

関東平野における長周期地震動のサイト増幅特性と

三次元速度構造モデルの改良法に関する研究

Study on 3D velocity structure modeling  
based on averaged long period site response  
in Kanto Plain

2015年3月

早稲田大学大学院 創造理工学研究科

早川 崇

Takashi HAYAKAWA



関東平野における長周期地震動のサイト増幅特性と  
三次元速度構造モデルの改良法に関する研究

目 次

1 章 序論	1
1.1 研究の背景と目的	1
1.2 既往の研究	2
1.2.1 関東平野の長周期地震動のサイト増幅特性分布に関する研究	2
1.2.2 関東平野の三次元速度構造モデルに関する研究	3
1.2.3 三次元速度構造モデルの高度化に関する研究	5
1.3 本論の構成	7
1 章の参考文献	11
2 章 長周期地震動のサイト増幅特性の推定	15
2.1 サイト増幅特性の推定手法	15
2.1.1 観測記録	15
2.1.2 スペクトルインバージョン法	20
2.2 サイト増幅特性の推定結果	22
2.2.1 推定結果	22
2.2.2 推定されたサイト増幅特性の検証	35
2.3 サイト増幅特性が特に大きい領域の成因	46
2.3.1 千葉県市川市・船橋市付近	47
2.3.2 埼玉県・茨城県県境付近	48
2.3.3 神奈川県東部	51
2 章の参考文献	58

3 章 三次元速度構造モデルの改良法 .....	60
3.1 地震動シミュレーションに用いる地震の震源モデル.....	61
3.1.1 メカニズムと深さの推定 .....	61
3.1.2 震源時間関数の推定 .....	70
3.2 全国一次モデルの長周期地震動の再現性 .....	75
3.2.1 全国一次モデルの概要とモデル上面より浅い層のモデル .....	75
3.2.2 地震動シミュレーションの手法概要.....	86
3.2.3 地震動シミュレーションの結果.....	89
3.3 全国一次モデルの改良法.....	97
3.3.1 長周期地震動のサイト増幅特性と速度構造の関係 .....	98
3.3.2 モデルの改良法の提案 .....	114
3.3.3 モデルの改良法の検証 .....	125
3 章の参考文献.....	131
4 章 結論 .....	133
参考文献 .....	135
謝辞	

## 1 章 序論

### 1.1 研究の背景と目的

地震調査研究推進本部によれば今後 30 年間に首都圏で M7 規模の地震が発生する確率は 70% 程度と発表されている<sup>1)</sup>。また M8, M9 規模の南海トラフ沿いの巨大地震が発生する確率は 60~70% と発表されている<sup>2)</sup>。M7 規模の大地震ではコーナー周期が約 2~6 秒程度で<sup>3)</sup>、M7 規模以上の地震では周期数秒以上の地震波が強く放射されると考えられる。首都圏には高層建物や免震建物等の長周期構造物が多く存在し、免震建物は 2~4 秒<sup>4)</sup>、評定物件となった高層建物は約 1~4 秒<sup>4)</sup>に固有周期を有する。これらの建物の耐震安全評価において、その固有周期帯域の地震動評価が特に重要である。大地震が切迫しているとされる現在、関東平野における周期数秒程度の地震動評価は重要な課題となっている。

周期 2 秒程度以上の地震波は決定論的な扱いが可能であること、様々な建設サイトで評価できることから、三次元地下構造モデルを用いた理論的手法が長周期の強震動評価に適している。2012 年に地震調査研究推進本部より三次元地下構造モデルである全国 1 次地下構造モデル<sup>5), 6), 7)</sup> (以後、全国 1 次モデル) が公開された。全国 1 次モデルの関東平野周辺では、モデルの検証周期が 3.5 秒以上<sup>8)</sup>と長周期構造物の周期帯が十分カバーされていないこと、検証地点が限られていること、が長周期構造物の耐震安全性評価のための地震動予測用モデルとしての課題である。

全国一次モデルは公開されているため、様々な研究者が地下構造の研究成果を全国一次モデルに反映することが可能である。同モデルに研究成果を反映することは相互比較による研究の高度化や、社会還元の観点から非常に重要である。また全国一次モデルは近年の物理探査が反映された最新の三次元地下構造モデルであり、高精度化する初期モデルとしても利用価値が高い。このような背景と合わせて考えると、全国一次モデルの課題解決は研究の高度化と社会還元非常に有用と考えられる。

本研究ではこれらの背景を踏まえ、関東平野において、1) 周期 2~5 秒の地震動 S 波に対する地震基盤より上層による地震動増幅率の分布を明らかにし、2) 全国一次モデルの周期 2~5 秒の地震動 S 波の再現性調査と改良法の作成、を目的とした。

本研究では、地震基盤は地殻の最上層で S 波が約 3km/s の岩盤を指し、地震基盤より上層による S 波の増幅率をサイト増幅特性と呼ぶ。

## 1.2 既往の研究

### 1.2.1 関東平野の長周期地震動のサイト増幅特性分布に関する研究

1995年の兵庫県南部地震を契機として、防災科学技術研究所により K-NET は 1996年、KiK-net は 2000年から全国の記録が公開されている。気象庁は 95型地震計となった 1997年ごろから観測点数を大幅に増やし、全国の記録を公開している。このような背景から 2000年以降、地域の観測網の記録も合わせて大規模な平野の地震動空間分布の研究が可能となってきた。

関東平野において周期 2 秒以上の長周期の地震動増幅特性を、記録に基づいて面的に評価した研究には、横浜市の高密度強震計ネットワークを用いたスペクトルインバージョンによるサイト増幅特性<sup>9)</sup>、防災科学技術研究所の K-NET と KiK-net の記録を用いた関東平野の西縁の地震基盤の観測記録と平野内の地表の観測記録のスペクトル比から評価した研究<sup>10)</sup>、K-NET、KiK-net と気象庁の記録を用いた加速度応答スペクトルの距離減衰の回帰式から評価した研究<sup>11)</sup>、等がある。文献<sup>9)</sup>、<sup>10)</sup>では本研究と同じく S 波のサイト増幅特性が、文献<sup>11)</sup>では表面波を含むサイト増幅特性が推定されている。文献<sup>10)</sup>では数十キロ km 程度の間隔の K-NET、KiK-net による観測記録を用いてサイト増幅特性が推定され、基盤深度およびみかけ入射角との関係が調査されている。基盤深度が 3km、みかけ入射角が 0~40° の場合、周期 2~3 秒と周期 3~6 秒のサイト増幅特性は 3 倍程度と推定されている。文献<sup>9)</sup>による横浜市における周期 1~2 秒のサイト増幅特性は 2~4 程度で、周期帯がやや異なるが文献<sup>10)</sup>と同程度のサイト増幅特性が推定されている。文献<sup>11)</sup>の周期 3 秒の地盤増幅率は、表面波を含むことから東京、神奈川で 5~10 倍程度と他に比べて大きい。

文献<sup>9)</sup>による周期 1~2 秒のサイト増幅特性は数キロ程度の距離で 2~4 の間を変動している。本研究で対象とする周期 2~5 秒は長周期であるため周期 1~2 秒より変動が少ないと考えられる。周期 2~5 秒の変動距離が不明であるため、その分布を把握するには同程度の観測点間隔が望まれる。文献<sup>9)</sup>のサイト増幅特性は周期 2 秒で、本研究で対象とする周期 2~5 秒はほとんどカバーされていない。関東平野において周期 2~5 秒の地震動 S 波のサイト増幅特性の分布の調査は現在不十分であり、本研究で推定することとした。

## 1.2.2 関東平野の三次元地下構造モデルに関する研究

関東平野では地震動評価を目的とした、堆積層の三次元 S 波速度構造モデルが複数提案されている。代表的なモデルには、

a) 地質構造<sup>12)</sup>に深井戸の速度検層結果や waveform modeling で S 波速度を付与したモデル（地質モデル）<sup>13)</sup>

b) アレー微動による一次元速度構造から推定したモデル（微動モデル）<sup>14)</sup>

c) 屈折 P 波の走時と重力異常のジョイントインバージョンによるモデル（ジョイントインバージョンモデル）<sup>15)</sup>

がある。

地質モデルは 3 モデルの中では最も古い。地質モデルに用いられた地質構造は新しい物理探査結果が反映されて改良<sup>16)</sup>されている。新しい地質構造では三浦半島から横浜に向かって地震基盤が急に落ち込んでおり、表面波の発生に強く影響する<sup>17), 18)</sup>。このため、現在ではこの地震基盤の落ち込みを反映した微動モデルやジョイントインバージョンモデルがよいと考えられる。

微動モデルはアレー微動からレイリー波の位相速度を検出し、その逆解析から求まる一次元構造を複数並べて作成したモデルである。地表付近の S 波速度構造の推定精度は高いが、長周期微動の観測の難しさから深い地震基盤の深度推定精度が低下する場合がある。

ジョイントインバージョンモデルは人工地震波による屈折 P 波の走時で地震基盤深度の拘束力を高め、データ空間密度が高い重力異常で補間を正確に行ったモデルである。推定された構造は P 波速度構造で経験式により S 波速度構造に変換する。関東平野の P 波速度は S 波速度と高い相関があり<sup>19)</sup>、変換された S 波速度構造も妥当と考えられる。地表面付近では速度構造の分解能が低下するため、微動モデルによる下総層の層厚と速度を拘束条件としている。ジョイントインバージョンモデルは微動モデルを取り込んでおり、文献<sup>16)</sup>の地質構造とも対応しているため、様々な地下構造の情報と最も矛盾のないモデルと考えられる。

全国一次モデルは、ジョイントインバージョンモデルを地震波後続動の水平／上下スペクトル比でチューニングしたモデルである。2000 年から 2004 年に観測された M6.5 以上の 27 地震において観測された、関東平野の K-NET の記録から水平／上下スペクトルを求め、構造モデルより計算されるレイリー波の基本モードの水平動と上下動の

振幅比のスペクトル形状・ピーク周期が対応するように修正がなされている。Q 値は振動数に比例し，レファレンス振動数における Q 値は S 波速度[m/s]の  $1/5$  としている。レファレンス振動数は 0.2Hz で，中規模地震の地震動シミュレーションから設定されている。地震基盤以深は大陸の地殻構造の下にフィリピン海プレートおよび太平洋プレートがモデル化されている。

想定東海地震の長周期地震動評価のため，その震源域近傍である静岡県中部の地震 (M6.0) で全国一次モデルの関東平野領域は検証されている。対象周期は 3.5 秒以上である。1.1 で述べたように公開されていること，様々な情報と矛盾がなく，地震動の再現性も検討されていることから本研究では改良のベースモデルとして採用した。



### 1.2.3 三次元地下構造モデルの高度化に関する研究

厚い堆積層の三次元モデルの改良には、

方法 1) 地震動の計算波形を観測波形に直接合わせるように、手動または自動で修正する方法

方法 2) 物理探査による一次速度構造を反映する方法

の 2 つの方法に大別される。

方法 1) には複数の二次元断面で地層境界を修正する方法<sup>20)</sup>、や三次元の地層境界を直接修正する方法<sup>例えば 21)</sup>等がある。計算量を減らすため、地層境界面の三次元形状は境界面を複数領域に分け、少ないパラメータの関数で領域内の形状を表現する必要がある。パラメータの推定には非線形の最小二乗法が用いられる。非線形の最小二乗法の安定性には、観測波の数や複雑さ、領域の面積等が複雑に関係するため、関数設定や領域の大きさの設定には多くの経験が必要と考えられる。また短周期になるほど膨大で複雑な計算を必要とする。今後計算機の性能が飛躍的に向上すれば、最もよい方法と考えられる。

方法 2) で用いられる物理探査には、

2a) アレー微動による表面波位相速度の逆解析<sup>例えば 22), 23)</sup>、

2b) 地震動の後続動および微動の水平／上下スペクトル比の逆解析<sup>例えば 24), 25)</sup>

が多く用いられる。2a) は同時計測した多点の微動から表面波の位相速度を推定し、位相速度を再現する、計測範囲における平均的な一次元構造を求める。2b) は微動や地震波後続動の水平／上下スペクトル比のピークの振動数やスペクトル形状に、レイリー波の理論楕円率が一致するように観測点直下の一次元構造を求める。

2a) は地震動に強く影響する S 波の一次元構造を推定できる長所がある。しかし多地点での推定には多くの人数と労力を必要とする。現状では地震観測点に比べ探査結果が少ない。2b) は観測が容易で多地点のデータ取得が可能であること、S 波の一次固有振動数を再現できる一次元構造を推定できる長所がある。しかし高次の固有周期や増幅率を再現できるような S 波速度構造は難しい。

下記の物理探査は厚い堆積層の三次元モデルに用いられるケースは少ないが、有用と考えられる。

2c) 地震動の Receiver function の逆解析<sup>例えば 26), 27)</sup>

2d) 波動拡散理論に基づく地震動の後続動および微動の水平／上下スペクトル比

の逆解析<sup>例えば 28), 29)</sup>

2e) 地震動のスペクトルインバージョンによるサイト増幅特性の逆解析<sup>例えば 30), 31)</sup>

2c) は地震動 P 波部の水平／上下のフーリエスペクトル比の逆変換波に、 $\delta$  関数の平面 P 波の斜め入射時の地表波形が一致するように観測点直下の一次元構造を求める。

2d) は微動の場合、水平／上下スペクトル比に、加振点と観測点が共に観測点である水平と上下のグリーン関数の虚数部の比が一致するように観測点直下の一次元構造を求める、また地震動実体波の場合は、鉛直入射の平面 S 波と平面 P 波の増幅スペクトルの比が一致するように観測点直下の一次元構造を求める。2e) はサイト増幅特性に、鉛直入射の S 波の増幅スペクトルが一致するように観測点直下の一次元構造を求める。

2c), 2d) は Q 値の推定と単点記録で可能である長所があるが、精度のよい S 波速度～P 波速度の関係が必要である。2d) は高次の表面波の寄与が正確に取り込めるため、2b) とは異なり S 波速度構造が推定できる可能性がある。手法が新しいため検討事例が少なく、今後適用事例を増やす必要がある。

サイト増幅特性の逆解析を除く物理探査ではサイト増幅特性を正確に反映できないことがあり、2e) は Q 値の推定とサイト増幅特性を確実に再現できる長所がある。

本研究では 2e) の方法で全国一次モデルを改良した。関東平野では強震観測網が高密度に展開されており、データの空間密度の観点でも有利である。関東平野の適用例には文献<sup>30)</sup>があるが、周期 2 秒以下の短周期のサイト増幅特性が主として工学的基盤以浅の浅層の改良に用いられている。周期数秒以上の長周期のサイト増幅特性で関東平野の三次元地下構造モデルを改良した研究はない。

### 1.3 本論の構成

本研究では、関東平野の長周期地震動のサイト増幅特性を観測記録から明らかにし、同サイト増幅特性を用いた全国一次モデルの改良法を提案することを目的とする。

図 1-1 に本研究の研究の流れと章の関係を示す。

1 章では最初に研究の背景と目的を述べる。次に本研究の基礎となる既往の研究をレビューするとともに、本研究で実施したスペクトルインバージョンは長周期地震動で高密度・広範囲である新規性と、地下構造モデルのチューニングはサイト増幅特性を用いる利点と新規性を指摘する。

2 章では関東平野をカバーする高密度な地震観測網の記録を用い、長周期のサイト増幅特性分布をスペクトルインバージョン法により推定する。本研究で長周期とは、長周期構造物の固有周期に当たる周期 2~5 秒を表す。図 1-2 にサイト増幅特性の推定範囲を示す。サイト増幅特性の検証のため、鉛直アレー観測記録から地表と地震基盤間のスペクトル比を算定し、スペクトル比から地震基盤における反射波の影響を理論的に除いてサイト増幅特性と比較する。サイト増幅特性が特に大きい領域に関しては、その成因を地下構造の観点から検討する。

3 章ではサイト増幅特性を用いた全国 1 次モデルの改良法を提案する。関東平野の中でもサイト増幅特性が特に高密度に得られていること、長周期構造物が多く存在しその地震防災が重要であることから、東京都東部、神奈川県東部、千葉県西部を含む図 1-2 の範囲を対象とした。改良方法の有効性は千葉県中部の地震 (M6.0) の地震動を三次元差分法<sup>32)</sup>でシミュレーションし、長周期地震動の再現性の向上から確認した。

3.1 節では千葉県中部の地震を点震源でモデル化する。防災科学研究所の F-net においても同地震の深さとメカニズムを推定しているが、周期 20 秒以上の地震動で推定された結果であり、本研究で扱う長周期と大きく異なるため本研究で推定した。震源時間関数は推定されていないため本研究で推定した。

3.2 節では全国 1 次モデルの長周期地震動の再現性を検討する。再現性が悪い場所と 2 章のサイト増幅特性の分布を比較して、サイト増幅特性の反映の必要性を考察する。また、全国一次モデルが有する増幅特性の課題を指摘し、モデル改良法の方針に用いる。

3.3 節では表層の速度構造の見直しによる、全国一次モデルの改良法を提案する。周期によってサイト増幅特性に強く影響する表層の深さは異なるため、長周期のサイト

増幅特性に強く影響する表層の深さを検討する．対象領域内の平均的な一次元構造を用いたパラメトリックな検討により，深さに比例する速度構造が全国一次モデルの改良に有効であることを示す．反射法による多数の P 波の一次元構造データから，長周期のサイト増幅特性と深さに比例する構造の経験式を作成する．2 章のサイト増幅特性と深さに比例する構造の経験式から全国一次モデルを改良する．全国一次モデルと同じ地震動シミュレーションを実施して，地震動記録の再現性の向上から改良方法の有効性を確認する．

## 2章 長周期地震動のサイト増幅特性の推定

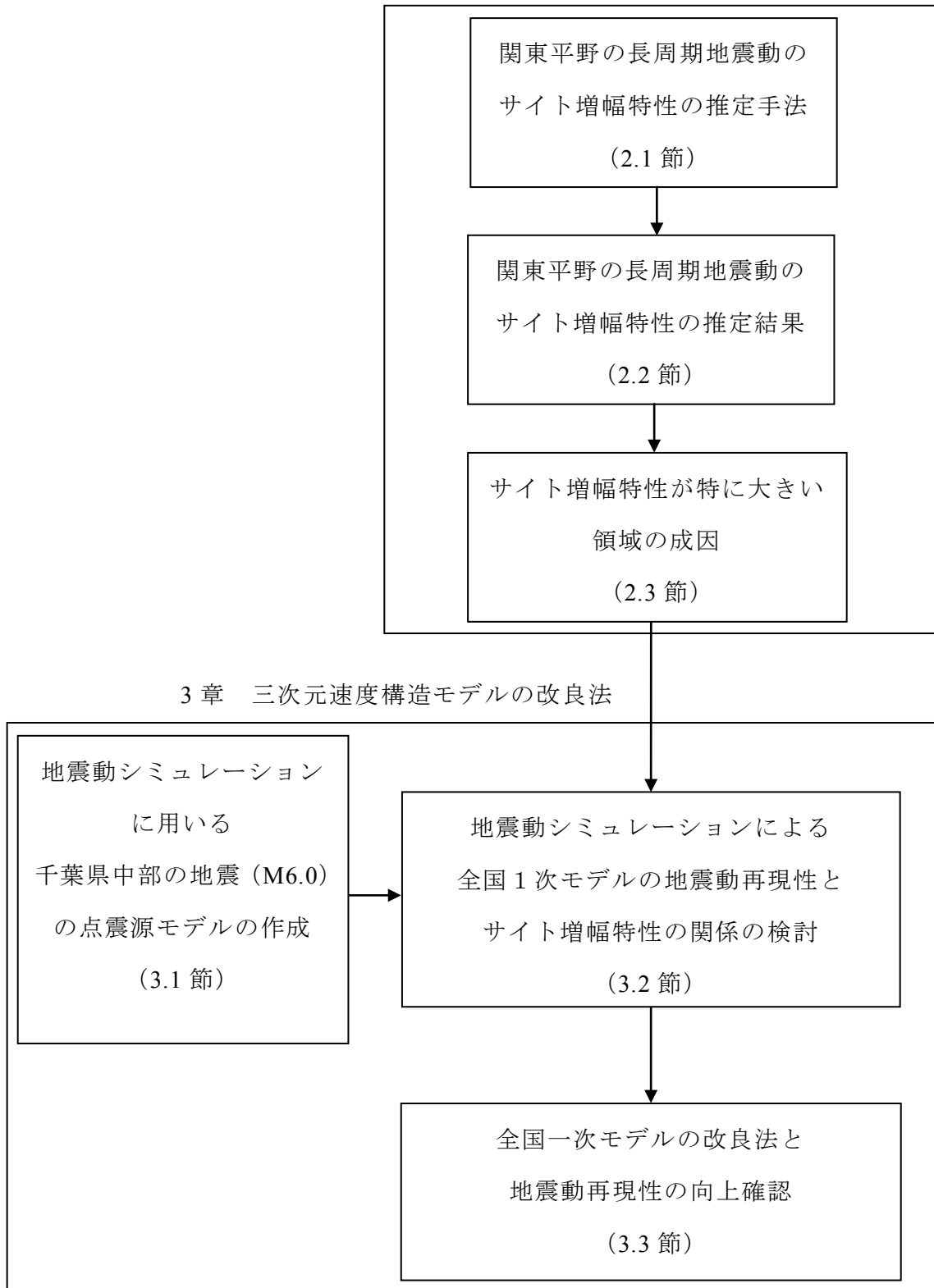
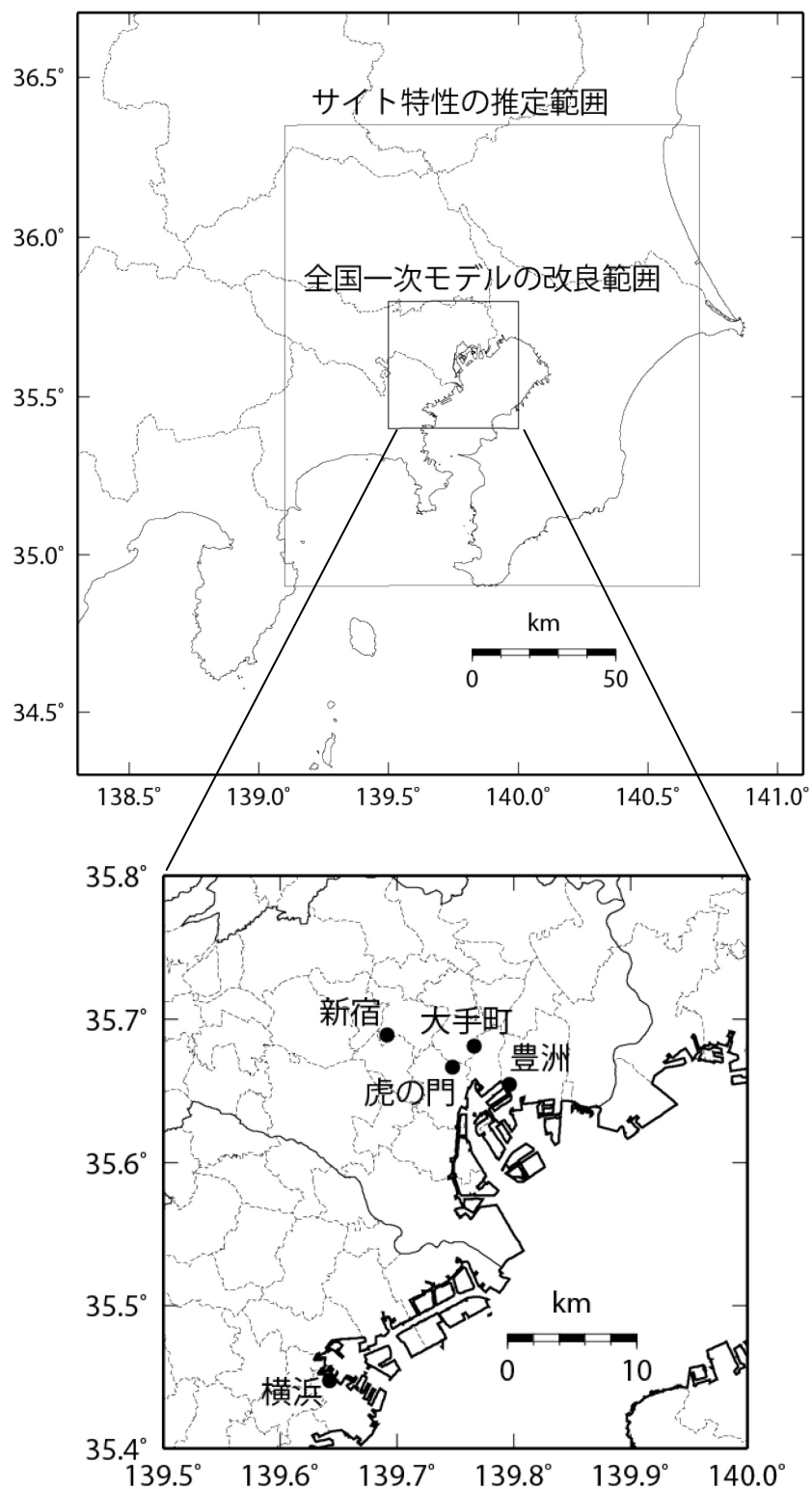


図1-1 本研究の流れと論文構成



サイト増幅特性を推定した範囲（実線）全国一次モデルの改良範囲（太実線），

図 1 — 2 サイト増幅特性を推定した範囲，全国一次モデルの改良範囲

## 1 章の参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 : 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価,  
(オンライン) <[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04aug\\_sagami/sagami.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04aug_sagami/sagami.pdf)> ,  
(参照 2014.10.30) .
- 2) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 : 南海トラフの地震活動の長期評価(第二版) について, (オンライン)  
<[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/13may\\_nankai/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/13may_nankai/index.htm)>, (参照 2015.1.20) .
- 3) T. Satoh, H. Kawase and T. Sato : Statistical Spectral Model of Earthquakes in the Eastern Tohoku District, Japan, Based on the Surface and Borehole Records Observed in Sendai, Bull. Seismol. Soc. Am, Vol.87, No.2, pp.446-462, 1997.
- 4) 大林長仁, 大宮幸, 高師利明 : 超高層・免震建築物等の構造特性の動向, 2014・12/ビルディングレター, pp.1-11, 2014.
- 5) 田中康久・額額一起・三宅弘恵・古村孝志・佐藤比呂志・平田直・鈴木晴彦・増田徹 : 首都圏下の速度構造の大大特コミュニティモデル(1): 屈折法・重力・自然地震データによる第一次モデル, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会, S079-P010, 2005.
- 6) K. Koketsu, H. Miyake, and H. Suzuki : Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No.1773, 2012.
- 7) 地震調査研究推進本部 : 「長周期地震動予測地図」2012 年度試作版, (オンライン), 入手先<[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12\\_choshuki/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/index.htm)>, (参照 2014.10.30) .
- 8) 地震調査研究推進本部 : 「長周期地震動予測地図」2009 年度試作版, (オンライン), 入手先[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09\\_choshuki/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/index.htm), (参照 2014.10.30) .
- 9) K. Tsuda, R. J. Archuleta and K. Koketsu : Quantifying the Spatial Distribution of Site Response by Use of the Yokohama High-Density Strong-Motion Network, Bull. Seismol. Soc. Am, Vol.96, No.3, pp.926-942, 2006.

- 10) 増井大輔, 翠川三郎 : 地震記録に基づく工学的基盤以深の堆積盆地による増幅率とその簡便な評価, 土木学会論文集 A, Vol67, No.3, pp.531-538, 2011.
- 11) 佐藤智美, 大川出, 西川孝夫, 佐藤俊明 : 長周期応答スペクトルの地盤増幅率の経験的予測式とその理論的解釈, 日本建築学会構造系論文集, 第76巻, 第669号, pp.1905-1914, 2011.
- 12) 鈴木宏芳 : 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造, 防災科学技術研究所研究報告, 第56号, pp.77-123, 1996.
- 13) T. Sato, R. W. Graves, P. G. Somerville : Three-dimensional finite-difference simulation of long-period strong motions in the Tokyo Metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake ( $M_J$  5.1) and the great 1923 Kanto earthquake ( $M_S$  8.2) in Japan. Bull. Seismol. Soc. Am. Vol.89, pp.579-607, 1999.
- 14) 山中浩明, 山田伸之 : 強震動評価のための関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築, 物理探査, 第59巻, 第6号, pp.549-560, 2006.
- 15) K. Koketsu, H. Miyake, Afnimar, and Y. Tanaka : A Proposal for a Standard Procedure of Modeling 3-D Velocity Structures and Its Application to the Tokyo Metropolitan Area, Japan, Tectonophysics, 472, pp.290-300, 2009.
- 16) 鈴木宏芳 : 関東平野の地質構造, 防災科学技術研究所研究報告, 第63号, pp.1-19, 2002.
- 17) 早川崇, 吉村智昭, 永野正行 : 地下構造モデルの差が関東平野の長周期地震動計算に及ぼす影響, 日本建築学会技術報告集, 第35巻, pp.73-80, 2011.
- 18) 山田伸之, 山中浩明 : 地震動シミュレーションのための関東平野南西部の3次元地下構造モデルの比較 —1999. 5.22 神奈川県西部の地震 ( $M_{JMA}$ 4.1) を用いた検討—, 地震第2輯, 第53巻, pp.313-324, 2001.
- 19) 林広樹, 柳沢幸夫, 武田哲也, 関口渉次, 笠原敬二 : 関東平野の地下における新第三系の年代と地震波速度, フィッション・トラック ニュースレター, 第21号, pp.9-15, 2008.
- 20) 引間和人, 瀨瀬一起 : 波形インバージョンによる2次元速度構造の推定とそれを用いた3次元速度構造モデルの構築, 第13回日本地震工学シンポジウム, pp.3755-3762, 2010.



- 21) A. Iwaki and T. Iwata : Estimation of Three-Dimensional Boundary Shape of the Osaka Sedimentary Basin by Waveform Inversion, *Geophys. J. Int.*, 186, pp.1255-1278, 2011.
- 22) T. Kagawa, B. Zhao, K. Miyakoshi, and K. Irikura : Modeling of 3D Basin Structures for Seismic Wave Simulations Based on Available Information on the Target Area: Case Study of Osaka Basin, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.94, No.4, pp.1353-1368, 2004.
- 23) T. Satoh, H. Kawase, T. Sato, and A. Pitarka : Three-Dimensional Finite-Difference Waveform Modeling of Strong Motions Observed in the Sendai Basin, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.91, No.4, pp.812-825, 2001.
- 24) 福和伸夫, 佐藤俊明, 早川崇, 池田善幸, 野崎京三 : 濃尾平野の地盤調査とそのモデル化, 月刊地球号外, No.37, pp.108-118, 2002.
- 25) 関口春子, 吉見雅行, 堀川晴夫, 吉田邦一, 鈴木晴彦, 松山尚典, 森野道夫, 滝沢文教, 劉瑛 : 新潟堆積盆地 3次元地盤構造のモデル化, 活断層・古地震研究報告, No.9, pp.175-259, 2009.
- 26) 小林喜久二, 植竹富一, 土方勝一郎 : 地震動の水平/上下スペクトル比の逆解析による地下構造推定法の標準化に関する検討, 日本建築学会学術講演梗概集, 構造 II, pp.185-186, 2005.
- 27) 山中浩明, 元木健太郎 : レイリー波位相速度とレシーバ関数の同時逆解析による新潟県柏崎市の深部地盤の S 波速度構造の推定, 物理探査, 第 62 巻, 第 2 号, pp.237-247, 2009.
- 28) F. Nagashima, S. Matsushima, H. Kawase, F. J. Sánchez-Sesma, T. Hayakawa, T. Satoh, and M. Oshima : Application of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Ground Motions to Identify Subsurface Structures at and around the K-NET Site in Tohoku, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.104, No.5, pp.2288-2302, 2014.
- 29) T. Satoh, T. Hayakawa, M. Oshima, H. Kawase, S. Matsushima, F. Nagashima, and K. Tobita : Site Effects on Large Ground Motions at KiK-net Iwase Station IBRH11 during the 2011 Tohoku Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.104, No.2, pp.653-668, 2014.
- 30) 川瀬 博, 松尾秀典 : 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 波速度構造との対応, 日本地震工学会論文集, 第 4 卷, 第 4 号, 2004.

- 31) 山中浩明, 大堀道弘, 翠川三郎 : 地震記録に基づく地盤増幅特性の逆解析による関東平野のシームレス S 波速度構造モデルの推定, 日本建築学会学術講演梗概集, 構造 II, pp.47-48, 2009.
- 32) A. Pitarka : 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.89, No.1, pp.54-68, 1999.

## 2 章 長周期地震動のサイト増幅特性の推定

2 章では、関東平野をカバーする高密度な地震観測網の記録を用い、周期 2~5 秒の長周期のサイト増幅特性分布をスペクトルインバージョン法により推定する。

2.1 節では観測記録およびスペクトルインバージョン法の概要を述べる。

2.2 節では推定されたサイト増幅特性について述べる。鉛直アレー観測の地表と地震基盤の記録からサイト増幅特性を直接算定し、スペクトルインバージョン法によるサイト増幅特性と比較する。

2.3 節ではサイト増幅特性が特に大きい領域に関して、その成因を地下構造の観点から個別に検討する。

### 2.1 サイト増幅特性の推定手法

#### 2.1.1 観測記録

観測記録には東京大学地震研究所が運営する SK-net<sup>33)</sup>の記録を用いた。SK-net は自治体、東京消防庁、東京大学地震研究所、KiK-net 及び K-NET の強震観測網を統合した関東平野の非常に高密度な地震観測網である。図 2-1 に本研究で使用した観測点を示す。

検討した地震は、関東平野直下の深さ 50km 程度で発生した、M5 弱から M6 規模の地震である。関東平野直下の深さ 50km 程度で発生した地震を選んだ理由は、S 波のサイト増幅特性を推定するため、表面波が少なく S 波が卓越する必要があるからである。M5 弱から M6 規模の地震を選んだ理由は、スペクトルインバージョンの点震源仮定が成立する上限の地震と考えたからである。文献<sup>34)</sup> は本研究で検討した地震について、SK-net の観測記録の S 波部のフーリエスペクトルを算定している。同文献では地表の加速度波形において S 波の立ち上がりを目視で読み取り、そこから 10 秒間のデータがフーリエスペクトルの算定に用いられている。本研究では文献<sup>34)</sup> のフーリエスペクトルを用いた。表 2-1 にサイト増幅特性の推定に用いた地震を示す。同表中の地震番号は文献<sup>34)</sup> と同じ番号である。図 2-2 に検討した地震の震央とメカニズムを示す。

全ての観測記録を用いると、Q 値が既往の研究<sup>35)</sup>と比較して大きく推定された。その原因は記録の S/N 比が悪いことによると考えられるため、地震モーメントの比較的小さな地震における震源距離が大きい観測記録は検討から除いた。除外する記録の地

震モーメントと震源距離の関係は試行錯誤で設定した。その結果，防災科学技術研究所 F-net<sup>36)</sup>による地震モーメントが  $3.0E+16$  Nm (Mw 4.9) 未満の地震で震源距離が 90km を超える記録を除外した。

本研究では 10 秒間の S 波部分から算定された周期 5 秒までのスペクトルを用いた。周期 5 秒に関してはスペクトルの推定精度が問題になるが，PS 検層による速度構造の理論 S 波増幅と，推定されたサイト増幅特性が複数地点で対応 (2.2.2 項) することを確認し問題ないと判断した。

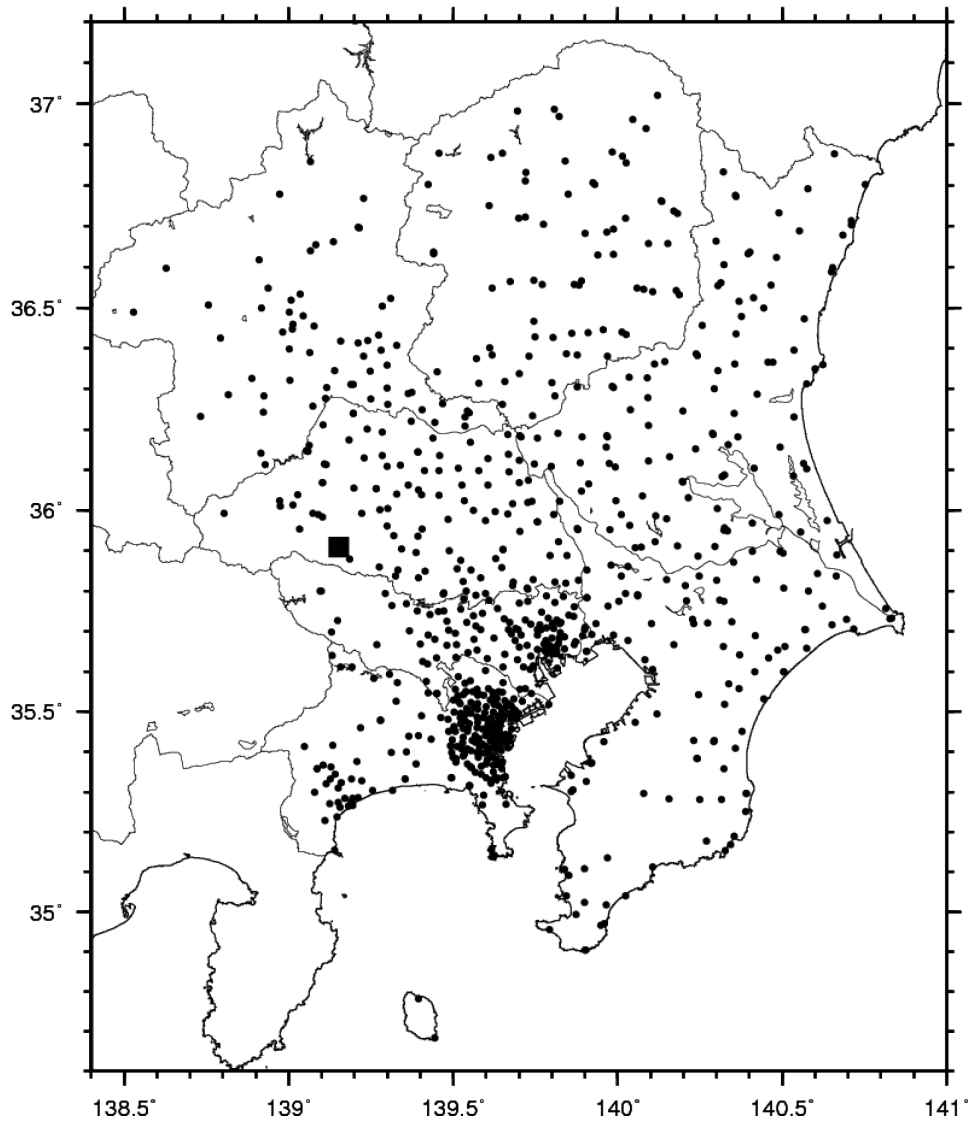


図 2 - 1 本研究で使⽤した観測点 (■はレファレンス地点の SITH07)

表 2 - 1 検討に用いた地震

	Event (Date)	Lat. <sup>†</sup> (N)	Long. <sup>†</sup> (E)	Depth <sup>†</sup> (km)	Moment <sup>†</sup> [Nm]	M <sub>w</sub>	fc <sup>§</sup> [Hz]	備考
E01	2003/3/13	36.09	139.87	50	2.34E+16	4.8	1.95	○
E02	2003/4/8	36.07	139.91	44	2.11E+16	4.8	1.69	○
E04	2003/5/12	35.87	140.09	50	7.07E+16	5.2	1.28	◎
E05	2003/5/17	35.74	140.70	53	1.13E+17	5.3	0.71	◎
E06	2003/8/18	35.80	140.11	71	1.92E+16	4.8	1.55	○
E07	2003/9/20	35.22	140.30	56	3.53E+17	5.6	0.89	◎
E08	2003/10/15	35.61	140.05	68	5.15E+16	5.1	1.60	◎
E10	2004/7/17	34.83	140.36	59	2.39E+17	5.5	1.34	◎
E12	2004/10/6	35.99	140.09	65	4.52E+17	5.7	0.78	◎
E13	2005/2/8	36.14	140.09	65	2.20E+16	4.8	2.11	○
E14	2005/2/16	36.04	139.90	53	1.33E+17	5.3	1.52	◎
E15	2005/4/11	35.73	140.62	50	9.65E+17	5.9	0.42	◎
E16	2005/6/20	35.73	140.69	51	3.81E+17	5.7	0.81	◎
E17	2005/7/23	35.58	140.14	73	9.11E+17	5.9	0.84	◎
E18	2005/7/28	36.13	139.85	51	2.28E+16	4.8	3.00	○

† は F-net による推定値， § は文献<sup>34)</sup> による推定値，

○ は震源距離 90km 以下の記録しか用いなかった地震， ◎ は全記録を用いた地震，

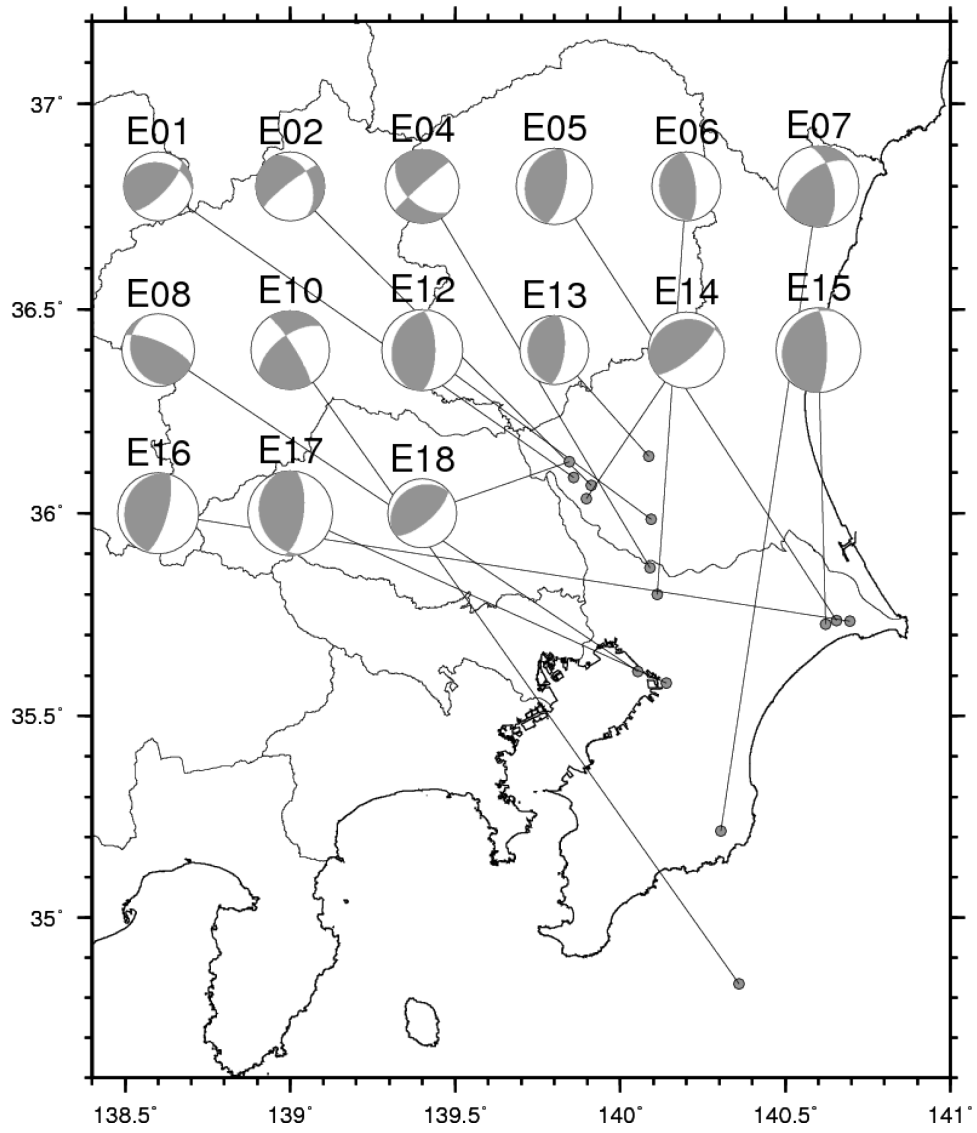


図 2 - 2 本研究でを使用した地震の震央と震源メカニズム解

## 2.1.2 スペクトルインバージョン法

本研究では周期 2~5 秒までのサイト増幅特性をスペクトルインバージョン<sup>37)</sup>により推定した。0.20Hz (周期 5 秒) ~0.50Hz (周期 2 秒) 間を 0.05 Hz 刻みの等間隔でサイト増幅特性を推定した。

水平二成分の加速度フーリエスペクトルの二乗和平方根  $A_{ij}$  を、震源距離が 1km における S 波の加速度フーリエスペクトル  $S_i$ 、幾何減衰項  $1/X$ 、内部減衰項  $b$ 、サイト増幅特性  $G_j$  の積で表す。

$$\log_{10} A_{ij}(f) = \log_{10} S_i(f) - \log_{10} X - \log_{10} b(f) + \log_{10} G_j(f) \quad (2-1)$$

$f$  は振動数である。  $i$  と  $j$  はそれぞれ地震と観測点の指標である。

スペクトルインバージョン法では最小二乗法により  $S_i$ ,  $b$ ,  $G_j$  を推定する。

このとき  $S_i$  と  $G_j$  はトレードオフの関係にあるため、レファレンス地点のサイト増幅特性  $G$  が 1 となる拘束条件を設ける必要がある。SITH07 (KiK-net 名栗) の地表観測点をレファレンス観測点とした。図 2-1 には■で SITH07 の位置を記した。同サイトの地中記録から推定された入射波と CHB003 (K-NET 白井), TKY006 (K-NET 小金井), SIT008 (K-NET 春日部) の地表記録のスペクトル比が、地下構造モデルによる地表/地震基盤間の理論増幅率と一致する<sup>10)</sup>。また周期 2 秒以上で同観測点の地表/地中記録のスペクトル比はほぼ 1 である<sup>6)</sup>ため、SITH07 の地表観測点は浅い地盤の増幅特性が少ない。出来る限り良好なレファレンス観測点として SITH07 の地表観測点を選んだ。

地震波の空間分布は 1 秒以上の長周期では震源の理論放射係数とよく一致することが指摘されている<sup>38)</sup>。しかし異なる震源位置やメカニズムの地震を多く用いることで放射特性が平均化され、等方放射仮定でもサイト増幅特性が推定できると考え、スペクトルインバージョンでは等方放射としている。この考えを確認するため、実際に検討した地震の放射係数を地震間で平均化して、等方放射係数との比をとった。理論放射係数は震源位置、震源メカニズム、地下構造の組み合わせで観測点毎に異なる。震源位置、震源メカニズムは F-net の推定値、地下構造は F-net で用いられている構造<sup>39)</sup>を用いて、S 波の理論放射特性  $F_s$  (SH 波と SV 波の理論放射特性の二乗和平方根) を観測点毎、地震毎に算定した。F-net によるメカニズムを図 2-2 に示す。地震間の平均  $F_s$  を観測点毎に算定し、平均  $F_s$  を理論放射特性  $F_s$  の全方位平均 (=0.63)<sup>40)</sup> で除



して，全観測点の比の平均と標準偏差を計算した．その結果，比の平均は 0.95，標準偏差は 0.22 であった．

比が 1 に近く標準偏差も小さいことから等方放射仮定でもサイト増幅特性が推定できると考えられる．なお実際には，震源や伝播経路の不均質性等により等方放射の性質を帯びるため標準偏差はより減少すると考えられる．

## 2.2 サイト増幅特性の推定結果

スペクトルインバージョンでは、震源距離が 1km (単位距離) における S 波の加速度フーリエスペクトル、伝播経路の Q 値、サイト増幅特性が推定される。2.2.1 項ではこれらの推定値を述べる。震源距離が 1km における S 波の加速度フーリエスペクトル、伝播経路の Q 値に関しては、同様な既往の調査結果が存在するため、それらとの対応を示した。2.2.2 項では、推定されたサイト増幅特性を地震基盤中に地中観測点が埋設されている KiK-net 観測点で検証する。

### 2.2.1 推定結果

#### (1) 震源スペクトル

スペクトルインバージョンで推定された (2-2) 式で定義される震源スペクトルから地震モーメント  $M_0$  を推定して、別途 F-net により推定されている地震モーメントとの関係を調べた。

$$S(f) = \frac{R_{\theta\phi} F_{SURF} P_{RTTN}}{4\pi\rho_s\beta_s^3} \sqrt{\frac{\rho_s\beta_s}{\rho_z\beta_z}} \frac{(2\pi f^2) M_0}{1+(f/f_c)^2} \quad (2-2)$$

$R_{\theta\phi}$  は震源の放射特性係数で理論放射特性  $F_s$  の全方位平均 0.63 を用いた。 $F_{SURF}$  は自由地盤の効果で 2、 $P_{RTTN}$  は水平二成分へのエネルギー分配を表す係数で、(2-1) 式で水平二成分の二乗和平方根を  $A_{ij}$  としたためここでは 1 である。 $\rho_s$  と  $\beta_s$  は震源における密度と S 波速度で、震源はフィリピン海プレートの海洋マントルに位置すると考えられるため、全国 1 次モデルに用いられている  $3.2\text{t/m}^3$  と  $4.7\text{km/s}$  とした。 $\rho_z$  と  $\beta_z$  はレファレンス地点における密度と S 波速度で、近傍の SITH10 の GL-100m の物性とした。つまり  $\beta_z$  を  $2.5\text{ km/s}$  とし  $\rho_z$  は S 波速度に対応した密度として  $2.5\text{ t/m}^3$  とした。 $f_c$  はコーナー振動数で、表 2-1 に示す文献<sup>34)</sup>の推定値を用いた。(2-2)式からスペクトルインバージョンを実施した全振動数で  $M_0$  を算定し、その平均を算出した。図 2-3 は F-net による推定値との比較である。ほぼ対応した地震モーメントが得られている。

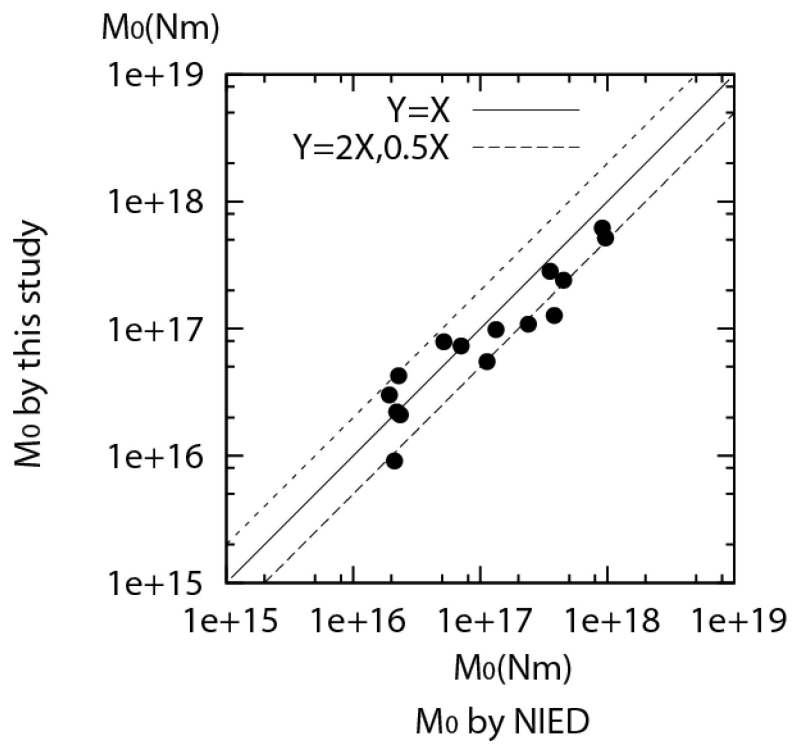


図 2 - 3 F-net (NIED) と本研究で推定された地震モーメントの比較

## (2) 伝播経路の Q 値

関東地域で推定された長周期の Q 値<sup>35)</sup>と比較した. 内部減衰項  $b$  を (2-3)式で表して Q 値を算定した.

$$b(f) = e^{\frac{-\pi R}{Q(f)\beta}} \quad (2-3)$$

$R$  は震源距離,  $\beta$  は伝播経路の平均 S 波速度で 3.6 km/s とした. 図 2-4 に文献<sup>34)</sup>と文献<sup>35)</sup>の Q 値との比較を示す. 0.5 Hz では全て一致する. 本研究の  $1/Q$  は 0.4 Hz 以下で文献<sup>35)</sup>より 30%程度大きい. 文献<sup>35)</sup>では神奈川県西部や伊豆半島の震源深さが 20 km 程度以下の地震が多く用いられ, 本研究と伝播経路が異なることが相違の要因として考えられる. なお文献<sup>35)</sup>において神奈川県西部や伊豆半島の地震に用いられている伝播経路の S 波速度は 3.49km/s であり, 本研究と同様な値である. 伝播経路の S 波速度の平均値の相違は少ないが, S 波速度構造の不均質性が異なると考えられる.

