

# 岡山大学津島キャンパスにおける微動探査

## Microtremor exploration in Tsushima Campus, Okayama University

山田伸之 (Nobuyuki YAMADA)\*

竹中博士 (Hiroshi TAKENAKA)\*\*

### Abstract

In this report, microtremor array observations were conducted in the Tsushima Campus of Okayama University, and the subsurface velocity structure was estimated from the analysis of the records. The results indicate that a five-layer S-wave velocity structure from the surface to the seismic basement equivalent layer with thicknesses of 8, 24, 80 and 180 m and velocities of 150, 450, 1100, 1700 and 3200 m/s, respectively, is reasonable. This model explains to some extent the observed phase velocity and H/V spectral ratios. It is also consistent with the surface borehole results. Furthermore, the areal characteristics of the H/V spectral ratios were also presented, allowing us to estimate the trend of the ground structure in shallow areas.

**Keywords:** Okayama, Microtremor array exploration, S-wave velocity, H/V spectral ratio

### I. はじめに

岡山市南部の一部では、南海トラフで発生が危惧される地震により、強い揺れが想定されている[地震調査研究推進本部(2020)]. 図1aの△の部分を含む領域(例えば、県庁、市役所、拠点病院、岡山駅など重要機関の集まる周辺地域)について、観測される地震動に大きく影響する地盤構造は、J-SHIS(防災科学技術研究所)による深部地盤構造モデルによると、S波速度(以下、Vs) 3100 m/sの地震基盤上面深さは130~250 m、Vs 1100 m/s層上面深さは20~30 mとされている。また、図1aの◎で示す防災科学技術研究所のK-NET岡山(OKY011)でのボーリングでは、深さ15 mでVs 360 m/s、また、同じくKiK-net岡山(OKYH03)では、深さ20 mでVs 1551 m/s、深さ80 mでVs 2422 m/sの層に達するとされている。岡山市南部の児島湾周辺域の重力異常を用いた地震基盤深度の推定[西村(2016)]もなされているが、地表から地震基盤までの速度構造の調査事例は少ない。この地域の地震基盤深度は1000 mを超えることはないと推察されるが、地震基盤までのS波速度構造を明らかにすることは地震防災上重要なことである。

ここでは、岡山大学津島キャンパスにおいて常時微動(以下、微動)のアレイ観測を実施し、そのデータを用いて、地表から地震基盤相当層までの1次元S波速度構造を簡易的に見積もった結果について報告する。さらに、得られた3成分の微動記録から算出したH/V(水平動の合成成分/上下動成分)スペクトル比(以下、H/V比)の特性についても記述する。

### II. 中規模アレイの微動観測と位相速度の算出

本報告では、岡山大学津島キャンパス(図1a△)において、2つのタイプの微動アレイ観測を実施した。最初に、強震計(Akashi製JEP-6A3の3成分計にアンプ500倍設定)とロガー(白山工業製LS8800)の組み合わせ7セットを設置し、微動データを収録した。その際、強震計は、任意形状の2つの大きさの三角形の頂点とその重心付近(34.6890° N, 133.9214° E:この点は固定)に設置した。そのときの機器配置を図1bに示す。この観測(2017年12月16日実施)を本稿では、『中規模アレイ』と称する。大アレイ(L:観測時間15:30~16:15, 機器間距離約100~330 m)中アレイ(M:同14:35~15:05, 同約50~180 m)小アレイ(S:同13:55~14:15, 同約20~90 m)の3つのタイプのアレイに対して、100 Hzでサンプリングを行った。そこで得られた微動記録は、Sで40.96 s, MとLで81.92 s毎にウィンドウを設定し、解析を行った。その際のフーリエスペクトルの例を図2に示す。周期1秒以上で、概ねいずれのアレイでも地点間のスペクトルの差異は小さいが、1秒以下の短周期成分ではばらつきが目立つ。これらのピーク周期は約4秒で、いずれの地点でも、また、いずれのサイズのアレイでも同じ傾向にある。

これらのデータをFK法[Capon(1969)]により、データウィンドウ毎にFKコンターのピーク値の波数ベクトルから位相速度を算出した。その際のFKコンター図の例を図3に示す。そして、データセット毎の位相速度の平均値を最終的な速度値とした(図4)。

\* 高知大学理工学部地球環境防災学科, 〒780-8520 高知市曙町二丁目5-1  
Faculty of Science and Technology, Kochi University, Kochi 780-8520, Japan

\*\* 岡山大学学術研究院環境生命自然科学学域, 〒700-8530 岡山市北区津島中三丁目1-1  
Department of Earth Sciences, Okayama University, Okayama 700-8530, Japan

