

ポスター会場（2日目） | 一般セッション：S16. 地盤構造・地盤震動

■ 2019年9月17日(火) 17:00 ~ 18:30 | 会場 P会場 時計台国際交流ホールII・III
S16P

17:00 ~ 18:30

[S16P-01] つくば市における2次元微動アレイ探査

*鈴木 晴彦¹、小西 千里¹、谷田貝 淳¹、佐藤 将¹、小河原 敬徳¹、櫻井 健¹、甲斐田 康弘¹、鈴木 徹²、高橋 広人³、稲崎 富士⁴ (1. 応用地質、2. モニター物探、3. 名城大学、4. 産総研)

17:00 ~ 18:30

[S16P-02] 鳥取県湯梨浜町小鹿谷・高辻地区の稠密微動観測による地盤構造の推定

*西村 武¹、野口 竜也²、香川 敬生² (1. 鳥取大学大学院 博士前期課程 持続性社会創生科学研究科 工学専攻 社会システム土木コース、2. 鳥取大学工学部社会システム土木系学科)

17:00 ~ 18:30

[S16P-03] 佐賀平野および白石平野における微動観測

*吉見 雅行¹、重藤 迪子² (1. 産業技術総合研究所地質調査総合センター、2. 九州大学大学院人間環境学研究院)

17:00 ~ 18:30

[S16P-04] Estimation of Phase Velocity using an Array with Arbitrary Shape

*ZHANG HUAN¹、盛川 仁¹、飯山 かほり¹ (1. Tokyo Institute of Technology)

17:00 ~ 18:30

[S16P-05] 微動アレイ観測に基づく2018年台湾花蓮地震(M_w 6.4)の震源域における地下構造モデルの推定

*宮腰 研¹、松元 康広²、山田 真澄³、Mori James³、長 郁夫⁴、林田 拓己⁵、郭 俊翔⁶、林 哲民⁶、顔 銀桐⁷、郭 耕杖⁸、郭 雨佳¹ (1. 地域地盤環境研究所、2. 構造計画研究所、3. 京都大学防災研究所、4. 産業技術総合研究所、5. 建築研究所、6. 国家地震工程研究中心、7. 中興公司、8. 国立高雄科技大学)

17:00 ~ 18:30

[S16P-06] 島根県大田市志学地区における微動および地震観測に基づく地盤構造推定

*野口 竜也¹、西村 武¹、香川 敬生¹ (1. 鳥取大学)

17:00 ~ 18:30

[S16P-07] 岡山県全域の地盤構造の推定

畝岡 歩¹、*小松 正直²、藤田 高壮²、竹中 博士²、西村 敬一³、大島 光貴⁴、川瀬 博⁵ (1. 岡山大学 (現所属：両備システムズ)、2. 岡山大学、3. 岡山理科大学、4. 清水建設、5. 京都大学)

17:00 ~ 18:30

[S16P-08] A study on the modal properties of sediment on base rock

ミリアム ドット¹、鈴木 祐輔¹、*飯山 かほり¹、盛川 仁¹ (1. 東京工業大学)

17:00 ~ 18:30

[S16P-09] 強震動予測の高度化に向けて構築された東海地域における浅部・深部統合地盤モデル

*若井 淳¹、先名 重樹¹、谷田貝 淳²、稲垣 賢亮²、松山 尚典²、藤原 広行¹ (1. 国立研究開発法人防災科学技術研究所、2. 応用地質株式会社)

17:00 ~ 18:30

[S16P-10] 微動探査で得られるAVS30の地域特性に基づく強震動予測のための地盤の類型化

*先名 重樹¹、若井 淳¹、谷田貝 淳²、稲垣 賢亮²、松山 尚典²、藤原 広行¹ (1. 防災科学技術研究所、2. 応用地質)

17:00 ~ 18:30

[S16P-11] 常時微動H/Vスペクトル比を用いた小笠原硫黄島の地盤振動特性の評価

*村越 匠¹ (1. 防衛大学校)

17:00 ~ 18:30

[S16P-12] 稠密地震観測記録と大深度ボアホール地震記録を用いた地盤増幅特性の推定

*野口 科子¹、村上 理²、浅井 康弘² (1. (公財) 地震予知総合研究振興会、2. 東濃地震科学研究所)

17:00 ~ 18:30

[S16P-13] ネパール・カトマンズ盆地の強震観測点における地盤増幅特性の把握

*重藤 迪子¹、高井 伸雄²、Bijukchhen Subeg³、Timisina Chintan⁴、Bhattarai Mukunda⁴、Singh Shova⁴
(1. 九州大学、2. 北海道大学、3. Khwopa Engineering College, Nepal、4. ネパール 産業省 鉱山地質局)

17:00 ~ 18:30

[S16P-14] 2018年大阪府北部の地震の大阪平野における強震動シミュレーション

*関口 春子¹、浅野 公之¹、岩田 知孝¹ (1. 京都大学防災研究所)

17:00 ~ 18:30

[S16P-15] 関西地震観測研究協議会の連続観測記録を利用した雑微動相互相関関数解析

*赤澤 隆士¹ (1. (一財) 地域 地盤 環境 研究所)

17:00 ~ 18:30

[S16P-16] **水中スピーカーを用いた浅海用同時発振三次元反射法地震探査システムの開発における発振波形の検討**

*小川 真由¹、鶴 哲郎¹、古山 精史郎¹、朴 進午²、郭 晨²、荒井 晃作³、井上 卓彦³ (1. 東京海洋大学、2. 東京大学 大気海洋研究所、3. 国立研究開発法人産業技術総合研究所)

つくば市における2次元微動アレイ探査

2D Microtremor array measurements in Tsukuba city

*鈴木 晴彦¹、小西 千里¹、谷田貝 淳¹、佐藤 将¹、小河原 敬徳¹、櫻井 健¹、甲斐田 康弘¹、鈴木 徹²、高橋 広人³、稲崎 富士⁴

*Haruhiko Suzuki¹, Chisato Konishi¹, Atsushi Yatagai¹, Tadashi Sato¹, Takanori Ogahara¹, Ken Sakurai¹, Yasuhiro Kaida¹, Toru Suzuki², Hirohito Takahashi³, Tomio Inazaki⁴

1. 応用地質、2. モニー物探、3. 名城大学、4. 産総研

1. OYO, 2. MONY, 3. Meijyo Univ., 4. AIST

はじめに

微動アレイ探査は、S波速度構造を簡便に推定する手法として、土木建築分野、地震防災分野で広く利用されている。1次元探査に加え、2次元、3次元探査が多く実施されるようになった（例えば、林ほか、2019）。本研究では、深部地盤構造の推定を目的として、つくば市において2次元微動アレイ探査を実施した。

測定および解析方法

測定には、応用地質製一成分・三成分McSEIS-AT（以下Atomという）、地震計として固有周期2Hzのジオフォンを用いた（SUNFULL製PS-2B）。40台のAtomを用いて45分程度の測定を5回実施した。3成分の微動測定は20地点で実施した（図1）。測定の前には、ハドルテストを行い、0.1~10Hzの帯域において、良好なコヒーレンスが測定できることを確認した。解析法はCMP-SPAC法を用いた常時微動トモグラフィ法を用いた（林ほか、2018）。CMPの間隔を400 mとして、測線全体で24本の位相速度曲線が得られた。観測された位相速度の周波数範囲は約0.3~5Hzである。測線の両端と中央部で、L字及び十字アレイを同時に測定し、リニアアレイによる位相速度との比較を行った結果、概ね整合的であった。

S波速度構造の逆解析

S波速度構造の逆解析には、山中・石田(1995)による遺伝的アルゴリズムを用いた。鈴木・山中(2010)を参考に位相速度と微動のH/Vスペクトルの同時逆解析を行った。逆解析の際には、測線中央部のCMP012を参照点として、CMP012でのS波速度の個体群で、他の観測点のS波速度を固定して解析する多地点同時逆解析を行った。図2に逆解析されたS波速度構造を示す。観測点ごとに個別に解析した結果では、特に第2、3層の上面深度、第3層のS波速度にばらつきが大きい結果となった。馮ほか(2003)で指摘されているように、多地点のデータを同時に逆解析することによりある種のスタッキングの効果が得られ時間・空間的なランダムノイズの影響を軽減できているためと考えられる。図3にはPS検層結果との比較を示す。最小残差の10%以内のモデルを平均した結果である。平均モデルは両者に大きな違いは見られないが、多地点同時逆解析の結果の方がばらつきのやや小さい結果であり、検層結果と概ね整合的である。

まとめ

つくば市において、2次元微動アレイ探査を行った。位相速度と微動H/Vスペクトルの同時逆解析によりS波速度構造を推定した。多地点同時逆解析の結果、第2、3層上面深度が滑らかでな地盤構造モデルが推定された。PS検層結果とも整合的な結果が得られた。今後、参照点を変えた場合の結果の検討、他サイトでの適用等について検討する予定である。

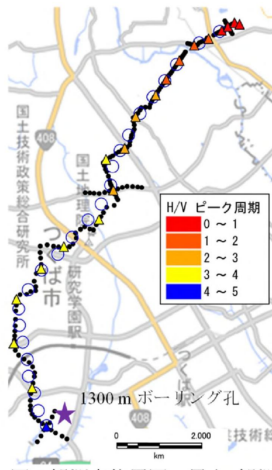


図1 観測点位置図 黒丸:観測点 青丸: CMP 三角: 3成分観測点

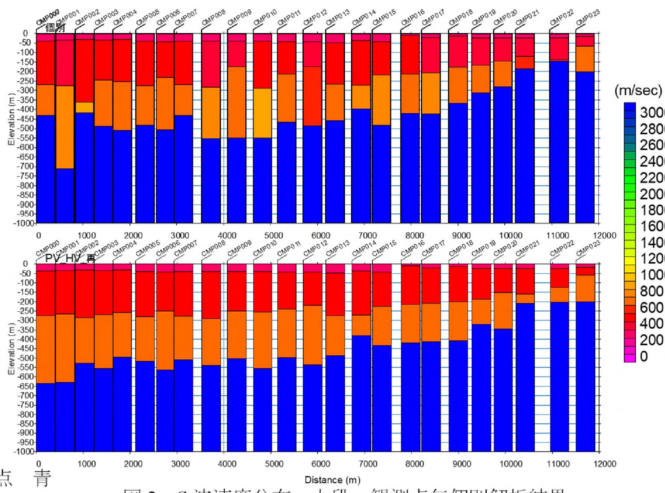


図2 S波速度分布 上段: 観測点毎個別解析結果 下段: 多地点同時逆解析結果

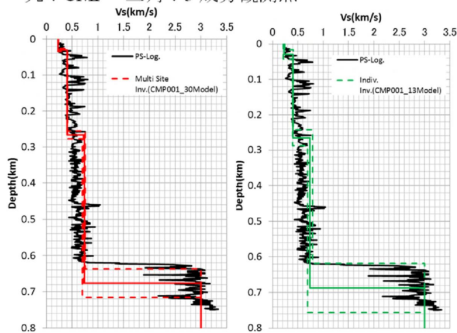


図3 1300 m ボーリング孔における PS 検層結果との比較

左図: 多地点同時逆解析結果
右図: 観測点毎個別解析結果

鳥取県湯梨浜町小鹿谷・高辻地区の稠密微動観測による地盤構造の推定 Dense Microtremor Observation in Oshikadani and Takatsuji district, Yurihama Town, Tottori Prefecture

