

ポスター会場（3日目） | 一般セッション：S16. 地盤構造・地盤震動

2020年10月31日(土) 16:00～17:30 | 会場

S16P

16:00～17:30

[S16P-01] 隣接地点間の地震動の空間変動に影響を与える表層地盤深さの推定

○徳光亮¹、山本 優¹、内山 泰生¹、大野 晋² (1.大成建設、2.東北大学)

16:00～17:30

[S16P-02] 鹿児島県の島嶼部の地震動を概観する－鹿児島県震度計データから－

○山田 伸之¹、浅野 公之²、岩田 知孝² (1.高知大学理工、2.京都大学防災研)

16:00～17:30

[S16P-03] 3次元CMT解を用いた関東地方における長周期地震動シミュレーションの試み

○武村 俊介¹、吉本 和生²、汐見 勝彦³ (1.東京大学地震研究所、2.横浜市立大学、3.防災科学技術研究所)

16:00～17:30

[S16P-04] 南海トラフ沿いで発生するプレート境界地震の震源位置が大阪湾沿岸部の長周期地震動に与える影響

○小口 智弘¹、永野 正行² (1.東京理科大学大学院、2.東京理科大学)

16:00～17:30

[S16P-05] 木津川低地周辺での微動アレイ探査による地盤構造調査

○浅野 公之¹、吉見 雅行²、岩田 知孝¹、上林 宏敏³、大堀 道広⁴、関口 春子¹、二宮 啓²、野口 竜也⁵ (1.京都大学防災研究所、2.産業技術総合研究所活断層・火山研究部門、3.京都大学複合原子力科学研究所、4.福井大学附属国際原子力工学研究所、5.鳥取大学工学部)

16:00～17:30

[S16P-06] 奈良盆地東部における微動アレイ探査

○吉見 雅行¹、浅野 公之²、岩田 知孝²、二宮 啓¹、杉山 長志 (1.産業技術総合研究所活断層・火山研究部門、2.京都大学防災研究所)

16:00～17:30

[S16P-07] 微動探査を用いた地すべり地帯における地盤震動特性の把握 -北海道紋別郡遠軽町生田原の事例-

○西村 武¹、野口 竜也²、小野 祐輔²、河野 勝宣² (1.鳥取大学大学院 工学研究科 博士後期課程 社会基盤工学専攻、2.鳥取大学大学院 工学研究科)

16:00～17:30

[S16P-08] S波反射法地震探査および常時微動を用いた1943年鳥取地震で出現した鹿野断層近傍の地盤構造

○香川 敬生¹、野口 竜也¹、山田 浩二²、竹本 哲也² (1.鳥取大学工学部、2.(株)阪神コンサルタンツ)

16:00～17:30

[S16P-09] 鳥取県中部における重力基盤構造の推定

○野口 竜也¹、西村 武¹、香川 敬生¹ (1.鳥取大学工学部)

隣接地点間の地震動の空間変動に影響を与える表層地盤深さの推定 Estimation of Subsurface Soil Depth Affecting Spatial Variation of Ground Motion between Adjacent Points

*徳光 亮一¹、山本 優¹、内山 泰生¹、大野 晋²

*Ryoichi Tokumitsu¹, Yu Yamamoto¹, Yasuo Uchiyama¹, Susumu Ohno²

1. 大成建設、2. 東北大学

1. Taisei Corp., 2. Tohoku Univ.

1. はじめに

表層地盤の不均質性に伴う地震動の空間変動には、建物への入力地震動の低減効果が期待される。耐震設計において地震動の空間変動特性の影響を考慮し、建物の地震応答の精度向上を図るためには、表層地盤の不均質パラメータを明確にするとともに、設計において地震動の空間変動の影響を適切に評価するためにモデル化すべき地盤深さを把握することが重要である。

本検討では不均質地盤モデルによる地震動シミュレーションから得られた隣接地点間における応答波形を解析対象とし、Ritter et al.(1998)¹⁾に基づき、地盤の平均S波速度および平均S波速度に対する変動係数、相関距離をパラメータとして、隣接地点間における地震動の空間変動に影響を与える表層地盤の深さを推定する。

2. 地震動の空間変動と地盤の不均質パラメータとの関係

Ritter et al.(1998)¹⁾は地震動の空間変動 $\varepsilon(f)$ を散乱係数および伝播距離との関係式で示すとともに、Shapiro et al.(1993)²⁾の散乱係数と地盤の不均質性の相関関数との関係式に基づき、 $\varepsilon(f)$ を地盤の不均質パラメータとの関係式で表現している。例えば地盤の不均質パターンがガウス型に従う場合、(1)式で表現される。

$$\ln(\langle \varepsilon(f)^2 \rangle + 1) = (4\pi^{2.5} \cdot (\sigma^2 a) \cdot L \cdot f^2) / c^2 = \gamma \cdot f^2 \dots \dots (1)$$

ここで左辺の $\langle \varepsilon(f)^2 \rangle$ のうち、 $\langle \rangle$ は平均を示す。右辺の σ は不均質地盤における地盤物性の変動係数、 a は相関距離、 L は地盤中の地震波の伝播距離すなわち地盤深さ、 f は周波数、 c は地盤の平均伝播速度を示す。(1)式は地震動の空間変動 $\langle \varepsilon(f)^2 \rangle$ は係数を γ とする f の2次関数で表現されることを示しているとともに、地盤調査により σ 、 a 、 c を把握できた場合、観測記録より $\langle \varepsilon(f)^2 \rangle$ が求まれば、 L すなわち $\langle \varepsilon(f)^2 \rangle$ に影響を与える地盤深さを推定できることを示している。なお、(1)式は地震動の散乱の程度が強くない範囲において有効であるとしている。

3. 不均質地盤モデルを用いた地震動シミュレーション

解析に使用した不均質地盤モデルの例を図1に示す。本検討では2次元のFEMモデルを使用した。モデルのサイズは水平方向を500m、深さ方向を200mとし、メッシュサイズは1m×1mとした。地盤の平均S波速度は300m/sとし、ガウス型の自己相関関数に従うようにS波速度を変動させ、相関距離は等方的に10m、変動係数は15%とした。また、本検討では初期乱数を変化させることにより、10パターンの地盤モデルを作成した。なお、地盤の内部減衰は0.5%とした。入力地震動はインパルス的な地震動を与えるため、加振時間0.02秒の三角型関数を地盤モデルの底面よりSH方向に平面入射した。応答波は図1に示すとおり、モデル両端から150mの範囲を除く幅200mの地表面の領域において、1.0m間隔で抽出した。抽出時間は地震動の入力直後より約10秒間とした。また(1)式の $\varepsilon(f)^2$ はRitter et al.(1998)¹⁾を参考に、隣接する2観測点より抽出した時刻歴波形の振幅を平均した波形と、もとの波形から平均した波形の差分の波形のパワースペクトル比で定義した。

4. 空間変動に影響を与える表層地盤深さ

10種類の不均質地盤モデルより抽出したすべての応答波を対象に、離間距離が

5m、10m、15m、30m、60mとなる2観測点の $\ln(\langle \varepsilon(f)^2 \rangle)$ と f との関係を図2に示す。Ritter et al.(1998)¹⁾は

$\ln(\langle \varepsilon(f)^2 \rangle)$ が0未満の範囲は散乱が強くないとしていることから、本検討では観測点間の離間距離ごとに、 $\ln(\langle \varepsilon(f)^2 \rangle)$ が0未満の周波数帯を解析対象とした。図2に基づき $\ln(\langle \varepsilon(f)^2 \rangle + 1)$ と f との関係を描いた結果を図3に示す。また解析対象の周波数帯において回帰分析し、 $\ln(\langle \varepsilon(f)^2 \rangle + 1)$ を f の2次関数で表現した結果を図3に点線で示す。回帰係数により求めた回帰係数を(1)式の γ に代入し、 $\sigma^2 a$ と L との関係を描いた結果を図4に示す。図4には本検討で使用した不均質地盤モデルの $\sigma^2 a$ に相当する値を黒の点線で示す。 $\sigma^2 a$ および L との関係の線と不均質地盤モデルの $\sigma^2 a$ に相当する黒の点線との交点が地震動の空間変動に影響を与える地盤深さ L に相当する。図4に基づき、観測点間の離間距離と地震動の空間変動に影響を与える地盤深さ L との関係を描いた結果を図5に示す。観測点間の離間距離が大きくなるほど L も深くなるが、離間距離が30m以上になると、 L が大きく変化しなくなる傾向が見られる。

