

3. 3 強震動予測のための調査研究

3. 3. 1 地下構造等のモデル化

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 強震動予測のための調査研究：地下構造等のモデル化

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	三宅 弘恵
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	古村 孝志
国立研究開発法人防災科学技術研究所	主任専門研究員	先名 重樹
国立大学法人東京科学大学環境・社会理工学院	教授	山中 浩明

(c) 業務の目的

断層帯周辺において臨時強震観測と微動観測を行い、サブテーマ1の構造探査等やサブテーマ2の地殻構造と整合する地下構造モデルを構築する。特に、関東平野と基盤速度、断層帯を境に変化する地下構造、相模湾からメガスラストに至る地下構造を把握することを目的とする。また、強震動予測において近年重要視されている非線形応答計算について、試算を行った後、面的展開できる手法を検討・開発し、高震度の強震動予測の高度化に資する。

(d) 3か年の年次実施業務の要約

1) 令和5年度：

断層帯を中心に、臨時強震観測を行い、地盤震動特性を把握した。また、サブテーマ1の反射法探査等やサブテーマ2の地殻構造と整合する地下構造モデル構築のため、資料収集を行った。特に、関東平野と基盤速度、断層帯を境に変化する地下構造、相模湾からメガスラストに至る地下構造を把握するための資料収集を重点的に行った。

2) 令和6年度：

断層帯周辺において臨時強震観測を引き続き行うと共に、微動観測を併用し、平坦地から丘陵地に至る地盤震動特性を定量化した。特に、関東平野の基盤速度、断層帯を境に変化する地下構造、相模湾からメガスラストに至る地下構造を把握した。また、強震動予測において近年重要視されている非線形応答計算について、断層帯周辺の既存強震観測点を対象に試算を行った。

3) 令和7年度：

断層帯を中心とする、臨時強震観測と微動観測を併用した地下構造モデルを構築する。また、高震度を対象に、非線形応答計算を面的展開できる手法を検討・開発し、サブテーマ3.2の強震動予測結果と比較すると共に、高震度の強震動予測の高度化に資する。

(2) 令和 6 年度の成果

(a) 業務の要約

断層帯を中心に、臨時強震観測点を 14 点設置し、複数の観測記録に基づき、地盤震動特性の把握を進めた。また、サブテーマ 1 の反射法探査等やサブテーマ 2 の地殻構造と整合する地下構造モデル構築のため、既存の微動アレイ探査を含め、必要となる情報収集を行った。また、強震動予測において必要となる非線形応答計算に向けて、既往の強震観測記録を用いた非線形特性の特性を試算した。これら一連の業務より、当該地域においては、地質区分を意識した強震動予測のための地下構造のモデル化が必要であることがわかった。

断層帯周辺において臨時強震観測を引き続き行うと共に、微動観測を併用し、平坦地から丘陵地に至る地盤震動特性を定量化した。特に、関東平野の基盤速度、断層帯を境に変化する地下構造、相模湾からメガスラストに至る地下構造を把握した。また、強震動予測において近年重要視されている非線形応答計算について、断層帯周辺の既存強震観測点を対象に試算を行った。

(b) 業務の成果

1) 臨時強震観測の継続

対象地域である三浦半島地域の地震動予測高度化のために、同地域での地盤震動特性を明らかにし、地盤をモデル化するための基礎的な資料を取得することを目的として、令和 5 年度に開始した強震動の臨時観測を継続した。図 1 には、本研究において設置した臨時強震観測点の位置を示している。また、三浦半島の概略の表層地質区分（三梨・矢崎，1968）も示されている。また、表 1 には、観測点の詳細がまとめられている。臨時強震観測は、2025 年 3 月末日現在で連続記録の取得を継続している。なお、バッテリーやメモリーカードの交換を 3 か月程度ごとに実施しているが、バッテリー電圧低下や機器不良などの理由で、一部の観測点では連続記録の取得が一時中断した期間もあった。

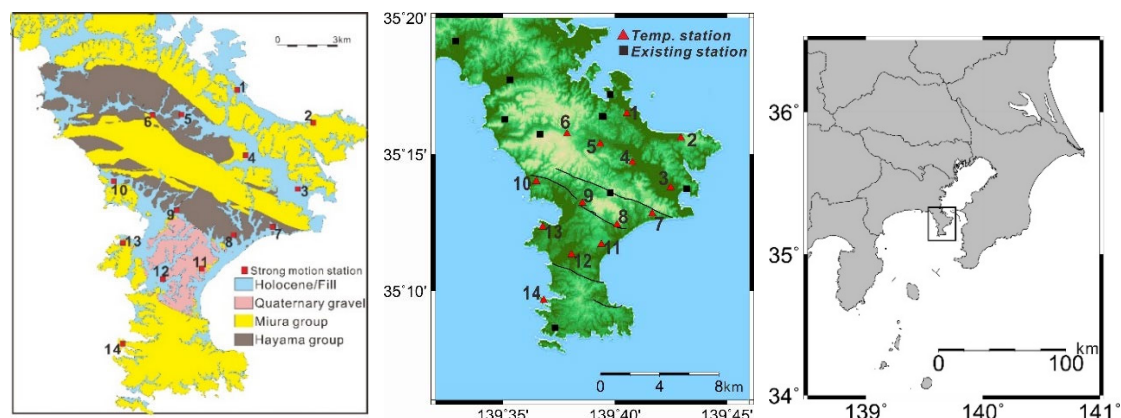


図 1 三浦半島における表層地質区分（三梨・矢崎，1968）、及び臨時強震観測点（▲）と既存の強震観測点（■）の位置。黒線は、主要な活断層を示す。

表 1 臨時強震観測点の位置と表層地質。

番号	観測点	所在地	緯度	経度	表層地質区分
1	田戸小学校	横須賀市	35.27497	139.67554	完新世
2	馬堀小学校	横須賀市	35.26005	139.71577	三浦層群
3	久里浜小学校	横須賀市	35.22968	139.70821	完新世
4	森崎小学校	横須賀市	35.24520	139.67961	三浦層群
5	城北小学校	横須賀市	35.25624	139.65584	完新世
6	あおぞら幼稚園	葉山町	35.26258	139.63119	葉山層群
7	野比東小学校	横須賀市	35.21383	139.69452	葉山層群
8	津久井小学校	横須賀市	35.20713	139.66831	葉山層群
9	富士見小学校	横須賀市	35.22027	139.64255	葉山層群
10	大楠小学校	横須賀市	35.23349	139.60827	完新世
11	旭小学校	三浦市	35.19502	139.65660	更新世(第四紀砂岩)
12	初声中学校	三浦市	35.18880	139.63447	更新世(第四紀砂岩)
13	長井小学校	横須賀市	35.20555	139.61291	三浦層群
14	東大三崎	三浦市	35.16101	139.61381	三浦層群

