

論文 / 著書情報
Article / Book Information

題目(和文)	強震記録に基づく経験的地盤増幅特性を用いた地震動の即時予測手法に関する研究
Title(English)	A study on method for rapid prediction of earthquake ground motions using empirical site amplification factors based on earthquake motion data
著者(和文)	宮腰寛之
Author(English)	Hiroyuki Miyakoshi
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11228号, 授与年月日:2019年6月30日, 学位の種別:課程博士, 審査員:山中 浩明,田村 哲郎,盛川 仁,松岡 昌志,淺輪 貴史,海江田 秀志
Citation(English)	Degree:Doctor (Engineering), Conferring organization: Tokyo Institute of Technology, Report number:甲第11228号, Conferred date:2019/6/30, Degree Type:Course doctor, Examiner:,,,,,
学位種別(和文)	博士論文
Type(English)	Doctoral Thesis

平成 31 年度 学位論文

強震記録に基づく経験的地盤増幅特性を用いた
地震動の即時予測手法に関する研究

A study on method for rapid prediction of earthquake ground motions
using empirical site amplification factors based on earthquake motion data

2019 年 5 月 21 日

指導教員 山中 浩明 教授

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 博士後期課程

宮腰 寛之

強震記録に基づく経験的地盤増幅特性を用いた 地震動の即時予測手法に関する研究

要 旨

本論文は、「強震記録に基づく経験的地盤増幅特性を用いた地震動の即時予測手法に関する研究」と題し、以下の5章により構成されている。

第1章「序論」では、地震で発生するS波が地表に到達する直前に警報を出すという早期地震警報に関する既往研究を概観し、直下で発生する地震では、早期地震警報の余裕時間の確保が難しくなること、多様な鉄道構造物を対象にした警報のためには地表のS波の振動数特性も予測する必要があること等を指摘している。これらの現状の早期地震警報の問題点を踏まえて、地震基盤での地震記録のP波スペクトルを用いた地表でのS波スペクトルの即時予測手法を構築するという本研究の目的を述べている。

第2章「地震動のP波スペクトルを用いた即時予測の考え方」では、本研究で検討する実現可能な即時予測の考え方について述べている。直下の地震の際には、地震基盤に至る深層ボーリング孔に設置された地中地震計による記録のP波部分の5秒間のデータを即時予測に利用することによって、既存の方法である地表で観測されるP波に基づく警報に比べて、余裕時間が1秒程度長くなることを示している。つぎに、地中で観測されるP波の記録に基づいて、地表のS波スペクトルを予測するために、地中と地表の地震計で得られている過去の地震記録を用いて地震基盤でのP波とS波のスペクトル比および地震基盤と地表のS波のスペクトル比を求めている。大地震時には、地震基盤で観測したP波スペクトルに、上記の2つのスペクトル比を乗じることによって地表でのS波スペクトルを経験的に評価できることを示している。堆積層が厚い首都圏中心部の地点では、地震基盤と地表のS波スペクトル比が予測結果に大きな影響を及ぼしていること、個々の地震による震源特性と伝播経路特性の違いによる地震基盤でのP波とS波のスペクトル比の変動が大きいことなどの観測スペクトル比の特徴を明らかにしている。

第3章「強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価」では、首都圏において公開されている地震記録と鉄道沿線で得られている地震記録にスペクトル分離法を適用し、S波とP波の経験的な地盤増幅特性を0.5から10 Hzの振動数帯域で評価している。

分離した震源特性・伝播経路 Q 値・地盤増幅特性のそれぞれについて、既往研究の結果と大きな矛盾がないことを確認した後に、地盤増幅特性と地形・地質等との関係を明らかにしている。堆積層が厚い首都圏中心部の観測点では、S 波の地盤増幅特性が第 2 章で検討した地震基盤と地表での S 波スペクトル比と類似しており、S 波の地盤増幅特性を地震基盤と地表での S 波スペクトル比の代わりに用いることができるとしている。また、地震観測点と予測対象地点の間における地震基盤での地震動特性の変化の程度を明らかにするために、経験的地盤増幅特性により地表の地震動を地震基盤に引き戻し、地震基盤での地震動特性の空間的な広がりの特徴を検査している。首都圏中心部での地中地震観測点から約 20 km 以内の距離に位置する地点では、地震基盤での P 波の特性の空間的な変化は少なく、即時予測結果に与える影響が小さいことを示している。

第 4 章「首都圏の鉄道輸送に影響を与えた地震による即時予測手法の検証」では、過去に首都圏の鉄道輸送に影響を与えた被害地震の際に、鉄道沿線で観測された地震記録に基づく早期地震警報の発令状況と本研究で提案する手法に基づく予測結果を比較し、提案方法の有用性を検討している。関東地方で発生した M6 程度の 2 地震では、従来の早期地震警報よりも早い時刻で地表の S 波スペクトルを予測でき、その予測スペクトルが多くの振動数帯域で観測値の 0.5~2 倍であることを明らかにしている。また、2011 年東北地方太平洋沖地震でも、上記の 2 地震と同等の精度で予測できているが、従来の方法による早期地震警報の発令時刻よりも予測した時刻が遅いとの結果となり、規模の大きい海溝型の地震に対しては、提案手法の有効な適用が難しいために、従来の方法との併用が有効であることを示している。

第 5 章「結論」では、本研究で得られた成果を総括し、今後の課題について述べている。

以上を要するに、本論文では、堆積層が厚い地域での早期地震警報への利用を目的として、地震基盤で観測した P 波スペクトルに、経験的に評価した地震基盤での P 波と S 波のスペクトル比と S 波の地盤増幅特性を乗じて、主要動の到着までの限られた時間内に地表の S 波スペクトルを予測する手法を構築し、過去の鉄道の早期地震警報事例を用いた検証により、その有用性を明らかにしたものである。

目 次

第 1 章 序論	1
1.1 研究の背景.....	1
1.2 早期地震警報に関する既往の研究.....	2
1.2.1 早期地震警報の概念.....	2
1.2.2 P 波による震源情報の推定.....	4
1.2.3 P 波の振幅による S 波の振幅の予測.....	6
1.3 鉄道の早期地震警報の課題.....	7
1.4 本研究の目的.....	10
第 2 章 地震動の P 波スペクトルを用いた即時予測の考え方	12
2.1 地震基盤での P 波スペクトルを用いた即時予測の検討.....	12
2.1.1 地震基盤地震動の活用の検討.....	12
2.1.2 スペクトル解析のデータ長の検討.....	18
2.2 地震基盤 P 波に対する地表 S 波のスペクトル比の物理的背景の整理.....	20
2.3 使用したデータおよびデータ処理方法.....	22
2.3.1 使用したデータ.....	22
2.3.2 データ処理方法.....	25
2.4 即時予測に関するスペクトル比の物理的背景に関する分析.....	27
2.4.1 観測点による地震基盤での S/P スペクトル比の特性比較.....	27
2.4.2 観測点による地表と地震基盤の S 波スペクトル比の特性比較.....	31
2.4.3 即時予測における地震基盤での S/P スペクトル比と地表と地震基盤の S 波スペクトル比の寄与.....	34
2.5 議論.....	40
2.5.1 地震基盤での S/P スペクトル比における震源・伝播経路特性の寄与に関する基礎検討.....	40
2.5.2 地震基盤での S/P スペクトル比の地震発生域による依存性.....	44
2.6 まとめ.....	47
第 3 章 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価	49
3.1 はじめに.....	49
3.2 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価.....	51
3.2.1 使用したデータおよびデータの処理方法.....	51
3.2.2 S 波と P 波のスペクトルインバージョンによる震源・伝播経路・サイト増幅特性の分離.....	61

3.3	震源・伝播経路・サイト増幅特性の分離結果.....	65
3.3.1	震源特性.....	65
3.3.2	伝播経路特性.....	69
3.3.3	サイト増幅特性.....	71
3.3.4	議論.....	77
3.4	地震基盤地震動の空間分布特性.....	84
3.4.1	検討のねらいと方法.....	84
3.4.2	検討結果と考察.....	85
3.5	まとめ.....	89
第4章	首都圏の鉄道輸送に影響を与えた地震による即時予測手法の検証	91
4.1	検証方法.....	91
4.2	検証結果.....	93
4.2.1	2015年 埼玉県北部の地震 (M_j 5.6).....	93
4.2.2	2014年 伊豆大島近海の深発地震 (M_j 6.0).....	99
4.2.3	2011年 東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0).....	106
4.3	議論.....	115
4.3.1	即時予測の精度.....	115
4.3.2	既往のP波警報の精度との比較.....	117
4.4	まとめ.....	121
第5章	結論	123
5.1	本研究の結論.....	123
5.2	今後の課題.....	125
5.2.1	研究面での課題.....	125
5.2.2	実用面での課題.....	126
	参考文献	128
	謝辞	139

第 1 章 序論

1.1 研究の背景

地震による被害から身を守るために、建造物の耐震性を向上させておくハード面からの地震防災対策がある。鉄道では、乗客の命を守るため、地震動による鉄道建造物の大規模な崩壊や列車の脱線を防ぐことが重要である。1923 年の関東地震を契機として、耐震設計の考え方が鉄道建造物の設計に取り入れられて以降、数々の地震の経験を踏まえて耐震設計法の改良が重ねられてきた [例えば、本山 (2016)]。また、1995 年の兵庫県南部地震を受けて、同年 7 月に運輸省が「鉄道施設耐震構造検討委員会の提言に基づく鉄道建造物の耐震性能に係る当面の措置について」として、大都市圏の主要線区や新幹線の RC 高架橋等の耐震補強を鉄道事業者に指示した [例えば、水野・東 (2014)]。これを受けて、各鉄道事業者が耐震補強を推進し [例えば、長澤・土屋 (2006)、村松 (2011)]、2012 年度末時点で耐震化率は約 96%となった [水野・東 (2014)]。近年では、首都直下地震に備えて、首都圏の高架橋や盛土をはじめとする各種建造物を対象とした耐震補強が実施されている [例えば、鈴木 (2012)]。また、2004 年の新潟県中越地震における上越新幹線・とき 325 号の脱線事故 [航空・鉄道事故調査委員会 (2007)] を踏まえて、レールの上に脱線防止ガードを取り付ける対策 [例えば、東海旅客鉄道株式会社 総合技術本部技術開発部 (2010a, b, c)] や、脱線時に車両が軌道から大きく逸脱しないように車両台車部に L 型ガイドを取り付ける対策 [例えば、梶谷・他 (2009)] が実施されている。

一方、地震発生時に地震動の強さを把握して、それに基づく被害の推定を行うソフト面からの対策も重要である。列車は制動距離が長く、地震による被害に遭遇してもすぐに停止できないことから、鉄道分野では、被害が推定される場合に列車運行を制御するために、早期地震警報と列車運転規制が古くから実施されてきた [例えば、島村 (2008)]。早期地震警報は、地震発生直後に鉄道沿線または鉄道沿線から離れた地点の地震計で観測した地震動を解析して、鉄道に被害を及ぼす可能性がある場合に、列車を緊急停止す

るために出力される警報である。列車運転規制は、鉄道沿線の地震計で観測した地震動の強さ（例えば、計測震度 [気象庁 (1996)]、SI (Spectral Intensity) [Housner (1952)]）が基準値を超過していた場合に、当該地震計が受け持つ区間内で被害のおそれがあることから、区間内の列車に対して運転中止や速度規制を発令するルールである [例えば、島村・鈴木 (2004)、伊藤・他谷 (2006)、安藤 (2015)]。

列車運転規制と早期地震警報は、観測された地震動に基づいて地震の加害性の有無を判断するという点で共通しているが、判断のタイミングが異なる。列車運転規制は、鉄道沿線で実際に観測された地震動の強さから地震の加害性の有無を判断している。近年では、センサ技術や通信技術を活用して地震による構造物の変状を検知するシステムが開発されるなど [例えば、鈴木・他 (2007)]、地震計による観測値以外の手段で地震の加害性の有無を判断できる可能性がある。一方、早期地震警報は、震源に近い地震計で観測した短時間の地震記録から地震の加害性を推定することが要求される。近年発生した2016年の熊本地震 (M_j 7.3) や、2018年の大阪府北部地震 (M_j 6.1)、北海道胆振東部地震 (M_j 6.7) のような内陸直下型の地震では、地震動を検知してから強い揺れが到着するまでの時間（以下、余裕時間とする）が短いため、早期地震警報の即時性と精度の向上が課題である。特に、首都圏では、首都直下地震の切迫性が指摘されており [例えば、中央防災会議・首都直下地震対策専門調査会 (2005)]、防災・減災に資する早期地震警報の高度化が急務である。

1.2 早期地震警報に関する既往の研究

1.2.1 早期地震警報の概念

早期地震警報の概念が世界で初めて発表されたのは、アメリカ・カリフォルニア州の Cooper (1868) による。サンフランシスコから遠く離れた震源近くに感震器を設置して、感震器が大きな地震動を検知すると、そのことを電信でサンフランシスコに伝えるという概念であったが、実現しなかった。その約100年後、伯野・高橋 (1972) は、相模湾

岸から房総半島南岸にかけて海底地震計を配置し、この地域で発生する地震を海底で捉えて、そのことを通信回線で東京に伝える「10 秒前大地震警報システム」の概念を発表した。これらの概念は、地震動の観測地点と警報の対象地点が離れており、後に前線検知 [Allen *et al.* (2009b)]、あるいはリージョナル警報 [Kanamori (2005)] と呼ばれる方法に分類される。この頃、日本国有鉄道（以下、国鉄とする）は、1964 年の東海道新幹線の開業時から、沿線の地震計が規定値以上の地震動を観測したタイミングで、地震計周辺の区間を走行する列車を自動的に停止させる仕組みを既に取り入れていた [中村 (1985)]。この仕組みは、地震動の観測地点と警報の対象地点が同一であり、後にオンサイト警報 [Kanamori (2005)] と呼ばれる方法に分類される。国鉄は、伯野・高橋 (1972) の概念に影響を受ける形で、前線検知に関する研究開発を進め、1982 年の東北新幹線開業に合わせて、日本海溝周辺で発生する地震を太平洋沿岸に設置した地震計で検知して、内陸部を走行する車両を緊急停止させる海岸線検知システムを使用開始した [Nakamura (1984)]。このように、地震時の新幹線の安全確保を目的として、Cooper (1868) の提唱した早期地震警報の概念が、世界で初めて実現された。

これ以降も前線検知に関する研究は多数行われている。アメリカ・カリフォルニア州は、古くからサンアンドレアス断層で発生する地震による被害を受けてきた。Heaton (1985) は、カリフォルニア南部を対象とした Seismic Computerized Alert Network (SCAN) という早期地震警報システムの概念を提案した。その後、1989 年に発生したロマプリータ地震により甚大な被害が生じたことを受けて、この地震で崩壊した高速道路の撤去工事において、余震から作業員の安全を守るための警報システムが用いられた [Bakun *et al.* (1994)]。メキシコでは、1985 年のミチョアカン地震において、震源から 400 km 以上離れたメキシコシティが、直下の盆地構造により増幅された長周期地震動等の影響により甚大な被害を受けた。この経験を踏まえて、ミチョアカン州に隣接するゲレーロ州の地震空白域を対象として、震源周辺で地震動を検知してメキシコシティに警報を発表する Seismic Alert System of Mexico City (SAS) が 1991 年から稼働を開始した [Espinosa-Aranda *et al.* (1995)]。リトアニアのイグナリナ原子力発電所では、敷地から半径 30 km の円周上に配置された地震計による早期地震警報システムが実装された [Wieland *et al.* (2000)]。トルコでは、マルマラ海北岸に 10 箇所地震計を設置して、

2、3 箇所で観測された振幅が閾値を超過した場合にイスタンブールに警報を発令する Istanbul Earthquake Rapid Response and Early Warning System (IERREWS) が開発された [Erdik *et al.* (2003)、Alcik *et al.* (2009)]。Nagashima *et al.* (2008) は、長周期成分を対象として、前線観測点と予測地点の間で、観測記録を用いて経験的な伝達関数を評価して、前線観測点の地震波形に経験的な伝達関数の特性を有するフィルタを施すことで地震波形を予測する手法を提案している。

1.2.2 P 波による震源情報の推定

国鉄では、より早いタイミングで早期地震警報を出力することを目的として、S 波より先に到着する P 波の情報を用いる手法の研究が進められた。そして、Nakamura (1988) が、P 波初動の周期とマグニチュードの統計的な関係に基づいて、P 波の情報からマグニチュードを推定する手法を実装した早期地震警報システム UrEDAS (Urgent Earthquake Detection and Alarm System) を提案した。UrEDAS では、マグニチュードに続いて震央の位置を推定し、過去の地震における鉄道被害をマグニチュードと震央距離の関係にプロットした M- Δ 図に基づいて、推定震央位置を中心として、推定マグニチュードの地震において過去に被害が発生した範囲を包括するように警報を出力する [中村 (1996)]。UrEDAS は、1992 年から東海道新幹線で実用化され、世界で初めて実装された P 波による早期地震警報システムとなった。この後、Nakamura (1988) のマグニチュード推定手法を発展させて、Allen and Kanamori (2003) は、P 波初動の固有周期の最大値 τ_p^{\max} の時間変化から逐次的にマグニチュードを推定する手法を提案した。 τ_p^{\max} は、アメリカ・カリフォルニア [Allen *et al.* (2009a)] や台湾 [Hsiao *et al.* (2009)]、トルコ・イスタンブール [Fleming *et al.* (2009)] などの早期地震警報の研究・試験に用いられた。また、Kanamori (2005) は、Nakamura (1988) の手法を発展させて、P 波初動 3 秒の平均周期 τ_c からマグニチュードを推定する手法を提案した。 τ_c は、アメリカ・カリフォルニア [Böse *et al.* (2009)] や台湾 [Wu and Kanamori (2005a)、Hsiao *et al.* (2009)] において早期地震警報の研究・試験に用いられた。メキシコでは、1999 年にオアハカ州で発生

した地震をきっかけとして、オアハカ州に設置した 36 の地震計で観測した P 波初動 3 秒の周期からマグニチュードを推定する SASO (Seismic Alert System of Oaxaca City) が運用を開始し、現在では SAS と統合して SASMEX (The Seismic Alert System of Mexico) として運営されている [Espinosa-Aranda *et al.* (2009, 2011)]。

日本では、1995 年の兵庫県南部地震を契機に設置された地震調査研究推進本部 (1999) が、1999 年に示した総合基本政策において、当面推進すべき地震調査研究の一つに「リアルタイムによる地震情報の伝達の推進」を掲げた。これを背景として、2003 年度から現在の国立研究開発法人防災科学技術研究所 (以下、防災科研) と気象庁により緊急地震速報の共同開発が始められ、2007 年から気象庁による一般向けの緊急地震速報の配信が開始された [例えば、Hoshiba *et al.* (2008)]。緊急地震速報では、P 波の情報に基づいて震源の位置を推定した後に、地震計で観測した P 波から S 波にかけての振幅と推定震源距離に基づいて逐次マグニチュードを推定する [Kamigaichi (2004)]。その後、距離減衰式 [司・翠川 (1999)] に基づき 1 km メッシュごとに地盤による震度増幅度 [Iwakiri *et al.* (2011)] を考慮して、震度を予測して警報を発報している [気象庁地震火山部 (2016)]。

鉄道分野でも、現在の公益財団法人鉄道総合技術研究所 (以下、鉄道総研とする) が、単独観測点の P 波初動の振幅の立ち上がり性状と震央距離の統計的な関係から震央距離を推定する B- Δ 法 [Odaka *et al.* (2003)、東田・他 (2004)] を気象庁との共同研究により開発し、B- Δ 法を実装した新しい早期地震警報システムが開発された。鉄道総研による新しい早期地震警報システムでは、マグニチュードより先に震央位置を推定し、マグニチュードは、緊急地震速報と同様の考え方で、地震計で観測された振幅と推定震央距離に基づいて逐次推定している。警報判断は従来の M- Δ 図 [中村 (1996)] に基づく経験的な方法が引き継がれた。このシステムは、UrEDAS に代わって、2004 年以降順次、鉄道分野で実用化された [岩橋・他 (2004)]。

なお、2011 年の東北地方太平洋沖地震において、気象庁の緊急地震速報のマグニチュード推定が過小評価となったことから [Hoshiba and Iwakiri (2011)]、実際には強い揺れを観測した関東地域に警報を発表することができなかった。これを踏まえて、Hoshiba (2013a) は、震源を推定せずに、密な観測網により得られた波動場を初期値として与え、

境界積分方程式法によって時間発展的に波動場を予測する手法を提案した。さらに、波動場の予測におけるサイト増幅特性の補正を、2地点間の観測スペクトル比の特性を有する漸化式フィルタにより行うことで、サイト増幅特性の振動数依存性を考慮して地震動を予測する手法を提案した [Hoshiya (2013b)]。これらの手法を震度予測に簡略化した形で、予測地点の付近の地震計で高い震度が観測された場合に、地盤増幅度による震度補正を行ったうえで予測地点の震度を推定して警報を出力する PLUM (Propagation of Local Undamped Motion) 法 [Kodera *et al.* (2018)] が、先に述べた P 波から震源を推定する手法と併用する形で 2018 年 3 月から緊急地震速報に実装されている [気象庁 (2018)]。

1.2.3 P 波の振幅による S 波の振幅の予測

1995 年の兵庫県南部地震を受けて、中村(1999) は、直下地震に対しても大きく揺れ出す前に警報を出すことを目指して、地震動の P 波部分と S 波部分から求めた地震被害指標 DI 値の相関関係に基づいて、震源の情報を推定せずに、P 波の強さから S 波の強さを予測する Compact UrEDAS を開発した。Compact UrEDAS は P 波初動 1 秒の情報に基づいて警報を出力するように設定され、東日本旅客鉄道株式会社（以下、JR 東日本とする） [中村 (1999)] や東京地下鉄株式会社 [佐藤・他 (2006)] で実用化された。なお、JR 東日本は、現在では Compact UrEDAS に代わって、先に述べた鉄道総研の新しい早期地震警報システム [岩橋・他 (2004)] を使用している。

同様に、P 波の振幅により S 波の振幅を予測する手法として、ルーマニアでは、カルパティア山脈の南東部に位置するヴランチャ県に設置した地震計で観測した P 波初動 1 ~2 秒の振幅の最大値と約 160 km 南に位置するブカレストでの地震動強さの経験的な関係に基づいて、早期地震警報を発表する手法が用いられている [Wenzel *et al.* (1999)、Böse *et al.* (2007)]。Wu and Kanamori (2005b) は、P 波初動 3 秒の変位 P_d と地震動強さの経験的な関係の回帰式を、台湾の地震記録を用いて求めている。Zollo *et al.* (2010) は、 τ_c と地表面最大速度 PGV の関係に基づくオンサイト早期地震警報を提案しているが、その中で PGV と P_d の統計的関係に基づいて PGV を求めている。

他谷・中嶋 (2007) は、地震波形の P 波部分で卓越する上下成分と、3 成分にそれぞれ計測震度を算出するフィルタを施して両者の最大値（それぞれ警報用予測震度、警報用計測震度という）を求め、両者の相関関係に基づいて警報用計測震度の閾値を設定し、観測した上下動から求めた警報用計測震度の値に応じて警報を出力する方法を開発した。この、警報用計測震度に基づく早期地震警報は、東海旅客鉄道株式会社において実用化されている [東海旅客鉄道株式会社 (2012)]。気象庁の緊急地震速報では、直下地震対策として、計測震度 4.5 以上となる場合に上下動加速度が 100 gal を超えているという観測記録の統計的關係に基づいて、上下動加速度が 100 gal となる場合に警報を発表している [気象庁地震火山部 (2016)]。Kanda *et al.* (2009) や糸井・他 (2010) は、気象庁の緊急地震速報が内陸直下の地震で間に合わないことを補うために、対象とする構造物付近に地震計を設置して、P 波の振幅と S 波の振幅の統計的關係に基づいて、現地地震計の P 波の振幅から S 波の振幅を予測するオンサイト警報を、気象庁の緊急地震速報と併用することを提案している。

萩原・他 (2011) は、前線観測点での P 波の振幅と予測観測点での S 波の振幅の統計的な關係を評価して、前線観測点の P 波の振幅による S 波の最大値指標の予測手法を提案している。Böse (2006) や Kuyuk and Motosaka (2009a, b) は、ニューラルネットワークを用いて、地震動の P 波の情報から、地震動の S 波のフーリエスペクトルを予測する手法を提案している。倉橋・入倉 (2014) は、ある地点の P 波と地震動が未到達の地点の S 波との間の伝達関数を定式化し、P 波のスペクトルに 2 地点間の上下動のサイト増幅特性の比と予測地点であらかじめ経験的に評価した地震動の H/V スペクトルを乗じることで S 波のスペクトルを予測する手法を提案している。

1.3 鉄道の早期地震警報の課題

気象庁の緊急地震速報やメキシコの SASMEX のような国単位で運営されている早期地震警報など、多くの早期地震警報は、警報を受信した人が、強い揺れが来る前に安全行動を取れるようにすることを主な目的としている。気象庁の緊急地震速報では、震度

という国民に深く浸透している地震動指標を広範囲に予測することが重要であると考えられる。一方、建物の制振装置の起動やヘルスマニタリングに活用する目的を掲げて開発された早期地震警報システムが存在する〔例えば、宮村・他 (1994)、山谷・他 (1994)、神田・他 (1994)、源栄・他 (2008)〕。この場合、予測対象が限られていることから、サイト増幅特性や構造物の振動特性等を考慮して地震の加害性の有無をより適切に判断するために、地震動指標に加えて、地震波形やフーリエスペクトルなどの詳細な情報を予測できることが望ましいと考えられる。

鉄道の早期地震警報は、地震発生後に可能な限り早いタイミングで列車の緊急停止を図ることを目的としてきた。そのため、これまでは、過去の地震被害から経験的に定めた規定値や $M-\Delta$ 図〔中村 (1996)〕に基づいて警報の出力の有無を判断するというシンプルな手法が採用され、地震動予測の考え方は取り入られてこなかった。そのため、既往の鉄道の早期地震警報においては、地盤のサイト増幅特性や構造物の振動特性が考慮されてこなかったことから、これらを考慮することで地震の加害性の判断をより適切に実施できるようになる可能性がある。鉄道線路は、盛土・橋りょう・トンネルなどの構造物からなる区間上に敷設されており、その周辺には電車線柱などの付帯構造物が存在する。既往研究で体系的に明らかにされている鉄道構造物の固有振動数をまとめたものが図 1.1 である。RC 高架橋の固有振動数は、構造形式や橋脚高さにより異なるが、0.6～3 Hz 程度の範囲にある〔松本 (2010)〕。電車線柱の固有振動数は、公益財団法人鉄道総合技術研究所 (2013) によると、材質、設置箇所、構造形式により異なるが、1.39～4.33 Hz の範囲にある。

車両の脱線は、振動数 0.3～3 Hz の左右振動によって引き起こされ、約 0.5～0.8 Hz の範囲では車輪が交互に大きく持ち上げられる下心ロール、約 1.3～2.5 Hz の範囲では車輪のフランジとレールが衝撃して反対側の車輪が持ち上げられる上心ロールと呼ばれる脱線の挙動をそれぞれ示すなど、脱線挙動と地震動の振動数の関係が解析により明らかにされている〔例えば、熊谷・石田 (2006)〕。また、地震時の脱線に対する車両の走行安全性を評価するために、地震による左右振動の振動数に応じてどのくらいの振幅までならば脱線に至らないかを表す走行安全限界線図が、解析と振動実験に基づいて作成されている〔例えば、石田 (2013)〕。

国鉄時代に、列車運転規制や早期地震警報に用いる地震動指標として 5 Hz 以上の高振動数成分を遮断するローパス・フィルタ [美藤・他 (1985)] を施した加速度 (以下、JR 警報用加速度とする) が定められており、5 Hz 以下に図 1.1 に示した各構造物の固有振動数が含まれている。また、近年、支間 100 m を超える長大鉄道橋梁の建設事例 [例えば、玉井・他 (2008)] や、首都圏の駅周辺整備に伴う地上 30 階を超える高層ビルの建設事例 [東日本旅客鉄道株式会社 (2007, 2008, 2016)] があり、これらの構造物は地震動の 0.5 Hz 未満の低振動数成分の影響を大きく受けると考えられる。このように、鉄道に関する構造物の固有振動数は変化に富んでいることから、地震動の P 波を観測したタイミングで、地震動の強さに加えて振動数特性も予測して、地震の加害性の有無をより適切に判断することが重要である。

現在、多くの鉄道事業者において、先に述べた地震動の P 波から震源とマグニチュードを推定して地震の加害性を判断するシステム [岩橋・他 (2004)] のみが用いられている。内陸直下の地震に対しては、P 波から震源情報を推定する手法よりも、既に指摘されているように [例えば、中村 (2005)、気象庁地震火山部 (2016)]、震源の推定を行わずに、P 波の振幅と S 波の振幅の経験的な関係に基づいて、地震動を予測する手法が有利と考えられる。しかし、1.2.3 項で述べたように、多くの既往研究において、P 波の振幅と S 波の振幅の経験的な関係は地震動指標による評価に留まっている。また、早期地震警報への適用を前提として、P 波の情報から S 波のスペクトルを予測する手法も提案されているが、実際に被害が発生した地震での観測記録を用いた検証事例は少なく、既往の早期地震警報の発令状況との比較・検証も行われていない。

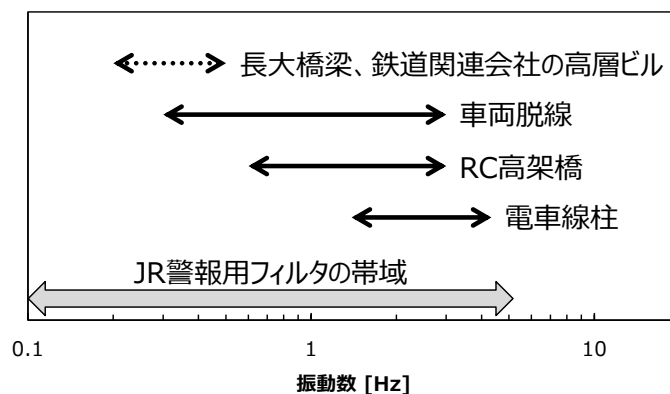


図 1.1 鉄道構造物の固有振動数や車両脱線に影響を及ぼす振動数の範囲

1.4 本研究の目的

本研究では、首都直下地震の切迫性が高まっている関東平野を対象として、地震動の 0.3~5 Hz の振動数成分の影響を受ける鉄道構造物群に対する地震の加害性を適切に判断するために、P 波のスペクトルを利用して S 波のスペクトルを即時予測する手法を提案することを目的とする。

P 波は震源に可能な限り近くに配置した地震計で観測されることが望ましいが、内陸直下の地震に対しては前線検知が難しい。関東平野には防災科研が整備した基盤強震観測網 KiK-net [例えば、Aoi *et al.* (2011)] の鉛直アレー観測点が存在し、一部の観測点では、地震基盤に至る深さ数千 m のボーリング孔に地中地震計が設置されている。これらの観測点を利用することで、低速度の地盤層が厚く堆積している関東平野では、直上の地表地震計よりも早く P 波を検知することが可能と考えられることから、利用に向けた検討を行う。

P 波の振幅と S 波の振幅の関係は、関東平野の KiK-net による地震記録が近年蓄積していることから、地中と地表の地震記録から経験的に評価する。そして、両者の関係をスペクトルで評価することにより、これまで十分議論されてこなかった振動数特性を明らかにして、物理的背景を整理する。一般に、地震動予測においては、震源・伝播経路・サイト増幅特性の評価が重要であることから、各特性が P 波の振幅と S 波の振幅の関係に及ぼす影響の評価を試みる。このうち、地点固有のパラメータであるサイト増幅特性は、地下速度構造モデルから理論的に計算する方法、あるいは強震記録を用いて経験的に抽出する方法により評価される。前者については、近年、関東平野において地震動評価を目的とした 250 m メッシュの浅部・深部統合地盤モデル [例えば、先名・他 (2013)] の開発が進められ、膨大な地質調査結果や微動調査結果などが反映されてモデルの高度化が図られている。しかし、広範囲かつ広帯域のサイト増幅特性を二、三次元的効果や地形効果、散乱波の影響も考慮して理論的に推定するのは困難である。その点では、評価地点が地震計設置地点に限られるものの、経験的なサイト増幅特性は地震動予測において有益である [佐藤・川瀬 (2009)]。

第1章 序論

関東平野では、様々な機関により地震計が設置されており、全体として密な地震観測網が構成されている。防災科研は、1996年以降、強震観測網 K-NET と基盤強震観測網 KiK-net を日本全国に約 20 km 間隔で展開している [例えば、Aoi *et al.* (2011)]。また、関東周辺にある自治体や公的機関は、それぞれ地震計を設置しており、これらの地震計で観測された記録は、東京大学地震研究所が SK-net [Seismic Kanto Research Project (2001)] として収集・管理している。SK-net で扱う地震計の設置間隔は、防災科研の観測網より密である。ここまで述べた観測網による地震記録は、既に約 20 年分蓄積されている。このような膨大な地震記録の蓄積により、関東平野において経験的サイト増幅特性の評価を効率的に実施できる環境が整ってきたといえる。

また、JR 東日本は、列車運転規制や早期地震警報を実施するために、自身の営業路線に沿って 5~40 km 間隔で地震計を設置している [East Japan Railway Company (2007, 2012)]。JR 東日本の地震計設置地点においてサイト増幅特性が評価された事例はこれまでにないことから、経験的サイト増幅特性が評価できれば、鉄道沿線における地震動予測のための重要なデータベースとなり得る。さらに、JR 東日本の地震計の観測値に基づいて、実際に列車運転規制の発令や早期地震警報の出力が行われてきたことから、これらの記録を即時予測手法の検証に直接活用することは極めて重要である。地震動予測の結果を鉄道の実際の列車運転規制や早期地震警報と関連付けて検証した研究は、過去に行われていない。首都圏においても、実際に列車運転規制や早期地震警報が発令された地震記録の蓄積がすすんでいる。そこで、本研究では、JR 東日本の地震計の地震記録を、経験的なサイト増幅特性の評価や、P 波のスペクトルを利用して S 波のスペクトルを即時予測する手法の検証に活用する。

第2章 地震動の P 波スペクトルを用いた即時予測 の考え方

2.1 地震基盤での P 波スペクトルを用いた即時予測の検討

2.1.1 地震基盤地震動の活用の検討

関東平野内および周辺の内陸直下で発生する地震を可能な限り早く検知するために、地震基盤に至る深さ数千 m のボーリング孔に設置された地中地震計で観測した P 波（以下、地震基盤 P 波とする）のスペクトルを用いて、地表での S 波（以下、地表 S 波とする）のスペクトルを即時予測することを考える。

関東平野内および周辺の KiK-net 観測点の分布を図 2.1 に示す。鈴木 (2002) および林・他 (2006) のボーリングデータの検証結果により、図 2.1 の観測点のうち関東平野内にある 12 観測点において、ボアホールが先新第三系の基盤に到達していることが確認されている。関東平野内でボアホールが地震基盤に到達している 12 観測点の情報を表 2.1 (a) に示す。東京都心部または周辺に存在する CHBH04 (下総)、SITH01 (岩槻)、TKYH02 (府中)、TKYH11 (江東) の 4 観測点は 2,000 m 以深の地震基盤に地中地震計が設置されている。これらの地中地震計を活用することで、地表に設置された地震計よりも、地震を早く検知することが期待できる。

上記の 4 観測点のデータを用いて、P 波と S 波の到着時間差（以下、S-P 時間差とする）から、即時予測により期待される早期地震警報の余裕時間を試算する。使用した地震記録は、宮腰・津野 (2015) が用いた関東平野内および周辺を震源とするマグニチュード 4.5 以上の 207 地震のうち、上記の 4 観測点で観測された記録に限ったものである。地表と地震基盤における地震動の到着時刻は目視により読み取った。震源距離と S-P 時間差の関係の分布と回帰式を、地震基盤 P 波を用いた場合を図 2.2 (a) に、地表での P 波（以下、地表 P 波とする）を用いた場合を図 2.2 (b) にそれぞれ示す。震源距離が長くなるほど S-P 時間差が長くなる傾向があり、回帰式より、震源距離 (km) の 10 分の 1

第2章 地震動の P 波スペクトルを用いた即時予測の考え方

程度の値の時間 (s) を警報の余裕時間として確保可能であることがわかる。図 2.2 (a) と図 2.2 (b) の回帰式を比較すると、地震基盤 P 波を用いた場合の方が地表 P 波を用いた場合よりも 1 秒程度 S-P 時間差が長いことがわかる。したがって、地中地震計で観測された地震基盤 P 波を利用することで、地表 P 波を利用した場合と比較して、平均で 1 秒程度早く地震動を検知することが可能である。内陸直下の地震の例として深さ 20 km の地震を直上で検知することを考えると、地表 P 波を利用した場合には、図 2.2 (b) の回帰式より S-P 時間差が 3.4 秒程度と推定されるため、地震基盤 P 波の利用により余裕時間が約 3 割増大する。なお、最高速度で走行している列車の 1 秒間での減速度は 3 km/h 程度 [中村 (1996)] と試算されているが、駅等を発車直後の列車が緊急停止する状況や、2004 年新潟県中越地震のように列車脱線箇所への対向列車の侵入が防がれた状況を考えると、警報の余裕時間が 1 秒増大することには十分価値があると考えられる。

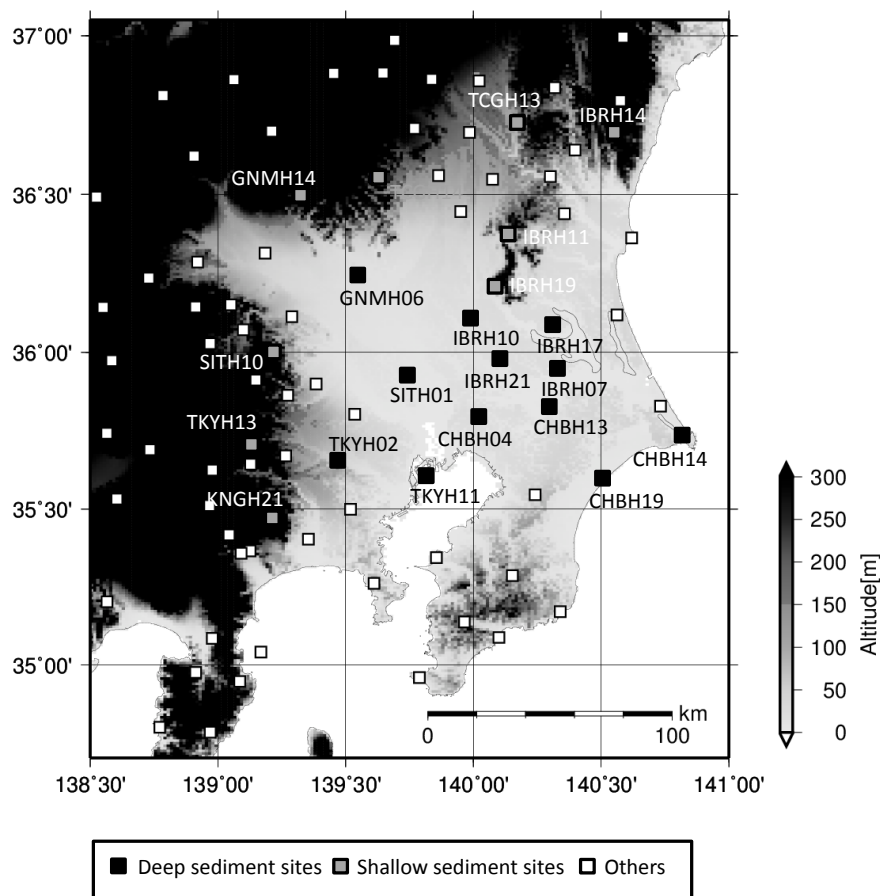


図 2.1 関東平野内および周辺の KiK-net 観測点

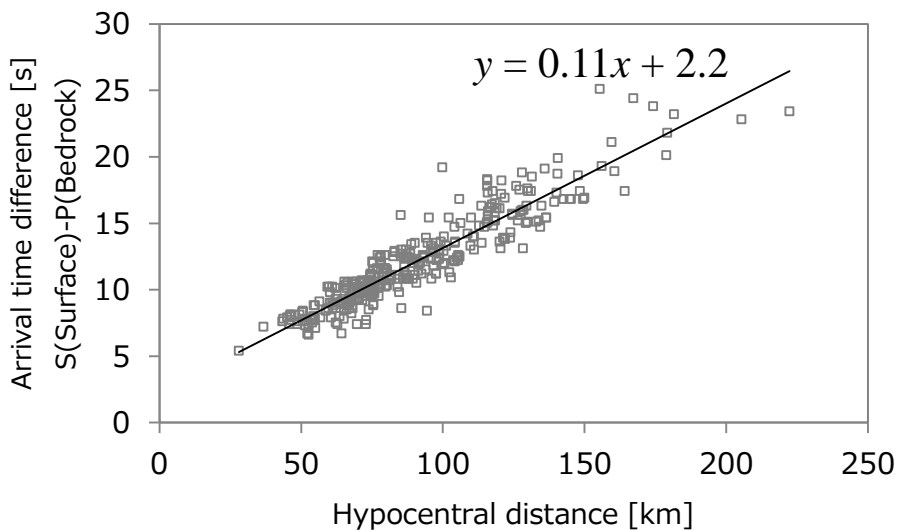
表 2.1 ボアホールが地震基盤まで到達している KiK-net 観測点

(a) Deep sediment site

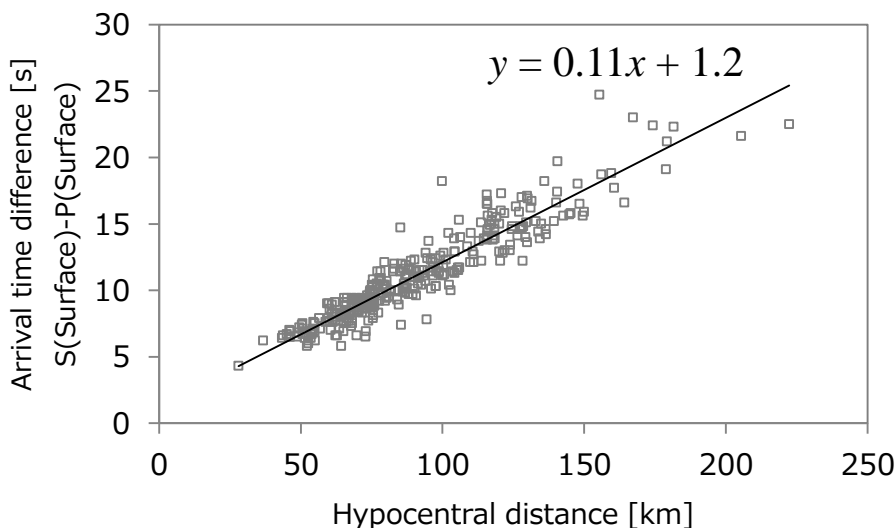
Code	Name	Latitude (° N)	Longitude (° E)	Altitude (m)	Depth of borehole (m)	Number of seismic data
CHBH04	SHIMOHSA	35.7966	140.0206	23	2300	265
CHBH13	NARITA	35.8307	140.2980	12	1300	150
CHBH14	CHOUSHI-C	35.7342	140.8230	2	525	71
CHBH19	HASUNUMA	35.5943	140.5107	1	1630	74
GNMH06	TATEBAYASHI	36.2441	139.5443	20	1203	38
IBRH07	EDOSAKI	35.9521	140.3301	3	1200	150
IBRH10	ISHIGE	36.1112	139.9889	15	900	127
IBRH17	KASUMIGAURA	36.0864	140.3140	20	510	149
IBRH21	TSUKUBA-S	35.9814	140.1050	22	929	71
SITH01	IWATSUKI	35.9290	139.7349	8	3510	154
TKYH02	FUCHU	35.6539	139.4704	45	2753	106
TKYH11	KOTO	35.6114	139.8125	6	3000	156

(b) Shallow sediment site

Code	Name	Latitude (° N)	Longitude (° E)	Altitude (m)	Depth of borehole (m)	Number of seismic data
GNMH14	MIDORI	36.4931	139.3219	360	200	88
IBRH11	IWASE	36.3701	140.1401	67	103	138
IBRH14	JYUOH	36.6922	140.5484	330	100	116
IBRH19	TSUKUBA	36.2137	140.0893	175	210	133
KNGH21	KIYOKAWA	35.4628	139.2146	455	210	112
SITH10	TOKIGAWA	35.9964	139.2191	180	102	121
TCGH13	BATOU	36.7342	140.1781	135	140	124
TCGH14	AWANO	36.5509	139.6154	180	100	140
TKYH13	HINOHARA-S	35.7017	139.1275	360	100	110



(a) Using P-waves at seismic bedrock



(b) Using P-waves at ground surface

図 2.2 震源距離と S-P 時間差の関係

続いて、本研究で提案する地震基盤 P 波による地表 S 波の即時予測の考え方について述べる。図 2.3 は、本研究で提案する即時予測の考え方を模式的に表したものである。地表 S 波の振幅 O_s^S は、地表 S 波の振幅 O_s^S と地震基盤 P 波の振幅 O_b^P の比 (b と定義する) を事前に評価しておけば、地震基盤 P 波の振幅 O_b^P に振幅比 b を乗じることで簡単に予測できる。第 1 章で述べたように、既往研究では、P 波の振幅と S 波の振幅の関

係は、地震記録から求めた地震動指標の回帰式に基づいて経験的に評価され、振動数特性が考慮されていない例が多い。本研究では、地表 S 波スペクトル $O_s^S(\omega)$ を予測することが目的であるため、地震記録に基づいて、地震基盤 P 波スペクトル $O_b^P(\omega)$ に対する地表 S 波スペクトル $O_s^S(\omega)$ の比 $b(\omega)$ を評価して振動数特性を明らかにする。

地表 S 波スペクトル $O_s^S(\omega)$ には予測地点固有の S 波サイト増幅特性 $G^S(\omega)$ が含まれているため、S 波サイト増幅特性 $G^S(\omega)$ で除すことで地震基盤での S 波（以下、地震基盤 S 波とする）のスペクトル $O_b^S(\omega)$ に引き戻し、地震基盤 P 波スペクトル $O_b^P(\omega)$ に対する地震基盤 S 波スペクトル $O_b^S(\omega)$ の比（以下、地震基盤 S/P スペクトル比 $a_1(\omega)$ と定義する）を評価する。このような手順を踏むことで、地震基盤 P 波の観測点周辺にある S 波サイト増幅特性 $G^S(\omega)$ が既知の任意地点において、地震基盤 P 波スペクトル $O_b^P(\omega)$ に地震基盤 S/P スペクトル比 $a_1(\omega)$ と S 波サイト増幅特性 $G^S(\omega)$ を乗じることで、地表 S 波スペクトル $O_s^S(\omega)$ を即時予測できる。