参考文献

- 1) Ritter et al.(1998): Geophys. J. Int., 134, pp.187-198
- 2) Shapiro et al.(1993): Geophys. J. Int., 114, pp.373-391

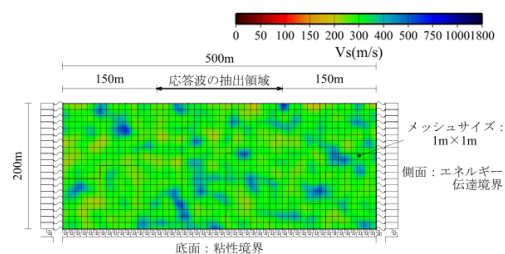


図 1 不均質地盤モデルの例

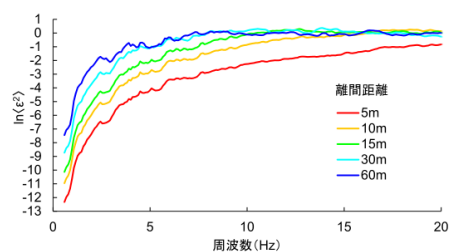


図 2 $\ln\langle \varepsilon(f)^2 \rangle$ と f との関係

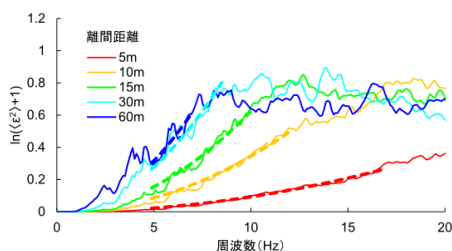


図 3 $\ln\langle \varepsilon(f)^2 \rangle + 1$ と f との関係

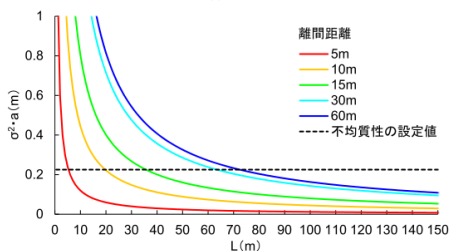


図 4 $\langle \varepsilon(f)^2 \rangle$ に影響を与える地盤深さ

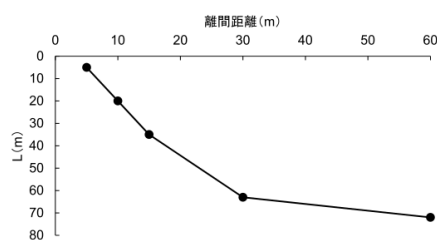


図 5 離間距離と $\langle \varepsilon(f)^2 \rangle$ に影響を与える地盤深さとの関係

鹿児島県の島嶼部の地震動を概観する－鹿児島県震度計データから－ Overview of ground motions on the islands of Kagoshima, Japan -Using seismograph data of Kagoshima Prefecture-

*山田 伸之¹、浅野 公之²、岩田 知孝²

*Nobuyuki Yamada¹, Kimiyuki Asano², Tomotaka Iwata²

1. 高知大学理工、2. 京都大学防災研

1. Kochi University, 2. DPRI Kyoto University

鹿児島県は、南北約500kmにわたる広範囲に奄美群島、吐噶喇列島、大隅諸島および甬島列島など大小多数の島々を行政区に有する。これらの地域では、沖縄トラフや琉球海溝などでの地震によりたびたび強い揺れに見舞われ、過去には地震被害も発生している（例えば、1911年の喜界島近海の地震M: 8.0[宇佐美(1996)]など）。さらに、将来被害をもたらす地震の発生も危惧され、有人島における地震防災を考える上で、精度の高い地震動評価は必要である。

これら点在する島々には、各市町村に震度観測点（計測震度計は、国際計測器製KSG-T2030）があり、各観測点で得られた加速度波形データ（期間2010年10月～2018年2月）の取りまとめがなされている[地震調査研究推進本部：平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査(2019)]。また、山田(伸)ほか(2018)では、奄美群島と吐噶喇列島の一部での微動アレイ探査を実施しており、深部地盤構造の概略を推定している。こうした経緯から、本研究では、この震度計データを主に活用し、鹿児島県の島嶼部の地震動を概観し、強震観測点の無い島や地域の地震動特性を明らかにするとともに、今後の南西諸島における地震動評価のための一資料とすることを旨とする。

鹿児島県が設置する震度計は73地点あり、3成分を1個とした地震動記録数（観測点×イベント数）は3339個で、そのうち、島嶼部のものは、25地点で1312個であった。地点毎の記録数は、十島村小宝島で最多の162個、同村悪石島で112個、反面、十島村平島で9個、三島村硫黄島で8個、同村黒島で3個であり、記録数に偏りは大きい。記録長は、60～90秒前後のものが多い。

本報告の第1段階として、できるだけ多くの震度観測点での記録が得られている地震（最大で12地点で5地震が該当）や記録数の少ない地点の記録を含む地震の計20地震を選び、各島での地震動の性状の把握を行った。この20地震については、防災科学技術研究所のK-NET（計13地点）によるデータも参照した。対象となった地震の中には、2011年11月8日の東シナ海の地震(Mj: 7.0, 深さ217km)や2015年11月14日の九州西方沖の地震(Mj: 7.1, 深さ17km)などがあり、2016年4月16日の熊本地震も含めた。地震の発生場所や規模はばらばらであるが、概ね地域単位での地震動特性の把握ができそうである。いくつかの地震の速度波形によると、喜界町(喜界島)や三島村(硫黄島)などは、S波以降の後続位相が他地点と比して常に顕著であった。これらの島については、例えば、前者は竹中ほか(1997)、後者は山田(雅)ほか(2016)で地震動等についての記載がある。また、これらの記録の一部について、S波の立ち上がりを目視またはS波速度を3.4 km/s（山田(伸)ほか(2018)の平均基盤速度を利用）として走時を計算して、そこから40.96s間を切り出し、高速フーリエ変換によりスペクトルの水平動成分の合成を上下動で除したスペクトル比(H/V)も計算した。現段階では、H/Vの形態が地震毎にばらつきが大きい地点もあるためデータ区間の設定など再考を要する点があると考えられるが、多くの地点でそのピーク周期は0.2～0.5 s（喜界島や硫黄島は1.0 s前後）であった。今後さらにこれら震度計等のデータの処理と精査を行い、鹿児島県の島嶼部の地震動特性を明らかにするとともに、表層地質や島の成因などを考慮しながら地震動評価のための地盤構造モデルの推定に活用できるか模索したい。

本研究で使用した地震動波形データについて、震度計によるものは、鹿児島県震度情報ネットワークシステム

[鹿児島県危機管理局危機管理防災課]によるもの、K-NETのデータは、防災科学技術研究所によるものです。関係者各位に記して感謝申し上げます。

3次元CMT解を用いた関東地方における長周期地震動シミュレーションの試み

Long-period ground motion simulation in the Kanto region: effects of 3D CMT solutions

*武村 俊介¹、吉本 和生²、汐見 勝彦³

*Shunsuke Takemura¹, Kazuo Yoshimoto², Katsuhiko Shiomi³

1. 東京大学地震研究所、2. 横浜市立大学、3. 防災科学技術研究所

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Yokohama City University, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

長周期の変位波形は不均質構造に対してロバストであると考えられており、1次元構造がCMT解析で広く用いられている。しかし、海域などの不均質の強い地域ではその限りではなく、3次元地下構造の考慮が必要であることが報告されている（例えば、Hejrani et al., 2017; Takemura, Okuwaki et al., 2020; Wang & Zhan, 2020）。本研究では、関東地方で2017年4月から2020年3月の間に発生したMw 4.5以上かつ50 km以浅の地震について、F-net広帯域地震計の記録から得られた周期25-100秒の変位波形を利用したCMT解析実施した。そして、本研究で得られた3次元CMT解を利用した地震動シミュレーションを行い、周期数秒以上の長周期地震動（以下、単に長周期地震動）の再現性を評価した。

3次元CMT解析および長周期地震動シミュレーションでは、全国1次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）を利用し、OpenSWPC（Maeda et al., 2017）により地震波伝播を評価した。CMT解の推定には、Takemura, Okuwaki et al. (2020)のグリッドサーチ3次元CMT解析手法を採用した。関東平野における長周期地震動の観測記録とシミュレーション結果の比較にはMeSO-netの記録を利用した。手法やシミュレーションに関する詳細は、Takemura, Yoshimoto & Shiomi (2020)に記されている。