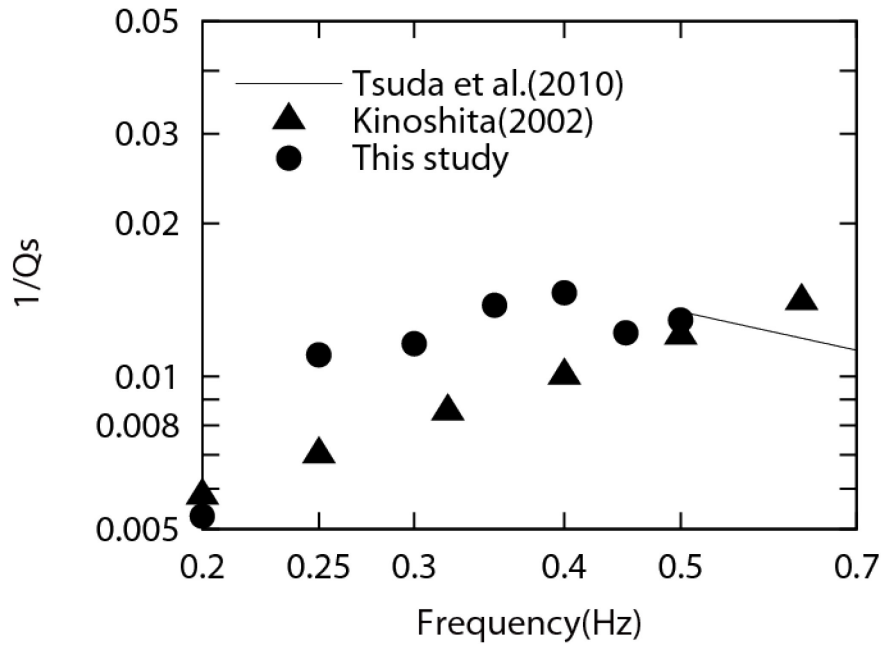


図 2 - 4 文献<sup>34)</sup>, 文献<sup>35)</sup>と本研究の Q 値の比較

### (3) サイト増幅特性

図 2-5～図 2-11 にそれぞれ周期 5.0, 4.0, 3.3, 2.9, 2.5, 2.2, 2.0 秒（振動数で等間隔）のサイト増幅特性分布を示す。同図中に観測点を黒点で示した。岩盤が露頭している関東平野の西側の山地でサイト増幅特性が 1 程度と小さく、平野で大きい。平野内でも、東京湾岸、東京都と千葉県の境や埼玉県東部の荒川周辺で、サイト増幅特性が大きい領域が広く認められる。

図 2-12～図 2-18 に観測点が高密度に存在する神奈川県東部、東京都東部、千葉県西部を拡大した図を示す。観測点毎にサイト増幅特性の周期 2～5 秒の幾何平均を求め、その平均を観測点間で幾何平均すると 3.9 倍、幾何標準偏差は 0.78 と 1.29 倍であった。0.20, 0.25, 0.40, 0.45, 0.50Hz では、サイト増幅特性が特異に小さい箇所が東京都江戸川区に認められる。図 2-12, 図 2-13, 図 2-16～図 2-18 に破線の四角で示す、この箇所の直ぐ隣の浦安でサイト増幅特性が急激に増大すること、この箇所には観測点がないことから補間により発生した人工的な極小点と考えられる。

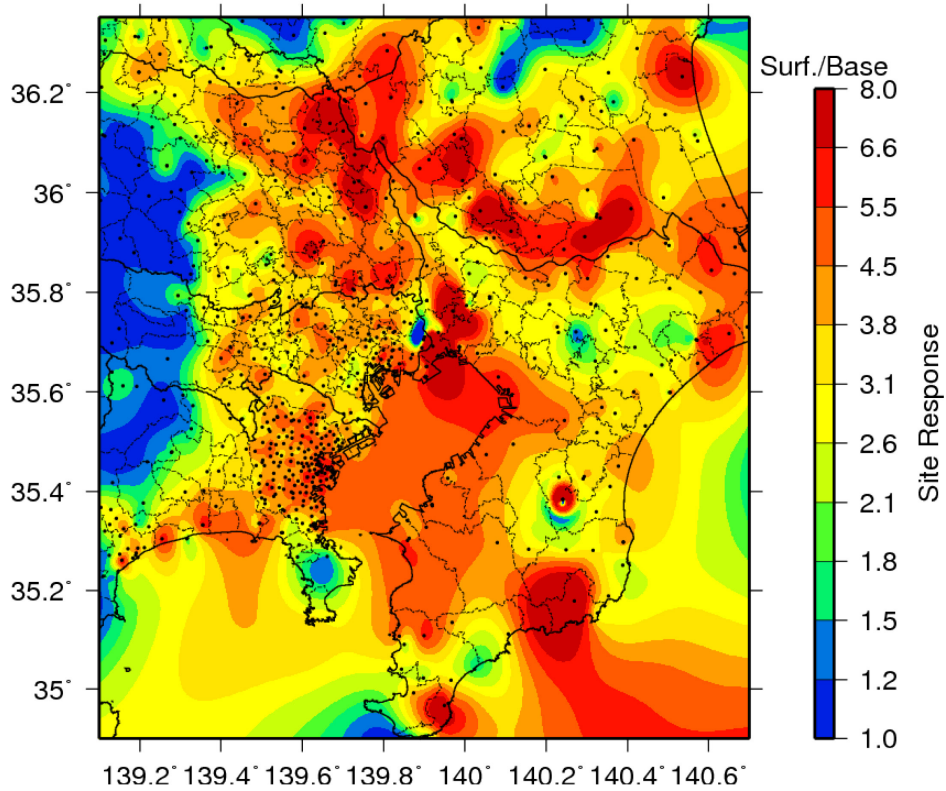


図 2 - 5 周期 5 秒 (0.20 Hz) のサイト増幅特性分布 (小点は観測点)

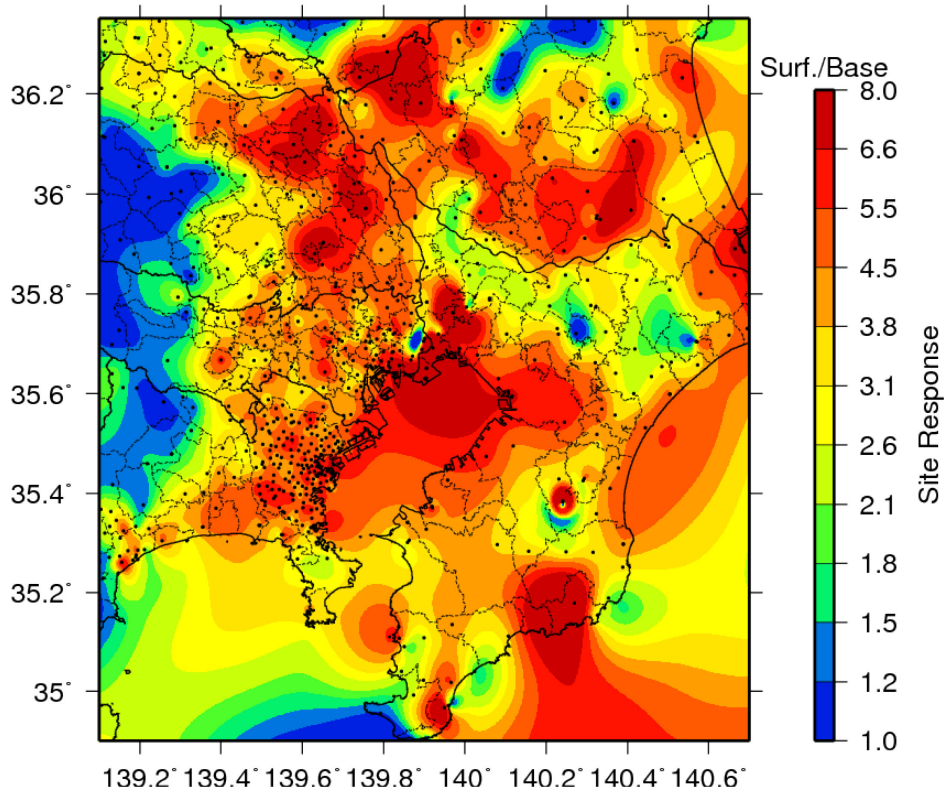


図 2 - 6 周期 4.0 秒 (0.25 Hz) のサイト増幅特性分布 (小点は観測点)

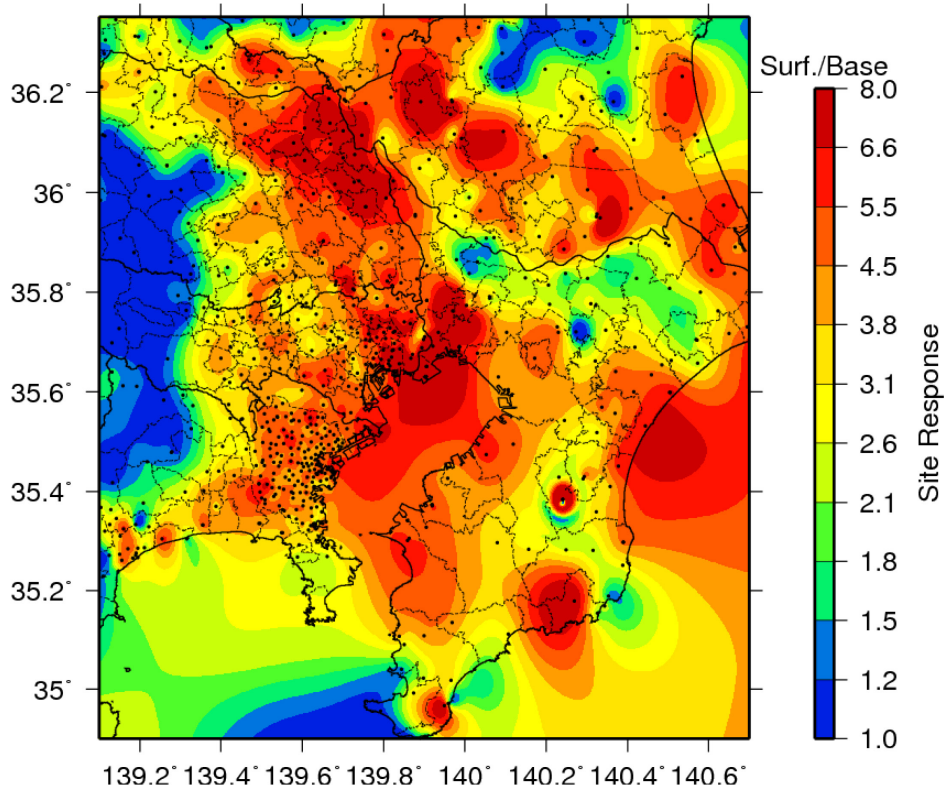


図 2 - 7 周期 3.3 秒 (0.30 Hz) のサイト増幅特性分布 (小点は観測点)

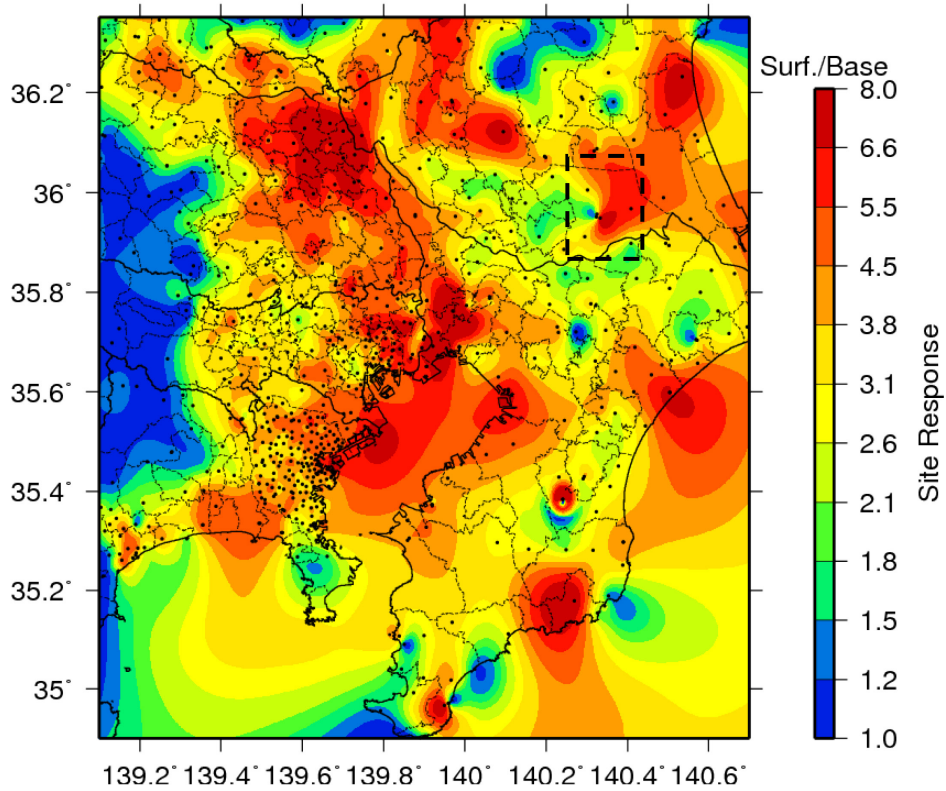


図 2 - 8 周期 2.9 秒 (0.35 Hz) のサイト増幅特性分布 (小点は観測点)



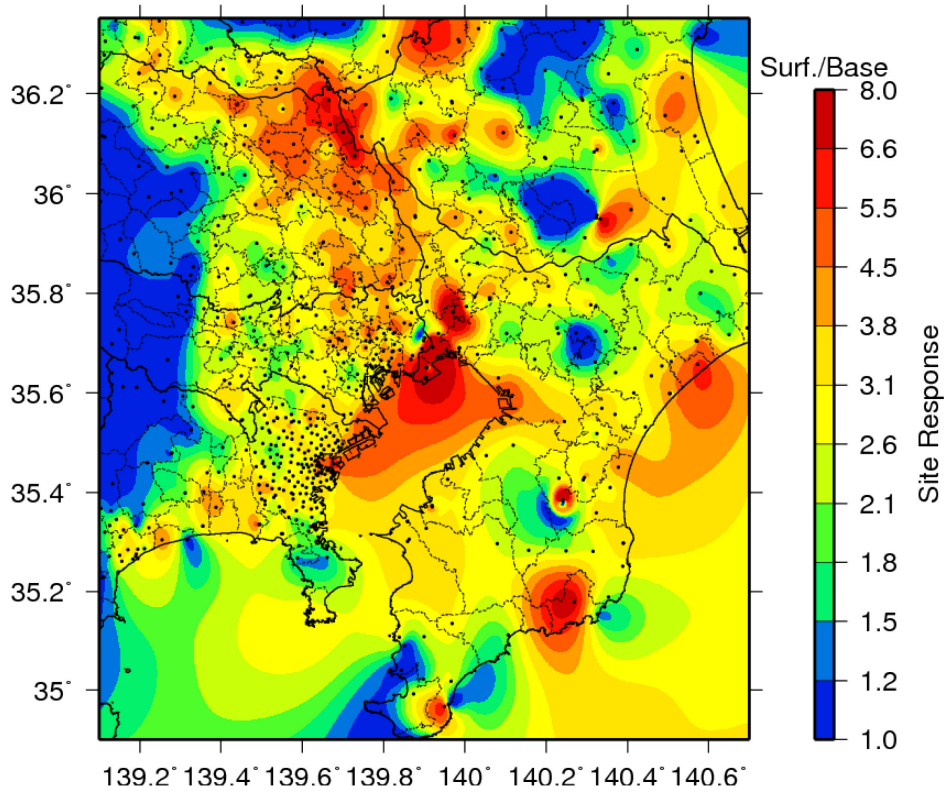


図 2 - 9 周期 2.5 秒 (0.40 Hz) のサイト増幅特性分布 (小点は観測点)

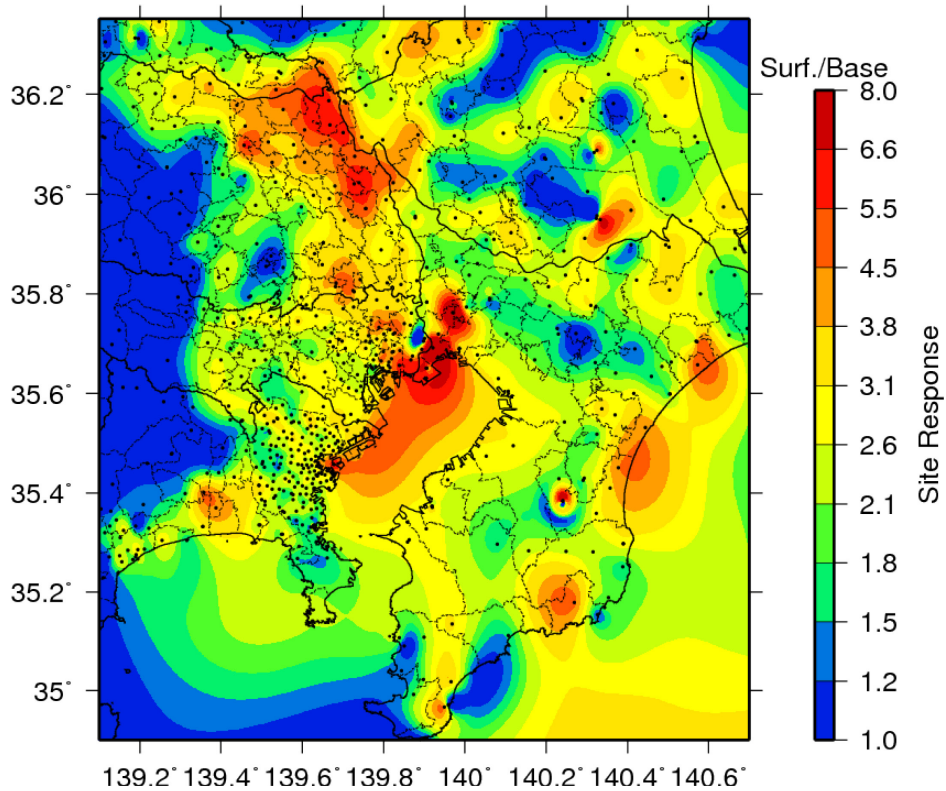


図 2 - 10 周期 2.2 秒 (0.45 Hz) のサイト増幅特性分布 (小点は観測点)

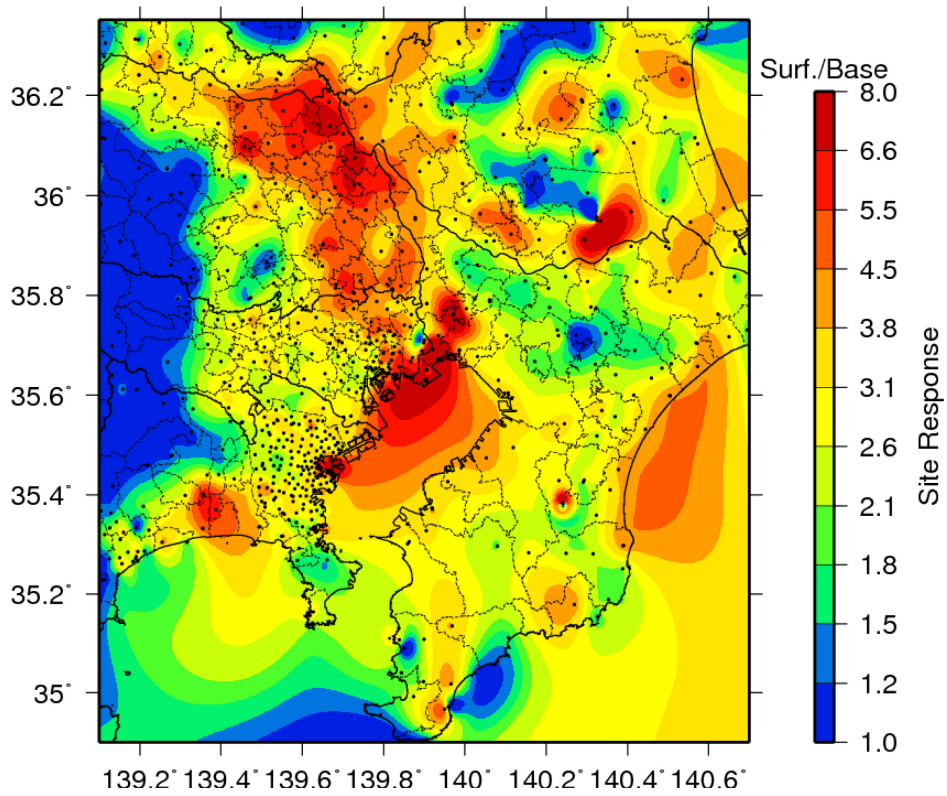
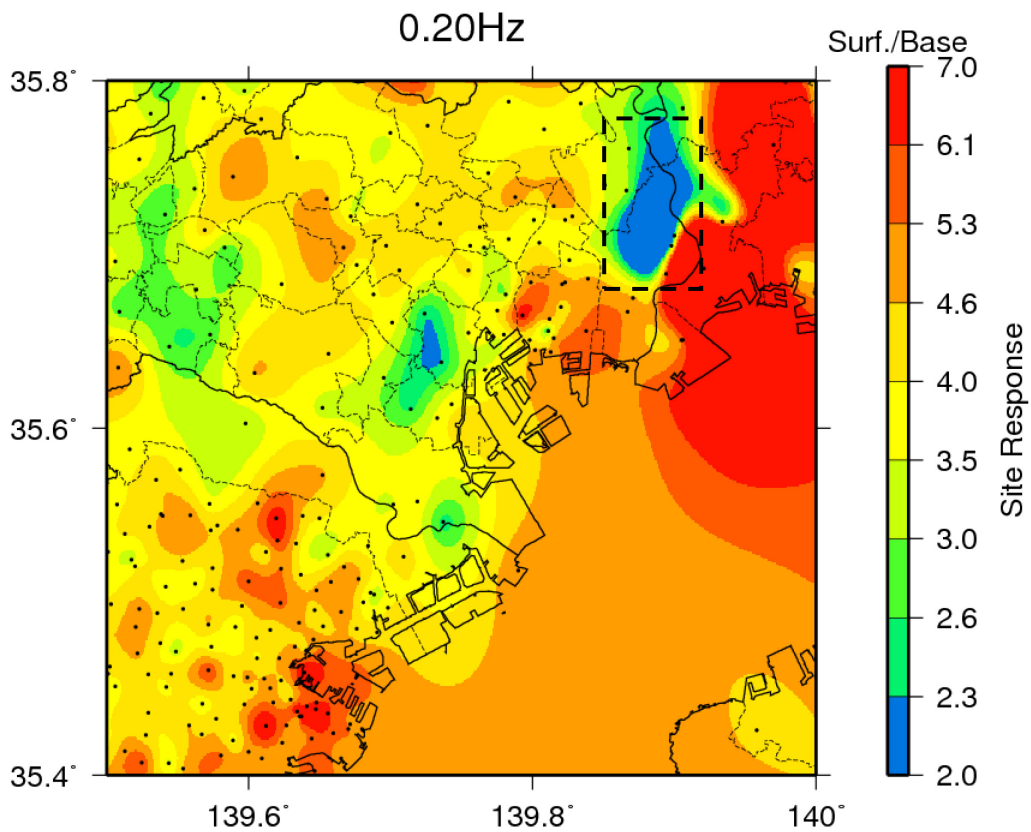
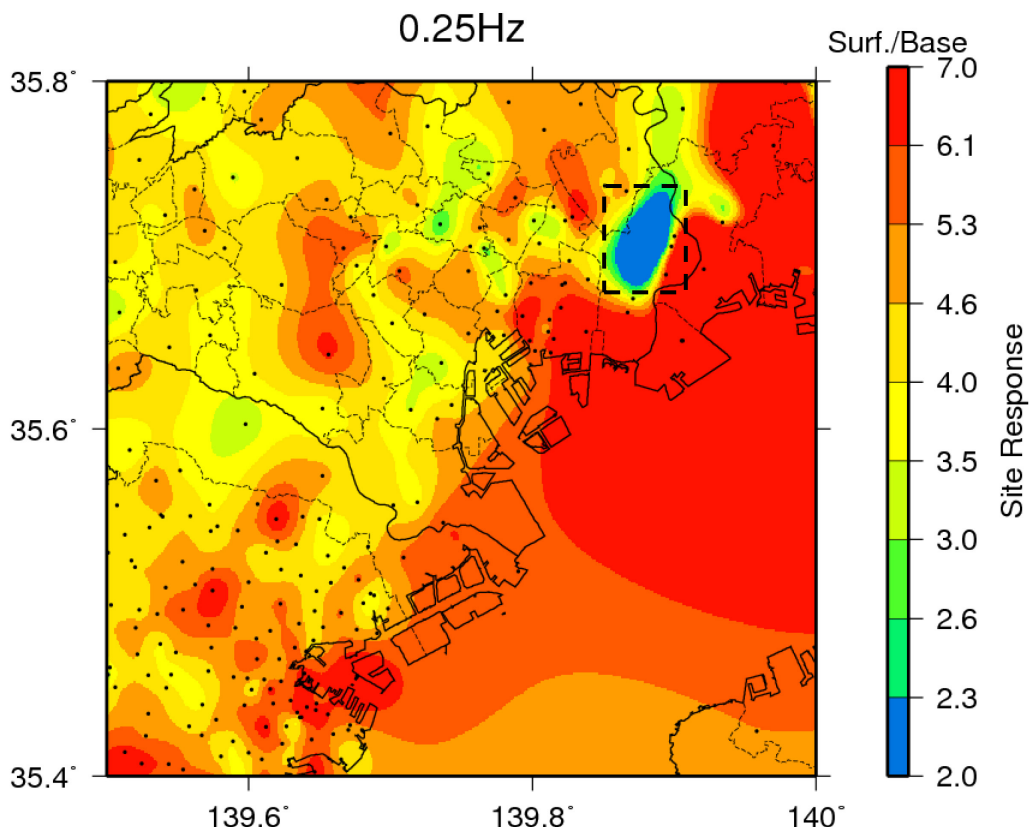


図 2 - 1 1 周期 2 秒 (0.50Hz) のサイト増幅特性分布 (小点は観測点)



黒破線は、補間方法のため発生したサイト増幅特性が小さい領域

図 2 - 1 2 周期 5 秒 (0.20Hz) のサイト増幅特性分布 (図 2 - 1 0 の一部拡大)



黒破線は、補間方法のため発生したサイト増幅特性が小さい領域

図 2 - 1 3 周期 4 秒 (0.25Hz) のサイト増幅特性分布 (図 2 - 1 1 の一部拡大)

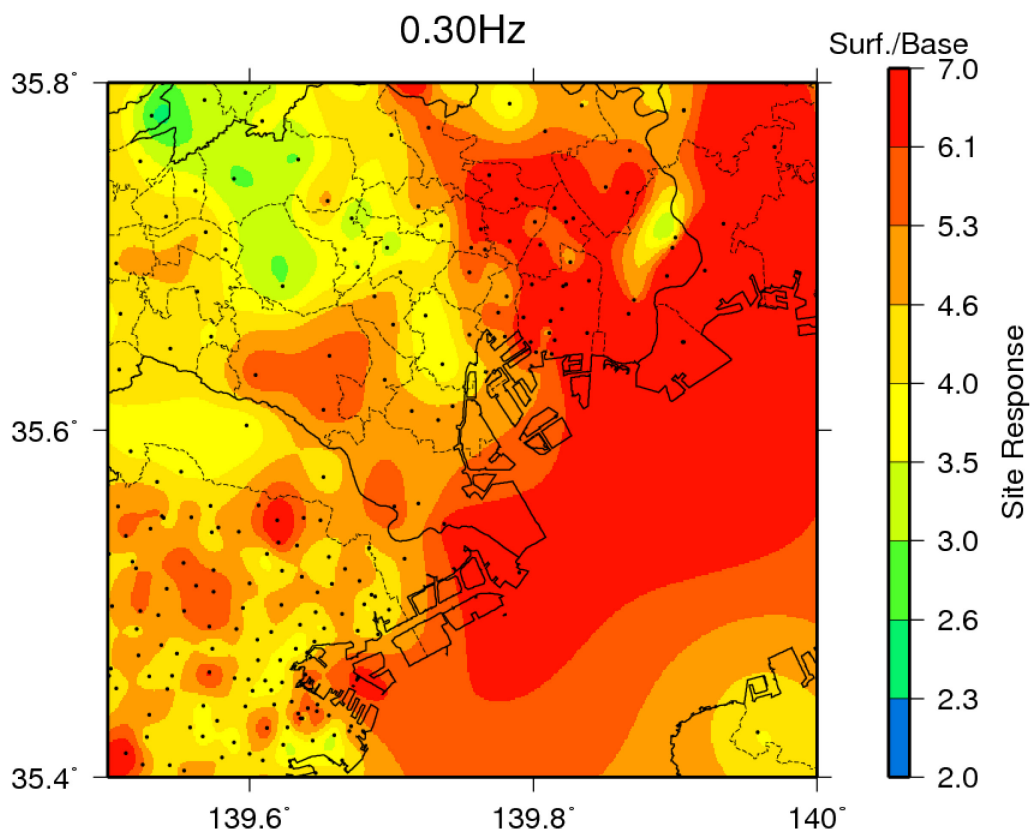


図 2 - 1 4 周期 3.3 秒 (0.30Hz) のサイト増幅特性分布 (図 2 - 1 2 の一部拡大)

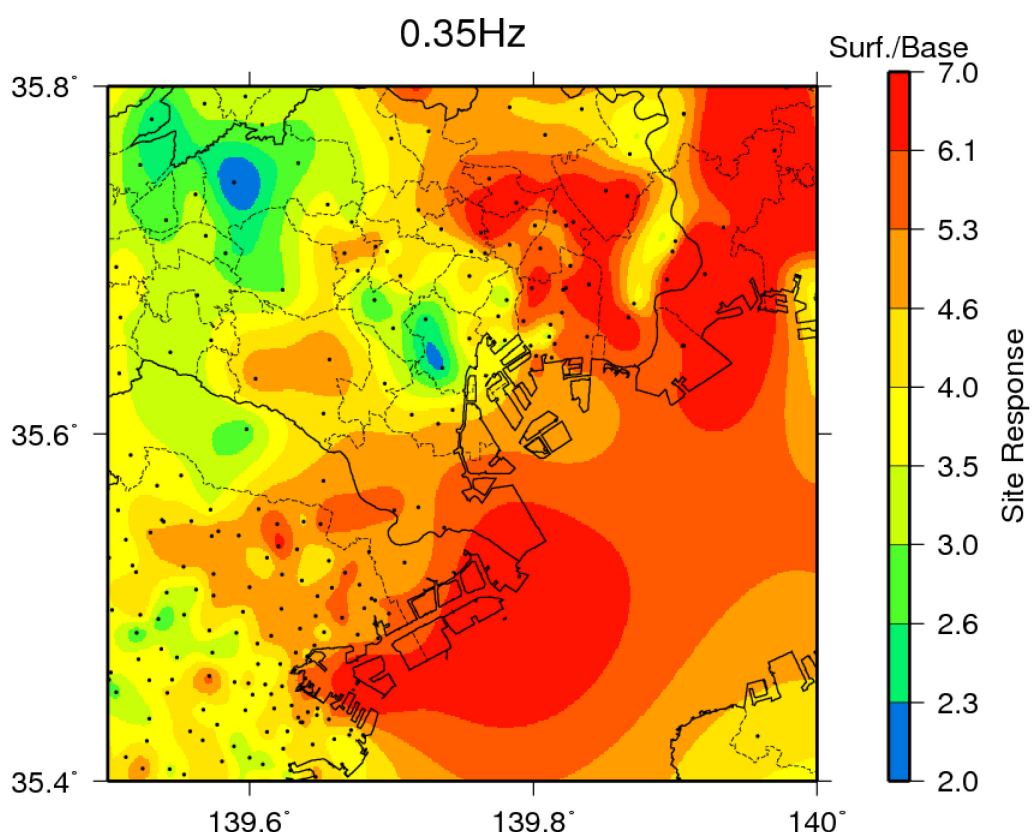
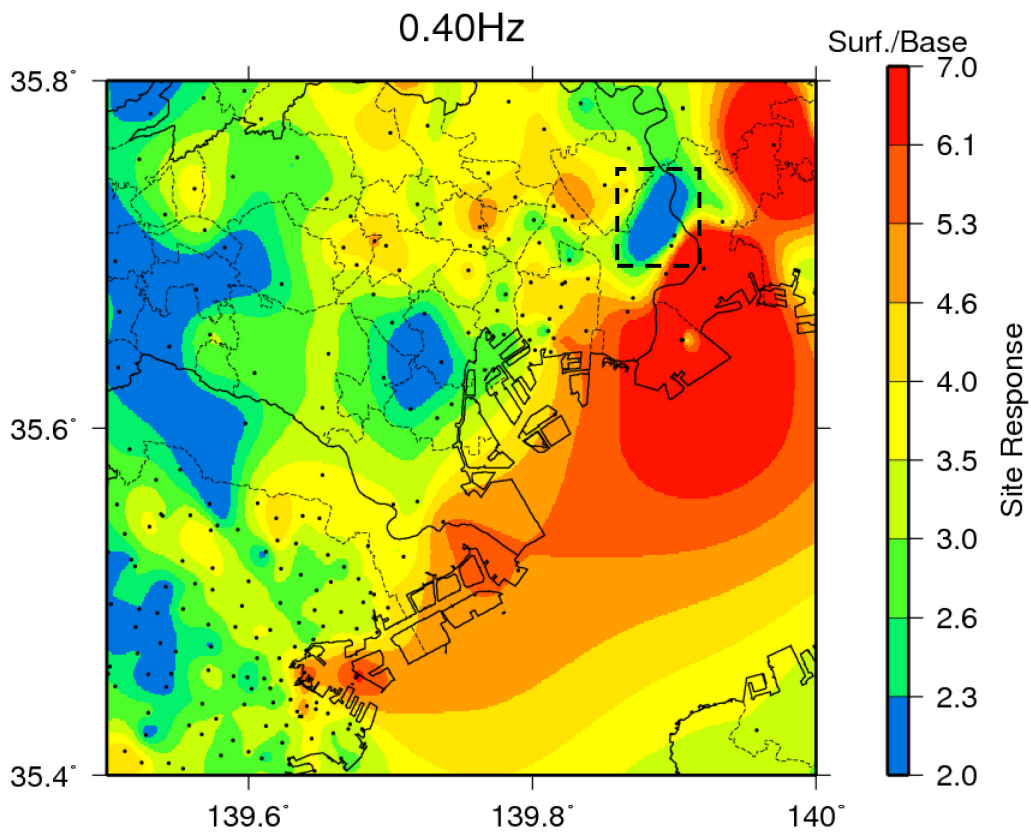
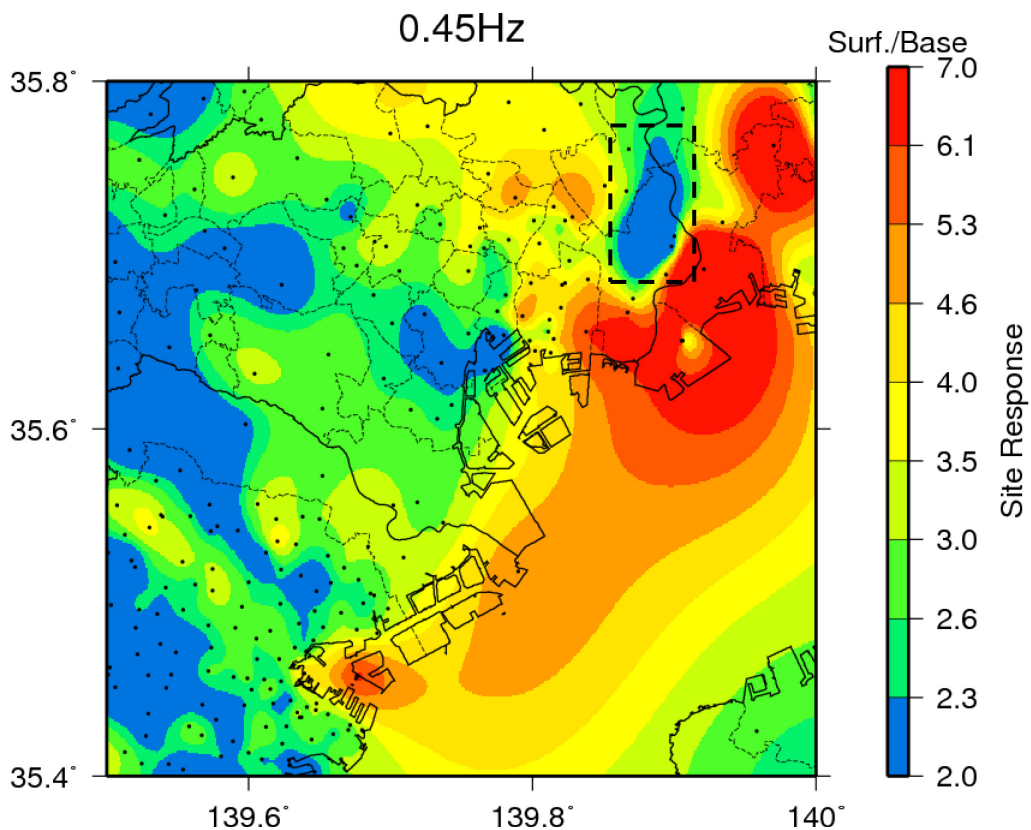


図 2 - 1 5 周期 2.9 秒 (0.35Hz) のサイト増幅特性分布 (図 2 - 1 3 の一部拡大)



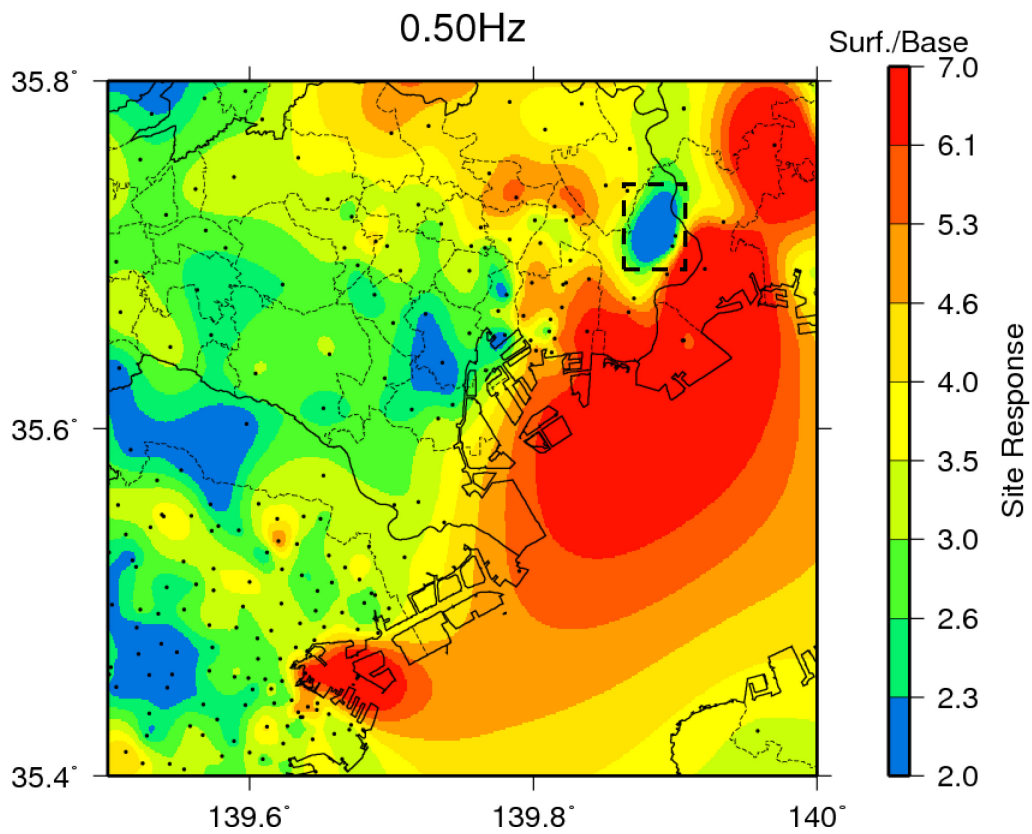
黒破線は、補間方法のため発生したサイト増幅特性が小さい領域

図 2 - 1 6 周期 2.5 秒 (0.40Hz) のサイト増幅特性分布 (図 2 - 1 4 の一部拡大)



黒破線は、補間方法のため発生したサイト増幅特性が小さい領域

図 2 - 1 7 周期 2.2 秒 (0.45Hz) のサイト増幅特性分布 (図 2 - 1 5 の一部拡大)



黒破線は、補間方法のため発生したサイト増幅特性が小さい領域

図 2 - 1 8 周期 2.0 秒 (0.50Hz) のサイト増幅特性分布 (図 2 - 1 6 の一部拡大)

## 2.2.2 推定されたサイト増幅特性の検証

サイト増幅特性の検証のため KiK-net 観測点において、地震基盤上面に対する地表記録のスペクトルの比とサイト増幅特性を比較した。

スペクトルインバージョンによるサイト増幅特性は入射波の2倍（以後、2Eと記す）に対する増幅率である。一方、地中記録は入射波と反射波の和である。両者を比較するため、一次元S波速度構造から、地中観測点位置における2倍の入射波に対する入射波と反射波の和の比を理論的に求め、スペクトル比に乗じた。本研究ではこの2E/2Eに変更したスペクトル比を単にスペクトル比と呼んでいる。

S波部分10秒間を用い、NS成分とEW成分のフーリエスペクトルの二乗和平方根の比を地震間で幾何平均してスペクトル比を算定した。

以下の条件を全て満たすKiK-netの観測点について検討した。図2-19にスペクトル比とサイト増幅特性を比較したKiK-net地点を示す。

- 1) 関東平野中央（東経 $139.4^{\circ}$ ～ $140.5^{\circ}$ ，北緯 $35.2^{\circ}$ ～ $36.2^{\circ}$ ）に位置すること
- 2) S波速度 $2\text{ km/s}$ 以下の構造がKiK-netのWebサイトあるいは防災科研の深井戸の論文<sup>41)</sup>で公開されていること
- 3) S波速度 $2\text{ km/s}$ 以上の層が $400\text{ m}$ 以深にあり、同層中に地中観測点が埋設されていること

スペクトル比の算定に用いた地震は表2-2の地震である。表2-2の地震は表1-1の地震を含む。TKYH11江東については観測開始が遅く4地震しかなかったため、震央距離が $75\text{ km}$ 以下、震源深さが $40\sim 100\text{ km}$ 、マグニチュードが $4.5$ 以上の地震を検索し、長周期ノイズが少ないと判断される5地震を追加した。TKYH02府中、SITH01岩槻については表2-2の地震以降に観測が開始された。TKYH11と同様に観測記録を検索して、5地震の記録からスペクトル比を算定した。

2)は地中観測記録の反射波を理論的に除くための条件である。3)は地震基盤より上層による増幅が長周期でピークを有し、かつ地中観測点が地震基盤中であるための条件である。TKYH11は2)の条件を満たさないが、都心に近く工学的に重要であるためS波速度を推定して検討した。

速度構造はKiK-netで公開されているPS検層の構造を用いた。TKYH02府中、CHBH04下総、SITH01はPS検層に基づいた速度構造<sup>41)</sup>を用いた。TKYH11は音波検層によるP波速度構造が公開されている<sup>42)</sup>。同構造を適当な区間で平均して成層化し、関東平野

の P 波と S 波速度の関係式<sup>43)</sup> (後述)を用いて S 波の成層構造に変換した。地下 100 m 以浅の P 波速度は公開されていなかったため、約 6.5 km 離れた清水建設技術研究所の PS 検層結果を用いた。

TKYH11 の速度構造を推定するためにポータブル微動観測キット JU210 (白山工業製) で微動を観測した。水平/上下スペクトル比の算定には 15 分間の微動記録を用いた。水平二成分のフーリエスペクトルのベクトル振幅を上下成分のフーリエスペクトル振幅で除して、水平/上下スペクトル比を算定した。図 2-20 は TKYH11 の速度構造及び、微動の水平/上下スペクトル比とレイリー波の理論楕円率との比較である。TKYH11 の速度構造モデルは 0.13Hz の卓越をほぼ再現している。

TKYH02, SITH01 はスペクトルインバージョンの観測点に含まれていないため、インバージョンの観測点を補間してサイト増幅特性を推定した。サイト増幅特性の検証はスペクトルインバージョンの観測点 (CHBH04, CHBH13, IBRH07, IBRH10, IBRH17, TKYH11) で判断し、補間の影響が考えられるスペクトルインバージョンの観測点でない TKYH02, SITH01 は参考データの扱いとする。

#### (1) スペクトルインバージョンで直接求めたサイト増幅特性

図 2-21 にスペクトルインバージョンのレファレンス点である SITH07 の地表観測点と、関東平野の中央付近に位置する CHBH04 の地表と地中の観測点における、E17 地震 (表 2-2) の EW 成分の記録を示す。CHBH04 の地中記録と比較するため、SITH07 の記録は CHBH04 の震源距離 83km に揃えた。堆積層の増幅が小さいと考えられる SITH07 の地表記録は地震基盤中の CHBH04 の地中記録と同程度である。CHBH04 の地表記録は SITH07 や地中記録より大きく、堆積層による増幅が認められる。