最後に、地中地震計を使用するに当たっての留意点を述べる。1 つ目の留意点は、地中地震計で観測した地震動には、震源から伝播してくる上昇波だけでなく、地中地震計より上方の層境界や地表から反射してきた下降波が含まれることである。そのため、図 2.3 に示した地震基盤 S/P スペクトル比 $a_1(\omega)$ は P 波と S 波の下降波の比を含んでいる。S 波サイト増幅特性 $G^S(\omega)$ は、地震基盤への入力に対する地表での応答であるため、下降波を含む地震基盤 S 波と地表 S 波の関係を厳密には結びつけられない。両者の関係を厳密に結びつけるのは地表と地震基盤の S 波スペクトル比（以下、S 波スペクトル比 $a_2(\omega)$ と定義する）である。

S 波スペクトル比 $a_2(\omega)$ はスペクトル解析に用いるデータ長によって振動数特性が異なる。既往研究では、データ長を、全時間 [例えば、Hoshiya (2013b)]、20.48 秒などの固定長 [例えば、神野・他 (2008)]、マグニチュード等に応じた可変長 [例えば、津野・工藤 (2005)] とする例があり、大地震での強震動を取り扱うために長めに設定されることが多い。本研究では、早期地震警報での利用を想定しているために、スペクトル解析に用いるデータ長は短時間に限られることから、本章において適切なデータ長を検討する。そのうえで、第 3 章において、強震記録から経験的に評価した S 波サイト増幅特性 $G^S(\omega)$ が、S 波スペクトル比 $a_2(\omega)$ の代わりに即時予測に活用可能かどうか検討する。

2つ目の留意点は、地震基盤 P 波の観測地点とそこから遠く離れた予測地点では、震源から放射される地震動の方位依存性（以下、放射特性とする）や距離減衰特性が異なるため、両地点で地震基盤 S/P スペクトル比 $a_1(\omega)$ が等しいという仮定が成り立たない可能性があることである。そこで、第3章において評価する関東平野の地震計設置地点での経験的な S 波と P 波のサイト増幅特性を用いて、地表での S 波と P 波の地震動をそれぞれ地震基盤に引き戻し、その空間分布特性を分析することで地震基盤 P 波を用いた地表 S 波の予測が有効な可能な水平距離について言及する。

なお、本研究では地震基盤 P 波を利用した即時予測を取り扱うが、地表 P 波スペクトル $O_s^P(\omega)$ を P 波サイト増幅特性 $G^P(\omega)$ により地震基盤 P 波スペクトル $O_b^P(\omega)$ に引き戻して、図 2.3 と同様の手順で地表 S 波のスペクトル $O_s^S(\omega)$ の即時予測に活用することも可能である。

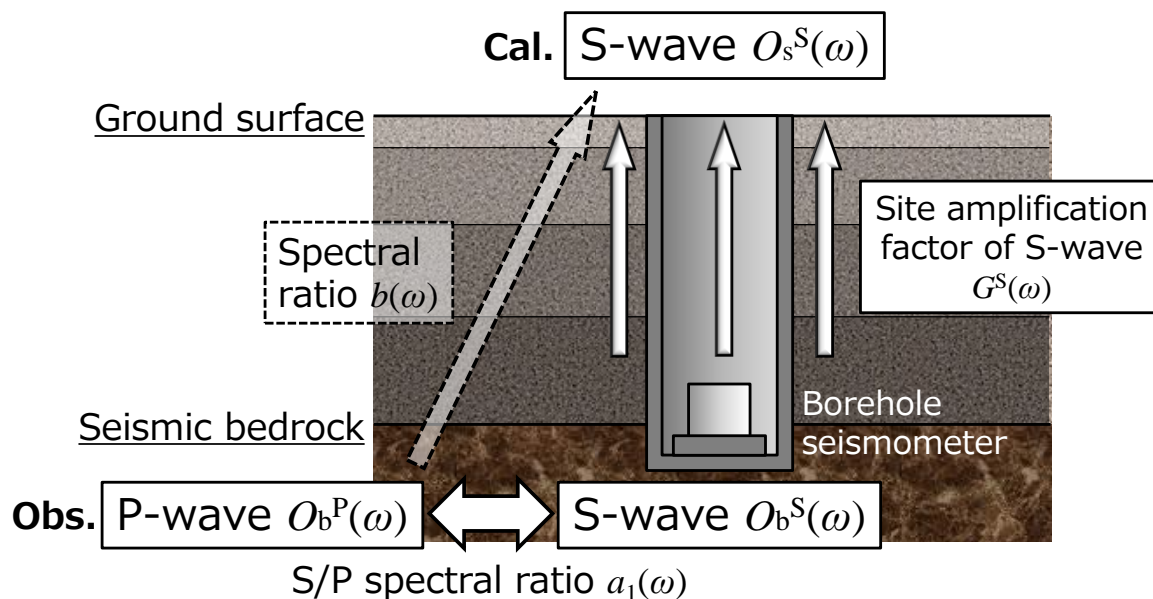


図 2.3 地震基盤 P 波による地表 S 波の即時予測の考え方

2.1.2 スペクトル解析のデータ長の検討

地震基盤 S/P スペクトル比の計算に用いる地震波形のデータ長は、地震基盤での P 波の到着から S 波の到着までの時間、すなわち S-P 時間差の長さ以下に限られる。そのため、内陸直下の地震のように震源距離が短く S-P 時間差が短い地震に対して早期地震警報を適用する場合、スペクトル解析のデータ長を可能な限り短くする必要がある。一方で、スペクトル解析のデータ長が短いと、低振動数成分がデータ長に 1 周期分含まれず、低振動数成分が予測できない。また、マグニチュードの大きい地震では震源断層の破壊が終わるまでの時間（以下、断層破壊時間とする）が長くなるため、スペクトル解析のデータ長が短いと、予測値が実際の揺れの大きさを過小推定する可能性がある。

そこで、スペクトル解析のデータ長は、東京都心部の直下で発生する地震での S-P 時間差を考慮して設定する。東京都心部の直下では、内陸直下の地震やプレート境界の地震などの発生が考えられる。例えば、プレート境界の地震では、陸側のプレートの下にフィリピン海プレートが、さらにその下に太平洋プレートが沈み込んでおり、フィリピン海プレート上面の深さは 20 km 程度とされている [Sato *et al.* (2005)]。深さ 20 km で発生した地震を直上で検知する場合、図 2.2 (a) に示した地震基盤 P 波と地表 S 波の到着時間差の回帰式より、S-P 時間差は平均で 4.4 秒となる。この結果に基づき、スペクトル解析のデータ長を 5 秒に設定した場合の、即時予測の適用範囲を考える。

スペクトル解析のデータ長を 5 秒とした場合、予測を適用可能な地震の規模について検討する。過去の地震における鉄道構造物の被害事例を分析すると、気象庁マグニチュード 5.5 以上の地震で被害が発生している [中村 (1996)] ことから、気象庁マグニチュード 5.5 以上の地震における断層破壊時間を試算した。断層長は、気象庁マグニチュード M_j と断層長 L の関係式 [宇津 (1984)]

$$\log L = 0.5M_j - 1.85 \quad (2.1)$$

により求めた。断層破壊時間は、破壊伝播速度を 3 km/s とし、断層中心から両側に破壊が伝播することを仮定して求めた。気象庁マグニチュードと断層長、断層破壊時間の関係を表 2.2 にまとめる。表 2.2 より、気象庁マグニチュード 6.6 以下の地震では、

第2章 地震動のP波スペクトルを用いた即時予測の考え方

断層破壊時間がスペクトル解析のデータ長である5秒より短いため、この規模の地震までは5秒間のデータによる予測が可能と考えられる。さらに、過去の主要な内陸直下の地震における観測地震動を見てみると、例えば1995年兵庫県南部地震 (M_j 7.3) における神戸大学での速度波形では、主要動の継続時間が約5秒である [阪神・淡路大震災調査報告編集委員会 (1998)]。2000年鳥取県西部地震 (M_j 7.3) におけるKiK-net日野での加速度波形では、S波到着後5秒間に最大加速度が観測されている [防災科学技術研究所]。これらの内陸直下の地震における観測事実から、S-P時間差が確保できれば、提案する即時予測をマグニチュード7程度の地震に対して適用可能と考えられる。

さらに、スペクトル解析のデータ長を5秒とした場合、0.2 Hz以上の振動数成分がデータ長の中に1周期以上含まれ、この振動数範囲において即時予測が適用可能である。鉄道構造物の固有振動数や車両脱線に係る振動数は、図1.1より、0.3~5 Hzの範囲にあるため、5秒間のデータに基づいて予測した地震動スペクトルにより、鉄道に対する地震の加害性を判断できると考えられる。

表 2.2 気象庁マグニチュードと断層長、断層破壊時間の関係

JMA magnitude	Focal length [km]	Rapture time [s]
5.5	7.9	1.3
5.6	8.9	1.5
5.7	10.0	1.7
5.8	11.2	1.9
5.9	12.6	2.1
6.0	14.1	2.4
6.1	15.8	2.6
6.2	17.8	3.0
6.3	20.0	3.3
6.4	22.4	3.7
6.5	25.1	4.2
6.6	28.2	4.7
6.7	31.6	5.3
6.8	35.5	5.9
6.9	39.8	6.6
7.0	44.7	7.4
7.1	50.1	8.4
7.2	56.2	9.4
7.3	63.1	10.5

2.2 地震基盤 P 波に対する地表 S 波のスペクトル比の物理的背景の整理

地震基盤 S/P スペクトル比 $a_1(\omega)$ と S 波スペクトル比 $a_2(\omega)$ を地震記録から経験的に評価するのに先立ち、その物理的背景について理論式を用いて整理する。震源を点震源、震源に作用する力をダブル・カップルとすると、遠方における地震基盤での P 波と S 波のフーリエ振幅スペクトル $O_b^P(\omega)$ 、 $O_b^S(\omega)$ は、遠方場のスペクトル振幅 [例えば、理論地震動研究会 (1994)] と点震源からの実体波の減衰 [例えば、木下 (1993)] の式を用いて、それぞれ次式で表される。

$$O_b^P(\omega) = \frac{R_{\theta\phi}^P}{4\pi\bar{\rho}\bar{V}_P^3} \frac{1}{r} \Omega(\omega) \cdot \exp\left(-\frac{\omega}{2Q'_P} \frac{r}{V'_P}\right) \quad (2.2)$$

$$O_b^S(\omega) = \frac{R_{\theta\phi}^S}{4\pi\bar{\rho}\bar{V}_S^3} \frac{1}{r} \Omega(\omega) \cdot \exp\left(-\frac{\omega}{2Q'_S} \frac{r}{V'_S}\right) \quad (2.3)$$

ここで、 ω は角振動数、 $\bar{\rho}$ と \bar{V} は地震発生域周辺の密度と地震波速度、 r は震源距離、 $\Omega(\omega)$ は震源スペクトル、 $R_{\theta\phi}$ は地震動の放射特性を表すラディエーション係数、 Q' は地殻内の伝播経路における内部減衰、 V' は地殻内の平均的な実体波の伝播速度を表す。添字 P と S は P 波と S 波、下添字 b は地震基盤を表す。(2.2) 式に対する (2.3) 式の比を取ると、地震基盤 S/P スペクトル比 $a_1(\omega)$ は、

$$a_1(\omega) = \frac{O_b^S(\omega)}{O_b^P(\omega)} = \frac{\bar{V}_P^3}{\bar{V}_S^3} \cdot \frac{R_{\theta\phi}^S}{R_{\theta\phi}^P} \cdot \exp\left[\frac{r\omega}{2} \left(-\frac{1}{Q'_S V'_S} + \frac{1}{Q'_P V'_P}\right)\right] \quad (2.4)$$

となる。(2.4) 式より、地震基盤 S/P スペクトル比 $a_1(\omega)$ は震源周辺の \bar{V}_P/\bar{V}_S 、P 波に対する S 波のラディエーション係数比、P 波に対する S 波の伝播経路における減衰比から成り立っていることがわかる。つまり、 $a_1(\omega)$ は P 波に対する S 波の震源・伝播経路特性の比である。

S 波スペクトル比 $a_2(\omega)$ は、

$$a_2(\omega) = \frac{O_s^S(\omega)}{O_b^S(\omega)} \approx G^S(\omega) \quad (2.5)$$

であり、地震基盤S波スペクトルに下降波が含まれない、または、下降波が上昇波に比べて十分小さければ、観測点直下のS波サイト増幅特性 $G^S(\omega)$ に近似すると考えられる。下添字sは地表を表す。地震基盤P波に対する地表S波のスペクトル比 $b(\omega)$ は、(2.4) 式と (2.5) 式から、

$$b(\omega) = \frac{O_s^S(\omega)}{O_b^P(\omega)} = \frac{O_s^S(\omega)}{O_b^S(\omega)} \cdot \frac{O_b^S(\omega)}{O_b^P(\omega)} = a_1(\omega) \cdot a_2(\omega) \approx a_1(\omega) \cdot G^S(\omega) \quad (2.6)$$

となり、P波に対するS波の震源・伝播経路特性の比とS波サイト増幅特性の積で表される。

ここで、地表P波を地震基盤P波に引き戻して地表S波を即時予測する場合についても物理的背景を整理する。地表と地震基盤のP波スペクトル比を $a_3(\omega)$ と定義すると、

$$a_3(\omega) = \frac{O_s^P(\omega)}{O_b^P(\omega)} \approx G^P(\omega) \quad (2.7)$$

となり、地震基盤P波スペクトルに下降波が含まれない、または、下降波が上昇波に比べて十分小さければ、観測点直下のP波サイト増幅特性 $G^P(\omega)$ に近似すると考えられる。地表P波に対する地表S波のスペクトル比を $c(\omega)$ と定義すると、(2.6) 式と(2.7) 式から、

$$c(\omega) = \frac{O_s^S(\omega)}{O_s^P(\omega)} = \frac{O_s^S(\omega)}{O_b^S(\omega)} \cdot \frac{O_b^S(\omega)}{O_b^P(\omega)} \cdot \frac{O_b^P(\omega)}{O_s^P(\omega)} = a_1(\omega) \cdot \frac{a_2(\omega)}{a_3(\omega)} \approx a_1(\omega) \cdot \frac{G^S(\omega)}{G^P(\omega)} \quad (2.8)$$

となり、P波に対するS波の震源・伝播経路特性の比と、P波に対するS波のサイト増幅特性の比の積で表される。

2.3 使用したデータおよびデータ処理方法

2.3.1 使用したデータ

本研究では、図 2.1 に示した関東平野内および周辺の KiK-net 観測点での地表と地震基盤の観測記録を用いた。関東平野内については、図 2.1 の観測点のうち、ボアホールが地震基盤に到達していることが確認された 12 観測点を使用した。これらの観測点では、表 2.1 (a) に示したように、ボアホールが 510~3,510 m と長いことから、以下では堆積層の厚いサイトと呼ぶ。一方、関東平野周辺については、図 2.1 の観測点のうち、KiK-net で公開されている PS 検層に基づく S 波速度構造において、最深層の S 波速度が 2 km/s 以上である 9 観測点を使用した。これらの観測点では、表 2.1 (b) に示したように、ボアホールが 100~210 m と短いことから、以下では堆積層の薄いサイトと呼ぶ。上記で述べた観測点以外では、ボアホールが地震基盤にまで到達しておらず、堆積層により地震動が増幅されていると考えられるため、検討対象から除外した。

本検討では、関東平野内およびその周辺を震源とする地震を使用した。使用した地震の震央と深さの分布を図 2.4 に示す。震源要素は防災科学技術研究所の広帯域観測網 F-net による地震のメカニズム情報を使用した。使用した地震の気象庁マグニチュードのヒストグラムを図 2.5 (a) に示す。マグニチュード 5.0 以下の地震が多く、全地震に対する割合は約 86 % である。図 2.5 (b) は、使用した地震記録の震源距離のヒストグラムである。震源距離が 60~120 km の記録が多く、全記録に対する割合は約 71% である。水平 2 成分のベクトル和で評価した地表最大加速度（以下、PGA とする）のヒストグラムを図 2.5 (c) に示す。翠川 (1993) は、PGA が約 200 cm/s² を超えた記録において、卓越周期の増大など地盤の非線形性の特徴が確認された事例をまとめている。図 2.5 (c) より、PGA が 100 cm/s² 以上の地震記録は全記録に対して 3 % 以下であることから、地盤の非線形性の影響が現れた記録は少ないと判断し、地盤の非線形性については今後の検討課題とする。

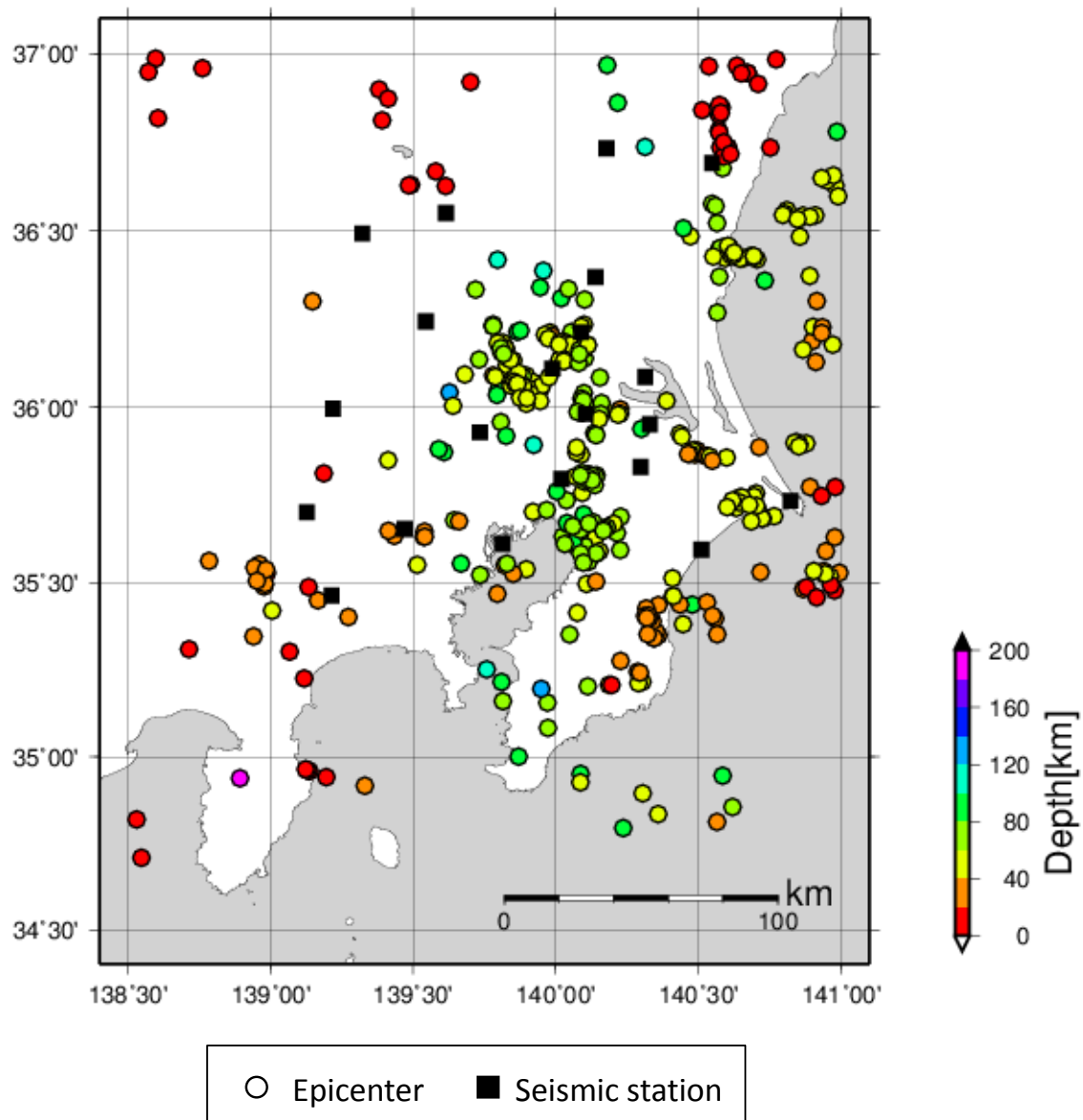
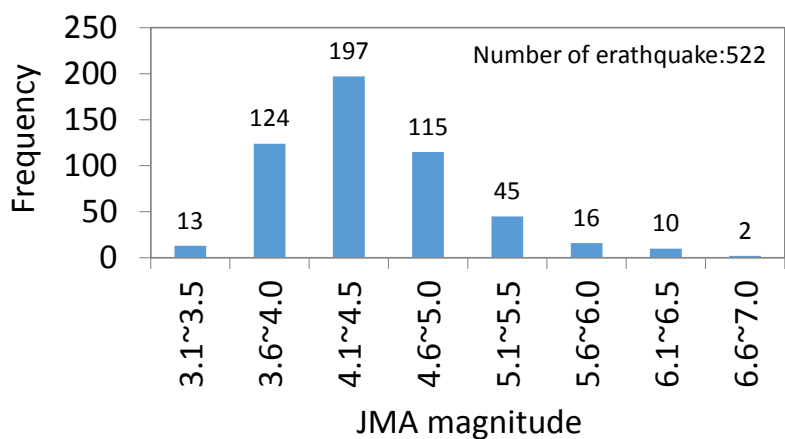
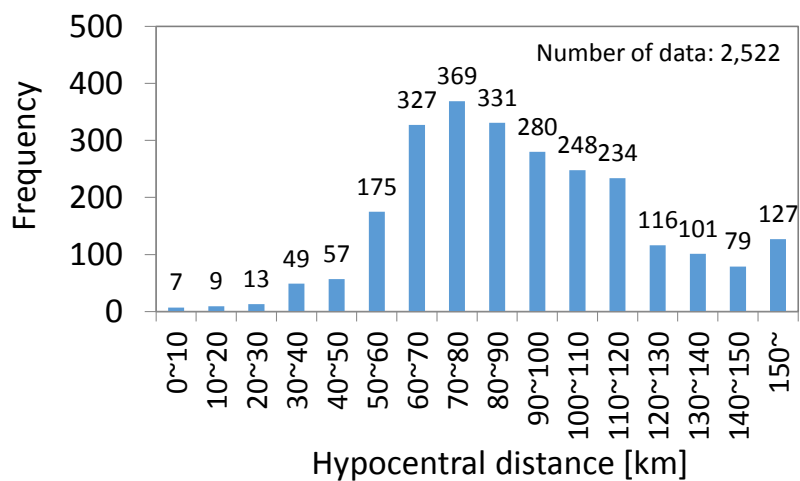


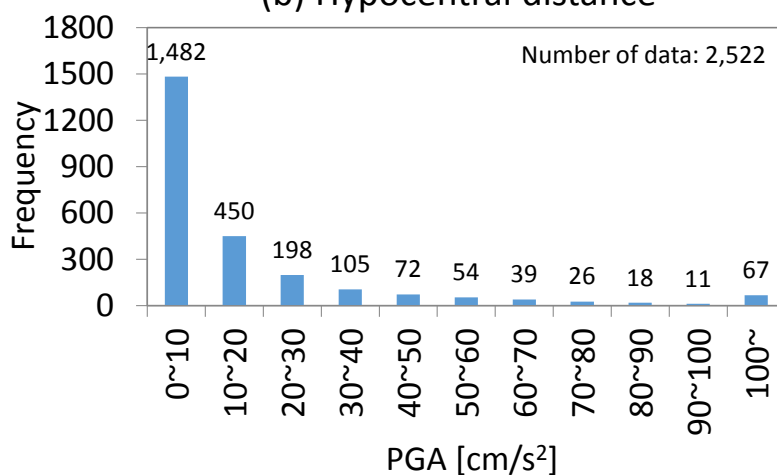
図 2.4 観測スペクトル比の評価に使用した地震の震央分布



(a) JMA magnitude



(b) Hypocentral distance



(c) Peak ground acceleration (PGA)

図 2.5 使用した地震および地震記録の統計的特性を表すヒストグラム

2.3.2 データ処理方法

全地震記録の加速度波形を用いて、はじめに、P 波と S 波の到着時刻の読み取りを目視で行った。到着時刻の読み取りの例として、2005 年 7 月 23 日の千葉県北西部の地震 (M_j 6.0) での CHBH04 (下総) における地震基盤と地表の加速度波形を図 2.6 (a) に示す。地震基盤での最大加速度に対して、地表での最大加速度が 5 倍程度に大きくなっており、堆積層により地震動が増幅されていることがわかる。到着時刻の読み取りは、図 2.6 (a) のように、P 波に対しては上下成分、S 波に対しては水平 2 成分のうち先に到達した成分の加速度波形を用いた。この例では、地震基盤での地震動は、地表での地震動と比較して上下成分で 1 秒程度、水平成分で 2 秒程度早く到着している。なお、地震ごとに、到着時刻と震源距離の相関関係から大きく逸脱する記録が無いことを別途確認している。

図 2.6 (a) に両矢印で示すように、読み取った P 波と S 波の到着時刻から 5 秒間の加速度波形を抽出して、後続のゼロを付加した 40.96 秒のデータを用いてフーリエ振幅スペクトルを計算した。データの始まりと終わりの 1 秒間にはコサイン・テーパーを施した。P 波スペクトルは上下成分、S 波スペクトルは水平 2 成分のスペクトルの幾何平均とした。P 波到着後 5 秒経過する前に S 波が到着した場合には、S 波到着前までの時間の P 波のデータを使用し、S 波のデータの継続時間を合わせた。上記の手順で計算したフーリエ振幅スペクトルを図 2.6 (b) に示す。地震基盤でのスペクトルに比べて地表でのスペクトルが、水平成分では 10 Hz 以下の振動数帯域で、鉛直成分では全振動数帯域で 5 倍程度に大きくなっており、堆積層により地震動が増幅されていることがわかる。

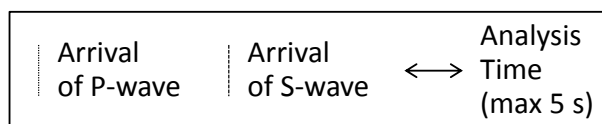
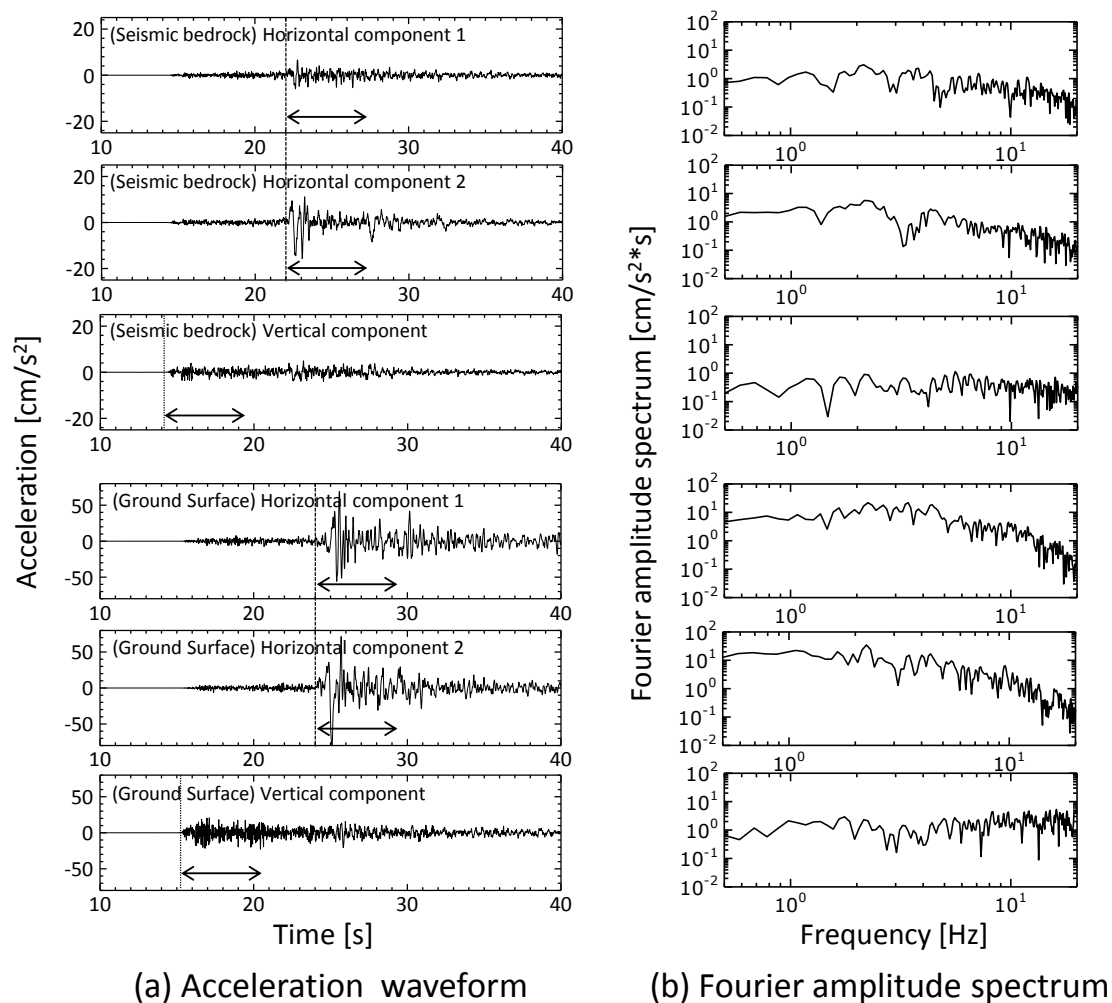


図 2.6 CHBH04 (下総) における地中と地表の観測波形と到着時刻から 5 秒間の波形により計算したフーリエ振幅スペクトルの例 (2005 年 7 月 23 日 16 時 35 分、千葉県北西部の地震、 M_j 6.0、震源の深さ 68 km)

2.4 即時予測に係るスペクトル比の物理的背景に関する分析

2.4.1 観測点による地震基盤でのS/Pスペクトル比の特性比較

複数の地震記録を用いて、地震基盤 S/P スペクトル比の幾何平均 $a_1(\omega)$ と対数標準偏差 $\sigma_{a_1}(\omega)$ を評価した。各観測点の $a_1(\omega)$ と $\sigma_{a_1}(\omega)$ を、堆積層の厚いサイトについて図 2.7 に、堆積層の薄いサイトについて図 2.8 にそれぞれ示す。

図 2.7 や図 2.8 より、観測点による地震基盤 S/P スペクトル比の幾何平均 $a_1(\omega)$ の違いが見て取れる。図 2.7 では、多くの観測点において 3~5 Hz 以上の高振動数帯域で $a_1(\omega)$ が減少傾向を示すが、IBRH10 (石下) や SITH01 (岩槻) では減少傾向が見られない。図 2.8 においても、例えば、TKYH13 (檜原南) のように $a_1(\omega)$ が減少傾向を示す観測点があるのに対し、IBRH11 (岩瀬) のように $a_1(\omega)$ が減少傾向を示さない観測点がある。全体的な傾向を把握するために、堆積層が厚いサイトと堆積層が薄いサイトのそれぞれについて、 $a_1(\omega)$ の全観測点での幾何平均と対数標準偏差を図 2.9 に示す。全体として、 $a_1(\omega)$ は 2~3 Hz までの低振動数帯域では一定であり、それより高振動数低域では弱い減少傾向を示す。(2.4) 式によると、地震発生域の \bar{V}_p/\bar{V}_s とラディエーション係数比は振動数によらず一定であることから、P 波に対する S 波の伝播経路特性の比が、上記の減少傾向の要因であると考えられる。この点に関する詳細は 2.5 節で考察する。

地震基盤 S/P スペクトル比の対数標準偏差 $\sigma_{a_1}(\omega)$ は、図 2.7 と図 2.8 の全観測点に共通して 0.4~0.5 の間で変動しているが、顕著な振動数依存性は見られない。 $\sigma_{a_1}(\omega)$ は、P 波に対する S 波の震源・伝播経路特性の比の地震による変動（以下、地震による $a_1(\omega)$ のバラツキと定義する）を示している。 $\sigma_{a_1}(\omega)$ の振動数特性に含まれる、震源特性と伝播経路特性それぞれの比の振動数特性については 2.5 節で考察する。

第2章 地震動のP波スペクトルを用いた即時予測の考え方

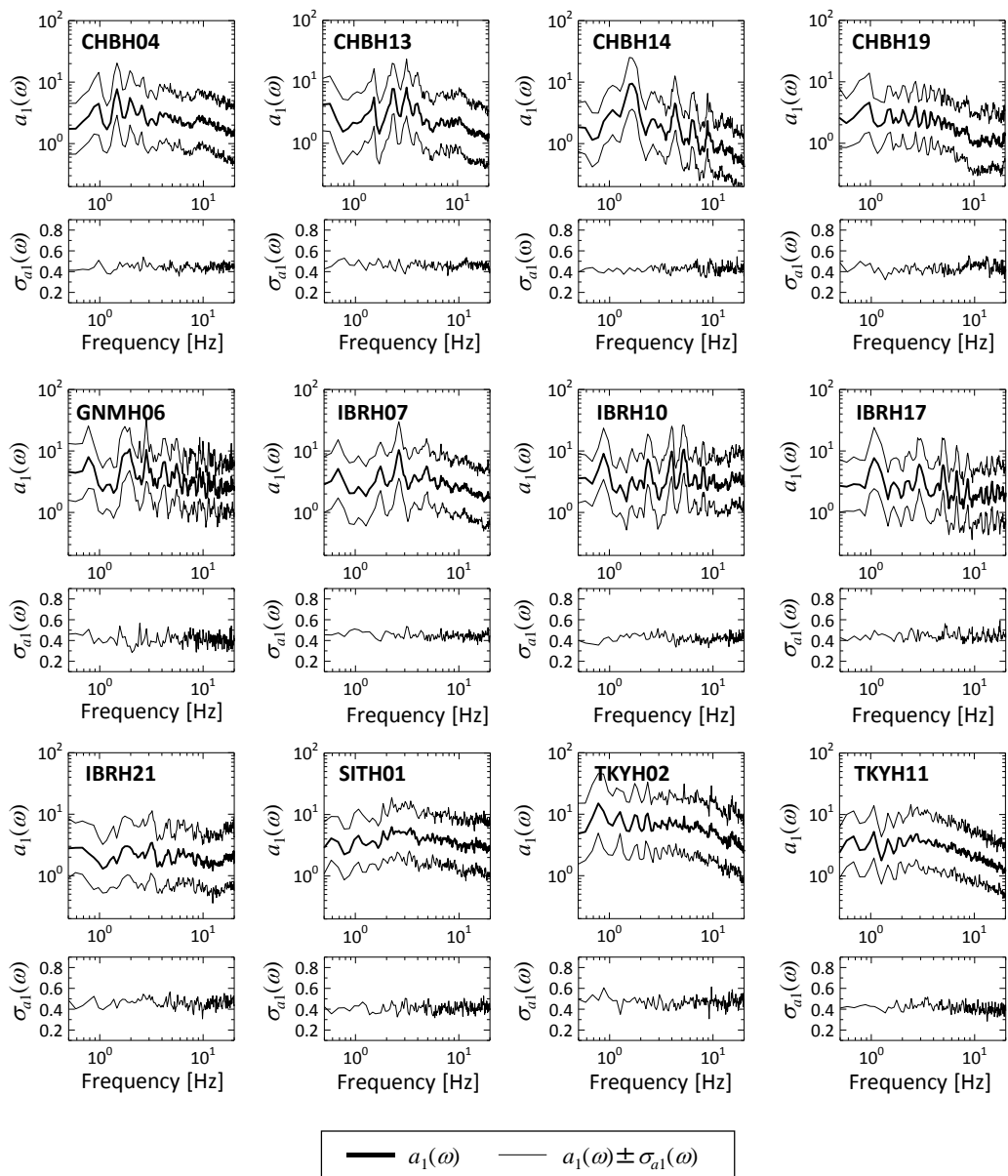


図2.7 堆積層の厚いサイトにおける地震基盤S/Pスペクトル比の幾何平均と対数標準偏差

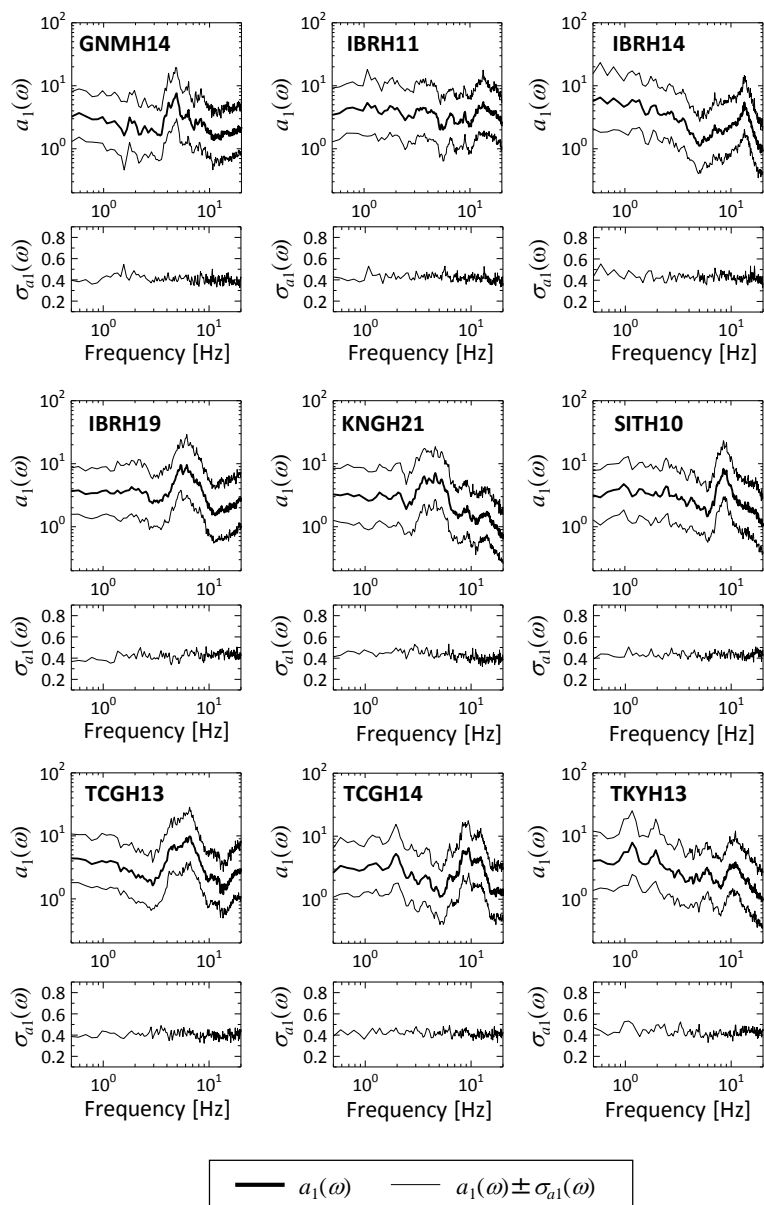
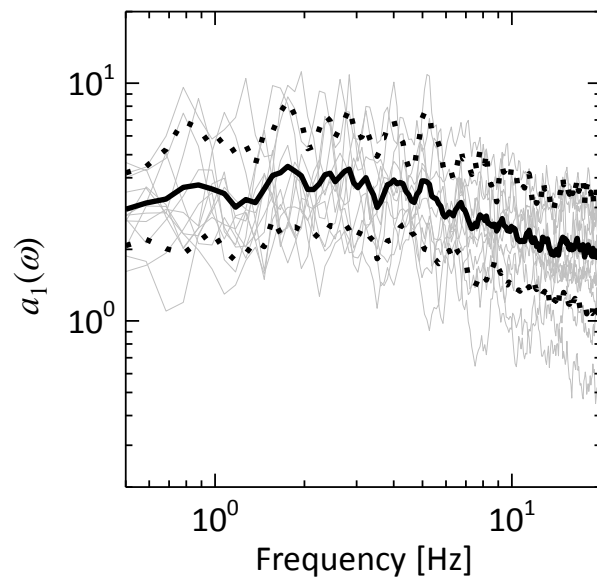
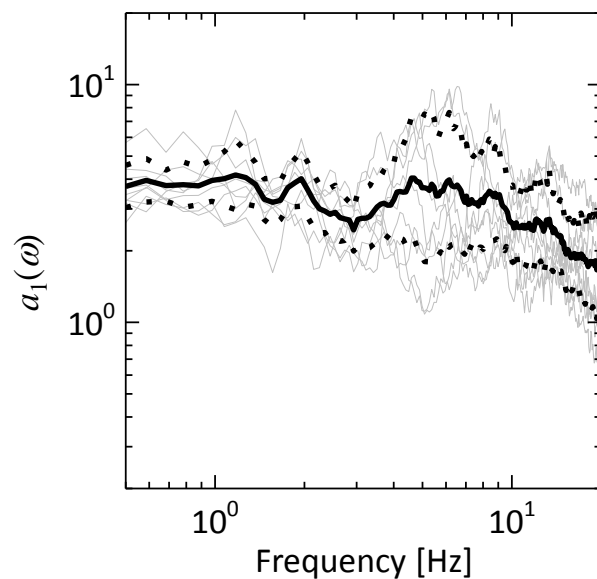


図 2.8 堆積層の薄いサイトにおける地震基盤 S/P スペクトル比の幾何平均と対数標準偏差



(a) Deep sediment site



(b) Shallow sediment site

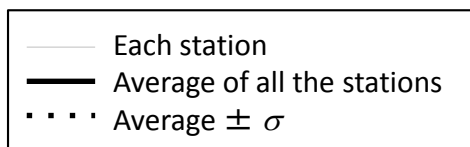


図 2.9 地震基盤 S/P スペクトル比の全観測点での幾何平均と対数標準偏差の比較

2.4.2 観測点による地表と地震基盤のS波スペクトル比の特性比較

S波スペクトル比の幾何平均 $a_2(\omega)$ と対数標準偏差 $\sigma_{a_2}(\omega)$ を評価した。各観測点の $a_2(\omega)$ と $\sigma_{a_2}(\omega)$ を、堆積層の厚いサイトについて図 2.10 に、堆積層の薄いサイトについて図 2.11 にそれぞれ示す。図 2.10 より、堆積層の厚いサイトでは、多くの観測点において、低振動数側の幅広い振動数帯域で地震動が増幅される傾向があることがわかる。これは、関東平野内では、地震基盤から地表までの堆積層が厚いため、主に深い構造によるものと考えられる。ただし、IBRH07 (江戸崎)、IBRH10 (石下)、SITH01 (岩槻)、TKYH11 (江東) では 8~10 Hz 以上の高振動数帯域において $a_2(\omega)$ が減衰しており、これらの観測点では、地震動の高振動数成分の堆積層による減衰が大きい、あるいは増幅が小さいと考えられる。一方、図 2.11 より、堆積層の薄いサイトでは、IBRH11(岩瀬) と TCGH13 (栗野) を除いて 2 Hz 以下の低振動数帯域ではスペクトル比が 1~2 と小さい。そして、2 Hz 以上の振動数帯域に観測点固有のピークを有する。特に、GNMH14 (みどり)、IBRH14 (十王)、KNGH21 (清川)、SITH10 (都幾川)、TCGH14 (栗野)、TKYH13 (檜原南) においては、顕著な増幅が 10 Hz 前後に存在することから、岩盤の上に極めて薄い堆積層があると考えられる。

S波スペクトル比の対数標準偏差 $\sigma_{a_2}(\omega)$ は、図 2.10 と図 2.11 の観測点に共通して、0.2~0.4 程度の値である。本研究では、S波をSH波とSV波に分けて検討を行っていないが、観測点直下の地下構造によるサイト増幅効果が個々の地震に依存せず安定して求められていることがわかる。また、多くの観測点で、高振動数帯域になるほど $\sigma_{a_2}(\omega)$ がわずかに大きくなっている。これは、高振動数成分の増幅が、表層地盤の不均質性のため、個々の地震動の入射方向によって異なるためと推察される。

