

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 地下構造モデルの高度化及び強震動シミュレーション

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	吉見 雅行
国立研究開発法人産業技術総合研究所	外来研究員	林田 拓己
国立研究開発法人産業技術総合研究所	グループ長	今西 和俊
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	伊藤 忍
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	松島 信一
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	川瀬 博
国立大学法人岡山大学大学院自然科学研究科	教授	竹中 博士
国立大学法人福岡教育大学教育学部	准教授	山田 伸之
国立大学法人東京大学大学院理学系研究科	准教授	安藤 亮輔
国立大学法人東京大学大学院情報学環	准教授	三宅 弘恵

(c) 業務の目的

既存の大分堆積盆地内外の地震波速度構造モデル（地下構造モデル）を、地震動記録、地震波干渉法によって得られる観測グリーン関数、アレイ微動探査等によって検証し、サブテーマ1～2での探査結果も入れて、より信頼度の高い予測強震動を得るために地下構造モデルを改良する。また、別府-万年山断層帯の特性を考慮した震源モデルを作成する。これらを組み合わせ、別府-万年山断層帯の強震動を予測する。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成26年度：

大分堆積盆地内外の強震観測点・震度観測点の地震記録の収集、解析、微動アレイ観測、単点微動観測、地震波干渉法による速度構造推定のための連続微動観測を実施し、大分堆積盆地内外の地下構造のモデル化のための情報蓄積を行った。また、短い活断層の集合から成る震源モデル作成のための準備作業を実施した。

2) 平成27年度：

微動アレイ観測、単点微動観測、地震波干渉法による速度構造推定のための連続微動観測を引き続き実施したほか、これらを平成26年度実施分の情報と合わせ、大分堆積盆地ならびに周辺域の地下構造のモデル化のために集約し、既往地下構造モデルの評価・修正を実施した。既往震源モデルを用いて、別府-万年山断層帯の強震動シミュレーションの試計算を実施した。短い活断層の集合から成る震源モデル作成作業を引き続き実施した。

3) 平成 28 年度：

前年度までに集約した情報、および新規探査による情報を用いて、大分堆積盆地内外の地下構造モデルを改良する。また、別府-万年山断層帯の特性を考慮した震源モデルを作成する。両者を組み合わせ、別府-万年山断層帯の強震動を予測する。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

1) 微動アレイ探査による深い速度構造の推定

固有周期 10 秒の 3 成分速度計を用いて別府湾北岸の 3 カ所にて最大半径 1 km 程度の微動アレイ観測を実施し、0.2Hz から 10Hz の範囲で Rayleigh 波の位相速度を得た。平成 26 年度に実施した微動アレイ探査結果とあわせ、速度構造モデルの改良について検討した。

2) 小半径微動アレイ観測による浅部速度構造の推定

大分平野の浅部速度構造を対象に 109 か所にて小半径の微動アレイ探査を行った。概ね 1Hz から 20Hz の範囲で分散性を有する位相速度を得た。位相速度から簡易変換により速度構造を求め、位相速度および H/V スペクトルのピークを再現する速度構造を得た。大分平野の伏在断層および河川流路に規制された速度構造が確認された。

3) 連続微動観測記録を用いた地震波干渉法解析および応力場解析

別府湾を取り囲む全 12 点の広帯域地震計から成る連続微動観測網を引き続き運用し、観測データを蓄積した。遠地地震の長周期帯域波形を用いて観測方位の検討を行った。地震波干渉法および遠地地震の解析により、別府湾を跨ぐ観測点ペアでの群速度および別府湾の平均的な位相速度を推定した。また、同観測網で記録された 2015 年 5 月の別府湾東部での地震記録から震源のメカニズム解を求め、震源域周辺の応力場を推定した。

4) 地震記録の収集・解析

平成 26 年度に引き続き、大分県内の自治体震度計（全 49 点）にて 2014 年 9 月以降に観測された 17 地震の観測記録を収集・整理した。地震記録の主要動部分を用いた H/V スペクトルの算出と、後続波部分を用いた R/V スペクトルの算出を行った。既往の速度構造モデルを修正すべき地点について検討した。

5) 別府湾周辺域の速度構造モデルの作成

別府湾内の深部音波探査データの再解析結果に基づいて既往速度構造モデルの層境界深度を変更し、地震動 R/V および微動アレイ探査による観測位相速度との比較を行った。工学的基盤以浅いの浅部地盤構造モデルの作成のため、大分平野の既往ボーリングデータおよび PS 検層データの収集・整理を行った。別府湾内の浅部音波探査の反射面データと陸域のボーリングデータを基に陸海域の統合浅部地質モデルを作成した。これらを基に、浅部速度構造の初期モデルを作成した。

6) 中小地震の波動計算による既往速度構造モデルの検証

大分県周辺で発生した中規模地震を対象に、別府湾周辺の既往速度構造モデルの検証を行った。2015 年 7 月 13 日大分県南部の地震および 2007 年 6 月 6 日大分県北部の浅い地

震を対象に、3次元差分計算を実施し、速度構造モデルを修正すべき個所について検討した。

7) 強震動シミュレーションの試計算

既往速度構造モデルと地震本部の長期評価に基づく震源モデルを用いて、別府湾周辺域の強震動シミュレーションの試計算を実施した。

8) 震源モデルの作成

境界積分方程式法を用いて、昨年度作成した別府地溝南縁断層の形状モデルを用いて、動的破壊シミュレーションを実行した。さらに、地震発生過程のシナリオを、破壊開始点の違いに注目して、3パターンについて試行的に作成した。また、当該地域の既往の強震動予測の震源モデルを調査すると共に、短い活断層の集合から成る震源モデル作成に向けて、地殻内地震における短い活断層について断層変位ハザードの観点から調査を行った。また、最終年度に着手する別府一万山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の強震動予測における震源モデルの構築に関して、各サブテーマの成果の活用について考察した。

(b) 業務の成果

1) 微動アレイ探査による深い速度構造の推定

a) 大半径微動アレイ観測

微動アレイ探査とは、表面波の位相速度に見られる分散性を利用して、主に地盤のS波速度構造を推定する手法である（Aki, 1957, Okada, 2003, Cho et al. 2006 など）。地表に多数の地震計を配置して常時微動（地面の微かな揺れ）を同時に観測し、主にレイリー波の位相速度を多くの周波数に対して推定し、地盤のS波速度の1次元構造を逆解析等で求める。深部までのS波速度構造を簡易に推定できる数少ない調査であり、強震動予測に用いる速度構造モデルの作成には不可欠な探査となっている。

別府湾周辺域では、大分平野の8地点において探査が行われ（宮腰ほか、2007；吉見ほか、2008）、本地域の速度構造モデルに反映されているが、探査密度は十分とは言えなかった。平成26年度の本重点調査にて大分平野12地点、別府扇状地5地点および由布院盆地1地点での探査が実施され、大分平野および別府扇状地の深部S波速度構造に関する知見が増加した。本年度は空白域となっていた別府湾北岸地域を対象に、大半径の微動アレイ観測を実施した（図3.3.1-1）。

既往速度構造モデルに基づく、別府湾北岸地域の地震基盤深度は1～2km程度である。地震基盤から地表に至るS波速度構造を求めることを目標とし、前年度と同様に半径20m程度から最大1km程度の複数の半径のアレイ観測を行った。設定したアレイ半径の一覧を表3.3.1-1に示す。アレイ半径、収録設定等の観測諸元は作業性を高めるために地点によらず同一とした。観測点の配置は正三角形の3頂点と重心1点からなる4点アレイとした。大アレイであるLL、L、Mアレイの中心点は可能な限り同一とし、大アレイを構成する12点にて同時に微動を観測した。またSM、S、SSアレイについても同時に微動を観測した。

観測には固有周期10秒の3成分微動計（東京測振製速度計SE-321, 5V/kine）を小型低消費電力データロガー（白山工業製 LS-8800、GPS時刻校正、24bit AD変換）に接続して使用した。これらを12V鉛バッテリーで駆動し、サンプリング周波数100Hz、最小位相フ

フィルター，8 倍アンプをかけて微動データを収録した。なお、微動計は X 方向を磁北に合わせ水平を取った後、プラスチックバケツで覆い風雨等の影響を避けた。

微動アレイ観測地点の緯度経度および観測時刻の一覧を表 3.3.1-2 に示す。観測は 2015 年 5 月 30 日から 2015 年 6 月 23 日にかけて実施した。観測地点は、日出町中心部 (HJI)、日出町大神 (HJO)、杵築市中心部 (KTK) の 3 カ所である。微動アレイの全体配置図および既往探査地点・地質との対応図をそれぞれ図 3.3.1-1、図 3.3.1-2 に、各微動アレイ観測地点の詳細配置図を図 3.3.1-3～図 3.3.1-5 に示す。

大半径のアレイ (LL、L、M アレイ) は、交通振動等に起因するインコヒーレントノイズを低減するため夜間観測とした。観測においては機器を夕方に設置し早朝に撤収することで、8 時間程度の観測時間を確保した。また、観測機器の盗難や事故を防ぐため、できる限り機器は民地に設置すると共に、反射材を施したカラーコーン等を設置した。観測点の選定では、あらかじめ 1 万分の 1 地形図や衛星写真を用いて 4 点の観測候補地を選定した上で、アレイ半径に対する誤差数%の範囲内に位置する民地等の所有者と用地交渉した。機器を夜間に道路上 (歩道など) に設置する場合は道路管理者及び警察の許可を取った。

小半径のアレイ (SM、S、SS アレイ) は、交通量の少ない街路や農道等に観測点を設定し、監視員を置いて昼間に観測した。観測時間は 1 ～ 2 時間である。観測の様子を写真 3.3.1-1、写真 3.3.1-2 に示す。

観測データは平成 26 年度と同様の処理を行い、位相速度を求めた。すなわち、速度時刻歴の上下成分について微動アレイ解析ツール「BID02.0」ソフトウェア (Tada et al., 2010) を用いて解析した。この際、LL、L アレイのデータに対しては 81.92 秒 (データ数 8192) または 163.84 秒 (データ数 16384) を基本区間長さとして波形を切り出した。M アレイについては 40.96 秒または 81.92 秒を基本長さとした。SM、S、SS アレイのデータに対しては、20.48 秒を基本区間長さとした。位相速度はアレイ毎の SPAC 係数を参照しながら選択して統合し、観測地点毎に統合した観測位相速度とした。結果は次節に示す。

表 3. 3. 1-1 アレイ半径一覧

アレイ名	半径 m (辺長 m)
LL	982 (1, 700)
L	491 (850)
M	289 (500)
SM	94 (160)
S	47 (80)
SS	21 (36)

表 3. 3. 1-2 微動アレイ観測地点と観測時刻一覧

地点名	アレイ名	アレイ中心位置		観測開始時刻		観測終了時刻	
		北緯(deg.)	東経(deg.)	年月日	時	年月日	時
HJI (日出町 中心部)	LL	33.3712	131.5347	2015/06/01	19	2015/06/02	5
	L	33.3693	131.5325	2015/06/01	19	2015/06/02	5
	M	33.3693	131.5325	2015/06/01	19	2015/06/02	5
	SM, S, SS	33.3686	131.5329	2015/06/01	12	2015/06/01	14
HJO (日出町 大神)	LL	33.3570	131.5807	2015/05/31	19	2015/06/01	5
	L	33.3571	131.5834	2015/05/31	19	2015/06/01	5
	M	33.3574	131.5817	2015/05/31	19	2015/06/01	5
	SM, S, SS	33.3576	131.5835	2015/05/31	11	2015/05/31	13
KTK (杵築市 中心部)	LL	33.4190	131.6151	2015/05/30	19	2015/05/31	5
	L	33.4189	131.6144	2015/05/30	19	2015/05/31	5
	M	33.4181	131.6147	2015/05/30	19	2015/05/31	5
	SM, S, SS	33.4192	131.6153	2015/06/23	21	2015/06/23	23

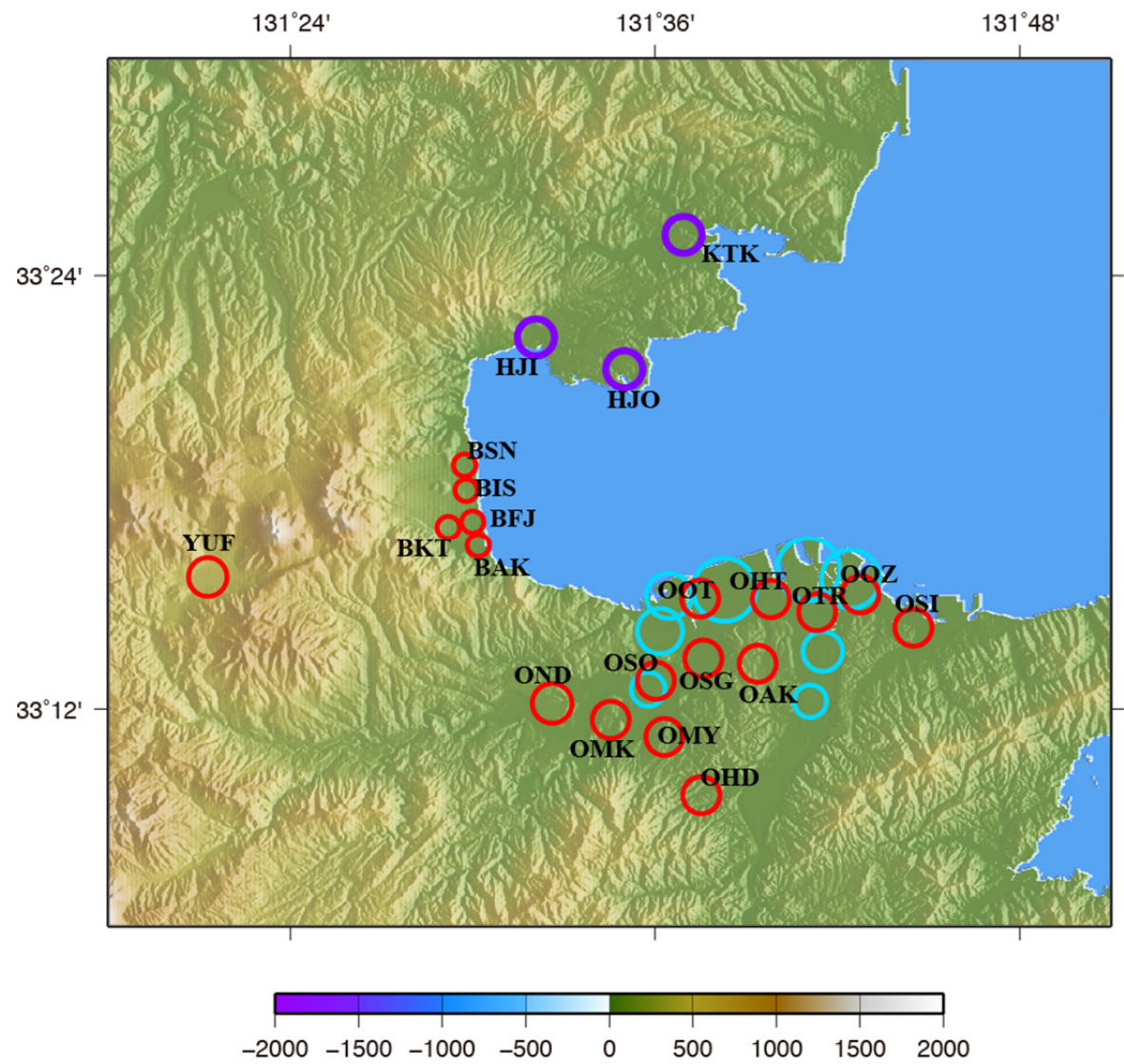


図 3.3.1-1 大半径微動アレイ観測点位置図（紫：平成 27 年度、赤：平成 26 年度、水色：既往研究（宮腰ほか、2007、吉見ほか、2008））

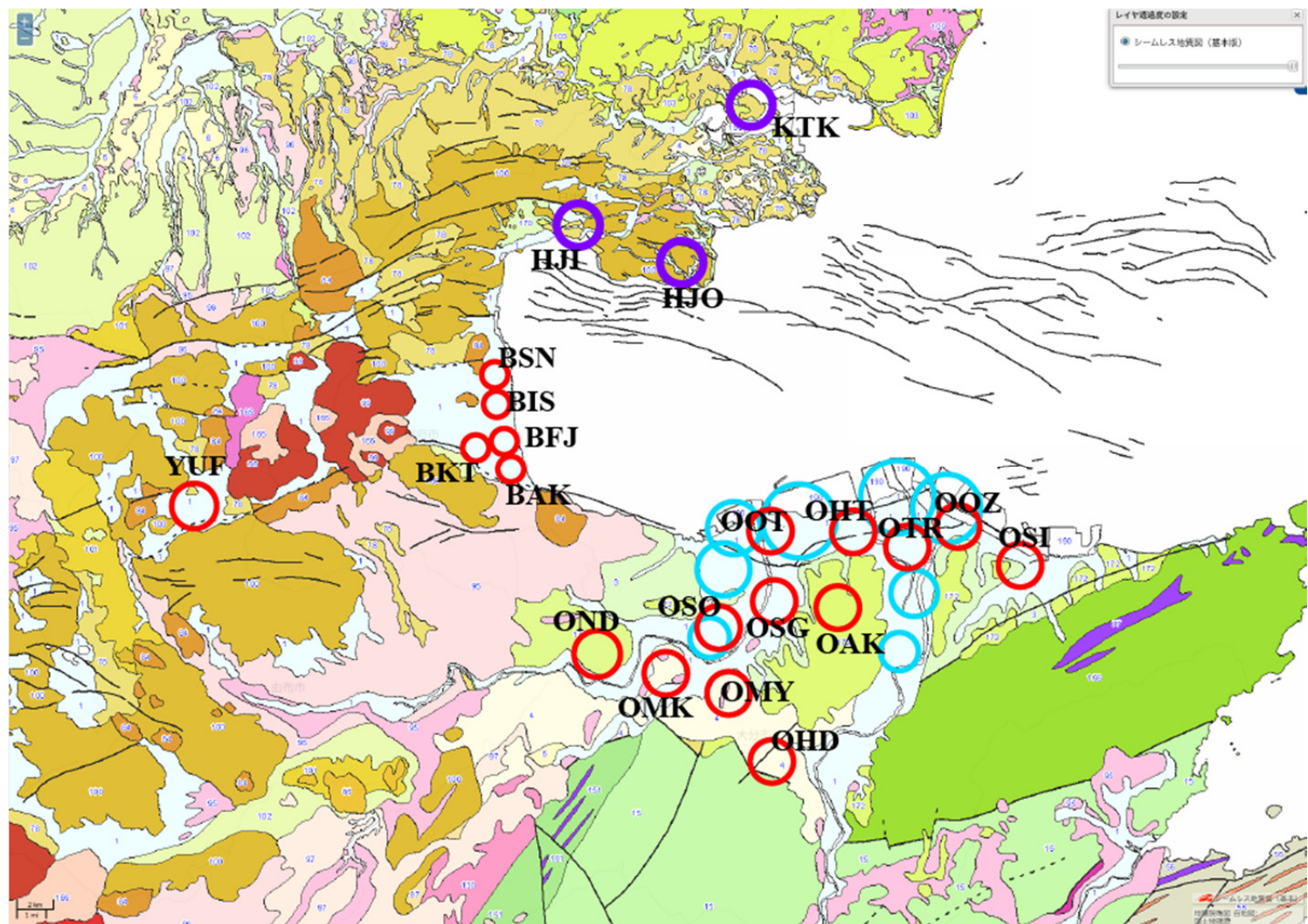


図 3.3.1-2 大半径微動アレイ観測点（紫：平成 27 年度、赤：平成 26 年度、水色：既往微動アレイ観測）と表層地質の関係（基図は産総研シームレス地質図）



大アレイ配置図 (HJI: 日出地区) LLアレイ: 底辺長 1700m、Lアレイ: 底辺長 850m、Mアレイ: 底辺長 500m、
 図 3.3.1-3 HJI (日出町中心部) アレイ観測点配置図 (観測点は三角形の頂点と重心位置)



大アレイ配置図 (HJO : 日出大神地区) LLアレイ : 底辺長 1700m、Lアレイ : 底辺長 850m、Mアレイ : 底辺
 図 3.3.1-4 HJO (日出町大神地区) アレイ観測点配置図 (観測点は三角形の頂点と重心位置)



大アレイ配置図 (KTK: 杵築地区) LLアレイ: 底辺長 1700m、Lアレイ: 底辺長 850m、Mアレイ: 底辺長 500m、
 図 3.3.1-5 KTK (杵築市中心部) アレイ観測点配置図 (観測点は三角形の頂点と重心位置)



写真 3.3.1-1 観測の様子 (HJ0 アレイ M-2 観測点)



写真 3.3.1-2 観測の様子 (HJ0、小アレイ)

b) 微動アレイ観測による位相速度と既往速度構造モデルの理論位相速度の比較

平成 26 年度および平成 27 年度に実施したすべての大半径微動アレイについて、観測位相速度と Rayleigh 波の理論位相速度（J-SHIS-v2 モデル（藤原ほか、2012）および長周期地震動予測地図（JVM）モデル）の比較を示す。観測位相速度が持つ地下構造の情報を視覚的に分かりやすく表現するために、試行錯誤的に決めた次の仮定で簡易的に位相速度から変換（Ballard、1964）した S 波速度構造を同時に示す。簡易な変換でも観測位相速度をよく再現する構造となっている（P 波速度、密度は S 波速度から Ludwig et al.（1970）によって導出）。

- ・ S 波速度は観測位相速度の 1.1 倍
- ・ 観測位相速度は、対応する表面波の波長の $1/2.7$ 倍の深度の速度に対応
- ・ 2.0km/s 以上の位相速度は変換しない
- ・ 最下層に $V_s=3.2\text{km/s}$ 層を置く

微動アレイ探査を今年度実施した 3 地点のうち、日出町の 2 地点（HJI, HJO）は J-SHIS モデルが観測値をよく説明する。一方、杵築地点（KTK）の観測位相速度は、2Hz 以下の帯域にて J-SHIS モデルの理論位相速度よりもやや小さめの傾向がある。

平成 26 年度実施分については既に平成 26 年度報告書（文部科学省研究開発局・京都大学、2015）にて記載済みであるが、ここに簡単に記す。なお、高周波数側（概ね 2 Hz 以上）については浅部の速度構造に対応するものであり、深部地盤構造との関連付けての考察の対象とはしない。

大分平野の北部と中部では観測位相速度と既往モデルに基づく理論位相速度はほぼ整合する（図 3.3.1-7、図 3.3.1-8）。大分平野の南部（OMY、OND、OHD）では観測値と既往モデルの理論値にずれがみられる（図 3.3.1-8）。特に OND はずれが大きく、モデルの基盤深度を大きくする必要があると考えられる。

別府扇状地では、BKT と BSN の観測値と既往モデルの理論値とのずれが顕著である（図 3.3.1-9）。簡易変換 S 波速度構造に示されるように、BSN、BKT の基盤深度は 1 km 程度、S 波速度 1 km/s 以下の層は 0.2km 程度であることが想定される。

由布院盆地（YUF）は観測アレイ半径により位相速度が異なる傾向があり平成 26 年度には統合した位相速度を示さなかったが、全体的な傾向を基に統合した位相速度を示す。1 Hz よりも低周波数側では理論値に比べて観測位相速度が大きい傾向がある。基盤深度が既往モデルよりも浅いか、盆地下の堆積層の S 波速度が大きい可能性がある。

今後はこれらの観測位相速度を参考に、速度構造モデルの改良を進めていく必要がある。

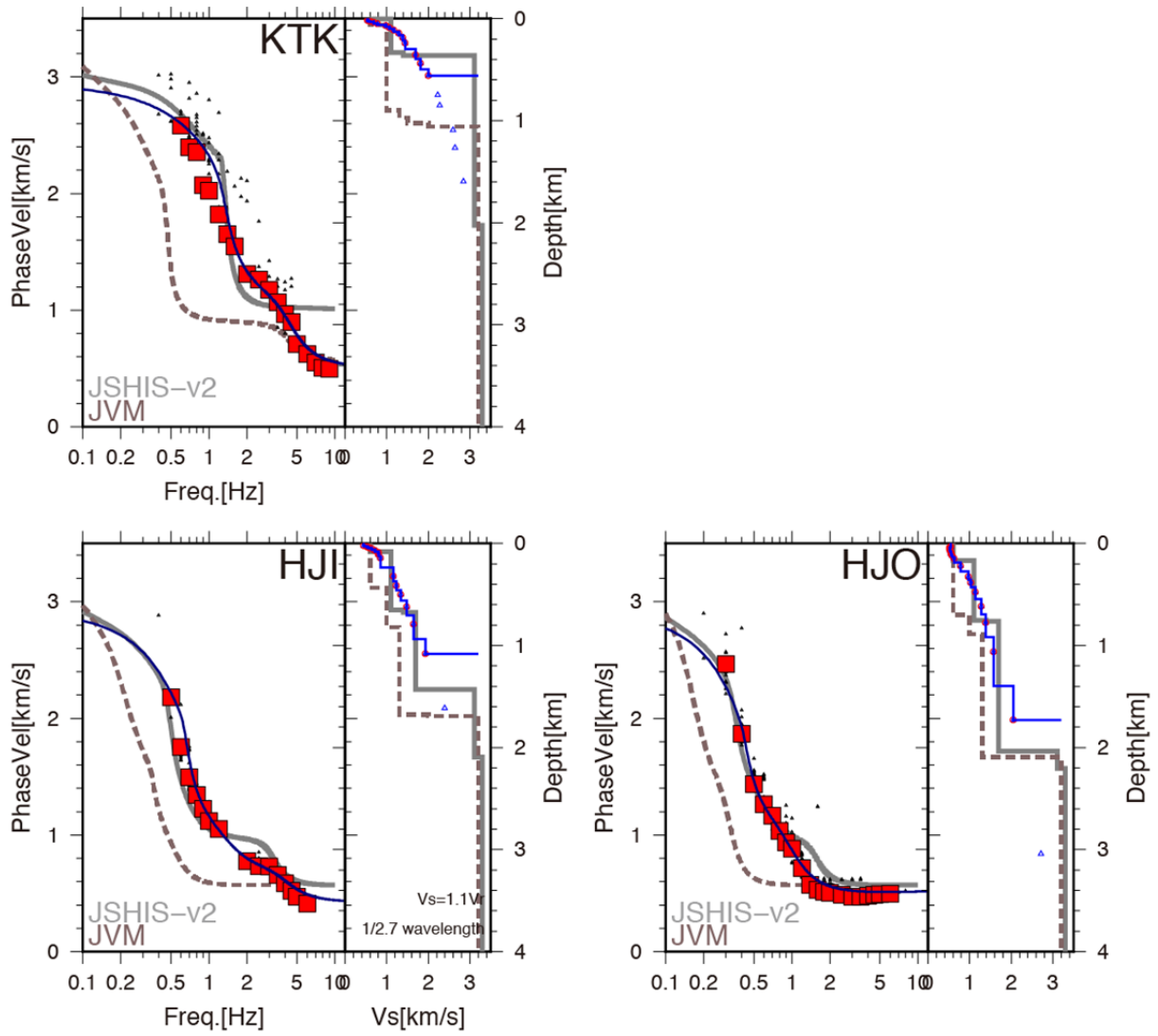


図 3.3.1-6 平成 27 年度に実施した微動アレイ観測の観測位相速度（赤四角）と Rayleigh 波理論位相速度（灰線：J-SHIS-v2 モデル、茶破線：JVM モデル、青線：簡易変換 S 波速度構造）との比較（左パネル）。右側は 1 次元速度構造。

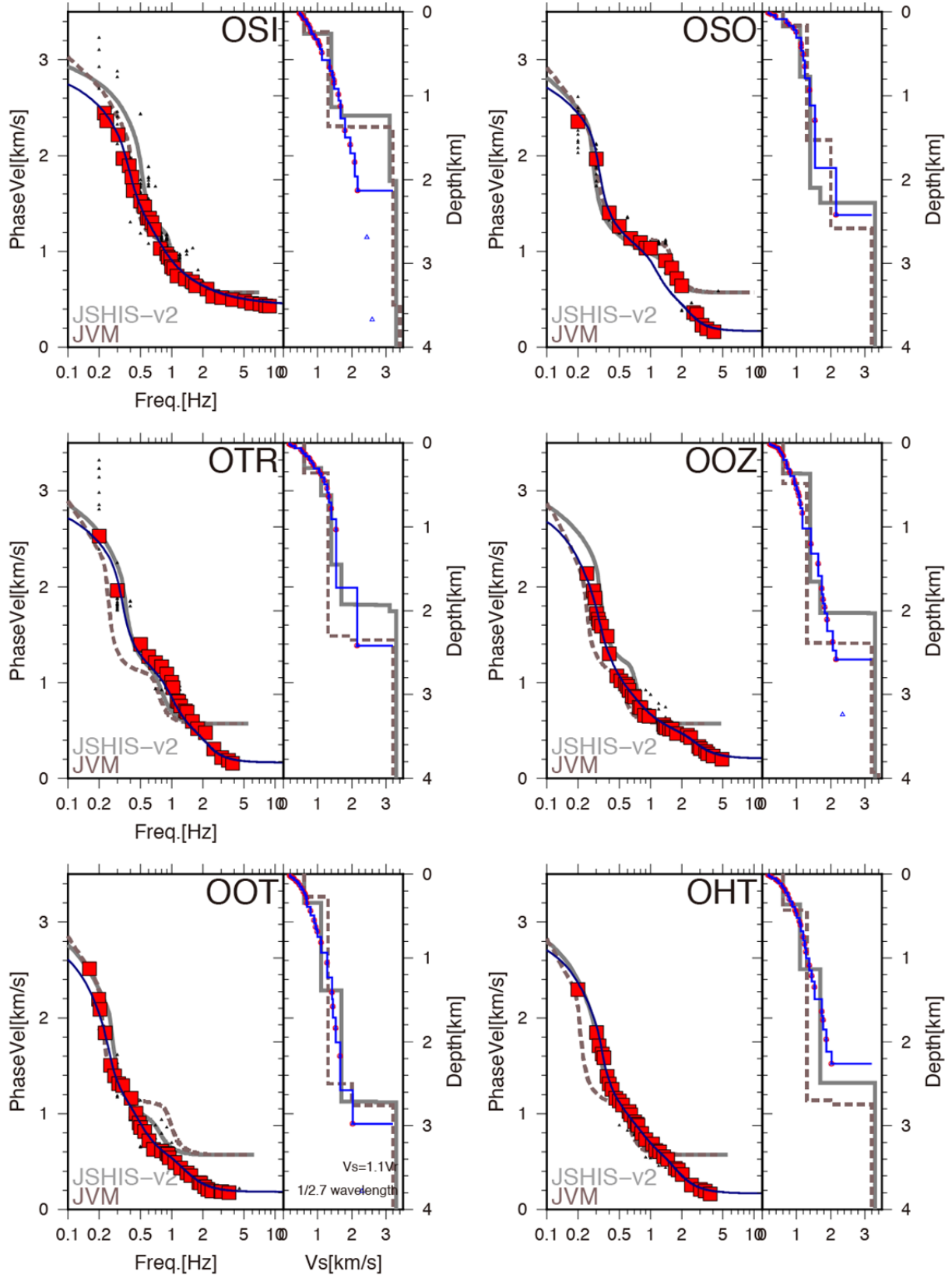


図 3.3.1-7 大分平野における微動アレイ観測（平成 26 年度実施）の観測位相速度（赤四角）と Rayleigh 波理論位相速度（灰線：J-SHIS-v2 モデル、茶破線：JVM モデル、青線：簡易変換 S 波速度構造）との比較（左パネル）。右側は 1 次元速度構造。

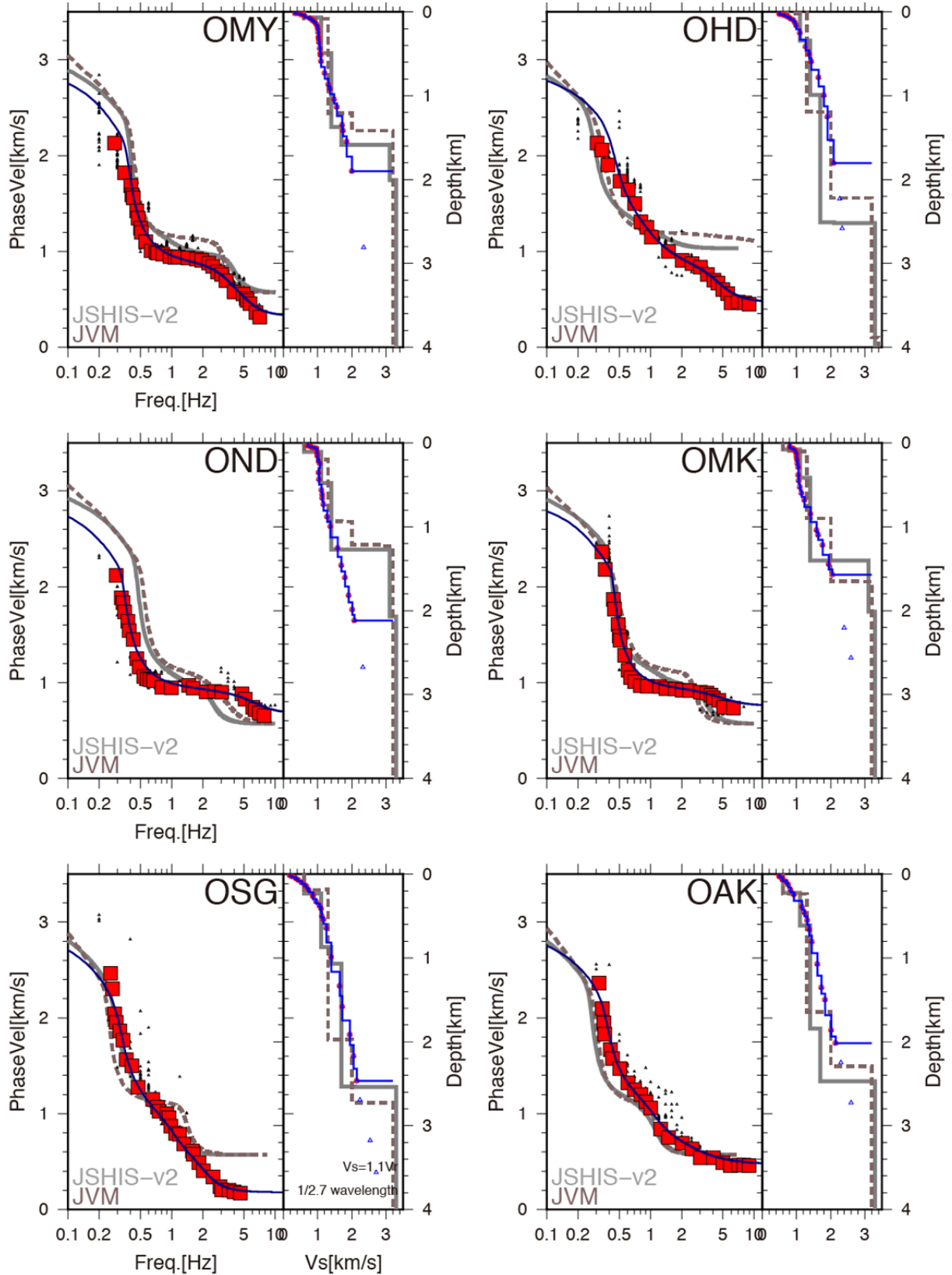


図 3.3.1-8 大分平野における微動アレイ観測（平成 26 年度実施）の観測位相速度（赤四角）と Rayleigh 波理論位相速度（灰線：J-SHIS-v2 モデル、茶破線：JVM モデル、青線：簡易変換 S 波速度構造）との比較（左パネル）。右側は 1 次元速度構造。

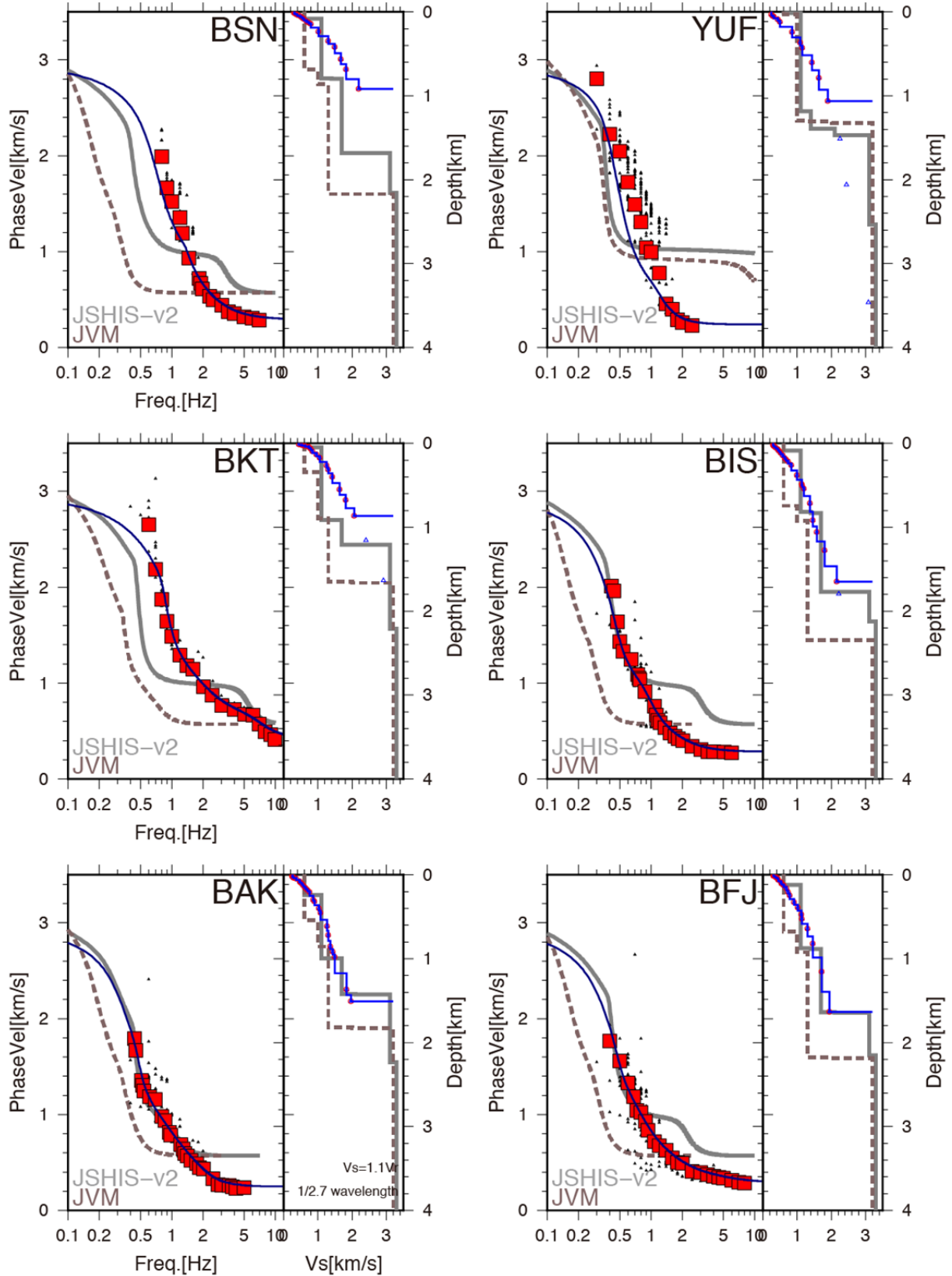


図 3.3.1-9 別府扇状地および由布院盆地における微動アレイ観測の観測位相速度（赤四角）と Rayleigh 波理論位相速度（灰線：J-SHIS-v2 モデル、茶破線：JVM モデル、青線：簡易変換 S 波速度構造）との比較（左パネル）。右側は 1 次元速度構造。