図 2-22 に CHBH04, CHBH13, IBRH07, IBRH10, IBRH17, TKYH11 におけるサイト増幅特性、スペクトル比と地表/地中観測点の理論 S 波増幅の比較をそれぞれ示す。全地点で理論 S 波の Q 値は周期 2 秒以上で推定された堆積層の Q 値<sup>44)</sup> ( $Q=0.24V_s$  [m/s]) とした。IBRH07 を除き、速度構造はスペクトル比の卓越周期ならびに倍率をほぼ再現できるモデルであることが確認できる。スペクトル比に対するサイト増幅特性の比がサイト増幅特性の推定精度を表すと考えて、比の周期 2~5 秒間の幾何平均と幾何標準偏差を検討した。図 2-23 に比の平均と標準偏差を示す。IBRH07 を除き、サイト増幅特



性は周期 2～5 秒の平均で 0.7～1.25 に収まる精度で推定できている。

IBRH07 ではサイト増幅特性, 理論 S 波増幅, スペクトル比の 3 者間の相違が大きい。地震動後続動の水平／上下スペクトル比の卓越周期<sup>45)</sup>と理論 S 波増幅の卓越周期が一致するため, 地下構造モデルは妥当と考えられる。サイト増幅特性と理論 S 波増幅が異なる原因は表面波の影響と考えられる。サイト増幅特性とスペクトル比が異なる原因は IBRH07 付近の局所的な伝播経路の不均質性と考えられる。

以上, 多くの地点でサイト増幅特性はスペクトル比とほぼ一致しており, 本研究で推定したサイト増幅特性は妥当と考えられる。

## (2) 周囲から補間して求めたサイト増幅特性

TKYH02, SITH01 が該当する。サイト増幅特性の補間には GMT<sup>46)</sup> の surface (テンション 0) を用いた。補間面の曲率が最小となる補間方法が用いられている。補間の様子を示すために例として周期 2.9 秒 (0.35 Hz) のサイト増幅特性の値と補間曲面のコンターを図 2-24 に示す。補間値は最も近傍の観測点と, 補間地点を挟んでその反対側の観測点のサイト増幅特性の中間値となっている。

図 2-25 に TKYH02, SITH01 におけるサイト増幅特性, スペクトル比と地表／地中観測点の理論 S 波増幅の比較を示す。TKYH02 においてはサイト増幅特性とスペクトル比が一致している。SITH01 はサイト増幅特性とスペクトル比が大きく異なっている。図 2-24 に示すように最も近傍の観測点で約 4 km, 他の観測は 10 km 程度以上離れていることから, サイト増幅特性の補間精度が不十分である可能性がある。

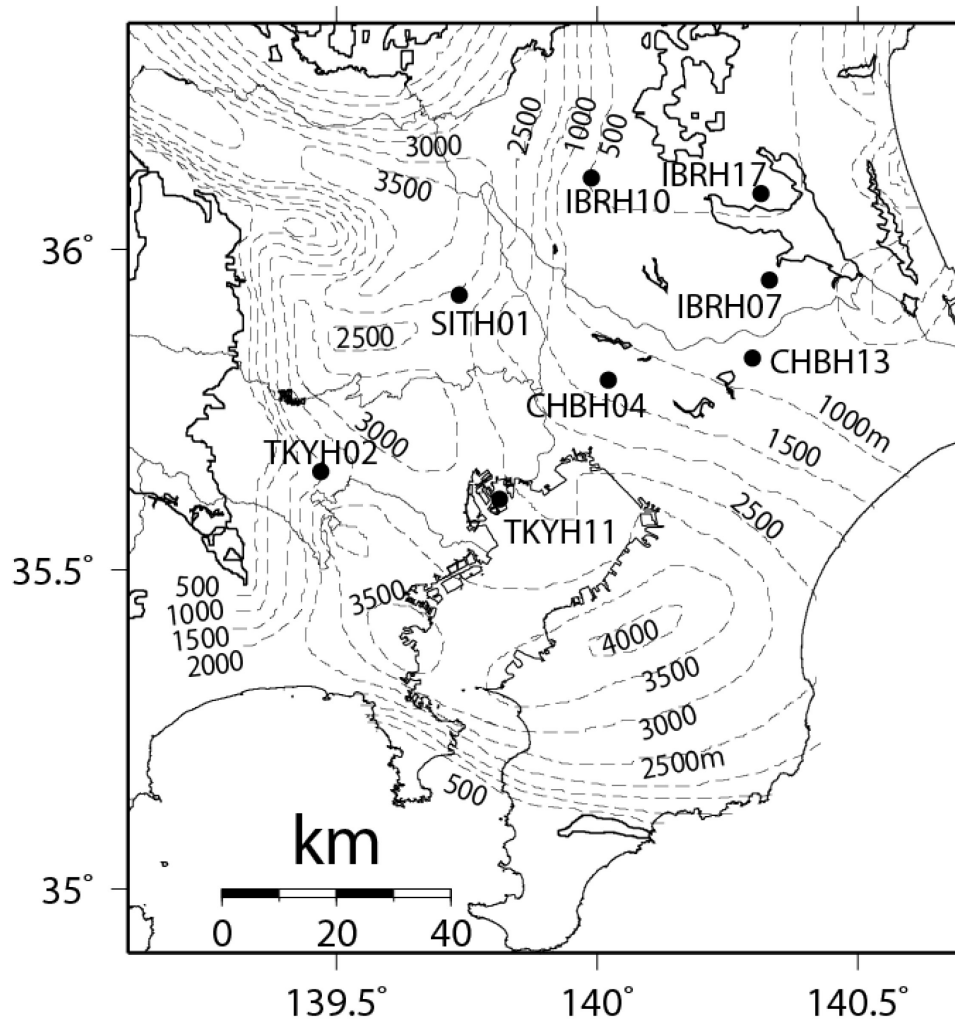


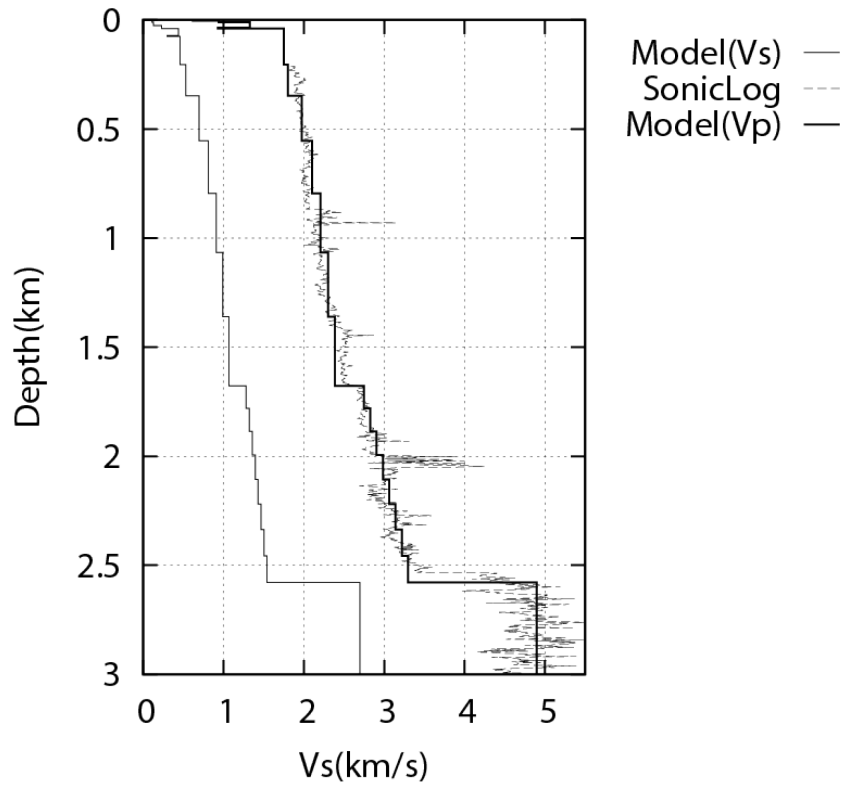
図 2-19 サイト増幅特性と地表／地震基盤上面のスペクトル比を比較した KiK-net 地点

(点線は地震基盤上面の深度<sup>16)</sup>，実線は地震基盤露頭位置を示す。)

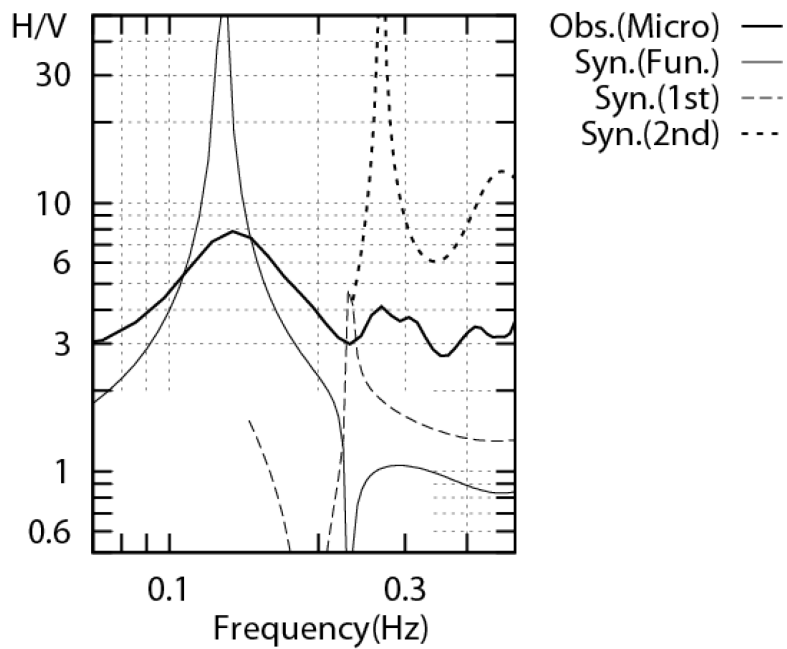
表 2 - 2 スペクトル比の算定に用いた地震

	Event (Date)	Lat. <sup>†</sup> (N)	Long. <sup>†</sup> (E)	Depth <sup>†</sup> (km)
E01	2003/3/13	36.09	139.87	50
E02	2003/4/8	36.07	139.91	44
E03	2003/5/10	35.81	140.11	65
E04	2003/5/12	35.87	140.09	50
E05	2003/5/17	35.74	140.70	53
E06	2003/8/18	35.80	140.11	71
E07	2003/9/20	35.22	140.30	56
E08	2003/10/15	35.61	140.05	68
E09	2004/7/10	36.08	139.89	50
E10	2004/7/17	34.83	140.36	59
E11	2004/8/6	35.61	140.06	71
E12	2004/10/6	35.99	140.09	65
E13	2005/2/8	36.14	140.09	65
E14	2005/2/16	36.04	139.90	53
E15	2005/4/11	35.73	140.62	50
E16	2005/6/20	35.73	140.69	51
E17	2005/7/23	35.58	140.14	73
E18	2005/7/28	36.13	139.85	51
E19	2005/8/7	35.56	140.11	73

†は F-net による推定値,



(A) TKYH11 の速度構造



(B) 微動の H/V スペクトルとレイリー波理論楕円率との比較

図 2 - 2 0 TKYH11 の速度構造 (A), 微動の H/V スペクトル  
とレイリー波理論楕円率との比較 (B)

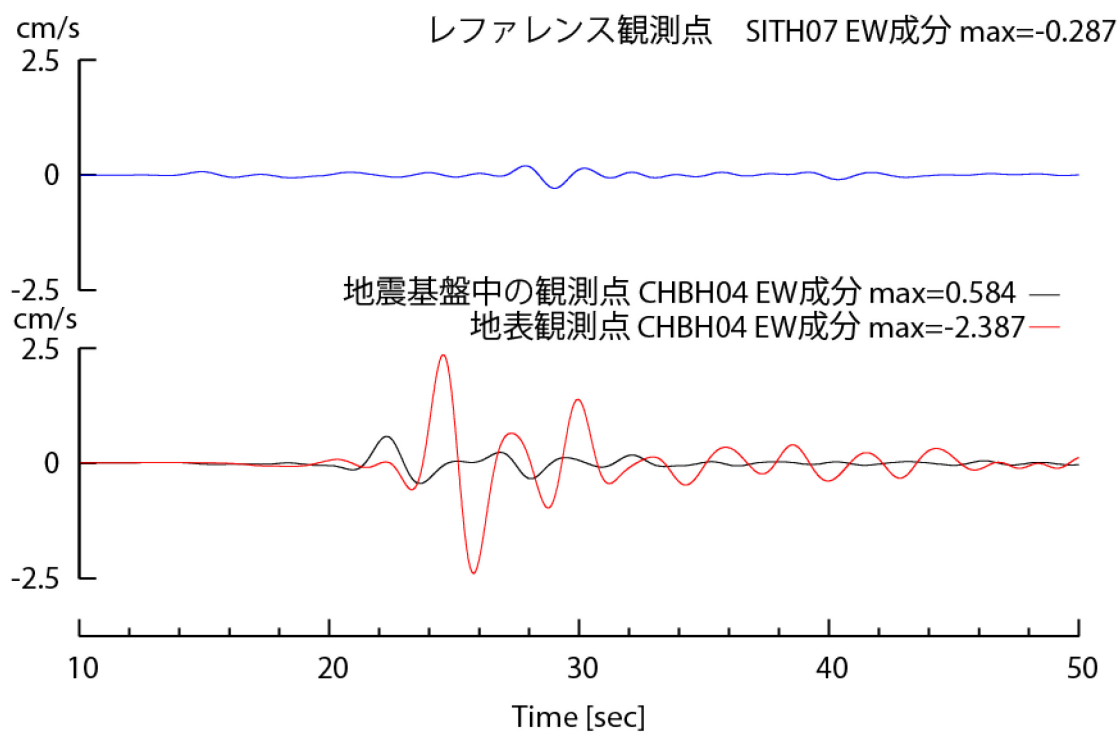
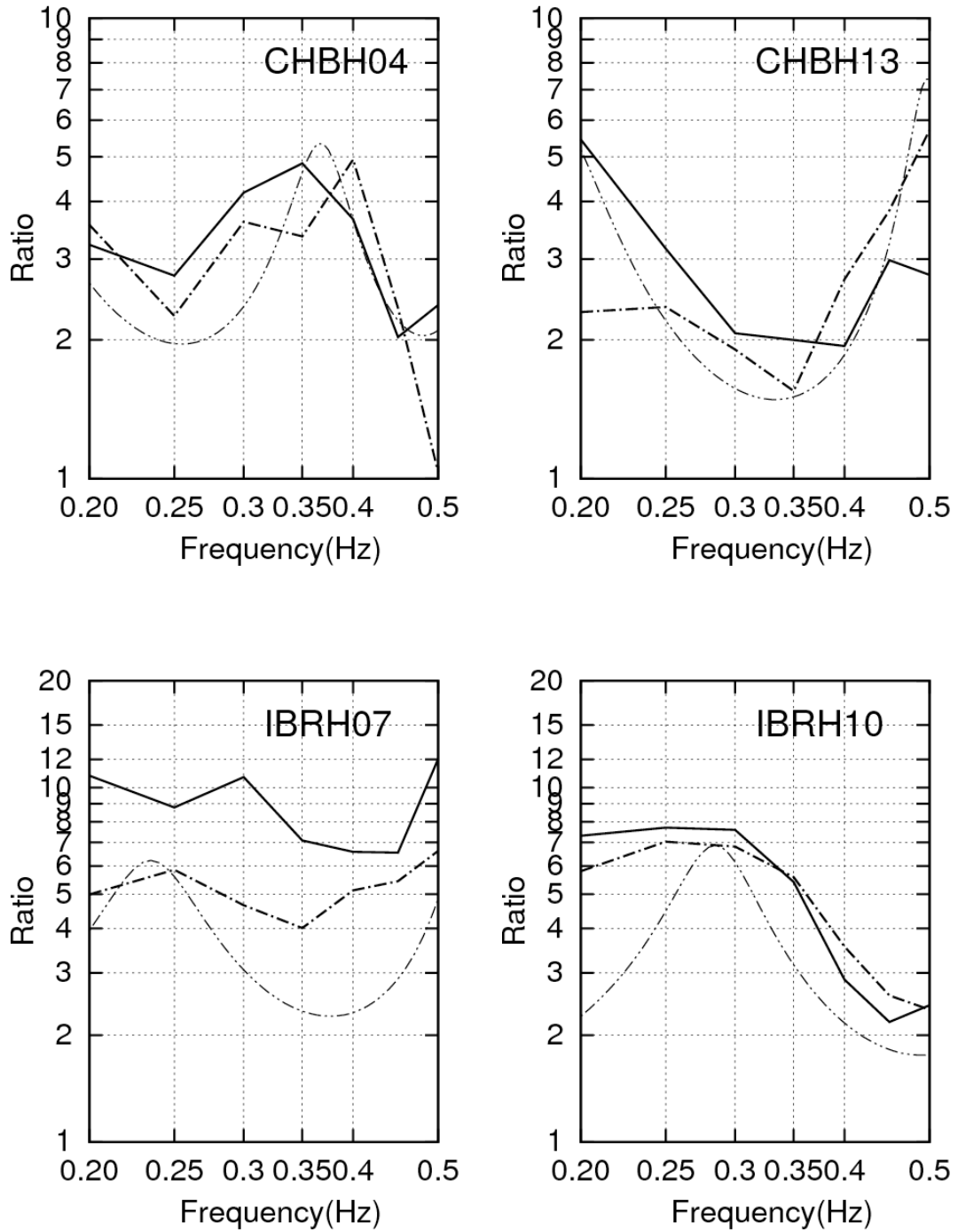
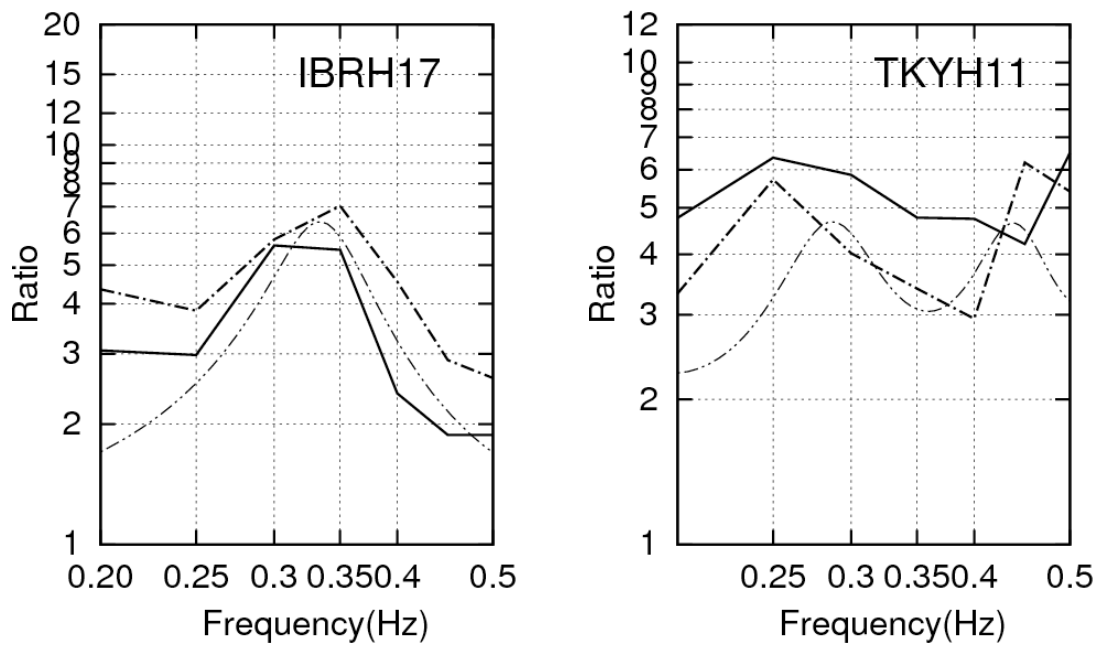


図 2 - 2 1 レファレンス観測点と平野中央の観測点における  
E17 地震の観測波形 (周期 2~16 秒)



スペクトル比 ----- サイト特性 —— 理論S波増幅 - - - - -

図 2-22 (1) 地表/地中スペクトル比, サイト増幅特性, 理論 S 波増幅



スペクトル比 - · - · - · - サイト特性 ———— 理論S波増幅 - · - · - · -

図 2 - 2 2 ( 2 ) 地表 / 地中スペクトル比, サイト増幅特性, 理論 S 波増幅

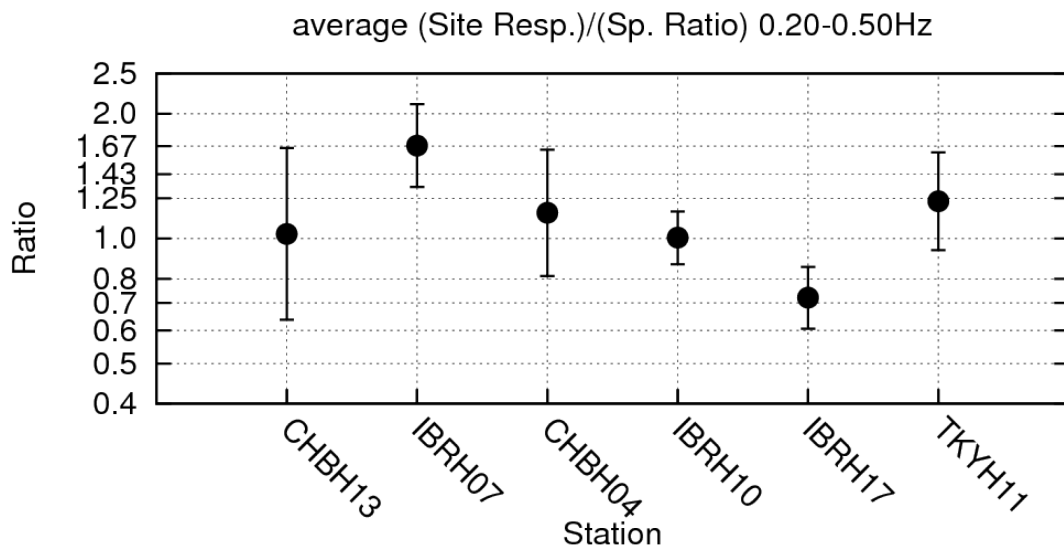


図 2 - 2 3 サイト増幅特性 / スペクトル比の周期 2 ~ 5 秒の幾何平均と標準偏差

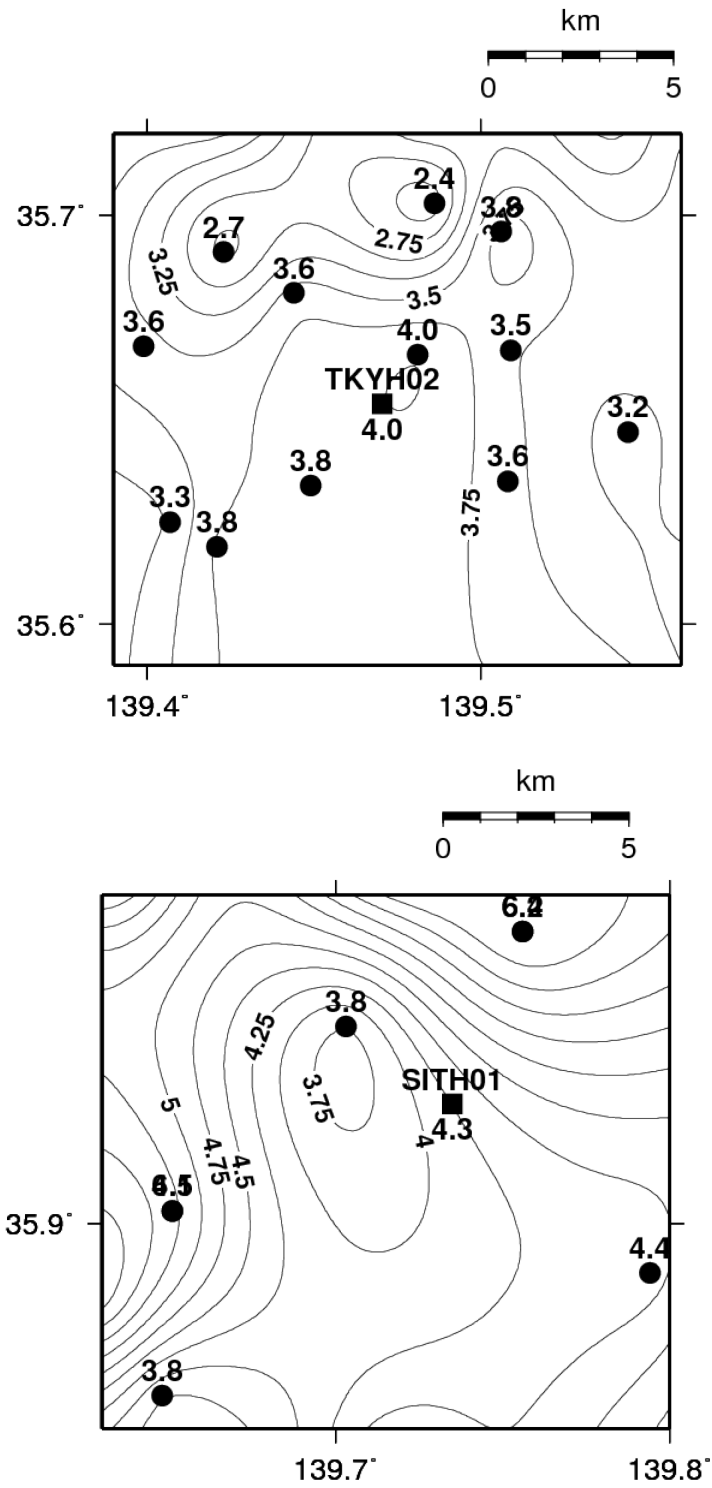
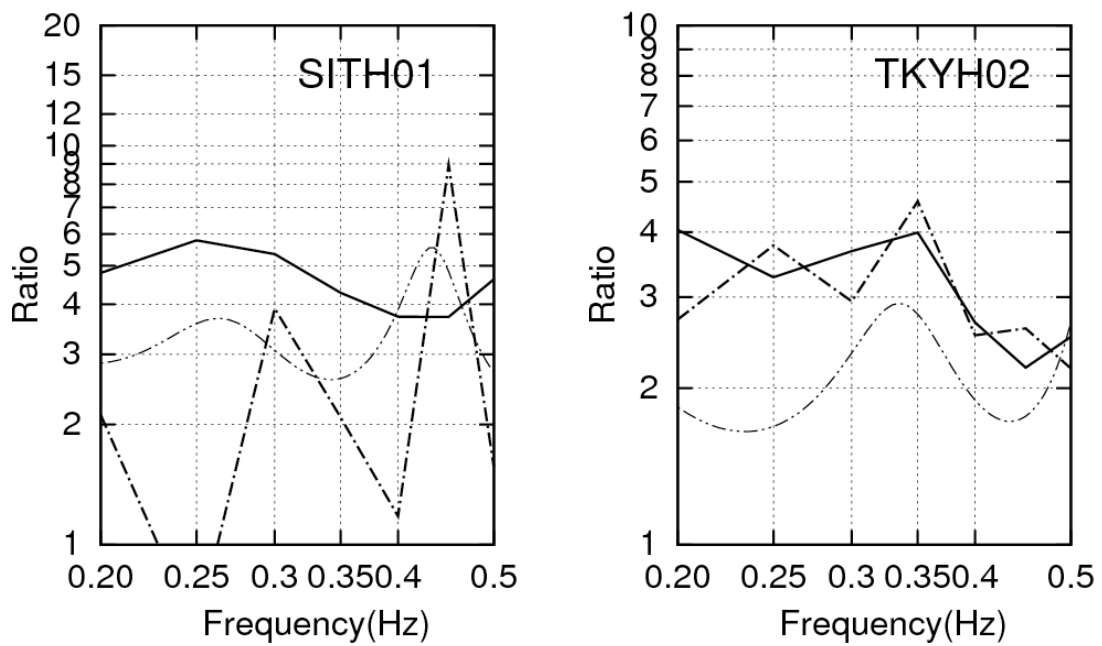


図 2 - 2 4 TKYH02 (上図■) 及び SITH01 (下図■), 近傍の地震観測点 (●), 周期 2.9 秒 (0.35Hz) のサイト増幅特性の値とコンター (0.25 間隔)





スペクトル比 - - - - - サイト特性 ——— 理論S波増幅 ·····

図 2-25 スペクトルインバージョンの観測ではない観測点の  
地表/地中スペクトル比, サイト増幅特性, 理論 S 波増幅

### 2.3 サイト増幅特性が特に大きい領域の成因

図 2-26 にサイト増幅特性の周期 2~5 秒平均（幾何平均）の分布を示す。千葉県市川市、船橋市付近（A 領域）と埼玉県と茨城県の県境付近（B 領域）、神奈川県西部（C 領域）にサイト増幅特性が大きい領域が認められる。A 領域は関東平野内で顕著にサイト増幅特性が大きいこと、B 領域は比較的大きな振幅の領域の面積が大きいこと、C 領域は人口密度が高く工学的価値が高いこと、3 領域とも複数の観測点が含まれるため領域の特性を確実に表していると考えられること、から採り上げる。

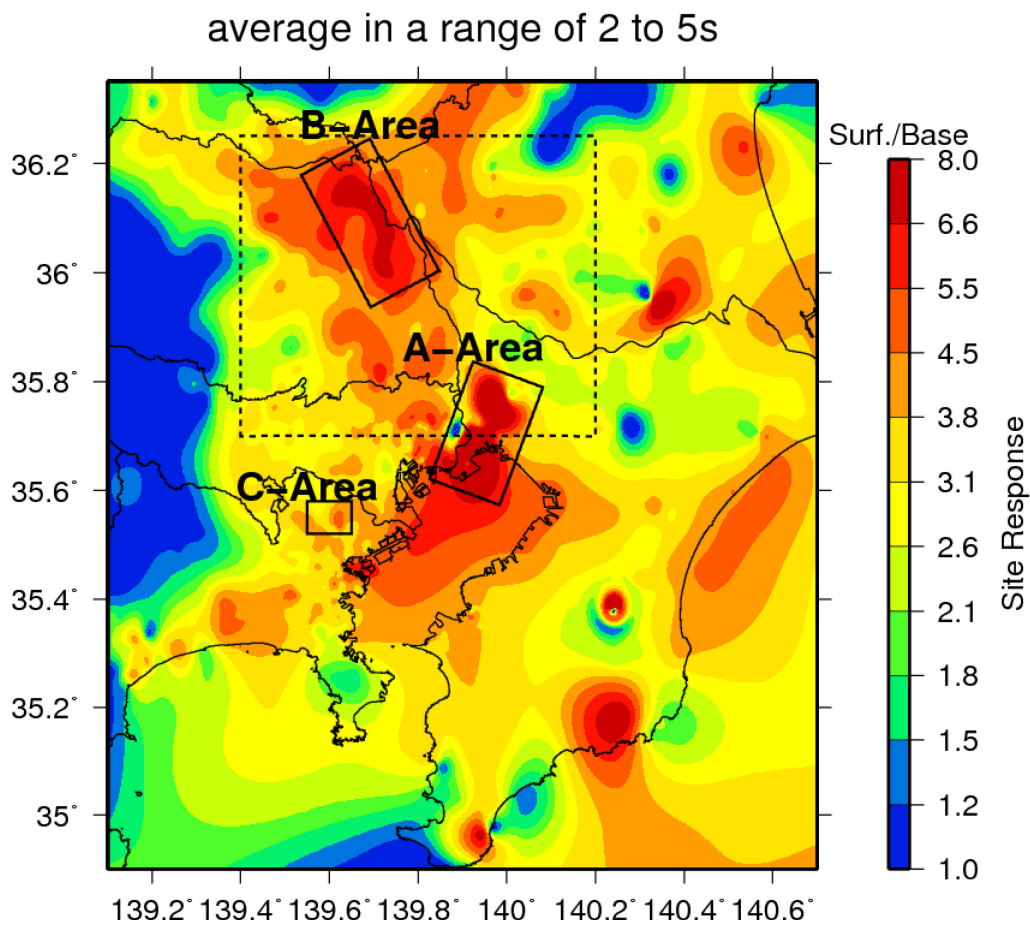


図 2-26 周期 2~5 秒のサイト増幅特性の平均値分布

### 2.3.1 千葉県市川市・船橋市付近

PS 検層や微動アレイ探査結果を基に，S 波速度が 500 m/s の層上面の深さ分布が推定されている<sup>47)</sup>．図 2-27 は文献<sup>48)</sup>のデータをサイト増幅特性の推定領域で再プロットした図である．千葉県市川市，船橋市付近には深さが 150 m を超える領域が存在することがわかる．S 波速度が 500 m/s 未満の表層（以後，浅層地盤）の層厚を 150m，S 波速度を 200 m/s とし 1/4 波長則から S 波増幅の一次卓越周期を推定すると 3 秒となる．したがって，A 領域の非常に大きなサイト増幅特性は，厚い浅層地盤が強く影響していると考えられる．なお，N 値 50 の深さより上層の卓越周期は，後述する図 3-14 で述べる．

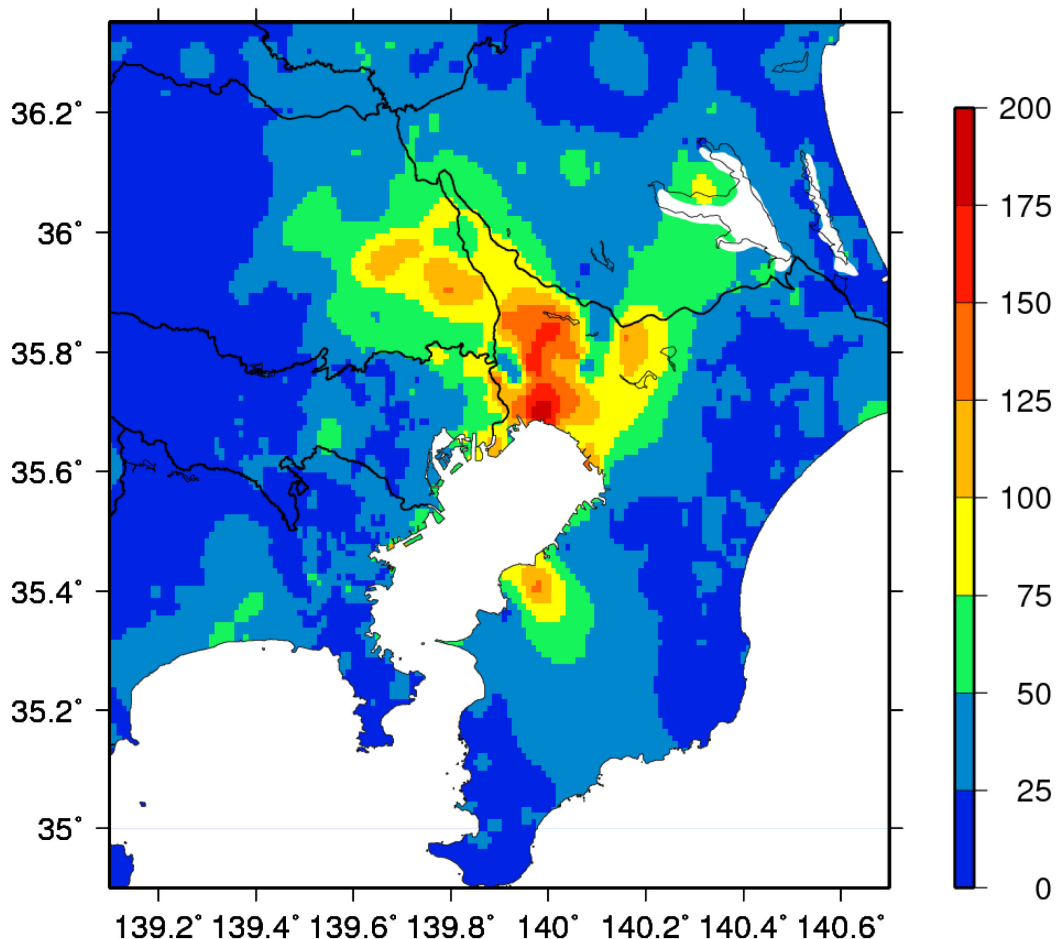


図 2-27 S 波速度が 500 m/s の層の上面深度分布 (m)

### 2.3.2 埼玉県・茨城県県境付近

B領域では浅層地盤の層厚が80 m以下と考えられ、周期3秒以上の増幅に浅層地盤が大きく影響するとは考えにくい。この地域の地震基盤は局所的に3.5 km以上の深さまで落ち込んでいる(図2-28)。全国一次モデルを用いてSIT003久喜におけるE14地震(Mw5.3, 深さ53km)(表2-1, 図2-28)の地震動をシミュレートして、落ち込む地震基盤形状の影響を評価した。E14地震は今回用いた地震の代表的な震源域である茨城県と千葉県の西の県境付近の地震であること、マグニチュードが大きいこと、が理由で代表として選んだ。SIT003は図2-28に示すようにB領域のほぼ中央に位置し、周期2~5秒の平均サイト増幅特性が6.4と大きなサイト増幅特性を有する。震源は点震源でモデル化し震源位置、メカニズムと地震モーメントはF-netの推定値とした。震源時間関数は継続時間0.8秒の二等辺三角形とした。地震基盤形状の影響のみを評価するため、全国一次モデルの地震基盤以深の全層を地震基盤に置換し、地震基盤より上層を全層S波速度1.5 km/sの層で置換した。この2層化した全国一次モデルからSIT003直下の一次元構造を抽出し、全く同一な点震源モデルでSIT003の地震動を波数積分法<sup>48), 49)</sup>でシミュレートし、三次元構造の計算波との比較により地震基盤の落ち込みの影響を評価した。図2-29は三次元構造と一次元構造の周期2~5秒の計算波の比較と、計算波の水平二成分のフーリエスペクトルの二乗和平方根の比(三次元/一次元)である。この比を周期2~5秒で幾何平均すると1.1倍である。B領域とその周辺範囲(図2-26の点線範囲)における、サイト増幅特性の周期2~5秒幾何平均はそれぞれ5.7と3.6である。B領域は周囲より1.6倍程度サイト増幅特性が大きく、地震基盤形状のみでは説明できない。

周期2~5秒は三次元地下構造モデルの適用限界付近の周期帯であり、三次元地下構造モデルの精度の問題が考えられる。B領域の大きなサイト増幅特性の原因解明は今後の課題である。

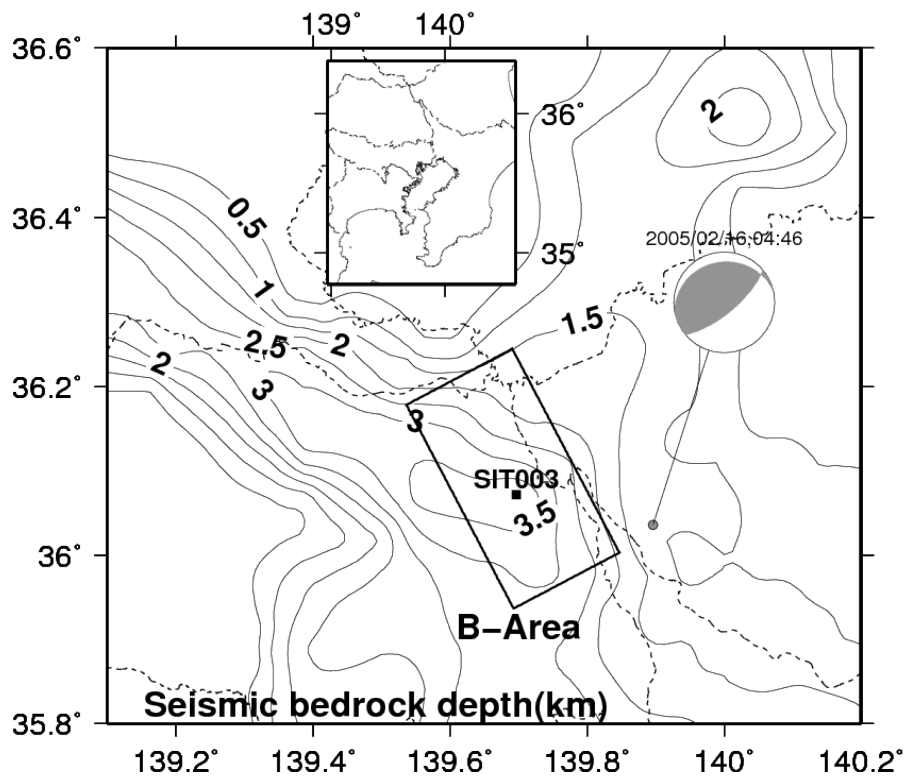
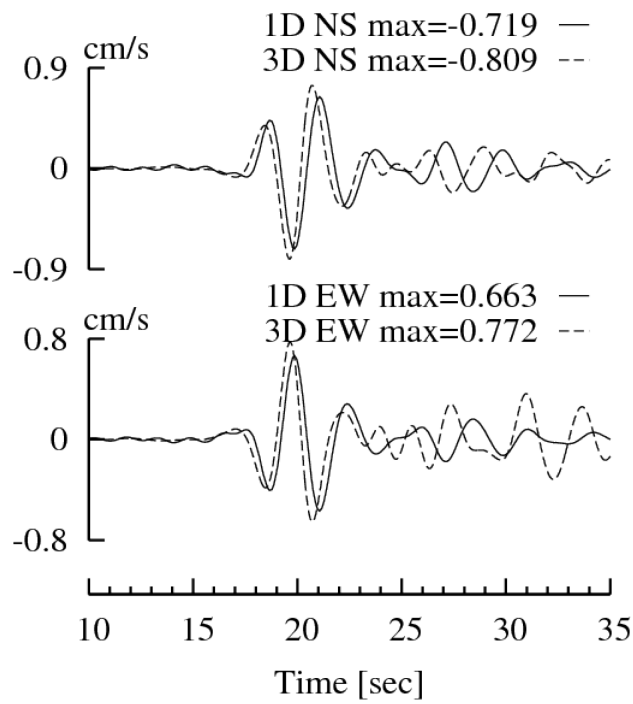
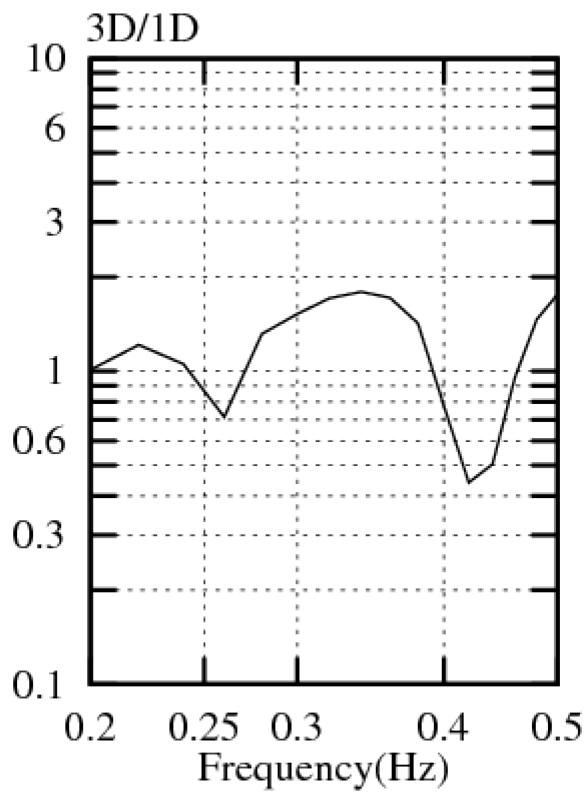


図 2-28 差分法の計算範囲（上中央），B 領域周辺の地震基盤深度分布，E14 地震，シミュレート地点の SIT003



(A) SIT003 における周期 2~5 秒の計算波で三次元構造と一次元構造による比較



(B) SIT003 における三次元構造に対する一次元構造のフーリエスペクトル比

図 2 - 2 9 SIT003 における周期 2~5 秒の計算波で三次元構造と一次元構造による比較 (A) と同計算波のフーリエスペクトル比 (B)

### 2.3.3 神奈川県東部

図 2—17～図 2—23 に示される通り，神奈川県東部では場所によって 3 弱～6 倍程度のサイト増幅特性の相違がある．図 2—25 からこの周辺では浅層地盤の厚さが 50 m 以下である．浅層地盤の平均 S 波速度を 200 m/s とすると，一次卓越周期は 1 秒以下であり，周期 2 秒以上では深層地盤の影響を強く受けていると考えられる．

図 2—25 の C 領域の拡大を図 2—28 に示す．同図中の YLA3 及び YSA5 では微動の位相速度が推定され，YLA3 のみ深層地盤の一次元速度構造が推定されている<sup>51)</sup>．文献<sup>48)</sup>によると YLA3 の浅層地盤の厚さと AVS30 は 16 m と 346 m/s で，YSA5 は 22 m と 209 m/s である．30 m 以浅は 2 層構造で下層の S 波速度を YLA3 の最上層の S 波速度である 610 m/s とすると，YLA3 と YSA5 の浅層地盤の S 波速度はそれぞれ 251 m/s と 169 m/s となる．図 2—29，表 2—2 にこの浅層地盤も加えた YLA3 の速度構造を示す．

YLA3 の深さ  $d$  以浅の S 波速度を  $\pm 5\%$  変えて，周期 2～5 秒の平均の S 波増幅の変動量を算定し，オリジナル構造の同様な平均 S 波増幅で除して，深さ  $d$  における感度を求めた．図 2—30 に深さ  $d$  と感度の関係を示す．同図から  $d=400$  m で感度が最大となることから，周期 2～5 秒の S 波増幅は深さ 400 m 程度までの S 波速度構造に強く影響されていると考えられる．

YSA5 では YLA3 より大きなサイト増幅特性が推定されている．2 地点の相違が深層地盤の一次元 S 波速度構造で説明できるか検討した．YLA3 では地下構造の推定がなされていない．そこで YLA3 の深層地盤に前述した YSA5 の浅層地盤 1 層を加えた一次元速度構造を YSA5 の初期モデルとし，準ニュートン法で 0.25～1.4 Hz の観測位相速度<sup>50)</sup>をフィッティングして YLA3 の一次元速度構造を推定した．YLA3 の層厚 560 m の第 3 層を等分割し，浅層地盤と合わせて最下層を除く 6 層の S 波速度を推定した．図 2—29 に YLA3 の第 3 層を矢印で示した．P 波速度は S 波速度との経験式<sup>51)</sup>で S 波速度と連動させ，他のパラメータは固定した．図 2—29，表 2—3 に YSA5 の S 波速度構造を，図 2—31 に YSA5 の位相速度を理論と観測で比較して示す．YSA5 の S 波速度構造は，周期 2～5 秒の S 波増幅が強く影響する約 400 m まで YLA3 より低速で，サイト増幅特性が大きいことと整合している．

図 2—32 は 2 地点のサイト増幅特性と理論 S 波増幅の比較である．その際，2.2.3 で用いた堆積層 Q 値を理論 S 波増幅の計算に用いた．サイト増幅特性は YLA3 が 0.35 Hz で 5 倍弱，YSA5 が 0.30 Hz で 7 倍弱と卓越振動数で 1.4 倍程度の相違がある．一方，

理論 S 波増幅は YLA3 が 0.29 Hz で 4 倍，YSA5 が 0.27 Hz で 4.5 倍と，卓越振動数で YSA5 の方が大きいことを再現しているが，1.1 倍程度の差しかない．YLA3 において理論 S 波増幅とサイト増幅特性はほぼ対応するが，YSA5 では 2 倍程度と大きく乖離している．両地点のサイト増幅特性の相違の原因を考察するため，YLA3 の直近でサイト増幅特性もほぼ同じ観測点 td05g と，YSA5 と同様な関係にある観測点 kh05s の観測記録を比較した．E14 地震（表 1）を代表として周期 2～5 秒でバンドパスした同地震の速度記録を比較した（図 2—33）．最初の S 波（図中▼）は観測点 kh05s の方が観測点 td05g より大きい．従って YSA5 のサイト増幅特性が大きい原因は最初の S 波の振幅が YLA3 より大きかったことが原因と考えられる．最初の S 波が増幅するケースには，地層境界面の不整形性に起因する地震波の焦点効果例えば<sup>52)</sup>が挙げられる．観測記録や地下構造調査が不足して確認できないが，YSA5 における地下構造の不整形性による S 波増幅が YSA5 と YLA3 のサイト増幅特性の相違の一要因として考えられる．



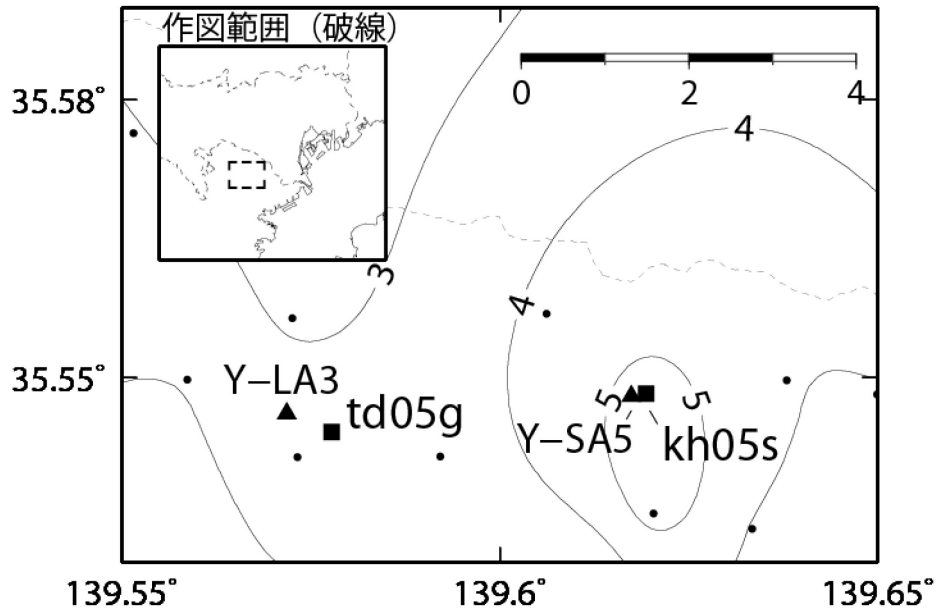
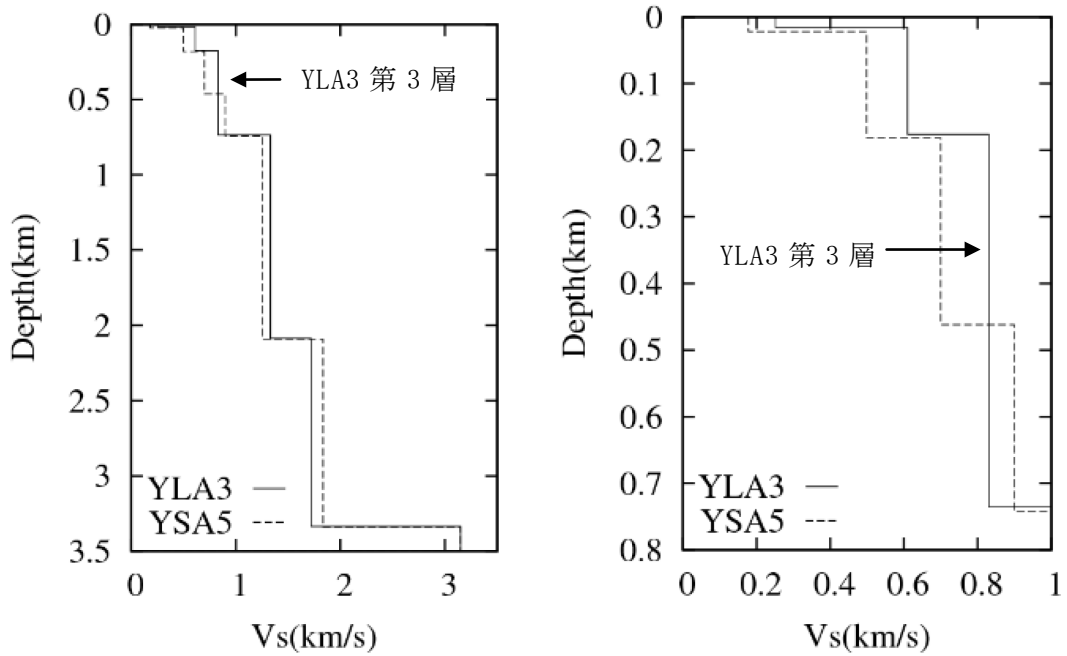


図 2 - 2 8 周期 2~5 秒の平均サイト増幅特性 (コンター),  
観測点 (小点と■) と S 波速度構造の推定地点 (▲)



YLA3 の第 2 層とそれ以深は文献<sup>51)</sup>による構造. YSA5 は本研究で推定した.

