっている。深

部地盤のS波速度構造を探査する手法としては、ボーリング孔におけるPS検層、屈折・ 反射法地震探査、微動探査などが挙げられる。近年、地震動シミュレーションのための 大規模平野の3次元S波速度構造モデルが数多く作成されている(例えば、堀川ほ か,2003;山中・山田,2006など)が、これらの研究では、上記に挙げた物理探査デー タを基にS波速度構造モデルが構築されている。こうした深部地盤を対象とした物理探 査のデータは、地方公共団体の交付金による堆積平野の地下構造調査などが行われるこ とにより、近年飛躍的にデータが蓄積されつつあるが、関東平野、大阪平野、京都盆地、 濃尾平野などの大都市圏にデータが偏っており、中小規模の平野や盆地では十分な密度 のデータが無いのが現状である。

一方,1995年兵庫県南部地震を契機に K-NET(Kinoshita,1998)に代表される強震観 測点が全国的に整備され,地方自治体の震度計データも公開されつつある。このような 現状を考えると,地震観測記録の分析による地下構造の推定技術を開発することは,通 常の物理探査と同様に地震動評価のための地盤モデルの作成上重要になってくると考え られる。地震記録を用いて物理探査と同様に精度の高い S 波速度構造モデルの推定が可 能であれば,物理探査データが少ない地域でも S 波速度構造モデルを構築できると期待 され,物理探査データが多い地域においてもそれらの内外挿に地震記録を用いることに よって,S 波速度構造モデルを高精度にすることができると考えられる。

既往の3次元S波速度構造モデルの作成に関する研究では、構築された3次元S波 速度構造モデルを用いて中小地震の再現計算を行い、モデルの妥当性の検証が行われて いる。最近では、地震波形を用いた2次元・3次元S波速度構造モデルのチューニング も行われている(例えば、Ji et al.,2000; Zhao et al.,2004; 引間, 2007; 岩城・岩田, 2009)。2次元・3次元S波速度構造モデルのチューニングでは、観測点直下だけではな く、山地部と平野部の境界や地震計が設置されていない地域も含めて速度境界面の逐次 修正が非線形最小二乗法によって行われている。したがって、修正すべきモデルのパラ メータが多く、ヤコビアン行列の計算に多量の計算量が必要になるため、反復計算の回 数を多くすることが難しく、精度の良い初期モデルが必要である。S波速度構造モデル を構築する際に、地震波形を用いた地震観測点直下におけるS波速度構造モデルの推定 が可能となれば、S波主要動や表面波部分の周期特性や位相特性を説明できるS波速度 構造モデルの構築が可能になり、観測記録の再現性がより向上すると期待される。した がって、こうした1次元S波速度構造モデルを合わせて初期モデルとして用いれば、非 線形最小二乗法による2次元・3次元のS波速度構造モデルのチューニングもより効率 よく行われると考えられる。しかし、こうした地震動評価のためのS波速度構造の推定

 $\mathbf{2}$

に、地震記録を用いる試みはある程度行われているが(例えば、小林ほか、1998)、物 理探査のひとつとして積極的に使われることは多くはない。

1.2 本研究の目的

本研究では、地震記録を深部地盤のS波速度構造の推定に用いることを目的として、 地震記録、特に振幅の大きなS波主要動および表面波部分を用いたS波速度構造推定法 を提案する。表面波部分では、コーダ部分のH/Vスペクトルのピーク周期を用いる。 H/Vスペクトルのピーク周期は比較的安定しているが、振幅は地震によるばらつきが大 きい。コーダ部分のレイリー波とラブ波の比率や実体波の影響、地震の到来方向による 影響を適切に評価することが難しいため、本研究では、ピーク周期のみを用いることと する。数値実験の結果よりピーク周期を満たすS波速度構造モデルのパラメータは広範 囲に分布することから、逆解析によってS波速度構造の推定を行なうものではなく、初 期モデルを修正する方法としての位置付けである。また、S波主要動のデータを用いた S波速度構造推定法では、S波主要動部分のトランスバース成分の波形を用いて、遺伝 的アルゴリズムによる逆解析によりS波速度構造の推定を行う。遺伝的アルゴリズムな どの広域探索法が適用できることで、物理探査データの少ない中小規模の盆地や平野に おいても本手法を適用することができると考えられる。

これらの手法による S 波速度構造の修正および逆解析では, S 波速度構造モデルの S 波速度と層厚の間にトレードオフの関係が見られた。本研究ではより信頼性の高い S 波速度構造モデルを推定することを目的として,異なる種類のデータを用いた同時逆解析 手法を提案する。地震記録としては,上記の S 波データおよび H/V スペクトルのピーク 周期に加えレシーバー関数についても用いることにした。さらに,S 波速度構造探査と して実績のある微動探査(岡田ほか,1990)のデータを加えた。数値実験および実記録 への適用により,本手法の有効性・適用限界についての検討を行う。物理探査データや 地震波データを用いた逆解析法にはそれぞれの特徴がある。数値実験ならびに実データ への適用を通じて,それぞれの手法の特徴を把握することは,推定された S 波速度構造

1.3 既往の研究

本節では、「深部地盤の物理探査」、「地震記録を用いた S 波速度構造モデルの推定」、 「他種データを用いた同時逆解析」について、既往の研究のレビューを行い、本研究の 目的や意義を明確にする。

1.3.1 深部地盤の物理探査

(1) ボーリング孔における PS 検層

わが国において、ボーリング孔における検層は、昭和 30 年代後半から石油・天然ガ ス開発の分野で行われており(例えば、畠山、1964;石井、1962;石油公団、1968)、 新潟・秋田油田地域や苫小牧地域などでは最大深度約 6km にも及ぶ大深度ボーリング孔 において実施されている(石油公団、1994;石油公団、1998;石油公団、2003)。ダウ ンホール法やサスペンション法による検層、VSP 探査などが行われている。これらの検 層結果は、反射法地震探査の速度解析に使われ、地質と P 波速度の関係を把握するため に有用である(例えば、吉田ほか、2007)。ただし、石油・天然ガス採掘が主目的であ るため P 波検層のみが実施されており、S 波速度についてはほとんどデータが無い。

一方,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ける PS 波検層は 1970 年代後半から現在に至るまで行われ,詳細な速度構造の探査がなされて いる(例えば、山水、2004)。これらの調査では、P 波だけでなく、地震動予測で最も 重要なS波速度の測定がなされており、関東地方のS波速度構造モデルを作成する上で 大変貴重なデータである。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 に達するようなボーリング孔の掘削が行われ地震基盤である先新第三系の基盤 が確認され、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)。PS 検層特にサスペンション法による検層では、地表面からの物理 探査データでは推定が難しい地層内の細かな速度の揺らぎや速度の深度依存性なども測 定が可能である。また、防災科学技術研究所の KiK-net 観測点では、ほぼすべての地震 観測点においてダウンホール法による PS 検層が実施されており(青井ほか、2000)、観 測された地震波の特性を理解するうえで大変重要なデータである。

VSP 探査は、基本的には、1本のボーリング孔を利用して、地表で発震した地震波を 孔内で受振し、ボーリング孔周辺の地下構造を調べるものである。測定方法はダウンホ ール法による PS 検層と同じであるが、直達波の初動だけでなく、速度境界面から反射 する波も利用して地下構造を推定する手法である。受振器を反射面近傍に設置できるた

め、下記に示す反射法地震探査よりも高分解能な探査が可能になる。上記で述べた府中 観測井(山水ほか,1991),岩槻・下総観測井(笠原ほか,1992;山水ほか,1992a,b; 山水ほか,1993)などで実施されている。

しかし、広域の 3 次元 S 波速度構造モデルを構築するためには、多くのボーリング データが必要であり、コストの面から PS 検層データだけでの構築は現実的ではない。 したがって、ボーリングの数をできるだけ減らして、以下に挙げるような物理探査デー タを空間的に補完してゆくのが現実的であろう。

(2) 屈折法·反射法地震探查

関東平野における深部構造の屈折法地震探査は,昭和 30 年代から上述した石井 (1962) や畠山(1964) などで行われている。1970 年代に入ると,首都圏を中心とし た大規模な探査が行われ,夢の島人工地震実験として知られている(嶋ほか,1976, 1978;瀬尾・小林,1979;山中ほか,1986;鈴木ほか,1993)。Koketsu and Higashi(1992) では,これらのデータをコンパイルし,関東平野中心部の約 100 km×100 km の範囲の 基盤深度の分布を得ている。また,大阪平野では 1980 年代後半(鳥海ほか,1990),中 京圏では 1980 年より(正木・飯田,1981)大規模屈折法地震探査が実施されている。 これらの探査では,広域の基盤構造を解明することができるが,P波速度構造であるこ とや観測点密度が必ずしも十分でないために比較的単純な速度構成の地盤モデルとなる 特徴がある。

反射法地震探査は、1990年代はじめに首都圏で行われた(例えば、浅野ほか、1991; 山水ほか、1991;山水、1992a,b など)。さらに、地方公共団体が地震関係基礎調査交 付金により平成10年度から平成16年まで主要な堆積平野の地下構造調査が実施してお り、すべての地方公共団体の調査で反射法地震探査が実施された(例えば、愛知県、 2000;三重県、2004)。反射法地震探査では、反射波の走時により各層のP波速度を推 定するが、最下層(地震基盤)では、地震基盤内の境界面からの反射波を測定しなけれ ばP波速度は推定できないため、反射法地震探査の測線端でバイブレータによる繰り返 し発震を行い、地震基盤を通る屈折波を測定し、地震基盤のP波速度や堆積層のP波速 度を推定しており、屈折法地震探査と反射法地震探査を同時に実施することが主流にな っている。反射法地震探査では、反射波からだけでは地層内の区間速度を精度良く推定 することが難しく、測線近傍で実施されるボーリング孔での地質層序や検層結果を参考 にして、深度変換を行うことが一般的であり、時間断面から深度断面への変換の精度が やや低いことが問題である。

 $\mathbf{5}$

一般的な反射法地震探査で得られるのは P 波速度構造であるが,近年,S 波バイブレ ータによる S 波反射法地震探査(川崎ほか,2006)や P 波発振により PS 変換波を測定 して S 波速度構造を推定する試み(加野ほか,2004)も行われている。しかし,S 波発 振のパワーが P 波に比べると相対的に小さいため,探査深度が数 km に及ぶようなとき には,地震基盤からの反射波の測定が困難である場合や明瞭な PS 変換波を測定できな い場合などもあり,さまざまな条件の基で適用するには課題が残されている。

屈折法・反射法地震探査は、ボーリング孔における検層に比べればコストの面で優れ ているが、反射法探査に関わるコストは小さくなく、耐震設計などを目的とした地盤モ デルの作成において反射法地震探査が行われることは多くはない。

(3) 微動探査

上記のように屈折法・反射法地震探査は、広域の速度構造モデルを作成するための有 力な調査法であるが、主に P 波速度構造の推定が中心となっている。地表から S 波速度 構造を推定する手法として、微動探査が近年注目されている。微動を用いた S 波速度構 造探査の理論については、Aki(1957)により空間自己相関法 (SPAC法)が提唱され、そ の後、岡田・坂尻 (1982) や Horike(1985)などにより実用化が始まり、各地の S 波速 度構造探査として実施されている。微動の発生源の多くは地表面や海底面にあり、微動 中の波のパワーは実体波より表面波が圧倒的に大きいと考えられている(物理探査学会、 1998)。微動探査は、主に上下動成分の微動計を用いて、地下の速度構造に起因するレ イリー波の位相速度を測定するものである。微動という振動源を必要としない受動的な 探査であるため、都市域の S 波速度構造探査として非常に有効であり、上記に示した地 震関係基礎調査交付金による地方公共団体の堆積平野の地下構造調査の多くで実施され、 また、建築の耐震設計にも活用されている(福元・三町、2006)。

関東地方では,深度 3~4 km 程度(例えば,山中ほか,1999;松岡・白石,2002) のS波速度構造が得られており,国松ほか(2005)による勇払平野,関口ほか(2006)に よる高田平野,津野・工藤(2008)による御前崎地域において深度 4~6 km 程度まで のS波速度構造をターゲットとした探査も実施されている。微動探査の探査深度は,微 動計の間隔によって決まるが,微動のパワーの低下などの原因で長周期帯域までのデー タの取得が難しい場合があり,その場合には探査深度は低下する。山中ほか(1995)では, 周期5秒以上において取得できなかった微動の位相速度を,Kinoshita et al.(1992)によ る自然地震の長周期表面波から得たデータにより補強し,ボーリング孔データと整合す る結果を得ている。このように,長周期帯域のデータが欠如する場合があるため,地震

基盤のS波速度や深度を精度良く推定するためには,既知情報や他種類のデータの情報 を利用する必要がある。

最後に、地震動シミュレーションのための S 波速度構造モデルの構築における、微 動探査の長所を指摘しておく。通常の反射法地震探査では、バイブレータによるスイー プ震源が用いられており、周波数 8Hz~10Hz 程度以上のスイープ震源を用いることが 多い(例えば、川崎市、1999;大阪府、2003)が、微動探査で得られる表面波の位相速 度は概ね 0.1 秒から 10 秒弱程度である。このように、微動探査で対象としている周期 範囲と強震動予測で対象となる周期範囲はほぼ同じであり、強震動予測のための S 波速 度構造モデルの推定に適した手法であると言える。以下に示す地震記録を用いた S 波速 度構造モデルの推定法にも、同様のことが言え、地震動のシミュレーションのための S 波速度構造の探査手法として優れた手法であると期待される。

1.3.2 地震記録を用いたS波速度構造モデルの推定

地震記録を用いて堆積層の S 波速度構造を推定する手法としては、レシーバー関数 法(例えば、Langston,1979)、表面波の位相速度解析(御子柴・木下、1989; 三浦・ 翠 川, 2001;福元ほか、2004)や群速度解析(Yamanaka et al., 1989)、レイリー波の水 平動と上下動の比を用いた解析(工藤・坂上、1984;田中ほか、2008;小林・儘田、2009) などがある。また、P 波や S 波初動の走時解析もトモグラフィ手法(例えば; Zhao et al., 1994; Nakajima et al., 2001; Matsubara et al., 2008)によって速度構造を推定する ことが可能ではあるが、浅部堆積層の分解能が低くなることも多く、現状の強震観測点 の分布では堆積層の S 波速度構造の推定に適用されることは少ない。

レシーバー関数法は、地震基盤と堆積層の境界面などの速度境界面において P 波か らS波に変換される波を用いたものであり、P波初動付近のラディアル成分とトランス バース成分の波形を用いる。ラディアル成分の波形を上下動成分の波形でデコンボリュ ーションすることにより、PS 変換波を抽出するものである。以前は、遠地地震の記録 を用いて地殻やマントルのS波速度構造を推定する手法として用いられてきたが(例え ば、Priestley、1988; Shibutani et al.,1996; Last et al.,1997)、近年、地震工学の分 野でも応用されており、地震基盤以浅のS波速度構造の推定法として用いられている(小 林ほか、1998)。上記の研究ではラディアル成分と上下動成分のスペクトル比を逆フー リエ変換して時刻歴のレシーバー関数を求めているが、小林ほか(2003)では、ラディ アル成分と上下動成分のスペクトル比を用いてS波速度構造の推定を試みている。また、 Yamanaka and Aoi(1996)では、ラディアル成分の時刻歴波形から PS 変換波の位相を読

み取りS波速度構造の作成に利用している。これらの方法では、P波初動を用いるため、 P波初動が観測されていない地震記録には適用できない。また、S-P時間が短く PS変換波が到達する時間とS波が到達する時間がほぼ同じ場合には適用できない。大規模地震の余震観測ではこのようなデータが多く、適用が難しい。

表面波の位相速度や群速度の解析は、表面波の分散性の特徴を利用した手法である。 三浦・翠川(2001)では、横浜市の地震計ネットワークのデータを用いて、センブランス解 析によりラブ波の位相速度と伝播方向を推定している。周期 5 から 10 秒程度のラブ波 の位相速度を推定し、レシーバー関数や微動探査データに基づいて作成された S 波速度 構造モデルで説明可能であることを示した。また、福元ほか(2004)では、地震計間の距 離が 400m~500m であるアレイ観測を実施して、新島近海の地震や 2000 年鳥取県西部 地震で観測されたデータの解析を行なっている。センブランス解析により周期 5~10 秒 程度のラブ波の位相速度、周期 2~7 秒程度のレイリー波の位相速度を推定し、微動探 査によるデータと組み合わせてより信頼性の高い深部 S 波速度構造モデルの推定を行な っている。この方法では、比較的近い距離に複数の地震計を設置する必要があることや 周期 5 秒以下の表面波の位相速度や群速度を推定することが難しいなどの問題点がある。

レイリー波の水平動と上下動の比を用いた手法では,表面波部分からレイリー波のみ を抽出するために,水平動と上下動の位相差が 90 度になるような方向に水平動成分を 回転させて,スペクトル比を計算している(田中ほか,2008)。平野内や盆地内で生成 される表面波は,震央方向からだけではなく,平野・盆地と山地部の境界から発生して 到来する表面波もあり,1 地点の観測記録からだけでは,レイリー波のみを抽出するこ とは難しいと考えられる。また,水平動にはラブ波成分も含まれているため,表面波の レイリー波とラブ波の構成比率を推定する必要があるが(例えば,松島・岡田,1990; Arai and Tokimatsu,2000),1つの観測点のみのデータから構成比を推定することは難 しい。

強震動予測においては、S 波主要動の特徴を精度良く推定することが重要であるが、 S 波部分を用いて S 波速度構造モデルを推定する試みは少ない。引間(2007)では、波数 積分法によるフォワード計算を用いて、その逆解析によって 1 次元の S 波速度構造を推 定する試みを行っている。この方法では、震源域から平行層を仮定するので、複数地点 での逆解析で異なるモデルが得られると震源域で矛盾が生じる可能性がある。また、短 周期帯域まで含めると計算量が大きくなる。また、Ji et al.(2000)や岩城・岩田(2009) では、波形インバージョンによる 2 次元、3 次元の S 波速度構造モデルの修正を行なっ ている。これらの方法では、山地部と平野部の境界地域や地震計が設置されていない地

域の速度境界面の修正を行なうため、修正するパラメータが多い。上記に挙げた研究で は、計算量や修正するパラメータが多いため、最小二乗法によるモデルの修正が行なわ れている。最小二乗法によるモデルの推定では解析結果が初期モデルに依存するため、 精度の高い初期モデルが必要である。したがって、既往のボーリングデータや物理探査 データの少ない地域では、遺伝的アルゴリズムなどの広域探索法を用いたS波速度構造 の推定法が必要になる。表 1-1 に地震記録を用いたS波速度構造モデルの推定法の概 要および問題点をまとめる。

表 1-1 地震記録を用いた S 波速度構造モデルの推定法の概要および問題点

	手法の概要	手法の問題点
レシーバー関数法 (Langston, 1979; 小林ほか, 1998)	P波初動付近のラディアル成分の波形を上 下動成分の波形でデコンボリューションする ことにより, PS変換波を抽出する。	P波初動が観測されていない記録では適用難。 S−P時間が短い記録では適用難。
表面波の位相速度や 群速度の解析 (三浦・翠川, 2001; <u>Yamanaka et al,1989)</u>	表面波の分散現象を利用した手法。 地震記録により、レイリー波、ラブ波の位相 速度、群速度の推定が可能。	比較的近い距離に複数の地震計を設置する必要。 周期5秒程度以下の位相速度や群速度の推定が難し い。
レイリー波の水平動と上下 動の比を用いる方法 (工藤・坂上, 1984; 田中ほか, 2008)	表面波部分からレイリー波の水平動と上下 動の振幅比を推定する方法。	レイリー波とラブ波の構成比率を推定する必要がある。 長周期帯域のS/Nの状況によりスペクトルが安定しない 場合がある。
初動トモグラフィ (Zhao et al.,1994; Matsubara et 1I.,2008)	主に、 地震動のP波初動とS波初動のデータ を用いて、トモグラフィー法により3次元速度 構造を推定する。絶対走時だけでなく、PP- P、SS-Sなどの相対走時も用いられる。	浅部堆積層の分解能が低くなることが多く. 現状の強震 観測点の分布では堆積層のS波速度構造推定に適用さ れることは少ない。
波形逆解析による方法(1D) (引間, 2007)	波数積分法によるフォワード計算を用いて, その逆解析により一次元S波速度構造を推 定する。	震源域から平行層を仮定するので、複数地点での逆解 析で異なるモデルが得られると震源域で矛盾が生じる可 能性がある。 短周期帯域まで含めると計算量が大きくなる。
波形逆解析による方法 (2D,3D) (Ji et al.,2000; 岩城・岩田, 2009)	差分法などによるフォワード計算を用いて, 速度境界面の深度や層のS波速度を非線形 最小二乗法により推定する。	山地部と平野部の境界地域の速度境界面の修正を行な うなど修正するパラメータが多いため, 精度の高い初期 モデルが必要。

1.3.3 他種データを用いた同時逆解析方法

物理探査データの逆解析問題において、パラメータ間のトレードオフを回避するため に、複数の物理探査データを用いた同時逆解析が多く行われている(Vozoff and Jupp, 1974)。一般に、観測データには多少なりとも不完全な部分があり、モデルに不確かさ が生じることが多い。例えば、微動探査では本質的に長周期のパワーが低下し、位相速 度の推定が難しくなることがある。また、観測データには、様々なタイプのノイズも含 まれており、それらの影響もモデルの不確かさの原因になる。

S 波速度構造の推定に関する研究では, Kurose and Yamanaka(2006)による, レシ ーバー関数と微動探査データの同時逆解析の研究がある。Kurose and Yamanaka(2006) によると、レシーバー関数による逆解析では、表層部分のS波速度と層厚の間にトレー ドオフの関係が見られるが、微動探査データでは表層部分の推定精度は高いが、基盤深 度の推定精度が低いことが特徴である。両者のデータを同時に逆解析することにより, レシーバー関数のみの逆解析で生じる S 波速度と層厚の間のトレードオフや, 位相速度 のみの場合に問題となる深部構造の任意性の問題が回避されることを示した。Arai and Tokimatsu(2005)では、微動探査による位相速度と微動の H/V スペクトルを用いた同時 逆解析を行なっている。位相速度のデータだけによる逆解析の結果では、工学的基盤の 深度や S 波速度が PS 検層データと対応しないが、H/V スペクトルデータを加えること により,推定された工学的基盤のS波速度や深度はPS検層結果と良く整合する結果と なった。Arai and Tokimatsu(2005)では、ランダムに発生させた複数の初期モデルによ り非線形最小二乗法により逆解析を行なっているが,推定されたS波速度構造のばらつ きも小さくなっている。これは、位相速度で欠落している長周期側のデータを微動の H/V スペクトルのデータで補ったためであると考えられる。小林(2008)では、P コーダ 波と S コーダ波の H/V スペクトルの同時逆解析による S 波速度構造の推定を試みてい る。その結果、基盤深度の任意性が低くなり安定した解を推定できるとしている。しか し、これらの手法では、ラブ波の寄与などの H/V スペクトルの理論モデルの妥当性が十 分に確認されているわけではない。

また、山中ほか(2005)では、微動 H/V スペクトルのピーク周期と電気探査データ を用いた同時逆解析を提案している。この手法では、弾性波速度と比抵抗の不連続面が 一致することを拘束条件にすることによって、パラメータ間のトレードオフを回避しよ うとするものである。見掛比抵抗分布では、工学的基盤の厚さに対する感度が低く、H/V スペクトルのピーク周期には工学的基盤層の厚さとS波速度に非常に強いトレードオフ の関係が見られたが、同時逆解析を行うことにより、見掛比抵抗データによって工学的 基盤の深さを拘束することができ、浅部のS波速度構造を簡便に推定している。

複数の種類のデータの同時逆解析ではないが,馮ほか(2003)では,複数地点にお ける微動探査データを連結して解析することにより,解の唯一性が改善されることを示 した。このように,複数の物理探査データを用いることにより,一種のスタッキングの 効果が得られ,パラメータ間のトレードオフの問題が回避でき,S波速度構造モデルを 安定して推定できることが示されている。

1.4 本論文の構成

本論文は、「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」 と題して、以下の6章からなっている。

第1章「序論」では、堆積平野での深部地盤がやや長周期地震動の特性に強く影響を 及ぼし、強震動予測においては深部地盤のS波速度構造モデルを精度良く構築する必要 があることを述べている。関連した既往の研究についてまとめ、深部地盤のS波速度構 造モデルを構築するために、探査費用や作業効率および地震動評価で対象となる周波数 帯域の波動を用いていることから、微動探査法が有効であることを述べるとともに、地 震記録を用いたS波速度構造モデルの推定も有効な方法であることを指摘している。ま た、他種データを用いた同時逆解析を行うことにより、深部地盤の物性パラメータ間の トレードオフの問題を回避でき、S波速度構造モデルを安定して推定できる可能性を指 摘している。これらの研究のレビューから、本研究の目的を明らかにしている。

第2章「地震動の表面波部分の H/V スペクトルと深部地盤の S 波速度構造モデルの 関係」では、地震動の表面波部分の上下動に対する水平動のスペクトル比(以下、H/V スペクトル)とレイリー波の理論楕円率のピーク周期とが良く一致することを確認し、 数値実験による逆解析の誤差分布の検討に基づいて、S 波速度と層厚の間のトレードオ フの関係が強いことなどを指摘している。さらに、H/V スペクトルだけでは S 波速度構 造モデルの推定が困難であることを示し、H/V スペクトルのピーク周期のみを拘束条件 として用いること、もしくは他種類のデータとの同時逆解析が必要であることを述べて いる。

第3章「S波波形逆解析による深部地盤のS波速度構造モデルの推定方法の提案」では、地震動のS波主要動部分の波形を用いた深部地盤の1次元S波速度構造モデルの推定法を新たに提案している。数値実験に基づいて本手法の妥当性を確認した後に、関東 平野および琵琶湖地域で観測された地震記録に本手法を適用している。関東平野での事 例では、速度検層によるS波速度構造モデルと一致する結果が得られ、そのモデルによって地震波の増幅特性もよく説明できることを示している。また、琵琶湖地域での適用 例では、微動探査によるレイリー波の位相速度や地震動のH/Vスペクトルのピーク周期 が推定したS波速度構造モデルに基づく理論値とほぼ一致することを示している。

第4章「地震記録と微動探査データの同時逆解析による深部地盤のS波速度構造モデルの推定」では、上記のS波主要動およびH/Vスペクトルに加え、レシーバー関数と表面波の位相速度を同時に逆解析することによって、より信頼性の高いS波速度構造モ

デルを推定する方法について述べている。観測データの分析から得られる各物理量の単 独逆解析における誤差を規格化して平均したものを同時逆解析の誤差と定義し,数値実 験および実データへの適用を行い,複数のデータを用いることにより,堆積層のS波速 度構造だけでなく,単独逆解析では推定が難しい地震基盤のS波速度の推定精度も向上 することを明らかにしている。誤差分布に基づく考察から,S波主要動とレシーバー関 数に関する誤差分布の形状は似ているが,誤差分布の形状が異なる表面波の位相速度と の同時逆解析によって効果的にモデルを構築できることを示している。

第5章「地震記録を用いた琵琶湖地域における3次元速度構造モデルの構築」では, 琵琶湖地域において地質データに基づく深部地盤モデル,そのモデルをH/Vスペクトル のピーク周期を用いて修正したモデルおよび地震記録と微動探査データの同時逆解析に より推定したモデルの3種類の3次元S波速度構造モデルを用いて,中規模地震による 地震動のシミュレーションを行った。観測波形と計算波形の比較から、同時逆解析に基 づくモデルが観測波形を最もよく再現することができることを示し,本研究で提案した 同時逆解析による方法が地震動評価に適した深部地盤のS波速度構造モデルの推定に有 効であることを述べている。

第6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、強震動予測のための深部地盤の3次元 S 波速度構造モ デルの構築を目指して、地震記録の S 波主要動部分の波形を用いた1次元 S 波速度構造 モデルの推定法を新たに提案し、さらに、レシーバー関数、H/V スペクトル、表面波の 位相速度と共に同時に逆解析することによって精度の高い S 波速度構造モデルを推定で きることを示したものである。

1.5 参考文献

- 愛知県(2000): 平成 11 年度 濃尾平野の地下構造調査に関する調査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Aichi6Cfrm.htm.
- Aki, K., (1957): Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415-456.
- 青井 真・小原一成・堀 貞喜・笠原敬司・岡田義光(2000): 基盤強震観測網(KiK-net),
 日本地震学会ニュースレター, 12, 3, 31-34.
- Aoi, S., Honda R., Morikawa N., Sekiguchi H., Suzuki H., Hayakawa Y., Kunugi T., and Fujiwara H. (2008): 3D finite-difference simulation of long-period ground motions for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake, J. Geophys. Res., 113, B07302, doi:10.1029/2007JB005452.
- Arai, H. and K., Tokimatsu, (2000): Effects of Rayleigh and Love waves on microtremor H/V spectra, Proc. 12th World Conf. on Earthquake Engineering, paper 2232, CD-ROM.
- Arai, H. and K., Tokimatsu, (2005) S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical(H/V) spectrum, Bull. Seism. Soc. Am., 95, 1766-1778.
- 浅野周三・安井 譲・平間邦興・若松邦夫・桑原 徹・奥田 暁・鈴木宏芳・笠原敬司・ 山水史生・井川 猛・太田陽一(1991):首都圏における反射法地下構造調査2. 府中 VSP 調査による速度・減衰構造,地震学会講演予稿集, 2, 150.

物理探査学会(1998):物理探査ハンドブック 手法編, 203p.

- 馮 少孔・杉山長志・山中浩明(2003):微動アレイ探査における多地点同時逆解析,物理探査,56,1-11.
- 福元俊一・山中浩明・翠川三郎・入江紀嘉(2004): 微動と地震動の水平アレー観測によ るやや長周期帯域地震動の評価-京葉臨海地域における S 波速度構造と表面 波の波動特性-,日本地震工学会論文集 4,87-106.
- 福元 俊一・三町 直志(2006):建築の耐震設計におけるアレー微動探査の活用,物理 探査, 59, 151-162.
- 畠山 勉(1964): 関東平野における物理探鉱の総合研究,物理探鉱, 17, 51-71.
- 畑山 健・座間信作・西 晴樹・山田 實・廣川幹浩(2004):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, 57,

83-103.

- 引間和人 (2007): 波形インバージョンによる 3 次元速度構造モデルの構築とそれを用いた震源過程解析,東京大学大学院理学系研究科,学位論文, pp171.
- 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・横倉隆信・岩淵 洋・北田奈緒子・Arben Pitarka (2003): 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.
- Horike, M.(1985): Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure sown to the basement in urbanized areas, J. Phys. Earth, 33, 59-96.
- 石井基裕(1962):関東平野の基盤,石油技術協会誌,27,615-640.
- 岩城麻子・岩田知孝(2009): 地震波形インバージョンによる大阪堆積盆地の 3 次元基盤 面形状推定の試み,日本地球惑星科学連合 2009 年大会, S152-P016.
- Ji, C., D. V. Helmberger, and D. J. Wald (2000): Basin Structure Estimation by Waveform Modeling: Forward and Inverse Methods, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 964-976.
- 加野 直巳・横倉隆伸・山口和雄・田中明子・大滝壽樹・伊藤 忍(2004):大阪平野南部に おける PS 変換波反射法調査,物理探査学会第 111 回(平成 16 年度秋季)学術講 演会講演論文集, 69-72.
- 笠原敬司・山水史生・鈴木宏芳・井川 猛・太田陽一・稲盛隆穂(1992): 岩槻深層観測 井における反射法地震探査(3), 地震学会予稿集, 2, 15.
- 川辺秀憲・釜江克宏(2008):2007 年新潟県中越沖地震(Mj6.8)の震源のモデル化と 3 次元地震動シミュレーション,日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, S146-017.
- 川崎市(1999): 平成 10 年度 川崎市の地下構造に関する調査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Kawasaki3frm.htm
- 川崎慎治・渡部 勉・須田茂幸・川中 卓・井川 猛・纐纈一起・古村孝志(2006):新型「S 波バイブレータ」による成田市での反射法探査実験-S 波異種震源との 比較-,物理探査学会第 115 回学術講演会論文集, 9-12.
- Kawase, H. (1996): The cause of the damage belt in Kobe: "The basin-edge effect", Constructive interference of the direct S-wave with the basin-included diffracted/Rayleigh waves, Seism. Res. Lett., 67, No5, 25-34.