本研究による3次元CMT解（図左側）とF-net MT解を比較すると、震源の深さやメカニズム解に大きな差はなかった。しかし、3次元CMT解では、特にスラブ内で発生する地震についてMwがF-net MT解と比較して最大で0.3程度異なることがわかった。Takemura, Okuwaki et al. (2020)による南海トラフの3次元CMTカタログでも同様の傾向が見られた。F-net 1次元構造（Kubo et al. 2002）を含む様々な不均質構造を用いた地震動シミュレーションにより、スラブ内地震で見られたF-net MT解と3次元CMT解のMwの差は、震源域の剛性率構造に起因することが明らかになった。3次元地下構造モデルでは沈み込む海洋性地殻（低剛性率体）と海洋性マントル（高剛性率体）が含まれているのに対し、1次元構造ではMoho面以深では一様な剛性率構造となっており、そのためにMwの推定で系統的な差異が発生した。Mwの大きさは地震動シミュレーションの地震動の振幅と直接的に関係する。本研究の結果は、正確な長周期地震動のモデル化を目指すには、利用する3次元地下構造モデルに調整されたCMT解（例えば、3次元CMT解）を利用する必要があることを示唆している。本研究による3次元CMT解を利用した地震動シミュレーション（図右側）は、CMT解析に使用していないMeSO-net観測点との比較を含め、周期10秒以上の長周期地震動を概ね再現することに成功した。

手法とCMTカタログに関する参考文献

Takemura, Okuwaki et al., 2020 GJI <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa238>

Takemura, Yoshimoto & Shiomi 2020 <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-43689/v1>

本研究によるCMTカタログ <https://doi.org/10.5281/zenodo.3926883>

謝辞 防災科学技術研究所F-net (<https://doi.org/10.17598/NIED.0005>) とMeSO-netの波形記録を利用し

ました。地震動計算には東京大学地震研究所 地震火山情報センターの計算機システムおよび東京大学 情報基盤センターのOakforest-PACSを利用しました。本研究は、東京大学地震研究所 共同利用（2020-S-04）およびJSPS科研費19H04626により実施されました。

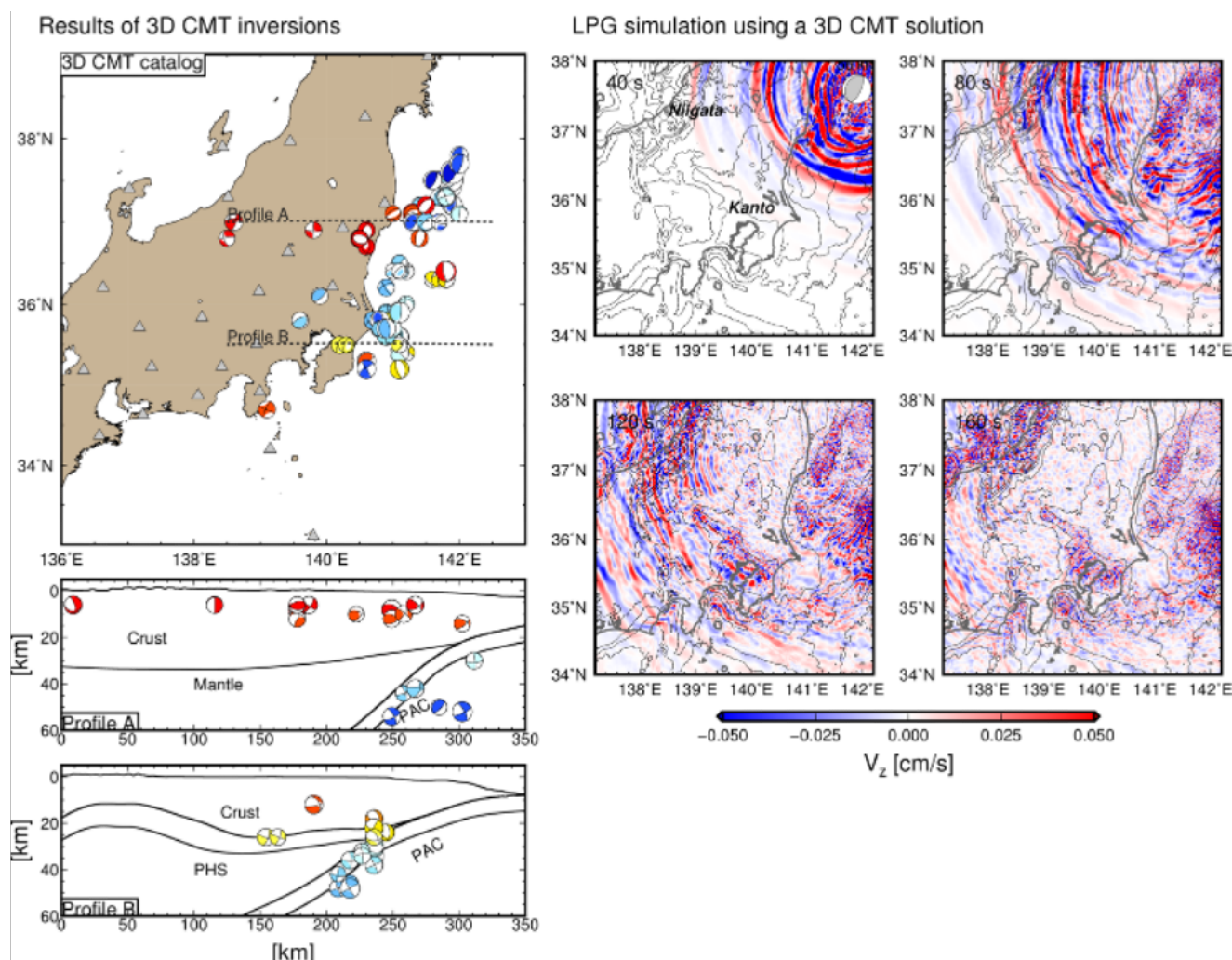


図. 3次元CMT解析および長周期地震動シミュレーションの結果. 右側は本研究で得られた3次元CMT解の分布図. プロファイルAおよびBの断面におけるプレート構造は全国1次地下構造モデル (Koketsu et al. 2012) を参照. 左側は2019年8月4日に発生したMw6.3の地震の3次元CMT解を利用した地震動シミュレーションの結果. 上下動成分の速度場のスナップショットを示し, 背景の等深線は全国1次地下構造モデルの地震基盤深度.

南海トラフ沿いで発生するプレート境界地震の震源位置が大阪湾沿岸部の長周期地震動に与える影響

Influence of Seismic Source Locations of Interplate Earthquake along the Nankai Trough on Long-Period Ground Motions in Osaka Bay Area

*小口 智弘¹、永野 正行²

*Tomohiro Oguchi¹, Masayuki Nagano²

1. 東京理科大学大学院、2. 東京理科大学

1. Tokyo University of Science Graduate School, 2. Tokyo University of Science

2011年東北地方太平洋沖地震(以下、3.11本震)の際には、震源から遠く離れた大阪湾沿岸部で周期6~8秒の成分が卓越する長周期地震動が発生した。これにより、超高層建物内で国内最大級の応答変位が観測され、スプリングの破損やエレベーターの停止などの建物被害の発生が報告された。3.11本震時の強震記録の分析や計算から、大阪平野内の堆積地盤により沿岸部で周期6~8秒の地震動成分が増幅したことが指摘されている。今後、南海トラフを震源とするM 8~9クラスの巨大プレート境界地震の発生が危惧されている中で、2025年には大阪府夢洲において大阪・関西万博の開催が予定されており、大阪湾沿岸部での地震動予測は重要な課題といえる。

不整形な地盤構造を有する堆積平野では長周期地震動の最大振幅や卓越周期が震源位置によって変動することが指摘されており、変動の一因として不整形な地盤構造への地震波の入射方向による伝播経路の違いが挙げられている。大阪平野は上町断層帯などが伏在する複雑な地盤構造を有しており、震源位置によって長周期地震動の性状が変動することが推察される。天藤・他(2015)は大阪湾沿岸部における長周期地震動の地震波入射方向の影響について、水平SH波入射による地盤応答解析を三次元差分法により行い、南海トラフ沿いを想定した方向から地震波が入射した場合、3.11本震時と比較して長周期地震動が励起される可能性を示唆している。一方、南海トラフ沿いで発生するプレート境界地震について、断層面内の震源位置が大阪湾沿岸部における長周期地震動評価に与える影響を評価した例は少ない。