2) 地震観測記録の例

本研究の臨時強震観測によって、2024 年 12 月までに図 2 に示す地震の記録が得られている。これらは、Mj2.3 以上の 162 地震であり、目視によって P 波や S 波部分を十分に確認できる強震記録が得られている。得られた記録の例として、2024 年 10 月 14 日の東京湾の地震 (EQ1、深さ 71km、Mj4.5) と 2024 年 8 月 9 日の神奈川県西部の地震 (EQ2、深さ 13km、Mj5.3) の東西成分の加速度波形を図 3 に示す。また、図 3 には、最大加速度の値も示されている。EQ1 は、比較的深い地震であり、S 波初動部分が卓越している。観測点 12 以外では、三浦層群の観測点 (2、13、14) で S 波初動部の振幅が大きい。EQ2 は、関東地方西部の浅い地震であり、顕著な振幅を持つ後続位相も確認できる。この地震の記録でも、三浦層群の観測点で振幅が大きい。

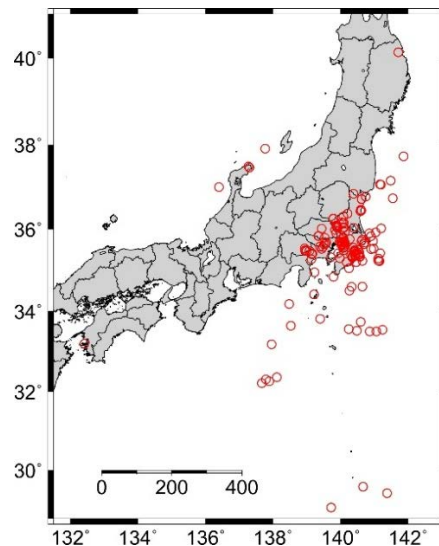


図 2 2024 年 12 月までに臨時強震観測点で地震記録が得られた地震の震央。

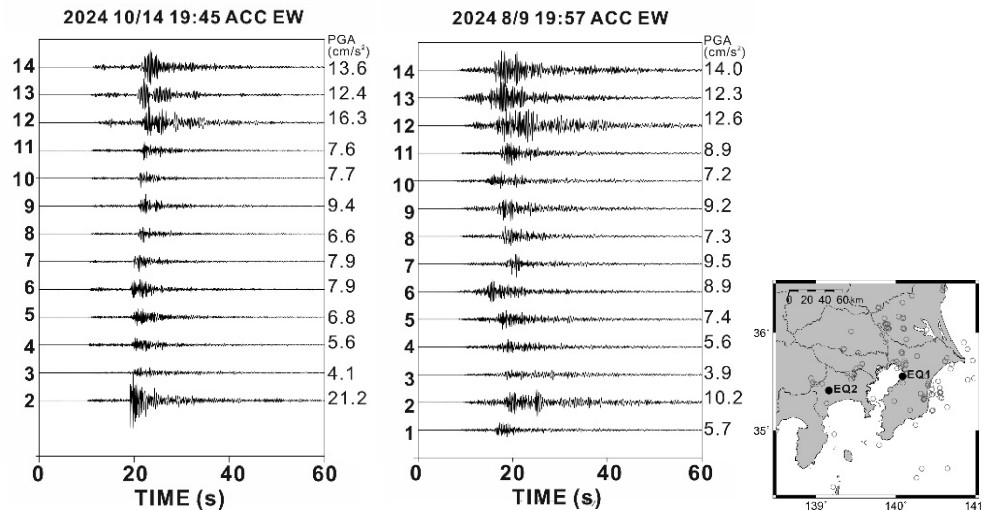


図3 臨時強震観測によって観測された加速度波形の例。波形の図面の左側はEQ1を示し、右側はEQ2を示す。

3) スペクトル分離解析

a) 使用したデータ

三浦半島地域での地盤震動特性を理解するために、上記の臨時観測で得られた強震記録を用いてスペクトル分離解析を行った。解析では、本臨時観測による記録に加えて、周辺の既存の強震観測点（K-NET、KiK-net 及び SK-net）での強震記録も用いることにした。安定した伝播経路の Q 値を得るためには、使用するデータの震源距離の範囲を広くする必要があると考えられるため、三浦半島地域だけでなく、南関東の既存の強震観測点も選ぶことにした。これらの強震観測点の位置を図4に示す。観測点の総数は173地点である。本臨時観測によって三浦半島における観測点密度が高くなっていることがわかる。

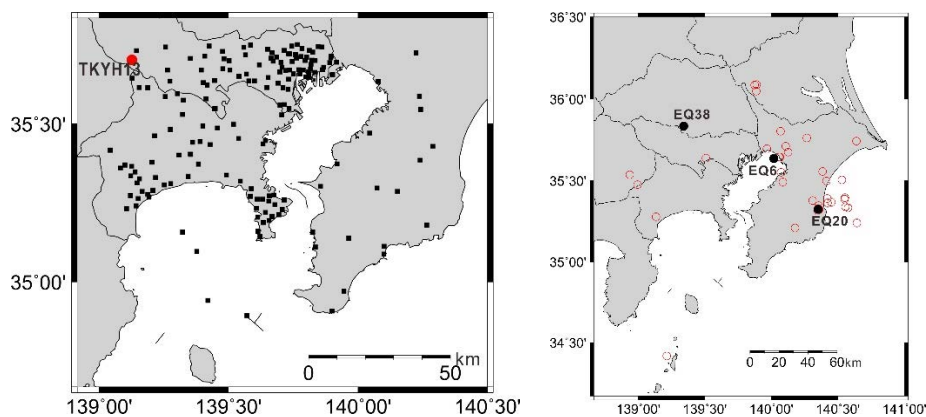


図4 スペクトル分離解析に用いた強震観測点（左）と地震の震央（右）。左図の赤丸は、スペクトル分離解析で基準点としたTKYH13の位置を示す。

データの均質性を確保するために、既設強震観測点での強震記録の選別に際しては、本臨時観測を実施している期間の強震記録のみを用いることにした。具体的に

は、2023 年 10 月から 2024 年 6 月までに発生した、深さ 100km より浅い地震を対象とした。これらの 39 個の地震の規模は、 $M_j 2.5 \sim 5.3$ であり、それらの震央を図 4 右に示す。これらの地震による強震記録のうち、各観測点までの震源距離が 120km 以内となるものを抽出した。その結果、強震記録の総数は、1345 個となった。これらの強震記録の S 波初動から 10.24 秒間のセグメントに対してフーリエスペクトルを計算し、水平 2 成分の相乗平均を行い、水平成分のフーリエスペクトルを得た。

b) 拘束条件

スペクトル分離解析では、各周波数で震源特性か地盤特性のうちのひとつを既知として設定する必要がある。ここでは、Miyakoshi et al. (2019) による関東平野でのスペクトル分離解析の結果を用いることにした。Miyakoshi et al. (2019) では、埼玉県の SITH10 (KiK-net 都幾川) での地表と地中のスペクトル比でチューニングされた S 波速度構造モデルに対する 1 次元 S 波理論増幅特性を拘束条件として、関東平野全域の強震記録のスペクトル分離解析から同地域の強震観測点の観測地盤特性を求めている。この基準点 SITH10 でチューニングされた地下構造モデルの最下層の S 波速度は 2500m/s であり、Miyakoshi et al. (2019) で得られた観測地盤特性は、この最下層よりも浅い地盤による影響であると理解されている。