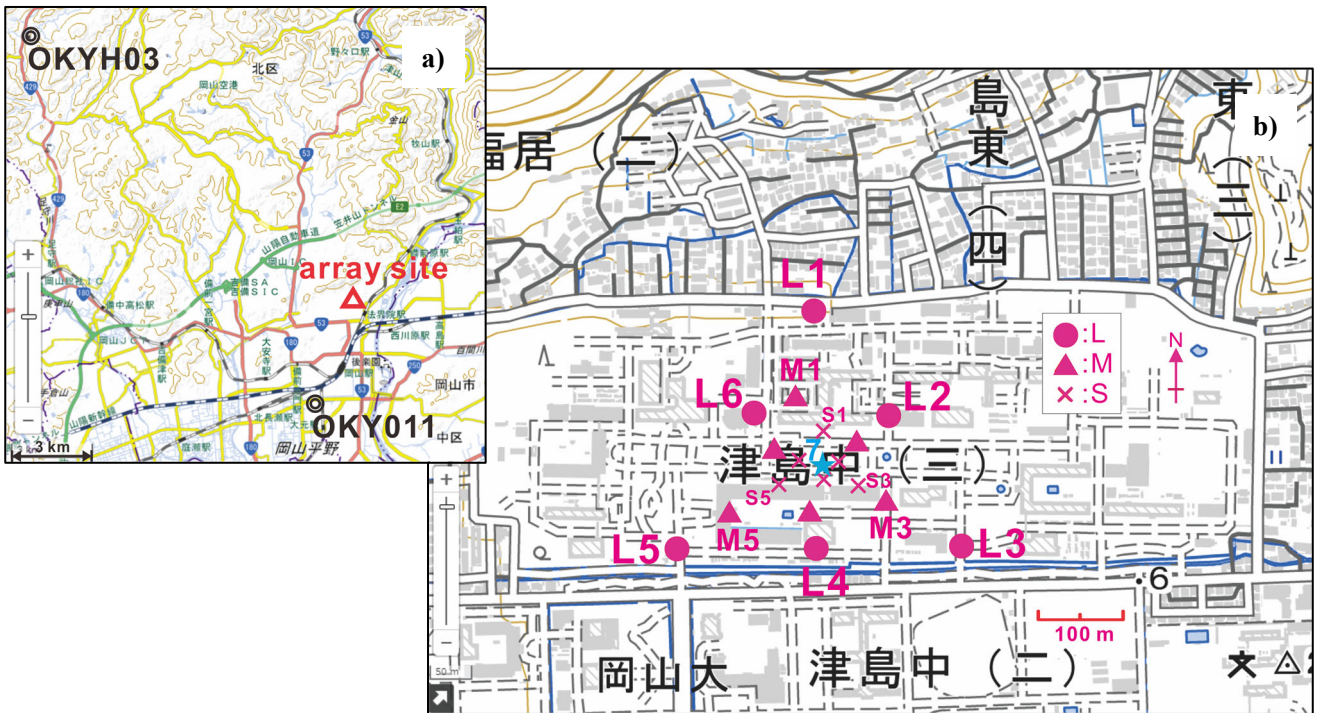


図1 微動探査を実施した地点の地図. 国土地理院地形図に加筆.  
 a) 微動アレイ探査実施点(△)と周辺の強震観測点(◎)の位置.  
 b) a)中の△の位置で実施した中規模アレイの機器配置. ★は中心点.

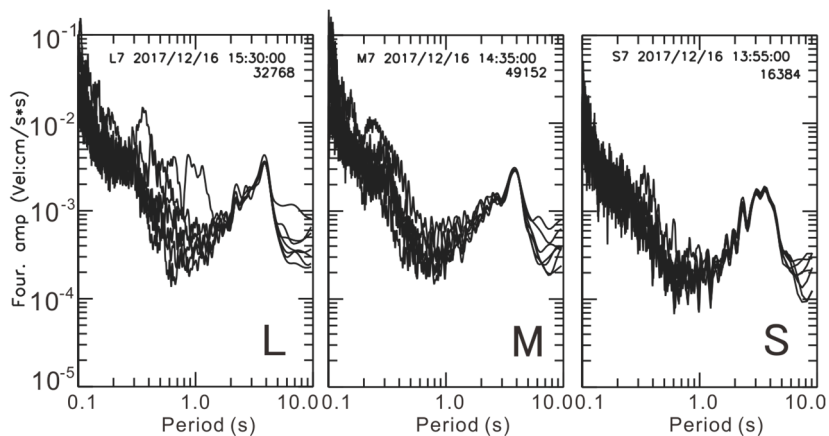


図2 各アレイにおける速度フーリエスペクトルの例

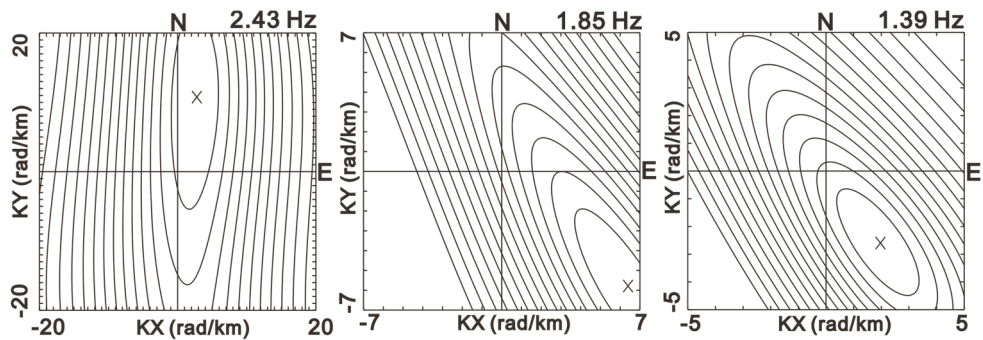


図3 FK コンターの例. ×はピーク.