本稿では、図1に示す大阪湾沿岸部の埋立地に位置するKiK-net此花(OSKH02)を対象地点とし、南海トラフ沿いで発生するプレート境界地震の震源位置が大阪湾沿岸部における影響を数値計算により評価した。大阪平野の堆積層やプレート境界の地盤構造を考慮した地震動評価には三次元差分法[永野(2004)]を利用し、相反定理に基づき多数の震源点に対するグリーン関数を算定し地震動を評価した。震源位置が与える影響を検討するため、震源は全て点震源とし、フィリピン海プレートの上端付近に震央位置を10km間隔で設定した。震源域は、地震調査研究推進本部(2013)において示された、南海トラフ沿いの想定震源域とした。以上より、計算された速度波形について水平二方向の合成を行い、それぞれの震源での最大速度を求めることで震源位置が与える影響を評価した(図2)。設定した震源の中から、図2に示す震源1および震源2を選択し、通常の三次元差分法を用いた順解析を行った(図3および図4)。以下に得られた知見をまとめる。①僅かな震源位置の違いで、OSKH02および大阪平野内の地震動の空間分布が大きく変動した(図2~図4)。②特にOSKH02の南東方向の位置からの地震動が大きく増幅した。南北方向に縞状の速度分布がみられた(図2)。③南海トラフ沿いの付加体(図5)を地震基盤($V_s=3200\text{m/s}$)に置換したところ、縞状の速度分布はみられなかった(図6)。

図の作成にGMTを利用させて頂きました。ここに記して御礼申し上げます。

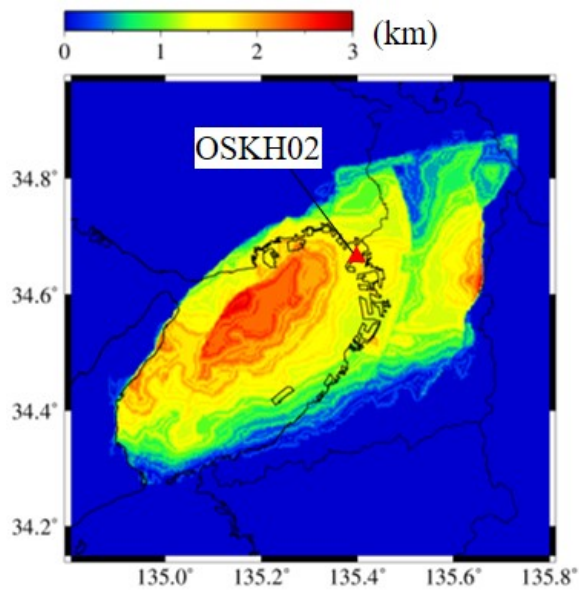


図1 大阪湾沿岸部の地震基盤深さ

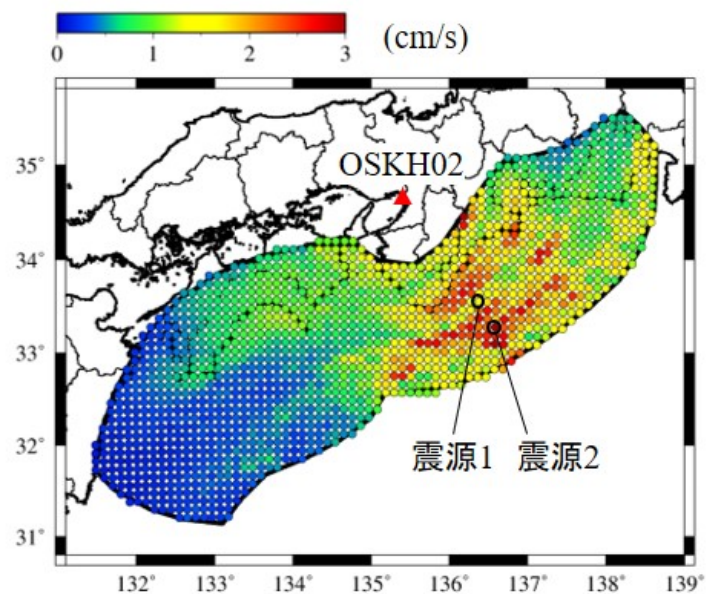


図2 OSKH02における最大速度分布

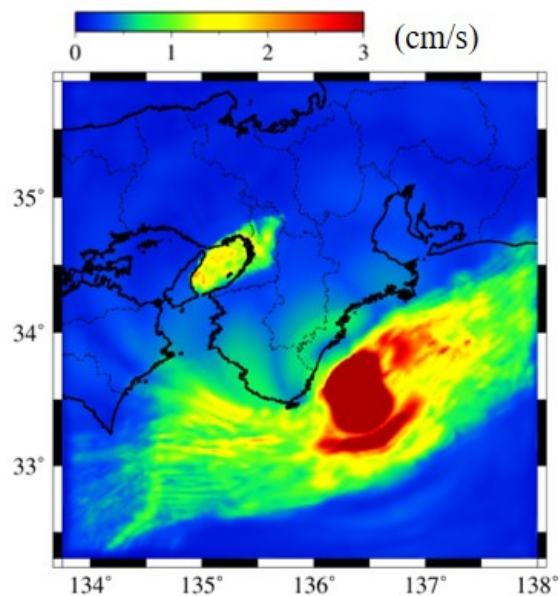


図3 震源1の地表面最大速度

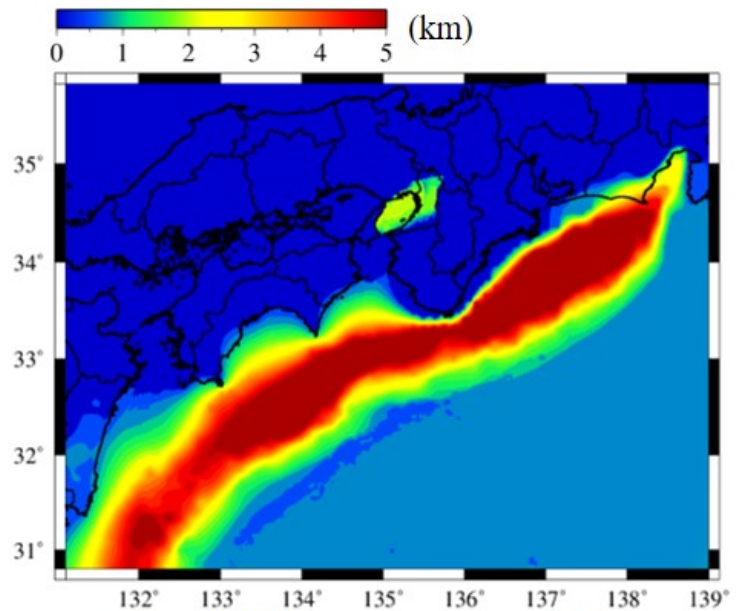
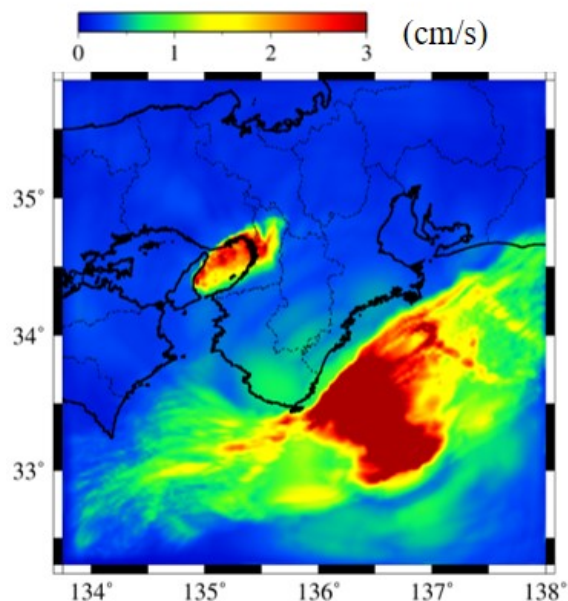
図5 付加体 ($V_s=1000\text{m/s}$) 下面深さ