- Kinoshita, S., H. Fujiwara, T. Mikoshiba and T. Hoshino (1992): Secondary Love waves observed by a strong-motion array in Tokyo lowlands, J. Phys. Earth, 40,99-116.
- Kinoshita, S. (1998): Kyoshin net (K-net), Seism. Res. Letter, 69, 309-332.
- 小林源裕(2008): P コーダ・S コーダ波 H/V スペクトルの同時逆解析による S 波速度 構造の推定,日本地震工学会・大会-2008 梗概集,190-191.
- 小林源裕・儘田 豊:(2009) コーダ波 H/V スペクトルの逆解析による S 波速度構造推定の適用性検討,物理探査学会第 120回(平成 21 年度春季)学術講演会論文集,41.
- 小林喜久二・植竹富一・真下 貢・小林啓美(1998):深い地盤構造評価のための PS 変換波の検出方法に関する検討,日本建築学会構造系論文集, 505, 45-52.
- 小林喜久二・菊地利善郎・小林啓美(2003):地表地震観測記録の水平/上下スペクトル振 幅比の逆解析による成田観測点の速度・減衰構造の推定,日本地震工学会・大 会-2003 梗概集, 366-367.
- Koketsu, K. and S. Higashi(1992): Three dimensional topography of the sediment/basement interface in the Tokyo Metropolitan Area, central Japan, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 2328-2349.
- 工藤一嘉・坂上 実(1984):1983年日本海中部地震による石油タンク被害と地震動の特長について-新潟における石油溢流の問題点-,東京大学地震研究所彙報,59,361-382.
- 国松 直・吉見雅行・関口春子・堀川晴央・吉田邦一・竿本英貴・馮 少孔・杉山長志 (2005):微動アレイ探査による勇払平野深部地下構造の推定,地球惑星関連 学会 2005 年合同大会発表予稿集, S051-003.
- Kurose, T., and Yamanaka, H.(2006): Joint inversion of receiver function and surface-wave phase velocity for estimation of shear-wave velocity sedimentary layers, *Exploration Geophysics*, 59, 93-101.
- Langston, C.A. (1979): Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic bodywaves, J. Geophys. Res., 84, 4749-4762.
- Last, R. J., Nyblade, A.A., Langston, C.A., and Owens, T.J., 1997, Crustal structure of the East African Plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities, J. Geophys. Res., 102, 24469-24483.

正木和明·飯田汲事(1981):名古屋地域の深部地盤構造 I,愛知工業大学研究報告 B,16,

 $165 \cdot 173.$

- 松島 健・岡田 広(1990):微動探査法(2)-長周期微動に含まれるラブ波を識別する 試み-,物理探査学会第82回学術講演会論文集,5-8.
- Matsubara, M., K. Obara, and K. Kasahara (2008): Three-dimensional P-and S-wave velocity structures beneath the Japan Is lands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, 454, 86-103, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.016.
- 松岡達郎・白石英孝(2002):関東平野の深部地下構造の精査を目的とした微動探査法の 適用性-埼玉県南部地域の三次元 S 波速度構造の推定-,物理探査, 55, 127-143.
- 三重県(2004): 平成 15 年度 伊勢平野に関する地下構造調査に関する調査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie8frm.htm.
- 御子柴 正・木下繁夫 (1989): 府中群列観測で得られた 1987 年福島県沖の群発地震に おける後続波,国立防災科学技術センター研究報告,44,95-104.
- 三浦弘之・翠川三郎(2001):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, 381-395.
- 源栄正人・永野正行(1996): 深部不整形地下構造を考慮した神戸市の地震動の増幅特性 解析-兵庫県南部地震における「震災の帯」の解釈-,日本建築学会構造系論

文集, **488**, 39-48.

村松郁英(1988):大自然の力.

Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao (2001): Three-dimensional structure of VP, VS, and VP/VS beneath northeastern Japan: implications for arc magmatism and fluids, J. Geophys. Res. 106, 21843-21857.

那須信治・森岡敬樹(1973): 烈強震の地動(4), 建築技術, 259, 159-164.

- 岡田 広・坂尻直巳(1982):やや長周期微動から推定される地下構造,物理探査学会秋季 講演会講演予稿集, 33-33.
- 岡田 広・松島 健・森谷武男・笹谷 努(1990):広域深層地盤調査のための長周期 微動探査法,物理探査,43,402-417.
- 大阪府(2003): 平成 14 年度大阪平野の地下構造調査に関する調査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Osaka7frm.htm.
- 太田 裕・後藤典俊・塩野計司・高橋 博・山水史生・栗原重利(1977): やや深い構造のS波速度 -岩槻3500m地震観測井での測定とその意義-, 地震, 第

2 輯, **30**, 415-433.

- 太田 裕・後藤典俊・塩野計司・高橋 博・山水史生・栗原重利(1978): やや深い構造のS波速度(II) -下総2300m地震観測井における測定-, 地震, 第2輯, 31, 299-308.
- Priestley, K.F., Zandt, G., and Randall, G.E.(1988): Crustal structure in Eastern Kazakh, U.S.S.R. from teleseismic receiver function, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 613-616.
- 関ロ春子・吉見雅行・堀川晴央・吉田邦一・国松 直・杉山長志・馮 少孔・徳丸哲義 (2006):高田平野北東部における微動アレイ探査,活断層・古地震研究報告,6, 21-37.
- 石油公団(1968):昭和 42 年度天然ガス基礎調査基礎試錐「下五十嵐」調査報告書, pp20.
- 石油公団(1994):平成4年度国内石油·天然ガス基礎調査基礎試錐「新竹野町」調査報告書, pp130.
- 石油公団(1998): 平成8年度国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「馬追」調査報告書, pp59.
- 石油公団(2003):平成 13 年度国内石油·天然ガス基礎調査基礎試錐「新津」調査報告書, pp96.
- 瀬尾和大・小林啓美(1979):人工地震による夢の島-江の島測線の地下深部探査(演旨), 地震学会講演予稿集春季大会,1,138-138.
- Shibutani, T., Sambridge, M., and Kennet, B. (1996): Genetic algorithm inversion for receiver functions with application to crust and uppermost mantle structure beneath Eastern Australia, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1829-1832.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・一ノ瀬洋一郎・瀬尾和大・山崎謙介・大保 直人・山本善俊・小口雄康・長能正武(1976):東京の基盤構造, 地震研究所彙報, 51, 1-11.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・黒羽公明(1978):東京の基盤構
 造その3,地震研究所彙報,53,305-318.
- 鈴木宏芳・広部良輔・渡辺 健(1993):人工地震による神奈川県東部地域の地下構造調 査,防災科学技術研究所研究報告, 51, 23-40.
- 鈴木宏芳(1996):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 学研究所研究報告, 56, 7-123.

- 田中康久・纐纈一起・三宅弘恵・谷本俊郎 (2008): レイリー波振幅比インバージョンに よる関東平野のS 波速度構造推定(2): K-NET サイトでの検証,日本地球惑星 科学連合 2008 年大会予稿集, S146-020.
- 東京電力株式会社(2007): 柏崎刈羽原子力発電所における平成 19 年新潟県中越沖地 震時に取得された地震観測データの分析に係る報告(第一報)概要,

http://www.meti.go.jp/committee/materials/downloadfiles/g70802a07j.pdf.

- 鳥海 勲・竹内吉弘・大場新太郎・堀家正則・井上 豊・馬場研介(1990): 大阪平野の
 地下構造-北港発破実験(1988年)による-, 地震, 第2輯, 43, 311-320.
- 津野靖士・工藤一嘉(2008):長周期のアレー微動データおよび強震記録の解析による静岡 県南部のS波速度構造の推定,物理探査, 61,499-510.
- Vozoff, K and Jupp, D.L.B. (1974): Joint inversion of geophysical data, Geophys.J.Roy.Astr.Soc., 42, 977-991.
- 山水史生・高橋 博・太田 裕・後藤典俊(1981):やや深い構造のS波速度(Ⅲ)-府中2,750m地震観測井における測定とまとめ-,地震,第2輯,34,465-479.
- 山水史生・鈴木宏芳・笠原敬司・浅野周三・安井 譲・平間邦興・若松邦夫・桑原 徹・ 奥田 暁・井川 猛・太田陽一(1991):首都圏における反射法地震調査1.府中 地殻活動観測井における VSP, 地震学会講演予稿集, 2, 149.
- 山水史生・笠原敬司・鈴木宏芳・井川 猛・太田陽一・稲盛隆穂(1992a): 岩槻深層観測 井における反射法地震探査(1), 地震学会予稿集, 1, 142.
- 山水史生・笠原敬司・鈴木宏芳・井川 猛・太田陽一・稲盛隆穂(1992b): 岩槻深層観測 井における反射法地震探査(2), 地震学会予稿集, 2, 14.
- 山水史生・笠原敬司・鈴木宏芳・井川 猛・足立幾久(1993): 下総深層観測井における 反射法地震探査, 地震学会予稿集, 2, 261.
- 山水史生 (2004): 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, pp75.
- 山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎・嶋 悦三・柳沢馬澄(1986):人工地震によ る首都圏南西部の地下構造探査(2),地震,第2輯, **39**, 607-620.
- Yamanaka, H., Seo K., and Samano T. (1989): Effects of sedimentary layers on surface-wave propagation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 631-644.
- 山中 浩明・古屋 伸二・野澤 貴・佐々木 透・高井 剛(1995):関東平野におけるやや長 周期微動のアレイ観測:東京都江東地区における S 波速度構造の推定,日本建 築学会構造系論文集, 478, 99-105.

- Yamanaka, H., and Aoi, S.(1996): Estimation of basement depth along the Sumiyoshi river in Kobe city - Travel time analysis of P-, S-, SP-waves from an earthquake array observation, J. Phys. Earth, 44, 543-552.
- 山中浩明・佐藤浩章・栗田勝実・瀬尾和大(1999):関東平野南西部におけるやや長周期 微動のアレイ観測-川崎市および横浜市のS波速度構造の推定-,地震,第2 輯, 51, 355-365.
- 山中浩明・福元俊一・入江紀嘉(2005):見掛比抵抗と微動 H/V スペクトルのピーク周期の同時逆解析による表層地盤構造の推定,物理探査, 58,421-430.
- 山中浩明・山田伸之(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,物理探査,59,549-560.

横田治彦・片岡俊一・田中貞二・吉沢静代(1989): 1923 年関東地震のやや長周期地震動 今村2倍強震計記録による推定,日本建築学会構造系論文報告集,401,35-45. 横田治彦・片岡俊一・田中貞二(1990):東京における1923 年関東地震のやや長周期地震

動, 第8回日本地震工学シンポジウム論文集, 637-642.

- 吉田邦一・吉見雅行・鈴木晴彦・森野道夫・滝沢文教・関口春子・堀川晴央(2007):長 周期地震動計算のための石狩平野および勇払平野の3次元堆積盆地構造モデル, 活断層・古地震研究報告,7,1-29.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994) Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, J. Geophys. Res., 99, 22313-22329.
- Zhao, L., T. Zheng, and W. Xu (2004): Modeling the Jiyang depression, northern China, using a wave-field extrapolation finite-difference method and waveform inversion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94, 988-1001.

2 地震動の表面波部分の H/V スペクトルと深部地盤の S 波速度構造 モデルの関係

2.1 はじめに

地震動の表面波部分の水平動と上下動のスペクトル比(以下,H/V スペクトルという) は、地震動のコーダ部分のラディアル成分と上下動成分のスペクトル比を取ることによ り震源の影響をキャンセルすることができると考える手法である。また、地震毎による ばらつきが小さく(大熊ほか,2002)、1つの観測点のみの記録で計算ができるため簡 便な手法である。岡田ほか(1993)では、地震のアレイ観測により、地震動のコーダ部 分に含まれる表面波の位相速度と微動アレイ探査により得られた位相速度が良く調和し ている結果を得ている。また、佐藤ほか(1998)では、S波初動から充分経過した後の コーダ部分の H/V スペクトルと常時微動の H/V スペクトルが整合しているとの観測結 果を得ている。常時微動は表面波が優勢であり、常時微動の H/V スペクトルはレイリー 波基本モードの理論楕円率とほぼ整合する(時松ほか、1994)と指摘されているため、 地震動のコーダ部分は表面波が優勢であると考えられる。コーダ部分に着目するため、 解析に用いる時間ウインドウを伸ばすことができ、やや深い構造に起因する地震動の周 期 1 秒以上のピークを抽出できる可能性のある方法である。

既往の3次元S波速度構造モデルの構築に関する研究では、H/V スペクトルを用いたS波速度構造モデルの修正が多く行なわれている。例えば、Aoi et al.(2008)では、ボ ーリングデータや反射法地震探査データを用いて作成された地質構造モデルに対し、石 狩・勇払平野のK-NET・KiK-net 観測点において地震動のH/Vスペクトルのピーク周 期を用いたS波速度構造モデルの修正を行なっている。その結果、2003年十勝沖地震 の観測波形を良く説明することができたとしている。また、纐纈・三宅(2006)では、地 下構造の標準的なモデル化手法としてH/Vスペクトルによる推定法を挙げ、地震調査研 究推進本部(2008)でも、強震動予測手法のいわゆる「レシピ」としてS波速度構造モ デルの推定法のひとつとして取り上げている。これらの研究では、H/Vスペクトルのピ ーク周期のみを用いたS波速度構造モデルの修正が行なわれているが、ピーク周期とい う限られた情報を用いているため、S波速度構造モデルの任意性が高いことは明らかで ある。しかし、既往の研究では、推定されるS波速度構造モデルにどの程度の任意性が あるのかについての厳密な検討はなされていない。そこで本章では、まず、H/Vスペク トルのピーク周期と深部地盤のS波速度構造モデルの関係について考察を行い、H/Vス

ペクトルのピーク周期が深部地盤のS波速度構造モデルで計算されるレイリー波の理論 楕円率のピーク周期と良く整合することを明らかにする。さらに,数値実験によりH/V スペクトルのピーク周期を用いたS波速度構造モデルの逆解析における誤差分布につい て検討を行い,S波速度と層厚のトレードオフについての定量的な検討を行なった。

2.2 解析方法

解析では、S 波初動から 20 秒後以降のデータを約 163 秒間抜き出し、ラディアル成 分と上下動成分のフーリエスペクトルを求め、H/V スペクトルを求めた。フーリエスペ クトル算出の際には、バンド幅 0.05Hz の Parzen Window (大崎、1994) による平滑 化を行っている。ラディアル成分のスペクトルを用いるのは、レイリー波が主に震央方 向から伝播していると仮定しているからである。対象とする地震は、長周期成分が含ま れるようにM6 以上の地震を対象とした。レイリー波の理論楕円率は、Arai and Tokimatsu (2004) を参考に、基本モードから 4 次モードまでを考慮して以下の式のよ うに求めた。

$$\frac{H}{V} = \sqrt{\frac{P_{HR}}{P_{VR}}}$$

$$\therefore z \neq \overline{c}, \qquad (2-1)$$

$$P_{VR} = \sum_{j=0}^{M} P_{VR_j}, \quad P_{HR} = \sum_{j=0}^{M} P_{HR_j}$$
(2-2)

 P_{VR_j} , P_{HR_j} はそれぞれ, j 次モードのレイリー波の鉛直成分および水平成分の相対パワーであり, レイリー波のミディアムレスポンス A_{R_j} を用いて,

$$P_{VR_j} = \left(\frac{A_{Rj}}{k_{Rj}}\right)^2 \tag{2-3}$$

$$P_{HR_{j}} = P_{VR_{j}} \cdot \varepsilon_{j}^{2} \tag{2-4}$$

と表せる。 k_{Rj} はレイリー波の波数、 ε_j はj次モードのレイリー波の楕円率である。 上記の式ではレイリー波のみを考えている。Mは4次までのモードを考慮した。

H/Vスペクトルの計算では,長周期帯域までの高次モードの計算が必要になるため, 上野ほか(2002)による地殻-マントルの速度構造を参考に,表 2-1 に示した速度構造 を地震基盤の下部に接続させた。

表	2 - 1	地殻-マン	トルの速度構造
1	<u> </u>		177 沙龙及府道,

Upper Depth	Vs	Vp	ρ
(km)	(km∕s)	(km/s)	(g/cm ³)
10	3.8	6.5	2.97
30	4.4	8.0	3.33
180	4.8	8.5	3.60
450	5.5	10.0	4.10

2.3 H/V スペクトルと深部地盤の S 波速度構造モデルの関係

2.3.1 はじめに

本節では、地震動の H/V スペクトルのピーク周期とレイリー波の理論楕円率のピーク周期の関係と、H/V スペクトルを用いた S 波速度構造モデル推定の妥当性の検討を行う。

まず,地震基盤相当が確認されている KiK-net 観測点において,観測 H/V スペクト ルと理論楕円率の比較を行った。ボーリングの深度が 0.5km 以上で,最下層の S 波速度 が 2.5km/s 以上の地震基盤相当層が確認されている地点について検討を行った。

また、地震基盤深度がより深い地盤においての妥当性を検証するために、関東地方で 微動探査によって深部のS波速度構造が推定されている地点においても同様に比較を行 い、地震基盤深度が3kmを超えるような地盤においても同様の検討を行った。

S波速度構造モデル推定の妥当性の検討は,基礎的な数値実験および既往の微動探査 データとの比較により行った。

2.3.2 ボーリングデータとの比較

地震基盤相当層が確認されている KiK-net 観測点を図 2-1 に示す。ここで得られて いる 2005 年以前の M6 以上の地震を対象として解析を行った。図 2-2 に地震の震央位 置を,表 2-2 に震源の諸元を示す。太平洋側の地震が多いが,内陸型の地震である, 2000 年鳥取県西部地震,2004 年新潟県中越地震,2005 年福岡県西方沖地震も解析の対 象としている。

 $\mathbf{24}$



				中沙	ŧ	Δŷ	世 1	十男									
番号	年		時分秒 -	₽ ₽	T T T T T T T T T T T T T	4 名			Ξ	震央地名			Y MINHU8 亜西西			GIFHU9 引用	M1GHUI
				īΧ	F	īĶ	R	(KIII)			成日		出到师	ШЙ	JL 15	之间	ШШ
	999 1	24	09:37:6.0	30	34.1	131	17.4	40	6.6	種子島近				•	•		
2	0000	7	06:16:43.2	36	49.5	135	33.7	21	6.2	石川県西方沖				•	•	•	
3	2 000	6	03:57:44.9	34	12.7	139	13.8	15	6.1	新島·神津島近海						•	
4	2 000	21	03:39:18.6	36	31.7	141	7.1	49	6.4	茨城県沖							•
2	000 8	9	16:27:13.3	28	49.2	140	5.1	445	7.2	小笠原諸島西方沖							•
9	000 10	9 (13:30:17.9	35	16.4	133	20.9	6	7.3	鳥取県西部				•	•	•	
7	2001 3	24	15:27:54.5	34	7.9	132	41.6	46	6.7	安芸灘				•	•	•	
8	2001 12	2 2	22:01:55.2	39	23.9	141	15.7	122	6.4	岩手県内陸南部							•
6	002 6	29	02:19:33.0	43	30.2	131	23.5	589	7	ウラジオストク付近							•
10	002 1	1 3	12:37:43.6	38	53.7	142	8.3	46	6.3	宮城県沖							•
11	2 2003	26	18:24:33.4	38	49.2	141	39	72	7.1	宮城県沖	•	•	•				•
12 2	003 7	26	07:13:31.5	38	24.3	141	10.2	12	6.4	宮城県中部	•	•					•
13 2	003 7	27	15:25:34.2	46	49.1	139	8.8	487	7.1	日本海北部							•
14	003 9	26	04:50:7.4	41	46.7	144	4.7	45	8	十勝沖	•	•					•
15	003 9	26	06:08:1.8	41	42.5	143	41.4	21	7.1	十勝沖	•	•					•
16	003 10	31	10:06:30.6	37	49.9	142	41.7	33	6.8	宮城県沖		•	•				•
17 2	2003 11	12	17:26:42.6	33	9.8	137	2	395	6.5	三重県南東沖	•	•					•
18	004 9	5	19:07:7.5	33	1.9	136	47.8	38	7.1	三重県南東沖			•	•	•	•	
19 2	004 9	5	23:57:16.8	33	8.2	137	8.4	44	7.4	三重県南東沖			•	•	•	•	
20	004 9	7	08:29:36.2	33	12.5	137	17.5	41	6.5	三重県南東沖			•	•	•	•	
21 2	004 9	8	23:58:23.1	33	7	137	17.2	36	6.5	三重県南東沖				•	•	•	
22	004 10) 23	17:56:0.3	37	17.5	138	52	13	6.8	新潟県中越地方	•	•	•			•	•
23 2	004 10) 23	18:03:12.6	37	21.2	138	59	6	6.3	新潟県中越地方	•	•					•
24 2	2004 10) 23	18:11:56.7	37	15.1	138	49.7	12	9	新潟県中越地方		•					
25 2	2004 10) 23	18:34:5.6	37	18.3	138	55.8	14	6.5	新潟県中越地方	•		•				•
26 2	2004 10) 27	10:40:50.2	37	17.5	139	2	12	6.1	新潟県中越地方	•	•	•				
27	2005 3	20	10:53:40.3	33	44.3	130	10.5	6	7	福岡県北西沖				•	•		
28	2005 4	11	07:22:15.6	35	43.6	140	37.2	52	6.1	千葉県北東部			•				
29 2	2005 7	23	16:34:56.3	35	34.9	140	8.3	73	9	千葉県北西部	•		•				
30	2005 8	16	11:46:25.7	38	8.9	142	16.6	42	7.2	宮城県沖	•		•				•
31 2	2005 8	24	19:15:29.6	38	26.6	143	5.1	14	6.3	三陸沖							•
32 2	2005 10	19	20:44:42.6	36	22.9	141	2.5	48	6.3	茨城県沖							•
33	2005 11	15	06:38:51.3	38	1.6	144	56.6	45	7.2	日陸ゴ							•
34 2	2005 12	2	22:13:7.9	38	4.3	142	21.2	40	6.6	宮城県沖							•
35 2	2005 12	2 17	03:32:13.4	38	26.9	142	10.8	40	6.1	宮城県沖							•

の諸元
也震
いたま
E I I I I I I I I I I I I I
まがに
角
2 - 2

表

図 2-3a~図 2-3g にボーリング柱状図を示す。以下に,柱状図の特徴を簡単に述べる。

関東地方では、CHBH13(成田)の地震基盤深度は約0.86kmであり、地震基盤の上位のS波速度は0.71km/sであり、速度コントラストが強い(山水、2004)。IBRH07(江戸崎)の地震基盤深度は0.85kmであり、地震基盤の上位の地層のS波速度は0.65km/sであり、成田と同様に速度コントラストが強い。YMNH08(西野原)の地震基盤深度は約0.6kmであり、地震基盤の上位にはS波速度1.4km/sの層がやや厚く堆積している。

OSKH01(田尻)および OSKH02(此花)は大阪平野に位置しており,S 波速度 0.5km/s の層が厚く堆積している。基盤のS 波速度が得られていないが,ここでは基盤のS 波速 度を 3km/s として理論楕円率の計算を行った。それぞれの地震基盤深度は,約 0.7km と約 1.55km である。

濃尾平野の GIFH09(羽島)の基盤深度は約 0.72km であり、地震基盤の上位の S 波速度は 1.03km/s である。

仙台平野の MYGH01(仙台)の地震基盤深度は約 0.7km であり,地震基盤の上位に S 波速度 2.5km/s の層が厚く堆積している。深度 0.1km 付近において S 波速度が 1.75km/s から 0.56km/s へ急激に変化している。













図 2-4a~図 2-4g に各地点での観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較を示す。

CHBH13(成田)の観測 H/V スペクトルは周期約3秒に谷を有し,周期5~6秒にピークを有する。ただし,地震毎に振幅にややばらつきが見られる。理論楕円率は周期6 秒程度にピークが見られ,観測 H/V スペクトルのピークと整合的である。また,谷の周期も観測データを良く説明できている。周期2秒以下において,観測データに比べ理論値の振幅が過小評価であるが,これは深度0.1 km以浅の低速度の層を考慮していないためであると考えられる。

IBRH07(江戸崎)では,周期 1.5 秒と 4.4 秒付近にスペクトルのピークが見られる, 2 つのピーク周期および周期 2 秒付近の谷の周期は概ね説明できている。

YMNH08(西野原)では,周期 1.3 秒程度のピークが良く説明できている。観測 H/V スペクトルの周期 0.2 秒のピークが一致していないのは,ごく浅部の速度構造を考慮し ていないためであると考えられる。

OSKH01(田尻)では,観測データの周期3秒程度のピークと周期2秒程度の谷の周期が,理論楕円率では説明できなかった。

OSKH02(此花)では、観測データの周期8秒程度のピークおよび3秒程度の谷の周期が概ね説明できている。ただし、OSKH01(田尻)および OSKH02(此花)の深度 0.5 km以浅は 0.5 km/s の単一速度の層が地表まで続いており、検層結果の信頼性にやや疑問が残る。

GIFH09(羽島)では、周期4秒程度のピークは良く説明できているが、周期0.6秒 程度のピークは説明できていない。ごく表層の速度モデルを考慮していないためと考え られる。

MYGH01(仙台)では、周期1秒程度のピークが概ね説明できている。

以上のように、観測 H/V スペクトルの長周期側のピーク周期および谷の周期につい ては、レイリー波の楕円率で概ね説明できている。振幅については、概ね同程度か理論 値が過小評価の地点が多かった。この検討ではラブ波を考慮しておらず、それが振幅の 不一致になったと考えられる。したがって、水平動に寄与するラブ波の比率を精度良く 推定しないと振幅までは説明できないと考えられる。長周期側の谷より短周期において は、ピーク周期、振幅ともにあまり説明できていない。原因としては、ごく表層の速度 構造を適切に考慮していないことが考えられる。


図 2-4(a) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較(CHBH13 成田) 左図灰色線:地震毎の観測 H/V スペクトル 左図太線:観測 H/V スペクトルの相乗平均 左図点線:理論楕円率 右図:S波速度構造



図 2-4(b) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図(IBRH07 江戸崎) 左図灰色線:地震毎の観測 H/V スペクトル 左図太線:観測 H/V スペクトルの相乗平均 左図点線:理論楕円率 右図:S波速度構造



図 2-4(c) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図(YMNH08 西野原) 左図灰色線:地震毎の観測 H/V スペクトル 左図太線:観測 H/V スペクトルの相乗平均 左図点線:理論楕円率 右図:S波速度構造



図 2-4(d) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図(OSKH01 田尻)
 左図灰色線:地震毎の観測 H/V スペクトル
 左図太線:観測 H/V スペクトルの相乗平均
 左図点線:理論楕円率 右図:S波速度構造



図 2-4(e) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図(OSKH02 此花) 左図灰色線:地震毎の観測 H/V スペクトル 左図太線:観測 H/V スペクトルの相乗平均 左図点線:理論楕円率 右図:S波速度構造



図 2-4(f) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図(GIFH09 羽島)
 左図灰色線:地震毎の観測 H/V スペクトル
 左図太線:観測 H/V スペクトルの相乗平均
 左図点線:理論楕円率 右図:S波速度構造





2.3.3 微動アレイ探査結果との比較

ここでは、地震観測点近傍で実施された微動アレイ探査による S 波速度構造モデル を用いて、観測 H/V スペクトルとの比較を行った。図 2-5 に微動アレイ探査と地震観 測点の分布を示す。図 2-6 には、解析に用いた地震の震央位置を、表 2-3 には地震の 諸元を示す。



図 2-5 微動アレイ探査と H/V スペクトルとの比較を行った地点 上段:地震観測点名,下段:微動アレイ探査地点名 背景は,100万分の1地質図(産業技術総合研究所,2003)



図 2-6 解析に用いた地震の震央位置

		12 1 1	辯	ŧ	粱	度	れ黙	:	東上寺な	CHB002	CHB003	CHB014	CHB013	TKY020	SITH03	SITH04
п		再 うち こう こう しょう しょう しょう しょう しょう しょう しょう しょう しょう しょ	鱼	÷	! 世	ۍ ۲	(my)	ĺΫ	震失地名	松口	中#	柏馬	医茂	加近	₩ 00	所沢
-	1-	1:37:14.3	35	38.3	141	13	52	6.4	千葉県東方沖	•	Ţ	•	1.1.1.1.1		[
<i>с</i>	-	7:54:47.7	35	41.3	140	44.7	48	6.1	千葉県東方沖	•	•	•		•		
1	ŏ	3:39:18.6	36	31.7	141	7.1	49	6.4	茨城県沖	•						
9	Ē	6:27:13.3	28	49.2	140	5.1	445	7.2	小笠原諸島西方沖	•	•	•				
2	3	2:01:55.2	39	23.9	141	15.7	122	6.4	岩手県内陸南部	•	•	•				
e	-	2:37:43.6	38	53.7	142	8.3	46	6.3	宮城県沖			•		•		
9	Ĩ	8:24:33.4	38	49.2	141	39	72	7.1	宮城県沖	•	•	•	•	•	•	•
9	Ö	7:13:31.5	38	24.3	141	10.2	12	6.4	宮城県中部	•	•	•			•	•
9	0	4:50:7.4	41	46.7	144	4.7	45	8	十勝沖	•	•	•		•	•	•
9	0	6:08:1.8	41	42.5	143	41.4	21	7.1	十勝沖					•	•	•
31	Ē	0:06:30.6	37	49.9	142	41.7	33	6.8	宮城県沖	•	•	•		•	•	
2	[``	7:26:42.6	33	9.8	137	2	395	6.5	三重県南東沖	•	•	•	•	•	•	•
2	-	9:07:7.5	33	1.9	136	47.8	38	7.1	三重県南東沖			•		•	•	•
2	2	3:57:16.8	33	8.2	137	8.4	44	7.4	三重県南東沖			•		•	•	•
2	õ	8:29:36.2	33	12.5	137	17.5	41	6.5	三重県南東沖						•	
33	-	7:56:0.3	37	17.5	138	52	13	6.8	新潟県中越地方		•	•	•	•	•	•
33	1	8:03:12.6	37	21.2	138	59	6	6.3	新潟県中越地方		•				•	•
33	Ē	8:11:56.7	37	15.1	138	49.7	12	9	新潟県中越地方						•	•
33	-	8:34:5.6	37	18.3	138	55.8	14	6.5	新潟県中越地方						•	•
2	Ē	0:40:50.2	37	17.5	139	2	12	6.1	新潟県中越地方		•	•	•	•	•	•
	0	7:22:15.6	35	43.6	140	37.2	52	6.1	千葉県北東部	•	•	•		•	•	•
33	Ē	6:34:56.3	35	34.9	140	8.3	73	9	千葉県北西部	•	•	•	•	•	•	•
9	-	1:46:25.7	38	8.9	142	16.6	42	7.2	宮城県沖		•	•			•	•
6	2	0:44:42.6	36	22.9	141	2.5	48	6.3	茨城県沖	•	•	•			•	•
2	õ	6:38:51.3	38	1.6	144	56.6	45	7.2	三陸沖	•		•			•	•
2	~	2:13:7.9	38	4.3	142	21.2	40	6.6	宮城県沖	•					•	•
	l															

表 2-3 解析に用いた地震の諸元

気象庁HPより http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/shindo_db/shindo_index.html

図 2-7aは、SITH04(所沢)における観測 H/V スペクトルと松岡・白石(2002)による TKS での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。観測 H/V スペクトル のピーク周期は 7 秒程度であるが、理論楕円率のピーク周期は 8 秒程度でありやや長周 期側である。しかし、周期 3 秒程度の谷から周期 7 秒程度のピークまでのスペクトルの 形状は良く対応している。

図 2-7bは, SITH03(日高)における観測 H/V スペクトルと松岡・白石(2002)による HKS での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。周期 7 秒程度のピークの周期および周期 3 秒程度の谷の周期はほぼ整合している。

図 2-7cは CHB002(松戸)における観測 H/V スペクトルと千葉県(2001)による No.11 での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。理論楕円率のピークが観測に 比べ若干長周期であるが、概ね整合している。

図 2-7dは CHB003(白井)における観測 H/V スペクトルと千葉県(2001)による No.1 4 での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。周期 7 秒程度のピークの周 期および周期 3 秒程度の谷の周期はほぼ整合している。ピークの振幅は若干過小評価で ある。

図 2-7eは CHB014 (姉崎) における観測 H/V スペクトルと千葉県(2004)による IIC での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。観測,理論ともに周期 10 秒 以上にピークを有する傾向は一致しているが,観測 H/V スペクトルのピークがやや安定 していない。解析に用いた地震は M6.5 程度の地震が多く,周期 10 秒程度の波動のパワ ーが小さく,観測データのピークの不安定さの原因であると考えられる。

図 2-7f は CHB013 (茂原) における観測 H/V スペクトルと山中・山田(2002)による MBR での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。観測,理論ともに周期 10 秒程度にピークを有する傾向は一致している。姉崎のデータと同様に観測ピーク 周期がやや不安定である。

図 2-7gは TKY020(塩浜)における観測 H/V スペクトルと東京都(2002)による KOT での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。観測 H/V スペクトルのピーク 周期がややばらついているが,周期 4 秒程度にスペクトルの谷が位置する傾向は良く一 致している。

以上のように、周期7秒程度以上の観測 H/V スペクトルのピーク周期はやや不安定 であるものの、微動アレイ探査で推定された地震基盤深度が3kmを超えるような速度構 造であっても、観測 H/V スペクトルのピーク周期や谷の周期の傾向を良く説明できるこ とが確認できた。ピーク周期の振幅については、過小評価の傾向がある。さらに、より

短周期では両者に大きな差がある。ボーリングデータとの比較と同様に、ラブ波の影響 を考慮する必要があると考えられる。表 2-3 に CHBH13 と MYGH01 における H/V ス ペクトルのピーク周期とピーク振幅の地震毎の平均値と標準偏差を示す。さらに標準偏 差と平均値の比も併せて示す。ピーク周期の変動は、ピーク振幅の変動に比べ約半分程 度小さいことがわかる。このように、地震毎の H/V スペクトルのピーク周期は概ね安定 しているが、振幅についてはばらつきが大きい。これは、地震の到来方向、伝播経路の 速度構造の影響、地震毎のレイリー波とラブ波の構成比の違い、地震毎の長周期成分で の S/N の違いなどに起因していると考えられる。