第2章 地震動のP波スペクトルを用いた即時予測の考え方

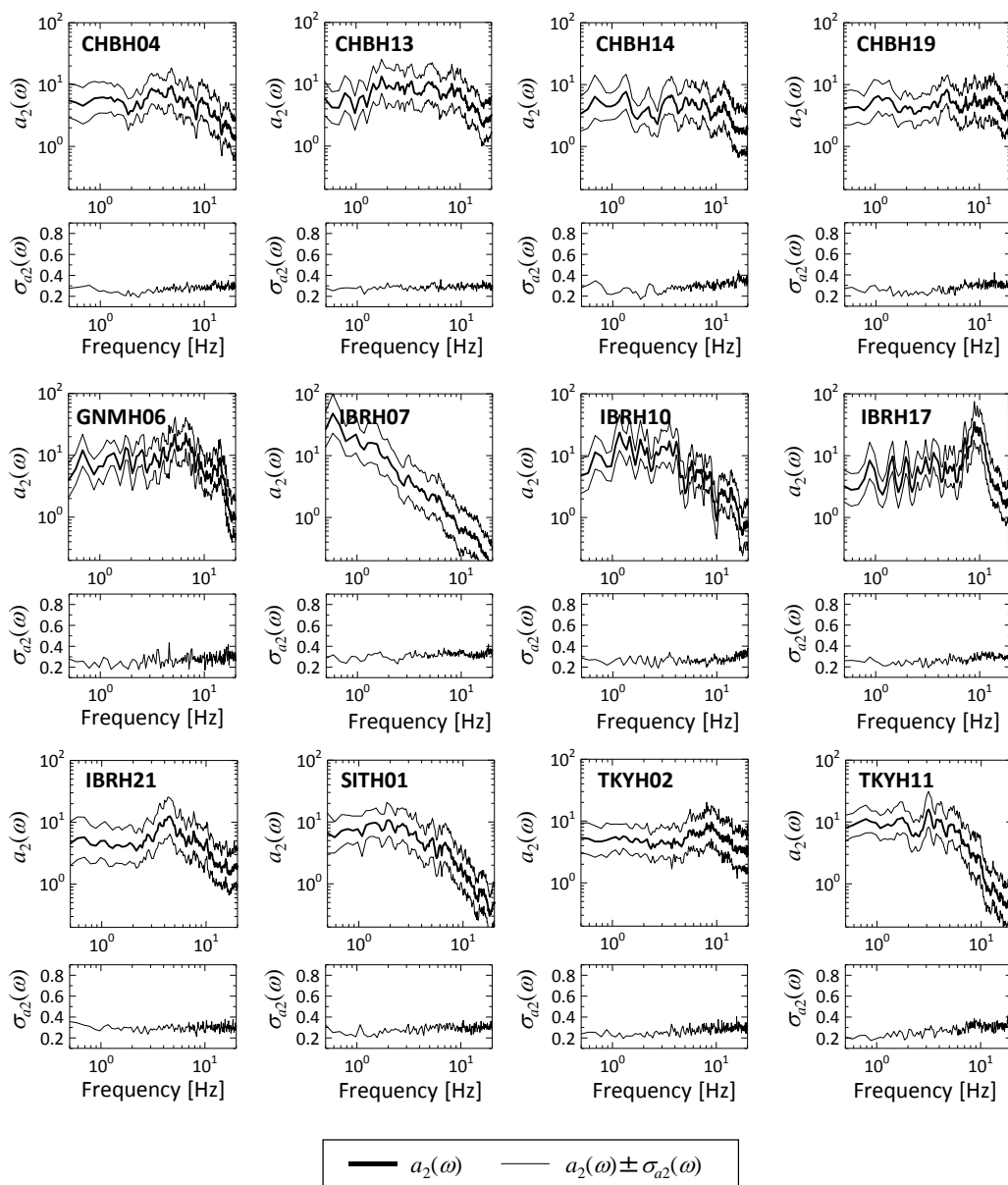


図 2.10 堆積層の厚いサイトにおける S 波スペクトル比の幾何平均と対数標準偏差

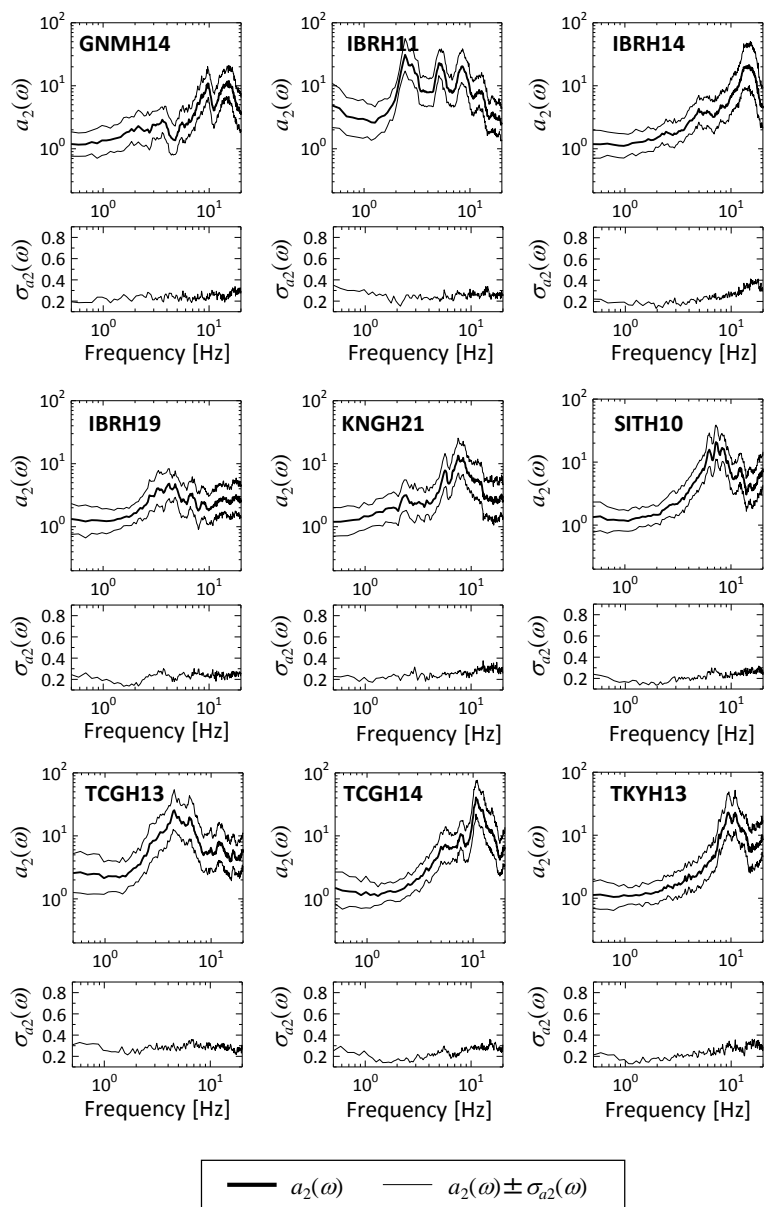


図 2.11 堆積層の薄いサイトにおける S 波スペクトル比の幾何平均と対数標準偏差

2.4.3 即時予測における地震基盤での S/P スペクトル比と地表と地震基盤の S 波スペクトル比の寄与

地表 S 波と地震基盤 P 波のスペクトル比の幾何平均 $b(\omega)$ と対数標準偏差 $\sigma_b(\omega)$ を評価した。各観測点の $b(\omega)$ と $\sigma_b(\omega)$ を、堆積層の厚いサイトについて図 2.12 に、堆積層の薄いサイトについて図 2.13 にそれぞれ示す。堆積層の厚いサイトと堆積層の薄いサイトに共通して、地表 S 波と地震基盤 P 波のスペクトル比の振動数特性は、S 波スペクトル比の振動数特性と類似する傾向を示す。図 2.12 より、堆積層の厚いサイトでは、 $b(\omega)$ は低振動数側ほど高く、高振動数側ほど低くなる傾向が多く、多くの観測点に共通して見られる。一方、図 2.13 より、堆積層の薄いサイトでは、 $b(\omega)$ は低振動数側ほど低く、高振動数側に S 波スペクトル比のピークに対応するピークが存在するという特徴が多量の観測点に共通して見られる。

地表 S 波と地震基盤 P 波のスペクトル比の対数標準偏差 $\sigma_b(\omega)$ は、図 2.12 と図 2.13 の全観測点に共通して 0.4~0.5 の間で変動しているが、顕著な増減傾向は見られない。 $\sigma_b(\omega)$ の振動数特性の傾向は、図 2.7 と図 2.8 に示した地震基盤 S/P スペクトル比の対数標準偏差 $\sigma_{a1}(\omega)$ の振動数特性と酷似している。

図 2.3 でも示したように、地表 S 波と地震基盤 P 波のスペクトル比 $b(\omega)$ は、地震基盤 P 波を用いた地表 S 波の即時予測の倍率である。ここでは、即時予測の倍率 $b(\omega)$ に対する地震基盤 S/P スペクトル比 $a_1(\omega)$ と S 波スペクトル比 $a_2(\omega)$ のそれぞれの寄与を明らかにする。 $a_1(\omega)$ と $a_2(\omega)$ 、 $b(\omega)$ 、および $\sigma_{a1}(\omega)$ と $\sigma_{a2}(\omega)$ 、 $\sigma_b(\omega)$ の比較を、堆積層の厚いサイトについて図 2.14 に、堆積層の薄いサイトについて図 2.15 に示す。堆積層の厚いサイトでは、幅広い振動数帯域において $a_1(\omega)$ よりも $a_2(\omega)$ の方が大きい傾向が確認できる。つまり、首都圏中心部では、厚い堆積層によって、S 波スペクトル比が即時予測結果に大きな影響を及ぼしていることがわかる。ただし、図 2.10 で示した $a_2(\omega)$ が高振動数側で顕著に小さくなる観測点については、高振動数側では $a_1(\omega)$ の方が大きい。堆積層の薄いサイトでは、2~4 Hz より低振動数側では $a_1(\omega)$ の方が大きく、それより高振動数側では $a_2(\omega)$ の方が大きい。以上より、S 波スペクトル比 $a_2(\omega)$ のピーク振動数や減衰の状況によって振動数ごとの $a_1(\omega)$ と $a_2(\omega)$ の大小関係は異なるものの、

$a_1(\omega)$ が $a_2(\omega)$ と比較して振動数依存性が小さいことを反映して、地表 S 波と地震基盤 P 波のスペクトル比 $b(\omega)$ の振動数特性が S 波スペクトル比 $a_2(\omega)$ の振動数特性と類似する傾向を示すと考えられる。

対数標準偏差に目を向けると、堆積層の厚いサイトと堆積層の薄いサイトで共通して、全振動数帯域において、 $\sigma_{a_1}(\omega)$ は $\sigma_{a_2}(\omega)$ よりも大きく、 $\sigma_b(\omega)$ と同程度である。したがって、地震基盤 P 波と地表 S 波のスペクトル比の変動に対しては、個々の地震における S 波サイト増幅特性の変動よりも、S 波と P 波の震源・伝播経路特性の比の変動の方が支配的であることがわかる。このため、即時予測の精度は、個々の地震による S 波と P 波の震源・伝播経路特性の比の変動の影響を受けている可能性がある。

第2章 地震動のP波スペクトルを用いた即時予測の考え方

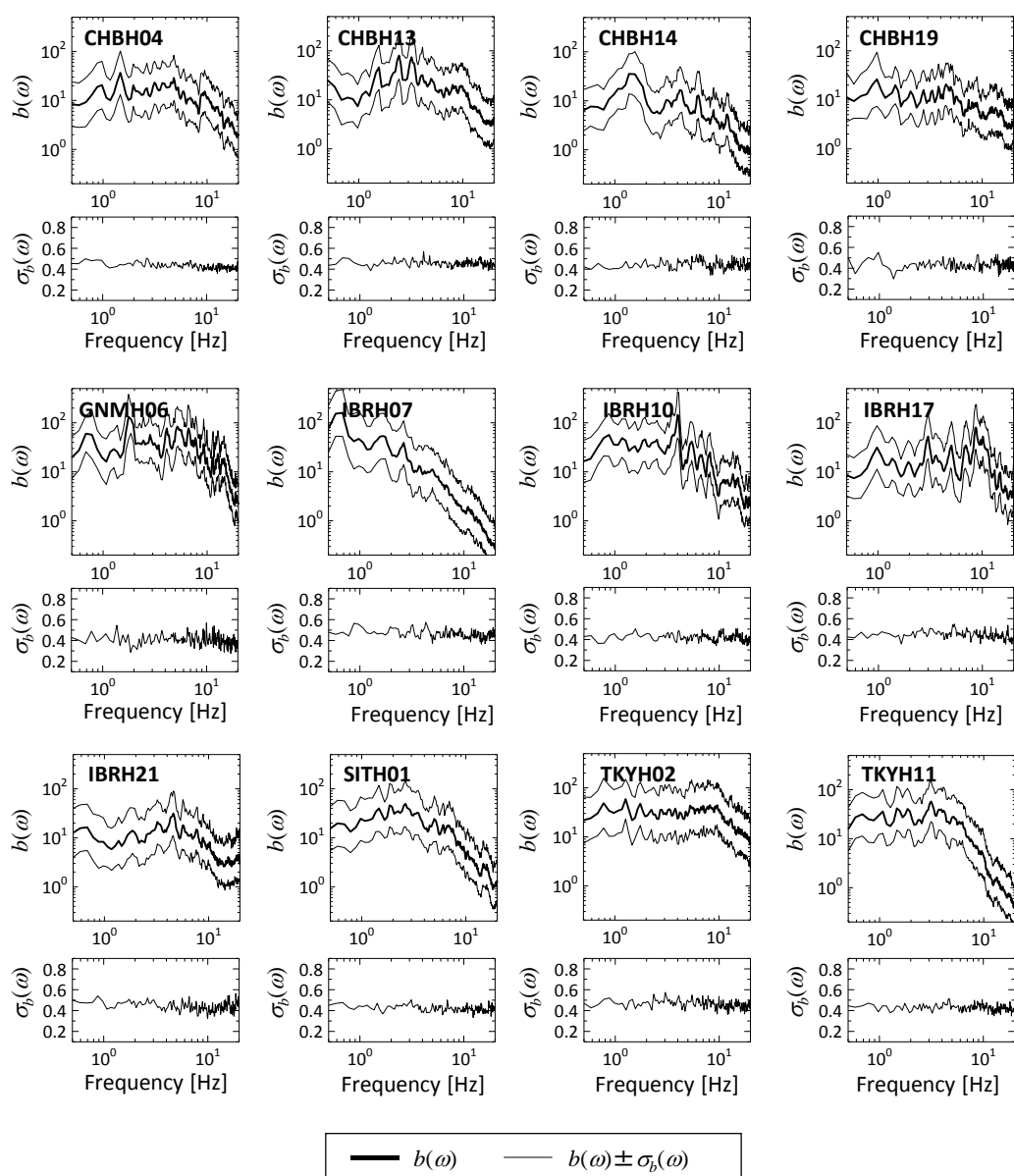


図2.12 堆積層の厚いサイトにおける地表S波と地震基盤P波のスペクトル比の幾何平均と対数標準偏差

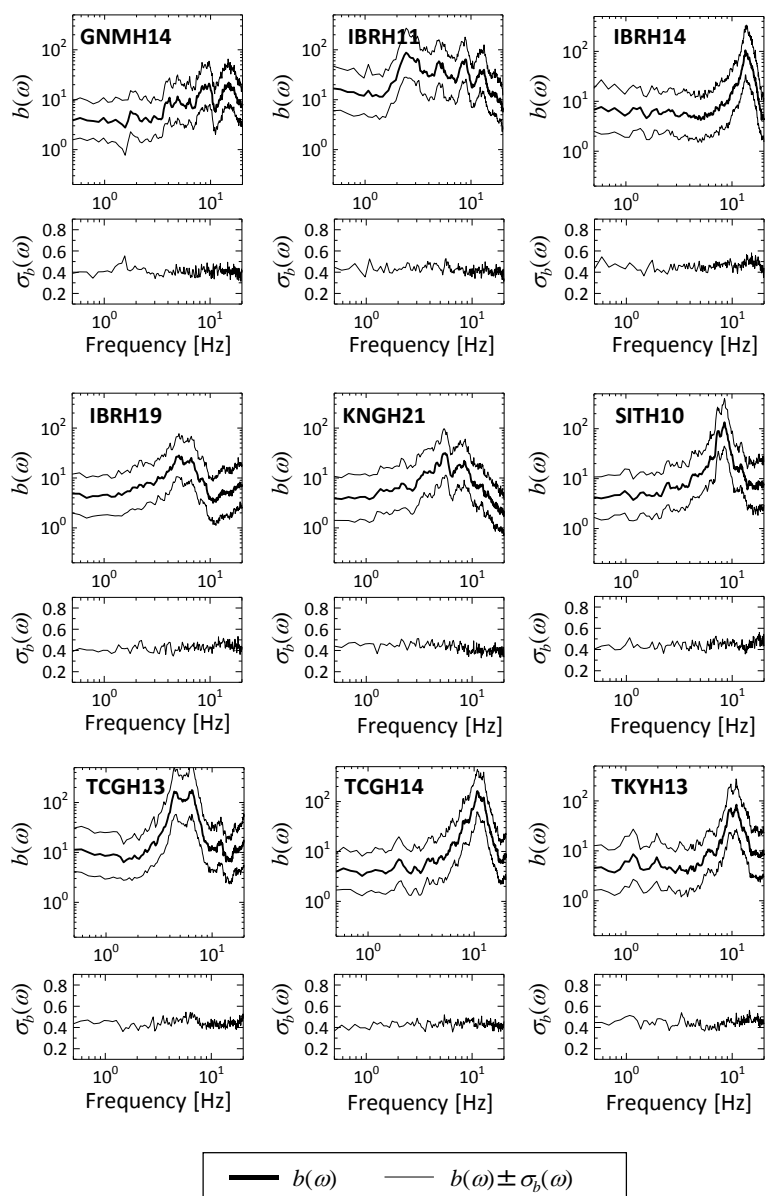


図2.13 堆積層の薄いサイトにおける地表S波と地震基盤P波のスペクトル比の幾何平均と対数標準偏差

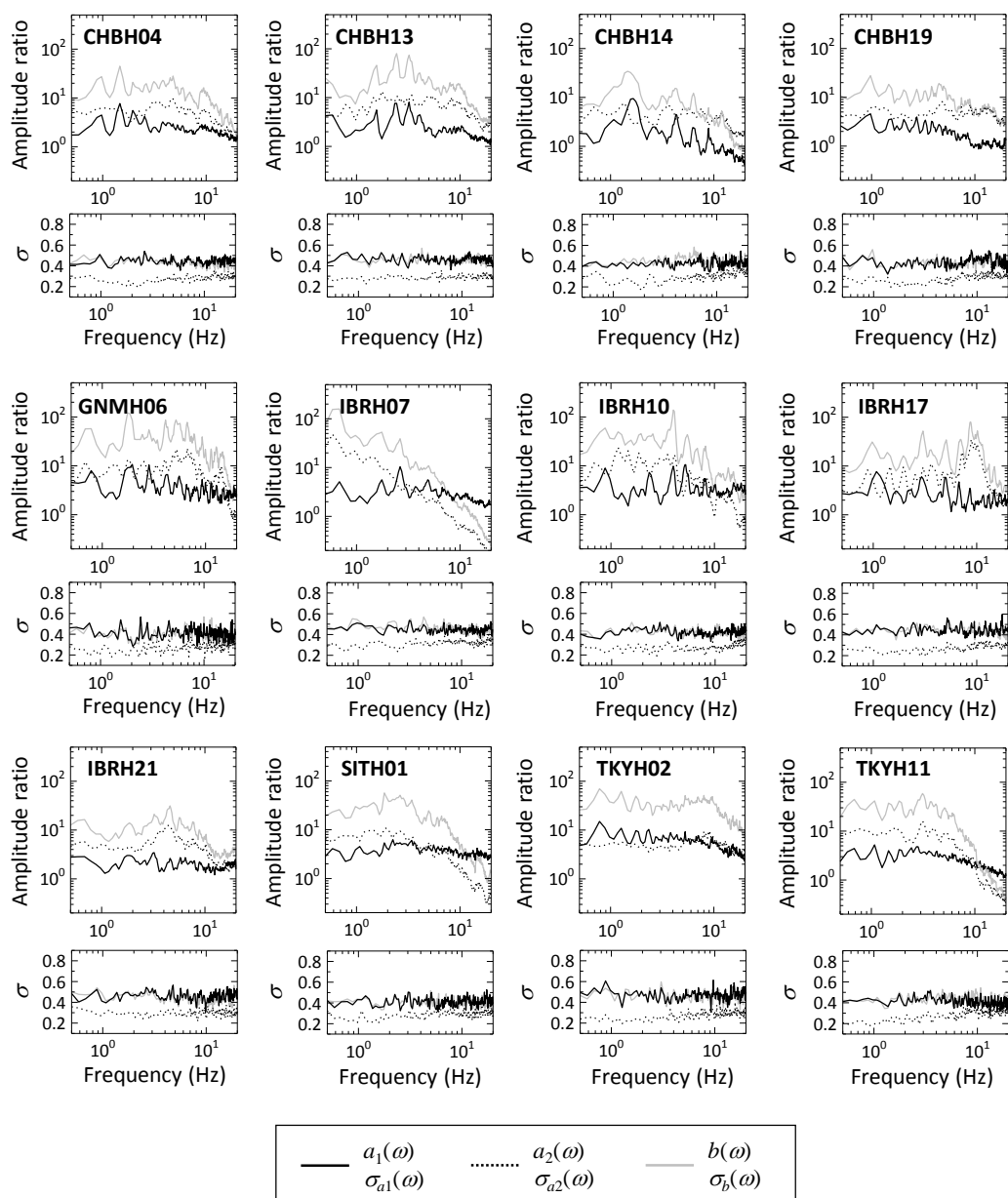


図 2.14 堆積層の厚いサイトにおける地震基盤 S/P スペクトル比、S 波スペクトル比、地表 S 波と地震基盤 P 波のスペクトル比の幾何平均と標準偏差の比較

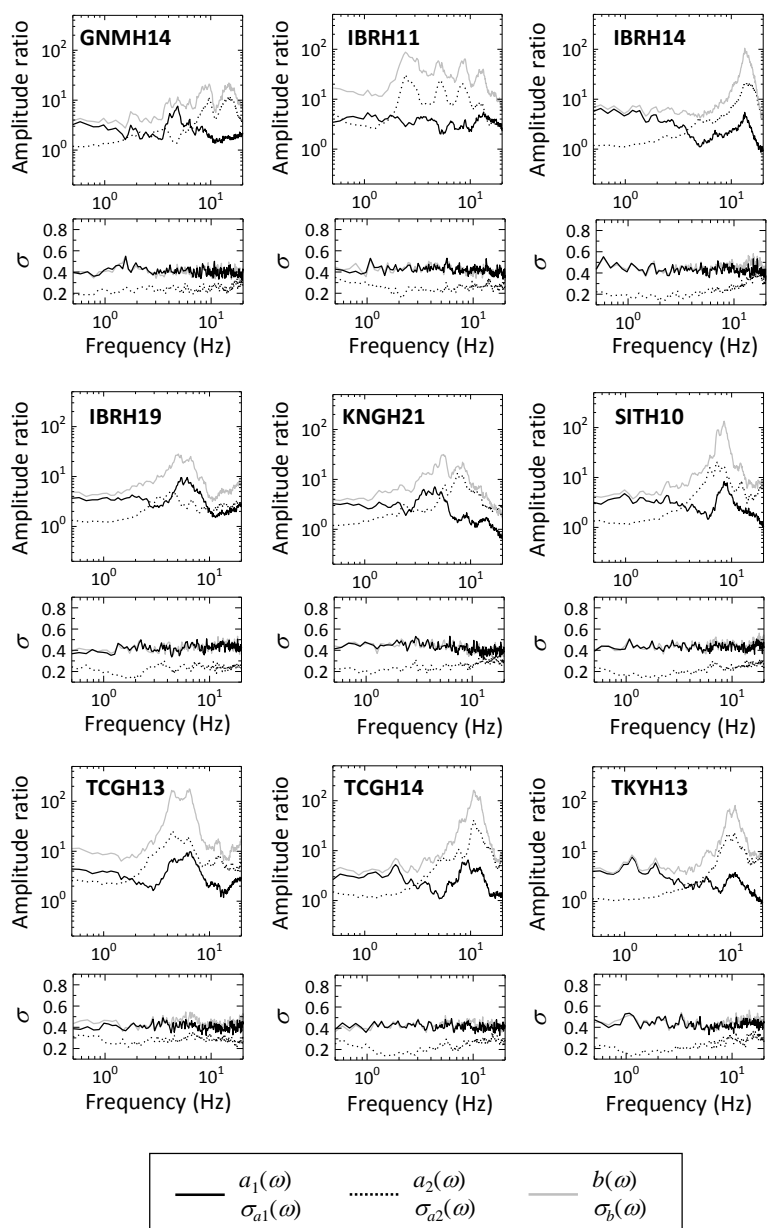


図 2.15 堆積層の薄いサイトにおける地震基盤 S/P スペクトル比、S 波スペクトル比、地表 S 波と地震基盤 P 波のスペクトル比の幾何平均と標準偏差の比較

2.5 議論

2.5.1 地震基盤での S/P スペクトル比における震源・伝播経路特性の寄与に関する基礎検討

地震基盤 S/P スペクトル比 $a_1(\omega)$ は、個々の地震の震源・伝播経路特性の比の変動によるバラツキを有している。そこで、 $a_1(\omega)$ の理論式 (2.4) に既往の研究の理論値・経験値を代入して、 $a_1(\omega)$ における P 波に対する S 波の震源特性の比と伝播経路特性の比の寄与を評価した。以下では、(2.4) 式の対数を取り、

$$\log a_1(\omega) = \log \frac{\bar{V}_P^3}{\bar{V}_S^3} + \log \frac{R_{\theta\phi}^S}{R_{\theta\phi}^P} + \log \exp \left[\frac{r\omega}{2} \left(-\frac{1}{Q'_S V'_S} + \frac{1}{Q'_P V'_P} \right) \right] \quad (2.9)$$

とした式を考える。

(2.9) 式の右辺第一項は、日本列島下の三次元地震波速度構造 [Mastubara and Obara (2011)] を使用して、個々の地震の震源の緯度・経度・深さから地震発生域の \bar{V}_P/\bar{V}_S を求めて評価した。各観測点で使用した地震に対して、(2.9) 式の右辺第一項の幾何平均と対数標準偏差によりバラツキを評価した結果を図 2.16 (a) に示す。幾何平均は全観測点で 0.72 程度であり、 $a_1(\omega)$ に対する寄与は大きい。一方、個々の地震による値のバラツキは小さく、 $a_1(\omega)$ に対する地震発生域の \bar{V}_P/\bar{V}_S の寄与はほぼ一定である。したがって、地震発生域の \bar{V}_P/\bar{V}_S は、地震基盤 P 波を用いた地表 S 波の即時予測の倍率の値への寄与は大きい、予測精度に及ぼす影響は極めて小さいと言える。

(2.9) 式の右辺第二項は、F-net による地震のメカニズム解を使用し、Aki and Richards (2002) の理論式により個々の地震の P 波と S 波のラディエーション係数を評価して求めた。このとき、射出角は個々の地震の震源深さと震央距離に基づいて、気象庁による JMA2001 対応の射出角表から求めた。ラディエーションパターンの節で係数比が無限大となることを回避するため、P 波と S 波のラディエーション係数の絶対値に下限値 0.1 を設定した [Boore and Boatwright (1984)]。また、ラディエーションパターンは高振動数帯域で不明瞭になることが知られているため [例えば、Takemura *et al.* (2009)、小林・

他 (2014)], ラディエーションの振動数依存性を次式により与えた [香川 (2004)].

$$R_{0\phi}(f) = \frac{(\log f_2 - \log f)R_{0\phi 0} + (\log f - \log f_1)R_{0\phi m}}{\log f_2 - \log f_1} \quad (2.10)$$

ここで、 $R_{0\phi 0}$ は Aki and Richards (2002) の理論式により求めたラディエーション係数である。 $R_{0\phi m}$ は等方放射となったラディエーション係数であり、P波で 0.52、S波で 0.63 という全方向平均値 [Boore and Boatwright (1984)] を与えた。 f_1 、 f_2 は理論値から平均値に遷移する振動数帯域の下限と上限を表し、釜江・他 (1990)、香川 (2004) を参考に $f_1 = 0.5$ 、 $f_2 = 5$ と設定した。各観測点で使用した地震に対して評価した (2.9) 式の右辺第二項の幾何平均と対数標準偏差によるバラツキを図 2.16 (b) に示す。図 2.16 (b) より、観測点によってラディエーション係数比が大きくなる地震が異なるため、低振動数帯域ではラディエーション係数比の平均値に違いが見られる。しかし、全体的にラディエーション係数比の平均値は大きくない。一方、ラディエーション係数比の対数標準偏差は、特に低振動数帯域で全観測点に共通して大きい。したがって、ラディエーションパターンは、 $a_1(\omega)$ の平均値に対しての寄与は小さいが、 $a_1(\omega)$ のバラツキ、すなわち地震基盤 P 波を用いた地表 S 波の即時予測の精度に対する影響は大きい。ただし、ラディエーションパターンは距離依存性を有していると指摘されており [松島・佐藤 (2001)]、震源距離の大きいケースでは、地震によるラディエーションパターンの変動が即時予測の精度に及ぼす影響は、上記の結果よりも小さい可能性がある。

(2.9) 式の右辺第三項は、個々の地震の震源距離 r に対して評価した。 V' は Matsubara *et al.* (2005) による関東平野直下の地殻内の速度分布を参考に $V'_s = 4.17$ km/s、 $V'_p = 7.3$ km/s とした。 Q'_s は中村 (2010) による関東平野周辺の振動数依存性 $Q'_s = 124 f^{0.59}$ を用いて平均的に評価した。 Q'_p は宇津 (1984) より $Q'_p = 9/4 Q'_s$ とした。各観測点で使用した地震記録に対して評価した (2.9) 式の右辺第三項の幾何平均と対数標準偏差を図 2.16 (c) に示す。(2.9) 式の右辺第三項が負の値をとるのは、 $Q'_p = 9/4 Q'_s$ と定めたため、P波より S波の方が伝播経路による減衰が大きいことによる。そして、震源距離の違いによる伝播経路特性のバラツキが高振動数帯域で大きくなるのは、伝播経路特性の違いが高振動数帯域および遠地で大きくなるためである。ここでの伝播経路特性のバラツキ

は震源距離の違いのみによるが、実際は Q'_s 構造 [Nakamura *et al.* (2006)] や Q'_p 構造 [Fujihara and Kim (2005)] は地域によって異なるため、個々の地震による伝播経路特性の違いはさらに大きくなると推察される。したがって、高振動数帯域において $a_1(\omega)$ に対する伝播経路特性の寄与は大きく、地震基盤 P 波を用いた地表 S 波の即時予測の精度にも大きく影響すると考えられる。以上より、地震基盤 S/P スペクトル比 $a_1(\omega)$ において、個々の地震のラディエーションパターンの違いが即時予測精度に及ぼす影響は低振動数帯域で、個々の地震の伝播経路特性の違いが即時予測精度に及ぼす影響は高振動数帯域でそれぞれ大きくなる。そのため、図 2.7 と図 2.8 で示したように、 $\sigma_{a_1}(\omega)$ の振動数依存性が弱くほぼ一定に見えている可能性がある。

第2章 地震動のP波スペクトルを用いた即時予測の考え方

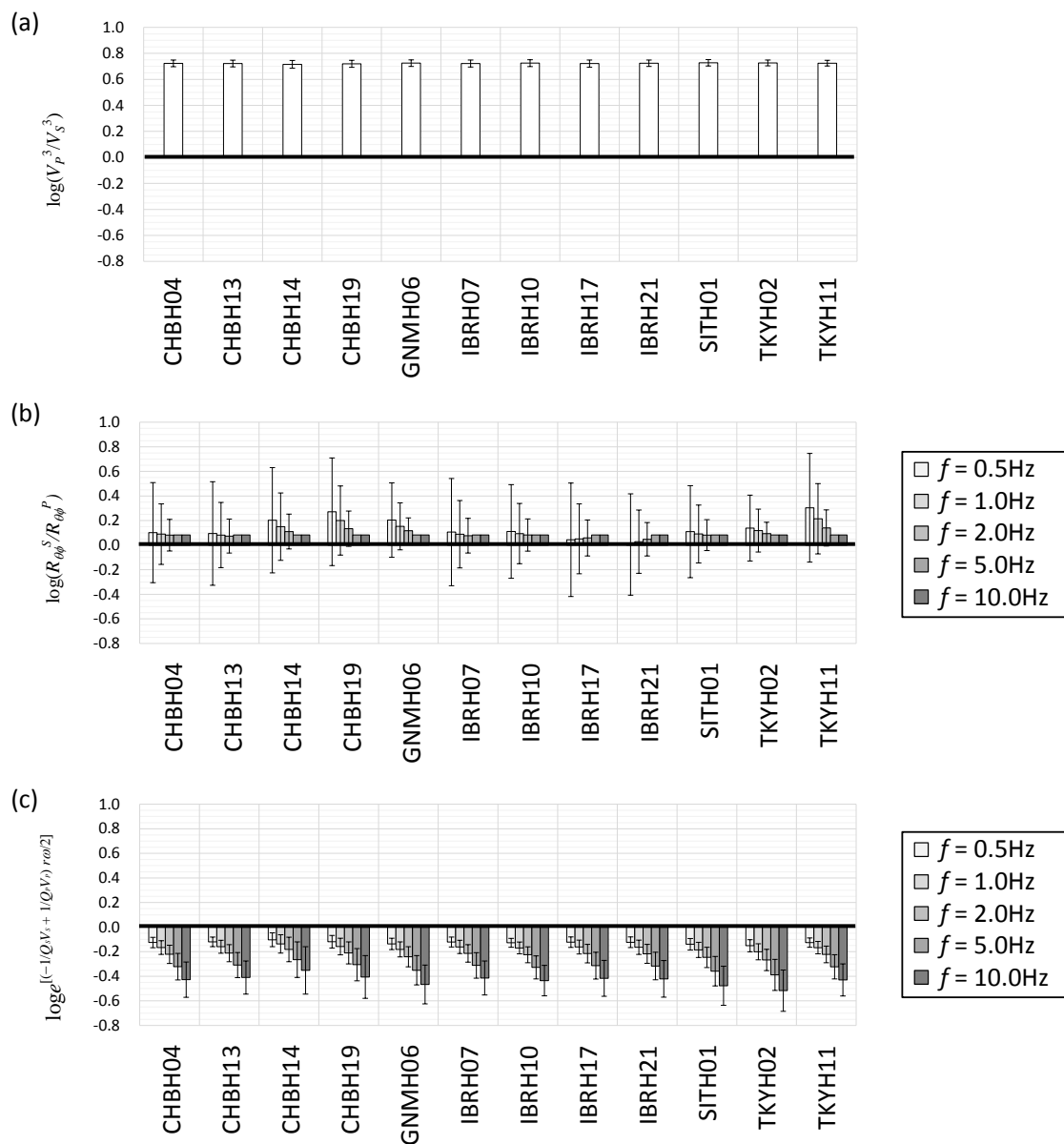


図 2.16 地震基盤 S/P スペクトル比 $a_1(\omega)$ の理論式における \bar{V}_p/\bar{V}_s 、ラディエーション係数比、伝播経路特性の比の理論値・経験値による評価結果

2.5.2 地震基盤でのS/Pスペクトル比の地震発生域による依存性

$a_1(\omega)$ を評価する地震記録を地震発生域でグルーピングすると、 $a_1(\omega)$ の値がそれぞれ異なる。図 2.17 に、KiK-net の IBRH19 (つくば) において、地震発生域を 6 つの地域にグルーピングして $a_1(\omega)$ を評価した結果を示す。例えば、茨城県北部で発生した地震では $a_1(\omega)$ の値が全地震の平均よりも大きめに評価される。一方、千葉県北東部で発生した地震記録では $a_1(\omega)$ の値が全地震の平均よりも小さめに評価される。

グルーピングした地域の記録ごとに、地震発生域の \bar{V}_p/\bar{V}_s とラディエーション係数比 R_s/R_p 、震源距離を計算して比較した結果を図 2.18 に示す。 $a_1(\omega)$ の値が大きめに評価された茨城県北部の地震記録では、 \bar{V}_p/\bar{V}_s や R_s/R_p が比較的大きい。一方、 $a_1(\omega)$ の値が小さめに評価された千葉県北東部の地震記録では、 \bar{V}_p/\bar{V}_s や R_s/R_p が比較的小さい。なお、千葉県北東部では、地殻内に非火山性の low- Q が存在することも指摘されている [中村 (2010)]。しかし、現時点では、 $a_1(\omega)$ における震源特性の比と伝播経路特性の比の切り分けができていないため、 $a_1(\omega)$ の地震発生域による依存性の原因を検討することは、地震基盤P波を用いた地表S波の即時予測に影響を及ぼす要因をより詳細に明らかにするための今後の課題とする。

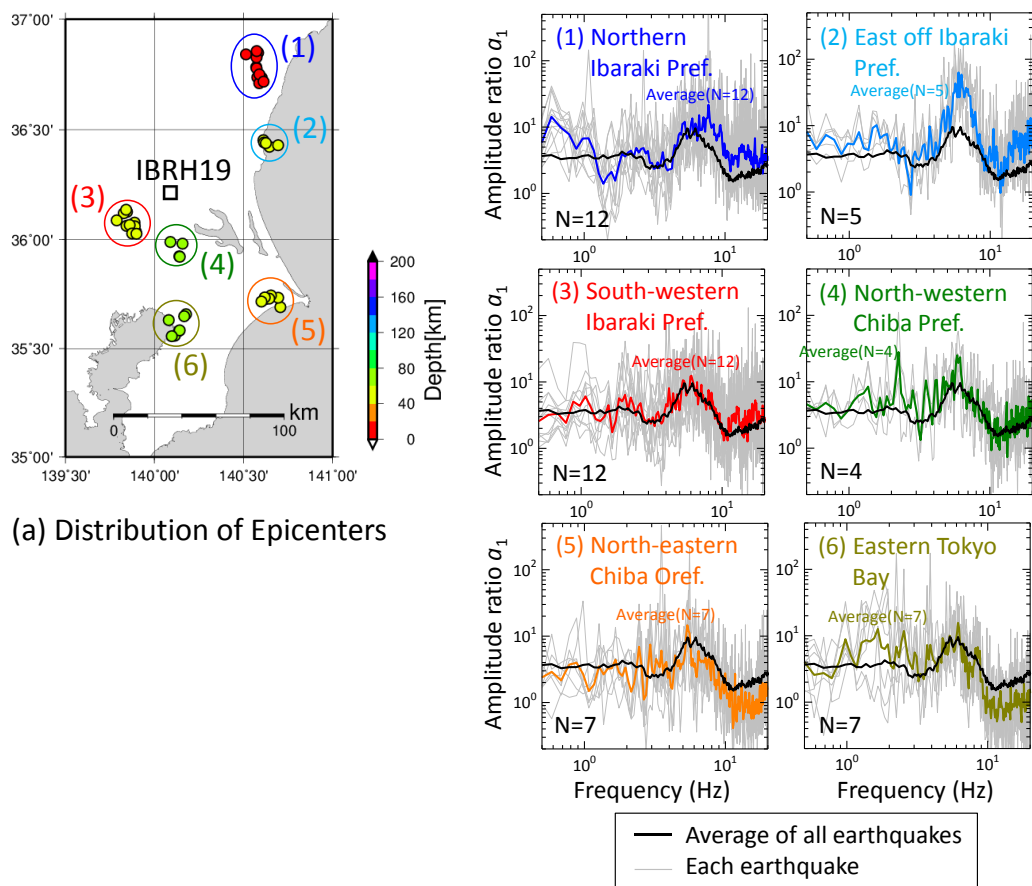


図 2.17 IBRH19 おける地震基盤 S/P スペクトル比の地震発生域による依存性

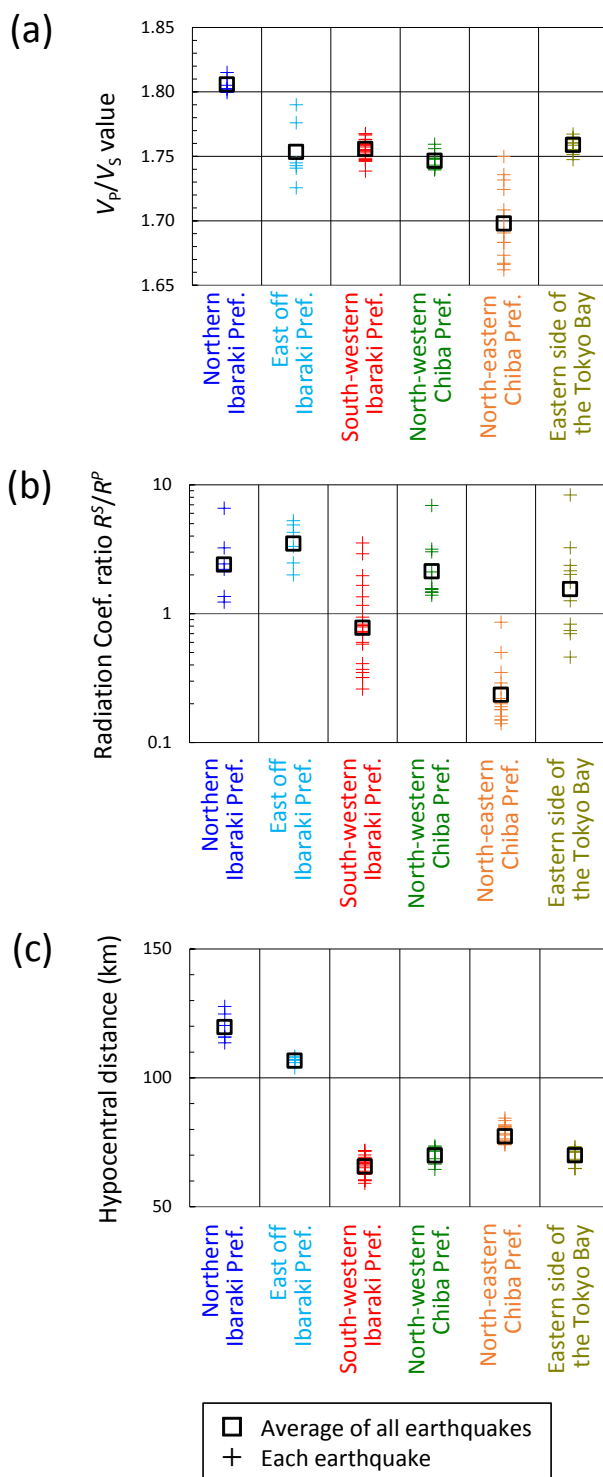


図 2.18 地震発生域をグルーピングした地震記録ごとの \bar{V}_p/\bar{V}_s 、ラディエーション係数比、震源距離の比較

2.6 まとめ

本章では、関東平野周辺の内陸直下で発生する地震を可能な限り早く検知するために、地震基盤に至る深さ数千 m のボーリング孔に設置された地中地震計で観測した地震基盤での P 波スペクトルに、地震基盤での P 波と S 波のスペクトル比および地表と地震基盤の S 波スペクトル比を乗じることによって、地表での S 波スペクトルを即時予測する考え方を提案した。関東平野の KiK-net で観測された地震基盤と地表での地震動を用いて、上記の2つのスペクトル比の特性を分析して、地震基盤での P 波スペクトルを用いた地表での S 波スペクトルの即時予測に影響する、個々の地震による S 波と P 波の震源・伝播経路特性の比の変動や S 波サイト増幅特性について考察した。本章で得られた知見を以下にまとめる。

- (1) 関東平野内の深さ 2,000m 以上の地震基盤に設置された地中地震計で観測された P 波を用いることで、地表 P 波を用いた場合に比べて、警報の余裕時間が平均で 1 秒程度長くなることを示した。
- (2) 即時予測に用いるスペクトル比の解析データ長を 5 秒に設定することで、関東平野直下で発生する深さ 20 km 程度のマグニチュード 7 程度の地震において、鉄道に關係する構造物の固有振動数の範囲 0.3~5 Hz の地震動予測が実施できる可能性を示した。
- (3) 堆積層の厚いサイトでは、幅広い振動数帯域において地震基盤 S/P スペクトル比 $a_1(\omega)$ よりも S 波スペクトル比 $a_2(\omega)$ の方が大きく、厚い堆積層によって、S 波スペクトル比が即時予測結果に大きな影響を及ぼしていることを示した。堆積層の薄いサイトでは、2~4 Hz より高振動数側では地震基盤 S/P スペクトル比 $a_1(\omega)$ より S 波スペクトル比 $a_2(\omega)$ の方が大きいことがわかった。結果として、地表 S 波と地震基盤 P 波のスペクトル比 $b(\omega)$ の振動数特性が S 波スペ

クトル比 $a_2(\omega)$ の振動数特性と類似する傾向を示すことがわかった。

- (4) 地震基盤 S/P スペクトル比の地震によるバラツキは、S 波スペクトル比の地震によるバラツキより大きく、地表 S 波と地震基盤 P 波のスペクトル比の地震によるバラツキと同等であった。したがって、地震基盤 P 波を用いた地表 S 波の即時予測の精度においては、個々の地震による S 波と P 波の震源・伝播経路特性の比のバラツキが支配的であることがわかった。
- (5) 地震基盤 S/P スペクトル比の理論式に地震発生域の \bar{V}_p/\bar{V}_s 、ラディエーション係数、地殻内の平均的な地震波速度と内部減衰の理論値・経験値を代入して、地震基盤 S/P スペクトル比に及ぼす震源特性の比と伝播経路特性の比の寄与を評価した。その結果、地震基盤 S/P スペクトル比の平均値は、主に地震発生域の \bar{V}_p/\bar{V}_s と高振動数帯域における伝播経路特性の比から構成されることがわかった。一方、地震基盤 S/P スペクトル比の地震による違いは、低振動数帯域ではラディエーション係数比の違いが、高振動数帯域では伝播経路特性の比の違いが支配的であることがわかった。

地震基盤 P 波を利用した地表 S 波の即時予測には、東京都心部のように堆積層の厚いサイトでは、幅広い振動数帯域で S 波スペクトル比の寄与が大きいことから、即時予測に用いる S 波スペクトル比の評価を観測点ごとに実施することが、予測精度を確保するうえで重要である。地震基盤 S/P スペクトル比は地震発生域による依存性を呈することがあるため、その評価に用いるデータに偏りが生じないように配慮することが望ましく、データの選定を最適に行う考え方は今後検討していく必要がある。

第3章 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価

価

3.1 はじめに

本章では、地震基盤でのP波を用いた地震動の即時予測において必要となるサイト増幅特性を、経験的に評価する。また、得られたサイト増幅特性を用いて、地表の地震動を地震基盤に引き戻し、地震基盤地震動の空間分布特性を評価して、提案手法による即時予測が有効な範囲を検討する。地震計設置箇所での経験的地盤増幅特性を評価する方法の一つとして、複数の地震における複数の観測点での地震記録を用いるスペクトルインバージョンがある[岩田・入倉(1986)]。スペクトルインバージョンは、Andrews(1981, 1985)が、多点での観測記録を用いて震源スペクトルと伝播経路の効果の分離を行った方法を拡張したものである。岩田・入倉(1986)は、Andrews(1981, 1985)の手法における伝播経路の効果、伝播経路の減衰と観測点直下のサイト増幅特性に分離し、自由表面による効果を考慮した拘束条件を与えてインバージョンを行うことにより、観測記録に基づいて震源・伝播経路・サイト増幅特性を分離することを可能とした。

スペクトルインバージョンにより、多くの地震計設置箇所におけるサイト増幅特性を一度に評価することが可能であるため、広域的なサイト増幅特性の評価を効率的に実施できる。サイト増幅特性の評価を主眼に置いたスペクトルインバージョンは多数実施されており、日本国内では、例えば、川瀬・松尾(2004a, b)が、この方法に基づき日本全国の強震観測点でのS波サイト増幅特性を推定し、それに適合する地下構造の同定を行っている。Tsuda *et al.*(2006, 2010)は、関東地方において、高密度地震観測網を用いた稠密なS波サイト増幅特性の評価を行っている。近年では、Kubo *et al.*(2017)が海底地震計の記録を用いて、海底でのサイト増幅特性の評価を行っている。また、海外でも、トルコ[Yamanaka *et al.*(2017)]、中国[Yefei *et al.*(2013)]、フィリピン[Yamanaka *et al.*