図4 震源2の地表面最大速度

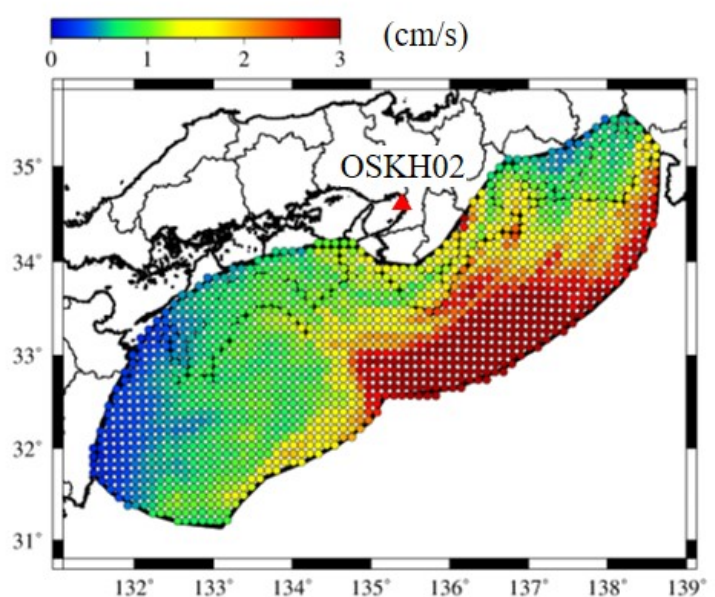


図6 付加体を地震基盤に置換した場合のOSKH02における最大速度分布

木津川低地周辺での微動アレイ探査による地盤構造調査

Microtremor Array Surveys in and around the Lowland Area along the Kizu River, Kyoto

*浅野 公之¹、吉見 雅行²、岩田 知孝¹、上林 宏敏³、大堀 道広⁴、関口 春子¹、二宮 啓²、野口 竜也⁵

*Kimiya Asano¹, Masayuki Yoshimi², Tomotaka Iwata¹, Hirotoshi Uebayashi³, Michihiro Ohori⁴, Haruko Sekiguchi¹, Hiro Nimiya², Tatsuya Noguchi⁵

1. 京都大学防災研究所、2. 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門、3. 京都大学複合原子力科学研究所、4. 福井大学附属国際原子力工学研究所、5. 鳥取大学工学部

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, GSJ/AIST, 3. Institute for Integrated Radiation and Nuclear Science, Kyoto University, 4. Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui, 5. Faculty of Engineering, Tottori University

文部科学省科学技術基礎調査等委託「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」（代表：岩田知孝）サブテーマ3では、奈良盆地東縁断層帯が活動した場合の強震動予測の高度化を目指し、京都盆地や奈良盆地における地盤構造の調査とモデル化のための研究を進めている。京都盆地においては、京都市内から巨椋池にかけての15地点で大半の微動アレイ探査〔京都市, 2001〕がなされ、基盤までのS波速度構造が調査されているものの、京都府南部の木津川沿いの低地帯周辺では、これまで深部までのS波速度構造を把握するための調査はほとんどなされていなかった。本研究では、木津川低地での深部地盤構造モデルの改訂に資するため、京都府南部の木津川沿いの低地帯で最小半径0.6 mから最大半径500~600 mまでの微動アレイ観測を実施し、各地点のS波速度構造モデルを推定した。観測計画やアレイ設計を吉見が主に担当し、解析を浅野が主に担当した。微動観測や結果の議論には著者全員が参加した。

微動アレイ観測は、久世郡久御山町佐山から木津川市木津にかけての6地点（KZ01~KZ06）で実施した（Fig. 1）。現地での観測は、2020年3月5~7日に実施した。また、データを補うための追加調査を2020年7月15日に実施した。追加調査では比較のため、KZ06の約2 km南に位置する丘陵上の奈良市佐保台（SHD）でも新たに微動アレイ観測（アレイ半径 2~300 m）を行った。微動観測システムは東京測振製速度計SE-321（5 V/(cm/s)）と白山工業製収録装置LS-8800（アンプゲイン8倍）を組み合わせたシステムを主に使用した。小半径のアレイの一部では白山工業製ポータブル微動観測装置JU410（2 V/G, アンプゲイン100倍）を使用した。サンプリング周波数は200 Hzとした。いずれも正三角形アレイによる4点同時観測とし、アレイ半径を変えて1地点あたり6~7組の観測を行った。アレイ設計に際しては、竿本・吉見(2020)による微動アレイ探査における地震計設置場所選定プログラムを使用した。プログラムに必要なOpenStreetMapの道路情報が不足していた地域（農地など）については、地図情報を追加した。観測はすべて日中に行い、半径10 m以下の小アレイでは少なくとも20分以上、中規模の半径のアレイでは30分以上、半径200 m以上の大アレイでは1時間以上測定した。

微動アレイ観測で得られた上下動記録にSPAC法を適用し、位相速度を推定した。例えば、1 Hzでの位相速度を比べると、北からKZ01とKZ02では約0.7 km/s, KZ03とKZ04では約1.2~1.3 km/s, KZ05では約0.9 km/s, KZ06とSHDでは約1.0 km/sと地域による違いが見られた。なお、KZ06とSHDの分散曲線は低周波数帯（< 1.5 Hz）では似ており、丘陵部と低地で深部構造の違いは小さい可能性がある。木津川沿いの低地帯での高周波数側（約10~20 Hz）の位相速度は、各地点で0.10~0.15 km/sであり、木津川沿いの沖積層の存在に対応する。

位相速度分散曲線をRayleigh波基本モードでモデル化することにより、各地点の一次元S波速度構造を推定した。J-SHIS V2やJIVSMなどを参考にして、層構造モデルを仮定した上で、第1層から V_s 2.7 km/s層までの各層の層厚と第1層の V_s をMCMC法で推定した。上部地殻はJ-SHIS V2, 上部/下部地殻境界~上部マントルは

JIVSMから一次元構造として与えられるモデルに固定した。 V_s 2.7 km/s層の上面深度は、KZ01とKZ02では約640～650 mと深く（参考：京都盆地最深部の巨椋池での基盤深度は約700 m [京都市, 2003] ），木津川沿いのKZ03, KZ05, KZ06とSHDでは約400～440 mの深さと推定された。KZ04ではより浅い。推定された基盤深度は既往の反射法探査結果 [横倉・他, 2002; 京都府, 2006] とも大きく矛盾しないものであった。木津川左岸の相楽郡精華町周辺のKZ05では、 V_s 0.8～0.9 km/sの層が堆積層全体に占める割合（約80%）が、低地帯の他の地点（59～66%）に比べて大きかった。この地点付近では、大阪層群の最下部層の占める割合が相対的に大きいのではないかと推測される。

今後、本研究の微動アレイ探査結果やその他の調査結果（反射法地震探査、ボーリング資料など）を取り入れて、奈良盆地東縁断層帯周辺の3次元地盤構造モデルの改訂が進められていく予定である。

謝辞：本研究は文部科学省科学技術基礎調査等委託「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」の一環で実施しました。現地での微動アレイ観測では、対象地域の土地改良区や実行組合はじめ、地域の皆様にお世話になりました。記して感謝いたします。

