

3. 3 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(b) 担当者

| 所属機関 | 役職 | 氏名 |
|------------------------|-----|-------|
| 国立大学法人京都大学原子炉実験所 | 教授 | 釜江 克宏 |
| 国立大学法人京都大学原子炉実験所 | 准教授 | 上林 宏敏 |
| 国立大学法人京都大学原子炉実験所 | 助教 | 川辺 秀憲 |
| 国立大学法人京都大学防災研究所 | 教授 | 岩田 知孝 |
| 国立大学法人京都大学防災研究所 | 准教授 | 関口 春子 |
| 国立大学法人京都大学防災研究所 | 助教 | 浅野 公之 |
| 国立大学法人福井大学附属国際原子力工学研究所 | 准教授 | 大堀 道広 |

(c) 業務の目的

S 波速度構造情報が不十分である和歌山平野においてアレイ微動観測を行うとともに、対象断層帯周辺域の地盤速度構造モデルを、地震動記録や微動観測等によって検証し、より信頼度の高い予測強震動を得るための地下速度構造モデルの改良を行う。さらに、サブテーマ2によって得られる震源断層形状、および、サブテーマ1によって高度化される断層活動区間等の情報を活かした震源断層モデル構築と強震動予測を行う。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

1) 平成 25 年度：

和歌山県や奈良県を対象に地震観測記録や地盤データの収集・整理を行った。また、和歌山市内等で微動アレイ探査や単点微動調査を行い、地下構造モデル構築のための基礎データを入手した。

2) 平成 26 年度：

和歌山県や奈良県を対象に地震観測記録や地盤データの収集を平成 25 年度に引き続き行う。大阪平野南部において微動アレイ探査や単点微動調査を行い、大阪平野の地下構造モデルの高精度化のための基礎データを入手する。また、平成 25 年度の調査等によって得られた地下構造に関するデータを活用し、和歌山平野の三次元地下構造モデルの初期モデルを構築するとともに、和歌山市等における強震動予測の予備計算を行う。

3) 平成 27 年度：

調査観測のまとめを行う。

(2) 平成 25 年度の成果

(a) 業務の要約

1) 地震観測記録の収集・分析

和歌山平野及び周辺部において、独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET)、基盤強震観測網(KiK-net)、気象庁及び関西地震観測研究協議会の強震観測記録、ならびに、和歌山県の震度計の記録を収集しイベント記録のヒットリスト(観測点・イベントペアがわかるリスト)を作成した。現在、奈良県の震度計の記録も収集中であり、奈良県の震度計及び奈良県内の強震観測網の観測記録のとり纏めは次年度に行う予定である。

2) 既存の地下構造モデルの収集

和歌山平野における、強震動予測のための既往の地下構造モデルを収集した。(独)産業技術総合研究所による大阪堆積盆地の3次元地下構造モデルには、和歌山平野における堆積層の速度構造が紀の川に沿って、数百メートルの厚さで分布していることが示されている(堀川ほか, 2003)。独立行政法人防災科学技術研究所のJ-SHIS地震ハザードステーション(藤原ほか, 2012)では、和泉層群(堆積岩)と思われる地層と地震基盤との地層境界面の深度モデルが示されている。

3) 微動アレイ探査

和歌山平野の内、和歌山市域を対象に5つの領域(JMA和歌山、今福、島、有本、梶取)において微動アレイ探査を実施した。観測記録をSPAC法により解析し、5地点とも連続性の良い位相速度の分散曲線を得た。次に、観測した分散曲線がRayleigh波基本モードのものと仮定し、観測値を満足するS波速度構造を求めた。三波川変成岩と未固結な堆積層の地層境界深度は、JMA和歌山が0.52km、今福が0.51km、有本が0.39km、島が0.32km、梶取が0.64kmとなった。Rayleigh波とLove波を対象としたF-K法による解析も実施し、5地点における同分散曲線を求めた。それらとSPAC法による推定S波速度構造から求めた理論分散曲線と比較した結果、島アレイと有本アレイについては、両者が概ね対応するが、JMA和歌山、今福、梶取については、F-K法によるLove波の位相速度が理論値よりも遅いことがわかった。

4) 単点微動観測

3)による微動アレイ観測記録(3成分)を用いて水平/上下動(H/V)スペクトルを求めた。いずれのアレイ観測領域内においても、H/Vスペクトルは1Hz以下に明瞭なピークを示した。ピーク(卓越)周波数と微動アレイ探査から推定された基盤岩上面深度の相対的な変化の傾向は整合した。ただし、JMA和歌山と今福においてH/Vスペクトルの卓越周波数から推定した基盤岩上面深度は微動アレイから推定した同深度より半分程度浅くなった。なお、和歌山市域を対象に単点微動観測を105点実施したが、現在データの整理中であり、次年度に分析を行う。

(b) 業務の成果

1) 地震観測記録の収集・分析

和歌山平野及び周辺部では、独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET)、基盤強震観測網(KiK-net)の強震観測点、気象庁の強震観測点に加えて、関西地震観測研究

協議会（以後、関震協と呼ぶ）による広帯域強震観測点がある。今年度は、これらの観測点で得られた記録に加えて、和歌山県の協力により和歌山県の震度計の波形記録を収集することができた。

収集した和歌山県震度計の波形記録は、1997年6月以降の和歌山平野及び周辺部震度計（和歌山県北部）の記録であるが、古い記録がない観測点や観測を終了した観測点もある。

本業務において収集した地震記録のうち、和歌山県の震度計で記録が得られているイベントについて、和歌山県の震度計並びに、和歌山平野及び周辺部の強震観測網のイベント記録のヒットリスト（観測点・イベントペアがわかるリスト）を表1に示す。また図1に、イベントの震央分布を、図2に観測点位置を示す。なお、ここではP波初動から記録が得られている波形のみを取り扱った。

上記の観測記録以外に、現在、奈良県の協力により奈良県震度計の記録も収集中である。奈良県震度計の記録については、最大計測震度1.5以上又は最大加速度20gal以上を収集の条件としており、2011年以降の条件に該当する43イベントの記録の収集を行っている。奈良県震度計及び奈良県内の強震観測網の観測記録のとりまとめは次年度に行う予定である。なお、図2には奈良県震度計及び奈良県内の強震観測網の観測点位置も示してある。

図3には2013年4月13日に淡路島で発生した地震の記録を示す。波形は全て速度に変換しており、図は下から上に向かって震央距離が大きくなっている。波形は震源に近い平野外の観測WKYH09と比べ、和歌山平野内の観測点EC1では振幅が大きくなり、継続時間も長くなっている。また、震源から遠くなるにつれて振幅が減少していく様子が見てとれる。

和歌山県から貴重な震度計波形をご提供頂きました。また、独立行政法人防災科学技術研究所のK-NET及びKiK-net、気象庁、関西地震観測研究協議会の記録を使用させて頂きました。記して感謝いたします。

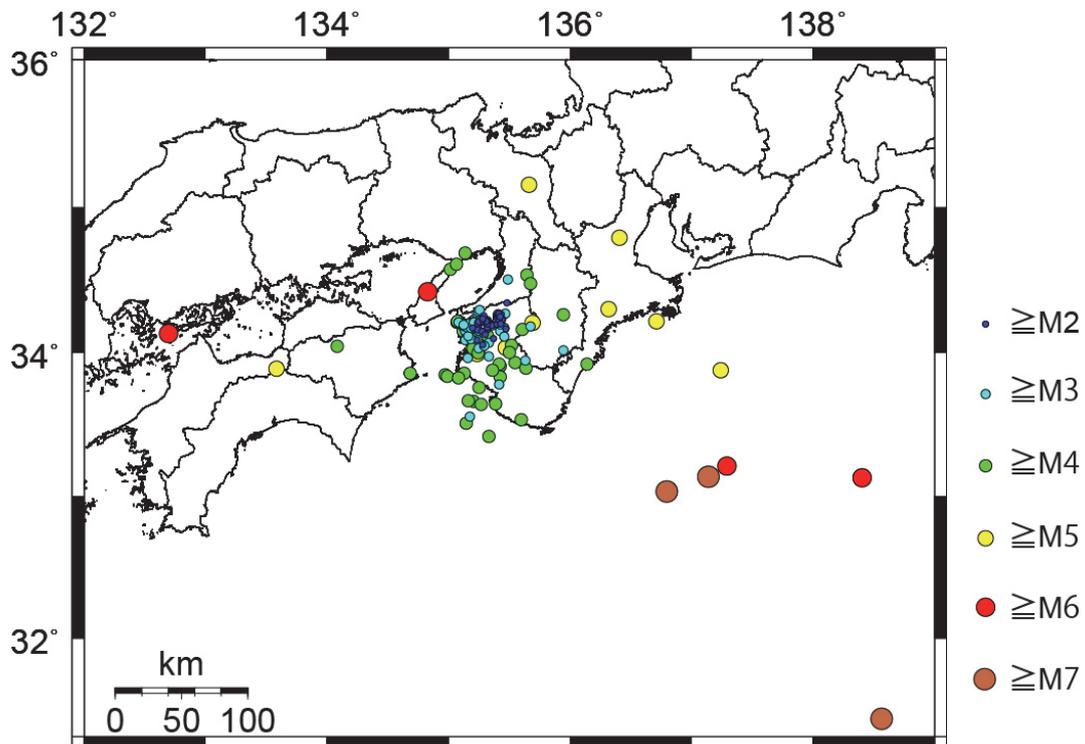


図1 和歌山県震度計で波形記録が得られているイベントの震央位置

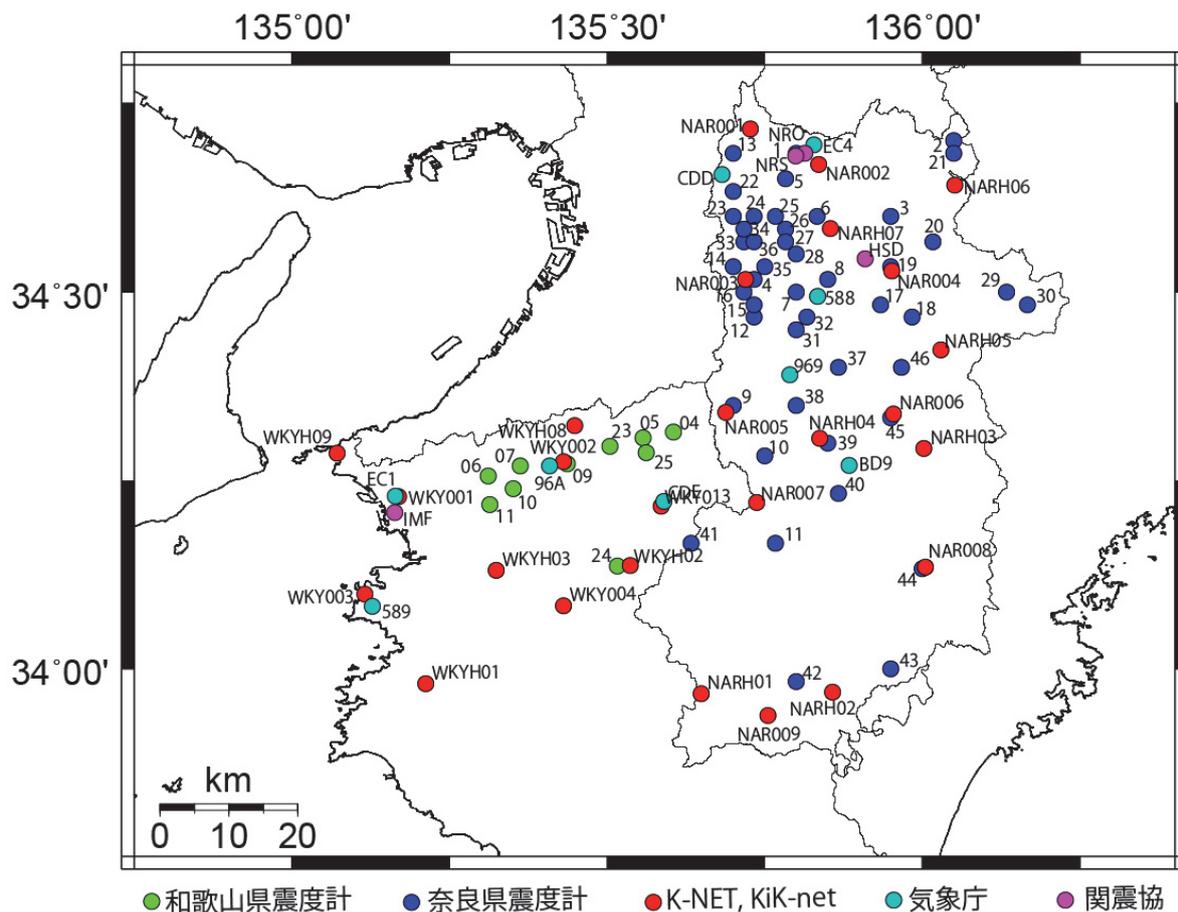


図2 観測点位置

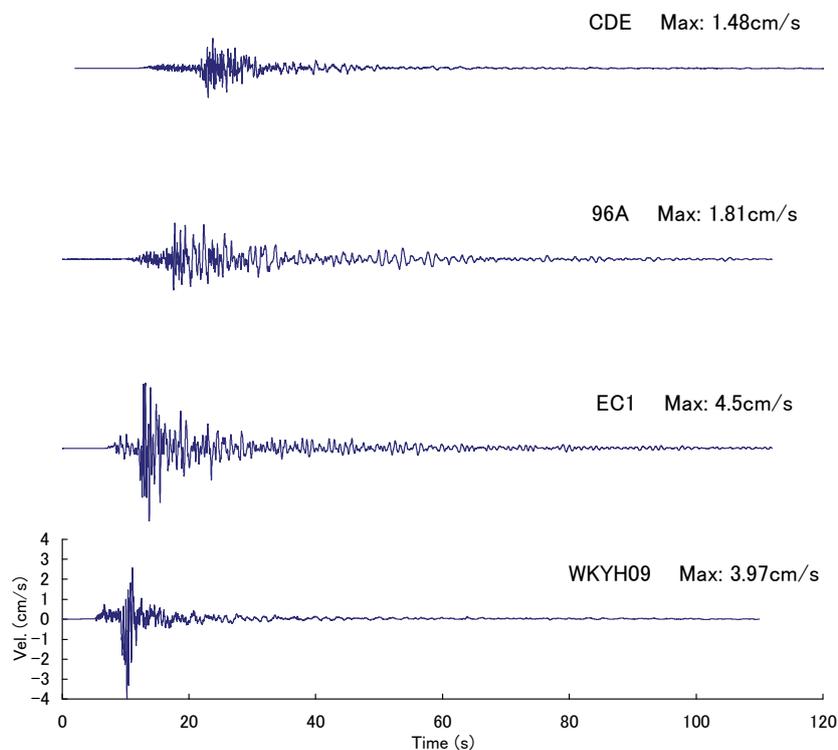


図3 観測記録の例。2013年4月13日の淡路島付近で発生したイベント（イベント番号169）の各観測点での南北動成分記録。

2) 既存の地下構造モデルの収集

「新関西地盤－和歌山平野－2011」(KG-NET・関西圏地盤研究会, 2011)によれば、和歌山平野は、和歌山市や東部の紀の川市の中央部をほぼ東西に流れる紀の川を中心に構成される低平地で、河口デルタを中心とした扇状の平野である。平野は北部が和泉山脈、南部が紀伊山地の北端によって囲まれている。北部の和泉山脈は和泉層群と呼ばれる砂岩と泥岩の互層からなる堆積岩で構成されている。一方、南部のこの地域は三波川変成帯と呼ばれる変成岩(片岩)から構成される。紀伊山地の北西端にあたるこの地域では、山地の形状が複雑であり、これによって和歌山平野南部の基盤形状も起伏に富み、複雑であると考えられる。例えば平野南部の和歌山城などで基盤岩が露出する小丘が存在している(図4)。

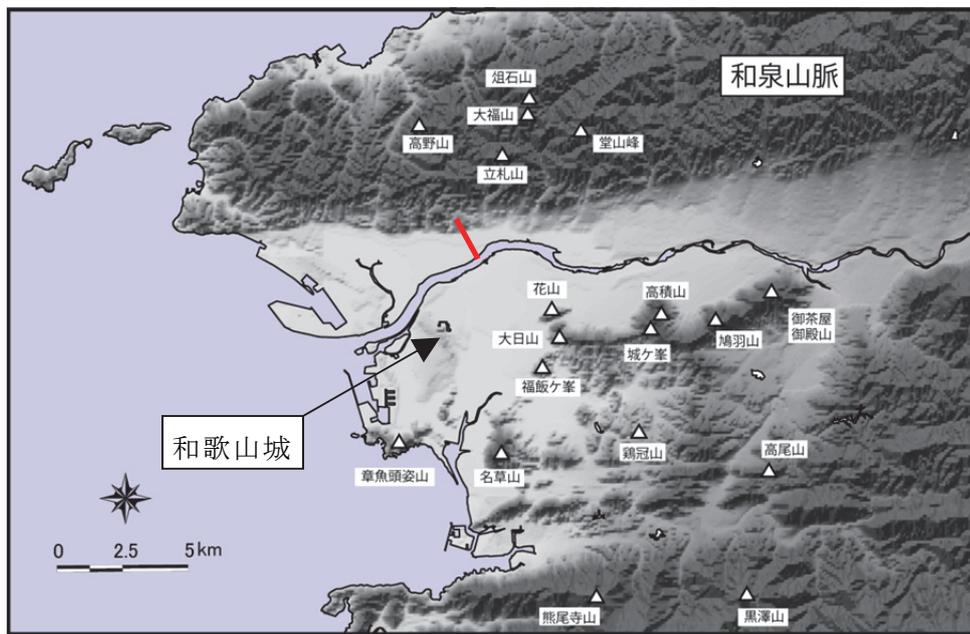


図4 和歌山平野部の地形と既往のS波反射法測線(朱色の線)
(KG-NET・関西圏地盤研究会, 2011の図面に加筆)

