

岡山平野児島湾岸部での微動アレイ探査

Microtremor exploration in Kojima Bay area, Okayama Plain

山田伸之 (Nobuyuki YAMADA)*
竹中博士 (Hiroshi TAKENAKA)**

Abstract

This report describes microtremor array observations conducted at two sites for deep exploration and three sites for shallow exploration around Kojima Bay area in the southern Okayama Plain. Based on these records, the ground velocity structures were estimated. The results yielded solutions indicating the depth of the top of the seismic base layer (equivalent to 3 km/s layer) ranges from 140 to 300 m, while the depth of the top of the engineering basement layer (equivalent to 0.6 km/s layer) is approximately about 13–14 m. The shallow exploration results also suggested the possible presence of an inversion layer. These estimated velocity structure models provided a reasonable explanation for the observed phase velocities.

Keywords: Okayama Plain, Kojima Bay, Microtremor array exploration, S-wave velocity structure model

1. はじめに

岡山市域では、発生が危惧される南海トラフの地震などで、同市南部の一部で強い揺れが想定されている[地震調査研究推進本部(2021)]. よって、岡山都市圏での深部地盤構造をはじめ、地表付近の浅い部分の速度構造も明確にしておくことは、地震防災上重要なことである。近年、岡山平野においては、重力探査データを中心にボーリングデータなどを組み合わせ、統合した3次元での速度構造モデル構築の試みがなされている[例えば、杉本(2022)]. しかしながら、特に工学的基盤層より下層の深部地盤構造の情報は、面的に少ない状況にあるとされている。

前報の山田・竹中(2024)では、岡山平野の北端(岡山市北区)において、微動アレイ観測データによるS波速度(以下、Vs)構造の順解析による推定を試み、Vs 3000 m/s程度の地震基盤相当層までの深度を約300 m、また地表付近のVs 600 m/s程度の工学的基盤層までの深度を約8 mと推定していた。この深部地盤構造については、例えば、J-SHISによるモデル[防災科学技術研究所]に比して深いものとなっており、この妥当性の検討については、今後の課題ともなっている。

ここでは、上記の探査に新たに地点を追加することを目的に、岡山平野南部の児島湾沿岸部(岡山市南区)の3か所において、山田・竹中(2024)と同様な微動アレイ探査を実施した結果について報告する。この地域は、1900年代前半に造成された干拓地および埋立地が広がり、1946年昭和南海地震の際には被害が多かったとされている[例えば、西村(2017)]. また、西村

(2018)によってH/Vスペクトル比によるVs構造の推定がなされている。本報告では、地震基盤上面までの深部地盤構造の推定を目的とした数百m規模のやや大きなアレイ探査と地表付近から工学的基盤上面までの浅部地盤構造の推定を目的とした数mから十数m規模の極小さなアレイ探査を実施し、それぞれの解析から現段階で推定した速度構造について報告する。

2. 微動アレイ観測について

本報告では、児島湾沿岸部において、深部地盤構造をターゲットとした規模のやや大きなアレイ観測(以下、「観測A」)をMYR、NDSの2か所と浅部地盤構造をターゲットとした極小さなアレイ観測(以下、「観測B」)をMYR、NDS、KNNの3か所で微動探査を実施した。また、観測Bにおいては、機材およびアレイ配置種の異なる微動収録を行った。観測に加速度3成分計6台を使用したものを「観測B1」、加速度上下動1成分計4台を使用したものを「観測B2」、速度上下動1成分計6台を使用したものを「観測B3」とした。これらの実施地点を図1に、また、地点に関連する情報および観測タイプを表1に記す。

MYR、NDS、KNNのこれらの地点は、1897年や1910年に調査された5万分の1や2.5万分の1地形図[国土地理院 地図・空中写真閲覧サービス]によれば、当時は、児島湾の干拓前で海底下であったことがうかがい知れる(特に、MYRは児島湾の中央付近に位置していた)。そうしたことから、地下水位は高く、地表付近の地盤物性は、軟弱であることが推察され、西村

* 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

(2017)で指摘された点に繋がるものと考えられる。なお、図1中のTDDは岡山平野の北外縁部のやや標高の高い岩盤サイトに近いと考えられる造成地(多くは切土地盤)上での観測で、本報の主旨ではないが、同時期に実施したため一部を記す。