全体的にFKコンターのピークが不明瞭なデータ区間も散見され、周期ごとの位相速度の値にばらつきも大きかった。図4のものは、得られた位相速度のうち、比較的ばらつきの小さいものを抽出したもので、その帯域は、およそ1.5~2.5 Hzの狭い範囲となった。得られた速度値の下限は1 km/sを下回るものもなく、逆に速度の大きな部分については、1 Hz付近で2 km/sを上回り、比較的高周波の帯域で速度値が大きくなる。このことから、地盤構造は、比較的硬質もしくは地表付近の低速度の層はかなり薄いことが予想されるが、速度構造を推定するには、情報が不足している。

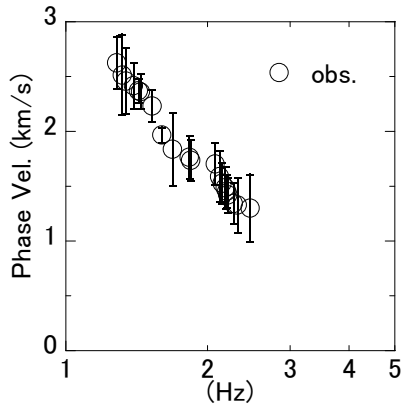


図4 中規模アレイから得られた位相速度。エラーバーは、位相速度のばらつき具合を示す。

### III. 小規模アレイの微動観測と位相速度の算出

図4に示す中規模アレイ観測から得られた位相速度は、3 Hzより高周波の帯域の位相速度が得られず、表層の速度値に漸近する様子が見られなかったことから、高周波の帯域に焦点をあてた位相速度を算出することを目的とする観測を追加した。前述の中規模アレイの中心点(No. 7の位置)とほぼ同じ場所を中心に、機器間サイズ数~十 m程度の『小規模アレイ』を組み、微動観測を2023年8月19日に実施した。ここでは、加速度計(Akashi製1成分計)と無線LAN振動計(白山工業製SU101)を4セット用い、それを正三角形の頂点および重心位置に設置した。ここでは図5の配置例に示すように地震計は円の中心とその円周上に配置した。円の半径Rを10.0 m, 5.0 m, 2.5 m, 1.25 mの4つを設定し、10~30分間の微動をPCに収録した。この追加観測によるデータは、BIDO3.0(長(2020))を用い、ウィンドウ区間10.24 s毎に、CCA法[Cho et al. (2006)]によって、位相速度を見積もった。その際のR毎の位相速度を図6に示す。図7には、CCA法で算出されるR毎の4つの機器の平均のNS比を示す。Rが大きいほどNS比が大きくなり、信号として利用できる周波数範囲が狭くなるのがわかる。ここでは概ねNS比が0.8を超えない帯域を目安に位相速度を採用することとした。高周波部分につい

ては約150 m/sに漸近する12 Hz付近を上限として、3 Hz付近から12 Hzにかけての帯域を採用した。図6では、Rのサイズ毎に位相速度の重なる部分が見られ、Rによらず共通の位相速度が得られた周波数帯がある。例えば、5~8 Hz付近では、R=10.0 m(赤)とR=5.0 m(青)の値が重なる。

以上により、中規模アレイと小規模アレイで算出された位相速度を図8に示す。2.5~3.5 Hz付近に位相速度データの空白があり、速度値にややギャップがあるものの、連続性のあるものとして扱うこととした。これら中規模アレイと小規模アレイの微動観測から得られた約1~12 Hzの帯域における位相速度は、上下動記録から得られたことから、レイリー波の分散曲線として扱うこととした。