和歌山平野の内、特に発達した都市域でもあり強震動予測のための地下構造調査の探査領域でもある同平野の和歌山市域を中心に既往の調査結果について以下に述べる。これら領域においては、地震基盤(S波速度3 km/s程度以上)や上記の基盤岩以浅を対象とした強震動予測のための3次元地下構造モデル構築を目的とした系統的な探査は行われていない。このように地下構造に関する情報が少ない地域ではあるが、和歌山平野北部において、深さ100m程度以浅を対象としたS波による反射法地震探査(図4の朱色の線)が行われている(岡田ほか, 1998)。その探査断面および地質解釈図をそれぞれ図5、図6に示す。この断面図に示されるように、沖積層の層厚は30m程度であり、それらは主に水平に堆積していることが示唆される。

3次元速度構造モデルとして、(独)産業技術総合研究所によって構築された大阪堆積盆地の3次元地下構造モデル(堀川ほか, 2003)には和歌山平野のP波及びS波速度および

密度のモデルが示されている。図7には地震基盤上面深度分布を示すが、このモデルでは和歌山平野における堆積層（未固結な堆積物）が紀の川に沿って東西方向に細長く、地震基盤上に数百メートルの厚さで分布していることが示されている。一方、J-SHIS地震ハザードステーションでは、和泉層群により形成される堆積岩と思われる地層と地震基盤との地層境界面の3次元モデルが示されている（独立行政法人防災科学技術研究所）（図8）。さらに、J-SHIS地震ハザードステーションでは浅部地下構造に関する情報として、地表から深度30m迄の平均S波速度を表すAVS30の分布も示されており、本節の冒頭で述べたように、紀の川河口デルタ付近でのS波速度は他の平野部よりも低速度となっている（図9）。地震基盤上面までの深部の地下構造に関しては、前述のように何れのモデルにおいても表層地質や極めて限られた探査情報に基づいて構築されたものと考えられるため、和歌山平野における精度の高い強震動予測を行うためには高度化が必要と思われる。

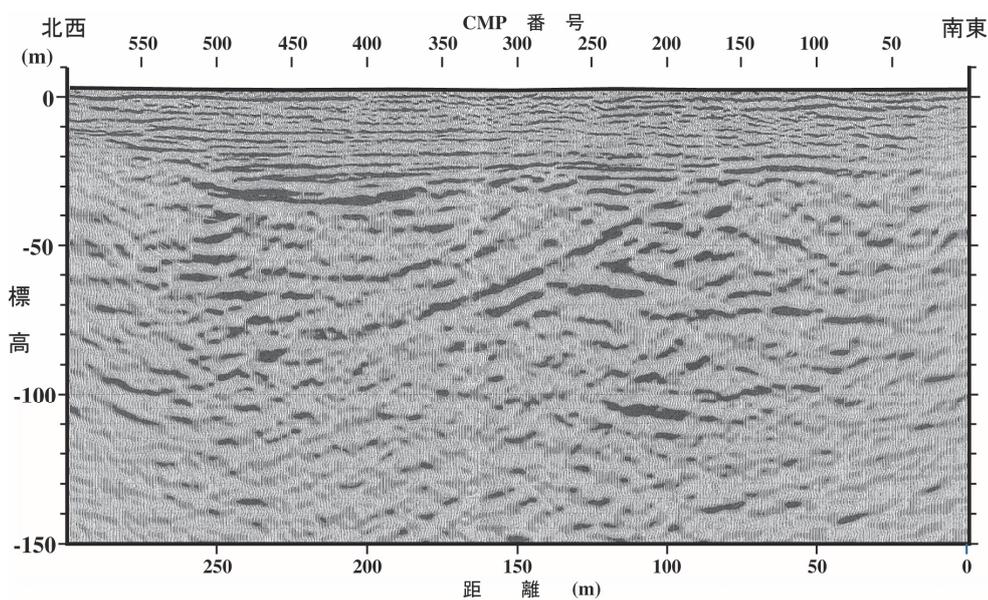


図5 S波測線の反射断面（岡田ほか，1998）

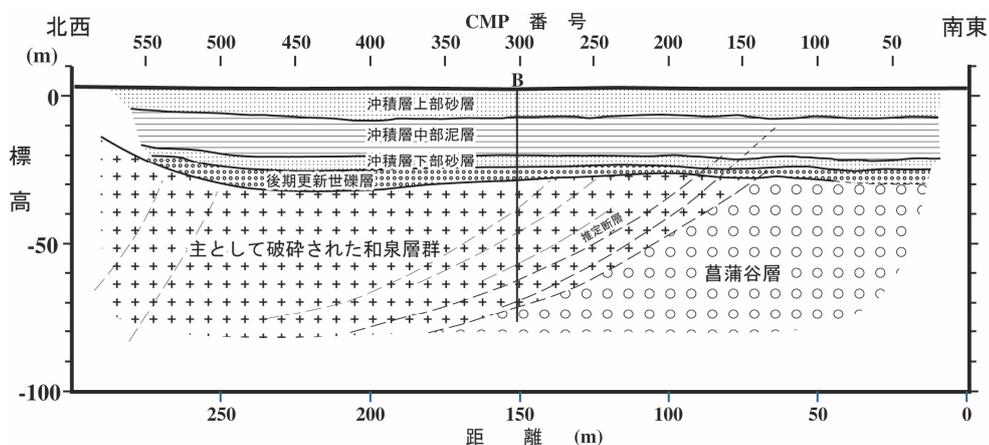


図6 S波測線の地質解釈図（岡田ほか，1998）

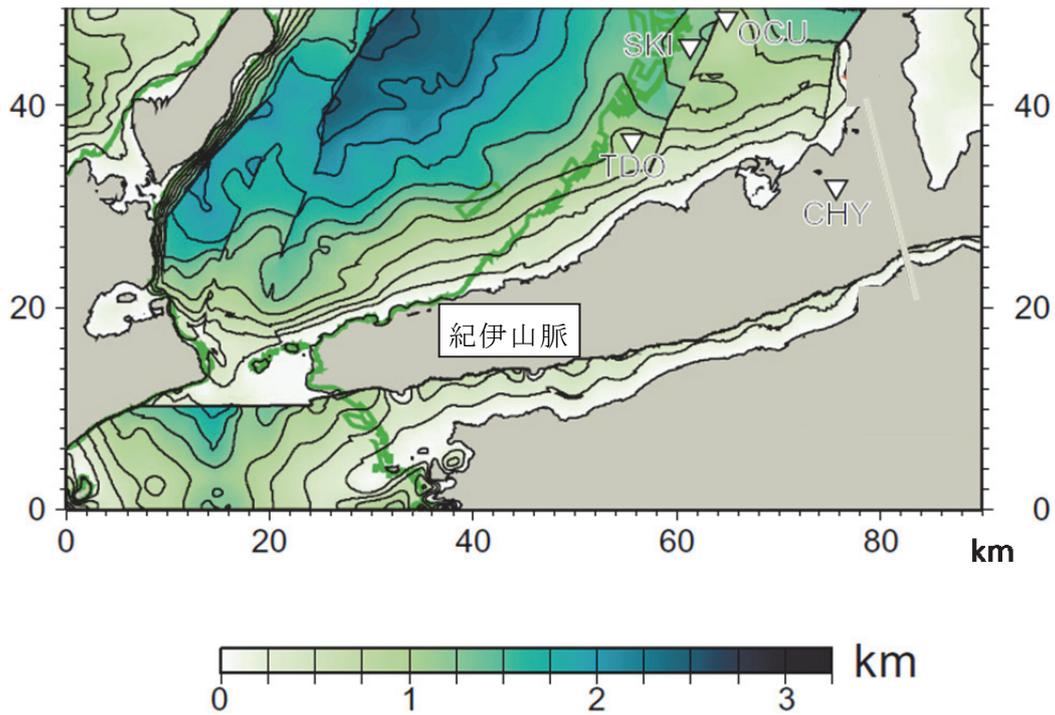


図7 大阪平野南部、和歌山平野及び周辺海域における地震基盤上面深度分布（堀川ほか，2003 より一部改変、加筆）

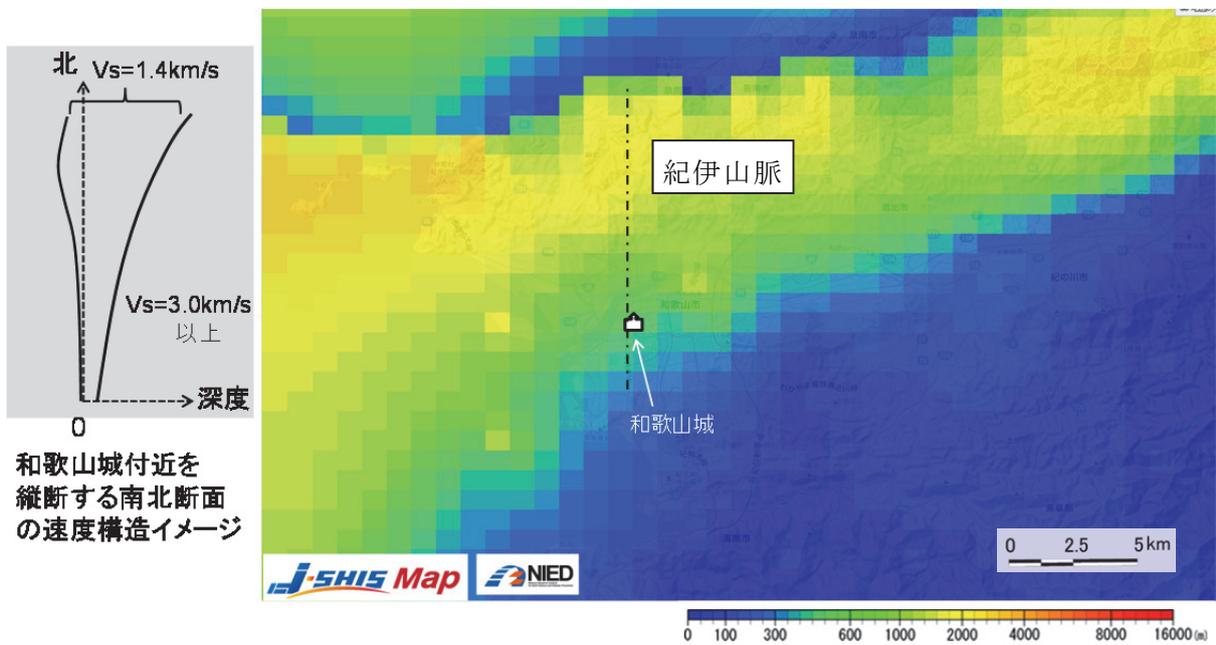


図8 J-SHIS 地震ハザードステーション（防災科学技術研究所）による S 波速度 1.4km/s 層下面深度の分布（一部加筆）

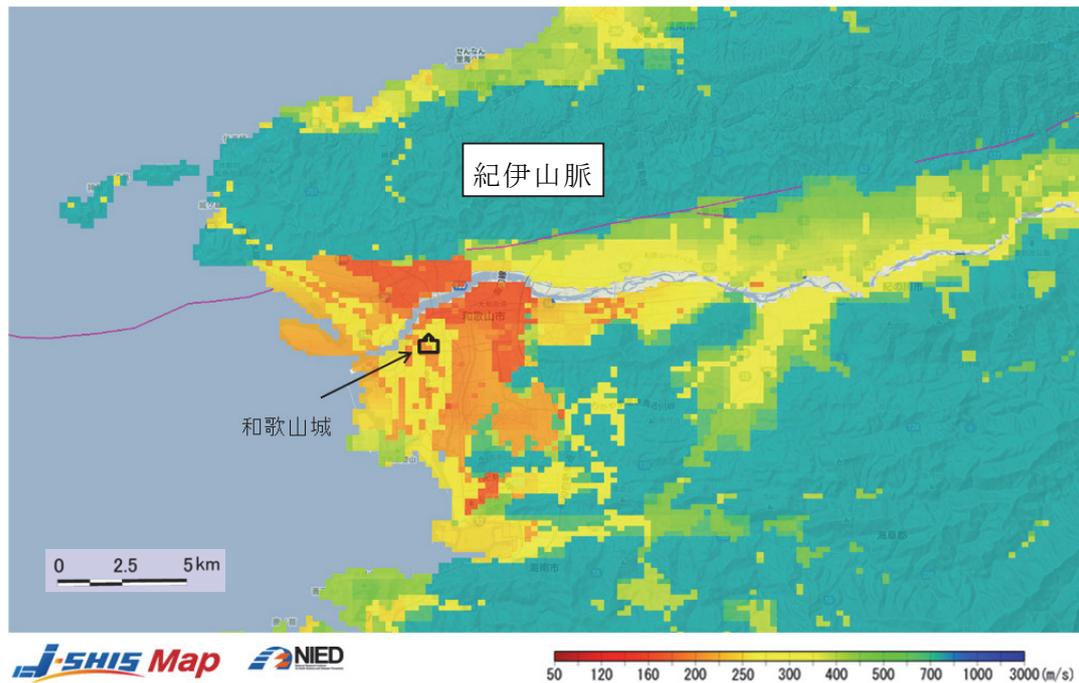


図9 J-SHIS地震ハザードステーション（独立行政法人防災科学技術研究所）による深度30mまでの平均S波速度(AVS30)の分布（一部加筆）

3) 微動アレイ探査

a) 実施方法

i) 微動アレイ記録の収集

和歌山平野においては、紀の川を中心に北側および南側で地下構造が複雑に変化していることが予想される。こうした現状を踏まえ、水平成層構造の仮定が成立すると予想される領域及びサブテーマ2で実施された和歌山市内における反射法探査位置を考慮し、図10で示すように紀の川沿いの4領域（島、有本、梶取、JMA 和歌山）と関西地震観測研究協議会による強震観測点（今福）付近の1領域の計5領域で微動アレイ観測を計画した。微動アレイ探査では地下構造と周波数によって変化する表面波の位相速度から地下構造を推定する。位相速度を正確に求めるためには、周波数毎に変化する波長に対応した観測点の間隔を選択しなければならない。そこで、前述のJ-SHIS地震ハザードステーションによる地盤構造モデルから有本と梶取は他の3領域に比べて地震基盤の上面深度が比較的深いと予想されるため、これらの2領域については半径400m(Sアレイ)と半径800m(Lアレイ)の計2アレイ、それ以外は半径400m(Sアレイ)の1アレイを展開して微動観測を行うこととした。観測点配置は正三角形の3頂点と重心1点から構成される4点アレイを基本に、様々な波長にも対応できるようにサイズが異なる正三角形を組み合わせた二重アレイ（同時観測で配置される観測点は7地点）とした。なお、上記のアレイ半径とは二重アレイの外側の正三角形に外接する円の半径をいう。

各アレイ観測の場所・日時等の諸元を表2に示す。各アレイの詳細な観測点配置を図11～図15に、重心点を原点とする観測点の相対座標を表3に示す。観測点の現場写真として梶取アレイを例に写真1、写真2に示す。観測システムとして、地震計は固有周期5秒の

3成分速度計(LE-3D/5s, Lennartz-electronic 社製)を, データ収録器はLS-8800 (A/D 変換:24bit, 白山工業製)を用いた。なお、各機材の時刻校正はGPSによって独立に行った。

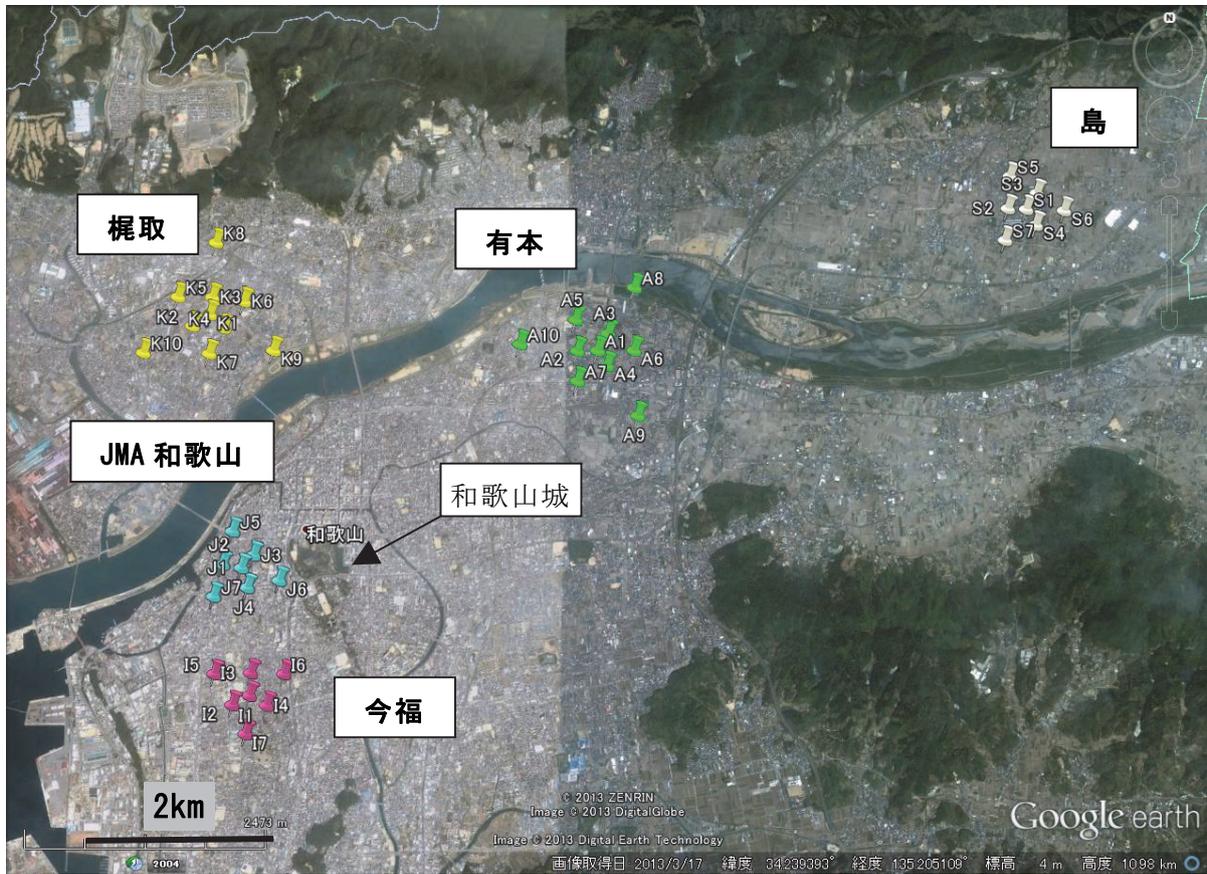


図 10 和歌山平野における微動アレイ観測点 (5 領域)