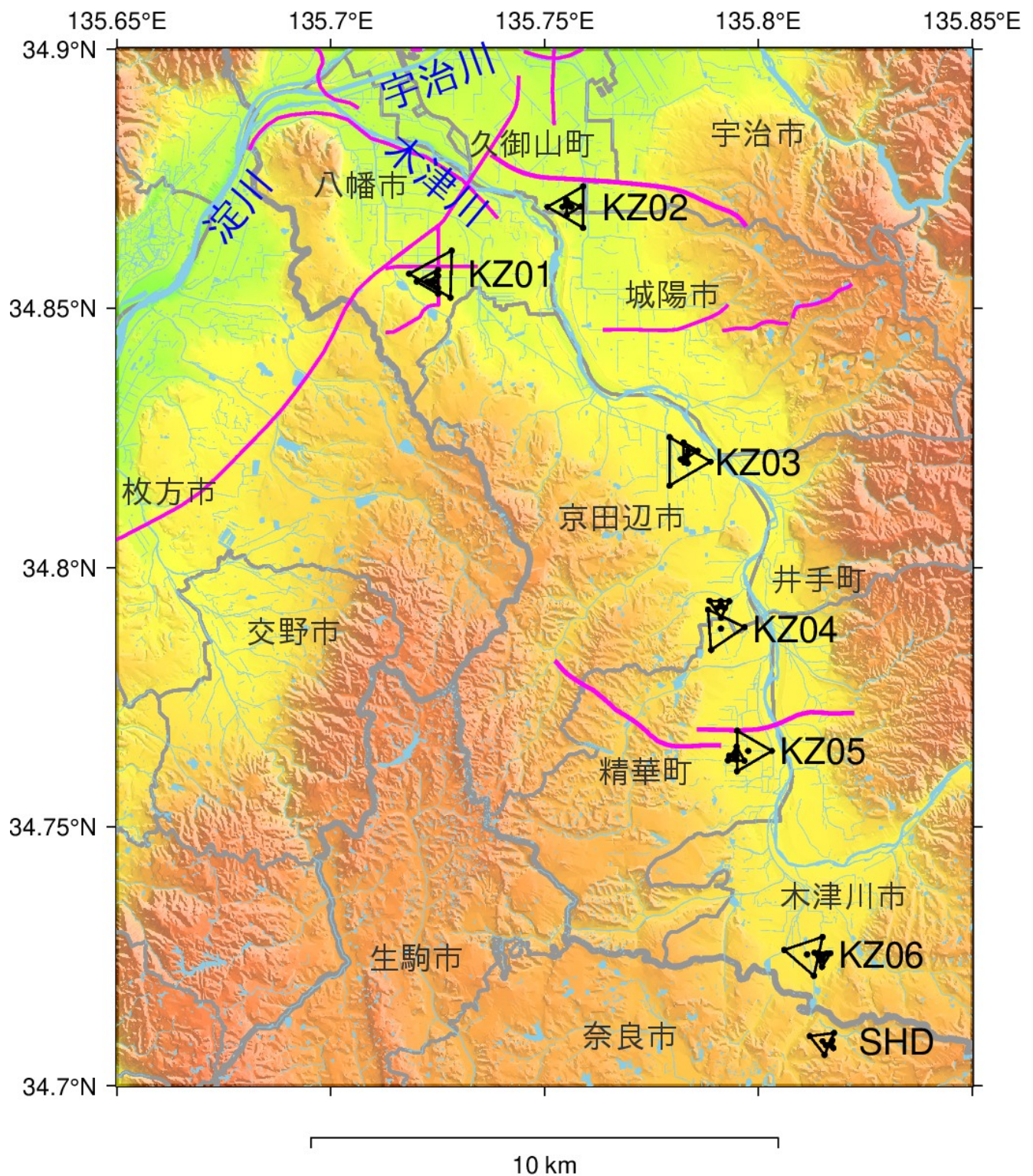


Fig.1: Map of the microtremor array survey sites along the Kizu river, Kyoto. The purple lines represent the seismic reflection survey lines in the literature.

奈良盆地東部における微動アレイ探査

Microtremor array surveys on the Eastern Part of the Nara Basin, Japan

*吉見 雅行¹、浅野 公之²、岩田 知孝²、二宮 啓¹、杉山 長志*Masayuki YOSHIMI¹, Kimiyuki ASANO², Tomotaka IWATA², Hiro NIMIYA¹, Takeshi SUGIYAMA

1. 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門、2. 京都大学防災研究所

1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. DPRI, Kyoto university

文部科学省科学技術基礎調査等委託「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」（代表：岩田知孝）サブテーマ2では、奈良盆地東縁断層帯の地殻活動の現状把握に基づく震源断層形状と活動形態の推定を目的とした研究を進めている。奈良盆地東縁断層帯のうち奈良盆地周辺部に着目すると、奈良盆地の北部では断層・撓曲が東西3 kmに渡って並走するが、南端の桜井付近では0.5 kmほどの幅に収斂する。これらの断層位置は主に変動地形により判断されており、その実在を検討するには基盤岩の高度分布の推定も重要である。天理市帯解地区にて実施されたP波反射法地震探査（奥村ほか、1997）では、分岐断層・撓曲に対応した基盤岩の高度差が明瞭に見いだされた。そこで、基盤岩深度を推定するため、奈良盆地内の断層・撓曲をまたぐ3測線（帯解測線：NRO、天理測線：NRT、桜井測線：NRS）にて微動アレイ探査を実施した。帯解測線（NRO）は反射法測線とその延長に沿うよう設定し、天理測線（NRT）はNROの約5 km南、桜井測線（NRS）はさらに約10 km南に設定した。測線は東西走向で、それぞれの測線に断層線を跨がないよう5つの観測アレイを配置した。奈良盆地の基盤深度は1 km以内であると推定されることから、最大半径を400 mとし、7点同時観測の大アレイと、半径4 m～60 mの4点正三角形アレイを設定した。観測には、3成分速度計（東京測振製 SE-321, 5V/kine, 固有周期10秒）を小型低消費電力データロガー（白山工業製 LS-8800, GPS時刻校正, 24 bit AD変換）に接続し、サンプリング周波数200 Hz, 最小位相フィルター, 8倍アンプをかけてデータ収録した。なお、全観測点にてX方向を磁北に合わせ、水平動を用いた解析にも対応するようにした。長時間の観測にあたっては微動計をバケツで覆い風雨等の影響を避けた。観測は夜間に大半半径観測を、昼間に小半径観測を実施した。観測日は2020年1月20日から2月5日である。

微動アレイ観測で得られた速度時刻歴データについて、微動アレイ解析ツール「BIDO2.0」ソフトウェアを用いて解析した。ここでは、Rayleigh波を対象とし、観測記録のうち上下動成分のみを解析に用いた。大アレイ（半径150 m以上）のデータは20.48秒（データ数4096）を小アレイのデータは10.24秒（データ数2048）を基本区間長として波形を切り出し、SPAC法にて解析した。その結果、概ね0.5 Hzから20 Hzの周波数範囲で、0.2 km/sから2 km/sの観測位相速度が抽出された。活断層位置より東に位置する各測線の東端の観測アレイ（NRO-1, NRT-1, NRS-1）の位相速度は他点よりも大きく、深い地下構造を反映する低周波数側（概ね2 Hz以下）の位相速度は、概ね断層から離れるほど小さくなる傾向が見いだされた。

観測位相速度をもとに、山中・石田（1995）の遺伝的アルゴリズムにより1次元S波速度構造モデルを探索した。探索する速度構造の設定においては、奈良盆地では大阪層群下部および最下部の比較的硬い堆積層が厚く分布することからVs=600 m/s以上の層が厚いS波速度構造を想定した。暫定的な結果ではあるが、帯解測線ではNRO-1からNRO-3にかけて基盤深度が増大する反射法探査結果と矛盾しない基盤深度が推定された。天理測線、桜井測線では推定断層位置を境にした基盤深度の違いについては、今後精査を進める予定である。

謝辞

この研究は文部科学省科学技術基礎調査等委託「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」の一環として実施されたものです。微動アレイ観測にあたっては、天理市、大和郡山市、桜井市、田原本町および地域の方々のご協力をいただきました。

参考文献

奥村晃史・寒川 旭・須貝俊彦・高田将志・相馬秀廣、奈良盆地東縁断層系の総合調査、平成8年度活断層研究調査概要報告書、地質調査所研究資料集、51-62, 1997.

関口春子・浅野公之・岩田知孝、奈良盆地の3次元速度構造モデルの構築と検証、地質学雑誌、125, 715-730, 2019.

Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki, New horizons in the utility of horizontal-motion microtremors, Proc. 7th International Conference on Urban Earthquake Engineering, Center for Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of

Technology.(http://www.cuee.titech.ac.jp/Japanese/Publications/Doc/conference_7th.pdf), 2010.

山中浩明・石田 寛, 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学会構造系論文集, 466, 9-17, 1995