*西村 武¹、野口 竜也²、香川 敬生²

*Isamu Nishimura¹, Tatsuya Noguchi², Takao Kagawa²

1. 鳥取大学大学院 博士前期課程 持続性社会創生科学研究科 工学専攻 社会システム土木コース、2. 鳥取大学工学部社会システム土木系学科

1. Graduate School of Sustainability Science, Tottori University, Department of Engineering, Social Systems and Civil Engineering Program, 2. Social Systems and Civil Engineering, Tottori University

1.はじめに

2016年10月21日に鳥取県中部の地震 (Mj6.6) が発生し、震源近傍の倉吉市、北栄町、湯梨浜町、三朝町など鳥取県中部の広範囲で建物被害が生じた。湯梨浜町の小鹿谷および高辻地区で住宅が密集する領域は両地区とも200~300m四方の領域の狭い範囲内であったがその中でも木造建物の屋根瓦の被害が局所的にみられ、近隣では無被害の家屋もみられた。そこで本研究では、局所的に被害が発生する原因を追究するために、両地区において稠密微動観測並びに地震観測を実施した。

2.微動探査による地盤構造の推定

微動観測は2017/7/21, 24の日中に、小鹿谷(OSK)、高辻(TK)の2地点で実施した。3成分単点観測を小鹿谷で82点、高辻で20点、アレイ観測をそれぞれ1地点で観測を行った。使用機器には加速度型微動計JU410 (白山工業) を用い、測定方向を水平動2成分(NS, EW)成分、上下動成分の3成分とし、サンプリング周波数は3成分単点観測時で100Hz、アレイ観測時で200Hzとした。GPSクロックにより時刻同期させる仕様で、測定時間は10分間程度の測定を行った。アレイ観測は微動計4台を用いて、円の中心に1台、円周上に等間隔で3台 (内接する三角形の各頂点) に配置して実施した。

微動の3成分観測記録より、20.48秒を5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。アレイ観測記録は、CCA法¹⁾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。その結果、両地域でS波速度200m/s以下の層が15m程度堆積していること、地表から15m以深でS波速度700m/sの非常に硬い層が存在していることがわかった。このことより、両地域とも山麓付近に位置しており、堆積層が薄いことを示している。また図1に小鹿谷、図2に高辻の卓越周期分布図を示す。小鹿谷では西側で卓越周期が0.1~0.2秒、東側で0.5~0.6秒であり山際に近づくにつれて短くなる傾向がみられた。卓越周期の分布が変化する境目で建物被害が集中しており、その周期は0.5~0.6秒であった。H/Vのピーク値に注目すると、南側の山の麓付近では2.0以下、平野部に近い場所では3.0以上の地点が多く、谷筋から平野部に向うにつれてピーク値が大きくなる傾向がみられた。高辻では全体的に卓越周期は0.1~0.3秒、ピーク値2.0以下の地点が分布しており、目立った特徴はみられなかった。ピークが明瞭な地点において建物被害がみられ、その周期は0.2~0.3秒であった。

3.地震記録による地盤構造の推定

小鹿谷では2017年7月から2018年7月まで、高辻では2015年10月から両地域で地震計を設置して地震観測を行っており、高辻では2016年鳥取県中部の地震の本震記録が得られている。観測機器は東京測震製のセンサ

一体型記録計CV-374Aを使用し、測定方向を水平動2成分(NS, EW)成分, 上下動成分の3成分とし、サンプリング周波数100Hzで常時収録, GPSクロックによる時刻校正を行う仕様である。

地震観測記録より、S波部の10.24秒の区間を切り出し、両端に0.5秒のコサインテーパーを施し、Parzenウィンドウ（バンド幅0.3Hz）でスペクトルを平滑化し、各成分のフーリエスペクトルを算出、微動記録と同様にH/Vを求めた。この観測H/Vを用いて、S波速度700m/sよりも遅い浅部構造は微動観測により得られたモデル、深部構造は野口・他²⁾による地盤構造モデルをベースとして、拡散波動場理論³⁾に基づく理論H/Vを用いてフォワードモデリングで推定した。さらにそのモデルをベースにハイブリッドヒューリスティック探索法⁴⁾によるインバージョンで最終的に地盤構造モデルを求めた。今回は減衰定数、第1層目の層厚とS波速度、最下層のS波速度・P波速度を固定し、その他の層に関してはS波速度・P波速度・層厚共に初期値から±25%の範囲で探索を行った。観測H/Vと計算H/Vの比較を図3に、逆解析により算出された地盤構造モデルを図4に示す。小鹿谷ではS波速度400m/s以下の層が50m堆積しているのに対して、高辻ではS波速度200m/s以下の層が10m堆積しており、浅部構造に違いがみられる。そのため鳥取県中部の地震発生時に揺れ方が異なっていた可能性がある。今後は作成したモデルの妥当性を本震波形を用いて検討する予定である。

参考文献 :1)Cho, et. al., J. Geophys. Res., 2006., 2)野口竜也・他;土木学会論文集 A1(構造・地震工学)Vol.72, 2016., 3)Kawase, H, et. al., Bull. Seism. Soc. Am. Vol.101, 2011., 4)山中浩明;物理探査, 2007.

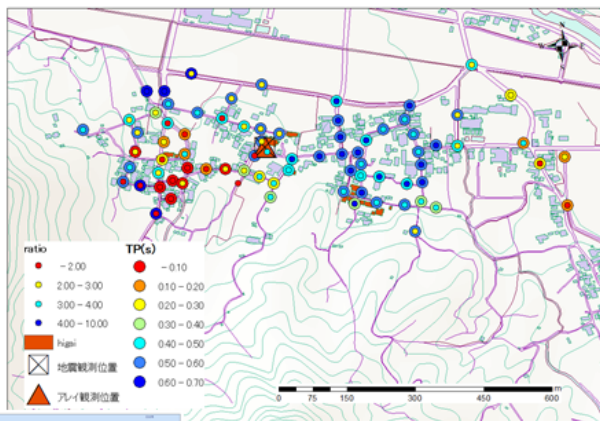


図1 小鹿谷の卓越周期分布図

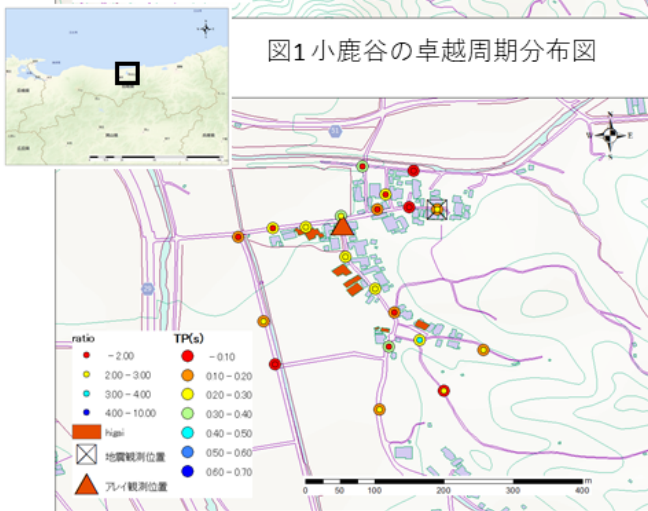


図2 高辻の卓越周期分布図

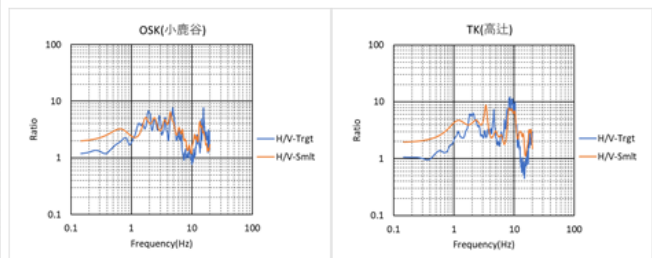


図3 観測H/Vと計算H/Vの比較

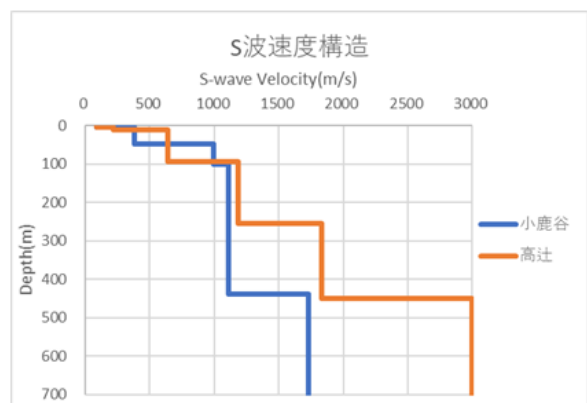


図4 同定したs波速度構造モデル

佐賀平野および白石平野における微動観測

Microtremor survey on Saga plain and Shiroishi plain, Kyushu, Japan

*吉見 雅行¹、重藤 迪子²

*masayuki yoshimi¹, michiko shigefuji²

1. 産業技術総合研究所地質調査総合センター、2. 九州大学大学院人間環境学研究院

1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Kyushu University

佐賀平野は筑紫平野の中部、白石平野は筑紫平野の西部に位置する堆積平野である。筆者らは、佐賀平野北縁から有明海沿岸にかけて南北の測線を設定して4地点にて最大半径500m程度の微動アレイ探査を実施し、南ほど基盤深度が低下する傾向、および、堆積層にVs500~700m/s程度の層が想定されることを見出した(吉見ほか、JpGU2019)。また、3成分速度計(東京測振SE-321、固有周期10秒)を用いた単点微動観測を行い、佐賀平野における微動の水平・上下成分のスペクトル比(微動H/V)には明瞭なピークが見られること、重力異常の急変帯から推定された佐賀平野北縁断層の位置(地震調査研究推進本部)を境に南側の微動H/Vには低周波数(およそ0.3Hz以下)ピークが現れるのに対し、北側では高周波数(およそ1Hz以上)のピークのみが見られることを見出した。しかし、佐賀平野北縁から有明海まで達する観測測線は1本のみであり、この特性(特に微動H/V)が佐賀平野全体で見られるかは不明であった。

そこで、佐賀平野の単点微動測線を1本増やすとともに、佐賀平野の西隣の白石平野でも測線を設定して単点微動観測を実施した。さらに、既往反射法探査測線近傍にて、佐賀平野北縁断層の低断層崖を跨ぐ単点微動測線(間隔100m)を設定して観測した。その結果を報告する。

Estimation of Phase Velocity using an Array with Arbitrary Shape

*ZHANG HUAN¹、盛川 仁¹、飯山 かほり¹

*HUAN ZHANG¹, Hitoshi Morikawa¹, Kahori Iiyama¹

1. Tokyo Institute of Technology

1. Tokyo Institute of Technology

1. Introduction

Microtremor observation has been widely applied for estimating ground structures. Two methods have been generally recognized to calculate phase velocities, which are the frequency-wave number (F-K) spectral method (Capon, 1969) and the spatial auto-correlation (SPAC) method (Aki, 1957). Although F-K method has no constraints on the shape of the array, the accuracy of results depends on the array shape. In addition, the SPAC method requires particular arrangement of the sensors, which can be difficult to realize in field observation. Attempts, such as Centerless Circular Array (CCA) method (Cho et al., 2006) has been made to eliminate constraints on the shape of array. It can be applied to arbitrary array shape considering sensors spacing around a specific circle, but the determining process for which can be complex. Therefore, a method of estimating phase velocity of Rayleigh wave using an arbitrary shape array is proposed.