表 2 微動アレイ観測の場所・日時等の諸元

| アレイ名称 | アレイ重心点所在地 | アレイ半径 | 観測日 | 観測開始-終了時刻 | サンプリング周波数 |
|---------|---------------|----------|------------|-------------|-----------|
| JMA 和歌山 | 和歌山市駕町 48 | 400m | 2013/11/12 | 16:55-17:55 | 100Hz |
| 今福 | 和歌山市葵町 1 | 400m | 2013/11/13 | 10:20-11:20 | 100Hz |
| 有本 | 和歌山市加納 253 | (S) 400m | 2013/11/13 | 13:10-14:10 | 100Hz |
| | | (L) 800m | 2013/11/13 | 14:40-15:40 | 100Hz |
| 島 | 和歌山市島 26 | 400m | 2013/11/13 | 16:50-17:20 | 100Hz |
| | | | 2013/11/14 | 16:35-17:05 | |
| 梶取 | 和歌山市梶取 216 | (S) 400m | 2013/11/14 | 11:20-12:20 | 100Hz |
| | | (L) 800m | 2013/11/14 | 12:45-13:45 | 100Hz |

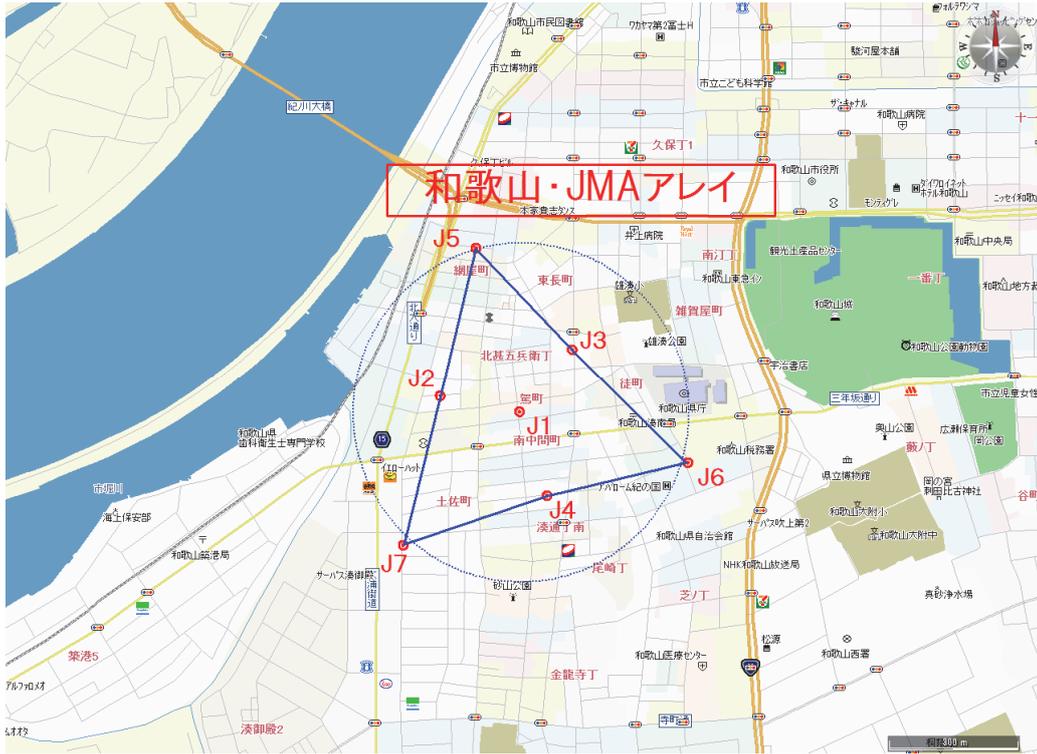


図 11 微動アレイ観測地点（JMA 和歌山）



図 12 微動アレイ観測地点（今福）

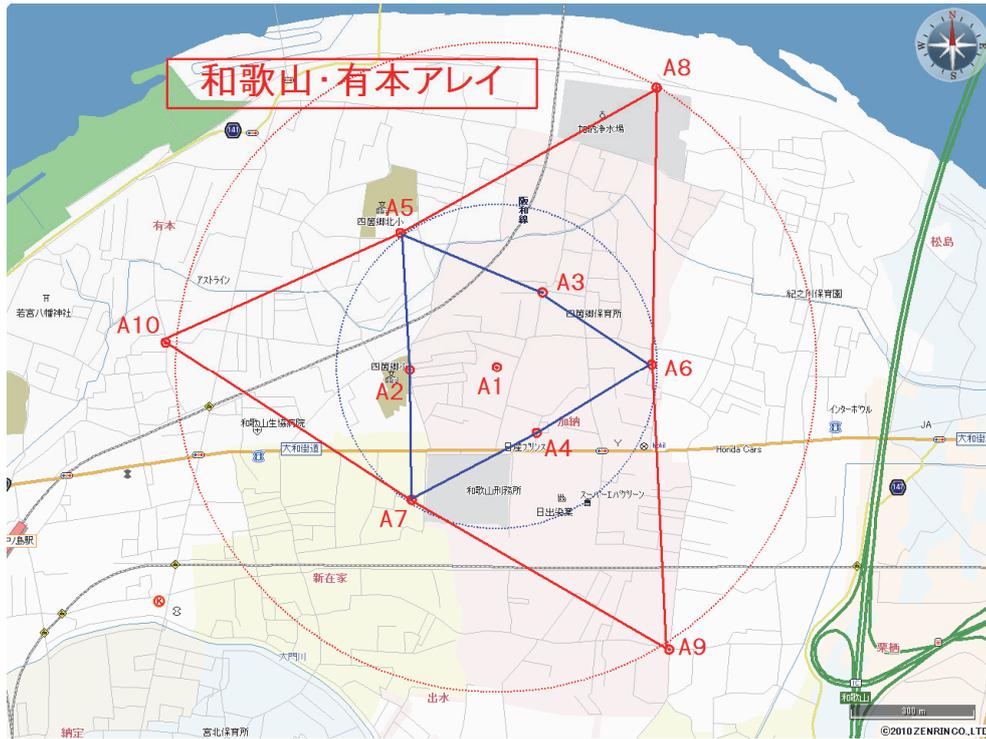


図 13 微動アレイ観測地点（有本）

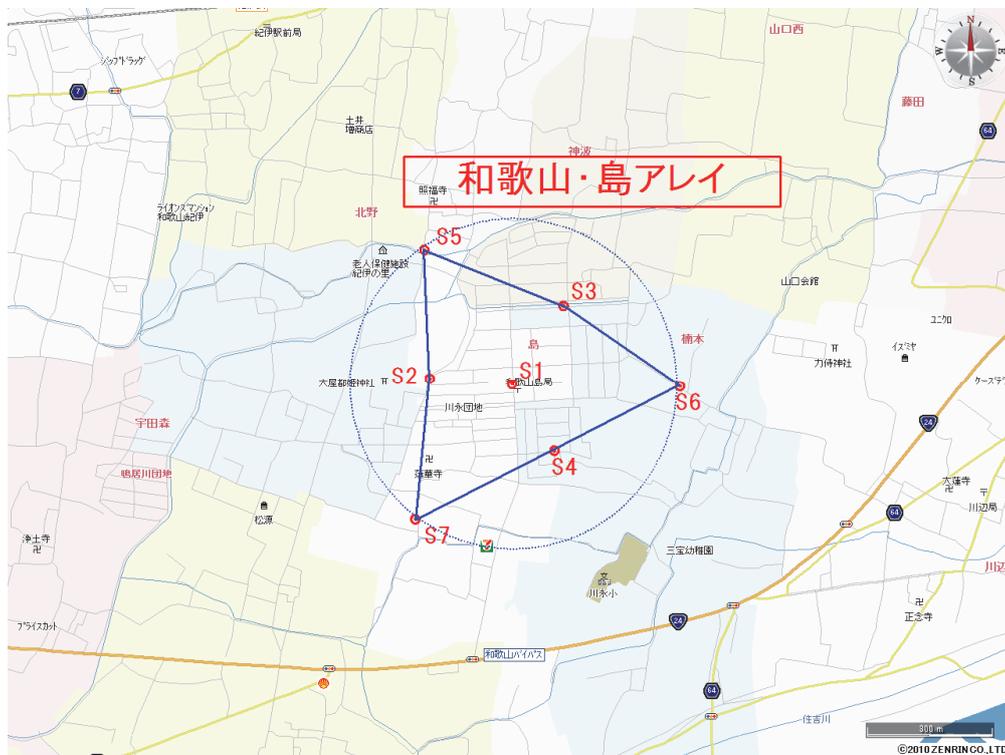


図 14 微動アレイ観測地点（島）

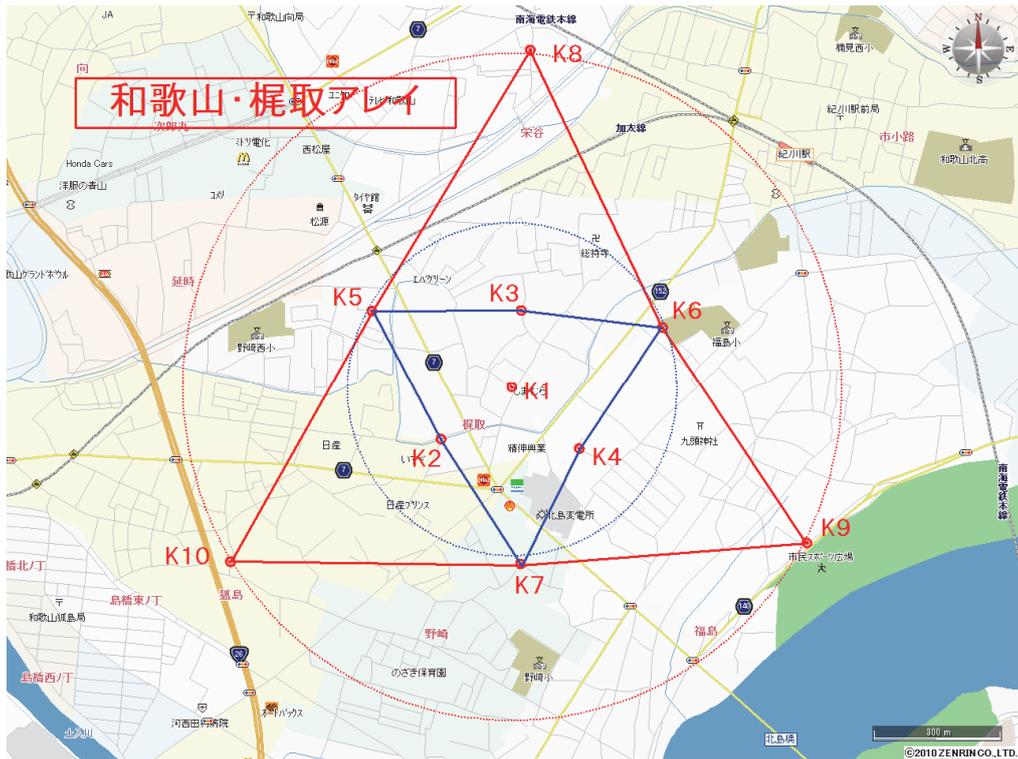


図 15 微動アレイ観測地点（梶取）

表3 観測点座標（原点をアレイ重心とする）（単位 km）

| | | | | | |
|---------|--------|--------|-------|--------|--------|
| JMA 和歌山 | X(EW) | Y(NS) | 今福 | X(EW) | Y(NS) |
| J1 | 0.000 | 0.000 | I1 | 0.000 | 0.000 |
| J2 | -0.212 | 0.035 | I2 | -0.167 | -0.087 |
| J3 | 0.121 | 0.143 | I3 | 0.020 | 0.233 |
| J4 | 0.063 | -0.200 | I4 | 0.174 | -0.090 |
| J5 | -0.107 | 0.389 | I5 | -0.358 | 0.225 |
| J6 | 0.395 | -0.125 | I6 | 0.352 | 0.219 |
| J7 | -0.279 | -0.308 | I7 | -0.022 | -0.388 |
| 有本(S) | X(EW) | Y(NS) | 有本(L) | X(EW) | Y(NS) |
| A1 | 0.000 | 0.000 | A1 | 0.000 | 0.000 |
| A2 | -0.212 | 0.002 | A5 | -0.228 | 0.335 |
| A3 | 0.121 | 0.188 | A6 | 0.387 | 0.008 |
| A4 | 0.100 | -0.156 | A7 | -0.205 | -0.320 |
| A5 | -0.228 | 0.335 | A8 | 0.401 | 0.696 |
| A6 | 0.387 | 0.008 | A9 | 0.427 | -0.702 |
| A7 | -0.205 | -0.320 | A10 | -0.819 | 0.073 |
| 島 | X(EW) | Y(NS) | | | |
| S1 | 0.000 | 0.000 | | | |
| S2 | -0.199 | 0.022 | | | |
| S3 | 0.134 | 0.197 | | | |
| S4 | 0.104 | -0.152 | | | |
| S5 | -0.208 | 0.341 | | | |
| S6 | 0.434 | -0.005 | | | |
| S7 | -0.235 | -0.317 | | | |
| 梶取(S) | X(EW) | Y(NS) | 梶取(L) | X(EW) | Y(NS) |
| K1 | 0.000 | 0.000 | K1 | 0.000 | 0.000 |
| K2 | -0.176 | -0.132 | K5 | -0.348 | 0.191 |
| K3 | 0.029 | 0.188 | K6 | 0.360 | 0.141 |
| K4 | 0.155 | -0.145 | K7 | 0.006 | -0.422 |
| K5 | -0.348 | 0.191 | K8 | 0.043 | 0.776 |
| K6 | 0.360 | 0.141 | K9 | 0.706 | -0.383 |
| K7 | 0.006 | -0.422 | K10 | -0.694 | -0.416 |



写真1 微動アレイ観測点の現場状況（梶取、K6地点）。青色の円筒状の筐体が地震計、隣のオレンジ色の筐体がデータ記録器。



写真2 微動アレイ観測点の現場状況（梶取、K9地点）

ii) 空間自己相関 (SPAC) 法による観測記録の解析

微動アレイ記録の解析及び地下構造の推定手法について、岡田ほか(1990)を参考に図16に示すフローに基づいて説明する。アレイ直下の地下構造の情報を含む表面波の分散性(位相速度-周期の関係)を検出する。この時、空間自己相関法(以下、SPAC法; Aki, 1957)を用いる。SPAC法では基本的には円形アレイ(図17)を展開し、中心点と半径rの円周上に等間隔に設置した各観測点の相関係数を方位平均した空間自己相関係数を求める。この時、微動が定常確率過程であるということから、空間自己相関係数は

$$\rho(f, r) = J_0\left(\frac{2\pi f}{c} r\right)$$

と表現される。左辺は観測量 (ρ : 空間自己相関係数) であり、得られた空間自己相関係数 $\rho(f, r)$ は0次のベッセル関数 (J_0) で変化することを意味している。左辺の観測量を満たすベッセル関数の変数を見つけることができれば、半径rにおける周波数fでの位相速度cが求まる。図18にある周波数(f)における空間自己相関係数の変化の例を示す。横軸は観測点間隔(r)、縦軸は空間自己相関係数(ρ)を示している。

S波速度の推定は表面波位相速度の分散性を利用して、図19に示すように観測位相速度の分散性と一致する地下構造モデルを推定する。この時、P波速度および密度はLudwig et al. (1970)による既存の統計資料からS波速度の関数とし、未知数の数を減らしている。地下構造のモデリングにおいては、遺伝的アルゴリズム (Genetic Algorithm、略称 GA) による地下構造のモデリング方法(長ほか, 1999) を利用する。GAでは初期モデルとして層の数、各層の層厚の最大値・最小値、S波速度の最大値・最小値を与え、これらの範囲内で残差最小解を求める。