以上のことから、ボーリングデータや微動探査などの異なるデータから推定された S 波速度構造により計算されるレイリー波の楕円率のピーク周期と H/V スペクトルのピ ーク周期が対応することが示された。

図 2-8には、レイリー波の基本モードの理論楕円率と4次モードまで考慮した理論 楕円率の比較を示す。MYGH01のようにピーク周期が周期5秒程度以下のような場合に は両者に大きな違いは見られない。また、OSKH02のようにピーク周期が5秒以上であ っても、S波速度構造が基盤と堆積層のほぼ2層で表せるような比較的単純な場合は、 ピーク周期に大きな違いは見られない。MBRのように中間層が厚く堆積するような速 度モデルでは、両者の形状・ピーク周期は大きく異なる可能性がある。



図 2-7(a) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図 地震観測点:SITH04 (所沢), 微動アレイ探査:松岡・白石(2002)TKS 左図灰色線:地震毎の観測 H/V スペクトル 左図太線:観測 H/V スペクトルの相乗平均 左図点線:理論楕円率 右図:S波速度構造



図 2-7(b) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図 地震観測点:SITH03(日高),微動アレイ探査:松岡・白石(2002)HKS 左図灰色線:地震毎の観測 H/V スペクトル 左図太線:観測 H/V スペクトルの相乗平均 左図点線:理論楕円率 右図:S波速度構造



図 2-7(c) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図
 地震観測点: CHB002(松戸), 微動アレイ探査:千葉県(2001)No.11
 左図灰色線:地震毎の観測 H/V スペクトル
 左図太線:観測 H/V スペクトルの相乗平均
 左図点線:理論楕円率 右図:S波速度構造



図 2-7(d) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図 地震観測点: CHB003 (白井), 微動アレイ探査:千葉県(2001)No.14 左図灰色線:地震毎の観測 H/V スペクトル 左図太線:観測 H/V スペクトルの相乗平均 左図点線:理論楕円率 右図:S波速度構造



地震観測点:CHB014 (姉崎),微動アレイ探査:千葉県(2004)IIC 左図灰色線:地震毎の観測 H/V スペクトル 左図太線:観測 H/V スペクトルの相乗平均 左図点線:理論楕円率 右図:S波速度構造



図 2-7(f) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図 地震観測点: CHB013 (茂原), 微動アレイ探査:山中・山田(2002)MBR 左図灰色線:地震毎の観測 H/V スペクトル 左図太線:観測 H/V スペクトルの相乗平均 左図点線:理論楕円率 右図:S波速度構造



図 2-7(g) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図
 地震観測点:TKY020(塩浜),微動アレイ探査:東京都(2002)KOT
 左図灰色線:地震毎の観測 H/V スペクトル
 左図太線:観測 H/V スペクトルの相乗平均
 左図点線:理論楕円率 右図:S波速度構造

表 2-4 CHBH13 と MYGH01 における

H/V スペクトルのピーク周期と振幅,それらの標準偏差および標準偏差との比

SITE	①Peak Period ②Standard Deviation Ratio(=②/①)	①Peak Amplitude ②Standard Deviation Ratio(=②/①)
CHBH13	5.78 0.84 0.15	6.08 2.07 0.34
MYGH01	1.12 0.09 0.08	31.61 13.62 0.43



(a) MYGH01 (仙台), (b)OSKH02 (此花), (c)山中 · 山田(2002)MBR

2.4 数値実験による S 波速度構造モデル推定に関する妥当性の検討

本節では、H/V スペクトルを用いた S 波速度構造の推定に関する妥当性の検討を行った。基礎的な数値実験によるパラメータスタディを行い、S 波速度構造モデルの推定 法としての妥当性を検討する。以下に、数値実験の概要を示す。

図 2-9 に数値実験に用いた S 波速度構造とレイリー波の理論楕円率を示す。H/V スペクトルのピーク周期を用いて、観測 H/V スペクトルのピーク周期との誤差を

$$E = \left[\left(T^{O} - T^{C} \right) \middle/ T^{O} \right]^{2} \tag{2-5}$$

により求める。ここで, To, To はそれぞれ観測ピーク周期および理論楕円率のピー ク周期である。図 2-10 はこの誤差の分布であり、各層の S 波速度と層厚のみを変化さ せた場合の誤差の分布を示している。変化させた以外の層のS波速度と層厚は正解値に 固定している。誤差分布を見ると、すべての層において、幅の狭い誤差の谷が細長く見 られ、卓越周期のデータのみでは、モデルを推定することが難しいことを示唆している。 また,第1層の層厚を 0.2km 程度に固定した場合に,S波速度を変化させても誤差はほ ぼ0となっており、S波速度に対する感度が低くなっている。したがって、ピーク周期 のみでは、観測データの情報量が少なく、広い探索範囲だとモデルの絞込みが難しいと 考えられる。KiK-net 成田観測点の PS 検層結果の第1層のS波速度を変化させた場合 のH/Vスペクトルとレイリー波の位相速度の変化の様子を調査した。図2-11にその結 果を示す。PS 検層の結果のモデルを Model1, 第1層の S 波速度を 0.43km/s から 0.2km/s へ低下させた場合のモデルを Model2 と呼ぶことにする。図 2-11a は理論 H/V スペク トル,図 2-11b はレイリー波の理論位相速度を示している。灰色線および点線はそれ ぞれ, Model1 および Model2 による計算結果である。H/V スペクトルのピーク周期は, Model1 では, 5.88 秒, Model2 では 6.06 秒でありほとんど変化が無かった。この傾向 は、上記に示した数値実験の結果と同じ傾向である。理論楕円率のピーク周期のみを用 いる限り, S 波速度構造の違いを識別することは難しい。一方, レイリー波の位相速度 は周期7秒以下において, Model1の場合の位相速度が遅くなっており変化が大きい。S 波速度構造の相違が明瞭に計算結果に現われている。以上の結果から H/V スペクトルの ピーク周期だけでは、S波速度構造を推定することが難しいことが確認された。

図 2-12 には, 第5章で述べる琵琶湖地域における SIG005 での H/V スペクトルの ピーク周期によって修正されたS波速度構造モデルと宮腰ほか(1998)による微動探査結 果の比較を示す。H/V スペクトルのピーク周期により推定されたモデルは, 深度 0.2km

までは微動探査結果と概ね一致しているが,深度 0.2km 以深の S 波速度構造の違いにより, 観測された微動の位相速度を説明できていない。数値実験で示したように, H/V スペクトルのピーク周期を満たす S 波速度構造モデルのパラメータは広範囲に分布するため, 堆積層内の速度層の構成比率を一定した強い拘束条件が設けられている。このような強い拘束条件を用いれば, ほぼひとつのモデルを決定することができるが, 図 2-12 に示したように, 観測された微動の位相速度を説明することができないため, 異なる拘束条件が必要である。H/V スペクトルデータを用いる場合には, 他種類のデータとの同時逆解析が必要になると考えられる。同時逆解析については第4章で述べることにする。



図 2-9 数値実験に用いたレイリー波の楕円率(a)とS波速度構造(b) 左図丸は H/V スペクトルのピーク周期を示す。



図 2-10 H/V スペクトルの誤差分布

(a)第1層のパラメータを変化させた場合の誤差分布 (b)第2層 (c)第3層 各図の黒丸は正解モデルを示す。



図 2-11 表層の S 波速度構造を変化させたときの

H/V スペクトルと位相速度の変化の様子

(a)H/Vスペクトル,(b)レイリー波の位相速度 灰色線:KiK-net 成田観測点の PS 検層結果による計算結果 点線:第1層のS波速度を 0.2km/s とした場合の計算結果

(c)S波速度構造

灰色線:KiK-net 成田観測点のPS 検層結果(山水, 2004) 点線:第1層のS波速度を 0.2km/s とした場合のS波速度構造



図 2-12 SIG005 における H/V スペクトルに基づいて修正された S 波速度構造と 宮腰ほか(1998)による S 波速度構造の比較

- (a)点線:H/V スペクトルに基づいて修正された S 波速度構造により計算され るレイリー波の理論位相速度
- 灰色線: 宮腰ほか(1998)による S 波速度構造により計算されるレイリー波の理論位相速度
- (b)S 波速度構造モデル 点線:H/V スペクトルに基づいて修正された S 波速度構造,灰色線:宮腰ほか(1998)による S 波速度構造

2.5 まとめ

地震動の表面波部分の H/V スペクトルのピーク周期が,ボーリング孔での検層結果 より計算されるレイリー波の理論楕円率のピーク周期と整合することを確認した。また, 関東地方の微動アレイ探査によって推定された地震基盤が深い観測点においても,地震 動の H/V スペクトルとレイリー波の理論楕円率は良く整合した。理論楕円率を計算する 場合,堆積層と地震基盤の速度コントラストが大きい地盤では,基本モードの理論 H/V スペクトルを計算すればよいが,S波速度が深度により徐々に増加するような地盤では, 高次モードを考慮した計算が必要になる。地震動の H/V スペクトルのピーク周期はピー ク振幅に比べ安定していることが確認できた。

数値実験により H/V スペクトルを用いた S 波速度構造の推定に関する妥当性の検討 を行った。その結果,第1層の S 波速度の分解能が低く,その他の層においても S 波速 度と層厚の間に強いトレードオフの関係が見られた。KiK-net 成田観測点における速度 構造モデルでもパラメータスタディを行った。その結果,数値実験と同様に,表層の S 波速度を変化させても H/V スペクトルのピーク周期にほとんど変化が無いことを確認 した。琵琶湖地域の SIG005 観測点において H/V スペクトルのピーク周期を用いて修正 された S 波速度構造と既往の微動探査結果を比較したところ,微動の位相速度を説明す ることができなかった。

このように、H/V スペクトルデータのピーク周期だけでは S 波速度構造を推定する ことは難しい。H/V スペクトルの振幅は、地震毎に振幅が安定しておらず、また、短周 期では振幅に大きな差があり、H/V スペクトルの振幅を用いて S 波速度構造を推定する ためには、地震毎のレイリー波とラブ波の構成比の違い、地震の到来方向や伝播経路の 速度構造による影響などを考慮しなければならず、課題が多い。H/V スペクトルのピー ク周期を用いるには、既知的情報による拘束条件を用いるあるいは他種類のデータとの 同時逆解析が必要になると考えられる。

2.6 参考文献

- Arai, H. and Tokimatsu, K. (2004): S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 94, 53-63.
- 千葉県(2001):平成12年度地震関係基礎調査交付金 千葉県地下構造調査に関する
 調査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Chiba5frm.htm.
- 千葉県(2004):平成 15 年度地震関係基礎調査交付金 千葉県地下構造調査に関する 調査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Chiba8frm.htm.

地震調査研究推進本部(2008):付録3.震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レ

シピ」), http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08_yosokuchizu/a3.pdf.

- 纐纈一起・三宅弘恵(2006): 強震動予測のための地下構造の標準的なモデル化手法,物 理探査学会第115回学術講演会論文集,5-8.
- 松岡達郎・白石秀孝(2002):関東平野の深部地下構造の精査を目的とした微動探査法の適用性一埼玉県南部地域の三次元 S 波速度構造の推定,物理探査, 55, 127-143.
- 宮腰 研・香川敬生・鶴来雅人・赤澤隆士・趙 伯明・野口竜也・福本和正・藤原悌三, (1998):微動探査法による彦根市の地下構造探査,物理探査学会第 99 回学術 講演会論文集, 164-167.
- 岡田 広・凌 甦群・石川 顕・宮腰 研(1993):微動のアレイ観測中に記録された 地震動コーダ部分に含まれるレイリー波の位相速度推定,日本地震学会講演予 稿集 1993 年度秋季大会,106.

大熊裕輝・松岡昌志・山崎文雄・原田隆典, 2002, 宮崎県における常時微動の H/V スペ

クトル比を用いた地震動の推定,土木学会論文集,**696/I-58**,261-272. 大崎順彦 (1994):新・地震動のスペクトル解析入門,鹿島出版会,東京,95-102. 佐藤智美・川瀬博・松島信一 (1998):微動とS波,P波, coda から求められる地盤特

性の違いとその理論的解釈,地震,第2輯,**51**,291-318. 産業技術総合研究所(2003):100万分の1日本地質図第3版 CD-ROM 第2版. 時松孝次・中条有二・田村修次,1994,短周期微動の水平鉛直振幅比と地盤特性の関係,

日本建築学会構造系論文集, 457, 11-18. 東京都(2003):平成15年度地震調査交付金 23区内微動アレイ探査委託(その2)に

関する調査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Tokyo8Cfrm.htm.

- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生(2002):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,65,123-134.
- 山水史生 (2004): 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, pp75.
- 山中浩明・山田伸之(2002): 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,55,53-65.

3 S 波波形逆解析による深部地盤の S 波速度構造モデルの推定方法の提案

3.1 はじめに

前章では、地震動の表面波部分の H/V スペクトルを用いた S 波速度構造モデルの推 定に関する問題点について述べた。本章では、 S 波主要動部分を用いた S 波速度構造の 推定法を提案する。

強震動予測では、S波主要動の特徴を精度良く推定することが重要であるが、S波部 分を用いてS波速度構造モデルを推定する試みは少ない。引間(2007)では、波数積分法 によるフォワード計算と非線形最小二乗法によるS波速度構造の逆解析を行なっている。 最小二乗法によるモデルの推定では解析結果が初期モデルに依存するため、精度の高い 初期モデルが必要である。したがって、既往のボーリングデータや物理探査データの少 ない地域では,遺伝的アルゴリズムなどの広域探索法を用いた S 波速度構造の推定法が 必要になる。そこで、本研究では遺伝的アルゴリズムなどの広域探索法にも適用可能な ように、以下のような工夫を行った。まず、地震動の S 波主要動を計算するために、震 源時間関数の速度波形を単純な三角パルスと仮定し、水平成層での平面 SH 波伝播のみ を考えることによって計算時間を減少した。さらに、地震基盤以浅の S 波速度構造のみ を考慮した応答計算を行った。本手法では、波形の立ち上がり時間や入射角についても 逆解析により推定し、地震モーメントも必要としない。したがって、震源メカニズムに 関する既存資料が少ないマグニチュード 3 程度の小規模な地震でも適用が可能である。 また,通常の波形逆解析では,1 つの地震について各観測点で共通の震源メカニズムを 用いて逆解析を行うため、伝播経路の不均質性などの影響で共通の震源メカニズムでは 波形が説明できない場合があるが、本手法では立ち上がり時間・地震モーメントを地震 毎観測点毎に推定するため,そのような震源メカニズムの不一致を考慮する必要がない。 このように、単純な震源過程を仮定するため、地震の規模が比較的小さい地震の記録を 対象とした。

まず,数値実験により本手法の適用範囲,適用限界について検討を行った。次に,地 震基盤までのS波速度構造が把握されている関東地方のKiK-net観測点成田(CHBH13) および西野原(YMNH08)での地震観測データに本手法を適用し,PS検層の結果との 比較,増幅特性との比較を行った。さらに,比較的地震基盤深度の浅いと考えられてい る琵琶湖地方での地震記録にも本手法を適用し,微動探査データやH/Vスペクトルデー

タとの比較を通して,本手法の適用性の検討を行った。

3.2 解析方法

図 3-1に本手法による S 波速度構造モデル推定の概念図を示す。震源の速度波形が, 立ち上がり時間 Tr の三角パルスで表され,振幅が Abase である SH 波を水平成層地盤モ デルの最下層に入射させ,地表面での速度波形を求めた。応答計算は Haskell (1960) による方法を用いた。Q 値については,周波数 1Hz 以上については,周波数の増加に対 して Q 値も増加することが近年の研究より示されて (木下, 1993) おり, 1Hz 以下に ついても同様の傾向が見られるため (例えば,福島・翠川, 1993;佐藤ほか, 1994), 各層の Q 値を

$$Q_s = \frac{Vs}{a} f^b \tag{3-1}$$

とモデル化する。ここで、*Vs* は各層の S 波速度(m/s), f は周波数(Hz), a と b は定数である。

速度波形の逆解析を行う前に,図 3-1に示す S 波初動時刻 t₁,初動終了時刻 t₂,解 析終了時刻 t₃を読み取る。次に,(3-2)式で表される i 番目の地震の時刻 t₁から t₂の間 の観測波形と計算波形の残差 eiを

$$e_{i} = \sum_{t=t_{1}}^{t_{2}} \frac{1}{A_{i}^{o}} \left(O_{i}(t) - C_{i}(t+\tau_{i}) \right)^{2}$$
(3-2)

と定義し, eiを最小にする時間のシフト量 tiを地震毎にグリッドサーチにより求める。 ここで、Oi、A^oi、Ciはそれぞれ i 番目の地震の観測されたトランスバース成分の速度 波形、観測速度波形の最大値、計算速度波形である。最大値は時刻 ti~t2における波形 の絶対値の最大値である。地震基盤における入射波の振幅 Aⁱ_{base}は、以下の関係式を満た すように振幅を調整する。

$$A_{base}^{i} = \frac{A_{i}^{o}}{Z} \qquad \left(t = t_{1} \sim t_{2}\right) \qquad (3-3)$$

ここで、Zは深部地盤による計算速度波形の最大振幅の増幅率である。Aⁱ_{base}の振幅を 1 として、応答計算により地表面での速度波形を計算する。計算された地表面での時刻 t₁~t₂におけるS波初動部分の最大振幅を最大振幅の増幅率Zと定義する。時刻 t₁~t₂ におけるS波初動部分の観測波形の最大値を増幅率Zで除すことにより地震基盤に入射 波する地震波の振幅を求めた。

各地震記録に対して求めた *ti*を用いて, (3-4)式で表せる残差を最小にするように S

波速度構造を推定した。

$$E = \sum_{i=1}^{M} \sum_{t=t_2}^{t_3} \frac{1}{A_i^o} \left(O_i(t) - C_i(t+\tau_i) \right)^2$$
(3-4)

ここで、Mは記録の数である。このEの最小化には、山中・石田(1995)による遺伝 的アルゴリズム(以下 GA という)を用いた。観測速度波形および計算速度波形の最大値 で振幅を規格化することにより、複数の地震の結果を重合できる。逆解析により推定す るパラメータは、各層のS波速度、層厚、Q値の係数aおよびb、地震毎のTrと入射角 である。ただし、モデル最下層のS波速度は一定値に固定した。各層の密度値は、Ludwig et al. (1973)によるS波速度と密度 ρ の関係を読み取り、(3-5)式にしたがって、S波速 度Vs(単位 km/s)に連動させた。

$$\rho(g/cm^3) = \begin{cases} -0.0450Vs^2 + 0.4316Vs + 1.7106(Vs \le 3.2) \\ 0.0448Vs^2 + 0.2481Vs + 1.3760(Vs > 3.2) \end{cases}$$
(3-5)



図 3-1 S波波形逆解析の概念図

3.3 数值実験

擬似的に作成した観測データを用いて数値実験による基礎的な検討を行った。本手法の妥当性・適用限界を把握することが目的である。以下に、数値実験の手順および解析 結果を示す。

3.3.1 解析に用いたモデルと擬似観測データの作成

数値実験では、地震基盤深度がやや深いモデル(Model1)および浅いモデル(Model2, Model3)を用いた。図 3-2 に数値実験に用いたモデルを示す。地震基盤に対応する最下層の上面深度は、Model1 では 1.6km, Model2 では 0.3km, Model3 では 0.15km である。

擬似観測データは、地表面での速度波形に周期 1~5 秒のバンドパスフィルターを施 し、さらにフーリエスペクトルの 30%の振幅を持つランダム位相のノイズを加えたもの とした。地震の個数は 3 つとし、異なる *Tr* と入射角を設定した。表 3-1 および表 3-2 にそれぞれ、Model1 および Model2,3 における *Tr* と入射角を示す。Model1 では後述 する KiK-net 成田での観測データを模擬し、Model2 および 3 では同じく琵琶湖地域で の観測データを模擬して、*Tr* および入射角を設定した。

表 3-1 Model1 における震源波形の立ち上がり時間と入射角

Mode 1	Risetime(s)	Incident angle (degree)
Event1-1	1.00	0
Event1-2	1. 25	30
Event1-3	1.50	45

表 3-2 Model2,3 における震源波形の立ち上がり時間と入射角

Model2,3	Risetime(s)	lncident angle (degree)
Event2–1 Event3–1	0. 50	0
Event2–2 Event3–2	0.60	10
Event2-3 Event3-3	0. 70	20



図 3-2 数値実験に用いた S 波速度構造モデル (a)灰色線: Model1, 点線: Model2 (b)灰色線: Model2, 点線: Model3

3.3.2 逆解析結果

Model1に対する逆解析結果

層の数は、どのモデルでも正解値と同じ4層とした。GAのパラメータは、個体数200、 世代数100、交差確率0.7、突然変異確率0.01である。初期乱数を10回変えて試行し、 残差の最も小さな解を採用した。表3-3に解の探索範囲を示す。時刻 t3は、すべてのモ デルでS波初動の10秒後とした。

図 3-3a~図 3-3c に擬似観測波形と逆解析により求めた Model1 の S 波速度構造に よる理論波形の比較を示す。図 3-3d は正解値と逆解析により求めた S 波速度構造の比 較である。初動から 5 秒以降は、ノイズの影響で擬似観測波形と理論波形に違いが見ら れるが、初動から 5 秒以内においては、擬似観測データをよく説明でき、S 波速度構造 も概ね正解値に近いものである。

表 3-3	Model1 におけ	ろ道解析での解の探索範囲	括弧内の数値け	正解値を表す
1 0 0	Modell (C 40 ()	るど所知ての所の休光範囲	10 加口の奴 囘は,	山肝胆となり。

Layer No.	Vs(km/s)	H(km)	Event No.	Rise Time(s)	Incident Angle(degree)	а	b
1	0.3-0.7 (0.5)	0.02–0.5 (0.2)	1-1	0.9-1.2 (1.0)	0-50 (0)	1-20 (5)	0.3-2.0 (1.0)
2	0.6-1.5 (1.0)	0.05-1.0 (0.8)	1-2	1.1-1.3 (1.25)	0–50 (30)		
3	1. 4–2. 2 (1. 8)	0.1-1.5 (0.6)	1–3	1.4-1.6 (1.5)	0-50 (45)		
4	3.0 (3.0)	-					



図 3-3 Model1 における逆解析結果

(d) 灰色実線:正解モデル, 点線:逆解析結果, 実線:解の探索範囲

図 3-4 に解の収束状況を示す。図はある一定の E以下のモデルを適応解(山中ほか, 1999) として抽出し,それらのモデルのパラメータ分布を示したものである。図 3-4a は,推定された各層のS波速度と層厚の関係である。四角の範囲は解の探索範囲を示し ている。この図では,最小 Eの 1.07 倍までの Eを有するすべてのモデル(7個)のパ ラメータを示しており,ほぼ1つの値に収束している。図 3-4b は,入射角と Trの関 係を示している。Tr は正解値からやや外れるが,入射角は概ね正解値に収束している。 図 3-4c は,Q値の係数 a および b であるが,正解値に収束していない。データ処理の 段階で短周期成分をバンドパスフィルターにより遮断しており,ある特定の周期での減 衰特性にのみ関係し,減衰特性の周期依存性を評価しにくくなっていることも原因のひ

⁽a)Event1-1, (b)Event1-2, (c)Event1-3, 灰色: 観測波形, 実線:計算波形。

とつであると考えられる。Trの不一致についてもバンドパスフィルターによる波形の狭帯域化が原因であると考えられる。



図 3-4 適応解(残差が最小残差の1.07倍以下のモデル)の分布(Model1) (a)S波速度と層厚 (b)立ち上がり時間と入射角 (c)Q値の係数 a,b 白丸,白三角,白菱形はそれぞれのパラメータの正解値を示す。 黒丸,赤三角,青菱形は,それぞれのパラメータの適応解を示す。 四角の領域はそれぞれのパラメータの探索範囲を示す。

さらに,解析区間が逆解析に及ぼす影響について考察した。式(3-4)で示した Eの計 算区間を時刻 t1から始めた場合について逆解析を行った。その結果を図 3-5 に示す。 計算波形は観測波形を良く説明できている。推定された地震基盤深度は,正解値に比べ やや深いが、概ね正解値に近いモデルが推定できている。図 3-6a は、推定された各層 の S 波速度と層厚の関係、図 3-6b は立ち上がり時間と入射角、図 3-6c は Q 値の係 数 a と b である。四角の範囲は各層の解の探索範囲である。図では最小 E の 1.07 倍ま での Eを有する全てのモデル (7 個)のパラメータを示している。E の計算区間を時刻 t₂~t₃とした場合の図 3-4a と比べると、解のばらつきが大きいことがわかる。初動の 振幅は後続の反射波に比べ速度構造の変化に鈍感であるため、解析区間を初動からにす ると、速度構造の変化に対し E の変化が小さくなってしまい、解のばらつきが大きくな ると考えられる。入射角についても正解値を推定できなかったが、同様の原因であると 考えられる。上記の検討により、以下の解析では、E の計算開始時刻は初動終了時刻 t₂ とした。



図 3-5 残差の計算時間をt1からt3にした場合の逆解析結果(Model1) (a)Event1-1,(b)Event1-2,(c)Event1-3,灰色線,実線は観測波形,計算波形を示す。 (d)灰色実線,点線,実線はそれぞれ,正解モデル,逆解析結果,解の探索範囲を示す。



図 3-6 適応解(残差が最小残差の 1.07 倍以下のモデル)の分布(Model1) 解析区間を t1から t3とした場合

(a)S波速度と層厚 (b)立ち上がり時間と入射角 (c)Q 値の係数 a,b 白丸,白三角,白菱形はそれぞれのパラメータの正解値を示す。

黒丸、赤三角、青菱形は、それぞれのパラメータの適応解を示す。

四角の領域はそれぞれのパラメータの探索範囲を示す

(2) Model2 に対する逆解析結果

図 3-7 に Model2 に対する数値実験の結果を示す。表 3-4 に解の探索範囲を示す。第3 層の上面深度が正解値に比べやや深く推定されている。波形の形状は概ね擬似観測デー タを良く説明している。図 3-8 に解の収束状況を示す。第1層,第2層のS波速度と 層厚は概ね正解値に収束しているが,第3層のパラメータは Model1 と比べて,ばらつ きが大きい結果になった。第3層の層厚が薄いため,第3層の分解能が低いと考えられ る。

また, Model1の実験結果に比較して,入射角の推定精度が低下している。これは, 地震基盤の深度が浅く,入射角による到達時間に大きな違いがないためと考えられる。 Q値の係数については, Model1の実験結果と同様,正解値に収束しなかった。



図 3-7 Model2 における逆解析結果

(a)Event2-1, (b)Event2-2, (c)Event2-3, 灰色線:観測波形,実線:計算波形
 (d)灰色実線:正解モデル,点線:逆解析結果,実線:解の探索範囲

表 3-4 Model2 における逆解析での解の探索範囲

Layer No.	Vs(km/s)	H(km)	Event No.	Rise Time(s)	Incident Angle(degree)	а	b
1	0.08–0.5 (0.2)	0. 01–0. 15 (0. 02)	2-1	0.4-0.7 (0.5)	0-50 (0)	1-20 (5)	0.3-2.0 (1.0)
2	0.3–0.8 (0.5)	0.05-0.3 (0.23)	2-2	0.5-0.8 (0.6)	0-50 (10)		
3	1.6-2.5 (2.0)	0.01-0.3 (0.05)	2–3	0.6-0.9 (0.7)	0–50 (20)		
4	3.0 (3.0)	_					

括弧内の数値は,正解値を表す。



図 3-8 適応解(残差が最小残差の 1.07 倍以下のモデル)の分布(Model2) 解析区間を t1から t3とした場合

(a)S波速度と層厚 (b)立ち上がり時間と入射角 (c)Q 値の係数 a,b

白丸、白三角、白菱形はそれぞれのパラメータの正解値を示す。

黒丸、赤三角、青菱形は、それぞれのパラメータの適応解を示す。

四角の領域はそれぞれのパラメータの探索範囲を示す

(3) Model3 に対する逆解析結果

図 3-9 はさらに地震基盤深度が浅い場合(Model3)の数値実験の結果である。解の 探索範囲は Model2 に対するものと同じとした。図 3-9a は Event3-1 の波形の比較で ある。Model3 の場合,地表面で反射しさらに地震基盤で反射した重複反射波(第2波) と初動が重なってしまい,両者の分離ができていないため,正解の速度値に収束してい ないと考えられる。地震基盤上部の堆積層の平均 S 波速度を 0.5km/s,層厚を 0.1 km とした場合,第2波は初動到着の 0.4 秒後に到達する。Tr が 0.4 秒以上の場合,初動と 第2波が重なってしまう。図 3-9d の点線は Event3-1, Event3-2, Event3-3 の場合の 逆解析結果,図 3-9d の実線は Tr が 0.2 秒の場合の解析結果を示している。図 3-9e は Tr が 0.2 秒の場合の波形の比較である。第1層の層厚はやや正解モデルより薄く推定 されたが,基盤深度および第2層のS波速度は概ね正解のモデルに整合的であった。こ のように、地震基盤深度が 0.1km 程度より浅い場合に本手法でS波速度構造を推定する ためには、立ち上がり時間が短い規模の小さい地震を用いるなど、地震記録の選択に注 意が必要である。



図 3-9 Model3 における逆解析結果

(a) Event3-1, (b) Event3-2, (c) Event3-3 灰色:観測波形,実線:計算波形
 (d) 灰色線,点線,細線はそれぞれ,正解モデル,逆解析結果,解の探索範囲を示す。

太線は、立ち上がり時間 0.2 秒の場合の逆解析結果

(e) 立ち上がり時間 0.2 秒の場合の逆解析結果
3.3.3 表層の低速度層の影響

上述した逆解析では、工学的基盤よりも浅い表層地盤の存在は無視している。そこで、 工学的基盤よりも浅部に低速度層がある場合に、解析結果に与える影響について検討を 行った。検討に用いた速度構造は、Model1の第1層の上に層厚 60m,S 波速度 0.2km/s の低速度層を挿入したものである(図 3-2a, Model4)。図 3-10に両モデルの SH 波 の増幅特性を示す。Model1と Model4の伝達関数を比較すると、表層の低速度層の影響 により周期 2 秒以下の伝達関数に違いが見られた。5層構造モデルの Model4の擬似的 データに対し、表層のない 4 層モデルを仮定して逆解析を行った。探索範囲は Model1 に対するものと同じにした。地震の数も Model1に対するものと同じ 3 つとし、入射角、 Trも同じとした。図 3-11に解析結果を示す。第1層のS 波速度が 0.42km/sと正解値 のモデルの第2層の値に比べやや小さい速度が推定された。しかし、深部のS 波速度構 造はほぼ同じであり、低速度の表層は深部の速度構造の推定にはあまり大きな影響を与 えていないと考えられる。これは、バンドパスフィルターによって周期 1 秒以下の成分 を遮断しているためであると考えられる。



図 3-10 SH 波増幅特性の比較

灰色線および点線は、それぞれ Model1 および Model4 の増幅特性を示す。



図 3-11 Model4 における逆解析結果

(a) Event1-1, (b) Event1-2, (c) Event3-3, 灰色線,赤線は観測波形,計算波形を示す。
 d) 黒線,赤点線,灰色点線はそれぞれ,正解モデル,逆解析結果,解の探索範囲を

示す。

3.4 KiK-net 成田観測点への適用

本手法を KiK-net 成田(CHBH13)における地震観測データに適用した。この観測点で は、S 波速度が約 3km/s である地震基盤の深度までの PS 検層が実施されており(山水, 2004),詳細なS波速度構造が把握されている。CHBH13の記録に対して本手法を適用 することにより推定されたS波速度構造モデルと検層によるS波速度構造モデルとの比 較を行い、本手法の妥当性を検討する。

3.4.1 逆解析結果

解析に用いた地震は、2003年6月9日茨城県沖の地震(EventN-1,深さ54km)、2004 年4月6日千葉県北西部の地震(EventN-2,深さ65km)であり、解析にはそれらの地震 のトランスバース成分の速度波形を用いた。波形を選定する際にはノイズが少なく、S 波初動の波形が単純な波形を選定した。後述する西野原および琵琶湖地域への適用でも 同様に選定した。図3-12に観測点位置および震央位置を、表3-5に震源情報を示す。 周期5秒以上でノイズが見られたため、観測波形には、周期1~5秒のバンドパスフィ ルターを施した。解析では5層モデルを仮定した。成田観測点への適用および後述の琵 琶湖地域への適用では、個体数および世代数をそれぞれ300、200とした。表3-6に解 の探索範囲を示す。最下層のS波速度はPS検層結果を参考に2.92km/sに固定した。

表 3-5 解析に用いた地震の震源諸元

No.	Origine Time	Lon	Lat	Depth(km)	Мj	Epicenter
EvnetN-1	2003/6/9 18:59:38.73	140. 7025	36. 4230	54. 21	4.7	E OFF IBARAKI PREF
EventN-2	2004/4/6 22:05:12.45	140. 1083	35.8040	65.18	4.3	NORTHERN CHIBA PREF