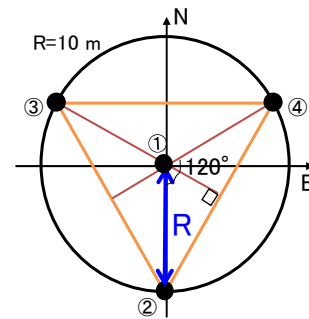


図5 図1bの★付近で実施した小規模アレイ観測(R=10mの場合)における機器配置(●)例。

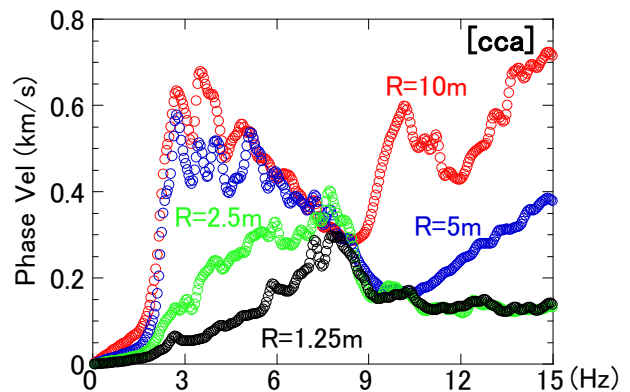


図6 小規模アレイのR=10.0, 5.0, 2.5, 1.25 mのときに得られた位相速度(CCA法による)。

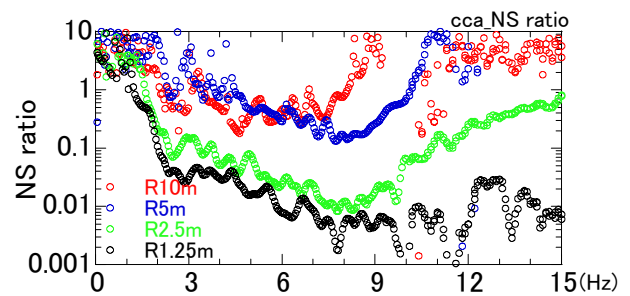


図7 微動データのRごとのNoise/Signal比

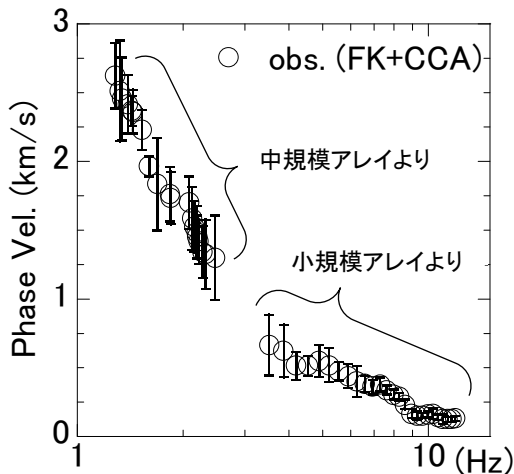


図8 観測記録から得られた位相速度

#### IV. 速度構造モデルについて

図8に示した2つの規模のアレイ観測から得られた位相速度をもとに、地盤モデルの推定を行う。ここでは、仮定・設定した地盤構造モデルから理論分散曲線(位相速度)や理論H/V比を順解析により算出し、観測値と理論値を比較することで両者が定性的にあうものを本報告での地盤モデルとして採用することとした。理論分散曲線は、Haskell(1953)のマトリクス法により算出した。理論H/V比は、速度構造モデルから得られるラブ波とレイリー波の理論分散曲線に対してHarkrider(1964)のMedium Responseによって得られる理論振幅スペクトルを計算し、粒子軌跡の楕円率(レイリー波とラブ波振幅比は0.7に設定)から算出した。

仮定した地盤構造は、既存の速度構造情報(KiK-net岡山(OKYH03)のボーリングやJ-SHISによる岡山市津島付近の深部地盤構造のモデルなど)から、5層モデルとし、Vs 3000 m/s前後の地震基盤と1100 m/sと1700 m/sの層および工学的基盤層を500 m/s前後とした。さらに最表層部分については、図8に示す位相速度の10 Hz付近でおおむね150 m/sへ漸近するとともに、K-NET岡山(OKY011)のPS検層で示されている盛土より下の層の値が180 m/sであることから、Vs 150~180 m/sの範囲と仮定した。密度値は、主にJ-SHISの深部地盤情報をもとに設定した。こうしてそれぞれの物性値を仮定し、図8の位相速度および後述するH/V比(図10)を説明する各層の層厚値や地震基盤層のVs値などを試行錯誤的に求めた。その際のP波速度については、OKYH03の値を参考にしながら、Vsに対する比を表1に示す値で設定した。その結果、表1の5層の物性値パラメータを設定したとき、理論位相速度は、図9のようになり、それらは観測で得られた位相速度のばらつきの範囲(エラーバーの範囲)内にあることになった。地震基盤層は、Vs値で3200

m/s、その上面までの深さが292 m、最表層のVs値は150 m/sで、工学的基盤面までが8 mとする場合が観測値に近い理論位相速度になった。地震基盤の速度は、既存情報よりもやや大きい、1.5 Hz付近以下の位相速度を説明するために、Vs 3200 m/sとした。一方、岡山大学キャンパス内での表層地質のボーリング結果(鈴木ほか(2021):図15)によると、深さ約6.0~7.5 mで性質の異なる層(砂礫層との境界)が見られる。これは、本報告によるVs 150 m/sの下面境界に対応すると考えられる。

図10に表1のときの理論H/V比とアレイの中心(No.7)の観測値から算出したH/V比の比較を記す。観測値によるH/V比は、Lアレイの際の記録を10.24 s毎の区間の水平動のスペクトルの合成を上下動のスペクトルで除したものの平均値であり、4~5 Hz付近のピークと10.5 Hz付近のトラフを形成している。本報告で推定した構造モデルによる理論H/V比は、ピーク・トラフの周波数がわずかにずれているものの、観測H/V比の特徴をある程度再現できている。理論位相速度(図9)および理論H/V比(図10)は、各観測値と比較的よく対応しており、本報告で設定した速度構造モデルは、常時微動の観測データを説明するモデルの1つとして挙げる事ができる。

図11に表1で示した今回推定した速度構造とK-NET(OKY011)、KiK-net(OKYH03)の検層情報およびJ-SHISで示されている当該地域の深部地盤モデルによる速度構造モデルを示す。速度構造モデルを見積もる際に、物性値は、既存の地下構造情報を参照したため、一部では類似する。しかし、本報告とJ-SHISのモデルとでは、地震基盤上面深さのみならずVs 1100 m/sや1700 m/sの中間層の存在についても異なるものとなっている。これらによって、各層の境界深度が明示でき、また、浅い部分は、既存のモデルに類似する点もあるが、OKY011との差異も示すことができた。

図12に図11で示した各速度構造モデル(最下層が半無限に広がるモデルを仮定)に対し、表層地盤に対するS波の1次元地盤増幅特性を計算した結果を示す。この計算での減衰のQ値は、周波数に依存せず、Vs値の1/10とした。本報告のモデルによる地盤増幅特性は、1 Hz以上で複数の増幅ピークを呈するが、それ以外のモデルによるものは単発のピークで、OKYH03は3.5 Hzにみられるのみである。増幅度については、ピーク周波数は異なるが、いずれのモデルのケースも同程度であった。今回の結果において、1.5 Hz付近でも増幅度の高まりが現れているが、地盤構造の差異によるものと考えられる。この帯域は、構造物被害に影響し得る帯域でもあり、さらなる精査が必要である。