2) 微動観測による浅部速度構造の推定：小半径微動アレイ探査

a) 大分平野における小半径微動アレイ探査

大分平野の工学的基盤以浅の速度構造を明らかにするため、小半径の微動アレイ観測を多数実施した。大分川左岸の大分市中心部ではおよそ250m四方に1地点、それ以外では500m四方に1地点程度の観測密度となるようにした。観測点には基本的に公園を選び、公園がない場合は人員を配置して歩道等で実施した。観測点分布を図3.3.2-1と図3.3.2-2に、観測点座標および観測半径（辺長で表示）の一覧を表3.3.2-1に示す。2015年度の観測点数は109地点である。観測は主に2015年6月2日～10日に実施した。

観測は4点アレイとし、現地の状況が許す場合は2つの半径で観測を行うものとした。観測に用いたセンサーは3成分の速度計（10秒速度計：東京測振、SE-321または20秒速度計：レナーツ社、LE-3D/20s）であり、これに24ビットデータロガー（白山工業社製LS-8800）を接続して観測した。アレイを構成する4点には同一のセンサーを用いた。観測時間は1アレイあたり15分以上とした。観測半径は3.5m程度（辺長6m程度）および15m程度（辺長25m程度）であり、観測点の状況に応じて観測半径を変えた（表3.3.2-1参照）。

時刻歴データのうち上下動成分のみを用い、微動アレイ解析ツール「BID02.0」ソフトウェア（Tada et al., 2010）を用いてV法にて位相速度を解析した。解析結果のうち、位相速度と周波数から求まる波長がアレイ半径の3倍以上で、位相速度がピークとなる周波数よりも高周波数側の解析結果を採用するものとした。なお、0.1Hzから30Hzの間の30程度の周波数値に対して位相速度を抽出し、この際、対数軸上で左右対称となるフィルター（紺野・大町、1995）、

$$G(f) = \left(\frac{\sin(b \log(f/f_c))}{b \log(f/f_c)} \right)^4$$

による平滑化を行った（ $b=10$ とした）。2つの異なる半径での位相速度を統合する際には、SPAC係数等の指標を参照して、滑らかにつながるようにした。統合した位相速度を図3.3.2-3～図3.3.2-8（上パネル）に示す。1Hzから20Hzの周波数帯域で分散性をもつ位相速度が推定された。

次に、観測位相速度から速度構造を推定する。ここでは、次の仮定を置き、経験的な変換式（Ballard, 1964）を用いて位相速度を速度構造に変換した。

- ・ S波速度は観測位相速度の1.1倍
- ・ 観測位相速度は、対応する表面波の波長の $1/\alpha$ 倍の深度の速度に対応

α の値を複数仮定し、変換したS波速度構造のRayleigh波理論位相速度と観測位相速度を比較した（P波速度、密度はS波速度からLudwig et al. (1970)によって導出）。理論位相速度と観測値の一致度が高い $\alpha=2.7$ を採用した。 $\alpha=2.7$ として位相速度から変換した速度構造、理論位相速度と観測位相速度の比較、Rayleigh波の楕円率H/Vと観測H/Vスペクトルの比較を図3.3.2-3～図3.3.2-8に示す。変換した速度構造は、S波速度150m/s～600m/s程度、最大深さ100～200m程度の範囲にわたっており、主に工学的基盤以浅の速度構造とな

っている。速度構造から計算したRayleigh波の理論値は、変換の元データである観測位相速度だけでなくH/Vスペクトルのピーク周波数もよく説明する。小半径微動アレイ探査から求めた速度構造には一定の信頼性があると判断できる。

小半径微動アレイ探査による浅部速度構造を基に、大分平野の工学的基盤深度を検討する。図3.3.2-3～図3.3.2-8にも示されるように、滑らかに変化する位相速度から地盤のS波速度を変換したため、明瞭な速度コントラストにやや乏しい速度構造となっている。一方、既往のS波反射法探査による区間速度は、工学的基盤での速度コントラストが大きい（工学的基盤以浅は $V_s=200\text{m/s}$ 程度の一様な層、基盤以深は $V_s=350\text{m/s}$ 以上の層）。このような差はあるが、微動アレイ探査の位相速度から変換した速度構造から $V_s=300\text{m/s}$ および $V_s=500\text{m/s}$ を超える深度を抽出し図示すると図3.3.2-9および図3.3.2-10のようになる。 $V_s=300\text{m/s}$ を超える速度層の出現深度は0mから80m程度であり（大野川左岸の1地点を除く）、平野の北側で大きな値となる。工学的基盤の深度分布とよい対応を示す（本報告書のボーリングデータ参照）。 $V_s=500\text{m/s}$ を超える速度層の出現深度は最大200mに達するが、この層の実在性を含め実際の地層との関係は不明である。

図3.3.2-11に $V_s=300\text{m/s}$ 以上の速度層出現深度（図3.3.2-9と同じ）と、千田(2004)による大分平野の伏在活断層推定位置との比較を示す。活断層推定位置を境に北側では出現深度が大きく（深度40m以上）、南側では浅い傾向がある。河川（大分川および大野川）沿いでは活断層推定位置の南北での深度の違いは目立たない。この傾向は、ボーリングデータに基づく沖積基底深度分布（たとえば大分地区地盤図；瀬戸ほか、1972）と整合的である。

大分平野の100地点余における小半径微動アレイ探査を行い、1～20Hz程度の周波数範囲の位相速度を得た。経験的關係を用いた位相速度の変換により、深さ100m程度までの概略のS波速度構造を推定した。今後はこのデータを用いて、浅層速度構造のモデル化を進めていく必要がある。

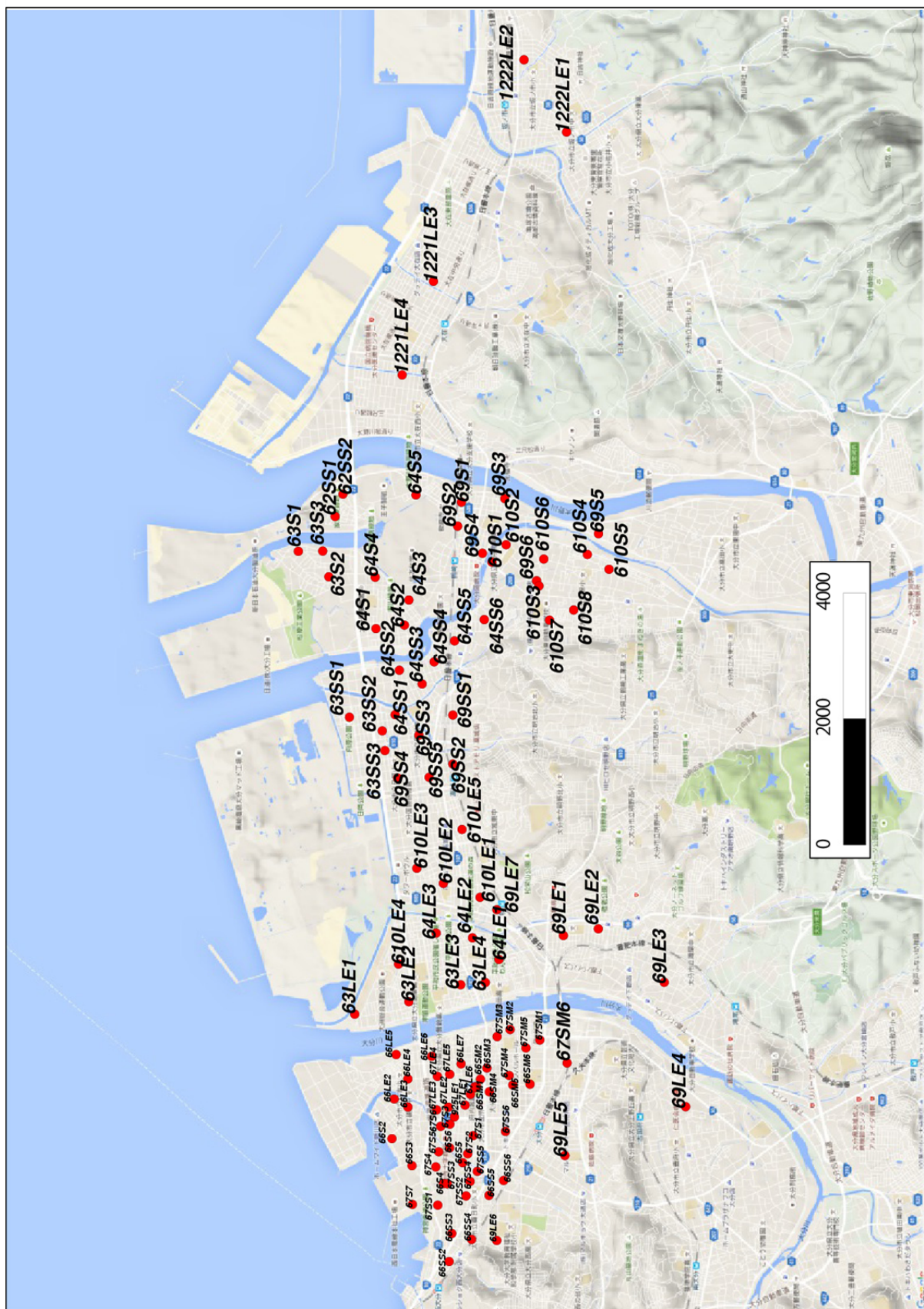


図3. 3. 2-1 大分平野における小半径微動アレイ観測点分布（基図はGoogleMap）

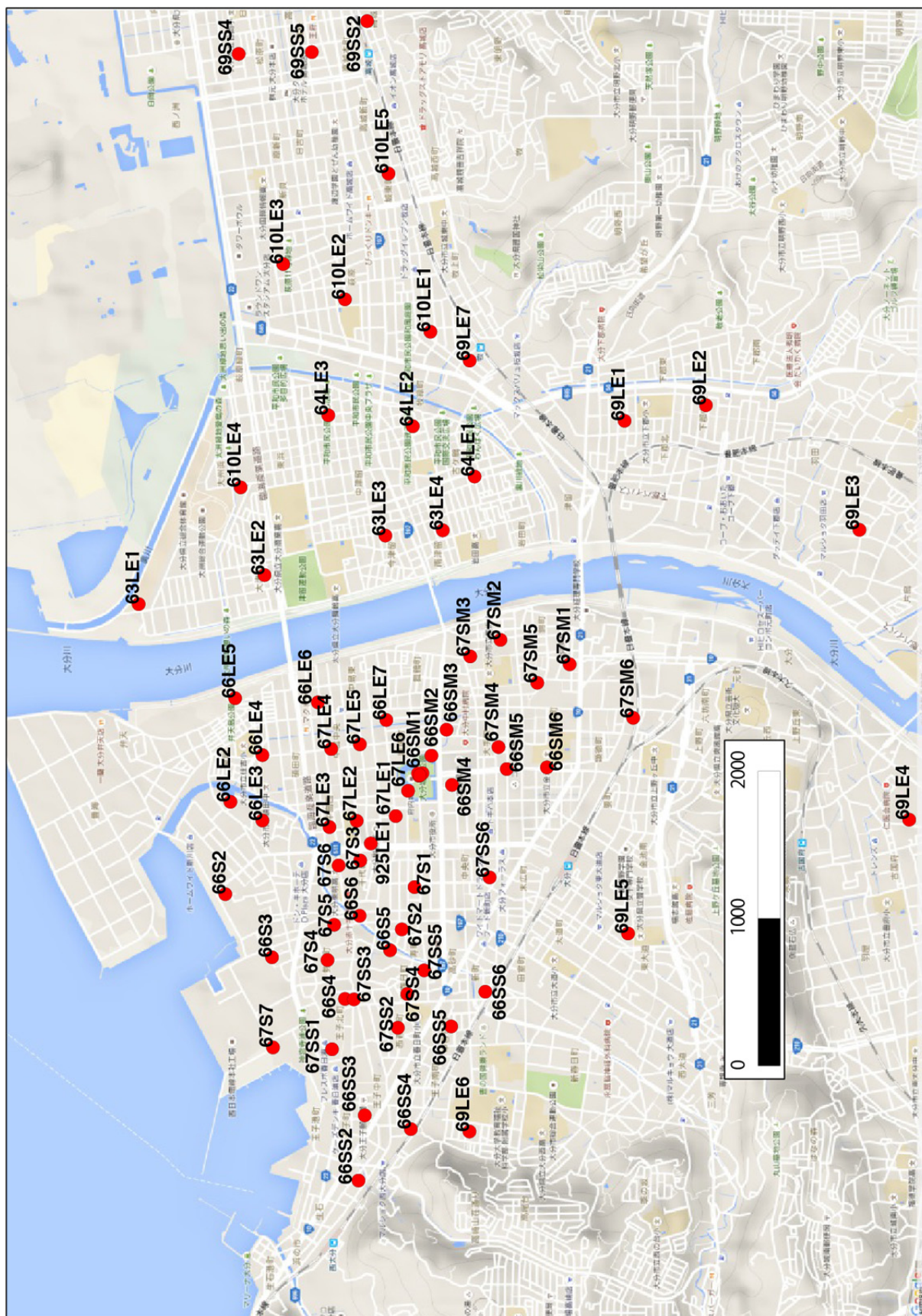


図3. 3. 2-2 大分平野における小半径微動アレイ観測点分布拡大図（基図はGoogleMap）

表3.3.2-1 小半径微動アレイ観測点位置および観測半径（辺長）一覧

名称	緯度	経度	観測辺長	名称	緯度	経度	観測辺長
150602SS1	33.25693	131.6929	35, 6 m	150610S6	33.23215	131.6869	6 m
150602SS2	33.256	131.6961	30, 6 m	150610S7	33.23147	131.6782	22, 6 m
150603SS1	33.25523	131.6643	35, 6 m	150610S8	33.2286	131.6796	25, 6 m
150603SS2	33.25133	131.6623	30, 6 m	150606LE2	33.24992	131.61	25, 6 m
150603SS3	33.25102	131.6595	35, 6 m	150606LE3	33.24829	131.6089	25, 6 m
150603S1	33.2613	131.688	35, 6 m	150606LE4	33.24829	131.6129	25, 6 m
150603S2	33.25768	131.6843	6 m	150606LE5	33.24968	131.6163	25, 6 m
150603S3	33.2584	131.688	20, 6 m	150606LE6	33.24546	131.6161	25, 6 m
150604SS1	33.2498	131.6646	24, 6 m	150606LE7	33.24197	131.615	9 m
150604SS2	33.2493	131.671	18, 6 m	150607LE1	33.24149	131.6091	25, 10 m
150604SS3	33.2466	131.669	30, 6 m	150607LE2	33.24348	131.6088	25, 4 m
150604SS4	33.24517	131.6722	35, 6 m	150607LE3	33.24487	131.6085	18, 6 m
150604SS5	33.24275	131.6752	35, 6 m	150607LE4	33.24478	131.6132	25, 3.5 m
150604SS6	33.23922	131.6783	6 m	150607LE5	33.24332	131.6135	20, 6 m
150604S1	33.25208	131.677	30, 6 m	150607LE6	33.24086	131.6107	20, 6 m
150604S2	33.2487	131.6775	35, 6 m	150606SM1	33.24013	131.6118	25, 6 m
150604S3	33.24817	131.681	35, 6 m	150606SM2	33.23967	131.6128	20, 6 m
150604S4	33.25217	131.6843	28, 6 m	150606SM3	33.2389	131.6144	18, 6 m
150604S5	33.24733	131.696	35, 6 m	150606SM4	33.23862	131.611	25, 6 m
150603LE1	33.2546	131.6221	25, 6 m	150606SM5	33.23583	131.612	6 m
150603LE2	33.24818	131.6238	20, 6 m	150606SM6	33.23378	131.6121	6 m
150603LE3	33.24202	131.6262	25, 6 m	150607SM1	33.23262	131.6184	15, 6 m
150603LE4	33.23909	131.6266	25, 6 m	150607SM2	33.23615	131.6199	6 m
150604LE1	33.23747	131.6298	25, 6 m	150607SM3	33.23769	131.6189	6 m
150604LE2	33.24062	131.6329	25, 6 m	150607SM4	33.23625	131.6133	12, 6 m
150604LE3	33.24493	131.6336	25, 6 m	150607SM5	33.23427	131.6173	25, 6 m
150609LE1	33.22982	131.6332	25, 6 m	150607SM6	33.22938	131.6151	25, 6 m
150609LE2	33.22567	131.6342	25, 6 m	150606S2	33.25018	131.6044	26, 6 m
150609LE3	33.21784	131.6266	25, 6 m	150606S3	33.2478	131.6005	6 m
150609LE4	33.2153	131.6089	25, 6 m	150606S4	33.24408	131.598	30, 6 m
150609LE5	33.22964	131.602	25, 6 m	150606S5	33.24178	131.601	22, 6 m
150609LE6	33.23773	131.5899	25, 6 m	150606S6	33.24333	131.6031	6 m
150609LE7	33.23772	131.6369	25, 6 m	150607S1	33.24053	131.6048	26, 6 m
150609SS1	33.24295	131.6646	28, 6 m	150607S2	33.24118	131.6022	13 m

150609SS2	33.24295	131.6576	30, 6 m	150607S3	33.2433	131.6064	7 m
150609SS3	33.24698	131.6617	30, 6 m	150607S4	33.24497	131.6004	35, 6 m
150609SS4	33.2495	131.6556	30, 6 m	150607S5	33.24463	131.6025	35, 6 m
150609SS5	33.24577	131.6557	30, 6 m	150607S6	33.2444	131.6061	6 m
150609S1	33.24193	131.6949	30, 6 m	150607S7	33.24775	131.595	26, 6 m
150609S2	33.24238	131.6915	30, 6 m	150606SS2	33.24339	131.5869	18, 6 m
150609S3	33.23678	131.6954	22, 6 m	150606SS3	33.24307	131.5909	12, 6 m
150609S4	33.23943	131.6877	30, 6 m	150606SS4	33.24072	131.59	6 m
150609S5	33.22565	131.6905	25, 6 m	150606SS5	33.23866	131.5963	20, 6 m
150609S6	33.233	131.6838	6 m	150606SS6	33.23692	131.5984	18, 6 m
150610LE1	33.23972	131.6387	25, 6 m	150607SS1	33.24474	131.5949	6 m
150610LE2	33.24408	131.6407	25, 6 m	150607SS2	33.24138	131.5962	20, 6 m
150610LE3	33.24723	131.6428	25, 6 m	150607SS3	33.24362	131.598	6 m
150610LE4	33.2494	131.6292	25, 6 m	150607SS4	33.2409	131.5983	6 m
150610LE5	33.24186	131.6483	20, 6 m	150607SS5	33.24004	131.5997	20, 6 m
150610S1	33.2383	131.6864	30, 6 m	150607SS6	33.2367	131.6054	20, 6 m
150610S2	33.23662	131.6889	30, 6 m	150925LE1	33.24276	131.6075	20, 6 m
150610S3	33.23272	131.683	30, 6 m	151221LE3	33.24525	131.7263	25, 6 m
150610S4	33.22697	131.6875	20, 6 m	151221LE4	33.24897	131.713	25, 6 m
150610S5	33.2244	131.6854	23, 6 m	151222LE1	33.22944	131.7475	25, 6 m
				151222LE2	33.2345	131.7577	25, 6 m

(表3.3.2-1 小波形微動アレイ観測点位置および観測半径一覧 つづき)

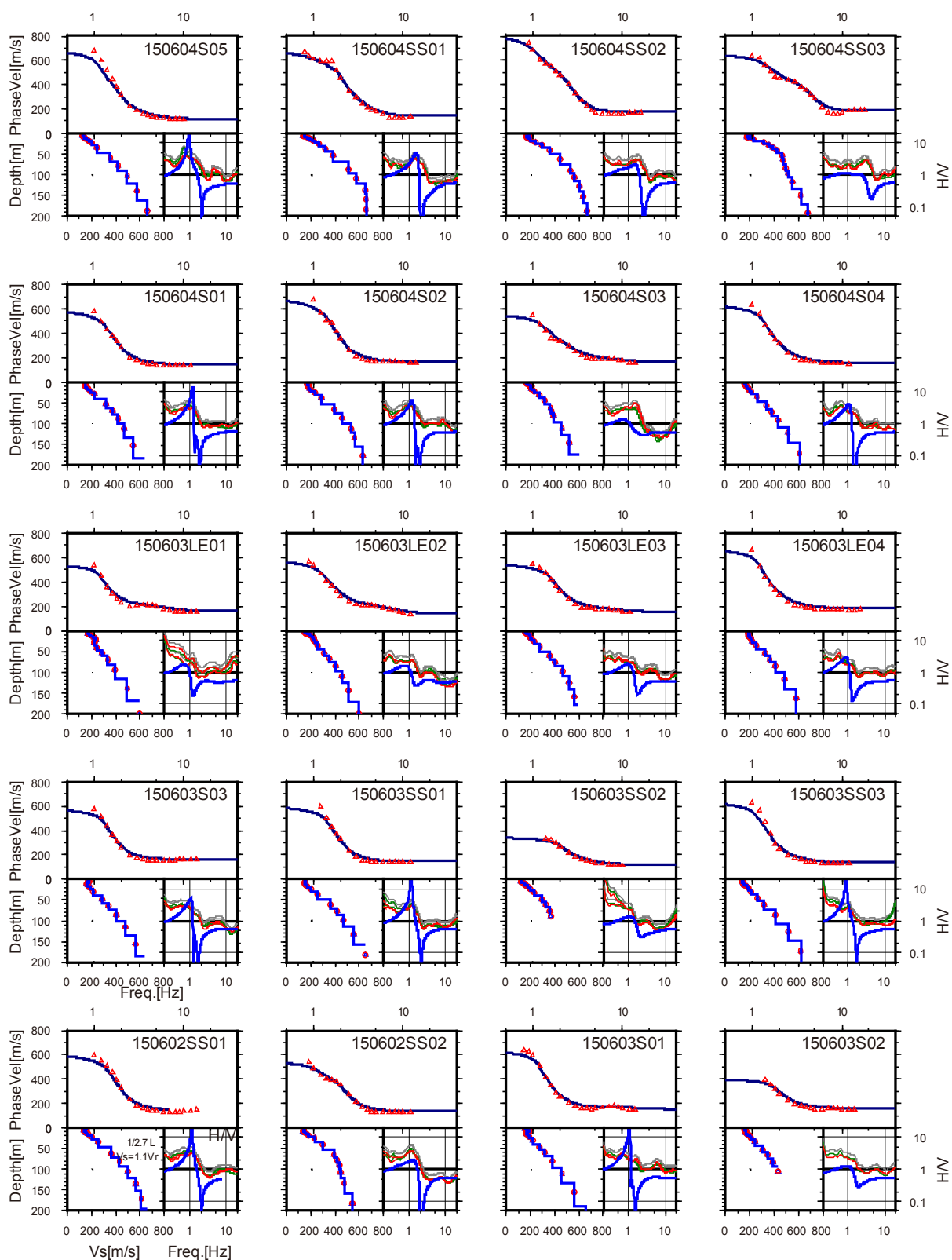


図 3.3.2-3 小半径アレイ観測による位相速度（上段），変換速度構造（左下），H/V スペクトル（右下）（その 1）[位相速度 赤△：観測，青線：変換速度構造からの理論値][変換速度構造 赤丸：観測位相速度からの変換値，青線：位相速度計算に用いた層構造][H/V スペクトル 細線：観測 H/V，青太線：変換速度構造から計算した Rayleigh 波楕円率 H/V]

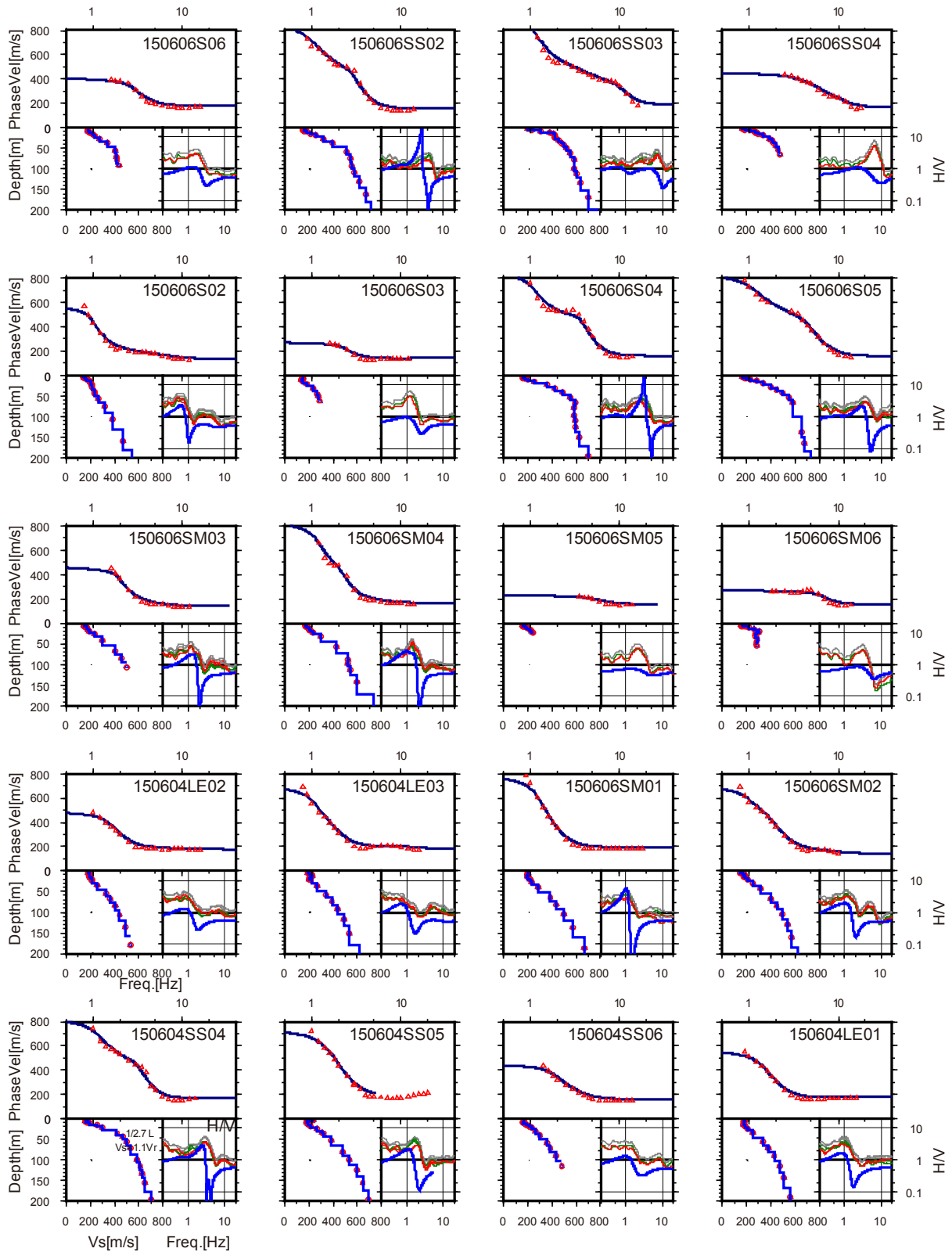


図 3.3.2-4 小半径アレイ観測による位相速度（上段），変換速度構造（左下），H/V スペクトル（右下）（その2）[位相速度 赤△：観測，青線：変換速度構造からの理論値][変換速度構造 赤丸：観測位相速度からの変換値，青線：位相速度計算に用いた層構造][H/V スペクトル 細線：観測 H/V，青太線：変換速度構造から計算した Rayleigh 波楕円率 H/V]

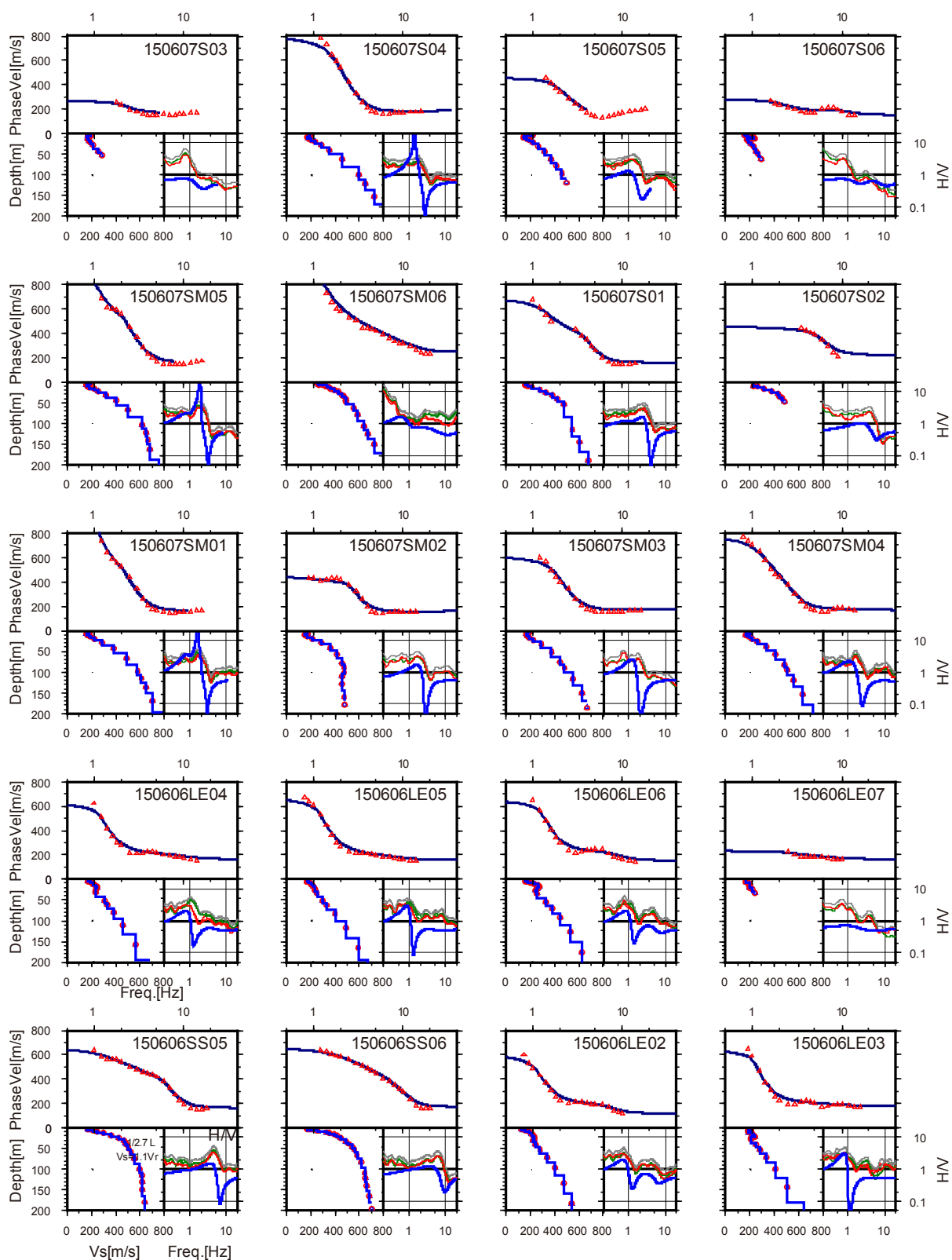


図 3.3.2-5 小半径アレイ観測による位相速度（上段），変換速度構造（左下），H/V スペクトル（右下）（その3）[位相速度 赤△：観測，青線：変換速度構造からの理論値][変換速度構造 赤丸：観測位相速度からの変換値，青線：位相速度計算に用いた層構造][H/V スペクトル 細線：観測 H/V，青太線：変換速度構造から計算した Rayleigh 波楕円率 H/V]

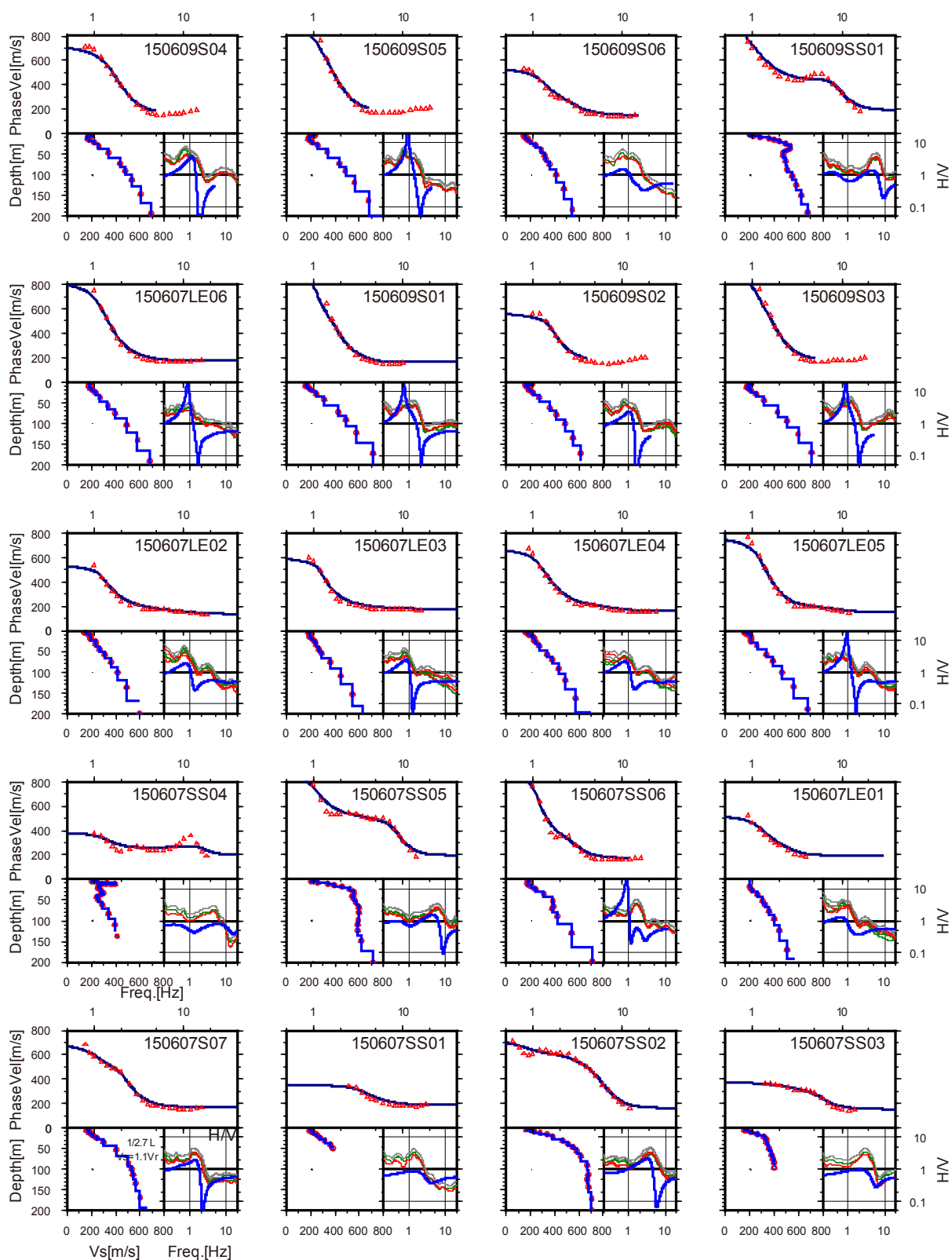


図 3.3.2-6 小半径アレイ観測による位相速度（上段），変換速度構造（左下），H/V スペクトル（右下）（その4）[位相速度 赤△：観測，青線：変換速度構造からの理論値][変換速度構造 赤丸：観測位相速度からの変換値，青線：位相速度計算に用いた層構造][H/V スペクトル 細線：観測 H/V，青太線：変換速度構造から計算した Rayleigh 波楕円率 H/V]

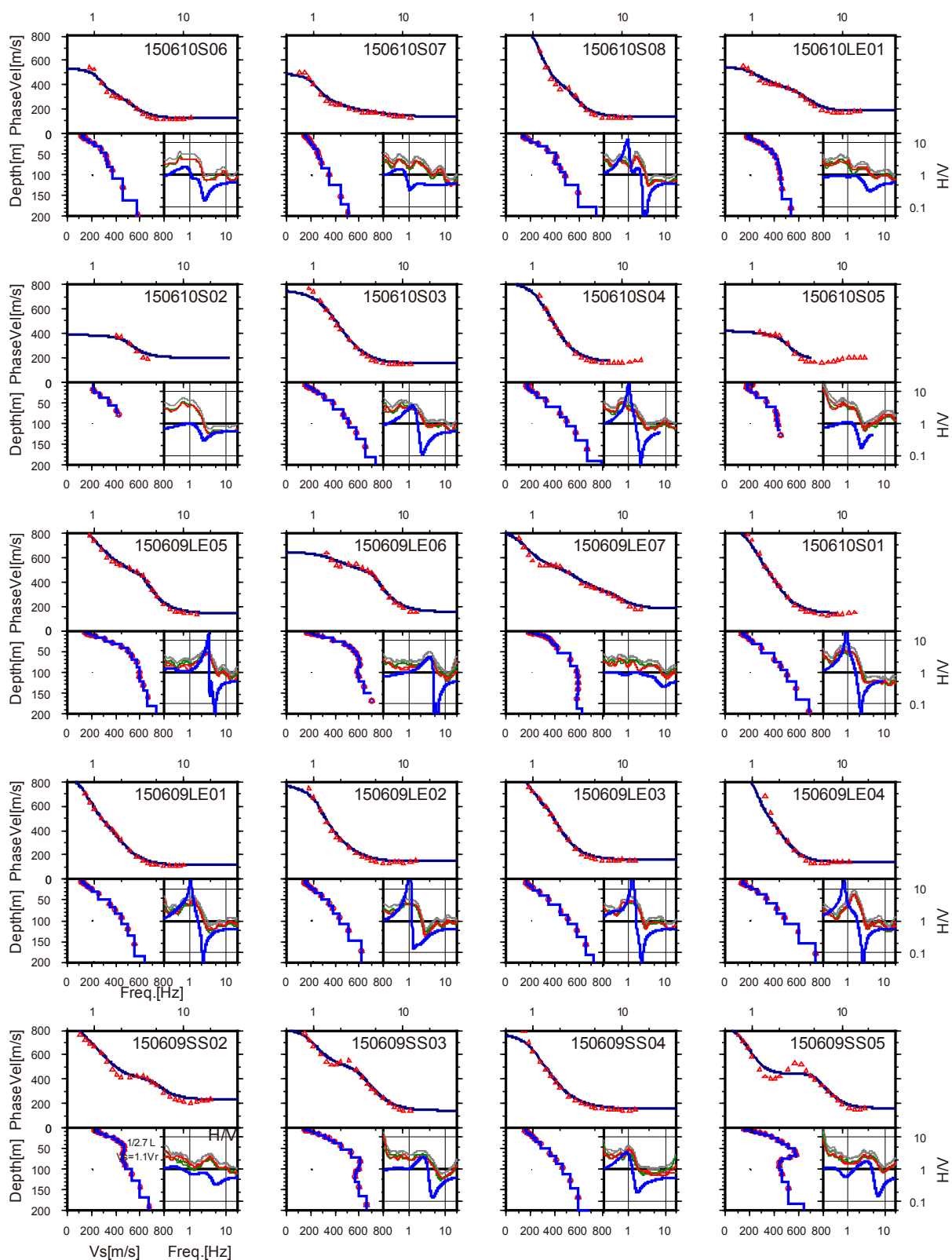


図 3.3.2-7 小半径アレイ観測による位相速度（上段），変換速度構造（左下），H/V スペクトル（右下）（その5）[位相速度 赤△：観測，青線：変換速度構造からの理論値][変換速度構造 赤丸：観測位相速度からの変換値，青線：位相速度計算に用いた層構造][H/V スペクトル 細線：観測 H/V，青太線：変換速度構造から計算した Rayleigh 波楕円率 H/V]