表 3-6 KiK-net 成田観測点での逆解析における解の探索範囲

Layer No.	Vs(km/s)	H(km)	Event No.	Rise Time(s)	Incident Angle(degree)	а	b
1	0. 2–0. 4	0. 01–0. 5	N-1	0.8–1.0	0–50	1–20	0.3-2.0
2	0.4–0.7	0.02-1.0	N-2	1.1–1.3	0-50		
3	0.5-1.0	0.05-1.5					
4	2.0-2.5	0.1-1.0					
5	2.92	-					



図 3-12 KiK-net 成田 (CHBH13) と解析に用いた地震の震央位置

図 3-13 に解析結果を示す。観測波形との残差 E は図 3-13a および図 3-13b に示 した時刻 t_2 から t_3 間の観測波形と計算波形の残差二乗和とした。時刻 t_3 は S 波初動か ら 10 秒後である。図に示すように、S 波初動から 10 秒以内の波形の山谷を説明できる 速度構造を推定することが出来た。深度 0.93km 付近に S 波速度が急変する速度境界面 が推定された。図 3-13c の灰色の実線は PS 検層の結果である(山水, 2004)。PS 検層 結果に比べると 0.5km 以浅の堆積層の S 波速度がやや大きく推定されているが、S 波速 度が 2km/s を超える層の上面深度は検層結果と概ねよく対応している。図 3-14 に解の 収束状況を示す。図 3-14a は最小 E の 1.07 倍までの Eを有する全てのモデル (21 個) のパラメータを示し、図 3-14b は最小 E の 1.14 倍までのモデル (67 個) のパラメー タである。図 3-14a を見ると第 1 層と第 4 層の S 波速度のばらつきが大きい結果とな っているが、第 1 層は図 3-14b でもほぼ同じ値を示しているのに対し、第 4 層の S 波 速度は探索範囲全域に分布している。したがって、他の層に比べて第 4 層の分解能は低 いと考えられる。一方、入射角、Q 値の係数については、数値実験と同様にばらつきの 大きい結果となった。



(c)S波速度構造 灰色線: PS 検層結果(山水, 2004)

点線:逆解析結果 細線:探索範囲



(a) 残差が最小残差の1.07倍以下のモデル
 (b) 残差が最小残差の1.14倍以下のモデル
 黒丸,赤三角,青菱形および緑丸は,それぞれのパラメータの適応解を示す。
 四角の領域はそれぞれのパラメータの探索範囲を示す

推定された S 波速度構造モデルの地盤増幅特性の説明能力を理解するために、地表 と孔中の地震記録から得られるスペクトル比と上記の逆解析により推定した S 波速度構 造による理論増幅率、PS 検層結果による理論増幅率との比較を行った。その結果を図 3 -15 に示す。スペクトル比の解析には、CHBH13 で観測された震源深さ 50km 以上の 地震のうち、長周期側のノイズが少ない地震(12個)を選別して用いた。なお、ここで 解析を行った EventN・1 および N・2 のデータはスペクトル比の解析には用いていない。 SH 波の増幅特性では、上昇波と下降波を考慮した計算を行った。観測スペクトル比の 周期 5.5 秒程度の基本モード、周期 2 秒程度の 2 次モードおよび周期約 1.2 程度の 3 次 モードのピーク周期は、PS 検層および解析結果による理論増幅率のピーク周期とよく 一致している。このように本手法を用いることにより、地震波の増幅特性を適切に評価 できる S 波速度構造が推定可能であることが確認できた。



禄: PS 検層結果(山水, 2004)による SH 波増幅特性

3.4.2 地震基盤のS波速度の影響

上述の解析では、地震基盤(モデル最下層)の S 波速度を固定して解析を行った。 ここでは、地震基盤のS波速度の変化が逆解析結果に与える影響について検討を行った。 具体的には、地震基盤のS波速度を2.5km/s,2.6km/s,3.4km/sに固定して逆解析を行った。その他の条件は3.4.1の場合と同一であるとした。図 3-16 にそれぞれの逆解析 結果を示す。第4層の上面深度がS波速度2.5km/sの場合は0.79km,2.6km/sの場合 は0.83km, 3.4km/sの場合は0.93 kmとなった。上述の3.4.1の場合(2.92km/s)は 0.91kmであった。地震基盤のS波速度が大きいほど第1層から第3層(以下、堆積層 という)の層厚が厚く推定されていることがわかる。



図 3-16 KiK-net 成田における逆解析結果 地震基盤のS波速度を、2.5km/s(青実線)、2.6km/s(緑点線)、 2.92km/s(橙実線)、3.4km/s(赤点線)に固定した場合の逆解析結果

図 3-17 には各モデルでの地震基盤の S 波速度と堆積層内の走時および各モデルの 堆積層の平均 S 波速度との関係を示す。各解析結果のうち残差が最小となる 5 つの解の 入射角の平均を求め、走時を計算した。各モデル間の走時の差は最大約 0.05 秒である。 走時の差は走時に対して 3%の範囲内に分布しており、どのモデルでも堆積層内の走時 は変わらない結果となった。また、各モデルの地震基盤の S 波速度が増加するとともに、 堆積層の平均 S 波速度も増加しており、正の相関が見られた。以上の結果をまとめると、 地震基盤の S 波速度変化に伴い、堆積層とのインピーダンス比を一定に保つように堆積 層の平均 S 波速度が変化し、走時を一定に保つために堆積層の層厚が変わる。すなわち、 地震基盤の真の S 波速度より大きい場合には堆積層が PS 検層の結果より厚く、真の S 波速度より小さい場合には堆積層厚が PS 検層の結果より薄く推定される傾向があるこ とがわかる。このことから、本手法だけでは、地震基盤の S 波速度を固定しない場合に は、堆積層の S 波速度と堆積層の厚さの両者を精度良く推定しにくいことを示している。



図 3-17 地震基盤のS波速度と堆積層内の走時(左軸:白丸) および堆積層の平均S波速度(右軸:四角)

3.5 KiK-net 西野原観測点への適用

速度コントラストが小さい地盤への適用例として, KiK-net 西野原観測点へ本手法を 適用した。図 3-18 に解析に用いた地震の震央分布を示す。表 3-7 に震源の諸元を示 す。解析に用いた地震を選別する際は,S 波第一波がパルス的な形状を示している地震 を選択し,さらに,観測波形をS 波第一波の波形でデコンボリューションし,デコンボ リューション波形のピークと谷の時刻が共通している地震を選んだ。

第2章で検討したように、西野原観測点における H/V スペクトルのピーク周期は1 秒程度であったため、観測されたトランスバース成分の速度波形に周期0.5秒から5秒 のバンドパスフィルターを施した。デコンボリューション波形の時刻2秒以降のはばら つきが大きいため、解析終了時刻t3は解析開始時刻t1の2秒後とした。表3-8に逆解 析での解の探索範囲を示す。地震基盤のS波速度は検層結果による値に固定した。図3 -19に解析結果を示す。図3-19aは最小残差のモデルで、図3-19bは最小残差の1.1 倍の残差を有する15のモデルを示したものである。赤の点線は防災科学技術研究所に よるPS検層結果、灰色の点線は解の探索範囲を示す。深度50mから200m付近のS波 速度がPS検層に比べやや大きい。基盤深度は概ね良く対応している。図3-20に観測 波形と計算波形の比較を示す。時刻t3までの速度波形の特徴的な山や谷の形状を良く説 明できている。図3-21にSH波増幅特性の比較、図3-22に第2章で求めた観測H/V スペクトルとレイリー波の理論楕円率の比較を示す。PS検層結果と解析結果による増 幅率および理論H/Vスペクトルの形状は概ね一致している。観測H/Vスペクトルとも 概ね一致することが確認された。

No.	Origine Time	Lon	Lat	Depth (km)	Mj	Epicenter
Y-1	2003/09/20 00:49:55:0.79	138. 8218	35. 4817	18.0	3. 2	EASTERN YAMANASHI PREF
Y−2	2007/06/28 18:26:26:0.00	139. 1870	35.8125	15.0	4.1	TOKYO PREF
Y−3	2007/07/12 05:29:25:0.97	139. 1662	35. 4495	19.0	4. 2	KANAGAWA PREF
Y−4	2007/10/10 23:43:59:0.20	139. 6440	35. 6785	79.0	3.9	TOKYO PREF
Y-5	2007/10/30 14:14:50:0.43	138. 7312	35. 8737	9.0	3.6	WESTERN SAITAMA PREF
Y-6	2009/02/16 22:59:17:0.94	138. 5470	35. 4130	19.6	3.8	CENTRAL YAMANASHI PREF
Y−7	2009/02/18 01:44:25:0.73	138. 5460	35. 4170	19.1	3.5	CENTRAL YAMANASHI

表 3-7 解析に用いた地震の震源諸元



図 3-18 西野原観測点および解析に用いた地震の震央分布

Layer No.	Vs(km∕s)	Thickness (km)
1	0.3-0.5	0.01-0.05
2	0.5-0.8	0.02-0.15
3	0.8-1.2	0.02-0.20
4	1.2-1.6	0.05-0.30
5	1.6-2.4	0.05-0.30
6	3.31	_

表 3-8 西野原における逆解析での解の探索範囲



図 3-19 S 波波形逆解析結果

黒線:解析結果,赤点線:PS 検層データ(防災科学技術研究所)

灰色点線:探索範囲

(a) 最小残差のモデル (b) 最小残差の 1.1 倍の残差を有する 15 モデル











図 3-20 観測波形と計算波形の比較 黒線:観測速度波形,灰色線:計算速度波形 (a)~(g):地震番号 Y-1~Y-7を示す。





青:解析結果による増幅特性,緑:PS 検層による増幅特性



図 3-22 H/V スペクトルとレイリー波の理論楕円率の比較 赤:観測 H/V スペクトル,青:解析結果による理論 H/V スペクトル 緑: PS 検層による理論 H/V スペクトル

3.6 琵琶湖地域への適用

本研究では、地震動シミュレーションのための 3 次元 S 波速度構造モデルを琵琶湖 地域において作成する。詳細については 5 章で述べるが、琵琶湖地域では、反射法地震 探査データやボーリングデータなどから、K-NET 観測点が位置している地域の先新第三 紀以前の基盤岩類の上面深度は概ね 0.2 から 0.3km であった。このように地震基盤深度 が比較的浅いと予想される地域での適用性を確認するために、本手法で琵琶湖地域にお ける観測データを分析した。

3.6.1 逆解析結果

図 3-23 に琵琶湖周辺における K-NET 観測点の位置および使用した地震の震央位置 を示す。表 3-9 に解析に用いた地震の一覧を示す。SIG002(今津), SIG005(彦根), SIG007(近江八幡)でのデータに本手法を適用した。数値実験の結果より,本手法はQ値 に関して感度が低いと考えられるため,琵琶湖地域においては,周波数に対して一定の Q値を導入した。各層のQ値を *Qs=Vs/a*(単位 cm/s)とし,aを未知数とした。S波速度 と層厚の探索範囲は,第5章で構築する琵琶湖周辺地域の3次元S波速度構造を参考に, 表 3-10 に示すように設定した。最下層のS波速度は,基盤岩類の最下層のS波速度 3.1km/s に固定した。トランスバース成分の加速度波形を積分して求めた速度波形に, 周期1秒から 6.7秒のバンドパスフィルターを施し,長周期成分のノイズを除去した。

No.	Origir	ne Time	Lon	Lat	Depth (km)	Mj	Epicenter	S1G002	SIG005	SIG007
B-1	1996/05/29	17:37:45.96	135.6513	35.0080	16.55	3.8	KYOTO OSAKA BORDER REG		•	
B-2	1996/07/18	13:44:14.47	135. 7723	35.0167	15.19	3.7	KYOTO OSAKA BORDER REG			
B-3	2000/05/21	10:42:34.76	135. 8087	35. 0385	14.41	3.9	KYOTO OSAKA BORDER REG			
B-4	2002/09/04	18:06:13.41	136.3458	35. 4540	38.52	4.3	SHIGA GIFU BORDER REGION			
B-5	2003/02/06	02:37:04.48	135. 5648	35. 0845	15.00	4.2	MID KYOTO PREF			
B-6	2004/05/09	04:49:13.11	136. 2795	35. 5192	10.67	3.4	SHIGA GIFU BORDER REGION			
B-7	2004/12/01	23:30:23.47	135.8105	35. 0392	12.63	4.0	KYOTO OSAKA BORDER REG			
B-8	2005/12/24	11:01:55.02	136.8402	35. 2307	42.96	4.8	CENTRAL AICHI PREF	•		
B-9	2006/01/15	19:54:15.79	136. 2502	35. 4575	34.9	3.7	SHIGA GIFU BORDER REGION			
B-10	2007/06/05	06:16:22.24	136.0598	35.1662	11.42	3.2	NW SHIGA PREF			
B-11	2007/07/07	00:35:22.93	136.0622	35.1658	11.31	3.1	NW SHIGA PREF		•	Ó
B-12	2007/07/16	17:24:19.11	135.9473	34.2613	48.69	4.7	SOUTHERN NARA PREF	\bullet		

表 3-9 解析に用いた地震の震源諸元

Layer No.	Vs(km/s)	H(km)
1	0.2-0.5	0.05-0.6
2	0.3-0.8	0.05-0.6
3	1.5-2.0	0.05-0.5
4	1.8-2.4	0.05-0.5
5	3.1	_

表 3-10 琵琶湖地域における逆解析での解の探索範囲



図 3-23 K-NET 観測点 (SIG002, SIG005, SIG007) および 解析に用いた地震の震央分布

図 $3-24 \sim 3-26$ にそれぞれ SIG002, SIG005 および SIG007 に対する解析結果を示 す。時刻 t_3 までは, 観測波形を概ね説明できる結果となった。時刻 t_3 以降においては, どの観測点でも振幅が過小評価である。表面波などの影響を受けているため, 観測デー タを説明できていない可能性があると考えられる。SIG002, SIG005 および SIG007 の S 波速度が 1.5km/s を超える層(第3層)の上面深度はそれぞれ約 0.27km, 0.24km お よび 0.3km と推定された。S 波速度が 1.5km/s を超える層の上面深度は, H/V スペクト ルに基づいて修正された S 波速度構造と比べると SIG002 では 140m 程浅く, SIG005 では 20m 程浅く, SIG007 では 110m 程深く推定されている。



図 3-24 SIG002 における逆解析結果

(a)B-3,(b)B-6,(c)B-7,(d)B-8,(e)B-12 灰色線:観測速度波形,実線:計算速度波形

(f)S波速度構造 実線:S波波形逆解析結果

灰色線:H/Vスペクトルによる修正結果,細線:解の探索範囲



図 3-25 SIG005 における逆解析結果

(a)B-1,(b)B-2,(c)B-5,(d)B-7,(e)B-10,(f)B-11 灰色線:観測速度波形,実線:計算速度波形

(f)S波速度構造 実線:S波波形逆解析結果

灰色線:H/Vスペクトルによる修正結果,細線:解の探索範囲





(a)B-4, (b)B-9, (c)B-10, (d)B-11 灰色線:観測速度波形,実線:計算速度波形
 (f)S波速度構造 実線:S波波形逆解析結果

灰色線:H/Vスペクトルによる修正結果,細線:解の探索範囲

図 3-27 には地震記録の表面波部分の H/V スペクトルとレイリー波の理論楕円率の 比較を示す。理論楕円率では基本モードから 4 次モードまでを考慮した。地震記録の H/V スペクトルは, 琵琶湖地域で観測された M5.5 以上の地震について, S 波初動から 20 秒後以降のデータを抜き出し, H/V スペクトルを求めた。ここでは, レイリー波は主 に震央方向から到来すると仮定して,水平動成分には, ラディアル成分の波形を用いた。 フーリエスペクトル算出の際には, バンド幅 0.05Hz の Parzen Window (大崎, 1994) による平滑化を行っている。S 波波形逆解析による S 波速度構造と H/V スペクトルに基 づいて修正された S 波速度構造はやや異なっているが, レイリー波の理論楕円率のピー ク周期は概ね一致した。また, 図 3-27d には, SIG005 近傍で観測された微動の位相速 度(宮腰ほか,1998) との比較を示す。同図には, 第5章で述べる H/V スペクトルに基 づいて修正された S 波速度構造による位相速度も示している。H/V スペクトルに基づく モデルでは, 観測された位相速度を説明することはできなかった。S 波波形逆解析によ る S 波速度構造は観測位相速度を概ね説明できている。上記の検討結果により,本手法 により S 波主要動だけでなく表面波部分の周期特性を説明できる S 波速度構造が推定で きることが確認でき,本手法の有効性を確認することができた。



図 3-27 観測 H/V スペクトルおよび微動探査によるレイリー波の位相速度との比較 (a)SIG002, (b)SIG005, (c)SIG007 における

観測 H/V とレイリー波の理論楕円率との比較

実線:観測 H/V スペクトルの平均

赤線:S波波形逆解析結果により計算されるレイリー波の理論楕円率

青線:H/Vスペクトルを用いた修正結果により計算されるレイリー波の理論楕円率

(d)SIG005における観測位相速度との比較

丸:観測位相速度(宮腰ほか,2005)

赤線:S波波形逆解析結果により計算されるレイリー波の理論位相速度

青線:H/Vスペクトルを用いた修正結果により計算されるレイリー波の理論位相速度

3.6.2 入射波に見られる震源パラメータの特性

ここでは、上記 12 地震の記録の逆解析で推定された入射波の立ち上がり時間 Tr と 地震モーメントについて議論する。

図 3-28 に 12 地震の気象庁マグニチュードと Trの関係を示す。参考のために,福井県や京都府周辺などで観測された微小地震のマグニチュードと Trの関係 (Iio, 1986) を示す。本研究の推定値は Iio (1986) による Trよりはやや大きい値を示している地震 も見られるが,概ねばらつきの中に納まり,大きな矛盾はない。Iio (1986) と比べ大き い値を示しているのは,バンドパスフィルターにより狭帯域の波形にしているためであ ると考えられる。



図 3-28 気象庁マグニチュードとライズタイムの関係 黒丸および四角は、それぞれ逆解析結果および Iio(1980)による。

次に,入射波より地震モーメントの推定を行う。地震モーメントは以下のようにして 求めた。地表面で観測される加速度スペクトル *A(f)*を Boore (1983) を参考に以下のよ うに表す。

$$A(f) = CM(f)P(f)\frac{T(f)}{X}Z(f)$$
(3-6)

ここで, *M(f)*は moment rate function, *P(f)*は高周波遮断係数, *T(f)*は伝播経路の 減衰特性, *C*は定数項, *Z(f)*は地盤の増幅特性, *X*は震源距離, *f*は周波数を表す。*M(f)* は, 以下のように表せる。

$$M(f) = (2\pi f)^2 \frac{M_0}{1 + (f/f_0)^2}$$
(3-7)

ここで、 M_0 は地震モーメント、 f_0 はコーナー周波数である。P(f)は、高周波遮断周波数 f_{max} を用いて、

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + (f/f_{\text{max}})^m}}$$
(3-8)

と表せる。 T(f)は Q 値と Xを用いて,以下のように表せる。

$$T(f) = \exp(\frac{-\pi f X}{Q V_S}) \tag{3-9}$$

Vs は媒質のS波速度である。ここでは、以下に示すように、近畿地方で発生した地 設内地震の観測記録を用いたスペクトルインバージョン解析によって得られたQ値の周 波数特性(鶴来ほか,2002)を用いた。

$$Q = 63.8 \times f^{1.00} \tag{3-10}$$

(3-9)式と(3-10)式から T(f)は f に対して一定の値をとる。Cは放射係数 R_{θφ}, 媒質の密度 ρ, 媒質のS 波速度 Vs を用いて

$$C = \frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho V s^3} \tag{3-11}$$

と表せる。本手法では地震基盤での入射変位波形が推定できるため、*Z(f)*は1とする ことができ、さらに長周期帯域では *P(f)*は1であるため、入射 SH 波の長周期帯域での 変位スペクトルを *D*とすると、

$$D = \frac{R_{\theta\phi}M_0}{4\pi\rho V s^3 X} \times \exp\left(\frac{-\pi X}{63.8Vs}\right) \times \sqrt{\frac{V_s\rho_s}{V_{base}\rho_{base}}}$$
(3-12)

と表せる。ここで、最後の項は、震源域における媒質のインピーダンスと地震基盤の インピーダンスとの相違(佐藤、1978)を考慮した項である(壇ほか、2000)。 V_s およ び V_{base} は、それぞれ震源域および地震基盤のS波速度である。 ρ_s および ρ_{base} は同様に、 それぞれ震源域および地震基盤の密度である。震源域のS波速度は Iio(1986)を参考に 3.64km/sとし、密度は(3-5)式によりS波速度から 2.87g/cm³とした。震源距離 X は各観 測点と震源の直線距離とした。さらに、放射係数は、Boore and Boatwright(1984)によ る近距離(波線の射出角 θ が 120°から 180°の範囲、 θ =0°は鉛直下向き)における SH 波の放射係数の平均 0.39 とした。

図 3-29a に気象庁マグニチュードと本手法による入射波より推定された地震モーメントとの関係を示す。図には Iio (1986) による気象庁マグニチュードと地震モーメントの関係および回帰式も示されている。図 3-29a を見ると本研究の結果は Iio (1986) によるデータのばらつきの範囲内にあることがわかる。また、防災科学技術研究所の

F-net による地震モーメントとの比較においても、本研究結果がやや大きな値を示して いたが、概ね良く対応した(図 3-29b)。以上のことより、本研究で求めた入射波の特 性が既存の震源パラメータの相似則からみても、妥当なものであると考えられる。





左図丸および四角は, それぞれ本研究結果および

Iio(1986)による気象庁マグニチュードと地震モーメントの関係を示す。 左図黒実線: Iio(1986)による気象庁マグニチュードと地震モーメントの回帰式

3.6.3 解析区間の影響

数値実験および KiK-net 成田観測点での適用例では,解析区間の終了時刻 t3をS波 初動の 10 秒後としたが,琵琶湖地域の例ではS波初動の3秒後としている。ここでは, 解析区間の違いが,解析結果に与える影響について検討した。図 3-30b の灰色線で示 したS波速度構造は,時刻 t3をS波初動の5秒後にした場合の結果である。図 3-30a には速度波形の比較を示す。解析区間を大きくすることにより,後続の表面波と思われ る波形を合わせ込むようにS波速度構造モデルが推定されているとこがわかる。その結 果,堆積層が厚く推定された。このモデルにより計算されるレイリー波の理論楕円率の ピーク周期は7秒程度となり,観測データと一致しない。図の点線は,次章で示す H/V スペクトルのピーク周期との同時逆解析を行なった場合の結果を示している。時刻 t3を S波初動の3秒後とした場合とほぼ同じ結果を示している。このように,表面波などの ノイズが多く混入したデータにおいては,S波波形のみでは最適な t3を決めることは難 しいが,他種類の同時逆解析により時刻 t3の設定の差による結果の不安定性を低下でき る可能性がある。



図 3-30 タイムウィンドウを 5 秒とした場合の逆解析結果(SIG007) (a)観測波形と計算波形の比較(地震 B-10) (b)S 波速度構造

黒線:t3をt1の5秒後とした場合

点線:t3をt1の5秒後としH/Vスペクトルピーク周期との同時逆解析を行なった場合 灰色線:解析区間を3秒とした場合の逆解析結果 細線:解の探索範囲 3.7 まとめ

地震記録の S 波主要動の波形逆解析による S 波速度構造の推定法を提案し、それに ついての基礎的な検討を行った。本手法の適用範囲、適用限界について数値実験および 実データへの適用により確認した。

数値実験の結果,得られたパラメータは正解値に収束することが確認され本手法の妥 当性が検証された。また,KiK-net成田観測点における適用結果では,PS 検層結果と調 和的な結果が得られ,また,地震波の増幅特性も説明できるS波速度構造モデルを構築 することができた。琵琶湖地域での適用結果でも,S波波形のみでなく,地震記録の表 面波成分のH/Vスペクトルおよび微動の位相速度を概ね説明でき,表面波の周期特性も 説明可能なモデルを構築することができた。また,推定された入射波の特徴は,既往の 震源パラメータの相似則とも調和的であった。本手法は,近年整備されてきている高密 度強震観測網の波形データに適用可能であり,さらに,地表に設置された地震計での記 録を用いるため,全国の地盤構造のモデリングに活用できる手法である。S波主要動の データを用いるため,レシーバー関数では適用が難しいP波初動が観測されていない小 規模な地震や大規模地震の余震観測で得られるS-P時間が短い地震などにも適用でき、 適用できる条件がより広いと考えられる。また,S波主要動の周期特性や位相特性を説 明するようなS波速度構造モデルを推定するため,地震動の説明能力が高いと期待され, そのことも本手法の利点の一つであろう。

ただし,以下の点に注意が必要である。

数値実験により、S 波速度と層厚の間にトレードオフの関係が見られること、特に、 地震基盤の S 波速度の違いにより堆積層の厚さの推定に影響を及ぼすことがわかった。 さらに、Q 値については、長周期帯域の波形をフィルターによって遮断しているため分 解能が低いことが確認された。また、地震基盤深度が 0.1km よりも浅い構造に適用する 際にはライズタイムが小さい小規模の地震を対象にする必要がある。

これらの注意点のうち、S波速度と層厚の間のトレードオフを回避するためには、既 知的な情報を用いて適切な地震基盤のS波速度を与える、あるいは、地震観測記録を用 いた他の手法によるデータや物理探査のデータを組み合わせる、ことなどが考えられる。 この問題を解決するため、次章では、他種類のデータを用いた同時逆解析によるS波速 度構造の推定法を提案する。

3.8 参考文献

- Boore, D., M. (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull.Seism.Soc.Am.* 73, 1865-1894.
- Boore, D., M. and Boatwright J. (1984): Average body-wave radiation coefficients, Bull.Seism.Soc.Am. 74, 1615-1621.
- 防災科学技術研究所, NIED F-net 広帯域地震観測網, http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/top.php.
- 壇 一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美(2000): 統計的グリーン関数法による 1923 年関東地震(M_{jma})の広域強震動評価,日本建築学会構造系論文集, 530, 53-62.
- 福島美光・翠川三郎(1993): 岩盤における観測記録に基づくM²。項を考慮した地震応 答スペクトルの予測式,日本建築学会構造系論文集,447,39-49.
- Haskell, N. A. (1960): Crustal reflection of plane SH waves, J. Geophys. Res., 65, 4147-4150.
- 引間和人 (2007): 波形インバージョンによる 3 次元速度構造モデルの構築とそれを用いた震源過程解析,東京大学大学院理学系研究科,学位論文, pp171.
- Iio, Y. (1986): Scaling relation between earthquake size and duration of faulting for shallow earthquakes in seismic moment between 10¹⁰ and 10²⁵ dyne · cm, J. Phys. Earth, 34, 127-169.
- 木下繁夫(1993): 地震観測に基づく観測点特性と経路減衰特性の評価, 地震, 第2輯,
 46, 161-170.
- Ludwig, W. J., Murauchi S., Den N., Buhl P., Hotta H., Ewing M., Asanuma M., Yoshii T., and Sakajiri N. (1973): Structure of East China Sea-West Philippine Sea Margin off Southern Kyushu, Japan, J. Geophys. Res., 78, 2526-2536.
- 宮腰 研・香川敬生・鶴来雅人・赤澤隆士・趙 伯明・野口竜也・福本和正・藤原悌三 (1998): 微動探査法による彦根市の地下構造探査,物理探査学会第 99 回学術 講演会論文集, 164-167.

大崎順彦(1994):新・地震動のスペクトル解析入門,鹿島出版会,東京,95-102. 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明(1994):表層地盤の影響を取り除いた工学的基礎波の 統計的スペクトル特性 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震 記録を用いた解析,日本建築学会構造系論文集,462,79-89.

佐藤泰夫(1978): 弹性波動論, 岩波書店.

- 鶴来雅人・澤田純男・宮島昌克・北浦 勝(2002): 関西地域におけるサイト増幅特性の 再評価,構造工学論文集,48A,577-586.
- 山水史生 (2004): 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 第251 号, pp75.
- 山中浩明・石田 寛(1995): 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析,日本建築学 会構造系論文集, 468, 9-17.
- 山中浩明・佐藤浩章・栗田勝実・瀬尾和大(1999):関東平野南西部におけるやや長周期 微動のアレイ観測-川崎市および横浜市のS波速度構造の推定-,地震,第2 輯, 51, 355-365.