2. Method

On the basis of the analytical solution of Lamb's problem for vertical components of Rayleigh wave, the relationship between two observation points, p and q for example, is given in a discrete representation with the Bessel function of the first kind and higher-order Bessel functions, which is called Complex Coherence Function (CCF; 白石・松岡, 2005). Zhang and Morikawa (2015) extended the CCF to apply it to linear array situation. By adding an observation point s, which is located anticlockwise alpha degree with respect to line p-q, the relationship between p and s can be expressed as equation (1), in which the left side denotes the real part of the normalized cross spectra of vertical records between point p and s, and character J_n denotes the n-th order Bessel function of the first kind. The r_{ps} is the distance between point p and s. k is the wave number, which can be expressed as $2\pi f/c$. Here, c is unknown phase velocity. And the X_n and Y_n are defined as sum of the m-th source's power ratio multiplied by cosine and sine of $2n\theta$. θ denotes the source direction. (盛川・飯山, 2015).

For kr of range $[0, \pi]$, compared with lower-order Bessel functions' value, Bessel functions of order greater than 6 can be ignored. Hence, the CCF equation have only 5 unknowns left, which are c , X_1 , Y_1 , X_2 , and Y_2 . In order to find the unknown parameters, Artificial Bee Colony (ABC) algorithm (Karaboga and Basturk, 2007) is applied.

3. Problem Setting and Results

Four shapes of array are considered as shown in Figure 1(a). Numerical simulation was conducted by propagating randomly generated wave sources and thus obtain the cross spectra between different sites, where the power spectral density function is defined as equation (2), in which A is the amplitude and D is the denominator. For every source, the amplitude, denominator and source direction will be randomly chosen from set $\{1, 2, 4, 8\}$, set $\{2, 4, 5, 8, 10\}$ and set $\{\pi/18, \pi/9, \pi/6, \dots, 35/18\pi, 2\pi\}$. The results with array size $L=100m$ and 8 random sources are shown in Figure 1(b). It shows that the estimation results of sources with random directions and power conditions match the theoretical value for frequency range from 0.25 Hz to 1.5 Hz for case 1 and 2. However, the accurate range narrows for case 3 but the result is still acceptable. For case 4, a linear array, the estimation is relatively unsatisfactory. In conclusion, except

for the linear array situation, it is available to estimate the phase velocity of Rayleigh wave using arbitrary array shape.

Reference

Aki, K. (1957). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415-456.

Capon, J. (1969). *Proceedings of the IEEE*, 57(8), 1408-1418.

Cho, I., Tada, T., & Shinozaki, Y. (2006). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9).

Karaboga, D., & Basturk, B. (2007). *Journal of global optimization*, 39(3), 459-471.

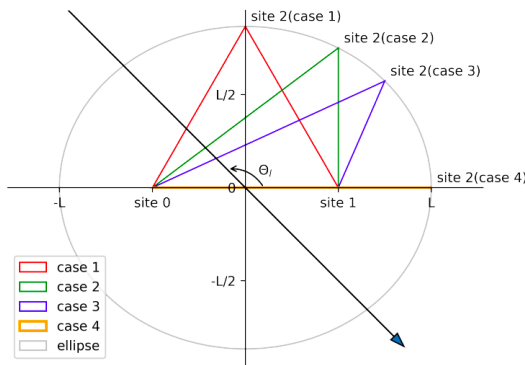
盛川仁, & 飯山かほり. (2015). 日本地震学会秋季大会予稿集.

白石英孝, 松岡達郎, & 浅沼宏. (2005). 物理探査.

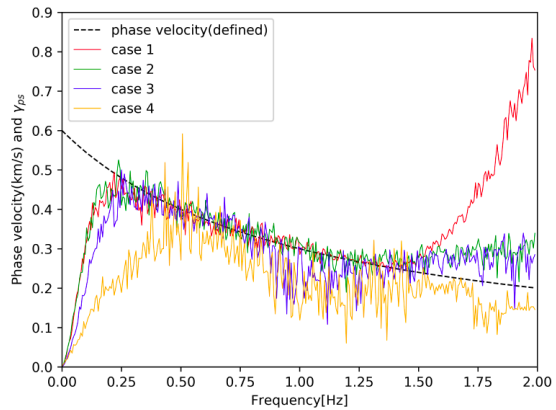
Zhang, X., & Morikawa, H. (2014). *British Journal of Applied Science & Technology*, 6(4), 350-363.

$$\Re[\gamma_{ps}] = J_0(kr_{ps}) + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \{(-1)^n J_{2n}(kr_{ps})(X_n \cos 2n\alpha + Y_n \sin 2n\alpha)\}, \quad (1)$$

$$PSD = \begin{cases} A \cdot \left| \sin \frac{2\pi f}{D} \right|, & 0 \leq f \leq 10Hz \\ 0, & 10Hz < f \leq 50Hz, \end{cases} \quad (2)$$



(a) Array setting



(b) phase velocity of ABC

Figure 1: Array setting and phase velocity result with ABC algorithm

微動アレイ観測に基づく2018年台湾花蓮地震(M_w 6.4)の震源域における地下構造モデルの推定

Estimation of Underground Structures around Source Area of the 2018 Hualien Earthquake (M_w 6.4) using Microtremor Array Observations

*宮腰 研¹、松元 康広²、山田 真澄³、Mori James³、長 郁夫⁴、林田 拓己⁵、郭 俊翔⁶、林 哲民⁶、顔 銀桐⁷、郭 耕杖⁸、郭 雨佳¹

*Ken Miyakoshi¹, Yasuhiro Matsumoto², Masumi Yamada³, James Mori³, Ikuo Cho⁴, Takumi Hayashida⁵, Chun-Hsiang Kuo⁶, Che-min Lin⁶, Yin-Tung Yen⁷, Keng-Chang Kuo⁸, Yujia Guo¹

1. 地域地盤環境研究所、2. 構造計画研究所、3. 京都大学防災研究所、4. 産業技術総合研究所、5. 建築研究所、6. 国家地震工程研究中心、7. 中興公司、8. 国立高雄科技大学

1. Geo-Research Institute, 2. Kozo Keikaku Engineering, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 5. Building Research Institute, 6. National Center for Research on Earthquake Engineering, 7. Sinotech Engineering Consultants, 8. Kaohsiung university of Science and Technology

1. はじめに

2018年2月6日23時50分（台湾標準時）に台湾花蓮市で M_w 6.4(USGS)の地震が発生した。震源の深さは約10km、その震源メカニズムは横ずれ断層タイプであった。この地震は花蓮市街地をほぼ南北方向に走るMilun断層で発生しており、この地震によって一部の地域で地表断層が現れるとともに、断層沿いの幾つかの中層ビルが崩壊している。Lee et al. (2018) は teleseismic データ、強震動波形データ、GPS データを用いた波形インバージョン解析を行っているが、彼らはMilun断層の浅部に1m前後の大きなすべり量があることを示した。このような浅部に大きなすべりをもつ地震を検討する上で、地盤特性を知ることは重要である。そこで2018年10月に花蓮市内の2地点で微動アレイ観測を実施した。

2. 微動アレイ観測

微動アレイ観測は、Milun断層の東側（東華大学附属小学校周辺：PDH地点）及び南西側（徳安運動公園周辺：YSP地点）の2地点で実施した（図参照）。アレイ形状は異なる最大半径を持つL(R=約0.6km)、M(R=約0.3km)、S(R=約0.1km)の正三角形アレイを展開した。観測システムは白山工業の微動観測装置(JU-410)を7台用い、各観測点独立にGNSSによる時刻同期を取りながら周波数200 Hzサンプリングで計測した。観測時間はL、Mアレイは45分間、Sアレイは30分間である。

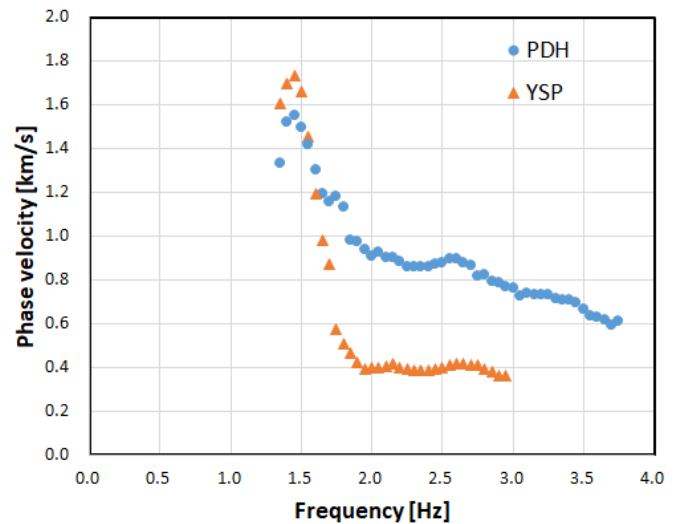
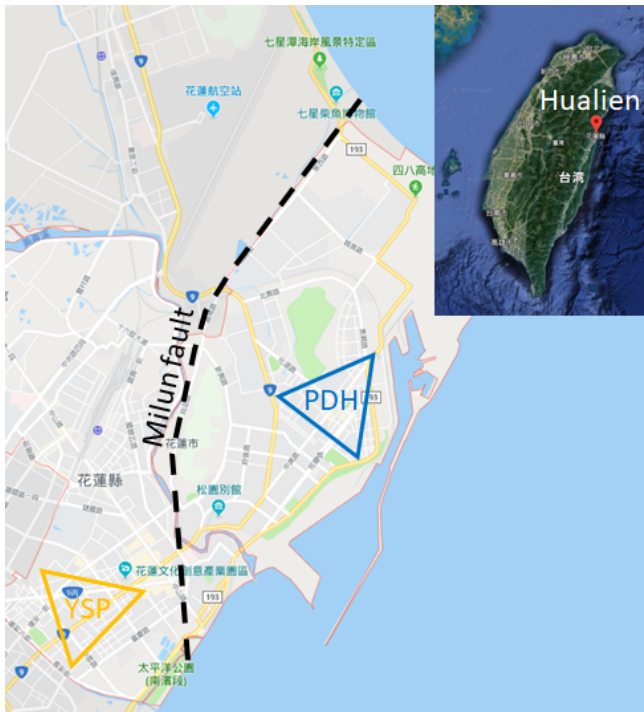
3. 解析結果

観測微動波形の特性として、そのパワースペクトルは周期1秒以下の短周期のパワーは大きく、一方、周期1秒以上の長周期のパワーは小さかった。このため、周期1秒以上の長周期微動を対象にしたLアレイの位相速度推定は困難であった。試行錯誤で観測点の組み合わせを変えて位相速度の推定を試みた結果、PDH地点ではMアレイの内側観測点（4点）及びSアレイ（7点）、一方、YSP地点ではSアレイ（7点）のみを解析に用いた。解析に使用したデータ長は20.48秒間であり、全観測点で同時刻に交通ノイズが混入していない区間を抽出した。ただし、交通量が多く交通ノイズのない区間の選択が難しい場合、データ長を10.24秒間に短くして解析区間を確保するように工夫した。微動中に含まれる表面波（Rayleigh波）の推定には拡張空間自己相関法（ESPAC法；凌・岡田, 1993）を用いた。ESPAC法を適用して得られた2地点（PDH, YSP）の観測位相速度を図に示す。Milun断層の東側のPDH地点では周期0.27~0.7秒（周波数1.4~3.7Hz）の範囲で位相速度は0.6~1.6km/sまで大きくなる一方、南西側のYSP地点では周期0.3~0.5秒（周波数2~3Hz）の範囲で位相速度がほぼ一定の0.4km/s、周期0.5秒以上（周波数2Hz以下）になると急激に1.7km/sまで速くなっている。以