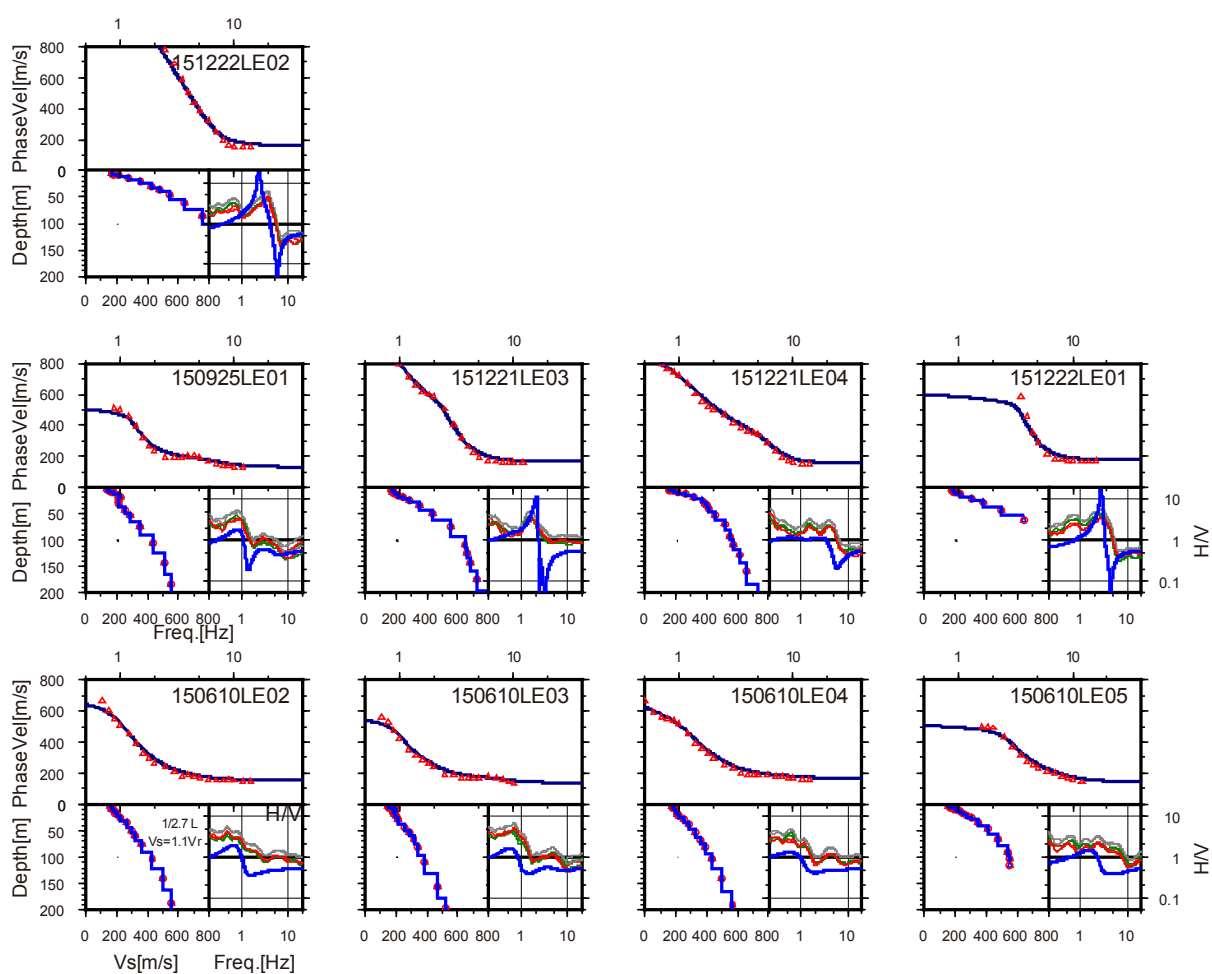


図 3.3.2-8 小半径アレイ観測による位相速度（上段），変換速度構造（左下），H/V スペクトル（右下）（その 6）[位相速度 赤△：観測，青線：変換速度構造からの理論値][変換速度構造 赤丸：観測位相速度からの変換値，青線：位相速度計算に用いた層構造][H/V スペクトル 細線：観測 H/V, 青太線：変換速度構造から計算した Rayleigh 波楕円率 H/V]

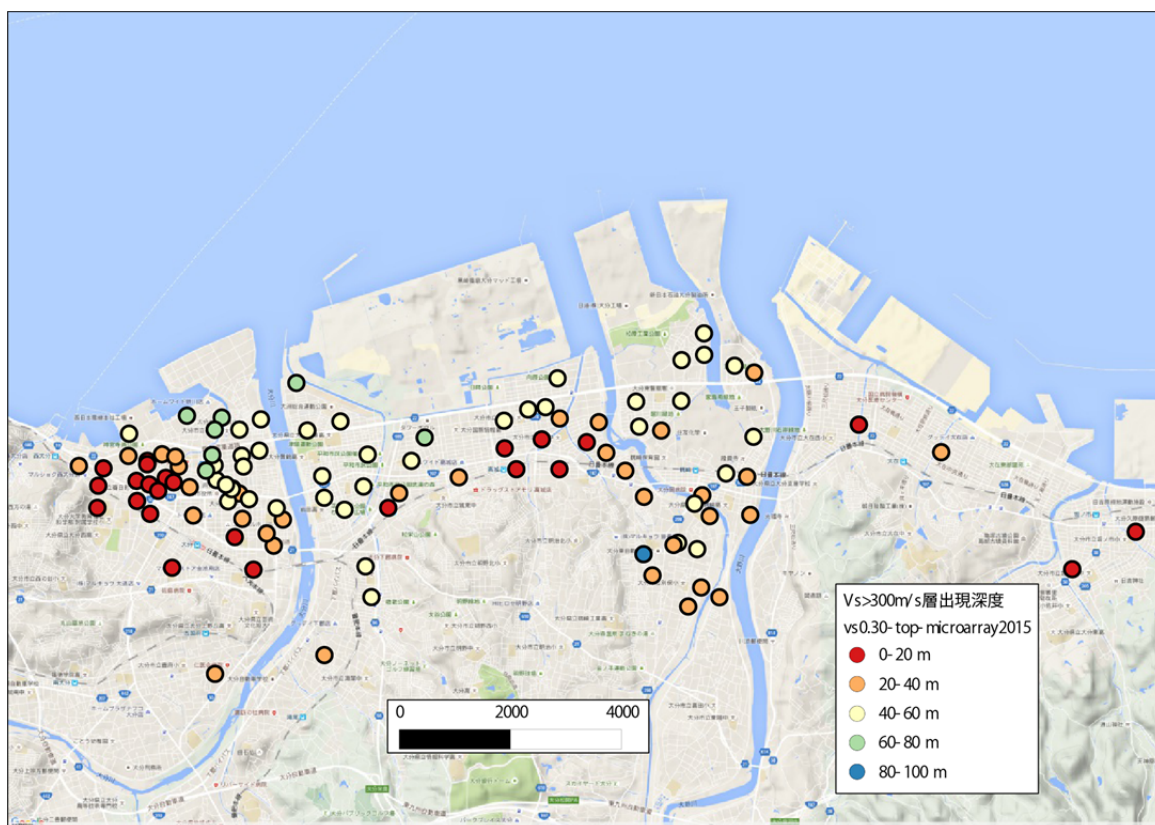


図 3.3.2-9 変換速度構造における $V_s > 300\text{m/s}$ 層の出現深度分布（基図 GoogleMap）

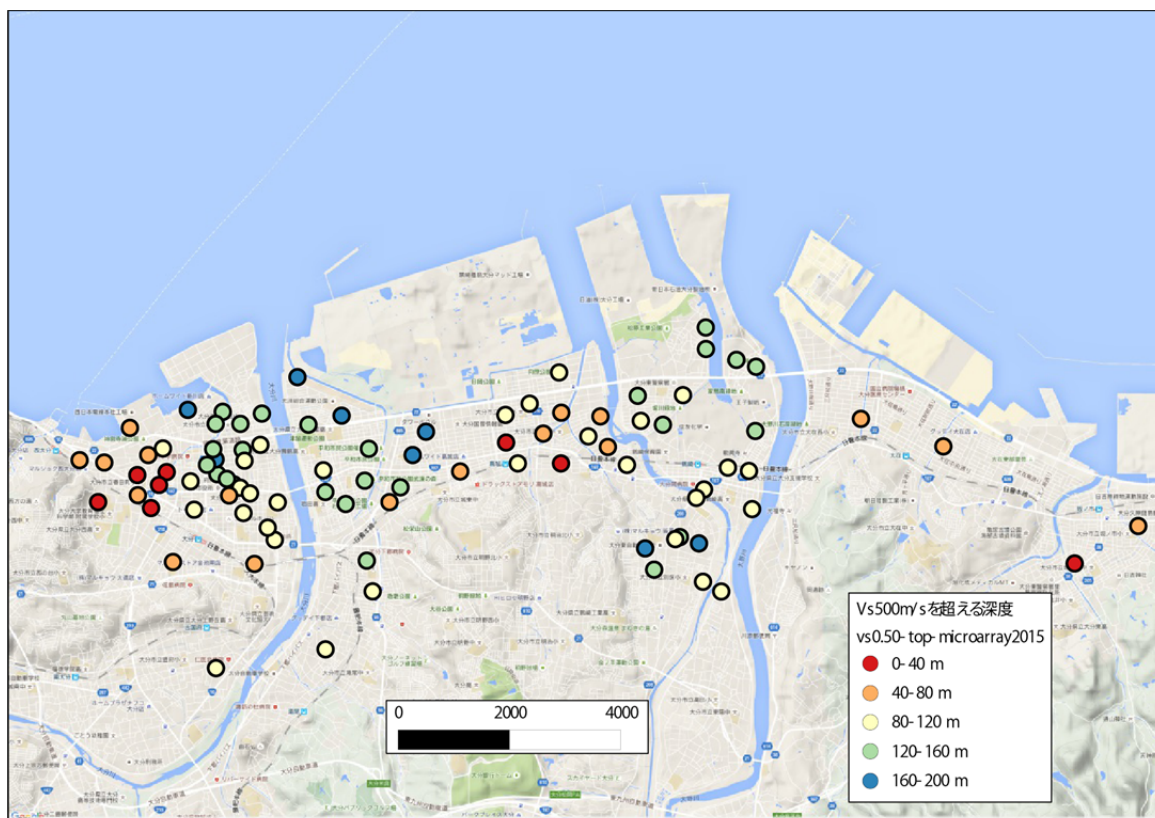


図 3.3.2-10 変換速度構造における $V_s > 500\text{m/s}$ 層の出現深度分布（基図 GoogleMap）

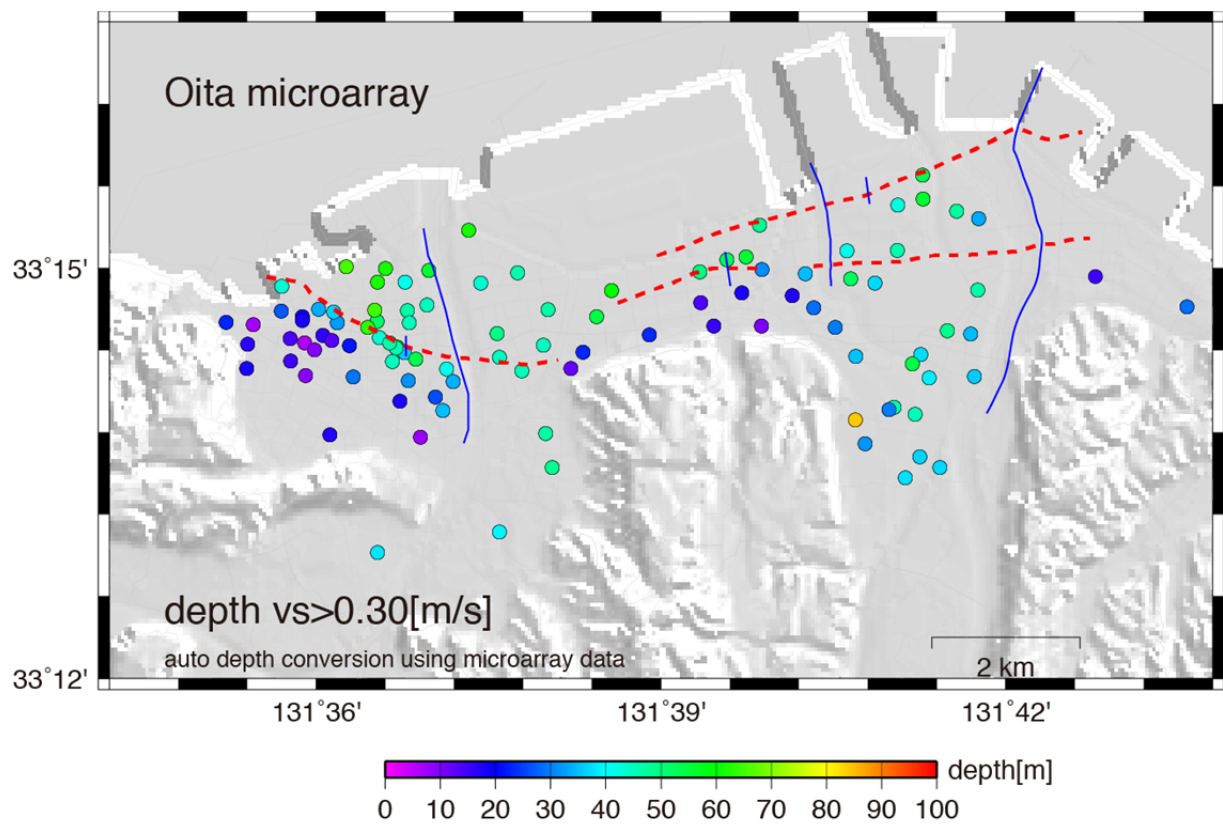


図 3.3.2-11 千田(2004)による活断層位置（赤破線）と $V_s > 300 \text{ m/s}$ 層出現深度。青線は千田(2004)が参照した反射法断面位置

3) 連続微動観測記録を用いた地震波干渉法および応力場解析

a) 別府湾周辺における微動連続観測の実施

平成 26 年度に開始した別府湾周辺地域での 12 地点による微動連続観測（図 3.3.3-1）を引き続き実施した。観測記録は概ね 2 ヶ月に 1 回の頻度で収集し、その都度センサーおよびデータロガーの不具合、バッテリーの充電状態を確認した。バッテリー電圧の低下に伴うデータロガーの作動停止により、観測点 BEP08 では 55 日間にわたる欠測（7 月 11 日 8:57～9 月 3 日 9:50）が生じたが、その他の観測点では、点検作業時間帯を除いて切れ目のない連続観測を実施することができた。

観測期間中には大分県内を震源とする複数の有感地震が発生しており、本観測網においてもこれらの記録を得た。図 3.3.3-2 には 2015 年 12 月 23 日 10 時 00 分到大分県中部で発生した地震（ M_{JMA} 2.9、深さ 9km）の速度波形を示す。震央に最も近い観測点である BEP05、BEP06（それぞれ震央から 10.6km、5.8km 西南西方位）ではダイナミックレンジ制限のため最大振幅が振り切れているが、その他の観測点では全成分においてシグナルを捉えている。別府湾の北側に位置する観測点（BEP01、BEP02、BEP03、BEP04）では P 波と S 波が明瞭に識別できる一方、別府湾の南部に位置する観測点（BEP08、BBEP10）や遠方に位置する観測点（BEP11、BEP12）では S 波部分が不明瞭であり、長い継続時間を伴う後続波群が見られる。なお、観測点 BEP09 はノイズレベルが高く、生波形記録からはシグナルの識別が困難である。2015 年 7 月 13 日に発生した大分県中部を震源とする地震（ M 5.7、深さ 60km）では別府湾周辺の震度観測点で震度 3～4 を記録しているが、本観測網では全地点・全成分において振幅が振り切れている。

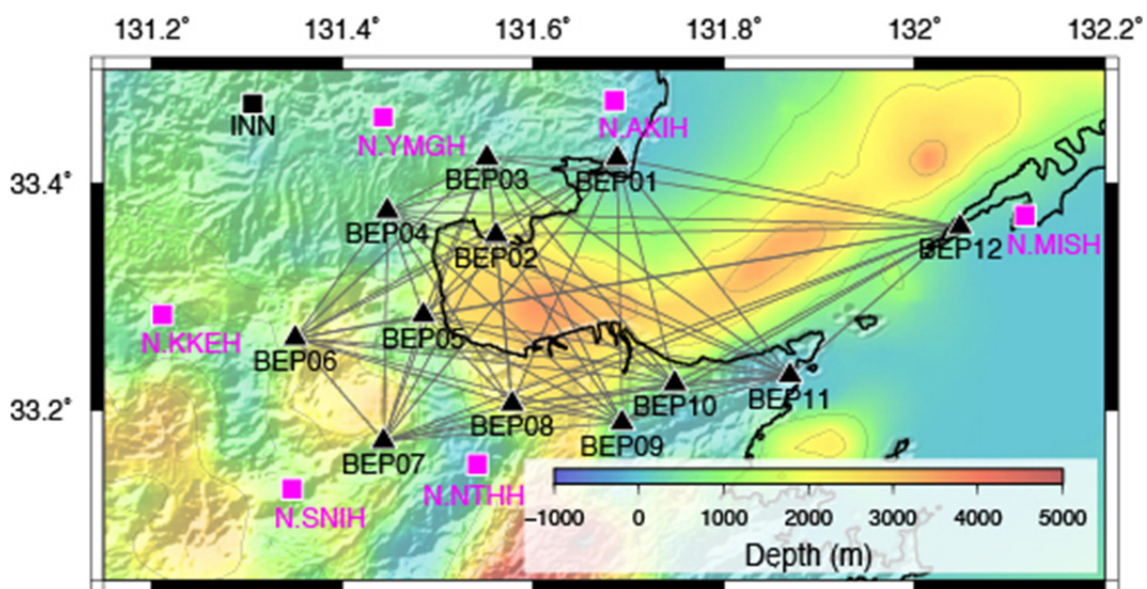


図 3.3.3-1 連続微動観測網（三角）、防災科研 F-net（四角：黒）・Hi-net（四角：紫）の分布および地震波干渉法に用いた全観測点ペアの組み合わせ（背景色は J-SHIS-v2 構造モデルの基盤震度）

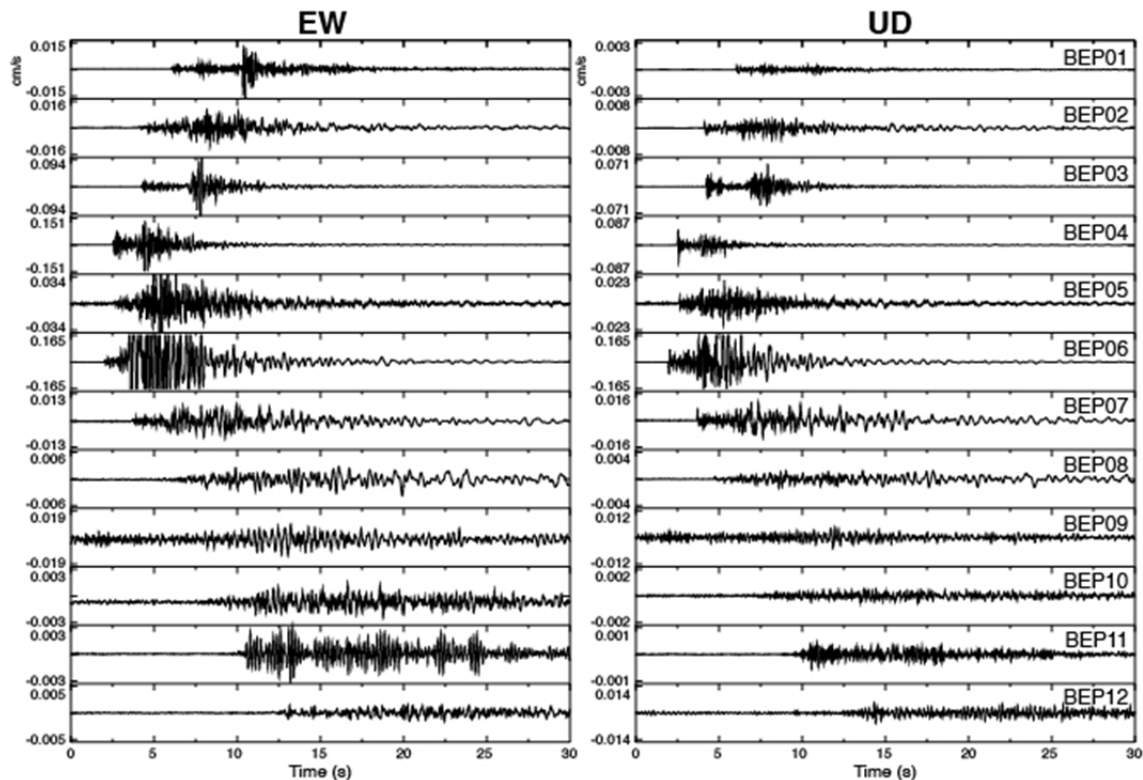


図 3.3.3-2 2015 年 12 月 23 日大分県中部の地震の観測波形（生波形）

b) 地震波形記録を用いた各種予備解析

i) 観測点設置方位の推定

本観測網では 3 成分の波形記録を用いた地震波干渉法および応力場の解析を実施しているが、12 地点の地震計の設置方位がそれぞれ南北、東西方向を正確に向いていると仮定している。水平成分の方位は設置時の方位磁針を用いた目視計測に基づいており、大きな誤差が生じている可能性がある。ここでは予察的な検討として、設置期間内に観測された地震波形記録を用いて設置方位の推定を行った。

本観測網の北西側には、防災科学技術研究所が展開する広帯域地震観測網（F-net）の観測点 INN（中津：N33.4701°，E131.3062°）が位置している（図 3.3.3-1）。観測点 INN では広帯域地震計（STS-2 型）の水平方位が正確に南北、東西方向に設定されている。観測点 INN を基準観測点として、本観測網の観測波形記録との相関解析を行うことで設置方位が推定できる。観測される遠地地震波の長周期成分が実体波（S 波）と表面波からなると仮定すると、これらの波の伝播速度は概ね 3~4km/s であることから、0.005~0.01Hz の帯域フィルタを適用することで 300~800km 程度の波長の信号を、0.01~0.02Hz の帯域フィルタを適用することで 150~400km 程度の波長の信号を捉えることができる。解析周波数帯域での波形の高い相似性を確保するために、汐見ほか(2013)に従って、相関処理を行う観測点の最大間隔を最短波長の 1/4 に抑えることを考えた。帯域フィルタを 0.005~0.01Hz に設定すれば本観測網の全点を対象とした相関解析を行うことが可能となるが、当帯域におけるノイズレベルが高く、S/N の良好な観測波形を得ることが困難であった。このため、

本検討では対象周波数帯域を S/N の良好な 0.01～0.02Hz とし、先ず INN と BEP01～BEP08 (INN から 38km 以内)との相関解析を行い、その後 BEP01 を基準観測点として BEP09～BEP12 (BEP01 から 35km 以内)との相関解析を行うことで、全地点における設置方位を推定した。

本検討では、期間内に発生した遠地地震のうち、震源深さ 50km 以浅かつ震央距離 25°以上 120°以内、マグニチュード 6.8 以上の地震記録を用いた (表 3.3.3-1: 震源情報は米国地質調査所による推定値を使用)。対象周波数帯域における波形が基準観測点の波形と高い相似性を有することを確認した後 (図 3.3.3-3)、対象観測点の水平動成分を -150°～150°の範囲で 0.5°毎に回転させ、基準観測点の波形との相関係数 (南北成分、東西成分の平均値) が最大値を取る回転角を求めた。相関係数の最大値が 0.9 以上となる結果のみを採用し、地震毎に推定した回転角の平均値を最終的な推定値とした。表 3.3.3-2 には各観測点の設置方位のずれ (真北から、磁北から) の推定値を示す。なお、F-net 観測点記録との相互相関解析より推定される値は真北からのずれであるため、磁北からのずれを推定する際には、国土地理院が公表している磁気図 (2010.0 年値) により計算される偏角値に基づく補正を行った。設置方位の磁北からのずれは観測点 BEP12 を除いて僅かであることから、地震計は概ね適切に設置されており、以後の解析結果においても影響を及ぼさないものと考えられる。但し、検討に使用可能な地震数が少なく推定値には誤差を伴うことから、今後、ジャイロ等を用いて現地にて方位測定を行い設置方位を確認する必要がある。

表 3.3.3-1 設置方位の推定に用いた遠地地震 (日時は協定世界時)

年月日	時刻	緯度	経度	深さ (km)	Mw	震央地名
2015/03/29	23:48:31	-4.729	152.562	41	7.5	PAPUA NEW GUINEA
2015/04/25	06:11:26	28.231	84.731	8	7.8	NEPAL
2015/05/12	07:05:20	27.809	86.066	15	7.3	NEPAL
2015/05/22	21:45:19	-11.056	163.696	11	6.9	SOLOMON ISLANDS
2015/05/22	23:59:34	-11.109	163.215	10	6.8	SOLOMON ISLANDS
2015/12/07	07:50:05	38.211	72.780	22	7.2	TAJIKISTAN
2015/12/09	10:21:48	-4.106	129.508	21	6.9	BANDA SEA, INDONESIA

表 3.3.3-2 推定した設置方位 (時計回りを正、上段: 真北からのずれ、中段: 磁北からのずれ、下段: 標準偏差)

BEP01	BEP02	BEP03	BEP04	BEP05	BEP06	BEP07	BEP08	BEP09	BEP10	BEP11	BEP12
4.6	5.0	6.7	7.8	0.4	8.8	5.9	7.9	7.9	11.5	10.9	19.4
-2.4	-2.0	-0.3	0.8	-6.6	1.9	-0.8	1.1	1.0	4.6	4.1	12.6
±1.0	±0.6	±0.9	±0.8	±0.3	±0.7	±0.7	±1.2	±0.8	±1.2	±1.0	±1.2

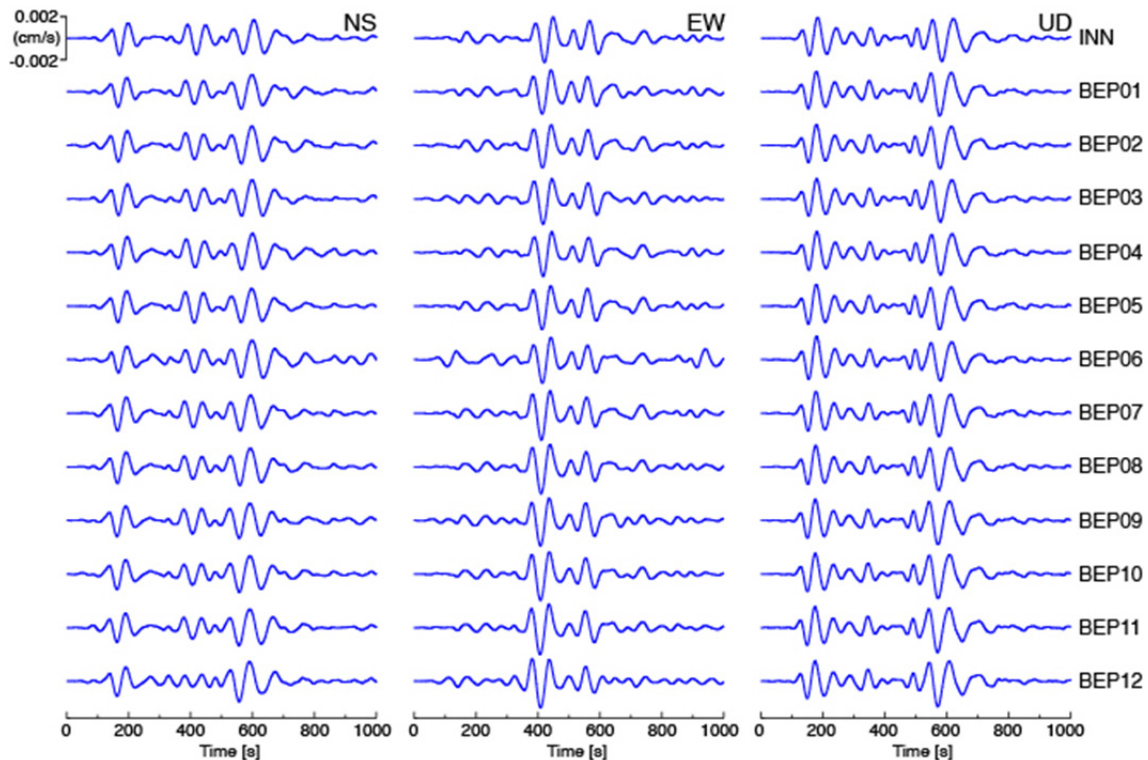


図 3.3.3-3 F-net IIN 観測点および本観測網にて観測された遠地地震波形の例
(2015 年 3 月 29 日パプアニューギニアの地震、0.01-0.02Hz)

ii) 表面波位相速度の推定

連続微動観測網を展開した主目的は地震波干渉法の適用による深部地盤構造モデルの検証であり、対象とする周期は 5 秒程度までを念頭に置いている。一方、本観測網では広帯域地震計を用いており、複数の遠地地震波形や国内他地域で発生した中～大規模地震による波形が明瞭に捉えられている。微動に比べて、長周期成分のパワーを有するこれらの記録を用いることで、より深部の S 波速度構造の検証も可能となることが期待される。本解析では、期間内に観測された 6 地震（表 3.3.3-3）を対象として、センブランス法解析により表面波の位相速度を推定した。ここでは福元ほか（2004）を参考に、観測点 BEP05 を基準点として、周期 5 秒（0.2Hz）から 20 秒（0.05Hz）まで周期 1 秒毎に帯域通過フィルタを施した Radial、Transverse、上下動成分の速度波形を用いてセンブランス値を求めた。ここでは鈴木・中川（2012）と同様、タイムウィンドウを対象周期の 2 倍、波の到来方向および伝播速度を未知パラメータとして、表面波に対応する時刻歴のセンブランス値が 0.95 以上、かつ推定した到来方向が実際の方位角の $\pm 5^\circ$ 以内となる場合の波群の伝播速度を位相速度とみなした。図 3.3.3-4 には各成分において推定した位相速度と、既往の地殻構造モデル（Nishida et al. 2008）に観測点 BEP05 直下の地表から地震基盤までの地震波速度構造（J-SHIS-v2）を付加した際に推定される Rayleigh 波および Love 波の位相速度を示す。Radial 成分において理論値がやや過大評価となるが、センブランス解析による位相速度の推定値と理論値との対応は概して良好であった。なお、J-SHIS-v2 モデルのみでは

0.1Hz 前後で位相速度が頭打ちとなり、より低周波数帯域における位相速度を適切に説明することができない。

表 3.3.3-3 表面波位相速度の推定に用いた地震

年月日	時刻	緯度	経度	深さ (km)	Mw	震央地名
2014/11/22	22:08:17	36.693	137.891	4.6	6.3	長野県北部
2015/02/17	08:06:34	39.872	143.193	12.7	6.7	三陸沖
2015/04/20	10:42:55	23.956	122.427	22.2	6.3	石垣島
2015/04/25	06:11:26	28.231	84.731	8	7.8	NEPAL
2015/05/13	06:12:58	38.863	142.150	46.2	6.8	宮城県沖
2015/12/07	07:50:05	38.2110	72.7800	22	7.2	TAJIKISTAN

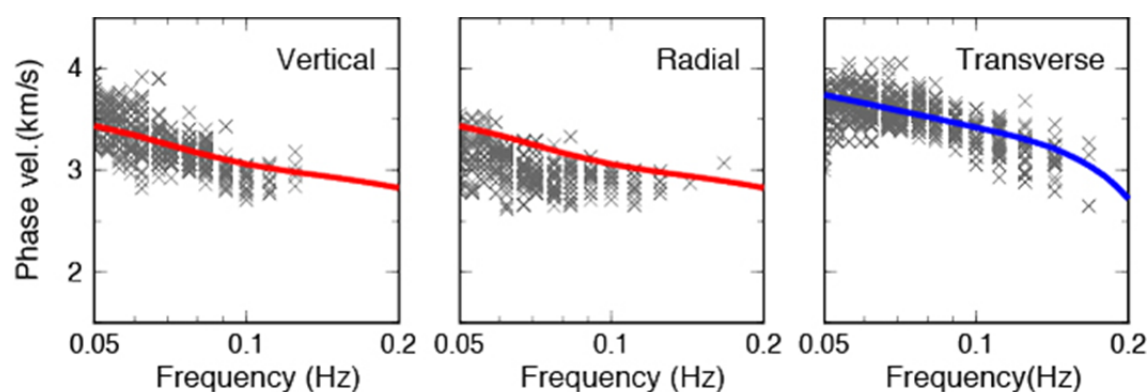


図 3.3.3-4 センプランス法で推定した別府湾周辺域の表面波の位相速度と既往速度構造モデル（Nishida et al. (2008)に J-SHIS-v2 を付加したもの）の理論分散曲線（赤線：Rayleigh 波，青：Love 波）の比較

c) 地震波干渉法による表面波群速度の推定

2014 年 9 月 1 日から 2015 年 12 月 31 日までの 16 ヶ月間に収録された 3 成分の連続観測記録を用いて、2 観測点間（全 66 ペア：図 3.3.3-1 参照）の相互相関関数を導出した。本観測網における観測点間隔の最短距離は 6.4km（BEP09-BEP10）、最長距離は 65.8km（BEP06-BEP12）である。昨年度に実施した解析と同様、毎正時より 1 時間の時間長を持つ微動記録に対して基線補正を施した後に振幅値の正規化（Running Absolute Mean 法：Bensen et al., 2007）を行い、0.2～0.5 Hz の周波数帯域で同時刻に得られた 2 地点の波形の相互相関関数（-500～500 秒）を得た。昨年度の予備解析時には周波数の下限値を 0.1Hz としたが、0.1Hz 前後における表面波の波長は多くの場合で観測点間距離を超えることや、本観測網を設置した 2014 年 9 月以降、阿蘇山直下を振動源とする火山性微動が長期にわたって頻発しており（三反畑ほか，2015；松澤ほか，2015）、0.05～0.2Hz 前後の周波数帯域でその影響が表れることを考慮して下限値を 0.2Hz に変更した。なお、相互相関関数は観

測点ペア毎に N-N（南北-南北成分）、N-E（南北-東西成分）、N-Z（南北-上下動成分）、E-N（東西-南北成分）、E-E（東西-東西成分）、E-Z（東西-上下動成分）、Z-N（上下-南北成分）、Z-E（上下-東西成分）、Z-Z（上下-上下動成分）の 9 種類の組み合わせに対して導出し、成分毎に 16 ヶ月分のスタッキング処理を行った後、水平動成分が含まれる組み合わせ（8 成分）に対しては以下の手順で成分の変換を行った（Lin et al. 2008）。

$$\begin{pmatrix} R_1 R_2 \\ T_1 T_2 \\ R_1 T_2 \\ T_1 R_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\cos\phi \cos\theta & -\sin\phi \sin\theta & -\cos\phi \sin\theta & -\sin\phi \cos\theta \\ -\sin\phi \sin\theta & -\cos\phi \cos\theta & \sin\phi \cos\theta & \cos\phi \sin\theta \\ \cos\phi \sin\theta & -\sin\phi \cos\theta & -\cos\phi \cos\theta & \sin\phi \sin\theta \\ \sin\phi \cos\theta & -\cos\phi \sin\theta & \sin\phi \sin\theta & -\cos\phi \cos\theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} N_1 N_2 \\ E_1 E_2 \\ N_1 E_2 \\ E_1 N_2 \end{pmatrix} \quad (1)$$

$$\begin{pmatrix} Z_1 R_2 \\ Z_1 T_2 \\ R_1 Z_2 \\ T_1 Z_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta & 0 & 0 \\ -\sin\theta & \cos\theta & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -\cos\phi & -\sin\phi \\ 0 & 0 & \sin\phi & -\cos\phi \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Z_1 N_2 \\ Z_1 E_2 \\ Z_2 N_1 \\ Z_2 E_1 \end{pmatrix} \quad (2)$$

ここで ϕ は観測点 1 から見た観測点 2 の方位角、 θ は観測点 2 から見た観測点 1 の方位角である。R は Radial 成分、T は Transverse 成分を表し、例えば $Z_1 R_1$ と表記した成分は、観測点 1 の上下動成分と観測点 2 の Radial 成分との相互相関関数、すなわち観測点 1 で鉛直方向に点加振を与えた際の観測点 2 の R 成分に対するグリーン関数に対応する。なお、相互相関処理前に水平動成分を R, T 方向に回転して相互相関処理を行う従来の手法と本手法による結果はほぼ一致することを確認している。

図 3.3.3-5 には、観測点間隔がほぼ等しい BEP01-BEP04、BEP01-BEP10 両ペアにおいて得られた Z-Z 成分の相互相関関数の 1 ヶ月毎のスタッキング波形を示す。別府湾の北側を東西方向に結ぶ BEP01-BEP04 では、全期間にわたって類似した形状のスタッキング波形を得た。時刻正方向の波形、すなわち、別府湾 BEP01 を加振点、観測点 BEP04 を受信点とした場合のグリーン関数には 20～30 秒の時刻（Lag Time）において高周波数成分が卓越している。沿岸域近傍の観測記録を用いた地震波干渉法処理において、海側を加振点、内陸側を受信点とした観測点ペアでは同様の事例が見られる（Hayashida and Yoshimi, 2015）が、本調査地域においても沿岸で励起される短周期成分の微動の影響が表れたものと示唆される。また、同じく BEP01-BEP04 の時刻正方向の波形に着目すると、時刻-30 秒前後において主要波群とは独立した定常的な波群が存在する。一方、別府湾を南北に跨ぐ BEP01-BEP10 では高周波数成分の卓越は見られないが、冬場（12 月～2 月）は正の時刻における波群、夏場（5～7 月）は負の時刻における波群が顕著になるなど、波群の形状には季節変動が見られた。別府湾を南北に跨ぐ他の観測点ペアも同様の特徴を有する。