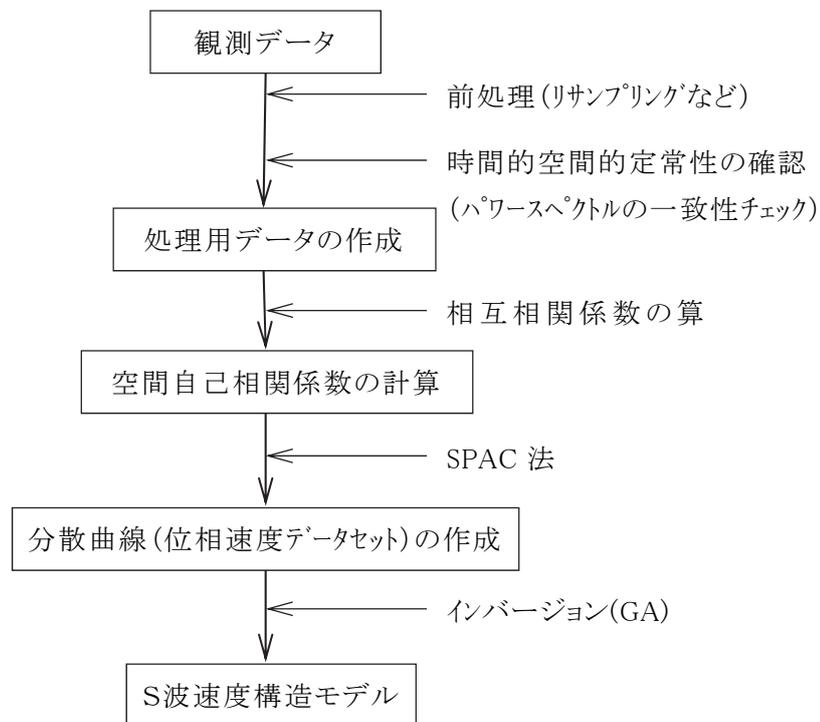


図 16 微動アレイ観測のデータ処理・解析手順

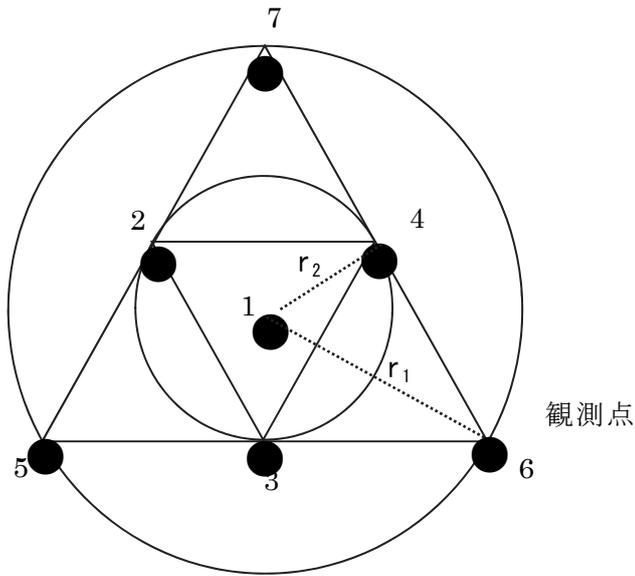


図 17 二重正三角形アレイの概念図。 r_1 , r_2 : アレイ半径 ($r_1=2r_2$), ● : 地震計設置点を表す (7点の場合)。

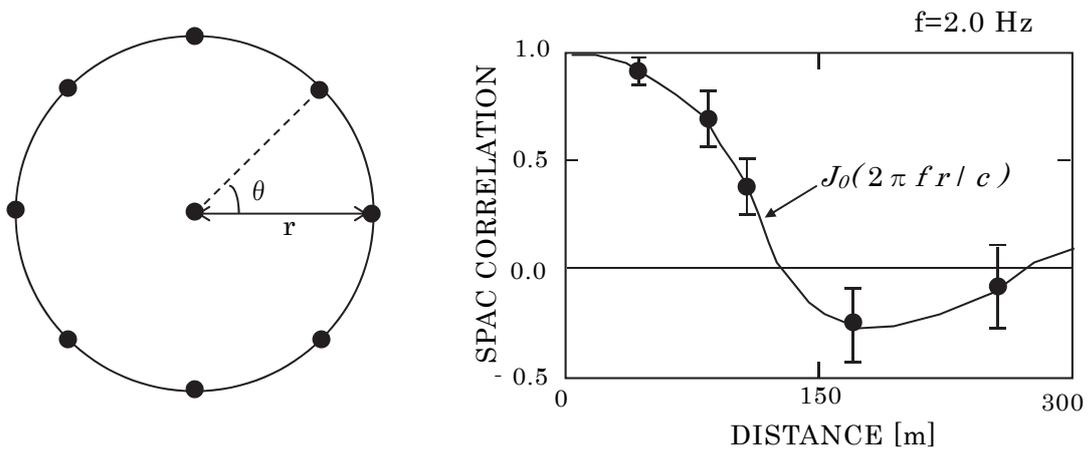


図 18 空間自己相関 (SPAC) 法による位相速度推定の概念図。(左) 半径 r における円形アレイ。(右) $f = 2.0\text{Hz}$ における空間自己相関係数 (ρ) の例。● : 観測空間自己相関係数。実線 : 0次ベッセル関数。 $\rho = J_0(2\pi fr/c)$ から位相速度 (c) が求まる。

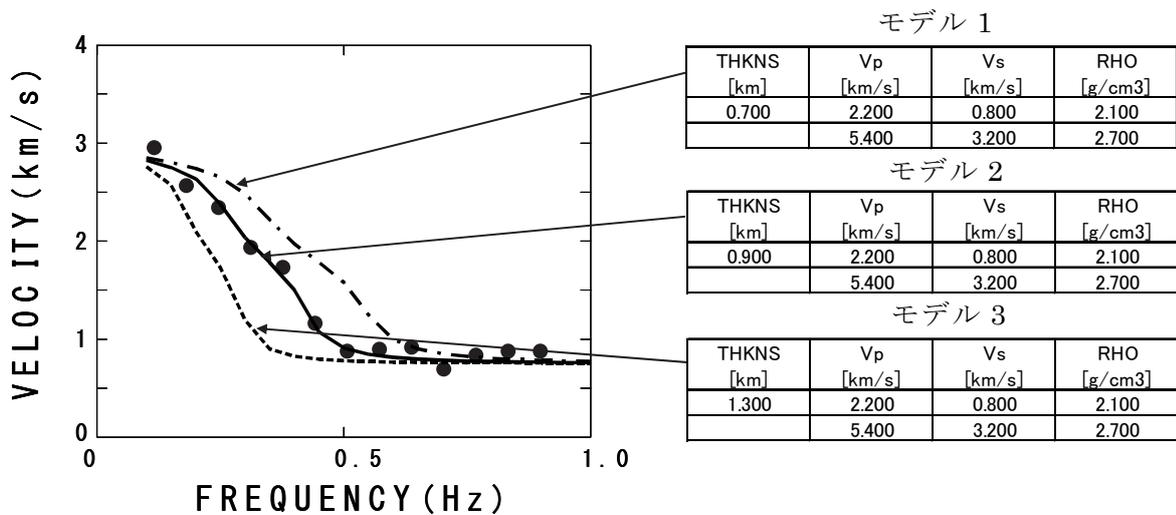


図 19 微動アレイ観測による地下構造モデルの推定の概念。左図は第 1 層の層厚を 0.7km (一点鎖線；モデル 1)、0.9km (実線；モデル 2)、1.3km (破線；モデル 3) とした場合の Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線の例。●：観測位相速度。観測位相速度 (●) と最も一致がよい分散曲線となるモデル 2 が最適地下構造モデルとなる。

各観測点ではサンプリング周波数 100Hz で微動データを 60 分間記録しているが、解析ではデータを 50Hz にリサンプリングした。図 20 に得られた観測微動波形例 (有本(L)アレイの UD 成分) を示す。記録された全データ長に対して、観測点近傍における交通振動などによる一時的に大きな振幅を有するデータ区間は解析対象から除外した。微動中に含まれる表面波 (本項では上下成分を対象とするため Rayleigh 波) 位相速度の推定には前述の SPAC 法を用いた。空間自己相関係数推定に用いた解析パラメータを表 4 に示す。なお、スペクトルを求める際のスムージング長は 0.1465Hz である。図 21 に表 4 に示す各データブロックのパワースペクトルを全データブロックに対してアンサンブル平均をとった平均パワースペクトルを示す。図 22 に得られた空間自己相関係数 (図中の○) の例を示す。図中の実線は空間自己相関係数に対してフィッティングさせた 0 次のベッセル関数 (J_0) を示しており、そのフィッティングから位相速度が得られる。図 23 に以上の解析から得られた観測位相速度を示す。

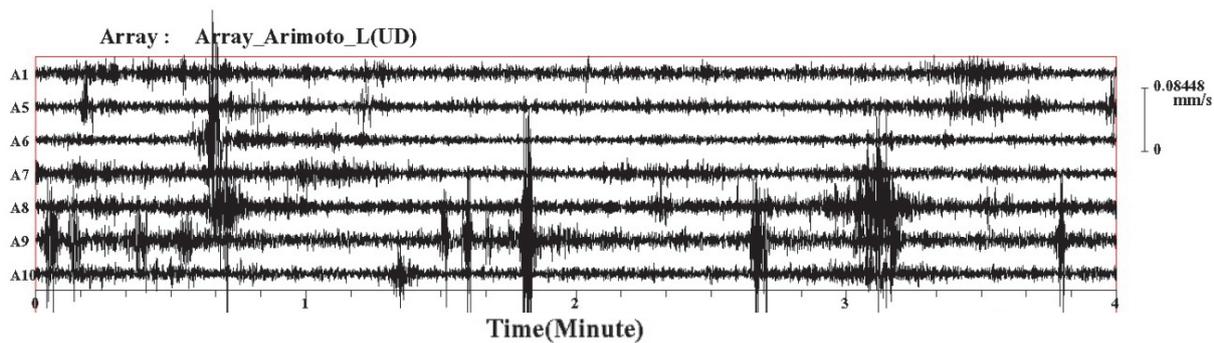


図 20 有本（Lアレイ）における観測微動波形の例(UD成分)

表 4 空間自己相関係数の計算に用いた解析パラメータ

| | データブ ロック長 (s) | ブロック 移動時間 (s) | ブロック 数 | 解析周波数範 囲(Hz) | インバージョ ンで用いた周 波数範囲(Hz) | 解析周 波数間 隔(Hz) |
|---------|---------------------|---------------------|-----------|-----------------|------------------------------|---------------------|
| JMA 和歌山 | 81.92 | 80.0 | 43 | 0.10~1.98 | 0.72~1.78 | 0.02 |
| 今福 | 81.92 | 80.0 | 43 | 0.10~1.98 | 0.70~1.78 | 0.02 |
| 有本(S) | 81.92 | 80.0 | 43 | 0.10~1.98 | 0.72~1.64 | 0.02 |
| 有本(L) | 81.92 | 80.0 | 43 | 0.10~1.98 | 0.60~1.00 | 0.02 |
| 島 | 81.92 | 80.0 | 28 | 0.10~1.98 | 0.48~1.68 | 0.02 |
| 梶取(S) | 81.92 | 80.0 | 43 | 0.10~1.98 | 0.50~1.78 | 0.02 |
| 梶取(L) | 81.92 | 80.0 | 43 | 0.10~1.98 | 0.34~0.90 | 0.02 |

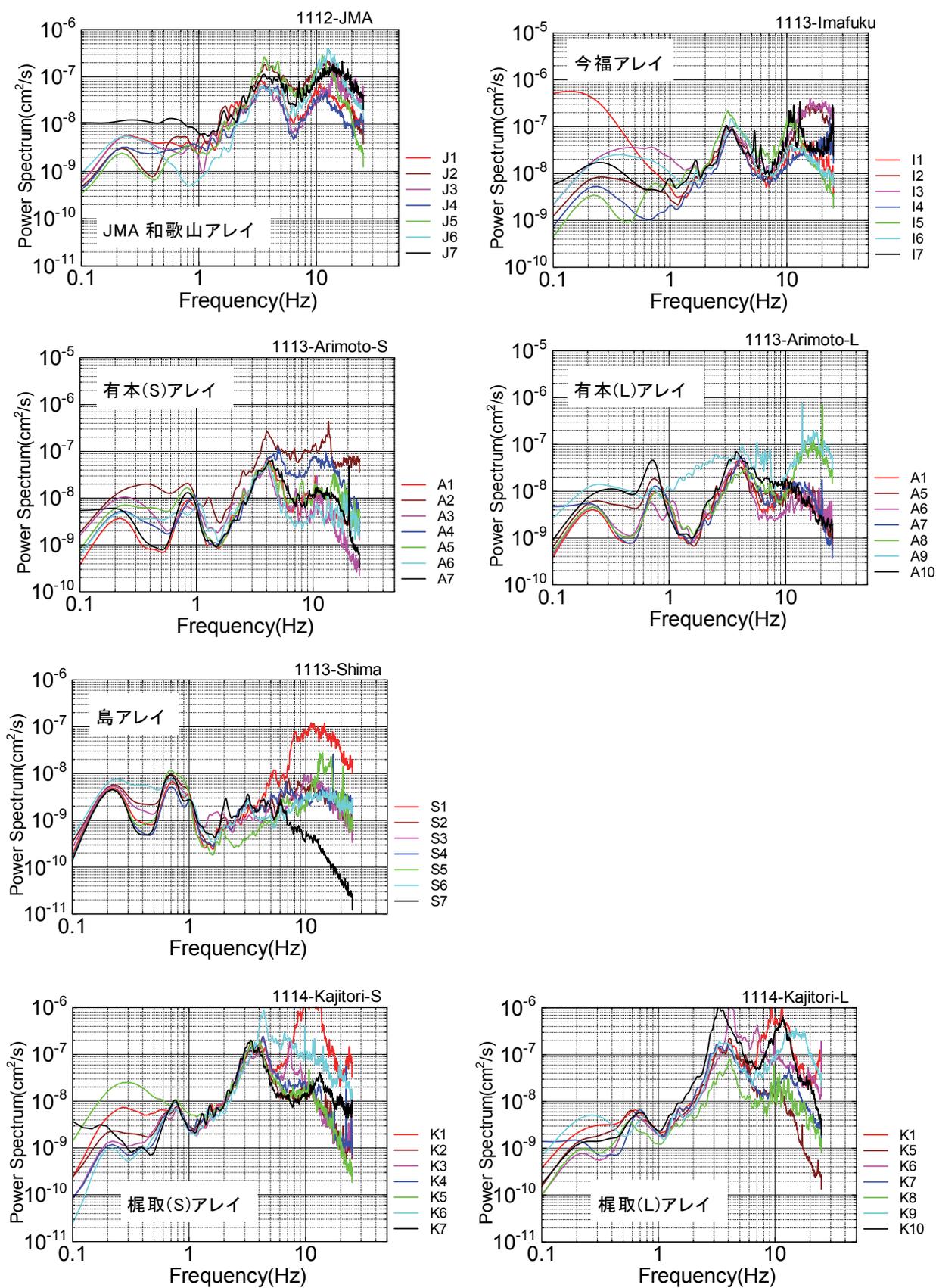


図 21 各アレイ内観測点における平均パワースペクトル

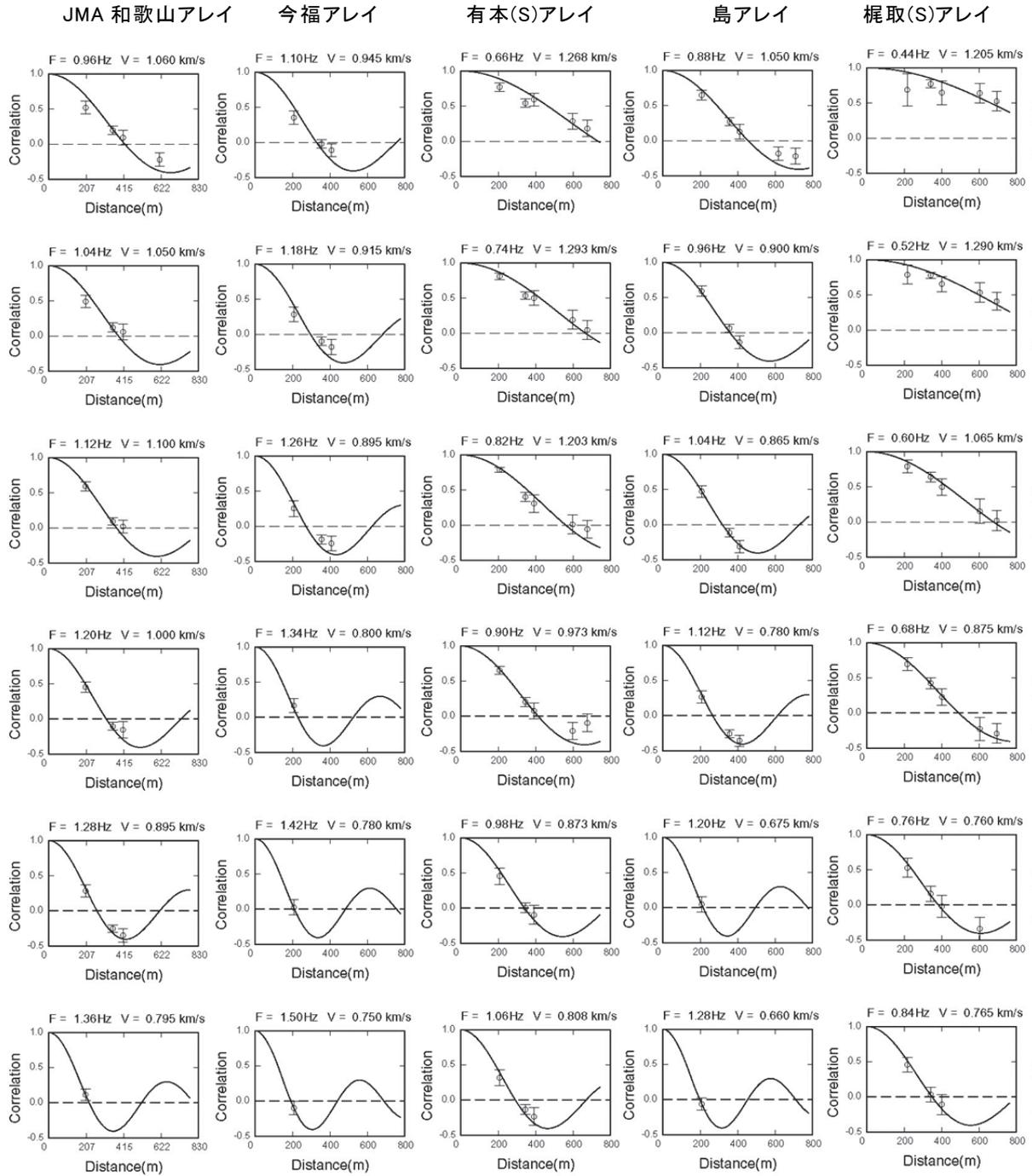


図 22 各アレイにおける空間自己相関係数 (図中の○) および得られた空間自己相関係数に対してフィッティングさせた 0 次のベッセル関数 (J_0) (図中の実線) の例