第3章 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価

(2011)]、ペルー [Quispe *et al.* (2013)] など多数の国において、堆積層のS波サイト増幅特性の評価に、スペクトルインバージョンが用いられている。

スペクトルインバージョンを使用した多くの既往研究では、地震ハザード評価を主な目的としているため地震動のS波に着目しており、ほとんどの研究はS波の水平成分のみを使用している [例えば、Iwata and Irikura (1998)、山中・他 (1998)、川瀬・松尾 (2004a, b)、佐藤・山中 (2010)、Tsuda *et al.* (2006, 2010)]。いくつかの研究は、耐震設計における入力地震動評価において上下動成分の性状を知ることなどを目的として、S波の上下成分も使用している [例えば、古和田・他 (1998)、岡本・他 (1999)]。一方、地震動のP波は通常は弱い振動であり、地震ハザード評価においてはあまり重要でないため、P波に着目した研究 [Fujihara and Kim (2005)] は少ない。

本章では、地震基盤P波を用いた地表S波の予測を面的に実施するために必要なS波サイト増幅特性に加えて、地震基盤におけるP波地震動の空間変動を評価するために、P波サイト増幅特性も推定する。そのために、観測記録のS波部分を用いた場合と、P波部分を用いた場合の2種類のスペクトルインバージョンを実施する。そして、強震記録から経験的に評価したS波サイト増幅特性が、第2章で評価したS波スペクトル比の代わりに即時予測に活用可能かどうか検討する。

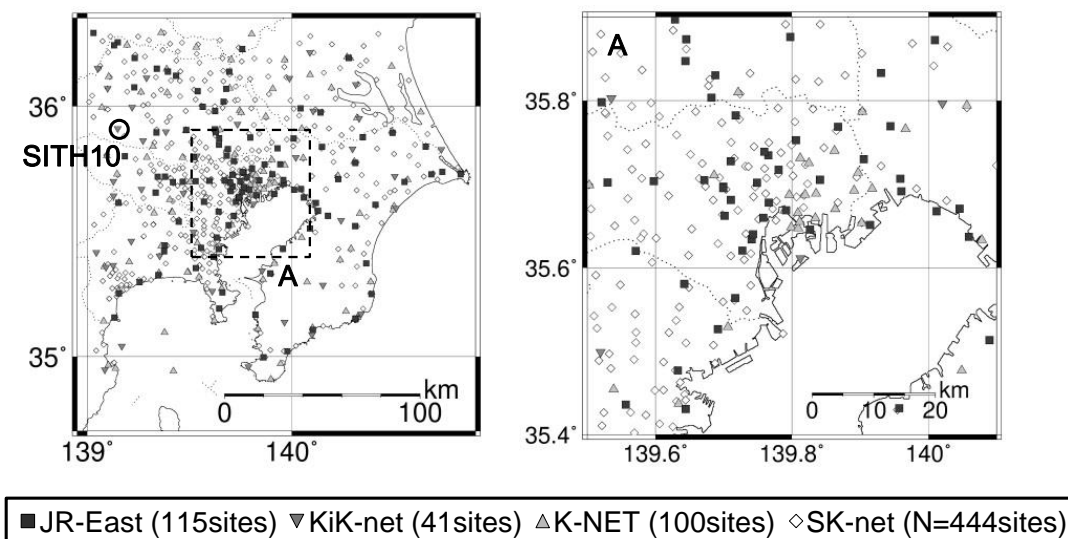
3.2 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価

3.2.1 使用したデータおよびデータの処理方法

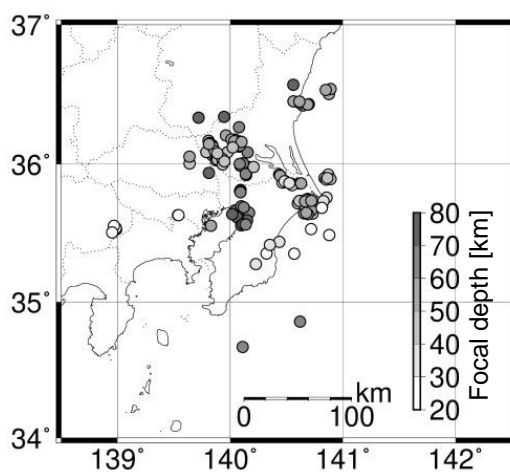
(1) 観測点

第1章でも述べたように、関東平野には様々な機関が地震計を設置しており、全体として密な地震観測網が構成されている。防災科研は、強震観測網 K-NET と基盤強震観測網 KiK-net を日本全国に展開し、管理している [例えば、Aoi *et al.* (2011)]。K-NET と KiK-net の地震計の設置間隔は平均で約 20 km である。関東周辺にある自治体や国の機関は、それぞれ地震計を設置している。これらの地震計で観測された記録は、東京大学地震研究所が SK-net [Seismic Kanto Research Project (2001)] として収集・管理している。上記の地震観測網の記録は、登録ユーザー向けに配信されている。

さらに、JR 東日本は、列車運転規制や早期地震警報を実施するために、自身の営業路線に沿って多くの地震計を設置している [East Japan Railway Company (2007, 2012)]。JR 東日本の地震計は線路に沿って 5~40 km 間隔で設置されており、東京都心部では特に設置間隔が密である。そして、他の観測網と同じように、観測小屋内のコンクリート台座上に設置され、サンプリング周波数 100 Hz で加速度波形を記録している。しかし、JR 東日本の地震計はこれまでサイト増幅特性の評価に用いられたことはなかった。本研究では、関東平野における地震計でのサイト増幅特性を密に推定するために、図 3.1 (a) に示すように、K-NET と KiK-net、SK-net の地震記録だけでなく、JR 東日本の地震観測システムにより観測された地震記録を使用した。



(a) Seismic station used in the inversions



(b) Distribution of epicenters of earthquakes used in the inversions

図 3.1 スペクトルインバージョンに使用した観測点と地震の分布

(2) 地震記録

はじめに、スペクトルインバージョンに用いる地震の選定におけるマグニチュードの基準を検討した。地震規模が小さい場合、地震記録の S/N 比は低振動数帯域において低くなる傾向がある。一方、地震規模が大きい場合、地震動の解析において点震源を仮定することが適切でなくなる [野津・他 (2007)]。そこで、地震の選定における気象庁マグニチュードの基準は 4.1 以上 6.0 以下とした。ただし、気象庁マグニチュードが 4.1 以上 4.4 以下の地震は、茨城県南部での発生頻度が高く、震源の位置や地震のメカニズムに偏りが生じると考えたため、地震の発生頻度が低い埼玉県、東京都、神奈川県、山梨県、静岡県を震央とする地震に限定した。

次に、震源深さの基準を検討した。震源が浅い地震では地震動の伝播経路が複雑になるため、震源が深い場合と比較して、地震動が受ける伝播経路における Q' 値の影響が異なると考えられる。一方、震源が深くなるほど、地震動は深部地殻における High- Q' の影響を大きく受けると考えられる。そこで、震源深さの基準は 20 km 以上 80 km 以下とした。

最後に、地震発生時期の基準は、JR 東日本の地震記録の保存および整理の状況を考慮して、2008 年 4 月から 2017 年 8 月までとした。

上記の基準に従った結果、表 3.1 に示す 129 地震が選定された。図 3.1 (b) に、選定した地震の震央位置と震源深さの分布を示す。対象とした期間においては、茨城県南部、千葉県北西部、千葉県北東部を震源とする地震が多く、対象領域の西側を震源とする地震が少ない。これは、2011 年の東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) の後、対象領域の東側において地震活動が活発であったことによる。茨城県南部の地震は、震源深さ 40~50 km の地震と 60 km 以深の 2 種類に分けられ、前者はフィリピン海プレート上面で発生した地震、後者はフィリピン海プレート下面と太平洋プレートの境界で発生した地震であると考えられる。千葉県北西部の地震は、震源深さが 60 km 以深であり、フィリピン海プレート下面と太平洋プレートの境界で発生した地震であると考えられる。千葉県北東部の地震は、震源深さが幅広く分布しており、前述の 2 種類のプレート境界地震のほかに、内陸地殻内で発生した浅い地震が含まれていると考えられる。図 3.2 (a) に、選定した

第3章 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価

地震の気象庁マグニチュードと震源深さの分布を示す。選定した地震の気象庁マグニチュードは、多くが4.5から5.5までの範囲にある。

選定した地震で観測された記録のうち、以下に示すいくつかの基準に該当する記録を除外した。記録開始から1秒間の振幅のRMS（二乗平均平方根）に対する全記録時間の振幅のRMSの比が0.2以上であった記録は、P波を用いたスペクトルインバージョンに用いる記録から除外した。これは、上述のRMS比が0.2以上である地震記録の多くで、P波初動を記録できていなかったためである。最大加速度が 100 cm/s^2 以上であった記録は、地盤の非線形性の影響を受けている可能性があるため、S波とP波両方のスペクトルインバージョンに用いる記録から除外した。震源距離が150 km以上であった記録は、深部地殻におけるhigh- Q' の影響を受けている可能性があるため [加藤・他(1998)]、S波とP波両方のスペクトルインバージョンに用いる記録から除外した。さらに、JR東日本の地震記録については目視で波形を確認して、列車振動が地震動のP波やS波部分と明確に重なっている場合、当該記録をS波とP波両方のスペクトルインバージョンに用いる記録から除外した。

上記の基準に従い記録を除外して、3以上の有効な記録が存在する観測点の記録を使用することとした。図3.2(b)と図3.2(c)に、S波のスペクトルインバージョンに用いる地震記録の震源距離と地表面最大加速度(PGA)のヒストグラムをそれぞれ示す。震源距離は50~120 km程度の地震が多く、PGAは数十 cm/s^2 以下の地震が多い。なお、本章で用いるデータセットは、関東平野内および周辺で発生した地震を対象としているものの、第2章でKiK-net観測点におけるスペクトル比の評価に用いたデータセットと異なる。これは、第2章では可能な限り多くの地震記録を反映してスペクトル比の幾何平均と対数標準偏差を評価することとしていたが、先に述べたように、JR東日本の地震記録のうち、保存および整理状況が良好であるのが2008年以降の記録であることによる。図2.5に示したように、第2章で用いた地震記録では、本章で除外した深部地殻におけるhigh- Q' の影響を受けている可能性がある震源距離が150 km以上の記録は全記録の約5%、地盤の非線形性の影響を受けている可能性があるPGAが 100 cm/s^2 以上の記録は全記録の約3%と少ない。そのため、第2章で評価したスペクトル比において、第3章で除外した地震記録の影響は小さいと考えられる。

第3章 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価

S波のスペクトルインバージョンに用いる観測点の数は700、地震記録の数は37,976であるのに対し、P波のスペクトルインバージョンに用いる観測点の数は696、地震記録の数は31,291とやや少ない。これは、先に述べたように、P波初動が含まれていないと思われる記録を除外したためである。

表 3.1 スペクトルインバージョンに使用した地震の諸元 (その1)

No.	Date	Latitude [N°]	Longitude [E°]	Depth [km]	M_j
1	2008/04/04	36.12	139.8282	53.48	5.0
2	2008/04/25	35.6835	140.7228	48.23	4.8
3	2008/05/01	35.4375	140.4358	35.82	4.6
4	2008/05/09	35.6662	140.0447	73.89	4.6
5	2008/07/15	35.527	138.9845	21.04	4.1
6	2008/07/15	35.5282	138.9877	21.37	4.3
7	2008/08/08	35.6315	139.537	30.14	4.6
8	2008/08/20	36.0567	139.9013	45.14	4.6
9	2008/08/22	36.4418	140.6153	55.92	5.2
10	2008/09/21	35.6155	140.0617	70.83	4.8
11	2008/10/08	35.5842	140.1417	63.12	4.7
12	2009/02/17	35.2757	140.2275	31.04	4.6
13	2009/04/21	35.9015	140.8447	41.16	4.6
14	2009/09/04	35.8137	140.0923	67.19	4.5
15	2009/12/18	36.3347	139.719	78.05	5.1
16	2010/03/16	35.6733	140.1308	68.05	4.5
17	2010/03/31	36.4225	140.6457	54.68	4.6
18	2010/07/23	35.8787	140.4855	35.02	5.0
19	2010/09/22	35.8768	140.48	35.12	4.5
20	2010/09/27	35.6955	140.0982	67.58	4.5
21	2010/11/05	36.0623	139.8432	45.12	4.6
22	2011/02/05	34.8553	140.6198	63.85	5.2
23	2011/03/14	35.7583	140.8547	32.3	4.8
24	2011/03/14	35.7332	140.828	30.68	4.5
25	2011/03/15	36.5043	140.8767	50.99	4.5
26	2011/03/15	35.9243	140.8702	37.11	4.5
27	2011/03/15	35.8607	140.6157	47.27	4.5
28	2011/03/16	35.925	140.4348	49.45	5.4
29	2011/03/24	36.1778	140.0425	51.66	4.8
30	2011/04/02	36.207	139.9622	53.63	5.0
31	2011/04/07	36.5408	140.8912	50.7	4.9
32	2011/04/09	36.0048	139.64	42.99	4.1
33	2011/04/13	35.4867	140.879	26.9	5.3
34	2011/04/16	36.3408	139.9455	78.8	5.9
35	2011/04/17	35.8678	140.4708	35.45	4.5
36	2011/04/17	35.8675	140.464	34.97	4.6
37	2011/04/19	36.1688	139.8075	53.45	5.0
38	2011/04/21	35.6752	140.6855	46.44	6.0
39	2011/04/26	36.086	139.9762	46.3	5.0
40	2011/05/01	35.8958	140.8538	39.36	4.5
41	2011/05/20	35.9888	140.0898	63.88	4.6
42	2011/05/22	35.7295	140.6443	48.33	5.5
43	2011/05/25	35.9233	140.1398	62.13	4.5

表 3.1 スペクトルインバージョンに使用した地震の諸元 (その 2)

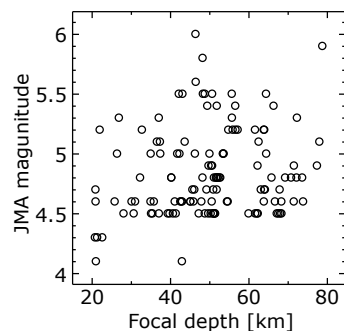
No.	Date	Latitude [N°]	Longitude [E°]	Depth [km]	M_j
44	2011/06/01	35.53	140.718	28.1	4.5
45	2011/06/03	35.9813	140.158	61.65	4.5
46	2011/06/30	35.7352	140.6192	50.58	4.6
47	2011/07/15	36.1637	140.0833	66.36	5.4
48	2011/08/15	36.1267	140.0805	63.98	4.7
49	2011/08/22	36.0852	140.1552	64.16	4.7
50	2011/08/31	35.5573	140.0973	71.52	4.6
51	2011/09/10	36.4295	140.6943	52.76	4.8
52	2011/11/03	35.9213	140.142	62.28	4.9
53	2011/12/03	35.3523	140.3223	22.02	5.2
54	2011/12/26	35.8995	140.8372	40.71	4.5
55	2012/01/06	35.8893	140.8525	39.83	4.5
56	2012/01/17	36.0665	139.8613	46.15	4.7
57	2012/01/29	35.5375	138.9847	20.93	4.7
58	2012/02/11	36.0875	139.7885	45.66	4.7
59	2012/03/01	36.4393	140.6257	55.74	5.3
60	2012/04/25	35.7227	140.6788	43.12	5.5
61	2012/04/29	35.7162	140.6007	48.26	5.8
62	2012/05/18	36.1358	139.8413	51.16	4.8
63	2012/05/29	35.806	140.087	63.99	5.2
64	2012/06/01	36.0277	139.8752	43.69	5.1
65	2012/06/17	36.179	140.0115	51.37	4.5
66	2012/07/16	36.1523	139.8173	52.06	4.8
67	2012/08/03	36.0263	139.8992	43.02	4.6
68	2012/08/20	35.9168	140.4423	57.2	5.2
69	2012/09/14	35.8602	140.5405	36.6	5.1
70	2012/10/12	35.8487	140.549	37.39	5.1
71	2012/10/24	36.5337	140.8478	51.45	4.5
72	2012/11/24	35.638	140.018	72.21	4.8
73	2012/12/07	35.6487	140.1672	66.72	4.6
74	2013/01/04	35.7485	140.6878	49.69	4.5
75	2013/01/28	36.571	140.5603	73.66	4.8
76	2013/03/14	35.5797	140.1317	67.92	4.7
77	2013/06/06	35.6443	140.6558	50.01	5.0
78	2013/07/21	35.7115	140.6523	48.82	4.5
79	2013/10/12	36.4318	140.6978	51.77	4.8
80	2013/11/03	36.0068	140.1142	62.55	5.1
81	2013/11/10	36.0022	140.0847	64.45	5.5
82	2013/11/16	35.5942	140.15	72.32	5.3
83	2013/11/29	35.6877	140.1197	69.31	4.8
84	2013/12/14	35.642	140.7308	48.82	5.5
85	2013/12/21	35.9297	140.1378	61.63	5.2
86	2013/12/21	35.6648	140.7195	50.69	5.5

第3章 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価

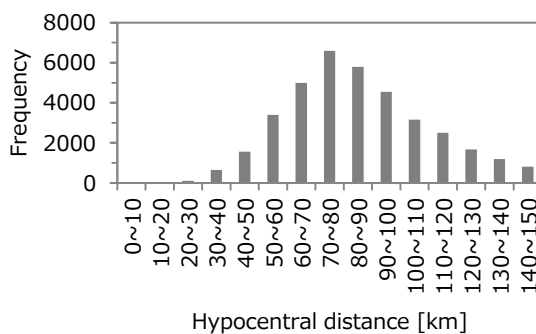
表 3.1 スペクトルインバージョンに使用した地震の諸元 (その 3)

No.	Date	Latitude [N°]	Longitude [E°]	Depth [km]	M_j
87	2014/01/02	35.351	140.5685	26.43	5.0
88	2014/03/08	35.7435	140.675	51.01	4.5
89	2014/04/18	36.1242	139.8452	49.24	4.7
90	2014/05/13	35.5668	140.1137	71.55	4.9
91	2014/06/28	35.8927	140.8907	41.42	4.5
92	2014/07/20	36.452	140.5617	59.99	4.5
93	2014/09/16	36.0937	139.864	46.51	5.6
94	2014/11/12	36.1335	140.0857	65.84	4.8
95	2014/12/11	35.5538	138.9678	22.66	4.3
96	2015/01/26	35.8767	140.4822	37.47	5.0
97	2015/01/30	35.9798	140.2078	40.28	4.8
98	2015/02/23	35.5633	140.1378	68.38	4.5
99	2015/02/28	35.638	140.6892	50.34	4.5
100	2015/03/24	36.2662	140.0785	68.34	4.6
101	2015/05/25	36.0543	139.6387	55.71	5.5
102	2015/05/30	36.1455	139.8113	52.54	4.8
103	2015/08/06	36.4393	140.6188	54.81	5.2
104	2015/09/12	35.5545	139.8292	56.64	5.2
105	2015/10/25	35.5057	138.9523	20.8	4.3
106	2015/10/31	35.8615	140.6288	51.19	4.5
107	2015/11/22	36.429	140.6878	52.12	4.8
108	2016/02/05	35.6313	139.5407	25.83	4.6
109	2016/02/07	36.0523	139.9037	42.84	4.6
110	2016/05/16	36.034	139.8868	42.2	5.5
111	2016/06/12	35.998	139.9327	40.27	4.8
112	2016/07/17	36.0397	139.929	42.36	5.0
113	2016/07/19	35.4152	140.3528	32.77	5.2
114	2016/07/20	36.021	139.9485	41.79	5.0
115	2016/07/27	36.4507	140.6142	56.59	5.4
116	2016/07/30	35.6843	140.8128	20.97	4.6
117	2016/09/07	36.167	140.0365	50.45	4.9
118	2016/09/13	35.937	139.8107	77.43	4.9
119	2016/10/20	35.8627	140.5247	37.09	5.3
120	2016/10/25	34.6698	140.1107	62.35	4.5
121	2016/11/15	35.9007	140.8625	42.57	4.6
122	2017/01/13	35.734	140.6137	49.77	4.9
123	2017/02/19	35.7315	140.6648	51.88	5.4
124	2017/03/05	35.7353	140.7202	51.84	4.7
125	2017/04/12	36.1608	140.1008	54.48	4.6
126	2017/06/08	35.6483	140.6753	50.97	4.7
127	2017/08/02	36.121	140.0222	47.96	4.6
128	2017/08/03	36.0787	139.8858	45.92	4.6
129	2017/08/10	35.7968	140.0912	64.49	5.0

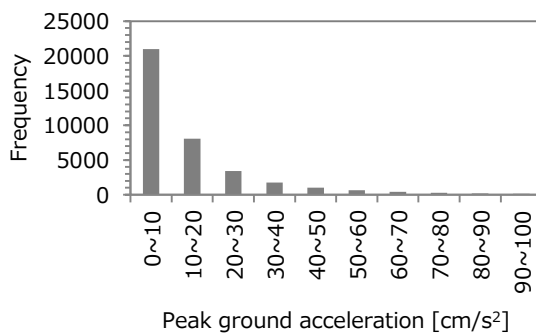
第3章 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価



(a) Distribution of the data with respect to the magnitudes and the focal depths



(b) Histogram of hypocentral distances



(c) Histogram of peak ground accelerations

図 3.2 スペクトルインバージョンに使用したデータの統計的特性

(3) データの処理方法

S波初動の到着時刻は、加速度波形から計算した包絡型関数の Husid プロットを用いて、自動的に推定した [例えば、Trifunac and Brady (1975)]。Husid プロットの振幅は加速度の累積により増加し、ある漸近値に収束する。本研究では、Husid プロットの振幅が漸近値の 10 %に達する時刻を S 波初動の到着時刻と仮定した。P 波初動の到着時刻も、次式で表される指数平滑法による地震動の水平成分 h に対する上下成分 v の比を用いて自動的に推定した [例えば、黒田・大町 (1987)]。

$$v(i\Delta t) = X_{UD}(i\Delta t)^2 + \alpha v\{(i-1)\Delta t\} \quad (3.1)$$

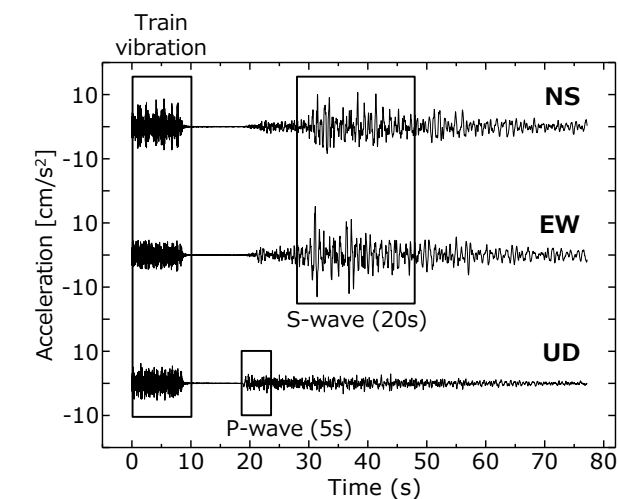
$$h(i\Delta t) = X_{NS}(i\Delta t)^2 + X_{EW}(i\Delta t)^2 + \alpha h\{(i-1)\Delta t\} \quad (3.2)$$

ここで、 X_{UD} 、 X_{NS} 、そして X_{EW} は、加速度の UD、NS、そして EW 成分である。 Δt は時間間隔であり、0.05 s と設定した。 α は指数平滑のパラメータであり、本研究では 0.99 と定めた。各時間ステップで水平成分に対する上下成分の比 v/h を計算し、 v/h の勾配が最急となる時刻を P 波初動の到着時刻と仮定した。JR 東日本の地震記録については、図 3.3 (a) に示すように列車振動が含まれる場合があるため、S 波と P 波の到着時刻は目視により読み取った。

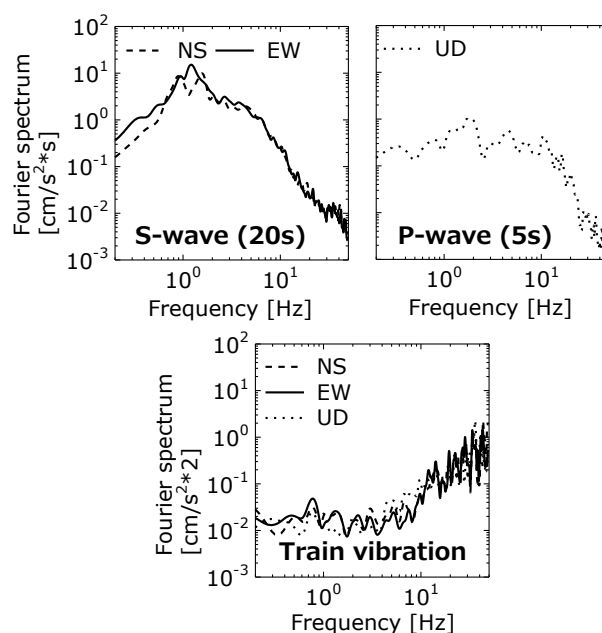
S 波のスペクトル解析を実施するタイムウィンドウは、図 3.3 (a) に示すように、S 波初動の到着時刻から 20 秒間とした。これは、自動的に推定した S 波初動の到着時刻が実際の到着時刻より早くなる場合があることから、タイムウィンドウに主要動が確実に含まれるようにするためである。なお、S 波の後続に表面波が記録される場合があるが、今回使用した地震の規模では、表面波の励起は小さいと考えられる。一方、P 波のスペクトル解析を実施するタイムウィンドウは、図 3.3 (a) に示すように、後続の S 波の混入を避けるために、P 波初動の到着時刻から 5 秒間とした。上記のタイムウィンドウで切り出した記録の始まりと終わりの 1 秒間にコサインテーパ処理を施し、後続にゼロを付加して 40.96 秒の加速度波形を作成した。そして、高速フーリエ変換 (FFT) によりフーリエ振幅スペクトルを計算して、バンド幅 0.2 Hz の Parzen ウィンドウを用いて平滑化した。S 波のスペクトルは、ラディエーションパターンの影響を低減するため、

第3章 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価

水平2成分のスペクトルのベクトル和とした。図3.3(b)に示すように、列車振動は10 Hz以上の振動数成分を多く含んでいる。先に述べたように、目視により列車振動を含む波形を除外する手順は踏んでいるものの、地震記録と重なって不明瞭になっている列車振動の影響を完全に除外できていない可能性もあることから、本研究のインバージョンで議論する振動数帯域は0.5~10 Hzとした。



(a) Acceleration waveform



(b) Fourier spectrum

図 3.3 JR 東日本の新浦安地震計で観測された記録の例 (2011年5月22日7時6分、千葉県北東部の地震、 M_j 5.5、震源の深さ 48 km)

3.2.2 S波とP波のスペクトルインバージョンによる震源・伝播経路・サイト増幅特性の分離

(1) スペクトルインバージョンの方法

i 番目の地震において j 番目の観測点で観測した記録のフーリエ振幅スペクトル $O_{ij}(f)$ は、振動数領域における震源、伝播経路、サイト増幅特性の積として次式で表される [岩田・入倉 (1986)]。

$$O_{ij}(f) = S_i(f) G_j(f) r_{ij}^{-1} \exp\left(\frac{\pi r_{ij} f}{Q'(f) V'}\right) \quad (3.3)$$

ここで、 $S_i(f)$ は i 番目の地震の震源特性、 $G_j(f)$ は j 番目の観測点直下におけるサイト増幅特性、 r_{ij} は i 番目の地震の震源から j 番目の観測点までの距離、 $Q'(f)$ と V' は伝播経路における平均的な Q 値と地震波速度である。(3.3)式は S 波と P 波の両方に対して成り立つ。本研究では、 V'_s を 3.7 km/s、 V'_p を 6.5 km/s と仮定している。(3.3)式は対数を取ることで線形化できる。 I 個の地震と J 個の観測点を用いることで、各振動数について $I \times J$ の連立方程式が成り立つ。そして、 $I \times J$ の連立方程式から、 I 個の未知の震源特性、 J 個の未知のサイト増幅特性、そして 1 個の未知の Q' 値を各振動数で決定する。連立方程式の解法は、特異値分解を用いた最小二乗法とした [例えば、Iwata and Irikura (1998)]。しかし、式の数に対して未知数の数が 1 個多く、震源特性とサイト増幅特性にトレード・オフが生じるため、このままでは連立方程式を解くことができない。そのため、(3.3)式に何らかの拘束条件を与える必要がある。

(2) 拘束条件

本研究では、スペクトルインバージョンの拘束条件として、1 箇所のリファレンスサイトで評価した S 波と P 波の理論サイト増幅特性を与えた [例えば、山中・他 (1998)]。リファレンスサイトとしては、KiK-net の SITH10 (都幾川) を選択した。SITH10 は、図 3.1 (a) に示すように、埼玉県の西部に位置している。リファレンスサイトとして SITH10 を選択した理由は、地表地震計が比較的硬い地盤に設置されており、かつ、ボアホール

第3章 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価

底部の地中地震計が S 波速度 $V_s = 2.5$ km/s、P 波速度 $V_p = 4.0$ km/s の岩盤に設置されていることから、地震基盤から地表までのサイト増幅特性を評価できると考えたためである。図 3.4 (a)、(b) に、SITH10 における防災科研の KiK-net で公開されている PS 検層に基づく S 波と P 波の速度構造モデルを実線で示す。この速度構造モデルから理論的に求めた地震基盤に対する地表のスペクトル比が、観測値から評価したスペクトル比と一致すれば、速度構造モデルから理論的に求めたサイト増幅特性は拘束条件として適切であると考えられる。しかし、実際には、両者はやや異なる結果であった。これは、観測スペクトル比が三次元的な地盤構造を反映しているためと考えられる。そこで、スペクトル比の理論値と観測値が一致するように、図 3.4 (a)、(b) の速度構造モデルの S 波と P 波の速度を修正した。観測 S 波スペクトル比には図 2.11 で示したスペクトル比の幾何平均を用いた。観測 P 波スペクトル比も、観測 S 波スペクトル比と同じ地震記録、方法により評価した。当初のモデルよりも深部の S 波速度を高く、P 波速度をやや低くして、表 3.2 に示す速度と減衰定数により計算した理論スペクトル比は、図 3.4 (c)、(d) に示すように、0.5~10 Hz において観測スペクトル比と高い一致度を示した。そこで、図 3.4 (e)、(f) に示した修正モデルにより理論的に計算したサイト増幅特性を、スペクトルインバージョンの拘束条件として与えた。

第3章 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価

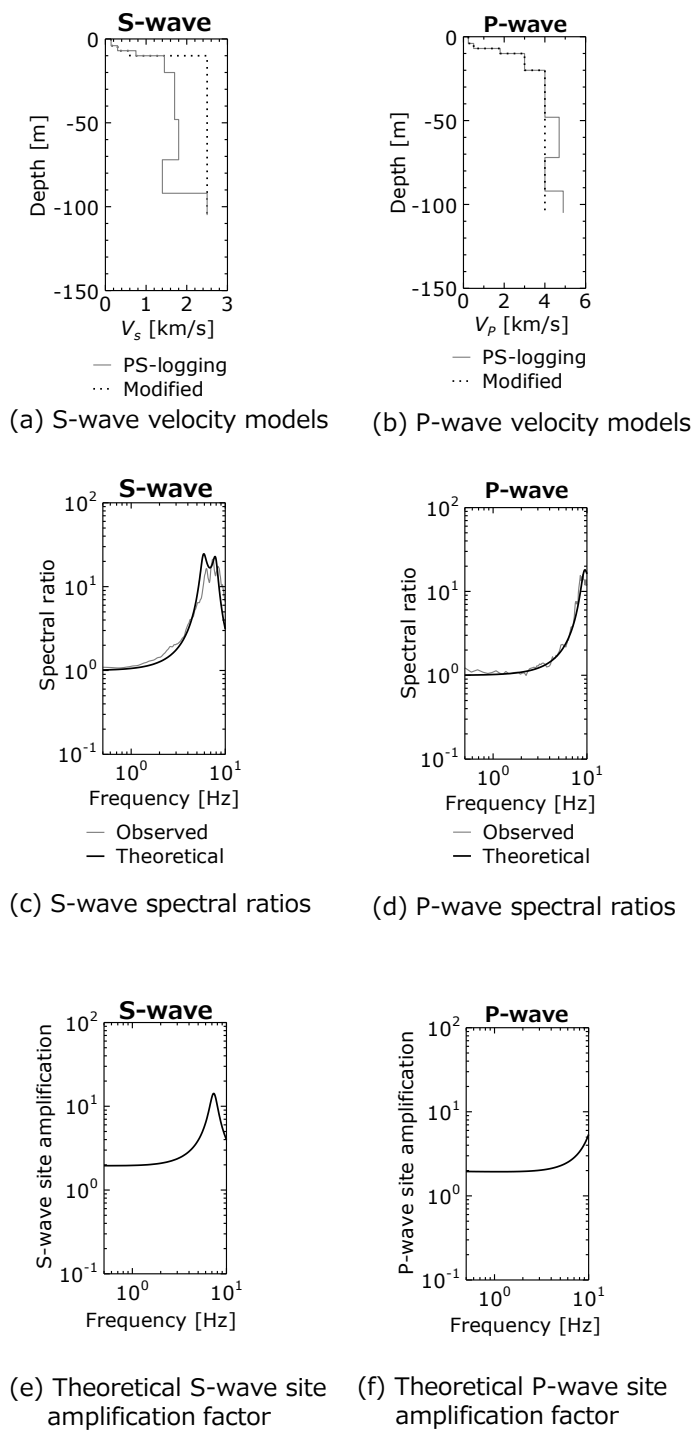


図 3.4 リファレンスサイト SITH10 の速度構造モデルとそれに基づくスペクトル比と
 スペクトルインバージョンの拘束条件に用いた理論サイト増幅特性

表 3.2 スペクトルインバージョンの拘束条件とする SITH10 の理論サイト増幅特性の計算に用いた速度構造モデルの値

(a) Original model

Original V_S [m/s]	Original V_P [m/s]	Thickness [m]
140	240	4
300	500	3
750	1800	3
1450	3000	10
1700	4000	28
1800	4700	24
2500	4000	20

(b) Modified model

Modified V_S [m/s]	Modified V_P [m/s]	Density [g/cm ³]	Damping factor $Q=Q_0 \cdot f^\alpha$			Thickness [m]
			Q_0^S	Q_0^P	α	
140	240	1.6	3	2	0.5	4
300	500	1.8	3	2	0.5	3
600	1800	2.1	3	2	0.5	3
2500	3000	2.3	3	2	0.5	10
2500	4000	2.6	3	2	0.5	85
2500	4000	2.6	3	2	0.5	-

3.3 震源・伝播経路・サイト増幅特性の分離結果

3.3.1 震源特性

図 3.5 (a) に、S 波と P 波のインバージョンから得られた加速度震源スペクトルの例を示す。S 波と P 波の両方について、マグニチュードが大きいほど加速度震源スペクトルが大きくなる。S 波のインバージョンで得られた加速度震源スペクトル $S_S(f)$ を、次式により震源スペクトル密度関数 $M_{\text{obs}}(f)$ に変換した。

$$M_{\text{obs}}(f) = \frac{4\pi\rho\bar{V}_s^{-3}S_S(f)}{\omega^2R_s} \quad (3.4)$$

ここで、 ω は角振動数である。 ρ は震源周辺における密度であり、 3.1 g/cm^3 と仮定した。 \bar{V} は震源周辺における地震波速度であり、S 波速度は 4.2 km/s 、P 波速度は 7.3 km/s と仮定した。 R はラディエーション係数であり、震源周囲の全方向平均の値を与えることとし、S 波については 0.63 、P 波については 0.52 とした [Boore and Boatwright (1984)]。各地震について、震源スペクトル密度関数に次式で表されるコーナー振動数 f_c を有する ω^{-2} モデル $M_\omega(f)$ [Aki and Richards (2002)] をフィッティングすることにより、地震モーメント M_o を求めた。

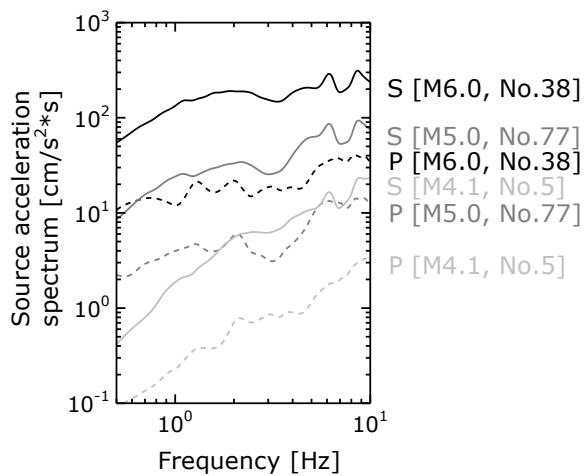
$$M_\omega(f) = \frac{M_o}{1+(f/f_c)} \quad (3.5)$$

図 3.5 (b) に示すように、S 波のインバージョンから求めた震源スペクトル密度関数 $M_{\text{obs}}(f)$ の振動数特性は、 ω^{-2} モデルの振動数特性と類似している。そして、図 3.6 に示すように、本研究で推定した地震モーメントと F-net で公開されている CMT 解により自動的に決定された地震モーメント [福山・他 (1998)] は良く一致する。しかし、規模の大きい地震については、本研究による地震モーメントがやや過少に推定されている。これは、コーナー振動数がインバージョンで対象とした振動数範囲の外にあり、コーナー振動数の推定が困難であるためと考えられる。その他の地震については、震源スペクトルは既往研究と整合する結果が得られたと考えられる。

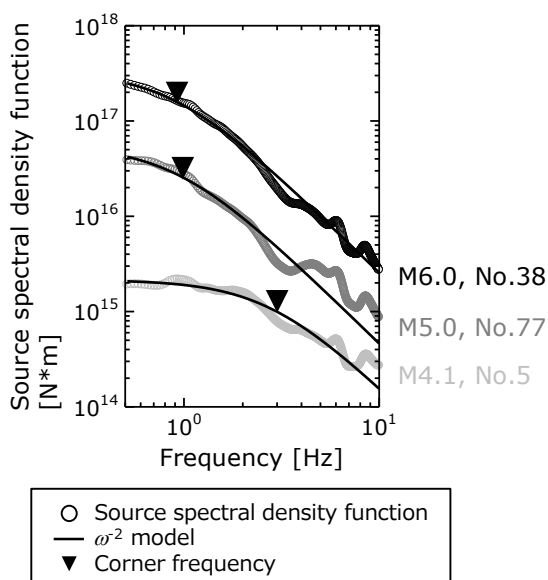
図 3.5 (a) は、全振動数帯域において、S 波の震源スペクトルが P 波の震源スペクトルより大きいことも示している。ここで、両者の関係について考察する。第 2 章の(2.4)式でも示したように、遠方場における S 波と P 波の振幅の理論式 [理論地震動研究会 (1994)] の比を取ると、両者の値は、地震波の減衰を考慮しない場合には震源周辺における地震波速度の比 \bar{V}_P/\bar{V}_S の 3 乗とラディエーション係数比 R_S/R_P の積で理論的に関係付けられる。ここで、先で仮定した平均的な地震波速度とラディエーション係数を代入すると、

$$\left(\bar{V}_P/\bar{V}_S\right)^3 (R_S/R_P) = 6.36 \quad (3.6)$$

となる。しかし、図 3.7 に示すように、インバージョンから得られた各地震の P 波の震源スペクトルに対する S 波の震源スペクトルの比 (以下、震源 S/P スペクトル比) の観測値は、特に 1 Hz 以上の振動数帯域において平均的に評価した理論値よりも大きい。観測値のバラツキは、2.5.1 項でも指摘したように、個々の地震における震源周辺での \bar{V}_P/\bar{V}_S やラディエーション係数の違いを反映していると考えられる。また、震源 S/P スペクトルの観測値に見られる弱い振動数依存性には、ラディエーション係数の振動数依存性 [例えば、香川 (2004)] も関係すると考えられる。さらに、加藤・他 (1998) は、地域による地震波速度の違いが震源スペクトルに影響することを指摘している。震源 S/P スペクトル比の観測値に見られる理論値との違いやバラツキについては、今後さらなる検討が必要である。しかし、インバージョンから得られた S 波の震源スペクトルと P 波の震源スペクトルの関係は、大局的には理論値と整合しており、インバージョンから得られた P 波の震源スペクトルは妥当なものと考えられる。



(a) Source acceleration spectrum



(b) Source spectral density function and ω^2 model

図 3.5 インバージョンで得られた加速度震源スペクトルおよび震源スペクトル密度関数に ω^2 モデルをフィッティングした例

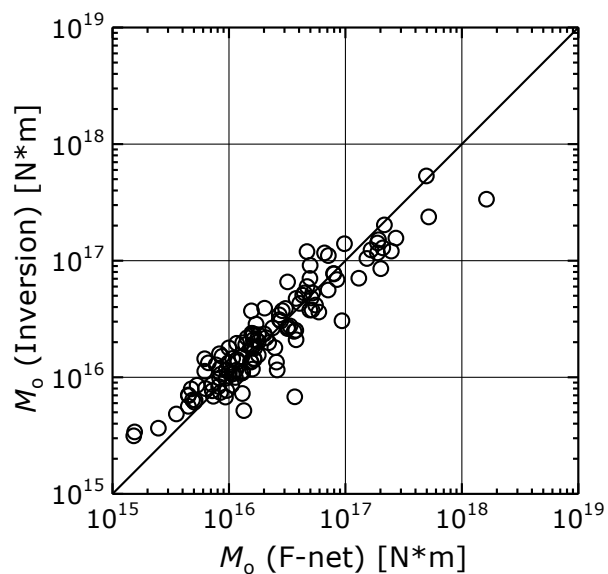


図 3.6 インバージョンで得られた震源特性により求めた地震モーメントと F-net の地震モーメントの比較

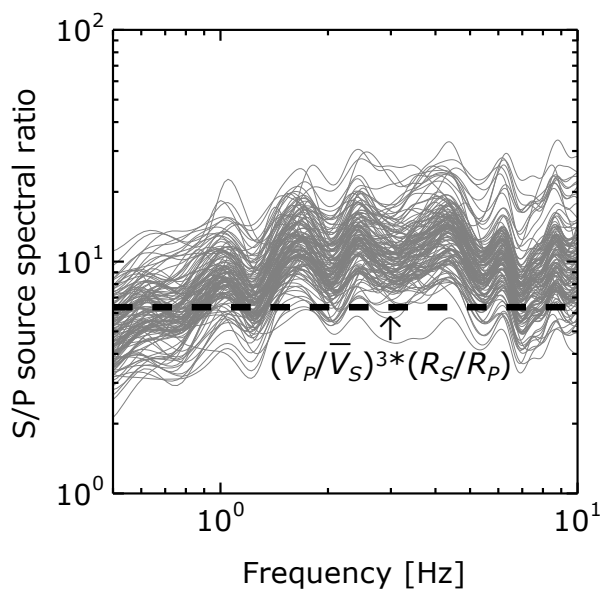


図 3.7 S 波と P 波の加速度震源スペクトル比の観測値と理論値の比較

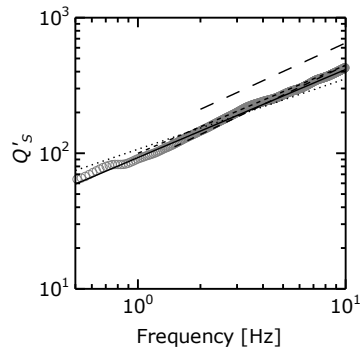
3.3.2 伝播経路特性

図 3.8 (a) に、S 波のインバージョンから得られた伝播経路の Q'_s 値を示す。得られた Q'_s 値はほぼ直線で近似することが可能であり、その線形回帰式は $Q'_s = 88f^{0.71}$ となる。本研究の Q'_s 値は、首都圏を対象とした既往研究 [Yoshimoto *et al.* (1993a)、山中・他 (1998)、Tsuda *et al.* (2010)] の結果と似ている。しかし、Kinoshita (1994) により推定された Q'_s 値は、本研究のものよりも大きい。これは、Kinoshita (1994) の結果が、本研究では使用しなかった首都圏の南西部で発生した地震を多く用いているためと考えられる。

図 3.8 (b) に、P 波のインバージョンから得られた伝播経路の Q'_p 値を示す。得られた Q'_p 値はほぼ直線で近似することが可能であり、その線形回帰式は $Q'_p = 55f^{0.66}$ となる。本研究の Q'_p 値は、Yoshimoto *et al.* (1993a) の推定結果より低振動数帯域でやや大きい。両者の違いは、地殻内の Q'_p 値の地域的な違いによるものと考えられる。Yoshimoto *et al.* (1993a) は、群馬県の足尾で観測された気象庁マグニチュード 3.5 以下の 117 地震を使って Q'_p 値を推定しているため、 Q'_p 値が、観測点に比較的近い首都圏北部で発生した地震による影響を受けている可能性がある。

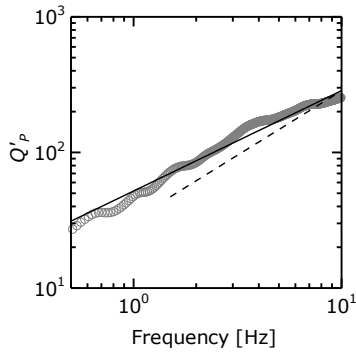
図 3.8 (a)、(b) より、インバージョンから得られた Q'_s 値が、全振動数帯域において Q'_p 値よりも大きいことがわかる。そこで、両者の値の違いを考察するために、図 3.8 (c) に示すように、 Q'_p 値に対する Q'_s 値の比を取った。 Q'_s/Q'_p は、3.2.2 項で仮定した伝播経路の平均的な S 波速度と P 波速度の比と一致する。これは、平均的な S 波と P 波の減衰率は、伝播経路においてほぼ等価であることを意味し、既往研究 [Yoshimoto *et al.* (1993a)] による結果と調和的である。以上より、本研究のインバージョンで得られた伝播経路の平均的な Q' 値は、S 波と P 波ともに妥当であると考えられる。