観測Aでは、可搬型強震計SMAR(Akashi製JEP-6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、30~60分間微動データを収録した。その際、強震計は、任意形状の三角形の頂点とそのおおよその中間位置および重心付近(表1の緯度経度はこの重心位置:この点は固定)に設置した。そのときのアレイの機器配置を図2に示す。機材間隔は、MYRで約150m~2km, NDSで約60m~710mである。NDSは、平野端部に位置し、探査地域の制約上MYRよりアレイサイズは小さい。微動の収録時間は、図2中のL arrayの配置で60分, S arrayの配置で30分とした。

観測B1では、観測Aと同じ機材を用いて、円周上(正五角形の頂点)とその中心位置に計6セット配置し、アレイ半径(R)数mの円周上に設置した。観測B2では、円周上(正三角形の頂点)とその中心に、加速度上下動計(Akashi製)と無線LAN振動計(白山工業製SU101)を組み合わせた4セットを配置し、PCで収録した。観測B3では、B1と同じ配置で、速度上下動計(東京測振製VSE-15D-6)にロガー(白山工業製LS8800)を組み合わせた6セットでの収録を行った。観測Bでの2種のアレイ形状を図3に、各観測で設定したアレイ半径Rを、表2に示す。微動の収録時間は、Rの大きさに応じて、15~30分とした。これらの観測AおよびBは、すべて100Hzサンプリングで行った。



図1 本報告での探査地点(MYR, NDS, KNN)と既往の研究により探査された位置(国土地理院地形図に加筆), OKUは, 山田・竹中(2024)

表1 本報告での探査位置, 観測タイプ

地点コード	地名(岡山市)	緯度	経度	標高(m)	観測タイプ:実施年/月日			
					A:2025	B1:2025	B2:2024	B3:2024
MYR	南区都六区	133.891	34.575	0.3	Sep. 19	Sep. 19	-	-
NDS	南区灘崎公園	133.869	34.546	0.6	Sep. 19	-	Mar. 14	Sep. 20
KNN	南区岡南飛行場前	133.927	34.594	-0.3	-	-	Mar. 15	Sep. 20
TDD	北区津高台	133.915	34.700	46.3	Sep. 20	Sep. 19	-	-

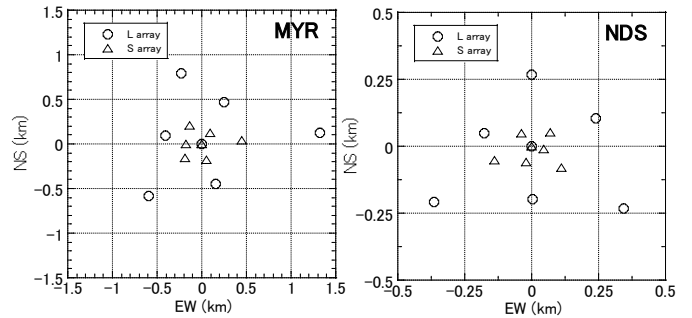


図2 MYRとNDSの観測Aの機器配置

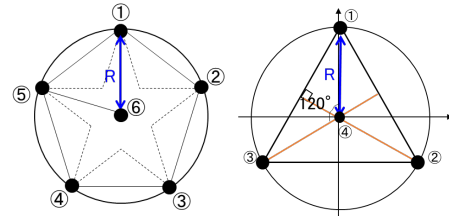


図3 観測Bでの機器配置●, 左B1, B3, 右:B2

表2 観測Bにおける機器配置(アレイ半径)

地点コード	アレイ半径 R (m)								
	B1			B2			B3		
MYR	1.0, 3.5	-	-	-	-	-	-	-	-
NDS	-	1.0, 2.0, 5.0, 10.0, 18.0	-	-	-	0.5, 1.0, 2.0	-	-	-
KNN	-	0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 6.0, 10.0, 18.0	-	-	-	0.2, 0.5, 1.0, 2.0	-	-	-
TDD	1.0	-	-	-	-	-	-	-	-