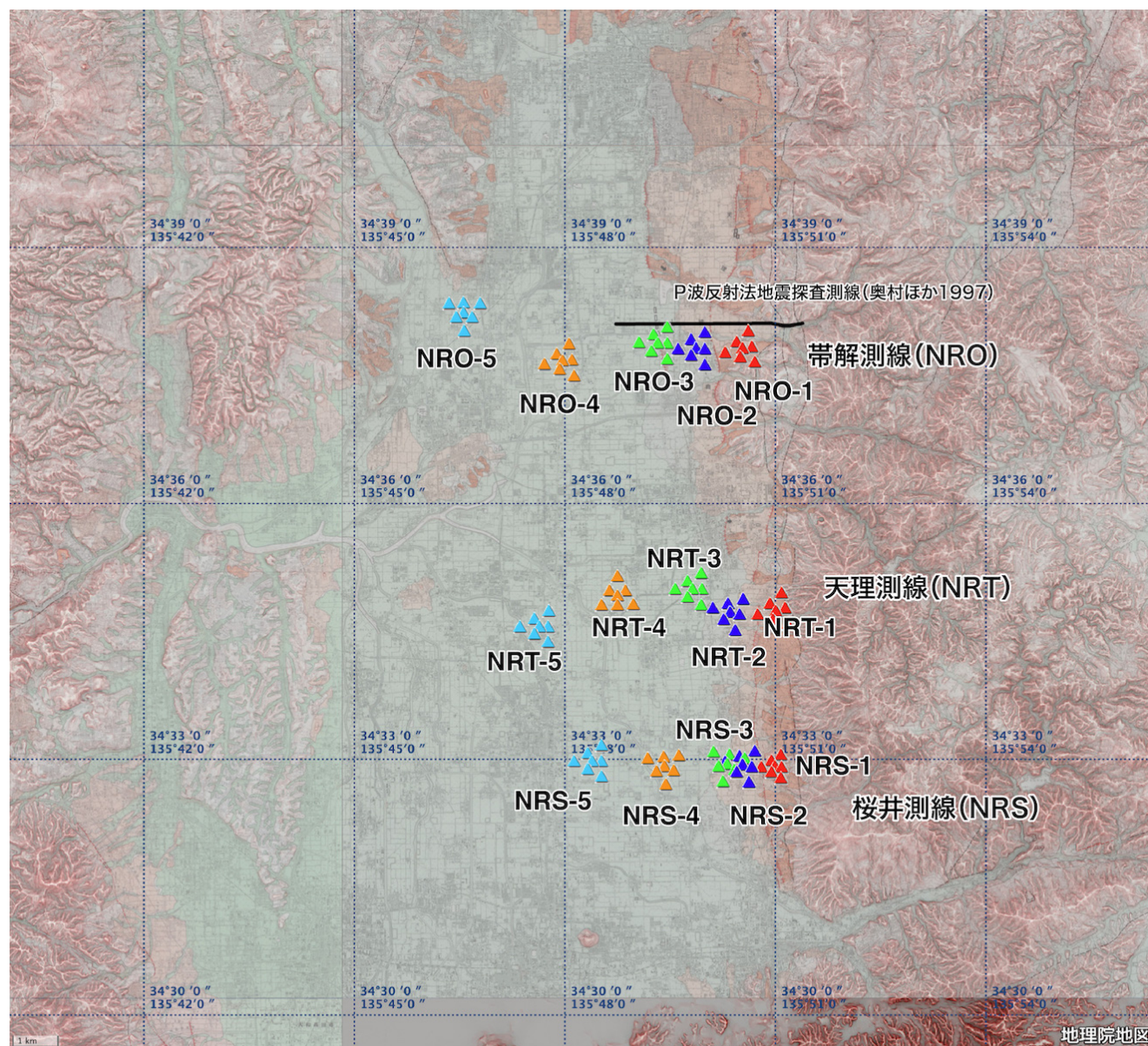


Fig 1: Location map of the microtremor array surveys on the eastern part of the Nara Basin. (GSi Map service is used.)

微動探査を用いた地すべり地帯における地盤震動特性の把握 -北海道紋別郡遠軽町生田原の事例-

Estimation of Subsurface Structure and Ground Motion Characteristics in the Landslide Areas Derived from Microtremor Observation - Case of Ikutahara, Engaru-cho, Monbetsu-gun, Hokkaido -

*西村 武¹、野口 竜也²、小野 祐輔²、河野 勝宣²

*Isamu Nishimura¹, Tatsuya Noguchi², Yusuke Ono², Masanori Kohno²

1. 鳥取大学大学院 工学研究科 博士後期課程 社会基盤工学専攻、2. 鳥取大学大学院 工学研究科

1. Tottori University, Graduate School of Engineering Department of Management of Social Systems and Civil Engineering, 2. Tottori University, Department of engineering

近年、地震による地すべりによって大規模な被害が生じている。地すべりは過去の活動履歴より、繰り返し同じ場所で発生することが多く、地すべり地域の地盤震動特性の把握は重要である。地すべり地域の地盤の状態を知る手段として、微動探査を用いた評価がこれまで数多く行われている（たとえば島，1981）。これはすべり面上部の堆積物は非常に柔らかく、速度コントラストが明瞭である可能性が高いためである。本研究では古期地すべり地形が確認されている北海道紋別郡遠軽町の生田原公園にて微動観測を行い、地すべり堆積物をどの程度評価できるのかを検討した。

生田原公園は地すべり防止区域に指定されており、地質図から地山は碎屑岩及び火山碎屑岩であること、ボーリングデータから風化岩の上に砂、シルト、泥を含む地すべり堆積物が8-15m程度存在することが分かっている。観測は2019/9/24、25の日中に実施した。3成分単点観測を観測時間10分程度として42点で行った。アレイ観測は地震計を円の中心に1台、円周上に3台が正三角形になるように4台配置し、アレイ半径は1-80mの範囲で、5地点で実施した。観測には加速度地震計JU410を4台、およびセンサに速度計ジオフォン（UD成分のみ観測、固有周波数4.5Hz）4台とデータロガーに分解能27bitのHKS9700を用いた。サンプリング周波数はともに200Hzとした。

微動の3成分観測記録より、20.48秒を10区間以上選定し、3成分のフーリエスペクトルを算出、対数ウィンドウ（係数20）で平滑化し、水平動のスペクトルと上下動のスペクトルの比(H/V)を求めた。またボーリングデータのあるライン上で、麓の観測点を基準とする水平動のスペクトル比(H/H)を求めた。アレイ観測記録は、CCA法（Cho et. al., 2006）によりセグメント長10.24秒、Parzenウィンドウ（バンド幅0.3Hz）でスペクトルを平滑化し、位相速度分散曲線を求めた。位相速度分散曲線とH/Vを用いて、レイリー波基本モードを仮定して、試行錯誤で地盤構造モデルを推定した。

解析の結果、山麓の平坦な場所ではH/Vスペクトルのピークが明瞭な点が多く、卓越周期が0.1-0.3秒であった。地すべり堆積物が確認されている場所のH/Vはフラットな形状であり、ピーク値が2.0を下回る点が多く、卓越周期が不鮮明である傾向がみられた。H/H比から各ラインでピークのある周期帯が異なっており、近傍の観測点でスペクトルの形状が多様であることがわかった。アレイ観測より表層に $V_s=130-200\text{m/s}$ の低速度層がみられ、これが地すべり堆積物に相当すると考えられる。一部の観測点において、山間部で微動の振幅レベルが小さいことから明瞭な位相速度が推定できなかった。今後は人工的に振源を与えるなど、観測方法を工夫して実施する予定である。

本研究は日本学術振興会科研費18H01523の助成を受けたものです。

S波反射法地震探査および常時微動を用いた1943年鳥取地震で出現した鹿野断層近傍の地盤構造

S wave seismic reflection and microtremor surveys on the Shikano fault appeared in the 1943 Tottori earthquake

*香川 敬生¹、野口 竜也¹、山田 浩二²、竹本 哲也²

*Takao Kagawa¹, Tatsuya Noguchi¹, Koji Yamada², Tetsuya Takameoto²

1. 鳥取大学工学部、2. (株)阪神コンサルタンツ

1. Faculty of Engineering, Tottori University, 2. Hanshin Consultants Co., Ltd.

1. はじめに

1943年鳥取地震 (Mj7.2) では、震源断層の東側にあたる鳥取市街において、倒壊率からは震度7に相当する被害を生じた。東側には地表地震断層が現れなかったが、西側では明瞭な地表地震断層として吉岡・鹿野断層が断続的に出現した。鹿野断層の西縁部にあたる鳥取市鹿野町法楽寺地区では、家屋の基礎が断層変位によって寸断されたものの、揺れによる倒壊を免れた事例が残されている。一方、この断層出現位置からやや離れた鹿野町中心部では多くの家屋倒壊が発生した。

2. 調査の概要

今回、鹿野町法楽寺地区の上記地表地震断層出現部を横断して、S波反射法地震探査および常時微動探査を実施した。S波震源には油圧による板叩き機材を用い、ショット間隔1 m、地震計間隔1 mで、0.5 mの共通中間点 (CMP) の記録を、測線長200 mにわたって取得した。あわせて、同測線周辺において常時微動を用いた単点3成分観測およびアレイ観測を実施し、卓越周期の変化と浅層地盤構造を推定したので、その結果を報告する。