なお、西村(2016)による岡山市南部の児島湾周辺域での重力異常などを用いた堆積層1層のモデルを仮

定した地震基盤の最深点の値は、約 370 m とされている。基盤深度の推定方法の違いや調査地点が離れているため単純に比較することはできないが、今回の結果は、値としてはこれよりも小さなものとなり、山地部に近い（本報告の探査地点は、児島湾沿岸部から 10 km 程度離れた内陸部である）ことを鑑みれば矛盾はしないと考えられる。しかしながら、本報告の地震基盤深さは、J-SHIS のモデルに対しては、やや大きい値になっており、今後精査は必要であろう。

こうした速度構造の推定には、既存のモデル情報を参考にしながら、モデル探索の幅を持たせた位相速度をもとにした逆解析などによって、より詳細なモデルパラメータの探索が必要であると考えられる。特に、地表付近の速度構造の推定には、より細かい層設定による逆解析などを通じた検討は必要であろう。また、今回のような深部・浅部の地盤構造をまとめて推定する際には、例えば、Arai and Tokimatsu (2005) のように位相速度と H/V 比の両方を考慮したアプローチは有効な手立ての一つになると考えられる。

表 1 推定された S 波速度構造

layer	thickness(m)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Vp(m/s)	Vs(m/s)	Vp/Vs
1	8	1.7	500	150	3.3
2	24	1.75	1000	450	2.2
3	80	1.9	1900	1100	1.7
4	180	2.1	2900	1700	1.7
5	$\infty$	2.3	5500	3200	1.7