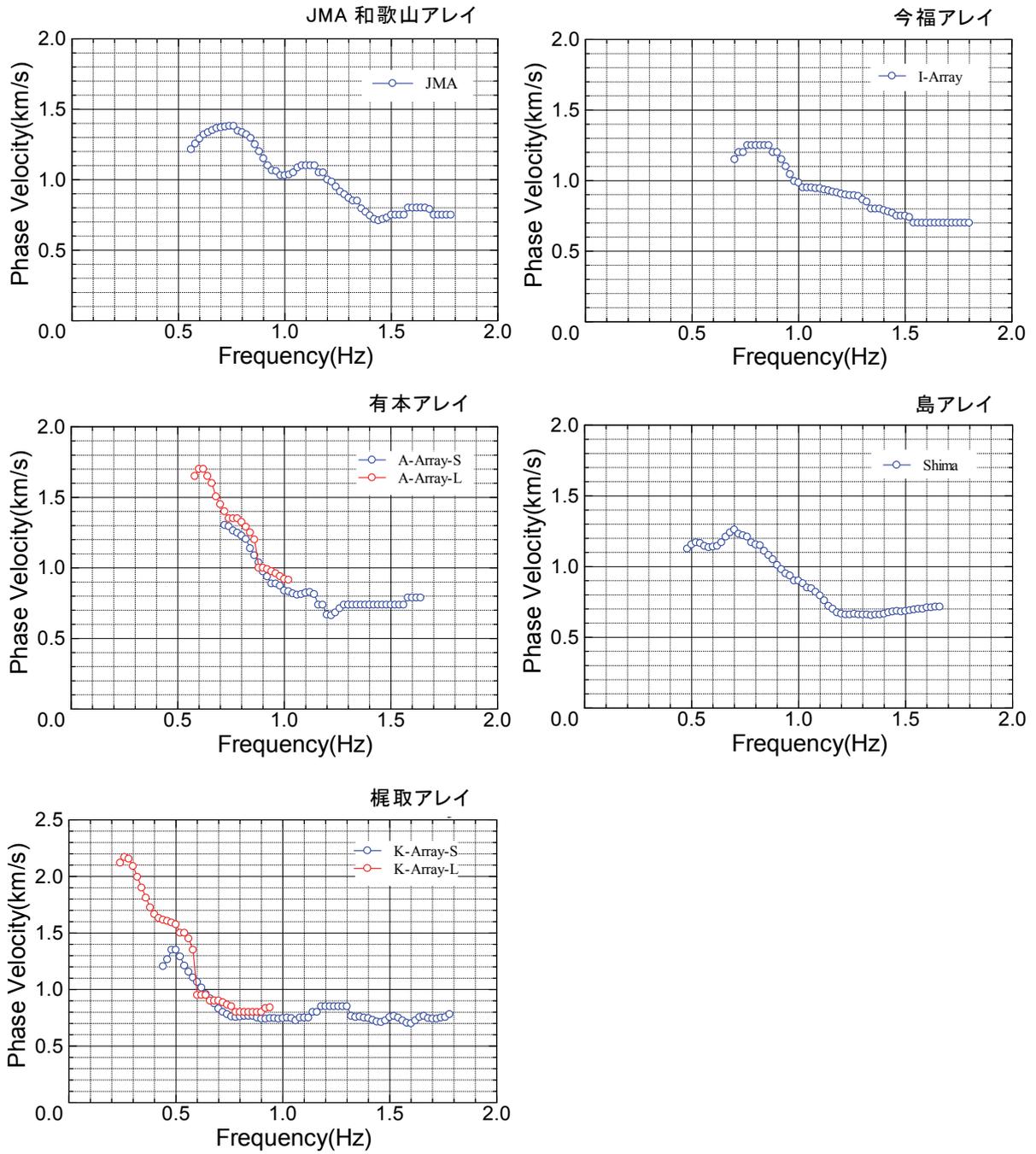


図 23 各アレイに対して得られた観測位相速度

iii) 周波数－波数スペクトル(F-K)法による観測記録の解析

微動アレイ記録の解析法の代表的な手法として、前節の SPAC 法 (Aki, 1957) と周波数－波数スペクトル法 (以下、F-K 法 : Capon, 1969) がある。一般的に SPAC 法の方が F-K 法よりも位相速度の推定精度が高いという報告 (例えば、小淵ほか, 2002 ; Ohori et al., 2002) が多いものの、F-K 法の方が良い結果を与える報告 (例えば、大堀ほか, 2013) もあり、ここでは F-K 法による解析も試みることにした。F-K 法によれば位相速度とともに波動の到来方向も推定できる特長があり、和歌山市の微動の伝播環境をより良く理解するためにも、F-K 法による解析を補足的に行う意義がある。最近では観測機器の高度化により、3成分の微動アレイ観測が行われる機会も増えており、今回の和歌山平野の微動アレイ観測においても3成分の波形データを取得した。ここでは、地盤モデルの構築において参考となる情報を最大限引き出すことを目的とし、上下成分より Rayleigh 波の位相速度を、水平成分より Love 波の位相速度をそれぞれ推定した。なお、SPAC 法による Love 波の検出法も提案されている。(松島・岡田, 1990a ; 山本, 2000)。ただし、Love 波の位相速度の推定結果が Rayleigh 波の位相速度の決定精度の影響を受ける解法となっており、水平成分のみから Love 波の位相速度を推定するには至っていない。そこで、本検討では水平成分のみから Love 波を推定することができる F-K 法 (斎藤, 2007) を水平成分に適用し、従来からの F-K 法 (Capon, 1969) を上下成分に適用している。

F-K 法による3成分微動アレイ観測記録の解析の概要を図 24 に示す。これより、F-K スペクトルは、クロススペクトル行列と位相遅延ベクトルを用いて算出されるが、F-K スペクトルの計算式は上下成分を取り扱う Capon (1969)の方法と水平2成分を取り扱う斎藤 (2007)の方法は同じであることがわかる。図 24 の下部に示すように、F-K スペクトルのピークは微動アレイに到来する波動のうちエネルギーが卓越するものに相当し、ピークを与える波数ベクトル \mathbf{k} より位相速度 c と到来方向 θ が検出される。クロススペクトル行列と位相遅延ベクトルを見ると、斎藤 (2007)の方法では、Capon (1969)の方法よりも行列およびベクトルのサイズが2倍に拡大されていることがわかる。また、斎藤 (2007)の方法では、位相遅延ベクトルが Radial 成分と Transverse 成分のそれぞれに対して定義されているものの、クロススペクトル行列は Radial 成分と Transverse 成分で共通しているのが特徴と言える。なお、斎藤 (2007)の方法以前の F-K 法による Radial 成分と Transverse 成分の計算法では、松島・岡田 (1990b)、時松ほか (1995)にみられるように、到来方向に応じて水平2成分の波形より Radial 成分と Transverse 成分を算出しては、Capon (1969)の F-K 法を繰り返し適用する方法が採られており、上下成分に比べて多大な労力を必要としていた。

和歌山平野の微動アレイ観測記録に対する F-K 法解析では、各アレイの 30 分間あるいは 60 分間の波形記録を 6 区間に分割し、区間ごとに 40 秒間を 1 ブロックとする波形の切り出しを、20 秒間ずつ移動しながら行い、全ブロックのクロススペクトルの平均値を算出して用いた。サンプリング周波数は 100Hz とし、フーリエ変換の際には波形の最後に 0 を付加し、81.92 秒のデータとして解析した。スペクトルの平滑化にはウィンドウ幅 0.1Hz の Parzen ウィンドウを用いた。F-K スペクトルの例として、島アレイの観測記録に対する周波数 1.2Hz の結果を図 25 に例示する。ここでは、Capon (1969)の方法を上下成分、EW 成分、NS 成分に、斎藤 (2007)の方法を Transverse 成分と Radial 成分に、それぞれ適用した結果を示す。F-K スペクトルの右上には、ピークに対応する位相速度と到来方向を記

載している。図 25 の例では、全て F-K スペクトルにおいて最も卓越する波動は西方から伝播していることがわかる。また、上下成分から推定した Rayleigh 波の位相速度と Transverse 成分から推定した Love 波の位相速度が大きく異なること、EW 成分と NS 成分から推定した位相速度が Transverse 成分の結果に比較的近いこと、Radial 成分から推定された位相速度は上下成分の結果とは異なること等が読み取れる。なお、他の周波数や他のアレイにおける結果を観察した結果、Rayleigh 波の位相速度は上下成分より、Love 波のそれは Transverse 成分より推定するのが無難なことを確認している。

続いて、F-K 法により各アレイの位相速度と到来方向を算出した結果を、図 26、図 27 にそれぞれ示す。両図には、上下成分と Transverse 成分に対する結果を一緒に表示している。また、図 26 には F-K 法による最小波長の検知限界（宮腰ほか，1995）とされる $\lambda_{\min} = 3^{1/2} \times r_{\min}$ (r_{\min} は地震計間の最小間隔、ここでは 200 m) を直線で表示している。この直線より上側にある位相速度結果が、検知限界を満足することになる。なお、図 27 より、各アレイにおいて微動の到来方向はさまざまであるが、どちらかと言えば、西側（北西、南西も含む）から伝播する傾向が認められる。

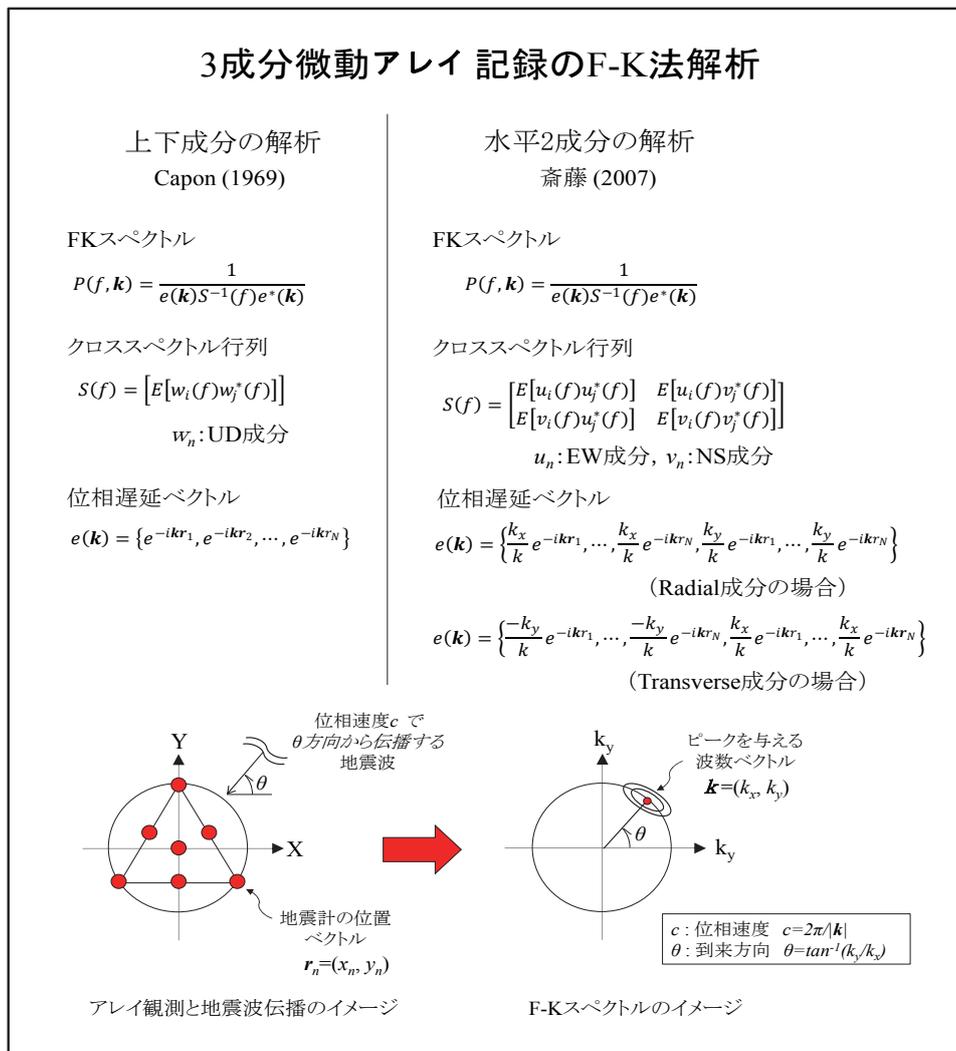


図 24 F-K 法解析の概要

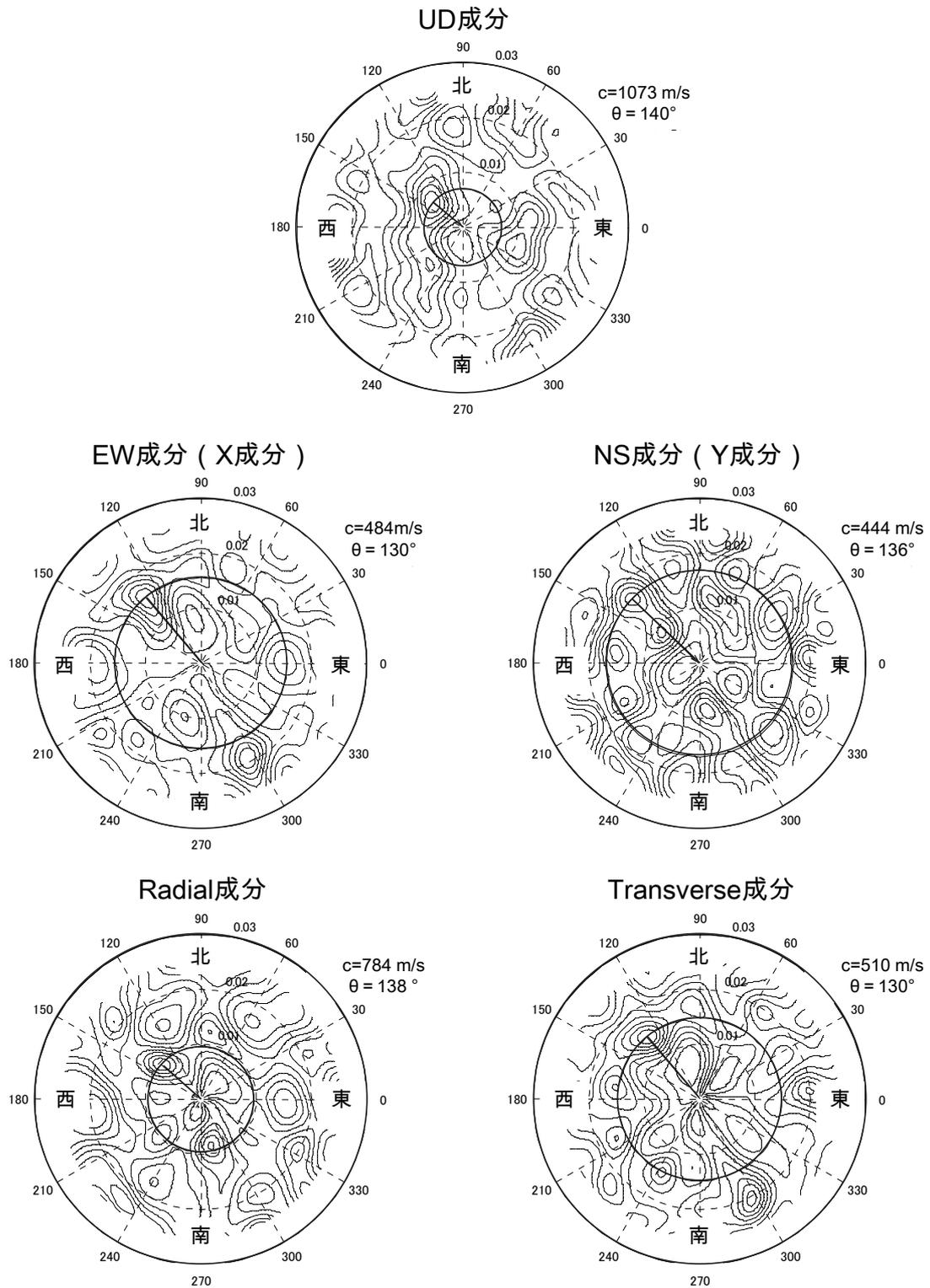


図 25 F-K スペクトルの例 (島アレイの 1.2Hz の計算結果の一例)