相互相関関数を観測点間の Green 関数と見なした場合、R-R 成分、Z-Z 成分には Rayleigh 波、T-T 成分には Love 波に対応する波群が含まれることが期待される。但し、R-R、Z-Z 成分には実体波成分が含まれる可能性も考えられることから、本解析では Takagi et al. (2014) の手法に倣い、Z-R 成分と R-Z 成分の和および差より Rayleigh 波成分と実体波の

分離を行い、得られた Rayleigh 波成分の波群 $[(ZR-RZ) / 2 \text{ 成分}]$ を用いて Rayleigh 波の群速度を推定することとした。多くの観測点ペアにおいて、 $(ZR-RZ) / 2$ 成分では Z-Z、R-R 成分に比べて波群がより明瞭に見られる (図 3.3.3-6)。

本解析では、上述の処理によって導出した相互相関関数に対して 0.01Hz 毎にマルチプルフィルタ解析 (Dziewonski et al., 1969) を実施し、波群の出現時と観測点間距離から周波数毎の波群の群速度を推定した。なお、別府湾を跨ぐ観測点ペアの多くでは波群が不明瞭かつ継続時間が長く、明瞭な波群の検出が困難であったため、フィルタ処理後の正方向と負方向の相互相関関数に共通の波群がある場合にのみ、推定を行った (図 3.3.3-7)。

図 3.3.3-8 には、全観測点ペアに対して推定した Rayleigh 波と Love 波の群速度を、図 3.3.3-9、図 3.3.3-10 には 0.2Hz、0.3Hz、0.4Hz、0.5Hz における Rayleigh 波、Love 波の群速度推定値の空間分布を示す。参考のため、山中・他 (2010) の手法に倣い、J-SHIS 速度構造モデルにより算出した Rayleigh 波群速度の理論値も重ねて示す。多くの結果で群速度の分散性が認められ、別府湾南部から大分平野に至る領域を跨ぐ観測点ペアで高周波数帯における群速度値が低下するという空間的な特徴を得た。但し、推定値と理論値との対応が良好な観測点ペアが存在する一方で、群速度の推定が困難である事例や、推定値と理論値が大きく乖離する事例も見られる。山中・他 (2010) は、観測点間を結ぶ地震波速度構造の 2 次元断面に基づいて簡易的に理論値を求めているが、別府湾内部では地盤構造が急変しており、実際の群速度には 3 次元的地盤構造の影響が含まれる可能性が高いことから、3 次元地盤構造モデルを用いた理論グリーン関数とスタッピング波形との比較が必要である。

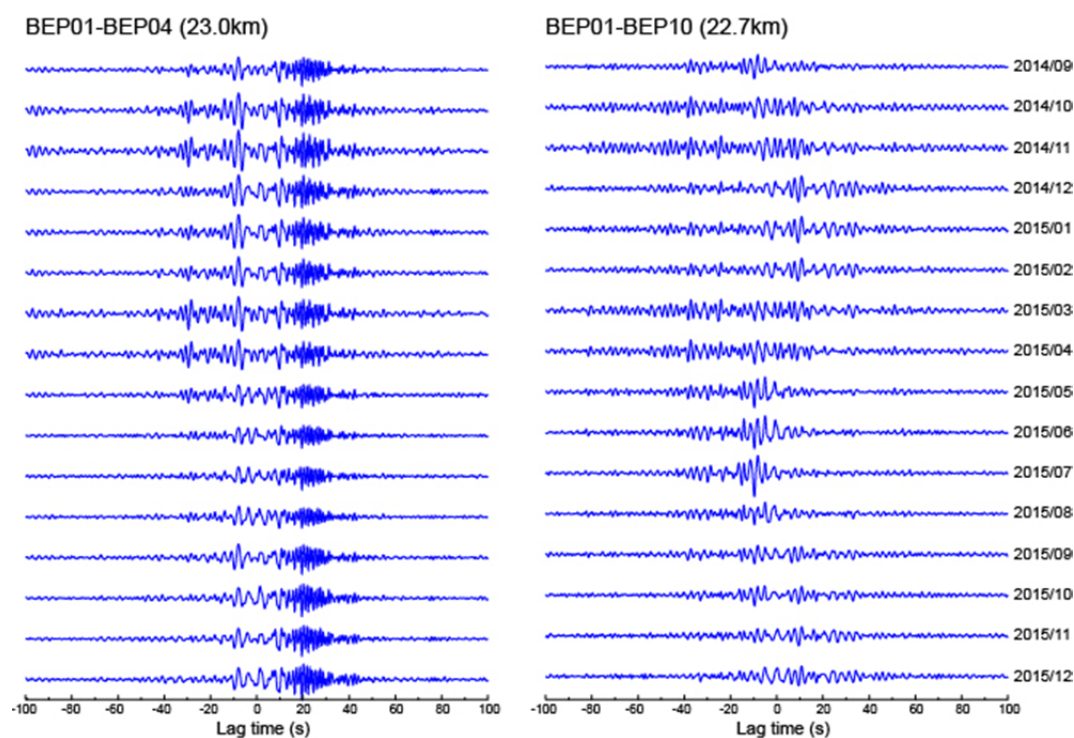


図 3.3.3-5 1 ヶ月毎のスタッピング処理波形の例 (Z-Z 成分)

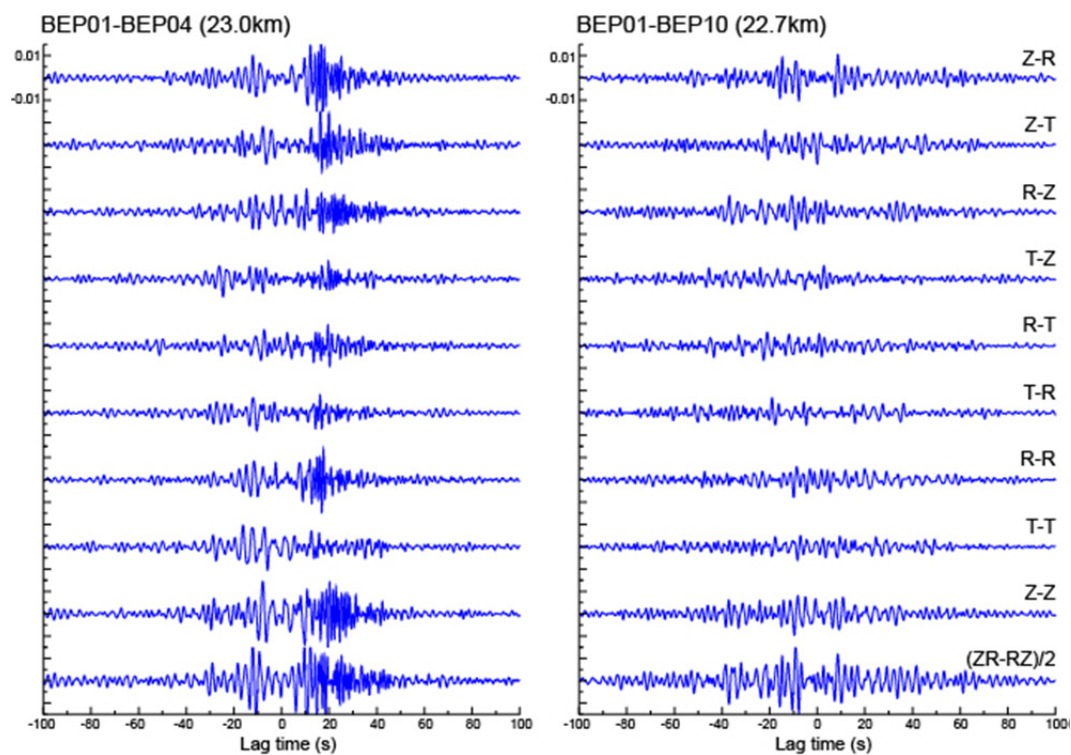


図 3.3.3-6 成分毎の相互相関関数の例

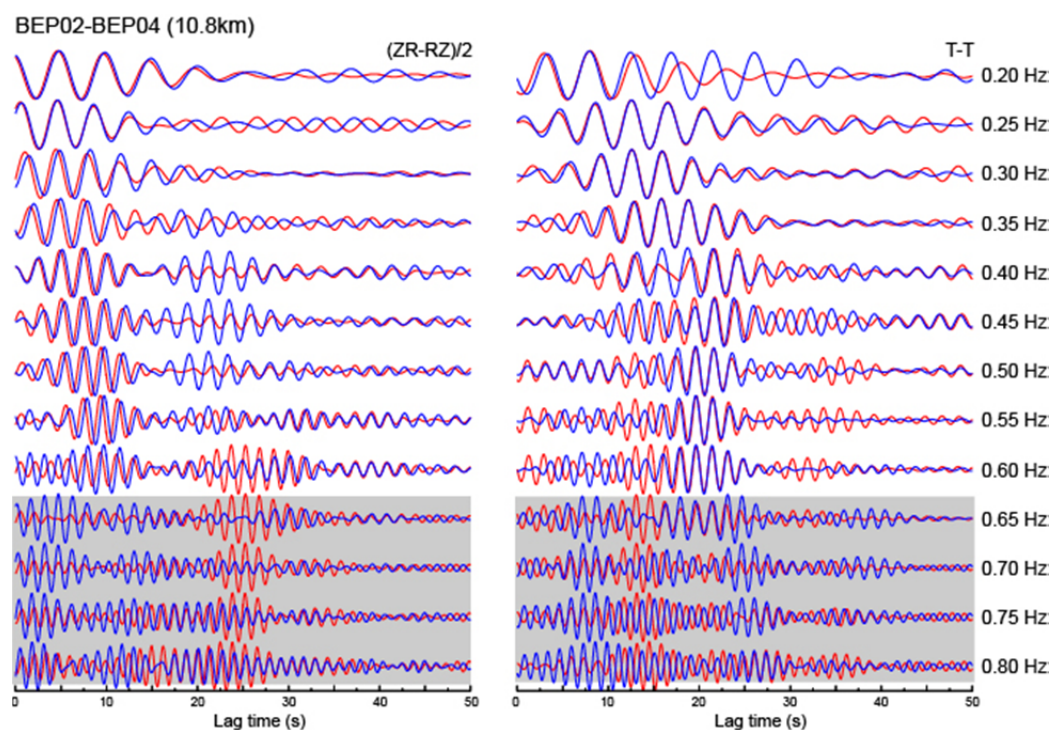


図 3.3.3-7 波群抽出処理の例（赤：時刻正方向、青：時刻負方向）。
0.2～0.6Hz の範囲で共通の波群が見られる。

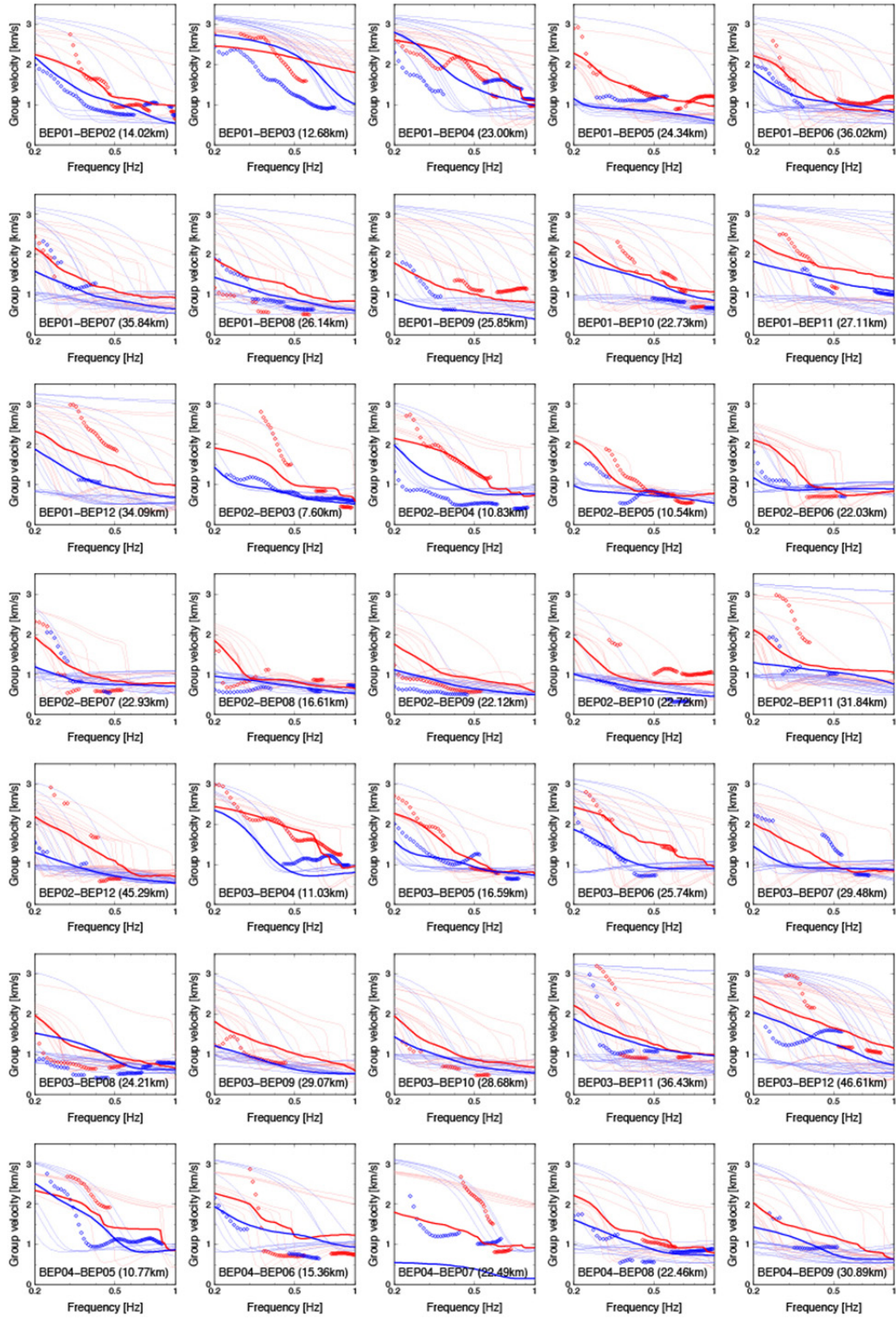


図 3.3.3-8 推定した群速度（赤：Rayleigh 波，青：Love 波）。丸印は相互相関関数からの推定値、実線は J-SHIS-v2 モデルによる理論値（細線は観測点間に位置する各グリッド直下の一次元速度構造を用いて導出した分散曲線）。

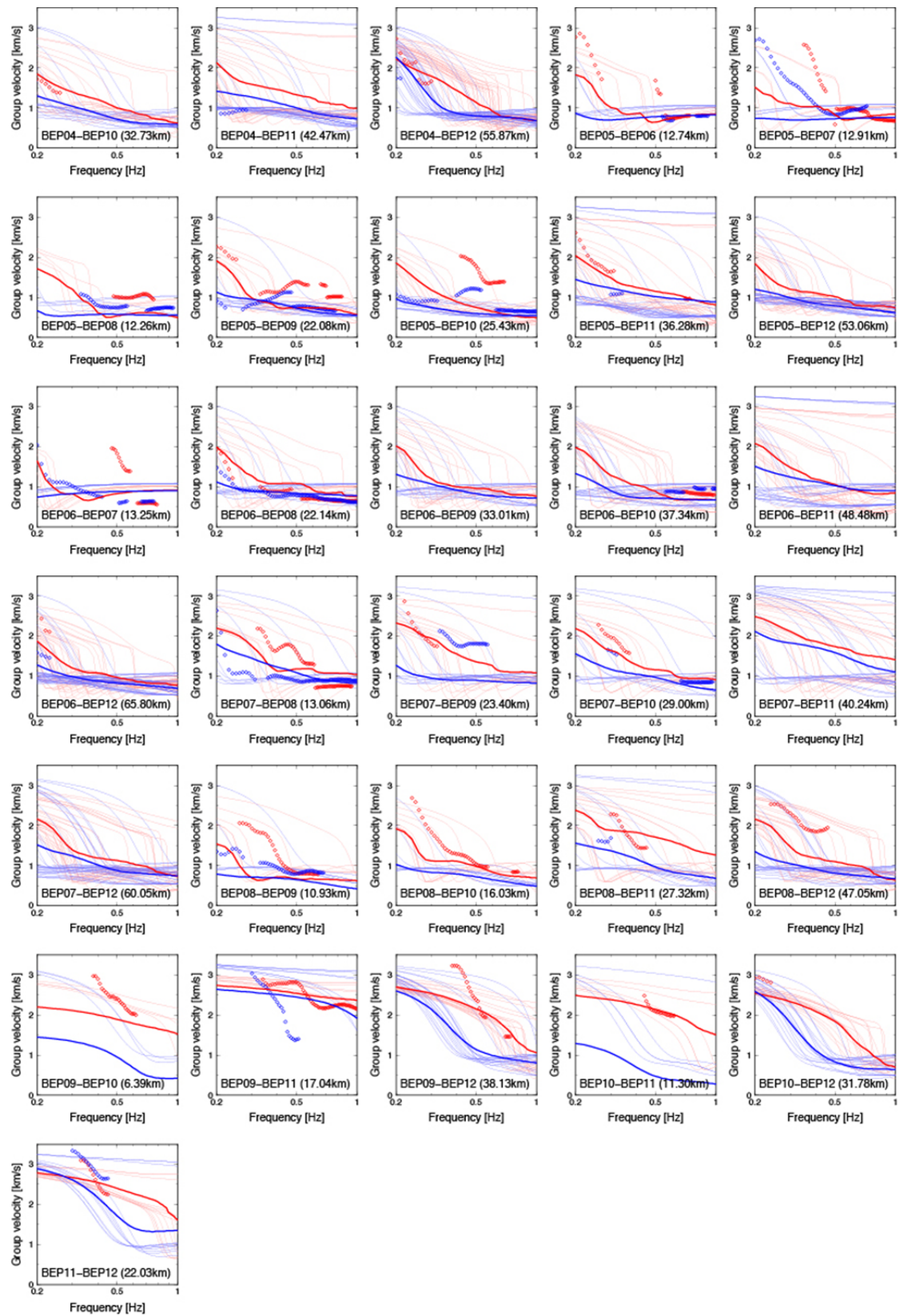


図 3.3.3-8 続き

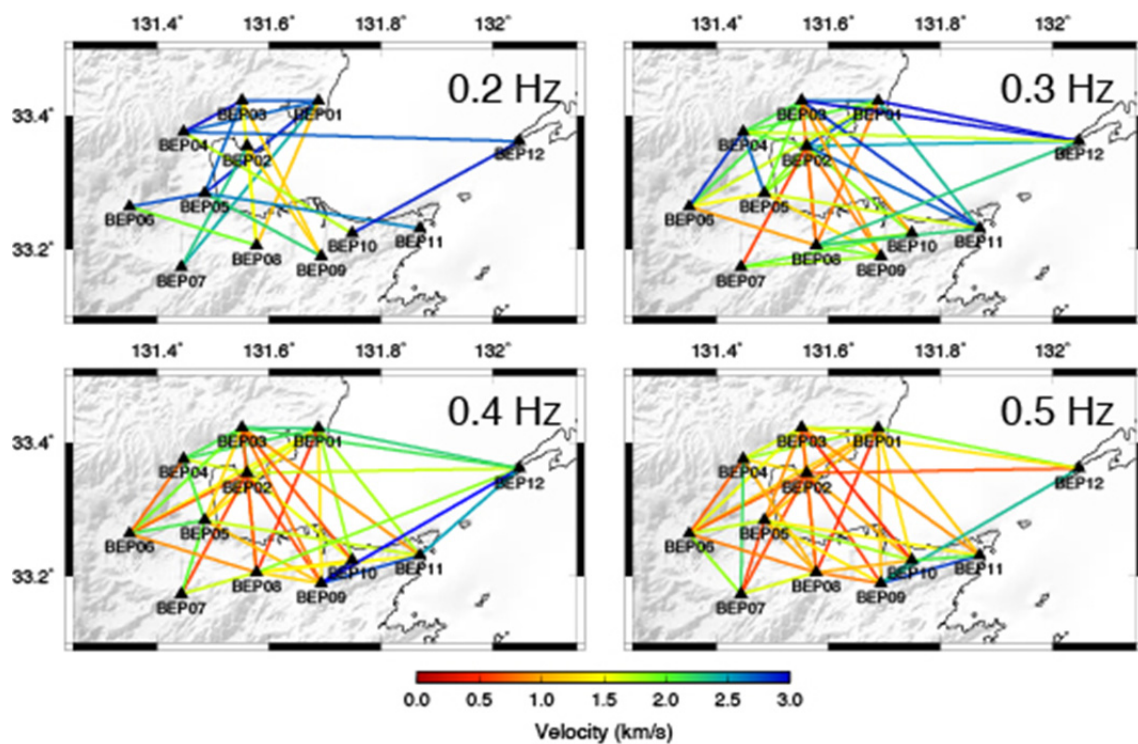


図 3.3.3-9 推定した Rayleigh 波群速度の空間分布

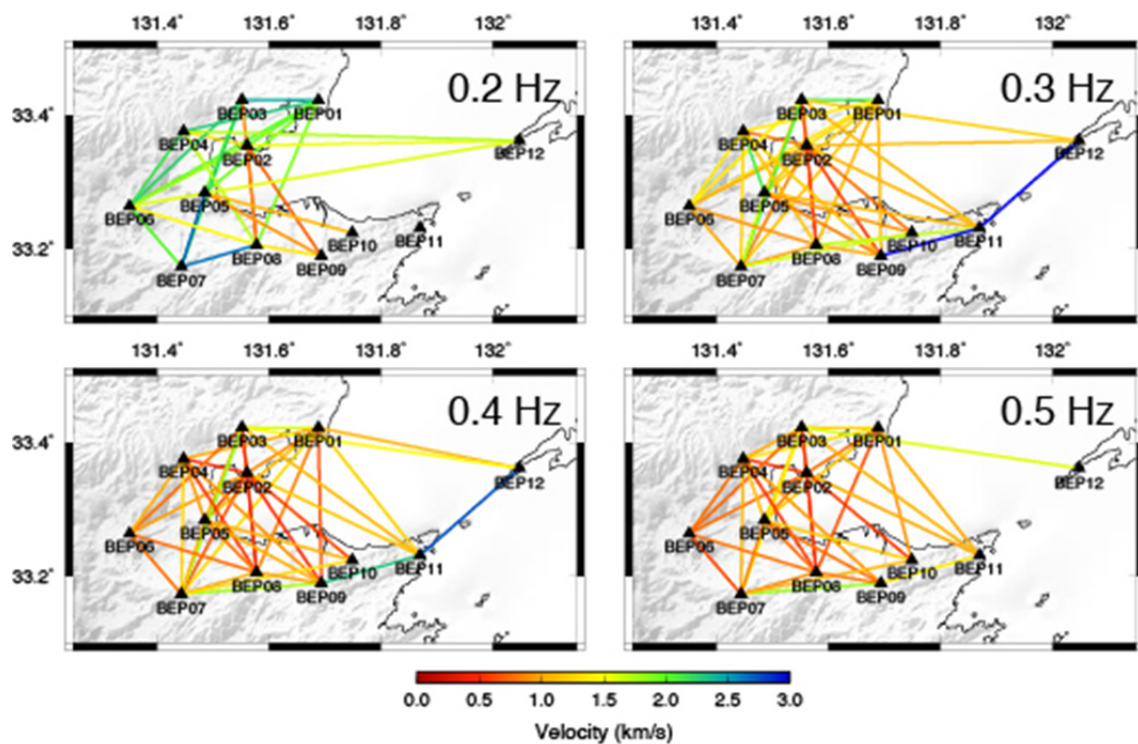


図 3.3.3-10 推定した Love 波群速度の空間分布

d) 別府湾内で発生した地震波形記録を用いた応力場解析

i) 別府湾内で発生した地殻内地震

2015 年 5 月 26 日から 29 日にかけて、別府湾内では珍しいまとまった地殻内の地震が発生した(図 3.3.3-11 の青丸)。気象庁一元化カタログには 22 個の地震がリストされており、マグニチュード (M_j) は $-0.5 \sim 2.4$ 、震源の深さは $8.5 \sim 13$ km である。この地震活動は、本重点調査研究で展開している連続微動観測網により記録することができた。図 3.3.3-12 に 5 月 27 日 2 時 59 分に発生した最大の地震 (M_j 2.4) の波形例 (上下動成分) を示す。連続微動観測網の波形を黒で、周辺の定常観測網の波形を灰色で示す。震源近傍で良質のデータを取得できていることがわかる。連続微動観測網の第一の目的は地震波干渉法解析による別府湾の地下構造推定であるが、観測網の展開中に別府湾内で地震活動が発生したため、これまで明らかでなかった別府湾内の応力場の情報を得るためにも貴重なデータになった。

以下では、2015 年 5 月の活動のうち、イベントが重なって分離が容易でなかった 5 月 27 日 2 時 48 分台の 2 イベント (M_j は未決定のものと 0.7) を除く 20 イベントを解析対象とした。また 2015 年 5 月の活動以外の地震として、連続微動観測網の展開中に同じく別府湾内で発生した 2015 年 9 月 11 日の地震 (M_j 1.4、深さ 8.6 km) も解析対象とした(図 3.3.3-11 の青+)。さらに、連続微動観測網を展開する以前の地震として、2013 年 10 月 11 日に発生した M_j 1.9 の地震 (深さ 10.2 km) も解析対象に加えた (図 3.3.3-11 の青×)。この規模の地震になると、現在の定常観測網の観測点だけでも発震機構解の推定が可能である。以上 24 個の地震について震源決定と発震機構解の推定を行う。解析には図 3.3.3-11 に示す地震観測点を使用する。

ii) 震源決定

別府湾を含む周辺域は厚い堆積層で覆われており、重力探査や反射法地震探査、微動アレイ探査により地下構造が詳しく調べられている (駒澤・鎌田, 1985; 由佐ほか, 1992; Kusumoto et al., 1996; 吉見ほか, 2008)。これらの研究から、別府湾中央部の地震基盤 (S 波速度で 3 km/s 程度以上の地層) は 4 km に達し、陸域でも局所的に 2km を超える場所があると推定されている。一方、本研究で使用する観測点直下の基盤深度は 1km 未満のところが多く、また、佐賀関半島や佐多岬半島などのように先第三系の地層が露出している地域にも観測点がある。そこで、震源決定においては堆積層を考慮しない一次元速度構造を仮定した (図 3.3.3-13)。この P 波速度モデルは藤原ほか (2004) が布田川・日奈久断層帯の地震における地震動計算のために使用した伝播経路モデルを基にしており、S 波速度は P 波速度の $1/\sqrt{3}$ とした。P 波と S 波の走時は WIN システム (ト部・東田, 1992) を用いて全て手動検出した。まず初めに、Hirata and Matsu'ura (1987) による hypomh を用いて震源決定するとともに、観測点毎に走時残差の平均値を計算して観測点補正値を求めた。次に、この観測点補正値を導入し、再度震源決定を行うという操作を複数回繰り返した。本研究では走時残差の RMS 値の変化が見られなくなった 3 回目の結果を最終の震源とした。最終的な走時残差の RMS 値は、P 波は 0.14 秒から 0.07 秒へ、S 波は 0.33 秒から 0.14 秒へ減少した。推定誤差は平均して水平方向に 292 m、鉛直方向に 488 m と見積もられた。こ

の時の震源決定の結果を図 3.3.3-14 の緑丸で示す。使用している速度構造、読み取り値、観測点補正值の有無など条件が異なるため直接比較はできないが、気象庁一元化震源（黒丸）と比較すると、やや南東に移動する傾向がみられる。2015 年 5 月の活動に関しては東北東－西南西方向の並びは変わらないが、震源がより集中するようになっている。

次に 2015 年 5 月の活動を対象に、走時データを用いて double-difference (DD) 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) を適用し、相対震源を決定した。DD を計算する際の地震ペア間の最大距離は 1 km とし、どの地震も 8 個以上の共通の観測点の読み取り値によりリンクさせた。P 波で 625 個、S 波で 908 個の走時差データを使用した。推定誤差は水平方向に約 10m、鉛直方向に約 30m と見積もられる。推定結果を図 3.3.3-14b の赤丸で示す。全体的な特徴は hypomh の結果と変わらないが、より引き締まった分布が得られた。この結果を元に震源分布の傾向を見てみると、東北東－西南西方向の走向を持つ鉛直分布を示し、深さ 10～12km ほどに分布していることがわかる (図 3.3.3-14 (b) の A-B 断面)。分布の広がり は走向方向に約 1km、深さ方向に約 2km である。図 3.3.3-14 (b) の C-D 断面を見ると、東北東方向に約 65° の傾斜を持つ分布が見える。この傾斜角を持った分布がそのまま地表まで延長すると仮定すると、図 3.3.3-14 (a) の × 印の位置に来る。この地震活動と活断層との対応関係は重要であり、今後、本重点調査研究の成果も踏まえて検討していく必要がある。

iii) 発震機構解の推定

本研究では P 波初動の押し引きデータに加えて P 波と S 波の振幅値も同時に使い、発震機構解を推定した。解析手法の詳細は今西ほか (2013) に詳しく述べられているので、そちらを参照されたい。実際の解析では hypomh の震源を仮定し、P 波初動の押し引きデータが 8 個以上ある地震に対して上記手法を適用した。走向、傾斜角、すべり角のグリッドサーチの刻み幅は 5° とした。最終的に推定できた発震機構解は 9 個で、最小の地震は $M_j 0.6$ (発震機構解と同時に推定されるモーメントマグニチュードでは 1.4) である。推定された発震機構解を図 3.3.3-15 に示す。ここでは発震機構解のタイプを視覚的に判断しやすくするために Flohlich (1992) の三角ダイアグラムを使い、逆断層成分、正断層成分、横ずれ成分のそれぞれの比率に応じて色分けを行っている。推定された解は正断層型もしくは横ずれ成分も含んだ正断層型であり、いずれも南北に近い T 軸を持つ。これは別府－島原地溝帯で発生している地震の一般的な特徴と調和的である (Matsumoto et al., 2015)。2015 年 5 月の活動に着目すると、節面の 1 つは東北東方向に 60～70° の傾斜角を持ち、前述の震源分布の特徴とも調和的である。

iv) 応力場の推定

推定した発震機構解に Michael (1984, 1987) の応力テンソルインバージョン法を適用し、応力場の推定を行った。推定されるパラメータは、最大主応力 S_1 、中間主応力 S_2 、最小主応力 S_3 の方位、そして、応力比 $\phi = (S_2 - S_3) / (S_1 - S_3)$ の 4 つである。推定結果を図 3.3.3-16a に示す。 S_1 は鉛直方向から約 43° 傾いており、純粋な正断層場ではない。また、応力比は 0.5 より小さいことから、 S_2 の絶対値は S_1 よりも S_3 に近い値であることがわかる。これは S_2 と S_3 の 95% 信頼区間がオーバーラップしていることとも調和的である。

応力テンソルインバージョンに使用した発震機構解のうち、2015 年 9 月に発生した地震だけが他の地震と少し異なる傾向を持っている。この地震を除いて応力テンソルインバージョンを行った結果を図 3.3.3-16(b)に示す。基本的な特徴は図 3.3.3-6(a)の場合と同じであることから、この地震 1 個による応力テンソルインバージョンへの影響は小さいものと判断できる。

ここで得られた応力場の情報は、今後、動的破壊伝搬シミュレーションによる破壊シナリオの作成に活用される。

謝辞：本研究では気象庁カタログを使用させて頂きました。波形解析においては、産業技術総合研究所のほか、防災科学技術研究所 Hi-net、気象庁、九州大学の定常観測網のデータを利用しました。発震機構解の推定では東京大学の井出哲教授のプログラムを参考にさせていただきました。図は Generic Mapping Tool (Wessel and Smith, 1998) で作成しました。

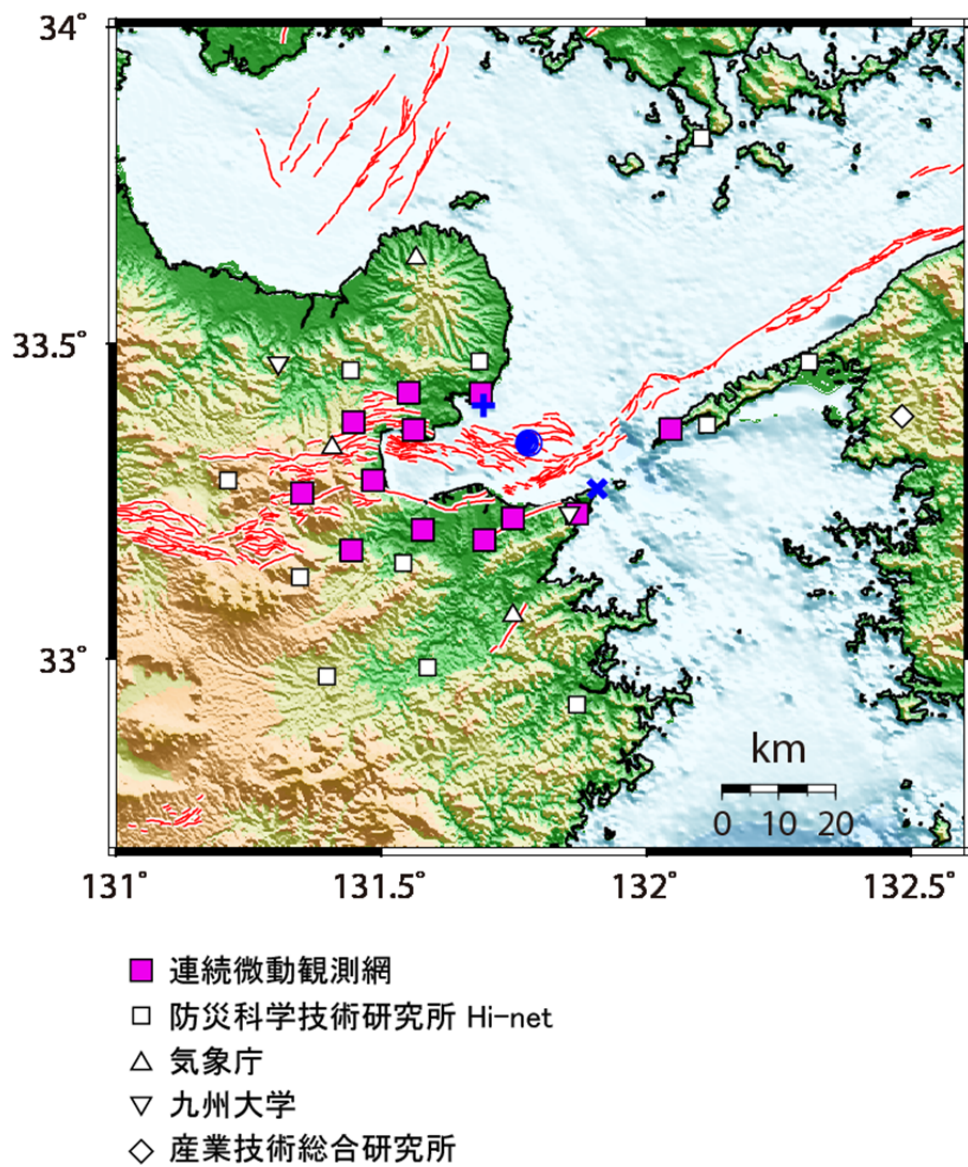


図 3.3.3-11 解析対象の地震（2015 年 5 月の地震活動（青丸）、2013 年 10 月 11 日の地震（青×）、2015 年 9 月 11 日の地震（青+））と観測点分布。

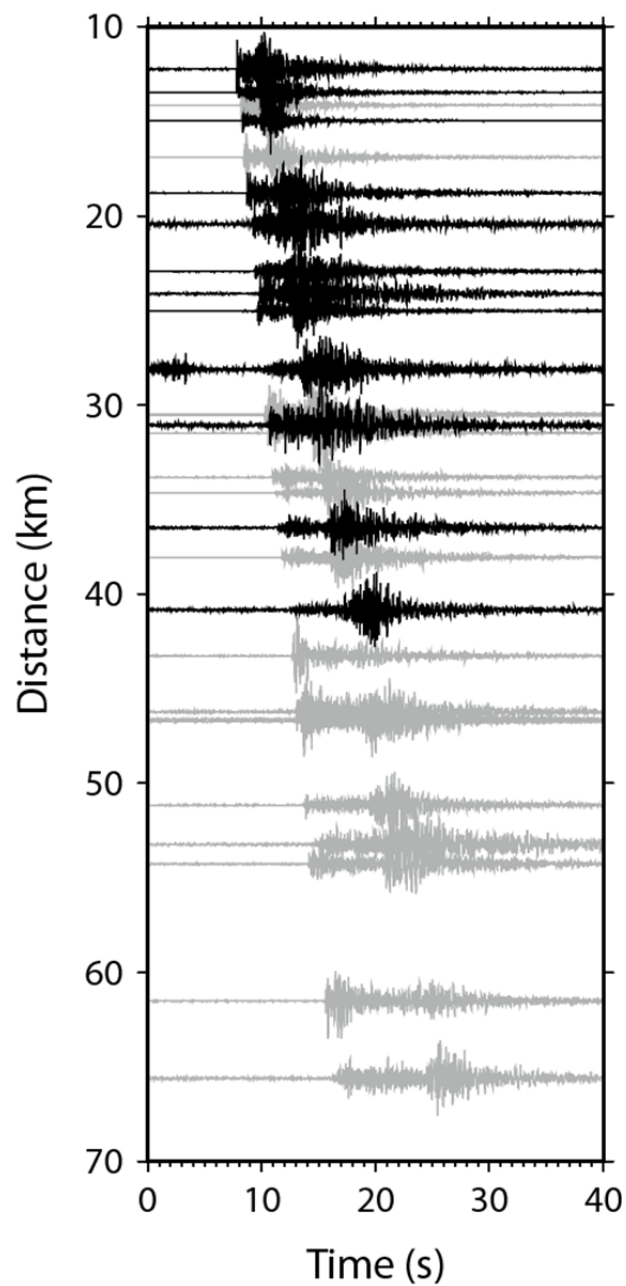


図 3.3.3-12 2015 年 5 月 27 日 2 時 59 分に発生した地震 (M_j 2.4) の波形例観測波形例 (上下動成分)。振幅値は各観測点の最大値により規格化している。時間軸の原点は 2015 年 5 月 29 日 2 時 59 分 50 秒。黒線は本重点調査研究による連続微動観測網の波形記録、灰色線は他の定常観測点の波形記録。