ここでは、Miyakoshi et al. (2019) と本解析の両方で用いられている強震観測点のうちで、最も岩盤サイトに近い地点として、TKYH13 (KiK-net 檜原南) を基準点に選んだ (図 4 左)。この地点は、図 5 に示すように、深さ約 60m で S 波速度が 2500m/s となっている (NIED, 2019)。この地点において Miyakoshi et al. (2019) によって得られている観測地盤特性を既知の拘束条件とすることにした。図 5 には、Miyakoshi et al. (2019) による S 波の観測地盤特性が S 波速度構造モデルに基づく理論増幅特性と比較されている。理論値によって観測値が良く説明されており、観測地盤特性が妥当な拘束条件であると考えられる。なお、理論増幅特性の計算では、 $Q=V_s/5$ の一定値を仮定した。

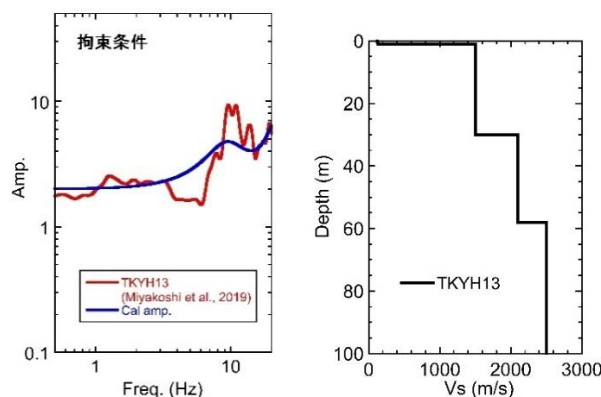


図 5 スペクトル分離解析の拘束条件に用いた TKYH13 の地盤特性 (Miyakoshi et al., 2019) (左) と NIED (2019) による KiK-net の地盤モデル (右)。

c) 結果

<伝播経路 Q 値>

図 6 と図 7 に、本研究で得られた伝播経路の Q 値と震源特性の例が示される。本研究の結果では、周波数 0.8Hz 以下の帯域で Q 値が不安定になっており、これが信頼できる結果の周波数の下限と考えられる。強震記録を選択した期間が短く、規模の小さい地震による記録が多く、低周波数帯域でのスペクトルの信頼性が低くなっていることが主要な原因であると考えられる。図 6 には、既往の研究 (Miyakoshi et al., 2019, 山中ほか, 1998) による Q 値も示している。本研究による Q 値は、既往の値に比べるとやや大きめになっている。本研究では、既往の研究に比べてやや深い地震による記録も用いており、それが Q 値の系統的な差異の原因であると考えられる。

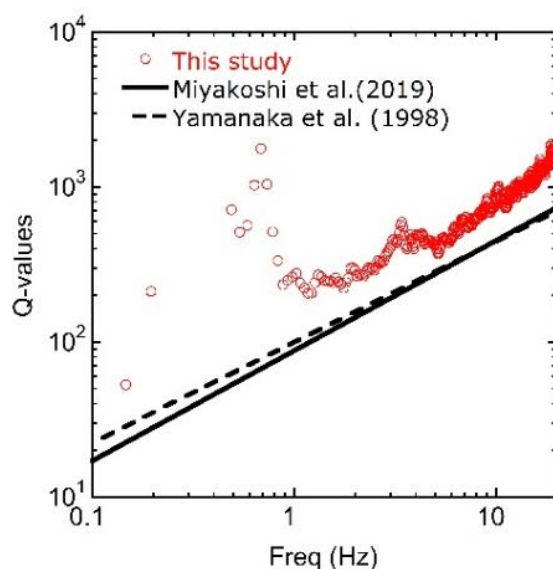


図 6 伝播経路の Q 値。赤丸は本研究による Q 値、実線と点線は、Miyakoshi et al. (2019) 及び山中ほか (1998) による Q 値を示す。

<震源スペクトル>

図 7 には、図 4 右に示した 3 つの地震の震源特性の例が示される。地震の規模が小さくなると、低周波数の震源スペクトル振幅が小さくなっている。コーナー周波数と考えられる周波数から 10Hz 程度までは周波数の 2 乗の傾きでスペクトル振幅が減少しているが、10Hz 以上の周波数帯域では、振幅の減少の傾きがより急になっている。そこで、周波数 0.8~10Hz の観測震源スペクトルが ω^2 乗モデルの理論震源スペクトルと合うように、コーナー周波数と地震モーメントを最小二乗法によって決めた。図 7 に示す 3 地震の例をみると、0.8Hz から 10Hz 程度までの周波数帯域では観測と理論の震源スペクトルはよく一致している。図 8 左に示すように、コーナー周波数と地震モーメントの関係はばらつくが、相似則に従っている。また、一部の地震に対しては F-net によって地震モーメントが求められている。それらと本研究による地震モーメントの比較が図 8 右に示される。地震モーメントが大きく

なると、両者の差が顕著になっており、震源スペクトルが得られている周波数の下限が 0.8Hz であることが原因であると考えられる。

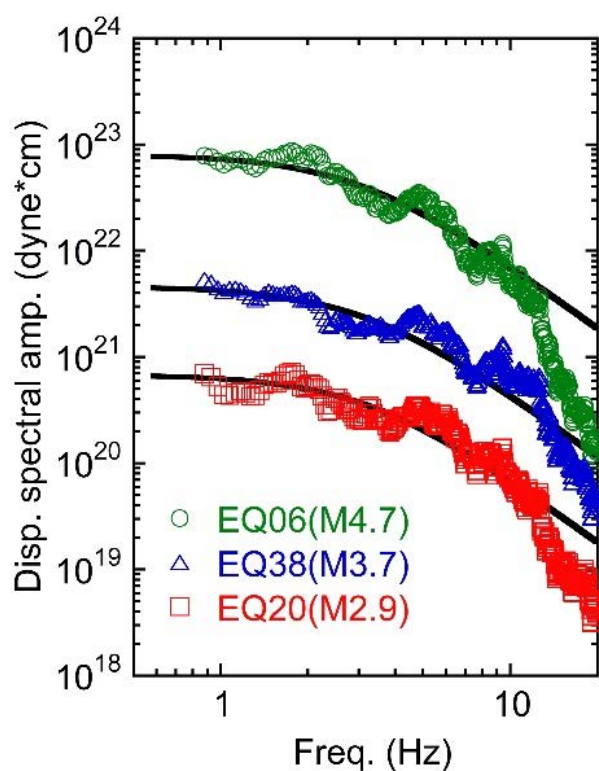


図7 震源特性の例。○、△、□は観測震源スペクトルを、実線は ω^2 乗モデルによる理論震源スペクトルを示す。

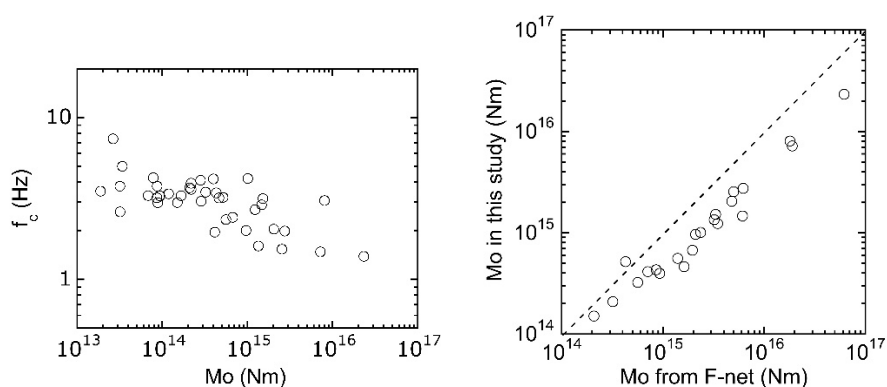


図8 スペクトル分離解析による震源パラメータ。

左図はコーナー周波数と地震モーメントの関係、右は地震モーメントの比較を示す。

<地盤特性>

地盤特性は、図4のすべての強震観測点で得られているが、本報告では三浦半島地域の強震観測点に着目して結果を説明する。まず、Miyakoshi et al. (2019)で地盤特性が評価されている3つの既設強震観測点（K-NET 横須賀、K-NET 三崎、