第3章 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価



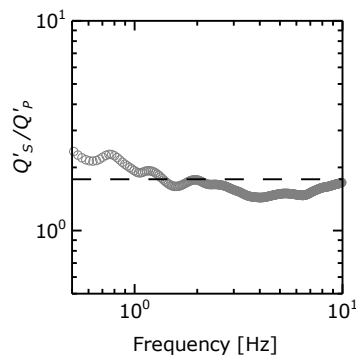
- Inversion
- - - Yoshimoto et al. (1993a) $Q'_s=83f^{0.73}$
- - - Kinoshita (1994) $Q'_s=130f^{0.7}$
- - - Yamanaka et al. (1998) $Q'_s=100f^{0.65}$
- ⋯ Tsuda et al. (2010) $Q'_s=107f^{0.52}$
- This study $Q'_s=88f^{0.71}$

(a) Q'_s values



- Inversion
- - - Yoshimoto et al. (1993a) $Q'_p=32f^{0.95}$
- This study $Q'_p=55f^{0.66}$

(b) Q'_p values



- Inversion
- - - Averaged wave velocity ratio of P-waves to S-waves in the propagation path V_p/V_s

(c) Q'_s/Q'_p

図 3.8 インバージョンで得られた伝播経路の Q' 値

3.3.3 サイト増幅特性

(1) 関東平野におけるサイト増幅特性の平面的な分布特性

図 3.9 (a)、(b) は、インバージョンから得られた S 波と P 波のサイト増幅特性を振動数区分ごとに平均した値の分布図である。図 3.9 (a) より、S 波サイト増幅特性の 0.5～2 Hz の低振動数成分は、東京湾周辺の海岸や主要河川の低地において顕著に大きい。当該地域において軟弱な地盤層が厚く堆積していることが、主な要因の一つとして考えられる。一方、標高の高い山地においては、S 波サイト増幅特性の 0.5～2 Hz の低振動数成分は小さい。上記の特徴は、既往研究 [例えば、Tsuda *et al.* (2010)] でも確認されている。S 波サイト増幅特性の 2～5 Hz の中程度の振動数成分は、観測点の位置により変化に富んでいる。S 波サイト増幅特性の 5～10 Hz の高振動数成分は、海岸や河川低地と比べて、比較的標高の高い台地や山地において大きい傾向がある。これらの特徴は、個々の地域における表層地質の状況の違いによるものと考えられる。

P 波サイト増幅特性に目を向けると、図 3.9 (b) より、0.5～2 Hz や 2～5 Hz の比較的低い振動数成分の空間的な変化は、S 波サイト増幅特性よりも緩やかである。しかし、対象地域の西部や房総半島の南部のような標高の高い地域では、P 波サイト増幅特性の低振動数成分が小さい。P 波サイト増幅特性の 5～10 Hz の高振動数成分は、地域によって変化に富んでおり、先に述べた標高の高い地域で小さく、茨城県南部や千葉県北部、神奈川県北部の台地で顕著に大きい。一般に、浅い地盤層での P 波速度は、P 波のインピーダンスの変化が大きい地下水面の影響を受ける。そのため、P 波サイト増幅特性が地下水位の影響を受けている可能性が高い。P 波サイト増幅特性の低振動数成分が小さく、高振動数成分が大きい主な理由の一つが地下水面であると考えられる。しかし、P 波サイト増幅特性の高振動数成分の変動が大きい原因としては、地下水面だけでなく、地下水面以浅の表層地質の差異も考えられる。

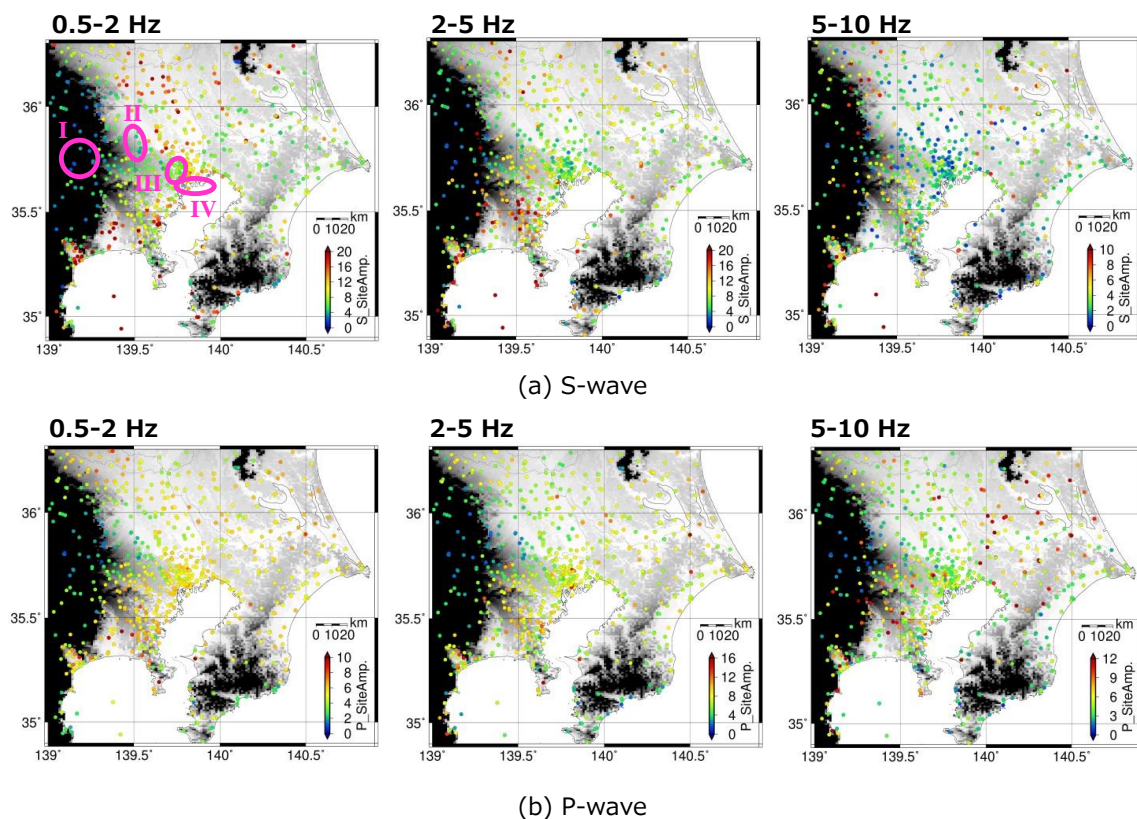


図 3.9 インバージョンで得られた S 波と P 波のサイト増幅特性の振動数区分ごとの平均値の分布

(2) サイト増幅特性の理論値と観測値の比較

インバージョンで得られたサイト増幅特性の妥当性を確認するために、図 3.10 (a) に示す KiK-net 観測点において、インバージョンで得られたサイト増幅特性と 1 次元重複反射理論から得られたサイト増幅特性を比較した。図 3.10 (a) に示す観測点では、ポアホールの深さが関東平野直下の先新第三系の地震基盤の深さよりも深く [鈴木 (2002)、林・他 (2006)]、かつ P 波と S 波の速度構造モデルが公開されている。計算に用いた速度構造モデルの値は、SITH01 は太田・他 (1977)、CHBH04 は太田・他 (1978)、TKYH02 は山水・他 (1981) の図から読み取ったものであり、それ以外の観測点では KiK-net で公開されているものを用いた。堆積層の Q_S 値と Q_P 値は、 $Q_P=Q_S/2$ の関係 [Yoshimoto *et al.* (1993b)] を考慮して、それぞれ V_S/b と $V_S/2b$ と設定した。パラメータ b は定数であり、本研究では全観測点共通で 5 に設定した。なお、 Q_S 値と Q_P 値ともに振動数依存性

は仮定しなかった。堆積層の密度は、既往研究で評価された V_S との経験的な関係 [鈴木・山中 (2009)] を用いて設定した。

図 3.10 (b)~(e) は、インバージョンから得られた S 波と P 波のサイト増幅特性と 1 次元重複反射理論により計算したものを比較した例である。インバージョンから得られた S 波と P 波のサイト増幅特性は、全体的には理論計算とよく一致している。しかし、図 3.10 (b)、(c) に見られるように、S 波サイト増幅特性の理論値が、約 5 Hz 以上の高振動数帯域において観測値を上回ることがある。また、図 3.10 (c)、(d) に見られるように、P 波サイト増幅特性の理論値が、約 2~4 Hz の振動数帯域において、観測値よりもわずかに大きいことがある。対象の全観測点について、S 波と P 波それぞれのサイト増幅特性の観測値に対する理論値の比を計算した結果を図 3.11 に示す。図 3.11 (a) より、S 波サイト増幅特性の理論値は、5 Hz より高い振動数帯域において、観測値よりも平均的に低い。さらに、図 3.11 (b) より、P 波サイト増幅特性の理論値は、約 2~4 Hz の振動数帯域において、観測値よりもわずかに大きい。このような理論値と観測値の間に見られる差異の原因として、本検討において堆積層の Q_S 値と Q_P 値の振動数依存性を考慮していないことが考えられる。

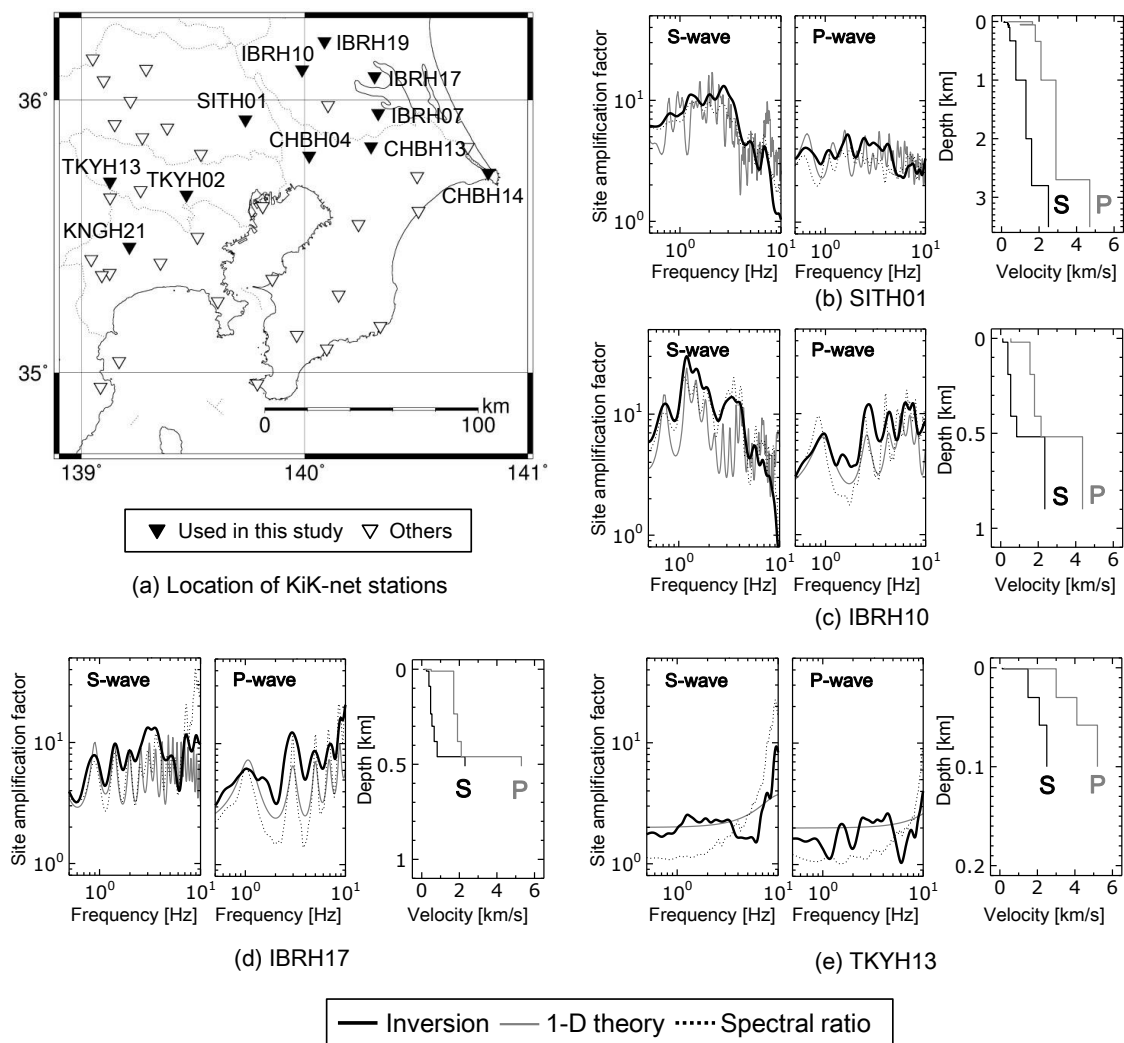
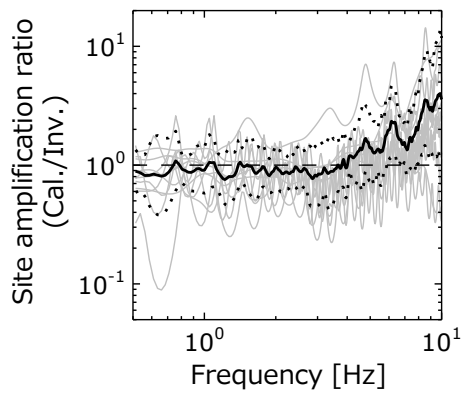
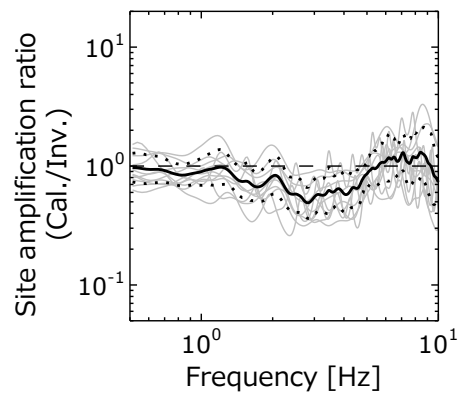


図3.10 インバージョンで得られたサイト増幅特性と1次元重複反射理論から得られたサイト増幅特性、地表と地震基盤の観測スペクトル比の比較



(a) S-wave



(b) P-wave

図 3.11 サイト増幅特性の観測値に対する理論値の比

(3) サイト増幅特性とスペクトル比の経験的な関係

図 3.10 には、S 波サイト増幅特性の観測値と理論値に加えて、図 2.10 と図 2.11 で示した地表と地震基盤の S 波スペクトル比を示している。図 3.10 (b)~(d) に示した堆積層の厚い地域の観測点では、S 波サイト増幅特性と S 波スペクトル比の振動数特性が似ている。これは、堆積層の厚い地域の観測点では、地中地震記録に含まれる下降波の成分が上昇波の成分に比べて少ないためと考えられる。一方、図 3.10 (e) に示した堆積層の薄い地域の観測点では両者は異なる。特に、約 4~5 Hz 以下の低振動数帯域では、S 波サイト増幅特性が地表での地震動の全反射に対応して 2 に収斂するのに対して、S 波スペクトル比が 1 に収斂するという、両者の本質的な違いが顕著に現れている。なお、本章では 20 秒間の S 波のデータを用いて計算したスペクトルから S 波サイト増幅特性を求めているのに対して、第 2 章では 5 秒間の S 波のデータを用いて計算したスペクトルから S 波スペクトル比を計算しており、両者のデータ長に違いがある。それでも、S 波サイト増幅特性と S 波スペクトル比の振動数特性が似ているのは、今回使用した気象庁マグニチュード 4~6 クラスの地震では、表 2.2 で示したように、5 秒以内で震源断層の破壊が完了するためと考えられる。

なお、図 3.10 には、地表と地震基盤の P 波スペクトル比も、P 波サイト増幅特性と比較する形で示している。P 波スペクトル比は、図 2.10 と図 2.11 で示した S 波スペクトル比と同じデータ、計算方法で上下成分を用いて評価した。S 波の場合と同様に、堆積層の厚い地域で両者が似る傾向にあるのに対し、堆積層の薄い地域では両者の本質的な違いが現れている。しかし、堆積層の厚い地域の観測点においても、S 波の場合と比較して、P 波スペクトル比と P 波サイト増幅特性の一致度が劣る。これは、P 波は S 波よりも地震波速度が速く、S 波の場合と比較して地中地震計に含まれる下降波の成分が多いためと推察される。

以上の結果より、地震基盤 P 波を用いた地表 S 波の予測に当たって、堆積層の厚い地域では、S 波スペクトル比に代わって S 波サイト増幅を用いても、予測精度が確保できると考えられる。2.1 節で述べたように、地震基盤 P 波を用いるメリットの 1 つとして、地震動を早く検知できることがある。堆積層が薄い地域の観測点では、ボアホールの深さは数百 m 程度であり、地震基盤 P 波を用いる時間的なメリットはほとんどなく、S 波スペクトル比と S 波サイト増幅特性の違いが大きいことから、S 波スペクトル比を即時予測に用いるのは難しい。一方、防災上重要である東京都心部は堆積層の厚い地域であることから、S 波スペクトル比の代わりに S 波サイト増幅特性を即時予測に用いるこ

とができるため、地震基盤 P 波を用いることで、時間的なメリットを享受しつつ、高い精度で地表 S 波を予測することが期待できる。

3.3.4 議論

(1) P 波サイト増幅特性と S 波サイト増幅特性の比の特徴

図 3.12 に、関東平野における S 波と P 波のサイト増幅特性、および P 波サイト増幅特性に対する S 波サイト増幅特性の比（以下、S/P サイト増幅比）の例を示す。Area I ～ IV は、図 3.9 (a) において楕円で囲まれた地域に対応している。Area I は山地に属している。Area II は、西側の丘陵地と東側の河川低地に挟まれた台地である。Area III は東京都心部であり、東京湾周辺の海岸低地に隣接するローム台地である。Area IV は、東京湾周辺の海岸低地に属し、ほとんどすべての観測点が埋立地にある。

S 波と P 波のサイト増幅特性は、S 波サイト増幅特性の約 5 Hz 以上の高振動数成分を除いて、Area IV、III、II、I の順で大きくなる。地震基盤までの深さ [例えば、防災科学技術研究所 (2011)] についても上記の順番で深くなっていることから、サイト増幅特性の大きさの違いは堆積層の厚さの差異に対応していると考えられる。Area I では、全振動数帯域において S 波サイト増幅特性が一定であるのに対し、Area II、III、IV では、2～5 Hz 以上の振動数帯域において S 波サイト増幅特性が減衰する。一方、P 波サイト増幅特性は、全ての地域で、全振動数帯域において一定である。そのため、S/P サイト増幅比も、Area I では一定であり、Area II、III、IV では 2～5 Hz 以上の振動数帯域において減衰する。

さらに、S 波サイト増幅特性に見られる顕著なピークは、P 波サイト増幅特性が一定であるため、S/P サイト増幅比においても保持される。このような特徴は、図 3.12 に示すように、J-Shis の微地形区分 [防災科学技術研究所 (2011)] において谷地形とされる地域や台地と低地の境界とされる地域においてしばしば見受けられる。一方、図 3.12 (d) に一例だけ見られるように、4～5 Hz に見られる P 波サイト増幅特性の顕著なピークが、S/P サイト増幅比に振動数特性の谷として現れる場合もある。当該の観測点では地質情報が明らかにされていないことから、海岸低地に局所的に P 波サイト増幅特性の顕著なピークが現れた原因は現時点で不明であり、今後の検討課題である。

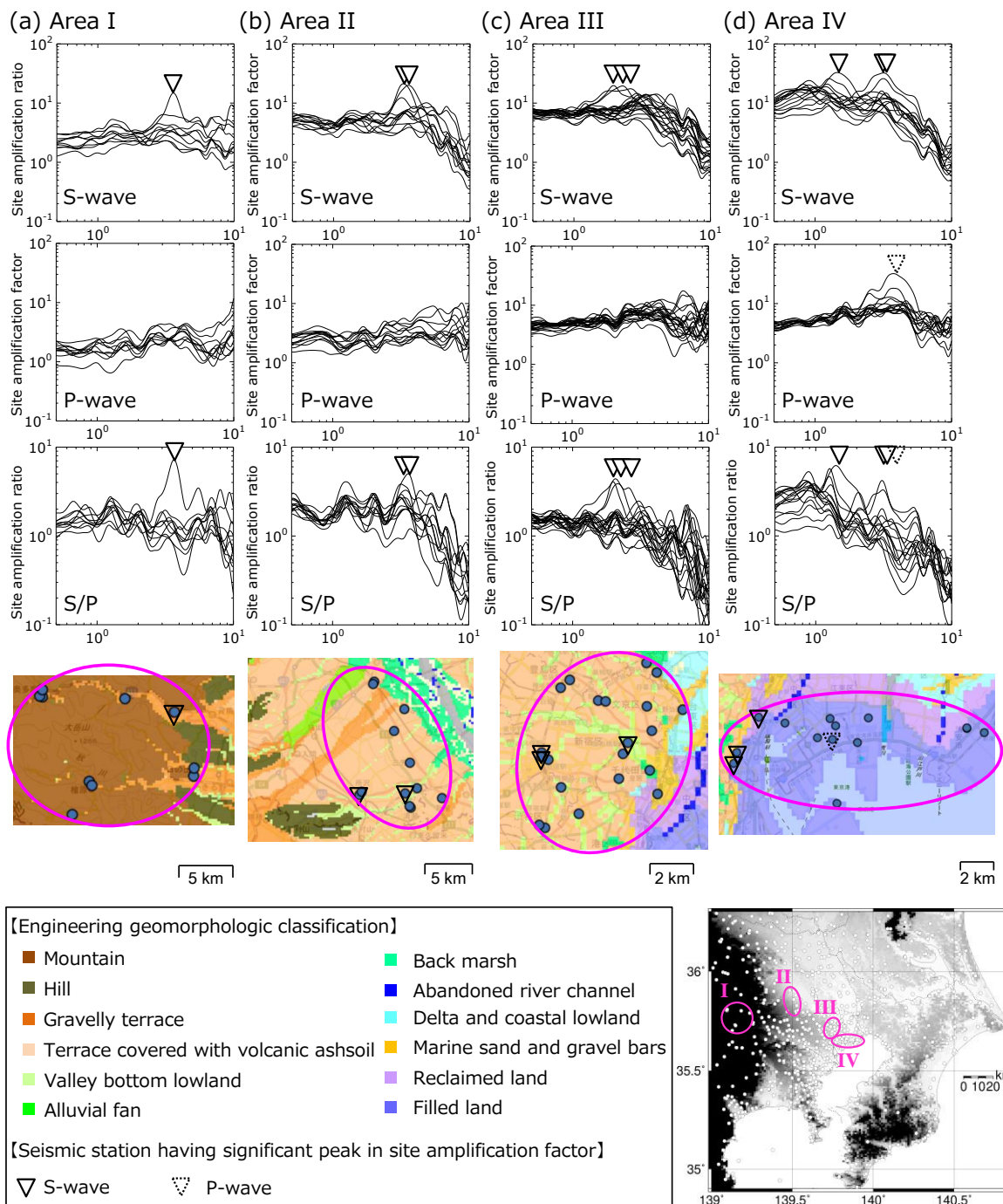


図 3.12 関東平野における S 波と P 波のサイト増幅特性および S/P サイト増幅比の例

(2) S/P サイト増幅比の観測値と理論値の比較

S/P サイト増幅比について、インバージョンから得られたものと1次元重複反射理論から得られたものを図3.13で比較する。対象とした観測点は図3.10(a)に示した観測点である。S/P サイト増幅比の観測値と理論値は、CHBH14(銚子中)を除いて一致する傾向である。CHBH14については、理論計算において堆積層の Q_s 値と Q_p 値が適切でない可能性がある。堆積層の厚いサイトでは、図3.13(a)、(b)に示すように、S/P サイト増幅比の観測値は5 Hz以上の高振動数帯域において、理論値よりも小さい。これは、理論計算において堆積層の Q 値の振動数依存性を与えていないためと推察される。また、S/P サイト増幅比のピークの振動数は、S波サイト増幅特性のものと似ている。例えば、図3.13(a)に示すように、堆積層の厚いサイトであるIBRH10(石下)では、S/P サイト増幅比が1~2 Hz付近に顕著なピークを有しており、図3.10(c)に示したS波サイト増幅特性の特徴と似ている。これは、S波サイト増幅特性に比べてP波サイト増幅特性が小さいためである。そして、図3.12(b)~(d)に示した台地や海岸低地における観測結果とも整合する。一方、図3.13(f)、(g)に示す堆積層の薄いサイトでは、S/P サイト増幅比は、特に低振動数帯域においてほぼ一定である。これは図3.12(a)に示した山地における観測結果とも整合する。

対象観測点のうちS/P サイト増幅比の理論値と観測値が大きく異なるCHBH14を除いた観測点について、S/P サイト増幅比の観測値に対する理論値の比を計算した結果を図3.14に示す。約8 Hz以下の高振動数帯域を除いて、S/P サイト増幅特性比の観測値に対する理論値の比が平均で1程度となる。高振動数帯域における理論値と観測値の差異は、図3.11(a)で先に述べたように、主に高振動数帯域におけるS波サイト増幅特性の理論値と観測値の差異によると考えられる。この比較により、インバージョンから得られたS/P サイト増幅比は全体として適切であることが示された。

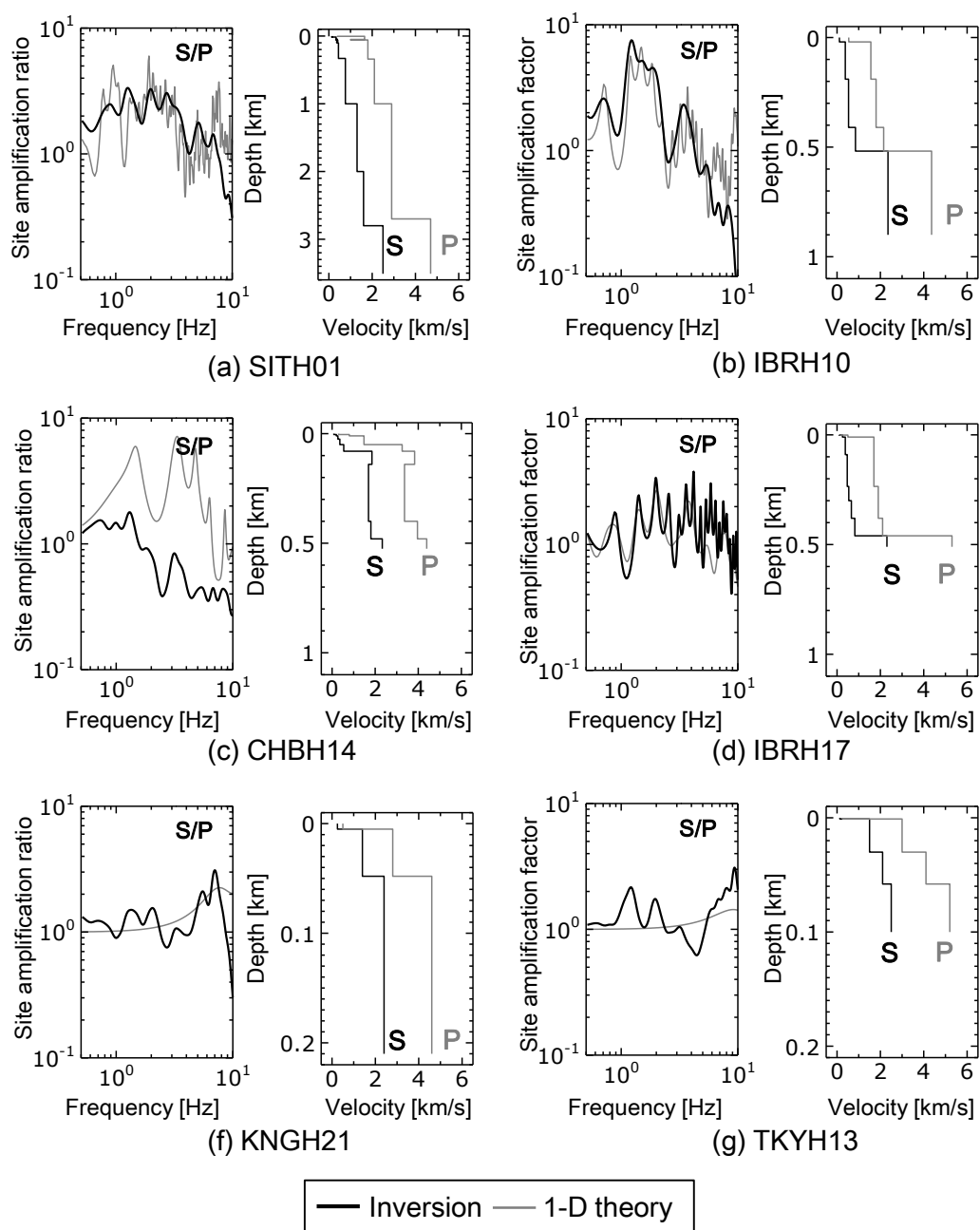


図3.13 インバージョンで得られたS/Pサイト増幅比と1次元重複反射理論から得られたS/Pサイト増幅比の比較

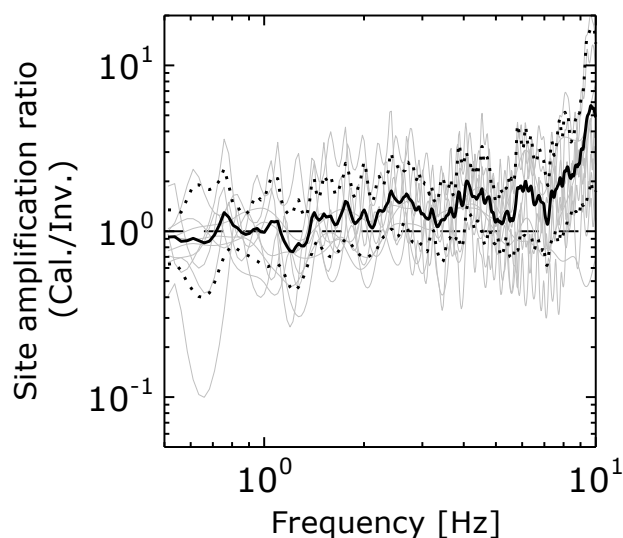


図 3.14 S/P サイト増幅比の観測値に対する理論値の比

(3) 東京中心部における S 波サイト増幅特性の特徴

JR 東日本の地震計が数多く設置されている東京中心部を対象として、S 波サイト増幅特性の特徴を考察する。特に、本研究で新たに JR 東日本の地震計を加えたことにより新たに明らかになった S 波サイト増幅特性を例に考察する。

東京都心部のローム台地上の観測点においては、図 3.12 (c) に示したように、S 波サイト増幅特性は、2 Hz 以下では 6~8 倍程度で一定の増幅率を持ち、約 5 Hz 以上の高振動数帯域で減衰するという共通した振動数特性を持つ。しかし、図 3.12 (c) に逆三角形のシンボルで示した一部の JR 東日本の観測点では、2 Hz 付近に顕著なピークを有している。東側の観測点は飯田橋駅周辺にあり、微地形区分で谷底低地に位置するため、顕著な増幅率のピークを有していると推察される。西側の 2 箇所の観測点は JR 新宿駅のやや北部にある。周辺の観測点との位置関係および S 波サイト増幅特性の比較を図 3.15 に示す。線路近傍に位置する JR 東日本の 2 箇所 (Sjk、Sju) の観測点と、線路から 250 m 程度離れた TKY.1020 観測点の S 波サイト増幅特性は大きく異なっている。両者の違いは、J-Shis の 250 m メッシュの地盤増幅率 [防災科学技術研究所 (2011)] には反映されていない。しかし、地震計近傍にボーリングデータ [東京都建設局 (2015)] による地質調査結果が存在しないことから、両者の違いを引き起こす地質学的な差異は明らかにできなかった。当該地域の周辺では、かつて蟹川と呼ばれる川が流れており [目黒

(2013)]、河川跡地と古くから陸であった地域との間で S 波サイト増幅特性が異なっている可能性がある。

東京湾周辺の海岸低地においては、図 3.12 (d) に示したように、S 波サイト増幅特性に 1.4 Hz 付近にピークが見られたのは JR 浜松町駅より北にある Sin 観測点、3 Hz 付近にピークが見られたのは JR 品川駅より北にある Sig 観測点（移設前後の 2 箇所）であり、ともに JR 東日本の観測点である。ここでは、周辺観測点（TKY.1030 観測点）との地質の違いが明確に反映されていることが確認できた Sin 観測点について述べる。図 3.16 に、Sin 観測点とそこから約 640 m 離れた TKY.1030 観測点の S 波サイト増幅特性の比較結果を示す。両地点の近傍にはボーリングデータ [東京都建設局 (2015)] が存在する。TKY.1030 観測点では N 値 10 以下のシルト層の堆積厚が 5 m 程度であるのに対し、Sin 観測点では 22 m 程度である。Sin 観測点の S 波サイト増幅特性に見られる 1.4 Hz 付近の 30~40 倍に及ぶ顕著なピークの要因の一つとして、この厚く軟弱な堆積層が考えられる。なお、Sin 観測点は江戸時代以前に日比谷入江と呼ばれる入江があった地域に設置されているのに対し、TKY.1030 観測点は古くから陸地であった地域に設置されている [目黒 (2013)]。

以上のように、線路近傍とそこから数百 m 離れた地点の S 波サイト増幅特性は、大きく異なる場合があることが示された。このため、即時予測を鉄道沿線で実施するのに当たっては、線路近傍の S 波サイト増幅特性を評価することが重要であり、本研究において評価した JR 地震計設置地点の S 波サイト増幅特性は有用な情報となる。もし、線路近傍の S 波サイト増幅特性が評価されていない場合、S 波の予測においては周辺の観測点の S 波サイト増幅特性の情報を参照することになり、予測結果が実際の揺れの大きさを反映できない可能性がある。特に、首都圏では、京浜東北線の上野～赤羽間や川崎～横浜間、総武本線の市川～千葉間などのように台地と低地の境界付近を鉄道が走行している例も多く、即時予測において参照する予測地点の S 波サイト増幅特性を正しく評価することが重要となる。また、並行する路線の数が多く、線路敷の断面方向の幅も広い場合、線路敷における S 波サイト増幅特性の空間分布の評価も重要である。そのため、今後は、線路周辺のサイト増幅特性を連続的に効率良く評価することが課題である。

第3章 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価

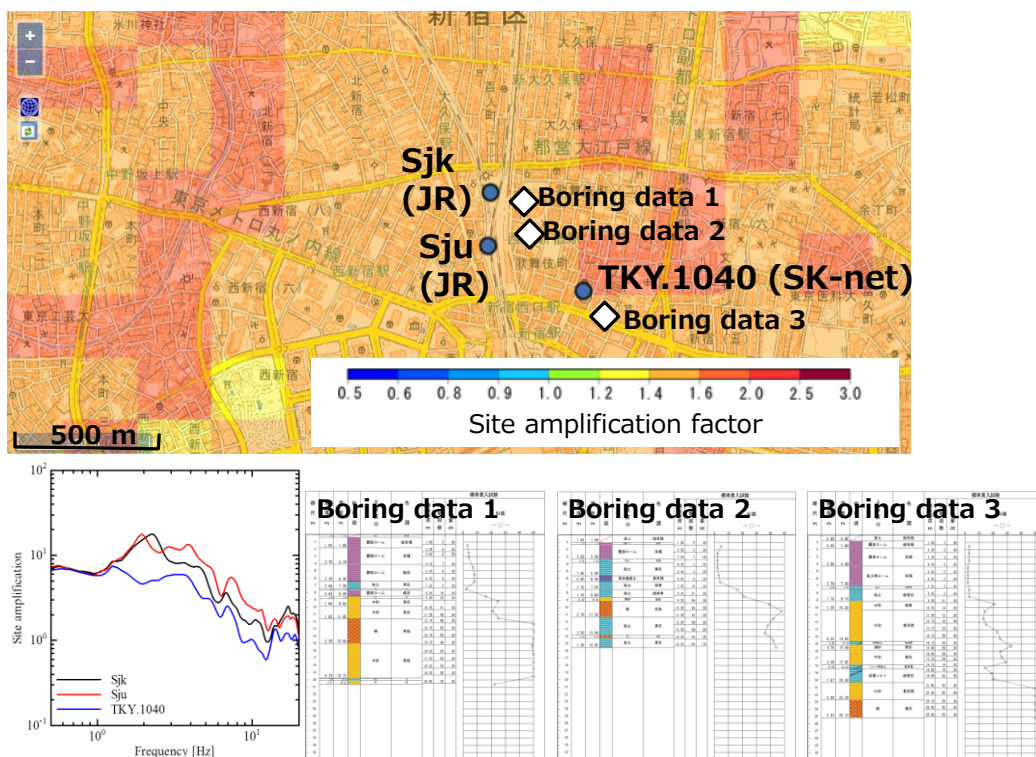


図 3.15 JR 新宿駅周辺の地震計の S 波サイト増幅特性と周辺のボーリング柱状図

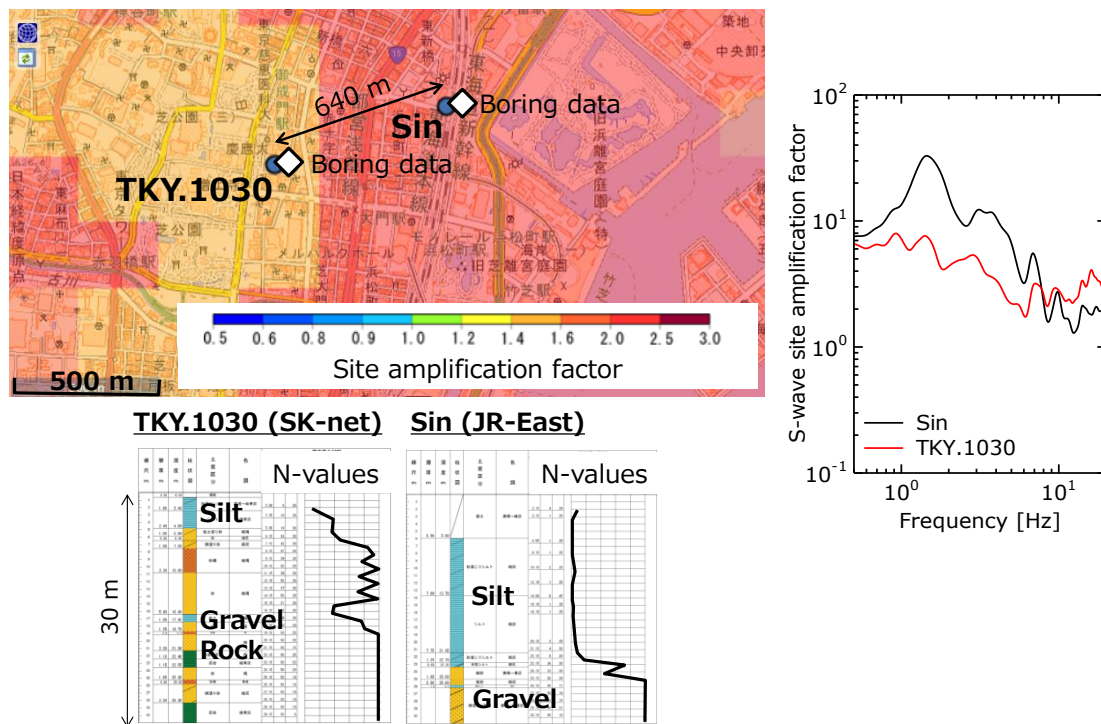


図 3.16 JR 浜松町駅周辺の地震計の S 波サイト増幅特性と周辺のボーリング柱状図

3.4 地震基盤地震動の空間分布特性

3.4.1 検討のねらいと方法

地震基盤 S/P スペクトル比と S 波サイト増幅特性を用いて地表 S 波を広域的に予測する場合、あらかじめ S 波サイト増幅特性を広域的に評価しておくことに加えて、地震基盤地震動の平面的な空間分布特性を評価しておく必要がある。これは、地震基盤地震動には震源特性と伝播経路特性が含まれていることから、地震動の観測地点から予測地点までの距離が長くなるほど両地点におけるこれら特性の違いが明瞭になり、地震動の予測精度が低下すると考えられるためである。そこで、スペクトルインバージョンで得られたサイト増幅特性を用いて地震動を地震基盤に引き戻し、その平面的な空間分布特性を評価する。

S 波と P 波それぞれを対象として、表 3.1 に示した 129 地震で観測された全ての地震動を、スペクトルインバージョンで得られたサイト増幅特性を用いて、地震基盤地震動に引き戻した。そして、ある観測点を基準点としたときの基準点から全観測点までの平面距離（以下、2 地点間距離とする）と、2 地点間の地震基盤でのフーリエ振幅スペクトルの比（以下、スペクトル比とする）の関係を求めた。地震ごとに、記録が得られた全観測点を順次基準点に設定して、それぞれ全観測点との間で 2 地点間距離とスペクトル比を計算した。

はじめに、P 波については到着後 5 秒間、S 波については到着後 20 秒間の加速度波形によりスペクトルを計算した。次に、基準点に対する観測点のスペクトルの比を計算し、0.5~1 Hz、1~2 Hz、2~5 Hz、5~10 Hz の振動数区間における平均値を求めた。最後に、各振動数区間におけるスペクトル比の平均値の対数の絶対値を取り、2 地点間距離で 10 km 刻みの階級ごとに対数二乗平均平方根 (RMS) を求めた。この対数 RMS は、2 地点間のスペクトル比の 0 を平均としたときの対数標準偏差に相当することから、2 地点間の地震基盤地震動のバラツキの指標とした。上記の手順による地震基盤地震動のバラツキの評価を、震源距離とスペクトルインバージョンで得られた伝播経路の Q 値を用いて幾何減衰と内部減衰を補正した場合と補正しない場合について実施した。減衰を

補正した場合は、2 地点間のスペクトルが受ける震源特性の違いのみを反映している。一方、減衰を補正しない場合は、先に述べたように、2 地点間のスペクトルが受ける震源特性と伝播経路特性の両方の違いを反映している。

3.4.2 検討結果と考察

2 地点間の地震基盤でのスペクトル比の平均値の絶対値の頻度分布の例を図 3.17 に示す。2 地点間距離が 0~10 km の場合には、図 3.17 (a) より、スペクトル比は 0 から 1 までの値を取ることが多く、2 地点間の地震動が同程度になる頻度が高いことがわかる。しかし、2 地点間距離が 40~50 km の場合には、図 3.17 (b) より、スペクトル比のバラツキが大きくなっていることがわかる。

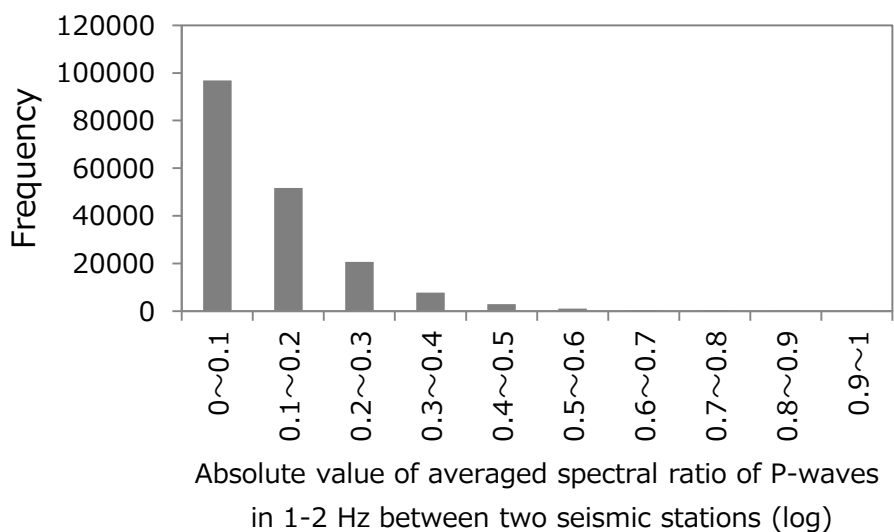
2 地点間距離と地震基盤でのスペクトル比のバラツキ（対数 RMS）の関係を図 3.18 に示す。距離減衰を補正した場合は、S 波と P 波の両方において、2 地点間距離が長くなるほどスペクトル比のバラツキが増大する。減衰を補正した場合のスペクトル比のバラツキの要因は震源特性であり、低振動数帯域で大きいことから、ラディエーションによるものと考えられる。距離減衰を補正しない場合についても、S 波と P 波の両方において、2 地点間距離が長くなるほどスペクトル比のバラツキが増大する。2 地点間距離が 10~20 km 以上になると、距離減衰を補正しない場合と補正した場合のスペクトル比のバラツキに差が現れ始め、高振動数帯域ほどその差は大きくなる。以上の結果から、本研究で提案する即時予測では、P 波の観測地点と S 波の予測地点における震源特性と距離減衰特性の違いにより、P 波の観測地点から S 波の予測地点が離れるほど、予測精度が低下する可能性がある。

KiK-net 観測点の設置間隔は日本全国で概ね 20 km 程度 [例えば、Okada *et al.* (2004)] であるが、図 2.1 に示したように、関東平野周辺においてボアホールが地震基盤に到達している観測点は限られる。そのため、地震基盤 P 波を用いた地表 S 波の即時予測を首都圏全域で実施する場合、神奈川県 of 東南部や埼玉県 of 中央部、茨城県 of 沿岸部のように地震基盤 P 波を観測可能な地点が近くに存在しない地域では、距離減衰により特に高