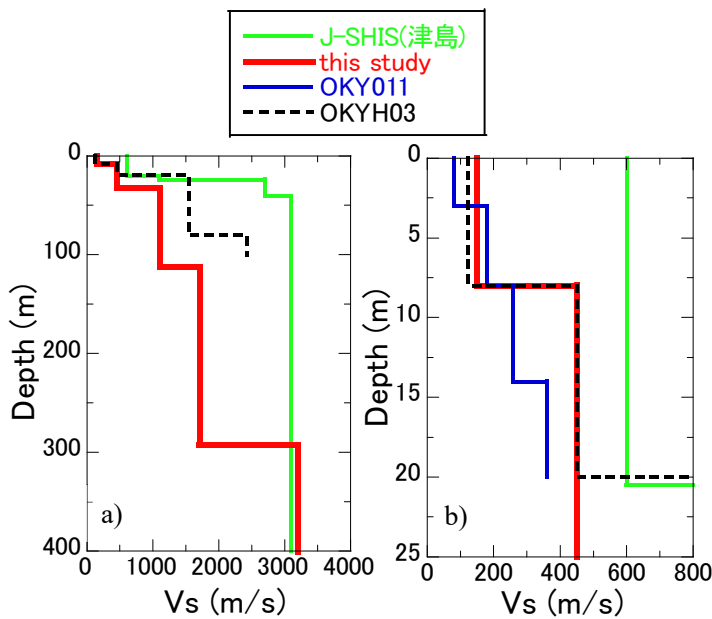


図 11 速度構造モデル図, a) 深部, b) 浅部の拡大

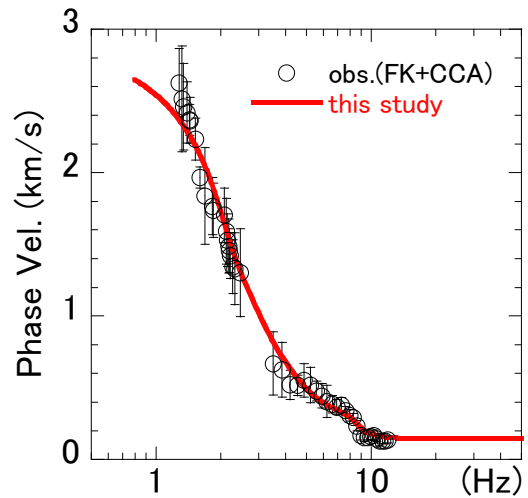


図 9 表 1 の構造モデルの理論位相速度と観測位相速度との比較

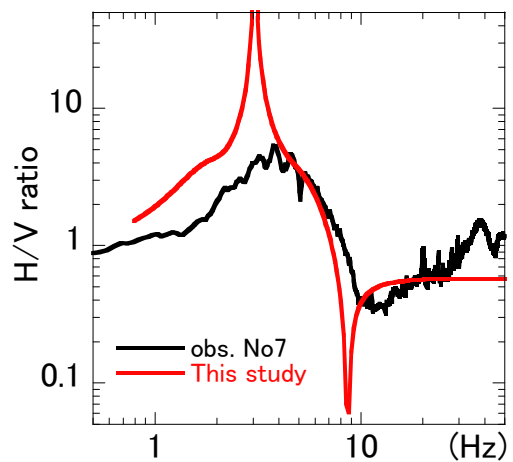


図 10 H/V 比の観測値と理論値との比較

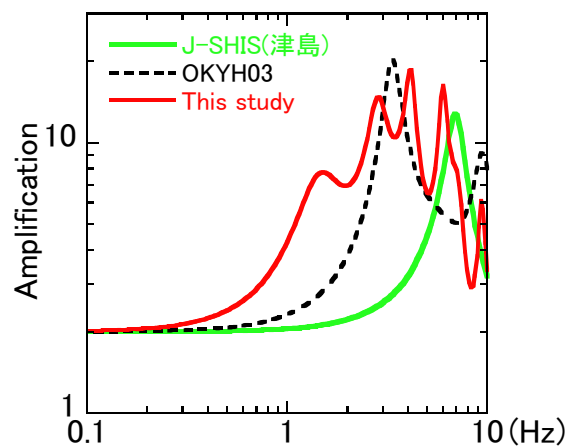


図 12 各モデルの表層地盤に対する S 波の 1 次元地盤増幅特性。

## V. H/V スペクトル比特性について

『中規模アレイ観測』においては、微動観測に3成分計を用いているため、図10で記したNo.7のアレイの中心位置だけでなく、他の地点でのH/V比を求めることができる。中規模アレイ観測におけるL・M・Sの各アレイ、計19地点のH/V比を地点番号毎に図14に示す。ここでのH/V比についても、前述したように各アレイでの収録時間における10.24 s毎の区間の平均値を記している。H/V比の全体的な形状の傾向は、Lアレイの一部を除けば、おおむね類似しており、3~4 Hzおよび30 Hz付近でピークが現れている。一般的に山谷の形状が明瞭であり、表層地盤と工学的基盤の物性コントラストが大きいことを反映していると考えられる。機器設置位置がS→M→Lアレイと次第に中心のNo.7から離れるにつれて、観測点間隔も広がり、地盤性状もいくらか変化していると考えられる。例えば、L1(図14のNo.1における赤線)は、形状・ピーク周波数ともに他の地点とやや異なっている。図1bの地形図によると当該地域の北側には山地部分になる地域が近く、地盤構造も南側の地点とは異なっている(例えば、L1などは岡山平野の端部により近く、工学的基盤上面などが傾斜しているなど)可能性がある。ただし、ここでの地盤構造の推定の際には、これらの影響は小さいものと仮定している。

図14中のNo.7については、各アレイで機器の位置は変わらず、時間的な違いのみである。これにより図で示す周波数範囲では、ほぼ同じとなっており、特に1~10 Hzにかけてほぼグラフが重なる。これらは、H/V比が時間によらず安定していることの実証である。1 Hz以下や10 Hz以上では、わずかに異なる部分があるが、原因ははっきりしない。また、No.7+では、これまでのNo.7の数十cm横で、前述した加速度計(図14のNo7+の点線)だけでなく、速度計(東京測振(株)製VSE-15D-6)の3成分での収録(図14のNo7+の実線)を用いたH/V比を示している。レコーダは同じであるが、アンプは使用していない。それによると、加速度計での結果の傾向と概ね同じであり、加速度計と速度計の違いなどによる影響はほぼ無いと考えられる。

図14のH/V比について、1~10 Hzの帯域におけるピークの周波数を図16に示す(山本ほか(2018)の図に加筆)。それによると、2~5 Hzの範囲でピークを呈する箇所が多い。大局的な傾向としては、北東から南西に向けてピーク周波数が高周波から低周波へ変化する分布傾向がみられ、表層地盤構造の変化傾向(表層層厚が大きくなる)を反映するものと考えられる。また、図16中にある過去の河川跡の位置付近でピーク周波数がわずかに低下するように見え、興味深い。

図16に示すNo.7のH/V比のピーク周波数4.7 Hzを地盤の1次固有周期と仮定し、微動アレイ探査によ

り推定した表層のVs値150 m/s(表1)を用いて、1/4波長則に従うと、表層地盤層厚は、約8.0 mとなる。この層厚値は、表1に示した微動アレイから求めたlayer1の層厚値の8 mや図15のボーリングで示されている砂礫層に達する深さ6~7.5 mに近い。ほかの中規模アレイでの地点についても、Vs150 m/sと図16のピーク値(1.7~6.4 Hz)を用いて上記と同様に算出すると、この地域の工学的基盤(表1のLayer2)の上面深さは、6~22 m程度となる。