KiK-net 葉山) の増幅特性を図 9 に示す。これらの 3 地点での本研究と Miyakoshi et al. (2019) による地盤特性はよく一致しており、本研究において問題なく地盤特性が評価できていると考えられる。なお、両者では、地盤増幅倍率の周波数に対する変動が異なっている。これは、主に強震記録のスペクトル計算における平滑化などの違いによるものであると考えられる。

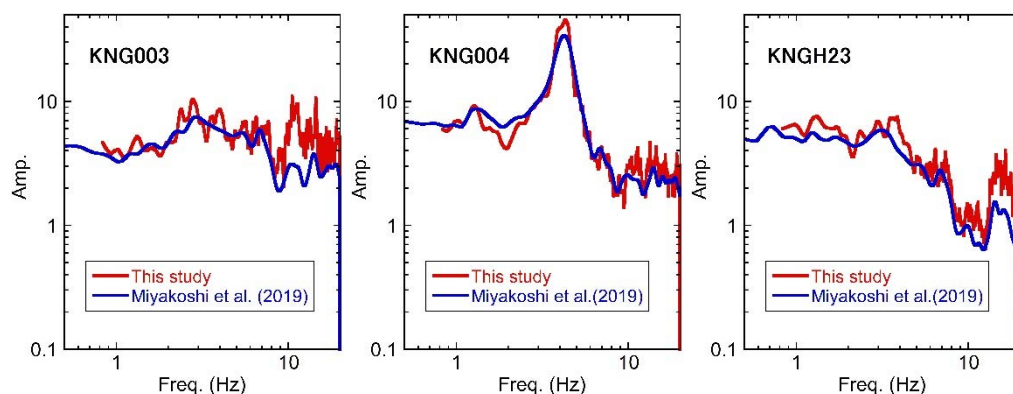


図 9 本研究と Miyakoshi et al. (2019) による KNG003 (K-NET 横須賀) (左)、KNG004 (K-NET 三崎) (中)、KNGH23 (KiK-net 葉山) (右) に対する地盤特性の比較。

本臨時強震観測点を含めた三浦半島地域の観測点に対する地盤特性を図 10 に示す。完新世の観測点では、周波数 4Hz 以下の帯域で振幅が一定値となり、KNG003 を除いて 4Hz 以上の周波数帯域で振幅が減少している。この主な原因は、地盤内の地震波の減衰効果であると考えられる。第三紀の三浦層群に属する多くの観測点の地盤特性では、2~5Hz の周波数帯域に顕著なピークが認められる。また、ピーク周波数よりも高周波数でのスペクトルは、完新世の観測点のように大きく減少していない。この地域で最も古い表層地質である葉山層群の観測点では、完新世の地盤特性と類似している。第四紀砂岩に分類されるグループでは、観測点 11 は完新世の地盤特性に似ており、観測点 12 は三浦層群の観測点のように顕著なピークを持っている。このように、第三紀の三浦層群上の地点が、より新しい地質年代である完新世上の地点よりも大きい地盤増幅効果を持っており、この地域での表層地質と増幅特性の関係を考える際には注意が必要である。なお、三浦層群の観測点である観測点 14 (本研究) と EKO. ABR (東京大学地震研究所油壺強震観測点) は、同じ敷地内にある観測点であり、地盤特性の特徴はほぼ同じである。

上述のように、本臨時強震観測では、強震計の出力を連続して記録している。そこで、得られている連続記録の微動部分を用いて、微動の水平上下スペクトル比 (以下、H/V) を評価した。具体的には、2024 年 6 月 1 日 0 時から 327.68 秒の区間の微動波形のフーリエスペクトルを算出し、H/V を求めた。その結果を図 11 に示す。微動の H/V のピーク周波数やその形状は、スペクトル分離解析の結果による地盤特性と類似しており、これらは地盤特性を反映したピークであることが確認できる。しかし、両者の縦軸であるスペクトル比と増幅倍率の絶対値には、差異がある。これは、スペクトル分離解析による増幅倍率の基準となる地層が地震基盤相当であ

ることに対して、微動 H/V はその値の基準となる地層が明確でないことの違いによって考えられる。また、微動 H/V の値そのものは、地盤増幅倍率と必ずしも一致するものではないことも両者の差異に原因であると考えられる。