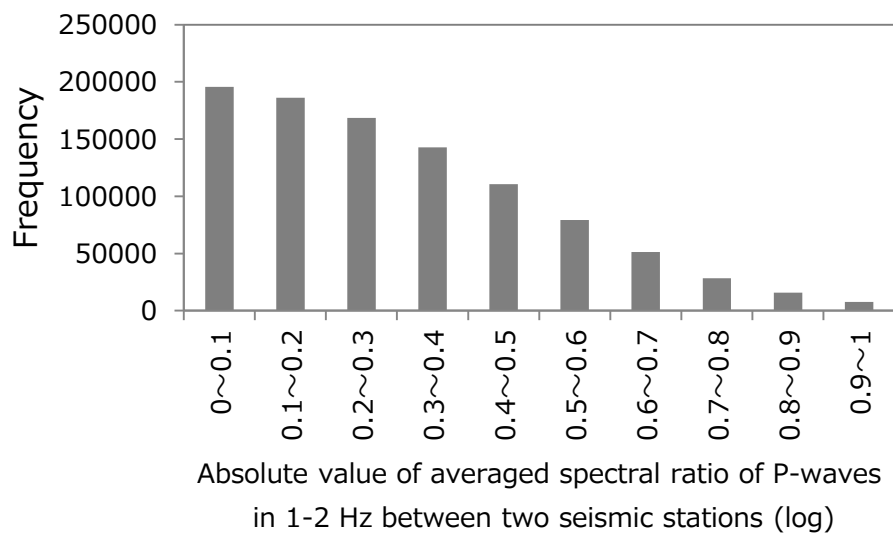
第3章 強震記録に基づく経験的地盤増幅特性の評価

振動数帯域の地震動の予測精度が低下する可能性がある。本研究の主要な対象地域である東京都心部は、ボアホールの深さが 2,000m 以上であり地震基盤に到達している CHBH04 (下総)、SITH01 (岩槻)、TKYH11 (江東)、TKYH02 (府中) の KiK-net 観測点から 20 km の範囲に含まれている。2 地点間距離が 20 km 以内の場合、2 地点間の S 波や P 波のスペクトル比の対数 RMS は 0.3 以内であり、2.4.1 項で評価した地震基盤 S/P スペクトル比の対数標準偏差の 0.4~0.5 に比べて小さい。すなわち、地震基盤 P 波を観測する地点からの距離が 20 km 以内である東京都心部においては、2 地点間のスペクトルにおける震源特性と距離減衰特性の違いは、個々の地震による地震基盤での P 波と S 波の震源・伝播経路特性の比のバラツキに比べて小さく、即時予測の精度低下に与える影響は大きくないと考えられる。したがって、堆積層の厚い東京都心部では、地震基盤 P 波を用いた地表 S 波の即時予測が可能と考えられる。

ただし、本検討で使用した記録は、震源の深さが 20 km 以上かつ、大部分が 40~60 km の地震で得られたものであることから、内陸直下の地震のような震源が浅い地震では、今回の結果が当てはまらない可能性があることに注意する必要がある。



(a) 0~10 km (Attenuation effects included in the data are corrected)



(b) 40~50 km (Attenuation effects included in the data are corrected)

図 3.17 2 地点間の地震基盤におけるスペクトル比のバラツキの例

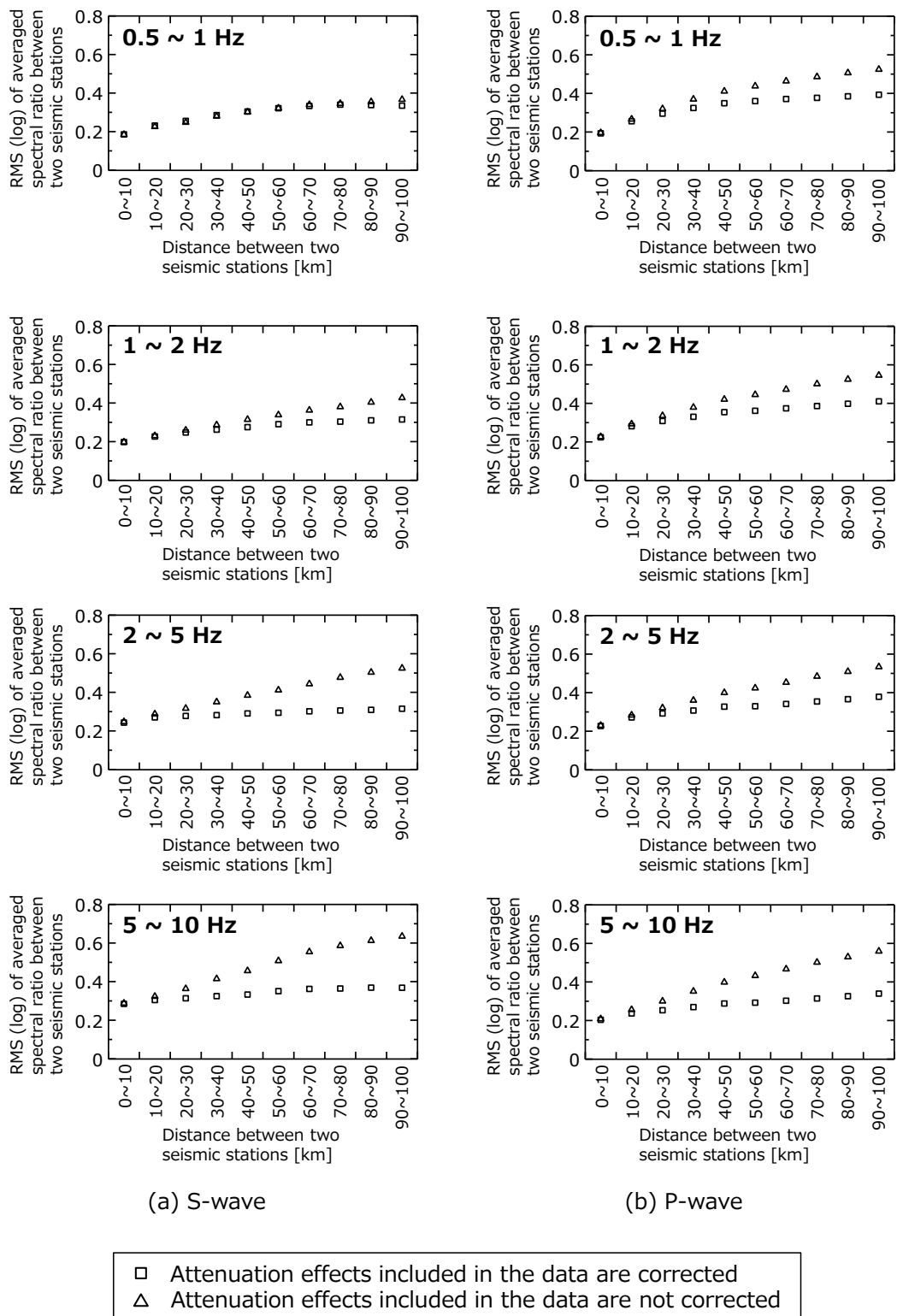


図 3.18 2 地点間における水平距離と地震基盤でのスペクトル比のバラツキ (RMS) の関係

3.5 まとめ

本章では、地震基盤 P 波を用いて地表 S 波を即時予測する際に用いる関東平野のサイト増幅特性を経験的に評価するために、K-NET と KiK-net、SK-net の地震記録に加えて JR 東日本の地震観測網で得られた地震記録を用いて、SITH10 のサイト増幅特性を拘束条件として、0.5~10 Hz の振動数範囲に対して S 波と P 波のスペクトルインバージョンを実施した。さらに、得られたサイト増幅特性により地震動を地震基盤に引き戻し、地震基盤地震動の空間分布特性を評価した。本章の成果を以下にまとめる。

- (1) スペクトルインバージョンにより得られた震源・伝播経路・サイト増幅特性は、S 波と P 波の両方について、既往研究の結果や理論値と整合していた。S 波サイト増幅特性は、堆積層が厚い地域の観測点において、S 波スペクトル比と類似する傾向が確認できた。したがって、東京都心部のような堆積層の厚い地域では、即時予測において S 波スペクトル比の代わりに S 波サイト増幅特性を用いることができる。
- (2) 関東平野におけるサイト増幅特性は、堆積層の厚さや表層地質の硬軟などの地盤状況を反映して、河川低地や海岸低地、台地、山地の順に大きい傾向である。P 波サイト増幅特性は、S 波サイト増幅特性に比べて小さく、振動数依存性や空間的な変動が緩やかである。この特徴を反映して、S/P サイト増幅比において S 波サイト増幅特性の顕著なピークや高振動数帯域における減衰傾向が保持されることがわかった。
- (3) 東京都心部において、鉄道沿線と鉄道沿線からの距離が数百 m 程度の地点について、表層地盤の違いにより S 波サイト増幅特性が顕著に異なる例を示した。したがって、鉄道沿線の地震動を精度良く評価するためには、鉄道沿線における S 波サイト増幅特性の密な評価が重要であることを示した。

- (4) 地震基盤地震動の空間分布特性として、2地点間距離が長くなるほどスペクトル比のバラツキが増大する傾向を示した。東京都心部は地震基盤P波を観測するKiK-net観測点から20 km以内にあり、2地点間距離が20 km以内の時の2地点間のスペクトル比の対数RMSは0.3であり、第2章で評価した地震基盤S/Pスペクトル比の対数標準偏差0.4~0.5より小さい。したがって、東京都心部では、2地点間の震源特性と距離減衰特性の違いが即時予測の精度低下に与える影響は大きくないと考えられる。

以上より、堆積層が厚く、20 km以内に地震基盤P波を検知可能なKiK-net観測点が存在する東京都心部では、S波サイト増幅特性とS波スペクトル比が類似する傾向を示すとともに、2地点間の震源特性や距離減衰特性の変化が即時予測に及ぼす影響が小さいことを示した。これにより、地震基盤P波スペクトルに、地震基盤S/Pスペクトル比とS波サイト増幅特性を乗じて、地表S波スペクトルを広域的に即時予測する手法が構築された。

第4章 首都圏の鉄道輸送に影響を与えた地震による即時予測手法の検証

4.1 検証方法

JR 東日本は、自身の営業路線に沿って5~40 km 間隔で地震計を設置しており、これらの観測記録に基づいて、過去に列車運転規制や早期地震警報を発令しており、首都圏におけるデータの蓄積が進んでいる。本章では、関東平野にある JR 東日本の地震計の強震記録を用いて、過去に早期地震警報が発令されて首都圏の鉄道輸送に影響を与えた地震を対象として、本研究で提案する地震基盤 P 波を用いた地表 S 波の即時予測手法の検証を実施する。地震基盤 P 波を用いた地表 S 波の即時予測には、第2章で評価した地震基盤 S/P スペクトル比と第3章で評価した経験的 S 波サイト増幅特性を用いる。

地震基盤 P 波スペクトルは、第2章でのスペクトル解析のデータ長の設定を踏まえて、P 波到着後5秒間の鉛直成分の加速度波形から計算した。予測結果と比較する地表 S 波の観測スペクトルは、第3章でのスペクトルインバージョンにおけるスペクトル解析のデータ長の設定を踏まえて、S 波到着後20秒間の加速度波形から計算した。地表 S 波は水平2成分のスペクトルのベクトル和とした。なお、地震基盤 P 波の到着時刻は目視により、地表 S 波の到着時刻は3.2.1項で述べた方法により自動的に読み取った。

検証を行ったのは、表4.1に示す3地震である。表4.1には、3地震において早期地震警報を発令した関東平野内および周辺の JR 東日本の新幹線地震計の数を示している。S 波警報の発令基準は、新幹線沿線の地震計で JR 警報用加速度 40 cm/s^2 、沿線から離れた内陸部や海岸部に設置された地震計で JR 警報用加速度 120 cm/s^2 を超過することである。なお、P 波初動から震央位置とマグニチュードを推定した結果に基づく P 波警報は、表4.1に示した3地震では発令されなかった。

2015年埼玉県北部の地震は、関東平野直下で発生した中規模地震である。2014年伊豆大島近海の深発地震は、同じく関東平野周辺の直下で発生した中規模地震であるが、

第4章 首都圏の鉄道輸送に影響を与えた地震による即時予測手法の検証

震源の深さが 161 km と深いことが特徴である。ここまでの地震は、表 2.2 より、断層破壊時間がスペクトル解析のデータ長の 5 秒より短く、本研究で提案した即時予測手法が有効に機能するものと期待される。ただし、2014 年伊豆大島近海の深発地震では、深部地殻の **High-Q'** が予測結果に影響する可能性があると考えられる。2011 年の三陸沖の地震は東北地方太平洋沖地震であり、関東平野から遠く離れた三陸沖を震源とするモーメントマグニチュード 9.0 の大規模地震である。断層破壊の継続時間が長く震源過程も複雑であるため、提案手法の課題や適用範囲をより明確にすることを目的として検証を行う。各地震の詳細については、次節以降にて詳述する。

表 4.1 検証地震

Occurrence time	Focal area	Magnitude	Focal depth [km]	Number of stations which issued EEW in JR-East				EEW by JMA
				S-wave warning			P-wave warning	
				Rail-side 40gal	Inland 120gal	Coastal 120gal		
2015/5/25 14:28	Northern Saitama Pref.	M _j 5.6	56	8	1	0	0	○
2014/5/5 5:32	Near Izu-oshima Island	M _j 6.0	161	3	0	0	0	×
2011/3/11 14:46	Off Sanriku	M _w 9.0	23	13	-	1	0	×

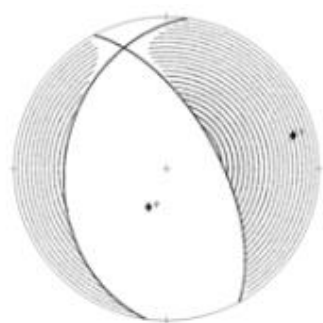
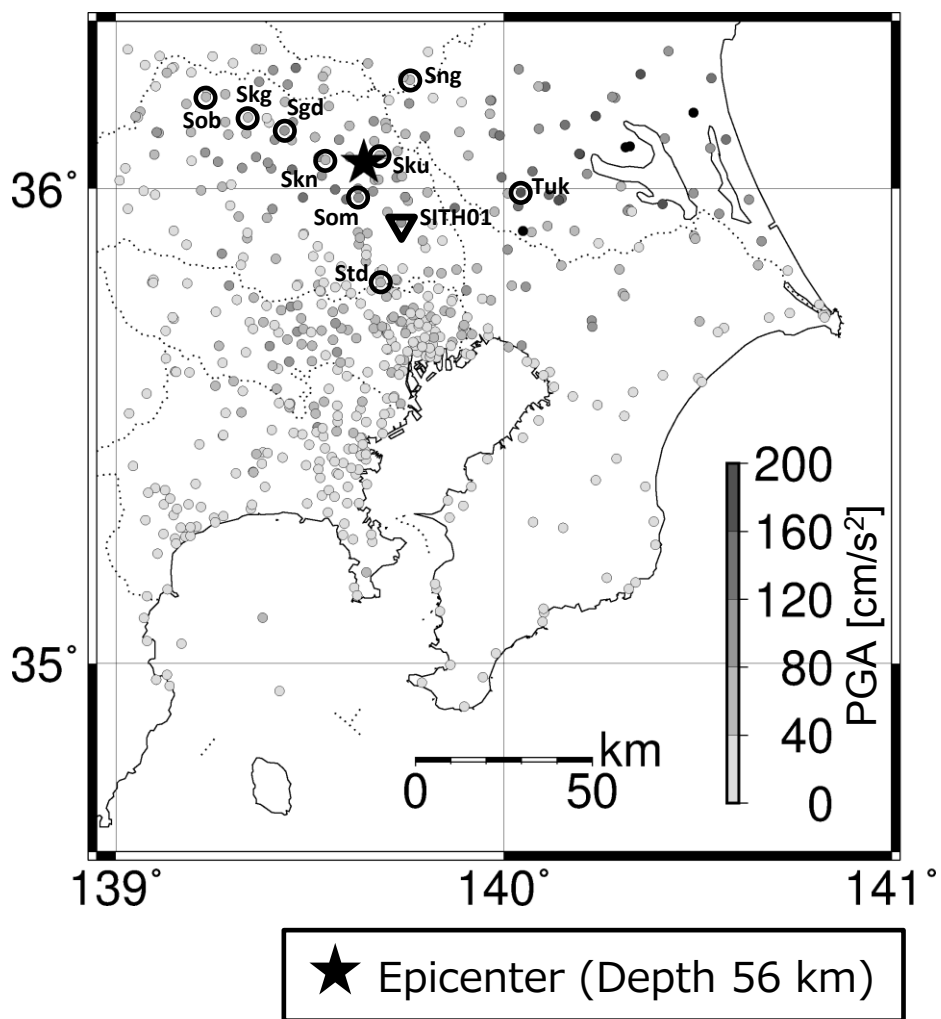
4.2 検証結果

4.2.1 2015年 埼玉県北部の地震 (M_j 5.6)

(1) 地震の概要

2015年5月25日14時28分に、埼玉県北部を震源とする気象庁マグニチュード5.6、震源深さ56kmの地震が発生した。図4.1に、この地震における水平2成分合成最大加速度の分布と、F-netによる震源のメカニズム解を示す。この地震の発震機構は東北東-西南西方向に張力軸を持つ型で、震源はフィリピン海プレート内部であった〔気象庁(2015)〕。

最大加速度は、震央周辺で 100 cm/s^2 程度であるが、震央から50~100km程度離れた茨城県の南部で 200 cm/s^2 以上であった。JR東日本の新幹線地震計では、震央周辺に位置する8つの沿線地震計でJR警報用加速度が規定値 40 cm/s^2 超過によるS波警報を発令して地震計周辺の列車を緊急停止したほか、線路から離れた内陸部に位置する1つの地震計Tuk(つくばみらい)でJR警報用加速度規定値 120 cm/s^2 超過によるS波警報を発令して東京から栃木県南部の広範囲にわたって列車を緊急停止した。また、7つの沿線地震計で、P波初動の情報に基づいて震央位置の推定が行われたが、その後推定したマグニチュードが警報発令基準に達せず、P波警報は発令されなかった。なお、この地震による鉄道施設の被害はなかった。



Focal mechanism
by F-net (NIED)

図 4.1 2015 年 5 月 25 日 埼玉県北部の地震 (M_j 5.6) における水平 2 成分合成最大加速度の分布と F-net による震源のメカニズム解

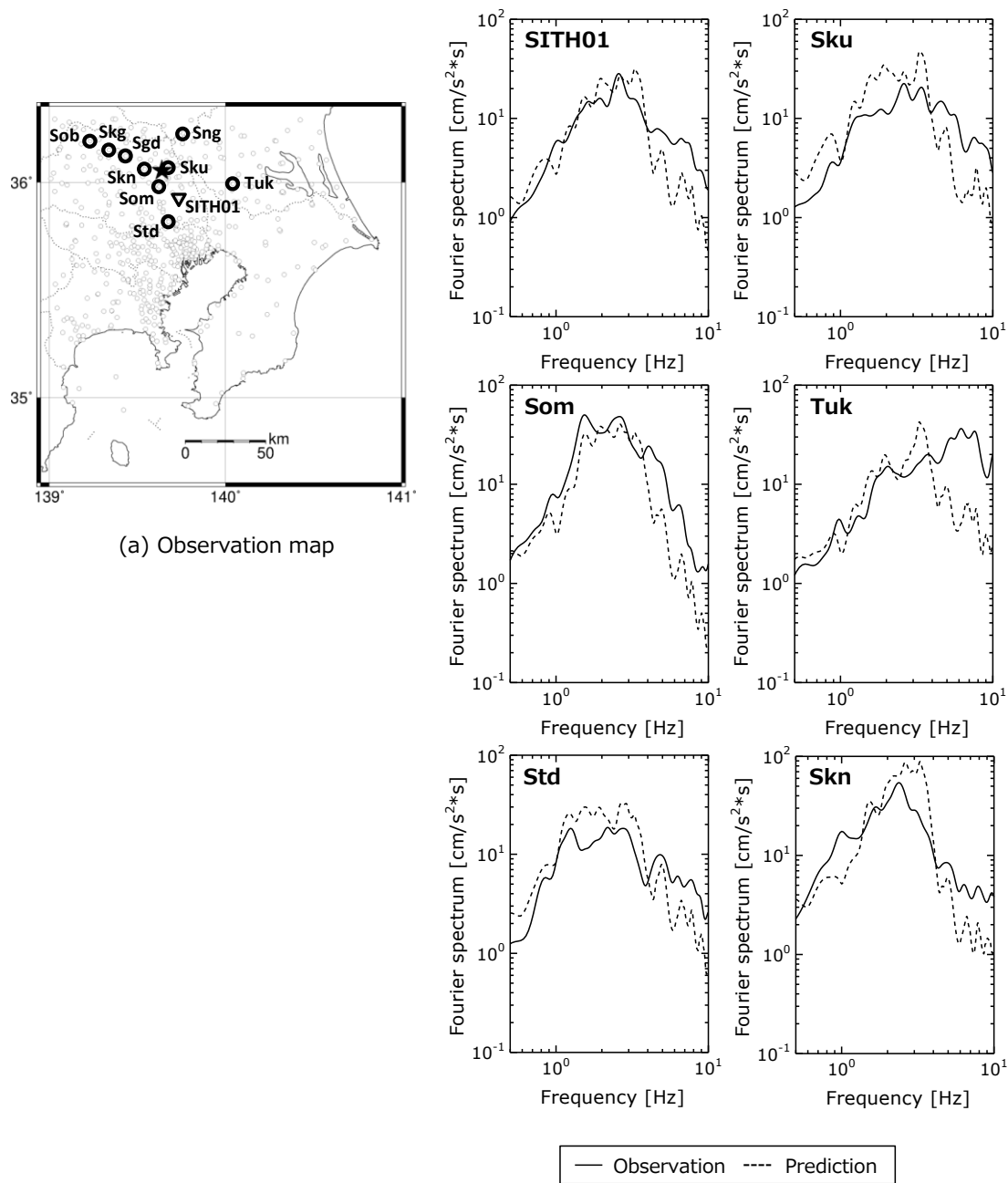
(2) 即時予測結果

震央から最も近い SITH01 (岩槻) で観測した地震基盤 P 波のスペクトルを用いて、関東平野全域の地表 S 波のスペクトルを予測した。規定値を超過して S 波警報を発令した観測点において、地表 S 波スペクトルの観測値と予測値を比較した例を図 4.2 に示す。いずれの地点でも、4 Hz より低い振動数帯域では、地表 S 波スペクトルの予測値の振動数特性が観測値の振動数特性の特徴を再現している。これは、各予測地点の経験的な S 波サイト増幅特性を用いて地表 S 波スペクトルの予測を行ったためと考えられる。4 Hz 以上の振動数帯域では、地震基盤 P 波の観測点である SITH01 を含めた全ての観測点で過小推定となっている。

0.5~1 Hz、1~2 Hz、2~5 Hz、5~10 Hz の各振動数区間における地表 S 波のスペクトルの平均の観測値に対する予測値の誤差分布を図 4.3 に示す。0.5~1 Hz の低振動数帯域では、図 4.3 (a) に示すように、関東平野の多くの観測点において、観測値に対する予測値の誤差の対数が±0.2 以内 (実数では 1.6 倍) におさまっている。1~2 Hz の振動数帯域では、図 4.3 (b) に示すように、観測値に対する予測値の誤差の傾向は 0.5~1 Hz の場合とほぼ同じ特徴を有しているが、SITH01 から離れた地域での過大推定の傾向が顕著になっている。これは、高振動数成分ほど距離減衰が大きいためである。2~5 Hz の振動数帯域においても、図 4.3 (c) に示すように、2 Hz より低い振動数帯域とほぼ同様の誤差分布となっている。SITH01 から離れた地域での過大推定の傾向はさらに顕著になっている。5~10 Hz の高振動数帯域では、図 4.3 (d) に示すように、全域にわたって過小推定となり、特に茨城県南部において顕著である。SITH01 から離れた千葉県の東部や南部、静岡県東部では誤差が小さくなっているが、これは観測値が距離減衰により小さくなっているためであり、関東平野全域にわたって過小推定となっている傾向は変わらない。

5 Hz 以上で過小推定となる要因の一つとして、SITH01 で評価した地震基盤 S/P スペクトルに含まれる平均的な S 波と P 波の伝播経路特性の比が、当該地震の S 波と P 波の伝播経路特性の比より小さいためと推察されるが、詳細は今後検討が必要である。なお、全ての振動数帯域において、図 3.9 (a) で見られたような S 波サイト増幅特性の地域性は、観測値に対する予測値の誤差には現れていない。これは、先に述べたように、

各予測地点の経験的なS波サイト増幅特性を用いて地表S波スペクトルの予測したためと考えられ、予測においてS波サイト増幅特性を考慮することの重要性を表している。



(b) Comparison between observation and prediction

図 4.2 2015 年 5 月 25 日 埼玉県北部の地震 (M_j 5.6) におけるフーリエ振幅スペクトルの観測値と予測値の比較例

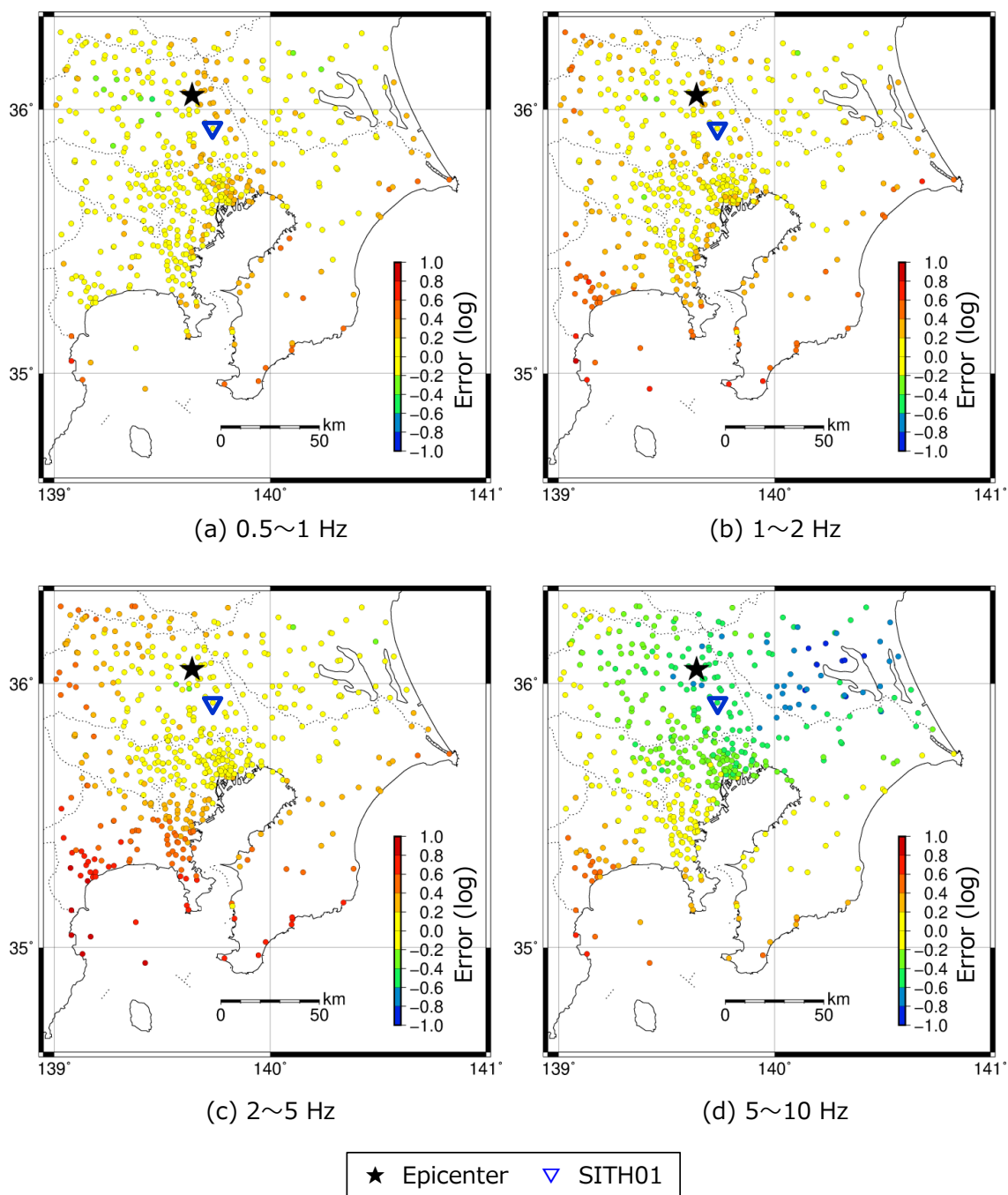


図 4.3 2015 年 5 月 25 日 埼玉県北部の地震 (M_j 5.6) におけるフーリエ振幅スペクトルの平均の観測値に対する予測値の誤差

(3) 即時予測のタイミングに関する検証

当地震における提案手法によるスペクトル予測と JR 東日本の早期地震警報、気象庁の緊急地震速報の発令タイミングの比較を図 4.4 に示す。提案手法では、地震発生から約 9 秒後に SITH01 において地震基盤 P 波を検知し、検知後 5 秒間のデータを用いて、地震発生から約 14 秒後に地表 S 波スペクトルが予測される。

JR 東日本の地震計では、P 波初動 1 秒間の情報に基づき、地震発生から約 11~15 秒後に地表 P 波を検知して、震央位置の推定が行われたが、その後推定したマグニチュードが警報発令基準に達せず、P 波警報は発令されなかった。その後、地震発生から約 17~20 秒後に、震央周辺に位置する 8 つの沿線地震計で JR 警報用加速度が規定値 40 cm/s^2 超過による S 波警報を発令して地震計周辺の列車を緊急停止したほか、線路から離れた内陸部に位置する地震計 Tuk (つくばみらい) で JR 警報用加速度規定値 120 cm/s^2 超過による S 波警報を発令して東京から栃木県南部の広範囲にわたって列車を緊急停止した。

気象庁の緊急地震速報の状況に目を向けると [気象庁 (2015)]、地震発生から約 14 秒後に震度 3 程度以上とする予報、その 2 秒後に埼玉県で震度 4 以上とする予報が発表された。震度 5 弱程度以上を推定して一般向けの警報が発表されたのは地震発生から約 22 秒後であった。

以上より、当地震における提案手法による地表 S 波スペクトルの予測は、JR 東日本の地震計の S 波警報より 3 秒以上、緊急地震速報の一般向けの警報よりも 8 秒早いと考えられる。JR 東日本の地震計による S 波警報は、実際に観測された地震動強さの大きさに基づいた経験的な方法であり、地震動予測の考えは取り入られていない。気象庁の緊急地震速報は、計測震度という地震動指標の予測である。提案手法は、スペクトルの予測を行う点で他手法よりも得られる情報量が多く、予測のタイミングも早いことから、今後、鉄道構造物に被害が生ずる地震動の下限値をスペクトルで評価できれば、早期地震警報として有効に機能するものと考えられる。一方、JR 東日本の地震計による P 波警報は、当地震では発令されなかったが、提案手法による地表 S 波スペクトルの予測のタイミングより前に、P 波到着後 1 秒間のデータを用いて震央位置の推定が行われている。仮に推定震央距離と地震動の振幅から推定されるマグニチュードが警報発令基準を超えていれば、地表 S 波スペクトルの予測より前に P 波警報を発令できていた可能性もある。したがって、提案手法の実装に当たっては、既往の手法と併用することが警報の即時性を担保するうえで重要と考えられる。

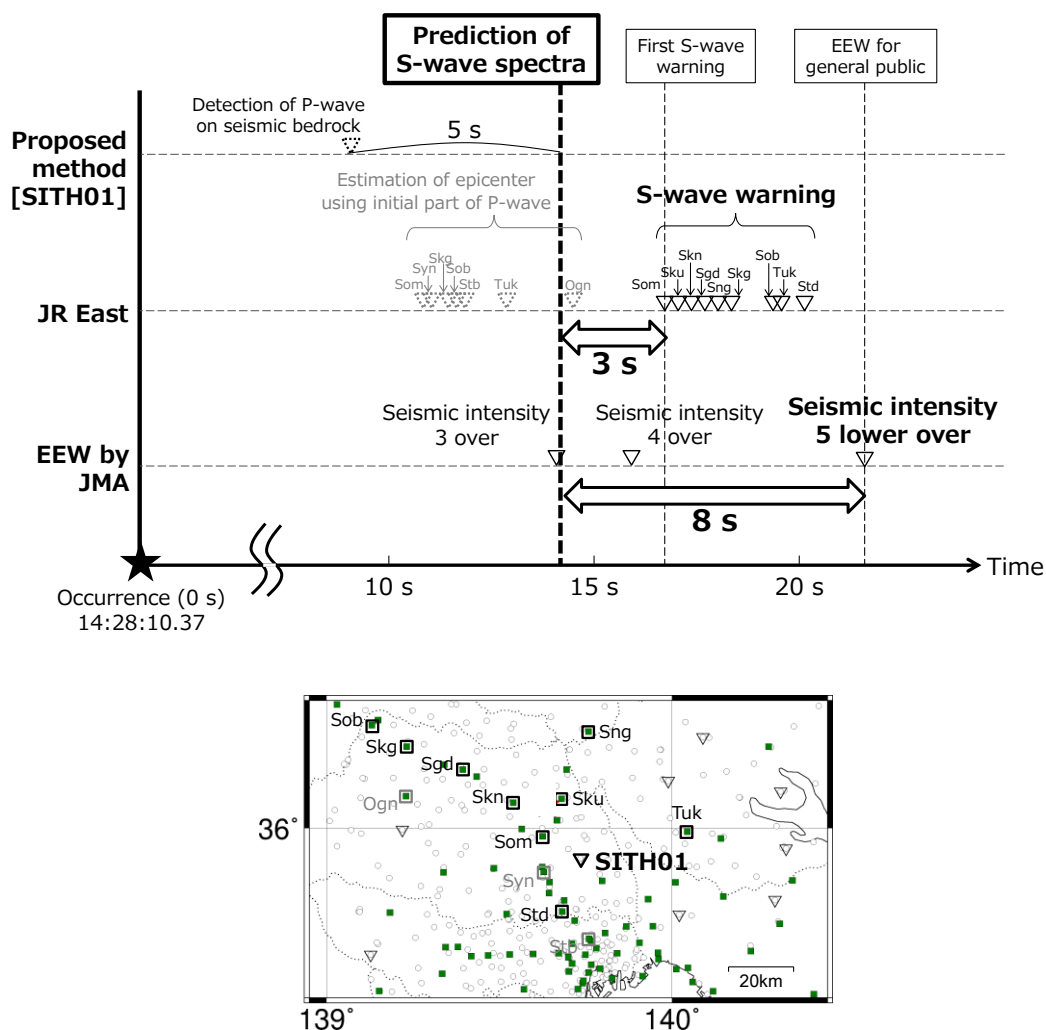


図 4.4 2015 年 5 月 25 日 埼玉県北部の地震 (M_j 5.6) における提案手法によるスペクトル予測と JR 東日本の早期地震警報、気象庁の緊急地震速報の発令タイミングの比較

4.2.2 2014 年 伊豆大島近海の深発地震 (M_j 6.0)

(1) 地震の概要

2014 年 5 月 5 日 5 時 18 分に、伊豆大島近海を震源とする気象庁マグニチュード 6.0、震源深さ 161 km の地震が発生した。図 4.5 に、この地震における水平 2 成分合成最大加速度の分布と、F-net による震源のメカニズム解を示す。この地震の発震機構は太平洋プレートの沈み込む方向に張力軸を持つ型で、震源は太平洋プレート内部であった

第4章 首都圏の鉄道輸送に影響を与えた地震による即時予測手法の検証

[気象庁 (2014)]。最大加速度は、東京湾の周辺部で 100 cm/s^2 を超える地点が散見されるなど大きい傾向を示す。

JR 東日本の地震計では、東京都心部にある **Stb** (新田端) および、埼玉県北部の **Skn** (新鴻巣)、**Sgd** (新行田) において JR 警報用加速度 40 cm/s^2 を超過して、S 波警報により地震計周辺の列車に対する緊急停止が発令された。なお、上記の S 波警報を発令した 3 観測点のうち、適切な地震波形として記録が残されているのは **Stb** のみであった。

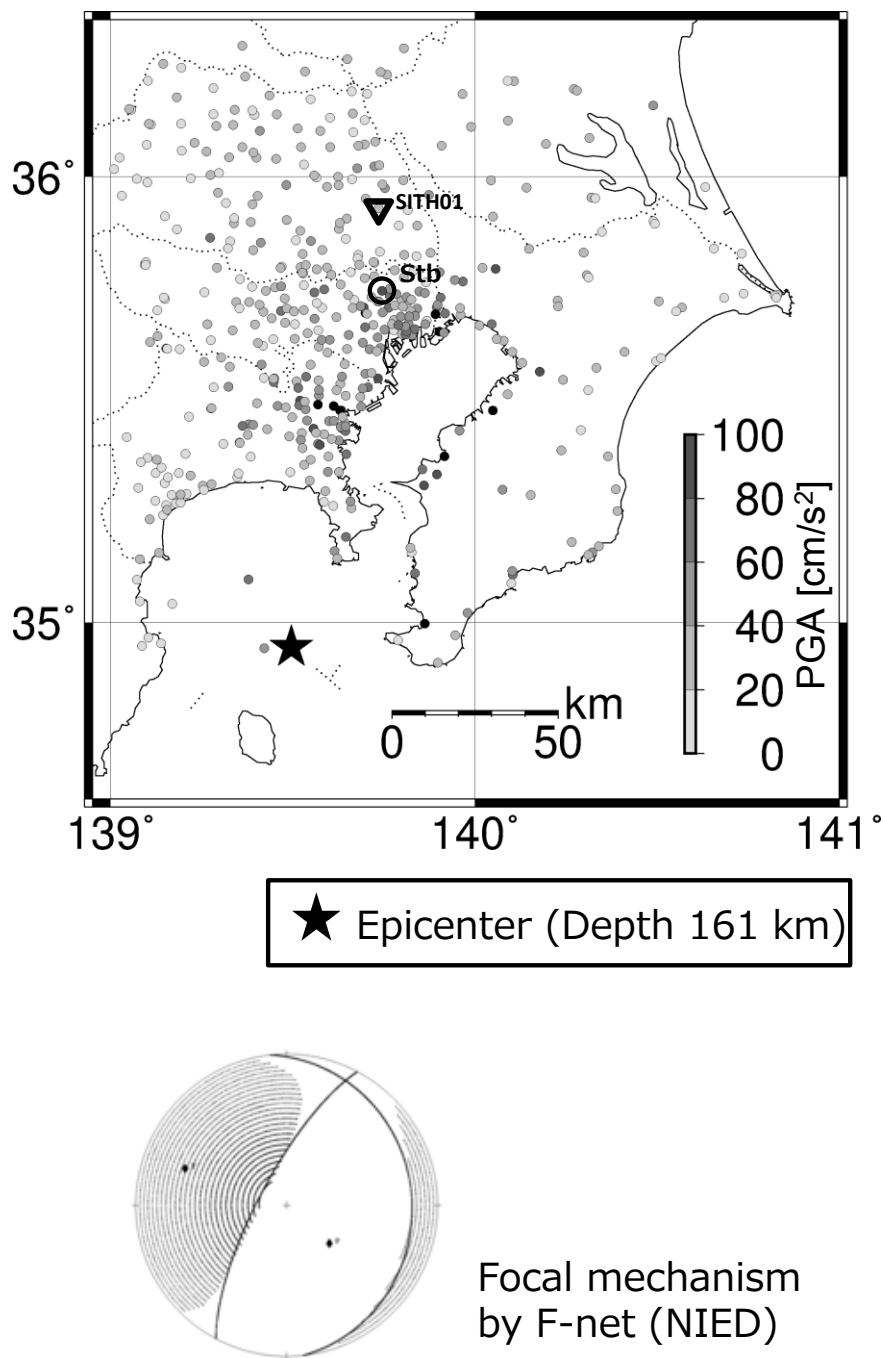


図 4.5 2014 年 5 月 5 日 伊豆大島近海の地震 (M_j 6.0) における水平 2 成分合成最大加速度の分布と F-net による震源のメカニズム解

(2) 即時予測結果

震央は相模湾の海域にあり、ボアホールが地震基盤に到達している KiK-net 観測点で最も震央から近いのは KNGH21 (清川) であるが、ボアホールの長さが 210 m と短いため、S 波サイト増幅特性が S 波スペクトル比と近似しない。また、震央から 100 km 程度の位置にある TKYH02 (府中) と TKYH11 (江東) は、ボアホールがそれぞれ 2,753 m と 3,000 m と長いですが、当地震では記録が得られていない。そこで、SITH01 (岩槻) で観測した地震基盤 P 波のスペクトルを用いて、関東平野全域の地表 S 波スペクトルを予測した。規定値を超過して S 波警報を発令した Stb (新田端) を含む 6 観測点において、地表 S 波スペクトルの観測値と予測値を比較した例を図 4.6 に示す。地震基盤 P 波スペクトルの観測点である SITH01 では、観測値にみられる 1.3 Hz 付近のピークが予測値で再現できていない。このような 1~2 Hz 付近のピークは他の観測点の観測値でも見られる。CHB008 (浦安) では対象地域内で最も大きい加速度 136 cm/s^2 が観測されたが、予測値が 2 Hz 未満と 3 Hz 以上の振動数帯域で過小推定となっている。

0.5~1 Hz、1~2 Hz、2~5 Hz、5~10 Hz の各振動数区間における地表 S 波のスペクトルの平均の観測値に対する予測値の誤差分布を図 4.7 に示す。0.5~1 Hz の振動数帯域では、図 4.7 (a) に示すように、全域にわたって予測値が過小推定となっている。1~2 Hz の振動数帯域でも、図 4.7 (b) に示すように、全域にわたって予測値が過小推定となっている。これらの要因は、深部地殻の伝播経路の High-Q' が関係していると考えられる。2~5 Hz の振動数帯域では、図 4.7 (c) に示すように、東京都心部では観測値に対する予測値の誤差が ± 0.4 の範囲に収まっており、良好な推定結果を示している。5~10 Hz の振動数帯域では、図 4.7 (d) に示すように、東京都心部や千葉県南部において過小推定となる傾向が強い。

当地震において見られる予測結果の地域性は、図 3.9 (a) で見られたような経験的な S 波サイト増幅特性の地域性とは傾向が異なる。また、当地震は深発地震であり、ラディエーションの寄与が小さいと考えられるため、深部地殻の High-Q' が予測値に影響を及ぼしていると考えられ、今後検討が必要である。

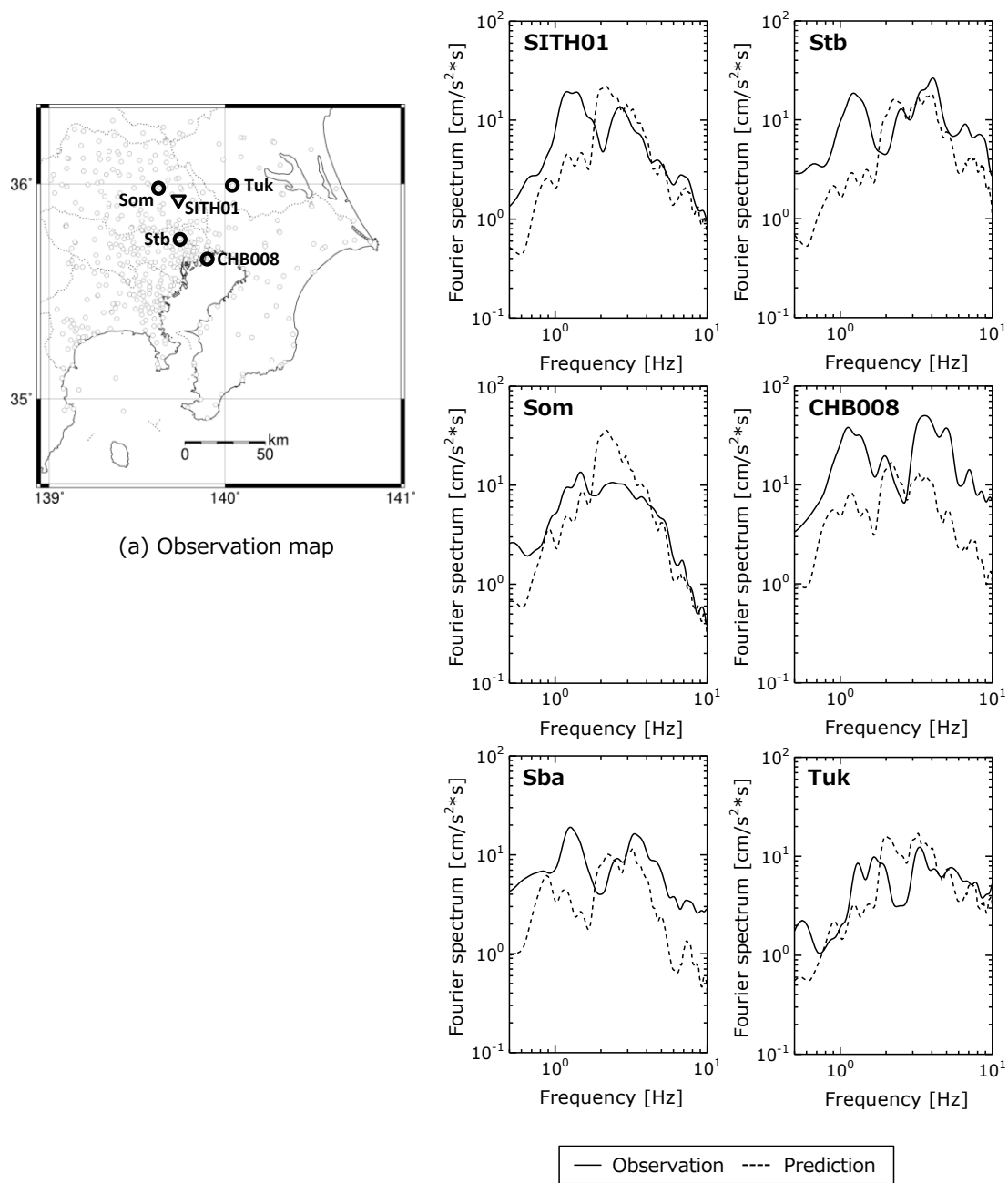


図 4.6 2014 年 5 月 5 日 伊豆大島近海の地震 (M_j 6.0) におけるフーリエ振幅スペクトルの観測値と予測値の比較例

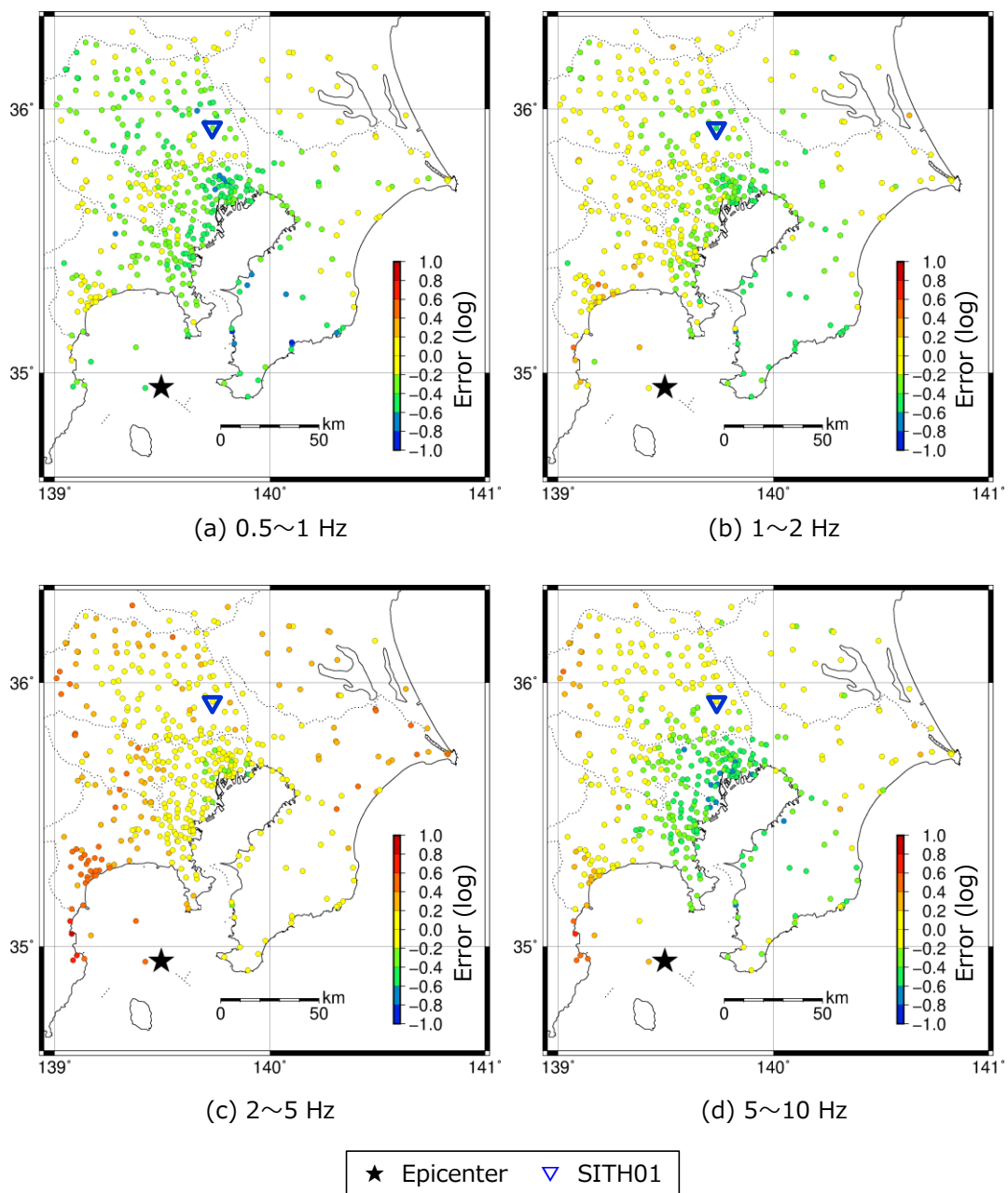


図 4.7 2014 年 5 月 5 日 伊豆大島近海の深発地震 (M_j 6.0) におけるフーリエ振幅スペクトルの平均の観測値に対する予測値の誤差

(3) 即時予測のタイミングに関する検証

当地震における提案手法によるスペクトル予測と JR 東日本の早期地震警報、気象庁の緊急地震速報の発令タイミングの比較を図 4.8 に示す。提案手法では、地震発生から約 25 秒後に SITH01 において地震基盤 P 波を検知し、検知後 5 秒間のデータを用いて、地震発生から約 30 秒後に地表 S 波スペクトルが予測された。