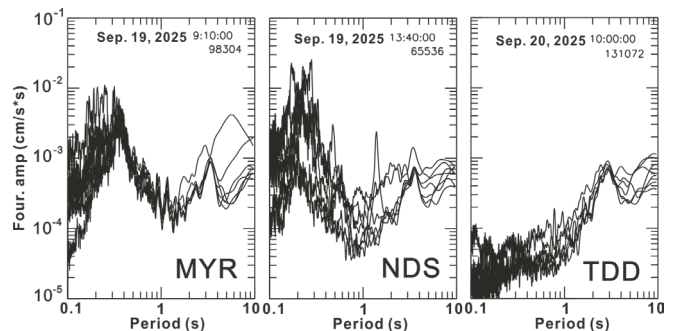


図4 得られた記録の速度フーリエスペクトルの例

3. 観測Aの記録の分析

深部構造の探査を目的とした観測Aで得られた微動記録を40.96秒, 81.92秒毎にウィンドウを設定し, 数値積分の処理を行った波形に対して解析を行った。その際、速度フーリエスペクトルの例を図4に示す。MYRは、周期1秒から4秒付近までアレイ内の地点

間のスペクトルのそろいは良いが、NDS は差異が大きく、広い周期成分でばらつきが目立つ。MYR, NDS いずれの箇所も周期 0.3 秒付近と 4 秒付近にピークが見られる。また、TDD については、MYR, NDS と同様な周期 4 秒付近のピークは存在するものの、0.3 秒付近の大きなピークは見られず(周期 4 秒付近のフーリエ振幅は 3 地点とも同程度である)、短周期成分の微動のパワーがないことが分かる。この傾向は、前報で示した OKU (周期 0.1 秒付近にピーク) のものとも異なる。短周期成分は、人為的な活動によるところが大きいと考えられ、TDD は造成地の団地内での観測であったが、周辺地域は、かなり静かな場所であったことが伺える。

(1) 観測 A によるデータからの位相速度の算出

観測 A で得られたデータを上記の処理を施した後、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 5)。ここで得られた位相速度は、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 によると、MYR は、0.7 Hz から 1.5 Hz の周波数帯で得られたのに対して、NDS は、1.2 Hz から 2.3 Hz の帯域である。速度範囲も、前者は、0.4 km/s から 2.6 km/s に対して、後者は 0.5 km/s から 1.6 km/s となった。NDS は、図 2 の地点毎のスペクトルによると、観測アレイの地点間での差異(ばらつき)が大きいため、地点毎のノイズが大きかった可能性がある。図 5 には、既往の研究の OKU[山田・竹中(2024)]と K-NET[防災科学技術研究所]の OKY011 (三浦ほか(2014)からの読み取り)のものを記している。得られている位相速度のデータ数の違いはあるものの、OKU と OKY011 は比較的近い傾向にある。これら観測で得られた地点毎の位相速度群は、児島湾の干拓地の中央位置に近づくにつれて、低周波側に寄っていく傾向がみられる。なお、TDD は、位相速度値がわずかしか得られていないが、およそ 3 Hz で約 2 km/s となっており、硬質な地盤が推察される。

(2) 推定された深部地盤速度構造

前節 3-(1) で得られた位相速度をもとに、遺伝的アルゴリズム[例えば、Yamanaka and Ishida (1996)]による逆解析を行い、1 次元 S 波速度構造を推定した。ここで速度構造の推定については、Yamada and Takenaka (2025) と同じ手続きで算出した。逆解析時のモデル設定には、既往の研究を参照にして、表 3 に示す 3~5 層とした。対象地点は、干拓地であり、次章でも示すことになるが、4 層モデルや 5 層モデルでの地表付近は

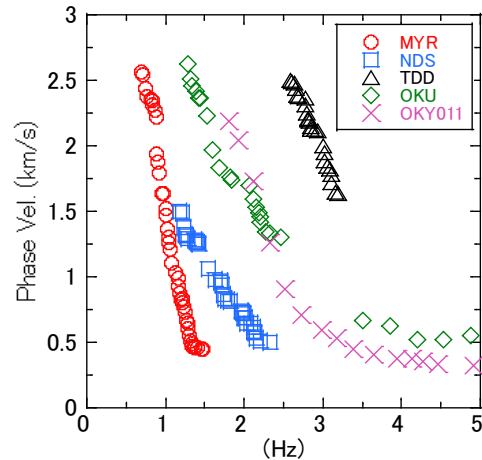


図 5 観測 A で得られた位相速度 (MYR, NDS, TDD: 本報告, OKU: 山田・竹中(2024), OKY011: K-NET 岡山での探査結果(三浦ほか(2014))による)