上から、Milun断層を挟んだ東側（PDH地点）と西側（YSP地点）で地盤構造が大きく異なっていることが示唆された。ところで、台湾のNCREE（National Center for Research on Earthquake Engineering）によって花蓮市内の強震観測点のAVS30情報が公開されており、PDH地点周辺の強震観測点

（HWA007, HWA010, HWA012）のAVS30は0.38～0.46km/s, YSP地点周辺の強震観測点（HWA013, HWA014）は0.28～0.34km/sとなっている。すなわち、表層付近のS波速度はMilun断層の東側（PDH地点付近）で速く、南西側（YSP地点付近）で遅くなっており、これは花蓮市内で実施された微動観測の結果（山田・他, 2019）と一致する。また、今回の微動アレイ観測で得られた位相速度の分散傾向は観測地点周辺の強震観測点のAVS30と整合的である。今後は微動アレイ観測で得られた観測位相速度に基づいてS波速度を推定する。

謝辞：鳥取大学大学院工学研究科・香川研究室から白山工業の微動観測装置(JU-410)を拝借しました。記して感謝します。また、この研究の一部は原子力規制庁による平成30年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震による地震動の評価手法の検討）業務として実施されました。



左図：花蓮市における微動アレイ観測（PDH, YSP）

右図：花蓮市における観測位相速度（○: PDH, △: YSP）

島根県大田市志学地区における微動および地震観測に基づく地盤構造推定 Estimation of subsurface structure based on microtremor and seismic observation in Shigaku area, Ohda City, Shimane Prefecture, 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

1. Tottori University

2018年島根県西部の地震（Mj6.1）が発生した。この地震により、震源近傍の島根県大田市の志学地区では局所的に建物被害が生じた。建物被害の生じた要因を検討するために、この地域の地盤構造を把握することは重要である。野口・他（2019）により、臨時余震（強震）観測と微動観測を実施されており、2地点の地盤構造モデルが得られている。本研究では、さらに追加で単点3成分の微動観測を35地点で実施し、水平動と上下動スペクトル比（H/V）を求めた。また、野口・他（2019）による地震観測記録を用いて地盤構造モデルの推定も試みた。

微動H/Vの特徴としては2つの明瞭なピークがみられる地点が多く、0.2秒付近の短周期側と1~2秒付近の長周期側にピークがあり、特に長周期側のピークはどの地点でもみられた(図1)。卓越周期分布これは第四紀火山の三瓶山の火山堆積物による堆積層の地盤構造が影響していると思われる。卓越周期分布をみると南傾斜の地形に関係なく東から西へ周期が長くなる傾向がみられた(図1)。

微動アレイ観測の解析結果(野口・他, 2019)では、S波速度170m/s~250m/sの軟弱な地盤の層厚が40m程度、硬質な堆積岩に対応するS波速度700, 1300m/sの層厚はそれぞれ200m, 500m程度であった(図2)。この結果を基に臨時地震観測点の地震動H/Vより、拡散波動場理論(Kawase et. al., 2011)を用いて地盤構造モデルを推定した。

参考文献：野口・他：土木学会論文集A1（構造・地震工学）Vol.75, No. 4, [特]地震工学論文集, Vol.38, 2019., Kawase et. al., Bull. Seism. Soc. Am. Vol.101, No.5, pp.2001-2014, 2011.

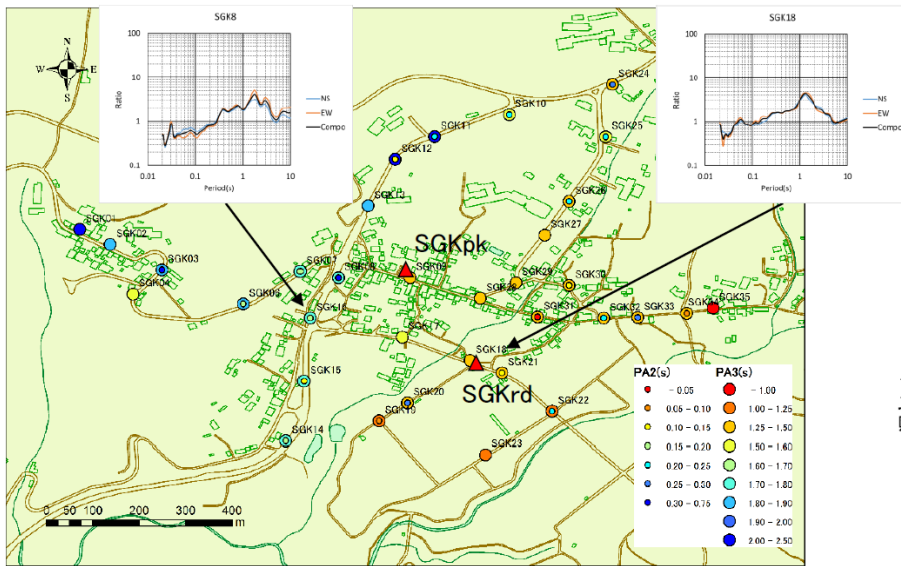


図1 微動H/Vの卓越周期分布 (PA2:短周期側, PA3:長周期側の卓越周期)

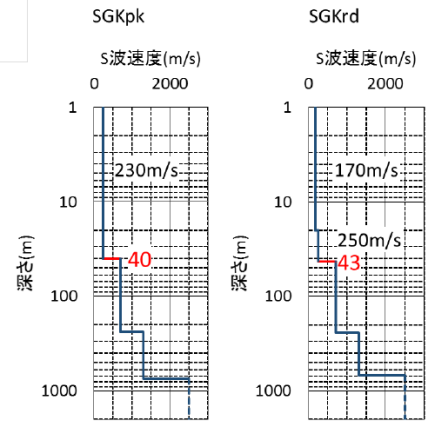


図2 S波速度構造 (野口・他, 2019)

岡山県全域の地盤構造の推定

Near-surface structure over Okayama Prefecture, Japan

畝岡 歩¹、*小松 正直²、藤田 高壮²、竹中 博士²、西村 敬一³、大島 光貴⁴、川瀬 博⁵
 Ayumu Uneoka¹、*Masanao Komatsu²、Takaaki Fujita²、Hiroshi Takenaka²、Keiichi Nishimura³、
 Mitsutaka Oshima⁴、Hiroshi Kawase⁵

1. 岡山大学（現所属：両備システムズ）、2. 岡山大学、3. 岡山理科大学、4. 清水建設、5. 京都大学

1. Okayama University (Now: Ryobi Systems co., Ltd.), 2. Okayama University, 3. Okayama University of Science, 4. Shimizu Corporation, 5. Kyoto University

畝岡・他（2018, 地震学会）は岡山県内の震度観測点（図1）で得られた波形記録にスペクトル・インバージョンを適用し、地盤増幅率を抽出した。本研究では、抽出した増幅率から観測点直下の地盤の1次元速度構造を推定する。推定手法として焼きなまし法を適用し、抽出した増幅率と1次元重複反射理論より計算した理論増幅率の残差が最小となる地盤のS波速度および層厚を求める。推定に用いる初期値は、観測点付近のボーリング試料から得られた浅部地盤モデルに防災科研のJ-SHIS深部地盤モデルを付加した7層または8層のS波速度および層厚である。また、S波速度に依存するQ値を仮定した。スペクトル・インバージョンを行った観測点のうち、約半数67点で地盤構造を求めた（図2）。岡山県南部（岡山平野）で求められた地盤の厚さは150～300 mと比較的厚い。浅部地盤に着目すると、沿岸部で表層が厚く、S波速度は80 m/sである。沿岸部は干拓地であり、軟弱な層が地表に堆積していると考えられる。また、沿岸部の児島から中央部の吉備中央町下賀茂にかけての直線付近に位置する観測点で地盤の厚さの変化をみると、南部から中央部の山のふもとまで地盤の厚さは200 m前後であるが、山地である下賀茂では6 mと急激に浅くなっている。このことは平野部では地盤が厚く堆積しており、山地では地盤が薄いことを表している。県北部・中央部では地盤の厚さが10 mに満たない観測点が多くみられた。ただし、津山盆地では周囲と比べて地盤がやや厚い傾向がみられた。

謝辞：スペクトル・インバージョンでは、防災科学技術研究所のK-NETとKiK-net、気象庁、岡山県震度情報ネットワークで得られた波形記録を使用しました。

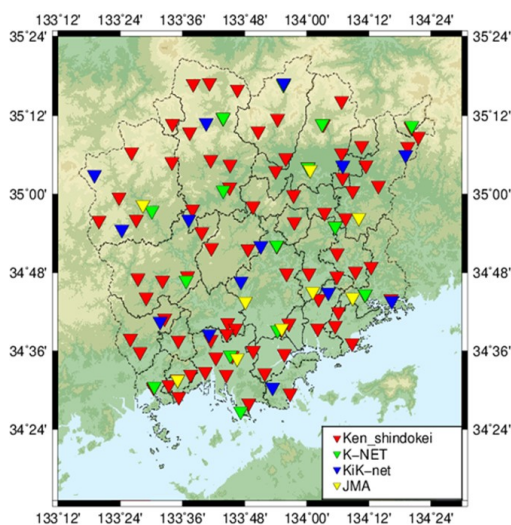


図1: 観測点の分布。赤三角は岡山県震度情報ネットワーク、緑三角は防災科研のK-NET、青三角はKiK-net、黄色三角は気象庁の観測点。黒線は市町村の境界。

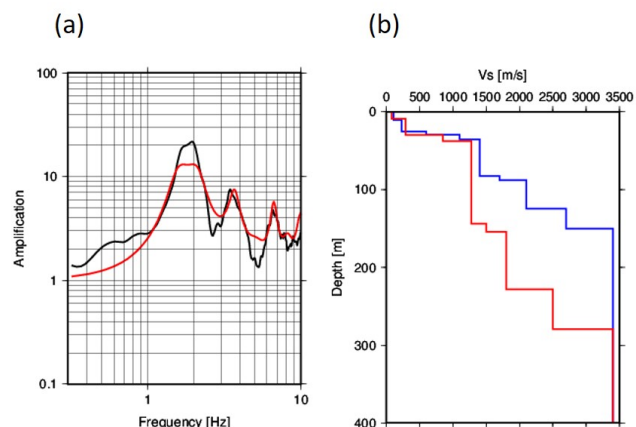


図2: 倉敷市児島における(a)地盤増幅率と(b)推定されたS波速度構造。(a)の黒線が抽出した増幅率、赤線が推定された速度構造による理論増幅率。(b)の青線が初期値として与えた地盤速度モデル、赤線が推定された地盤速度構造。

A study on the modal properties of sediment on base rock

ミリアム ドット¹、鈴木 祐輔¹、*飯山 かほり¹、盛川 仁¹

Miriam Beatrice Dodt¹, Yusuke Suzuki¹, *Kahori Iiyama¹, Hitoshi Morikawa¹

1. 東京工業大学

1. Tokyo Institute of Technology

Introduction

The study of the ground behavior cannot only give an insight on the structure of the ground but also on the expected impacts of an earthquake. Being able to estimate the structure using non-destructive methods is useful in different areas of interest in civil and geological engineering. In this research the objective was therefore the identification of the boundary shape of a two-layered media from an output-only system. In order to assess its feasibility though, a parameter study on a known input-system is conducted.

Models

The modelled area and its parameter can be seen in fig. 1. It is modelled using the finite difference method (FDM). The FDM is a numerical method for solving differential equations. The area of interest is discretized into a grid with connecting nodes and simple properties. In this first estimation, only the SH-wave, a elastic body shear wave in horizontal direction, is considered. In total 5 different shapes and depths and 6 different velocities of the sediment layer, as well as some special cases, are considered, resulting in over 60 models whose singular value power spectrum density (SV PDS) and the first 4 eigenmodes are compared.