JR 東日本の地震計では、P 波初動の情報に基づく震央位置の推定は行われず、P 波警報は発令されなかった。地震発生から約 46~50 秒後に、3 つの沿線地震計で JR 警報用加速度が規定値 40 cm/s^2 超過による S 波警報を発令して地震計周辺の列車を緊急停止した。

気象庁の緊急地震速報では、地震検知から 3.2 秒後に予報が発表されたが、最大予測震度が 5 弱以上に達しなかったことから警報は発表されなかった [気象庁 (2014)]。

以上より、当地震における提案手法による地表 S 波スペクトルの予測は、JR 東日本の地震計による S 波警報より 16 秒早かったと考えられる。

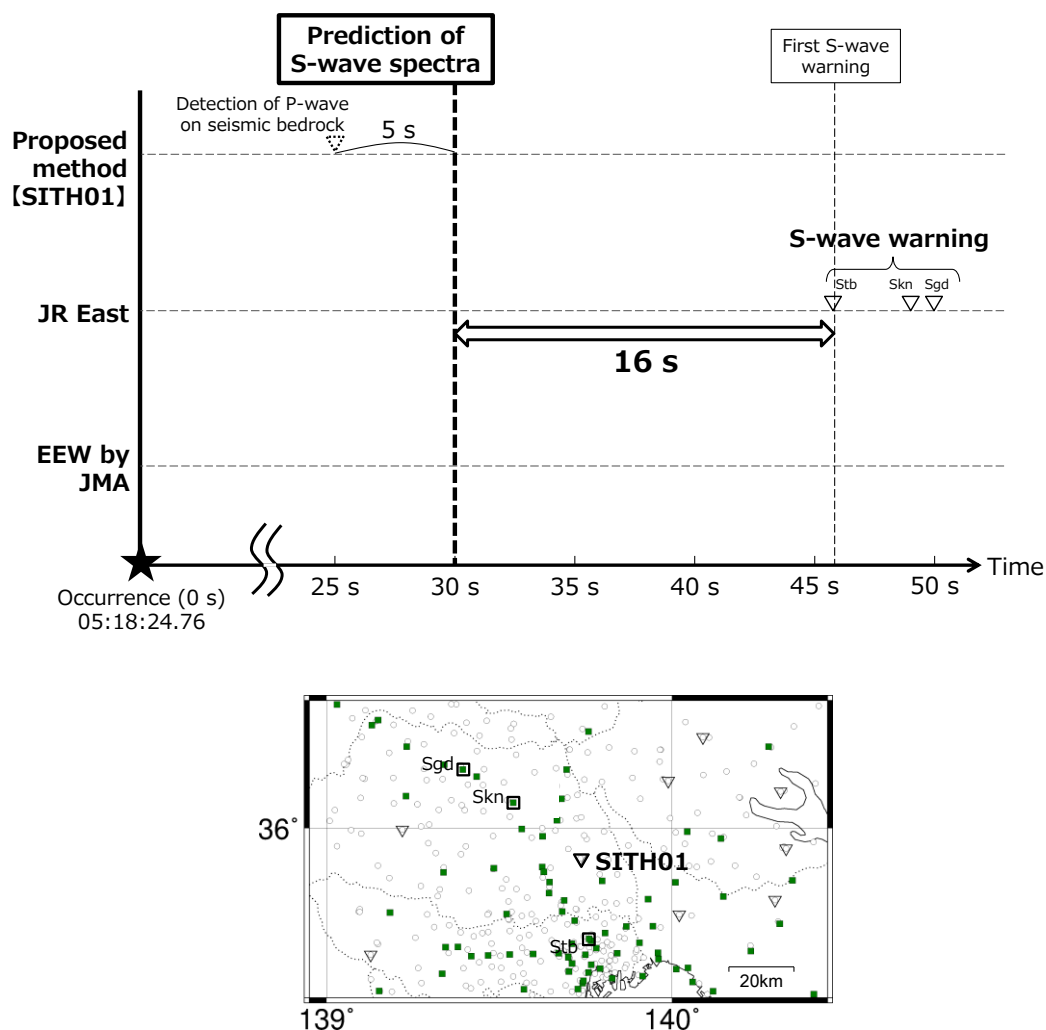


図 4.8 2014 年 5 月 5 日 伊豆大島近海の深発地震 (M_j 6.0) における提案手法によるスペクトル予測と JR 東日本の早期地震警報、気象庁の緊急地震速報の発令タイミングの比較

4.2.3 2011 年 東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0)

(1) 地震の概要

2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分に、東北地方太平洋沖の広範囲を震源とするモーメントマグニチュード 9.0、震源深さ 23 km の地震が発生した。図 4.9 に、この地震における関東平野の水平 2 成分合成最大加速度の分布を示す。相対的に震源に近い茨城県南部では加速度が 500 cm/s^2 を超える観測点が多い。千葉県北部や埼玉県東部、東京都心部で

第4章 首都圏の鉄道輸送に影響を与えた地震による即時予測手法の検証

は、加速度が $200\sim 300\text{ cm/s}^2$ を超える観測点が多い。千葉県南部や神奈川県東部では 200 cm/s^2 未満の観測点が多い。

当地震において、関東平野に当時設置された JR 東日本の新幹線沿線の地震計 13 地点の全てにおいて S 波警報の規定値である JR 警報用加速度 40 cm/s^2 を超過して、地震計周辺を走行列車に対して緊急停止を発令した。また、これら新幹線沿線の S 波警報の後に、海岸地震計の Chs (銚子) において S 波警報の規定値である JR 警報用加速度 120 cm/s^2 を超過した。なお、上記の S 波警報を発令した観測点のうち、解析可能な地震波形として記録が残されているのは、図 4.9 に示した 7 観測点である。なお、図 4.9 の領域において、新幹線の構造物では顕著な被害は発生しなかったが、在来線ではいくつか被害が報告されている。例えば、Kor (木下) 地震計の受持ち範囲である成田線内、および Usk (牛久) 地震計の受持ち範囲である常磐線内では盛土の大規模沈下が発生している。

東北地方太平洋沖地震の震源過程は極めて複雑であり、広範な震源域内に複数の強震動生成域 (SMGA) が存在したとされている [例えば、Kurahashi and Irikura (2011)、佐藤 (2012)、Asano and Iwata (2012)、川辺・釜江 (2013)]。川辺・釜江 (2013) は、関東地方で観測された顕著な実体波は、茨城県北部の沖合の SMGA により生成されたと指摘している。図 4.10 に、当地震において SITH01 (岩槻) の地中地震計で観測された波形を示す。記録開始から 110~120 秒後にある主要動が、茨城県北部の沖合の SMGA により生成されたものに対応している。以下の検証では、SITH01 に茨城県北部の沖合の SMGA により生成された地震動が到着する前である記録開始から 50 秒後の 5 秒間の鉛直成分 (以下、ケース 1 とする) と、当該の SMGA により生成された地震動が到着した後である記録開始から 96 秒後の 5 秒間の鉛直成分 (以下、ケース 2 とする) を用いて、それぞれ地表 S 波スペクトルを予測した。

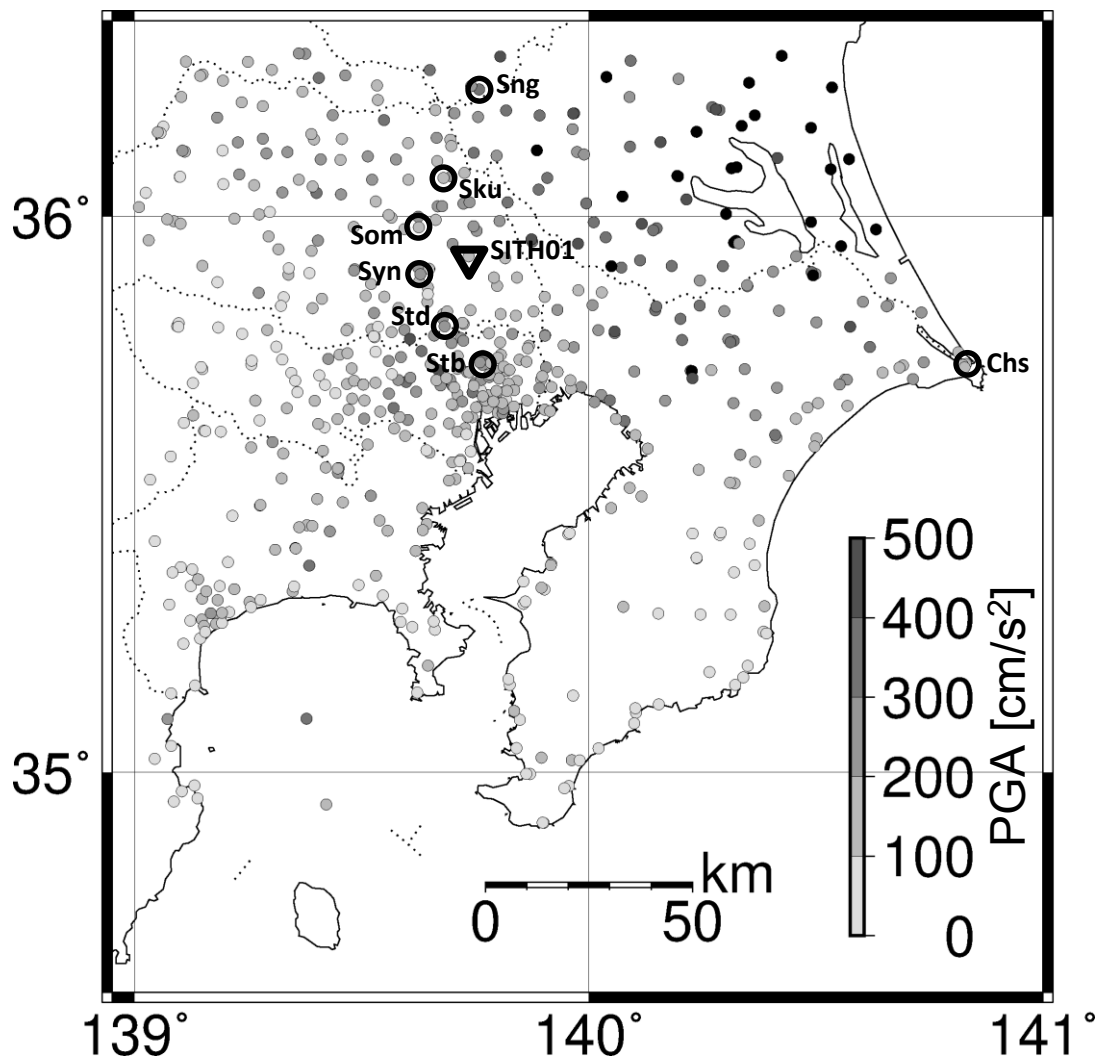


図 4.9 2011 年 3 月 11 日 東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) における水平 2 成分合成最大加速度の分布

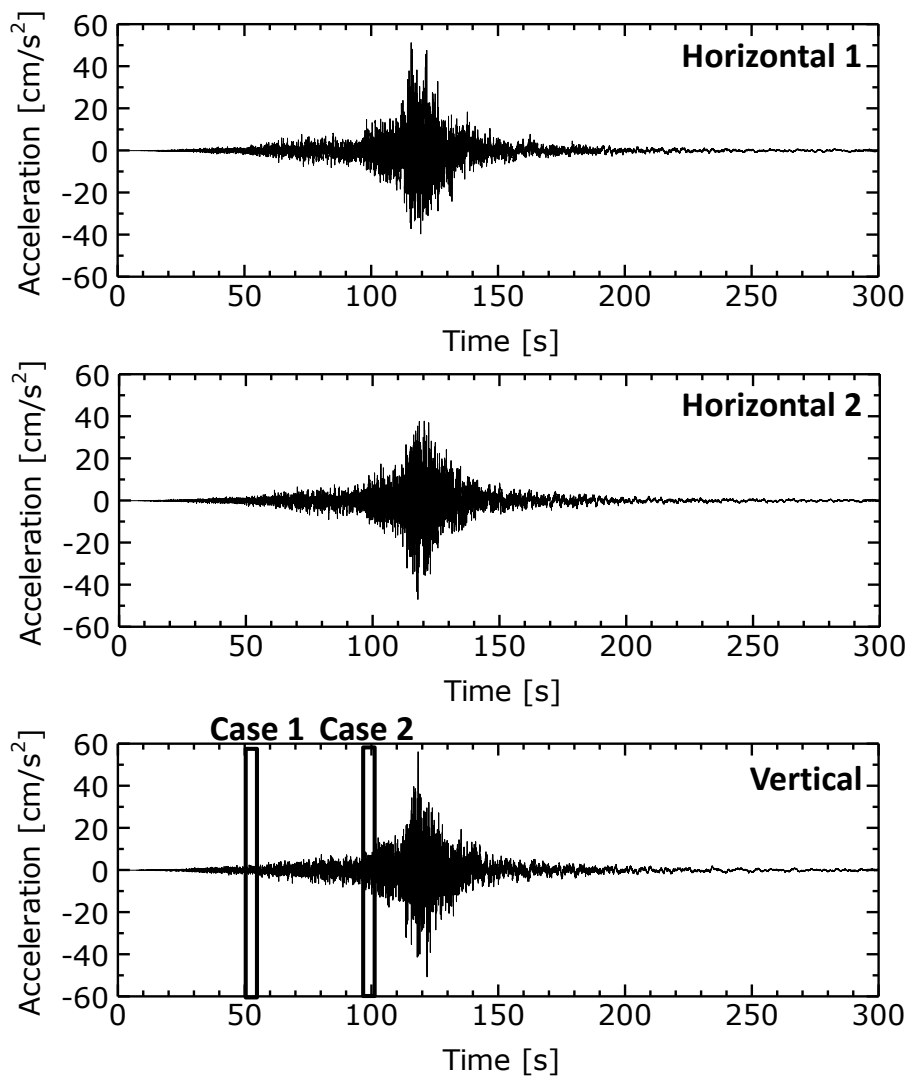


図 4.10 2011 年 3 月 11 日 東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) において SITH01 (岩槻) の地中地震計で観測された加速度波形

(2) 即時予測結果

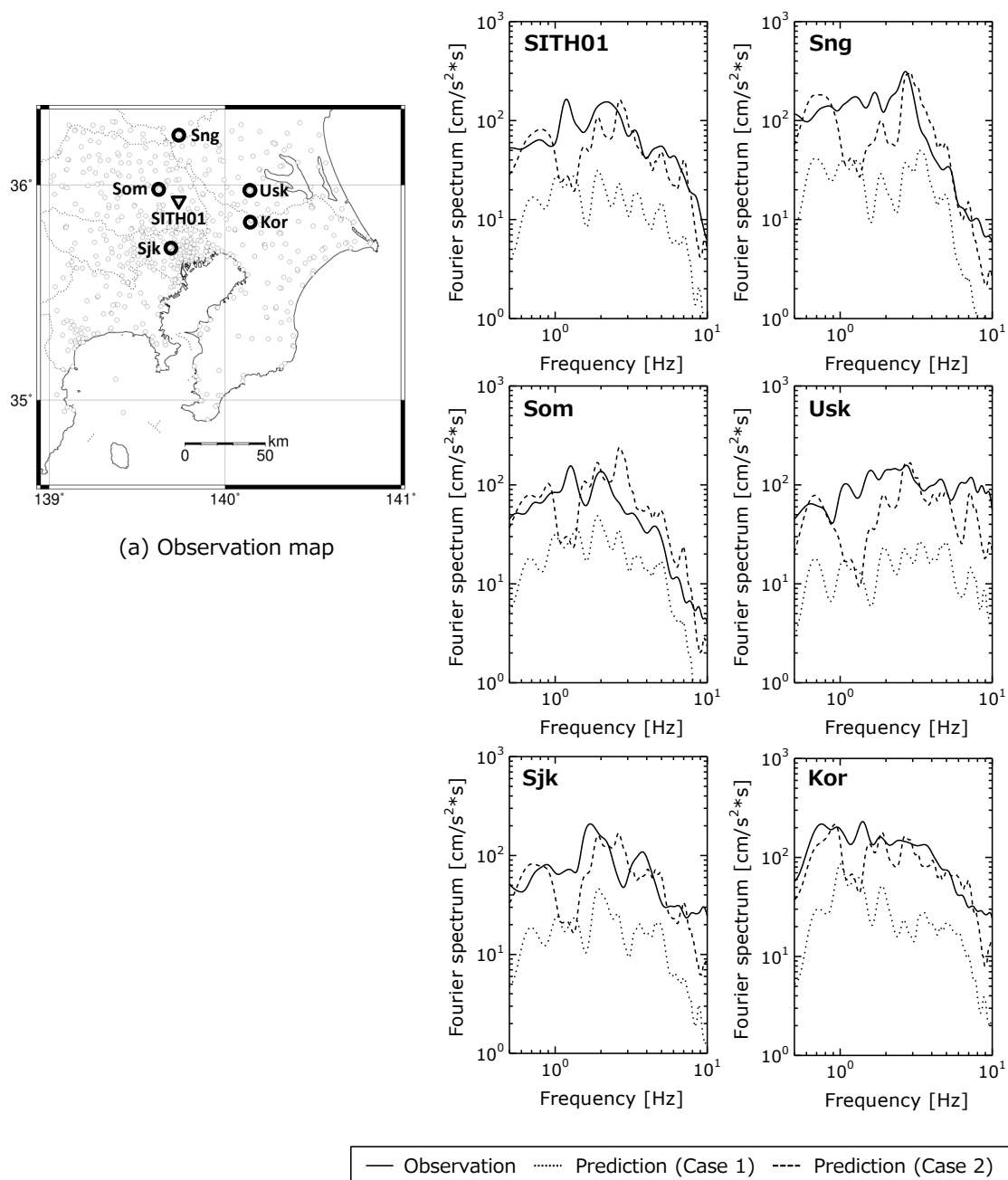
地表 S 波スペクトルの観測値と予測値を比較した例を図 4.11 に示す。全ての観測点で、ケース 1 では顕著な過小推定となっているが、ケース 2 では 1~2 Hz 付近で過小推定となることを除いて、観測値と推定値が一致する傾向を示す。このことは、ケース 2 で用いた SITH01 の記録開始から 96 秒後の 5 秒間のデータには茨城県北部の沖合の SMGA から生成された P 波の情報が含まれているため、S 波が予測できていることを示している。川辺・釜江 (2013) の震源モデルでは、当該の SMGA の面積は $30 \times 30 \text{ km}^2$ となっており、マグニチュード 7 クラスに相当する断層破壊があったと推察される。したがって、海溝型の巨大地震においては、断層破壊の初期の地震動を検知したタイミングでの地震動予測は困難であるが、その後予測を逐次更新することができれば、顕著な揺れを引き起こす SMGA から生成された P 波を検知したタイミングでの地震動予測を可能とすることが期待できる。

当該地震における、0.5~1 Hz、1~2 Hz、2~5 Hz、5~10 Hz の各振動数区間におけるフーリエスペクトルの平均の観測値に対するケース 2 の予測値の誤差を、図 4.12 に示す。0.5~1 Hz の周波数帯域では、図 4.12 (a) に示すように、埼玉県や東京都の西部で過大推定、茨城県南部や千葉県北部で過小推定となる傾向はあるものの、誤差は ± 0.4 の範囲に収まっている。

1~2 Hz の振動数帯域では、図 4.12 (b) に示すように、東京都心部以北での予測値が過小推定となっている。特に、茨城県南部や千葉県北部で過小推定の傾向が強い。これは、図 4.11 で示したフーリエスペクトルで 1~2 Hz 付近の振動数成分が過小推定になっていることと対応する。この過小推定の原因は不明であり、SMGA からの地震動の放射特性や伝播経路特性の地域性、さらに、地盤の非線形性の発現による S 波サイト増幅特性の変化などの面から今後検討していく必要がある。

2~5 Hz の振動数帯域では、図 4.12 (c) に示すように、茨城県南部や千葉県北部で過小推定となる傾向はあるものの、東京都心部以北における誤差は ± 0.4 の範囲に収まっている。神奈川県全域や千葉県南部では過大推定となっているが、これは距離減衰のためと考えられる。

5~10 Hz の振動数帯域では、図 4.12 (d) に示すように、茨城県南部や千葉県北部における過大推定の傾向が、2~5 Hz の振動数帯域と比較して強くなっている。この原因として、伝播経路の Q 値の地域性や距離減衰が考えられる。



(b) Comparison between observation and prediction

図 4.11 2011 年 3 月 11 日 東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) におけるフーリエ振幅スペクトルの観測値と予測値の比較例

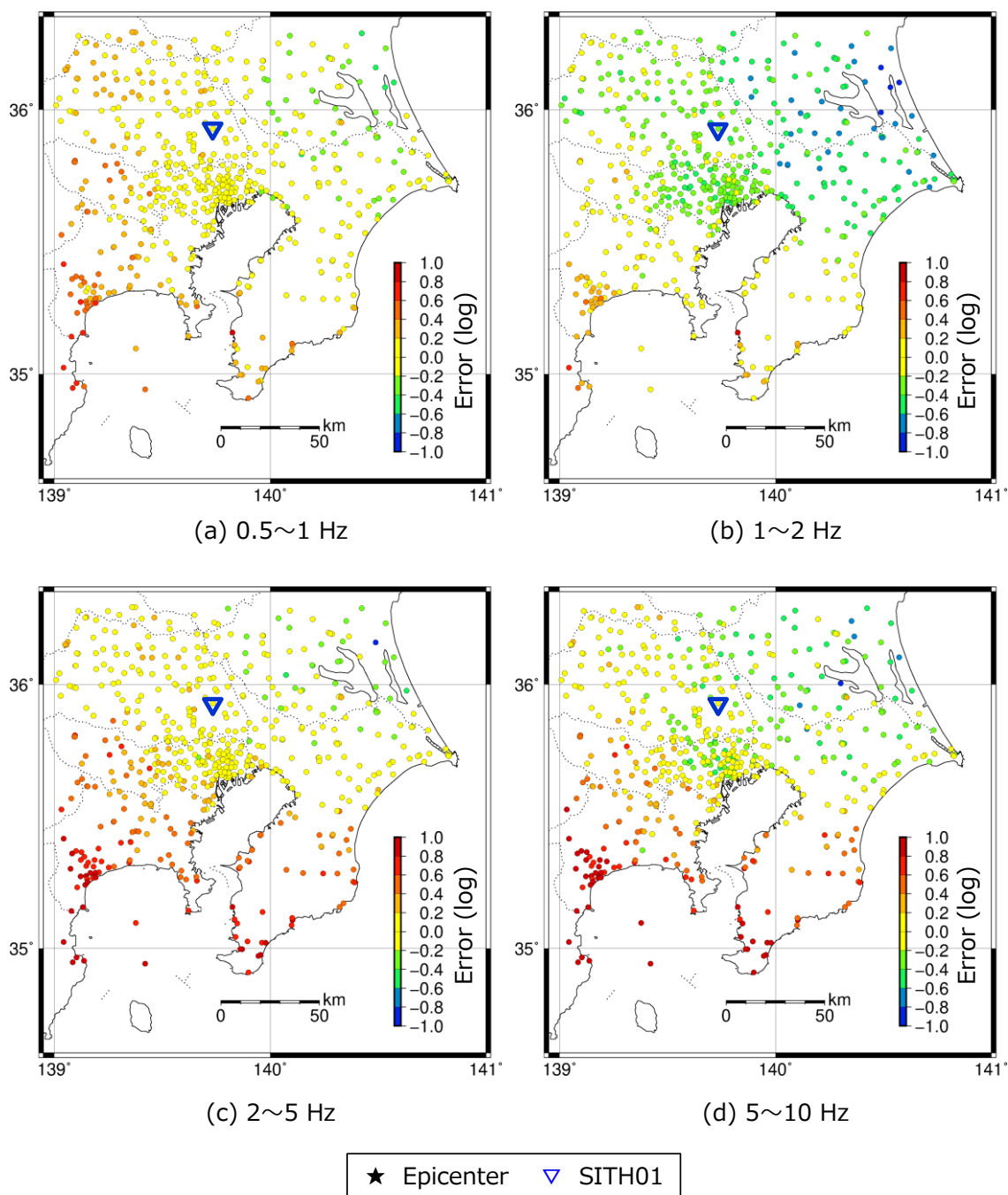


図 4.12 2011 年 3 月 11 日 東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) におけるフーリエ振幅スペクトルの平均の観測値に対するケース 2 の予測値の誤差

(3) 即時予測のタイミングに関する検証

当地震における提案手法によるスペクトル予測と JR 東日本の早期地震警報、気象庁の緊急地震速報の発令タイミングの比較を図 4.13 に示す。ここで、提案手法では、上記のケース 2 に対応する茨城県北部の沖合の SMGA から生成された P 波が SITH01 に到着した場合について示している。提案手法では、地震発生から約 145 秒後に SITH01 において地震基盤 P 波を検知し、検知後 5 秒間のデータを用いて、地震発生から約 150 秒後に地表 S 波スペクトルが予測される。これは、上記の SMGA からの S 波が到着するより 15 秒早い。

関東平野にある JR 東日本の地震計では、P 波初動 1 秒間の情報に基づく震央位置の推定は行われず、P 波警報は発令されなかった。地震発生から約 113~133 秒後に、6 つの沿線地震計で JR 警報用加速度 40 cm/s^2 超過による S 波警報を発令して地震計周辺の列車を緊急停止した。

気象庁の緊急地震速報では、関東地方には茨城県北部を除いては、震度 5 弱程度以上と予測されず、警報が発令されなかった。すなわち、本研究で対象としている範囲には警報が発令されなかった。なお、地震検知から 107 秒後に、関東平野において震度 3~4 程度となる予報は発表されている [気象庁 (2011)]。

以上より、茨城県北部の沖合の SMGA から生成された P 波を用いた提案手法による地表 S 波スペクトルの予測は、関東平野の JR 東日本の地震計による最初の S 波警報より 36 秒後だったと考えられる。これは、当該の SMGA より前に破壊した他の SMGA から到来した地震動により、関東平野の JR 東日本の地震計において JR 警報用加速度が規定値 40 cm/s^2 を超過したためである。この結果は、提案手法の実装に当たっては、大規模地震における警報の即時性という観点では、現行の S 波警報の方が早く発令される場合があることから、提案手法と既往の手法を併用するのが望ましいと考えられる。

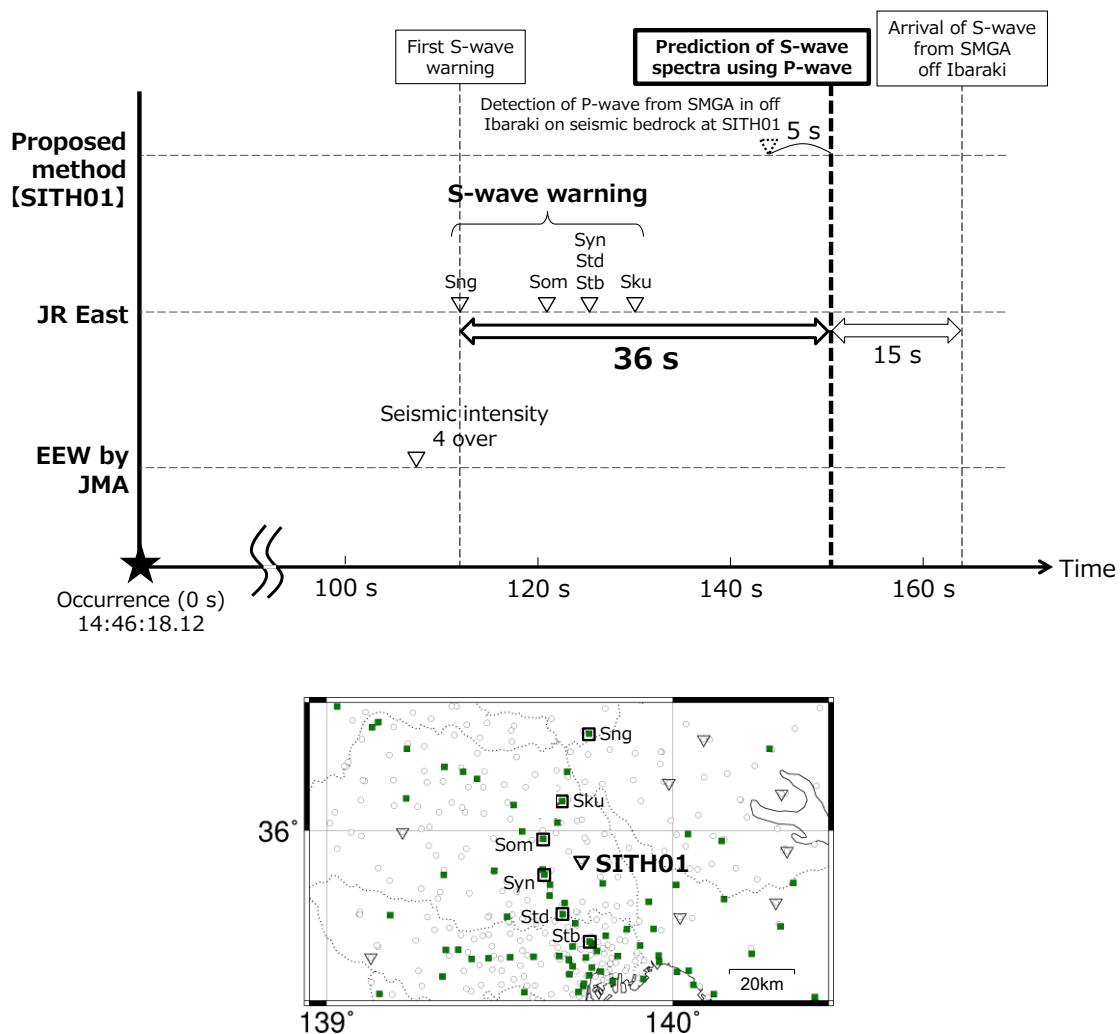


図 4.13 2011 年 3 月 11 日 東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) での関東地方における提案手法によるスペクトル予測と JR 東日本の早期地震警報、気象庁の緊急地震速報の発令タイミングの比較

4.3 議論

4.3.1 即時予測の精度

4.2節で検証した3地震について、提案手法の予測精度を総括するために、地震基盤P波の観測地点であるSITH01から50km以内の観測点を対象に、20秒間のデータから算出した地表S波スペクトルの観測値に対するSITH01における5秒間のデータから算出した地震基盤P波スペクトルを用いて推定した地表S波スペクトルの予測値の誤差の平均と対数標準偏差を図4.14に示す。なお、2011年東北地方太平洋沖地震については、茨城県沖のSMGAからの地震動のP波が到着したタイミングでの検証ケース（ケース2）の結果である。

2015年5月25日の埼玉県北部の地震（ M_j 5.6）では、3 Hzより低振動数帯域では、誤差が0.5～2倍の範囲に収まっている。このため、図1.1に示した鉄道に関する構造物等の固有振動数範囲のうち、高架橋の固有振動数範囲0.5～3 Hzに対しては予測が有効であると考えられる。しかし、3～4 Hzの振動数帯域では過大推定、4 Hz以上の高振動数帯域では過小推定となる。対数標準偏差は誤差の観測点によるバラツキを示しており、0.2（実数で約1.6倍）以下となっている。

2014年5月5日の伊豆大島近海の深発地震（ M_j 6.0）では、1.5～5 Hzの振動数帯域で誤差が0.5～2倍の範囲に収まっている。このため、図1.1に示した鉄道に関する構造物等の固有振動数範囲のうち、電車線柱の固有振動数範囲1.4～4.3 Hzに対しては概ね予測が有効であると考えられる。しかし、1.5 Hz未満の低振動数帯域および5 Hzより高振動数帯域では過小推定となる。対数標準偏差は、全振動数帯域にわたって埼玉県北部の地震よりも大きくなっており、深部地殻のHigh- Q 'の影響が現れている可能性がある。

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震（ M_w 9.0）では、1～1.5 Hzおよび9 Hz付近の振動数帯域で過小推定になっていることを除いて、誤差が0.5～2倍の範囲に収まっている。このため、図1.1に示した鉄道に関する構造物等の固有振動数範囲のうち、電車線柱の固有振動数範囲1.4～4.3 Hzに対しては概ね予測が有効であると考えられる。

対数標準偏差は、0.15~0.3（実数で 1.4~2 倍）の範囲にあり高振動数になるほど大きくなり、全振動数帯域にわたって埼玉県北部の地震よりも大きい。

一部の振動数帯域を除いて、誤差の振動数特性の観測点によるバラツキが 0.5~2 倍に抑えられているのは、提案手法において予測地点の S 波サイト増幅特性を考慮している効果が表れていると考えられる。一方、誤差の振動数特性が変化に富んでいる要因としては、2.5 節の検討から、低振動数帯域では主に震源からの地震動の放射特性の違い、高振動数帯域では主に伝播経路の Q' 値の地域性が考えられる。しかし、2014 年伊豆大島近海の深発地震では、他の地震と比較して過小推定の傾向が顕著であることから、深部地殻の High- Q' が予測に及ぼす影響が今後の検討課題である。また、2011 年東北地方太平洋沖地震では、SITH01 から 50 km 以内の観測点の多くで、数百 cm/s^2 を超える加速度が観測されていることから、地盤の非線形性が発現している可能性がある。この場合、中小規模の地震記録から経験的に評価した S 波サイト増幅特性が強震時に変化したことが予測に影響している可能性があるため、今後さらなる検討を要する。

提案手法の精度を総括すると、鉄道に關係する構造物の振動数範囲の地震動に対して、一部の振動数を除いて、20 秒間の地表 S 波スペクトルの観測値を 0.5~2 倍程度の範囲で、5 秒間の地震基盤での P 波スペクトルを用いて予測できる。地震による震源特性や伝播経路特性の違いを反映して一部の振動数で予測が過大または過小になっている要因については今後さらなる検討が必要である。

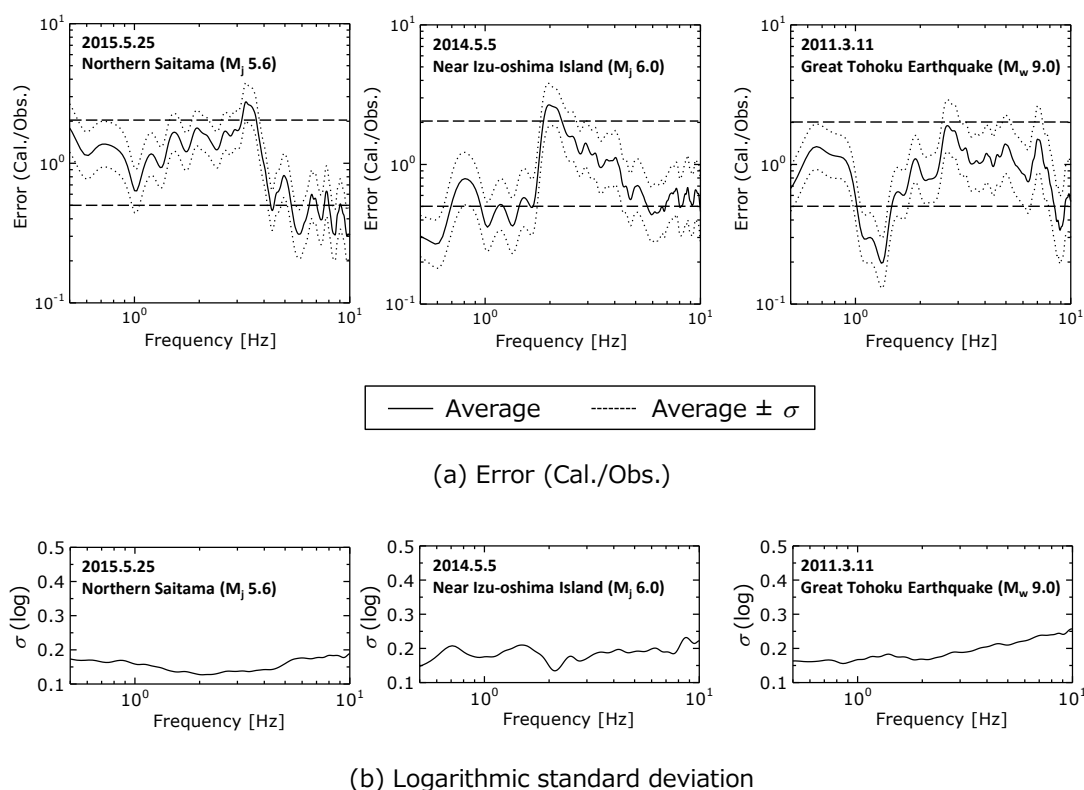


図 4.14 検証地震での SITH01 (岩槻) から 50 km 以内の観測点における観測値に対する予測値の誤差の全観測点平均と対数標準偏差

4.3.2 既往の P 波警報の精度との比較

既往の鉄道の早期地震警報により捕捉すべき地震動強さは、明確には定義付けられていないが、JR 警報用加速度が 80 cm/s^2 未満の地震動では鉄道に被害が生じないという検討結果があることから [美藤・他 (1985)]、JR 警報用加速度 80 cm/s^2 が一つの目安になると考えられる。S 波警報では、JR 警報用加速度が 80 cm/s^2 に至る前に、 40 cm/s^2 に達した段階で警報が出力される。P 波警報では、1.2.2 節で述べたように、過去の地震における鉄道被害をマグニチュード M と震央距離 Δ の関係にプロットした M - Δ 図 [中村 (1996)] に基づき警報が出力される。鉄道総研が 13 の鉄道被害事例の調査結果に基づいて評価した M - Δ 図 [例えば、Yamamoto and Tomori (2013)] を図 4.15 (a) に示す。 M - Δ 図において、過去の鉄道被害を包括するマグニチュード

M と震央距離 Δ の関係は被害発生限界線と呼ばれており、図 4.15 (a) の被害発生限界線は次式で表される。

$$\log \Delta = 0.51M_j - 1.5 \quad (4.1)$$

P 波警報では、P 波初動から推定された震央位置を中心として、推定マグニチュードに対応する図 4.15 (a) に赤線で示した距離を半径とする円の範囲に早期地震警報が出力される。中村・他 (2005) は、図 4.15 (b) に示すように被害発生限界線と JR 警報用加速度の距離減衰式に基づく等値線を比較し、(4.1) 式の被害発生限界線が概ね 80 cm/s^2 に相当すると述べている。しかし、実際には、特にマグニチュードが大きい場合において、被害発生限界線は 80 cm/s^2 よりも低い JR 警報用加速度に対応していることがわかる。中村・他 (1996) も同様の検討において、マグニチュードが大きい場合に被害発生限界線に相当する JR 警報用加速度が低くなることを述べている。

一方、提案手法の精度は、4.3.1 節で示したように、一部の振動数を除いて 0.5~2 倍程度である。そのため、現行の S 波警報の発令基準である JR 警報用加速度 40 cm/s^2 と同等の地震動レベルが予測された場合に警報を発令するように提案手法による警報の基準を設定すれば、鉄道構造物の被害を見逃すことを少なくできると考えられる。しかし、提案手法による予測が過大になった場合、JR 警報用加速度 20 cm/s^2 程度の地域に対しても警報が発令される。提案手法の実装により、JR 警報用加速度が低い地域に対する警報の回数が増え、現状よりも輸送安定性が損なわれることは可能な限り避けるべきと考える。

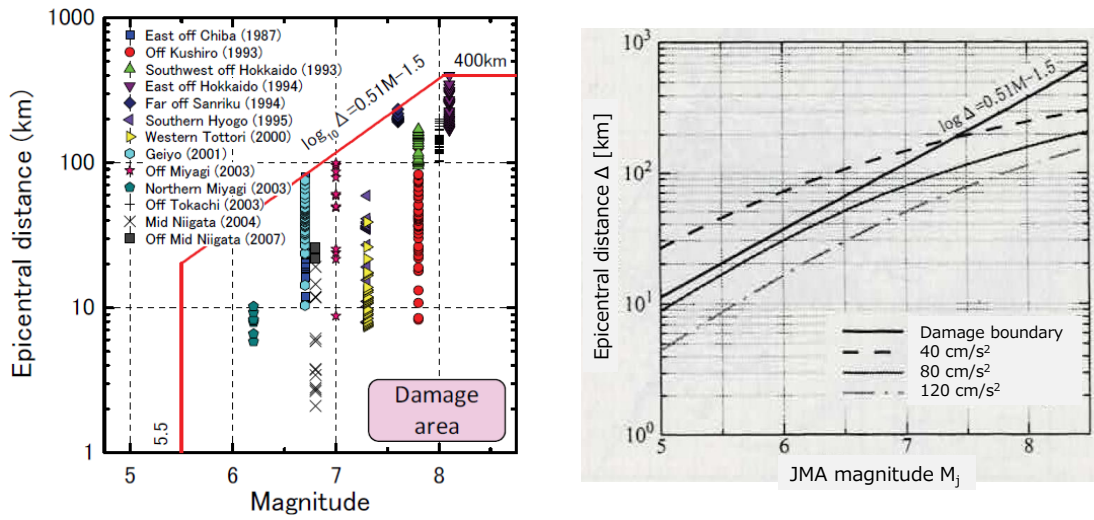
そこで、2015 年以降に JR 東日本で P 波警報が発令された 3 地震のうち、震源の深さが 682 km の深発地震である 2015 年小笠原諸島西方沖の地震 (M_j 8.1) を除いた表 4.2 に示す 2 地震を対象として、既往の P 波警報の発令範囲と実際の JR 警報用加速度の関係を調査した。上記 2 地震における警報の発令範囲と JR 警報用加速度の関係を図 4.16 に示す。2015 年宮城県沖の地震 (M_j 6.8) では、図 4.16 (a) に示すように、震央距離が約 90 km の地点で JR 警報用加速度が 152 cm/s^2 と最大であり、震央距離が約 250 km の地点まで警報が出力されている。2016 年福島県沖の地震 (M_j 7.4) では、図 4.16 (b) に示すように、震央距離が約 110 km の地点で JR 警報用加速度が 141

cm/s^2 と最大であり、震央距離が約300 kmの地点まで警報が出力されている。なお、同じ震央距離でも警報を出力する地点としない地点があるのは、推定震央位置が実際の震央からずれているためである。

両地震とも、震央距離の比較的短いJR警報用加速度が 80 cm/s^2 を超えるような地点に対して確実に警報を出力するとともに、震央距離の比較的長いJR警報用加速度が 10 cm/s^2 程度の地点に対しても警報を出力している。これは、図4.15 (b)でも示したように、マグニチュードが大きい地震では、被害発生限界線がJR警報用加速度 80 cm/s^2 よりも低い加速度に相当していることが要因の一つと考えられる。さらに、P波初動に基づく推定マグニチュードが、2015年宮城県沖の地震では7.7、2016年福島県沖の地震では8.1と実際よりも大きかったことも影響していると考えられる。このように、現行のM- Δ 図に基づくP波警報においても、JR警報用加速度が 20 cm/s^2 未満であった地域に対して警報は発令されており、提案手法の予測精度が既往のP波警報の精度に劣るといえる。