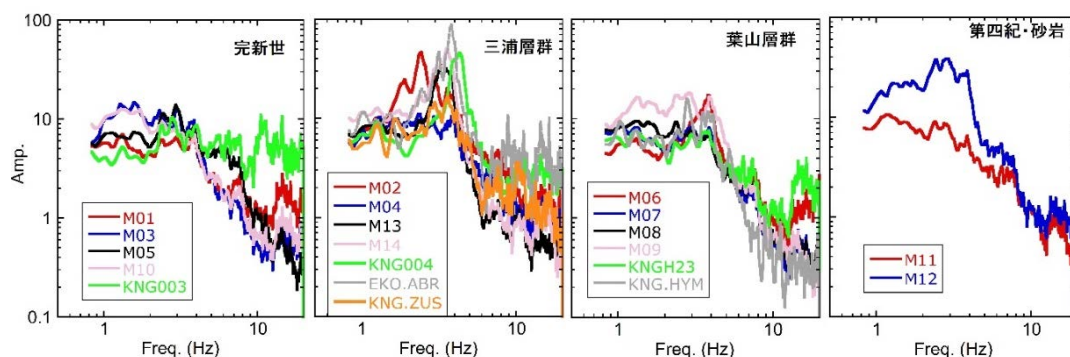


図 10 三浦半島地域の主要な地質区分毎の強震観測点の地盤特性。

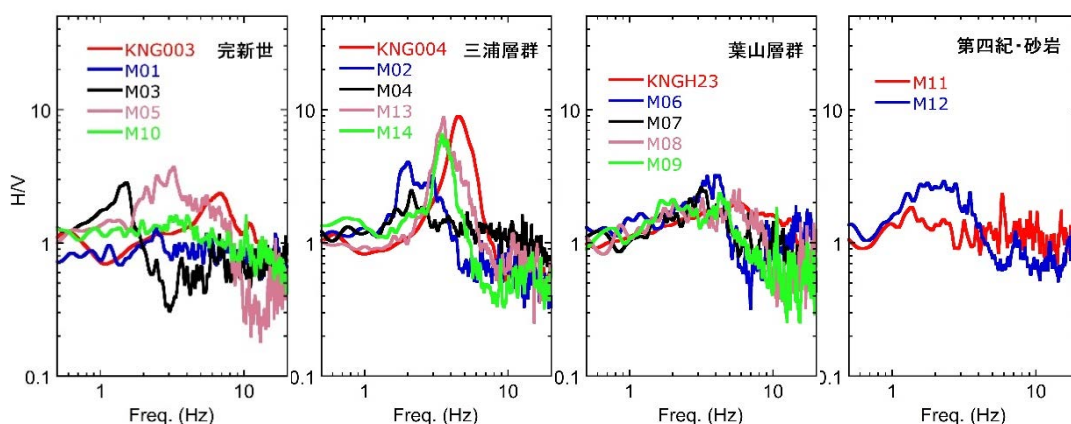


図 11 臨時強震観測点での強震計による微動部分の記録に対する H/V。

4) 浅部・深部統合地盤構造モデルの地盤増幅特性

対象地域を含めた関東地方では、浅部・深部統合地盤構造モデルが構築されている。この 3 次元 S 波速度構造モデルから、図 10 に示すような強震観測点直下の 1 次元 S 波速度構造モデルを抜き出し、1 次元 S 波増幅特性を計算した。1 次元モデルは、図 12 左に示す通りであり、深さ 20m 程度までの浅部地盤モデルについては、各地点で多様な S 波速度分布を持っており、複雑な層構成の地点もある。一方、約 30 m よりも深い深部地盤モデルは、すべての地点で同じ S 波速度を有する地層から成り、その深度が各地点で異なっている。モデルの最下層は、S 波速度 3.2km/s の地震基盤となっている。1 次元理論増幅特性が図 12 右にまとめられている。計算に際しては、Q 値が $V_s(m/s)/5$ で一定であると仮定した。

各地点の理論増幅特性には観測増幅特性にみられるような観測点間の大きな差異は認められず、1 Hz 以下の卓越周波数が若干異なる程度である。また、完新世の理論増幅特性では、観測結果に認められた高周波数での振幅の減少が生じておらず、Q 値の設定にも課題があると考えられる。この特徴は、他の表層地質区分の多くの地

点でも同様である。また、三浦層群に属する観測点の多くの地盤特性で認められた 2～5Hz のピークも計算結果には認められない。このように、現状の浅部・深部統合地盤構造モデルによって、観測増幅特性の特徴を十分に説明できず、この地域の地盤構造モデルを再検討する必要を示唆している。

浅部・深部統合地盤構造モデルは、複数の地層から構成されており、それらが地盤増幅特性に及ぼす影響を検討した。検討の例として、図 13 左に示す臨時強震観測点 03 と 14 の地盤構造モデルを選んだ。そして、これらの地盤構造モデルから計算に用いる最下層を徐々に変えたモデルに対する理論増幅特性を計算した。その結果が図 13 の右側の 2 つの図に示されている。3 Hz 以下の低周波数帯域では、S 波速度 900m/s 以上の深部地盤の影響が大きいことがわかる。浅部地盤の影響は、4～5Hz 以上の高周波数帯域の地盤特性に限定されることがわかる。したがって、上述の地盤増幅特性にみられる顕著なピークの差異を解消するためには、深部地盤のモデル化が重要になると考えられる。

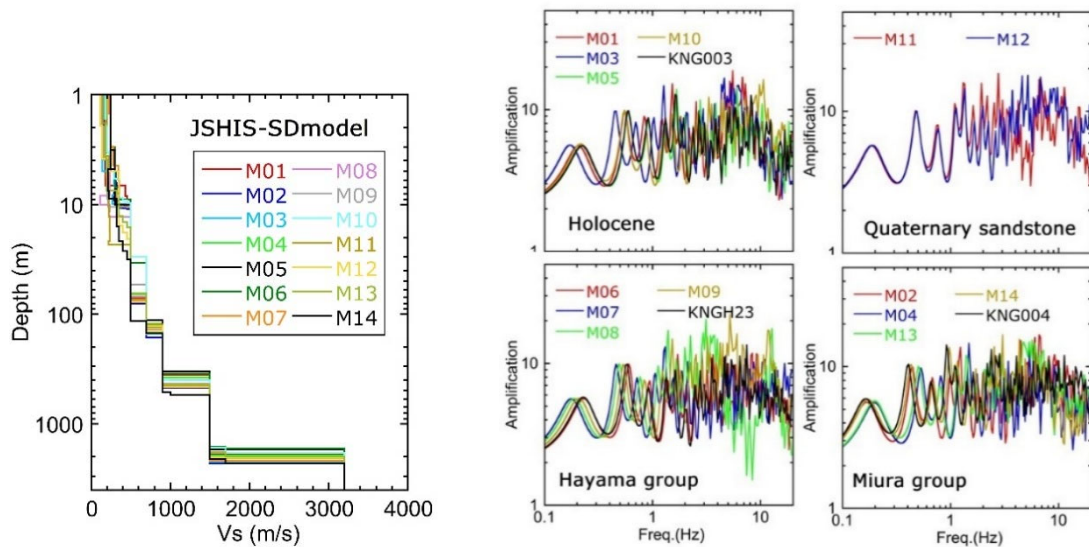


図 12 J-SHIS の浅部・深部統合地盤構造モデルとその 1 次元理論増幅特性。

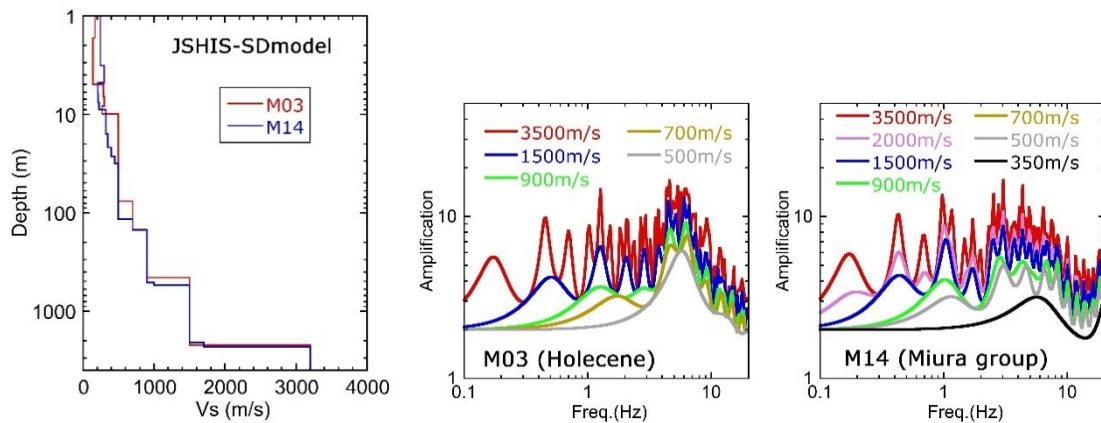


図 13 臨時強震時観測点 03 と 14 での地盤増幅特性に及ぼす各地層の影響。

5) 微動観測

a) 微動のアレイ観測と解析方法

臨時強震観測点での S 波速度構造モデルを推定するために、微動アレイ観測を実施した。各地点では、広い周波数帯域でのレイリー波位相速度を得るために異なるサイズのアレイ観測を実施した。具体的には、表 2 に示すように浅部地盤を対象としたサイズの小さいアレイでの観測（2024 年 9～10 月）と深部地盤を対象としたサイズの大きいアレイでの観測（2025 年 3 月）を 2 つの時期を分けて実施した。ここでは、浅部地盤を対象にした微動アレイ観測の結果を説明する。なお、深部地盤を対象としたサイズの大きいアレイでの微動観測の解析については、2025 年度に実施する予定である。