4 地震記録と微動探査データの同時逆解析による深部地盤のS波速 度構造モデルの推定

4.1 はじめに

前章で提案したS波波形逆解析によるS波速度構造推定法では,S波速度と層厚の間 にトレードオフの関係が見られた。H/Vスペクトルを用いた推定法でも、ピーク周期を 満足するS波速度構造のパラメータは広範囲に分布した。一般的に、物理探査で得られ る観測データには多少なりとも不完全な部分があり、モデルに不確かさが生じることが 多い。また、ノイズも存在しており、これもモデルの不確かさの一因となる。そのため、 物理探査データの逆解析問題においては、ランダムノイズの影響を低下させパラメータ 間のトレードオフを回避するために、複数の物理探査データを用いた同時逆解析が多く 行われている(Vozoff and Jupp, 1974)。第1章「既往の研究」でも示したように、S波 速度構造の推定に関する研究でも、複数のデータを用いた同時逆解析の試みが行われて いる。

本研究では、地震観測記録からできる限り多くの情報を抽出し、地震動の特性を良く 説明することができる S 波速度構造の推定法を提案することが目的である。前章では、 S 波波形逆解析法を提案したが、これにより S 波および表面波部分の周期および位相特 性を良く説明できることがわかった。さらに、P 波初動付近の PS 変換波に着目したレ シーバー関数のデータを組み込むことにより、地震波形の多くの部分を用いた S 波速度 構造の推定法を提案することができると考えられる。地震動の H/V スペクトルのピーク 周期については、ピーク周期のみを用いた S 波速度構造モデルの推定は難しいが、解析 が簡便であること、他のデータにノイズが多い場合や不完全なデータである場合にはモ デルの推定精度を向上させる可能性があるため、同時逆解析に用いることとした。

本章では、S波、H/Vスペクトルのピーク周期、レシーバー関数に加え、S波速度探 査として実績のある微動探査(岡田ほか、1990)による表面波位相速度も用いた深部地 盤構造の推定法を提案する。地震記録に微動探査のデータを加えるのは、以下の理由か らである。前章で示したように、S波の波形逆解析法では表層部分のS波速度と層厚の 間にトレードオフの関係が見られ、レシーバー関数法でも同様の傾向が見られる (Kurose and Yamanaka, 2006)。これを解決するためには、表層部分のS波速度構造

を拘束する必要があると考えられるが、微動探査では短周期帯域の位相速度を測定する ことは比較的容易であり、S波速度と層厚の間のトレードオフを効率的に回避できると

考えられるからである。

上記に示したそれぞれの解析方法は,観測データの特長によっては適用が難しい場合 がある。例えば,レシーバー関数法は,P波初動が取れていない場合や地殻内地震の大 規模地震の余震観測で観測される S-P時間の短い地震については適用が難しい。また, 長周期側の S/Nの状況により H/Vスペクトルが安定して求められないことも考えられる。 したがって,複数の手法による S波速度構造モデルの推定方法を用意しておくことは重 要である。その際,各手法の長所短所を明確にし,手法の特徴を把握することが必要で ある。

まず,第3章と同様に擬似的な観測データを用いた数値実験を行った。比較的大きな コントラストを有する地盤とS波速度が深度方向に徐々に増加するコントラストが小さ い地盤を想定した数値実験により,同時逆解析手法の適用範囲・限界に関する基礎的検 討を行った。さらに,KiK-net成田観測点において,実データによる同時逆解析法の適 用を行った。考察では,同時逆解析により,堆積層だけでなく地震基盤の深度やS波速 度を精度良く推定できること,比較的短周期のみの位相速度データだけでも表層部分の S波速度構造を拘束でき,モデルの推定精度を効率的に向上することができることを示 し,本手法の有効性を示す。

4.2 解析方法

異なるデータの同時逆解析では、それぞれのデータに基づく誤差を無次元化して加算 することを考える。

まず、前章と同様にS波の観測値と計算値の残差 E_{SH} を式(4-1)のように表す。

$$E_{SH} = \left(1/N^{SH}\right) \sum_{t=t_2}^{t_3} \left[\left(S^o(t) - S^c(t)\right) / A^o \right]^2$$
(4-1)

ここで, *N^{SH}*はデータ数, *S^o(t)*, *S^o(t)*, *A^o*はそれぞれ時刻 *t*における地震波形のト ランスバース成分の速度波形,計算速度波形,時刻 *t*₂から *t*₃における観測速度波形の最 大値である。*t*₂は S 波初動の終了時刻, *t*₃は解析終了時刻で S 波初動の 10 秒後とした。

次に,時間領域でのレシーバー関数の観測値と計算値の残差 *E_{RF}*を式(4-2)のように 表す。

$$E_{RF} = \left(1/N^{RF}\right) \sum_{j=1}^{N^{RF}} \left[\left(R^{o}(t_{j}) - R^{c}(t_{j}) \right) / R^{o}_{\max} \right]^{2}$$
(4-2)

 N^{RF} はデータ数, $R^{o}(t_{j})$, $R^{c}(t_{j})$, R^{o}_{max} はそれぞれ時刻 t_{j} における観測レシーバー関数, 計算レシーバー関数, 観測レシーバー関数の最大値である。

また、レイリー波の水平成分と上下成分のスペクトル比(以下,H/Vスペクトルという)のピーク周期を求めて、

$$E_{HV} = \left[\left(T^{o} - T^{c} \right) \middle/ T^{o} \right]^{2} \tag{4-3}$$

により残差を求める。ここで、 T^{ρ} 、 T^{e} はそれぞれ観測および計算 H/V スペクトルのピー ク周期である。前述したように Arai and Tokimatsu (2004) を参考に、基本モードか ら 4 次モードまでを考慮したレイリー波の H/V スペクトルを求めた。

微動探査のデータからはレイリー波の位相速度を求めることが一般的であるので(例 えば、岡田ほか、1990)、レイリー波の位相速度の残差 *E*_{pv}は以下のように求めた。

$$E_{PV} = \left(1/N^{PV} \right) \sum_{j=1}^{N^{PV}} \left[\left(C^{o}(f_{j}) - C^{c}(f_{j}) \right) / C^{o}(f_{j}) \right]^{2}$$
(4-4)

ここで、 N^{PV} はデータ数、 $C^{o}(f_{j})$ 、 $C^{o}(f_{j})$ はそれぞれ j番目の周波数 f_{j} におけるレイリー波の観測位相速度と計算位相速度である。なお、ここでは、レイリー波の基本モードのみを仮定した。

上記の4つの物理量の残差を求めて、全体の残差 Eを式(4-5)のように定義し、Eを

最小にするように S 波速度構造を推定した。

 $E = p_{SH}E_{SH} + p_{RF}E_{RF} + p_{HV}E_{HV} + p_{PV}E_{PV}$

(4-5)

ここで、 p_{SH} , p_{RF} , p_{HV} , p_{PV} はそれぞれ全体の残差に対する、S 波、レシーバー 関数、H/Vスペクトル、表面波の位相速度の残差の割合を表す係数であり、

$$p_{SH} + p_{RF} + p_{HV} + p_{PV} = 1$$

(4-6)

である。例えば、S 波とレシーバー関数の同時逆解析の場合は、 p_{SH} 、 p_{RF} はともに 0.5 とし、 p_{HV} 、 p_{PV} は 0 とした。全種類のデータを用いる場合にはすべて 0.25 とした。残 差 E の最小化には、山中・石田(1995)による遺伝的アルゴリズム(以下、GA という) を用いた。逆解析により推定するパラメータは、各層の S 波速度、層厚とした。Q 値、 地震波形の入射角、波形の立ち上がり時間は正解値に固定した。密度は、第3章で示し たように S 波速度に連動させた。P 波速度は、狐崎ほか(1990)による関係式を参考に以 下の式により連動させた。

$$V_{P}(km/s) = \begin{cases} 1.11V_{S} + 1.29(V_{P} \le 3.5km/s) \\ \sqrt{3}V_{S}(V_{P} > 3.5km/s) \end{cases}$$
(4-7)

4.3 数值実験

第3章と同様に,擬似的に作成した観測データを用いて数値実験による基礎的な検討 を行った。本手法の妥当性・適用限界を把握することを目的とする。以下に数値実験の 概要を示す。

4.3.1 解析に用いたモデルと擬似観測データ

数値実験では、深部地盤を想定した地盤モデルとして図 4-1 に示す S 波速度構造モ デルを用いた。Model A は比較的速度コントラストが大きい 4 層モデルとし、Model B は、S 波速度が深度に対してミラージ的に増加する地盤を想定し、速度コントラストが 小さい 7 層モデルとした。本章の Model A は第 3 章の数値実験に用いた Model1 と同じ 速度構造である。図 4-2 に Model A, 図 4-3 に Model B に対して作成した擬似観測デ ータを示す。

擬似観測データの具体的な作成手順は以下のとおりである。S 波データにおけるノイ ズの与え方はつぎのように行った。まず,周期1から5秒のバンドパスフィルターを施 したS波データのフーリエスペクトルを求め,そのフーリエ振幅を有するランダム位相 の波形を作成した。次に,その波形の最大振幅が,時刻 t2から t3におけるS 波データ の絶対振幅の平均値の50%になるように振幅を調整し,S 波データに加えた。レシーバ ー関数でも同様に,時刻-1秒から10秒におけるレシーバー関数の時刻歴波形の絶対値 の平均振幅の50%の最大振幅を有するランダム位相ノイズを加えた。レイリー波の位相 速度では,基本モードを仮定し,最大約0.2km/sのノイズを,長周期側ほど大きくなる ように与えた。具体的には,以下の式のように,周期の2乗に比例するノイズを与えた。

$$C^{o}(f) = \begin{cases} C_{noisefree}(f) + \frac{0.2}{(3-0.5)^{2}} \times (f^{-1} - 0.5)^{2} \times Rand & f^{-1} < 3 \operatorname{sec} \\ C_{noisefree}(f) + 0.2 \times Rand & f^{-1} \ge 3 \operatorname{sec} \end{cases}$$
(4-8)

ここで、 $C^{o}(f)$ は周期 fの観測位相速度、 $C_{noisefree}(f)$ は周期 fにおけるノイズがない場合の位相速度、Randは一様乱数で、-1から1の間の値をランダムに発生させる。



(c)H/Vスペクトル 丸はピーク周期

(d)位相速度。白丸:擬似観測データ,点線:ノイズの無い位相速度。 i, ii, iii, ivは同時逆解析に用いた位相速度の周期範囲を示す。



微動探査では、微動のパワーの低下などの原因で長周期帯域までのデータの取得が難 しい場合がある。また、地震基盤が傾斜している場合などは1次元構造の仮定が難しい ため、微動計の間隔を大きくすることが出来ず、長周期帯域のデータを取得できない場 合もある。既往の研究(例えば、千葉県、2002;札幌市、2002;堀川ほか、2008)で は位相速度の上限は2km/s前後であることが多いため、ここでは、図4-2dに示したi の周期 0.5~3 秒までの位相速度データを用いた。H/Vスペクトルについては、ラブ波の 寄与を精度よく評価することが難しいことを考慮してピーク周期のみをデータとして用 いたが、逆解析での情報量が他のデータに比べ少ないため、ピーク周期にノイズは与え なかった。H/Vスペクトルの計算では、長周期帯域までの高次モードの計算が必要にな るため、上野ほか(2002)による地殻-マントルの速度構造モデルを参考に、表 4-1 に 示した速度構造モデルを地震基盤の下部に接続させた。
表 4-1 地殻-マントルの速度構造

Upper Depth	Vs	Vp	ρ
(km)	(km∕s)	(km∕s)	(g∕cm³)
10	3.8	6.5	2.97
30	4.4	8.0	3.33
180	4.8	8.5	3.60
	5.5	10.0	4.10

GA での個体数は 200,世帯数は 100 とし,初期乱数を 10 回変えて試行した。10 回 の試行の最終世帯のモデル 2000 個の中で最小残差の 1.5 倍までの残差を有するモデル について,その平均値や標準偏差について評価を行った。表 4-2 に Model A,表 4-3 に Model B における解の探索範囲を示す。ここで,Tr は S 波波形逆解析における波形 の立ち上がり時間であり、1 秒とした。また、周波数に依存した Q 値を考慮し、各層の Q 値を Q= Vs/a*f^bの形で表し a=5, b=1 とした。S 波波形逆解析では直下からの地震波 の入射を想定し入射角を 0 度、レシーバー関数の逆解析では、やや遠方での浅い地震を 想定し入射角を 40 度とした。

表 4-2 Model A に対する解の探索範囲

括弧内の数値は正解モデル

Layer	Vs	Н	Tr	Inci	dent	•	h
No.	(km/s)	(km)	(s)	Angle(degree)	a	U
1	0.3–0.7	0. 02–0. 5	1.0	0(0)	S-wave	5	1
I	(0.5)	(0.2)	(1.0)	40 (40)	RF	(5.0)	(1.0)
0	0.6-1.5	0.05-1.0					
Z	(1, 0)	(0.8)					
0	1.4-2.2	0. 1–1. 5					
ა	(1.8)	(0, 6)					
4	2.8-3.4	/					
4	(3.0)	-					

表 4-3 Model B に対する解の探索範囲

括弧内の数値は正解モデル

Layer No.	Vs (km/s)	H (km)	Tr (s)	Inci Angle(d	dent degree)	а	b
1	0.3-0.7	0.05-1.0	1.0	0(0)	S-wave	5	1
2	(0. 4) 0. 4–1. 2	(0. 2) 0. 1–1. 0	(1.0)	40 (40)	KF	(5.0)	(1.0)
2	(0.6) 0.5–1.3	(0. 2) 0. 1–1. 0					
5	(0.9) 0 7-1 5	(0.3) 0 1-1 0					
4	(1.2)	(0.3)					
5	(1.8)	0. 1-1. 0 (0. 3)					
6	1.8-2.8 (2 4)	0.1-1.0					
7	2.8-3.4	_					

4.3.2 逆解析結果

(1) Model A に対する逆解析結果

(a) 単独逆解析

図 4-4に各種データの単独の逆解析によるモデルを示す。図中赤の破線は正解値の モデル,実線は GA の 10 回の試行で得られるすべてのモデルのうちで,最小残差の 1.5 倍までの残差を有するすべてのモデルを示している。これらのモデルのパラメータ分布 によりモデルパラメータ間のトレードオフの関係などを理解することを試みるので,山 中ほか(1999)の適応解の概念と同様である。図 4-5 は,S 波,レシーバー関数およ び位相速度の単独逆解析によるモデルについて各層のS波速度と層厚の関係を示したも のである。S 波とレシーバー関数の単独逆解析の結果を見ると、レシーバー関数の逆解 析結果のほうがモデルのばらつきがやや小さい結果となった(図 4-4a,図 4-4b,図 4-5)。図 4-4c に見られるように,H/V スペクトルの単独逆解析では観測ピーク周期 を満たすモデルパラメータは、広範囲に分布している。ピーク周期のみを用いているた め,観測データの情報量が少なく、広い探索範囲だとモデルの絞込みが難しい。図 4-4d および図 4-5を見ると位相速度の単独逆解析の結果では、第1層と第2層のS波速 度および第1層の層厚は概ね正解値に収束しているが、周期範囲の上限を3秒と限定し ているため、最下層(以下,地震基盤)の上面深度やS波速度の推定精度が低い。



図 4-4 単独逆解析結果 (Model A)

最小残差の 1.5 倍までのすべてのモデルを表示。 (a)S波波形逆解析,(b)レシーバー関数,(c)H/Vスペクトル,(d)位相速度 黒線:逆解析結果,赤破線:正解モデル



図 4-5 単独逆解析結果のパラメータ分布 (Model A) 最小残差の 1.5 倍までのすべてのモデルを表示。(a)第1層,(b)第2層,(c)第3層 灰色丸:S波,赤丸:位相速度,青菱形:レシーバー関数の単独逆解析の結果

(b) 2 種類のデータの同時逆解析

図 4-6には,2種類のデータの同時逆解析結果を示す。図 4-6a,図 4-6cに示した S 波とレシーバー関数および S 波と位相速度の同時逆解析ではほぼ正解に近いモデルが推定されている。ただし、位相速度は長周期帯域のデータが欠落しているため、S 波と位相速度の同時逆解析の結果では第3層と第4層の推定精度がやや悪い。図 4-6bに示した S 波と H/V スペクトルの同時逆解析の結果と、図 4-4aに示した S 波の単独逆解析結果には大きな違いは見られなかった。図 4-6dに示した H/V スペクトルと位相速度の同時逆解析では、地震基盤の深度および S 波速度の推定精度が図 4-4dに示した位相速度の単独逆解析の結果よりやや向上している。これは、長周期部分が欠落している位相速度データを H/V スペクトルのピーク周期により補うことが出来、深部の S 波速度構造の推定精度が向上したためと考えられる。S 波と H/V スペクトルの同時逆解析では、



 図 4-6 2種類のデータの同時逆解析結果(Model A) 最小残差の 1.5 倍までのすべてのモデルを表示
 (a)S 波とレシーバー関数,(b)S 波と H/V スペクトル,
 (c)S 波と位相速度,(d)H/V スペクトルと位相速度 黒線:逆解析結果,赤破線:正解モデル

(c) 4 種類のデータの同時逆解析

図 4-7には 4 種類のデータを用いた同時逆解析の結果を示す。ほぼ正解に近いモデ ルのみが推定されている。地震基盤の深度や S 波速度についてもばらつきが小さく,ほ ぼ正解値に近いモデルを推定できている。図 4-8には,観測値と S 波,レシーバー関 数,位相速度の単独逆解析結果および全種類を用いた同時逆解析結果による計算値の比 較を示す。図 4-8d は正解値のモデルおよび理論計算に用いたそれぞれの逆解析におけ る最小残差のモデルである。当然のことながら,拘束条件のゆるい単独逆解析のほうが より良く観測データを説明しているが,両者に大きな違いは見られなかった。



黒線:逆解析結果,赤破線:正解モデル



図 4-8 観測データとの比較 (Model A)

(a)S 波,(b)レシーバー関数,(c)位相速度。灰色線,白丸:観測データ 点線:単独逆解析結果,実線:4種類のデータの同時逆解析結果
(d)S 波速度構造 灰色実線:正解モデル,赤破線:S 波単独逆解析結果
青点線:レシーバー関数単独逆解析結果,緑実線:位相速度単独逆解析結果
橙実線:4種類のデータの同時逆解析結果

(2) Model B に対する逆解析結果

Model A の場合と同様に,各種データの単独逆解析によるモデルを図 4-9に示す。 同図には,上記と同様に最小残差の 1.5 倍までの残差を有するすべてのモデルが示され ている。図 4-9a および図 4-9b に示した S 波とレシーバー関数の単独の逆解析の結果 では,完全には正解値と同じモデルを推定することは出来なかったが,モデルの S 波速 度と深度の勾配は概ね正解値のモデルと同じ傾向を示している。S 波とレシーバー関数 の単独逆解析の結果を比べると,S 波逆解析の結果の第1層の S 波速度の決定精度が悪 い。これは, Model A での数値実験でも見られた傾向である。その原因については,4.3.4 で述べることにする。H/V スペクトルの逆解析結果は非常にばらつきの大きいものとな った。位相速度の逆解析結果では,第1層の S 波速度は,概ね正解値の速度が推定でき ているが,長周期帯域のデータが欠如しているため,深部の速度構造の推定精度が低い。

図 4-10aには 4 種類のデータを用いた同時逆解析の結果を示す。第 1 層や第 2 層の S 波速度,地震基盤の深度および S 波速度は概ね正解値に収束しているが,中間層の層 境界深度が正解値と一致していない。図 4-10b はノイズの無いデータについて,各層 の S 波速度の探索範囲を表 4-3に示した探索範囲の 2 分の 1 にした場合の結果を示す。 探索範囲を狭くした場合にはほぼ正解値のモデルに収束していることがわかる。したが って,速度コントラストの小さい地盤で本手法を適用する際には中間層の境界面深度の 推定精度が低いため,特定のパラメータを固定するか探索範囲を狭くするなどの拘束が 必要となり,逆解析時の仮定や先駆的情報の質が非常に重要になる。図 4-11 には,観 測値と計算値の比較を示す。図 4-11d は正解値のモデルおよび理論計算に用いたそれ ぞれの逆解析における最小残差のモデルである。Model A の場合と同様に,単独逆解析 と全種類解析結果に大きな違いは見られなかった。



図 4-9 単独逆解析結果(Model B)
 最小残差の 1.5 倍までのすべてのモデルを表示。
 (a)S 波,(b)レシーバー関数,(c)H/V スペクトル,(d)位相速度。
 黒線:逆解析結果,赤破線:正解モデル



図 4-10 4 種類のデータの同時逆解析結果 (Model B) (a)ノイズありの場合

(b)ノイズがない擬似観測データを用いて S 波速度の探索範囲を半分にした場合 黒線:逆解析結果,赤破線:正解モデル





(a)S 波, (b)レシーバー関数, (c)位相速度。灰色線および白丸は観測データを示す。 赤点線および青実線はそれぞれ,単独逆解析結果を示す。

(d)S波速度構造 灰色実線:正解モデル,赤破線:S波単独逆解析結果
 青点線:レシーバー関数単独逆解析結果,緑実線:位相速度単独逆解析結果
 橙実線:4種類のデータの同時逆解析結果

4.3.3 モデルの推定誤差

モデルの推定誤差とそれぞれのデータの同時逆解析でのモデルの改善に対する寄与 について調べる。各層の推定誤差を以下のように定義した。

$$Error, i = \sum_{m=1}^{M} \left(\frac{V_{m,i} - V_{m,i}^{true}}{V_{m,i}^{true}} \right)^2 / 2M + \sum_{m=1}^{M} \left(\frac{H_{m,i} - H_{m,i}^{true}}{H_{m,i}^{true}} \right)^2 / 2M \qquad i = 1,3$$
(4-9)

ここで、 $V_{m,i}$ は、m番目のモデルのi層のS波速度、 $H_{m,i}$ は、m番目のモデルのi層の 層厚、Mは最小残差の1.1倍の残差を有するモデルの数を示す。trueの添え字は正解モ デルを示す。

また、第4層の推定誤差については、S波速度と基盤深度の誤差を用いて、

$$Error, 4 = \sum_{m=1}^{M} \left(\frac{V_{m,4} - V_{m,4}^{true}}{V_{m,4}^{true}} \right)^2 / 2M + \sum_{m=1}^{M} \left(\frac{Dep_m - Dep_m^{true}}{Dep_m^{true}} \right)^2 / 2M$$
(4 - 10)

のように定義した。ここで、 $V_{m,4}$ は、m番目のモデルの地震基盤のS波速度、 Dep_m は、m番目のモデルの地震基盤の上面深度、Mは最小残差の1.1倍の残差を有するモデルの数を示す。trueの添え字は正解モデルを示す。

さらに,推定誤差への各観測データの寄与を定量的に理解するために数量化理論 I 類 を用いて検討した。上記で示した推定誤差を目的変数 y k として,以下の式のように示 される偏回帰係数 β SH, β RF, β HV,および β PVを求めた(例えば,駒澤ほか,1998)。

$$y_{k} = \beta_{SH} \chi_{SH,k} + \beta_{RF} \chi_{RF,k} + \beta_{HV} \chi_{HV,k} + \beta_{PV} \chi_{PV,k} \qquad k = 1 \sim 15$$
(4-11)

ここで、kは、単独および同時逆解析のパターンをし、15種類を示す。 $\chi_{SH,k}$ 、 $\chi_{RF,k}$ 、 $\chi_{HV,k}$ および $\chi_{PV,k}$ は、名義尺度の説明変数である。例えば、 $\chi_{SH,k}$ は、S波の逆解析を行う 場合は1の値を、行わない場合は0の値を持つ。従って、重回帰分析によってそれぞれ の観測データが推定誤差の減少へ及ぼす影響を評価することができる。偏回帰係数は、 負の値が大きいほど誤差を減らす寄与が大きいことを示す。

図 4-12 に Model A での数値実験での第 1 層のモデルの推定誤差および偏回帰係数 を示す。位相速度の単独逆解析によるモデルの推定誤差が小さく,S 波およびレシーバ ー関数の単独逆解析によるモデルの推定誤差は、位相速度の単独逆解析の場合の4 倍程 度である。H/V スペクトルの単独逆解析によるモデルの推定誤差は 50%程度となり、他 の単独逆解析の結果に比べ非常に大きい。偏回帰係数でも位相速度の負の値が最も大き く、H/V スペクトルは正の値を持つ結果となった。 図 4-13 には第 2 層のモデルの推定誤差と偏回帰係数を示す。単独逆解析でのモデ ルの推定誤差は位相速度の単独逆解析の場合が最も小さいが、レシーバー関数の単独逆 解析の結果でも 5%程度で同程度である。偏回帰係数は、S 波が-4.2、レシーバー関数 が-6.2、位相速度が-7.1であり、第 1 層と同様に位相速度の偏回帰係数の負の値が最 も大きい。

図 4-14 に第 3 層のモデルの推定誤差と偏回帰係数を示す。位相速度のデータの周 期 3 秒以上のデータを逆解析で用いていないため、単独逆解析におけるモデルの推定誤 差が大きくなっている。S 波、レシーバー関数および位相速度の偏回帰係数はそれぞれ、 -17.8、-15.4、-5.1 であった。H/V スペクトルの偏回帰係数も負の値を有しており、 偏回帰係数が正の値を示した第 1 層や第 2 層に比べ、深部の構造のモデルの改善の寄与 が大きいことがわかる。

図 4-15 には,第4層のモデルの推定誤差と偏回帰係数を示す。第3層と同様の傾向であるが、レシーバー関数の偏回帰係数がS波に比べやや大きい。

図 4-16 は、すべての層の推定誤差の平均とその場合の偏回帰係数を示す。単独逆 解析に比べ、同時逆解析の推定誤差が小さい。また、2 種類のデータの同時逆解析の結 果同士、3 種類のデータの同時逆解析の結果同士を比較すると H/V スペクトルのデータ を入れた場合の推定誤差がやや大きくなっている。3 種類のデータの同時逆解析結果の 推定誤差に比べ、レシーバー関数と H/V スペクトルと位相速度の3種類のデータの同時 逆解析の推定誤差のほうがやや小さくなっているが、これは S 波データに与えた誤差の 影響で、正解のモデルと異なるモデルのほうが誤差が小さいためと考えられる。

図4-17には、S波の偏回帰係数を-1として規格化した各物理量の偏回帰係数を示 す。第1層,第2層では位相速度の偏回帰係数がS波,レシーバー関数に比べ大きいが, 第3層,第4層では、逆に位相速度のほうが小さくなる。これは、逆解析時に位相速度 の周期3秒以上のデータを用いていないためである。S波とレシーバー関数の偏回帰係 数を比べると、表層のモデル改善の寄与はレシーバー関数のほうが大きい。第3層につ いては、S波のほうがモデル改善の寄与が大きく、S波波形逆解析の深い構造のモデル の推定能力は、レシーバー関数の逆解析と同程度であると考えられる。すべての層での 偏回帰係数を見ると、位相速度のデータは長周期帯域がない不完全なデータであるにも かかわらず、S波やレシーバー関数と同程度の寄与を示している。これは、位相速度と の同時逆解析によって、単独逆解析結果に比べて、効率的にモデルを改善したことを示 している。H/Vスペクトルのすべての層での偏回帰係数は正の値を示し、モデルの改善 の寄与は無いが、第3層、第4層では偏回帰係数は負の値を持ち、深い構造のモデルを

改善する効果がある。図4-15に示した第4層のモデルの推定誤差は,位相速度の単独 逆解析では18.6%,H/Vスペクトルの単独逆解析では12.9%であるが,位相速度とH/V スペクトルの同時逆解析では8.5%となりモデルの改善が見られた。これは,位相速度デ ータの長周期側のデータの欠落を,H/Vスペクトルの卓越周期のデータが補ったためと 考えられ,このように不完全なデータやノイズの大きいデータの場合には,H/Vスペク トルデータでもモデルを改善する効果がある。



図 4-12 第1層のモデルの推定誤差と偏回帰係数 (Model A)
 (a)モデルの推定誤差 (b)偏回帰係数



⁽a)モデルの推定誤差 (b)偏回帰係数









図 4-17 S 波の偏回帰係数を-1とした場合の各物理量の偏回帰係数 (Model A)

4.3.4 逆解析における誤差分布

単独逆解析の場合および4種類のデータを用いた逆解析の誤差分布について調べる。 図 4-18 は, Model A における逆解析の誤差分布であり, 各層の S 波速度と層厚のみを 変化させた場合の誤差の分布を示している。変化させた以外の層のS波速度と層厚は正 解値に固定している。図 4-18a~d は S 波, レシーバー関数, H/V スペクトル単独逆解 析の誤差分布,図 4-18e は 4 種類のデータを用いた同時逆解析の誤差分布である。S 波の単独逆解析の誤差分布のほうがレシーバー関数の単独逆解析の誤差分布に比べ谷の 形状が狭く、トレードオフの関係が強いことがわかる。これが、図 4-4a,図 4-4b や 図 4-5 に見られるようにレシーバー関数の単独逆解析結果のほうが S 波の単独逆解析 結果よりもモデルのばらつきや推定誤差がやや小さい原因であると考えられる。S波と レシーバー関数の単独逆解析の誤差分布は類似しているが、図4-5aを詳細に見ると特 に第1層の誤差分布がやや異なっており、その結果推定されるモデルの分布もやや異な っている。したがって、図4-16に見られるようにS波とレシーバー関数の同時逆解析 によりモデルの改善が見られたと考えられる。S波の単独逆解析の誤差分布は第1層に 比べ第2層のほうが、谷が浅く広域に広がっている。また、レシーバー関数の単独逆解 析の誤差分布は、第2層に比べ第1層のほうが、谷が浅く広域に広がっている。このこ とが,図4-5a,図4-5bに見られるようにS波の単独逆解析では第2層の,レシーバ ー関数の単独逆解析では第1層のパラメータのばらつきが大きくなっている原因と考え られる。

位相速度の単独逆解析の誤差分布の形状は、S 波やレシーバー関数の単独逆解析の誤 差分布の形状と異なっている。第1層については、トレードオフの関係が弱く、適切な 誤差分布であるが、ここで用いている位相速度は長周期帯域のデータが欠落している不 完全なデータであるため、第3層の誤差分布には明瞭な谷は見られなかった。第1層の パラメータを適切に推定することができるため、位相速度を用いた同時逆解析では浅部 だけでなく深部におけるモデルの改善も効果的に行っていると考えられる。

第2章で示したように、H/Vスペクトルのピーク周期による単独逆解析の誤差分布に は、S波速度と層厚に強いトレードオフの関係が見られる。特に、第1層では、第1層 の層厚が 0.2km の場合にS波速度がどの値でも誤差がほぼ 0を示しており、第1層に 関しては感度がほとんど無いことを示している。

4 種類のデータを用いた同時逆解析の誤差分布は単独逆解析の誤差分布に比べ誤差 の谷の位置が正解値を中心に広がっており、また、全層で誤差分布の谷が深くなってい る。したがって、トレードオフが回避され、正解のモデルをより精度良く推定できると

考えられる。

図 4-19aには第1層のS波の単独逆解析の誤差分布に、図 4-5に示したS波と位 相速度の単独逆解析結果を重ねた図を示す。単独逆解析の結果では、最小残差の1.5倍 までの残差を有するすべてのモデルを表示している。図 4-19aを見るとS波単独逆解 析によるパラメータ分布と位相速度単独逆解析によるパラメータ分布が正解値付近で交 差していることがわかる。また、図 4-12のS波と位相速度の同時逆解析の第1層のモ デルの推定誤差(図ではSH_PVと表示)を見ると、位相速度単独逆解析によるモデル の推定誤差(図ではPVと表示)と同程度の値を示しており、S波と位相速度の同時逆 解析により、適切にモデルの絞込みができたことを示している。図 4-19cには第2層 の結果を示す。第1層と同様に、正解値付近でS波と位相速度の誤差分布が交差してお り、適切にモデルの絞込みができたことを示している。

同様に、図 4-19bは、第1層について、時間領域レシーバー関数および位相速度の 単独逆解析によるパラメータ分布と時間領域レシーバー関数単独逆解析の誤差分布を重 ねたものである。図 4-19d は第2層の結果である。S 波の逆解析の場合と同様に、正 解値付近で誤差分布が交差しており、適切にモデルの絞込みができている。

図 4-12 から図 4-15 の S 波と位相速度の同時逆解析, レシーバー関数と位相速度 の同時逆解析(図では, SH_PV, RF_PV と表示)のモデルの推定誤差はほぼ同じ値を 示している。これは, S 波とレシーバー関数の単独逆解析の誤差分布が互いに似た形状 を示しているためと考えられる。



左列:第1層,中列:第2層,右列:第3層



図 4-19 逆解析の誤差分布と単独逆解析によるパラメータの分布

- (a) S 波単独逆解析の誤差分布と S 波および位相速度の単独逆解析によるパラメ ータ分布(第1層)
- (b) レシーバー関数単独逆解析の誤差分布とレシーバー関数および位相速度の単 独逆解析によるパラメータ分布(第1層)
- (c) S 波単独逆解析の誤差分布と S 波および位相速度の単独逆解析によるパラメ
 ータ分布(第2層)
- (d) レシーバー関数単独逆解析の誤差分布とレシーバー関数および位相速度の単 独逆解析によるパラメータ分布(第2層)

黒丸:S 波単独逆解析結果,青菱形:レシーバー関数単独逆解析結果,赤丸:位 相速度単独逆解析結果

4.3.5 地震基盤のS波速度が結果に与える影響

第3章で述べたように、S波の逆解析においては、地震基盤のS波速度を固定しない 場合には、堆積層のS波速度と堆積層の厚さの両者を精度良く推定することが難しい。 ここでは、ModelAについて、地震基盤のS波速度を正解値に固定した場合と固定しな い場合のモデルのばらつきや正解値との対応について検討した。図4-20に各種逆解析 結果による地震基盤深度の平均値とその標準偏差を示す。単独逆解析の結果では、地震 基盤のS波速度を固定しない場合に、地震基盤深度の標準偏差が大きいが、2種類以上 のデータを組み合わせた同時逆解析の結果では、H/Vスペクトルデータを用いた逆解析 の結果を除いて地震基盤のS波速度を固定した場合と固定しない場合で、地震基盤深度 の標準偏差はほぼ同じである。また、地震基盤深度の平均値も地震基盤のS波速度の固 定の如何によらずほぼ同じ値を示している。同図には地震基盤のS波速度も示している が、3種類以上のデータの同時逆解析による地震基盤のS波速度は正解値と概ね 0.1km/s差以内に分布している。また、標準偏差についても3種類以上のデータの同時 逆解析の結果では小さい値を示している。このように、2あるいは3種類以上のデータ の同時逆解析を行うことにより、地震基盤の深度およびS波速度を推定できることがわ かる。



図 4-20 地震基盤の深度(a)とS波速度(b)およびS波速度の標準偏差(c)
 黒丸:地震基盤のS波速度の探索範囲を2.8~3.4km/sとした場合
 白三角:地震基盤のS波速度を正解値の3.0km/sに固定した場合

4.3.6 表面波位相速度の周期範囲が結果に与える影響

第3章で述べたように,微動探査の実務では長周期帯域の位相速度データを取得する ことが難しいことがある。長周期帯域のデータの欠如は、より深い部分のモデル推定に 不確かさを生じる。4.3.2 で述べたように、微動探査による位相速度データと他のデー タを組み合わせることにより、長周期帯域の位相速度が欠落した場合でも、モデルの推 定精度が向上することがわかった。ここでは、周期帯域の異なる位相速度データを用い た同時逆解析を行い、位相速度の周期範囲が推定結果に与える影響について考察した。 Model A について、周期範囲を図 4-2d に示すように 4 つの場合を設定した。 i は周期 0.5~3 秒まで, ii は 0.5~7 秒, iii は 0.5~2 秒, iv は 3~7 秒までの範囲である。なお, 4.3.2 では i の場合を検討している。図 4-21 に S 波と位相速度の同時逆解析による地 震基盤のS波速度と深度の分布を,図4-22にはS波速度構造を示す。両図にはS波の 単独逆解析の結果も示している。ケースi~iiiでは、S波速度の標準偏差が大きく、深 度の標準偏差が小さいことがわかる。ケースivでは長周期側のみのデータであるため, 地震基盤深度の決定精度が悪いだけでなく、第2層のS波速度や第3層の上面深度も正 解モデルと異なっているが、長周期帯域のデータを用いているため、地震基盤のS波速 度の標準偏差は小さくなっている。また、ケース i から iii の同時逆解析の結果では、S 波の単独逆解析の場合に比べモデルの標準偏差は小さくなっている。

図4-23には、S波、レシーバー関数、H/Vスペクトルと4つの周期範囲の位相速度 との同時逆解析結果のモデルの標準偏差とそれぞれのデータの単独逆解析結果によるモ デルの標準偏差の比を示す。当然のことながら、ケースiiの結果の標準偏差の比が最も 小さいが、短周期範囲のみでデータが得られているケースiiの結果の標準偏差の比は、 基準となるケースiと同等の値を示している。表面波の位相速度との同時逆解析では、 比較的短周期だけのデータでも解の精度向上が期待できることを意味している。これは、 短周期の位相速度により表層部のS波速度と層厚が精度良く決定され、より深い部分は ほかのデータで拘束されるためであると考えられる。H/Vスペクトルと位相速度の同時 逆解析結果の標準偏差の比は小さいが、H/Vスペクトル単独逆解析の結果のばらつきが 大きく、位相速度との同時逆解析によりモデルが大きく改善されたためと考えられる。



図 4-21 S波と位相速度の同時逆解析による地震基盤のS波速度と上面深度 黒丸:周期範囲i,赤四角:周期範囲ii,青三角:周期範囲ii,緑丸:周期範囲iv 白菱形:S波単独逆解析結果,茶色菱形:正解モデル 棒線は,地震基盤のS波速度と上面深度の標準偏差を表す。