なお、早期地震警報により列車が一旦停止しても、鉄道沿線の地震計での観測値が列車運転規制の基準値以下であれば、地震の揺れが収まった後に速やかに運転再開されており、実際の運用において特に問題となっていない。以上より、予測値が実際の観測値に比べて高くなる場合を考慮しても、本研究の提案手法に基づく早期地震警報は、輸送安定性の面で大きな問題にならないと考えられる。ただし、提案手法による予測はスペクトルで行われるため、実際の運用に先立って、過去の地震による被害データ等に基づいて、警報発令基準となる鉄道構造物の被害発生下限のスペクトルを評価することが課題である。

第4章 首都圏の鉄道輸送に影響を与えた地震による即時予測手法の検証



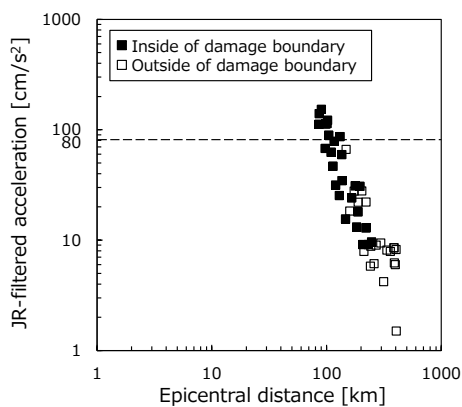
(a) M-Δ diagram [e.g. Yamamoto and Tomori (2013)]

(b) Comparison of damage boundary and JR-filtered acceleration [Nakamura et al. (2005)]

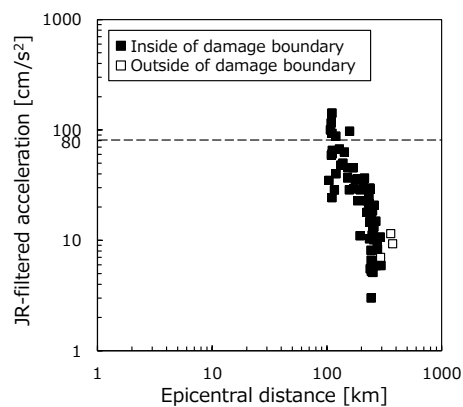
図 4.15 M-Δ 図および被害発生限界線と JR 警報用加速度の比較

表 4.2 警報の発令範囲と実際の JR 警報用加速度の関係の調査に用いた地震

Occurrence time	Focal area	Magnitude	Focal depth [km]	Number of stations which issued EEW in JR-East				
				S-wave warning			P-wave warning	EEW by JMA
				Railroadal 40gal	Inland 120gal	Coastal 120gal		
2015/5/13 6:12	Off Miyagi Pref.	M_j 6.8	46	14	0	0	2	○
2016/11/22 5:59	Off Fukushima Pref.	M_j 7.4	25	18	0	0	1	○



(a) Earthquake occurring off Miyagi Pref. at May 13, 2015 (M_j 6.8)



(b) Earthquake occurring off Fukushima Pref. at November 22, 2016 (M_j 7.4)

図 4.16 警報の発令範囲と JR 警報用加速度の関係

4.4 まとめ

本章では、関東平野にある JR 東日本の地震計の強震記録を用いて、過去に早期地震警報が発令されて首都圏の鉄道輸送に影響を与えた 3 地震を対象として、本研究で提案する地震基盤 P 波を用いた地表 S 波の即時予測手法の検証を実施した。得られた知見を以下に示す。

- (1) 提案手法では各予測地点の S 波サイト増幅特性を考慮しているため、検証した 3 地震において、一部の振動数帯域を除いて予測値と観測値の振動数特性が類似する傾向を示し、S 波サイト増幅特性の地域性に起因する予測値と観測値の誤差が抑えられていることを示した。
- (2) 2015 年埼玉県北部の地震と 2014 年伊豆大島近海の深発地震では、5 秒間の地震基盤 P 波から算出したスペクトルを用いた地表 S 波スペクトルの予測が、JR 東日本の地震計による S 波警報や気象庁の緊急地震速報と比べて早いタイミングで実施できることがわかった。一方、2011 年 東北地方太平洋沖地震では、JR 東日本の地震計による S 波警報の方が提案手法の予測よりも早いことがわかった。
- (3) 検証した 3 地震について、提案手法により、一部の振動数帯域を除いて観測値を 0.5~2 倍程度の範囲で予測できた。2015 年埼玉県北部の地震では、鉄道の高架橋に関係する 0.5~3 Hz について予測できた。そして、2014 年伊豆大島近海の深発地震と 2011 年東北地方太平洋沖地震では、電車線柱に関係する 1.4~4.3 Hz について予測できた。これにより、5 秒間のデータを用いた提案手法による即時予測を、マグニチュード7程度の地震まで適用できる可能性を示した。なお、既往の P 波警報の警報範囲と JR 警報用加速度の関係の例に基づき、提案手法による予測の精度が、既往の P 波警報の精度に劣らないことを示した。

第4章 首都圏の鉄道輸送に影響を与えた地震による即時予測手法の検証

今後、提案手法の実用化に当たっては、一部の振動数帯域での過大・過小推定となる要因を分析することが課題である。そのためには、地震動の放射特性や伝播経路の Q' 値についての分析を深度化していく必要がある。また、警報発令基準を適切に定めるために、過去の地震による被害データ等に基づいて、鉄道構造物の被害発生下限のスペクトルを評価することも課題である。

第5章 結論

5.1 本研究の結論

本研究では、従来の早期地震警報で課題とされていた、主要動が到着するまでの時間が限られる内陸直下の地震への利用を前提として、経験的に評価した地震基盤でのP波とS波のスペクトル比とS波サイト増幅特性を用いて、地震基盤でのP波スペクトルから地表でのS波スペクトルを即時予測する、実現可能な手法を提案し、有効性と課題を明らかにした。

はじめに、内陸直下の地震に対する警報の余裕時間を増やすために、地震基盤に至る深層ボーリング孔に設置された地中地震計の記録のP波部分を用いることを提案し、既存の方法である地表でのP波に基づく警報に比べて余裕時間が平均で1秒程度長くなることを示した。つぎに、地中のP波記録から地表のS波スペクトルを予測するために、地中と地表の観測点で得られている過去の地震記録から、地震基盤でのP波とS波のスペクトル比および地震基盤と地表のS波のスペクトル比を求めた。そして、地震基盤で観測したP波スペクトルに、上記の2つのスペクトル比を乗じることによって、地表でのS波スペクトルを経験的に評価する方法を提案した。マグニチュード7程度の直下の地震において、鉄道に關係する構造物の固有振動数の範囲である0.3~5 Hzでの地震動予測を可能とするため、P波スペクトルおよびスペクトル比の算出に用いるデータ長を5秒間とした。さらに、スペクトル比の振動数特性を分析し、首都圏中心部では、厚い堆積層によって、地震基盤でのS波とP波のスペクトル比よりも地表と地震基盤のS波スペクトル比の方が大きく、予測結果に大きな影響を及ぼしていることを示した。これより、提案する即時予測において、観測点ごとにS波スペクトル比を評価することが重要であることがわかった。また、個々の地震による震源・伝播経路特性の比の違いは、個々の地震によるS波スペクトル比の違いより大きく、地震基盤でのP波スペクトルによる地表でのS波スペクトルの予測精度に影響していることを示した。地震基盤S/Pスペクトル比の地震によるバラツキは、低振動数帯域ではラディエーション係数比が、高

振動数帯域では伝播経路特性の比が支配的である。このため、地震基盤での P 波と S 波のスペクトル比を地震発生域でグルーピングすることで、地域依存性が見られた。

地震基盤での P 波を観測する地点から離れた任意地点において地表での S 波スペクトルを予測するために、首都圏の K-NET、KiK-net、SK-net および JR 東日本の地震計の記録を用いて、スペクトルインバージョンにより、関東地方での S 波と P 波の経験的なサイト増幅特性を 0.5 から 10 Hz の振動数帯域で評価した。分離した震源・伝播経路・サイト増幅特性は、既往研究の結果や理論値と整合しており、分離が適切に実施できていることが確かめられた。経験的なサイト増幅特性が、堆積層の厚さや表層地質の硬軟などの地盤状況を反映して、河川低地や海岸低地、台地、山地の順に大きい傾向であることを示した。P 波サイト増幅特性は、S 波サイト増幅特性に比べて小さく、振動数依存性や空間的な変動が緩やかであった。この特徴を反映して、S 波と P 波のサイト増幅特性の比において S 波サイト増幅特性の顕著なピークや高振動数帯域における減衰傾向が保持されることがわかった。これより、地表での P 波を用いた S 波の即時予測においても、S 波サイト増幅特性の影響が大きいことが明らかになった。

堆積層の厚い首都圏中心部の観測点では、S 波サイト増幅特性は、地表と地震基盤での S 波スペクトル比と類似しており、S 波サイト増幅特性を地表と地震基盤での S 波スペクトル比の代わりに即時予測に用いることができることを示した。鉄道沿線と鉄道沿線から 1 km 未満程度離れた地点の S 波サイト増幅特性に顕著な違いがある例を示し、予測に先立って S 波サイト増幅特性を鉄道沿線で密に評価することが重要であることを明らかにした。

また、地震観測点と予測対象地点の間における地震基盤での地震動の変化を明らかにするために、経験的なサイト増幅特性により地震動の P 波と S 波を地震基盤に引き戻し、地震基盤での P 波と S 波の地震動の空間的な広がりの特徴を検討した。首都圏中心部の地震観測点から 20 km 以内の距離に位置する地点では、個々の地震による地震基盤での P 波と S 波のスペクトル比の変動に比べて地震基盤での P 波の空間的な変化は少なく、即時予測結果に与える影響が小さいことを示した。これらの結果から、経験的に評価した地震基盤での P 波と S 波のスペクトル比と S 波サイト増幅特性を用いて、地震基盤での P 波スペクトルから地表での S 波スペクトルを即時予測する手法を構築した。

首都圏の鉄道輸送に及ぼしたマグニチュード5.6~9.0の範囲にある3地震を対象として、JR 東日本の地震計による実際の早期地震警報の発令状況と提案手法による予測結果を比較して、提案手法の検証を実施した。全ての地震について、一部の振動数帯域を除いて、提案手法により地表でのS波スペクトルの観測値を0.5~2倍の範囲で予測できることを示した。このうち、関東地方周辺の直下を震源とするマグニチュード6程度の2地震に対しては、JR 東日本の地震計のS波に基づく警報よりも3~16秒程度早く、地表でのS波スペクトルを予測できる可能性を示した。マグニチュード9の海溝型の巨大地震では、提案手法による予測と比較してJR 東日本の地震計のS波に基づく警報が最大で16秒以上早かったことから、提案手法の実装に当たっては、既往手法との併用が望ましいと考えられる。また、提案手法による予測の精度は、既往のP波警報の警報範囲とJR 警報用加速度の関係から、既往のP波警報の精度と比較して劣らないものと考えられる。

従来の鉄道の早期地震警報は、最大加速度や計測震度などの地震動指標に基づく加害性の有無の判断のみに基づいていたが、本研究の提案手法によりスペクトルを予測することで、鉄道に関係する構造物の振動特性を考慮した応答評価に基づく鉄道被害の即時推定結果を早期地震警報に反映させることや、鉄道関連会社の高層ビル等の免震・制震装置の自動制御への活用を可能にすると考えられる。

5.2 今後の課題

5.2.1 研究面での課題

第4章の提案手法の検証の結果、一部の振動数において予測値が観測値の0.5倍以下と過小推定となっていた。この原因としては、低振動数帯域では主に震源からの地震動の放射特性の違い、高振動数帯域では主に伝播経路の Q' 値の地域性などが考えられる。また、深発地震では深部地殻のHigh- Q' が、強震動を経験した地点では地盤の非線形性の発現が、それぞれ予測精度に影響を与えている可能性がある。このような予測値が過小推定となる要因の分析は今後の課題であり、鉄道構造物の固有振動数の範囲をカバー

できるように、より広帯域の地震動評価の実現につなげていくことが望ましい。

本研究では関東平野を対象としたため、検証に用いた地震が震源の深さが 50 km より深い中規模地震と、海溝型の巨大地震のみに限られた。ごく近傍で発生した直下の地震では、地震動が受ける距離減衰や地震波の放射特性の影響が大きくなるほか、S-P 到着時間差も短くなる。近年蓄積された関東平野の強震データには上記のような地震が存在しないことから、数値シミュレーションを活用して、直下の大規模地震を対象とした検証を実施して、適用性について議論していく必要があると考えられる。

5.2.2 実用面での課題

本研究の提案手法は、予測地点の S 波サイト増幅特性を考慮して地震動予測を行っており、S 波サイト増幅特性の地域性に起因する予測誤差を低減できるという利点を持つ。関東地方における JR 東日本の地震計の設置間隔は 5~40 km であり、東京中心部では山手線の内側で 5 km 間隔、それ以外の区間で 10 km 間隔である。一方、3.3.4 節で示したように、鉄道沿線からの距離が数百 m 程度の地点でも、鉄道沿線とサイト増幅特性が顕著に異なる例がある。そのため、鉄道沿線の評価地点における S 波サイト増幅特性が周辺の地盤特性を代表できるように、必要に応じてより密に S 波サイト増幅特性の評価地点を選定することが重要である。このためには、鉄道沿線における地盤モデルやボーリングデータ、微動観測結果等の蓄積が不可欠であろう。

また、本研究の対象領域であった東京都心部の周辺には、提案手法に活用できるような地震基盤に設置された地中地震計が存在した。しかし、全国的に見ると、堆積層の厚さが数千 m 以上である平野部において、地震基盤まで達する深層ボーリング孔に地震計が設置されている例はない。今後、提案手法の実現のためには、より早く地震動を検知できるような深さ数千 m 以上の地震基盤に、20 km 程度の間隔で地中地震観測網を構築して、安定的に維持管理していくことが不可欠である。

さらに、提案手法による地震動予測を早期地震警報に用いるためには、鉄道構造物の被害発生下限の地震動スペクトルの振動数特性を評価する必要がある。近年、2004 年新潟県中越地震における上越新幹線・とき 325 号の脱線をはじめとする鉄道被害、2011 年東北地方太平洋沖地震における広範囲の高架橋被害や電車線柱の傾斜・折損など、多くの地震被害を経験し、周辺の地震計での記録も蓄積している。これらの事象における

第5章 結論

検証を実施し、被害発生下限の地震動スペクトルの評価につなげていくことが課題である。そして、提案手法による予測の精度が、観測値に対して 0.5~2 倍程度と幅を持っていることから、鉄道構造物の被害の「見逃し」や、逆に早期地震警報が発令されたにも関わらず被害が発生しなかった「空振り」を考慮して、警報発令基準のスペクトルを適切に設定することが必要である。

参考文献

- Aki, K., and P. G. Richards, 2002, *Quantitative Seismology*, 2nd ed., University Science Books, Sausalito, 108-109.
- Alcik, H., O. Özel, N. Apaydin, and M. Erdik, 2009, A study on warning algorithms for Istanbul earthquake early warning system, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L00B05, doi:10.1029/2008GL036659.
- Allen, R. M., H. Brown, M. Hellweg, O. Khainovski, P. Lombard, and D. Neuhauser, 2009a, Real-time earthquake detection and hazard assessment by ElarmS across California, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L00B08, doi:10.1029/2008GL036766.
- Allen, R. M., P. Gasparini, O. Kamigaichi, and M. Böse, 2009b, The status of earthquake early warning around the world: An introductory overview, *Seismol. Res. Lett.*, **80**, 682-693, doi:10.1785/gssrl.80.5.682.
- Allen, R. M., and H. Kanamori, 2003, The potential for earthquake early warning in Southern California, *Science*, **300**, 786-789, doi:10.1126/science.1080912.
- 安藤貴彦, 2015, JR 九州の地震時運転規制に対する最近の取組み, *新線路*, **69**, 45-47.
- Andrews, D. J., 1981, Source and propagation spectra of Seven Mammoth Lakes aftershocks, *Proceedings of the USGS-NRC Workshop on Strong Motion, Lake Tahoe, October 1981*.
- Andrews, D. J., 1985, Distribution of dynamic stress drops, *Proc. 5th Maurice Ewing Symposium on Earthquake Source Mechanics, AGU*.
- Aoi, S., T. Kunugi, H. Nakamura, and H. Fujiwara, 2011, Deployment of new strong motion seismographs of K-NET and KiK-net, *Earthquake Data in Engineering Seismology, Geotechnical, Geological, and Earthquake Engineering*, Springer, Dordrecht, The Netherlands, 167-186, doi:10.1007/978-94-007-0152-6_12.
- Asano, K., and T. Iwata, 2012, Source model for strong ground motion generation in 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planets Space*, **64**, 1111-1123.
- Bakun, W. H., F. G. Fischer, E. G. Jensen, and J. VanSchaak, 1994, Early warning system for aftershocks, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 359-365.
- 美藤恭久, 中村豊, 富田健司, 1985, 東海道・山陽新幹線のための地震時ダウンタイム短縮化対策, *鉄道技術研究報告*, **1294**, 1-38.
- Boore, D. M. and J. Boatwright, 1984, Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **74**, 1615-1621.
- Böse, M., 2006, *Earthquake early warning for Istanbul using artificial neural networks*, Ph. D Thesis, Karlsruhe University.

- Böse, M., E. Hauksson, K. Solanki, H. Kanamori, and T. H. Heaton, 2009, Real-time testing of the on-site warning algorithm in southern California and its performance during the July 29 2008 Mw5.4 Chino Hills earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, doi:10.1029/2008GL036366.
- Böse, M., C. Ionescu, and F. Wenzel, 2007, Earthquake early warning for Bucharest, Romania: novel and revised scaling relations, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi:10.1029/2007GL029396.
- 防災科学技術研究所, F-net 広帯域観測網,
<http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/top.php>, (2018-12-09 参照).
- 防災科学技術研究所, K-NET, KiK-net による最大加速度分布 (2000年10月6日鳥取県西部地震の強震動),
http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/tottori_20001006/2000/tottori/tottori_k-net.html, (2019-04-01 参照)
- 防災科学技術研究所, 2011, J-SHIS 地震ハザードステーション,
<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>, (2018-12-09 参照).
- 防災科学技術研究所, 強震観測網 (K-NET, KiK-net),
<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>, (2018-12-09 参照).
- 中央防災会議・首都直下地震対策専門調査会, 2005, 首都直下地震対策専門調査会報告,
<http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/shutochokkajishinsenmon/pdf/houkou.pdf>, (2019-01-26 参照).
- Cooper, J. D., 1868, Earthquake indicator, *San Francisco Daily Evening Bulletin*, November 3.
- East Japan Railway Company, 2007, Adoption of early earthquake warning system on conventional rail lines in the Tokyo Metropolitan area, East Japan Railway Company Press Releases.
<https://www.jreast.co.jp/e/press/20071102/index.html>, (参照 2018-10-06) .
- East Japan Railway Company, 2012, Seismic reinforcement against earthquakes directly beneath Tokyo Metropolitan area, and strengthening of seismic observation systems, East Japan Railway Company Press Releases,
<https://www.jreast.co.jp/E/press/20120301/index.html>, (参照 2018-10-06) .
- Erdik, M., Y. Fahjan, O. Özel, H. Alcik, A. Mert, and M. Gul, 2003, Istanbul earthquake rapid response and the early warning system, *Bull. Earthq. Eng.*, **1**, 157-163.
- Espinosa-Aranda, J. M., A. Cuéllar, A. García, G. Ibarrola, R. Islas, S. Maldonado, and F. H. Rodoriguez, 2009, Evolution of the Mexican Seismic Alert System (SASMEX), *Seismol. Res. Lett.*, **80**, 694-706, doi:10.1785/gssrl.80.5.694.

参考文献

- Espinosa-Aranda, J. M., A. Cuéllar, F. H. Rodríguez, B. Frontana, G. Ibarrola, R. Islas, and A. García, 2011, The seismic alert system of Mexico (SASMEX): Progress and its current applications, *Soil Dynam. Earthq. Eng.*, **31**, 154-162, doi:10.1016/j.soildyn.2010.09.011.
- Espinosa-Aranda, J. M., A. Jiménez, G. Ibarrola, F. Alcantar, A. Aguilar, M. Inostroza, and S. Maldonado, 1995, Mexico City seismic alert system, *Seismol. Res. Lett.*, **66**, 42-53.
- 福山英一, 石田瑞穂, Dreger, D. S., 川井啓廉, 1998, オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震*, **51**, 149-156.
- Fleming, K., M. Picozzi, C. Milkereit, F. Kühnkenz, B. Lichtblau, J. Fischer, C. Zulfikar, O. Özel, and the SAFER and EDIM working groups, 2009, The Self-Organizing Seismic Early Warning Information Network (SOSEWIN), *Seismol. Res. Lett.*, **80**, 755-771, doi:10.1785/gssr.80.5.755.
- Fujihara, S. and A. Kim, 2005, P-wave attenuation structure by spectral inversion of seismic waveforms, *物理探査*, **58**, 617-629.
- 萩原由訓, 源栄正人, 三辻一弥, 野畑有秀, 2011, リアルタイム地震観測ネットワークを用いた地震動予測に関する研究, *地域安全学会論文集*, **15**, 231-239.
- 伯野元彦, 高橋博, 1972, 10秒前大地震警報システム, *自然*, 1972年9月号, 74-79.
- 阪神・淡路大震災調査報告編集委員会, 1998, 阪神・淡路大震災調査報告共通編-2, 4章
- 林広樹, 笠原敬司, 木村尚紀, 2006, 関東平野の地下に分布する先新第三系基盤岩類, *地質学雑誌*, **112**, 2-13.
- Heaton, T. H., 1985, A model for a seismic computerized alert network, *Science*, **228**, 987-990.
- 東日本旅客鉄道株式会社, 2007, 東京ステーションシティ —第一弾 サピアタワーの開発について—, *鉄道建築ニュース*, **695**, 9-30.
- 東日本旅客鉄道株式会社, 2008, 東京ステーションシティ —第二弾 グラントウキョウ (I期) / グランスタについて—, *鉄道建築ニュース*, **701**, 12-41.
- 東日本旅客鉄道株式会社, 2016, 新宿交通結節点整備事業 JR 新宿ミライナタワー, *鉄道建築ニュース*, **802**, 8-25.
- Hoshiya, M., 2013a, Real-time prediction of ground motion by Kirchhoff-Fresnel boundary integral equation method: Extended front detection method for Earthquake Early Warning, *J. Geophys. Res.*, **118**, 1038-1050, doi: 10.1002/jgrb.50119.
- Hoshiya, M., 2013b, Real-time correction of frequency -dependent site amplification factors for application to earthquake early warning, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **103**, 3197-3188.
- Hoshiya, M., and K. Iwakiri, 2011, Initial 30 seconds of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) —amplitude and τ_c for magnitude estimation for earthquake early warning—, *Earth Planets Space*, **63**, 553-557.

参考文献

- Hoshiya M, O. Kamigaichi, M. Saito, S. Tsukada, N. Hamada, 2008, Earthquake early warning starts nationwide in Japan, *EOS Trans AGU*, **89**, 73-74, doi: 10.1029/2008EO080001.
- Housner, G. W., 1952, Spectrum intensity of strong motion earthquakes, *Proceedings of 1952 Symposium on Earthquake and last Effects on Structures*, Earthquake Engineering Research Institute, 72-88.
- Hsiao, N. C., Y. M. Wu, T. C. Shin, L. Zhao, and T. L. Teng, 2009, Development of earthquake early warning system in Taiwan, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L00B02, doi:10.1029/2008GL036596.
- 石田弘明, 2013, 新幹線の巨大地震に対する備え, *セイフティ・エンジニアリング*, **172**.
- 糸井達哉, 内山泰生, 高木政美, 末田隆敏, 長島一郎, 2010, 緊急地震速報と現地地震計の初期微動情報を併用した地震防災システムの開発と性能評価, *日本建築学会技術報告集*, **16**, 827-832.
- 伊藤雄郷, 他谷周一, 2006, 地震発生後の運転規制判断の適正化, *日本鉄道施設協会誌*, **44**, 813-815.
- 岩橋寛臣, 岩田直泰, 佐藤新二, 芦谷公稔, 2004, 早期地震警報システムの実用化, *鉄道総研報告*, **18**, 23-28.
- Iwakiri, K., M. Hoshiya, K. Nakamura, and N. Morikawa, 2011, Improvement in the accuracy of expected seismic intensities for earthquake early warning in Japan using empirically estimated site amplification factors, *Earth Planets Space*, **63**, 57-69, doi:10.5047/eps.2010.12.002.
- 岩田知孝, 入倉孝次郎, 1986, 観測された地震波から, 震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, *地震*, **2**, **39**, 579-593.
- Iwata, T., and K. Irikura, 1988, Source parameters of the 1983 Japan Sea earthquake sequence, *J. Phys. Earth.*, **36**, 155-184.
- 香川敬生, 2004, ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張, *日本地震工学会論文集*, **4**, 21-32.
- 梶谷泰史, 加藤博之, 浅野浩二, 2009, 車両逸脱防止 L 型ガイドの開発, *JR-East Technical Review*, **29**, 27-30.
- 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長, 1990, 地域的な震源スケーリング則を用いた大地震 (M7 級) のための設計地震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, **416**, 57-70.
- Kamigaichi, O., 2004, JMA earthquake early warning, *Journal of JAEE*, **4**, 134-137.
- Kanamori, H., 2005, Real-time seismology and earthquake damage mitigation, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, 195-214, doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122626.

参考文献

- 神田克久, 中原光春, 菅知史, 1994, 地震情報直前検知・伝達システムの開発 (その3) 観測記録と評価精度, 日本建築学会大会学術講演便概集 (東海) 1994年9月, 196-197.
- Kanda, K., T. Nasu, and M. Miyamura, 2009, Practical site-specific earthquake early warning application, *J. Disas. Res.*, **4**, 251-259.
- 神野達夫, 三浦賢治, 熊谷千代志, 2008, 中国地方の地震観測点を対象とした地盤卓越周期の推定方法の精度検証, *物理探査*, **61**, 533-543.
- 加藤研一, 武村雅之, 八代和彦, 1998, 強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性, *地震*, **51**, 123-138.
- 川辺秀憲, 釜江克宏, 2013, 2011年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化, *日本地震工学会論文集*, **13**, 75-87.
- 川瀬博, 松尾秀典, 2004a, K-NET, KiK-net, JMA震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, *日本地震工学会論文集*, **4**, 33-52.
- 川瀬博, 松尾秀典, 2004b, K-NET, KiK-net, JMA震度計観測網による強震記録から分離したサイト増幅特性とS波速度構造の対応, *日本地震工学会論文集*, **4**, 126-145.
- 木下繁夫, 1993, 地震観測に基づく観測点特性と径路減衰特性の評価, *地震*, **46**, 161-170.
- Kinoshita, S., 1994, Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto area, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 1387-1396.
- 気象庁, 1996, 震度を知る 基礎知識とその活用, ぎょうせい.
- 気象庁, 2011, 平成23年3月11日14時46分の三陸沖の地震について, 報道発表資料, <https://www.jma.go.jp/jma/press/1103/11b/kaisetsu201103111600.pdf>, (参照 2019-01-08).
- 気象庁, 2014, 平成26年5月5日05時18分の伊豆大島近海の地震について, 報道発表資料, <https://www.jma.go.jp/jma/press/1405/05a/kaisetsu201405050720.pdf>, (参照 2019-01-08).
- 気象庁, 2015, 平成27年5月25日14時28分頃の埼玉県北部の地震について, 報道発表資料, <https://www.jma.go.jp/jma/press/1505/25a/kaisetsu201505251545.pdf>, (参照 2019-01-05).
- 気象庁, 2018, 緊急地震速報の技術的改善について, https://www.jma.go.jp/jma/press/1803/08c/EEW_kaizen_201803.pdf, (参照 2018-12-09).
- 気象庁地震火山部, 2016, 緊急地震速報の概要や処理手法に関する技術的参考資料, <https://www.data.jma.go.jp/svd/eev/data/nc/katsuyou/reference.pdf>, (参照 2018-12-06).
- 小林学, 武村俊介, 吉本和生, 2014, 高周波数におけるP波輻射特性の崩れ, *日本地震学会講演予稿集*, 164.

- Kodera, Y., Y. Yamada, K. Hirano, K. Tamaribuchi, S. Adachi, N. Hayashimoto, M. Morimoto, M. Nakamura, and M. Hoshiba, 2018, The Propagation of Local Undamped Motion (PLUM) method: A simple and robust seismic wavefield estimation approach for earthquake early warning, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **108**, 983-1003, doi:10.1785/0120170085.
- 公益財団法人鉄道総合技術研究所, 2013, 電車線路設備耐震設計指針・同解説.
- 航空・鉄道事故調査委員会, 2007, 鉄道事故調査報告書 東日本旅客鉄道株式会社 上越新幹線浦佐駅～長岡駅間 列車脱線事故, 1-56.
- 古和田明, 田居優, 岩崎好規, 入倉孝次郎, 1998, 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, *日本建築学会構造系論文集*, **514**, 97-104.
- Kubo, H., T. Nakamura, W. Suzuki, T. Kimura, T. Kunugi, N. Takahashi, and S. Aoi, 2018, Site amplification characteristics at Nankai Seafloor Observation Network, DONET1, Japan, evaluated using spectral inversion, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **100**, 1276-1287, doi:10.1785/0120090153.
- 熊谷則道, 石田弘明, 2006, 地震に対する鉄道車両の走行安全性解析, *日本機械学会誌*, **109**, 20-21.
- Kurahashi, S., and K. Irikura, 2011, Source model for generating strong ground motions during 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 571-576.
- 倉橋奨, 入倉孝次郎, 2014, P波震動波形からS波最大動の波形を即時予測する方法の提案, *土木学会第69回年次学術講演会*, 837-838.
- 黒田健二, 大町達夫, 1987, 地震波の簡易自動判別方法について, *地震工学研究発表会*, **19**, 165-168.
- Kuyuk, H. S., and M. Motosaka, 2009a, Real-time ground motion forecasting using front-site waveform data based on artificial neural network, *Journal of Disas. Res.*, **4**, 260-266.
- Kuyuk, H. S., and M. Motosaka, 2009b, Forward spectral forecasting of ground motion with the information of earthquake early warning systems for structural control, *Journal of JAEE*, **9**, 14-27.
- Matsubara, M., H. Hayashi, K. Obara, and K. Kasahara, 2005, Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, **110**, B12304.
- Matsubara, M. and K. Obara, 2011, The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, *Earth Planets Space*, **63**, 663-667.
- 松本信之, 2010, 地震時の車両走行安全性に優れた鉄道高架橋構造に関する研究, 早稲田大学博士論文.

参考文献

- 松島信一, 佐藤俊明, 2001, 強震動のラディエーションパターンに関する研究 その1: 距離依存性と周波数依存性, 2001 年度地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Sp-004.
- 目黒公郎, 2013, 首都大地震 揺れやすさマップ, 旬報社.
- 翠川三郎, 1993, 強震時にみられる地盤特性の非線形性, 地震2, **46**, 207-216.
- 宮腰寛之, 津野靖士, 2015, 地震基盤 P 波と地表 S 波の關係に及ぼす震源・伝播経路・サイト増幅特性の影響評価 —オンサイト早期地震警報への利用を目的として—, 地震2, **68**, 91-105.
- 宮村正光, 金山弘雄, 高橋克也, 越田洋, 1994, 地震情報直前検知・伝達システムの開発 (その 1) システムの概要, 日本建築学会大会学術講演便概集 (東海) 1994 年 9 月, 192-193.
- 水野寿洋, 東翔太, 2014, 鉄道構造物の耐震性向上に向けて, RRR, **71**, 4-7.
- 源栄正人, 本間誠, H. S. Kuyuk, F. Arrecis, 2008, 構造ヘルスマモニタリングと緊急地震速報の連動による早期地震情報統合システムの開発, 日本建築学会技術報告集, **14**, 675-680.
- 本山紘希, 2016, 鉄道構造物の耐震設計, RRR, **73**, 28-31.
- 村松浩成, 2011, 東海道新幹線における地震対策, コンクリート工学, **49**, 37-42.
- 長澤徹, 土屋尚登, 2006, JR 東日本における耐震補強対策, 日本鉄道施設協会誌, **44**, 807-809.
- Nagashima, I., C. Yoshimura, Y. Uchiyama, R. Masaki, and T. Itoi, 2008, Real-time prediction of earthquake ground motion using empirical transfer function, Proc. 14th WCEE, abstract number S02-23.
- 中村洋光, 岩田直泰, 芦谷公稔, 2005, 地震時運転規制に用いる指標と鉄道被害の統計的な関係, 鉄道総研報告, **19**, 11-17.
- Nakamura, R., K. Satake, S. Toda, T. Uetake, and S. Kamiya, 2006, Three-dimensional attenuation (Q_s) structure beneath the Kanto district, Japan, as inferred from strong motion records, Geophys. Res. Lett., **33**, L21304.
- 中村亮一, 2010, 短周期地震動記録に基づく日本列島下の三次元減衰構造 Q_s ・震源スペクトル・地盤増幅の同時インバージョンとその応用, 東京大学学位論文.
- Nakamura, Y., 1984, Development of earthquake early-warning system for Shinkansen, some recent earthquake engineering research and practice in Japan, Proceeding of the Japanese National Committee of the International Association for Earthquake Engineering, 224-238.
- 中村豊, 1985, 国鉄における地震警報システム, 鉄道技術, **42**, 371-376.
- Nakamura, Y., 1988, On the urgent earthquake detection and alarm system (UrEDAS), Proc. 9th WCEE, 673-678.

参考文献

- 中村豊, 1996, 総合地震防災システムの研究, 土木学会論文集 I, **531**, 1-33.
- 中村豊, 1999, 新しい地震動モニタのための地震被害指標 DI 値と P 波警報指標 PI 値の提案, 第 25 回地震工学研究発表会講演論文集, 1117-1120.
- 中村豊, 2005, 不測の地震災害に備えるためのシステム開発, 未来材料, **5**, 71-74.
- 野津厚, 長尾毅, 山田雅行, 2007, スペクトルインバージョンに基づく全国の強震観測点におけるサイト増幅特性とこれを利用した強震動評価事例, 日本地震工学会論文集, **7**, 215-234.
- Odaka, T., K. Ashiya, S. Sato, K. Ohtake, and D. Nozaka, 2003, A new method of quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single seismic record, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**, 526-532.
- 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 2, **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 2, **31**, 299-308.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto, 2004, Recent progress of seismic observation networks in Japan, Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, **56**, xv-xxviii.
- 岡本大志, 岩田知孝, 入倉孝次郎, 1999, S 波部分上下動、P 波部分水平動のサイト増幅特性、京都大学防災研究所年報, **42**, B-1, 159-166.
- Quispe, S., H. Yamanaka, Z. Aguiar, F. Lazares, and H. Tavera, 2013, Preliminary analysis for evaluation of local site effects in Lima City, Peru from ground motion data by using the spectral inversion method, *J. Disas. Res.*, **8**, 243-251.
- 理論地震動研究会, 1994, 地震動 その合成と波形処理, 鹿島出版会, 66.
- Sato, H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, K. Kasahara, and S. Harder, 2005, Earthquake source fault beneath Tokyo, *Science*, **309**, 462-464, doi:10.1126/science.1110489.
- 佐藤浩章, 山中浩明, 2010, 広域的サイト増幅特性評価のための深部地盤の不均質性のモデル化に関する研究—新潟平野を対象とした基礎的検討—, 日本建築学会構造系論文集, **75**, 289-298.
- 佐藤浩幸, 山下清貴, 森園和徳, 2006, 地震発生後の早期運転再開を目指した「エリア地震計」の導入, 日本鉄道施設協会誌, **44**, 828-830.
- 佐藤智美, 2012, 経験的グリーン関数法に基づく 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源モデル—プレート境界地震の短周期レベルに着目して—, 日本建築学会構造系論文集, **675**, 695-704.
- 佐藤智美, 川瀬博, 2009, 堆積層による地震動の増幅, 地震 2, **61**, 455-470.]

参考文献

- Seismic Kanto Research Project, 東京大学地震研究所, 2001, 首都圏強震動総合ネットワーク (SK-net), <<http://www.sknet.eri.u-tokyo.ac.jp/>>, (参照 2018-10-6).
- 先名重樹, 前田宣浩, 稲垣賢亮, 鈴木晴彦, 神薫, 宮本賢治, 松山尚典, 森川信之, 河合伸一, 藤原広行, 2013, 強震動評価のための千葉県・茨城県における浅部・深部統合地盤モデルの検討, 防災科学技術研究所研究資料, **370**, 1-407.
- 司宏俊, 翠川三郎, 1999, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, **64**, 63-70.
- 島村誠, 2008, 雨、風、地震に対する運転規制方法の改良, 東京大学博士論文.
- 島村誠, 鈴木博人, 2004, 地震観測にもとづく列車運転規制基準の検討, 第11回鉄道工学シンポジウム, 2289-2292.
- 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.
- 鈴木宏芳, 2002, 関東平野の地下地質構造, 防災科学技術研究所研究報告, **63**, 1-19.
- 鈴木延彰, 2012, 首都直下地震に備えた耐震補強工事等の着手と地震観測体制の強化, JREA, **55**, 35-38.
- 鈴木哲也, 仁平達也, 曾我部正道, 谷村幸裕, 2007, 鉄道RCラーメン高架橋柱の損傷レベル検知システムの開発, コンクリート工学年次論文集, **29**, 721-726.
- Takemura, S., T. Furumura, and T. Saito, 2009, Distortion of the apparent S-wave radiation pattern in the high-frequency wavefield: Tottori-Ken Seibu, Japan, earthquake of 2000, Geophys. J. Int., **178**, 950-961.
- 玉井真一, 田中健, 鈴木隆, 坂本貴嗣, 2008, 新幹線最大スパンを有するエクストラドーズドPC橋の設計・施工—東北新幹線 三内丸山架道橋—, コンクリート工学, **46**, 31-37.
- 他谷周一, 中嶋繁, 2007, 警報用計測震度及び警報用予測震度の検討, 土木学会第62回年次学術講演会, 1273-1274.
- 東海旅客鉄道株式会社, 2012, 東海道新幹線 地震防災システムの機能強化について, <https://jr-central.co.jp/news/release/nws000977.html>, (2018-12-10 参照).
- 東海旅客鉄道株式会社 総合技術本部技術開発部, 2010a, 新潟県中越地震後の東海道新幹線の地震対策—脱線・逸脱防止対策 (1)—, JREA, **53**, 34799-34803.
- 東海旅客鉄道株式会社 総合技術本部技術開発部, 2010b, 新潟県中越地震後の東海道新幹線の地震対策—脱線・逸脱防止対策 (2)—, JREA, **53**, 34889-34894.
- 東海旅客鉄道株式会社 総合技術本部技術開発部, 2010c, 新潟県中越地震後の東海道新幹線の地震対策—脱線・逸脱防止対策 (3)—, JREA, **53**, 34949-34954.
- 東京都建設局, 2015, 東京の地盤 (GIS版), <http://www.kensetsu.metro.tokyo.jp/jigyo/tech/start/03-jyouhou/geo-web/00-index.html>, (2018-12-08 参照).

- Trifunac, D. M., G. A. Brady, 1975, A study on the duration of strong earthquake ground motion, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **65**, 581-626.
- Tsuda, K., J. R. Archuleta, K. Koketsu, 2006, Quantifying the spatial distribution of site response by use of the Yokohama high-density strong-motion network, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **96**, 926-942, doi:10.1785/0120040212.
- Tsuda, K., K. Koketsu, Y. Hisada, T. Hatayama, 2010, Inversion analysis of site responses in the Kanto Basin using data from a dense strong motion seismograph array, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **100**, 1276-1287, doi:10.1785/0120090153.
- 東田進也, 小高俊一, 芦谷公稔, 大竹和生, 野坂大輔, 2004, P波エンベロープ形状を用いた早期地震諸元推定法, *地震* **2**, **56**, 351-361.
- 津野靖士, 工藤一嘉, 2005, 微動を用いた空間自己相関法によるS波速度構造の実務利用への評価, *日本建築学会構造系論文集*, **596**, 17-24.
- 宇津徳治, 1984, *地震学*, 共立出版社.
- Wenzel, F., M. Oncescu, M. Baur, F. Fiedrich, and C. Ionescu, 1999, An early warning system for Bucharest, *Seismol. Res. Lett.*, **70**, 161-169.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1991, Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, **72**, 441.
- Wieland M., L. Griesser, and C. Kuendig, 2000, Seismic early warning system for a nuclear power plant, *Proc. 12th WCEE*, Paper No. 1781.
- Wu, Y. M. and H. Kanamori, 2005a, Experiment on an onsite early warning method for the Taiwan early warning system, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **95**, 347-353, doi:10.1785/0120040097.
- Wu, Y. M. and H. Kanamori, 2005b, Rapid assessment of damage potential of earthquakes in Taiwan from the beginning of P waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **95**, 1181-1185, doi:10.1785/0120040193.
- 山水史生, 高橋博, 後藤典俊, 太田裕, 1981, やや深い速度のS波速度構造 —府中2,750m観測井における測定とまとめ—, *地震* **2**, **34**, 465-479.
- Yamamoto, S., and M. Tomori, 2013, Earthquake early warning system for railways and its performance, *Journal of JSCE*, **1**, 322-328.
- 山中浩明, 中丸明子, 栗田勝実, 瀬尾和大, 1998, 表層の地盤条件を拘束条件にしたS波スペクトルのインバージョンによるサイト特性の評価, *地震* **2**, **51**, 193-202.
- Yamanaka, H., K. Ohtawara, R. Grutas, R. B. Tigliano, M. Lasala, I. C. Narag, and B. C. Bautista, 2011, Estimation of site amplification and S-wave velocity profiles in metropolitan Manila, the Philippines, from earthquake ground motion records, *Exploration Geophysics*, **42**, 69-79.

参考文献

- Yamanaka, H., Ö. T. Özmen, U. Çeken, and M. A. Alkan, 2017, Estimation of site amplification using ground motion records at strong motion station in Turkey, Joint Scientific Assembly of IAG and IASPEI, S07-1-03.
- 山谷博愛, 諸井孝文, 山中浩明, 1994, 地震情報直前検知・伝達システムの開発 (その 2) 評価手法及び稼働例, 日本建築学会大会学術講演便概集 (東海) 1994 年 9 月, 194-195.
- Yefei, R., W. Ruizhi, H. Yamanaka, and T. Kashima, 2013, Site effects by generalized inversion technique using strong motion recordings of the 2008 Wenchuan earthquake, *Earthq. Eng. & Eng. Vib.*, **12**, 165-184.
- Yoshimoto, K., H. Sato, and M. Ohtake, 1993a, Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method, *Geophys. J. Int.*, **114**, 165-174.
- Yoshimoto, K., H. Sato, S. Kinoshita, and M. Ohtake, 1993b, High-frequency site effect of hard rocks at Ashio, central Japan, *J. Phys. Earth.*, **41**, 327-335.
- 地震調査研究推進本部, 1999, 地震調査研究の推進について—地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策—, <https://jishin.go.jp/main/suion/honbu99a/h9s3b.htm>, (参照 2018-12-09).
- Zollo, A., O. Amoroso, M. Lancieri, Y. M. Wu, and H. Kanamori, 2010, A threshold-based earthquake early warning using dense accelerometer networks, *Geophys. J. int.*, **183**, 963-974, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04765.x.

謝 辞

本論文の執筆に当たり、多くの方々のご協力・ご支援をいただきましたので、ここに記してお礼申し上げます。

指導教官の山中浩明 教授には、たいへん熱心にご指導いただきました。社会人学生としての私の立場を慮り、多くの励ましのお言葉をいただいたことで、忙しい中でも充実した研究生活を送ることができました。審査員を引き受けて下さった田村哲郎 教授、浅輪貴史 准教授、海江田秀志 特任教授、盛川仁 教授、松岡昌志 教授からは、論文を改善するうえで多数の貴重なご意見をいただきました。地元孝輔 助教には、日々のゼミを通してご議論いただくとともに、研究室での生活に関して頻繁に相談に乗っていただきました。秘書の島本はるみ氏には、事務手続き等でご協力いただくとともに、多くの励ましのお言葉をいただきました。また、研究室の在学生・卒業生の皆様には、日頃から温かくお声がけいただいたことから、気軽に研究室に顔を出すことができました。

2012年7月から2年9か月にわたって出向した公益財団法人鉄道総合技術研究所の防災技術研究部および鉄道地震工学研究センターの皆様は、地震の研究について経験のなかった私に対して温かくご指導して下さいました。特に、津野靖士 博士は、研究の知識や技術、心構えについて、熱心に粘り強く指導して下さいました。そして、山中先生を始めとする多くの研究者の皆様をご紹介いただき、私が博士課程に進学するきっかけを作して下さいました。厚くお礼申し上げます。

博士課程への進学・通学に当たっては、勤務先である東日本旅客鉄道株式会社の多くの皆様に多大なるご支援・ご協力をいただきました。私の所属先である JR 東日本研究開発センター 防災研究所の鈴木博人 所長には、博士進学を強く勧めていただき、進学について悩んでいた私の背中を押していただきました。また、直属の上司である林博基 上席研究員、小林俊夫 前上席研究員、加藤健二 主幹研究員、植村昌一 主幹研究員、小林範俊 主幹研究員、鈴木修 前主幹研究員には、博士課程進学中の業務において格別のご配慮をいただきました。職場の同僚の方々にも、業務面と精神面の両方で厚いご支援をいただきました。特に、小野田恵一 博士には多くの業務をご協力いただくとともに、幾度となく相談に乗っていただきました。また、土木部門の現場社員の方々が日々管理している貴重な強震記録を利用させていただいたことが、本研究を進めるうえでの大きな力となりました。深くお礼申し上げます。

国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網 K-NET、基盤強震観測網 KiK-net の強震記録と地下速度構造データ、広帯域地震観測網 F-net の地震のメカニズム解、地

謝辞

震ハザードステーション **J-SHIS** の微地形区分を利用しました。首都圏強震動総合ネットワーク(**SK-net**) を通して、東京都、東京消防庁、神奈川県、横浜市、埼玉県、東大地震研の強震計・震度計の観測波形データを利用しました。東京都建設局が提供するボーリング柱状図を利用しました。気象庁が提供する一元化震源情報および射出角表のデータを使用しました。また、一部の図の作成には、**GMT (Generic Mapping Tools)** [Wessel and Smith (1991)] を利用しました。記して感謝いたします。

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