低速度の層の存在が考えられるため、1 層目の探索範囲を工学的基盤層の V_s 値より小さいものを設定した。

図 6 に推定した S 波速度構造を示す。ここでの結果は、misfit の最小値から 1.03 倍以下の誤差範囲内のモデルの平均値を記した。図 6 によると、MYR では、地震基盤上面深さは、約 0.3 km と推定され、4, 5 層モデルを仮定したいずれの場合も同程度であるが、中間層の構造は異なる。NDS では、地震基盤上面深さは、3, 4 層モデルで 0.14 km となり差は小さく、5 層モデルで 0.22 km となった。ただし、低周波側で観測位相速度が十分に得られていないことから、確度は不明である。

図 7 に、観測で得られた位相速度と図 6 の速度構造モデルから算出された理論分散曲線を記す。いずれの結果に対しても、得られた観測位相速度を表現することができてはいる。層数の違いによる差は、観測位相速度データのない周波数帯での違いに現れており、MYR は、0.7 Hz 以下、NDS は、1.2 Hz 以下で差が現れている。従って、现阶段では、MYR も NDS もどの層数モデルが妥当なのかの判断はできない。

図 6 には、微動アレイ探査による既往の研究結果によるものも記した。OKU と OKY011 は、MYR と NDS とは位置が離れているが、基盤上面深度はおよそ 0.3 km でその上の層の速度はいずれも 1.5 km/s 前後となっている。また、杉本(2022)に示されている MYR に近接する地点のボーリングによると、深さ 375 m で着岩したとされている。西村(2018)では、灘崎の地盤厚さを 120 m と示されており、本報の NDS の 3, 4 層モデルの基盤深度値に近い。深部地盤における速度値や層境界深さについて、今回の結果では確定的な値に至ってはいるが、既往の研究結果と大きくは矛盾しないと考えられる。

表3 観測 A での逆解析の探索範囲

3層モデル			5層モデル		
Vs (km/s)	Th (km)	ρ (g/cm ³)	Vs (km/s)	Th (km)	ρ (g/cm ³)
0.4-1.4	0.01-0.5	1.90	0.2-0.5	0.01-0.2	1.80
1.4-2.4	0.01-0.5	2.10	0.5-1.0	0.01-0.2	1.85
2.4-3.4	-	2.20	1.0-1.8	0.01-0.5	1.90
4層モデル			1.8-2.2	0.01-0.5	2.10
0.2-0.6	0.01-0.2	1.85	2.2-3.4	-	2.20
0.6-1.4	0.01-0.5	1.90			
1.4-2.4	0.01-0.5	2.10			
2.4-3.4	-	2.20			

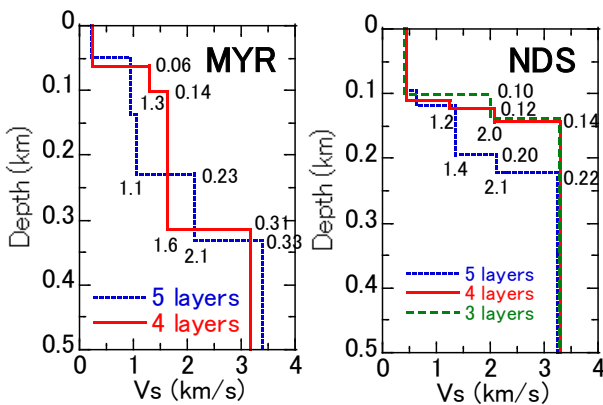


図6:

推定されたMYRとNDS
および既往の研究による
(左下) 深部地盤構造
(※小数点以下2桁の数値
は深さ(km), 同1桁の数
値はVs値(km/s)を表す)

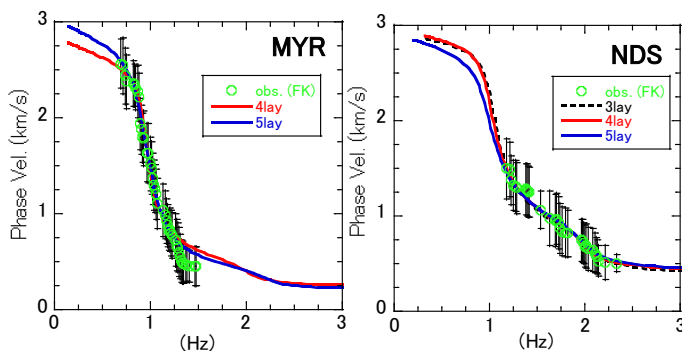
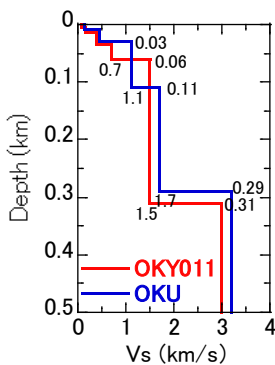