図 2 - 2 9 S 波速度構造 (右図は左図の浅部拡大)

表 2 - 2 YLA3 の速度構造

層 番号	密度 t/m <sup>3</sup>	P波速度 m/s	S波速度 m/s	層厚 m
1	1.65	1500	251	16
2	2.16	1970	610	160
3	2.22	2210	830	560
4	2.34	2760	1330	1350
5	2.46	3300	1720	1250
6	2.93	5450	3150	

表 2 - 3 YSA5 の速度構造

層 番号	密度 t/m <sup>3</sup>	P波速度 m/s	S波速度 m/s	層厚 m
1	1.65	1487	178	22
2	2.16	1844	499	160
3	2.22	2067	700	280
4	2.22	2288	899	280
5	2.34	2682	1255	1350
6	2.46	3326	1834	1250
7	2.93	5450	3150	

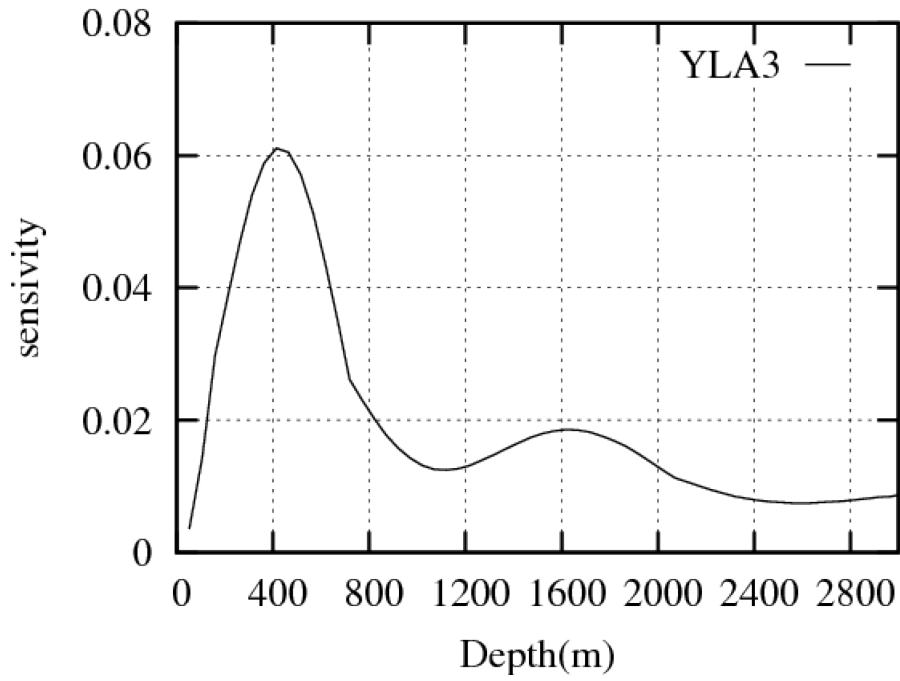


図 2 - 3 0 理論深部地盤増幅倍率に対する  
地表から深さ d までの S 波速度の感度

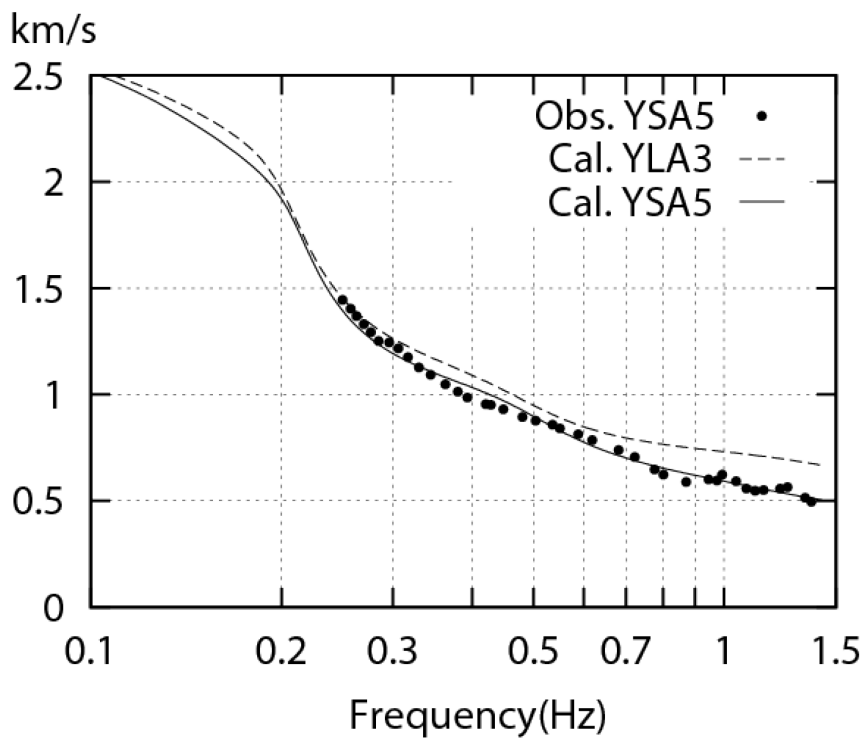


図 2 - 3 1 YLA3, YSA5 のレイリー波基本モードの理論位相速度と  
YSA5 の観測位相速度

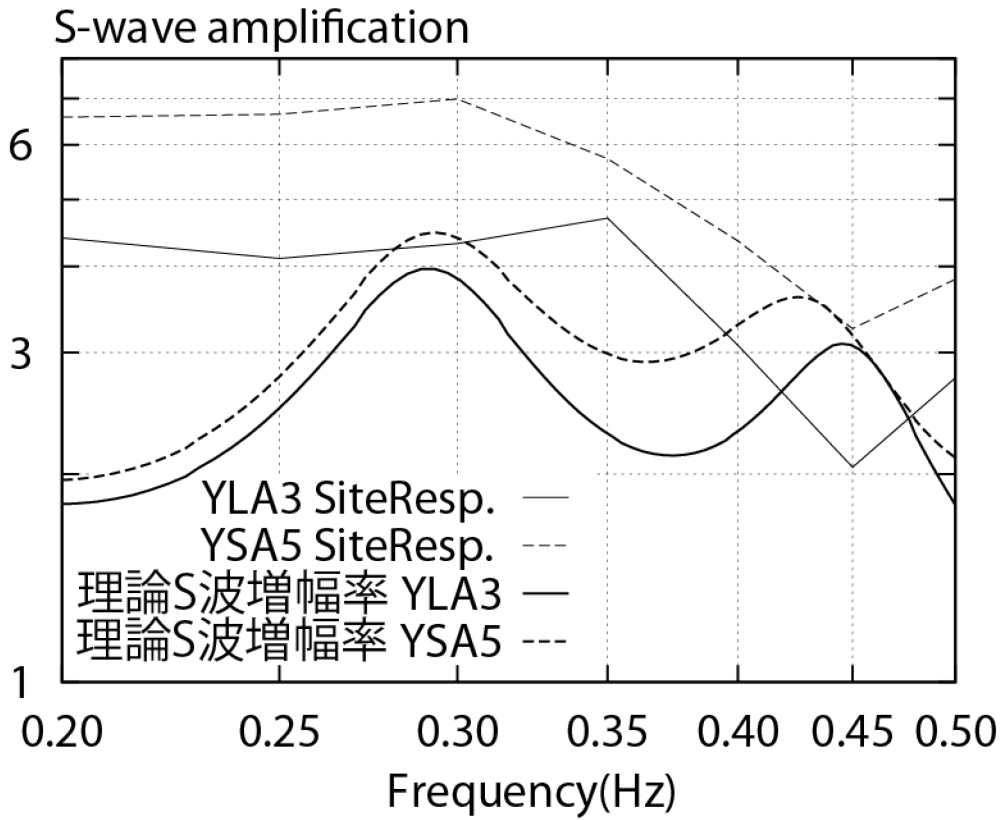
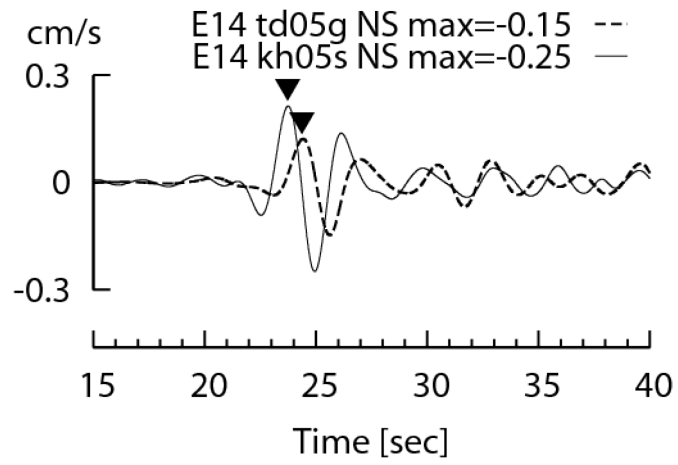
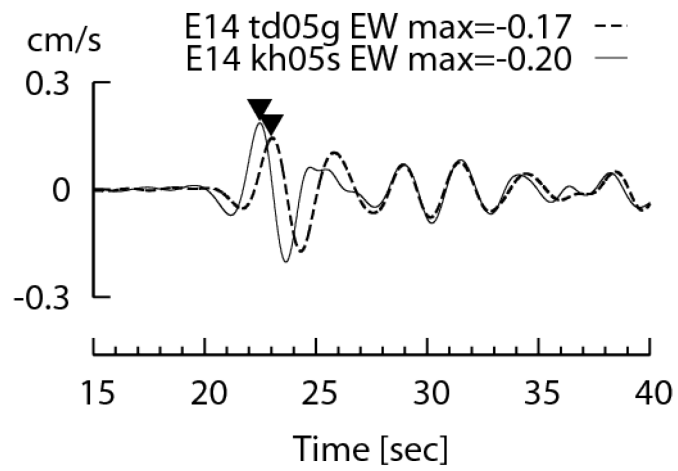


図 2 - 3 2 理論 S 波増幅とサイト増幅特性の比較



(A) NS 成分



(B) EW 成分

図 2 - 3 3 観測点 kh05s, td05g における周期 2~5 秒の  
NS 成分 (A) と EW 成分 (B) の速度波形の比較

## 2 章の参考文献

- 33) Seismic Kanto Research Project, Earthquake Research Institute, University of Tokyo,  
(オンライン) <<http://www.sknet.eri.u-tokyo.ac.jp/>>, (参照 2014.10.30) .
- 34) K. Tsuda, K. Koketsu, Y. Hisada and T. Hayakawa : Estimation of the Site Response for the Kanto Plain Using the Data from a Dense Strong Motion Seismograph Array, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.100, No.3, pp.1276-1287, 2010.
- 35) S. Kinoshita and M. Ohike : Scaling Relations of Earthquakes That Occurred in the Upper Part of the Philippine Sea Plate beneath the Kanto Region, Japan, Estimated by Means of Borehole Recordings, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.92, No.2, pp.611-624, 2002.
- 36) 防災科学技術研究所 : F-net, (オンライン)  
<<http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/top.php>>, (参照 2014.10.30) .
- 37) 岩田知孝, 入倉孝次郎 : 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, 地震第 2 輯, 第 39 巻, pp.579-593, 1986.
- 38) H. Liu and D. V. Helmberger : The 23:19 aftershock of the 15 October 1979 Imperial Valley earthquake: More evidence for asperity, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.75, No.3, pp.689-708, 1985.
- 39) 福山英一, 石田瑞穂, Douglas S. Dreger, 川井啓廉 : オンライン広帯域地震データをを用いた完全自動メカニズム決定, 地震第 2 輯, 第 51 巻, pp.149-156, 1998.
- 40) D. M. Boore and J. Boatwright : Average body-wave radiation coefficient, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.74, No.5, pp.1615-1621, 1984.
- 41) 木下繁夫, 大池美保 : 関東地域の堆積層 - 基盤系における S 波の減衰特性 - 0.5 ~ 16Hz -, 地震第 2 輯, 第 55 巻, pp.19-31, 2002.
- 42) 鈴木宏芳 : 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造, 防災科学技術研究所研究報告, 第 56 号, pp.77-123, 1996.
- 43) 千葉県 : 平成 10 年度千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書, 1999.
- 44) K. Yamada and M. Horike : Inference of Q-Values below 1 Hz from Borehole and Surface Data in the Osaka Basin by Three-Component Waveform Fitting, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.97, No.4, pp.1267-1278, 2007.

- 45) 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 : 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, 第 370 号, 2013.
- 46) W.H.F. Smith and P. Wessel : Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, Vol.55, pp.293-305, 1990.
- 47) 三宅弘恵, 瀨瀨一起, 古村孝志, 稲垣賢亮, 増田徹, 翠川三郎 : 首都圏の強震動予測のための浅層地盤構造モデルの構築, 第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.214-217, 2006.
- 48) Y. Hisada : An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Source and Receivers at Close Depths, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.84, No.5, pp.1456-1472, 2003.
- 49) 日本建築学会 : 地盤震動一現象と理論一, 丸善株式会社, 2005.
- 50) 横浜市 : 平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 関東平野(横浜市地域)の地下構造調査 成果報告書, 1999.
- 51) 狐崎長琅, 後藤典俊, 小林芳正, 井川猛, 堀家正則, 斉藤徳美, 黒田徹, 山根一修, 奥住宏一 : 地震動予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定, *自然災害科学*, 第 9 巻, 第 3 号, pp.1-17, 1990.
- 52) 植竹富一, 徳光亮一, 西村功, 土方勝一郎 : 柏崎刈羽原子力発電所の褶曲構造が新潟県中越沖地震の地震動特性に与えた影響, *日本建築学会構造系論文集*, 第 76 巻, 第 660 号, pp.311-318, 2011.

### 3 章 三次元速度構造モデルの改良法

3 章では、2 章のサイト増幅特性を用いた全国 1 次モデルの改良法を提案する。

3.1 節では地震動シミュレーションに用いる千葉県中部の地震 (M6.0) の点震源モデルを作成する。F-net においても同地震の深さとメカニズムを推定しているが、周期 20 秒以上の地震動で推定された結果であり、本研究で扱う長周期と大きく異なるため本研究で震源時間関数とともに新たに推定した。

3.2 節では地震動シミュレーションを行って、全国 1 次モデルの長周期地震動の再現性を検討する。フーリエスペクトルの周期 2~5 秒の幾何平均に関して計算/観測の比を各観測点で求め、比の分布と 2 章のサイト増幅特性分布を比較して、サイト増幅特性の反映の必要性を考察する。また、全国一次モデルの増幅特性の問題点と、問題点を踏まえた改良法に必要な特性を指摘する。

3.3 節では全国一次モデルの改良法の提案とその有効性を確認する。周期によってサイト増幅特性に強く影響する表層の深さは異なるため、長周期のサイト増幅特性に強く影響する表層の深さを検討する。この深さで浅の表層に対して、深さに比例する速度構造が全国一次モデルの改良に有効であることを、平均的な一次元構造に対するパラメトリックな検討により示す。これらの結果を踏まえ、既往の一次元構造データから長周期のサイト増幅特性と速度構造の経験式を作成し、この経験式と 2 章のサイト増幅特性分布から全国一次モデルの表層を改良する。

全国一次モデルと同じ地震動シミュレーションを実施して、地震動記録の再現性の向上を確認する。



### 3.1 地震動シミュレーションに用いる地震の震源モデル

千葉県中部の地震を点震源として扱い、震源深さ、メカニズム、震源時間関数を推定した。推定にはマルチタイムウインドウ線形波形インバージョン法<sup>53)</sup>を用いた。

3.1.1 項では、震央を気象庁による推定値（東経 140° 8.3′，北緯 35° 34.9′）で固定し、関東平野の多地点の記録の低振動数成分からメカニズムと深さを推定した。

3.1.2 項では、第 2 段階として高精度な速度構造モデル<sup>41)</sup>が推定されている、KiK-net CHBH04（下総）の地中記録から周期 2 秒以下まで有効な震源時間関数を推定した。

#### 3.1.1 メカニズムと深さの推定

点震源位置を固定した最小二乗法の観測方程式を (3-1) 式に示す。式を容易にするため、1 つの振動成分のみを対象とした。本研究では 3 成分の同時インバージョンであるため、実際には 3 成分で連立する。G はグリーン関数、U は地動、i は観測点を表す。q は振動成分を表し x, y, z のいずれかをとる。m<sub>xx</sub>, m<sub>yy</sub>, m<sub>xy</sub>, m<sub>yz</sub>, m<sub>zx</sub> はモーメントテンソルで、膨張成分が 0 の条件 m<sub>zz</sub> = -(m<sub>xx</sub> + m<sub>yy</sub>) と、ダブルカップルの条件 m<sub>yz</sub> = m<sub>xy</sub>, m<sub>zy</sub> = m<sub>yz</sub>, m<sub>xz</sub> = m<sub>zx</sub> を用いると 9×9 のモーメントテンソルの要素が全て揃い、地震モーメントとメカニズムが決定できる。(3-1) 式の G と U を時刻とモーメントテンソルで展開して (3-2) 式に示す。j は時刻を表す。本研究では最終モーメント量が 1Nm で、時刻歴が二等辺三角形であるモーメントレートを基底関数と呼ぶ。G<sub>q</sub>:m<sub>xx</sub> はグリーン関数で、基底関数の m<sub>xx</sub> が作用したとき q 成分の地動に対応する。

$$\begin{bmatrix} [{}_1G^q] \\ \vdots \\ [{}_iG^q] \\ \vdots \end{bmatrix} \{m\} = \begin{Bmatrix} \{U^q\} \\ \vdots \\ \{U^q\} \\ \vdots \end{Bmatrix} \quad \{m\} = \begin{Bmatrix} m_{xx} \\ m_{yy} \\ m_{xy} \\ m_{yz} \\ m_{zx} \end{Bmatrix} \quad (3-1)$$

$$[{}_iG^q] = \begin{bmatrix} {}_iG_1^{q:m_{xx}} & {}_iG_1^{q:m_{yy}} & {}_iG_1^{q:m_{xy}} & {}_iG_1^{q:m_{yz}} & {}_iG_1^{q:m_{zx}} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ {}_iG_j^{q:m_{xx}} & {}_iG_j^{q:m_{yy}} & {}_iG_j^{q:m_{xy}} & {}_iG_j^{q:m_{yz}} & {}_iG_j^{q:m_{zx}} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \end{bmatrix} \quad \{U^q\} = \begin{Bmatrix} U_1^q \\ \vdots \\ U_j^q \\ \vdots \end{Bmatrix} \quad (3-2)$$

K-net と KiK-net の加速度記録を数値積分して速度に変換して、インバージョンに用いた。対象周期は、理論的な放射特性が地震動の空間分布を支配すると考えられる 0.25Hz 以下で、長周期の観測ノイズを避けるため 0.05Hz 以上とした。メカニズムの拘束力の観点から、震源からみて様々な方向の多数の観測波を用いた。最初に到達した P 波・S 波に比べて、表面波等の後続動の再現は速度構造モデルのより良い精度を必要とする。速度構造モデルの精度の影響を出来るだけ避けるため、後続動が少ない記録を選び、P 波部と最初の S 波部をインバージョンの対象とした。平野周辺の岩盤地点の記録は堆積層の影響が少なく好都合と考えられたが、後続動が優勢であったため積極的に用いなかった。第 1 段階で用いた観測点を図 3-1 に示す。

全国一次モデルを三次元差分法で、同モデルから抜き取った観測点直下の一次元構造を波数積分法で、それぞれ千葉県中部の地震の地震動をシミュレートして比較した。図 3-2 に TKY007 新宿、KNG001 川崎、KNG002 横浜における一次元構造と三次元構造の計算波の比較を示す。KNG001 の最初の S 波は三次元と一次元はほぼ一致しているが、TKY007 の EW 成分では 3 倍程度、KNG002 の NS 成分では 30%程度三次元の方が大きい。図 3-24 に示す全国一次モデルの地震基盤は横浜や新宿付近で窪んでおり、その影響と考えられる。このように三次元構造が影響する観測点が存在したため、グリーン関数は三次元差分法で全国一次モデルから求めた。

F-net による地震モーメントは  $9.11E+17$  (Nm) である。断層面積と地震モーメントの経験式<sup>54)</sup>から断層を正方形と仮定すると一辺 10km でとなる。正方形の中心を破壊開始点に、破壊伝播速度を 3.4km/s と仮定すると、震源時間関数の継続時間は 1~2 秒と見積もられる。基底関数は 1 個、時刻歴形状は底辺が 1 秒の二等辺三角形とした。震源時間関数の継続時間は対象周期 (4 秒以上) より十分に短いため、基底関数の詳細な時刻歴形状は推定精度に影響しないと考えられる。深さは、気象庁<sup>55)</sup>と F-net による推定値 (それぞれ 73km と 68km) で同じインバージョンを行って、観測波と計算波の差の二乗和 (以後、残差) が少ない方を選択した。震源時間の開始時刻は気象庁の発震時刻 (16 時 34 分 56.32 秒) の  $\pm 2$  秒の間を 0.1 秒間隔でグリッドサーチして、残差が最少となる発震時刻を採用した。

気象庁、F-net、瀬瀬・三宅の推定結果<sup>56)</sup>と比較して、表 3-1 にメカニズム、深さを示す。第 1 段階では、震源時間関数の開始時刻は気象庁の 0.7 秒後、地震モーメン

トは  $8.12E+17Nm$  と推定された。震源時間関数は、地下構造の精度が高い第 2 段階の推定値を採用するため、この推定値は最終的には用いない。メカニズムが逆断層であるのは全機関で同じである。低角な気象庁の初動解は中でも本研究とほぼ同一である。代表地点における波形のフィッティングを図 3-3 に示す。図 3-4 で 0 秒は気象庁の発震時刻である。計算波は観測波をほぼ再現する。

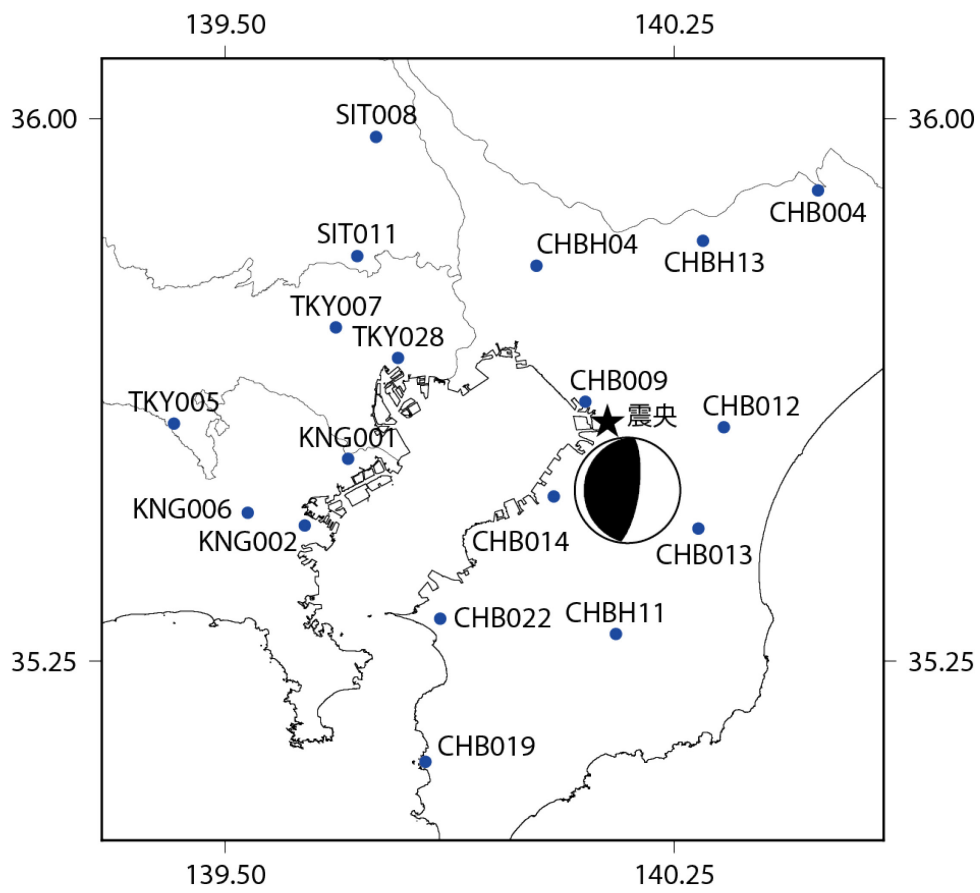
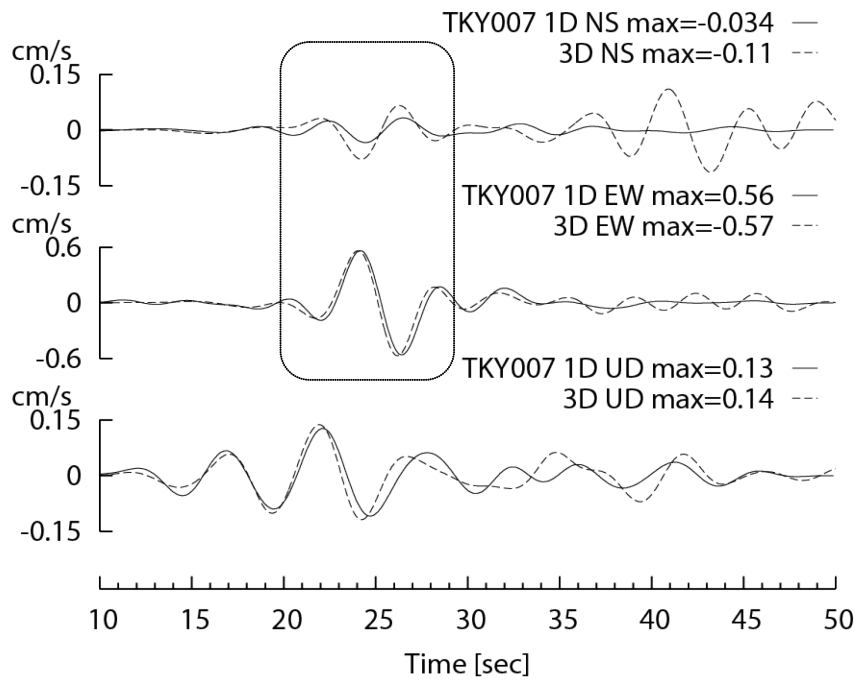
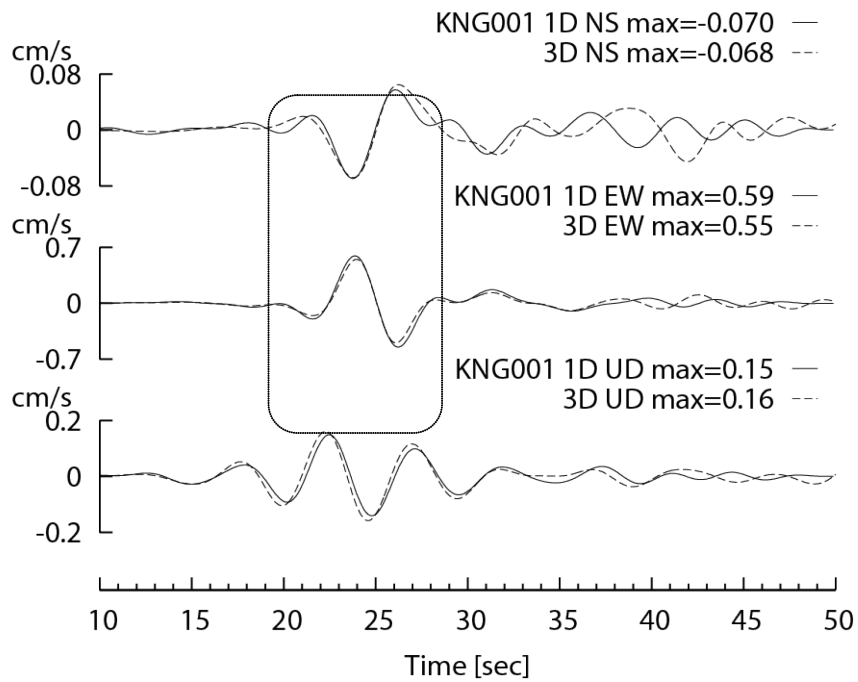


図 3-1 震源パラメータの推定に用いた観測点と震央, メカニズム



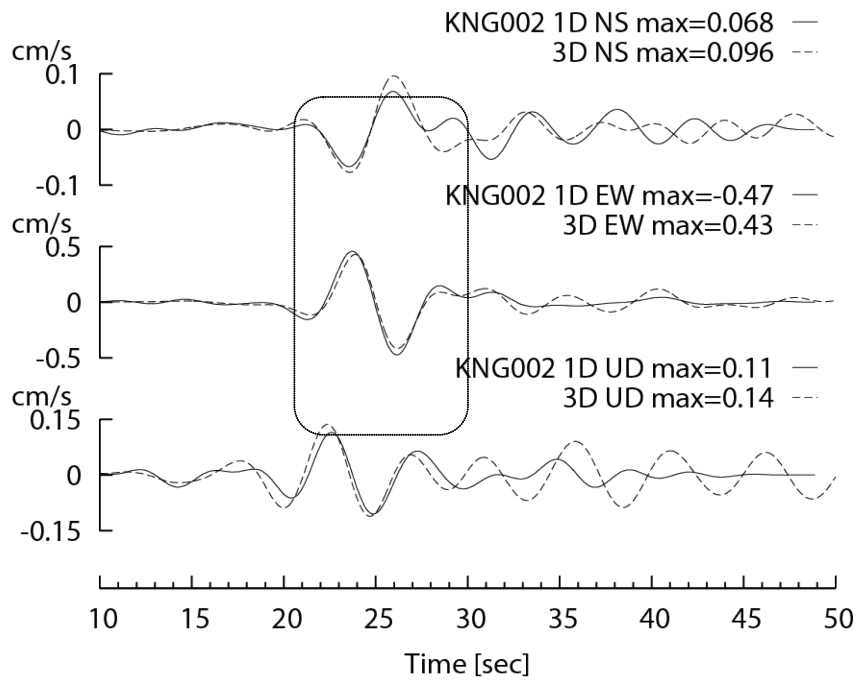
(A) TKY007 新宿



(B) KNG001 川崎

※点線の四角は最初のS波部分を示す

図3—2 (1) TKY007 新宿 (A) と KNG001 川崎 (B) における  
三次元構造モデルの計算波 (点線) と  
サイト直下の一次元構造の計算波 (実線) の比較



※点線の四角は最初のS波部分を示す

図3-2 (2) KNG002 横浜における三次元構造モデルの計算波（点線）と  
 サイト直下の一次元構造の計算波（実線）の比較

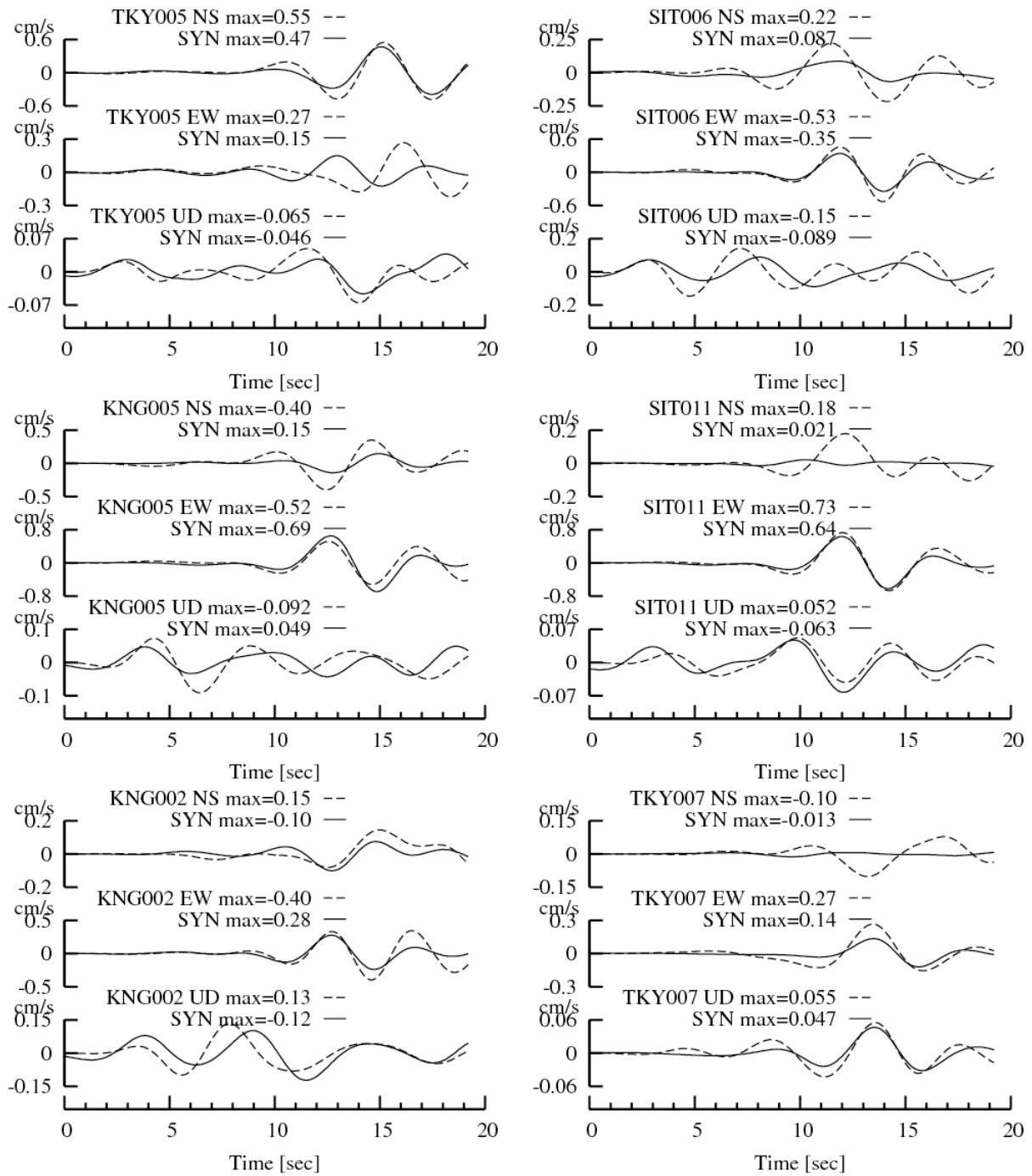


図 3-3 (1) 第 1 段階における観測波 (点線) と  
計算波 (実線) のフィッティング

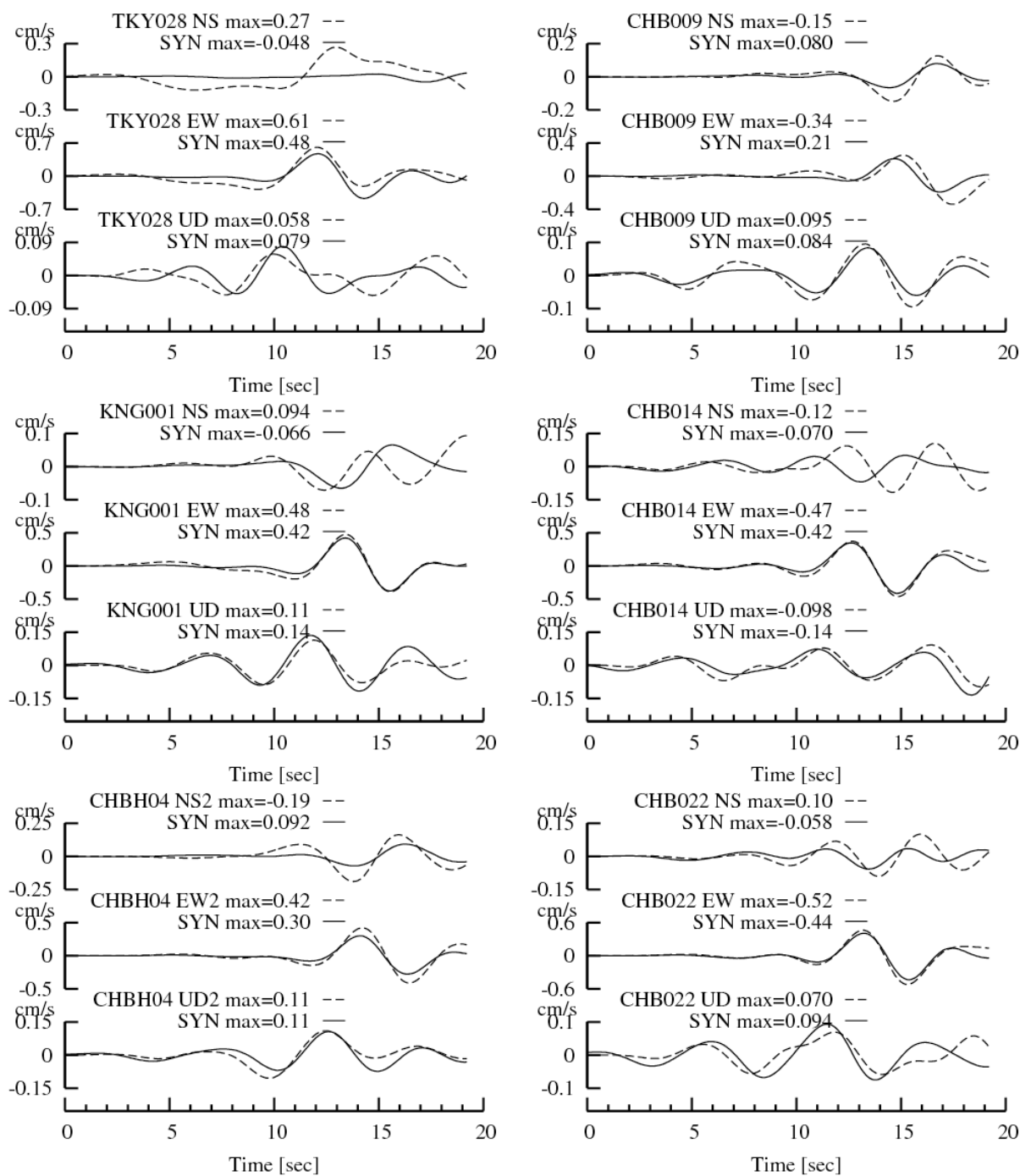
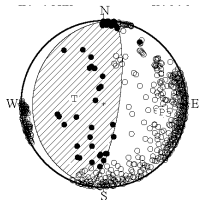
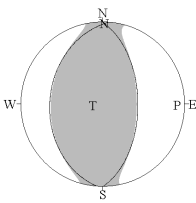
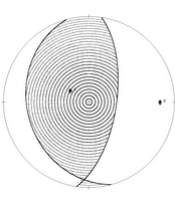
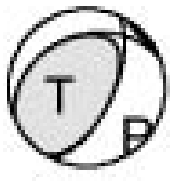
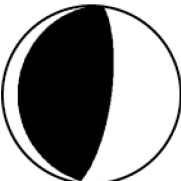


図3—3 (2) 第1段階における観測波 (点線) と  
計算波 (実線) のフィッティング



表3-1 他機関と本研究によるメカニズム、地震モーメント、  
震源深さの比較

推定	気象庁		F-net
解	初動	CMT	CMT
震源球			
走行, 傾斜, すべり	185, 15, 87 9, 75, 91	360, 55, 88 184, 35, 93	8, 101, 64 165, 69, 28
Mo (Nm)		$1.13 \times 10^{18}$	$9.11 \times 10^{17}$
深さ (km)	73	50	68

推定	瀨瀬・三宅	本研究
解	CMT	CMT
震源球		
走行, 傾斜, すべり	26, 63, 68 248, 34, 127	179, 18, 82 8, 72, 93
Mo (Nm)	$5.8 \times 10^{17}$	$9.39 \times 10^{17}$
深さ (km)	70	68

※震源球のプロットは文献中<sup>57), 36), 58)</sup>の図を引用, 全て北が上

※瀨瀬・三宅の走行, 傾斜, すべり角は小数点以下を四捨五入

※本研究の地震モーメントは第2段階での推定値

### 3.1.2 震源時間関数の推定

第 1 段階のメカニズムと深さを固定し、一定の時間間隔で基底関数が複数連なる震源時間関数を推定した。点震源位置とメカニズムを固定した観測方程式を (3-3) 式に示す。(3-1) 式と同様、1 振動成分を対象とした式である。 $\bar{G}$  はグリーン関数で、メカニズムと震源位置を固定したダブルカップルの基底関数が作用した地動に対応する。 $m$  は地震モーメントで、 $k$  は基底関数の順番、 $nb$  は基底関数の個数を表す。(3-3) 式の最下行は地震モーメントの拘束条件であり、 $\kappa$  は拘束の強さを、 $M$  は目標とする地震モーメントである。 $\{1\}^T$  は全て 1 からなる  $1 \times nb$  のベクトルである。(3-4) 式はグリーン関数を基底関数毎に展開したものである。基底関数の開始時間に応じて先頭に 0 が付加される。

$$\begin{bmatrix} [{}_1\bar{G}^q] \\ \vdots \\ [{}_i\bar{G}^q] \\ \vdots \\ \kappa\{1\}^T \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} m_1 \\ \vdots \\ m_k \\ \vdots \\ m_{nb} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \{U^q\} \\ \vdots \\ \{U^q\} \\ \vdots \\ \kappa M \end{Bmatrix} \quad (3-3)$$

$$[{}_i\bar{G}^q] = \begin{bmatrix} \begin{bmatrix} {}_i\bar{G}_1^q \\ \vdots \\ {}_i\bar{G}_j^q \end{bmatrix} \dots \begin{bmatrix} 0 \\ \vdots \\ {}_i\bar{G}_1^q \\ \vdots \\ {}_i\bar{G}_j^q \\ \vdots \end{bmatrix} \dots \end{bmatrix} \quad (3-4)$$

インバージョンには、検討対象である 2 秒以下まで有効な地下構造モデルを用いる必要があるが、推本モデルは周期 3.5 秒以上でしか検証されていない。そこで 16Hz まで有効な一次元地下構造モデルが存在する CHBH04 下総の記録から震源時間関数を推定した。CHBH04 は三次元構造の影響が小さいと考えられるため、表 3-2 の CHBH04 の一次元構造から波数積分法でグリーン関数を計算した。堆積層のモデル化精度の影響を出来るだけ避けるため、地震基盤中の GL-2300m の地中記録で地表からの反射波が到達する前の部分で震源時間関数を推定した。CHBH04 の一次元構造は文献<sup>41</sup>のモデルの下

に，全国一次モデルから抜き出した地震基盤以深の構造を追加して作成した．表 3-2 に CHBH04 の一次元構造を示す．

2Hz 以下の成分で震源時間関数を推定したところ，地震モーメントは  $4.07\text{E}+17\text{Nm}$  となり，第一段階に比べ小さく推定された．短周期成分に引きずられ，長周期のフィッティングが低下したことが原因である．そこで最初に 0.25Hz 以下の長周期成分から地震モーメントを推定した．次にこの地震モーメントを拘束条件に，底辺 0.6 秒の基底関数を 0.3 秒間隔で 3 個設定して，2Hz 以下の成分から震源時間関数を推定した．

図 3-4 に波形のフィッティングを示す．観測波形は地表からの S 波の反射波も含んでプロットし，S 波の入射波と反射波の部分は  $\ominus$  で示した．反射波はフィッティングしていないため，計算波の実線は反射波の手前で止まっている．震源時間関数を図 3-5 に，そのフーリエスペクトルである震源スペクトルを図 3-6 に示す．震源時間関数は気象庁の発震時刻の 0.3 秒後に始まり，0.3 秒間隔，底辺 0.6 秒の二等辺三角形の基底関数が， $2.35\text{E}+17\text{Nm}$ ， $4.45\text{E}+17\text{Nm}$ ， $2.59\text{E}+17\text{Nm}$ （合計  $9.39\text{E}+17\text{Nm}$ ）の地震モーメントで連なると推定された．

表 3—2 CHBH04の一次元地下構造

No	密度	P波速度	P波 $Q_0$	S波速度	S波 $Q_0$	層厚	上面深さ
	t/m <sup>3</sup>	m/s		m/s		m	m
1	1.7	1000	50	170	50	3	0
2	1.8	1000	50	240	50	10	3
3	1.8	1800	50	350	50	7	13
4	1.9	1800	50	410	50	13	20
5	1.9	1850	50	330	50	17	32
6	1.8	1650	50	270	50	3	49
7	1.9	1650	50	350	50	28	51
8	2.0	2000	50	450	50	272	79
9	2.1	2000	50	720	50	497	351
10	2.2	2000	50	900	50	345	848
11	2.5	2400	50	1170	50	309	1193
12	2.7	5500	680	3200	400	5886	1502
13	2.7	5800	680	3400	400	11081	7388
14	2.8	6400	680	3800	400	15733	18469
15	3.2	7500	850	4500	500	1051	34202
16	2.4	5000	340	2900	200	3265	35253
17	2.9	6800	510	4000	300	3608	38518
18	3.2	8050	850	4650	500	23041	42126
19	2.6	5400	340	2800	200	2700	65167
20	2.8	6500	510	3500	300	5700	67867
21	3.4	8050	850	4650	500	∞	73567