The SV PDS and the modal parameters were calculated using the frequency domain decomposition (FDD) method. In the FDD method, assuming white noise input, the solution becomes independent from the input. Its formulation is similar to the singular value decomposition, which allows for estimating the eigenfrequencies through peak picking. The similarities also allow for estimation of the mode shapes.

Results

Comparing the results of the parameter study, some clear regularities can be seen. As visible in fig:2 (mode 1), an estimation on the ground shape can be seen. While the mode shape of a triangular sediment layer is independent on the wave velocity, this is not true for a more rectangular shape. By comparing the SV PDS, some estimates about the shape, wave velocity and depth can be stated, which can be confirmed and enhanced by evaluating the modal shapes as well.

The peak frequencies belonging to the eigenfrequencies can be seen in fig.3. There seems to be a correlation between the frequencies. Further investigation and quantification seem to be fruitful.

Conclusion

It could be shown, that a rough estimate of the ground structure from the modal parameter is possible. The estimation will be more certain when comparing it to a before acquired large database. It is important to keep in mind, that real ground conditions do not show that clear shapes, homogeneity and distinction between the layers.

Further study and quantification of the relationship is advisable.

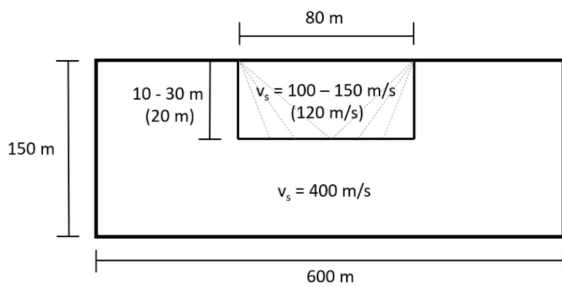


Figure 1: Model representation

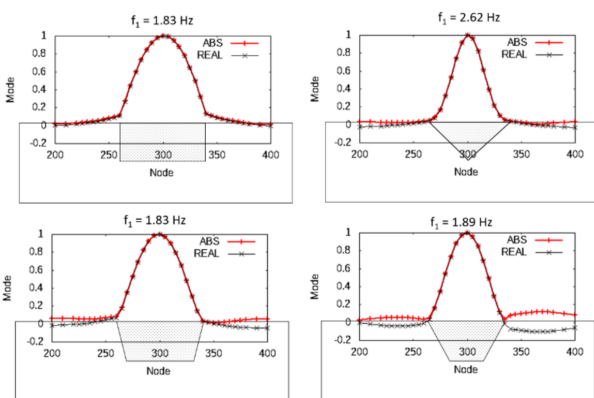


Figure 2: Mode 1 ($v_s = 150$ m/s, $h = 20$ m)

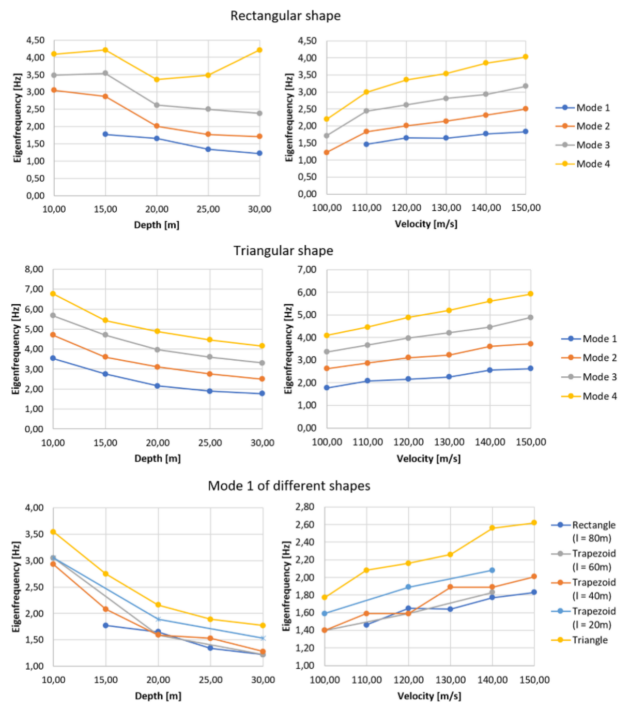


Figure 3: Visualisation of Eigenfrequencies

強震動予測の高度化に向けて構築された東海地域における浅部・深部統合地盤モデル

Subsurface velocity structures from seismic bedrock to ground surface for Tokai region, modeled to enhance strong motion prediction

*若井 淳¹、先名 重樹¹、谷田貝 淳²、稲垣 賢亮²、松山 尚典²、藤原 広行¹

*Atsushi WAKAI¹, Shigeki SENNA¹, Atsushi YATAGAI², Yoshiaki INAGAKI², Hisanori MATSUYAMA², Hiroyuki FUJIWARA¹

1. 国立研究開発法人防災科学技術研究所、2. 応用地質株式会社

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. OYO Corporation

1. はじめに

強震動予測精度向上のためには、地下構造モデルの高度化が重要な課題の一つである。防災科研では昨年度までの5か年にわたって、国のSIP事業の一環で、関東、東海および熊本地域において広帯域の地震動特性を説明できるような広域の浅部・深部統合地盤モデルの構築を実施してきた。

昨年度は東海地域4県(静岡・愛知・岐阜・三重)を対象として、初期地盤モデルの構築から微動アレイ探査結果を用いた修正地盤モデルを得る過程およびその結果について紹介した。本稿では、構築された浅部・深部統合地盤モデルやその増幅特性の特徴および特に浅部地盤モデルの妥当性を検証した結果について報告する。

2. 浅部・深部統合地盤モデルの特徴

深部地盤モデルに対しては、Vs600m/s~Vs1,500m/s層の各速度層における上面深度分布について初期モデルと比較した。初期モデル構築時に、既往研究による多くの地盤データを用いた濃尾平野周辺は初期モデルと大きな差はないが、既往の地盤データが少ない静岡県では比較的大きな変化がみられる。浅部地盤モデルに対しては、本研究で工学的基盤としているVs350m/s層上面深度分布について初期地質モデルと比較した。濃尾、岡崎および豊橋平野で浅くなっている一方、静岡県の中小規模の平野では深くなっている傾向がみられる。

3. 浅部・深部統合地盤モデルの増幅指標の特徴

AVS30の平面分布を微地形区分に基づくモデルと比較すると、全体としては濃尾平野をはじめとする平野部でAVS30が小さい地域が相対的に広がっており、局所的な変化が大きくなる傾向が見られる。また、Vs400m/s層に対する地表の増幅率の平面分布を周期ごとに評価した。周期0.5s, 1.0sおよび2.0sで比較すると、周期ごとに増幅率が大きい地域が異なっているのが特徴的である。これは、よく知られているように、増幅特性だけでなく周期特性を考慮することの重要性を示唆するものである。

4. 浅部・深部統合地盤モデルの検証

本稿では、特に工学的基盤層周辺よりも浅い浅部地盤モデルの検証結果を示す。検証は、対象地震観測点において、地震記録に基づいて推定された経験的サイト増幅特性と地盤モデルに基づいた1次元重複反射理論により計算された理論的サイト増幅特性を比較することにより行った。工学的基盤周辺(Vs300~700m/s程度)の浅部地盤および深部地盤双方の影響を受けると考えられる周期帯である0.5s~2.0sにおいては、ある程度の整合性が認められる。また、上記周期帯における両者の一致度(Anderson, 2004)を既往の地盤モデルに基づく理論的サイト増幅特性および本研究で得た浅部・深部統合地盤モデルに基づくもので比較をしたところ、大局的には既往モデルよりも改善されていることがわかる。

5. まとめ

本稿では、東海地域4県を対象として構築された浅部・深部統合地盤モデルやその増幅特性の特徴およびとり

わけ浅部地盤モデルの妥当性を検証した結果を示した。今後は、特に深部地盤モデルに着目して、FDMを用いた3次元地震動シミュレーションを行い、地震観測点における地震記録と計算結果の比較検証を実施する予定である。

謝辞

本研究は、総合科学技術・イノベーション会議のSIP（戦略的イノベーション創造プログラム）「レジリエントな防災・減災機能の強化」（管理法人：JST）によって実施されました。

参考文献

J. G. Anderson (2004): Quantitative measure of the goodness-of-fit of synthetic seismograms, 13th World Conference on Earthquake Engineering, 243.

微動探査で得られるAVS30の地域特性に基づく強震動予測のための地盤の類型化

Classification of ground type for ground motion prediction based on regional characteristics of AVS 30 obtained by microtremor survey

*先名 重樹¹、若井 淳¹、谷田貝 淳²、稲垣 賢亮²、松山 尚典²、藤原 広行¹

*Shigeki Senna¹, Atsushi Wakai¹, Atsushi Yatagai², Yoshiaki Inagaki², Hisanori Matsuyama², Hiroyuki Fujiwara¹

1. 防災科学技術研究所、2. 応用地質

1. NIED, 2. OYO Corp

1. はじめに

防災科研では、総合科学技術・イノベーション会議のSIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」の⑤「リアルタイム被害推定・災害情報収集・分析・利活用システム開発」で、関東・東海・熊本地域について、約1kmの間隔で総計約26,000箇所の微動観測（極小アレイ）を実施して浅部地盤のS波速度を推定し、従来の地盤モデル構築手法¹⁾を改善して地震基盤から地表までの広域・広帯域の強震動予測に用いる統合地盤モデル（S波速度構造モデル）を構築している²⁾。この微動探査データは、均等に配置された同一の調査・解析手法によるもので、調査の手法や調査者の技量、使用機材等の「認識論的不確実性」を極力排した地盤情報である。本報告では、このデータを用いてS波速度構造に関連する地盤の物性値の特性を地形区分や地質構成ごとに「類型化」した結果を報告する。本検討で主に使用した微動探査によるパラメータは、地表から深度30mまでの平均S波速度：AVS30）に相当するとされている波長40mの位相速度の値(C40)である^{3),4)}。

2. C40からみた微地形区分・地域毎の地盤の特徴

(1) 微地形区分ごとのC40の特徴

関東・東海全観測地点について微地形区分⁵⁾別にC40の値を整理すると、主に内陸に分布する台地、谷底低地、扇状地に比べて海岸付近まで分布する低地のC40のほうが小さい。これは、地形を構成する堆積物の供給源との距離が短い前者のほうがより粗粒な堆積物から構成されていること（特に堆積物の供給地に近接し、粗粒な砂礫を主体とする扇状地で最もC40が大きい）、関東平野などの大河川流域では、後者の地下には海進時に堆積した軟質な海成粘土層が広く分布していることの反映である。また、自然堤防、後背湿地、旧河道・旧池沼では、C40の値の分布はほぼ同様となっている。これは、これらの微地形の成因が関連しているため近接して出現し、構成する堆積物も側方、鉛直方向に漸移することの反映である。三角州・海岸低地、干拓地、埋立地でも地下に軟質な海成粘土層が分布するため、C40は上記の自然堤防等と同程度である。砂州・砂礫州、砂丘、砂州・砂丘間低地では、表層にN値の大きい締まった砂層が分布するために自然堤防等や三角州・海岸低地に比べてC40はやや大きい。