図 4-22 逆解析結果

灰色線:正解モデル,赤線:S波単独逆解析,

青実線:周期範囲iの同時逆解析結果,緑破線:周期範囲iiの同時逆解析結果, 橙点線:周期範囲iiの同時逆解析結果,黒一点鎖線:周期範囲ivの同時逆解析結果



図 4-23 位相速度との同時逆解析により推定されたモデルパラメータの標準偏差 と位相速度の単独逆解析により推定されたモデルパラメータの標準偏差の比

4.3.7 周波数領域レシーバー関数の逆解析

本研究では、時間領域レシーバー関数を用いたが、周波数領域でのデータを用いる試みもある(小林ほか、1998)。ここでは、周波数領域と時間領域のレシーバー関数の逆解析の誤差分布について考察を行った。周波数領域レシーバー関数のデータは、4.3.1で作成した Model A における時刻歴の擬似観測レシーバー関数を周波数領域に変換して作成した。誤差 *E_{RF_e}を*以下のように定義した。

$$E_{RF_{f}} = \left(1 / N^{RF_{f}}\right) \sum_{j=1}^{N^{RF_{f}}} \left[\left(R^{o}(f_{j}) - R^{c}(f_{j}) \right) / R^{o}(f_{j}) \right]^{2}$$
(4-12)

ここで、N^{RF}はデータ数、R^o(f₂)、R^c(f₂)はそれぞれ周波数 f₂における観測周波数領域 レシーバー関数、計算周波数領域レシーバー関数である。図4-24 に擬似観測周波数領 域レシーバー関数を示す。用いたデータは周期1から5秒までのデータおよび周期0.33 秒から5秒までのデータとした。図4-25に周波数領域レシーバー関数の同時逆解析の 誤差分布を示す。図4-25a~cは周期1から5秒までのデータ、図4-25d~fは周期 0.33秒から5秒までのデータである。なお、前述までの検討での時間領域レシーバー関 数は、周期1~5秒のフィルター処理をしている。図4-25aを見ると周期1から5秒ま での周波数領域レシーバー関数の逆解析では、第1層において誤差が最小となるのは、 正解モデルに比べて層厚がやや厚いモデルであり、図4-18bに示した時間領域レシー バー関数の逆解析に比べて誤差分布の谷が浅く、解の任意性が高いことを示している。 これは、周波数領域レシーバー関数の逆解析では、振幅の情報しか用いておらず、位相 の情報が考慮されていないためであると考えられる。また、図4-24に見られるように、 周波数領域レシーバー関数のノイズは、周波数領域レシーバー関数の谷を埋めるように 付与されるため、これも、周波数領域レシーバー関数の同時逆解析の誤差分布の谷を浅 くした原因であると考えられる。以上のように、同じ周期範囲である限りにおいて、本 手法では時間領域レシーバー関数を用いることが適していると考えられる。一方、図4 -25d~fに示した周期0.33秒から5秒までのデータの逆解析では、正解値を中心に誤 差分布の谷が広がっており、周期範囲を広げることにより正しいS波速度構造を推定で きると考えられる。周波数領域レシーバー関数の逆解析では、長周期帯域のみを考慮す るだけでは不十分であり、より短周期までのデータを用いる必要がある。ただし、図4 -18bと比べると周波数領域レシーバー関数の逆解析の誤差分布のほうが、時間領域レ シーバー関数の逆解析の誤差分布に比べ谷が狭く、S波速度と層厚のトレードオフがよ り強いと考えられる。

図 4-26a~cに PS-P時間を用いた逆解析の誤差分布を示す。PS-P時間の誤差は, (4-13) 式のように定義した。

$$E_{PS-P} = \left[\left(T_{PS-P}^{o} - T_{PS-P}^{c} \right) \middle/ T_{PS-P}^{o} \right]^{2}$$
(4-13)

ここで、*T^o_{PS-P}*, *T^c_{PS-P}*はそれぞれ観測 PS-P時間および S 波速度構造モデルにより 計算される PS-P時間である。H/V スペクトルの逆解析における誤差分布と同様に,S 波速度と層厚に強いトレードオフの関係が見られる。図 4-26d~f には周期 0.33 秒か ら 5 秒までの周波数領域レシーバー関数と PS-P時間の同時逆解析の誤差分布を示す。 図 4-25d~f に示した周波数領域レシーバー関数の単独逆解析の結果に比べ,PS-P時 間との同時逆解析を行なった場合では誤差分布の谷の深さが若干浅くなっているが,図 4-26g~i に示した時間領域レシーバー関数の逆解析の誤差分布に比べ谷が狭く,S 波 速度と層厚のトレードオフがより強いと考えられる。

図 4-27a~cには、周期1秒から5秒までの周波数領域レシーバー関数とPS-P時間の同時逆解析の誤差分布を示す。この誤差分布は、時間領域レシーバー関数の単独逆解析の誤差分布と良く似ている。小林ほか(1998)では PS-P時間による拘束条件を設けて周波数領域レシーバー関数による同時逆解析を行っているが、実質的には時間領域レシーバー関数との同時逆解析を実施していることと近い。



図 4-24 周波数領域レシーバー関数の擬似観測データ 白丸は擬似観測データ、灰色実線はノイズが無い場合の周波数領域レシーバー関数



図 4-25 周波数領域レシーバー関数の逆解析の誤差分布 (Model A) (a)~(c):周期範囲を1秒から5秒とした場合。(a)第1層,(b)第2層,(c)第3層 (d)~(f):周期範囲を 0.33 秒から 5 秒とした場合。(d)第1層,(e)第2層,(f)第3層



 図 4-26 PS-P時間を用いた逆解析の誤差分布(a:第1層,b:第2層,c:第3層)
 と周期 0.33 秒から 5 秒までの周波数領域レシーバー関数と PS-P時間の同時逆解析の 誤差分布(d:第1層, e:第2層, f:第3層)

(g~iは,時間領域のレシーバー関数の逆解析の第1層から第3層の誤差分布)



図 4-27 周期1秒から5秒までの周波数領域レシーバー関数とPS-P時間の同時逆
 解析の誤差分布(a:第1層, b:第2層, c:第3層)

4.4 KiK-net 成田観測点への適用

同時逆解析手法を KiK-net 成田(CHBH13)における地震観測データに適用した。第3 章と同様に PS 検層結果との比較を行い、本手法の適用性の検討を行う。

S波データは,第3章で用いたデータを用いた。レシーバー関数は(山中ほか,2007), 表面波の位相速度については(山中・山田,2002)によるデータを用いた。H/Vスペクトルのピーク周期は,第2章で示した平均H/Vスペクトルからピーク周期を読み取った。

4.4.1 逆解析結果

(1) 逆解析に用いたデータ

第3章で用いた,2003年6月9日茨城県沖の地震および2004年4月6日千葉県北 西部の地震を解析に用いた。観測波形には,周期1~5秒のバンドパスフィルターを施 している。図4-28に観測データを示す。

レシーバー関数データは、(山中ほか、2007)によるデータを用いた。P 波初動の1 秒前から 10 秒後までを切り出しスペクトルを求めている。Water-level method

(Langston,1979)に基づいてスペクトル比を求めレシーバー関数を得ている。 Water-levelは 0.01 であり,周波数 0.1Hz~2.0Hz のバンドパスフィルターを施してい る。地震基盤への入射角の平均は,41.5度であった。図 4-29 に観測されたレシーバー 関数を示す。

位相速度のデータは、山中・山田(2002)によって KiK-net 観測点の西南西約 2 km 地点で観測されたデータを用いた。図 4-30 に観測位相速度を示す。

H/V スペクトルは, 第2章で示したように2003年から2005年までのマグニチュードが6以上の11個の地震データを解析に用いている。各地震のH/Vスペクトルの相乗 平均を求め,長周期側のピーク周期を読み取った。図4-31に観測H/Vスペクトルデー タおよびそのピーク周期を示す。



図 4-28 S 波データ

(a) 2003年6月9日茨城県沖の地震, (b) 2004年4月6日千葉県北西部の地震





図 4-30 位相速度データ(山中・山田, 2002)



図 4-31 H/V スペクトルデータ 黒丸:ピーク周期

(2) 単独逆解析結果

GAのパラメータは、個体数および世代数をそれぞれ 300,200 とし、交差確率 0.7, 突然変異確率 0.01 とした。初期乱数を 10 回変えて試行し、最小残差の 1.2 倍までのモ デルを適用解とした。層の数は 4 層とし、各層の S 波速度と層厚の探索範囲は、表 4-4 のようにした。S 波波形逆解析における波形の立ち上がり時間、入射角、Q 値の係数 a と b の探索範囲は第 3 章で設定したものと同じとした。数値実験の結果から、H/V スペ クトルのピーク周期による単独逆解析では解の絞込みが難しいことが確認されたため、 H/V スペクトルの単独逆解析は行わなかった。

	X I I /// ·	
Layer No.	Vs(km/s)	H(km)
1	0.2-0.4	0.01-0.25
2	0.4-0.7	0.02-1.0
3	0.5-1.0	0.05-0.75
4	2.5-3.5	-

表 4-4 解の探索範囲

図 4-32 に単独逆解析結果を示す。図には山水(2004)による PS 検層結果を赤の点線 で示している。図 4-33 には第 1 層から第 3 層の S 波速度と層厚の関係を示す。S 波の 単独逆解析の結果は,地震基盤の S 波速度および深度のばらつきが大きい結果となった。 ばらつきは大きいが,地震基盤の深度については,約 0.75km,0.86km,1.0km,1.08km, 1.14km の 5 つの解のまとまりが見られた。レシーバー関数の単独逆解析の結果では, モデルはほぼひとつのモデルに収束しているが,地震基盤の S 波速度は探索範囲の下限 値近くに集まっている。地震基盤深度は 0.94km~1.03km の間に分布している。位相速 度の単独逆解析では,1.17km と 1.25km のほぼ二つの基盤深度が推定されているが,検 層結果による地震基盤深度 0.86km よりやや深く推定されている。



図 4-32 単独逆解析結果

(a)S波単独逆解析,(b)レシーバー関数単独逆解析,(c)位相速度単独逆解析 赤の点線は、山水(2004)による検層結果を示す。



(3) 同時逆解析結果

2種類のデータの同時逆解析では、H/V スペクトルとレシーバー関数、H/V スペクト ルと位相速度の組み合わせを除いて解析を行った。3種類のデータの同時逆解析では、 レシーバー関数・H/V スペクトル・位相速度の組み合わせ以外の組み合わせについて解 析を行った。

図 4-34 に 2 種類のデータの同時逆解析結果を、図 4-35 に適用解の第 1 層から第 3 層の S 波速度と層厚の関係を示す。図 4-34a および図 4-35a に示した S 波と H/V スペクトルの同時逆解析結果では、地震基盤深度が 1km 程度のモデルと 0.7~0.8km 程 度のモデルが推定されている。ばらつきは大きいものの、ほぼ二つのモデルに収束して おり、S 波の単独逆解析結果に比べ解の絞込みがなされている。図 4-34b および図 4 -35b に示した S 波とレシーバー関数の同時逆解析結果でも第2層と第3層の層厚が 0.15km 程度と 0.75km 程度のモデルと 0.8km 程度と 0.15km 程度のモデルの二つのモ デルに収束した。地震基盤の深度は概ね1km程度であり安定している。数値実験での結 果と同様に S 波と H/V スペクトルの同時逆解析により精度良く S 波速度構造モデルを 推定するには、既往の調査結果により堆積層のS波速度の探索範囲を狭くする必要があ ることを示している。S波とレシーバー関数の同時逆解析結果でもモデルにばらつきが 見られたが、数値実験ではばらつきは小さかった。厳密には、S波と PS変換波の伝播 経路の違いや表面波の位相速度はアレイを展開した範囲の平均的なS波速度を反映して いることも原因のひとつであると考えられる。図 4-34c, 図 4-34d および図 4-35c, 図 4-35d に示した S 波と位相速度, レシーバー関数と位相速度の同時逆解析結果では, ほぼひとつのモデルに収束している。数値実験で検討したように,S波とレシーバー関 数の単独逆解析の誤差分布は互いに似ているのに対し、位相速度の単独逆解析の誤差分

布の形状はS波やレシーバー関数の単独逆解析の誤差分布と異なっており,位相速度を 考慮した場合の同時逆解析によるモデルの任意性が相対的に低いことが原因と考えられ る。数値実験と同様に位相速度を組み合わせることにより,既知情報が少ない場合でも 精度良く堆積層のS波速度を推定できる可能性がある。



図 4-34 2種類のデータの同時逆解析結果 (a)S 波と H/V スペクトル,(b)S 波とレシーバー関数 (c)S 波と位相速度,(d)レシーバー関数と位相速度 赤の点線は、山水(2004)による検層結果を示す。


(a)S 波と H/V スペクトル, (b)S 波とレシーバー関数
 (c)S 波と位相速度, (d)レシーバー関数と位相速度

3種類および4種類のデータの同時逆解析結果を図4-36に示す。適用解の第1層か ら第3層のS波速度と層厚の関係を図4-37に示す。図4-36a,図4-37aに示したS 波・レシーバー関数・H/Vスペクトルの3種類のデータの同時逆解析結果では、地震基 盤の深度が概ね0.9kmのモデルと1.1kmの二つのモデルに収束している。S波速度 0.9km/s層が厚いモデルと0.6km/s層が厚いモデルの二つである。図4-36bおよび図4 -37bに示したS波・レシーバー関数・位相速度の3種類のデータの同時逆解析結果で は、S波速度0.65km/s層が厚いモデルが推定されている。図4-36cおよび図4-37c に示したS波・H/Vスペクトル・レシーバー関数の3種類のデータの同時逆解析結果で は、S波速度0.6km/s層と0.75km層が厚いモデルが推定されている。図4-36dおよ び図4-37dに示した4種類のデータの同時逆解析結果では、S波速度0.65km/s層が厚 く推定されている。

図 4-38 に観測 S 波データと計算結果の比較を示す。単独逆解析の結果と全種類の データを用いた同時逆解析の結果を示す。全種類の解析結果の時刻 t2以降の振幅がやや 小さいが,特徴的な位相は概ね説明できている。図 4-39 には観測レシーバー関数と計 算結果の比較を示す。S 波データと同様に,単独逆解析の結果と全種類のデータを用い た同時逆解析の結果を示している。観測データに比べ計算結果の振幅が大きくなってい るが,時刻 1 秒および 2 秒付近のピークの時刻は観測データを良く説明できている。図 4-40 に観測 H/V スペクトルとすべてのデータを用いた同時逆解析による計算結果の比 較を示す。H/V スペクトルのピーク周期は概ね観測データを説明できている。図 4-41 に観測位相速度と計算結果の比較を示す。単独逆解析,4 種類のデータの同時逆解析お よび S 波・H/V スペクトル・位相速度の 3 種類のデータの同時逆解析による計算結果を 示す。単独逆解析および S 波・H/V スペクトル・位相速度の 3 種類のデータの同時逆解析 お よび S 波・H/V スペクトル・位相速度の 3 種類のデータの同時逆解析 による計算結果では,全ての周期範囲において観測データを良く説明できている。4 種類のデータの同時逆解析結果では、周期 2 秒以下において観測位相速度に比べて計算 された位相速度がやや小さな値を示している。レシーバー関数のデータを満たすことに より,位相速度との不一致が生じたものと考えられる。







図 4-37 3 種類および 4 種類のデータの同時逆解析結果 における S 波速度と層厚の関係

(a)S波・レシーバー関数・H/Vスペクトルの同時逆解析結果

(b)S波・レシーバー関数・位相速度の同時逆解析結果

(c)S波・H/Vスペクトル・位相速度の同時逆解析結果

(d)4 種類のデータの同時逆解析結果



図 4-38 観測データとの比較 S 波データ
 灰色:観測データ,点線:単独逆解析結果,実線:4種類のデータの同時逆解析結果
 (a) 2003 年 6 月 9 日茨城県沖の地震,(b) 2004 年 4 月 6 日千葉県北西部の地震



灰色:観測データ,点線:単独逆解析結果,実線:4種類のデータの同時逆解析結果



図 4-40 観測データとの比較 H/V スペクトル

灰色:観測データ,丸:観測ピーク周期,実線:4種類のデータの同時逆解析結果



図 4-41 観測データとの比較 位相速度

白丸:観測データ, 点線:単独逆解析結果, 実線:4種類のデータの同時逆解析結果, 灰色点線:S波・H/Vスペクトル・位相速度の3種類のデータの同時逆解析結果

4.4.2 モデルのばらつきと PS 検層結果との比較

ここでは、KiK-net 成田観測点で推定されたS波速度構造の妥当性を検証するために、 推定された地震基盤深度のばらつきおよびPS検層結果との比較を行う。

図 4-42 には、各逆解析結果による地震基盤深度の平均値とその標準偏差を示す。 位相速度の単独逆解析以外は概ね 0.9 から 1.0 kmの地震基盤深度が推定された。位相速 度のデータは、周期 3.4 秒以上の長周期帯域のデータが欠落しているためと考えられる。 H/V スペクトルを用いた同時逆解析の深度のばらつきがやや大きい傾向がある。数値実 験の結果と同様に 2 種類以上のデータの同時逆解析により地震基盤のばらつきが小さく なり、モデルの任意性が低くなっていることを示している。

図4-43には堆積層における PS 検層データ(山水,2004)との差の平均値を示す。 深度 0.85 km までのデータで比較を行った。深度 10m 毎に解析結果と PS 検層結果の差 をとり,それを検層結果の S 波速度で除して検層結果との差を求めた。図4-43には深 度 0km~0.85km までの平均値を示している。S 波単独の逆解析結果や S 波と H/V スペ クトルの同時逆解析の結果では,差が小さくなっているが,図4-32a や図4-34a を見 るとばらつきの大きなモデルを平均して得られたモデルであるため注意が必要である。 S 波とレシーバー関数 (図4-34a), S 波・レシーバー関数・H/V スペクトル (図4-36a)の同時逆解析結果の場合も同様である。4 種類のデータの同時逆解析の結果が最も PS 検層との差が小さい結果となった。単独逆解析において解が比較的安定していたレ シーバー関数を用いた解析結果でも、単独逆解析結果では検層結果との差が約0.2 であ ったが、位相速度との同時逆解析結果では0.17,S 波・位相速度との3 種類のデータの 同時逆解析では0.15,4 種類のデータの同時逆解析では0.14 と同時逆解析によりモデル の推定精度が向上していることが確認できた。



図 4-42 地震基盤深度の平均値(左軸)と標準偏差(右軸) 棒線は標準偏差を示す



図 4-43 PS 検層データとの差の分布

4.5 まとめ

地震記録に基づく S 波, レシーバー関数, H/V スペクトルと微動探査による表面波 の位相速度データを用いた同時逆解析による S 波速度構造の推定法について,数値実験 により基礎的な検討を行った。複数のデータの同時逆解析によりモデルの決定精度が向 上した。地震基盤の深度および S 波速度も含めて精度良くモデルを推定することができ た。また,逆解析での誤差分布の考察から, S 波とレシーバー関数の単独逆解析の誤差 分布の形状は互いに似ており,同時逆解析を行う場合には誤差分布の形状が異なる位相 速度データを組み合わせることにより,効率的にモデルを改善できることを確認した。 位相速度データを用いた同時逆解析では,比較的短周期のみのデータだけでも表層部分 の S 波速度構造を拘束することができ,効率的にモデルの推定精度向上を期待できるこ とがわかった。

KiK-net 成田観測点において同時逆解析法を適用した。S 波と H/V スペクトルの同時 逆解析の結果では,数値実験の結果と同様に推定されたモデルのばらつきが大きかった。 S 波とレシーバー関数の同時逆解析の結果でもばらつきが見られた。数値実験ではモデ ルのばらつきは小さかったが、上述したようにS波とレシーバー関数の逆解析の誤差分 布の形状は類似しており、データに含まれるノイズの状況によっては推定されるモデル の任意性が高い可能性がある。したがって、S波とH/Vスペクトルの同時逆解析やS波 とレシーバー関数の同時逆解析を実施する場合は、既知情報などにより堆積層の S 波速 度の探索範囲を狭くするなどの拘束条件が必要な場合もある。地震基盤の深度について は、2 種類以上のデータの同時逆解析により推定されるモデルのばらつきが小さくなる ことを確認できた。今回のデータでは、地震基盤の S 波速度の任意性はやや高かった。 検層結果との比較により同時逆解析によりモデルの推定精度が向上することが確認され た。また、数値実験による結果と同様に長周期帯域の欠如した位相速度を組み合わせて も堆積層のS波速度のばらつきが小さくなり,効率的にS波速度構造モデルの推定精度 の向上を計ることができた。これは、地震観測点近傍では小規模なものでも微動探査を 実行することがより信頼性の高いS波速度構造モデルを推定する上で有効であることを 示している。

4.6 参考文献

- Arai, H. and Tokimatsu, K.(2004): S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 94, 53-63.
- 千葉県(2002): 平成 13 年度地震関係調査交付金 千葉県地下構造調査に関する調査 成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Chiba6frm.htm.
- 堀川晴央・吉見雅行・関口春子・吉田邦一・杉山雄一・佐竹健治・福和伸夫・鈴木晴彦・ 松山尚典・劉 瑛・滝沢文教(2008):中京地域の3次元地盤構造モデル,活 断層・古地震研究報告,8,203-254.
- 狐崎長琅・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(1990):地震動予測のために深層地盤 P・S 波速度の推定,自然災害 科学, 9-3, 1-17.
- 小林喜久二・植竹富一・真下 貢・小林啓美(1998): 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.
- 駒澤 勉・橋口捷久・石崎龍二(1998):新版パソコン数量化分析,朝倉書店.
- Kurose, T., and Yamanaka, H.(2006): Joint inversion of receiver function and surface-wave phase velocity for estimation of shear-wave velocity sedimentary layers, *Exploration Geophysics*, 59, 93-101.
- Langston, C.A. (1979): Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic bodywaves, J. Geophys. Res., 84, 4749-4762.
- 岡田 広・松島 健・森谷武男・笹谷 努(1990):広域深層地盤調査のための長周期
 微動探査法,物理探査,43,402-417.
- 札幌市(2002): 平成 13 年度地震関係調査交付金 石狩平野の地下構造調査に関する 調査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Sapporo6frm.htm.
- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生(2002):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,65,123-134.
- Vozoff, K and Jupp, D.L.B.(1974): Joint inversion of geophysical data, Geophys.J.Roy.Astr.Soc., 42, 977-991.
- 山水史生 (2004): 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 第 251 号, pp75.

山中浩明・石田 寛(1995):遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析,日本建築学

会構造系論文集, 468, 9-17.

山中浩明・佐藤浩章・栗田勝実・瀬尾和大(1999):関東平野南西部におけるやや長周 期微動のアレイ観測-川崎市および横浜市のS波速度構造の推定-,地震,第

2輯, **51**, 355-365.

- 山中浩明・山田伸之(2002): 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, 53-65.
- 山中浩明・新才浩之・山田伸之(2007):レシーバー関数とレイリー波位相速度の同時 逆解析による関東平野南部の深部地盤のS波速度構造の推定,日本地震学会講 演予稿集 2007 年秋季大会, D22-03.

5 地震記録を用いた琵琶湖地域における3次元速度構造モデルの構 築

5.1 はじめに

本研究により提案した地震動記録および微動探査データを用いた同時逆解析法による S 波速度構造の推定法を琵琶湖地域の地震観測点において適用した。

本地域は、琵琶湖内において豊富な反射法地震探査データがあり、基盤岩類に達した 深層ボーリングデータがあるものの、陸域については近接する京都盆地や大阪平野など と比べて物理探査データに乏しい地域である。このように、関東平野、大阪平野、京都 盆地などの大都市圏では、屈折法・反射法地震探査、微動アレイ探査などの物理探査が 多数実施されており、物理探査データだけに基づいてでも、ある程度深部地下構造モデ ルを構築することができるが、中小規模の平野や盆地においては物理探査データが十分 に無いのが現状である。一方で、K-NET や KiK-net 等により強震観測記録が蓄積され ている。本章では、琵琶湖地域において、本研究による方法を地震記録に適用して3次 元 S 波速度構造モデルを構築し、中規模地震の再現計算を通じて本手法の妥当性を検証 する。地震波形を用いることにより地震動シミュレーションのための S 波速度構造モデ ルを構築することが可能であれば、近年整備されている K-NET や KiK-net あるいは自 治体の震度計データを活用することができ、物理探査データが少ない全国の中小規模の 平野・盆地にも適用が可能であると考えられる。また、物理探査データが多い地域にお いても、それらの内外挿に地震記録を用いることができ、モデルを高精度にすることが できると考えられる。

5.2.2 で示すように、本地域には S 波速度構造を推定できるデータは微動探査のデー タだけである。特に、強震観測点近傍で実施されている調査は宮腰ほか(1998b)のみ である。第4章で示したように、S 波とレシーバー関数の単独逆解析による誤差分布の 形状は互いに似ているため、S 波とレシーバー関数の同時逆解析の効果は小さいことが わかった。そこで、本章では、S 波と位相速度の同時逆解析を行い、3 次元 S 波速度構 造モデルの構築を行った。さらに、S 波波形逆解析における時刻 *t*3の設定の差による解 の不安定性を回避するために、H/V スペクトルのデータも考慮した。

同時逆解析により作成したモデル(以下,同時逆解析モデルという)と琵琶湖周辺の 主に反射法地震探査データと地質データを基に構築された地質構造モデル(以下,初期 モデルという),この初期モデルを地震動の H/V スペクトルのピーク周期に着目してチ

ューニングした S 波速度構造モデルである(以下, HV モデルという)の 3 つの S 波速 度構造モデルを用いて中規模地震の再現計算を行った。

地質構造モデルでは,琵琶湖周辺における PS 検層データを統計的に処理し,各地層 にその物性値を当てはめた(藤原ほか,2006)。したがって,PS 検層による弾性波速度 の情報は反映されているが,地震動の特性を説明できるモデルであるかの検討はされて いない。HV モデルは,地震動の H/V スペクトルのピーク周期を説明できるように修正 されたモデルであり,地盤の卓越周期については担保されたモデルである。ただし,第 4章で示したように H/V スペクトルのピーク周期を説明できるモデルのパラメータは広 範囲に分布しているため,堆積層内の層の構成比率を固定するなど強い拘束条件の基に 構築されたモデルであることに注意が必要である。同時逆解析モデルでは地盤の卓越周 期だけでなく,地震動の表面波成分の位相特性も説明できるモデルである。このように, 初期モデルから同時逆解析モデルへS波速度構造モデルを高精度化することによってど のように地震波の説明能力が向上するかを検討することが目的である。また,中規模地 震の再現計算を通して本手法の適用範囲,適用限界についても考察を行なう。

5.2 琵琶湖周辺の地質と物理探査データ

本節では,琵琶湖周辺の地形および地質について概観し,琵琶湖周辺の深層ボーリン グデータおよび物理探査データの特徴について述べる。

5.2.1 琵琶湖周辺地域の地形と地質

琵琶湖は中央構造線を底辺とする近畿三角帯 (Huzita, 1962)の北部に位置している。 近畿三角帯は活断層が密集して分布している日本有数の地域である。琵琶湖周辺の主要 な活断層として,琵琶湖西岸断層帯,花折断層, 三方断層,敦賀断層,柳ヶ瀬断層など がある (図 5-1)。これらの活断層のうち,琵琶湖西岸断層帯は近江盆地とその西方の 比良山地を境とする西側隆起,東側沈降の逆断層である。本断層帯の活動により,構造 盆地としての近江盆地とその中心に位置する琵琶湖が形成された。琵琶湖周辺地域の地 質は,丹波帯の中古生層,領家帯の花崗岩類および変成岩類,中生代白亜紀~古第三紀 の湖東流紋岩類,新第三紀中新世の第一瀬戸内累層群,新第三紀鮮新世~第四紀更新世 の古琵琶湖層群,更新世後期の琵琶湖累層,段丘堆積物,沖積層より構成される(図 5 -2)。

丹波帯,領家帯,および湖東流紋岩類はいわゆる岩盤であり,これを覆って古琵琶湖 層群などの未固結~半固結の堆積層が分布している。琵琶湖底や沖積低地では,琵琶湖 累層や沖積層の下位に古琵琶湖層群が伏在している。

琵琶湖は日本最大の淡水湖であり,その起源は約 600 万年前に遡る(例えば,Kawabe, 1989;川辺,1990;吉川・山崎,1998)。古琵琶湖は最初に伊賀上野付近で形成され, 時代とともに北上し,約 40 万年前に現在の琵琶湖とほぼ同じ位置になった(例えば, Yokoyama,1984 など)。古琵琶湖の堆積物が古琵琶湖層群であり,当時の沖積低地お よび湖沼の堆積物である,粘土層,シルト層,砂層,砂礫層などからなる。現在の琵琶 湖には泥,シルトなど細粒分に富んだ地層が堆積している。これは琵琶湖累層と呼ばれ, 古琵琶湖層群と区分されている。琵琶湖累層は陸域の段丘堆積物および沖積層と同時期 の堆積物である。本研究では,これらの地層を含めて琵琶湖累層と呼ぶ(竹村・横山, 1989)。



図 5-1 琵琶湖地域の地形と活断層分布 地質調査所による 50mDEM データを使用 赤線:活断層分布(中田・今泉編, 2002) ①琵琶湖西岸断層帯 ②花折断層 ③三方断層 ④敦賀断層 ⑤柳ヶ瀬断層



図 5-2 琵琶湖地域の地質図 (産業技術総合研究所, 2003)

5.2.2 深層ボーリングおよび物理探査データ

図 5-3a~図 5-3d に琵琶湖周辺地域で実施されている a 深層ボーリング, b 反射法 地震探査, c 屈折法地震探査, および d 微動アレイ探査の位置を示す。基盤岩類の風化 帯を検討するために, 京都盆地での PS 検層結果を用いた。したがって, 京都盆地にお けるボーリングデータおよび物理探査データもあわせて収集し, 整理した。

図 5-3a の深層ボーリングの位置図には,基盤岩類に達したボーリング(●)とその深度を示している. 深層ボーリングで確認された基盤岩類の深さは 800~900m 程度であり,琵琶湖西岸の^{かたた}付近(図 5-3aの 7)で最も深く 1091m である。

反射法地震探査として, 琵琶湖で実施されたマルチチャンネル反射法地震探査(図 5-3bの1)と活断層調査を目的とした短い測線がある(図 5-3bの2~6)。図 5-4に 示したマルチチャンネル反射法地震探査(Horie and Tanaka, 1983)によると, 琵琶湖湖 底下の反射面は反射面 A と反射面 B に区分される。反射面は琵琶湖 1400m コアと対比 され(竹村・横山, 1989),反射面 A が琵琶湖累層の基底面,反射面 B が古琵琶湖層群 と基盤岩類の境界に相当する。琵琶湖累層は高島北東で最も厚く,最大約 375m(湖面 からの深さは 440m)である。基盤岩類上面(古琵琶湖層群の基底)は高島南西で最も 深く約 1,100m である。基盤岩類上面は起伏に富んでおり,凹凸が著しく,全体として 東から西へ深くなる。

琵琶湖北部では屈折法地震探査(伊藤ほか,1982)が実施されている(図 5-3c)。マ ルチチャンネル反射法地震探査と測線がほぼ重なっているが,反射法と屈折法で基盤岩 類上面の深さや形状は矛盾していない。図 5-5 に伊藤ほか(1982)による屈折法地震 探査結果を示す。琵琶湖累層および古琵琶湖層群の堆積層の P 波速度は 1.8km/s,基盤 岩類は 5.2km/s である。

微動アレイ探査は湖東地域における宮腰ほか(1998b)などの探査がある(図 5-3d)。 図 5-6に宮腰ほか(1999a, b)による微動探査結果を示す。

琵琶湖周辺地域の深層ボーリングは,琵琶湖の変遷史や古環境を解明する目的で調査 されたものであり、ボーリング試料の層序学的解析が主体になっている。速度構造モデ ルの構築に必要な速度検層が実施されているのは烏丸ボーリングだけである(図 5-3a)。 烏丸ボーリングの音波検層結果(図 5-7;澤田ほか,1999)によると、堆積層の平均 P 波速度は琵琶湖累層が 1.6km/s,古琵琶湖層群は 1.8km/s から 2.2km/s 程度である。密 度値は概ね 1.8g/cm³ から 2.0g/cm³ である。

図 5-8 に琵琶湖周辺地域の重力ブーゲー異常分布(地質調査所,2000)を示す。琵琶湖を中心として-40mgal(仮定密度2.67g/cm³)以下の低重力異常を示す。琵琶湖北

部で最小値を示し約-60mgal である。琵琶湖西岸はコンターが密になっており, 琵琶 湖西岸断層帯が推定される。その東側では古琵琶湖層群や琵琶湖累層などが厚く堆積し ていると推測される。





黒丸は基盤岩を確認しているボーリングを示し,

カッコ内の数字は基盤岩の上面深度(m)。白丸は未確認のボーリングを示す。 1:高島沖(吉川・井内, 1991) 2:琵琶湖 200m(横山, 1973)および琵琶湖 1400m (竹村・横山, 1989) 3:野州沖 100m (Yokoyama et al.,1976) 4:アクティバ(山 崎ほか, 1994) 5:烏丸(林ほか, 1999) 6-8:温泉ボーリング(水野ほか, 1997) 9:KD-0(京都市, 2003) 10:KD-1(京都市, 2000) 11:KD-2(京都市, 2001)