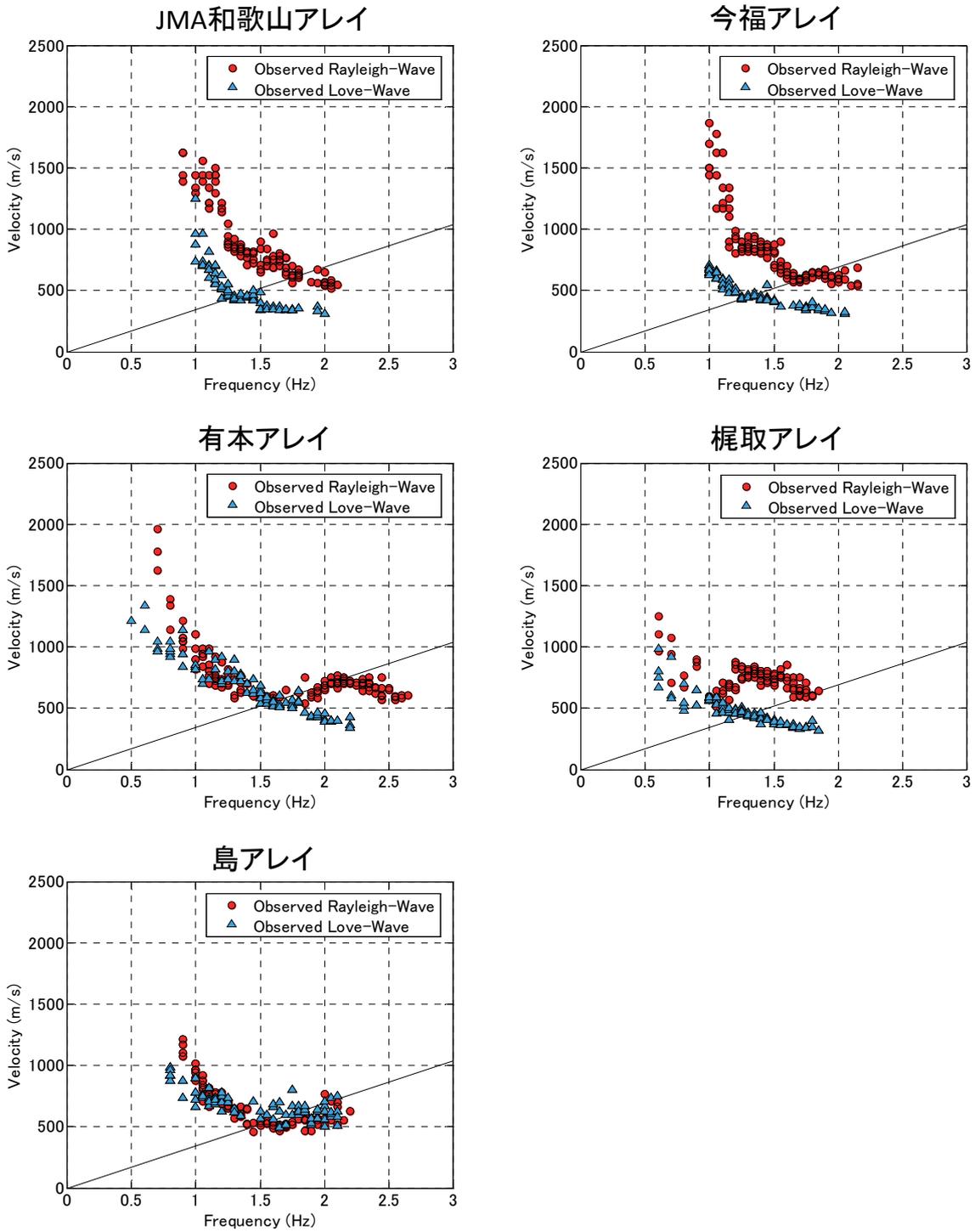


図 26 F-K 法による各アレイにおける位相速度の推定結果（直線は最小波長の検知限界を示す）

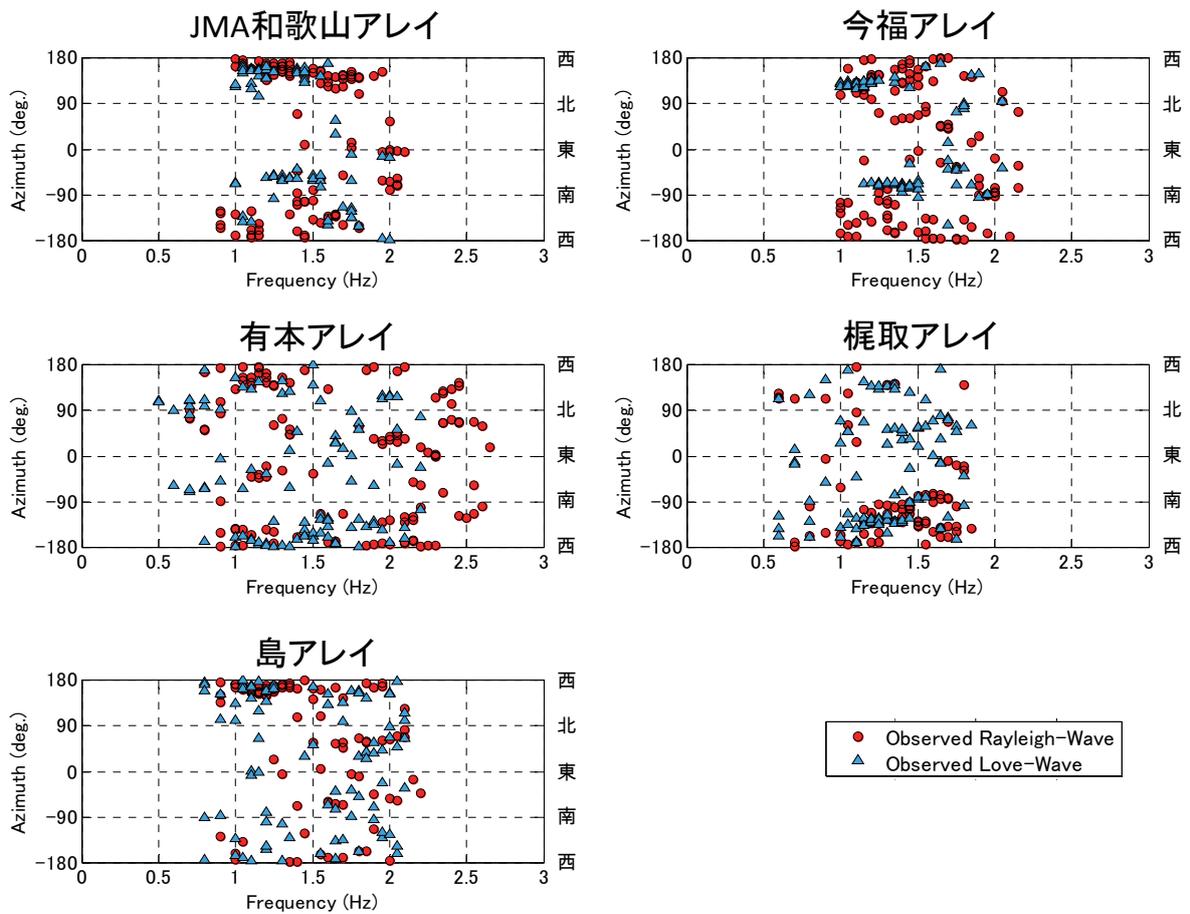


図 27 F-K 法による各アレイにおける到来方向の推定結果

b) 成果

i) SPAC 法による推定地下構造

観測位相速度に対して、前述の GA を用いて S 波速度構造モデルを求めた。GA の計算では、層数が最も少ないモデルで観測位相速度が説明できるように試行錯誤の結果、4 層 + 半無限速度構造モデルを採用した。なお、前述したように P 波速度および密度は既存の統計資料から S 波速度の関数としている (Ludwig, 1970)。JMA 和歌山、今福、有本、島、梶取の各アレイで仮定した速度構造モデルに対し、表 5～表 9 で示す S 波速度およびその層厚の探索範囲を設定した上で、試行回数 5000 回の計算を 5 回行って最適な速度構造モデル (残差最小解) を求めた。推定された地下構造モデルの物性値を表 10～表 14 に示す。図 28 に JMA 和歌山、今福、有本、島、梶取の各アレイでの観測位相速度とともに最適な地下構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線を併せて示す。また、JMA 和歌山、今福、有本、島、梶取の各アレイでの S 波速度構造モデルを図 29 に示す。各観測点とも推定地下構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線は観測位相速度を良く再現できている。

得られた地下構造モデルによれば、前述の三波川変成岩 (片岩) (S 波速度 1.5km/s 程度と見なす) と未固結な堆積層との速度コントラストが明瞭な地層境界 (図 29 の矢印) の深度は、JMA 和歌山で 0.52km、今福で 0.51km、有本で 0.39km、島で 0.32km、梶取で 0.64km となり、紀の川沿いの 3 アレイ領域 (島、有本、梶取) を比較すると、西側の領域ほど深くなっている。

表 5 GA の探索範囲 (JMA 和歌山アレイ)

| No. | 層厚 (m) | | Vs (km/s) | |
|-----|--------|-----|-----------|------|
| | 下 限 | 上 限 | 下 限 | 上 限 |
| 1 | 30 | 100 | 0.45 | 0.66 |
| 2 | 150 | 300 | 0.65 | 0.90 |
| 3 | 80 | 350 | 0.85 | 1.25 |
| 4 | 450 | 900 | 1.30 | 1.80 |
| 5 | --- | --- | 1.70 | 2.40 |

表 6 GA の探索範囲 (今福アレイ)

| No. | 層厚 (m) | | Vs (km/s) | |
|-----|--------|-----|-----------|------|
| | 下 限 | 上 限 | 下 限 | 上 限 |
| 1 | 30 | 150 | 0.45 | 0.66 |
| 2 | 140 | 250 | 0.65 | 0.88 |
| 3 | 80 | 350 | 0.85 | 1.20 |
| 4 | 450 | 900 | 1.25 | 1.80 |
| 5 | --- | --- | 1.70 | 2.30 |

表7 GAの探索範囲（有本アレイ）

| No. | 層厚 (m) | | Vs (km/s) | |
|-----|--------|-----|-----------|------|
| | 下 限 | 上 限 | 下 限 | 上 限 |
| 1 | 20 | 100 | 0.42 | 0.60 |
| 2 | 250 | 450 | 0.60 | 0.86 |
| 3 | 150 | 250 | 1.00 | 1.55 |
| 4 | 300 | 900 | 1.45 | 1.90 |
| 5 | --- | --- | 2.30 | 2.85 |

表8 GAの探索範囲（島アレイ）

| No. | 層厚 (m) | | Vs (km/s) | |
|-----|--------|-----|-----------|------|
| | 下 限 | 上 限 | 下 限 | 上 限 |
| 1 | 30 | 100 | 0.50 | 0.70 |
| 2 | 210 | 400 | 0.63 | 0.90 |
| 3 | 150 | 500 | 0.95 | 1.48 |
| 4 | 400 | 800 | 1.40 | 1.80 |
| 5 | --- | --- | 1.90 | 2.40 |

表9 GAの探索範囲（梶取アレイ）

| No. | 層厚 (m) | | Vs (km/s) | |
|-----|--------|------|-----------|------|
| | 下 限 | 上 限 | 下 限 | 上 限 |
| 1 | 20 | 100 | 0.42 | 0.65 |
| 2 | 350 | 650 | 0.60 | 0.95 |
| 3 | 30 | 250 | 0.90 | 1.45 |
| 4 | 700 | 1550 | 1.45 | 1.90 |
| 5 | --- | --- | 2.30 | 3.10 |

表 10 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (JMA 和歌山アレイ)

| No. | Thickness (m) | Depth (m) | Vs (km/s) | Vp (km/s) | Density (g/cm ³) |
|-----|------------------|--------------|--------------|--------------|---------------------------------|
| 1 | 40 | 0 - 40 | 0.622 | 1.99 | 1.93 |
| 2 | 205 | 40 - 245 | 0.738 | 2.13 | 1.98 |
| 3 | 274 | 245 - 519 | 1.132 | 2.50 | 2.11 |
| 4 | 495 | 519 - 1014 | 1.670 | 3.24 | 2.27 |
| 5 | - | 1014 - | 1.850 | 3.49 | 2.31 |

表 11 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (今福アレイ)

| No. | Thickness (m) | Depth (m) | Vs (km/s) | Vp (km/s) | Density (g/cm ³) |
|-----|------------------|--------------|--------------|--------------|---------------------------------|
| 1 | 86 | 0 - 86 | 0.481 | 1.87 | 1.87 |
| 2 | 159 | 86 - 245 | 0.740 | 2.13 | 1.98 |
| 3 | 265 | 245 - 510 | 1.075 | 2.44 | 2.09 |
| 4 | 850 | 510 - 1360 | 1.660 | 3.23 | 2.26 |
| 5 | - | 1360 - | 1.850 | 3.49 | 2.31 |

表 12 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (有本アレイ)

| No. | Thickness (m) | Depth (m) | Vs (km/s) | Vp (km/s) | Density (g/cm ³) |
|-----|------------------|--------------|--------------|--------------|---------------------------------|
| 1 | 37 | 0 - 37 | 0.576 | 1.95 | 1.91 |
| 2 | 347 | 37 - 384 | 0.758 | 2.15 | 1.99 |
| 3 | 213 | 384 - 597 | 1.440 | 2.91 | 2.20 |
| 4 | 460 | 597 - 1057 | 1.560 | 3.09 | 2.24 |
| 5 | - | 1057 - | 2.690 | 4.71 | 2.50 |

表 13 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (島アレイ)

| No. | Thickness (m) | Depth (m) | Vs (km/s) | Vp (km/s) | Density (g/cm ³) |
|-----|------------------|--------------|--------------|--------------|---------------------------------|
| 1 | 45 | 0 - 45 | 0.658 | 2.03 | 1.94 |
| 2 | 273 | 45 - 318 | 0.680 | 2.06 | 1.95 |
| 3 | 414 | 318 - 732 | 1.370 | 2.82 | 2.18 |
| 4 | 780 | 732 - 1512 | 1.535 | 3.05 | 2.23 |
| 5 | - | 1512 - | 2.050 | 3.77 | 2.36 |

表 14 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (梶取アレイ)

| No. | Thickness (m) | Depth (m) | Vs (km/s) | Vp (km/s) | Density (g/cm ³) |
|-----|------------------|--------------|--------------|--------------|---------------------------------|
| 1 | 30 | 0 - 30 | 0.600 | 1.97 | 1.92 |
| 2 | 542 | 30 - 572 | 0.788 | 2.18 | 2.00 |
| 3 | 70 | 572 - 642 | 0.920 | 2.30 | 2.05 |
| 4 | 1358 | 642 - 2000 | 1.710 | 3.29 | 2.28 |
| 5 | - | 2000 - | 2.950 | 5.14 | 2.56 |

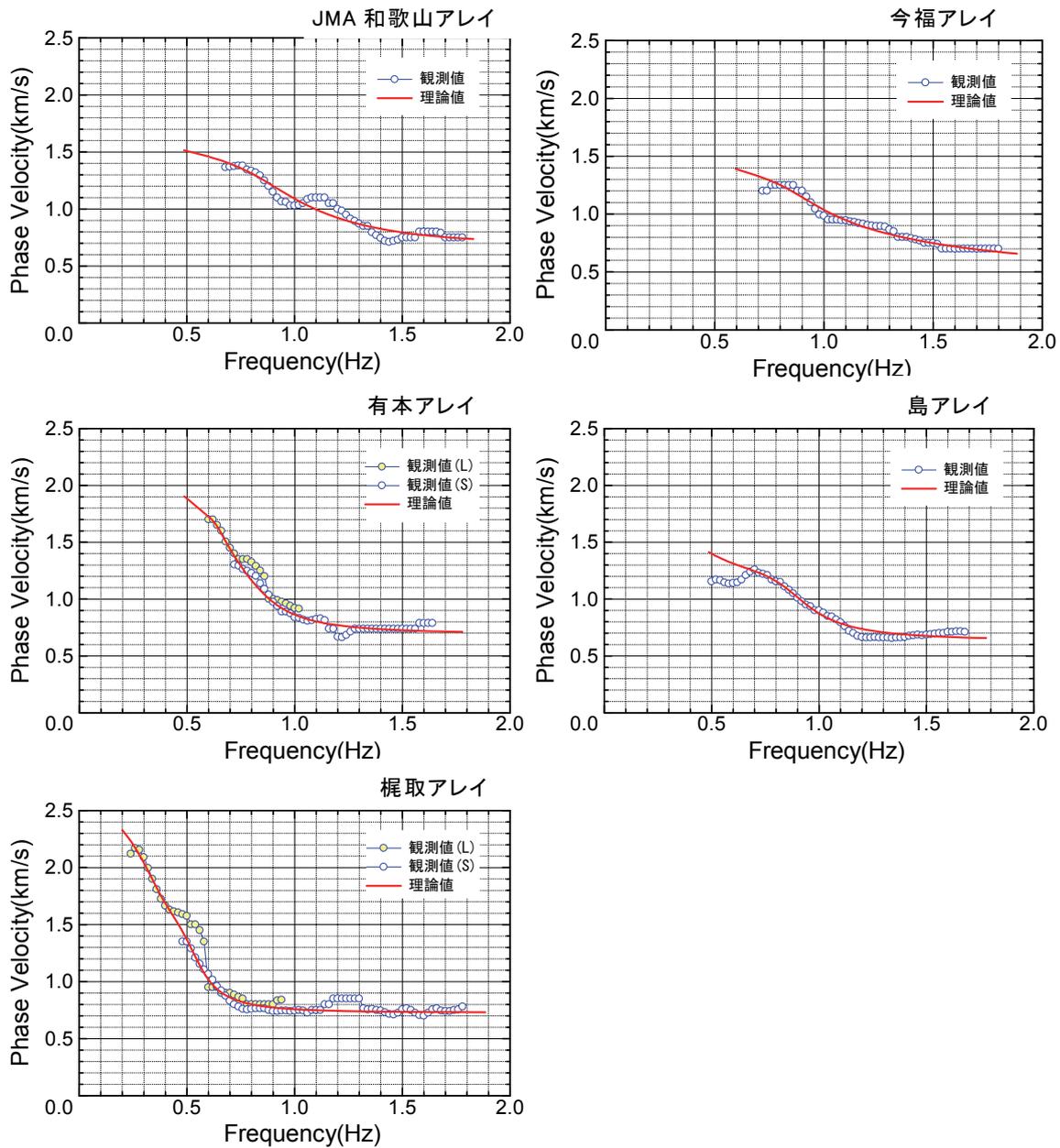


図 28 各アレイ領域における観測位相速度 (図中の○) と推定地下構造モデルから計算される Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線 (図中の赤実線) の比較