(2) 微地形区分毎のC40の地域的な特徴

微地形区分毎のC40について地域別（平野別）にみると、各地域で特徴的な分布を示す。台地、谷底低地、扇状地等では、堆積物の供給源の山地・丘陵からの距離が短く堆積物がより粗粒な地域で、下流側よりC40が大きい傾向がある（北関東、三重県南部、岐阜県南部など）。自然堤防と後背湿地、三角州・海岸低地についてみると、関東では、地域的な差異はあまり大きくないが、関東に比べて平野の規模が小さい東海地域では、周辺の後背地や堆積環境の変化が大きいことを反映し、各区分の中での地域毎の差異が大きい。さらに、同一地域内の同一微地形区分内でも、次のような堆積環境の相違を反映したC40の変化がみられる。

・静岡県の大井川、天竜川流域の扇状地では、上流から下流方向へC40が小さくなる傾向が明瞭である。これは扇状地を形成している砂礫層の粒径が下流へ小さくなることと対応している。

・関東のローム台地におけるC40の東西方向分布をみると、東部地域（鹿島台地・下総台地東部）では西部地域（大宮台地・筑波台地）よりもC40が大きい。これは、東部地域では、ローム層下位の下総層群の地層の年代が西部地域よりも古く、より締まった地層から構成されていることの反映である。

3. 地盤の類型化による地盤の平均S波速度の検討

以上のようなC40（≒AVS30）と微地形区分ないし地盤構造との相関関係をもとに地盤の類型化を試みている。また、松岡ほか(2005)の考え方を参照して、C40について標高・傾斜・古い時代に形成された山地・丘陵からの距離等を説明変量とした回帰式を検討中である。この関係式を用いることで、地盤データがない地域についてもAVS30を推定して強震動予測のための地盤モデルを改良することが可能となる。

参考文献 1)地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2017):「地下構造モデル作成の考え方」に基づいて作成された関東地方の浅部・深部統合地盤構造モデル説明資料。2)先名ほか(2017):強震動評価のための浅部・深部統合地盤モデルの構築, 第52回地盤工学研究発表会論文集, 878。3)紺野・片岡(2000):レイリー波の位相速度から地盤の平均S波速度を直接推定する方法の提案, 土木学会論文集No. 647/I-51, 415-423。4)長尾・紺野(2002):常時微動アレー観測に基づく表層地盤の平均S波速度推定精度に関する研究, 土木学会論文集No. 696/1-58, 225-235。5)松岡ほか(2005):日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均S波速度分布の推定, 土木学会論文集, No.794/I-72, pp.239-251。

常時微動H/Vスペクトル比を用いた小笠原硫黄島の地盤振動特性の評価 Characteristics of Ground Motion in Ogasawara Iwo-To Island using Microtremor H/V Spectral Ratio

*村越 匠¹

*Takumi Murakoshi¹

1. 防衛大学校

1. National Defense Academy

小笠原硫黄島は地震や地殻変動などの火山活動の活発な火山島である。最近では、2018年9月8日から小笠原硫黄島での地震活動が活発化し、9月12日には小笠原硫黄島の南方沿岸で海面から5~10mの高さの海水の噴出が確認され海底噴火が発生したと推定されている（第142回火山噴火予知連絡会資料，2018）。それ以降では、2019年3月から4月に火山性地震の日回数が100回を超える日が7回観測されている（第144回火山噴火予知連絡会資料，2019）。また、活断層については貝塚・他（1983）により小笠原硫黄島の西側で阿寺台断層などの複数の活断層があることが報告されている。地震学的構造については熊谷・高橋（1985）の人工地震探査の報告はあるが小笠原硫黄島全域についての情報は少ない。そこで、本研究では小笠原硫黄島全域の地盤の振動特性を評価することを目的として、常時微動のH/Vスペクトル比を用いた解析を行った。観測データには、2013年と2016年に実施した2回の小笠原硫黄島における常時微動観測の記録を用いた。1回目の2013年10月18日から10月21日の観測では常時微動の単点観測を54地点で実施した。観測には2Hz3成分速度型の地震計（CDJ-S2C-2）と計測技研HKS-9550のデータロガーを利用し、観測時間は1観測点につき15分以上とした。2回目の2016年7月27日から7月31日の観測では単点観測を88地点で実施した。観測には2013年に利用した2Hz速度型地震計よりも長周期成分を観測可能な可搬型強震観測システム（センサーJEP-6A3P，ロガーLS-7000XT，アンプ搭載筐体）を利用し、観測時間は1観測点につき30分以上とした。それぞれの観測における速報的な解析結果は、村越・他（2014, JpGU）および村越・他（2016, 日本火山学会2016年度秋季大会）で報告している。今回は観測点ごとの微動H/Vスペクトル比を用いて、その卓越周期、振幅、スペクトル比の形状および異方性について解析を進めた。本発表では常時微動H/Vスペクトル比の解析から得られた小笠原硫黄島全域での地盤振動特性の空間分布や、活断層の分布との関係性について報告を行う。

謝辞：可搬型強震観測システムについては東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助を受けました。小笠原硫黄島での観測全般に関して海上自衛隊厚木航空基地隊硫黄島支援班および硫黄島基地気象班に支援していただきました。微動観測では防衛大学校の小森恵津郎氏、島田正樹氏、桶本勇二氏、林浩平氏、木村孝承氏、西本将平氏に協力していただきました。記して感謝致します。

稠密地震観測記録と大深度ボアホール地震記録を用いた地盤増幅特性の推定

Estimation of soil amplification using seismic records observed at dense seismic network and deep borehole stations

*野口 科子¹、村上 理²、浅井 康弘²

*Shinako Noguchi¹, Osamu Murakami², Yasuhiro Asai²

1. (公財)地震予知総合研究振興会、2. 東濃地震科学研究所

1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Tono Research Institute of Earthquake Science

東濃地震科学研究所では、岐阜県東濃地域に複数の大深度ボアホール観測施設と、高密度で展開された地震観測網を運営している。地表近くで得られる高密度の地震記録と、それと同時に得られる地中記録を活用することで、堆積盆地における地盤増幅特性を高密度で、面的に把握できる可能性がある。本発表では、地震記録の水平動/上下動(H/V)スペクトル比および地表/地中(ボアホール)スペクトル比を用いて、周辺の地盤増幅特性の分布を推定する。

6か所のボアホール観測施設のうちBYB(屏風山)では、鉛直アレイとしてGL-30 m, GL-60 mおよびGL-1020 mに加速度計が設置されている。地震記録の水平動S波部分についてフーリエ振幅スペクトルをとり、各深度の加速度計の間でスペクトル比をとると、GL-60 mとGL-1020 mの間の増幅は概ね2倍かそれ以下であった一方、GL-60 mとGL-30 mの間の増幅は最大で10倍程度であった。以下の地表との比較ではGL-1020 mの記録を使用する。ボアホール記録は地盤の影響を含めた地表の反射波の影響を受けているとされるが、GL-1020 mでは地表からの距離が遠く地表との速度コントラストも大きいことから、本研究ではその影響は十分に小さいとみなし、後の解析で検証することとする。

高密度観測網は岐阜県瑞浪市を中心に、延べ50数点が展開されている。各観測点は地上のノイズを避けるためGL-4 mに設置されているが、その深度より下(からボアホール観測点まで)の増幅特性を評価することとし、上側4 mの表層が記録に及ぼす影響は後に別途検証する予定である。これらの観測点で、比較的直下で起きた地震の記録のS波部分について、それぞれの観測点のH/Vスペクトル比と、BYBのGL-1020 mとの地表/地中スペクトル比をとる。平野部に近いBYBから南東側の山地へ順にH026, H029, H039の3観測点については、まずH026のH/Vスペクトル比には顕著な山と谷が確認された。この山と谷は、BYBとのスペクトル比をとることで、H026付近の水平動の増幅と上下動の増幅にそれぞれ起因すると検証された。一方、最も離れたH039では、H/Vスペクトル比はフラットで、特に山も谷も見られなかった。BYBとのスペクトル比もなだらかで、この増幅はBYBとH039の媒質速度の違いに起因し、特定の表層地盤によるものではないことが推定された。H029については、いずれもH026とH039の概ね中間程度の特徴を示した。スペクトル比に使用した地震記録のS波の水平動最大加速度について、観測点間の比の平均値を比較すると、H026はBYB-1020mの約2.5倍だったのに対し、同H029は約1.8倍、同H039は約1.3倍であった。このことから、H/Vスペクトル比の形状(山の有無)と地震動増幅率に関係があることが示唆された。

ネパール・カトマンズ盆地の強震観測点における地盤増幅特性の把握 Site amplification at strong motion stations in the Kathmandu Valley, Nepal

*重藤 迪子¹、高井 伸雄²、Bijukchhen Subeg³、Timisina Chintan⁴、Bhattarai Mukunda⁴、Singh Shova⁴

*Michiko Shigefuji¹、Nobuo Takai²、Subeg Bijukchhen³、Chintan Timisina⁴、Mukunda Bhattarai⁴、Shova Singh⁴

1. 九州大学、2. 北海道大学、3. Khwopa Engineering College, Nepal、4. ネパール 産業省 鉱山地質局

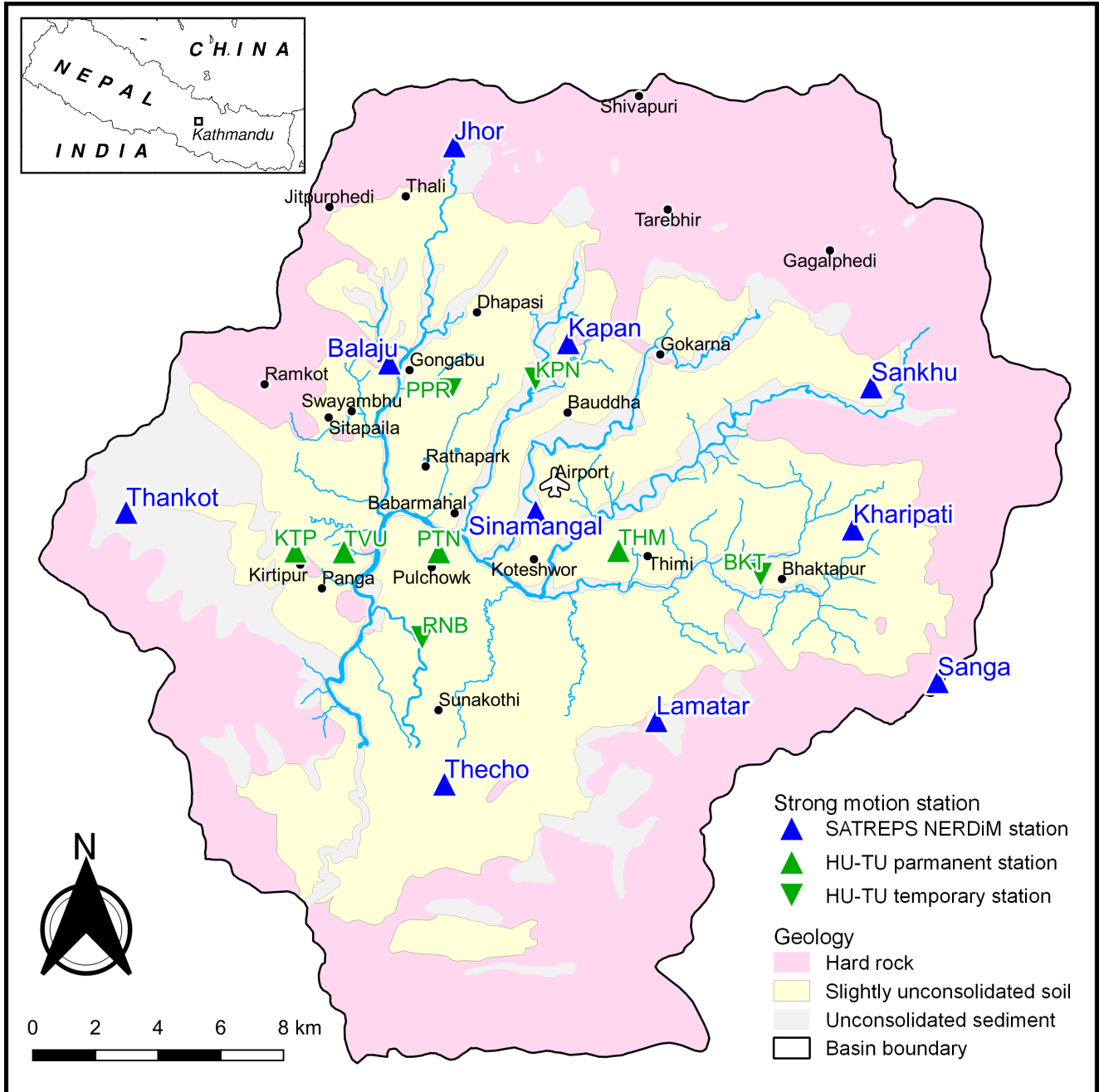
1. Kyushu Univ., 2. Hokkaido Univ., 3. Khwopa Engineering College, Nepal, 4. Department of Mines and Geology, Nepal