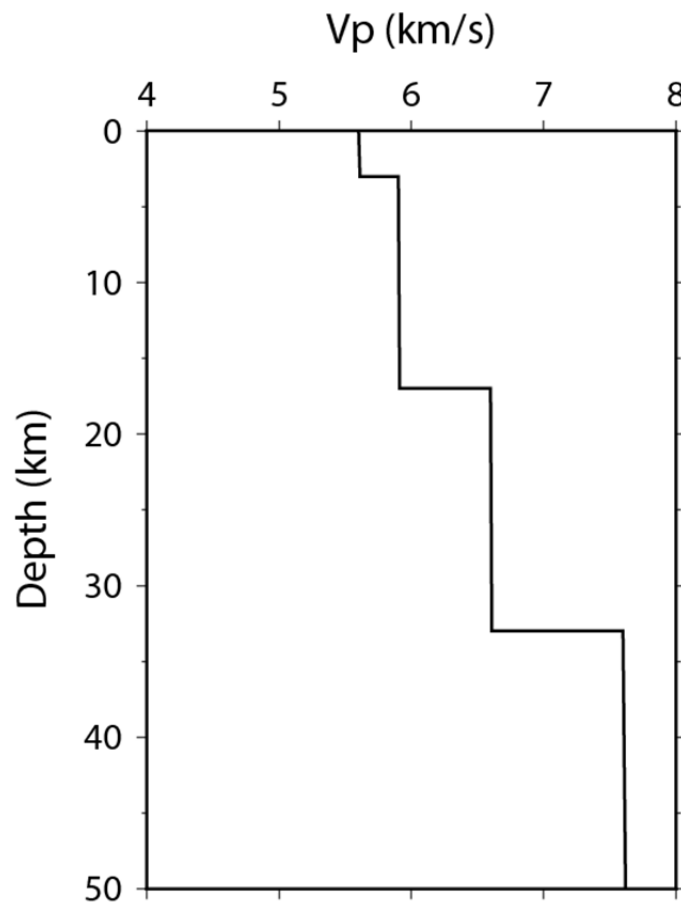


図 3.3.3-13 仮定した P 波速度構造モデル。S 波速度構造は P 波速度の $1/\sqrt{3}$ と仮定した。

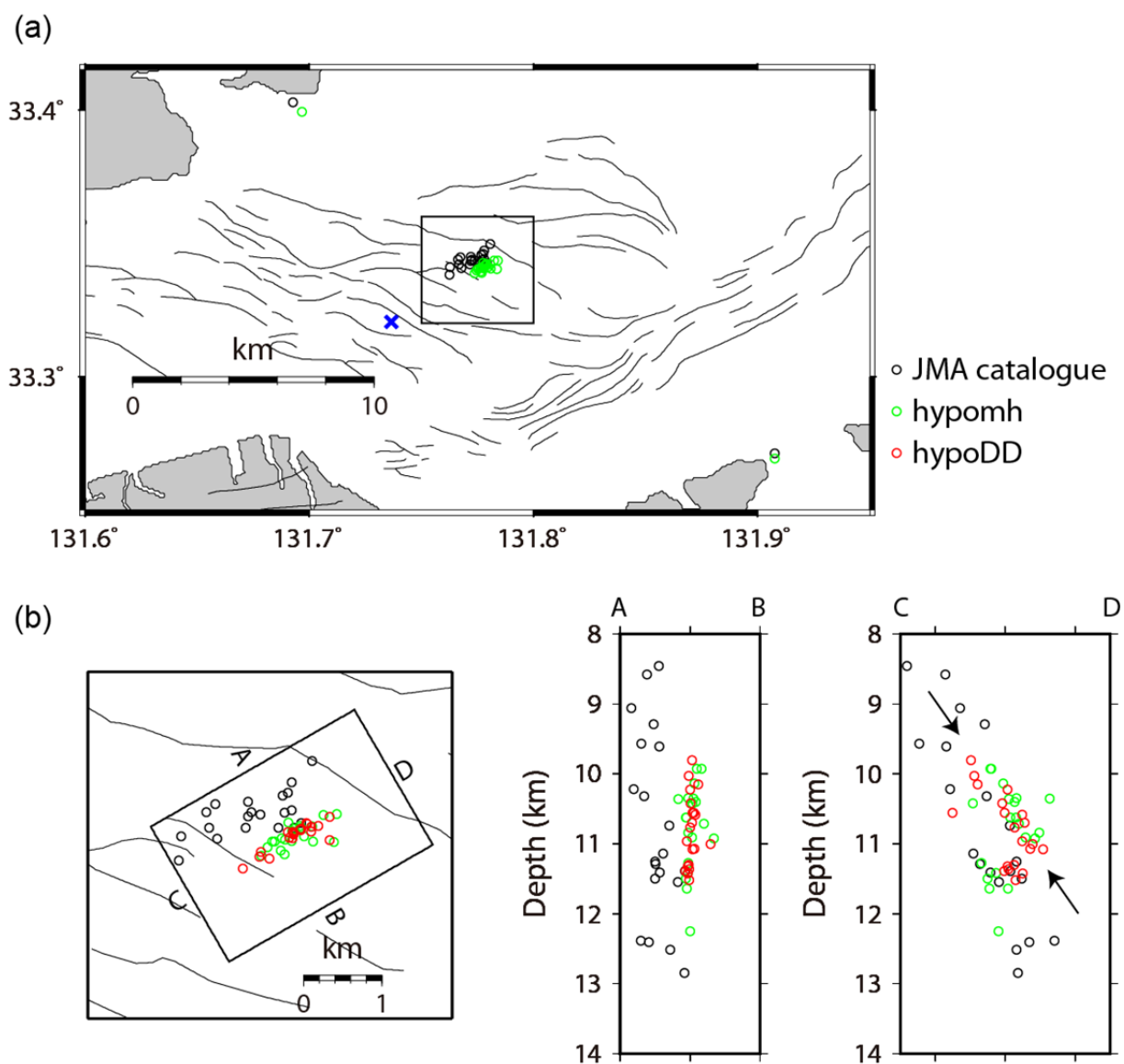


図 3.3.3-14 震源決定結果。黒丸は気象庁一元化震源、緑丸は hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) による結果、赤丸は hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) による結果をそれぞれ示す。(b)の描画領域は (a) の長方形に対応する。(b) の C-D 断面の矢印は震源分布の傾斜方向を示す。この傾斜角を持った分布の地表延長部を (a) の青×で示す。

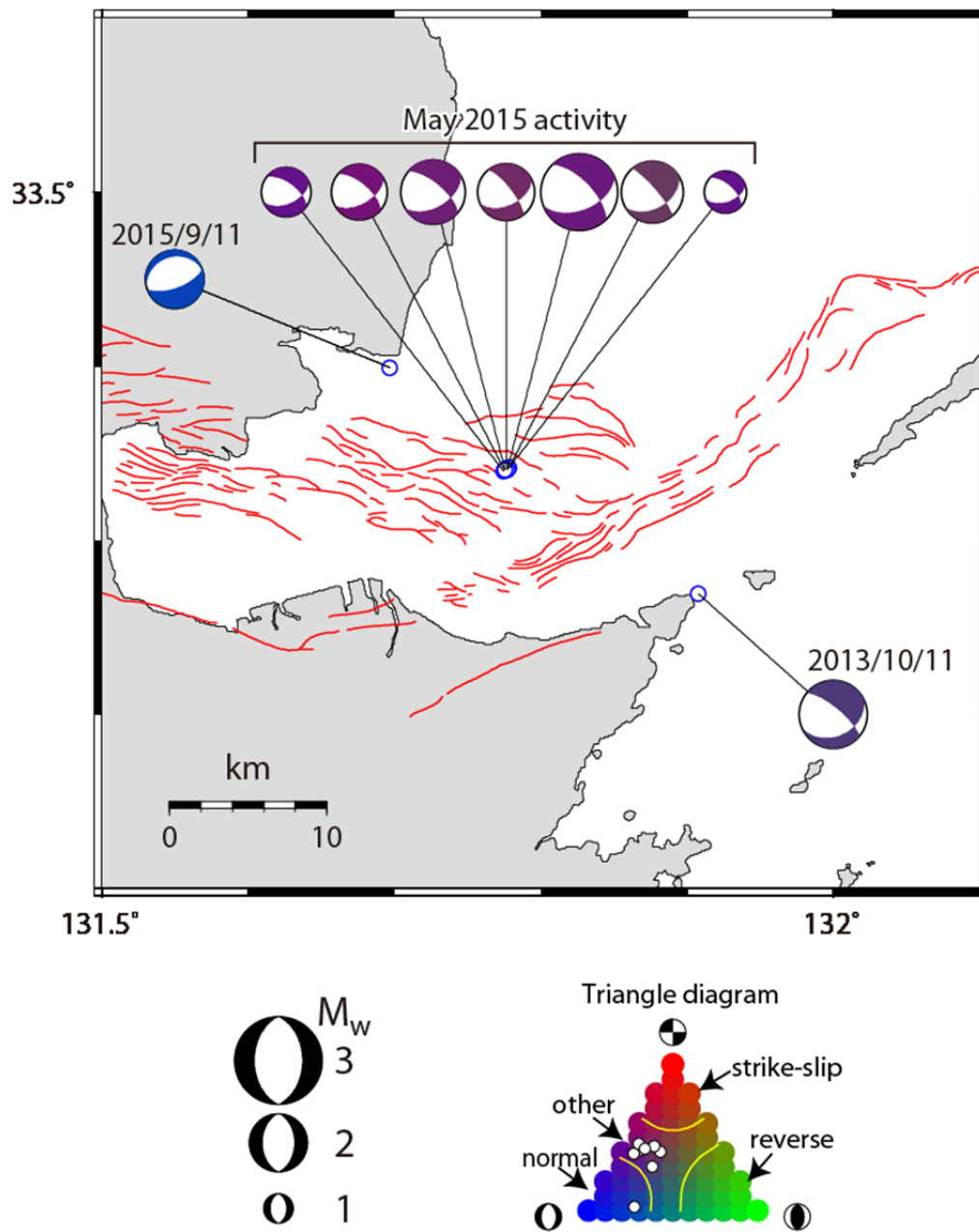


図 3.3.3-15 発震機構解の空間分布。発震機構解は横ずれ成分、逆断層成分、正断層成分それぞれの強さの比率に応じて色分けをしている。Flohlich (1992) の三角ダイアグラムをカラー表示したものを右下に示す。三角ダイアグラム上でのそれぞれの地震の位置を白丸で示す。ビーチボールの大きさはモーメントマグニチュード (M_w) に比例する。

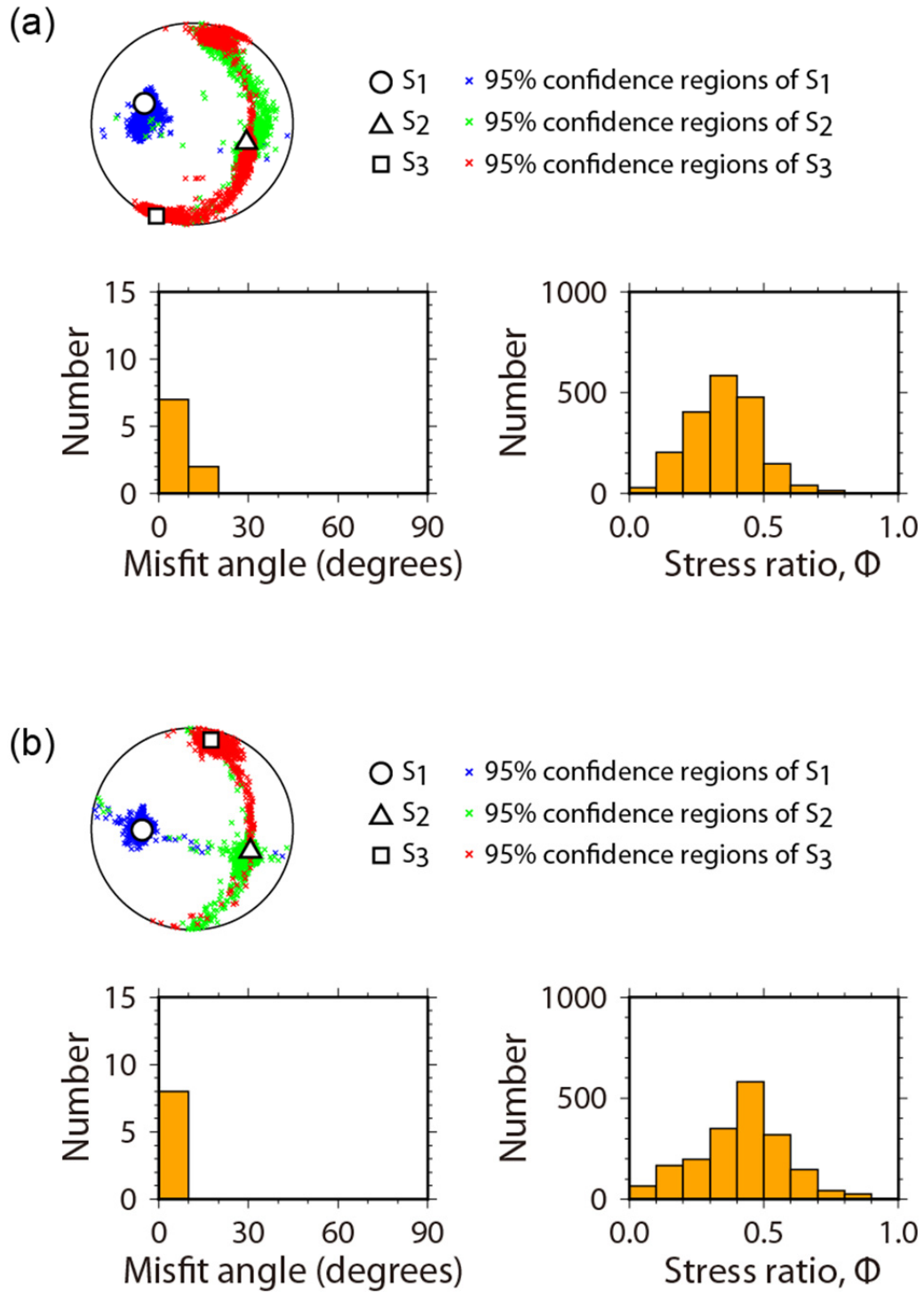


図 3.3.3-16 応力テンソルインバージョン結果。(a) 全ての発震機構解を使った場合。(b) 2015年9月の地震を省いた場合。それぞれ左上に最大主応力軸の最適解と95%信頼区間(等積投影の下半球投影)、左下に最適解に対するミスフィット角(最適解から計算されるせん断応力方向と発震機構解のすべり方向の間の角度)のヒストグラム、右下に95%信頼区間に含まれる応力比 ϕ のヒストグラムを示す。

4) 地震波形記録の収集・解析

a) 大分県内の地震波形記録の収集・整理

大分県内では、国立研究開発法人防災科学技術研究所（以下防災科研）の強震観測網（K-NET）と基盤強震観測網（KiK-net）、気象庁および自治体の計測震度観測点網が展開されている。このうち、防災科研の地震波形記録はウェブサイトから、気象庁の地震波形記録は（財）気象業務支援センターから取得できるが、自治体管理の地震波形記録は公開の仕組みが構築されていない。平成 26 年度に引き続き、今年度も大分県生活管理部防災危機管理課の協力を得て、大分県の自治体震度計の地震波形記録を収集した。

大分県自治体震度計網は全 49 点で構成される。これらは全て加速度計から成り、自治体役場・支所、消防署等の公共施設に設置されている。なお、公共施設設置の防災科研観測点 6 点、気象庁観測点 3 点を大分県震度計に加えた計 58 点の観測点は、大分県震度情報ネットワークとして観測点 ID が振られている。平成 26 年度報告書と同様に、観測点一覧を表 3.3.4-1 に、観測点配置図を図 3.3.4-1 に示す。

平成 27 年度は 2014 年 9 月以降の計 17 地震について、K-NET、KiK-net および自治体震度計の地震波形記録を収集した。収集した地震の一覧を表 3.3.4-2 に、震央分布図を図 3.3.4-2 に示す。日向灘と豊後水道が主な震源域である。2015 年 5 月 30 日の小笠原付近の深発地震の記録も不完全ではあるが収集された。この期間では 2015 年 7 月 13 日の大分県南部の地震（M5.7、D=58km）が最も目立つ活動である。

表 3.3.4-3 に地震毎の地震波形記録の収集状況を、表 3.3.4-4 に同地震における防災科研強震観測網での波形収録状況を示す。なお、観測点コードは表 3.3.4-1、地震コードは表 3.3.4-3 と同一である。自治体震度計の記録のほとんどは継続時間 60 秒のデータになっている。なお、K-NET 観測点のうち 0IT010（大分）観測点は 2015 年 3 月 20 日に全く別の場所へ移設された。移設後の 0IT010 を以前のものと区別するため 0ITb010 と記す。

b) 地震波形記録の解析

i) H/V スペクトルの検討

収集した地震観測記録の主要動部分（後続波含む）を用いて、水平・上下スペクトル比（H/V スペクトル）を算定した。大分県震度計データの H/V スペクトルを図 3.3.4-3 に、防災科研強震観測網データの H/V スペクトルを図 3.3.4-4 に示す。平成 26 年度収集データと平成 27 年度収集データの H/V スペクトルは同じ傾向を示しており、H/V スペクトルが安定して求められていることがわかる。

ii) R/V スペクトルの検討

R/V スペクトルの算定では S 波初動から 20.48 秒以降の後続波部分を用いた。ただし、上述のとおり、大分県の強震観測データは 60 秒間のものが多いため、後続波部分を抽出できる地震を選定する必要があった。平成 26 年度実施分からの追加は 2015 年 7 月 13 日の地震のみとなった。R/V スペクトルを図 3.3.4-5 および図 3.3.4-6 に示す。H/V と同様に R/V も安定して求められている。

iii) 速度構造モデルの修正が必要と考えられる地点

堆積層がある程度（500m）厚い地点では、深部地盤構造モデルの影響は主に 2 Hz 以下の周波数帯域に表れる。こうした地点の中で観測 H/V、R/V スペクトルと既往速度構造モデルに基づく理論値が乖離している地点を挙げると次のようになる。

震度観測点：OITA0001、OITA0004、OITA0009、OITA0011、OITA0013、OITA0025、OITA0029、OITA0031、OITA0035、OITA0042、OITA0050、OITA0055、OITA0057

防災科研観測点：OIT007、OIT008、OITH01

これらの観測点は別府湾周辺および大分県中部の山地に分布している。速度構造モデルの修正に資する探査等を必要に応じて実施することが必要である。

表 3.3.4-1 大分県震度情報ネットワーク一覧（座標は世界測地系）

No	観測点ID	観測点名称 M01EQNAME	気象庁発表名称 M02ZEN_NM	観測点所在地	所属	緯度	経度
1	O1TA0001	大分市	大分市舞鶴町	大分市舞鶴町1-1-1（大分市消防局）	自治体	33度14分24.0秒	131度36分59.5秒
2	O1TA0002	野津原	大分市野津原	大分市大字野津原800（野津原支所）	自治体	33度9分47.0秒	131度31分48.2秒
3	O1TA0003	佐賀関	大分市佐賀関	大分市大字佐賀関1407-27（佐賀関市民センター）	自治体	33度14分57.9秒	131度52分24.9秒
4	O1TA0004	別府市	別府市上野口町	別府市上野口町1-15（別府市役所）	自治体	33度17分5.2秒	131度29分25.8秒
5	O1TA0005	中津市	中津市豊田町	中津市豊田町14-3（中津市役所）	自治体	33度35分53.6秒	131度11分19.8秒
6	O1TA0006	三光	中津市三光	中津市三光原口644-7（三光支所）	自治体	33度33分19.8秒	131度12分4.5秒
7	O1TA0007	本耶馬溪	中津市本耶馬溪町	中津市本耶馬溪町曾木1800（本耶馬溪支所）	自治体	33度29分45.2秒※	131度10分10.9秒※
8	O1TA0008	耶馬溪	中津市耶馬溪町	中津市耶馬溪町大字柿坂138-1（耶馬溪支所）	防災科研	33度27分17.6秒	131度6分51.1秒
9	O1TA0009	山国	中津市山国町	中津市山国町守実130（山国支所）	自治体	33度24分8.7秒	131度2分30.1秒
10	O1TA0010	日田市	日田市田島	日田市田島2-6-1（日田市役所）	自治体	33度19分14.9秒※	130度56分29.3秒※
11	O1TA0011	前津江	日田市前津江町	日田市前津江町大野2189-1（前津江振興局）	自治体	33度12分34.9秒	130度55分5.5秒
12	O1TA0012	中津江	日田市中津江村柳野	日田市中津江村柳野353（中津江振興局）	自治体	33度8分11.2秒	130度56分15.9秒
13	O1TA0013	上津江	日田市上津江町	日田市上津江町川原2710（上津江振興局）	自治体	33度5分41.7秒	130度58分34.4秒
14	O1TA0014	大山	日田市大山町	日田市大山町西大山3545-1（大山振興局）	自治体	33度15分26.9秒	131度58分0.6秒
15	O1TA0015	天瀬	日田市天瀬町	日田市天瀬町桜竹671-2（天瀬振興局）	防災科研	33度15分19.8秒	131度1分13.1秒
16	O1TA0016	佐伯市	佐伯市役所	佐伯市中村南町1-1（佐伯市役所）	自治体	32度57分36.8秒	131度53分57.0秒
17	O1TA0017	上浦	佐伯市上浦	佐伯市上浦大字津井浦1400-3（上浦振興局）	自治体	33度3分11.6秒	131度55分50.9秒
18	O1TA0018	弥生	佐伯市弥生	佐伯市弥生大字上小倉656-1（弥生振興局）	自治体	32度58分5.5秒	131度57分36.7秒
19	O1TA0019	本匠	佐伯市本匠	佐伯市本匠大字波寄2685（本匠振興局）	自治体	32度57分2.5秒	131度47分18.4秒
20	O1TA0020	宇目	佐伯市宇目	佐伯市宇目大字千束1060-1（宇目振興局）	自治体（新設）	32度51分29.1秒	131度39分24.8秒
21	O1TA0021	直川	佐伯市直川	佐伯市直川大字赤木105（直川振興局）	自治体	32度53分46.6秒※	131度46分41.6秒※
22	O1TA0022	鶴見	佐伯市鶴見	佐伯市鶴見大字地松浦2008-6（鶴見振興局）	自治体	32度56分42.5秒	131度52分36.7秒
23	O1TA0023	米水津	佐伯市米水津	佐伯市米水津大字浦代浦1239-2（米水津振興局）	自治体	32度55分16.2秒※	131度58分34.3秒※
24	O1TA0024	蒲江	佐伯市蒲江	佐伯市蒲江大字蒲江浦4491-59（蒲江地区公民館）	気象庁	32度48分6秒	131度55分18秒
25	O1TA0025	臼杵	臼杵市臼杵	臼杵市大字臼杵72-1（臼杵庁舎）	自治体	33度7分32.3秒	131度48分17.9秒
26	O1TA0026	野津	臼杵市野津町	臼杵市野津町大字野津市326-1（野津庁舎）	自治体	33度2分33.9秒	131度41分33.2秒
27	O1TA0027	津久見市	津久見市宮本町	津久見市宮本町20-15（津久見市役所）	自治体	33度04分21.6秒	131度51分39.4秒
28	O1TA0028	竹田市	竹田市金々	竹田市大字金々1650（竹田市役所）	自治体	32度58分25.5秒	131度23分51.8秒
29	O1TA0029	荻	竹田市荻町	竹田市荻町馬場426-20（荻支所）	自治体	32度55分27.1秒	131度17分53.5秒
30	O1TA0030	久住	竹田市久住町	竹田市久住町大字久住6161-1（久住支所）	自治体	33度1分15.6秒※	131度17分39.0秒※
31	O1TA0031	直入	竹田市直入町	竹田市直入町大字長湯8201（直入支所）	自治体	33度4分42.4秒※	131度23分4.5秒※
32	O1TA0032	豊後高田市	豊後高田市御玉	豊後高田市御玉114（豊後高田市役所）	防災科研	33度33分29.9秒	131度26分56.0秒
33	O1TA0033	真玉	豊後高田市真玉	豊後高田市真玉2144-12（真玉庁舎）	自治体	33度36分32.9秒※	131度28分31.4秒※
34	O1TA0034	香々地	豊後高田市香々地	豊後高田市見目118（香々地庁舎）	自治体	33度39分49.8秒	131度31分43.9秒
35	O1TA0035	杵築市	杵築市杵築	杵築市大字杵築377（杵築市役所）	自治体（新設）	33度25分0.9秒	131度36分58.7秒
36	O1TA0036	大田	杵築市大田	杵築市大田石丸445（大田庁舎）	自治体	33度29分44.3秒※	131度33分25.4秒※
37	O1TA0037	山香	杵築市山香町	杵築市山香町大字野原1010-2（山香庁舎）	自治体	33度26分45.7秒	131度30分4.2秒
38	O1TA0038	宇佐市	宇佐市上田	宇佐市大字上田1030-1（宇佐市役所）	自治体	33度31分55.8秒	131度20分58.9秒
39	O1TA0039	院内	宇佐市院内町	宇佐市院内町山城32（院内支所）	防災科研	33度25分27.8秒	131度18分53.3秒
40	O1TA0040	安心院	宇佐市安心院町	宇佐市安心院町下毛2115（安心院支所）	自治体	33度26分20.6秒	131度21分14.7秒
41	O1TA0041	豊後大野市	豊後大野市三重町	豊後大野市三重町市場1200（豊後大野市役所）	気象庁	32度58分42秒	131度35分6秒
42	O1TA0042	清川	豊後大野市清川町	豊後大野市清川町砂田1844（高齢者生活福祉センターみづば苑）	自治体	32度58分2.2秒※	131度30分46.9秒※
43	O1TA0043	緒方	豊後大野市緒方町	豊後大野市緒方町馬場36（緒方支所）	自治体	32度58分13秒	131度28分25.1秒
44	O1TA0044	朝地	豊後大野市朝地町	豊後大野市朝地町朝地891（朝地支所）	自治体	33度0分18.2秒	131度25分51.2秒
45	O1TA0045	大野	豊後大野市大野町	豊後大野市大野町田中81-1（大野支所）	自治体	33度2分18.3秒	131度30分5.1秒
46	O1TA0046	千歳	豊後大野市千歳町	豊後大野市千歳町新殿706-1（千歳支所）	自治体	33度2分25.9秒	131度35分45.6秒
47	O1TA0047	犬飼	豊後大野市犬飼町犬飼	豊後大野市犬飼町犬飼28（犬飼支所）	自治体	33度4分19.1秒	131度38分6.5秒
48	O1TA0048	庄内	由布市庄内町	由布市庄内町柿原302（庄内庁舎）	自治体	33度10分47.4秒	131度25分35.5秒
49	O1TA0049	挾間	由布市挾間町	由布市挾間町向原128-1（挾間庁舎）	自治体	33度11分52.8秒	131度30分47.1秒
50	O1TA0050	湯布院	由布市湯布院町川上	由布市湯布院町川上3738-1（湯布院庁舎）	自治体	33度15分50.4秒※	131度21分27.5秒※
51	O1TA0051	国東市	国東市田深	国東市国東町田深275-1（国東市役所）	防災科研	33度33分59.8秒	131度44分16.1秒
52	O1TA0052	国見	国東市国見町伊美	国東市国見町伊美2873（国見中学校構内）	防災科研	33度40分41.9秒	131度35分37.0秒
53	O1TA0053	武蔵	国東市武蔵町	国東市武蔵町古市684（武蔵総合支所）	自治体	33度30分1.0秒	131度43分9.9秒
54	O1TA0054	安岐	国東市安岐町	国東市安岐町中国100（安岐総合支所）	自治体	33度27分59.9秒	131度41分35.3秒
55	O1TA0055	姫島村	姫島村役場	東国東郡姫島村1630-1（姫島村役場）	自治体	33度43分28.2秒	131度38分42.4秒
56	O1TA0056	日出町	日出町役場	速見郡日出町2974-1（日出町役場）	自治体	33度22分8.9秒※	131度31分56.9秒※
57	O1TA0057	九重町	九重町後野上	玖珠郡九重町大字後野上8-1（九重町役場）	自治体	33度13分41.9秒※	131度11分21.7秒※
58	O1TA0058	玖珠町	玖珠町帆足	玖珠郡玖珠町大字帆足268-5（玖珠町役場）	気象庁	33度17分0秒	131度9分6秒

特記事項 ・ ※印の緯度・経度は、屋内設置のため、屋外にて測定し、離隔距離から換算した推定値を示す。（緯度：1秒=30.8m、経度：1秒=25.9mで換算）

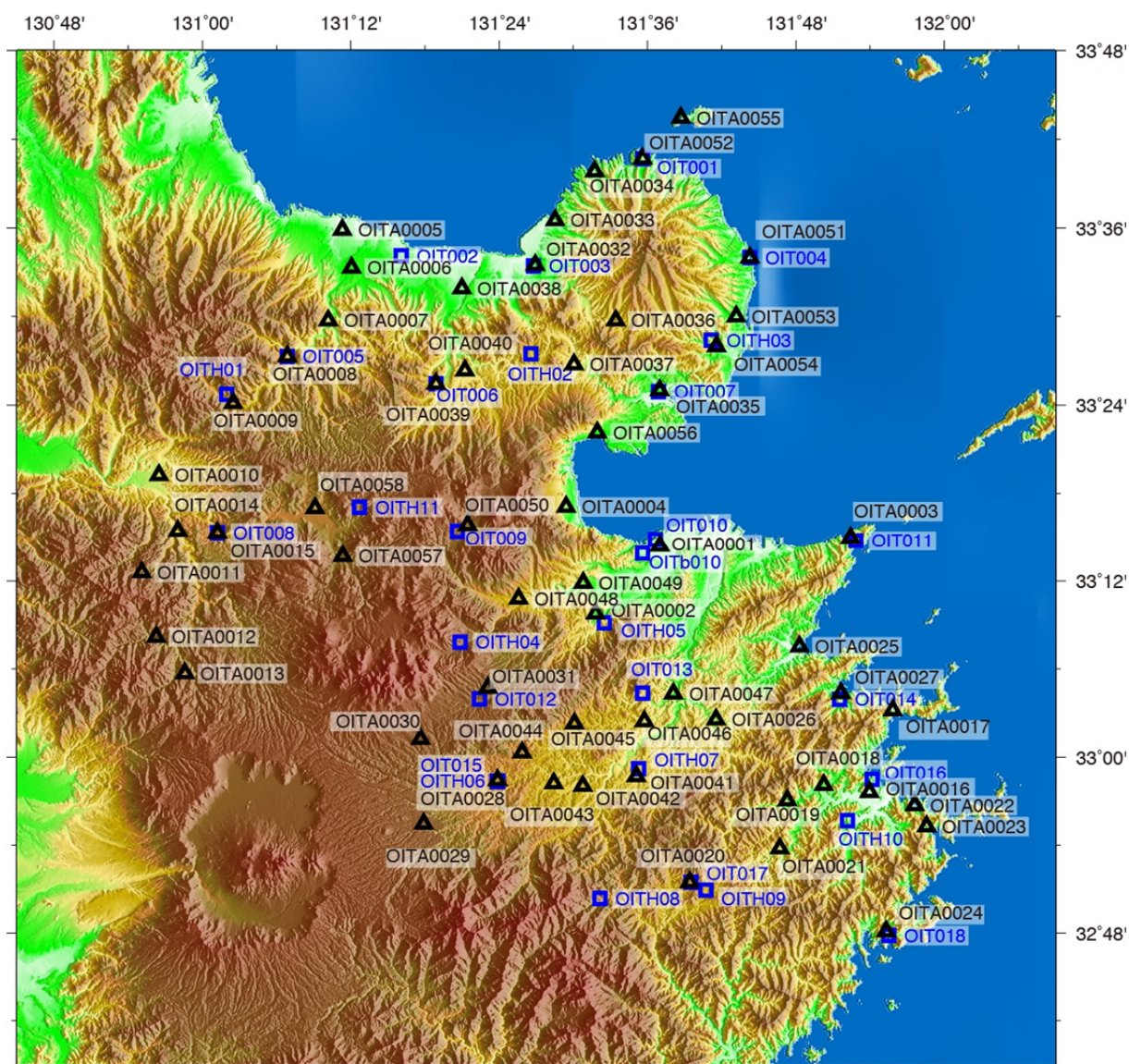


図 3.3.4-1 大分県震度情報ネットワークおよび大分県内の K-NET, KiK-net 観測点分布

表 3.3.4-2 自治体震度計の地震波形記録を収集した地震一覧（気象庁一元化震源）

整理 番号	発震時						緯度		経度		深さ (km)	マグニチュード	震央位置
1	2014	9	16	22	55	3.09	33	6.54	131	12.16	7.57	3.0	NORTHERN OITA PREF
2	2014	10	3	22	12	29.74	32	38.44	132	13.29	35.04	3.9	HYUGANADA REGION
3	2014	10	9	9	16	51.35	33	17.50	131	23.32	8.76	2.4	NORTHERN OITA PREF
4	2014	10	16	4	39	37.07	33	42.33	132	37.34	41.47	4.0	IYONADA SETONAIKAI
5	2014	10	24	21	46	9.84	32	42.84	132	9.87	37.58	3.7	HYUGANADA REGION
6	2014	11	1	19	36	27.75	33	40.86	131	57.50	67.50	4.2	IYONADA SETONAIKAI
7	2014	12	8	14	37	43.82	33	42.77	130	15.14	12.54	3.9	NW OFF KYUSHU
8	2014	12	19	17	49	44.21	33	17.04	131	25.01	8.00	2.6	NORTHERN OITA PREF
9	2015	4	8	8	51	25.61	33	36.14	132	32.07	46.84	4.1	IYONADA SETONAIKAI
10	2015	4	16	17	17	29.09	33	0.92	132	3.46	44.18	4.0	BUNGO CHANNEL
11	2015	5	29	12	57	37.59	32	50.35	132	7.10	39.52	3.5	HYUGANADA REGION
12	2015	5	30	20	23	2.28	27	51.65	140	40.95	681.71	8.1	W OFF OGASAWARA
13	2015	7	13	2	52	5.94	32	59.56	131	51.31	58.04	5.7	SOUTHERN OITA PREF
14	2015	7	24	17	53	35.46	33	23.39	132	23.54	44.27	4.6	BUNGO CHANNEL
15	2015	8	21	16	54	36.99	33	17.34	132	10.49	47.78	4.3	BUNGO CHANNEL
16	2015	8	26	7	51	36.26	32	6.44	131	51.88	34.38	5.2	HYUGANADA REGION
17	2015	11	4	0	55	39.01	32	39.99	132	0.64	35.70	4.0	HYUGANADA REGION

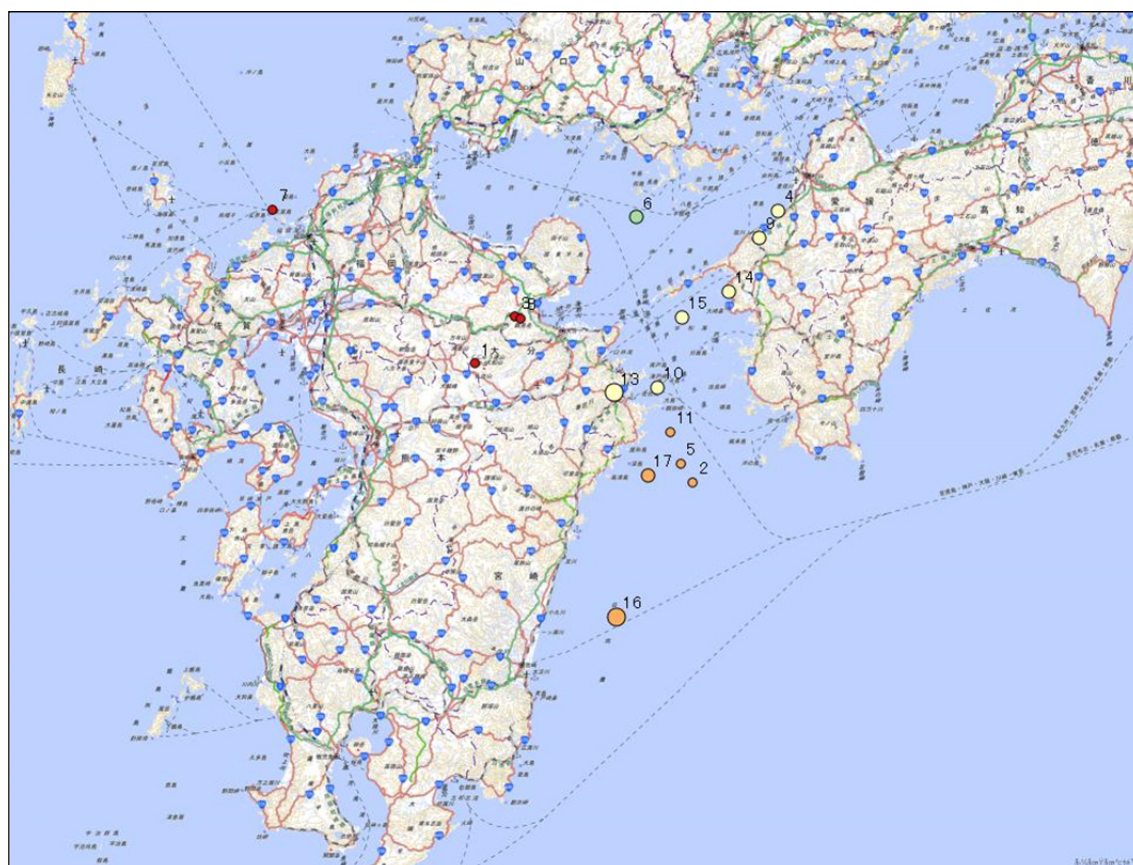


図 3.3.4-2 自治体震度計の地震波形記録を収集した地震の震央分布図（小笠原の深発地震を除く）

表 3.3.4-3 自治体震度計の地震記録収集状況

[illegible]

表 3.3.4-4 防災科研強震観測網 (K-NET、KiK-net) の地震記録状況 (表 3.3.4-3 の地震限定)

[illegible]