浅部地盤を対象として観測では、7 台の速度計を用いて、臨時強震観測点の位置を中心とした二重三角形アレイを展開して微動の上下成分を計測した。多くの地点において三角形アレイの 1 辺長さを 1 から 32m の範囲で変えて複数回の微動計測を行った。なお、観測点 13、14 では、1 辺長が 100m 以上のアレイでの観測も同時期に実施した。2025 年 3 月に実施した深部地盤を対象とした微動アレイ観測では、主に三角形アレイの 1 辺の長さを 70～500m としたアレイを展開した。観測は早朝や夜間の時間帯で 0.5～3 時間の微動の上下成分の記録を取得した。観測の様子を図 14 に示す。

微動の上下成分のアレイ記録の解析では、まず、アレイ記録をパルス的な人工的ノイズの少ない 40.48 もしくは 80.96 秒間のセグメントに分割した。それぞれのセグメントに SPAC 法（岡田ほか，1990）を適用して SPAC 係数を求めた。次に、各セグメントの SPAC 係数を平均した結果からレイリー波の位相速度を得た。位相速度の逆解析では、ハイブリッド法（山中，2007）を用いて基本モードのレイリー波の位相速度と観測位相速度の誤差の二乗和を最小にするように 1 次元 S 波速度構造モデルを推定した。逆解析では、上述の J-SHIS の浅部・深部統合地盤構造モデルを参考にして、S 波速度 1km/s 程度を有する地層までの S 波速度と厚さを推定した。図 12 に示すように、浅部地盤モデルが多様であり、それを踏まえてモデルの層数を各地点で 5～7 層と仮定した。また、浅部・深部統合地盤構造モデルの深部地盤の S 波速度の値は、各地点で類似していることから、それらに基づいて S 波速度の探索範囲を狭くして、厚さの探索範囲を広く設定した。さらに、密度は、J-SHIS による値を仮定し、P 波速度は、S 波速度との経験式（狐崎ほか，1990）から求めた。

b) アレイ記録の解析結果

浅部地盤を対象とした微動アレイ観測によって得られたレイリー波の位相速度を図 15 に示す。全点で 500m/s 以上の位相速度を得ることができ、浅部地盤のモデル化には十分であると考えられる。位相速度は、周波数 2～5 Hz 以下で 400m/s 以上の大きい値となる。完新世に属する観測点 03、05、10 で 3Hz 以上で 400m/s 以下の位相速度となっている。三浦層群や葉山層群に属する観測点では、より高い周波数で位相速度が 400m/s 以下となり、低速度の表層が薄いと考えられる。

位相速度の逆解析の例として、観測点 03、09、13 での結果を図 16 に示す。逆解析

によって観測位相速度を十分に説明できる S 波速度構造モデルが推定できている。図には、上述の浅部・深部統合地盤構造モデルとの比較も示されている。観測点 03 では、浅部・深部統合地盤モデルに対する理論位相速度は観測値と大きく異なり、逆解析による S 波速度構造モデルの差も大きい。一方、観測点 09 や 13 では、浅部・深部統合地盤構造モデルに対する理論位相速度は、観測値と類似しており、逆解析モデルとの差も小さい。逆解析によって得られる全地点の S 波速度構造モデルを図 17 に示す。完新世の観測点 03、05、10 では S 波速度 1000m/s までの深さは深い。一方、この層までの深さは三浦層群及び葉山層群に属する地点でやや浅くなっている。また、S 波速度 400m/s 程度の工学的基盤の深さは、三浦層群及び葉山層群に属する地点の多くで 10m 程度と浅くなっている。

地表から深さ 30m 平均 S 波速度（以下 V_{s30} ）によって微動アレイ観測によって得られた S 波速度構造モデルと J-SHIS の浅部・深部統合地盤構造モデルを比較する。図 18 に示すように、J-SHIS のモデルの V_{s30} は、ほとんどの地点で微動観測の結果よりも大きくなっており、浅部地盤での増幅の評価に無視できない影響があると考えられる。

c) 微動の単点観測

対象地域での地盤構造の空間的な変化を明らかにすることを目的として、微動の単点観測を実施した。観測は、4 つの測線にほぼ等間隔に高感度の速度計（3 成分）を設置し、30 分程度の観測を実施した。図 19 に示すように、対象地域をほぼ南北方向に通る主測線では約 1 km 間隔で 13 地点、3 つの副測線では約 100m 間隔で 7 もしくは 8 地点で観測が行われた（図 20）。微動記録の解析では、微動記録を 163.84 秒の区間に分割し、パルス的なノイズの少ない区間を選んで、フーリエスペクトルを計算した。各区間の水平二成分の相乗平均を計算し、水平上下スペクトル比（以下 H/V ）を得た。最後に、すべての区間の H/V を平均した。

主測線の観測点で得られた微動の H/V を図 21 に示す。多くの地点の H/V には、1～5 Hz にピークが認められる。主測線と副測線 a と b で得られた H/V を図 22 に示す。1～5 Hz のピークは 1km 程度の間隔では空間的に連続して認められわけではなく、この周波数帯域のピークに関係する地下構造の複雑さを示唆している。副測線 a がある区間では、2～10Hz の周波数帯域でピーク周波数に顕著な変動が認められる。一方、副測線 b の区間では、明瞭なピークが存在していない。2 つの副測線での H/V の空間的变化を拡大した結果が図 23 も示されている。副測線 a では、武山断層帯付近を境にしてピーク周波数が南側に向かって 2.5Hz から 8Hz へと高くなっている。副測線 b では、前述のように卓越したピークがなく、S 波速度コントラストの高い地層境界が存在していないと考えられる。

表 2 微動アレイ観測でのアレイサイズ

地点	アレイサイズ（三角形アレイの1辺長さ）	
	2024 年 9～10 月	2025 年 3 月
01	1-2, 4-8, 16-32m	70-140, 250-500m
02	1-2, 4-8, 16-33m	70-140, 250-500, 1000-2000m
03	1-2, 4-8, 22-44m	70-140, 250-500m
04	1-2, 4-8, 16-32m	70-140, 250-500m
05	1-2, 4-8, 16-33m	70-140, 250-500, 1000-2000m
06	1-2, 4-8, 15m	20, 60, 120m
07	1-2, 4-8, 16-32m	70-140, 250-500m
08	1-2, 4-8, 16-33m	70-140, 250-500m
09	1-2, 4-8, 16-34m	70-140, 250-500m
10	1-2, 4-8, 16-35m	70-140, 250-500m
11	1-2, 4-8, 16-32, 55-110m	250-500m
12	1-2, 4-8, 16-32m	70-140, 250-500, 1000-2000m
13	1-2, 4-8, 16-32m	70-140, 250-500m
14	2-4, 8-16, 40-80m	250-500m