※Q値は $Q=Q_0 \cdot f$

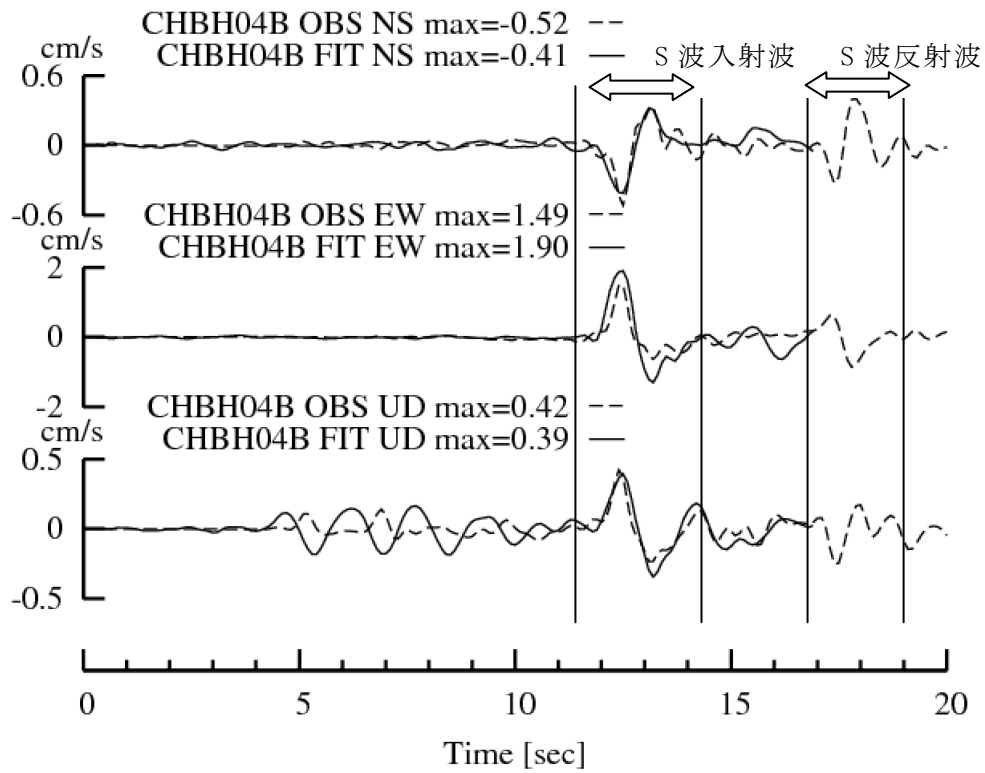


図 3-4 第2段階における観測波（点線）と計算波（実線）のフィッティング

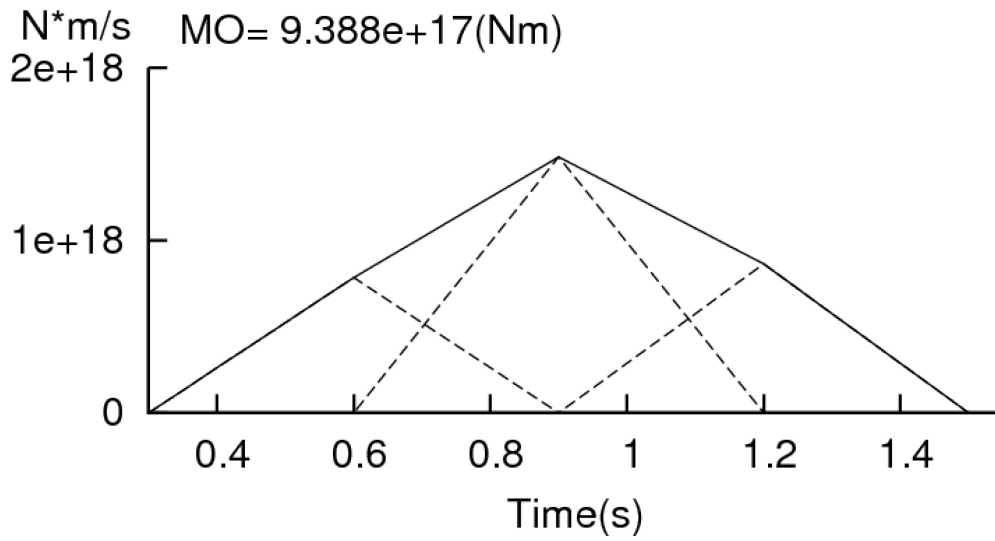


図 3—5 震源時間関数（点線は地震モーメントを乗じた基底関数）

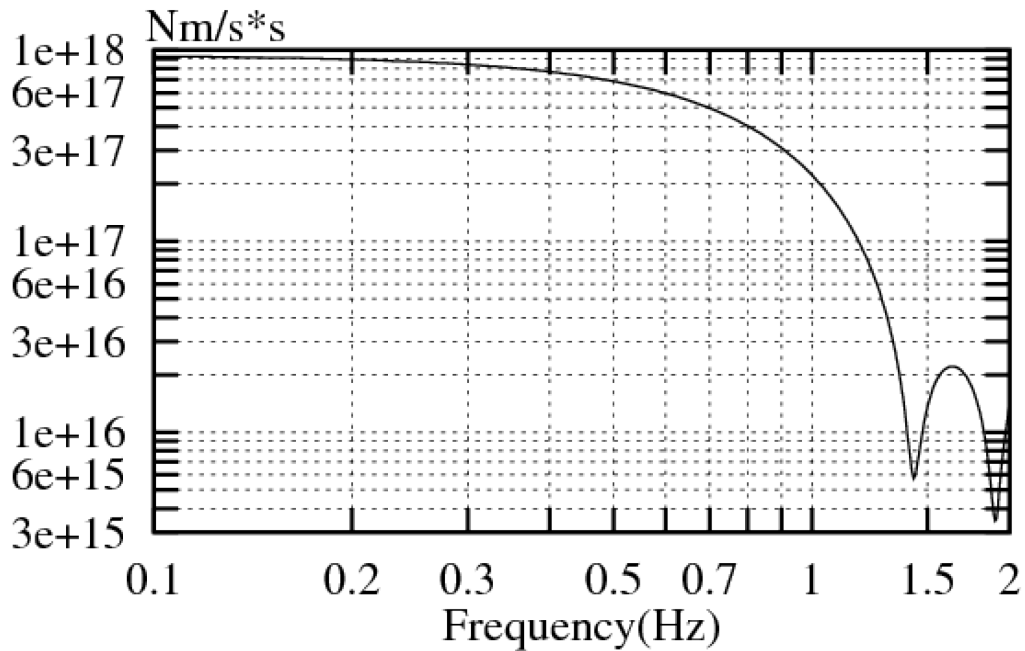


図 3—6 震源スペクトル

### 3.2 全国一次モデルの長周期地震動の再現性

3.2 節では全国一次モデルの長周期地震動の再現性を述べる。関東平野の中でもサイト増幅特性が特に高密度に得られていること、長周期構造物が多く存在しその地震防災が重要であることから、改良の対象範囲を東京都東部、神奈川県東部、千葉県西部とした。

3.2.1 項では、改良のベースとして採用した全国一次モデルとモデル上面より浅い層のモデル化を述べる。

3.2.2 項では地震動シミュレーションの概要として、三次元差分法に用いた格子モデルと本項で用いる観測点を述べる。

3.2.3 項では全国一次モデルの長周期地震動の再現性を述べる。

#### 3.2.1 全国一次モデルの概要とモデル上面より浅い層のモデル

##### (1) 全国一次モデルの概要

全国一次モデルでは日本全国を対象とし、最上層は S 波速度が  $0.35\text{km/s}$  の工学的基盤、最下層は S 波速度が  $4.6\text{km/s}$  の太平洋プレートのマントルで計 23 層からなる。23 層で定義されているものの、地域によって存在する層としない層があり、存在しない層は層厚が  $0\text{m}$  となっている。

関東平野では、上部地殻の第一層である地震基盤は S 波速度が  $3.2\text{km/s}$  で、その上は S 波速度が  $0.5\text{km/s}$ ,  $0.9\text{km/s}$ ,  $1.5\text{km/s}$  の 3 層でモデル化されている。本論文では S 波速度が  $0.5$ ,  $0.9$ ,  $1.5\text{km/s}$  の層をそれぞれ全国一次モデル第 1 層、全国一次モデル第 2 層、全国一次モデル第 3 層と呼ぶ。

関東平野の地質構造<sup>16)</sup>と対比すると、全国一次モデル第 1 層と全国一次モデル第 2 層は上総層群に、全国一次モデル第 3 層は三浦層群に対比される。 $0.9\text{km/s}$ ,  $1.5\text{km/s}$ ,  $3.2\text{km/s}$  の深度分布をそれぞれ図 3-7, 図 3-8, 図 3-9 に示す。同図においては全国一次モデルの改良範囲で拡大した図も示した。本研究では  $0.4\text{km}$  以浅の速度構造を、サイト増幅特性に従って改良する。改良範囲において  $0.4\text{km}$  以浅には、全国一次モデル第 1 層と全国一次モデル第 2 層が含まれる。

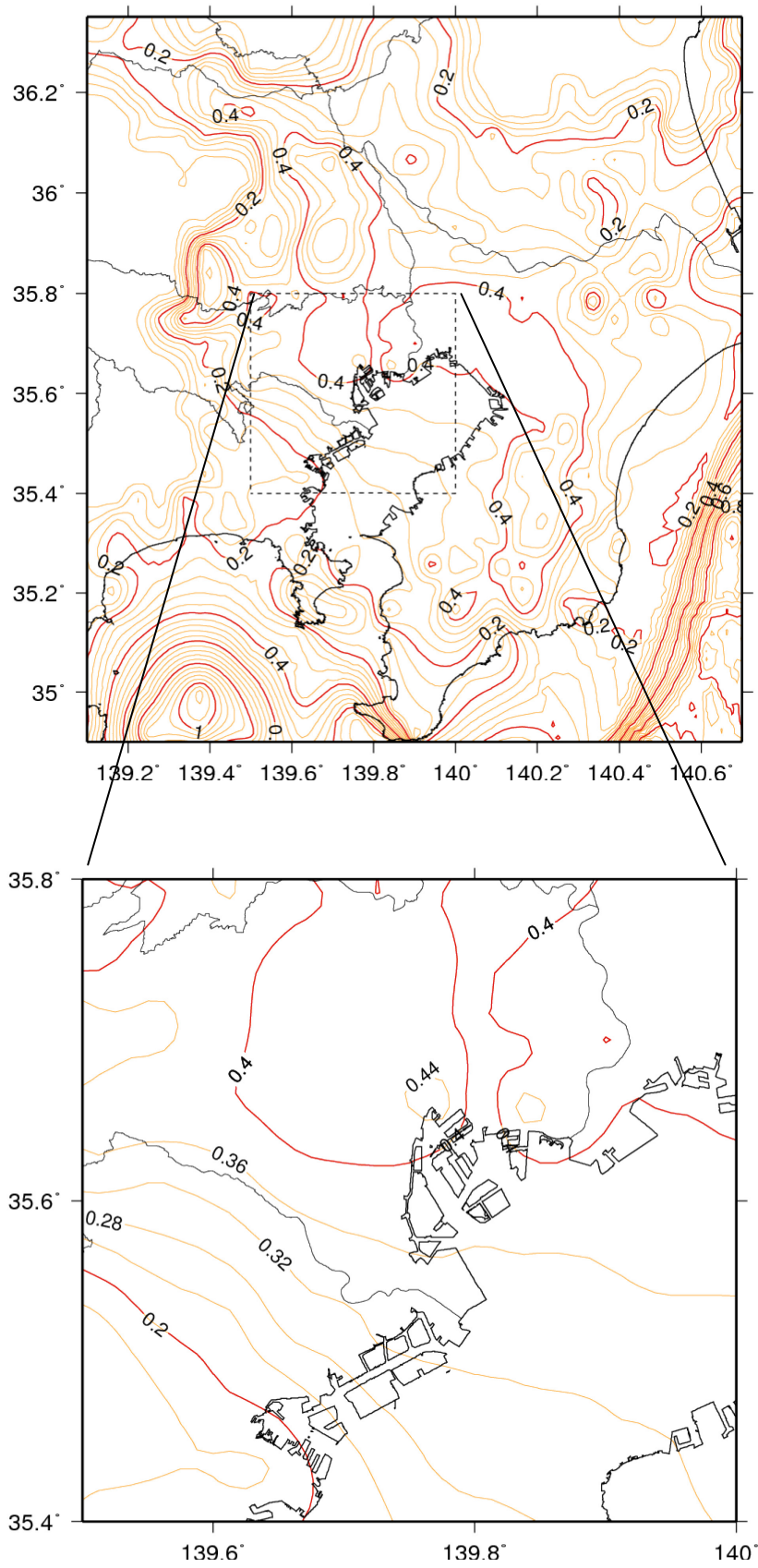


図 3—7 全国一次モデルの S 波速度が 0.9km/s の層の上面深度 (km)



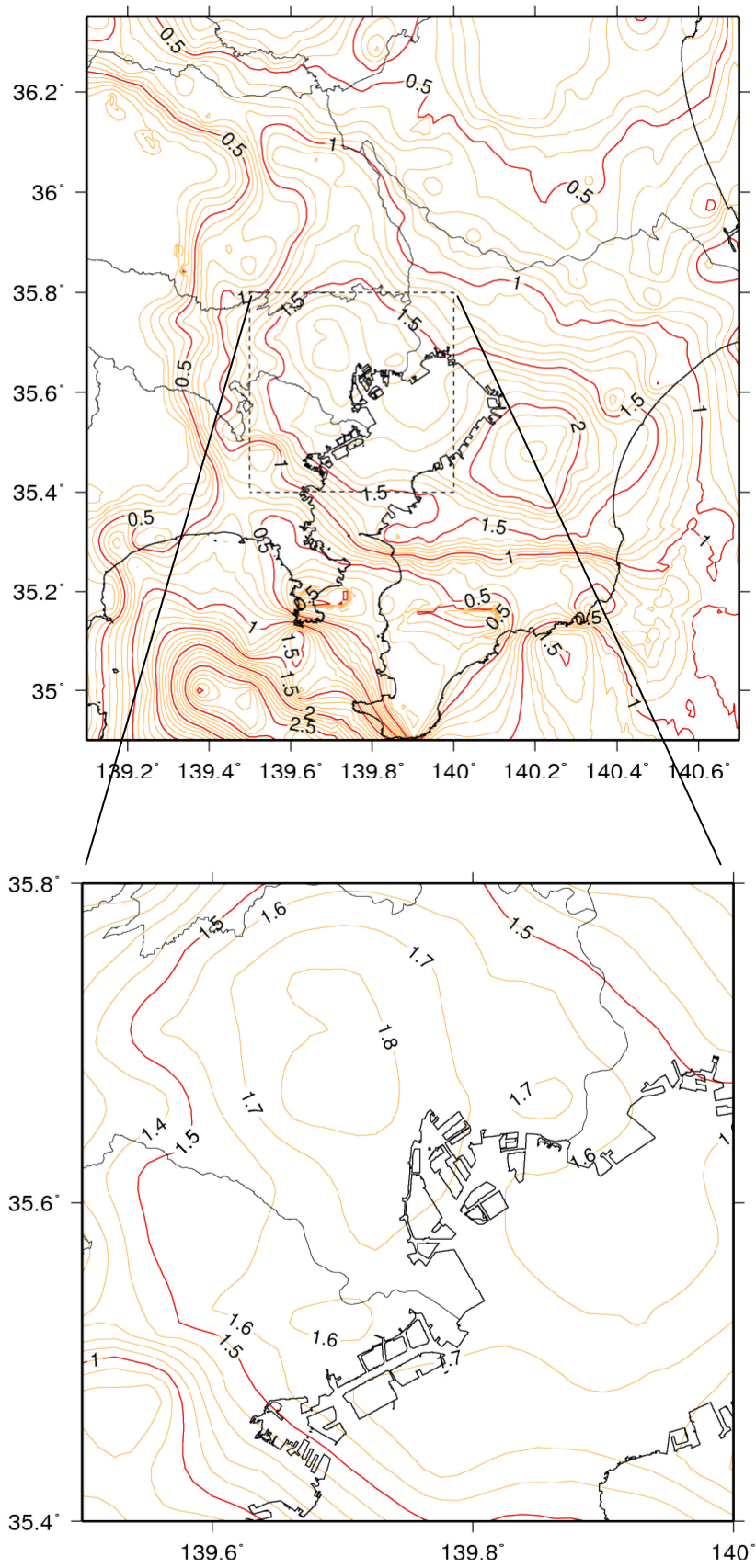


図 3—8 全国一次モデルの S 波速度が 1.5km/s の層の上面深度 (km)

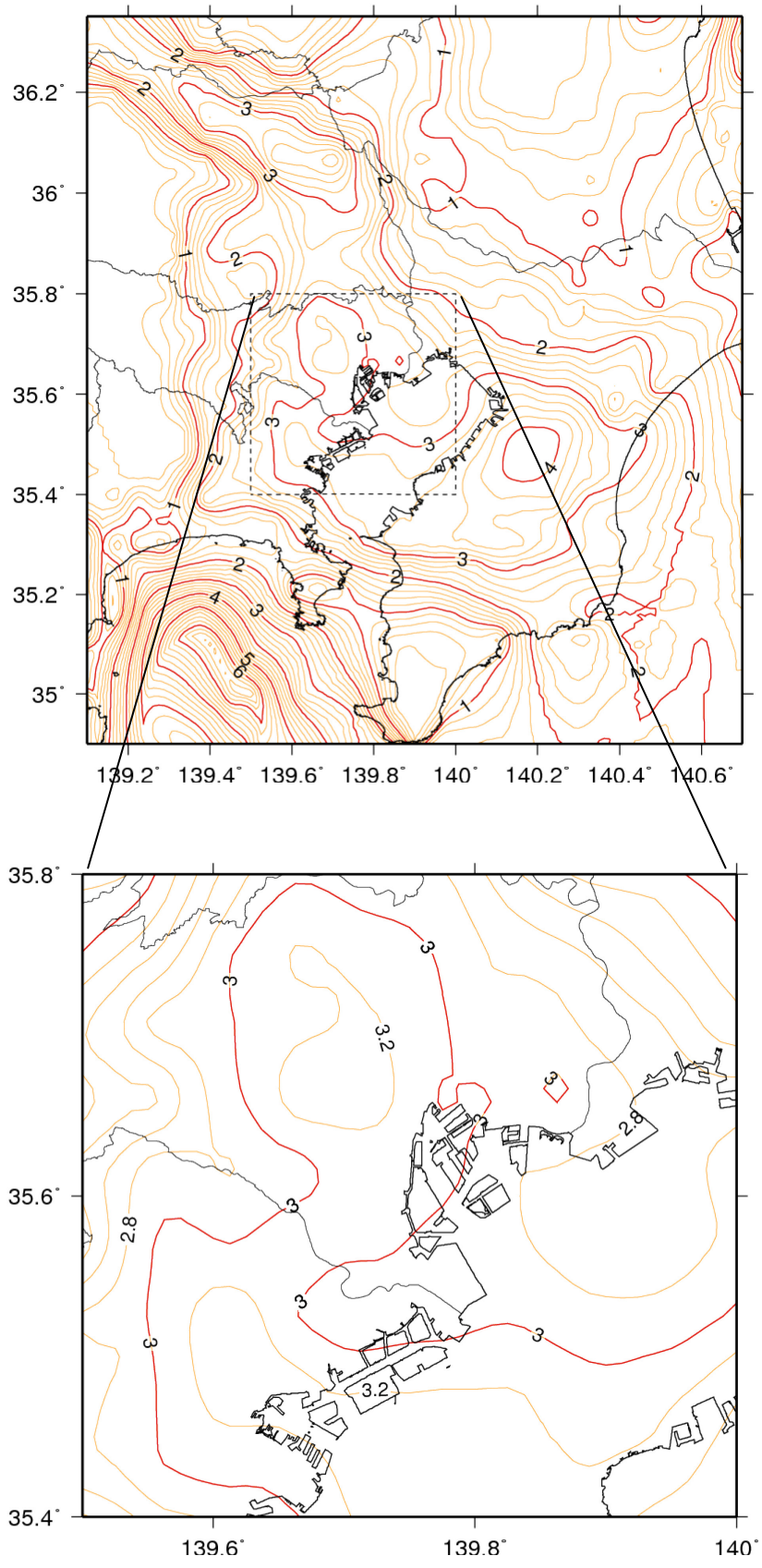


図 3—9 全国一次モデルの S 波速度が 3.2km/s の層の上面深度 (km)

## (2) 全国一次モデル上面より浅い層のモデル

地震動シミュレーションに用いる観測波は地表記録で、考察に用いるサイト増幅特性は地表記録から推定されたものである。モデル上面（工学的基盤）の計算波と比較するには、観測波とサイト増幅特性からモデル上面に相当する層より浅い層の影響を取り除く必要がある。そのため、全国一次モデル上面の S 波速度 0.5km/s より低速度な浅い層の S 波速度構造をモデル化する。モデル作成には N 値 50 の深度面、S 波速度 0.5km/s の深度面（以後、Vs500 深度面）、AVS30 の分布<sup>46)</sup>を用いた。図 3-10 に N 値 50 の深度面、図 3-11 に Vs500 深度面、図 3-12 に AVS30 を示す。N 値 50 の深度面は S 波速度が 0.4km/s の層上面に相当する<sup>46)</sup>ため Vs400 深度面と呼ぶ。

図 3-13 にモデル化方法を示す。0.5km/s の層の上に 0.4km/s の層を設け、その上面を Vs400 深度面とした。Vs400 深度面が 30m より浅い場合、0.4km/s の層の上に 1 層設けて AVS30 となるように S 波速度を決定した。Vs400 深度面が 30m より深い場合、0.4km/s の層の上に 2 層設けた。上層の層厚は 30m とし S 波速度は AVS30 とした。下層は 30m ~ Vs400 深度面の間を埋める層で S 波速度は江東の清水建設技術研究所の PS 検層を参考にして 0.23km/s とした。Q 値は全層 10 とした。密度は S 波速度が 0.4km/s の層は 1.9t/m<sup>3</sup>、上層は 1.8t/m<sup>3</sup> とした。

S 波速度 0.4km/s より浅い層の一次固有周期の分布を図 3-14 に示す。東京都や神奈川県東部では、常時微動の水平／上下のスペクトル比から工学的基盤より浅い表層の固有周期が多地点で推定されている。図 3-15、図 3-16 に文献<sup>57), 58)</sup>による固有周期の分布を示す。

図 3-15 では江戸川区周辺で 1.2 秒程度、新宿周辺で 0.4 秒程度である。図 3-14 の理論一次固有周期は江戸川区周辺で 1.1 秒程度、新宿周辺で 0.4 秒程度とほぼ一致している。S 波速度が 500m/s の層が 150m 程度の深い場所では、本項の浅い層のモデルの増幅スペクトルの卓越周期は 2.3.1 項において見積もった 3 秒程度と対応する。

図 3-16 では神奈川区西側の固有周期が 0.2~0.4 秒、西区湾岸で 0.8~1.0 秒である。図 3-14 の理論一次固有周期は神奈川区西側で 0.2~0.3 秒程度、西区湾岸で 0.7 秒程度とほぼ一致している。

以上から、作成した S 波速度が 0.5km/s の層より浅い層のモデルは妥当と考えられる。

地表と Vs400 深度面間の増幅スペクトルの周期 2～5 秒平均（幾何平均）を図 3-17 に示す．同様に地表と Vs500 深度面間の周期 2～5 秒平均を図 3-18 に示す．増幅率は湾岸の地域と東京都と千葉県の間境付近で大きい．増幅率が東京湾岸で大きいことは、2011 年東北地方太平洋沖地震で内陸部に比べて東京湾岸の記録の擬似応答スペクトルが周期 1.5～3.5 秒で大きかったこと<sup>59)</sup>と対応する．この二つの地域以外では浅層による増幅は殆ど見られない．

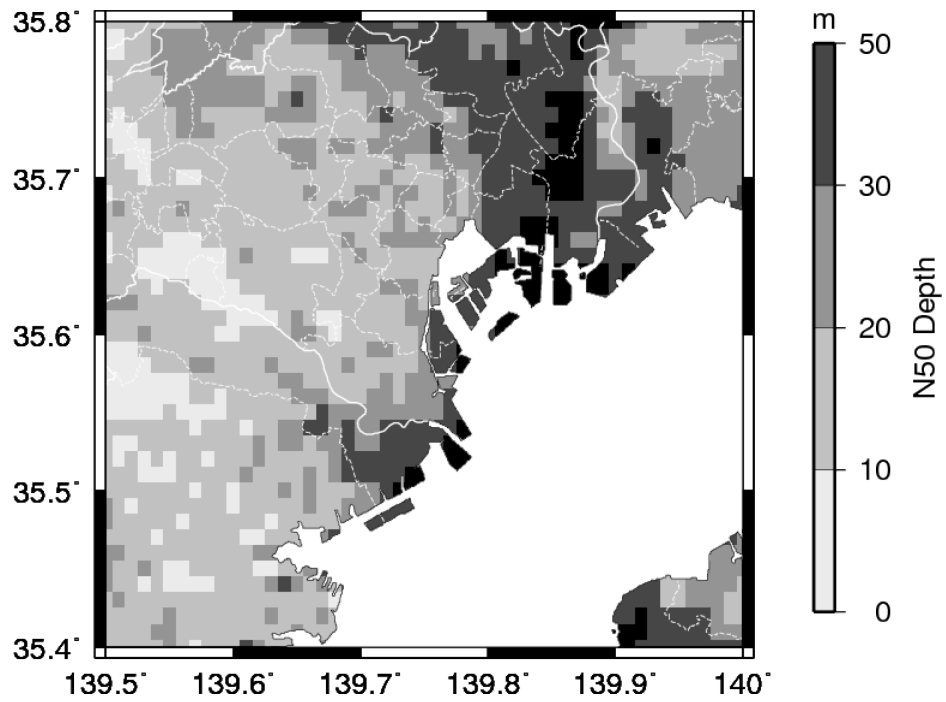


図 3—1 0 N 値 50 の深度分布 (S 波速度 0.4km/s 相当, Vs400 深度面)

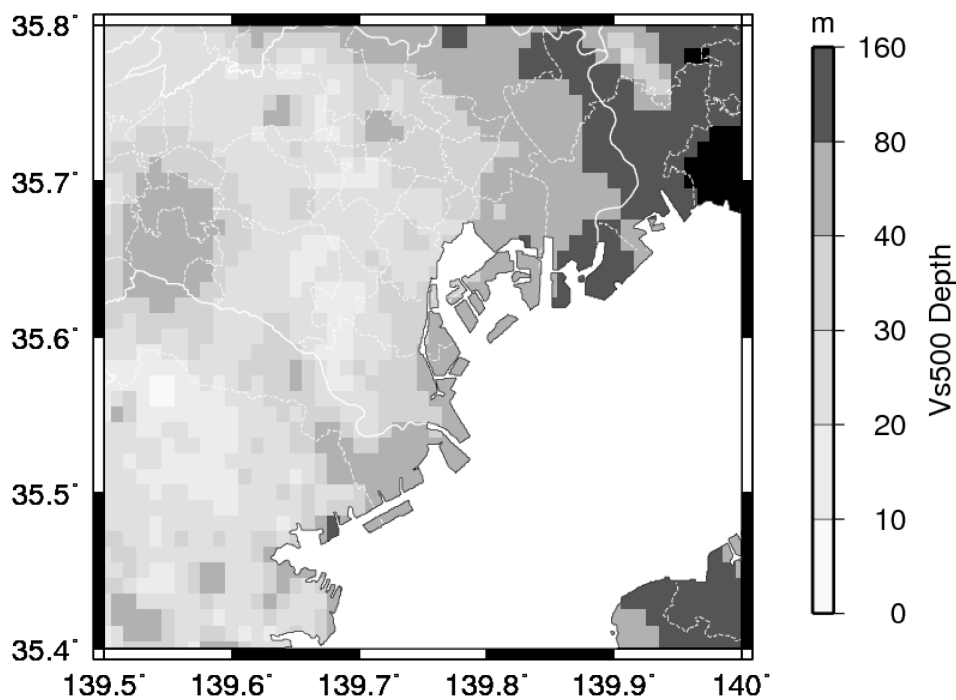


図 3—1 1 S 波速度 0.5km/s の層上面の深度分布 (Vs500 深度面)

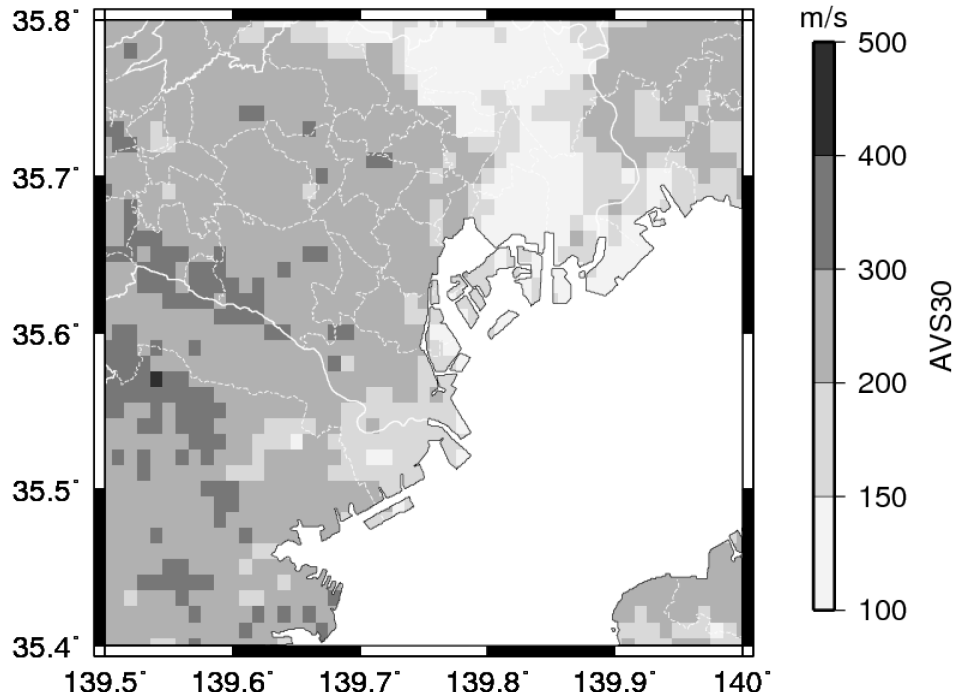
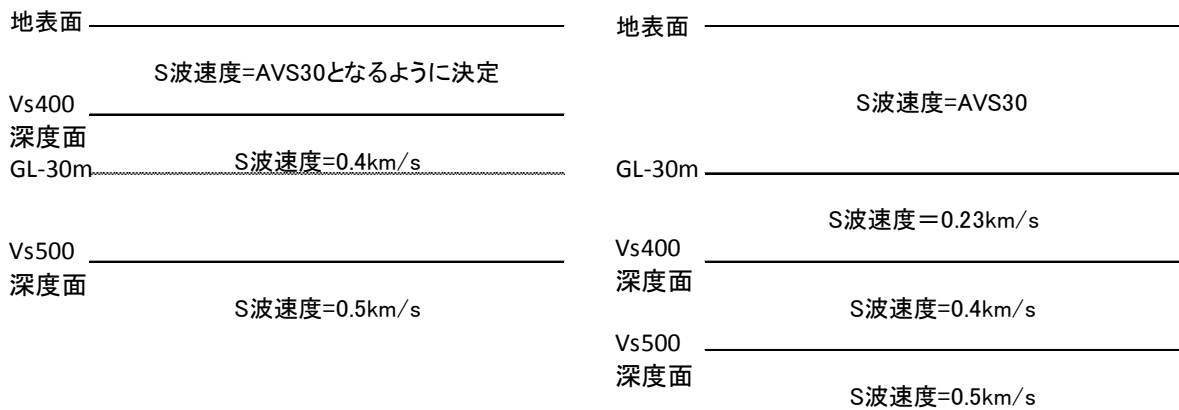


図 3—1 2 AVS30 の分布



(A) Vs400 深度面が 30m 未満の場合

(B) Vs400 深度面が 30m 以上の場合

0.4km/s の層とそれ以浅の層の Q 値は 10 とした.

0.4km/s の層の密度は 1.9t/m<sup>3</sup>, それ以浅の層の密度は 1.8t/m<sup>3</sup> とした.

図 3—1 3 S 波速度 0.5km/s の層より浅い層のモデル化

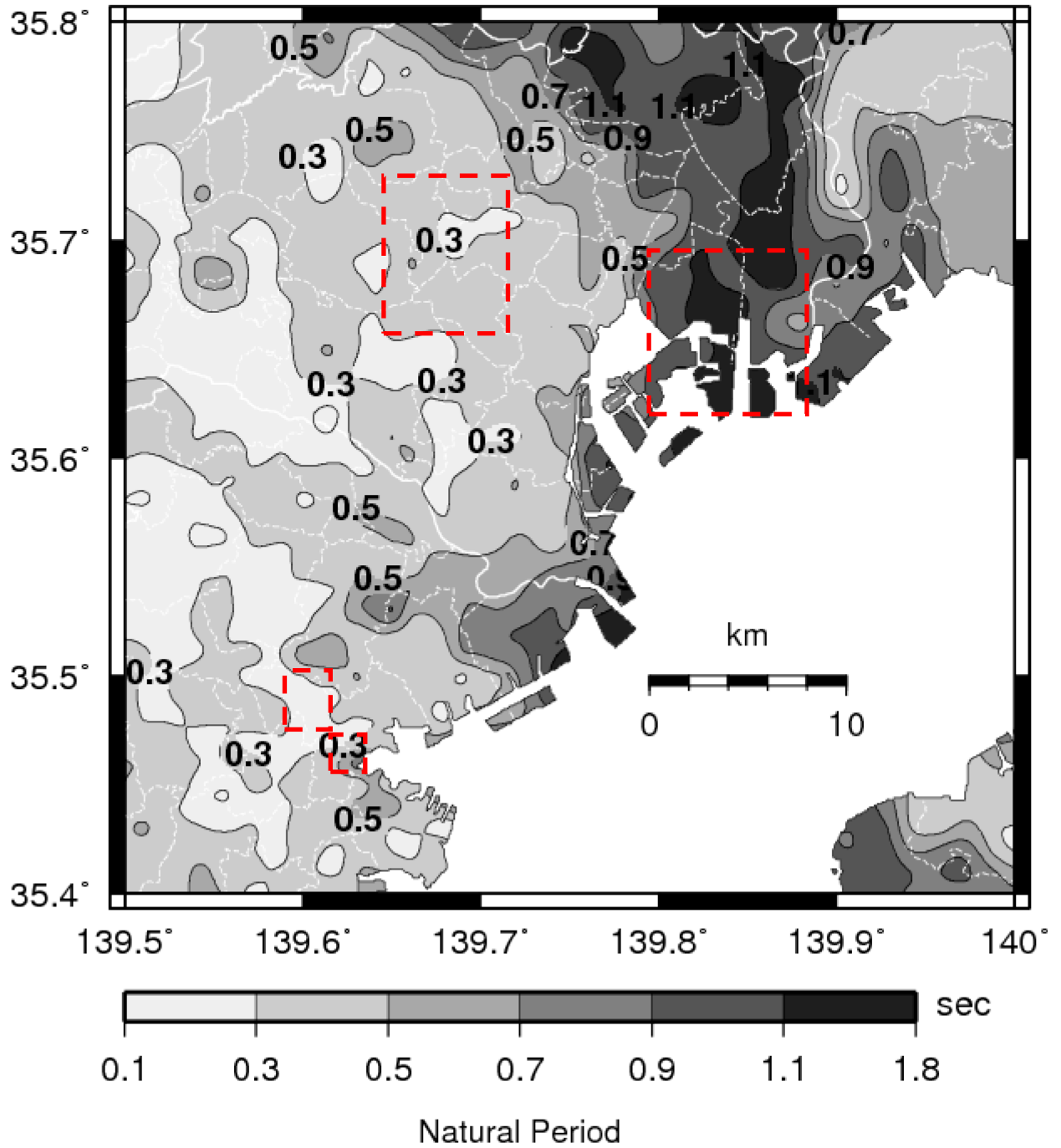


図3—14 S波速度0.4km/sの層以浅の一次固有周期の分布

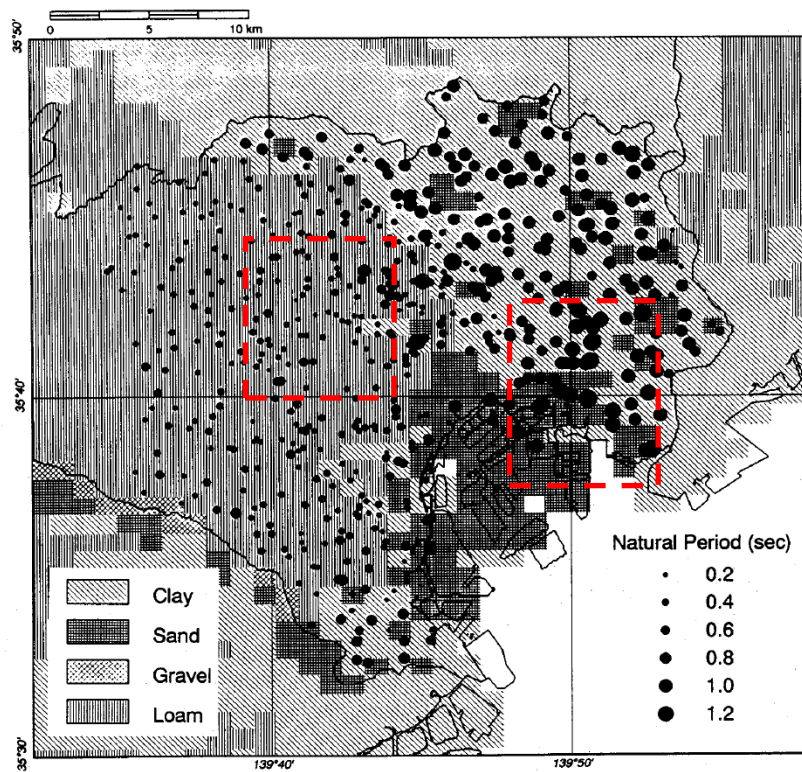


図3-15 微動の水平／上下スペクトル比から推定された工学的基盤以浅の卓越周期分布（文献<sup>57)</sup>の抜粋）



図3-16 微動の水平／上下スペクトル比から推定された軟弱地盤の卓越周期分布（文献<sup>58)</sup>に加筆）



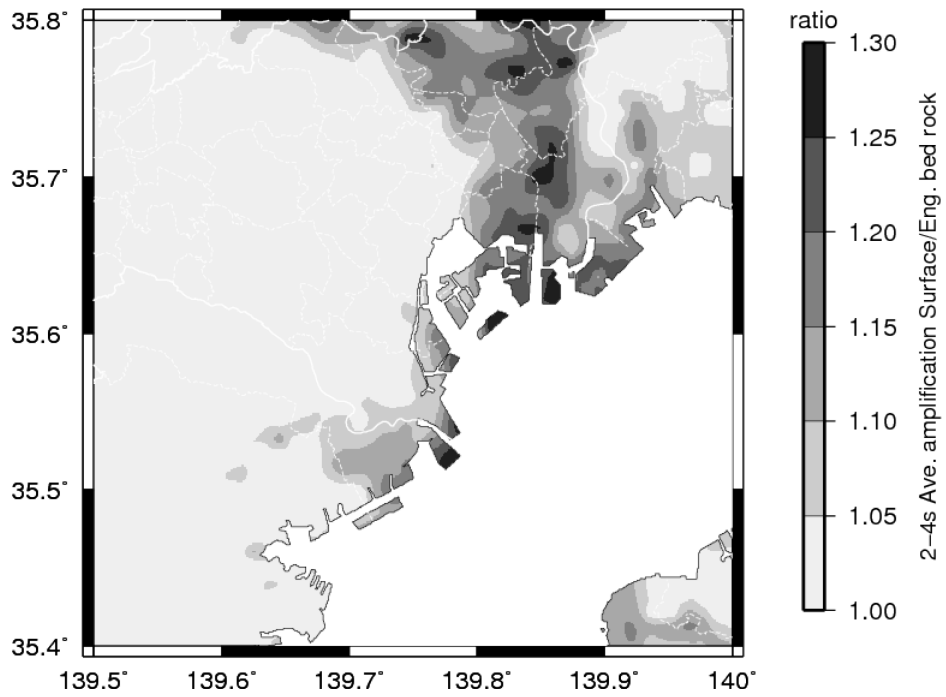


図 3—1 7 S 波速度 0.4km/s の層を基盤とした増幅スペクトルの周期 2～5 秒平均

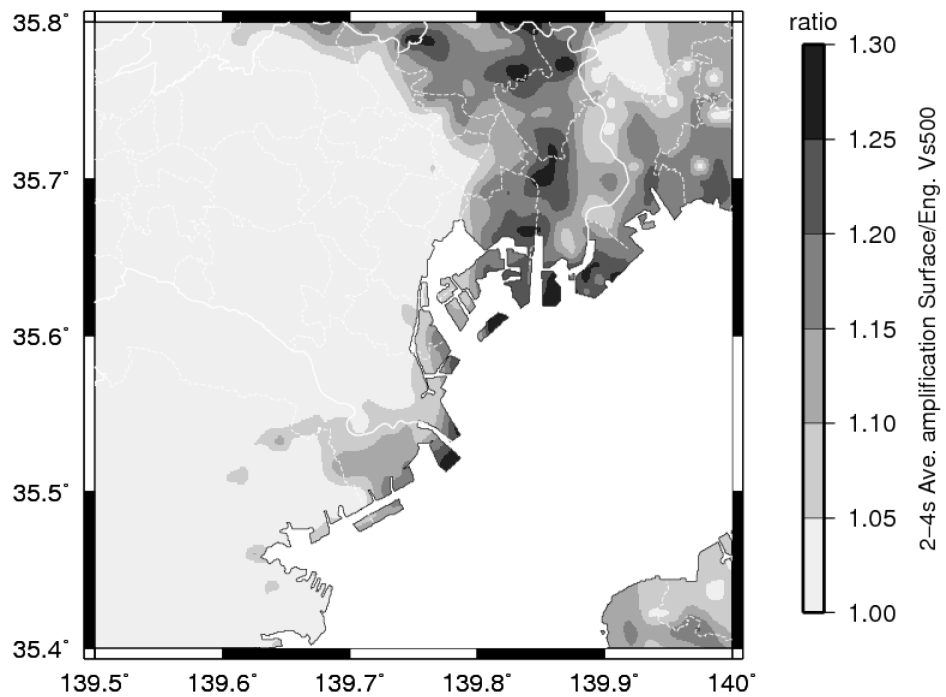


図 3—1 8 S 波速度 0.5km/s の層を基盤とした増幅スペクトルの周期 2～5 秒平均

### 3.2.2 地震動シミュレーションの手法概要

#### (1) 差分法に用いる格子モデル

検証範囲の外側から回り込んでくる地震波を考慮するため、図 3-19 に示す広範囲で差分法により計算した。格子間隔は、水平 2 方向は 0.125km の等間隔、鉛直方向は 0 ~ 1.6km 間を 0.08km, 1.6 ~ 8km を 0.16km, 8 ~ 80km を 0.32km 間隔とした。非常に薄い表層を過大評価することを避けるため、モデル上面の物性は 25m 深さの物性とした。計算量を大幅に減らすため、Q 値は(3-5)式に示す振動数比例の Q 値を用いた。 $f_0$  は Q 値のレファレンス振動数、 $Q_0$  はレファレンス振動数における Q 値である。全国一次モデルの  $f_0$  は 0.2Hz である。

$$Q = Q_0 \frac{f}{f_0} \quad (3-5)$$

#### (2) 観測記録

地震動の再現性評価には、SK-net による高密度な記録を用いた。周期 8 秒以上の長周期でノイズが認められた記録は除いた。用いた観測点数は 142 である。図 3-20 に観測点位置を示す。

観測波から S 波速度が 0.5km/s より浅い層の影響を除いた。まず、S 波速度が 0.5km/s の層上面における上昇波の 2 倍に対する地表面の波の伝達関数を、S 波鉛直入射仮定で理論的に求めた。次に、地表の観測波のフーリエスペクトルをこの伝達関数で除して、逆フーリエ変換し波形に戻した。サイト増幅特性も、この伝達関数の振幅で除して、S 波速度が 0.5km/s の層より浅い層の影響を取り除いた。

観測波と計算波共に S 波部を使用した。CHBH04 (KiK-net 下総) の深井戸における GL-2.3km と地表の記録の相互相関関数<sup>41)</sup>から、相関関数で卓越する周期 4 秒程度では S 波到達後 44 秒程度まで S 波実体波が卓越すると考えられる。全国 1 次モデルから観測点直下の一次元構造を抽出し、波線理論で理論 S 波伝播時間を計算して S 波の到達時刻の 15 秒前から 45 秒後までの 60 秒間を用いた。PS 変換波は小さいため S 波の到達時刻の 15 秒前の水平動を用いても問題はない。水平二成分成分の速度フーリエスペクトルを 0.07Hz の Parzen ウィンドウで平滑化し、その二乗和平方根を検討に用いた。

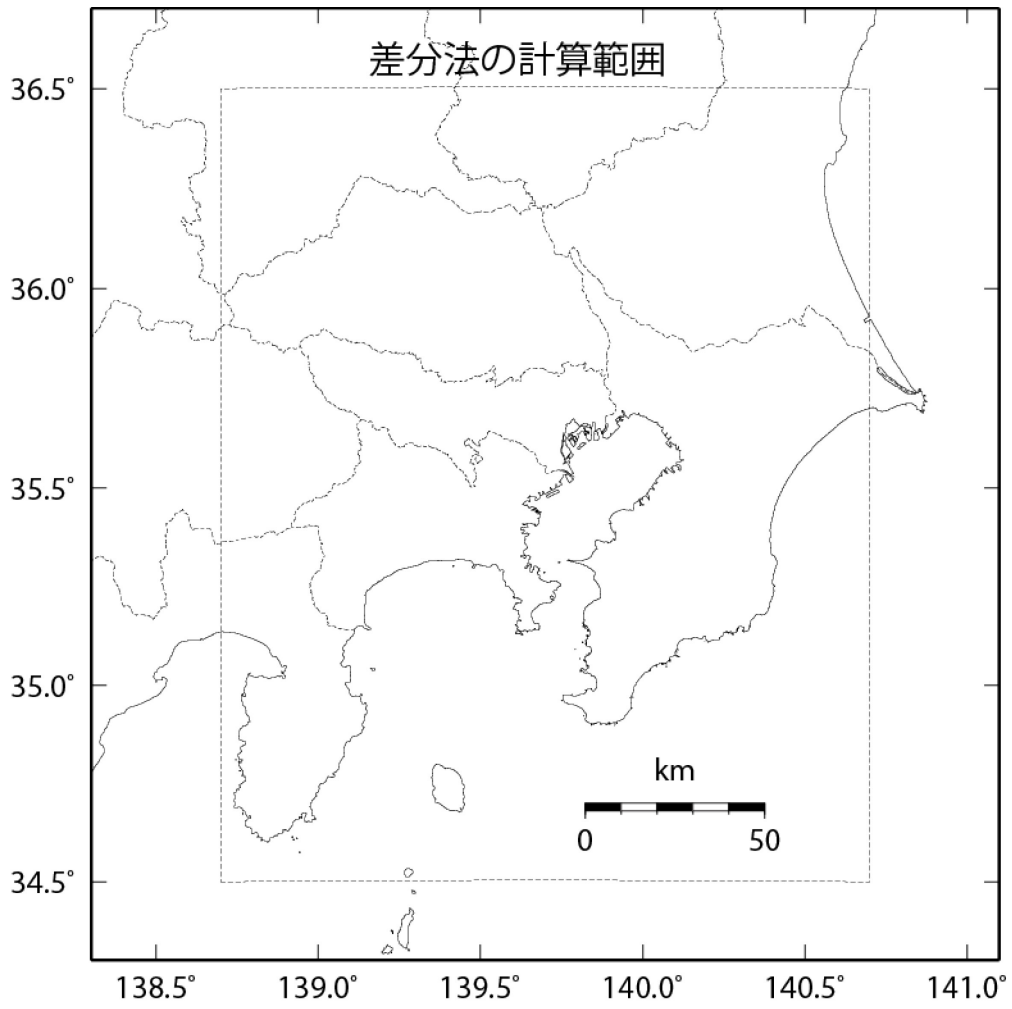
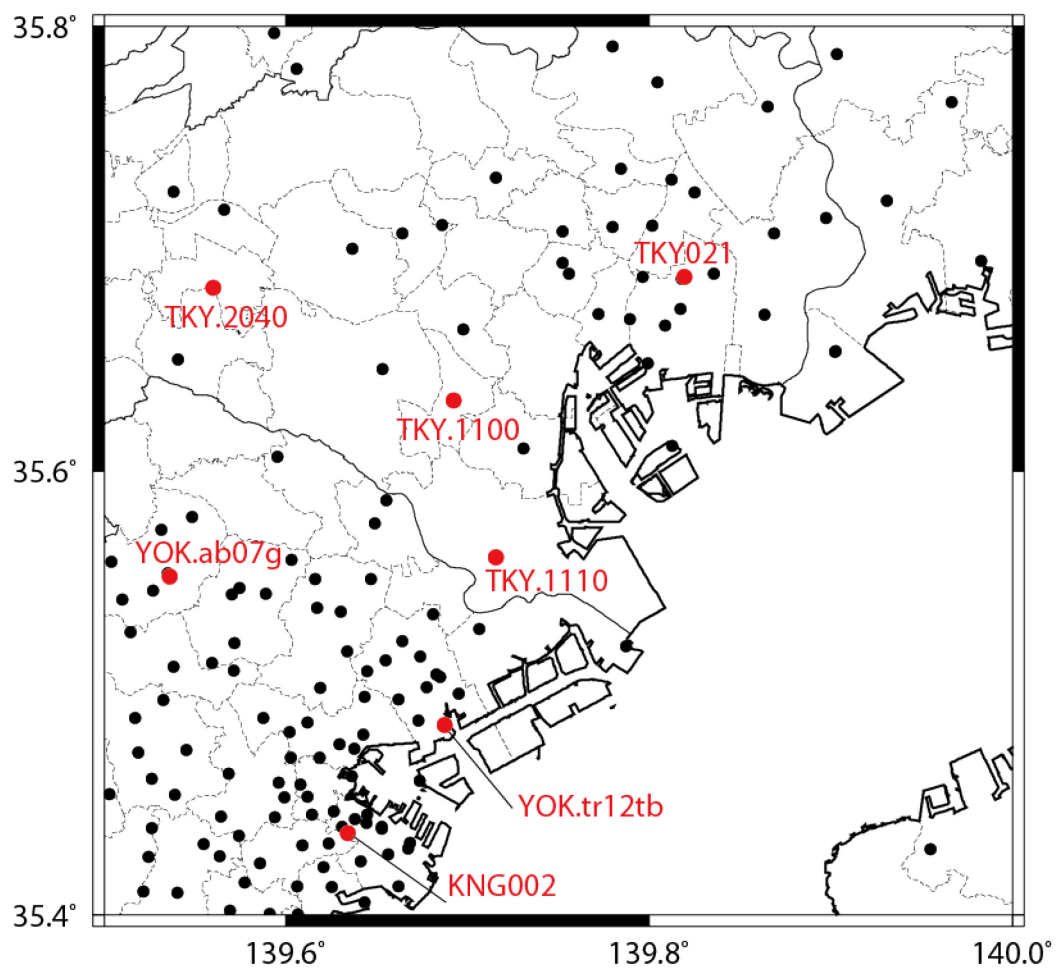