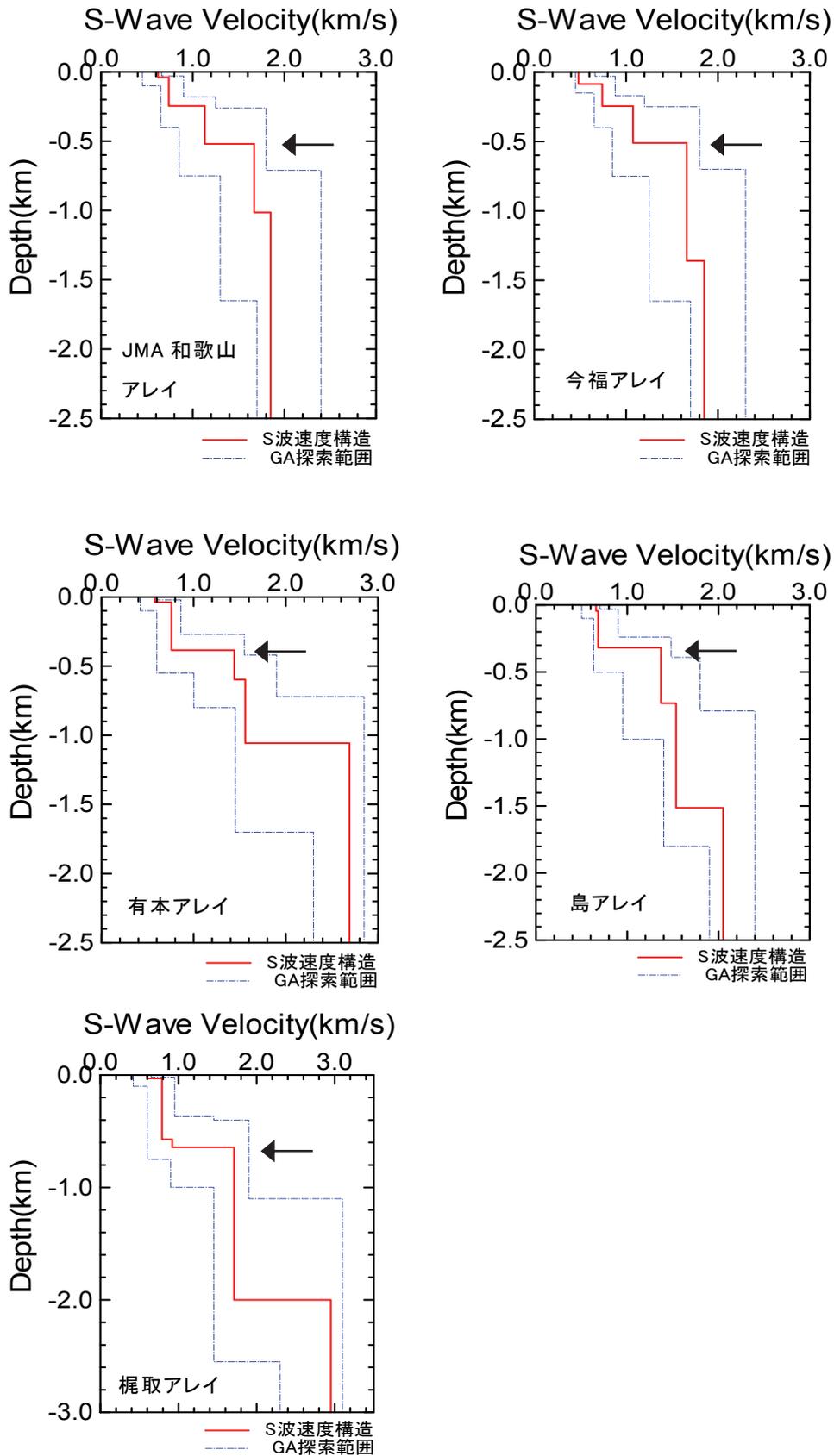


図 29 各アレイ領域における推定地下構造モデルによる S 波速度構造モデル (矢印は三波川変成岩の地層上面と考えられる位置)

ii) F-K 法による観測位相速度からみた SPAC 法による推定地下構造についての考察

図 26 より各アレイの位相速度を観察すると、1～1.5 Hz の周波数範囲において、JMA 和歌山アレイ、今福アレイ、梶取アレイでは Love 波の位相速度が Rayleigh 波のそれに比べて遅い傾向が見られる。一方、島アレイと有本アレイではこの傾向はそれほど顕著ではない。これは JMA 和歌山アレイ、今福アレイ、梶取アレイでは、島アレイや有本アレイに比較して沖積層が厚く堆積していることも要因であると推察される。

F-K 法より得られた位相速度をさらに検討するために、SPAC 法の位相速度に基づいて推定された地下構造モデル(表 10～表 14)を用いて算出される Rayleigh 波と Love 波の位相速度の理論値との比較を行う。図 30 は、図 26 に示した F-K 法の結果に、前項の SPAC 法による推定地下構造モデルに基づく理論値を重ね書きしたものである。これより、各アレイの位相速度を観察すると、まず島アレイと有本アレイについては、F-K 法による Rayleigh 波および Love 波の位相速度が概ね理論値と対応していることがわかる。一方、JMA 和歌山アレイ、今福アレイ、梶取アレイについては、Rayleigh 波に関しては F-K 法による位相速度は周波数範囲によっては理論値との対応が見られるが、Love 波に関しては F-K 法の結果は理論値よりもずっと遅いことがわかる。これは、先ほど述べたように、沖積層の存在も影響していると思われる。

KG-NET 関西圏地盤情報協議会(2011)による「新関西地盤 一和歌山平野一」を参照すると、島アレイや有本アレイよりも、JMA 和歌山アレイ、今福アレイ、梶取アレイでは沖積層がかなり厚くなっている。さらに、同資料に掲載されている和歌山市南部の和歌川基準ボーリングの PS 検層結果より、地表から深さ 41m までの多くの地層において、ポアソン比が 0.45 以上の地層が大半を占めており、推定された地下構造モデル(表 10～表 14)には考慮されていない S 波速度の遅い層を浅部に付加する必要性が認められる。このような沖積層を含めた浅部の地下構造に対しては、各アレイの展開範囲内のボーリング情報の収集・整理を行った上で、Rayleigh 波と Love 波、さらには H/V スペクトルにおける卓越周波数などをバランス良く考慮した推定を今後行う予定である。

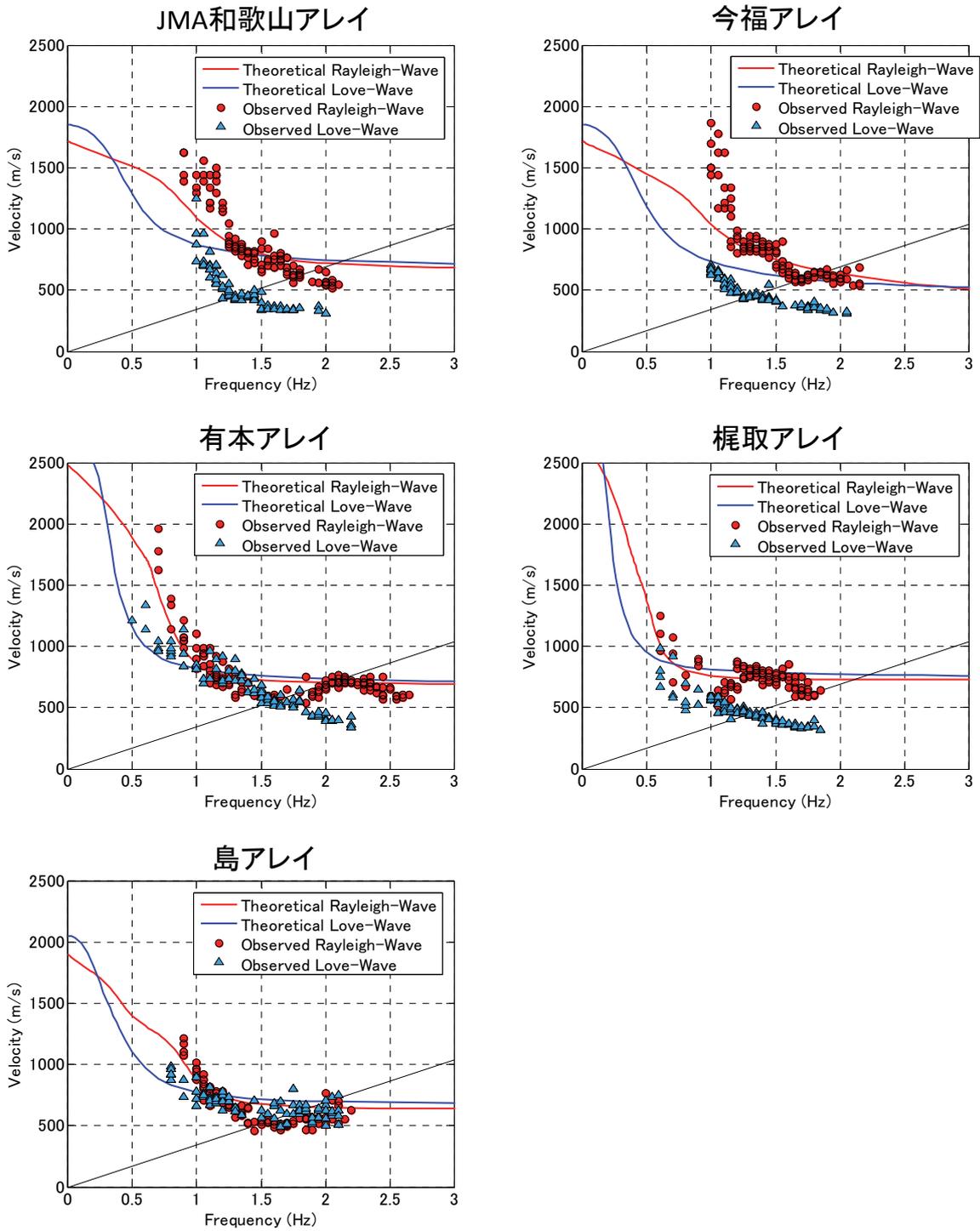


図30 F-K法による各アレイにおける位相速度の推定結果とSPAC法の位相速度より得られた推定地盤モデルより計算された位相速度との比較

4) 単点微動観測

a) 実施方法

前節の3成分微動アレイ観測記録を用いて、水平と上下のスペクトル比 (H/V スペクトル) を以下の手順によって求めた。記録された全データ長に対して、観測点近傍における交通振動などによる一時的に大きな振幅を有するデータ区間は解析対象から除外し、残りのデータ区間から80秒の記録長を重複区間が無いように20ブロック抜き出した。なお、解析はサンプリング周波数(100Hz)で行った。ブロック毎に自己相関関数を求め、それを有限フーリエ変換(DFT)してパワースペクトルを求めた。このとき、自己相関関数に幅15秒の三角形ラグウィンドウを乗じることにより、パワースペクトルの平滑化を行った。ブロック毎に求めた3成分のパワースペクトルの水平動2成分(南北と東西方向)についてベクトル合成を行った。これを上下動成分のパワースペクトルで除し、さらに平方根をとることによってH/Vスペクトルを求めた。さらに、ブロック毎に求めたH/Vスペクトルを20ブロックに対するアンサンブル平均から、目的とする(平均)H/Vスペクトルを求めた。

上述の微動アレイ地点を対象とした単点微動データとしての解析とは別に、和歌山平野の内、和歌山市域の地下構造を把握するため、島アレイ付近より西側を対象に広域的な単点微動観測を105点で実施した。観測点の配置図を図31に、観測点の座標(緯度、経度)を表14にそれぞれ示す。観測は3グループに分かれて、2014年2月25日~27日の期間の主として日中に行った。観測機器はGPL-6A3P((株)アカシ社製(現(株)ミットヨ), 写真3)を使用した。観測はサンプリング周波数100Hzで行った。観測時の現場写真を写真4に示す。現在、これら単点微動観測記録の整理については実施中であり、次年度に分析を行う。

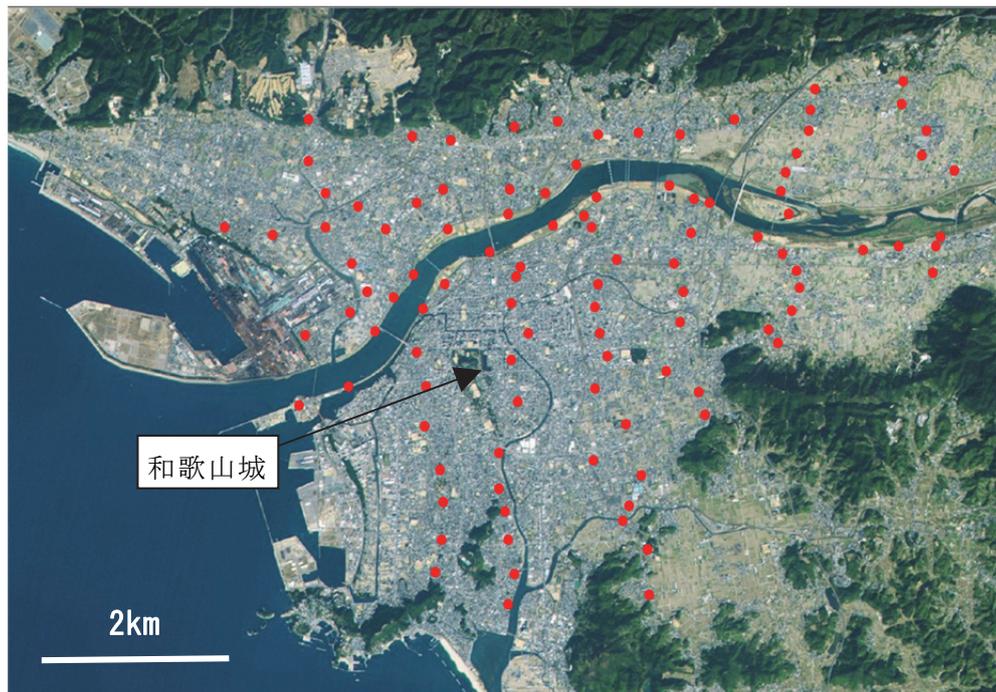


図 31 和歌山市域を対象とした広域単点微動観測点位置 (赤丸、計 105 点)

表 14 和歌山平野東部域における広域単点微動観測点座標

| | 緯度(度) | 経度(度) | | 緯度(度) | 経度(度) |
|----|---------|----------|----|---------|----------|----|---------|----------|----|---------|----------|-----|---------|----------|
| 1 | 34.2319 | 135.1547 | 22 | 34.2278 | 135.1792 | 43 | 34.2231 | 135.2128 | 64 | 34.2444 | 135.2553 | 85 | 34.2528 | 135.1789 |
| 2 | 34.2378 | 135.1533 | 23 | 34.2317 | 135.1822 | 44 | 34.2261 | 135.2069 | 65 | 34.2625 | 135.2561 | 86 | 34.2564 | 135.1908 |
| 3 | 34.2419 | 135.1506 | 24 | 34.2361 | 135.1792 | 45 | 34.2333 | 135.2094 | 66 | 34.2556 | 135.2586 | 87 | 34.2522 | 135.1853 |
| 4 | 34.2472 | 135.1458 | 25 | 34.2400 | 135.1800 | 46 | 34.2378 | 135.2100 | 67 | 34.2578 | 135.2528 | 88 | 34.2492 | 135.1786 |
| 5 | 34.2522 | 135.1458 | 26 | 34.2414 | 135.1808 | 47 | 34.2419 | 135.2083 | 68 | 34.2614 | 135.2536 | 89 | 34.2469 | 135.1678 |
| 6 | 34.2569 | 135.1428 | 27 | 34.1933 | 135.2039 | 48 | 34.2464 | 135.2114 | 69 | 34.2653 | 135.2492 | 90 | 34.2403 | 135.1617 |
| 7 | 34.2631 | 135.1428 | 28 | 34.2000 | 135.2036 | 49 | 34.2514 | 135.2119 | 70 | 34.2686 | 135.2494 | 91 | 34.2369 | 135.1581 |
| 8 | 34.1967 | 135.1656 | 29 | 34.2042 | 135.1992 | 50 | 34.2303 | 135.2269 | 71 | 34.2631 | 135.2192 | 92 | 34.2347 | 135.1503 |
| 9 | 34.2014 | 135.1667 | 30 | 34.2064 | 135.2003 | 51 | 34.2322 | 135.2253 | 72 | 34.2608 | 135.2094 | 93 | 34.2314 | 135.1422 |
| 10 | 34.2069 | 135.1669 | 31 | 34.2108 | 135.2025 | 52 | 34.2350 | 135.2294 | 73 | 34.2611 | 135.2019 | 94 | 34.2444 | 135.2486 |
| 11 | 34.2117 | 135.1664 | 32 | 34.2131 | 135.1939 | 53 | 34.2383 | 135.2308 | 74 | 34.2608 | 135.1947 | 95 | 34.2439 | 135.2422 |
| 12 | 34.2181 | 135.1636 | 33 | 34.2183 | 135.1997 | 54 | 34.2408 | 135.2303 | 75 | 34.2628 | 135.1875 | 96 | 34.2458 | 135.2233 |
| 13 | 34.2239 | 135.1639 | 34 | 34.2236 | 135.1942 | 55 | 34.2433 | 135.2278 | 76 | 34.2619 | 135.1797 | 97 | 34.2508 | 135.2147 |
| 14 | 34.2289 | 135.1622 | 35 | 34.2283 | 135.1964 | 56 | 34.2492 | 135.2289 | 77 | 34.2600 | 135.1683 | 98 | 34.2211 | 135.1411 |
| 15 | 34.1919 | 135.1786 | 36 | 34.2317 | 135.1950 | 57 | 34.2525 | 135.2275 | 78 | 34.2472 | 135.1278 | 99 | 34.2239 | 135.1500 |
| 16 | 34.1964 | 135.1797 | 37 | 34.2356 | 135.1942 | 58 | 34.2553 | 135.2283 | 79 | 34.2461 | 135.1364 | 100 | 34.2353 | 135.1633 |
| 17 | 34.2014 | 135.1786 | 38 | 34.2389 | 135.1947 | 59 | 34.2581 | 135.2303 | 80 | 34.2503 | 135.1517 | 101 | 34.2389 | 135.1672 |
| 18 | 34.2056 | 135.1781 | 39 | 34.2425 | 135.1981 | 60 | 34.2614 | 135.2325 | 81 | 34.2606 | 135.1614 | 102 | 34.2436 | 135.1753 |
| 19 | 34.2089 | 135.1769 | 40 | 34.2472 | 135.1936 | 61 | 34.2644 | 135.2328 | 82 | 34.2469 | 135.1567 | 103 | 34.2475 | 135.1867 |
| 20 | 34.2142 | 135.1769 | 41 | 34.2517 | 135.1944 | 62 | 34.2675 | 135.2336 | 83 | 34.2508 | 135.1622 | 104 | 34.2489 | 135.1922 |
| 21 | 34.2217 | 135.1803 | 42 | 34.2197 | 135.2139 | 63 | 34.2414 | 135.2547 | 84 | 34.2528 | 135.1669 | 105 | 34.2533 | 135.2075 |