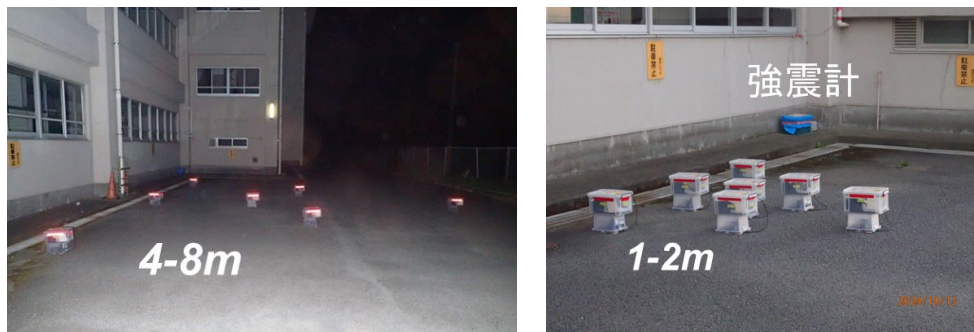


図 14 臨時強震観測点 M13 での微動アレイ観測の様子。

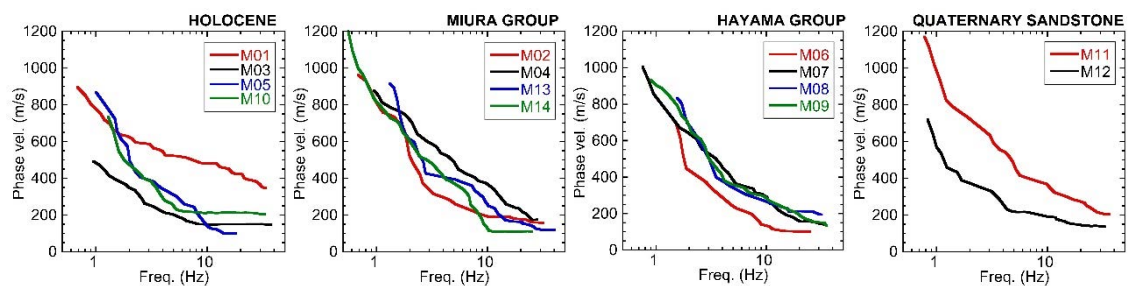


図 15 微動アレイ観測で得られた観測レイリー波位相速度。

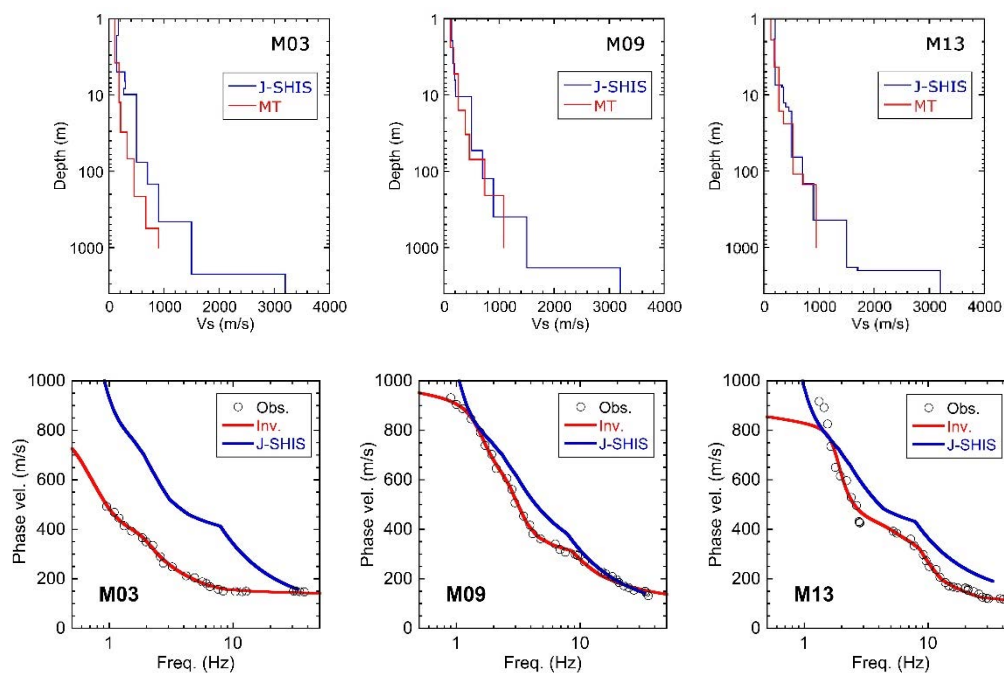


図 16 臨時強震観測点での位相速度の逆解析の例。

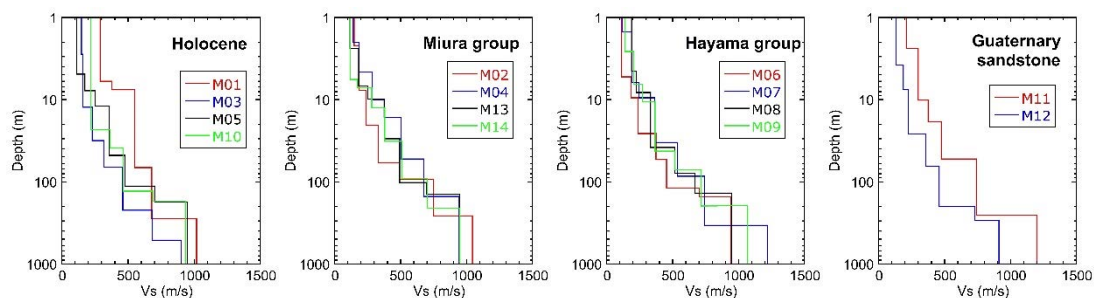


図 17 位相速度の逆解析による S 波速度構造モデル。

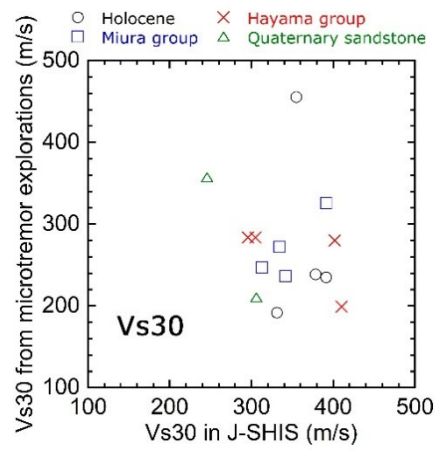


図 18 深さ 30m までの平均 S 波速度の比較。

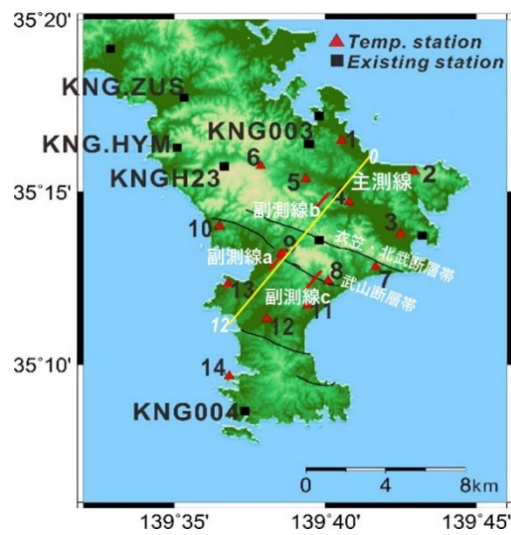


図 19 微動単点観測の測線。



図 20 単点微動観測の様子。

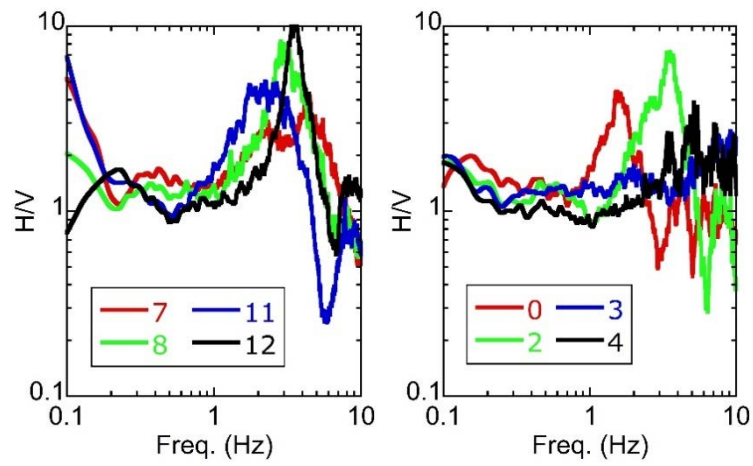


図 21 主測線での微動の水平上下スペクトル比の例。

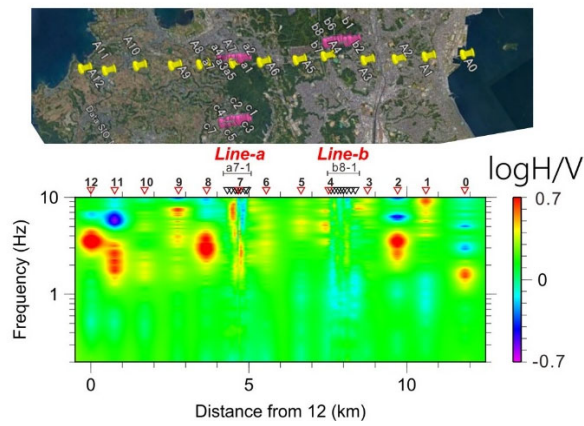


図 22 主測線と副測線 a、b での微動の水平上下スペクトル比。

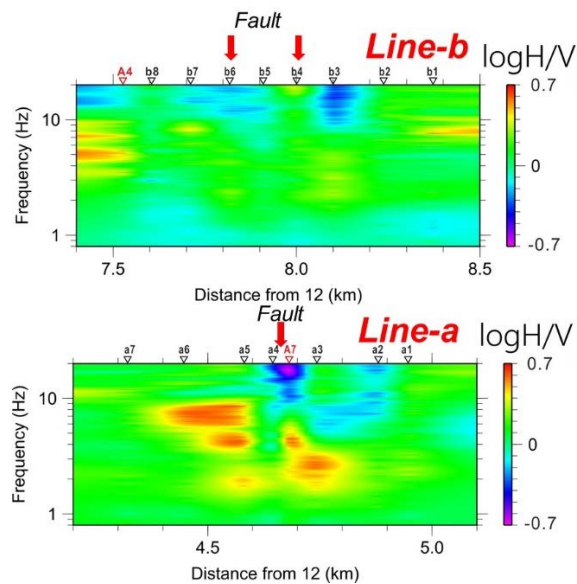


図 23 副測線 a（下）と b（上）での微動の水平上下スペクトル比。

6) まとめ

三浦半島断層群周辺地域の地盤震動特性を理解することを目的として、同地域の14地点において2023年9月より開始した臨時強震観測を継続して強震記録を蓄積した。本臨時観測と既存の強震観測点で得られている強震記録のスペクトル分離解析によって、0.8~20Hzの周波数帯域での震源特性、伝播経路Q値、地盤特性に関する初期的な評価結果を得た。

震源特性と伝播経路Q値は、既往の研究結果と同様の特徴であった。三浦半島地域の第四紀の観測点の地盤特性には、上記の周波数帯域で明瞭なピークは認められなかった。しかし、第三紀の三浦層群の観測点の地盤特性には明瞭で大きなピークが認められ、第四紀の観測点より大きな増幅効果を示すことがわかった。これらの地盤増幅特性は、観測点直下の既存の浅部・深部統合地盤構造モデルによって十分に説明できない地点もあることを明らかにした。臨時強震観測点で微動アレイ観測を実施し、深さ100m程度までの主に浅部地盤の1次元S波速度構造モデルを明らかにした。得られ地盤モデルは、J-SHISの浅部・深部統合地盤構造モデルと異なる地点もあり、同モデルを見直す必要の可能性を指摘した。また、活断層帯を横切る測線で単点微動観測を実施し、武山断層帯近傍でH/Vスペクトルの空間的分布に顕著な変化が認められ、断層付近での地盤構造の変化の可能性を示した。

(c) 結論並びに今後の課題