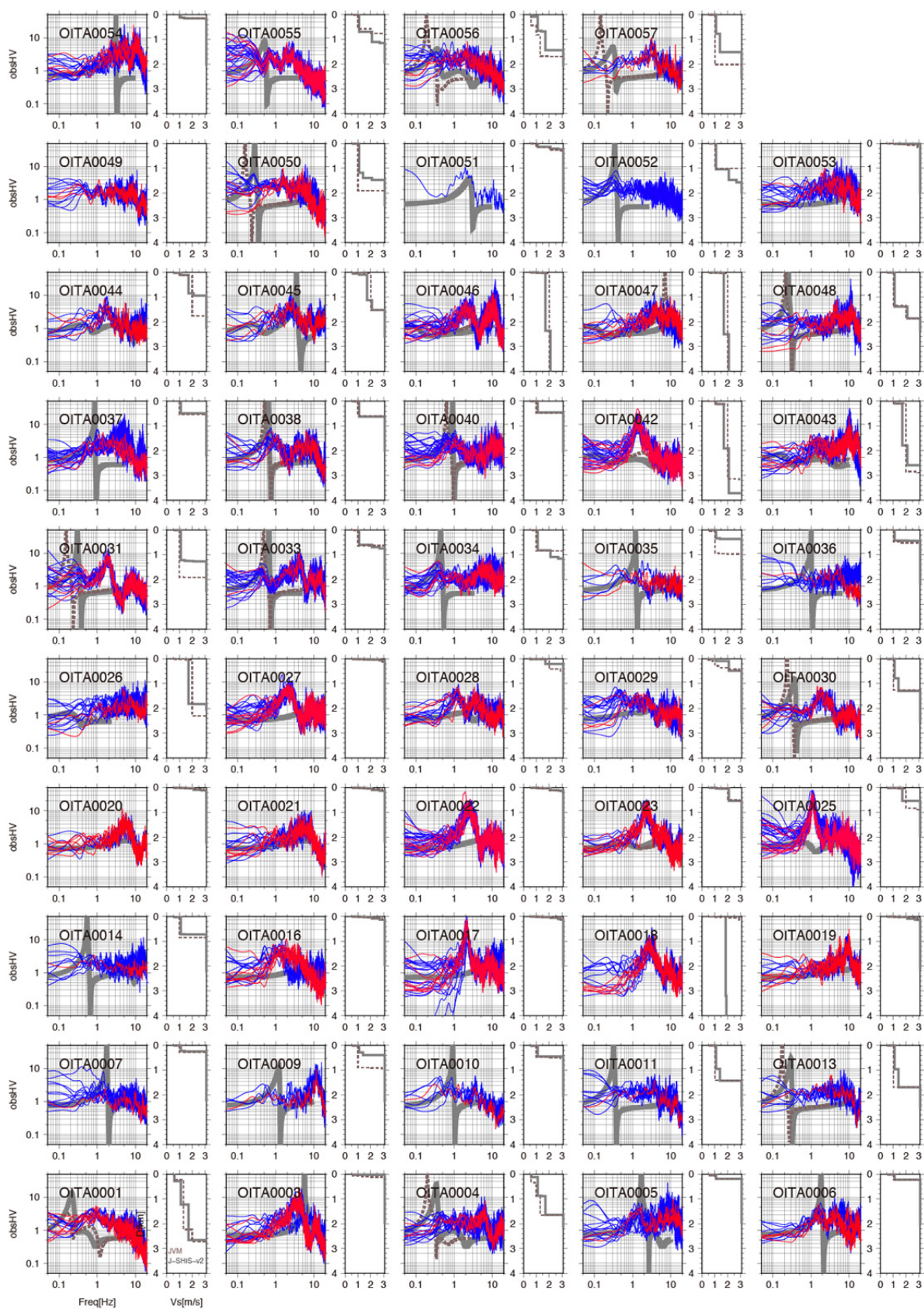


図 3. 3. 4-3 大分県自治体震度計の強震観測記録から求めた H/V スペクトル
(赤：2015 年度収集分、青：2014 年度収集分、灰：JSHIS-v2、茶：JVM モデル)

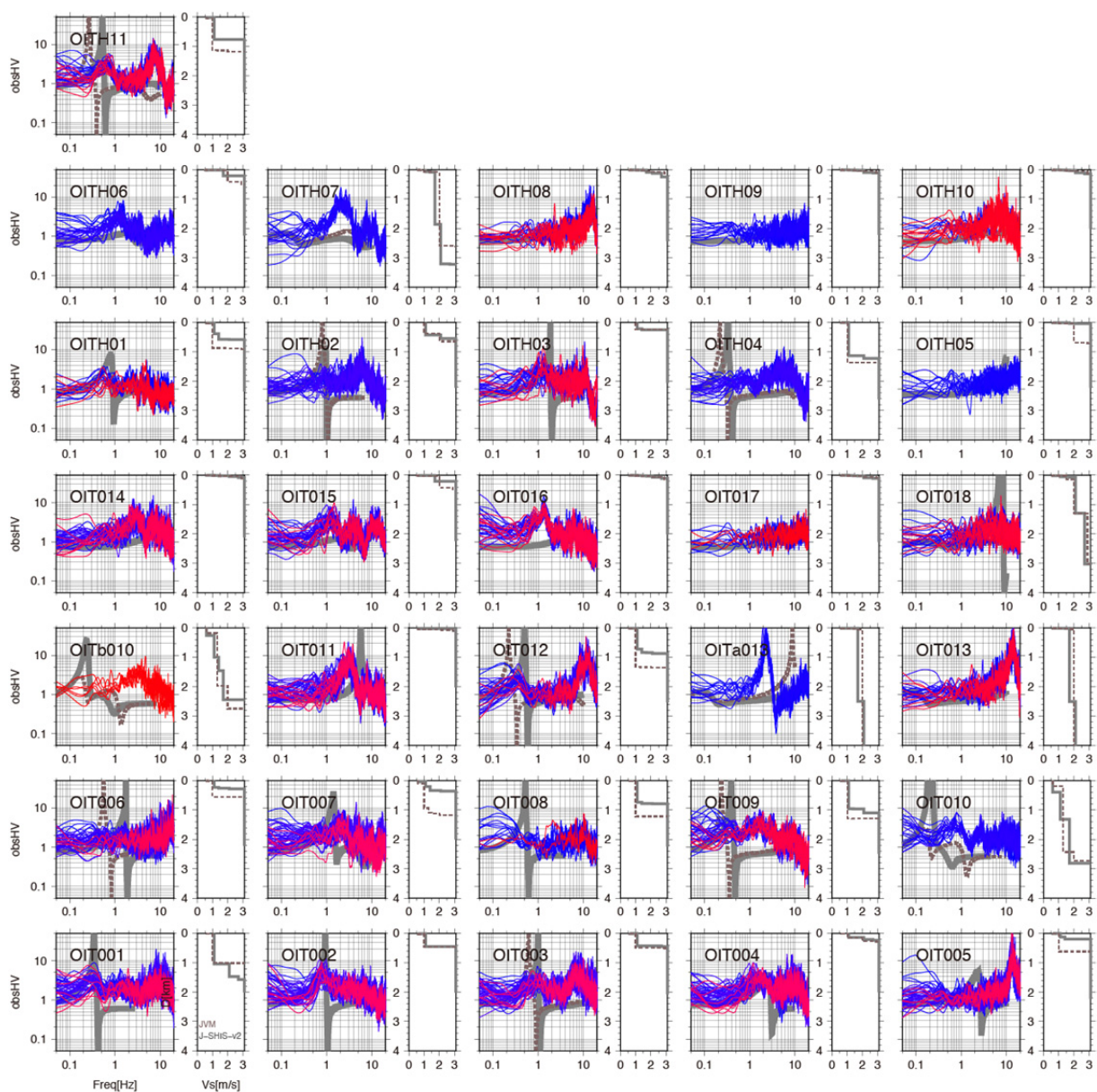


図 3.3.4-4 大分県内 K-NET, KiK-net の強震観測記録から求めた H/V スペクトル
(赤：2015 年度収集分、青：2014 年度収集分、灰：JSHIS-v2、茶：JVM モデル)

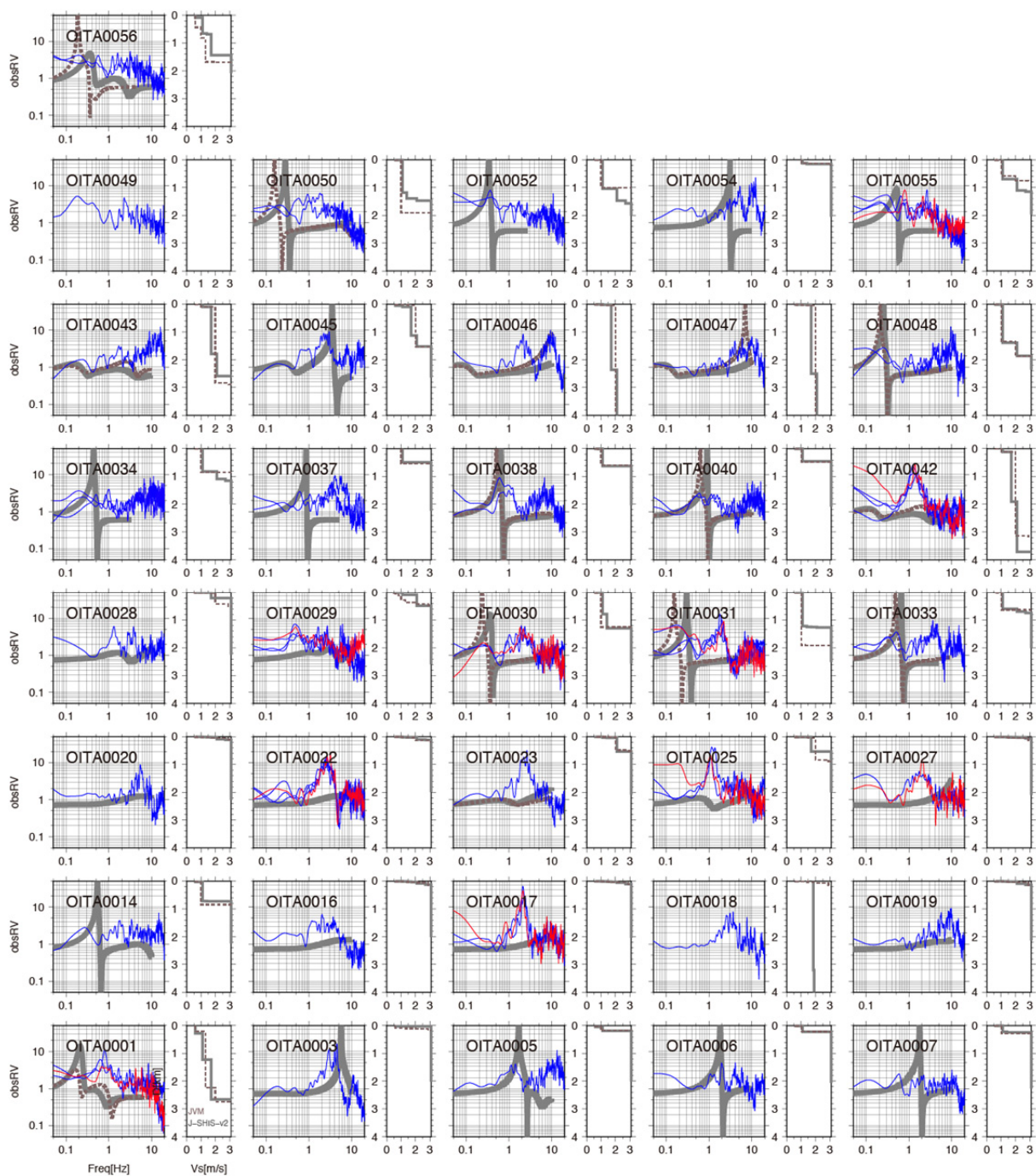


図 3.3.4-5 大分県自治体震度計の強震観測記録 R/V スペクトル

(赤：2015 年度収集分、青：2014 年度収集分、灰：JSHIS-v2、茶：JVM モデル)

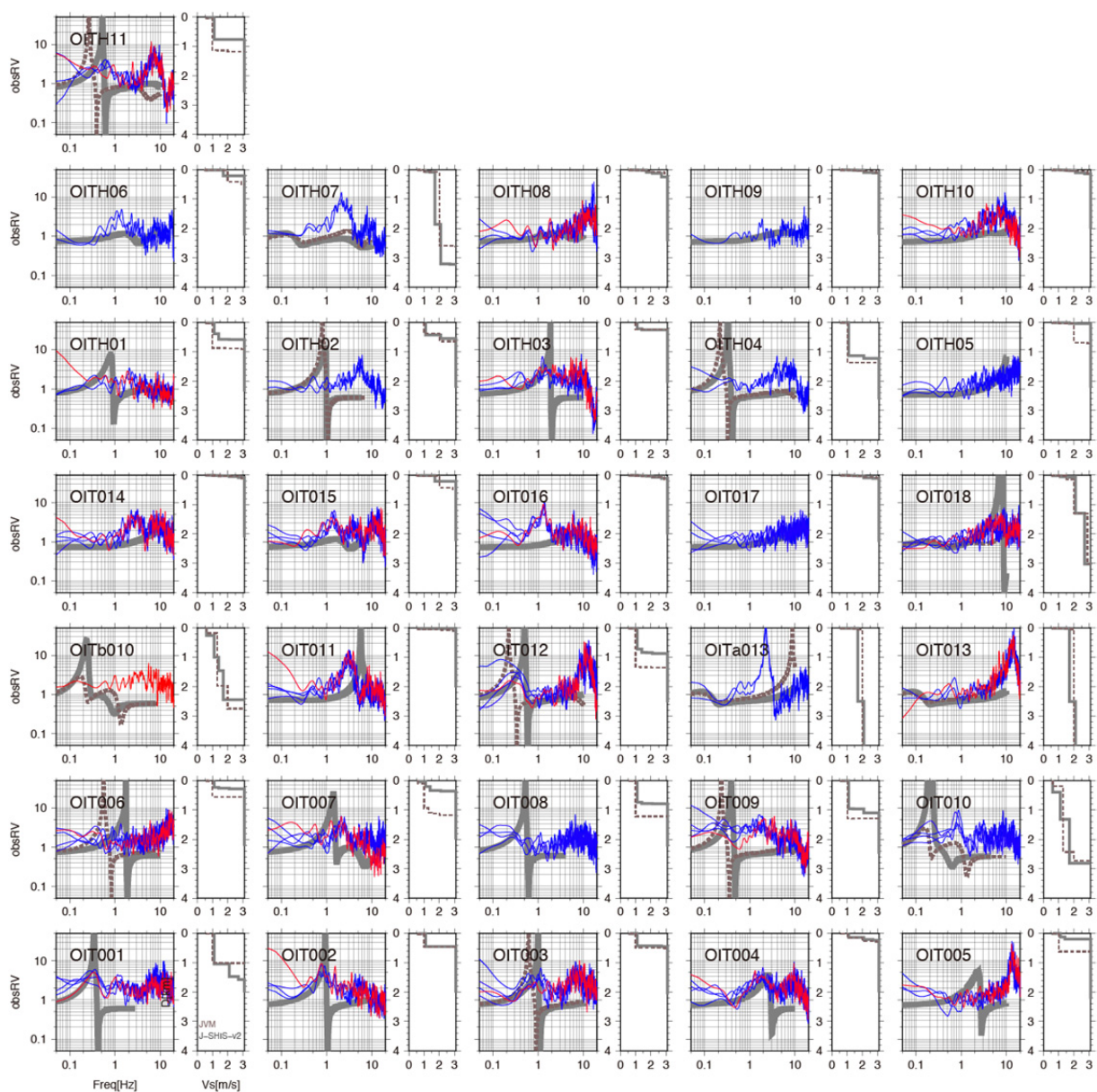


図 3.3.4-6 大分県内 K-NET, KiK-net 観測点の強震観測記録 R/V スペクトル
(赤：2015 年度収集分、青：2014 年度収集分、灰：JSHIS-v2、茶：JVM モデル)

5) 別府湾周辺域の速度構造モデルの作成

a) 深部地盤モデルの修正

別府—万年山断層帯の地震動予測の高度化のため、別府湾周辺の地盤構造モデルを改良する。別府湾を含む大分県域の地盤構造モデルは、大分県(2008)で作成されたのち、地震本部モデルとの接続を考慮して大分県(2012)で地震基盤の S 波速度に変更が加えられた。表 3.3.5-1 に J-SHIS-v2 モデル（藤原ほか、2012）の地盤物性値一覧および大分県モデルで用いられている物性値を示す。大分県域の地盤構造の S 波速度は、地震基盤相当 3.2km/s, 付加体 2.7 km/s, 大野川層群下部 2.1 km/s, 大野川層群上部 1.7 km/s, 碩南層群 1.4 km/s, 大分層群 1.1 km/s, 大分層群上部および段丘礫層 0.6 km/s となっている。

表 3.3.5-1 大分県(2012)による深部地盤モデルの物性値一覧

No	Vs(km/s)	Vp(km/s)	$\rho(\text{g/cm}^3)$	地質との対応
1	0.35	1.7	1.8	
2	0.5	1.8	1.95	
3	0.6	2	2	大分層群（上部），段丘礫層
4	0.7	2.1	2.05	
5	0.8	2.2	2.07	
6	0.9	2.3	2.1	
7	1	2.4	2.15	
8	1.1	2.5	2.15	大分層群，豊肥火山岩類相当
9	1.3	2.7	2.2	
10	1.4	3	2.3	碩南層群相当
11	1.5	3	2.25	
12	1.7	3.2	2.3	大野川層群（上部）相当
13	1.8	3.6	2.35	
14	1.9	2.7	2.35	
15	2	3.5	2.35	
16	2.1	4	2.4	大野川層群（下部）相当
17	2.1	4	2.4	
18	2.4	4.2	2.45	
19	2.7	5	2.5	付加体
20	2.9	5	2.6	
21	3.1	5.5	2.6	三波川変成岩類、領家変成岩・花崗岩類
22	3.2	5.5	2.65	三波川変成岩類、領家変成岩・花崗岩類

大分県(2008)では、基盤を 3.1 km/s としていたが、J-SHIS v2 との接続を考慮し、地震基盤を 3.2 km/s としている。

Itoh et al. (2014) は別府湾の音波探査データを再解析し、別府湾域の主要な地質境界深度を求めた（図 3.3.5-1）。この地質境界深度を深部地盤モデルに反映する。この際、基盤岩類は $V_s=3.2$ km/s 層，碩南層群は $V_s=1.4$ km/s 層，日出火山岩類は $V_s=1.1$ km/s 層に相当するとして、各速度層の上面深度を修正した（図 3.3.5-2）。深度を修正した地盤構造モデルの検証のため、別府湾周辺の K-NET 観測点における地震動の R/V スペクトルおよび本重点調査による大半径微動アレイ探査の観測位相速度と理論値の比較を行った（図 3.3.5-3～図 3.3.5-6）。大分平野内は観測結果と理論値が概ね整合する。一方、別府扇状地および別府湾北部域は地盤モデルの更なる修正が必要であることがわかった。

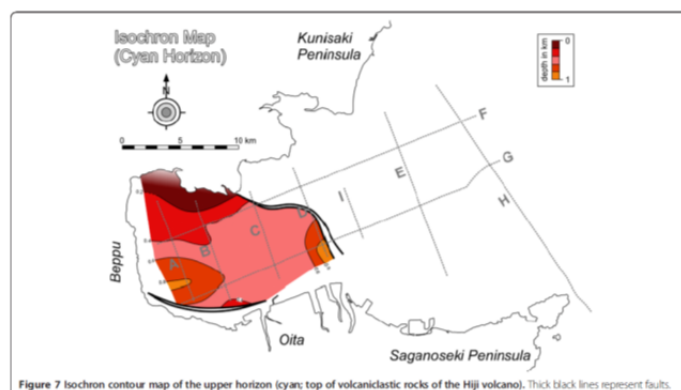
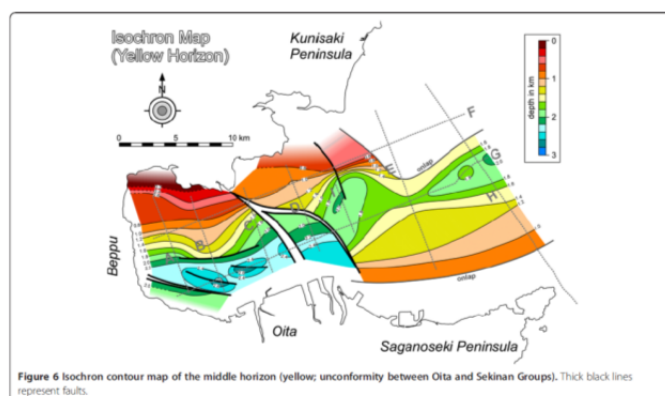
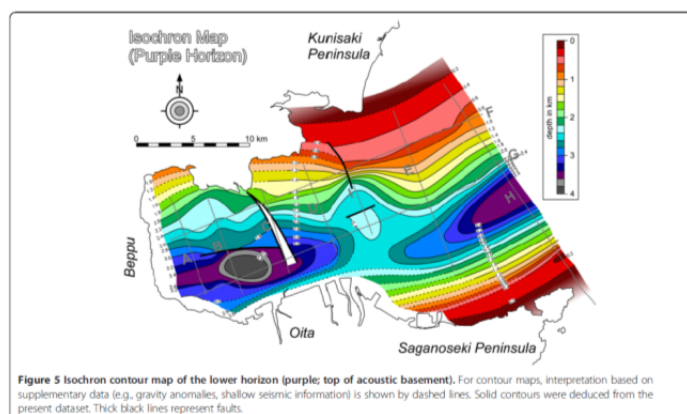


図 3.3.5-1. Itoh et al.(2014)による地質境界深度
(上から、基盤岩類，碩南層群，日出火山岩類上面深度)

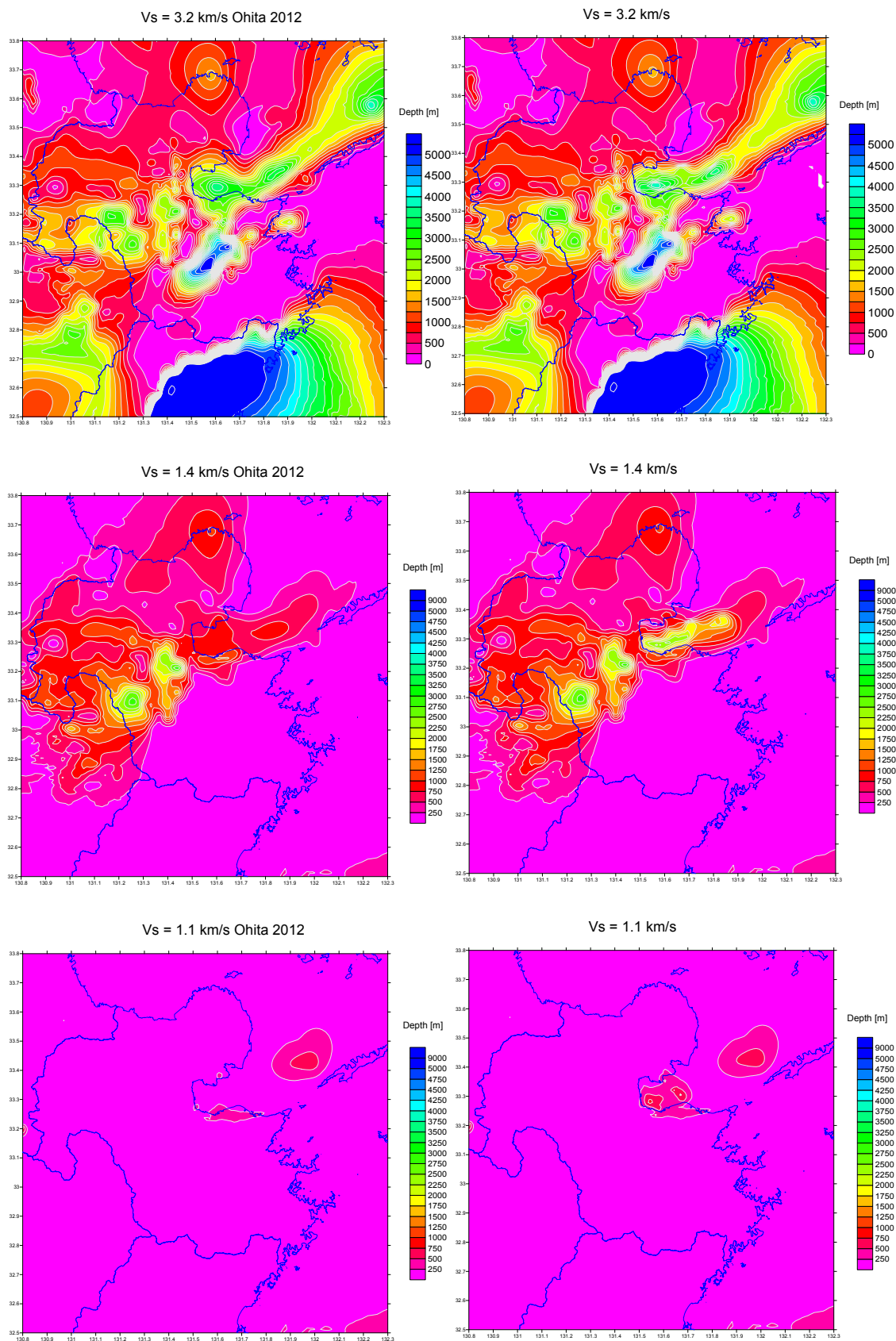


図3.3.5-2 修正した上面深度分布（左：修正前，右：修正後）
（上から $V_s=3.2\text{km/s}$, $V_s=1.4\text{ km/s}$, $V_s=1.1\text{km/s}$ 層上面深度）

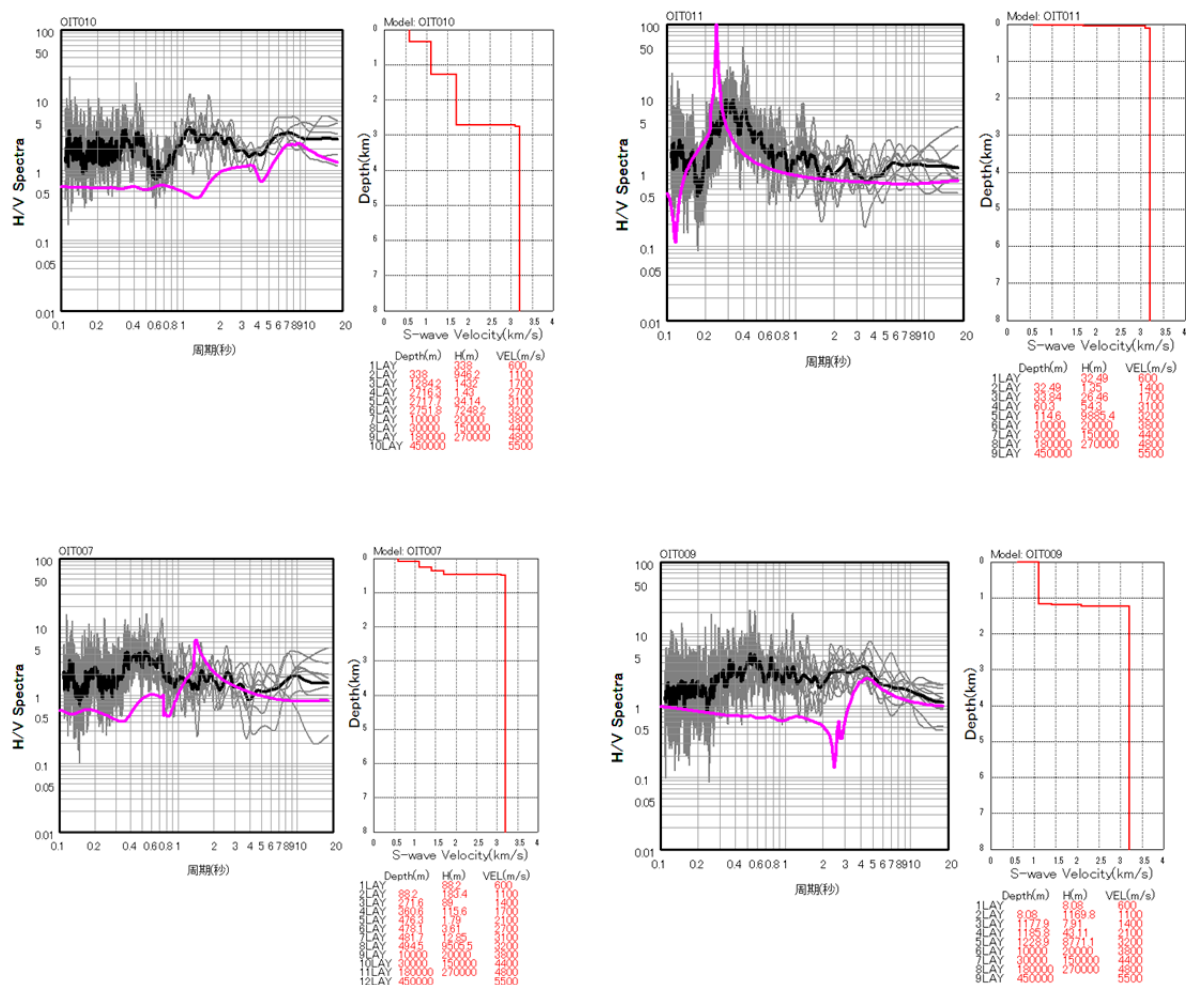
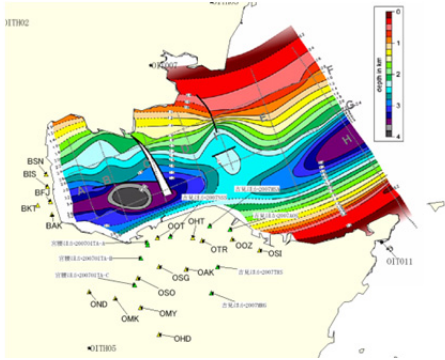
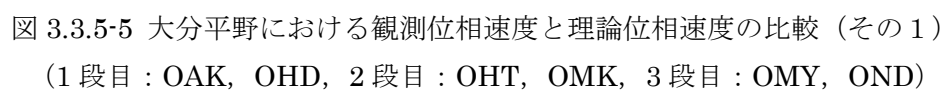


図 3.3.5-3 K-NET 観測点における地震動の R/V スペクトル（灰色・黒線）と理論 H/V スペクトル（赤線）の比較
（左上 OIT008, 右上 OIT011, 左下 OIT007, 右下 OIT009）



245



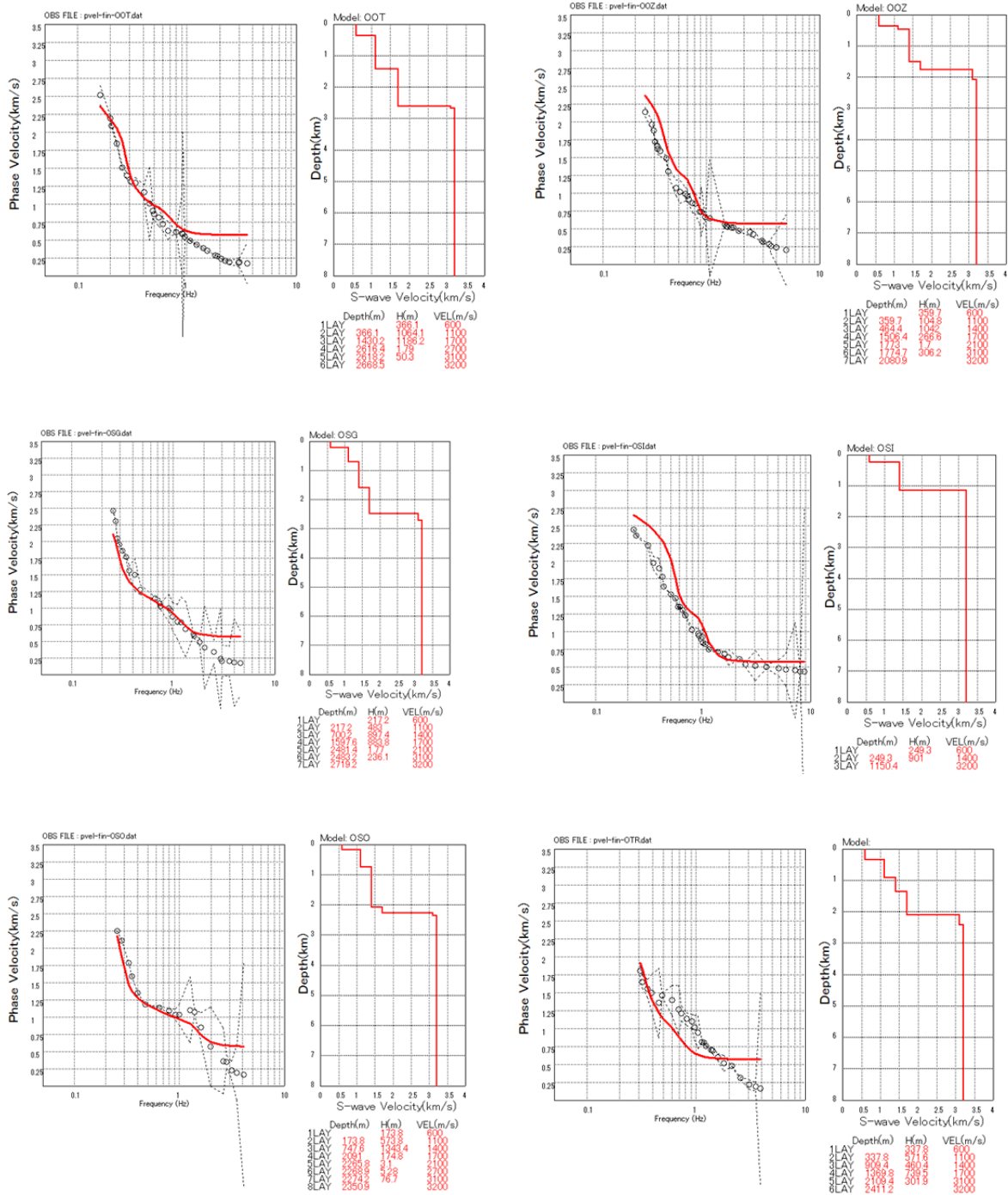


図 3.3.5-6 大分平野における観測位相速度と理論位相速度の比較（その 2）
（1 段目：OOT, OOTZ, 2 段目：OSG, OSI, 3 段目：OSO, OTR）

b) 浅部速度構造モデルの作成

i) 大分平野の初期地質モデルの作成

ア) 分布と層厚をモデル化する地層の選定

沖積低地内では、大分平野の沖積層の標準的な層序、層相区分や N 値の特徴にもとづき、図 3.3.5-7 右の欄に示す区分で地層をモデル化する。洪積台地では、段丘礫層と礫層下位の鮮新統～更新統の地層を区分する。おおむね N 値 50 以上を示し、工学的基盤に相当する地層は、沖積層中の基底礫層と鮮新統～更新統より下位の地層である。ボーリング柱状図では、後者は「岩」として記載されている場合もある。

更新統については、記載データが少ないため沖積層と区分することが難しい場合もあるが、沖積層の下位で沖積層とは別の堆積サイクルを構成する層ないし「岩」として記載されている層、台地の平坦面を構成し「段丘礫層」として区分できる層を区分した。



図 3.3.5-7 大分平野の沖積層の模式層序・モデル化における層区分（大分県，2001）

工学的基盤の地質構成については、既往文献や大分県による活断層調査（大分県、2001、2002）により、以下の点が明らかになっている。

・大分川西側では、府内断層を挟んで断層低下側では、沖積層下位に碩南層群（固結した砂岩・シルト岩）が出現する。断層隆起側では、これより形成時代の新しい大分層群が出現する（図 3.3.5-8）。このような地質時代の異なる地層の分布は、平成 26 年度の重点調査で得られた府内断層両側での精密重力異常分布からも読み取れる（図 3.3.5-9）。一方、大分川の東側では、沖積層下位に更新統が厚く分布することが確認されている（図 3.3.5-10）。