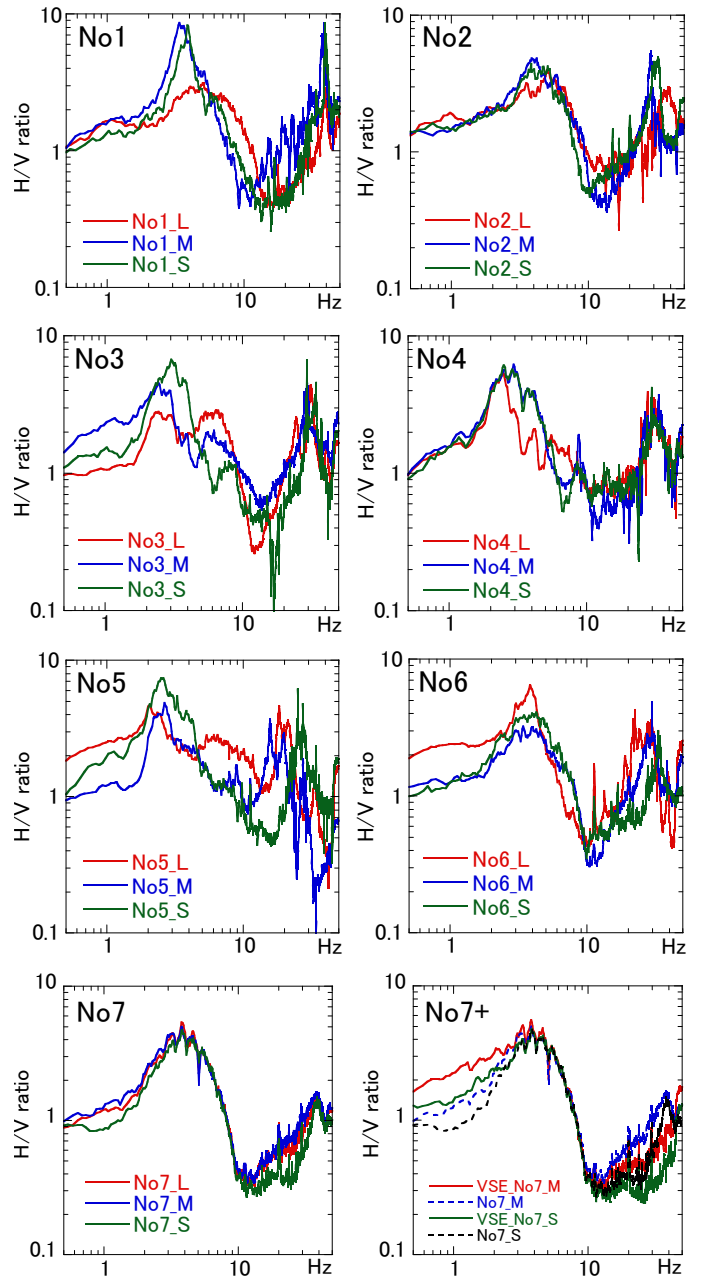


図14. 中規模アレイの記録から算出したH/V比。Noは地点番号。No7+は、No7の同一地点で加速度計と速度計によって収録したデータによるH/V比。

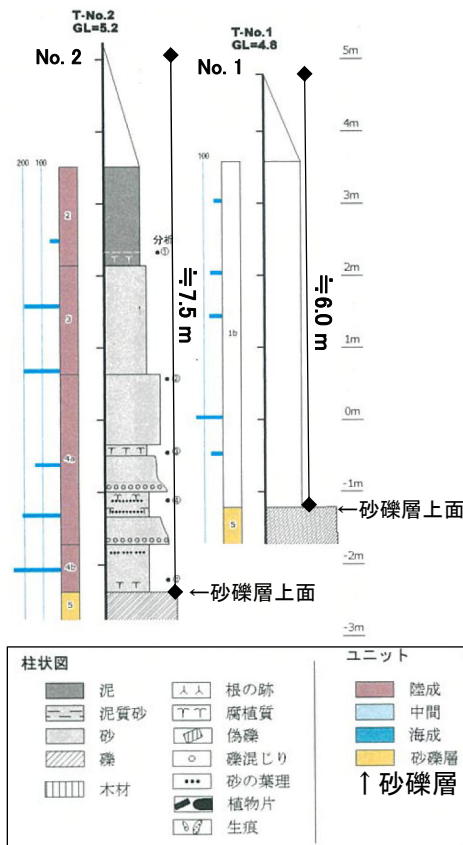


図 15. 探査地点近傍 (図 16 の NO. 1, NO. 2) でのボーリング結果. 鈴木ほか(2021)に加筆.

### VI. まとめ

本報告では、岡山大学津島キャンパスでの常時微動のアレイ観測を行い、その記録をもとに地盤構造を推定した。その結果、地表から地震基盤相当層(3200 m/s 層)までの速度構造は、S 波速度 150, 450, 1100, 1700 の 4 層がそれぞれ 8, 24, 80, 180 m の厚さとなった。このモデルは、観測された位相速度や H/V 比などをある程度説明するものとなった。また、キャンパス内の表層ボーリングの結果とも対応するものとなった。さらに、H/V 比の面的な特性も示し、浅い部分の地盤構造の傾向を推定することもできた。

なお、この報告は、日本地震学会 2023 年秋季大会 [山田ほか(2023)] で発表したものを一部見直し、あらためて取りまとめたものです。

### 謝辞

微動アレイ観測には、岡山大学自然科学研究科、環境生命自然科学研究科および理学部の学生さんにもご協力頂きました。また、元岡山理科大学の西村敬一先生、岡山大学名誉教授の鈴木茂之先生、岡山学院大学の小松正直先生には、各種資料を紹介して頂きました。さらに、小松先生には、本論文の原稿を査読して頂き、有益なコメントを頂戴しました。この内容の一部は、東京大学地震研究所・京都大学防災研究所令和 5 年度拠点間連携共同研究プログラムの援助および JSPS 科研費基盤(B) 22H01311 の補助を受けています。関係者各位に記して、御礼申し上げます。