図 3—1 9 三次元差分法の計算範囲



赤点は波形とスペクトルを示した観測点

図 3—20 全国一次モデルで地震動の再現性を検討した観測点

### 3.2.3 地震動シミュレーションの結果

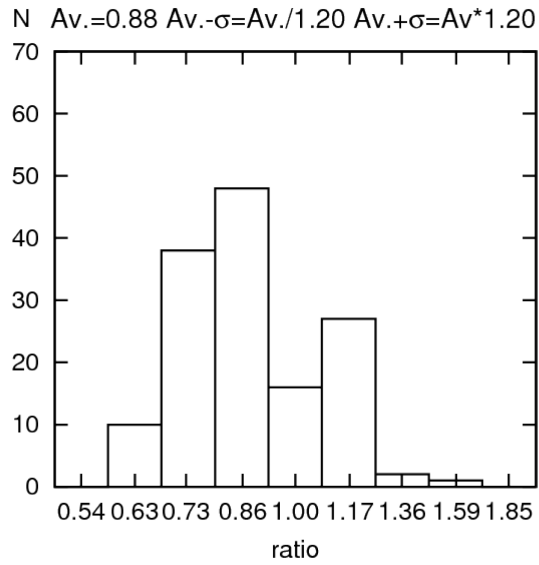
#### (1) フーリエスペクトルの再現性

周期 5～16 秒と周期 2～5 秒のそれぞれの帯域で，計算波と観測波の水平二成分のフーリエスペクトルの二乗和平方根の幾何平均をとり，計算／観測の比を観測点毎に計算した．本研究ではこの比を振幅比と呼ぶ．周期 5～16 秒と周期 2～5 秒の振幅比の頻度分布を図 3-21 に示す．同図の右上には平均振幅比の幾何平均と幾何標準偏差を示した．幾何標準偏差は幾何平均に対する倍率を表す．幾何標準偏差は場所による地震動の相違の再現性を表し，小さいほど再現性が良好である．

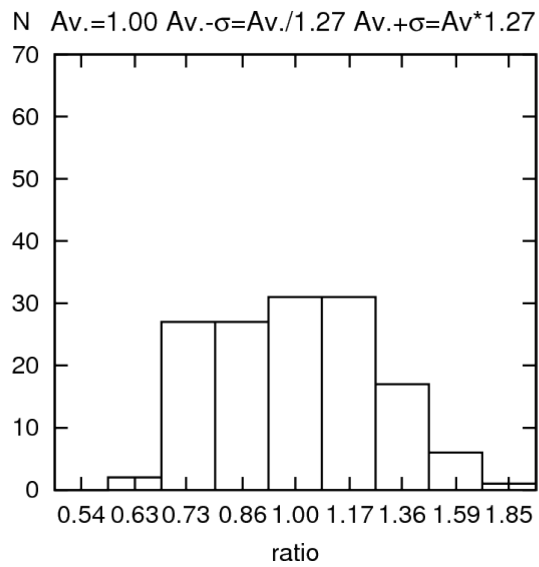
周期 5～16 秒と周期 2～5 秒の振幅比の平均はそれぞれ 0.88 と 1.0 である．平均的には計算は観測をほぼ再現する．周期数秒以上の低振動数では，Q 値の振動数依存性は小さいと考えられる<sup>44)</sup>．周期 5～16 秒でやや過小評価になっている原因は，(3-5) 式の Q 値が振動数に比例するためと考えられる．

周期 5～16 秒の振幅比の標準偏差 1.20 に対して，周期 2～5 秒の振幅比は 1.27 とやや大きく，場所による地震動の相違の再現は短周期ほど低下する．

周期 2～5 秒の振幅比とサイト増幅特性の関係を検討する．図 3-22 はサイト増幅特性の周期 2～5 秒の幾何平均の分布と振幅比の分布を比較した図である．振幅比が 1 より大きい観測点はサイト増幅特性が小さい領域（図 3-22 の青い破線領域）に，逆に 1 より小さい観測点はサイト増幅特性が大きい領域（図 3-22 の赤い破線領域）に位置する領域がみられる．このことから，全国一次モデルにサイト増幅特性を反映することが必要と考えられる．

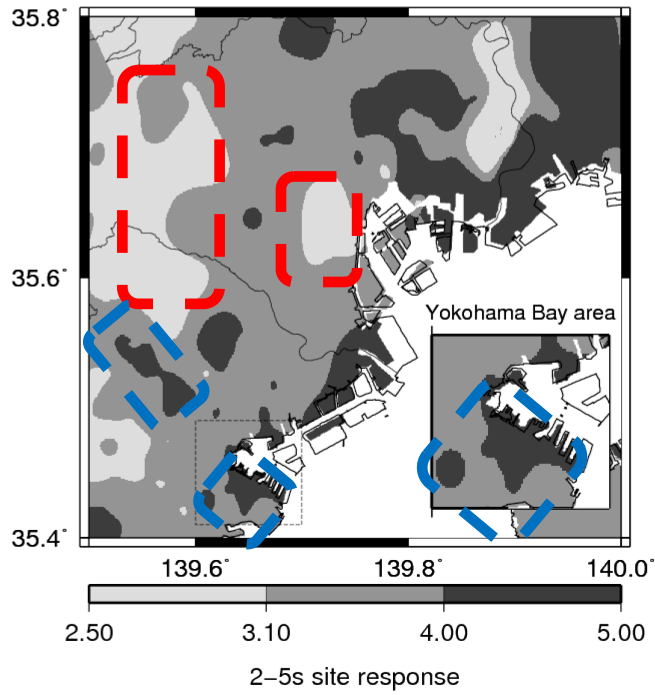


(A) 周期 5～16 秒の振幅比

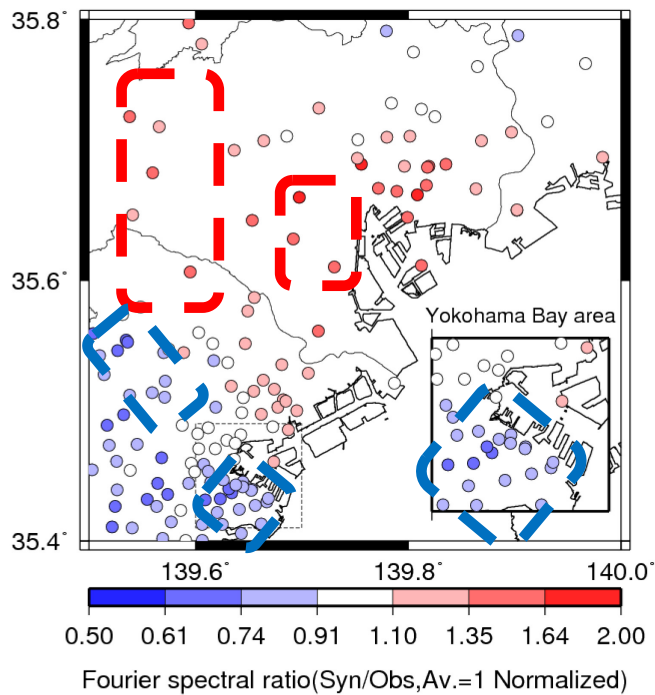


(B) 周期 2～5 秒の平均振幅比

図 3—2 1 全国一次モデルの周期 5～16 秒 (A) と周期 2～5 秒 (B) の  
振幅比 (計算/観測) の頻度分布



(A) サイト特性の周期 2~5 秒の平均



(B) 振幅比

図中右下の小図は横浜中心部（点線四角）の拡大  
 赤破線はサイト増幅特性が小さく、過大評価している領域  
 青破線はサイト増幅特性が大きく、過小評価している領域

図 3 - 2 2 サイト増幅特性の周期 2~5 秒平均 (A) と振幅比 (B) の空間分布の比較

## (2) 周期 2～5 秒の S 波増幅の再現性

計算波と観測波に対して、水平二成分のフーリエスペクトルの二乗和平方根を、(3-6) 式の地震基盤上面におけるフーリエスペクトルの 2 倍で除して S 波増幅のスペクトルを求めた。本研究では深部地盤増幅スペクトルと呼ぶ。

$$\bar{S}(f) = \frac{R_{\theta\phi} F_{SURF} P_{RTITN}}{4\pi\rho_s\beta_s^3 R} \sqrt{\frac{\rho_s\beta_s}{\rho_z\beta_z}} 2\pi f M_0(f) e^{\frac{-\pi R}{Q(f)\beta_s}} \quad (3-6)$$

$F_{surf}$  は自由表面の効果で 2,  $P_{RTITN}$  は水平二成分へのエネルギー分配を表す係数で  $\sqrt{2}$ , とした。  $R_{\theta\phi}$  は理論 S 波放射係数で、射出角は全国 1 次モデルから抽出した一次元構造で求めた。図 3-23 に理論 S 波放射係数を示す。  $\rho$ ,  $\beta$  は密度と S 波速度で、右下添え字の S は震源層, Z は伝播経路を表す。全国 1 次モデルに従って震源層の  $\rho$ ,  $\beta$  は  $3.2\text{ t/m}^3$ ,  $4.7\text{ km/s}$ , 伝播経路は  $2.65\text{ t/m}^3$ ,  $3.2\text{ km/s}$  とした。  $M_0(f)$  は図 3-6 の震源スペクトルである。 R は震源距離 (km) である。

図 3-23 に示す代表地点における、周期 2～5 秒でバンドパスした EW 成分の速度波形と深部地盤増幅スペクトルを図 3-24 に示す。 EW は震源メカニズムによる振動卓越方向である。観測と計算とも速度波形は最初の S 波が顕著である。観測の深部地盤増幅スペクトルは 0.1Hz 強と 0.3Hz 付近で卓越する。0.1Hz 強の卓越は観測点直下の堆積層の一次モード<sup>60)</sup>で、0.3Hz 付近の卓越は二次と三次モードによると考えられる、本研究で主に対象とする周期 2～5 秒は二次と三次モードの卓越が含まれる周期帯である。

周期 2～5 秒 (0.2～0.5Hz) の間で深部地盤増幅スペクトルの最大ピークを抽出し、ピーク振動数について計算／観測の比を算定した。図 3-24 に計算の最大ピークを黒○で観測を赤○で示した。図 3-25 に全観測点の周期 2～5 秒のピーク振動数の比の頻度分布を示す。振幅比と同様に、図の右上には幾何平均と幾何標準偏差を示した。振動数比の平均は 1.15 と計算は観測よりやや高い。ピーク振動数の比の標準偏差は 1.18 と振幅比の標準偏差 1.27 より小さい。周期 2～5 秒において深部地盤増幅スペクトルはピークの振動数より振幅の再現が悪い。全国一次モデルの改良法は、深部地盤増幅スペクトルの卓越振動数の変化を抑えつつ、振幅のみ調整する特性を付与することが必要である。



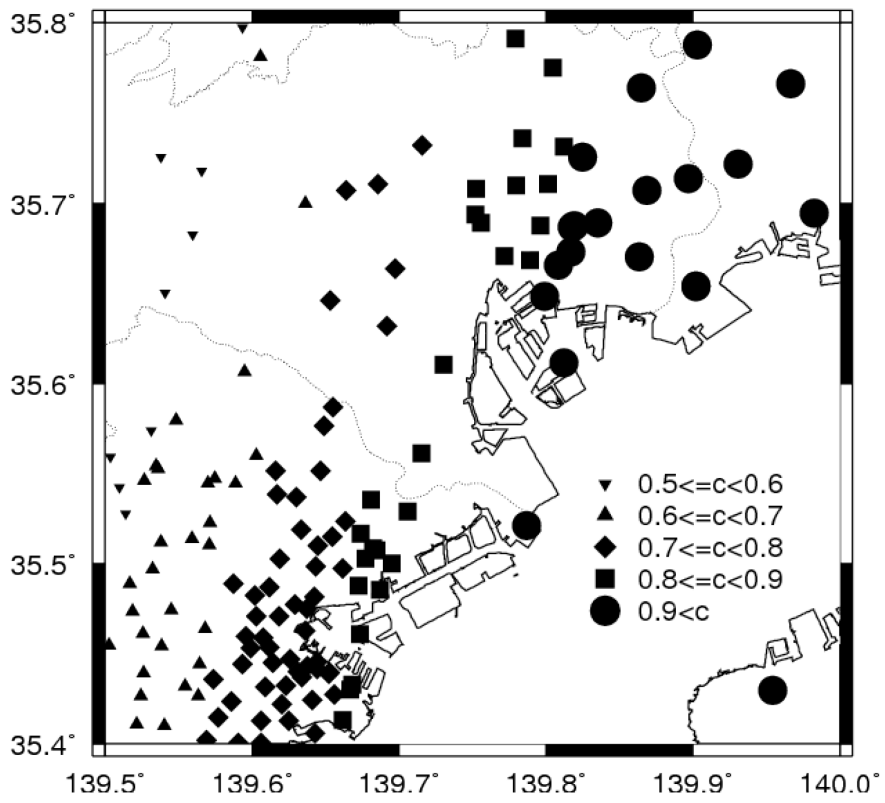


図 3 - 2 3 理論 S 波放射係数

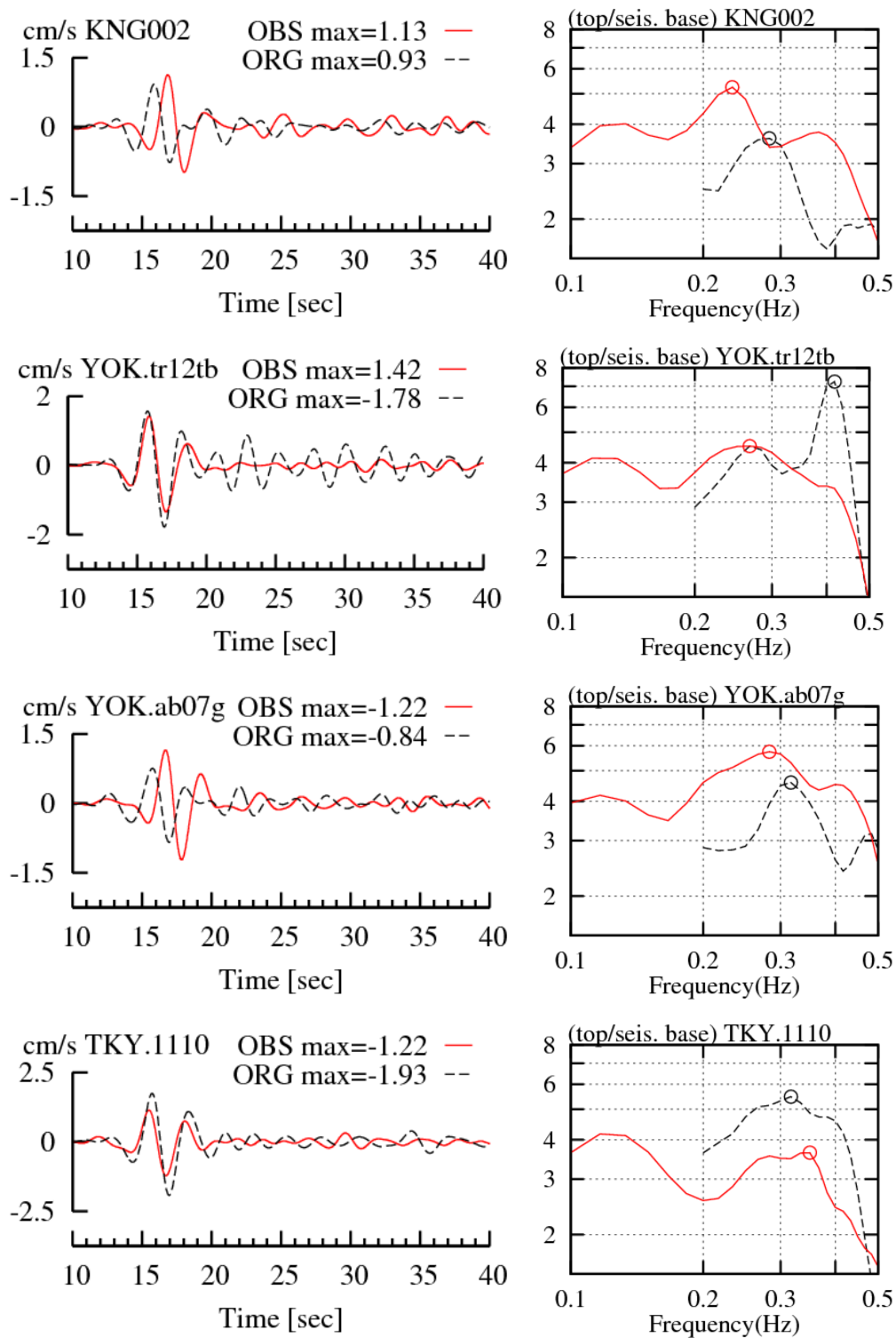


図3—24 (1) 速度波形 (周期 2~5 秒, EW 成分) と深部地盤増幅スペクトル  
観測: 赤線, 全国1次モデル: 黒点線

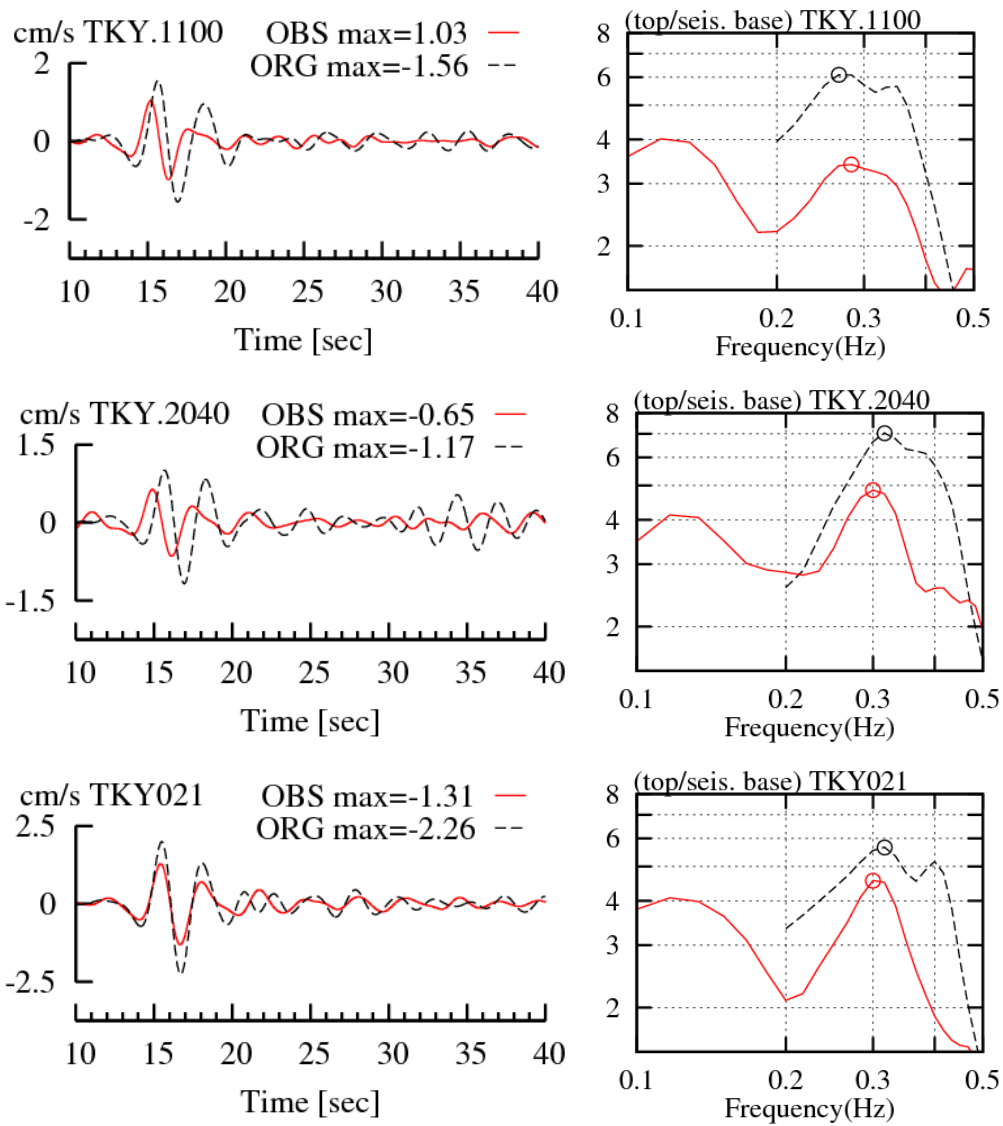


図3—24 (2) 速度波形（周期2～5秒，EW成分）と深部地盤増幅スペクトル  
観測：赤線，全国1次モデル：黒点線

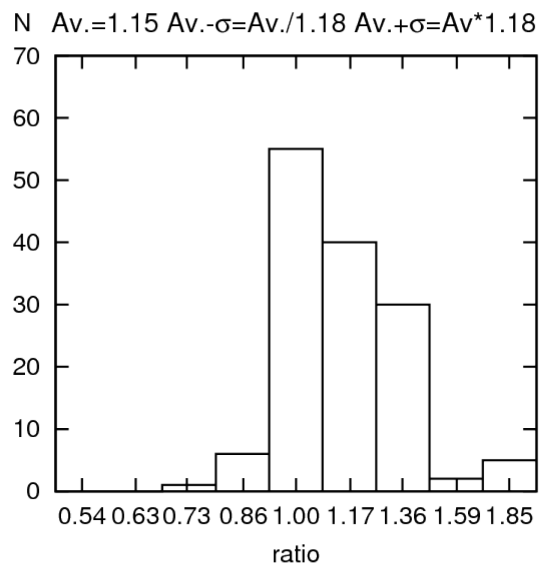


図 3—2 5 周期 2~5 秒における深部地盤増幅スペクトルの  
最大ピークの振動数比（計算／観測）の頻度分布

### 3.3 全国1次モデルの改良法

3.3節では全国一次モデルの改良法の提案とその有効性を示す。

3.3.1項では改良するための方針を検討する。

3.3.1(1)では、周期によってサイト増幅特性に強く影響する表層の深さは異なるため、長周期のサイト増幅特性に強く影響する表層の深さを検討する。

3.3.1(2)では、この深さで浅い層に対して、改良範囲の平均的な一次元構造を用いたパラメトリックな検討から、深さに比例する速度構造の付与が全国一次モデルの改良法に必要な特性を有する有効な方法であることを示す。

3.3.1(3)では、0.4km以浅を対象とし長周期のサイト増幅特性と深さに比例する速度構造の経験式を反射法探査による多数のP波の一次元構造データから作成する。

3.3.2項では、改良法を提案する。

3.3.2(1)では、深さ2km程度までの深層を対象とし、深さとP波速度の経験式を複数の深井戸の音波検層データから作成する。この経験式は全国一次モデルの0.4km以浅を表層の経験式で置換した際に生じる、0.4kmでのP波速度とS波速度の不連続を小さく抑えるためのものである。

3.3.1(2)では、3.3.1(3)で作成した0.4km/s以浅の経験式と、3.3.2(1)で作成した深層の経験式を用いた改良法を提案する。

3.3.3項では、全国一次モデルと同じ地震動シミュレーションを実施して、地震動記録の再現性の向上を確認する。

### 3.3.1 長周期地震動のサイト増幅特性と速度構造の関係

#### (1) 周期 2～5 秒の S 波増幅に強く影響する地下構造の深さ

地表／地震基盤の理論 S 波増幅スペクトルの周期 2～5 秒平均（幾何平均）（以後、理論深部地盤増幅倍率  $G_s$ ）に対する、深さ  $d$  以浅の S 波速度構造の感度を（3-6）式で定義する。 $G_s(d)$  は深さ  $d$  以浅の S 波速度を  $\pm 5\%$  変更した構造における  $G_s$  で、上付き +, - はそれぞれ 5% 増大, 減少を表す。

$$sns(d) = abs(G_s^-(d) - G_s^+(d)) / G_s \quad (3-6)$$

図 3-26 に示す川崎市の K2, K3, 横浜市の YLA1, YLA2, YLA3 の地点において、アレ一微動により地震基盤以浅の S 波の一次元構造が推定されている<sup>50), 61)</sup>。この S 波構造に Q 値と密度を付与して感度を計算した。Q 値は長周期の堆積層の Q 値 ( $Q=0.24V_s$ )<sup>44)</sup> を、密度は関東平野の P 波速度と密度の関係<sup>50)</sup> から付与した。表 3-3, 表 3-4, 表 3-5, 表 3-6, 表 3-7 にそれぞれ YLA1, YLA2, YLA3, K2, K3 の S 波速度構造を示す。図 3-27, 図 3-28, 図 3-29, 図 3-30, 図 3-31 に YLA1, YLA2, YLA3, K2, K3 の S 波の柱状図と理論 S 波増幅スペクトルをそれぞれ示す。図 3-32 に感度を示す。全地点とも 0.4km 程度で感度は最大となり、0.4km 以浅の S 波構造が  $G_s$  に強く影響することが分かる。

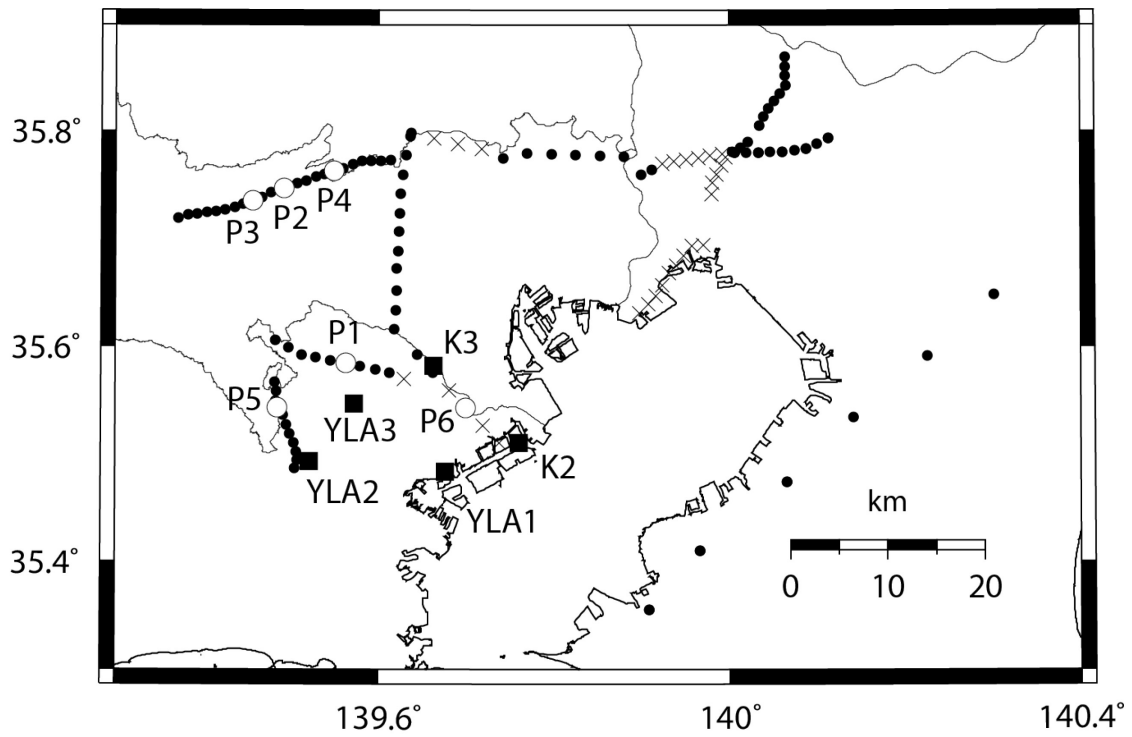
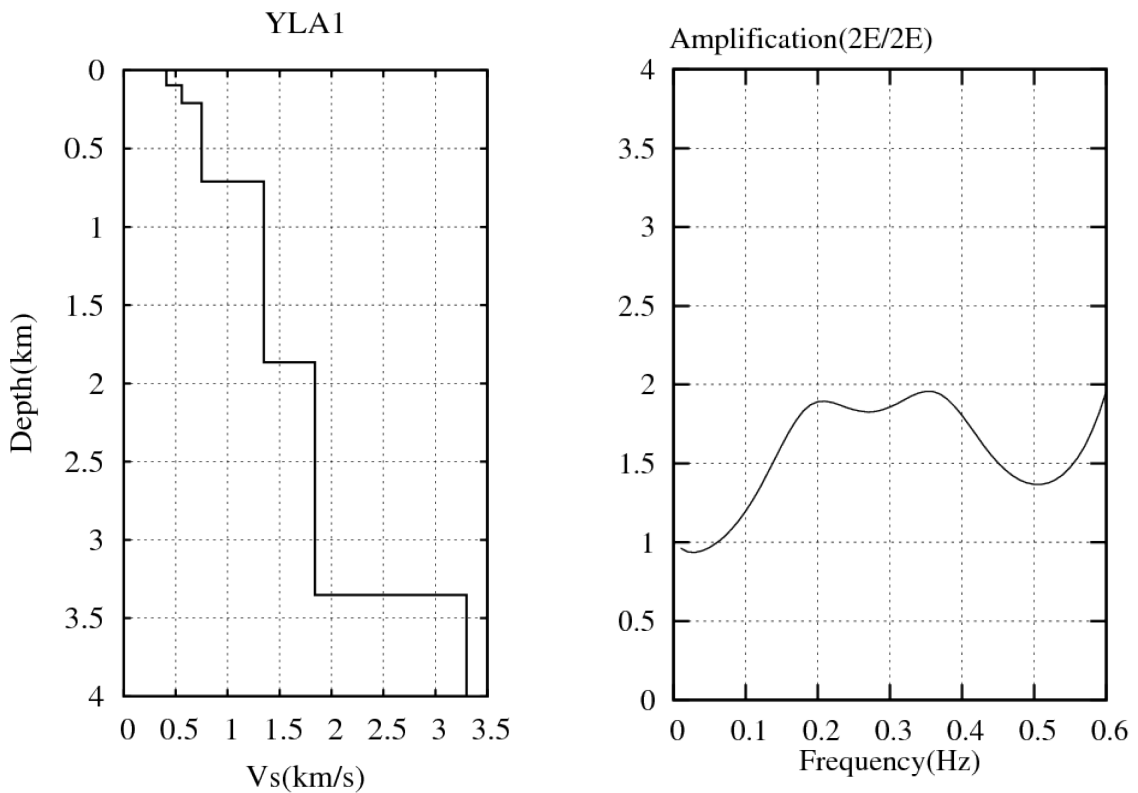


図 3—2 6 アレー微動の中心点<sup>50), 61)</sup> (■) と  
 反射法による P 波速度構造の公開地点<sup>43), 62)~71)</sup>  
 (●は採用で○はその代表, ×は不採用)

表 3 - 3 YLA1 の S 波速度構造

密度 ( $t/m^3$ )	S波速度 (m/s)	Q	層厚 (m)	上面深さ (m)
2.13	410	98	95	0
2.13	560	134	115	95
2.20	750	180	500	210
2.34	1350	324	1153	710
2.49	1840	442	1485	1863
2.99	3300	792		3348



(A) S 波速度構造

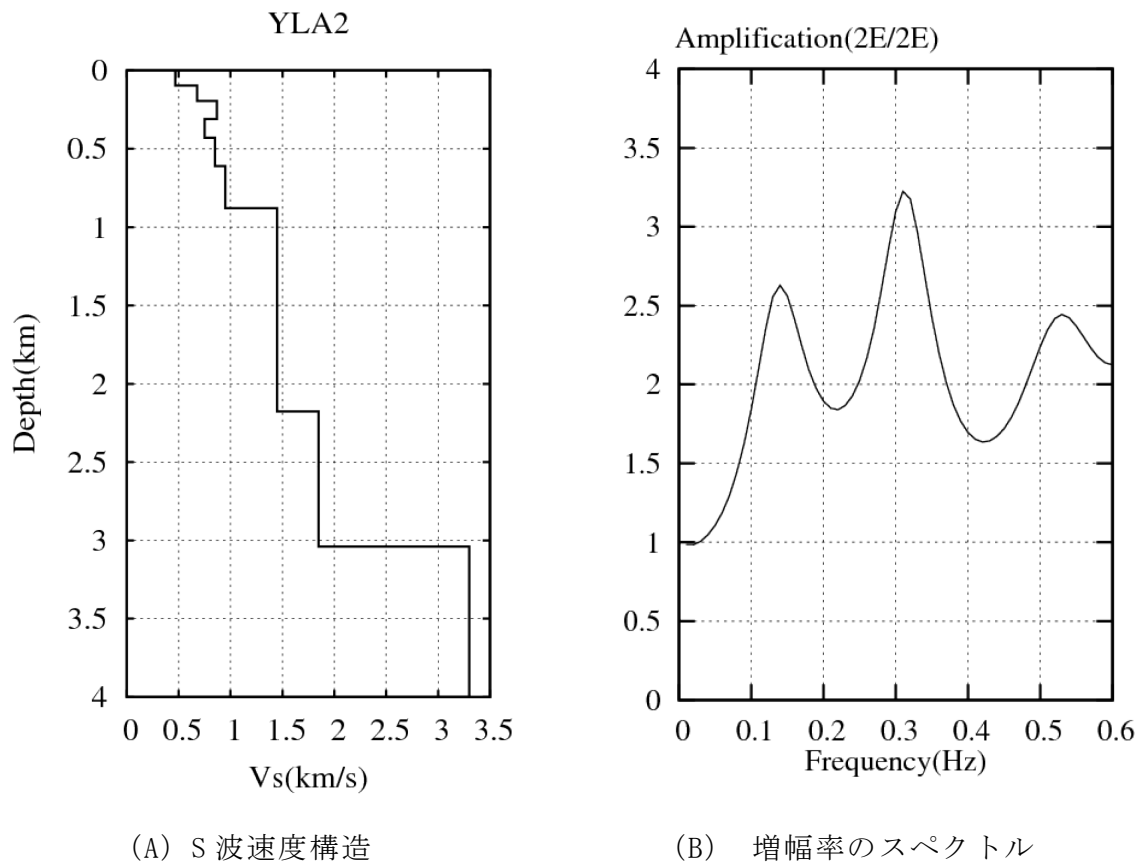
(B) 増幅率のスペクトル

図 3 - 2 7 YLA1 の S 波速度構造 (A) と  
モデル上面/最下層上面の増幅スペクトル (B)



表 3 - 4 YLA2 の S 波速度構造

密度 ( $t/m^3$ )	S波速度 (m/s)	Q	層厚 (m)	上面深さ (m)
2.14	470	113	95	0
2.18	680	163	100	95
2.22	870	209	115	195
2.20	750	180	120	310
2.22	850	204	180	430
2.24	950	228	270	610
2.37	1450	348	1295	880
2.50	1850	444	865	2175
2.99	3300	792		3040



(A) S 波速度構造

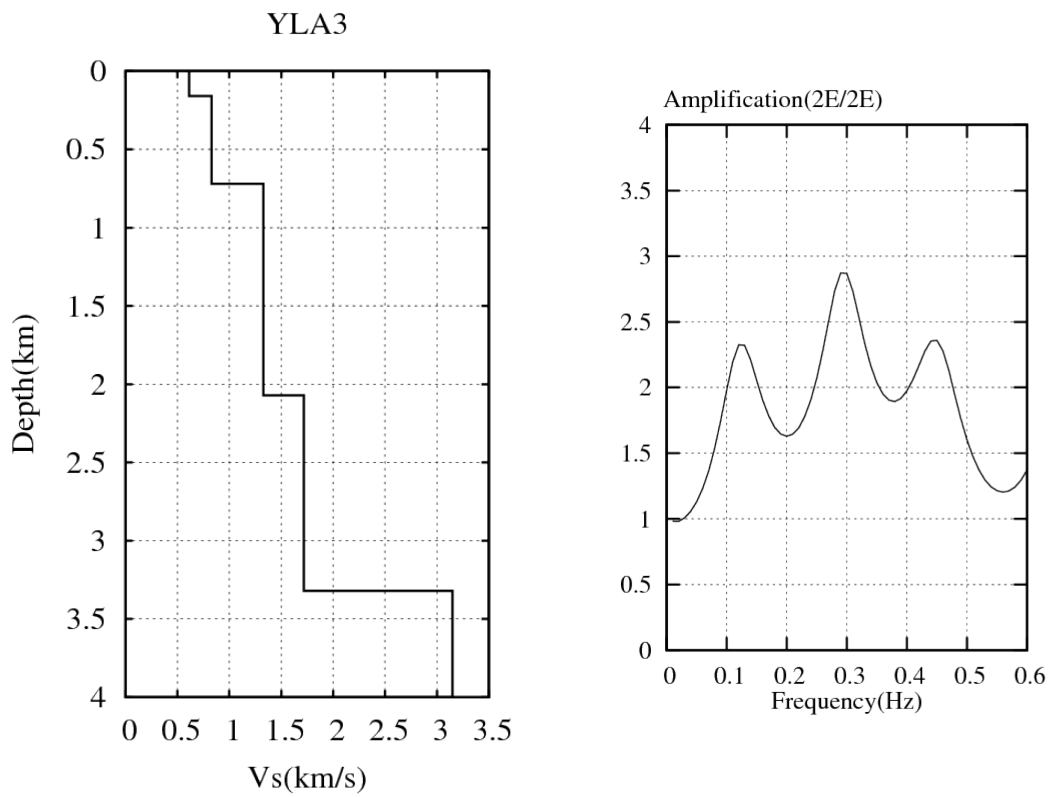
(B) 増幅率のスペクトル

図 3 - 2 8 YLA2 の S 波速度構造 (A)

モデル上面/最下層上面の増幅スペクトル (B)

表 3 - 5 YLA3 の S 波速度構造

密度 ( $t/m^3$ )	S波速度 (m/s)	Q	層厚 (m)	上面深さ (m)
2.16	610	146	160	0
2.22	830	199	560	160
2.34	1330	319	1350	720
2.46	1720	413	1250	2070
2.93	3150	756		3320



(A) S 波速度構造

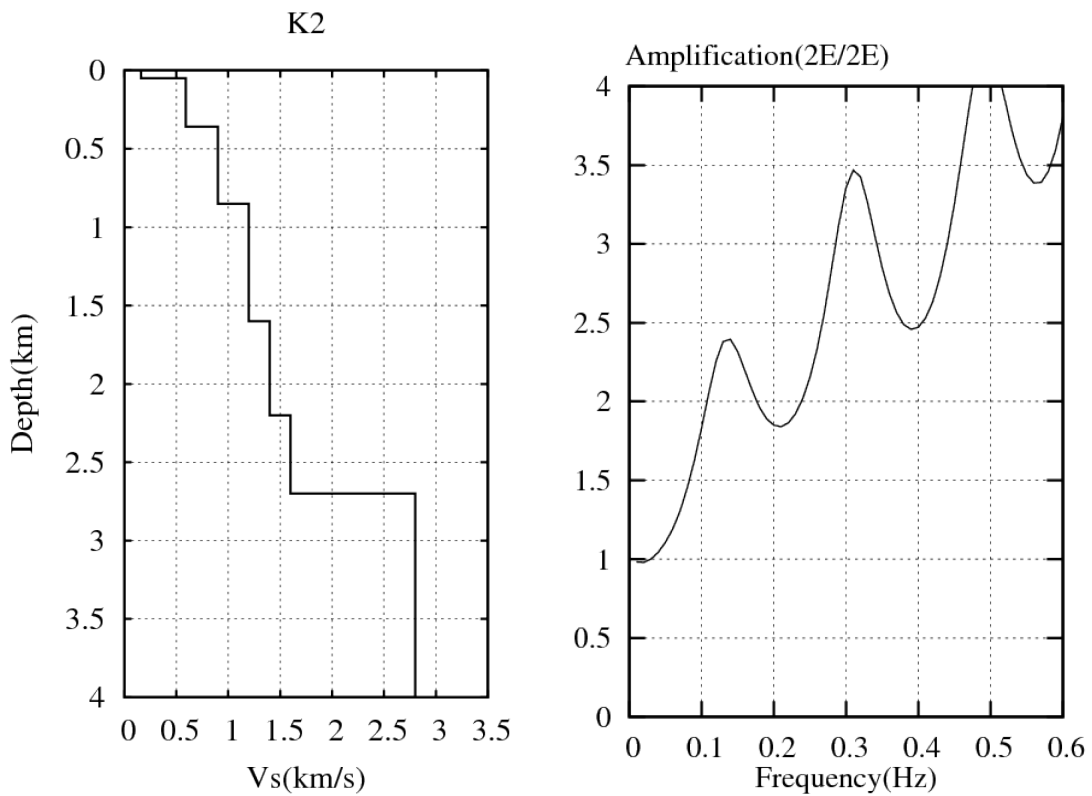
(B) 増幅率のスペクトル

図 3 - 2 9 YLA3 の S 波速度構造 (A)

モデル上面/最下層上面の増幅スペクトル (B)

表 3 - 6 K2 の S 波速度構造

密度 ( $t/m^3$ )	S波速度 ( $m/s$ )	Q	層厚 ( $m$ )	上面深さ ( $m$ )
2.00	160	38	50	0
2.08	590	142	310	50
2.15	900	216	490	360
2.21	1200	288	750	850
2.24	1400	336	600	1600
2.28	1600	384	500	2200
2.52	2800	672		2700



(A) S 波速度構造

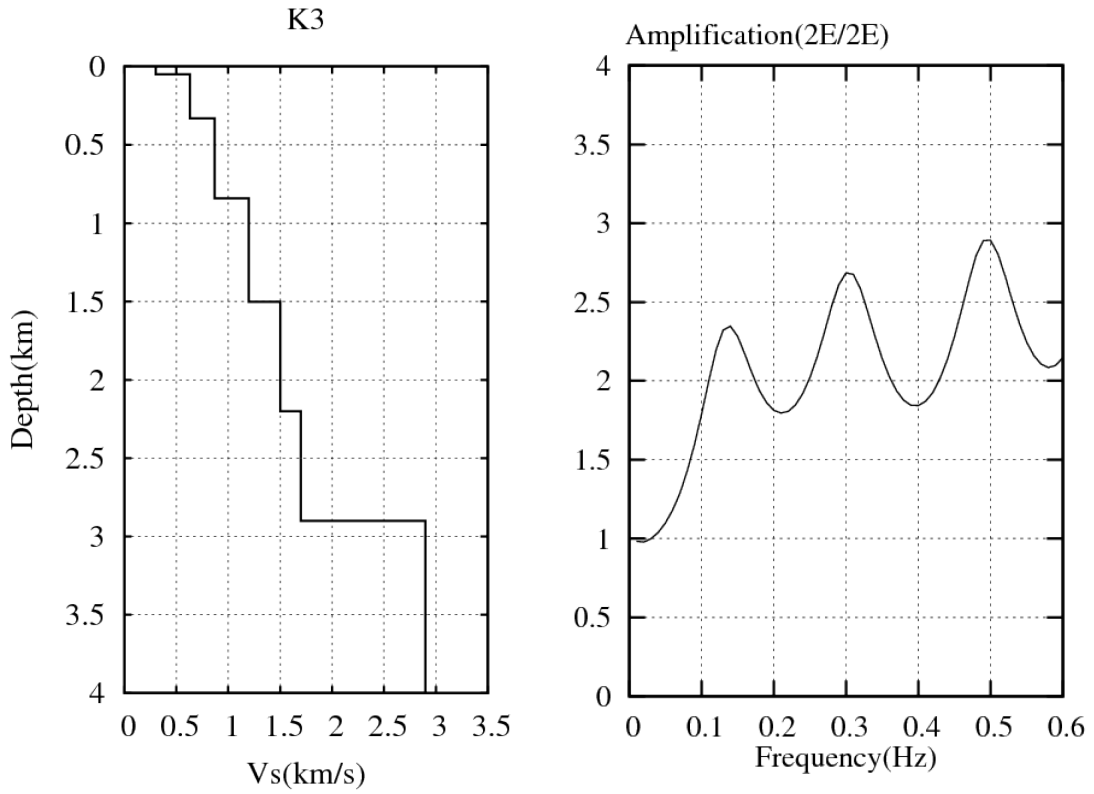
(B) 増幅率のスペクトル

図 3 - 3 0 K2 の S 波速度構造 (A)

モデル上面/最下層上面の増幅スペクトル (B)

表 3 - 7 K3 の S 波速度構造

密度 ( $t/m^3$ )	S波速度 (m/s)	Q	層厚 (m)	上面深さ (m)
2.03	300	72	50	0
2.09	630	151	280	50
2.14	870	209	510	330
2.21	1200	288	660	840
2.26	1500	360	700	1500
2.30	1700	408	700	2200
2.54	2900	696		2900



(A) S 波速度構造

(B) 増幅率のスペクトル

図 3 - 3 1 K3 の S 波速度構造 (A)

モデル上面/最下層上面の増幅スペクトル (B)

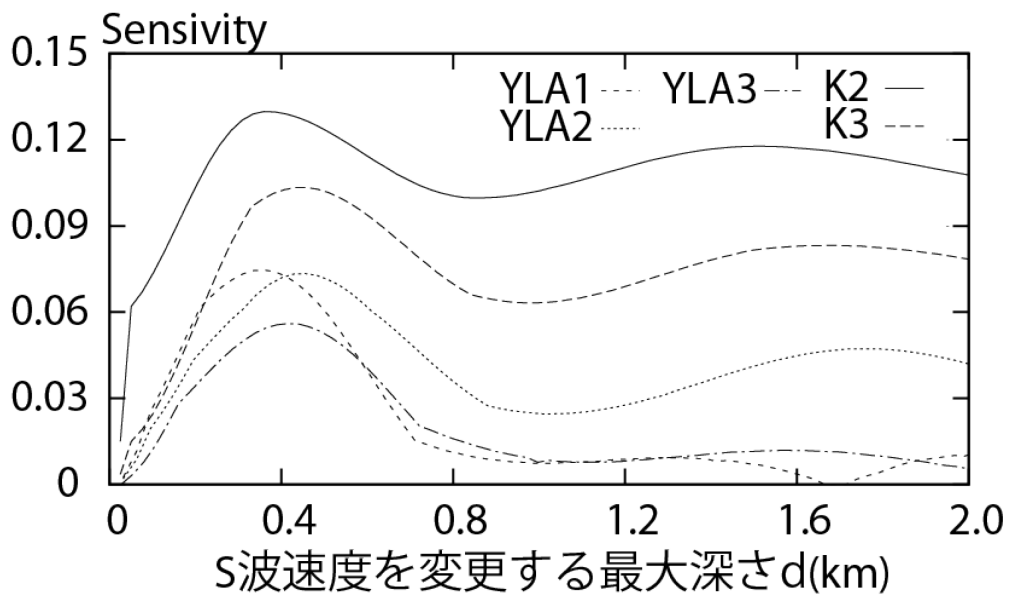


図 3—3 2 深さ d 以浅の S 波速度構造の  $G_s$  に対する感度

## (2) 深さに比例した S 波速度構造の増幅特性

改良の対象範囲では、S 波速度が 0.9, 1.5, 3.2km/s の層上面の深さは平均で約 0.4, 1.6, 3.0km である。平均的な一次元構造の第一層に、後述する (3-8) 式の上総層群の速度勾配を考慮した基準モデルを作成した。表 3-8 に基準モデルを示す。

周期 2~5 秒の増幅に強く影響すると考えられる 0.4km 以浅の基準モデルの第 1 層の S 波速度を低速または高速に変更したモデルと、さらに第 1 層を 2 分割して平均速度が変わらないように速度勾配を付けたモデルを作成し、理論深部地盤増幅倍率  $G_s$  に及ぼす第一層の影響を考察した。検討したモデルの一覧を後述する検討結果とともに表 3-9 にまとめて示す。

低速モデル、基準モデル、高速モデルの理論 S 波増幅スペクトルを図 3-33 に示す。低速モデルと低速勾配モデル、高速モデルと高速勾配モデルの理論 S 波増幅スペクトルの比較を図 3-34 に示す。各モデルの  $G_s$  と基準モデルに対する  $G_s$  の比を表 3-9 に示す。