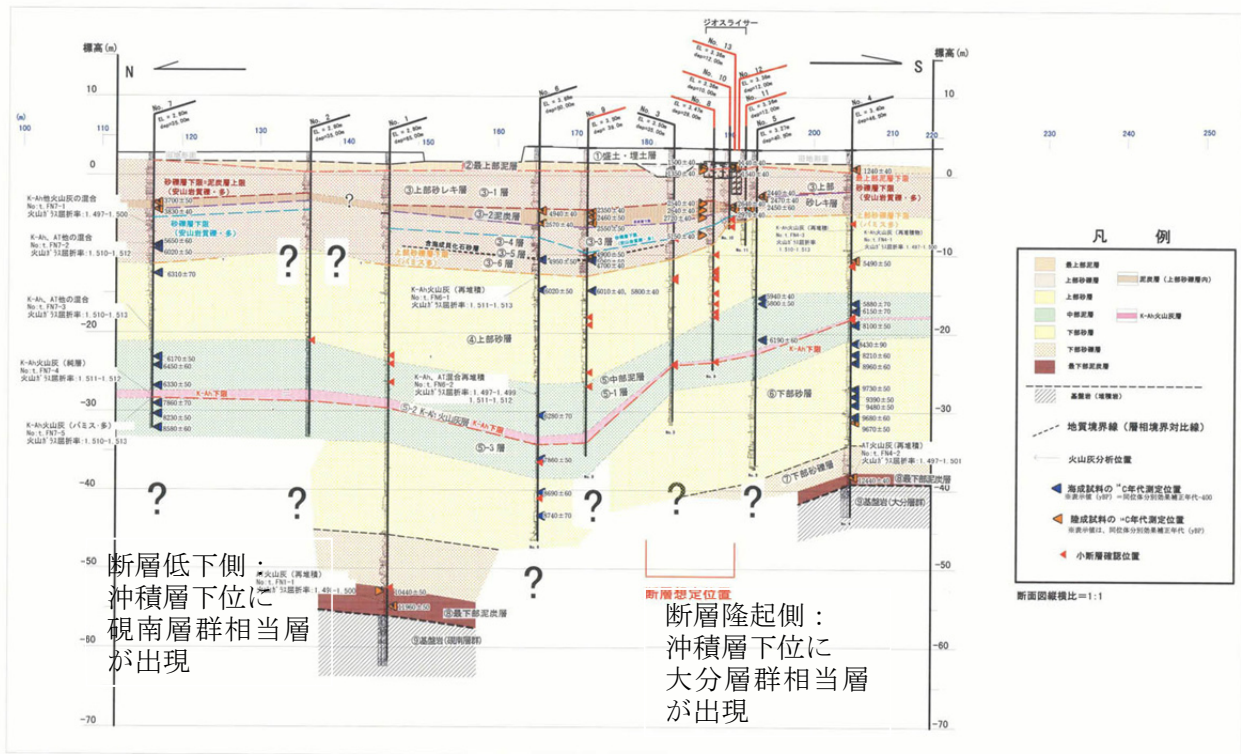


図5-2-2. 大分平野の層相区分断面図（府内城測線）

図 3.3.5-8 府内城址公園における府内断層を横断する地質分布断面（大分県、2001）

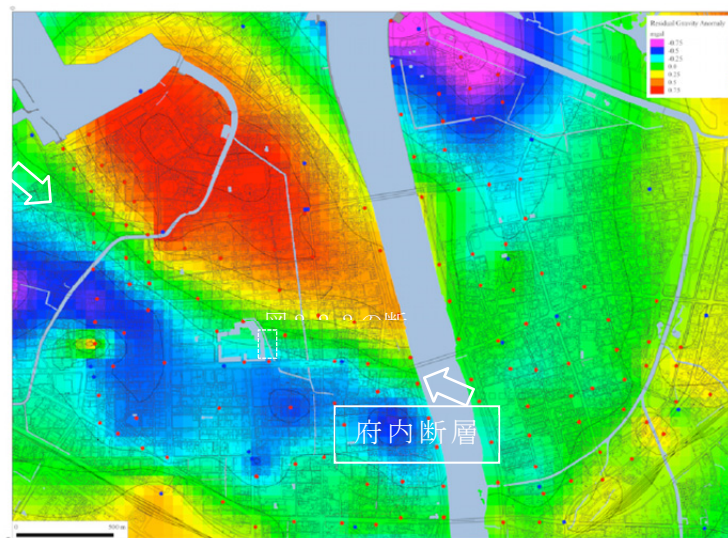


図 3.3.5-9 重力異常の2次傾向面残差の分布（本重点平成 26 年度報告書）

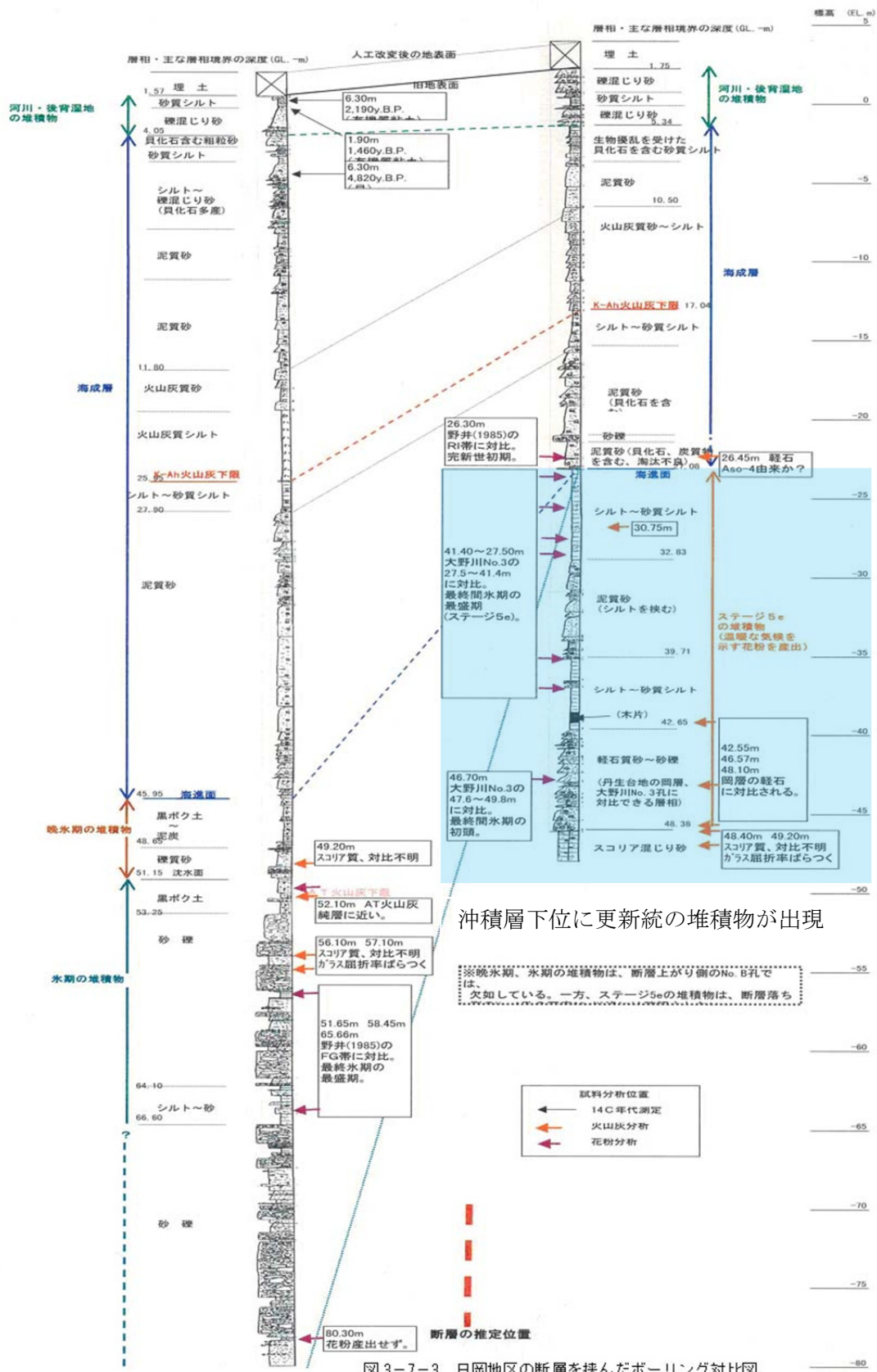


図 3.3.5-10 日岡地区における三佐断層を横断するボーリングの対比 (大分県,2002)

イ) モデル化に使用するデータ

地盤モデル作成には、本重点調査で収集・整理した既往ボーリングデータ（図 3.3.5-11）と既往の地質解析資料（後述）を用いる。

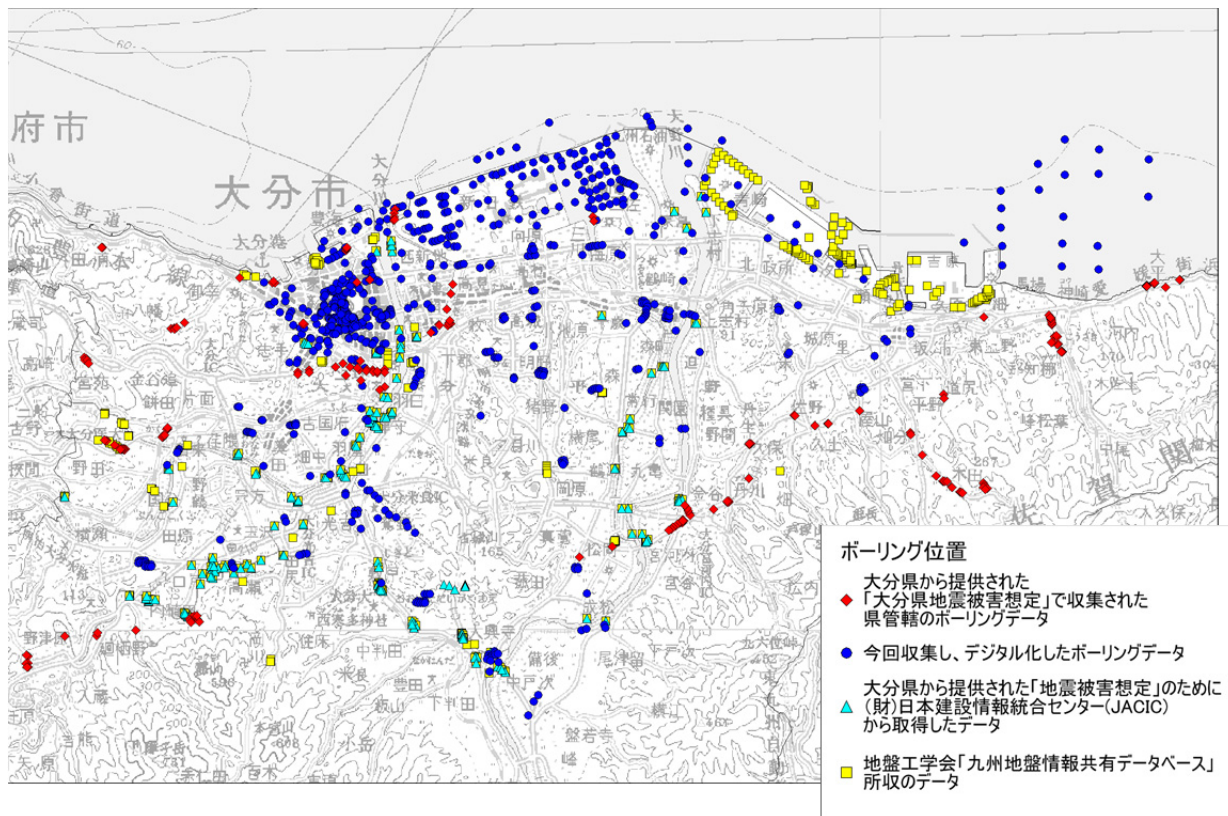


図 3.3.5-11(1) 大分平野における既往ボーリングデータの位置図（大分県、2013）

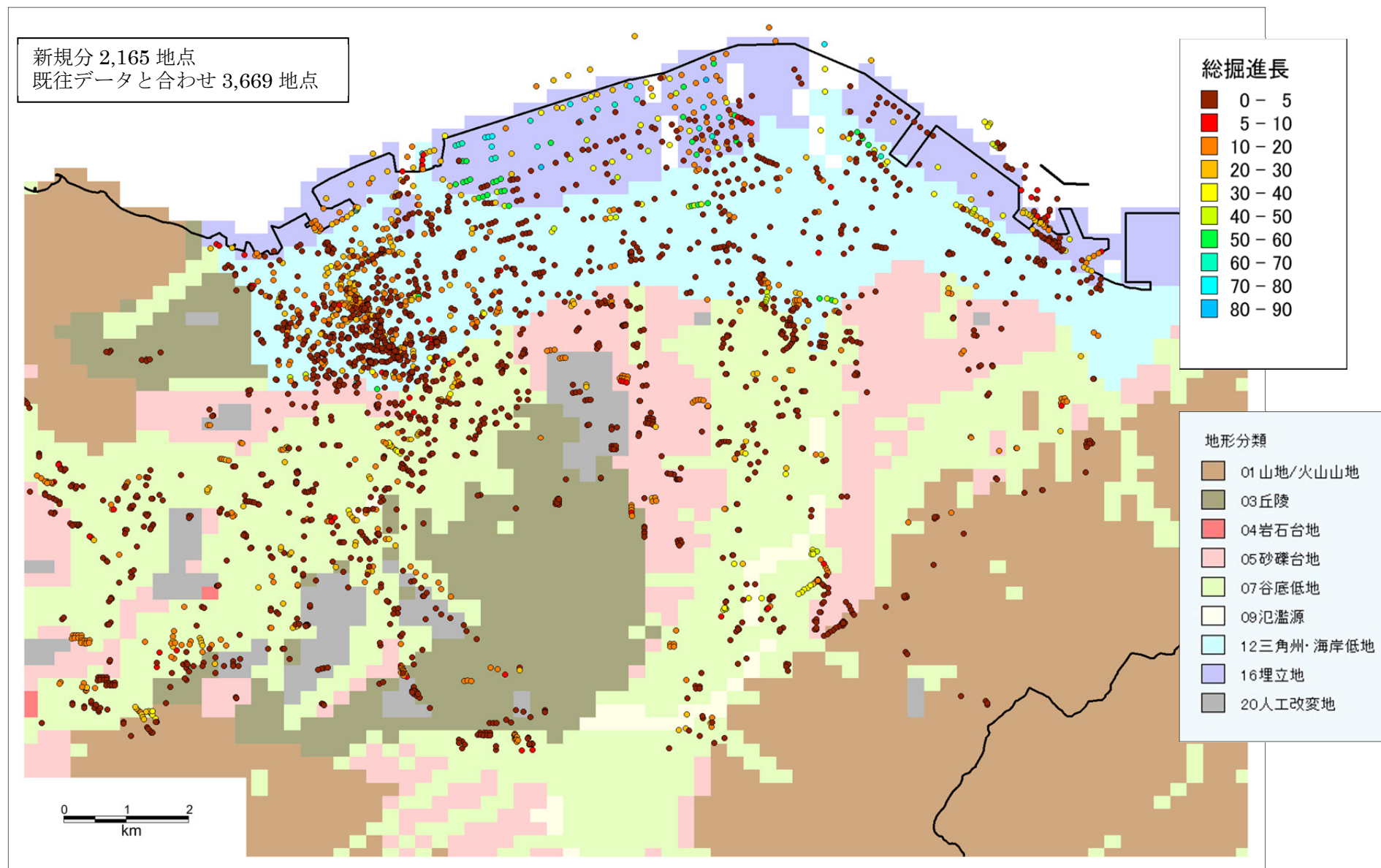


図 3.3.5-11(2) 今回収集したデータを含む大分平野のボーリング地点（掘進深度別）と地形分類（大分県、2013）

ウ) K-Ah 火山灰層のモデル化

K-Ah 火山灰層（鬼界-アカホヤ火山灰層）は、約 7,300 年前の九州南方の鬼界カルデラから噴出し、九州一円を覆った火山灰層であり（町田・新井,2003）、大分平野では海成粘性土層中に明灰色の層として挟まっている（図 3.3.5-12）。ボーリング柱状図では、「シラス」として記載されていることが多い。この層については、大分県による活断層調査（大分県、2000）において、ボーリング柱状図を基にした下面標高のコンター図が作成されている。この深度コンター図をモデルに取り込んだ（図 3.3.5-13）。

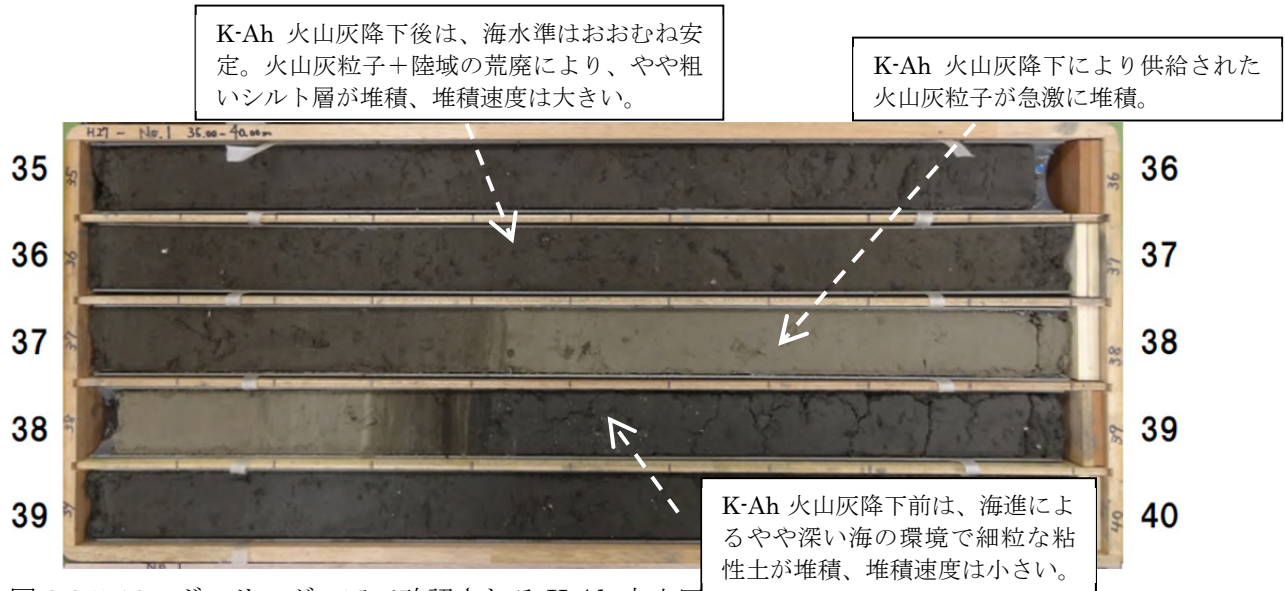


図 3.3.5-12 ボーリングコアで確認される K-Ah 火山灰層
(今年度重点調査で得られたコア：大分市中島地区)

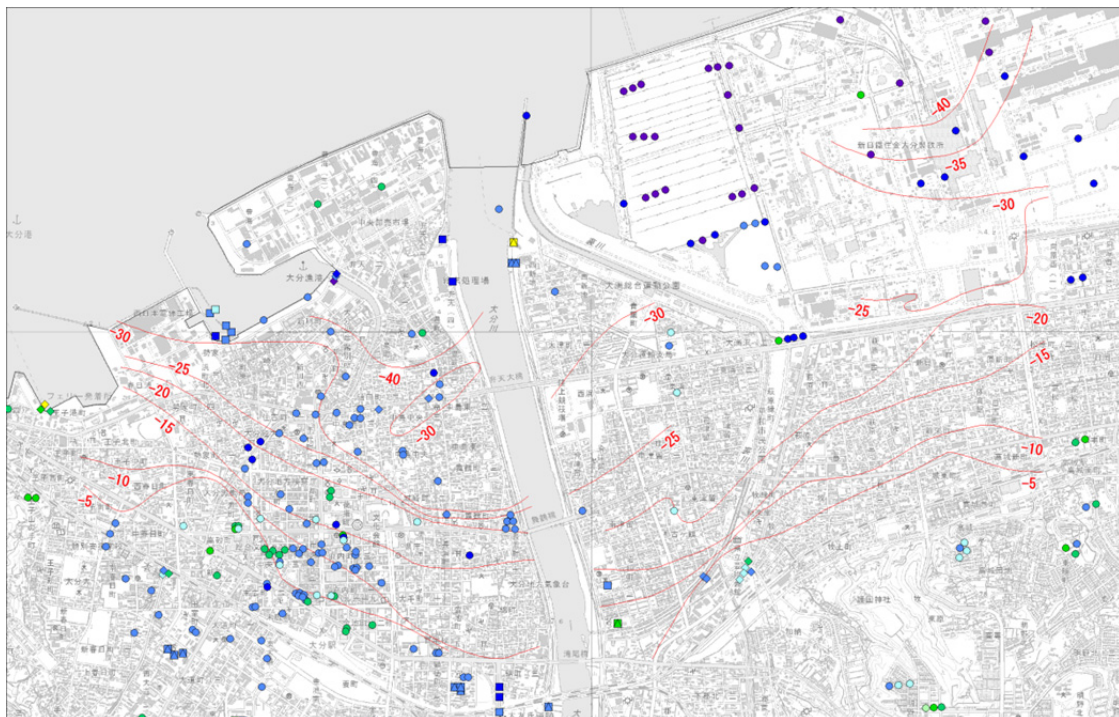


図 3.3.5-13 K-Ah 火山灰層の標高コンター図（大分県、2000）

エ) その他の地層の区分

既往のボーリング柱状図を層相とN値をもとに層区分し、さらにボーリング地点間を地質的な連続性を想定して補間して、連続した層構造を作成した。層構造の作成イメージを図 3.3.5-14 に示す。

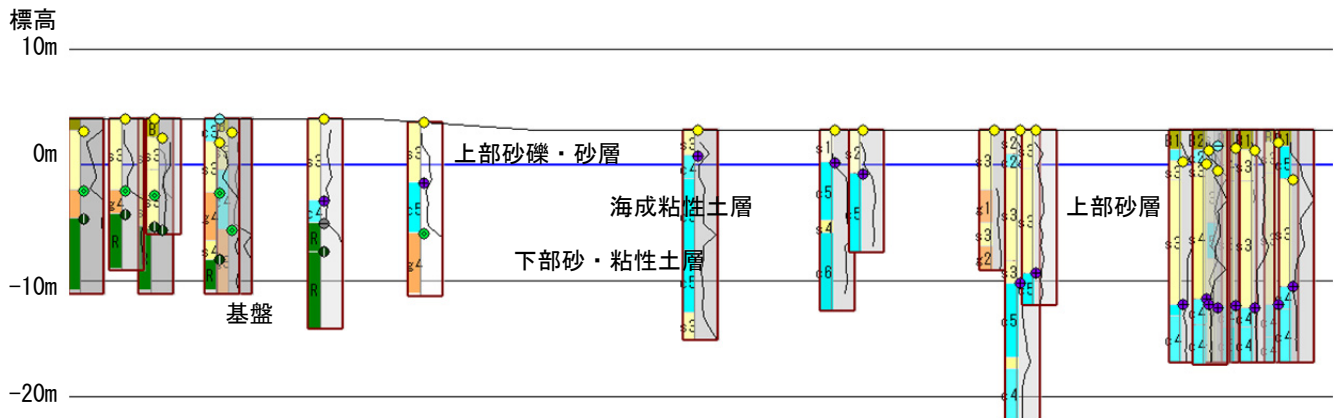


図 3.3.5-14 既往の柱状図をもとにした地層の区分例
(柱状図横の色丸は今回読み取った各層の上面)

オ) 各地層の N 値

地層区分毎のN値の深度分布、深度区分ごとのN値のヒストグラム（図 3.3.5-15(1)～(3)）および各層の平均N値の分布図（図 3.3.5-16(1)～(8)）を示す。大分平野における各層のN値の特徴は次のとおりである。

・沖積層

上部砂礫・砂層：深度増加に伴いN値が増加する傾向がある。深度 25m 以深ではN値 50 程度のデータもかなり多い。地域的なばらつきがみられる。

海成砂・粘性土層：N値はおおむね 20 以下であるが、深度増加に伴いN値が増加する傾向がある。地域的なばらつきはあまりない。

K-Ah 火山灰層：N値はおおむね 40 以下であり、上下の層位の海成粘土層よりも大きい。

下部砂・粘性土層：層相変化が大きく、N値もばらつく。深度が大きい場合でも小さいN値を示すことがある。

基底礫層：深度によらずおおむねN値 50 程度ないしそれ以上であり、地域的なばらつきは小さい。海岸付近の埋立地の一部でN値が小さい地域もある。

・更新統・段丘礫層：深度によらずおおむねN値 50 程度ないしそれ以上であり、地域的なばらつきは小さい。

・岩盤（鮮新統ないし更新統および以前の基盤岩）：深度によらずほぼN値 50 ないしそれ以上であり、地域的なばらつきは小さい。

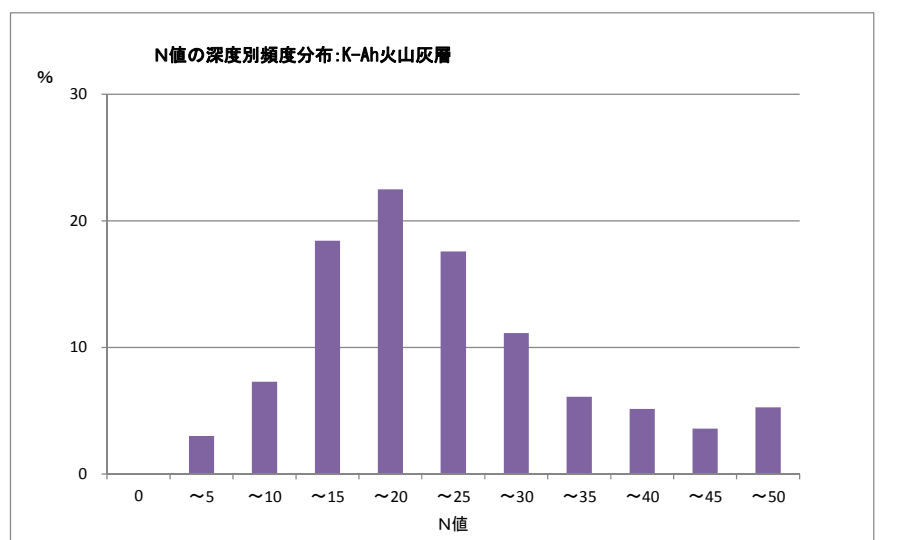
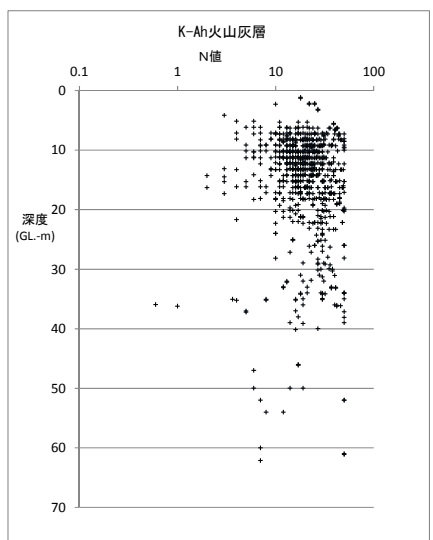
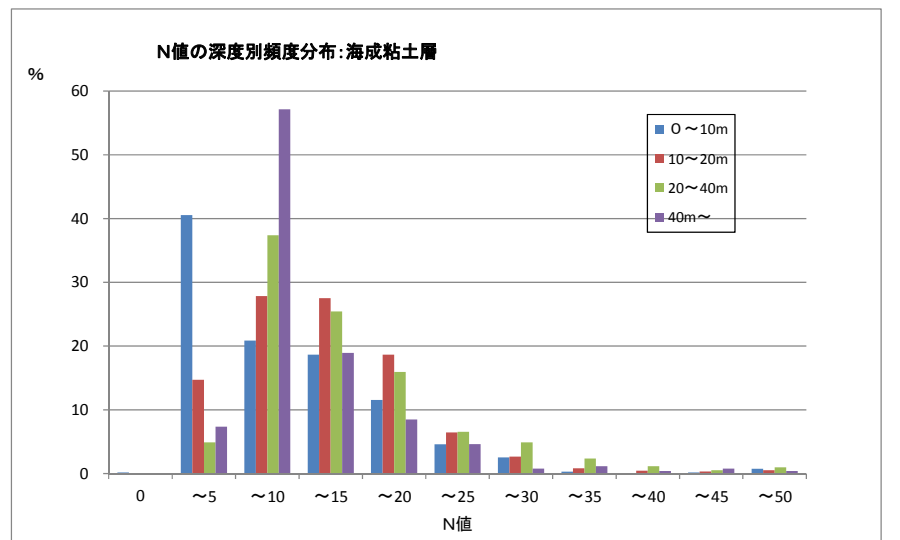
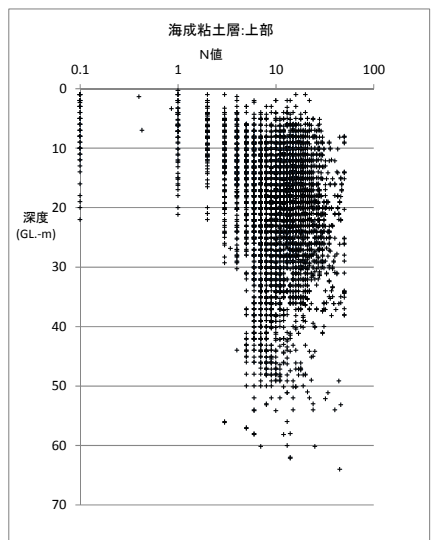
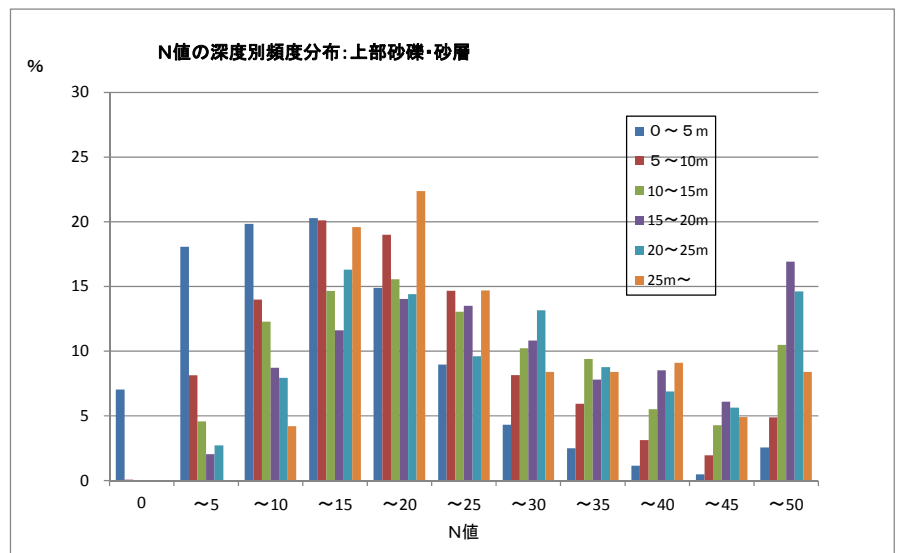
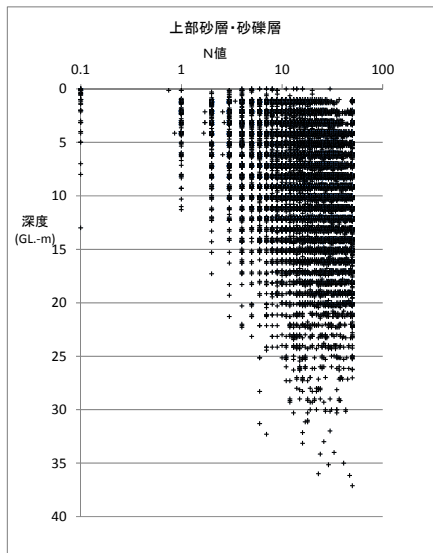


図 3.3.5-15(1) 地層区分毎のN値の深度分布と深度毎のN値ヒストグラム：沖積層

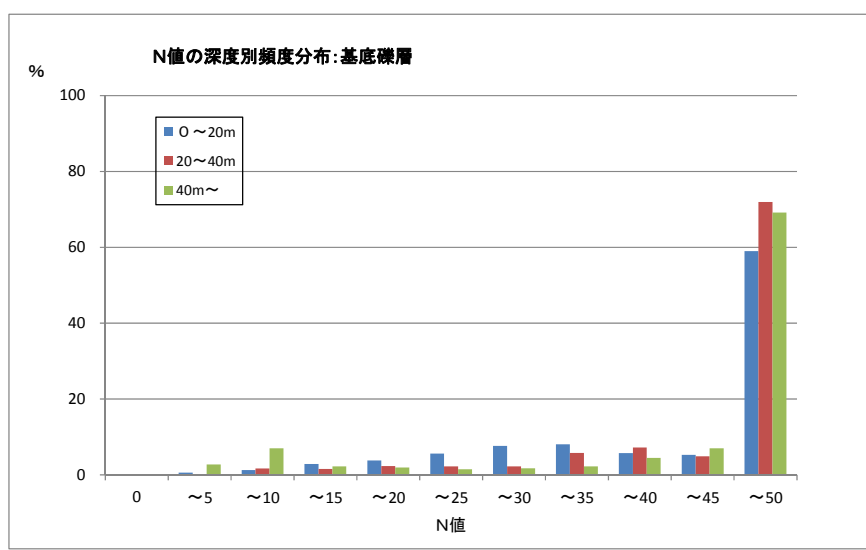
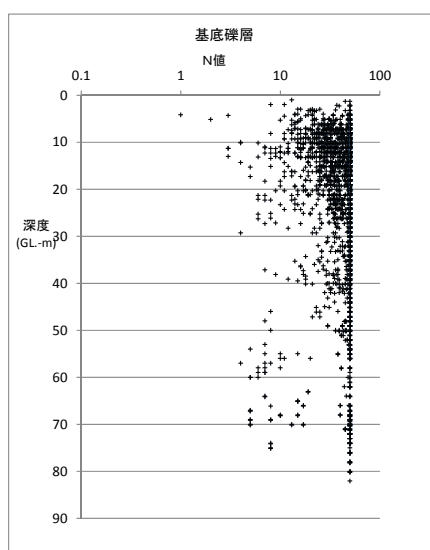
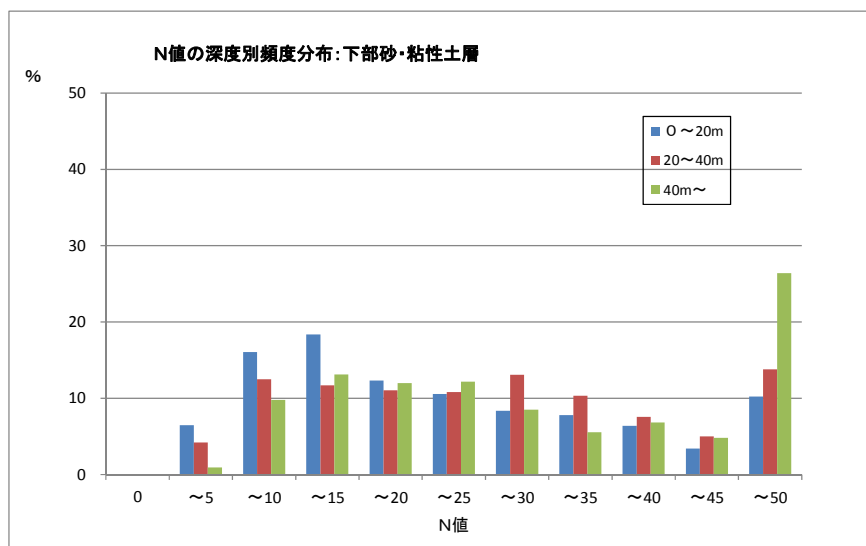
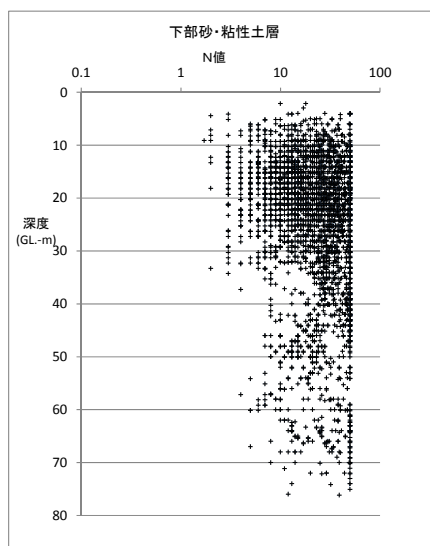
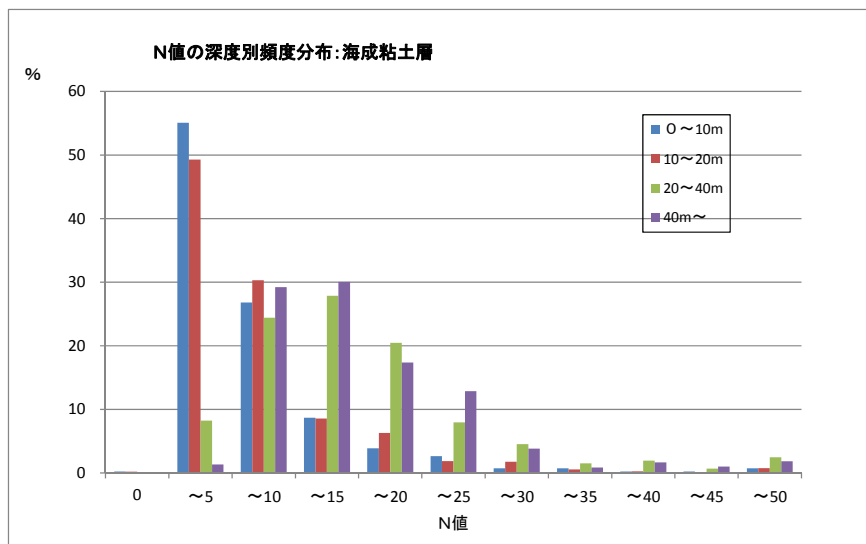
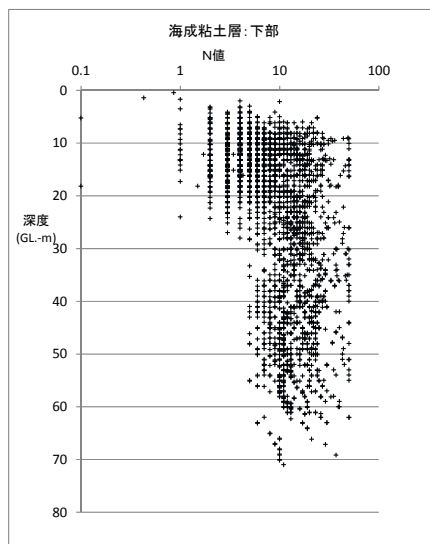


図 3.3.5-15(2) 地層区分毎のN値の深度分布深度毎のN値ヒストグラム：沖積層

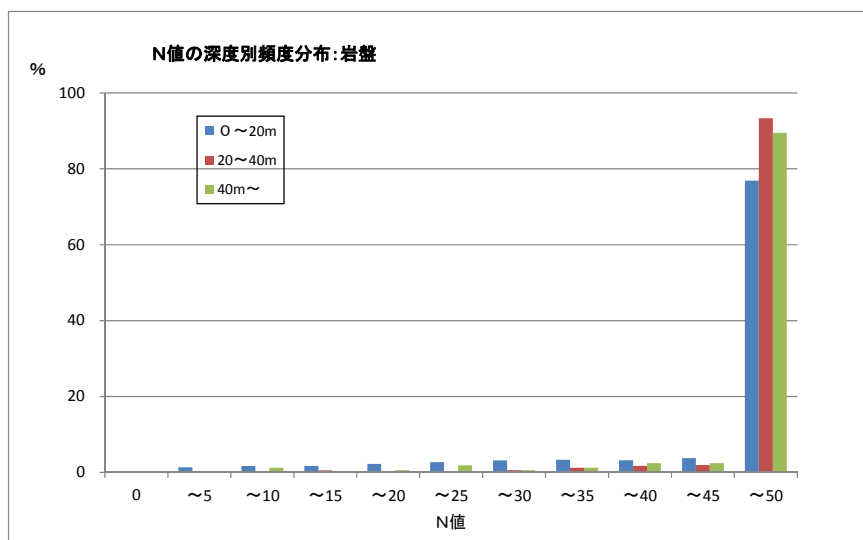
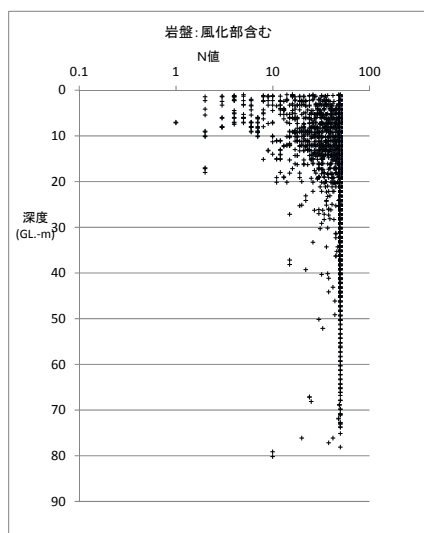
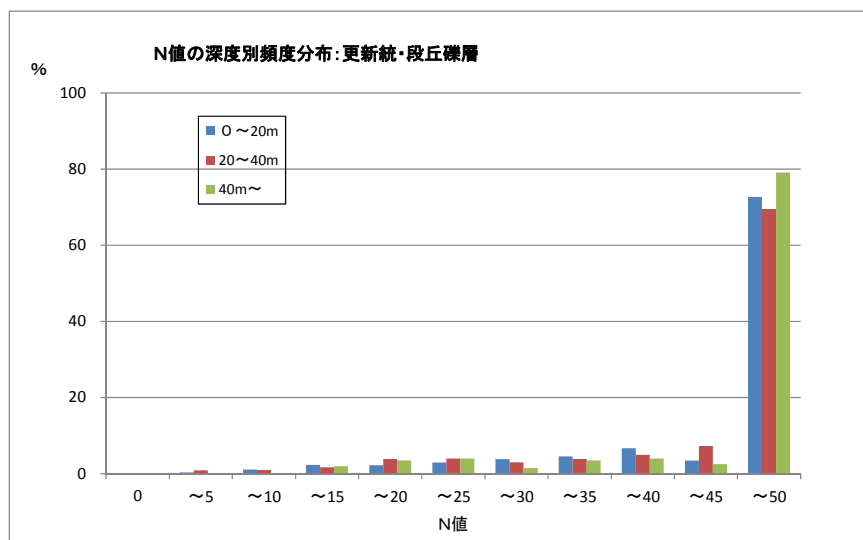
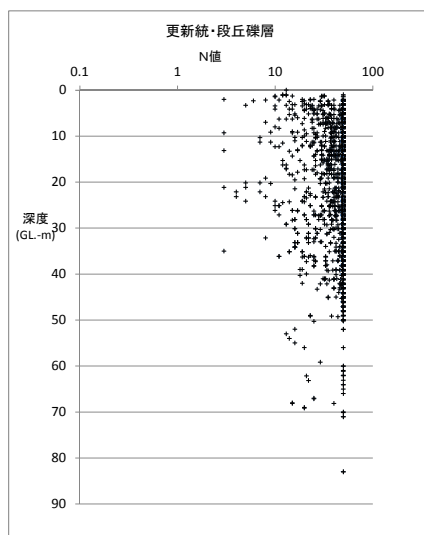