図7 各モデルから算出された分散曲線と観測位相速度の比較

4. 観測 B 記録の分析

(1) 観測 B によるデータからの位相速度の算出

浅部構造の探査を目的とした観測 B は、観測点のアレイ配置や異なる機材を使用した微動収録を行っている(図3, 表2)。これらの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秒毎に、CCA法[例えば、Cho et al. (2006)]によって、位相速度を見積もった。その際のアレイ半径 R (m)毎の位相速度を図8に示す。図8a, 8b, 8cは、それぞれ観測 B2, B3, B1によるものである。図8aは、4点観測データによるもの、図8bは、6点観測(機材の関係から R は最大2 m まで)データによるものである。図8aからは、連続的な位相速度を見積もるために、Rを変えた多数の観測が必要であることが分かる。同一地点どうしでの図8aと図8b(2.5~10 Hz 付近)を比較すると、位相速度値はほぼ重なり、どちらの観測タイプでも結果は同じであった。なお、図8aと図8bの同じ R によるものどうしを比べると、図8bの方が大きな位相速度値まで得られる場合が多かった。また、図8aは加速度計、図8bは速度計での結果であるため、地震計の特性にも大きくは依らないことも示している。これらのことは、今後の極小規模のアレイ観測における観測の仕方や機材選定についての見積もりに役立つ。図8cのMYRは、6点観測によるものであり、観測地点の状況から R のサイズは2種類しかできなかったが、両者は3 Hz 付近から10 Hz 付近で重なる部分が多くなっている。

図9に、観測 B1のCCA法で算出された R 毎の平均NS比を示す。Rが大きいくほど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ことがわかる。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。

これらの結果から位相速度を抽出することを行った。ここでは、1波長が R の数倍を有効な範囲の上限とし、NDSとKNNは、図8aと8bを比して、位相速度値の大きい部分まで見積もることができた観測 B2の結果(図8a)から抽出を行った(MYRは図8c)。それを図10に示す。図10によると、これらの地点の位相速度はいずれの地点もかなり似た傾向を示し、2 Hz で400 m/s程度の位相速度となり、高周波部分についてはおおむね100 m/sに漸近するものとなった。なお、4~6 Hz 付近では、100 m/sを下回る値にもなっており、高周波になるにつれて位相速度が上がる逆分散の可能性もあり得る。林・斎藤(2004)や林ほか(2008)に記載されるような検討は必要であるが、干潟での探査事例(例えば、渡部ほか(2011))では逆転層の存在が明示されている。図10では、OKUの結果も記しているが、今回の主対象地の干拓地周辺の3地点と比べると大きく異なる。図10から、児島湾沿岸部の当該3地点の浅部地盤構造は似ていることが予想される。