写真3 広域単点微動観測に用いた観測機器（左側パネル部がデータ記録部、右側のスイッチ類がゲインやハイカットフィルターを設定する部分）



写真4 広域単点微動観測の現場写真

b) 成果

微動アレイ観測点でのそれぞれのH/Vスペクトルを図32に示す。また、水平2成分間のスペクトル比（南北に対する東西方向のフーリエ振幅比）を図33に示す。まず、H/Vスペクトルについて述べる。何れのアレイ観測領域内の観測点においても1Hz以下の低周波数帯域において明瞭なピークが見られる。以下、これらのピークに対応する周波数を1次卓越周波数と称する。1次卓越周波数（図32の矢印）は、JMA和歌山及び今福の領域では1Hz程度であるが、他の領域では0.25Hz～0.5Hzに存在し、紀の川に沿って西側の領域ほど

低周波数側にシフトする。これら 1 次卓越周波数の空間変動は、基盤岩と堆積層との S 波速度コントラストが明瞭な地層境界面深度を反映したものと考えると (Yamanaka et al., 1994)、基盤岩が露頭している和歌山城に近い JMA 和歌山や今福の 1 次卓越周波数が他の 3 つの領域より高いこと、さらに紀の川に沿って西側ほど基盤岩の上面深度が深くなるという前節の微動アレイ記録による位相速度から推定した基盤岩上面深度の分布(図 29 の矢印)とも整合している。

しかしながら、JMA 和歌山や今福での位相速度から推定された基盤岩上面深度は有本や島より深く (図 29 の矢印)、H/V スペクトルの卓越周波数から推定される同深度の解釈とは異なる。このことを詳しく説明するため、図 34 に梶取・JMA 和歌山での微動アレイ観測による位相速度から推定した 1 次元速度構造、微動 H/V スペクトルの卓越周波数から推定した基盤岩上面深度及びサブテーマ 2 において実施された P 波反射法探査(図 35 に測線を示す)により解釈された基盤岩上面深度分布の比較を示す。なお、微動 H/V スペクトルの卓越周波数から基盤岩上面深度を推定する際、同上面以浅の堆積層の S 波速度を仮定する必要があるが、本検討では微動の位相速度から推定された堆積層の速度構造(表 10、表 14)を用いた。図より梶取においては、3 つの手法 (微動アレイ観測、微動 H/V スペクトル、反射法探査)による基盤岩上面深度は 100m (誤差 15%) 以内に収まっていることがわかる。一方、JMA 和歌山の同深度において、微動アレイ観測から推定した深度は微動 H/V スペクトルから推定した深度より 2 倍程度深くなっており、かつ反射法探査による紀の川右岸での同深度より 100m 程度深くなっている。JMA 和歌山アレイ重心の東側 1 km には基盤岩の露頭が見られる和歌山城が位置することから、上記の紀の川右岸より徐々に基盤岩上面が上昇するという自然な解釈をすれば、JMA 和歌山における微動アレイ観測による推定基盤岩上面深度が実際より深く評価された可能性がある。このことは、前節で示した JMA 和歌山と今福における F-K 法により評価された微動の位相速度 (図 30 の Rayleigh 波) が 1 Hz 付近において、SPAC 法により評価された地下構造に基づく位相速度よりも速くなっている (基盤岩上面深度が浅く解釈されることを示唆) こととも整合している。なお、傾斜した基盤上面を有する地下構造領域においては、SPAC 法を用いた微動の位相速度が空間自己相関係数の低下により、見かけ上、位相速度が遅く評価され、結果として基盤上面深度が深く解釈される可能性があることを上林ほか(2009)は指摘している。1 Hz 以下の周波数帯域における空間自己相関係数の低下は、図 21 に示した JMA 和歌山と今福の各アレイ領域内の観測点間における当該周波数帯域でのパワースペクトルのバラツキが大きいことから裏付けられる。これらの事象を踏まえて、それぞれの微動探査手法の特性を考慮に入れながら高精度な地下構造推定のための検討を引き続き行う予定である。

和歌山平野は上述のように、基盤岩上面が顕著な不規則性を有することから H/V スペクトルの卓越周波数付近において、微動の水平動振幅の異方性が考えられる (Uebayashi, 2003)。Uebayashi et al. (2012)では、同異方性が顕著に見られる地点において、水平成層構造の仮定に基づく地下構造の推定誤差が大きくなることを観測と 3 次元地下構造モデルを用いた微動のシミュレーションとの比較に基づいて言及している。そこで微動アレイ観測が行われた 5 つの領域について、H/V スペクトルの卓越周波数付近の同異方性の強弱について観察すると (図 33)、JMA 和歌山と今福において、図中に矢印で示した周波数では東西と南北方向の振幅が最大で倍・半分程度異なる。これら JMA 和歌山と今福における同

異方性が H/V スペクトル卓越周波数を用いた水平成層構造モデルに基づく地下構造推定精度に、どの程度影響するのかは今のところ明確に評価することはできないが、少なくとも同異方性が見られる領域ではそうではない領域に比べて、地下構造の推定誤差が大きくなる可能性がある。従って、同異方性を有する領域がどの程度の広がりを持つのかを上述の広域単点微動記録からも調べておくことは、次年度に構築する予定である和歌山平野の地下構造モデルを評価する上でも必要と思われる。これらについては次年度において引き続き検討する予定である。

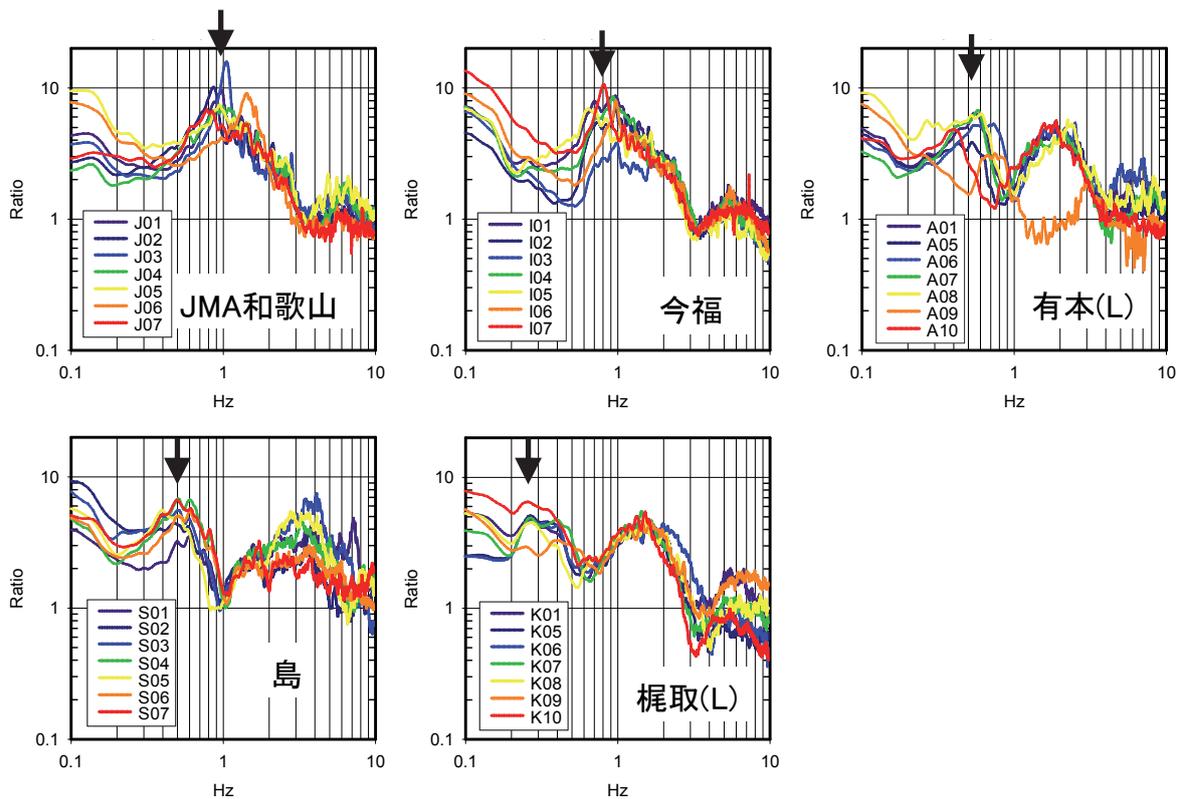


図 32 微動アレイ観測記録を単点微動記録と見なしたときの各アレイ領域（5領域）内の観測点（7点）での水平／上下（H/V）スペクトル比（矢印は1次卓越周波数）

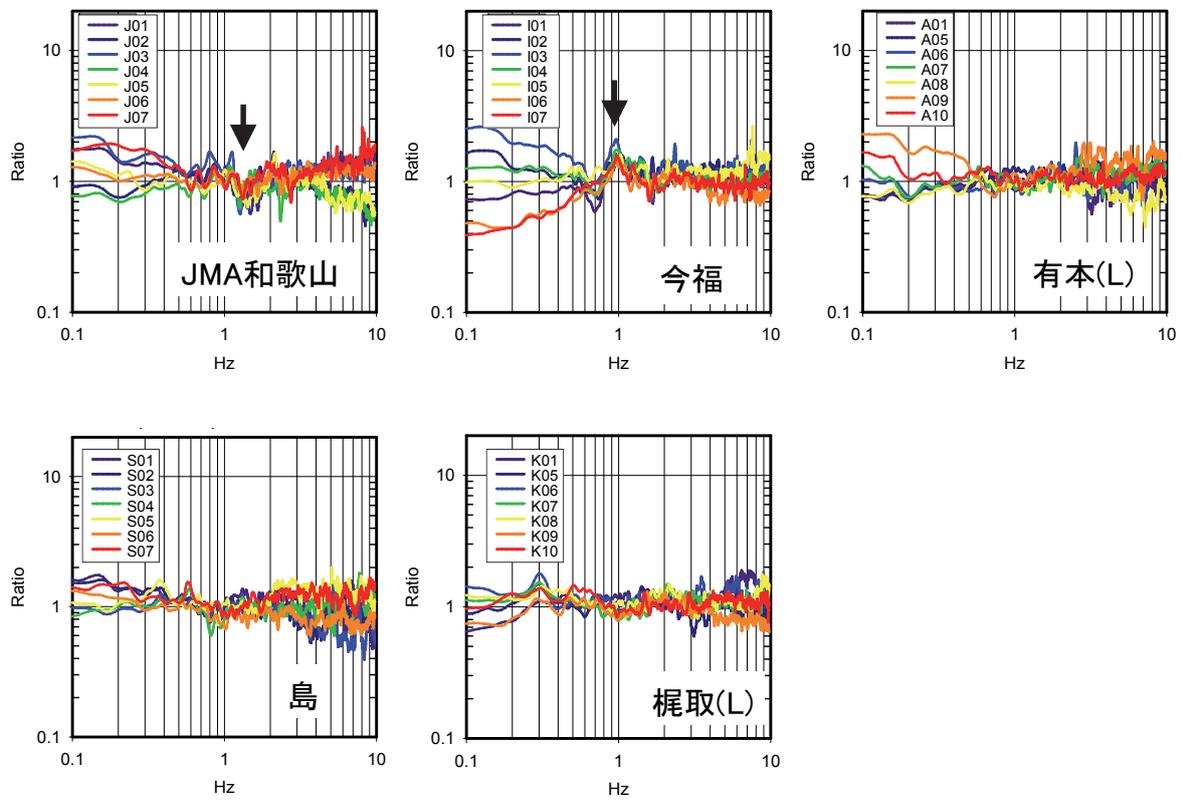


図 33 微動アレイ観測記録（3成分）を用いた各アレイ領域（5領域）内の観測点（7点）での東西／南北スペクトル比（矢印はやや振幅の異方性が見られる周波数）

(c) 結論ならびに今後の課題

1) 地震観測記録の収集・分析

和歌山平野及び周辺部における地震観測記録を収集し、イベント記録のヒットリストを作成した。次年度は奈良県における地震記録についてイベント記録のヒットリストを作成する。また、収集した記録から地下構造モデルの検証等に使用するイベント記録を選定し、地下構造モデルの高度化のためのモデルシミュレーションに利用する。

2) 既存の地下構造モデルの収集

和歌山平野における、強震動予測のための既往の地下構造モデルを収集した。(独)産業技術総合研究所による大阪堆積盆地モデルおよび独立行政法人防災科学技術研究所によるJ-SHIS地震ハザードステーションでは、地震基盤以浅の速度構造モデルが示されているが、両モデルともに既往の探査情報が少なかったこともあり、数秒以下の強震動予測の精度を確保するためには新たな情報を加えるなど、モデルの高度化が必要であることがわかった。

3) 微動アレイ探査

既存の地下構造に関する情報を考慮し、和歌山市域を対象に5つの領域(JMA 和歌山、今福、島、有本、梶取)において微動アレイ探査を実施した。観測記録をSPAC法により解析し、何れの領域においても連続性の良い位相速度の分散曲線が得られ、それらの分散曲線からS波速度構造を推定した。さらに、F-K法による解析も実施し、推定したS波速度構造から求めた理論分散曲線と比較した。結果として、島と有本については、両手法(SPAC法とF-K法)による結果が概ね対応したが、JMA 和歌山、今福、梶取については、位相速度に差異が見られた。この原因については、下記の単点微動の解析結果との整合性も考慮しながら来年度に引き続き検討を行う。

4) 単点微動観測

微動アレイ観測記録(3成分)を用いて水平/上下動(H/V)スペクトルを求めた。いずれのアレイ観測領域内においても、H/Vスペクトルは明瞭なピークを示した。ピーク(卓越)周波数と微動アレイ探査から推定した基盤岩上面深度の相対的な変化の傾向は整合した。ただし、JMA 和歌山と今福においては、H/Vスペクトルの卓越周波数から推定した基盤岩上面深度は微動アレイから推定した同深度より半分程度浅くなった。この結果は、不規則構造の場での水平成層構造を仮定した各種微動探査手法の精度が原因とも考えられ、引き続き検討すべき課題である。なお、和歌山市域を対象とした単点微動観測を105点実施したが、結果については次年度に報告する。

さらに、来年度は既存の地下構造モデル、重力データに加え、今年度実施したサブテーマ2による反射法探査結果なども参考に、微動アレイ探査や単点微動観測結果などに基づき和歌山平野の3次元地下構造の初期モデルを構築する。

(d) 引用文献

Aki K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference

- to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 35, 415-456, 1957.
- Capon, J., High-resolution frequency wavenumber spectrum analysis, Proc. IEEE, 57, 1408-1418, 1969.
- 長 郁夫・中西一郎・凌 甦群・岡田 広, 微動探査法への個体群探索分岐型遺伝的アルゴリズム fGA の適用, 物理探査, 52, 227-246, 1999.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・東 宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田 章, 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第 379 号, 2012.
- Ohori M., A. Nobata, and K. Wakamatsu, A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor analysis, Bull. Seism. Soc. Am., 92, 2323-2332, 2002.
- 大堀道広・チタクセチキン・中村武史・坂上 実・武村俊介・古村孝志・竹本帝人・岩井一央・久保篤規・川谷和夫・田嶋佐和・高橋成実・金田義行, 高知市街地の浅層地盤モデルの構築, 日本地震工学会論文集, 13, 52-70, 2013.
- 岡田篤正・松井和夫・横田 裕・斎藤 勝・遠藤 理・野田利一・香川敏幸, 和歌山平野北東部における中央構造線の地下構造, 活断層研究, 17, 84-96, 1998.
- 岡田広・松島健・森谷武男・笹谷 努, 広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法, 物理探査, 43, 402-417, 1990.
- 小淵卓也・山本英和・斎藤徳美, 微動アレー探査における周波数-波数スペクトル法と空間自己相関法から推定した Rayleigh 波の有効波長範囲の上限の検討, 物理探査, 55, 363-373, 2002.
- 堀川晴央・水野清秀・石山達也・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・横倉隆伸・岩淵 洋・北田奈緒子・Arben Pitarka, 断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の 3 次元地盤構造モデル, 活断層・古地震研究報告, 3, 225-259, 2003.
- KG-NET・関西圏地盤研究会, 新関西地盤 2011-和歌山平野-, 208pp., 2011.
- 関西地震観測研究協議会, <http://www.ceorka.org/>, 2014.4.1 現在.
- Ludwig, W. J., J.E. Nafe, J.E., and C.L. Drake, Seismic refraction, The Sea, A.E. Maxwell (Editor), 4, Wiley-Interscience, New York, 53-84, 1970.
- 松島 健・岡田 広, 微動探査法(2)-長周期微動に含まれるラブ波を識別する試み-, 物理探査学会第 82 回学術講演会講演論文集, 5-8, 1990a.
- 松島 健・岡田 広, 微動探査法(5)-周波数-波数法を用いた長周期微動中のラブ波を識別する試み-, 物理探査学会第 83 回学術講演会講演論文集, 177-179, 1990b.
- 宮腰 研・岡田 広・凌 甦群, 地震計アレイによる表面波位相速度の推定可能な周波数領域の上限-F-K スペクトル法の場合-, 物理探査学会第 93 回学術講演会講演論文集, 95-99, 1995.
- 斎藤正徳, 水平 2 成分アレーを用いた縦波・横波成分の分離, 物理探査, 60, 297-304, 2007.
- 時松孝次・新井 洋・酒井潤也, 短周期微動に含まれる表面波の性質と地盤構造の関係, 日本建築学会構造系論文集, 472, 47-55, 1995.

- 上林宏敏・川辺秀憲・釜江克宏・宮腰 研・堀家正則, 傾斜基盤構造推定における微動 H/V スペクトルの頑健性とそれを用いた大阪平野南部域の盆地構造モデルの改良, 日本建築学会構造系論文集, 74, 1453-1460, 2009.
- Uebayashi, H., Extrapolation of Irregular Subsurface Structures Using the Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio of Long-Period Microtremors, Bull. Seism. Soc. Am., 93, 570-582, 2003.
- Uebayashi H., H. Kawabe, and K. Kamae, Reproduction of microseism H/V spectral features using a three-dimensional complex topographical model of the sediment-bedrock interface in the Osaka sedimentary basin, Geophys. J. Int., 189, 1060-1074, 2012.
- 山本英和, 3成分微動アレー観測による Love 波の位相速度の推定の試み, 物理探査, 53, 153-166, 2000.
- Yamanaka, H., M. Takemura, H. Ishida, and M. Niwa, Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1831-1841, 1994.