対象断層帯を含む三浦半島周辺の地下構造モデル化を目指し、臨時強震観測を継続すると共に、臨時強震観測点付近及びサブテーマ1の探査測線付近において微動探査を行った。地質区分に応じた地震動特性に加え、断層近傍における特異な地震動特性も一部確認された。

今後は、最終年度に向けて、他のサブテーマから得られる知見を取り込んで地下構造モデルを構築することが重要である。特に、浅部地盤や深部地下構造からプレート形状を考慮した地殻構造までを総合的に検討することが必要となる。

(d) 謝辞

強震観測では、横須賀市、三浦市、葉山町の学校などの協力を頂いた。本研究の機材の一部は、東京大学地震研究所共同利用(2024-F2-11)を利用した。

(e) 引用文献

- 狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川猛・堀家正則・斎藤徳美・黒田徹・山根一修・奥住宏一，地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定，自然災害科学，9-3，1-17，1990.
- 三梨昂・矢崎清貫，三浦半島2.5万地質図，層序断面図，地質調査所，1968.
- Miyakoshi, H., Tsuno, S., Yamanaka, H., Chimoto, K., Investigation on site amplification factors of S- and P-waves from spectral inversions in the Tokyo Metropolitan area, Japan -For application to earthquake

early warning-, Journal of Seismology, 23, 561-578,
<https://doi.org/10.1007/s10950-019-09823-4>, 2019.

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience,
NIED K-NET, KiK-net, National Research Institute for Earth Science and
Disaster Resilience, <https://doi.org/10.17598/NIED.0004>, 2019.

岡田廣・松島健・森谷武男・笹谷努, 広域・深層地盤探査のための長周期微動探査法,
物理探査, 43, 402-417, 1990.

山中浩明・中丸明子・栗田勝実・瀬尾和大, 表層の地盤特性を拘束条件にした S 波ス
ペクトルのインバージョンによるサイト特性の評価, 地震 2, 51, 193-202, 1998.

山中浩明, ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析, 物理探査,
60, 265-275, 2007.