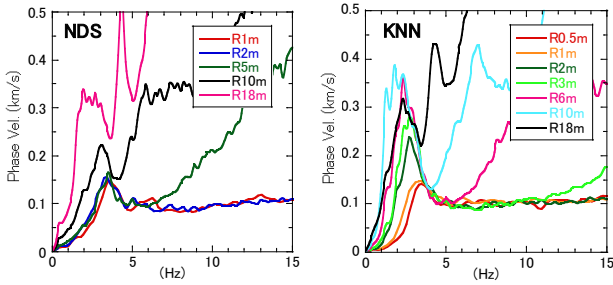


図 8a 観測 B2 (4 点観測) によるアレイ半径 R 毎の位相速度

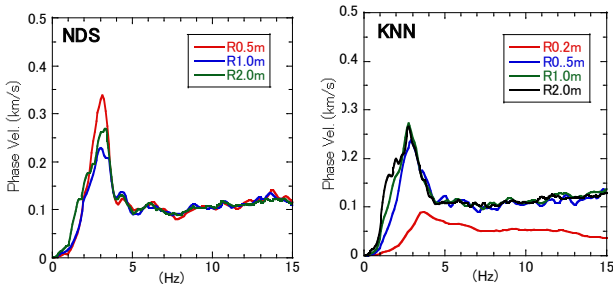


図 8b 観測 B3 (6 点観測) によるアレイ半径 R 毎の位相速度

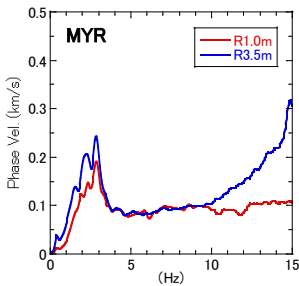


図 8c : 観測 B1 (6 点観測) によるアレイ半径 R 毎の位相速度

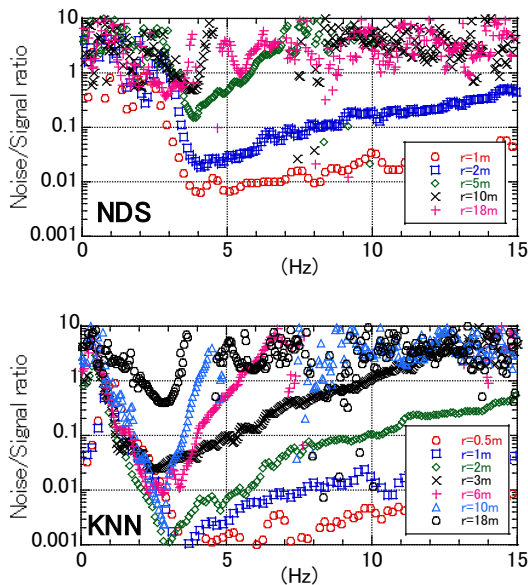


図 9 アレイ半径 R 毎の平均 N/S 比

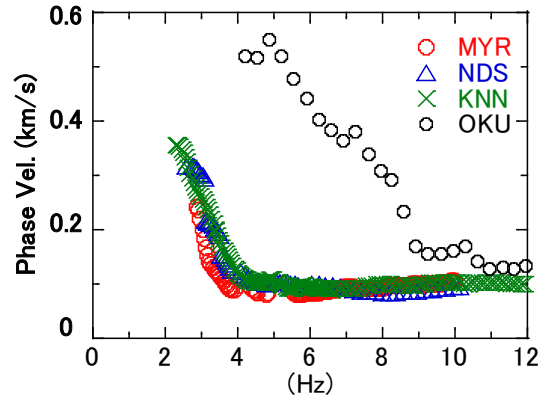


図 10 観測 B から得られた位相速度 (OKU は山田・竹中(2024)による結果から)

(2) 推定された浅部地盤速度構造

4-(1)で得られた位相速度をもとに, Neighborhood Algorithm [例えば, Sambridge (1999)] による逆解析を行い, 1 次元 S 波速度構造を推定した. 逆解析時のモデルの探索範囲の設定には, 表 4 に示す 4 層とし, 最表層の速度値が 100 m/s 以下を含み, Model 1 は地表から順に各層の速度値が増加する拘束を与え, Model 2 は, 第 1 層と第 2 層で速度値の逆転 (逆転層) を認める条件を付したものとした.

上記の条件のもと, MYR, NDS, KNN で推定された表層地盤構造を図 11 に示す. 図 11a, 11b はそれぞれ Model 1, Model 2 の設定をした際の結果である. 図 11a では, いずれの地点も地表付近に Vs 約 100 m/s の層が推定され, いずれの地点も最下層上面深さが 13~14 m 程度となる結果となった. ここでは 4 層を仮定したが, 最下層以外は, ほぼ Vs 100 m/s 前後の層で占められ (1~3 層の速度差がほとんどない), 最下層までのモデルのばらつきは小さいため, 1 層と工学的基盤層のみの構造の可能性がある. また, 最終解 (赤線) の最下層 Vs は 600 m/s に近い値で探索範囲の上限に近く, また, 図 10 の観測位相速度が 400 m/s までしか得られていないため, ここでの最下層の Vs 値については注意を要する. 一方, 図 11b は, MYR でのみ最下層の上面深度約 19 m, NDS と KNN では Model 1 とほぼ同じ約 13~14 m となった. また, 3 か所それぞれで差異はあるものの, いずれの地点も第 1 層目の Vs 値が約 150 m/s に対して, 第 2 層が 50~100 弱 m/s となる逆転層の存在するモデルが推定された. ただし, Model 2 のケースについても, 最下層に関する値は, ばらつきが大きい.