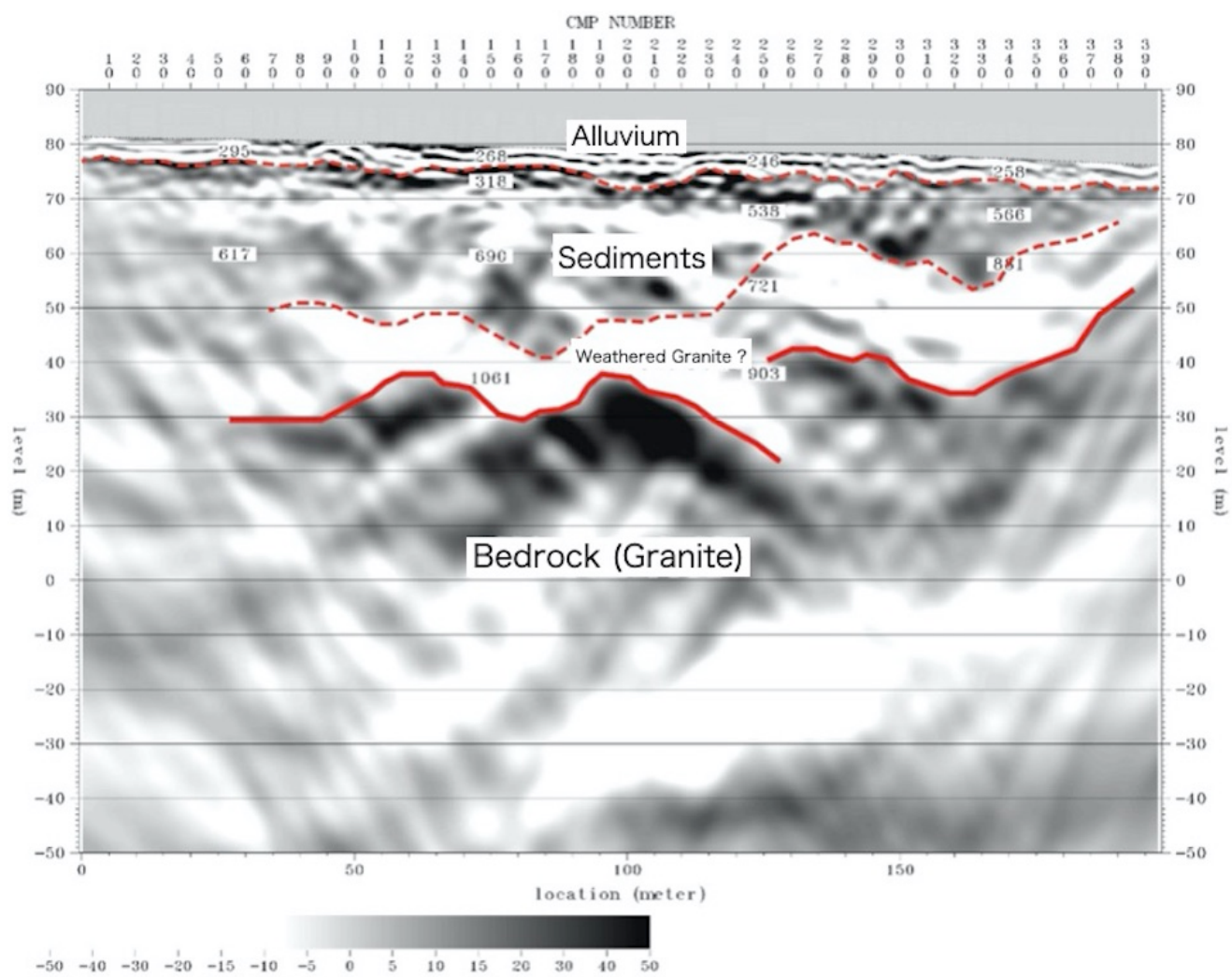
3. 解析結果

得られデータに一般的に反射法解析処理を施したS波反射断面 (図) からは、鹿野断層に相当するCMP番号 (200) 付近で表層部の乱れが確認されたが、鹿野断層が横ずれを主とするため明瞭な段差構造は見られなかった。深さ45 mあたりに強い反射面が確認され、速度解析によって得られたそれ以浅のS波速度から、この反射面が常時微動探査から得られた卓越周期に対応しているものと考えられる。また、反射法探査で得られたデータの多チャンネル表面波探査 (MASW) 解析による位相速度と微動アレイによる位相速度も良く対応しており、反射断面で得られた浅層地下構造を常時微動を用いて周辺に外挿することで、より広範囲の地下構造をモデル化することが期待される。

4. おわりに

今回の調査では、S波人工震源によるショット波形を、反射法地震探査測線上のピックアップだけでなく常時微動3成分観測用の複数の微動計でも取得しており、これらを用いて地表地震断層ごく近傍での地盤震動特性、地表地震断層を通過した波動の変化などについて総合的な解釈を試みたい。

謝辞：本研究は日本学術振興会科研費 19H02406の助成を受けたものです。



鳥取県中部における重力基盤構造の推定

Estimation of gravity basement structure in the central Tottori, Japan

*野口 竜也¹、西村 武¹、香川 敬生¹*Tatsuya Noguchi¹, Isamu Nishimura¹, Takao Kagawa¹

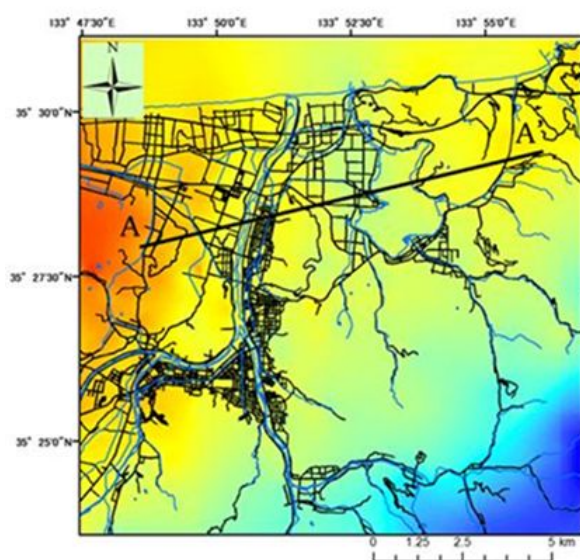
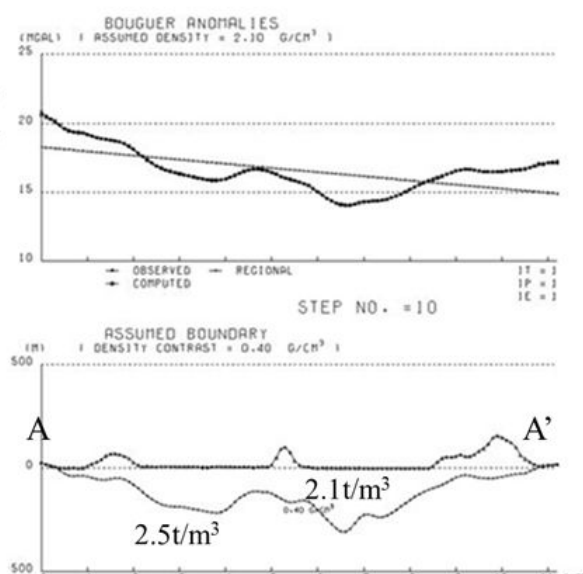
1. 鳥取大学工学部

1. Tottori University

鳥取県中部では2016年鳥取県中部の地震が発生し、広範囲で建物被害が発生した。被害要因を検討や地震動評価を行うためには、地盤構造の情報が必要となる。この地域では、微動観測や重力観測（例えば、野口・香川、2014）、鳥取県中部の地震直後には臨時余震（強震）観測（野口他、2019）が実施され、それらのデータに基づき、地盤構造の推定がなされている。本研究では、既往の重力異常データを用いて、微動観測や余震観測による地盤構造モデルを参考にして、各層に対応する層境界を拡張することにより基盤構造を推定した。

重力基盤のモデルとしては、3層の密度構造モデルを想定し、重力異常を用いた2次元解析を行った。各層の密度としては、第1層を 2.1t/m^3 ($V_s=100\sim500\text{m/s}$ 層に相当)、第2層を 2.2t/m^3 ($V_s=700\text{m/s}\sim1300\text{m/s}$ 層に相当)、第3層を 2.5t/m^3 ($V_s=2500\text{m/s}$ 層に相当)と仮定した。地震観測点での微動および余震観測に基づく地盤構造モデルより、仮定した密度に対応する層までの基盤深度を参考に、重力異常を説明するように試行錯誤で密度構造モデルを推定した。また、微動や地震動による結果を融合的に用いて、3次元構造に拡張する方法も試みた。さらに、得られた基盤構造の基盤面起伏と地震による被害分布との関係も調べた。

参考文献：野口・香川（2014）：土木学会論文集A1（構造・地震工学）Vol.70, No.4, [特]地震工学論文集, 野口・他（2019）：日本地震工学会論文集, 特集号「第15回日本地震工学シンポジウム」その2, 19巻, 6号。

ブーゲー異常図(仮定密度: 2.5t/m^3)

2次元解析結果(2層均質モデル)