1:伊藤ほか(1982) 2:狐崎ほか(1971)









Horie and Tanaka (1983) より引用加筆。右図の赤線が探査位置を示す。





図 5-6 宮腰ほか(1999b)による微動探査結果



図 5-7 烏丸ボーリングにおける検層結果 (澤田ほか, 1999) 灰色:サスペンション検層結果 実線:初期モデルで設定した P 波速度



5.2.3 3次元S波速度構造モデルの構築方針

図 5-9 にボーリングデータ、物理探査データ、K-NET 観測点の位置図を示す。

5.2.2 で示したように, 琵琶湖内において基盤岩類の上面深度が確認されているボー リングデータ・反射法地震探査データが豊富にあるが, 陸域においては速度構造に関す るデータは少ない。そこで, 琵琶湖内については, ボーリングデータ・反射法地震探査 データによる地質情報を用いたモデルを構築し, 陸域については, 地質情報を用いたモ デルと地震記録を用いたモデルを構築することとした。地震記録を用いたモデルとして は, 既往の研究を参考に H/V スペクトルのピーク周期に基づくモデルと本研究で提案し た同時逆解析に基づくモデルの 2 つの場合について検討した。

以上の方針に基づき3つの3次元S波速度構造モデルを構築した。以下に、モデル 構築の流れを示す。

①初期モデルの作成

ボーリングデータおよび反射法地震探査・屈折法地震探査データにより地質境 界面を作成する。データの少ない陸域においては,重力異常データを参考に境界 面を推定する。検層結果を用いて各地質に対応する物性値を設定する。

②H/Vスペクトルデータに基づく初期モデルの修正

K-NET 観測点において, 地震動の H/V スペクトルのピーク周期を用いた初期 モデルの修正を行う。その際, 第2章で示したように, ピーク周期を説明できる モデルパラメータは広範囲に分布するため, 初期モデルでの堆積層の構成比率を

固定して,モデルを修正する。琵琶湖内においては,初期モデルのままとする。 ③同時逆解析による初期モデルの修正

S波, H/V スペクトルのピーク周期, 微動の位相速度を用いた同時逆解析による初期モデルの修正を行う。琵琶湖内においては, 初期モデルのままとする。第4章で示したように, S波とレシーバー関数の単独逆解析による誤差分布の形状は互いに似ているため, S波とレシーバー関数の同時逆解析の効果は小さい。したがって, S波と位相速度の同時逆解析を行い, 3次元 S波速度構造モデルの構築を行った。さらに, S波波形逆解析における時刻 t3の設定の差による解の不安定性を回避するために, H/V スペクトルのデータも考慮した。



背景は、図 5-2の琵琶湖地域の地質図(産業技術総合研究所, 2003)

5.3 初期モデルの作成

5.2.1 で述べたように, 琵琶湖周辺地域では基盤岩類を覆って, 未固結~半固結の琵 琶湖累層および古琵琶湖層群が分布している。なお, 中新世の第一瀬戸内累層群はこれ らの堆積層よりも固結度が大きい地層であるが, 伊賀上野付近に点在するだけで分布が 限られているので, 古琵琶湖層群に含める (図 5-2)。屈折法地震探査の結果 (図 5-5; 伊藤ほか, 1982) で明らかなように, 基盤岩類と堆積層は P 波速度のコントラストが大 きい。

5.3.1 作成方法

初期モデルの作成方法は次のとおりである。

- 1.ボーリングデータおよび反射法地震探査・屈折法地震探査データにより確認されている、基盤岩類および古琵琶湖層群の上面深度のデータを用いて、それぞれの層の上面深度コンターを作成する。データの無い地域については、重力のブーゲー異常データを参考に、東西方向の地質断面を作成し、3次元のモデル化に利用した。
- 2. 堆積層内の層区分を烏丸ボーリングでの検層結果を基に決定する。
- 3. 基盤岩類の風化帯の厚さを PS 検層データにより推定する。
- 4. 基盤岩類と堆積層の速度区分で,同一の速度層を結んで各速度層の上面深度コン ターを作成する。
- 5. PS 検層の結果から P 波速度と S 波速度の関係を求め,各層の S 波速度を決定する。

5.3.2 基盤岩類および古琵琶湖層群の上面深度分布

ボーリングデータおよび反射法地震探査・屈折法地震探査による基盤岩類と古琵琶湖 層群の上面深度のデータを用いて、それぞれの深度コンターを作成した。まず、ボーリ ングデータ、反射法・屈折法地震探査データを用いて上面深度コンターを作成する。そ のコンターデータから東西方向の地質断面図を作成し、ブーゲー異常データの形状を参 考にしてデータが無い地域における基盤岩類と古琵琶湖層群の上面の形状を推定した。 さらに、それらの東西方向の地質断面のデータと上記に示したボーリング、反射法・屈 折法地震探査のデータを用いて再び基盤岩類と古琵琶湖層群の上面深度コンターを作成 した。図 5-10aに初期モデルの古琵琶湖層群上面(琵琶湖累層基底)深度、同じく図 5 -10bに基盤岩類上面深度のコンターを示す。基盤岩類上面深度のコンターは、短い波 長の起伏に富んでいるが、全体として東から西へ傾斜し、琵琶湖西岸断層帯付近で最も 深くなっている。琵琶湖累層はほぼ現在の琵琶湖内に存在し、層厚は、琵琶湖の西部お よび北西部で最も厚く 400m 程度である。琵琶湖西岸断層帯は西傾斜の逆断層であり、 断層部では堆積層と基盤岩類が逆転構造をなしているものと推測されるが、本研究では、 東西方向の地質断面図における琵琶湖西岸断層帯の傾斜角度を 90°としてデータを補 完し、モデルを作成した。



5.3.3 堆積層内の層区分

図 5-7 に示した烏丸ボーリングでは、古琵琶湖層群の P 波速度が概ね 1.8km/s の層 と 2.0km/s の層に区分できた。したがって、古琵琶湖層群を 2 つの層に区分した。図 5

-10 に示した古琵琶湖層群と基盤岩類の上面深度コンターから,古琵琶湖層群の層厚を 求めることができ,烏丸ボーリングにおける P 波速度 1.8km/s 層および 2.0km/s 層の厚 さの割合を古琵琶湖層群の層厚にかけることにより, P 波速度 2.0km/s 層の上面深度コ ンターを作成した。

5.3.4 基盤岩類の風化帯の導入

京都盆地では KD-0, KD-1 および KD-2 の基準ボーリングが掘削され, PS 検層 が実施されている(図 5-3aの9~11;京都市,2000,2001,2003)。これらのボーリ ングでは堆積層の直下に基盤岩類の風化帯が確認された。基盤岩類の風化帯の厚さは, P 波速度 3.8km/s 層の層厚が 40m,4.4km/s 層の層厚が 160m であった。近江盆地では, 沖積低地および琵琶湖湖底下における堆積層直下の基盤岩類の風化帯に関するデータは ないため,京都盆地での結果を適用することにした。伊藤ほか(1982)による屈折法地震 探査の結果では基盤岩類の風化帯の存在は認められないが,風化帯の層厚さが薄く速度 コントラストも小さいため,検出できていないものと考えられる。

山地部においては, K-NET および KiK-net の速度検層結果を統計的に整理し,風化 帯の厚さを設定することにした。図 5-11 に山地部における基盤岩類の P 波速度の深度 分布を示す。花崗岩類と中古生層について, P 波速度と深度の関係を一次式で回帰した。 これらのデータでは, P 波速度が深度が深くなるにつれてほぼ単調に増加し,明瞭な速 度の境界は見られなかった。そこで,山地部における風化帯の P 波速度も京都盆地での 堆積層下の基盤岩類の風化帯の P 波速度と便宜的に同じとした。P 波速度 3.8km/s と 4.4km/s の上面深度を回帰式から決定した。その結果, P 波速度 3.8km/s 層の上面深度 は 36m, P 波速度 4.4km/s 層の上面深度は 43m であった。



5.3.5 速度層の上面深度分布

以上の検討結果から, 堆積層の P 波速度が烏丸ボーリングの結果により 1.6km/s, 1.8km/s, 2.0km/s の 3 つに区分された。基盤岩類の P 波速度は, 京都盆地での検層お よび伊藤ほか(1982)による屈折法地震探査の結果から 3.8km/s, 4.4km/s, 5.2km/s の 3 つに区分された。図 5-12 に P 波速度 1.8km/s 層, 3.8km/s 層, 5.2km/s 層の上面 深度を示す。1.8km/s 層の上面深度は図 5-10 で示した古琵琶湖層群の上面深度, 3.8km/s 層の上面深度は同じく基盤岩類の上面深度コンターに対応する。



5.3.6 S波速度および密度値の設定

本地域では,地下深部における各地層のS波速度に関する情報は無い。そこで,K-NET, KiK-net および京都市(2000, 2001, 2003)による基準ボーリングの PS 検層結果から, P 波と S 波速度の関係を検討し,上記で求めた各層の P 波速度に対する S 波速度を設定 した。 図 5-13 に P 波速度と S 波速度の関係を示す。P 波速度 2km/s を境に傾きが変 化しているため, P 波速度 2.0km/s を境として以下の 2 通りの関係式を求めた。

 $V_{S} = 0.194 \times V_{p} + 0.078(V_{P} < 2.0 km/s)$ $V_{S} = 0.657 \times V_{p} - 0.697(V_{P} \ge 2.0 km/s)$ (5-1)

各速度層の密度は Ludwig et al. (1973)の P 波および S 波速度と密度の関係から求めた。表 5-1 に初期モデルの物性値を示す。



図 5-13 琵琶湖周辺の P 波速度と S 波速度の関係

+印:P波速度が2km/s以下のK-NETおよびKiK-netの検層結果
三角:P波速度が2km/s以上のK-NETおよびKiK-netの検層結果
黒丸: KD-0, KD-1, KD-2における検層結果(京都市, 2000, 2001, 2003)

No.	Geology	Vs(km/s)	Vp(km/s)	ρ (g/cm ³)
1	Biwako F.	0.39	1.6	1.8
2	Kabiwaka C	0.43	1.8	2.0
3	KODIWAKO G.	0.62	2.0	2.0
4	Decement	1.8	3.8	2.4
5	Dasement	2.2	4.4	2.5
6	ROCKS	3.1	5.2	2.6

表 5-1 初期モデルの物性値

5.4 H/V スペクトルを用いた初期モデルの修正

前節で作成した初期モデルに対して,第2章で述べた地震動のH/Vスペクトルのピ ーク周期を用いてモデルの修正を行った。

5.4.1 地震動の H/V スペクトル

地震観測記録は,滋賀県域における防災科学技術研究所の K-NET データを利用した。 解析した地震の諸元を表 5-2 に示す。地震の震央位置および強震観測点位置を図 5-14 に示す。マグニチュード 5 以上で震源深さが 50 km 以浅の地震を解析に用いた。

解析では、S 波初動から 20 秒後以降のデータを 163.84 秒間抜き出し、ラディアル成 分と上下動成分のフーリエスペクトルを求め、その比を算出した。フーリエスペクトル 算出の際には、バンド幅 0.05Hz の Parzen Window (大崎、1994) による平滑化を行 っている。

No	Date	Time	Lat.	Lon.	Depth (km)	Mj	Epicenter
1	1997/3/16	14:51:39.14	34.928	137.525	39.12	5.9	NE AICHI PREF
2	2000/6/7	6:16:43.24	36.827	135.563	21.30	6.2	NW OFF HOKURIKU DISTRICT
3	2000/10/6	13:30:17.94	35.274	133.349	8.96	7.3	WESTERN TOTTORI PREF
4	2000/10/31	1:42:52.98	34.299	136.322	38.73	5.7	SHIMA PENINSULA REGION
5	2004/9/5	19:7:7.5	33.033	136.798	37.58	7.1	SE OFF KII PENINSULA
6	2004/9/5	23:57:16.81	33.138	137.141	43.54	7.4	SE OFF KII PENINSULA
7	2004/9/6	5:30:59.35	33.289	136.906	36.88	5.9	SE OFF KII PENINSULA
8	2004/9/7	8:29:36.27	33.209	137.293	40.98	6.5	SE OFF KII PENINSULA
9	2004/9/8	3:36:21.09	33.225	137.189	39.73	5.5	SE OFF KII PENINSULA
10	2004/9/8	23:58:23.16	33.118	137.288	36.07	6.5	SE OFF KII PENINSULA
11	2004/9/10	11:5:54.79	32.978	136.731	30.04	5.6	SE OFF KII PENINSULA
12	2004/10/23	17:56:0.3	37.293	138.867	13.08	6.8	MID NIIGATA PREF
13	2004/10/23	18:34:5.69	37.306	138.930	14.17	6.5	MID NIIGATA PREF
14	2005/3/20	10:53:40.32	33.739	130.176	9.24	7	NW OFF KYUSHU
15	2005/8/16	11:46:25.74	38.150	142.278	42.04	7.2	E OFF MIYAGI PREF
16	2007/3/25	9:41:57.91	37.221	136.686	10.70	6.9	OFF NOTO PENINSULA
17	2007/7/16	10:13:22.55	37.557	138.610	16.75	6.8	OFF S NIIGATA PREF

表 5-2 解析に用いた地震の諸元





5.4.2 初期モデルの修正

図 5-15 に H/V スペクトルと初期モデルにより計算されたレイリー波の理論楕円率 を示す。理論楕円率は基本モードから 4 次モードまでを考慮して計算した。琵琶湖東方 の湖東地域の観測点では H/V スペクトルのピーク周期は 1 から 2 秒程度(SIG005, SIG008, SIG009),琵琶湖西岸に位置する SIG002, SIG006 では周期 3 から 4 秒程度 であり,琵琶湖西岸の観測点でピーク周期が長い傾向を示している。

地下構造モデルの修正は、観測スペクトルのピーク周期と理論楕円率のピーク周期が 対応するように行い、両者に大きな不一致がある場合には堆積層と基盤岩類の境界に相 当する S 波速度 1.8km/s 層の上面深度を調整することによって行った。基盤岩類の風化 帯の厚さは修正せず、また、琵琶累層の S 波速度 0.39km/s 層と古琵琶湖層群の S 波速 度 0.43km/s 層および S 波速度 0.62km/s 層の厚さの割合も初期モデルのままとした。図 5-15 に観測 H/V スペクトルと理論 H/V スペクトルの比較を示し、以下に、モデルの修 正状況を記す。

SIG005では初期モデルの理論卓越周期が観測卓越周期とほぼ整合しているためモデルの修正は行っていない。

琵琶湖西岸断層沿いに位置する SIG002 では P 波速度 3.8km/s 層の上面深度を 100m 程度深く, SIG006 では 200m 程度浅くしている。両観測点は琵琶湖西岸断層帯の近傍 にあり, P 波速度 3.8km/s 層上面(基盤岩類上面)の傾斜が急である.東西方向の断層 帯の位置をわずかに平行移動し,その断層帯の活動に起因する基盤岩類が急傾斜した位 置を微調整することによりモデルを修正した。

SIG007, SIG008 では初期構造モデルよりも基盤岩類上面の深度を深く修正した。

SIG010 近傍では、断層による基盤岩類の落ち込みを初期モデルでは 400m 程度と推定していたが、H/V スペクトルに基づく修正の結果、基盤岩類上面深度を 200m 程度浅くした。

以上を要約すると, 琵琶湖沿岸で, 反射法地震探査データの近傍である SIG003, SIG005, SIG007ではモデルを修正しないか, 修正を行っても少しの修正で十分であった。物理探査データが疎である SIG010 や琵琶湖から少し離れた SIG008 や SIG009 ではモデルの大幅な修正が必要であった。また, 琵琶湖西岸断層の近傍にある SIG002, SIG006 でもモデルの修正が必要であった。





左図灰色:地震毎の H/V スペクトル, 左図太い灰色線:平均 H/V スペクトル

左図青点線:初期モデルによるレイリー波の理論楕円率 左図赤実線:修正後のモデルによるレイリー波の理論楕円率

右図青線:初期モデル,右図赤線:修正後のモデル 修正後のモデルが無い観測点は,モデルを修正していない。



図 5-15 観測 H/V スペクトルと理論 H/V スペクトルの比較 (d)SIG004 (e)SIG005 (f)SIG006

左図灰色:地震毎の H/V スペクトル, 左図太い灰色線:平均 H/V スペクトル 左図青点線:初期モデルによるレイリー波の理論楕円率 左図赤実線:修正後のモデルによるレイリー波の理論楕円率

> 右図青線:初期モデル,右図赤線:修正後のモデル 修正後のモデルが無い観測点は,モデルを修正していない。


図 5-15 観測 H/V スペクトルと理論 H/V スペクトルの比較 (g)SIG007 (h)SIG008 (i)SIG009

左図灰色:地震毎の H/V スペクトル, 左図太い灰色線:平均 H/V スペクトル

左図青点線:初期モデルによるレイリー波の理論楕円率 左図赤実線:修正後のモデルによるレイリー波の理論楕円率

右図青線:初期モデル,右図赤線:修正後のモデル 修正後のモデルが無い観測点は,モデルを修正していない。





(j)SIG010 (k)SIG011 (l)SIG012

左図灰色は地震毎の H/V スペクトル,太い灰色線は平均 H/V スペクトル,青点線は初 期モデルによるレイリー波の理論楕円率,赤実線は修正後のモデルによるレイリー波の 理論楕円率を示す。右図青線は初期モデル,赤線は修正後のモデルを示す。修正後のモ デルが無い観測点は,モデルを修正していない。

このように、K-NET 観測点での1次元速度構造を修正し、修正した地点の構造と既存のボーリングデータおよび物理探査データを滑らかに結ぶように3次元へ展開した。 図 5-16に SIG008を通る東西断面でのモデルの修正例を示す。図には SIG008におけるモデルの修正結果を柱状図として表している。実線が修正後の3次元S波速度構造モデル、点線が修正前の初期モデルを示している。SIG008では基盤深度を約250m深くするようにモデルを修正したが、図5-16に示したように、観測点直下だけではなく10km四方程度の領域の各層の上面深度を深く修正した。

図 5-17 には理論・観測 H/V スペクトルにより修正された,S 波速度 0.43km/s 層, S 波速度 1.8km/s 層,S 波速度 3.1km/s 層(地震基盤)の上面深度コンターおよび S 波速度 1.8km/s 層の修正量を示す。修正後の上面深度から初期モデルの上面深度を引いたものであり、寒色が深く修正した地点、暖色が浅く修正した地点を示す。



図 5-16 SIG008 を通る東西断面における修正前後のモデルの比較 赤:第2層上面,橙:第3層上面,紫:第4層上面,灰:第5層上面,黒:第6層上面 点線は修正前の初期モデル,実線は修正後のHVモデル



(c)S 波速度 3.1km/s 層上面深度

(d)S 波速度 1.8km/s 層上面深度の修正前と修正後の差

寒色:深く修正 暖色:浅く修正

5.5 同時逆解析による S 波速度構造モデルの修正

第4章で述べた地震記録を用いた同時逆解析手法を琵琶湖地域に適用した。解析を行った観測点は,琵琶湖周辺の SIG002, SIG003, SIG005, SIG006, SIG007, SIG010 の6観測点である。SIG005においては,S波・H/Vスペクトル・宮腰ほか(1998b)による微動探査によるレイリー波の位相速度の同時逆解析を行った。その他の地点では,S 波・H/V スペクトルの同時逆解析を行った。

S波波形逆解析で用いた地震の一覧を表 5-3に示す。図 5-18には震央分布を示す。 SIG002, SIG005, SIG007 においては,第3章で用いた地震と同じ地震を用いた。観 測波形に施したバンドパスフィルターは第3章と同じく,周期1~6.7秒のバンドパス フィルターである。第3章で述べたS波波形逆解析の結果,堆積層のS波速度は概ね 0.2~0.3km/s, 0.4km/s, 0.6km/sと推定された。S波速度0.4km/sは,琵琶湖累層およ び古琵琶湖層群上部の速度に対応する。S波速度0.6km/sは,古琵琶湖層群下部の速度 に対応する。そこで,同時逆解析では,表 5-4 に示すようにS波速度を固定して,堆 積層の層厚を探索することとした。第2層のS波速度は表 5-1 に示した琵琶湖累層と 古琵琶湖層群上部のS波速度を平均し,第3層のS波速度は琵琶湖層群下部のS波速度 とした。第1層のS波速度は0.2~0.3km/sの範囲で探索を行なった。S波速度1.8km/s 層より下部の速度構造に対する感度は低いと考えられるため,S波速度1.8km/s層より 下部のS波速度も表 5-1 に示した値で固定し,それらの速度層の層厚も初期モデルと 同じとした。S波速度を初期モデルやHVモデルと同じとすることで,異なるモデルで の中規模地震の再現計算結果の比較が容易になると考えられる。遺伝的アルゴリズムの パラメータは,第3章で用いたものと同じとした。

No.	Origiı	ne Time	Lon	Lat	Depth (km)	Mj	Epicenter	SIG002 SIG003 SIG005 SI	GOO6 SIG	007 8	SIG010
1	1996/05/29	17:37:45.96	135. 6513	35.0080	16.55	3.8	KYOTO OSAKA BORDER REG	•			
2	1996/07/18	13:44:14.47	135. 7723	35.0167	15.19	3.7	KYOTO OSAKA BORDER REG	•			
3	1999/03/16	16:43:35.39	135. 9312	35.2773	11.64	5.2	NW SHIGA PREF	•			
4	2000/02/27	00:03:24.43	135. 5480	35. 2118	13. 78	4.1	MID KYOTO PREF		•		
5	2000/05/21	10:42:34.76	135.8087	35.0385	14.41	3.9	KYOTO OSAKA BORDER REG	•			
6	2000/06/05	09:54:41.26	136.1103	35.7205	8.93	4.9	CENTRAL FUKUI PREF	•			
7	2001/01/26	08:42:23.83	135. 6797	35.0937	12. 81	4.1	MID KYOTO PREF		•		
8	2001/04/16	19:05:18.03	135.9173	35. 4812	13.60	4. 2	WESTERN FUKUI PREF	•			
9	2002/07/16	20:08:58.15	135. 6727	35.0715	15.70	4.3	MID KYOTO PREF				•
10	2002/09/04	18:06:13.41	136. 3458	35.4540	38. 52	4.3	SHIGA GIFU BORDER REGION		•		
11	2003/02/06	02:37:04.48	135. 5648	35.0845	15.00	4. 2	MID KYOTO PREF	•			•
12	2003/04/08	15:40:58.39	135.8438	35.0875	12.31	3.3	MID KYOTO PREF				•
13	2004/05/09	04:49:13.11	136. 2795	35. 5192	10.67	3.4	SHIGA GIFU BORDER REGION	\bullet			
14	2004/07/27	00:54:56.65	137. 1080	35.7583	10.82	4.5	SE GIFU PREF		•		
15	2004/12/01	23:30:23.47	135.8105	35.0392	12.63	4.0	KYOTO OSAKA BORDER REG	• •			
16	2005/12/24	11:01:55.02	136.8402	35. 2307	42.96	4.8	CENTRAL AICHI PREF	•			
17	2006/01/15	19:54:15.79	136. 2502	35.4575	34.90	3.7	SHIGA GIFU BORDER REGION		•		
18	2007/04/15	12:19:29.53	136. 4077	34. 7912	15.97	5.4	NORTHERN MIE PREF	•			
19	2007/06/05	06:16:22.24	136.0598	35.1662	11.42	3. 2	NW SHIGA PREF	•	•		
20	2007/07/07	00:35:22.93	136.0622	35.1658	11.31	3.1	NW SHIGA PREF	•	•		
21	2007/07/16	17:24:19.11	135.9473	34.2613	48.69	4.7	SOUTHERN NARA PREF	•			
22	2008/08/06	06:26:00.52	135.4470	34.8850	13.40	3.9	KYOTO OSAKA BORDER REG				•

表 5-3 S波波形逆解析に用いた地震の一覧



図 5-18 S波波形逆解析に用いた地震の震央分布

表 5-4 同時逆解析での解の探索範囲

Layer	Vs(km∕s)	Thickness(km)	Geology
1	0.2-0.3	0.01-0.1	Biwako F.
2	0.41	0.05-0.5	Biwako F. Kobiwako G.
3	0.62	0.05-0.3	Kobiwako G.
4	1.8	0.04	
5	2.2	0.16	Basement Rocks
6	3.1	_	

図 5-19に同時逆解析結果を示す。SIG002 では,基盤深度および S 波速度 0.62km/s 層の上面深度は H/V スペクトルに基づいて修正されたモデルに比べやや浅く推定され た。SIG003において,基盤深度は HVモデルに比べ 50m 浅く推定され,S波速度 0.62km/s 層の上面深度は変わらなかった。SIG005 では,基盤深度は変わらず,S 波速度 0.62km/s 層の上面深度は HV モデルや初期モデルに比べ約 60m 深く推定された。SIG006 では, 基盤深度が HV モデルに比べ 120m 浅く推定され,表層に層厚約 90m の S 波速度 0.23km/s である層が推定された。SIG007 では基盤深度が HV モデルに比べ 60m 深く推 定され,0.62km/s 層の上面深度も約 40m 深く推定された。SIG010 では,基盤深度は HV モデルとあまり変化が無く,S 波速度 0.62km/s 層の上面深度は約 40m 深く推定さ れた。図 5-20 から図 5-25 には観測データとの比較を示す。S 波波形の特徴的な位相 を良く説明できている,H/V スペクトルのピーク周期も概ね観測データを説明できてい る。また,SIG005 の位相速度との比較でも観測位相速度と良く対応している。なお, すべての同時逆解析の結果は付録に示した。

同時逆解析の結果では、SIG002 および SIG007 では S 波速度 0.6km/s 層の厚さが S 波速度 0.6km/s 層の層厚に比べ優位に厚いが、SIG005・SIG006・SIG010 では逆に優位に薄い。このように、観測点によって堆積層内の速度層の構成比率が異なる結果が得られ、HV モデルでの堆積層内の速度層の比率が同一であるという仮定が成り立たない結果となった。



赤:同時逆解析結果 青:H/Vスペクトルによる修正結果 灰:初期モデル (a)SIG002, (b)SIG003, (c)SIG005, (d)SIG006, (e)SIG007, (f)SIG010



図 5-20 同時逆解析結果 SIG002

- (a)地震番号 5, (b)地震番号 13, (c)地震番号 15, (d)地震番号 16, (e)地震番号 21実線:観測データ,灰色線:計算結果
- (f)H/Vスペクトルの比較 太線:観測データ 青点線:初期モデルによる理論楕円率 赤線:HVモデルによる理論楕円率

緑線:同時逆解析結果による理論楕円率



図 5-21 同時逆解析結果 SIG003

(a)地震番号 3, (b)地震番号 6, (c)地震番号 8, (d)地震番号 18

実線:観測データ,灰色線:計算結果

(e)H/Vスペクトルの比較 太線:観測データ

青点線:初期モデルおよび HV モデルによる理論楕円率

緑線:同時逆解析結果による理論楕円率



図 5-22 同時逆解析結果 SIG005

(a)地震番号 1, (b)地震番号 2, (c)地震番号 11,

(d)地震番号 15, (e)地震番号 19, (f)地震番号 20

実線:観測データ,灰色線:計算結果

(g)H/Vスペクトルの比較 太線:観測データ

青点線:初期モデルおよび HV モデルによる理論楕円率

緑線:同時逆解析結果による理論楕円率

(h)位相速度の比較 丸:観測データ 青点線:初期モデルおよび HV モデルによる理論 位相速度 緑線:同時逆解析結果による理論位相速度



図 5-23 同時逆解析結果 SIG006

(a)地震番号 4, (b)地震番号 7, (c)地震番号 14,

実線:観測データ,灰色線:計算結果

(d)H/V スペクトルの比較 太線:観測データ 青点線:初期モデルおよび HV モ デルによる理論楕円率 緑線:同時逆解析結果による理論楕円率



図 5-24 同時逆解析結果 SIG007

(a)地震番号 10, (b)地震番号 17, (c)地震番号 19, (d)地震番号 20

実線:観測データ,灰色線:計算結果

(e)H/V スペクトルの比較 太線:観測データ 青点線:初期モデルおよび HV モ デルによる理論楕円率 緑線:同時逆解析結果による理論楕円率



図 5-25 同時逆解析結果 SIG010

(a)地震番号 9, (b)地震番号 11, (c)地震番号 12, (d)地震番号 22実線:観測データ,灰色線:計算結果

(e)H/V スペクトルの比較 太線:観測データ 青点線:初期モデルおよび HV モ デルによる理論楕円率 緑線:同時逆解析結果による理論楕円率

上記で示した S 波・H/V スペクトル・位相速度の同時逆解析により推定された S 波 速度構造を基に3次元S波速度構造モデルを作成した。具体的には、同時逆解析を行な った観測点において、同時逆解析により推定された各層の上面深度と HV モデルの各層 の上面深度の差を求めた。その上面深度の差を空間的に補間し, HV モデルの各層の上 面深度のデータに加えることにより、3次元S波速度構造モデルを作成した。各層の上 面深度の差の空間分布を求める際には、同時逆解析を行なった観測点に上記の各層の上 面深度の差をデータとして与え、琵琶湖内のボーリングデータおよび反射法地震探査に よりデータが存在する地点では差が0としてデータを与えた。既往の調査地点では、既 往調査の結果から変化しないようにした。基盤岩が露出している地域においても差を 0 としてデータを与え, HV モデルから変わらないようにした。このようにして作成した 各層の上面深度の差のデータセットを用いて,各層の上面深度差のコンターを作成した。 この各層の上面深度差に HV モデルの各層の上面深度のデータを加えることにより, 修 正された各層の上面深度コンターを作成した。図 5-26 に第2層,第3層,第4層の上 面深度コンターを示す。図 5-26dには,第4層の上面深度のHVモデルとの差を示す。 寒色系の地域は境界面深度を深く,暖色系の地域は境界面深度を浅く修正した地域であ る。

表 5-5には、同時逆解析による S 波速度構造モデルの物性値を示す。第1層の S 波速度は、各地点の第1層の平均 S 波速度を用いて 0.22km/s とした。第1層の P 波速度は、図 5-13に示した P 波速度と S 波速度の関係式により求め、密度値は表 5-1に示した初期モデルにおける琵琶湖累層の密度値 1.8 と同じとした。第2層の P 波速度と密度は、表 5-1 に示した初期モデルにおける琵琶湖累層と古琵琶湖層群上部の物性値を平均した。第4層から第6層の物性値は初期モデルおよび HV モデルと同じである。

図 5-27 に、SIG003 および SIG005 を通る 3 次元 S 波速度構造モデルの東西断面を 示す。同時逆解析モデルは、地質構造データに基づく初期モデルと HV モデルと比べや や変化が見られるが、ボーリングや反射法地震探査による基盤岩類上面の深度のデータ と滑らかにつながっており、大きな矛盾が無いことが確認できた。同時逆解析モデルの 0.4km/s 層の上面深度は、基盤岩類上面と古琵琶湖層群上面のほぼ中間に位置している。 なお、初期モデルでは 3 次元モデルのグリッド間隔を約 1km とし、HV モデル・同時逆 解析モデルでは約 0.5km としているため、基盤岩の上面深度が急変する地域において両 者にやや違いが見られる。HV モデル・同時逆解析モデルの方が、ボーリングや反射法 地震探査データを正確に反映している。

No.	Vs(km/s)	Vp(km/s)	ρ (g/cm ³)
1	0.22	0.73	1.8
2	0.42	1.7	1.9
3	0.62	2.0	2.0
4	1.8	3.8	2.4
5	2.2	4.4	2.5
6	3.1	5.2	2.6

表 5-5 同時逆解析による S 波速度構造モデルの物性値



図 5-26 同時逆解析による S 波速度構造モデル

(a)第2層(S波速度 0.41km/s)上面深度
 (b)第3層(S波速度 0.62km/s)上面深度
 (c)第4層(S波速度 1.8km/s)上面深度

(d)第4層上面深度のHVモデルとの差 寒色:深く修正 暖色:浅く修正



図 5-27 SIG003 および SIG005 を通る 3 次元 S 波速度構造モデルの東西断面 実線:初期モデル,点線:HV モデル,一点鎖線:同時逆解析モデル

緑:古琵琶湖層群上面,青:基盤岩類上面

黒:S波速度 0.6km/s 層上面 灰色:基盤岩類上面(同時逆解析モデル)

X-X'および Y-Y'は図 5-25c の位置を表す。

緑丸:ボーリングデータ反射法地震探査データによる古琵琶湖層群の上面深度 青丸:ボーリングデータ反射法地震探査データによる基盤岩類の上面深度

5.6 中規模地震の再現計算による S 波速度構造モデルの妥当性の検証

上記で作成した初期モデル, HV モデル, 同時逆解析モデルを用いて中規模地震の再 現計算を行い, モデルの妥当性を検証した。

5.6.1 震源と地殻・マントル構造のモデル化

計算を行った地震は、1998年4月22日の岐阜県美濃中西部の地震である。図5-28 に最大速度の分布を示す。滋賀県の東部では1.5cm/sを越える最大速度が観測されてい る。表 5-6 に震源モデルのパラメータを示す。愛知県(2003)で行われた再現計算で 用いられている震源メカニズムを参考にした。震源の深さは、気象庁によるデータを用 いた。震源時間関数にはベル型の時間関数を用い、ライズタイムは、愛知県(2003)を 参考に0.6秒とした。