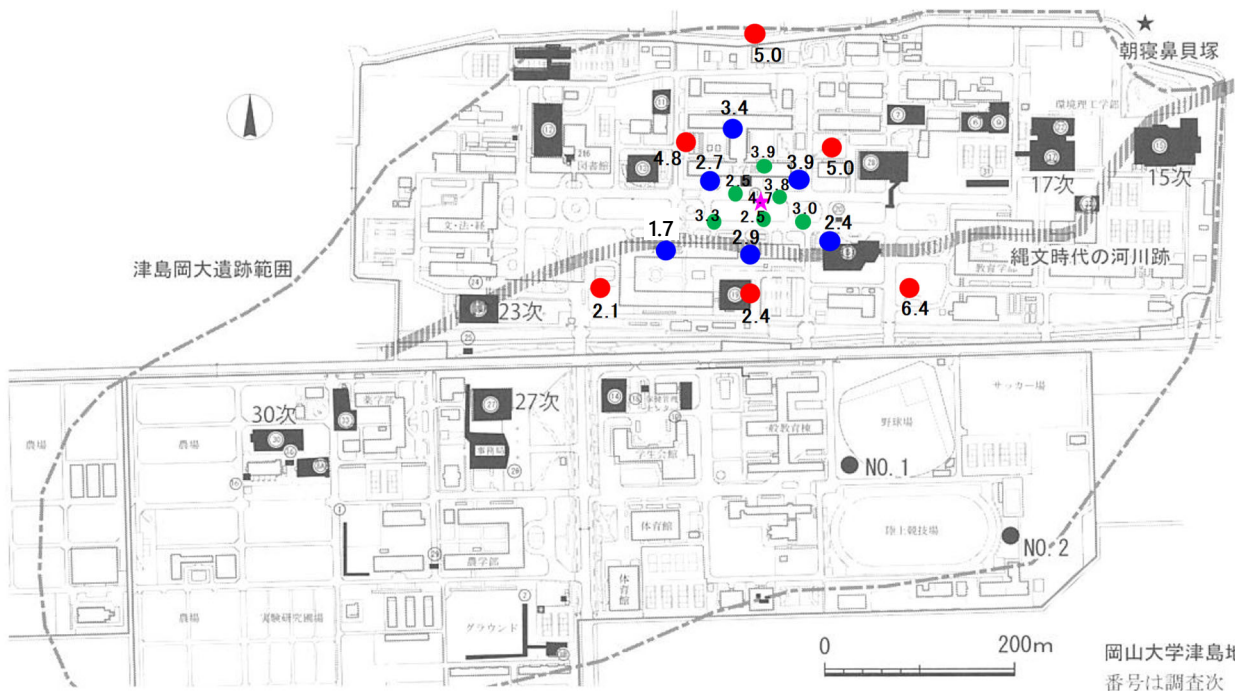


図 16. 山本ほか(2018)より引用・加筆. ●●●は中規模微動アレイ (L, M, S アレイ) 観測点, ★は微動アレイの中心. 数字は H/V スペクトル比のピーク周波数(Hz). ●NO. 1, NO. 2 は図 15 のボーリング調査点.

## 引用文献

- Arai, H. and K. Tokimatsu, 2005, S-Wave Velocity Profiling by Joint Inversion of Microtremor Dispersion Curve and Horizontal-to-Vertical (H/V) Spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 95, 1766–1778.
- 防災科学技術研究所, J-SHIS 地震ハザードステーション,  
<http://www.j-shis.bosai.go.jp/> (参照 2024-1-6).
- 防災科学技術研究所, 防災科研 K-NET, KiK-net, DOI:  
<https://www.doi.org/10.17598/NIED.0004>.
- Capon, J., 1969, High-Resolution Frequency-Wavenumber Spectrum Analysis, *Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers*, Vol. 57, 1408–1418.
- Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki, 2006, Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, *J. Geophys. Res.*, Vol. 111, B09315, doi:10.1029/2005JB004235.
- 長郁夫, 2020, BIDO version 3.0, <https://staff.aist.go.jp/ikuo-chou/BIDO/2.0/bidodl.html> (参照 2024-1-6).
- Harkrider, D. G., 1964, Surface Waves in Multilayered Elastic Media, I. Rayleigh Waves and Love Waves from Buried Sources in a Multilayered Elastic Half-Space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 54, 627–679.
- Haskell, N. A., 1953, The Dispersion of surface waves on multilayered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 43, 17–34.
- 地震調査研究推進本部, 全国地震動予測地図 2020 年版,  
2021, [https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic\\_hazard\\_map/shm\\_report/shm\\_report\\_2020/](https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2020/) (参照 2024-1-6).
- 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, 1990, 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*, Vol. 9, No. 2, 1–17.
- 国土地理院, 地理院地図 (電子国土 Web),  
<https://maps.gsi.go.jp/> (参照 2024-1-6).
- 西村敬一, 2016, 岡山平野の 3 次元重力基盤構造と 1946 年昭和南海地震による被害分布, *岡山理科大学技術科学研究年報*, Vol. 35, 45–59.
- 鈴木茂之・山口雄治・山本悦世, 2021, 第 II 章 ボーリング調査結果と海水準変動. 中部瀬戸内地域における縄文時代の環境変動と人間活動に関する考古学的研究 (課題番号 18K01063, 科学研究費補助金研究成果報告書, 研究代表: 山本悦世), 5–13.
- 山田伸之・竹中博士・渡邊禎貢, 2023, 岡山市北区津島地区における微動探査, *日本地震学会 2023 年度秋季大会*, S16P-03.
- 山本悦世・鈴木茂之・山口雄治・岩崎志保, 2018, 第 3 章 構内遺跡の研究 1. 岡山市津島岡大遺跡南東部におけるボーリング調査成果, *岡山大学埋蔵文化財調査研究センター紀要*, 21–27.