図 12 に Model 2 で推定された速度構造モデルから算出された分散曲線とスムージングをかけた観測位相速度を記した. 対数表示としているため, 図 10 に比して, 観測位相速度値が波打っているように見える

が、MYR は 5 Hz 以上で右上がりの傾向が見える。図中暖色の部分が、misfit が特に小さい部分である。逆転層の存在を許容する逆解析結果であったが、いずれの場合も観測値と大きく外れるものはなかった。Model 1 についても同様であった。Model 1 と 2 で得られた同一地点の速度構造モデルの差異は大きくないが、図 11a と b はどちらが妥当であるのかは、観測位相速度の結果を含め更なる精査は必要である。

表 4 観測 B の逆解析に用いた Vs の探索範囲
(Model 1: Vs1<Vs2<Vs3<Vs4,
Model 2: Vs2<Vs3<Vs4 の拘束条件つき)

layer	Th (m)	Model 1		ρ (g/cm ³)
		Vs (m/s)	Vs (m/s)	
1	0.1-10	70-150	70-180	1.70
2	0.1-10	100-250	30-150	1.75
3	1.0-50	100-300	100-300	1.80
4	∞	200-600	200-600	1.90

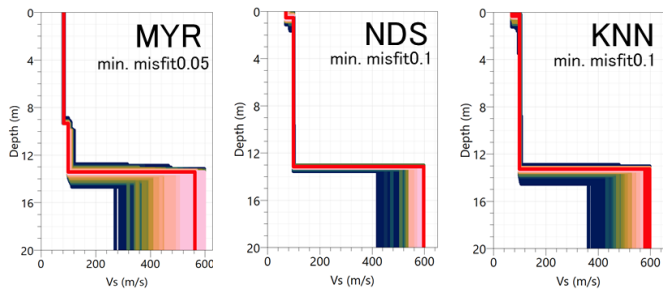


図 11a Model 1 による逆解析結果。表示 misfit 以下のモデルを記載 (赤線が最小のモデル)

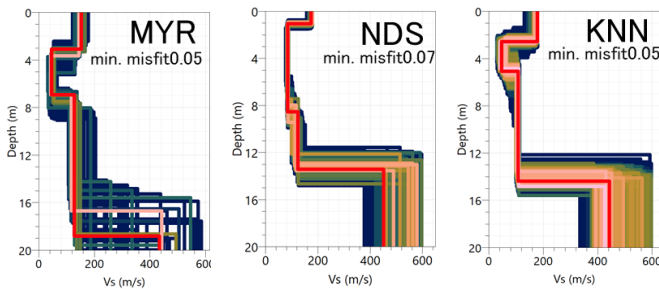


図 11b Model 2 による逆解析結果。表示 misfit 値以下のモデルを記載 (赤線が最小のモデル)

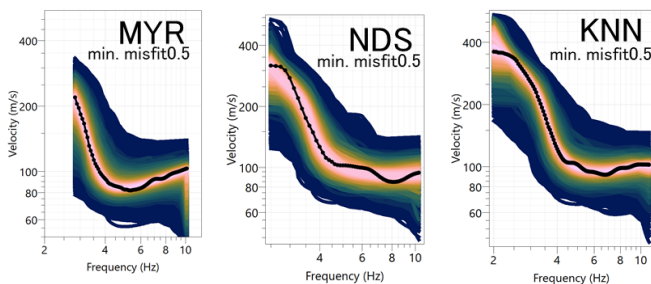


図 12 図 11b で得られた速度構造モデルから算出された分散曲線 (min. misfit 値以下を記載)

なお、本報告では観測 A (図 5) と観測 B (図 10) の観測で得られた位相速度を分けて速度構造の推定を行ったが、これらの観測位相速度を一つにした逆解析は必要である。1~2 Hz 付近での位相速度は連続性が途切れ、滑らかに繋がらないため、この帯域の位相速度の取扱いについても今後の課題である。

5. まとめ

本報告では、岡山平野南部の児島湾沿岸部での深部地盤を対象にした 2 地点の微動アレイ観測 (観測 A) と浅部地盤を対象にした 3 地点の微動アレイ観測 (観測 B) を行い、その記録をもとに S 波速度構造を推定した。その結果、地震基盤 (Vs 3 km/s 相当層) 上面の深さは、MYR で約 300 m, NDS で約 140 m または 220 m, 工学的基盤 (同 0.6 km/s 相当層) 上面の深さは、MYR, NDS, KNN とともに約 13~14 m となる解が得られた。観測 B では、逆転層の存在の可能性も示すことになった。この場合、工学的基盤上面深さは、NDS, KNN では変わらなかったが、MYR のみが 19 m になった。これら推定されたいずれの速度構造モデルによる理論分散曲線は、観測された位相速度から大きく外れるものではなく、ある程度説明するものとなっていた。本報では、深部探査と浅部探査を分けた結果を示したが、両者を束ねた速度構造の推定も今後の課題である。