ネパールはインドプレートとユーラシアプレートの衝突帯に位置し、過去に多くの被害地震が発生している。2015年4月25日にはネパール・ゴルカ地震 (M_w 7.8) が発生し、その震央域よりも西側の中央ヒマラヤにおいては地震空白域の存在が指摘されている。我々は、JICA - JST SATREPSプロジェクト (2016-2021年度、ネパールヒマラヤ巨大地震とその災害軽減の総合研究、代表：瀨藤一起) の一環として、巨大地震におけるカトマンズ盆地の強震動予測の高精度化を目的として、ネパールの首都カトマンズが位置するカトマンズ盆地において、2016年11月に4地点、2017年11月に5地点、2018年5月に1地点、計10地点新たに強震計を設置し、連続観測を実施している (Takai *et al.*, 2018)。設置当初、現地の不安定な電力状況により、データ欠損が多地点・長期間において発生したが、対策を講じ、2018年11月からは安定して記録が得られている。本報告では、本強震観測網で得られた記録を用いて、地震動S波部分のH/Vスペクトル比を求め、各観測点の地盤増幅特性を把握した。

カトマンズ盆地の地質と本観測点位置を下図に示す。カトマンズ盆地は直径約25 kmの山間盆地であり、湖成堆積物が厚く積もり、最深部は600 mを超える (Moribayashi and Maruo, 1980)。観測点は、盆地境界の北 (Jhor) と東 (Sanga) の岩盤サイト上に2地点、さらに堆積層上に、2015年ネパール・ゴルカ地震で建物被害が集中した領域 (Balaju, Sankhu)、Chandragiri断層近傍 (Thankot)、盆地中央 (Sinamangal)、観測点密度を考慮して (Thecho, Kapan, Kharipati, Lamatar) それぞれ設置している。これら観測点で記録が得られているML4.3~5.2の5地震の強震観測記録に対して、S波初動到達から40.96秒間のフーリエスペクトルをとり、幅0.1 HzのParzen windowを施した後、水平動成分の2乗平均平方根を鉛直動成分で除して、地震動H/Vスペクトル比を求めた。岩盤サイトのJhorやSangaでは、3~4 Hz程度にピークがあるのに対して、堆積層上では0.2~0.8 Hzの低周波数側にそれぞれピークがある。2015年ネパール・ゴルカ地震時にカトマンズ盆地内で主にRC造建物において、特に甚大な建物被害が集中したBalaju (楠・他, 2016) では、0.8 Hz程度に顕著なピークを有しており、建物被害における地盤増幅特性との関係が示唆される。

カトマンズ盆地においては、2011年9月から北海道大学とTribhuvan大学との共同強震観測点 (Takai *et al.*, 2016) が4地点、2015年ネパール・ゴルカ地震の臨時余震観測点 (2015年5月~7月) として4地点存在し、我々はそれらの観測点で得られた本震および余震記録を用いて、S波速度構造モデルの構築 (Bijukchhen *et al.*, 2018) し、その検証を進めている。今後、本観測網における観測記録を加えて検討する予定である。

謝辞 本研究はJICA - JST SATREPS (JPMJSA1511) の助成を受けて実施しました。



2018年大阪府北部の地震の大阪平野における強震動シミュレーション Strong ground motion simulation in Osaka Plain for the 2018 Northern Osaka Prefecture earthquake

*関口 春子¹、浅野 公之¹、岩田 知孝¹

*Haruko Sekiguchi¹, Kimiyuki Asano¹, Tomotaka Iwata¹

1. 京都大学防災研究所

1. Kyoto University, DPRI

1. はじめに

2018年6月の大阪府北部の地震は、2013年4月の淡路島の地震以来、大阪堆積盆地近傍で生じたM6クラスのイベントであった。大阪堆積盆地地下で生じたことから、特に大阪堆積盆地内では直達S波の後に、地表と堆積層基盤面の多重反射波や盆地端部や盆地内の不均質構造によって生成した表面波などと考えられる波群が観測されている。

我々は大阪堆積盆地の3次元速度構造モデルを改良し (Sekiguchi et al., 2016) , 2013年淡路島の地震での地震動シミュレーションを行って、モデルの検証と堆積層Q値の検討をしている(Asano et al., 2016). 本研究では、2018年大阪府北部の地震を対象に地震動シミュレーションを行い、堆積盆地の速度構造モデルの検証と強震動生成メカニズムの解明を行う。2018年大阪府北部の地震は、その地震規模と大阪平野直下での発生のため、平野の観測点では2 Hz前後の地震動が卓越しており、本研究は2 Hz前後に焦点を当てた検討を行う。

2. 大阪堆積盆地の3次元速度構造モデル

地震動シミュレーションに用いたSekiguchi et al.(2016)による大阪堆積盆地の3次元速度構造モデルは、堀川・他(2001)のモデル化を基本として、反射法地震探査断面、微動アレイ探査、ボーリングデータ等を拡充して作成された。ここには平成22~24年度の上町断層帯重点調査観測によって実施された各種調査結果も利用されている。また、モデルは局地地震記録のレーバ関数解析によるPS変換波、単点微動H/Vのピーク周期等により、各観測サイト下における盆地基盤面深度の検証が行われている。また、奈良盆地の速度構造モデル (関口・他, 2018) も一部用いられている。

3. 強震動シミュレーションの方法

震源モデルには、2つの断層面を設定し周波数2Hzまでの速度強震波形インバージョンを行ったAsano et al.(2018)の有限断層モデルを用いた。地震動シミュレーションは、まず、この震源モデルと前述の大阪盆地・奈良盆地の3次元速度構造モデルを与えて3次元差分法 (Pitarka, 1999) により周波数2Hzまでの計算を行った。堆積層のQ値の設定は、Asano et al. (2016)が求めたものを用いた。さらに、沖積層等からなる浅部の地震動応答を、吉田・他 (2006) による浅層地盤構造モデルを用いて等価線形化法 (DYNEQ;吉田・末富, 1996) により計算した。

4. 強震動シミュレーションの結果

計算された地震動の最大速度分布では、震央より南西~西方向に相対的に大きい値が広がった。これは、2つの断層面のうち北東南西走向の横ずれ断層のメカニズムに対応するS波のラディエーションパターンと破壊伝播の影響が強く現れ、そこに大阪堆積盆地による地震動の増幅効果が加わって形成されたと解釈できる。また、盆地端沿いや堆積層下の断層沿い、基盤岩上面の凹部で局所的に最大速度が大きい地域が見られる。これは、基盤深さの変化により地震波の波面が曲げられ、波のエネルギーに集中が起きたことによると考えられる。このような最大速度の分布形状は、大局的には、観測値の分布と整合している。

計算された波動場を見ると、直達波が伝播した後に盆地内のあちこちで後続波が発生し、様々な方向へ伝播して複雑な波動場が形成されていくのがわかる。後続波には、堆積盆地基盤面と地表との間の多重反射波 (例え

ば、赤澤, 2003 ; Tanaka et al., 2016; 岩田・他, 2018) や、盆地端部および平野下に伏在する活断層による基盤の段差構造から発生した表面波などがあり、場所によってはそれらが直達S波より大きな振幅を生じている。ラディエーションパターンと破壊伝播の指向性から直達S波の振幅は比較的小さかったが、その後、ラディエーションパターンと破壊伝播の指向性の大きい場所へ入射したS波が多重反射で到達したために、直達S波より大きな振幅になった場合も見られた。大阪平野内の地震観測点の観測波形と比較すると、後続波の到来は観測とよく対応しており、用いた速度構造モデルは、表面波の形成・伝播などの盆地の応答はおよそ再現できていると考えている。一方、計算地震動の直達波部分の振幅は観測に比べ全体的に小さく、震源モデルと3次元速度構造モデルの特に浅部部分に原因があるのではないかと考えられる。反面、後続波については遅い時間ほど過大評価の傾向が見られた。2 Hzが卓越する地震動の再現計算に対して、用いたQ値の設定は適合していないと考えられるため、妥当な設定を探索する予定である。また、盆地端部近くの観測点は、波形の再現がよくない点があり、堆積構造の急変地域でのモデル更新が課題としてあげられる。

関西地震観測研究協議会の連続観測記録を利用した雑微動相互相関関数解析

Ambient noise cross-correlation function analyses using continuous observation data by CEORKA

*赤澤 隆士¹

*Takashi Akazawa¹

1. (一財) 地域 地盤 環境 研究所

1. Geo-Research Institute

関西地域に広帯域速度型強震計を展開している関西地震観測研究協議会（関震協）は、2009年3月から2011年8月にかけて、連続観測に対応したデータロガーを全ての自前観測点に順次設置した。この新しい観測装置により得られる記録は、強震から微動に至るまで、広帯域で高い精度を有することが明らかとなっている（赤澤・他、2013）。赤澤・他(2011)は、1か月2期間の連続観測記録を利用して、地震波干渉法による相互相関関数解析を行った。その結果、抽出された観測点間グリーン関数において、各観測点ペアに共通する幾つかの信号波群の存在を確認し、これらの信号は特定の周期帯で分散性を有すること、最も見かけの群速度が遅い約0.3 km/sの波群は典型的なRayleigh波の特徴を有すること、等を示した。一方で、安定した関数を得るために、1年間程度の記録を利用する必要性も指摘されている（山下・他、2010）。本検討では、大阪堆積盆地構造モデルの検証およびその高度化を見据えて、長期間の連続観測記録を利用した相互相関関数解析を実施し、より安定した観測点間グリーン関数の抽出を試みた。

解析の手順は、大阪平野に臨時観測点を展開し、得られた連続観測記録を利用して相互相関関数解析を実施した。Asano et al.(2017)を参考にした。各解析区間の時間長は30分とし、区間の半分がオーバーラップするように（15分ずつずらしながら）連続記録から切り出した。その際、データが欠落もしくは飽和している、時刻が較正されていない、等により解析に支障をきたす区間は除外した。切り出された時刻歴波形に零線補正とチェビシェフ型のバンドパスフィルタを施し、Running Absolute Mean法（Bensen et al., 2007）により振幅値を時間領域で正規化した後、相互相関関数を計算した。このようにして得られた各区間の相互相関関数を時間領域で重ねて得られた関数を、観測点間グリーン関数と見なした。

図1に、解析結果の一例として、神戸市から東大阪市にかけて東西方向にほぼ一直線に並ぶ5観測点（観測点の名称と位置は赤澤・他(2013)を参照）を対象に、2017年に観測された1年分の上下成分記録から抽出された各観測点ペアの観測点間グリーン関数（周波数範囲0.2~0.5 Hz）を、観測点間距離でペーストアップして示す（ここでは、相互相関関数の計算過程で、周波数領域でのスペクトルホワイトニング操作は行っていない）。観測点ペアを「Site 1-Site 2」とするとき、正のラグタイムはSite 1からSite 2への、負のラグタイムはSite 2からSite 1への信号の伝播を示している。図1において、各観測点間グリーン関数に、時刻原点に対して対象となるように、SN比が良い信号波群が確認できる。図2に、MOT-FKSペアを対象に、2017年に観測された1か月毎の上下成分記録から抽出された観測点間グリーン関数を、1年分の記録から抽出された関数（図1と同じ）と並べて示す。各波形の上に示した数値は、相互相関関数の重合数を示す。月別の観測点グリーン関数には季節性が認められ、安定した観測点間グリーン関数を得るためには、少なくとも1年間程度の記録を利用する必要があることが、本検討で確認された。

参考文献 赤澤・他(2011), 日本地球惑星科学連合2011年大会, SSS023-P31. 赤澤・他(2013), 日本地震工学会論文集, 第13巻, 第4号, 4_55-4_67. 山下・他(2010), 京都大学防災研究所年報, 第53号 B, 175-180. Asano et al. (2017), Earth, Planets and Space, Vol.69:108. Bensen et al. (2007), Geophys. J. Int., 169, 1239-1260.