低速モデルと高速モデルの  $G_s$  の比から、全国一次モデルの第一層の平均速度が  $G_s$  へ及ぼす影響の大きさを検討する。低速モデルの  $G_s$  の比は 1.02 と微々たる増大で、高速モデルでは 0.90 と低減する。平均速度を低速にすると  $G_s$  はほぼ不変で、高速にすると低減することが分かる。

同様に、速度勾配が  $G_s$  へ及ぼす影響の大きさを、平均速度が低速と高速の場合で検討する。 $G_s$  の比は低速モデルで 1.02、低速勾配モデルで 1.18 と平均速度が低速な場合は速度勾配による  $G_s$  の増大は大きい。また高速モデルで 0.90、高速勾配モデルで 0.95 と、平均速度が高速な場合は  $G_s$  の増大は小さい。従って、速度勾配を設けると  $G_s$  は増大し、平均速度が低速な場合増大が多きく、高速な場合増大が小さい。

表 3-10 は上記結果のまとめである。 $G_s$  を増大するには全国一次モデルの 0.4km 以浅の層に速度勾配を、 $G_s$  を減少するには平均速度を増大させる必要があると考えられる。表 3-9 には二次と三次モードの固有周期を示した。速度勾配の導入は固有周期に殆ど影響しないことが分かる。

3.2.3 (2) 項で、改良法には深部地盤増幅スペクトルの卓越周期を抑えつつ、振幅のみ調整する特性が必要であることを指摘した。速度勾配はこの必要な特性を有するため、全国一次モデルにおいて大きなサイト増幅特性を再現する改良に有効と考えられる。

表 3—8 基準モデルの S 波速度構造

密度 ( $t/m^3$ )	S波速度 ( $km/s$ )	Q値 $Q_0$	層厚 ( $km$ )	上面深さ ( $km$ )	備考
1.95	0.5	100	0.4	0.0	全国1次モデル第1層
2.10	0.8	180	0.6	0.4	全国1次モデル第2層に上総層群 (表3-13) の速度勾配を適用
2.10	1.2	180	0.6	1.0	
2.25	1.5	300	1.4	1.6	全国1次第3層
2.65	3.2	400	$\infty$	3.0	

表 3—9 基準モデルの第 1 層の S 波速度を変更したモデルと  
理論深部地盤増幅倍率  $G_s$

モデル名	全国一次モデル第一層のS波速度 ( $km/s$ )		理論深部地盤増幅倍率 $G_s$	基準モデルに対する $G_s$ の比	固有振動数	
	0 ~0.2 $km$	0.2~ 0.4 $km$			二次	三次
低速	0.4		2.75	1.02	0.23	0.36
低速勾配	0.35	0.45	3.19	1.18	0.23	0.36
基準	0.5		2.70	1.00	0.24	0.39
高速	0.6		2.43	0.90	0.25	0.42
高速勾配	0.5	0.7	2.55	0.95	0.25	0.43

表 3—10 理論深部地盤増幅倍率  $G_s$  の基準モデルからの変化

モデル	$G_s$ の変化
低速	不変
低速勾配	増
高速	減
高速勾配	小さい増

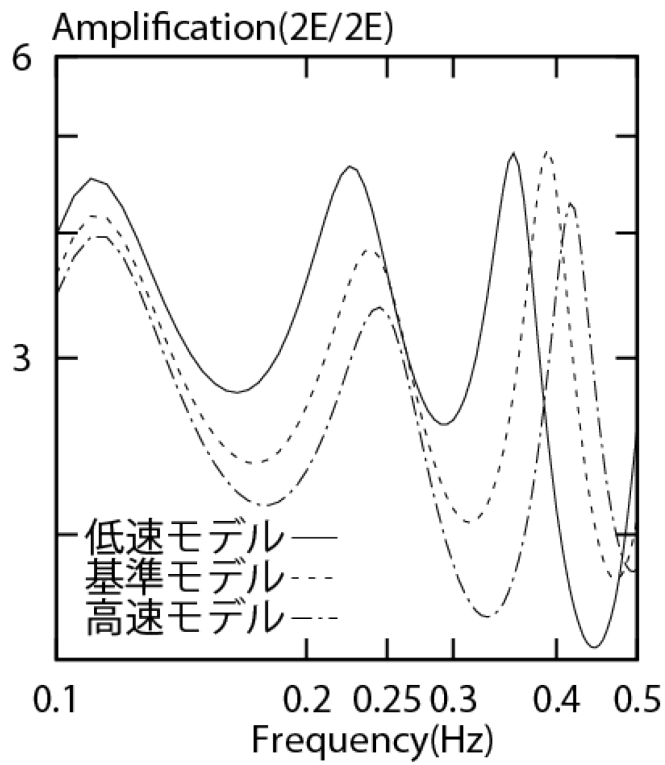


図 3—3 3 低速，基準，高速モデルの S 波増幅スペクトルの比較

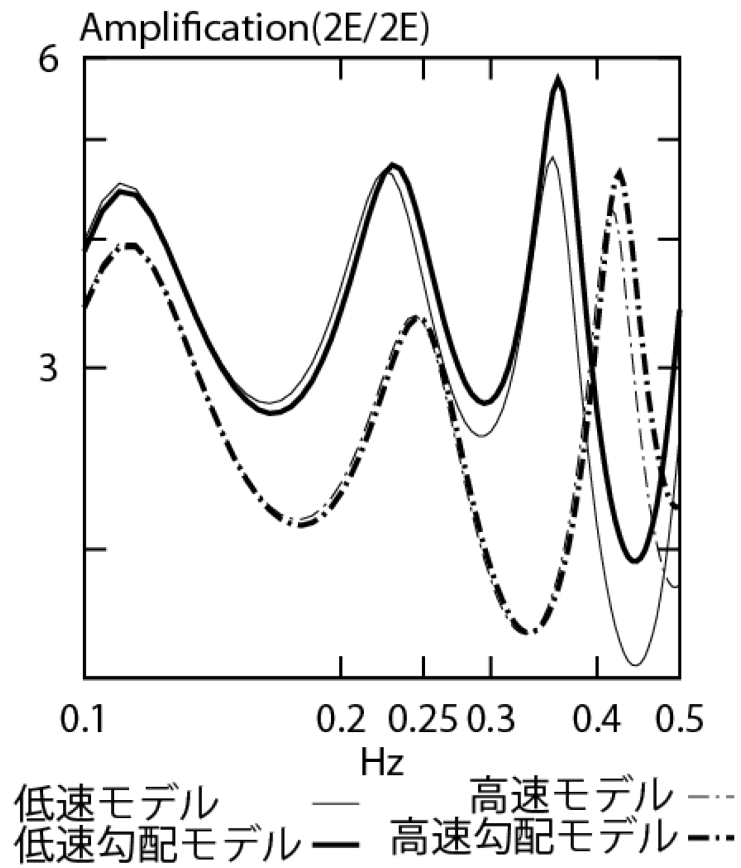


図 3—3 4 低速モデルと低速勾配モデル，高速モデルと高速勾配モデルの理論 S 波増幅スペクトルの比較



(3) 周期 2～5 秒の理論深部地盤増幅倍率  $G_s$  と 0.4km 以浅の一次元構造の経験式

反射法探査による P 波速度構造モデル (NM0 速度) が図 3-26 の多地点で公開されている<sup>43), 64)~73)</sup>。図 3-26 の P1～P6 地点の P 波速度構造モデルを図 3-35 に示す。

関東平野の深井戸の PS 検層結果の回帰式 (3-7) 式<sup>43)</sup>で S 波速度に変換し、さらに Q 値<sup>44)</sup>を付与して理論深部地盤増幅倍率  $G_s$  を各地点で算定した。(3-7) 式で  $V_s$ ,  $V_p$  はそれぞれ S 波速度, P 波速度である。(3-8) 式は  $V_s$  が 0.4km/s と 0.7km/s の時, ポアソン比はそれぞれ 0.47 と 0.43 となり, S 波速度が低いほど高いポアソン比となる実際の地盤の傾向を表している。

$$V_s[\text{km/s}] = 0.9 \cdot V_p[\text{km/s}] - 1.08 \quad (3-7)$$

反射法探査による P 波速度構造の上面の S 波速度は (3-7) 式から 0.4km/s 程度と考えられる。S 波速度が 0.4km/s より浅い層の影響をサイト増幅特性から取り除き, サイト増幅特性の周期 2～5 秒の幾何平均を算定した。 $G_s$  がこのサイト増幅特性の平均に対して 0.8～1.25 倍に収まる地点を選んで用いた。図 3-36 に  $G_s$  とこのサイト増幅特性の周期 2～5 秒平均の関係を示す。最小二乗法により  $Y=sX$  の傾き  $s$  を推定すると 0.90 となり, S 波速度構造はサイト増幅特性の周期 2～5 秒平均をほぼ再現する。

0.4km 以浅の深さに比例する P 波速度構造を (3-8) 式で表し, 地点ごとに係数  $a, b$  を回帰した。回帰の例を図 3-35 に点線で示す。 $a$  は深さによる P 波速度の増大率を,  $b$  はモデル上面, 即ち工学的基盤上面の P 波速度を表す。 $Z$  は深さである。

$$V_p[\text{km/s}] = a \cdot Z[\text{m}] + b \quad (3-8)$$

$G_s$  と工学的基盤の P 波速度  $b$  の関係を図 3-38 に示す。 $G_s$  と  $b$  には相関が認められる。 $b$  を  $G_s$  で直線回帰した。回帰式を (3-9) 式に示す。

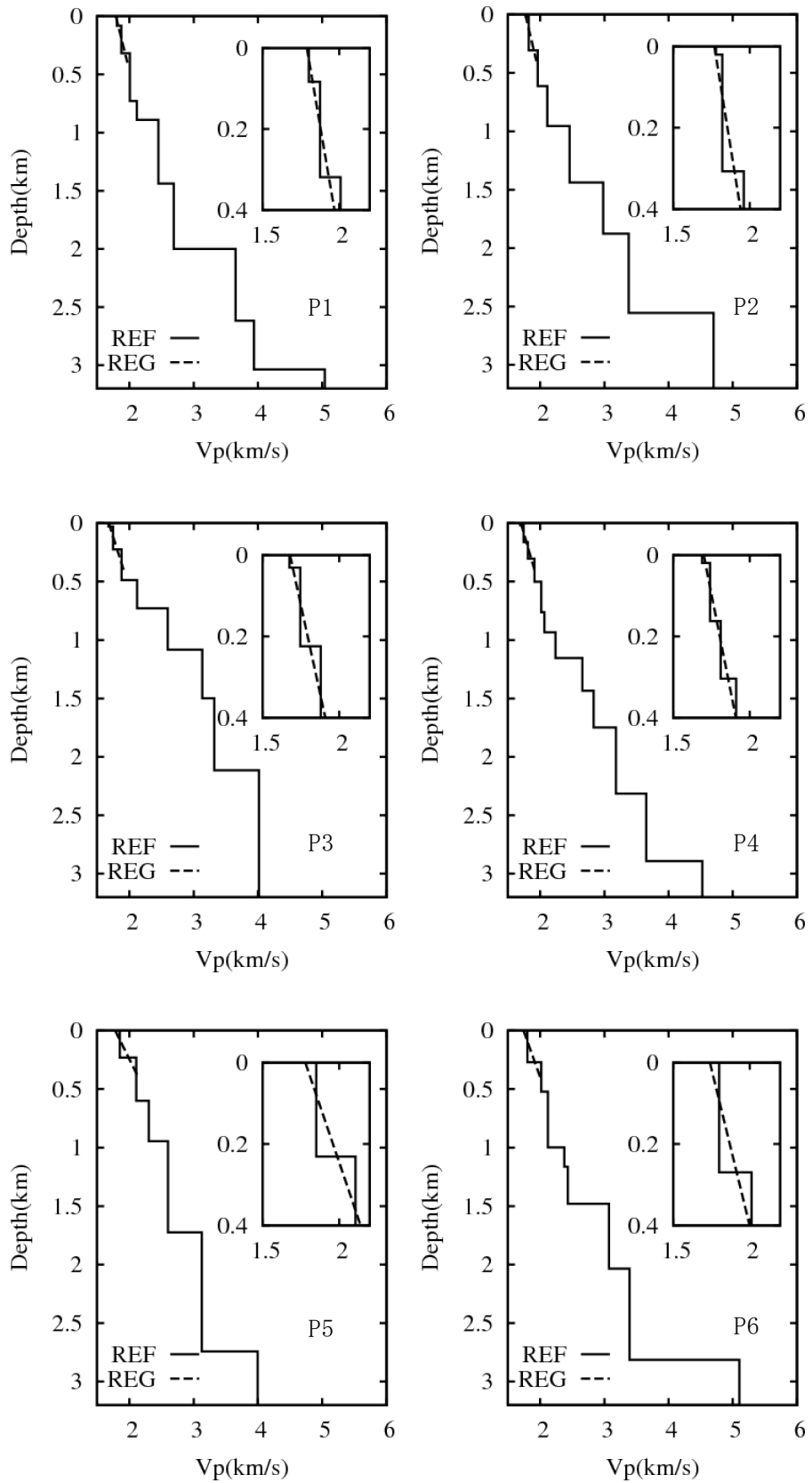
$$b[\text{km/s}] = -0.1522 \cdot G_s + 2.123 \quad (3-9)$$

$b$  と深さによる増大率  $a$  の関係を図 3-37 に示す。 $b$  と  $a$  には弱い相関が認められる。 $a$  を  $b$  で直線回帰した。回帰式を (3-10) 式に示す。

$$a[1/s] = -1.989 \cdot b[km/s] + 3.982 \quad (3-10)$$

(3-9) 式により  $G_s$  から  $b$  を, (3-10) 式により  $b$  から  $a$  を推定できるため,  $G_s$  からサイト直下の P 波速度構造が推定できる.

$a$  は  $b$  に対して, また  $b$  は  $G_s$  に対して負の相関が認められる. この関係は,  $G_s$  が大きい地点は工学的基盤上面の P 波速度  $b$  が小さいが深さに対する P 波の増大率  $a$  が大きく, 逆に  $G_s$  が小さい地点は  $b$  が大きく  $a$  が小さいことを表す. 結果として, 深くなるにつれ地点間の P 波速度の相違が減少する. これは関東平野の堆積層深部において地点間の P 波速度の相違が小さい結果<sup>72)</sup>と整合する.



図中の小さな図は 0.4km の以浅を拡大した図

図 3—3 5 反射法探査による P 波速度構造と回帰直線 (点線)

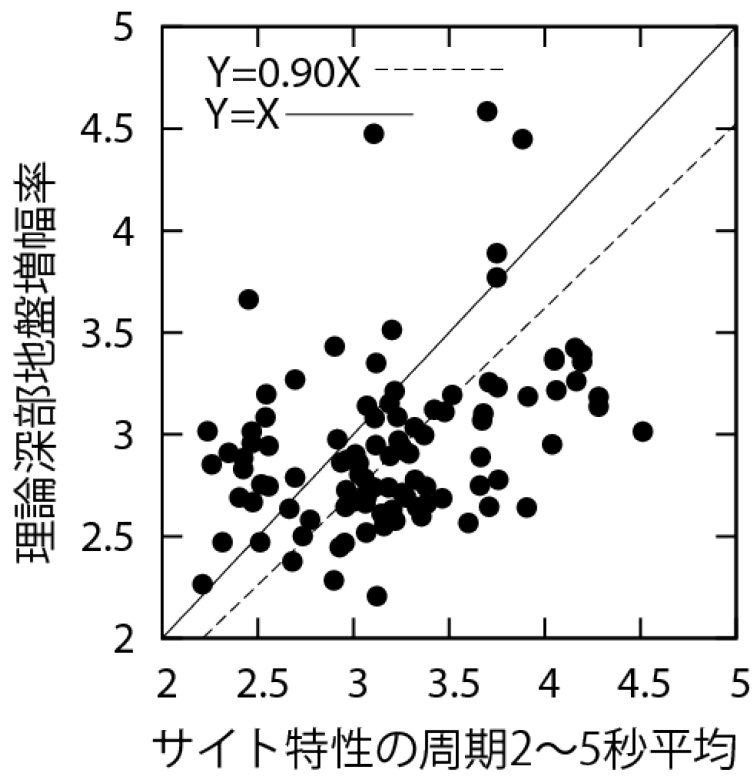


図 3—3 6 サイト増幅特性の周期 2~5 秒平均の再現性

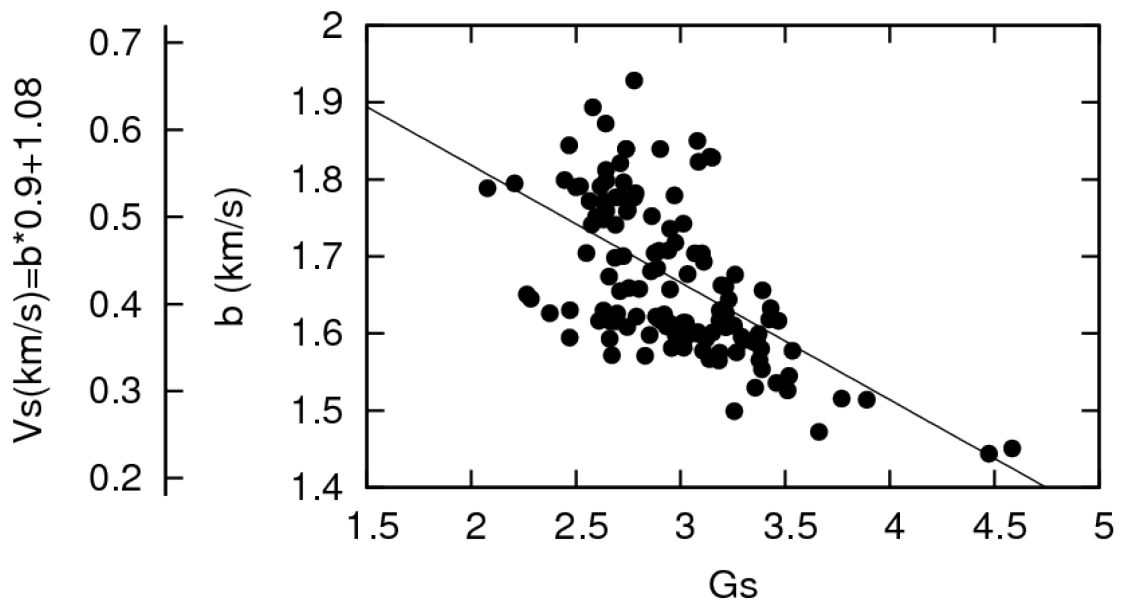


図 3—3 7 理論深部地盤増幅倍率  $G_s$  と  $b$  の関係

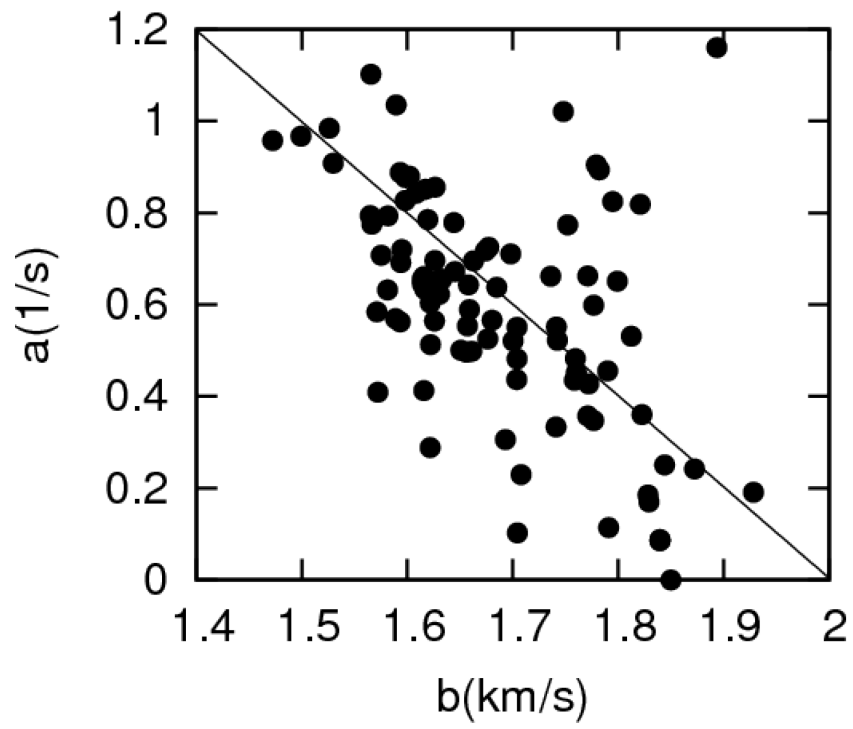


図 3-38  $a$  と  $b$  の関係

### 3.3.2 モデルの改良法の提案

本項では全国一次モデルの改良の手順を述べる。

(1)では、上総層群と三浦層群における深度とP波速度の経験式を作成する。

(2)では、0.4km以浅では前項(3.3.1項)の経験式を、以深では3.3.2(1)の深度とP波速度の経験式を用いた改良法の手順を述べる。

(1) 上総層群と三浦層群における P 波速度と深度の経験式

(3-7) ~ (3-10) 式のサイト増幅特性と速度構造の経験式は、理論深部地盤増幅倍率  $G_s$  が 3 程度の場合、深さ 0.4km において S 波速度が 0.6km/s 強となる。一方改良範囲において、全国一次モデルの深さ 0.4km において S 波速度が 0.9km/s である。従って、前項 (3.3.1 項) の経験式を 0.4km 以浅に適用すると、深さ 0.4km で S 波速度が約 0.6km/s 強から 0.9km/s へと大きく変化し、人工的な反射波が生じる。それらがなだらかに接続するように、上総層群における深度と P 波速度の経験式を作成して用いた。

関東平野の深井戸で実施された音波検層結果<sup>42), 73)~78)</sup>から、上総層群と三浦層群の地層における P 波速度と深さの経験式を作成した。府中、横浜、所沢、川崎、岩槻、江東、下総、富津、市原、千葉の検層結果を回帰に用いた。回帰は上総層群と三浦層群と考えられる地層毎に、全点をまとめて一度に最小二乗法で回帰した。表 3-11 に文献と上総層群と三浦層群の深さを示す。千葉と川崎は三浦層群が存在しないため、三浦層群の回帰には用いていない。図 3-39 に観測井の位置を示す。

関数形状には (3-11) 式に示す指数関数を用いた。上載圧を考慮した粒状体の地盤の理論式<sup>79)</sup>であること、濃尾平野の地震動シミュレーションで実績があること<sup>80)</sup>が指数関数を用いた理由である。c, p は回帰係数であり、Z は地表から測った深さである。

$$V_p [km/s] = c \cdot Z [m]^p \quad (3-11)$$

回帰の結果、(3-12) 式の上総層群における深度と P 波速度の経験式が得られた。

$$V_p [km/s] = 0.931Z [m]^{0.128} \quad (3-12)$$

また、(3-13) 式の三浦層群における深度と P 波速度の経験式が得られた。

$$V_p [km/s] = 0.226Z [m]^{0.337} \quad (3-13)$$

図 3-40 に音波検層の P 波速度構造と回帰式のフィッティングを示す。全点で回帰式は音波検層の P 波速度をほぼ再現しており、P 波速度は地域性より深さの影響が大きいことが分かる。府中、下総において、上総層群の回帰式から (3-7) 式で変換した S

波速度構造と、VSP による S 波速度構造<sup>42), 81)</sup>との比較を図 3-41 に示す。富津, 千葉, 横浜における, 同様な KiK-net による PS 検層結果との比較を図 3-42 に示す。下総, 富津, 千葉を除き, S 波速度がほぼ再現されている, 下総, 富津, 千葉ではやや物理探査結果を下回る。千葉県では (3-7) 式はやや速い S 波速度なると考えられる。



表 3—1 1 上総層群の三浦層群の深さと参考文献

観測井	東経	北緯	音波検層 結果 の文献番号	上総層群		三浦層群		地層深さ の文献番号
				上面深さ (m)	下面深さ (m)	上面深さ (m)	下面深さ (m)	
千葉	35° 32' 33.1"	140° 14' 41.9"	77	221	2040	無		78
府中	35° 39' 02.4"	139° 28' 25.1"	73	544	1099	1101	1939	77
岩槻	35° 55' 33.0"	139° 44' 17.0"	73	355	989	991	2699	77
江東	35° 36' 29.0"	139° 48' 55.9"	42	230	1677	1678	2479	77
所沢	35° 47' 58.7"	139° 32' 18.5"	77	210	995	996	2034	78
富津	35° 20' 28.6"	139° 51' 31.5"	73	220	834	835	2034	77
市原	35° 17' 00.2"	140° 09' 23.3"	77	220	1652	1653	2031	78
川崎	35° 33' 02.3"	139° 40' 45.2"	73	46	605	無		73
下総	35° 47' 36.4"	140° 01' 25.6"	73	506	1099	1101	1439	77
横浜	35° 29' 45.4"	139° 31' 21.9"	77	220	1370	1371	2040	78

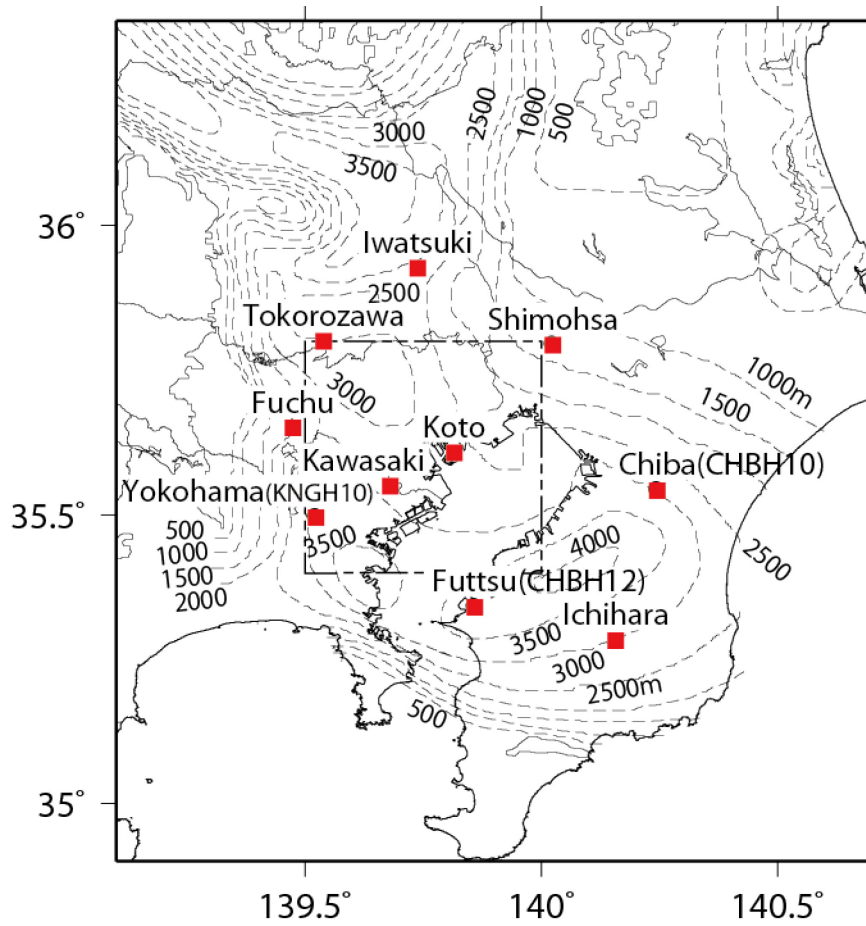


図 3—3 9 音波検層結果を使用した観測井

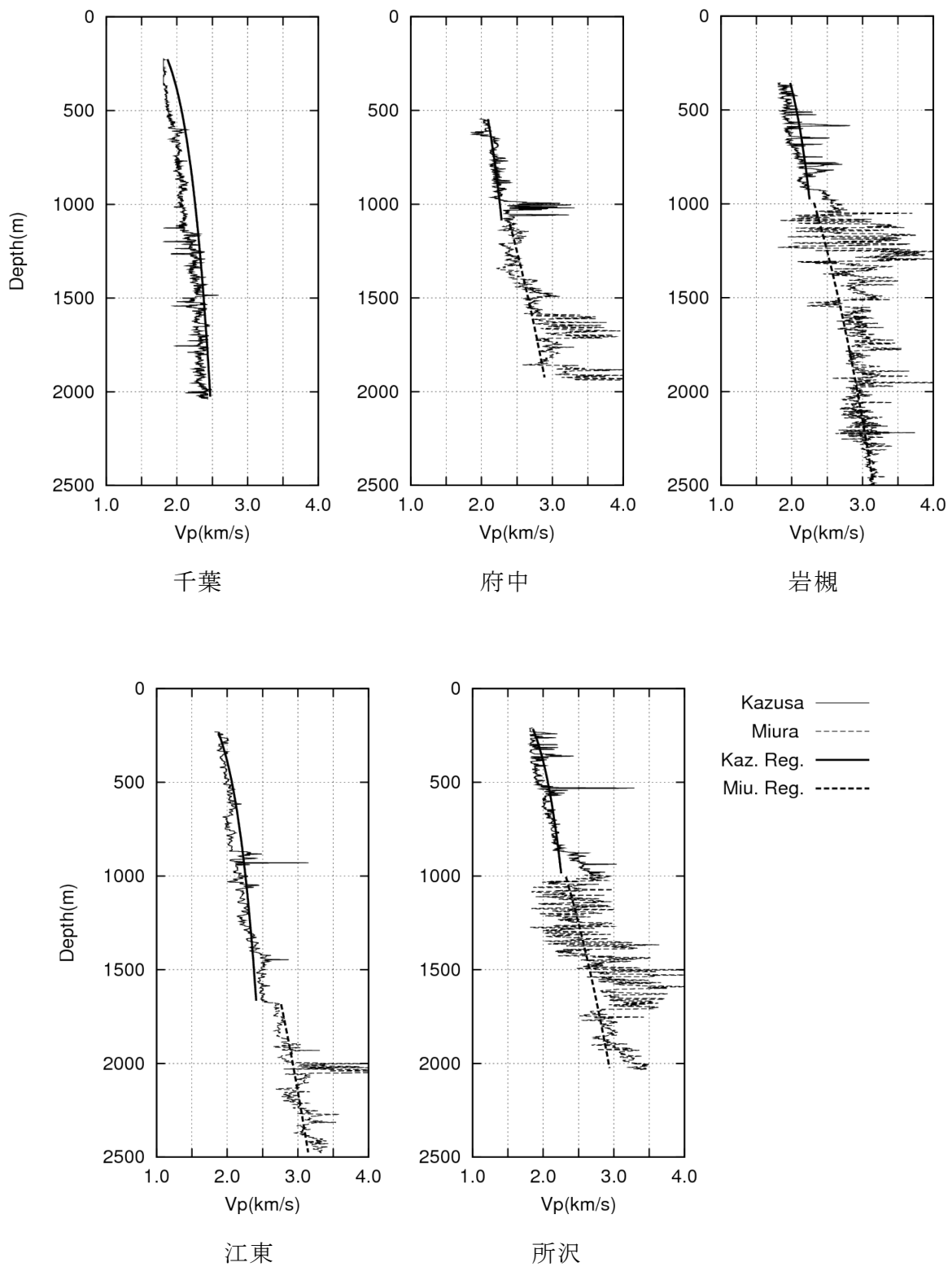


図3—40(1) 音波検層によるP波速度構造と回帰式のフィッティング

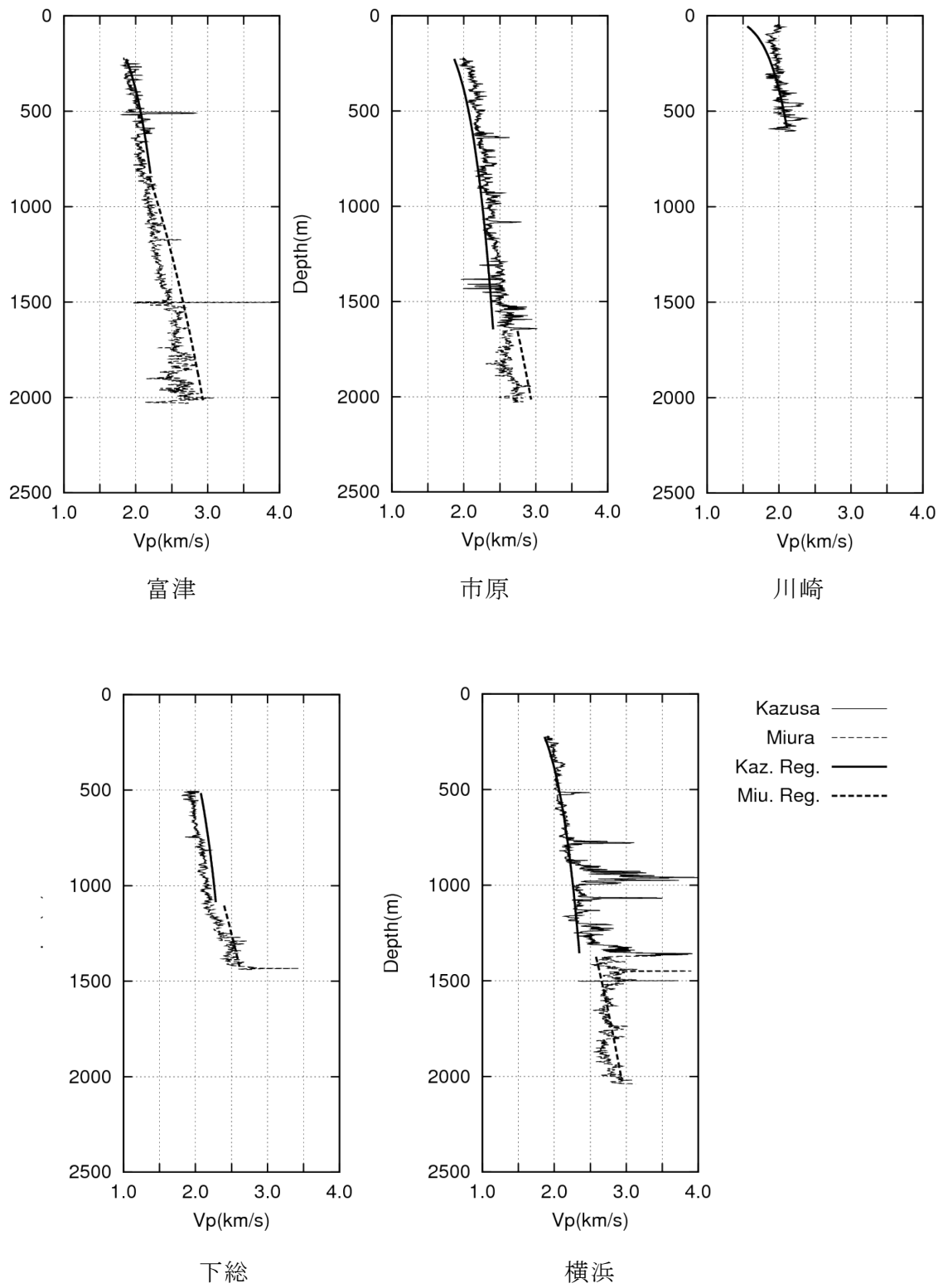


図3—40 (2) 音波検層によるP波速度構造と回帰式のフィッティング

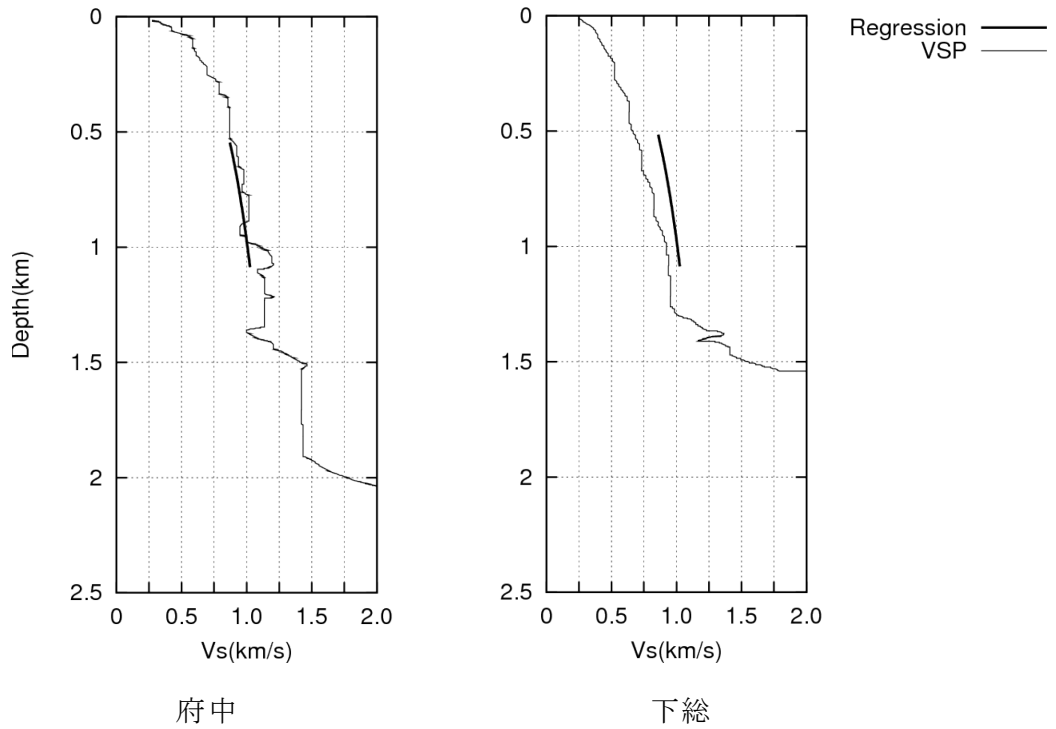
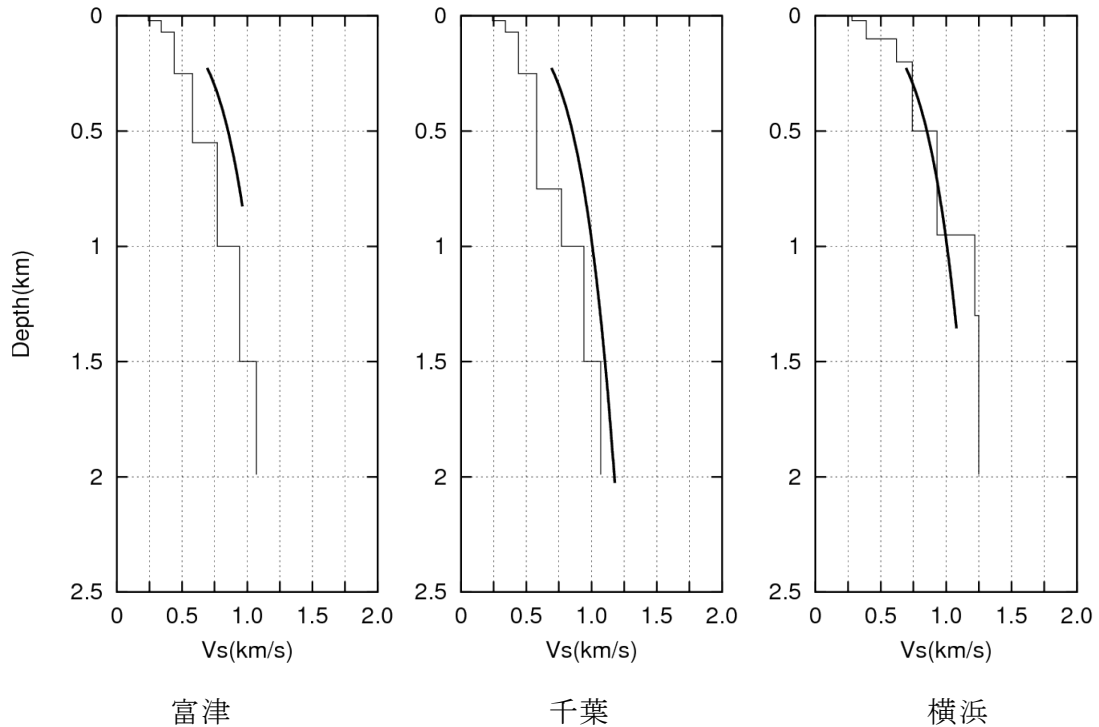


図 3—4 1 VSP による S 波速度構造と  
上総層群の回帰式から変換した S 波速度構造との比較



細線：PS 検層，太線：回帰式  
図 3—4 2 KiK-net の PS 検層による S 波速度構造と  
上総層群の回帰式から変換した S 波速度構造との比較

## (2) 改良の手順

Step1) と Step2) の手順で、全国 1 次モデル第 1 層と全国 1 次モデル第 2 層の P 波速度構造を改良した。

### Step1) 0.4km 以深の深層の P 波速度構造を改良

全国一次モデル第 1 層と第 2 層に、(1) で得られた上総層の P 波速度の経験式 (3-12) 式を適用する。

### Step2) 0.4km 以浅の表層の P 波速度構造を改良

サイト増幅特性分布から S 波速度が 0.4km/s より浅い層の影響を取り除き、周期 2~5 秒で幾何平均する。対象地点における幾何平均の値を理論深部地盤増幅倍率  $G_s$  とみなして、(3-9)、(3-10) 式から深さに対する P 波速度の増大率  $a$  と工学的基盤上面 (モデル上面) の P 波速度  $b$  を推定する。この際、図 3-37 の  $G_s$  のデータ範囲から逸脱しないように、 $G_s$  の下限を 2、上限を 5 とする。

次に  $a$  と  $b$  を (3-8) 式に代入して得られる、0.4km 以浅の P 波の一次元速度構造を、対象地点直下で置換して改良する。その際、P 波速度は反射法の最小値 1.6km/s で頭打ちとする。

Step1) の目的は Step2) で 0.4km 以浅の P 波速度構造を改良した際生じる、全国 1 次第 2 層との大きな速度段差を避けることである。

Step2) の目的はサイト特性を全国一次モデルに反映することである。図 3-43 に 0.4km/s より浅い層の影響を除いたサイト増幅特性の周期 2~5 秒平均の分布を示す。

S 波速度は (3-7) 式で P 波速度から変換して変更した。

深さ 0.4km において、 $G_s$  が 3~5 の場合、0.4km 以浅の経験式は S 波速度が 0.6km/s 強となる。一方、上総層群の経験式は S 波速度が 0.72km/s となる。改良前の全国一次モデルでは接続する第 2 層の S 波速度は 0.9km/s であり、S 波速度の段差が大きく解消される。

$G_s$  が 2, 3, 5 の場合と全国一次モデル第 1 層の P 波速度を対比して図 3-44 に示す。全国一次モデルは  $G_s$  に係わらず一定であるが、改良モデルは  $G_s$  に応じて P 波速度構造が変化する。同図の X 軸には P 波速度に対応した S 波速度も合わせて示した。

$Q_0$  は全国 1 次モデルと同じであるが、周期 2~5 秒と周期 5~16 秒の振幅比の平均の相乗平均が 1 になるように、レファレンス振動数  $f_0$  を 0.5Hz とした。

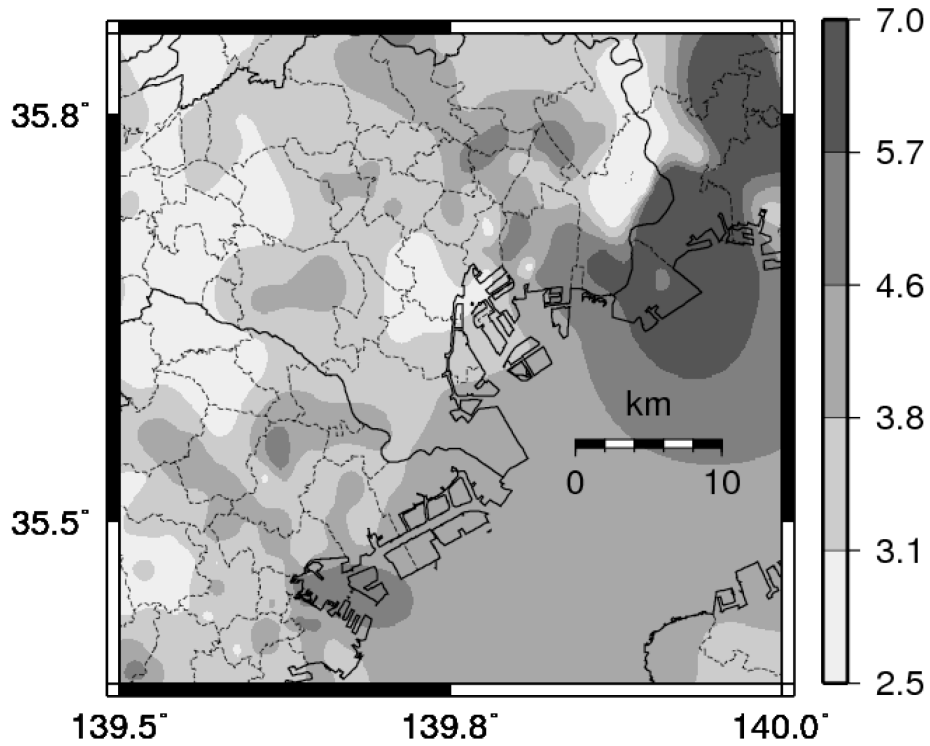


図 3—4 3 S 波速度が 0.4km/s より浅い層の影響を取り除いた  
サイト増幅特性の周期 2~5 秒平均

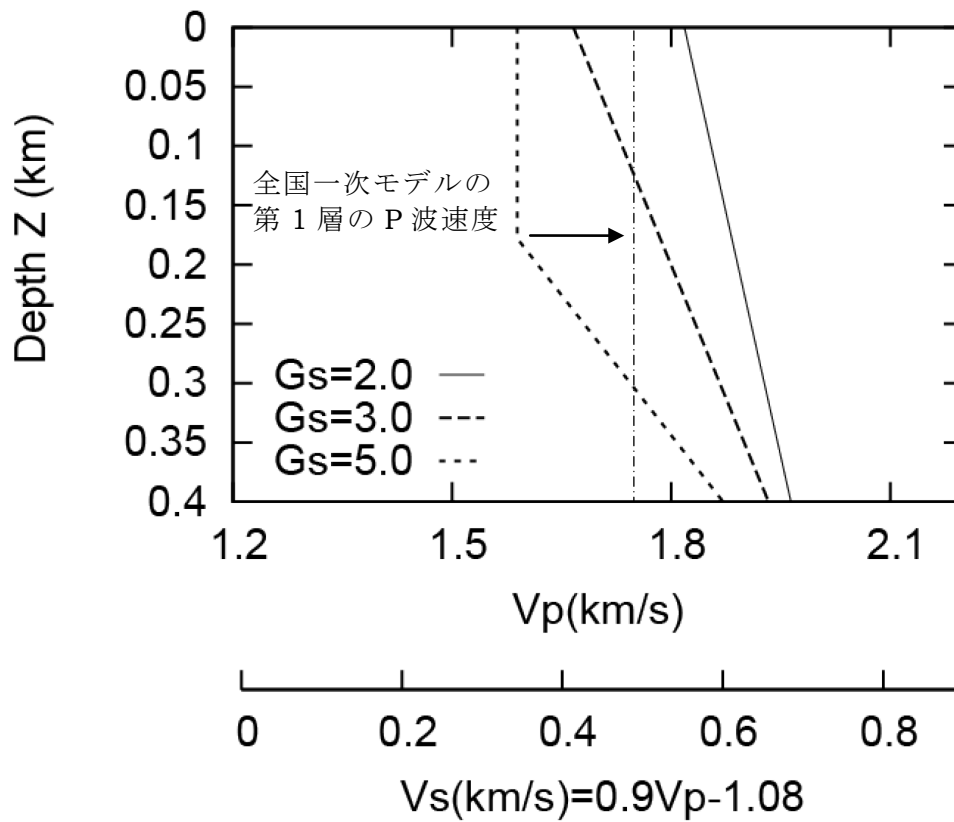


図 3—4 4 理論深部地盤増幅倍率  $G_s$  と P 波速度構造



### 3.3.3 モデルの改良法の検証

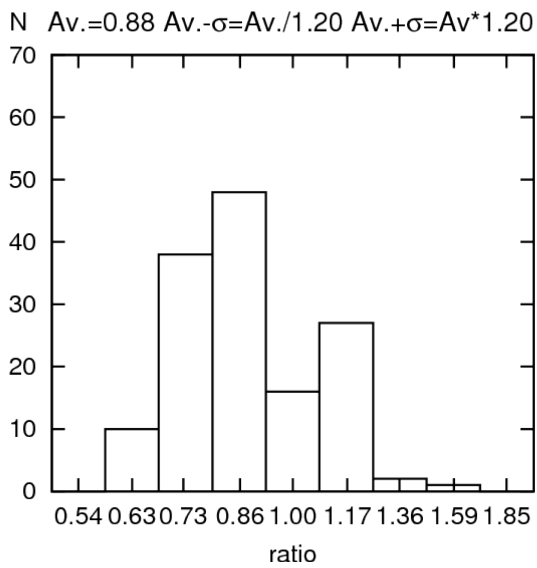
全国一次モデルと同様に、3.2.3項(1)で定義した周期2～5秒と周期5～16秒の振幅比を算定した。その際、観測波はS波速度が0.4km/sの層より上層の影響を取り除いて用いた。改良モデルの周期2～5秒と周期5～16秒の振幅比の頻度分布をそれぞれ図3-45、図3-46に示す。改良の効果を示すため、同図には図3-21に示した全国一次モデルの頻度分布も示した。