なお、この報告は、日本地震学会 2025 年秋季大会 [山田・竹中(2025)] で発表したものを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、岡山大学大学院環境生命自然科学研究科の小割啓史さん[(株)阪神コンサルタンツ]、同大学自然科学研究科の渡邊禎貢さんはじめ大学院や理学部の学生さんたちおよび高知大学理工学部の学生さんたちにご協力頂きました。さらに、渡邊禎貢さんには、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。また、この研究の一部は、東京大学地震研究所・京都大学防災研究所令和 7 年度拠点間連携共同研究プログラムおよび JSPS 科研費基盤 (B) 23K22582 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。

引用文献

- 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 2026-2-3).
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: <https://doi.org/10.1029%2F2005JB004235>)
- 長郁夫, 2025, 微動解析コード BIDO. 地質調査総合センター研究資料集, No. 771, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, <https://www.gsj.jp/publications/pub/openfile/openfile0771.html> (参照 2026-2-3).
- 林宏一・平出務・飯場正紀・稲崎富士・高橋広人, 2008, 表面波探査と微動アレイ探査による石川県穴水町中心部の地盤構造調査, 物理探査, Vol. 61, No. 6, 483–498.
- 林宏一・斎藤正徳, 2004, 表層が高速度の地盤における P-SV 波動場の分散曲線とその解析, 物理探査学会第 110 回学術講演会論文集, 39–42.
- 地震調査研究推進本部, 2021, 全国地震動予測地図 2020 年版, https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2020/ (参照 2026-2-3).
- 国土地理院, 地理院地図 (地図・空中写真閲覧サービス), <https://service.gsi.go.jp/map-photos/app/map?search=history> (参照 2026-2-3).
- 三浦弘之・真鍋良輔・神野達夫・阿比留哲生, 2014, 地震記録から抽出された地盤増幅特性とレシーバファンクションの同時逆解析による S 波速度構造モデルの推定, 日本地震工学会論文集, 第 5 号, 第 14 巻, 31–49.
- 西村敬一, 2017, 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所年報, Vol. 35, 45–57.
- 西村敬一, 2018, 地震と常時微動の H/V スペクトル比から推定した地盤の S 波速度構造—岡山平野児島湾西方の干拓地の場合—, 岡山理科大学技術科学研究所年報, Vol. 36, 49–62.
- Sambridge, M., 1999, Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space, *Geophys. J. Int.*, Vol. 138, 479–494.
- 杉本芳博, 2022, ジョイント・インバージョンによる岡山県南部地域の三次元 S 波速度構造モデルの作成, 物理探査学会第 144 回学術講演会論文集, 48–51.
- 田中均・山田悦子・入江紀嘉・福元俊一・小西純一, 2001, 微動アレイによる岡山市内の地下構造推定, 地盤工学研究発表会講演集, 2333–2334.
- 山田伸之・竹中博士, 2024, 岡山大学津島キャンパスにおける微動探査, 岡山大学地球科学研究報告, 第 30 巻, 13–20. (DOI: <http://doi.org/10.18926/ESR/66845>)
- Yamada, N. and Takenaka, H., 2025, Deep Subsurface S-wave Velocity Structure in the Amami islands, Tokara islands, and Yakushima island, Japan, *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*, Vol. 25, 93–108. (DOI: https://doi.org/10.5610/jaee.25.8_93)
- 山田伸之・竹中博士, 2025, 岡山平野南部児島湾沿岸部における微動探査, 日本地震学会 2023 年度秋季大会, S16P-02.
- Yamanaka, H. and Ishida, H., 1996, Application of Genetic Algorithms to an Inversion of Surface-wave Dispersion Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86, 436–444.
- 渡部要一・佐々真志・山田文彦・林宏一, 2011, 中間軟弱層を含む干潟地盤の地層断面推定精度の向上—MASW と微動アレイ探査の併用, 土木学会論文集(B2), Vol. 67, No. 2, I_1361-I_1365.