地殻およびマントルの速度構造は、Zhao et al.(1994)によるコンラッド面およびモホ 面の形状を設定した。図 5-29にコンラッド面およびモホ面の上面深度コンターを示す。 速度値は、コンラッド面からモホ面までを P 波速度 6.7km/s・S 波速度 3.8km/s、モホ 面以深を P 波速度 7.8km/s・S 波速度 4.4km/s とした。コンラッド面と地震基盤面の間 については、地震基盤から深度 5km までを P 波速度 5.2km/s・S 波速度 3.1km/s、深度 5km からコンラッド面までを P 波速度 6.0km/s・S 波速度 3.4km/s とした。Q 値は、地 震基盤以浅において 110、地震基盤から深度 5 kmまでを 200、深度 5 kmからコンラッド 面までを 300、コンラッド面以深を 500 としている。

表 5-6 震源パラメータ

Origine Time	Depth (km)	Mj	Strike	Dip	Rake	Seismic Moment(Nm)
1998/4/22 20:32	10	5.4	189	28	84	6.74E+16



図 5-28 岐阜県美濃中西部の地震の震央位置と最大速度分布



5.6.2 計算方法

計算の基本となる差分スキームは、速度一応力スタッガード・グリッド(Virieux, 1986)であり、時間方向に 2 次、空間方向に 4 次の精度(Levander, 1988)で計算を行っている。速度一応力スタガード・グリッドに対する震源の導入には、モーメント・テンソルを等価な体積力として表現する方法(Graves, 1996)を用いた。また、メモリバリアブルによる粘弾性条件(Robertsson, 1994)を導入し、基準周期は 4 秒とした。図 5 - 30 に基準 Q 値が 110, 基準周期 4 秒の場合の Q 値の周期特性を示す。周期 1 秒では基準 Q 値の約 2 倍になっている。

差分法の格子サイズは,水平方向は150m,垂直方向は150mから600mまで速度構 造に応じて変化させた。



図 5-30 基準 Q 値 110, 基準周期 4 秒の場合の Q 値の周期特性

5.6.3 計算結果と観測記録の比較

観測波形は防災科学技術研究所の K-NET 観測点の記録を用いた。加速度波形を積分し、周期 2.5 秒から 10 秒のバンドパスフィルターを施した。計算された速度波形についても同様に、周期 2.5 秒から 10 秒のバンドパスフィルターを施した。

図 5-31 に観測速度波形と差分法による計算結果を示す。同時逆解析を行なった,6 観測点の波形を比較した。図 5-32 から図 5-37 には観測波形と計算波形の水平成分の 速度応答スペクトルの比較を示す。また,図 5-38 から図 5-43 には SH 波の増幅特性 とラブ波の群速度を示す。SH 波の増幅特性の長周期側のピーク周期とラブ波の群速度 が極小値を示す周期はほぼ対応している。また,その周期は図 5-20 から図 5-25 に示 したレイリー波の理論楕円率のピーク周期ともほぼ対応している。

SIG002 では、すべてのモデルによる計算結果で NS 成分が過小評価であるが、同時 逆解析モデルの EW 成分および UD 成分の波形の最大振幅は観測データと良く整合して いる。初期モデルに比べ HV モデルは S 波速度 1.8km/s 層の上面深度を深くしているた め、計算波形の振幅が大きくなった。さらに、同時逆解析モデルでは、表層の S 波速度 を考慮しているためさらに振幅が大きくなり、観測波形の最大値と整合するようになっ た。応答スペクトルの比較では、同時逆解析モデル計算結果の EW 成分は観測スペクト ルと良く対応している。SH 波の卓越周期とラブ波の群速度が極小値を示す周期 3 秒の 振幅が卓越していることがわかる。NS 成分の応答スペクトルは、どのモデルでも過小 評価であった。

SIG003, SIG005においても同様に、同時逆解析モデルでも計算結果は、NS成分が 過小評価であるが、EW成分および UD成分の波形の最大振幅は観測データと良く整合 し、波形の形状も良く対応している。SIG003では、HVモデルは初期モデルから変更が 無かったため、両モデルによる計算波形に大きな違いは見られない。同時逆解析モデル では、S波速度 1.8 km/s 層の上面深度が浅くなり、地盤の卓越周期も初期モデルや HV モデルと比べて短く推定されている。その結果、特に EW 成分の S波主要動の継続時間 が短くなり観測データと良く整合するようなった。NS 成分の応答スペクトルは過小評 価であった。EW 成分は周期 3 秒以上ではどのモデルの結果でも良く整合している。 SIG005 でも HVモデルと初期モデルは変化が無いため両モデルで計算される波形に変 化はほとんど無い。同時逆解析の結果では、S波速度 1.8 km/s 層の上面深度に変化は無 いが、S波速度 0.6 km/s 層が初期モデルや HVモデルに比べ薄く推定されている。地盤 の卓越周期がやや長周期側に移り、計算波形の振幅が大きくなったものと考えられる。

と観測スペクトルとの整合は良いが、若干過小評価である。

SIG006 では、初期モデルでは S 波速度 1.8km/s 層の深度が深く、地盤の卓越周期は 5 秒程度であったが、HV モデルでは S 波速度 1.8km/s 層の上面深度を深くしたことに より卓越周期が 3 秒程度と短くなり、計算波形の長周期帯域の成分の振幅が小さくなっ ている。同時逆解析の結果では、さらに S 波速度 0.22km/s 層が厚く推定されたため、 計算された波形の振幅がさらに大きくなった。特に周期 3 秒程度のスペクトルが過大評 価となっている。

SIG007 では、初期モデル、HV モデル同時逆解析モデルの順でS波速度1.8km/s層の深度が深くなり、地盤の卓越周期も約0.9秒から1.7秒と長くなり、計算波形の振幅も大きくなった。

SIG006, SIG007 ともに、応答スペクトルの周期 3 秒以下の帯域において同時逆解 析モデルの計算結果は観測スペクトルに比べ過大評価である。

SIG010 では、初期モデルの卓越周期は 2.7 秒程度であり、HV モデルでは 1.3 秒程 度である。S 波速度 1.8km/s 層の深度を浅くしたため計算される波形の振幅が小さくな った。同時逆解析モデルの卓越周期も 1.3 秒程度であり S 波速度 1.8km/s 層の上面深度 は HV モデルと同程度であったが、計算波形の振幅は HV モデルに比べ大きくなってい る。これは、S 波速度 0.6km/s 層の上面深度を HV モデルに比べ深く推定したためであ る。初期モデルと同時逆解析モデルで計算された波形の最大振幅は同程度であるが、初 期モデルに比べて地盤の卓越周期を適切に表現しているため、初期モデルと比べて観測 波形との対応がよくなっていると考えられる。同時逆解析モデルの計算結果の EW 成分 の応答スペクトルは、観測応答スペクトルと良く整合している。

図 5-38 ら図 5-43 には、野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性もあわせ て示している。振幅については、経験的サイト増幅特性の方が大きい。経験的サイト増 幅特性では、S波と後続位相を含む約 160 秒間のデータを対象として観測スペクトルを 求め、各観測点のサイト増幅特性を求めている。したがって、野津・長尾(2005)の経験 的サイト増幅特性には表面波成分が多く含まれていると考えられ、それが、経験的サイ ト増幅特性のほうが SH 波の増幅特性に比べて大きい原因と考えられる。一方、経験的 サイト増幅特性の周期 1 秒以上のピーク周期は、本研究により推定された S 波速度構造 モデルによる SH 波の増幅特性のピーク周期と概ね良く整合している。本研究により推 定された S 波速度構造モデルによる SH 波の増幅特性の長周期側のピーク周期とラブ波 の群速度が極小を示す周期はほぼ一致しており、表面波を含んだ経験的サイト増幅特性 のピーク周期と SH 波の増幅特性のピーク周期がほぼ一致していることに矛盾は無い。



図 5-31 観測速度波形と差分法による計算速度波形の比較 黒:観測,赤:同時逆解析モデル結果,青:HV モデル結果,緑:初期モデル結果



点線:HV モデル計算結果 破線:初期モデル計算結果



図 5-35 速度応答スペクトルの比較 SIG006 (a)NS 成分 (b)EW 成分 灰色:観測 実線:同時逆解析モデル計算結果





点線:HVモデル計算結果 破線:初期モデル計算結果



 図 5-37 速度応答スペクトルの比較 SIG010 (a)NS 成分 (b)EW 成分 灰色:観測 実線:同時逆解析モデル計算結果 点線:HVモデル計算結果 破線:初期モデル計算結果



赤:同時逆解析モデル計算結果 青:HV モデル計算結果 緑点線:初期モデル計算結果 灰色:野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性



赤:同時逆解析モデル計算結果 青:HV モデル計算結果 緑点線:初期モデル計算結果 灰色:野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性



赤:同時逆解析モデル計算結果 青:HV モデル計算結果 緑点線:初期モデル計算結果 灰色:野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性







図 5-42 SH 波増幅特性(a)とラブ波の群速度(b) SIG007

赤:同時逆解析モデル計算結果 青:HV モデル計算結果 緑点線:初期モデル計算結果 灰色:野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性



図 5-43 SH 波増幅特性(a)とラブ波の群速度(b) SIG010

赤:同時逆解析モデル計算結果 青:HV モデル計算結果 緑点線:初期モデル計算結果 灰色:野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性

5.7 まとめ

琵琶湖地域において、ボーリングデータおよび反射法地震探査等の物理探査データを 用いて地質構造モデルを作成した。PS 検層データを統計的に処理し、各地層にその物 性値を当てはめて、初期モデルを作成した。この初期モデルを地震動の H/V スペクトル のピーク周期を説明できるようにモデルを修正した。H/V スペクトルによるモデルの修 正では、H/V スペクトルのピーク周期を説明できるモデルのパラメータは広範囲に分布 しているため、堆積層内の層の構成比率を固定してモデルの修正を行なった。さらに、 本研究による同時逆解析手法を本地域の地震記録に適用して、S 波速度構造モデルを推 定した。

これら3つモデルを用いて、中規模地震の再現計算を行い、同時逆解析により作成されたS波速度構造モデルの妥当性を検証した。

再現計算の結果,同時逆解析モデルによる計算波形と観測速度波形の対応が良いこと が確認された。EW成分と UD成分の波形の位相特性は観測データを良く説明的できて いる。H/Vスペクトルのピーク周期に基づいて修正されたモデルによる計算結果でも一 部の観測点において波形の一致度が向上しているものの,同時逆解析により作成された モデルによる計算結果のほうが,波形の経時特性での一致度は高い結果となった。第4 章の数値実験でも示したように,H/Vスペクトルのピーク周期を満たすモデルは広範囲 に分布していることから,堆積層のS波速度や地震基盤深度などに関する精度の高い既 知情報が無い場合には精度の高いS波速度構造モデルの構築が困難であることを示して いる。

地震動シミュレーションのためのS波速度構造モデルを構築するには、S波・H/Vス ペクトル・位相速度の同時逆解析が有効であることが確認された。一部の観測点では、 観測波形を十分に説明できていないため、実地盤の3次元的な効果などを考慮する必要 があるが、同時逆解析による観測点直下の一次元構造を推定することで、地盤震動特性 を精度良く推定することが可能であると考えられる。今後、物理探査が少ない地域にお いて、地震観測点の周辺で微動探査を実施することにより、広範囲のS波速度構造モデ ルを効率的に推定することができると考えられる。

5.8 参考文献

愛知県(2003):平成14年度地震関係基礎調査交付金 濃尾平野地下構造調査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Aichi7Afrm.htm.

地質調查所(2000):日本重力 CD-ROM.

- 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・ 早川譲(2006): 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論文集, No.340.
- Graves, R.W.(1996): Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staged-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1091-1106.
- 林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸(1999):琵琶湖東岸・草津市烏丸地区深層ボーリング コアの岩相層序,烏丸地区深層ボーリング調査団編,琵琶湖東岸・烏丸地区深 層ボーリング調査,琵琶湖博物館研究調査報告,12,31-60.
- Horie, S, and S Tanaka(1983): Multichannel seismic profiles, Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, **11**, 57-99.
- Huzita K.(1962): Tectonic development of the Median Zone (Setouchi) of South-west Japan, since the Miocene, with special reference to the characteristic of Central Kinki Area, Jour. Geosci. Osaka City Univ., **6**, 103-114.
- 伊藤 潔・村上寛史・堀江正治・佐々木嘉三・浅野周三・竹内俊明・原 徹夫(1982): 発破地震動観測による琵琶湖底の地下構造,地震,第2輯,**35**,353-366.
- Kawabe, T(1989): Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno basin, Kinki district, Japan, Jour. Geosci. Osaka City Univ., 32, 29-52.
- 川辺孝幸(1990): 古琵琶湖層群ー上野盆地を中心にー, アーバンクボタ, 29, 30-47.
- 狐崎長琅・後藤典俊・岩崎好規(1971):地震探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれ に関連した地震工学上の若干の問題,京都大学防災研究所年報,14-A,203-215.
- 京都市(1999):平成10年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調 査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/KyotoCty3frm.htm.
- 京都市(2000):平成11年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調 査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/KyotoCty4frm.htm.
- 京都市(2001):平成12年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調 査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/KyotoCty5frm.htm.
- 京都市(2002a):平成 13 年度地震関係基礎調査交付金 宇治川断層に関する調査成果

報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/KyotoCity6frm.htm.

- 京都市(2002b):平成 13 年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する 調査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/KyotoCty6frm.htm.
- 京都市(2003):平成14年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調 査成果報告書, http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/KyotoCty7frm.htm.
- Levander, A. R.(1988): Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, *Geophysics*, **53**, 1425-1436.
- Ludwig, W. J., S. Murauchi, N. Den, P. Buhl, H. Hotta, M. Ewing, M. Asanuma, T. Yoshii and N .Sakajiri(1973): Structure of East China Sea-West Philippine Sea Margin off Southern Kyushu, Japan, J. Geophys. Res., 78, 2526-2536.
- 宮腰 研・香川敬生・鶴来雅人・赤沢隆士・小川安雄・清水謙司・江尻譲嗣(1998a): 微動探査法による奈良盆地の地下構造探査,物理探査学会第 98 回学術講演会講 演論文集, 130-134.
- 宮腰 研・香川敬生・鶴来雅人・赤澤隆士・趙 伯明・野口竜也・福本和正・藤原悌三, (1998b):微動探査法による彦根市の地下構造探査,物理探査学会第 99 回学 術講演会論文集, 164-167.
- 水野清秀・小松原 琢・七山 太・寒川 旭・山崎博史(1997):琵琶湖西岸断層系の活動 性調査,地質調査所研究資料集, **303**, 23-35.
- 中田 高・今泉俊文編(2002):活断層詳細デジタルマップ,東京大学出版会.
- 野津 厚・長尾 毅(2005): スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等における サイト増幅特性,港湾空港技術研究所資料,1112, pp.56.

大崎順彦(1994):新・地震動のスペクトル解析入門,鹿島出版会,東京,95-102.

Robertsson, J.O.A., Blanch, J.O., and Symes, W.W. (1994): Viscoelastic finite-difference modeling, *Geophysics*, **59**, 1444-1456.

澤田明宏・長尾年恭・伊藤 潔・木下正高(1999):琵琶湖ボーリング孔の温度検層デ ータから抽出した過去の気候変動,烏丸地区深層ボーリング調査団編,琵琶湖

東岸・烏丸地区深層ボーリング調査,琵琶湖博物館研究調査報告,12,147-153. 産業技術総合研究所(2003):100万分の1日本地質図第3版 CD-ROM 第2版. スリ・ウィディヤントロ・小林芳正(1992):琵琶湖東南岸野洲川における地震プロファイ

ル,物理探査学会第86回学術講演会論文集,232-234.
 竹村恵二・横山卓雄(1989):琵琶湖1400m 掘削試料の層相からみた堆積環境,陸水雑,

50, 247-254.

- 戸田 茂・川崎慎治・中川康一・香川敏幸・横田 裕・小林芳正・岡田篤正(1996): 琵琶湖南湖周辺における反射法地震探査,活断層研究, 15, 23-36.
- Tsutsui, T and Y, Kobayashi(1989): Discontinuity of Basement Rock Depth in Eastern Coast of Lake Biwa, Discovered by Observations of Microseisms, J. Phys. Earth, 37, 133-146.
- 筒井智樹・小林芳正・村井芳夫・芝 良昭・須田佳之・岩田和孝・松井一郎・藤原宏行, (1989):反射法地震探査による琵琶湖東岸,日野川河口の地下構造の推定, 地震,第2輯,42,405-418.
- Virieux, J (1986) P-SV wave propagation in homogeneous media: Velocity-stress difference method, Geophysics, 51, 889-901.
- 山崎博史・吉川周三・林 隆夫(1994):琵琶湖西岸,古琵琶湖層群基底部コアの層序, 地質学雑誌, 100, 361-367.
- 横山卓雄(1973):びわ湖周辺の第四系とびわ湖ボーリングサンプル観察結果について および火山灰分析,陸水雑,34,111-118.
- Yokoyama, T.(1984): Stratigraphy of the Quaternary system around Lake Biwa and geohistory of the ancient Lake Biwa, in "Lake Biwa" ed. By S.Horie, Dr. W. Junk Publishers, Netherlands, 43-128.
- Yokoyama, T, Ishida, S, Danhara, T, Hashimoto, S, Hayashi, T, Hayashida, A Nakagawa, Y, Nakajima, T, Natsuhara, N, Nishida, J, Otofuji, Y, Sakamoto, M, Takemura, K, Tanaka, N, Torii, M, Yamada, K, Yoshikawa, S, and Horie, S(1976): Lithofacies of the 1000m core samples on the East coast of Lake Biwa, Japan, Paleolim. Lake Biwa Jap. Pleist., 5, 52-66.
- 吉川周作・井内美郎(1991):琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序,地球科学, 45,81-100.
- 吉川周作・山崎博史(1998):古琵琶湖の変遷と琵琶湖の形成,アーバンクボタ,37, 1-11.
- 吉岡敏和・刈谷愛彦・七山 太・岡田篤正・竹村恵二(1997):花折断層の活動履歴及 び活動性調査,地質調査所研究資料集 No.303(平成8年度活断層研究調査概 要報告書), 13-22.
- Zhao, D., A. Hasegawa and H. Kanamori (1994): Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseicmic events, J. Geophys. Res., 99, 313-329.

6 結論

本論文は,強震動予測を行なうための深部地盤の S 波速度構造モデルの構築を目的 として,地震記録を用いた S 波速度構造の推定法を提案し,さらに,地震記録および微 動探査データを用いた同時逆解析手法を提案するものである。数値実験や実データへの 適用を通じて本手法の有効性・妥当性,適用限界について論じた。

以下に,本研究の結論を述べる。

速度検層により最下層のS波速度が2.5km/s以上の地震基盤相当層が確認されている地点、および、微動探査によりS波速度構造が推定されている関東地方における検討の結果、地震動のラディアル成分と上下動成分のスペクトル比(H/Vスペクトル)のピーク周期が、深部S波速度構造モデルにより計算されるレイリー波の理論楕円率のピーク周期と整合することを確認した。H/Vスペクトルのピークの振幅は、ピーク周期に比べ不安定であった。H/Vスペクトルの振幅を精度良く評価するためには、コーダ部分のレイリー波とラブ波の比率、実体波の影響、地震の到来方向による影響を考慮しなければならなく、課題が多いことを示した。また、数値実験の結果、表層のS波速度の分解能が低く、その他の層においてもS波速度と層厚の間に強いトレードオフの関係が見られた。したがって、H/Vスペクトルデータのピーク周期だけではS波速度構造を推定することは難しく、既知的情報による拘束条件を用いるあるいは他種類のデータとの同時逆解析が必要になると考えられる。

次に、S波主要動に着目したS波速度構造の推定法を提案した。この手法では、地震 のS波主要動を計算するために、単純な震源時間関数を用い、地震基盤以浅における水 平成層での平面SH波伝播のみを考えた。このことにより、計算時間を減少することが でき、遺伝的アルゴリズムなどの広域探索法の適用が可能になった。数値実験による検 討の結果、推定されたS波速度構造のパラメータは正解値に収束し、本手法の妥当性が 検証された。また、千葉県成田で得られた地震データに適用した結果では、PS検層結 果と調和的な結果が得られた。琵琶湖地域における適用例でも、S波波形のみでなく上 記に示したH/Vスペクトルおよび既往の微動の位相速度を概ね説明することができた。 本手法により、S波の増幅特性だけでなく、表面波の位相速度も説明可能なS波速度構 造モデルを構築可能であることを明らかにした。ただし、数値実験によりS波速度と層 厚の間にトレードオフの関係が見られたこと、地震基盤のS波速度の違いが堆積層の厚 さの推定に影響を及ぼすことに注意が必要であることが確認された。

これらの問題を解決するために、上記のS波主要動データ、H/Vスペクトルデータ、

既往の研究によりS波速度構造の推定法として実績のあるレシーバー関数データと微動 探査による表面波の位相速度のデータを用いた同時逆解析手法を提案した。数値実験の 結果,複数のデータの同時逆解析によりモデルの決定精度が向上し,地震基盤の深度お よびS波速度も含めて精度良くモデルを推定することができた。特に,位相速度データ を用いた同時逆解析では,比較的短周期のみの位相速度データだけでも表層部分のS波 速度構造を拘束することができ,効率的にモデルの推定精度向上を期待できることを明 らかにした。千葉県成田で得られた地震記録に適用した結果,地震基盤上面の深度につ いて,2種類以上のデータの同時逆解析により推定されるモデルのばらつきが小さくな ることを示した。さらに,検層結果との比較により同時逆解析によりモデルの推定精度 が向上することが確認された。数値実験による結果と同様に長周期帯域の欠如した位相 速度を組み合わせても堆積層のS波速度のばらつきが小さくなり,効率的にS波速度構 造モデルの推定精度の向上を計ることができ,強震観測点における微動探査の実施の重 要性を示した。

本研究で提案した手法を琵琶湖地域の地震観測データに適用し、3次元S波速度構造 モデルを構築した。中規模地震の再現計算を通じてモデルの妥当性を検証した。比較の 際には、地質データに基づく地質構造モデル、H/Vスペクトルのピーク周期に基づいて 修正されたモデルによる計算結果との比較も行なった。その結果、同時逆解析により構 築されたS波速度構造モデルが観測された地震波をよく説明できていることを明らかに した。地震記録および微動探査データを用いた同時逆解析が、地震動シミュレーション のためのS波速度構造モデルを構築に有効であり、観測点直下の一次元構造を推定する ことで、地盤震動特性を精度良く推定することが可能であることが示された。

以上のことから、本研究で提案した手法は、物理探査データが乏しく、S波速度構造 に関する情報が少ない中小規模の盆地や平野でも地震動予測のための深部地盤モデルの 構築へ適用が可能であると期待される。

本論文に関連した発表

1 審査付論文

- 31)鈴木晴彦・森野道夫・岩本鋼司・劉 瑛・藤原広行・早川 讓(2005)地震動シミ ュレーションのための琵琶湖周辺地域の3次元深部地下構造モデル,地震,第 2輯, 58, 91-106.
- 2) 鈴木晴彦・山中浩明(2009): 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, 261-275.
- 3) 鈴木晴彦・山中浩明(2009) 地震記録と微動探査データを用いた同時逆解析,物理 探査(査読中).

2 国際会議

- Suzuki, H. and H. Yamanaka (2008) Estimation of S-wave velocity structure of deep soils using waveform inversion for S-wave part of earthquake ground motion from small event, The 14th World Conference on Earthquake Engineering., 02-0041.
- 2) Suzuki, H. and H. Yamanaka (2009) Joint Inversion of S-wave, receiver function and phase velocity of Rayleigh wave to S-wave profile of deep sedimentary layers, Sixth International Conf. Earthq. Eng., 149-153.

3 口頭発表

- 1) 岩本 鋼司・鈴木 晴彦・森野 道夫・藤原 広行・早川 譲(2004) 琵琶湖周辺地域 における強震動予測のための深部地下構造モデルの作成,地球惑星関連合同大会 予稿集, S051-P013.
- 2)鈴木晴彦・山中浩明(2006)地震動のS波部分を用いた地下構造モデルの推定,日本地震学会講演予稿集 2006年度秋季大会,D044.
- 3)鈴木晴彦・山中浩明(2007)地震動のS波部分を用いた地下構造モデルの推定,社団法人物理探査学会第116回(平成19年度春季)学術講演会論文集,13-16.
- 4)鈴木晴彦・山中浩明(2007)地震動のS波部分を用いた地下構造モデルの推定・琵琶湖地域における適用-,社団法人物理探査学会第117回(平成19年度秋季) 学術講演会論文集,29-32.
- 5) 鈴木晴彦・山中浩明・元木健太郎・福元俊一・江藤公信(2008) 2008 年岩手宮城

内陸地震の余震による強震観測-地震動の S 波部分を用いた地下構造モデルの 推定 -, 日本地震学会講演予稿集 2008年度秋季大会.

- 6)鈴木晴彦・山中浩明(2008):地震記録の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-他種観測のデータの同時逆解析の試み-,社団法人 物理探査学 会第119回(平成20年度秋季)学術講演会論文集,29-32.
- 7)鈴木晴彦・山中浩明(2009)地震記録と微動探査データを用いた同時逆解析,社団
 法人 物理探査学会第120回(平成21年度春季)学術講演会論文集,137-140.

4 その他(共著論文など)

- Aoi, S., R. Honda, N. Morikawa, H. Sekiguchi, H. Suzuki, Y. Hayakawa, T. Kunugi and H. Fujiwara (2008): 3D finite-difference simulation of long-period ground motions for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake, J. Geophys. Res., 113, B07302, doi:10.1029/2007JB005452.
- 2)鈴木晴彦・青井 真・森野道夫・岩本鋼司・劉瑛・篠原秀明・藤原広行・早川 讓
 (2005)北海道地域における強震動予測のための深部地下構造モデルの作成(その2),物理探査学会第112回(2005春季)学術講演会論文集,176-179.
- 3)鈴木晴彦・森野道夫・岩本鋼司・劉瑛・藤原広行・早川 讓(2005)新潟県平野域の予察的な3次元地下構造モデル,物理探査学会第113回(2005秋季)学術講演会論文集,68-70.
- 4)吉田邦一・吉見雅行・鈴木晴彦・森野道夫・滝沢文教・関口春子・堀川晴央(2007) 長周期地震動計算のための石狩平野および勇払平野の3次元堆積盆地構造モデル,活断層・古地震研究報告,7,1-29.
- 5) 堀川晴央・吉見雅行・関口春子・吉田邦一・杉山雄一・佐竹健治・福和伸夫・鈴木 晴彦・松山尚典・劉 瑛・滝沢文教(2008) 中京地域の3次元地盤構造モデル, 活断層・古地震研究報告,8,203-254.
- 6)田中康久・纐纈一起・三宅弘恵・古村孝志・佐藤比呂志・平田 直・鈴木晴彦・増田 徹(2005)首都圏下の速度構造の大大特コミュニティモデル(1)-屈折法・重力・自然地震データによる一次モデルー,地球惑星関連連合大会予稿集, S079-P010.
- 7)田中康久・三宅弘恵・纐纈一起・古村孝志・早川俊彦・馬場俊孝・鈴木晴彦・増田 徹(2006)首都圏下の速度構造の大大特統合モデル(2):海溝型地震のためのモ デル拡張とチューニング、地球惑星関連合同大会予稿集,S116-P014.

- 8)鈴木晴彦・高橋 亨(1999)つくば市における微動探査法を用いたS波速度構造探査 -深層ボーリング孔データとの比較-,物理探査学会第101回(1999秋季) 学術講演会論文集, 50-53.
- 1 0) Hayashi Koichi, Haruhiko Suzuki(2004)CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data, *Butsuri-Tansa*, **57**,1,7-13.
本研究を進めるにあたり,終始懇切丁寧なご指導を賜りました東京工業大学准教授山 中浩明先生に厚く御礼申し上げます。先生には,修士時代から通算5年半ご指導,ご鞭 撻を賜りました。応用地質株式会社に入社後も業務を通じて多くのことを学ばせていた だきました。特に博士課程の前半2年間は,業務との両立の中で計画通りに研究が進ま ず,大変ご迷惑ご心配をおかけいたしました。先生の研究成果をあらゆる角度から徹底 的に考察する姿勢を見習い,今後の研究・業務を進めるべく努力いたします。重ね重ね 御礼申し上げます。

東京工業大学教授衣笠善博先生には,常日頃から論文執筆の進行状況についてご心配 いただき,暖かい励ましをいただきました。また,今後の研究の進め方や課題について もごご助言いただきました。深く御礼申し上げます。

東京工業大学教授瀬尾和大先生には,修士時代からの長きに渡り,ご指導賜りました。 地震学・地震工学を基礎から教えていただき,現場計測の重要性を学びました。また, 卒業後に地震防災関連の仕事に進むきっかけを与えていただきました。深く御礼申し上 げます。東京工業大学教授翠川三郎先生には,修士時代よりご指導いただきました。機 会あるごとに,厳しくも暖かいお言葉をおかけいただきました。また,数多くの業務で もご指導いただきました。深く御礼申し上げます。東京工業大学井上大榮先生には,地 質構造に関して適切なご指導を賜りました。深く御礼申し上げます。東京工業大学准教 授盛川 仁先生には,数値実験に関して適切なご助言を賜りました。また,琵琶湖周辺 の常時微動の計測結果をご提供いただきました。深く御礼申し上げます。

財団法人地域地盤環境研究所宮腰 研博士には,微動アレイのデータをご提供いただ きました。深く御礼申し上げます。独立行政法人港湾空港技術研究所野津 厚博士には, 経験的サイト増幅特性のデータをご提供いただきました。深く御礼申し上げます。伊藤 忠テクノソリューションズ株式会社黒瀬 健氏には,レシーバー関数の算出についてご 助言いただきました。深く御礼申し上げます。また,業務で携わりましたお施主の皆様 とのさまざまなご議論は,本研究を進める上で大変有益でした。深く御礼申し上げます。

防災科学技術研究所による K-NET および KiK-net のデータおよび検層データを使用 しました。関係各位に深く感謝いたします。本研究の一部は,文部科学省科学研究費補 助金(課題番号:19310115)およびグローバル COE(震災メガリスク軽減の都市地震 工学国際拠点)の支援を受けて行われました。関係各位に深く感謝いたします。

筆者が、応用地質株式会社に勤務しながら、研究を進めることができましたのは、所

謝辞

215

属する地震防災部をはじめ、社内の多くの方々のお力添えによるものです。関係する全 ての方々に深く感謝いたします。間宮 清会長には、会社を代表して研究活動を行う際 の心構え、常に先を読む力とそれに対処する準備の重要性をお教えいただきました。ま た、励ましのお言葉をいただきました。深く御礼申し上げます。殿内啓司コンプライア ンス室長には、大学入学の道を開いていただき、常日頃より研究の進捗状況についてお 気に留めていただき、お言葉をかけていただきました。深く御礼申し上げます。東京工 業大学名誉教授斎藤正徳先生には、数値実験に関して適切なご助言を賜り、常日頃から 暖かい励ましのお言葉をかけていただきました。深く御礼申し上げます。元地震防災セ ンター長増田 徹博士には、大学での研究する道を示していただきました。また、業務 を通じ大変多くのことをご指導いただきました。深く御礼申し上げます。

松山尚典地震防災部長,甲斐田康弘地震防災部グループリーダーには,便宜を賜り, 研究活動を円滑に進めることができました。両氏をはじめ,札幌支社岩本鋼司氏,地震 防災部眞鍋俊平氏,田原道崇氏,劉 瑛氏には論文を執筆中多大なご迷惑をおかけいた しました。技術本部林 宏一博士には,3次元差分法計算に関するご助言をいただきま した。中部支社高橋広人博士には,地下構造のモデル化に関する議論をさせていただき ました。元地震防災部(現東京電力)引間和人博士には,地震学・地震工学に関する多 くの議論をさせていただきました。元技師長滝沢文教博士,元地震防災センター(現応 用インターナショナル)森野道夫博士には,地質構造に関する基礎的な事柄を多くお教 えいただきました。特に,森野道夫博士には,地質構造の有用性・重要性を一からお教 えいただきました。皆様に深く御礼申し上げます。

電力中央研究所佐藤浩章博士とは,修士時代から同級生として過ごし,博士課程にお いても共に研究を行うことができました。お互い業務多忙の中,モチベーションを保つ ことができたのは,氏との切磋琢磨があったためです。心より感謝申し上げます。東京 工業大学助教元木健太郎博士には,現地調査や研究生活をサポートしていただきました。 感謝申し上げます。秘書島本はるみ氏には,事務手続きなどサポートしていただきまし た。感謝申し上げます。山中研究室学生諸氏,卒業生諸氏には,事務連絡のサポートを していただき,ゼミを通じてご議論いただきました。感謝申し上げます。

最後に,妻博美,長男大樹,長女蒼空には論文執筆中多大な協力をお願いしました。 感謝申し上げます。また,大学院進学までサポートをいただきました父に感謝申し上げ, いつも暖かく見守ってくれた母に本論文を捧げます。

2009年9月