周期5～16秒の振幅比の平均は0.89とやや過小評価、周期2～5秒は1.14とやや過大評価である。周期2～5秒より周期5～16秒の方が観測に対して計算が小さくなる原因は、3.2.3(1)項で述べたように、用いたQ値が振動数に比例することによると考えられる。平均値に関しては、それぞれの周期でQ値のチューニングにより調整可能であるので、平均値は改良効果の確認には用いない。Q値のチューニングにより平均が変化しても幾何標準偏差は殆ど変わらない。改良モデルの周期2～5秒の振幅比の標準偏差は平均に対して0.27から0.18へと $2/3$ に減少し、改良手法の有効性が確認できる。

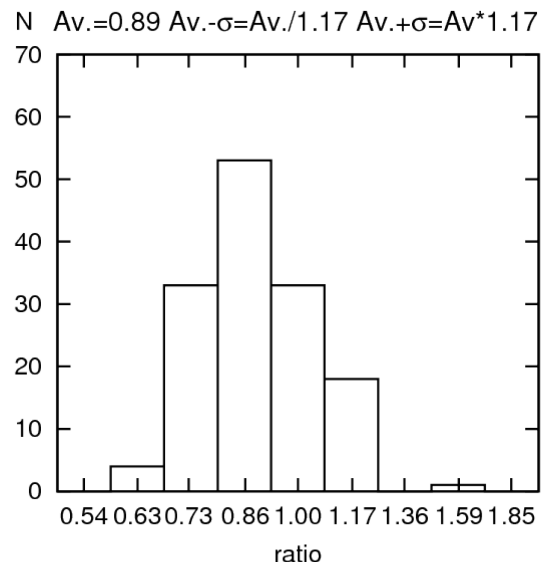
図3-47に全国1次モデルと改良モデルの周期2～5秒の振幅比の分布を示す。Q値の簡易補正をする意味で、周期2～5秒の振幅比はその平均1.18で除した。黒点線で囲まれた領域の多くの地点で改良が認められる。図3-22の、東京都における過大評価するサイト増幅特性が小さい2つの領域と、横浜市中区における過小評価するサイト増幅特性が大きい2つの領域に対応する。このことから地震動の再現性の向上はサイト増幅特性の反映が大きな理由であると考えられる。

図3-48に改良モデルの速度波形と、3.2.3項(2)で定義した深部地盤増幅スペクトルを示す。Q値の簡易補正をする意味で、改良モデルの周期2～5秒の振幅比の平均1.14で、速度波形と増幅スペクトルとも除してある。比較のため、図3-24に示した全国一次モデルの増幅スペクトルも示した。

図3-49に周期2～5秒における増幅スペクトルの最大ピーク振動数の計算／観測の比の頻度分布を示す。ピーク振動数の比の平均は全国1次モデル1.15から改良モデル1.02とやや改善した。標準偏差は1.18から1.19へと殆ど変化していない。このことは観測点で異なるピーク振動数が全国モデルと同様に再現されていることを表し、速度勾配のモデル化によりピーク振動数の変化が抑えられた結果と考えられる。

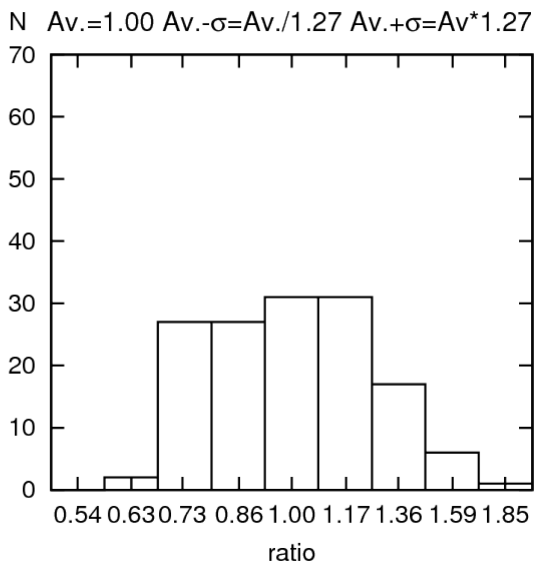


(A) 全国 1 次モデル

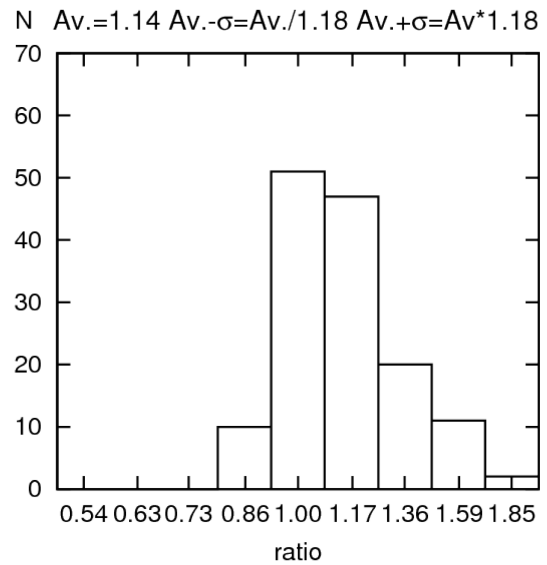


(B) 改良モデル

図 3-4-5 周期 5~16 秒の振幅比 (計算/観測) の頻度分布の比較

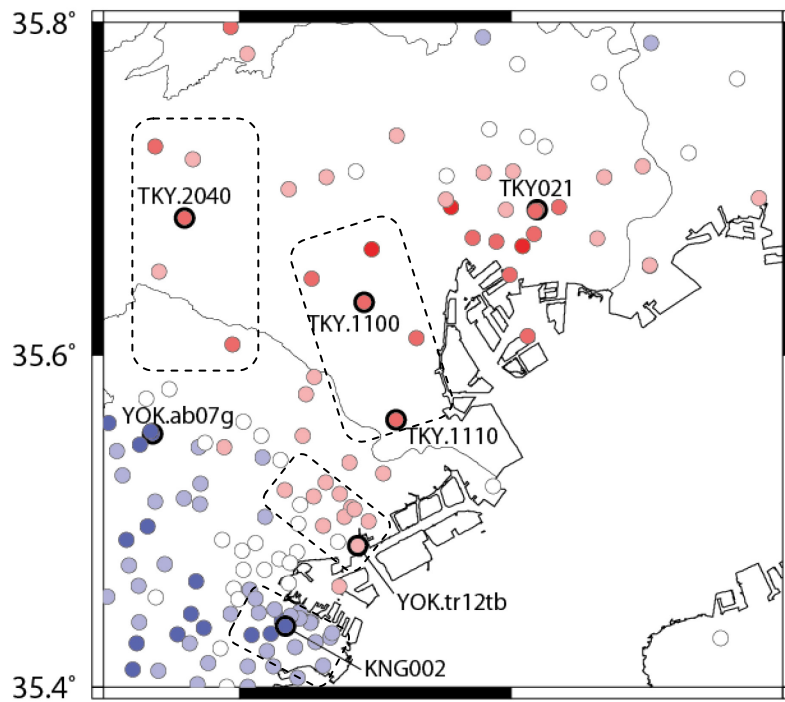


(A) 全国 1 次モデル

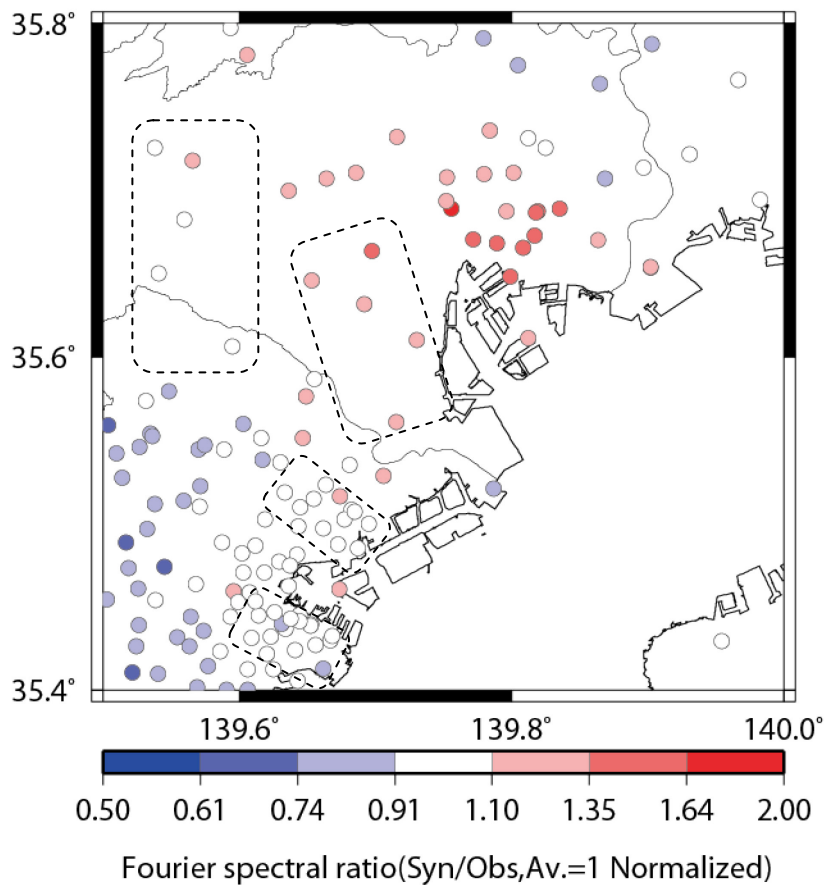


(B) 改良モデル

図 3-4-6 周期 2~5 秒の振幅比 (計算/観測) の頻度分布の比較



(A) 全国 1 次モデル



(B) 改良モデル

黒点線は改良が認められる領域

図 3-47 全国一次モデル (A) と改良モデル (B) の周期 2~5 秒の振幅比分布の比較

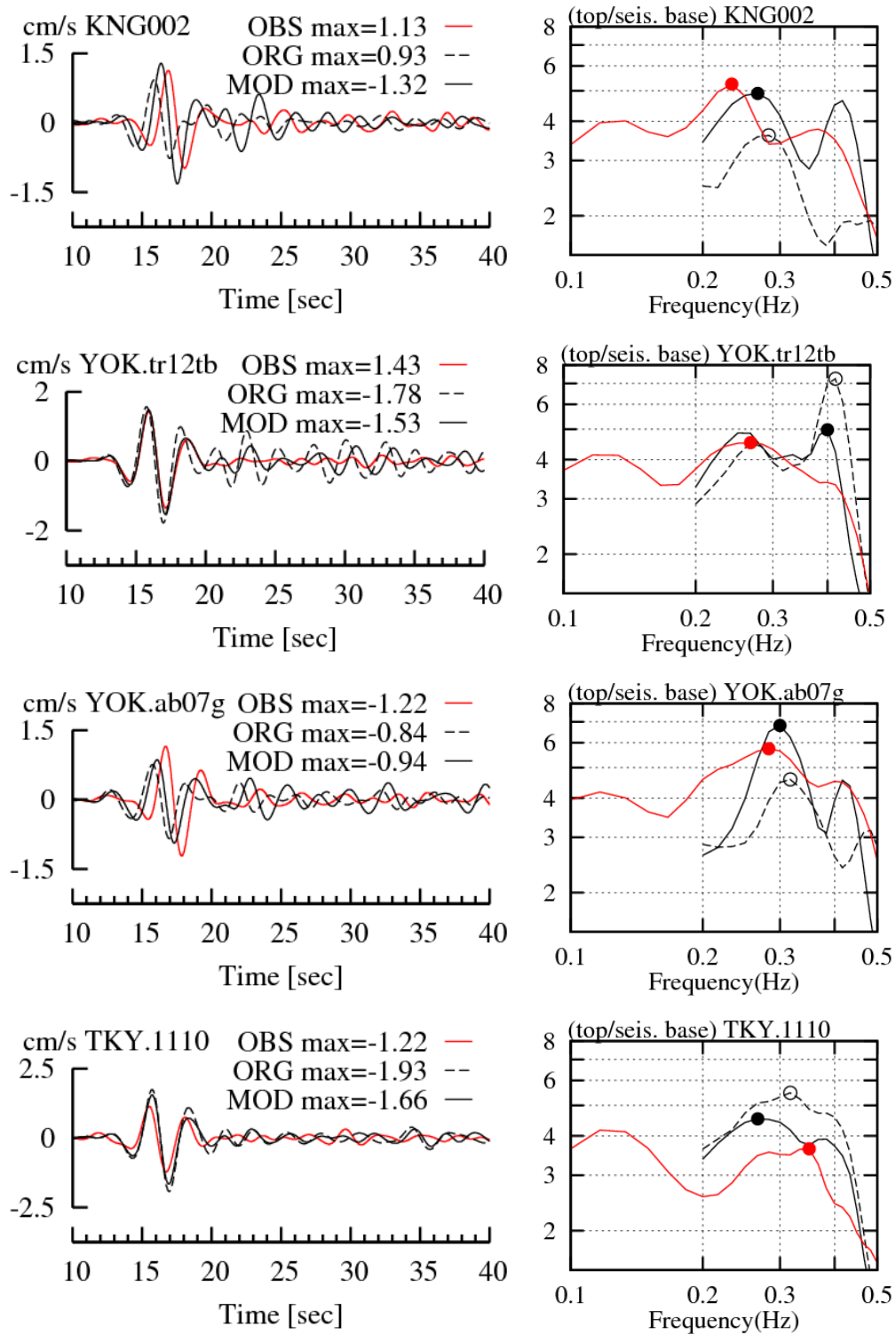


図3—48 (1) 速度波形 (周期 2~5 秒, EW 成分) と深部地盤増幅スペクトル  
観測: 赤線, 全国1次モデル: 黒点線, 改良次モデル: 黒実線

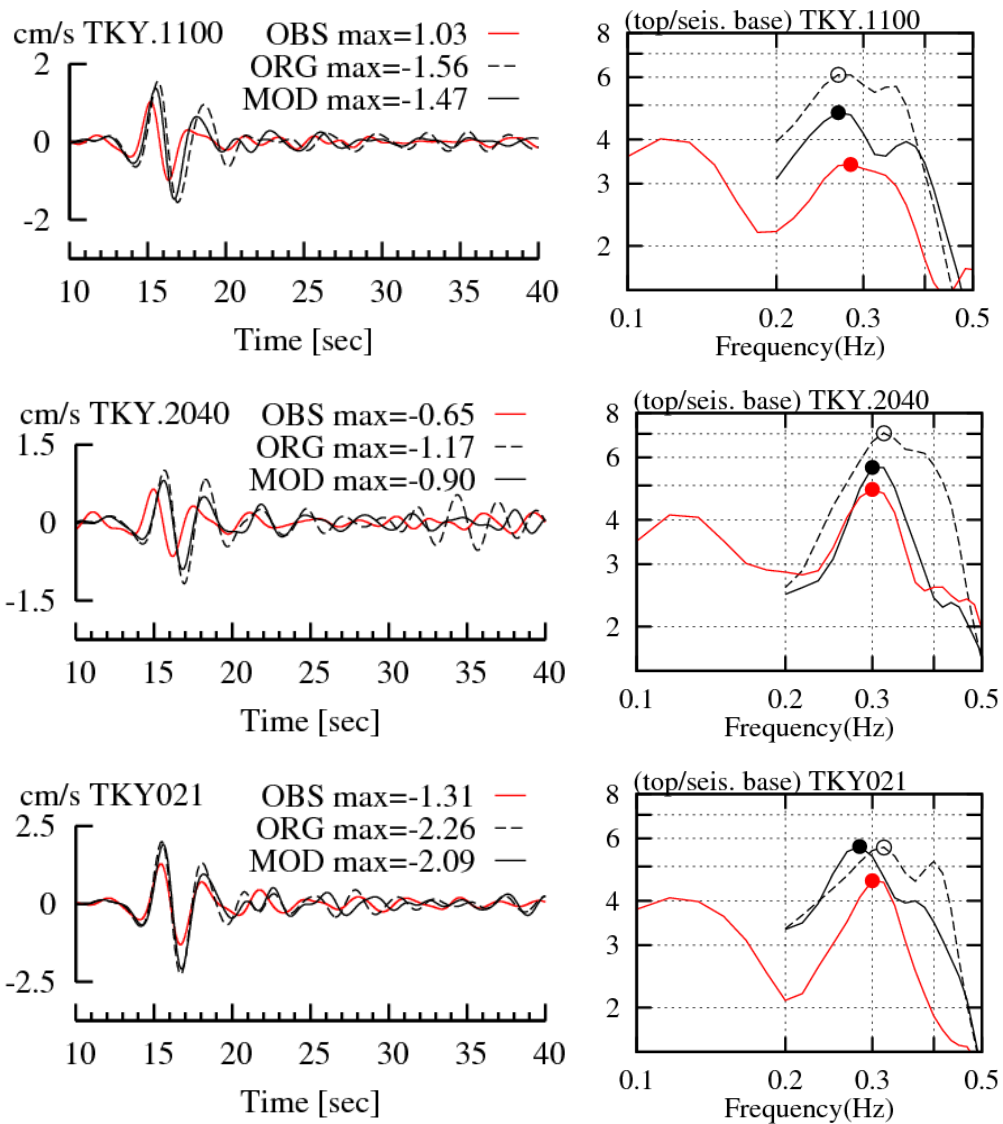
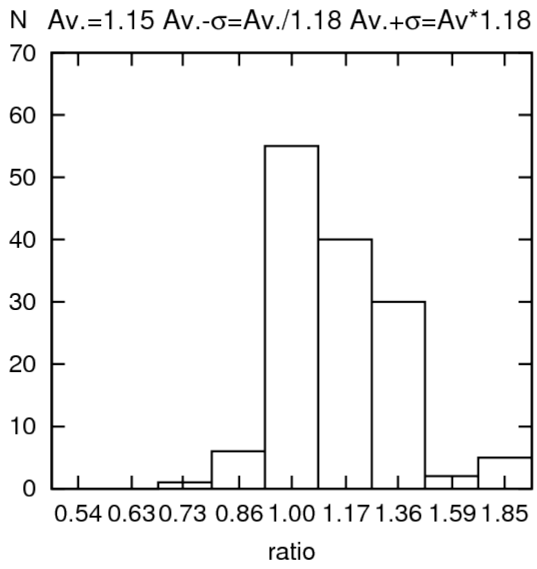
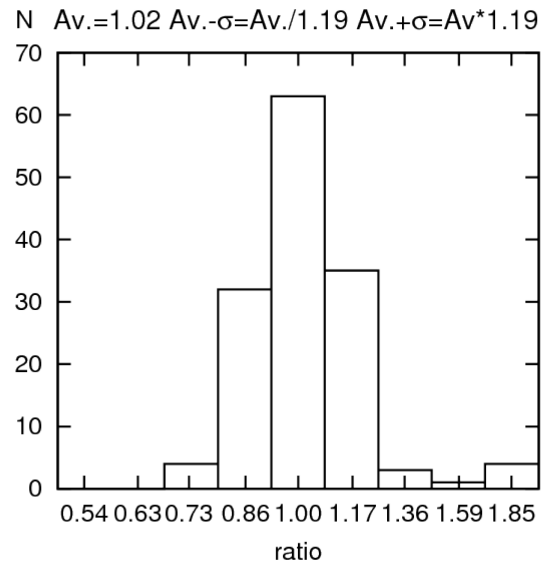


図3—48 (2) 速度波形(周期2~5秒, EW成分)と深部地盤増幅スペクトル  
観測: 赤線, 全国1次モデル: 黒点線, 改良次モデル: 黒実線



(A) 全国1次モデル



(B) 改良モデル

図3-49 深部地盤増幅スペクトルの周期2~5秒における  
最大ピークの振動数の比（計算／観測）の頻度分布

### 3 章の参考文献

- 53) S. H. Herzzell and T. H. Heaton : Inversion of Strong Ground Motion and Teleseismic Waveform Data for the fault Rupture History of the 1979 Imperial Valley, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.72, pp.1553-1583, 1983.
- 54) P. G. Somerville, K. Irikura, R. W. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismol. Res. Lett., 70, pp.59-80, 1999.
- 55) 気象庁 : 地震年報 2011 年, CDRom, 2012.
- 56) 瀨瀨一起, 三宅弘恵 : 2005 年千葉県北西部の地震 —震源メカニズム・強震動—, (オンライン) <<http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/chiba/>>, (参照 2014.10.30) .
- 57) 大町達夫, 紺野克昭, 遠藤達哉, 年縄巧 : 常時微動の水平動と上下動のスペクトル比を用いる地盤周期推定方法の改良と適用, 土木学会論文集, No.489/I-27 pp.251-260, 1994.
- 58) 落合努, 山本俊雄, 露木延夫, 荏本孝久 : 横浜市神奈川区・西区の高密度微動観測による地盤震動特性の検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集 (中国) , B-2, pp.929-930, 2008.
- 59) 永野正行, 保井美敏 : 首都圏における超高層建物応答からみた地盤増幅, 第 40 回地盤震動シンポジウム, pp.51-60, 2012.
- 60) 瀬尾和大, 佐間野隆憲, 山中浩明 : 関東平野における屈折法地下深部探査-地震波の伝播・増幅のメカニズムを理解するために-, 物理探査, 第 43 巻 6 号, pp.418-429, 1990.
- 61) 川崎市 : 平成 12 年度川崎市地下構造調査成果報告書, 2001.
- 62) 神奈川県 : 平成 14 年度神奈川県地下構造調査成果報告書, 2003.
- 63) 川崎市 : 平成 10 年度川崎市地下構造調査成果報告書, 1999.
- 64) 横浜市 : 平成 12 年度関東平野 (横浜市地域) の地下構造調査成果報告書, 2001.
- 65) 東京都 : 平成 14 年度関東平野 (東京都) 地下構造に関する調査成果報告書, 2003.
- 66) 東京都 : 平成 15 年度関東平野 (東京都) 地下構造調査 (北多摩地区弾性波探査) に関する調査成果報告書, 2004.

- 67) 東京都 : 平成 16 年度関東平野 (東京都) 地下構造調査 (環状八号線沿い弾性波探査) に関する調査成果報告書, 2005.
- 68) 千葉県 : 平成 11 年度千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書, 2000.
- 69) 千葉県 : 平成 12 年度千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書, 2001.
- 70) 千葉県 : 平成 13 年度千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書, 2002.
- 71) 千葉県 : 平成 14 年度千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書, 2003.
- 72) 藤原広行, 大井昌弘 : 地下構造モデルの与え方, 第 34 回地盤震動シンポジウム, pp.35-44, 2006.
- 73) 鈴木宏芳, 池田隆司, 御子柴正, 木下繁夫, 佐藤春夫, 高橋博 : 関東・東海地域における孔井検層資料集, 防災科学技術研究資料, Vol.65, pp.1-162, 1981.
- 74) 高橋博, 福田理, 鈴木宏芳, 田中耕平 : 岩槻深層地殻活動観測井の作井と坑井地質, 国立防災科学技術センター研究速報, Vol.47, pp.1-113, 1983.
- 75) 鈴木宏芳, 高橋博, 福田理 : 下総深層地殻活動観測井の作井と地質, 国立防災科学技術センター研究速報, Vol.48, pp.1-61, 1983.
- 76) 鈴木宏芳, 高橋博 : 府中深層地殻活動観測井の作井と坑井地質, 国立防災科学技術センター研究速報, Vol.64, pp.1-84, 1985.
- 77) 鈴木宏芳, 小村健太郎 : 関東地域の孔井データ資料集, 防災科学技術研究資料, Vol.191, pp.1-80, 1999.
- 78) 山水史生 : 関東地域の中深層地殻活動観測井を利用した VSP 法速度構造調査, 防災科学技術研究資料, Vol.251, pp.1-75, 2004.
- 79) R. E. Sheriff and L. P. Geldart : Expoloration Seismology Second Edition, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, pp.107-108, 1995.
- 80) 早川崇, 佐藤俊明, 松島信一, 藤川智, 佐藤智美, 福和 伸夫, 久保 哲夫 : 愛知県名古屋市を対象とした設計用地震動策定のための地下構造のモデル化 その 2 深層地盤のモデル化, 日本建築学会大会学術講演梗概集 (北陸), 構造 B-2, pp.131-132, 2002.
- 81) 神奈川県 : 平成 12 年度神奈川県地下構造調査成果報告書, 2001.



## 4 章 結論

首都圏の様々な場所で建設される高層建物や免震建物の耐震調査や耐震設計に資するため、その固有周期である周期 2~5 秒の強震動予測の高精度化は重要である。そのためには、強震動予測用の三次元地下構造モデルの高精度化が必要である。ベースには最新の三次元地下構造モデルである 2012 年に公開された地震調査研究推進本部による全国 1 次地下構造モデルが適する。そこで本研究では、

- 1) 高密度な地震観測記録に基づく、周期 2~5 秒の地震動 S 波に対する地震基盤より上層のサイト増幅特性分布の推定
  - 2) サイト増幅特性分布を用いた、全国 1 次地下構造モデルの改良法の提案
- を目的とした検討を行った。改良範囲は地震防災の重要性や観測記録の空間密度から、東京都東部、神奈川県東部、千葉県西部とした。

地表と地震基盤上面間の S 波増幅の詳細な分布をスペクトルインバージョン法により推定した。推定範囲は改良範囲より広域な関東平野とした。用いたデータは SK-net による高密度な観測記録である。

以下に得られた知見を箇条書きで述べる。

- ・サイト増幅特性は岩盤が露頭する関東平野の西側で 1 程度と小さく、平野で大きい。平野内でも東京湾岸、東京都と千葉県の境や埼玉県東部の荒川周辺でサイト増幅特性が大きい広い領域が存在する。
- ・改良範囲の各観測点におけるサイト増幅特性の周期 2~5 秒の幾何平均に関して、観測点間の幾何平均は 3.9 倍、幾何標準偏差は 0.78 と 1.29 倍である。

大きなサイト増幅特性が推定された地域で個別検討を行った結果、

- ・千葉県市川市・船橋市付近は工学的基盤以浅の厚い浅層地盤が強く影響していると考えられる。
- ・神奈川県東部のサイト増幅特性が大きく異なる二地点で、深層地盤の一次元 S 波速度構造の理論 S 波増幅率を比較したところ、一次元地下構造では十分に説明することが難しく、相違の原因は三次元地下構造の影響と考えられる。

KiK-net の鉛直アレー記録の地表／地震基盤上面間のスペクトル比との一致度を検証し、サイト増幅特性を検証した。

推定されたサイト増幅特性分布を用いて、周期 2~5 秒の地震動 S 波の再現性を向上させる全国 1 次地下構造モデルの改良法を提案した。

深さで漸増する P 波速度構造を深さの一次式でモデル化し、S 波増幅スペクトルの周期 2~5 秒平均から P 波速度構造を推定できる経験式を作成した。用いたデータセットは反射法探査による多数の P 波の一次元速度構造モデルである。サイト増幅特性分布を周期 2~5 秒で平均し、これを経験式に用いて全国 1 次地下構造モデルの 0.4km 以浅を改良した。

改良前後の全国 1 次地下構造モデルを用いて、2005 年 7 月 23 日の千葉県中部の地震 (M6.0) の地震動を三次元差分法でシミュレートした。各観測点において観測波と計算波の周期 2~5 秒の平均フーリエスペクトルを算定し、観測波と計算波を比較した。

以下に得られた知見を箇条書きで述べる。

- ・全国一次地下構造モデルにおいて、地震基盤より上層の周期 2~5 秒の増幅スペクトルの再現性に関しては、卓越振動数より振幅の方に問題がある。
- ・地下 0.4km 以浅の S 速度構造が周期 2~5 秒の増幅率に強く影響する。
- ・0.4km 以浅における S 波速度の深さで漸増する速度勾配が、全国一次モデルの問題解決に有効である。
- ・S 波増幅スペクトルの周期 2~5 秒平均から工学的基盤上面の P 波速度を、工学的基盤上面の P 波速度から地中の P 波速度を推定できる経験式が作成可能である。
- ・経験式を用いた改良により地震動の地域性の再現性が向上し、フーリエスペクトルの周期 2~5 秒平均の計算／観測の比をとると、その幾何標準偏差は約 2/3 に低減する。

全観測点のスペクトル比の幾何標準偏差を改良前後で比較して、提案手法の有効性を確認した。本改良法は反射法探査が実施され、地震観測点が高密度な濃尾平野や大阪平野においても有効と考えられる。

## 参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 : 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価,  
(オンライン) <[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04aug\\_sagami/sagami.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04aug_sagami/sagami.pdf)> ,  
(参照 2014.10.30) .
- 2) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 : 南海トラフの地震活動の長期評価(第二版) について, (オンライン)  
<[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/13may\\_nankai/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/13may_nankai/index.htm)>, (参照 2015.1.20) .
- 3) T. Satoh, H. Kawase and T. Sato : Statistical Spectral Model of Earthquakes in the Eastern Tohoku District, Japan, Based on the Surface and Borehole Records Observed in Sendai, Bull. Seismol. Soc. Am, Vol.87, No.2, pp.446-462, 1997.
- 4) 大林長仁, 大宮幸, 高師利明 : 超高層・免震建築物等の構造特性の動向,2014・12/ビルディングレター, pp.1-11, 2014.
- 5) 田中康久・額瀨一起・三宅弘恵・古村孝志・佐藤比呂志・平田直・鈴木晴彦・増田徹 : 首都圏下の速度構造の大大特コミュニティモデル(1): 屈折法・重力・自然地震データによる第一次モデル, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会, S079-P010, 2005.
- 6) K. Koketsu, H. Miyake, and H. Suzuki : Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No.1773, 2012.
- 7) 地震調査研究推進本部 : 「長周期地震動予測地図」2012 年度試作版, (オンライン), 入手先<[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12\\_choshuki/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/index.htm)>, (参照 2014.10.30) .
- 8) 地震調査研究推進本部 : 「長周期地震動予測地図」2009 年度試作版, (オンライン), 入手先[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09\\_choshuki/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/index.htm), (参照 2014.10.30) .
- 9) K. Tsuda, R. J. Archuleta and K. Koketsu : Quantifying the Spatial Distribution of Site Response by Use of the Yokohama High-Density Strong-Motion Network, Bull. Seismol. Soc. Am, Vol.96, No.3, pp.926-942, 2006.

- 10) 増井大輔, 翠川三郎 : 地震記録に基づく工学的基盤以深の堆積盆地による増幅率とその簡便な評価, 土木学会論文集 A, Vol67, No.3, pp.531-538, 2011.
- 11) 佐藤智美, 大川出, 西川孝夫, 佐藤俊明 : 長周期応答スペクトルの地盤増幅率の経験的予測式とその理論的解釈, 日本建築学会構造系論文集, 第76巻, 第669号, pp.1905-1914, 2011.
- 12) 鈴木宏芳 : 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造, 防災科学技術研究所研究報告, 第56号, pp.77-123, 1996.
- 13) T. Sato, R. W. Graves, P. G. Somerville : Three-dimensional finite-difference simulation of long-period strong motions in the Tokyo Metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake ( $M_J$  5.1) and the great 1923 Kanto earthquake ( $M_S$  8.2) in Japan. Bull. Seismol. Soc. Am. Vol.89, pp.579-607, 1999.
- 14) 山中浩明, 山田伸之 : 強震動評価のための関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築, 物理探査, 第59巻, 第6号, pp.549-560, 2006.
- 15) K. Koketsu, H. Miyake, Afnimar, and Y. Tanaka : A Proposal for a Standard Procedure of Modeling 3-D Velocity Structures and Its Application to the Tokyo Metropolitan Area, Japan, Tectonophysics, 472, pp.290-300, 2009.
- 16) 鈴木宏芳 : 関東平野の地質構造, 防災科学技術研究所研究報告, 第63号, pp.1-19, 2002.
- 17) 早川崇, 吉村智昭, 永野正行 : 地下構造モデルの差が関東平野の長周期地震動計算に及ぼす影響, 日本建築学会技術報告集, 第35巻, pp.73-80, 2011.
- 18) 山田伸之, 山中浩明 : 地震動シミュレーションのための関東平野南西部の3次元地下構造モデルの比較 —1999. 5.22 神奈川県西部の地震 ( $M_{JMA}$ 4.1) を用いた検討—, 地震第2輯, 第53巻, pp.313-324, 2001.
- 19) 林広樹, 柳沢幸夫, 武田哲也, 関口渉次, 笠原敬二 : 関東平野の地下における新第三系の年代と地震波速度, フィッション・トラック ニュースレター, 第21号, pp.9-15, 2008.
- 20) 引間和人, 瀨瀬一起 : 波形インバージョンによる2次元速度構造の推定とそれを用いた3次元速度構造モデルの構築, 第13回日本地震工学シンポジウム, pp.3755-3762, 2010.

- 21) A. Iwaki and T. Iwata : Estimation of Three-Dimensional Boundary Shape of the Osaka Sedimentary Basin by Waveform Inversion, *Geophys. J. Int.*, 186, pp.1255-1278, 2011.
- 22) T. Kagawa, B. Zhao, K. Miyakoshi, and K. Irikura : Modeling of 3D Basin Structures for Seismic Wave Simulations Based on Available Information on the Target Area: Case Study of Osaka Basin, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.94, No.4, pp.1353-1368, 2004.
- 23) T. Satoh, H. Kawase, T. Sato, and A. Pitarka : Three-Dimensional Finite-Difference Waveform Modeling of Strong Motions Observed in the Sendai Basin, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.91, No.4, pp.812-825, 2001.
- 24) 福和伸夫, 佐藤俊明, 早川崇, 池田善幸, 野崎京三 : 濃尾平野の地盤調査とそのモデル化, 月刊地球号外, No.37, pp.108-118, 2002.
- 25) 関口春子, 吉見雅行, 堀川晴夫, 吉田邦一, 鈴木晴彦, 松山尚典, 森野道夫, 滝沢文教, 劉瑛 : 新潟堆積盆地 3次元地盤構造のモデル化, 活断層・古地震研究報告, No.9, pp.175-259, 2009.
- 26) 小林喜久二, 植竹富一, 土方勝一郎 : 地震動の水平/上下スペクトル比の逆解析による地下構造推定法の標準化に関する検討, 日本建築学会学術講演梗概集, 構造 II, pp.185-186, 2005.9.
- 27) 山中浩明, 元木健太郎 : レイリー波位相速度とレシーバ関数の同時逆解析による新潟県柏崎市の深部地盤の S 波速度構造の推定, 物理探査, 第 62 巻, 第 2 号, pp.237-247, 2009.
- 28) F. Nagashima, S. Matsushima, H. Kawase, F. J. Sánchez-Sesma, T. Hayakawa, T. Satoh, and M. Oshima : Application of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Ground Motions to Identify Subsurface Structures at and around the K-NET Site in Tohoku, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.104, No.5, pp.2288-2302, 2014.
- 29) T. Satoh, T. Hayakawa, M. Oshima, H. Kawase, S. Matsushima, F. Nagashima, and K. Tobita : Site Effects on Large Ground Motions at KiK-net Iwase Station IBRH11 during the 2011 Tohoku Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.104, No.2, pp.653-668, 2014.
- 30) 川瀬 博, 松尾秀典 : K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震記録から分

- 離れたサイト増幅特性と S 波速度構造との対応, 日本地震工学会論文集, 第 4 卷, 第 4 号, 2004.
- 31) 山中浩明, 大堀道弘, 翠川三郎 : 地震記録に基づく地盤増幅特性の逆解析による関東平野のシームレス S 波速度構造モデルの推定, 日本建築学会学術講演梗概集, 構造 II, pp.47-48, 2009.
- 32) A. Pitarka : 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.89, No.1, pp.54-68, 1999.
- 33) Seismic Kanto Research Project, Earthquake Research Institute, University of Tokyo, (オンライン) <<http://www.sknet.eri.u-tokyo.ac.jp/>>, (参照 2014.10.30) .
- 34) K. Tsuda, K. Koketsu, Y. Hisada and T. Hayakawa : Estimation of the Site Response for the Kanto Plain Using the Data from a Dense Strong Motion Seismograph Array, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.100, No.3, pp.1276-1287, 2010.
- 35) S. Kinoshita and M. Ohike : Scaling Relations of Earthquakes That Occurred in the Upper Part of the Philippine Sea Plate beneath the Kanto Region, Japan, Estimated by Means of Borehole Recordings, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.92, No.2, pp.611-624, 2002.
- 36) 防災科学技術研究所 : F-net, (オンライン) <<http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/top.php>>, (参照 2014.10.30) .
- 37) 岩田知孝, 入倉孝次郎 : 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, 地震第 2 輯, 第 39 卷, pp.579-593, 1986.
- 38) H. Liu and D. V. Helmberger : The 23:19 aftershock of the 15 October 1979 Imperial Valley earthquake: More evidence for asperity, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.75, No.3, pp.689-708, 1985.
- 39) 福山英一, 石田瑞穂, Douglas S. Dreger, 川井啓廉 : オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震第 2 輯, 第 51 卷, pp.149-156, 1998.
- 40) D. M. Boore and J. Boatwright : Average body-wave radiation coefficient, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.74, No.5, pp.1615-1621, 1984.
- 41) 木下繁夫, 大池美保 : 関東地域の堆積層 - 基盤系における S 波の減衰特性 - 0.5 ~ 16Hz -, 地震第 2 輯, 第 55 卷, pp.19-31, 2002.

- 42) 鈴木宏芳 : 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造, 防災科学技術研究所研究報告, 第 56 号, pp.77-123, 1996.
- 43) 千葉県 : 平成 10 年度千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書, 1999
- 44) K. Yamada and M. Horike : Inference of Q-Values below 1 Hz from Borehole and Surface Data in the Osaka Basin by Three-Component Waveform Fitting, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.97, No.4, pp.1267-1278, 2007.
- 45) 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 : 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, 第 370 号, 2013.
- 46) W.H.F. Smith and P. Wessel : Gridding with continuous curvature splines in tension, Geophysics, Vol.55, pp.293-305, 1990.
- 47) 三宅弘恵, 瀨瀬一起, 古村孝志, 稲垣賢亮, 増田徹, 翠川三郎 : 首都圏の強震動予測のための浅層地盤構造モデルの構築, 第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.214-217, 2006.
- 48) Y. Hisada : An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Source and Receivers at Close Depths, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.84, No.5, pp.1456-1472, 2003.
- 49) 日本建築学会 : 地盤震動—現象と理論—, 丸善株式会社, 2005.
- 50) 横浜市 : 平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 関東平野(横浜市地域)の地下構造調査 成果報告書, 1999.
- 51) 狐崎長琅, 後藤典俊, 小林芳正, 井川猛, 堀家正則, 斉藤徳美, 黒田徹, 山根一修, 奥住宏一 : 地震動予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定, 自然災害科学, 第 9 巻, 第 3 号, pp.1-17, 1990.
- 52) 植竹富一, 徳光亮一, 西村功, 土方勝一郎 : 柏崎刈羽原子力発電所の褶曲構造が新潟県中越沖地震の地震動特性に与えた影響, 日本建築学会構造系論文集, 第 76 巻, 第 660 号, pp.311-318, 2011.
- 53) S. H. Herzell and T. H. Heaton : Inversion of Strong Ground Motion and Teleseismic Waveform Data for the fault Rupture History of the 1979 Imperial Valley, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.72, pp.1553-1583, 1983.
- 54) P. G. Somerville, K. Irikura, R. W. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y.

- Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismol. Res. Lett.*, 70, pp.59-80, 1999.
- 55) 気象庁 : 地震年報 2011 年, CDRom, 2012.
- 56) 瀨瀨一起, 三宅弘恵 : 2005 年千葉県北西部の地震 —震源メカニズム・強震動—, (オンライン) <<http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/chiba/>>, (参照 2014.10.30) .
- 57) 大町達夫, 紺野克昭, 遠藤達哉, 年縄巧 : 常時微動の水平動と上下動のスペクトル比を用いる地盤周期推定方法の改良と適用, *土木学会論文集*, No.489/I-27 pp.251-260, 1994.
- 58) 落合努, 山本俊雄, 露木延夫, 荏本孝久 : 横浜市神奈川区・西区の高密度微動観測による地盤震動特性の検討, *日本建築学会大会学術講演梗概集 (中国)*, B-2, pp.929-930, 2008.
- 59) 永野正行, 保井美敏 : 首都圏における超高層建物応答からみた地盤増幅, 第 40 回地盤震動シンポジウム, pp.51-60, 2012.
- 60) 瀬尾和大, 佐間野隆憲, 山中浩明 : 関東平野における屈折法地下深部探査-地震波の伝播・増幅のメカニズムを理解するために-, *物理探査*, 第 43 巻 6 号, pp.418-429, 1990.
- 61) 川崎市 : 平成 12 年度川崎市地下構造調査成果報告書, 2001.
- 62) 神奈川県 : 平成 14 年度神奈川県地下構造調査成果報告書, 2003.
- 63) 川崎市 : 平成 10 年度川崎市地下構造調査成果報告書, 1999.
- 64) 横浜市 : 平成 12 年度関東平野 (横浜市地域) の地下構造調査成果報告書, 2001.
- 65) 東京都 : 平成 14 年度関東平野 (東京都) 地下構造に関する調査成果報告書, 2003.
- 66) 東京都 : 平成 15 年度関東平野 (東京都) 地下構造調査 (北多摩地区弾性波探査) に関する調査成果報告書, 2004.
- 67) 東京都 : 平成 16 年度関東平野 (東京都) 地下構造調査 (環状八号線沿い弾性波探査) に関する調査成果報告書, 2005.
- 68) 千葉県 : 平成 11 年度千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書, 2000.
- 69) 千葉県 : 平成 12 年度千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書, 2001.
- 70) 千葉県 : 平成 13 年度千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書, 2002.
- 71) 千葉県 : 平成 14 年度千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書, 2003.



- 72) 藤原広行, 大井昌弘 : 地下構造モデルの与え方, 第34回地盤震動シンポジウム, pp.35-44, 2006.
- 73) 鈴木宏芳, 池田隆司, 御子柴正, 木下繁夫, 佐藤春夫, 高橋博 : 関東・東海地域における孔井検層資料集, 防災科学技術研究資料, Vol.65, pp.1-162, 1981.
- 74) 高橋博, 福田理, 鈴木宏芳, 田中耕平 : 岩槻深層地殻活動観測井の作井と坑井地質, 国立防災科学技術センター研究速報, Vol.47, pp.1-113, 1983.
- 75) 鈴木宏芳, 高橋博, 福田理 : 下総深層地殻活動観測井の作井と地質, 国立防災科学技術センター研究速報, Vol.48, pp.1-61, 1983.
- 76) 鈴木宏芳, 高橋博 : 府中深層地殻活動観測井の作井と坑井地質, 国立防災科学技術センター研究速報, Vol.64, pp.1-84, 1985.
- 77) 鈴木宏芳, 小村健太郎 : 関東地域の孔井データ資料集, 防災科学技術研究資料, Vol.191, pp.1-80, 1999.
- 78) 山水史生 : 関東地域の中深層地殻活動観測井を利用した VSP 法速度構造調査, 防災科学技術研究資料, Vol.251, pp.1-75, 2004.
- 79) R. E. Sheriff and L. P. Geldart : Expoloration Seismology Second Edition, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, pp.107-108, 1995.
- 80) 早川崇, 佐藤俊明, 松島信一, 藤川智, 佐藤智美, 福和伸夫, 久保哲夫 : 愛知県名古屋市を対象とした設計用地震動策定のための地下構造のモデル化 その2 深層地盤のモデル化, 日本建築学会大会学術講演梗概集(北陸), 構造 B-2, pp.131-132, 2002.
- 81) 神奈川県 : 平成12年度神奈川県地下構造調査成果報告書, 2001.

## 謝辞

本研究では、首都圏強震動総合ネットワーク (SK-net) 及び防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net を利用しました。また、東京都、東京消防庁、神奈川県、横浜市、埼玉県、東京大学地震研究所の強震計・震度計の観測波形データを利用しました。記して謝意を表します。

早稲田大学の山田眞教授には研究内容や博士論文作成のアドバイス、博士論文審査の主査を務めて頂き、大変お世話になりました。早稲田大学曾田五月也教授、早稲田大学前田寿朗教授、工学院大学久田嘉章教授には博士論文のアドバイスと審査員を務めて頂きお世話になりました。

東京大学地震研究所瀧川一起教授、三宅弘恵助教には、SK-net のデータ利用に協力頂くとともに、研究内容や審査論文の推敲をして頂きました。大崎総合研究所横田治彦博士、清水建設佐藤俊明博士、清水建設猿田正明博士には励ましの言葉をかけて頂き、論文作成の大きな後押しとなりました。清水建設地震動グループの方々、吉田一博博士、柴慶治博士、岡田敬一博士、白石理人氏のおかげで会社は良い研究環境でありました。

本論文に関する研究発表一覧

	題名	掲載誌 掲載頁	掲載年月	共著者
論文	関東平野における周期2～4秒のサイト特性分布	日本建築学会構造系 論文集, 第701号, pp. 895-904	2014年7月	津田健一, 三宅弘恵, 額瀨一起
論文	地下構造モデルの差が関東平野の長周期地震動計算に及ぼす影響	日本建築学会技術報 告集, 第17巻, 第35 号, pp. 73-78	2011年2月	吉村智昭, 永野正行
論文	1924年丹沢地震 (Mj7.3) の震源断層モデルの推定と首都圏の強震動評価	日本建築学会構造系 論文集, 第. 650号, pp. 723-730	2010年4月	片岡俊一, 宮腰淳一, 佐藤俊明, 横田治彦
論文	想定東海地震の東京湾岸における長周期地震動予測	日本建築学会構造系 論文集, 第617号, pp. 55-62	2007年7月	土方勝一郎, 植竹富一, 金谷淳二, 真下貢, 渡 辺基史, 佐藤 俊明
論文	Incorporating the Gradual Increase of Velocity with Depth into Modeling 3D Velocity Structures of the Kanto Basin	The 14th World Conference on Earthquake Engineering Paper ID: S10-029	2008. 1	Takashi Hayakawa, Kojika Bunho
論文	MODELING OF INHOMOGENEITY IN SEDIMENT LAYERS IN TOKYO METROPOLITAN AREA IN JAPAN FOR STRONG GROUND MOTION PREDICTION	The 13th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. 1645	2004. 8	Takashi Hayakawa, Toshiaki Sato
論文	濃尾平野の地盤調査とそのモデル化	月刊地球, 号外 No. 37, pp. 108-118	2002年6月	福和伸夫, 佐藤俊明, 池田善考, 野崎京三
論文	東海地震の関東平野における長周期地震動予測	海溝型巨大地震を考 えるシンポジウム論 文集, pp. 61-64,	2005年2月	土方勝一郎, 植竹富一, 金谷淳二, 真下貢, 渡 辺基史, 佐藤 俊明
論文	想定東海地震の関東平野における広帯域地震動予測	海溝型巨大地震を考 えるー広帯域強震動 の予測2ーシンポジウ ム論文集, pp. 84-91	2006年2月	土方勝一郎, 植竹富一, 金谷淳二, 真下貢, 渡 辺基史, 佐藤 俊明, 貫 井泰, 土田剛

講演	地下構造モデルの差が関東平野の長周期地震動計算に及ぼす影響,	第37回地盤震動シンポジウム, pp. 69-81	2009年11月	
講演	名古屋市における強震動予測事例—濃尾平野の3次元堆積盆地モデルの作成と適用—	第30回地盤震動シンポジウム, pp. 69-80	2002年10月	
講演	首都圏での長周期域における地盤増幅特性の評価 : その2:地震基盤の地震動特性を考慮した地盤増幅特性の推定	日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp. 85-86	2009年7月	津田健一, 三宅弘恵, 額瀨一起
講演	深度依存の速度勾配を考慮した関東平野の三次元速度構造のモデル化	日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp. 183-184	2005年7月	佐藤俊明
講演	愛知県名古屋市を対象とした設計用地震動策定のための地下構造のモデル化 : その2 深層地盤のモデル化	日本建築学会大会学術講演梗概集, B-1, pp. 131-132	2002年8月	佐藤俊明, 松島信一, 藤川智, 佐藤智美, 福和伸夫, 久保哲夫
講演	東京湾岸地域における東海地震及び東海・東南海連動型地震の長周期予測波の比較	日本地球惑星科学連合大会予稿集, HDS028-14	2011年5月	植竹富一, 引間和人, 貫井泰, 渡邊基史
講演	「長周期地震動予測地図」2009年版の作成—想定東海地震・東南海地震・宮城県沖地震—	日本地球惑星科学連合大会予稿集, S221-015	2009年5月	額瀨一起, 三宅弘恵, 引間和人, 木村武志, 古村孝志, 藤原広行, 橋本徹夫, 石井透, 吾妻瞬一, 室谷智子, 渡辺基史, 鈴木晴彦
講演	首都圏における強震動評価(2): 想定東海地震	日本地球惑星科学連合大会予稿集, S228-012	2007年5月	三宅弘恵, 額瀨一起, 古村孝志, 渡辺基史, 佐藤俊明
講演	強震動予測のための濃尾平野の3次元地下構造モデルの作成	日本地球惑星科学連合大会予稿集, S081-009	2002年5月	佐藤俊明, 福和伸夫, 池田善考, 野崎京三, 松島信一
講演	首都圏の周期2~4秒のサイト特性を用いた三次元地下構造のモデル化	日本地震学会講演予稿集, C32-13	2011年11月	
講演	1924年丹沢地震(M7.3)の震源断層モデル	日本地震学会講演予稿集, B32-02	2007年11月	片岡俊一