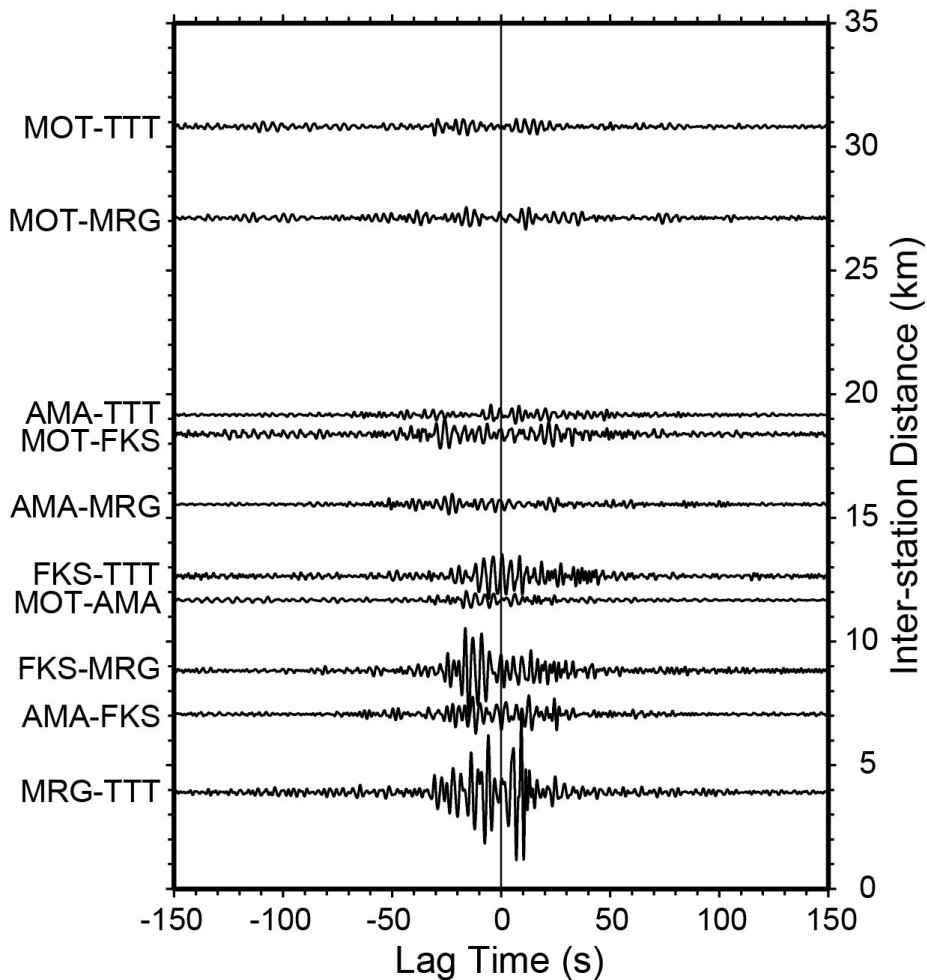
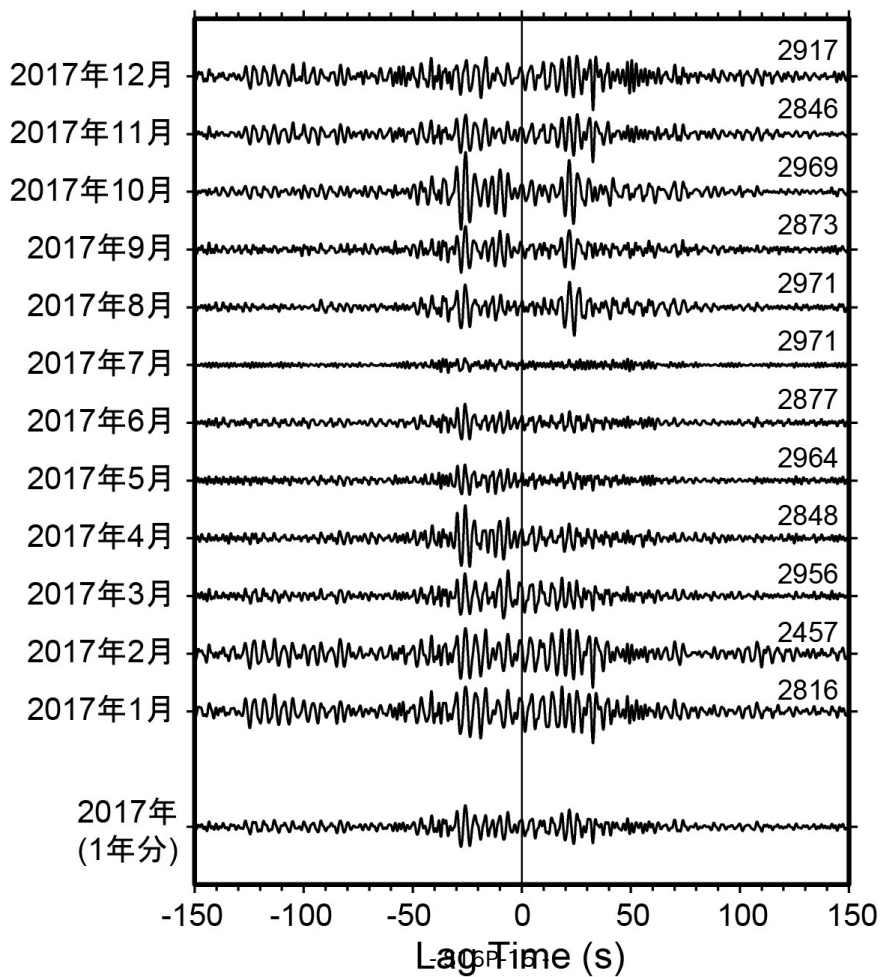


図1 2017年に観測された1年分の上下成分記録から抽出された観測点間グリーン関数（周波数範囲0.2～0.5 Hz）



水中スピーカーを用いた浅海用同時発振三次元反射法地震探査システムの開発における発振波形の検討

Examination of waveform in development of simultaneous 3D seismic reflection survey for shallow water using underwater speaker

*小川 真由¹、鶴 哲郎¹、古山 精史郎¹、朴 進午²、郭 農²、荒井 晃作³、井上 卓彦³

*Mayu Ogawa¹, Tetsuro Tsuru¹, Seishiro Furuyama¹, Jin-Oh Park², Chen Guo², Kosaku Arai³, Takahiko Inoue³

1. 東京海洋大学、2. 東京大学 大気海洋研究所、3. 国立研究開発法人産業技術総合研究所

1. Tokyo University of Marine Science and Technology, 2. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 3. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

1. はじめに

地震探査とは人工的に発生させた地震波を利用して、地下の地質構造を得るための探査法である。主に資源探査などで用いられる海上三次元反射法地震探査(以下、3D地震探査)はコストが高く、浅海域や船舶の輻輳する海域での探査が困難である。

よって浅海域での地震探査は二次元探査であることが多く、得られる情報が測線上のみであるため、面的な考察は推定の域を出ない。

そこで考案されたのが、図1に示すような同時発振方式である(東京海洋大学, 2017; 鶴, 2019)。我々の研究グループは、振源として非パルス波振源である水中スピーカーを複数台用いた同時発振3D地震探査システムの実用化に向けて開発を行っている。複数の水中スピーカーと一本の受振ケーブルによって探査を行うことで、従来の探査システムより船舶を小型化することができ、低コストかつ海洋生物への影響も低減することが可能となる(Tsuru et al., 2018)。本システムの開発は特に東京湾など、水深が非常に浅く、船舶の航行が激しい湾内において、海底下100mの地質構造を観測することを目的とする。

2. 発振波形比較試験

2018年8月、沼津沖にて海上試験を行った。2種類の水中スピーカーからの発振波形には周波数成分の異なるランダム波形を作成した。波形は、メルセンヌ・ツイスタの疑似ランダム発生手法を用い、2種類の発生方法を用いて作成した。1つは、sin波をかけあわせることによって波形を滑らかにして作成し(図2)、もう1つの波形は、-1と1で構成されるパルスをランダムに配置することによって作成した。

また、水槽実験では、各水中スピーカーから音を発振し、ハイドロフォンにて波形を取得した。得られた波形を解析し、相互相関結果と周波数範囲から発振波形を評価した。

3. 結果

海上試験で得られた反射断面図を比較すると水中スピーカーの種類と波形の周波数成分によって、得られる反射断面図の精度に差があることがわかった。水槽実験にて水中スピーカーごとの差を確認したところ、水中スピーカー①では100Hz以上、水中スピーカー②では300Hz以上の周波数成分から出力できることが確認できた。そのため、水中スピーカー②で取得された反射断面図は、水中スピーカー①で得られたものと比較すると波形が高分解能ではあるが、低周波成分よりも強く減衰を受けるため、海底下100mの詳細な地質構造を観測することはできなかった。また、sin波をかけ合わせた波形は周波数成分が低周波数に集中していたため、水中スピーカー②では出力が弱くなり、反射断面図はノイズの影響を強く受けた。

このことから、水中スピーカー②で地質構造観測を行うためには減衰量を上回るエネルギーが必要である。しかし、水中スピーカーが発振可能な音圧レベルは限られている。そこで、特に相互相関に伴うS/N比の向上による実質的な音圧レベルの向上を目指し発振波形の改良を行った。今回は、それらの結果について考察を加える。

参考文献

Tetsuro Tsuru, Jin-Oh Park, Mamoru Takanashi, Kohsaku Arai, Takahiro Inoue, Seishiro Furuyama, Kazuo Amakasu, Kazuhiro Takao, Mayu Ogawa, Shio Shimizu, An environment-friendly MCS surveys by using underwater speakers in Tokyo Bay, Proceedings of the 13th SEGJ International Symposium, 2018.

鶴哲郎, 海洋音響探査, 海洋音響学会誌, 46, 14-20, 2019.

東京海洋大学, 海底地質探査システム、海底地質探査方法および海底地質探査プログラム, JP20170086440, 2017.