図 3.3.5-15(3) 地層区分毎のN値の深度分布深度毎のN値ヒストグラム：沖積層以外

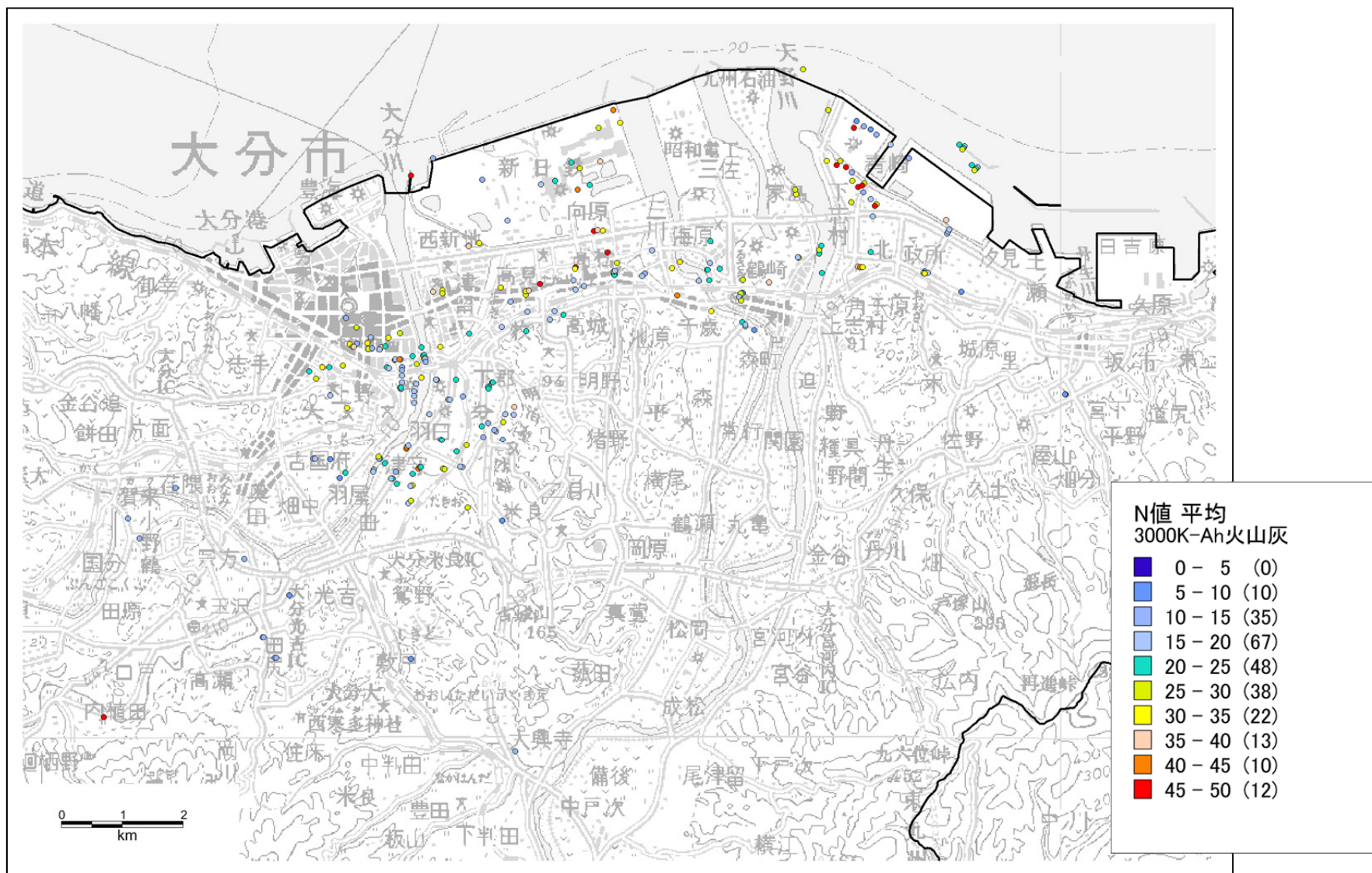


図 3.3.5-16(3) ボーリング地点の地層区分毎の平均N値の分布：K-Ah 火山灰層（厚さ 1 m以上）

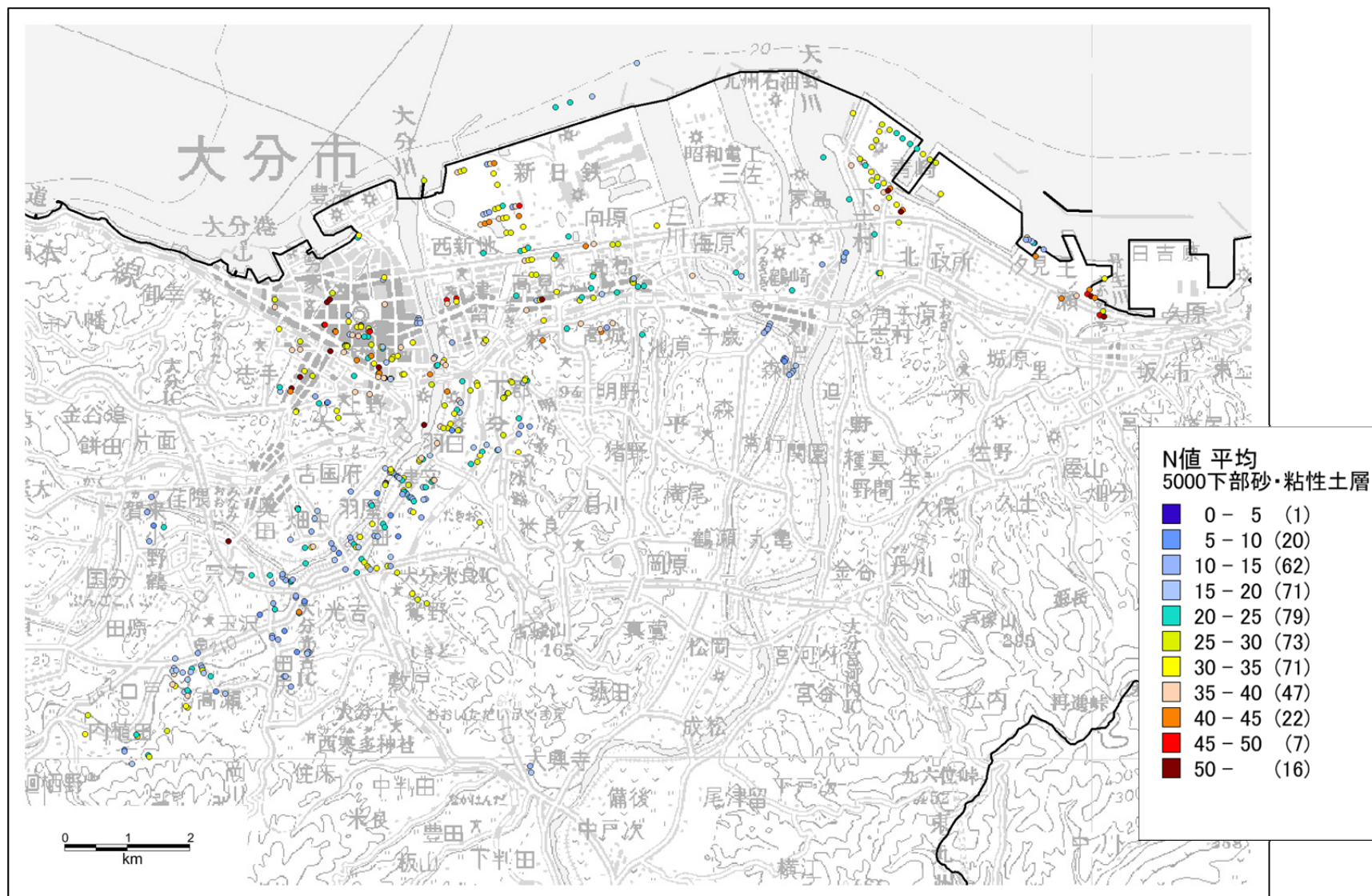


図 3.3.5-16(4) ボーリング地点の地層区分毎の平均N値の分布：下部砂礫・粘性土層

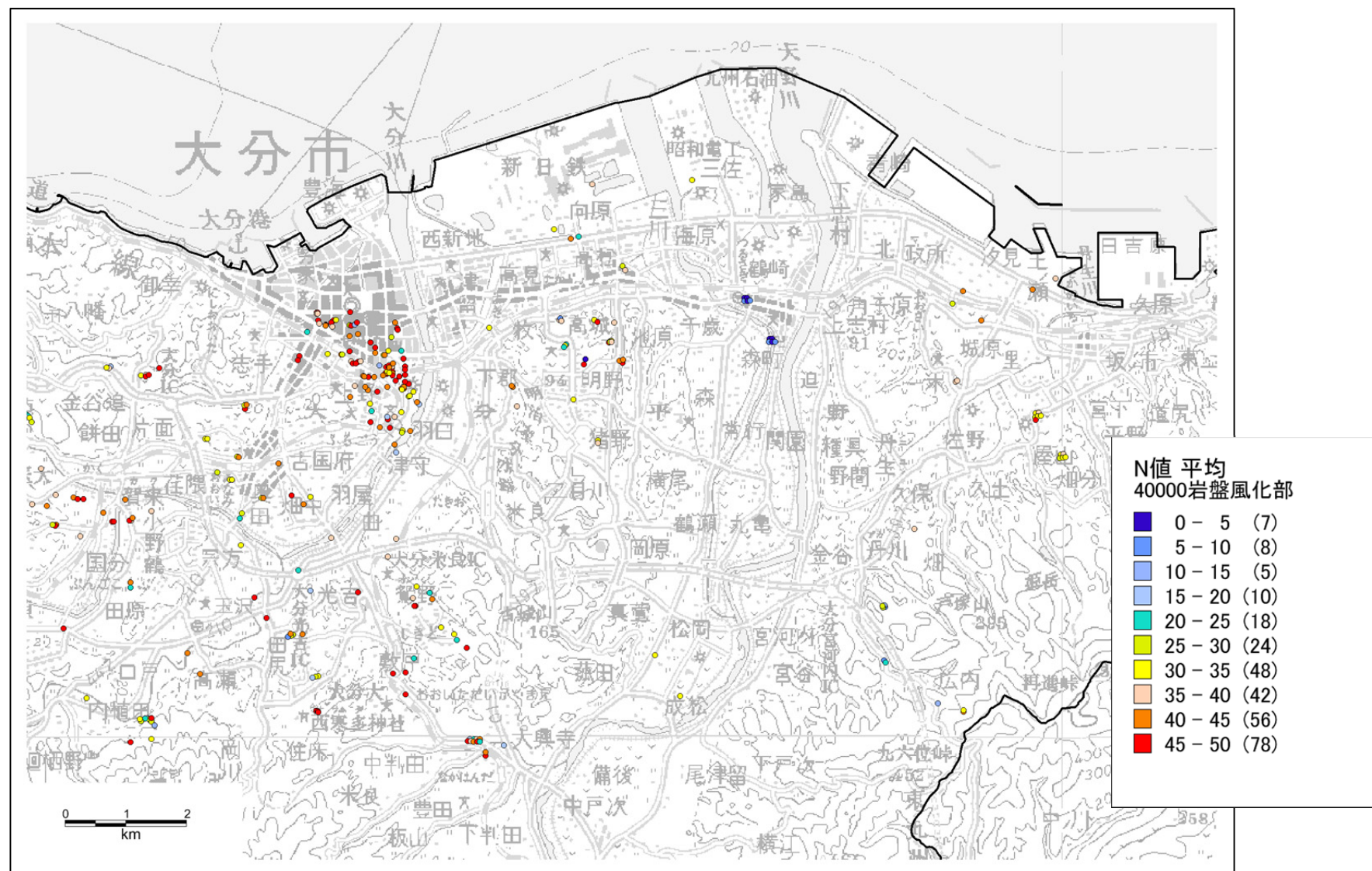


図 3.3.5-16(7) ボーリング地点の地層区分毎の平均N値の分布：岩盤の風化部

大分平野の沖積層を構成する地層はN値の変化が大きく、かつ一部の地層ではかなり不規則な変化を示す。地震動予測に用いる地盤モデルを構成する際は、これらの地層を慎重に取り扱う必要がある。今後、各層の層厚、分布深度、N値の分布傾向等を総合的に考慮してモデル化を進める予定である。分布やN値からみて、大分平野の浅層地盤のモデル化で注意すべき層は、次の2つであると考えられる。

- ・上部砂礫・砂層　：下位の海成砂・粘性土層よりもN値が大きく、いわゆる「逆転層」を成す。おおむね深度 20mより浅い深度に分布する（図 3.3.5-17(1)）。
- ・工学的基盤　：工学的基盤相当の沖積層中の基底礫層、更新統・段丘礫層および「岩」の上面は、おおむね深度 40m以浅であるが、最も深い場合には 70m付近まで達する場合がある（図 3.3.5-17(2)）。

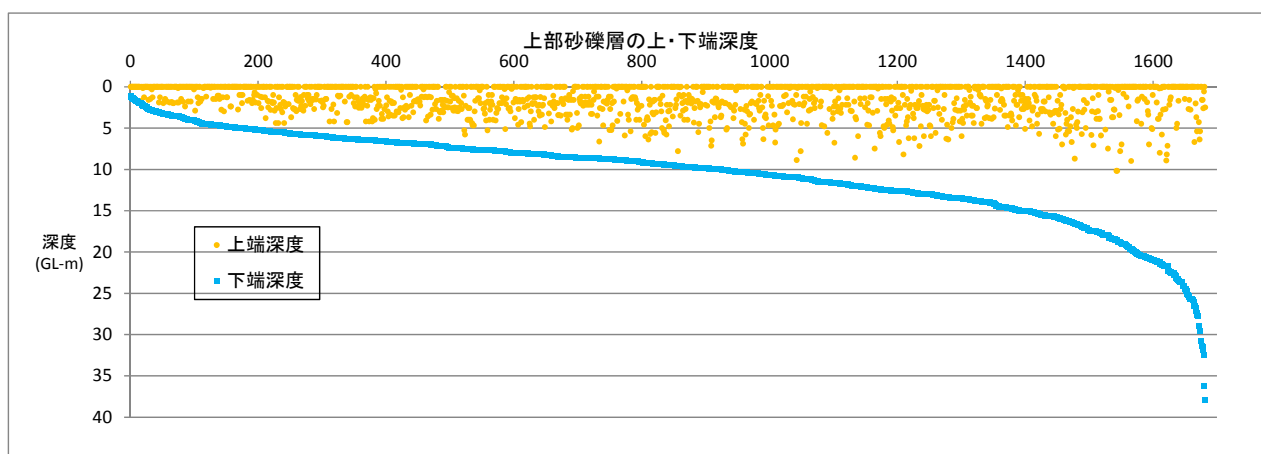


図 3.3.5-17(1) 上部砂礫・砂層の分布深度（下端深度が浅い順に並べてプロットした分布）

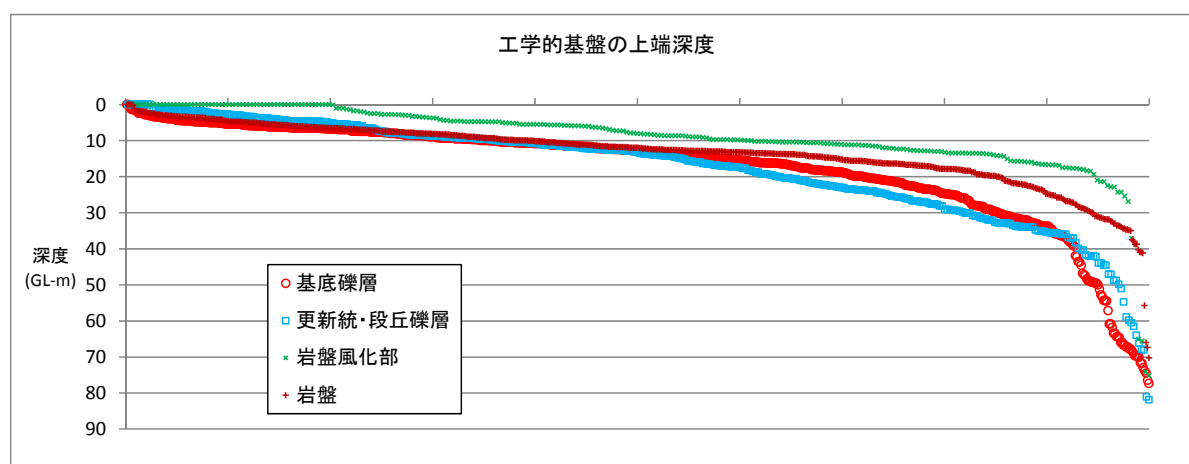


図 3.3.5-17(2) 工学的基盤相当層の分布深度（下端深度が浅い順に並べてプロットした分布）

ii) 別府湾海域の初期モデルの作成

別府湾海域については、本重点調査で実施された音波探査のデータを用いて、海底面や主要な反射面の標高分布がまとめられている（山田ほか,2015；図 3.3.5-18）。

このデータを基に、陸域の大分平野の地質分布と整合するように海域の沿岸部の地質構造を推定した（図 3.3.5-19, 図 3.3.5-20）。陸域と海域の地質区分は、表 3.3.5-2 のように対応させた。これをもとに陸域から海域にかけての地盤構造モデルを作成した。

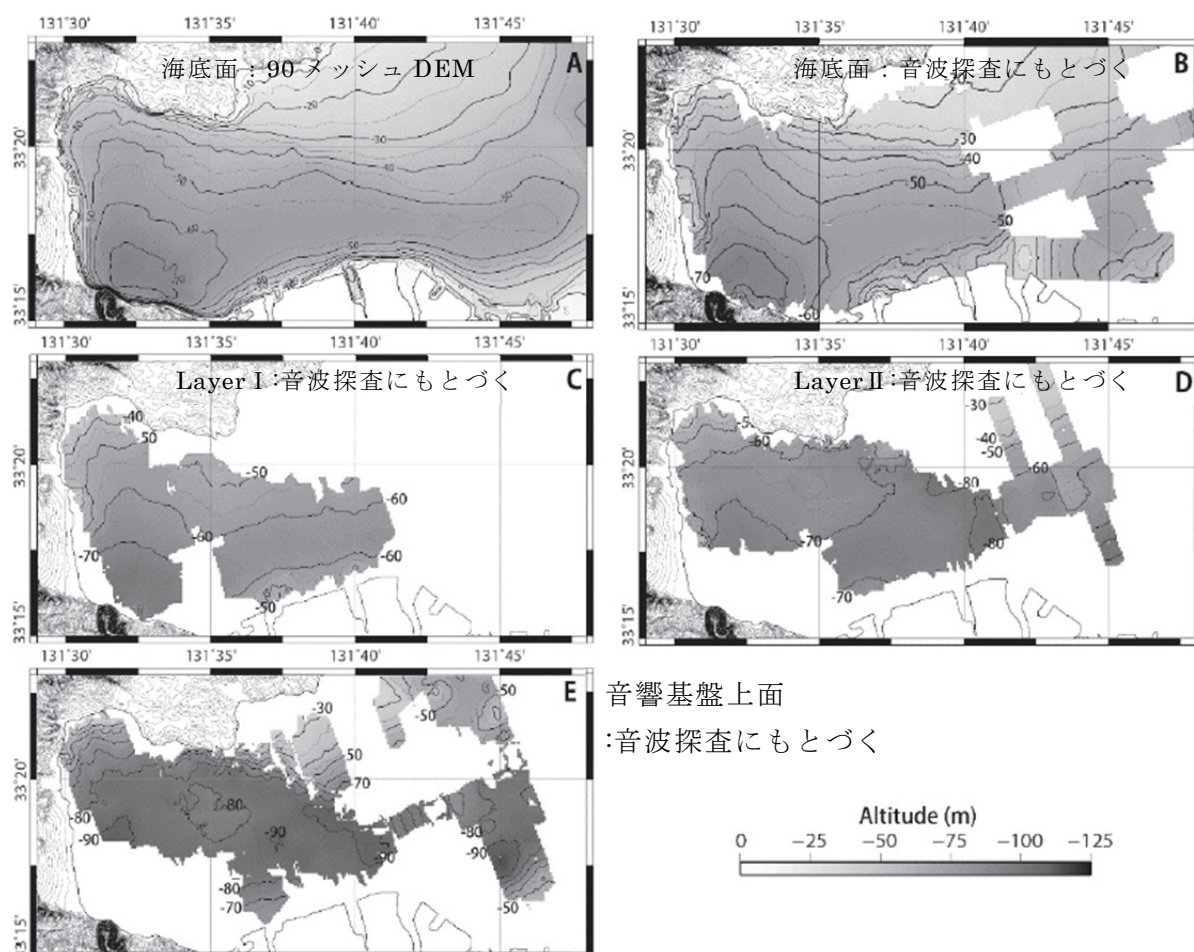
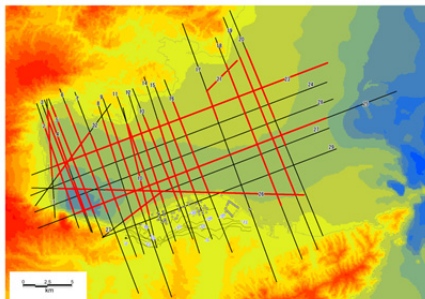


図 3.3.5-18 別府湾の海底地形・地層境界の標高分布（山田ほか,2015）

表 3.3.5-2 大分平野と別府湾の浅層地質構造のモデル化に使用する情報

モデル化の対象	大分平野	別府湾
地形面	DEM データ	音波探査に基づく海底面標高
上部砂層／海成粘土層境界	ボーリングデータ	データなし
K-Ah 火山灰層	コンターデータ	LayerII の標高
下部砂層／下部砂礫層境界	ボーリングデータ等	データなし
沖積層基底	ボーリングデータ等	音響基盤上面



測線位置図（背景は地形のDEMデータ）

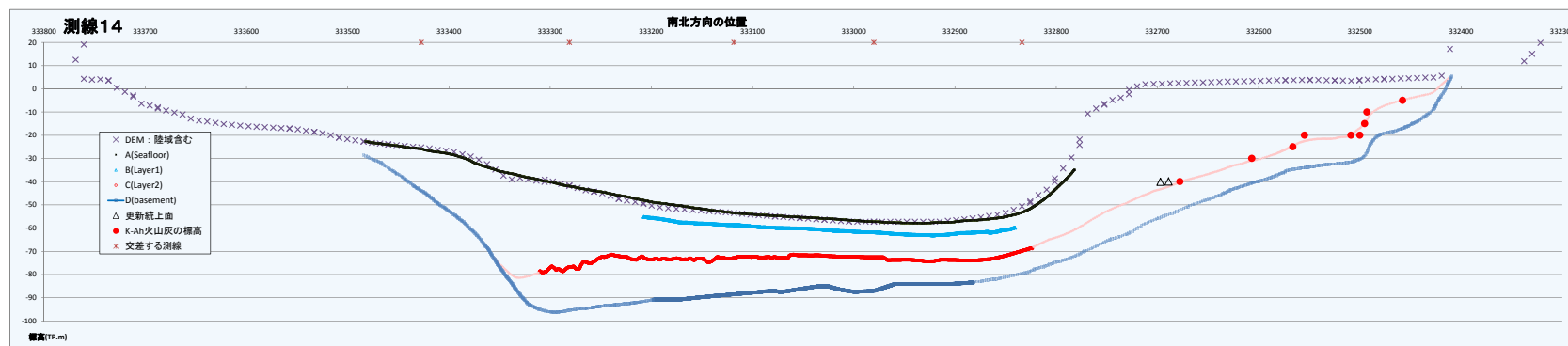
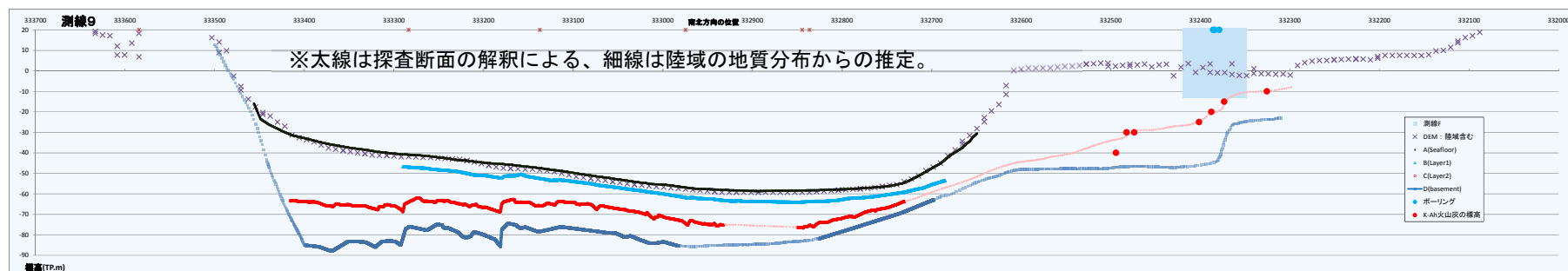


図 3.3.5-19 別府湾海域の音波探査測線断面図（図の左側が北）

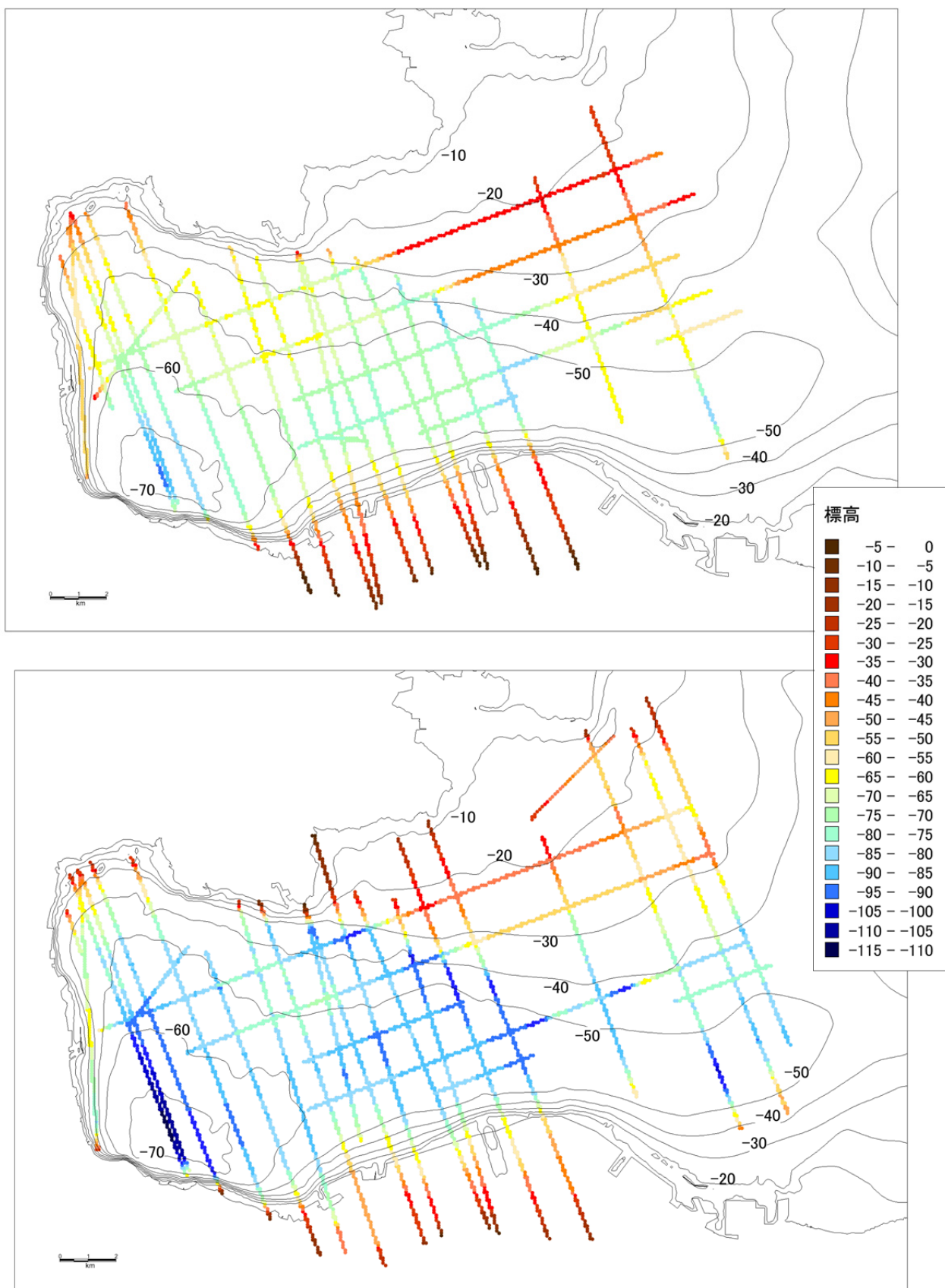


図 3.3.5-20 別府湾の層境界標高分布(上：K-Ah 火山灰層，下：沖積層基底)
 90mDEM から作成した地形標高コンターを重ねて示す(数字は標高)。
 大分市内陸域の標高データは暫定値。

iii) 層構造のモデル化

各層境界の位置、深度を用いて各層の境界面を作成した。データのないメッシュについては、周辺のデータを用いて補間（海域部については線形補間法、陸域と海陸接合部についてはクリギング法を適用）を行い、大分平野・陸域と別府湾・海域のデータを接合して、K-Ah 火山灰層と工学的基盤上面（沖積層基底礫層，更新統・段丘礫層，「岩」を統合）の標高分布図を作成した（図 3.3.5-21）。これらの図は、最終的に地震動予測計算に用いることを想定し、250mメッシュ（総務省の「基準地域メッシュ」を分割した「4分の1地域メッシュ」）で表現している。ただし、データが不足している地域やさらに地形的な影響の考慮が必要な地域等についての検討が十分ではないため、現時点では暫定的なものである。

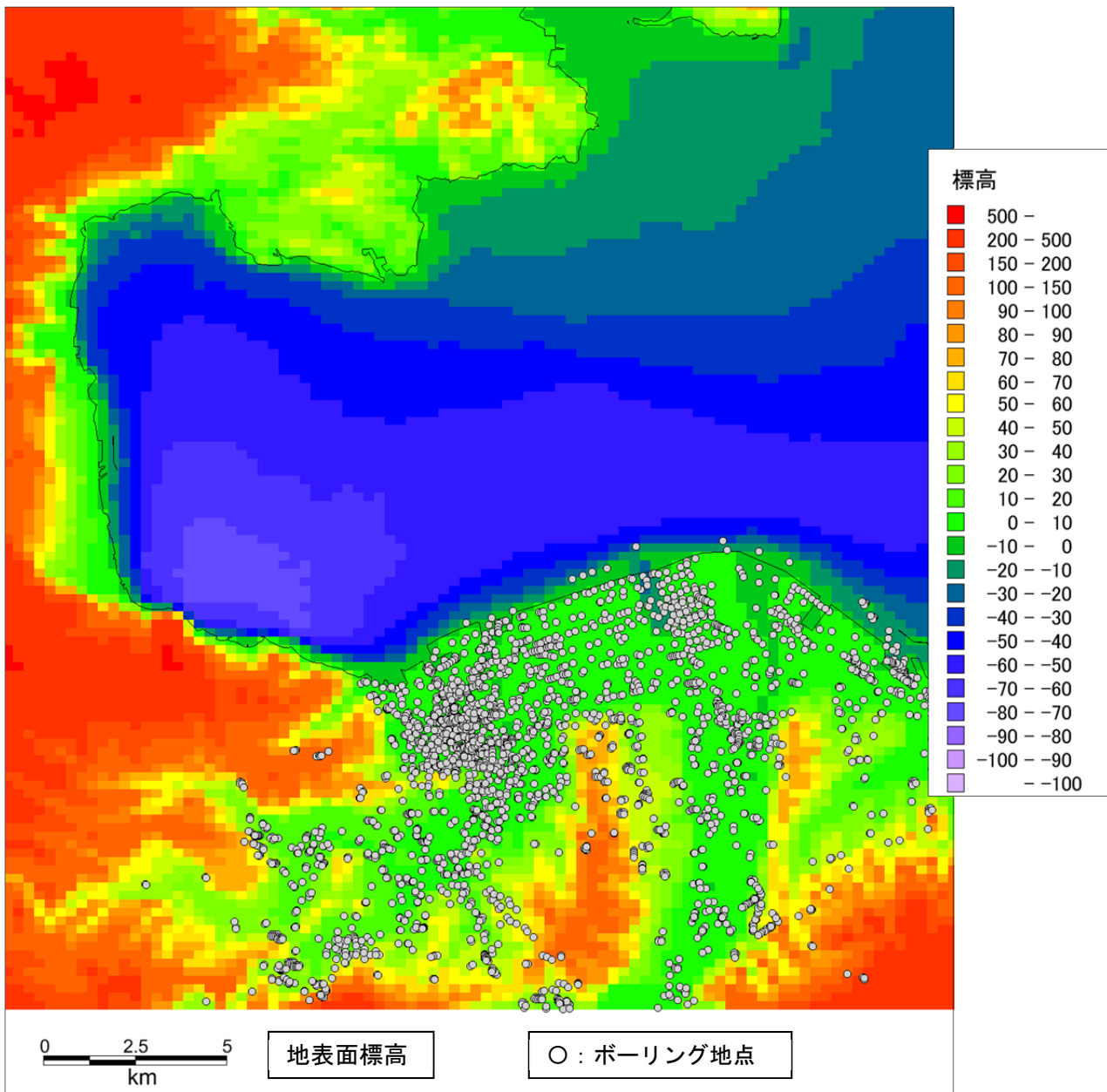
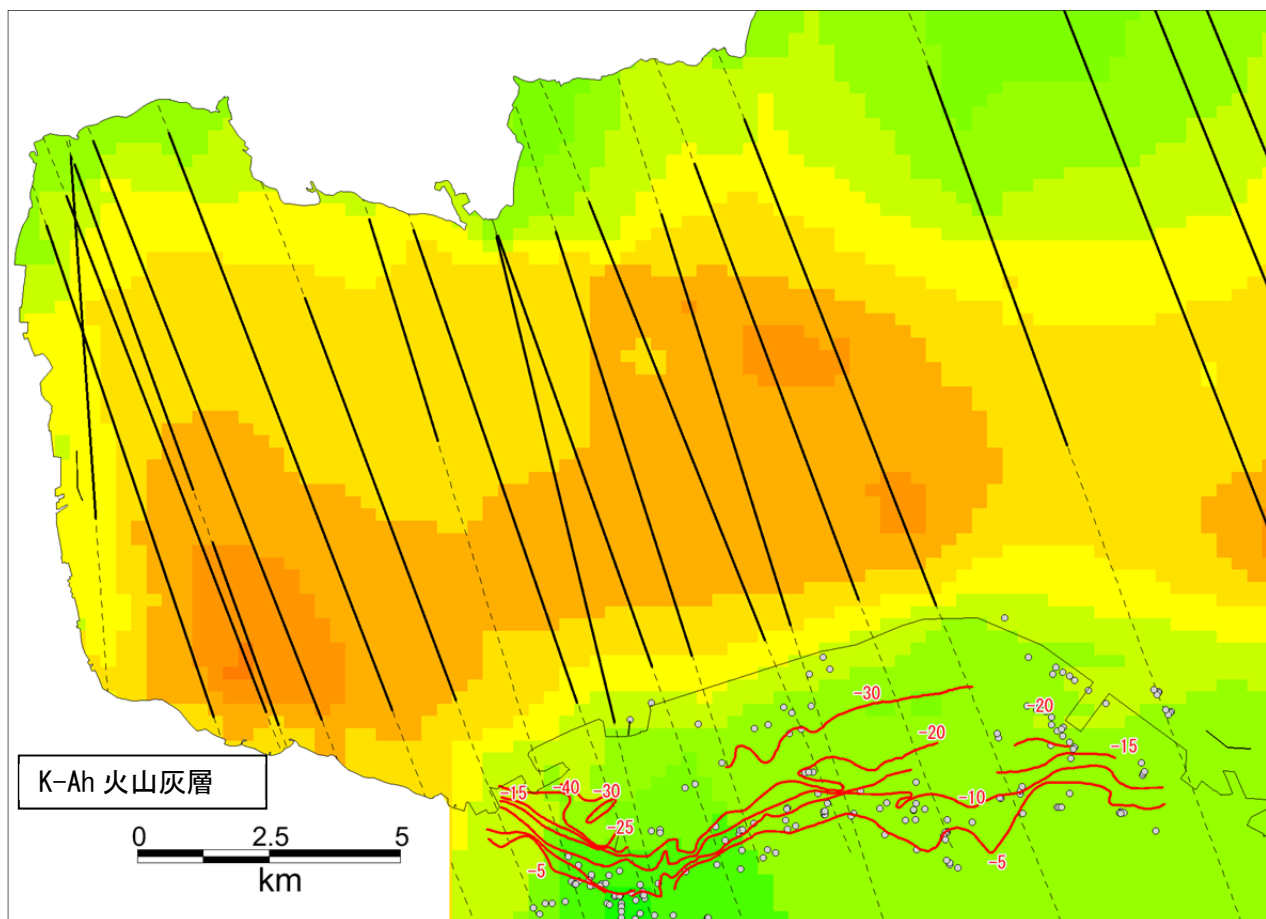


図 3.3.5-21(1) 地層境界面の標高分布（暫定）



— K-Ah火山灰の等標高線
(交付金活断層調査)

○ K-Ah火山灰を確認した
ボーリング地点

— 音波探査測線
- - - 地質構造推定線

標高	
500 -	
200 - 500	
150 - 200	
100 - 150	
90 - 100	
80 - 90	
70 - 80	
60 - 70	
50 - 60	
40 - 50	
30 - 40	
20 - 30	
10 - 20	
0 - 10	
-10 - 0	
-20 - -10	
-30 - -20	
-40 - -30	
-50 - -40	
-60 - -50	
-70 - -60	
-80 - -70	
-90 - -80	
-100 - -90	
- -100	

図 3.3.5-21(2) 地層境界面の標高分布 (暫定)

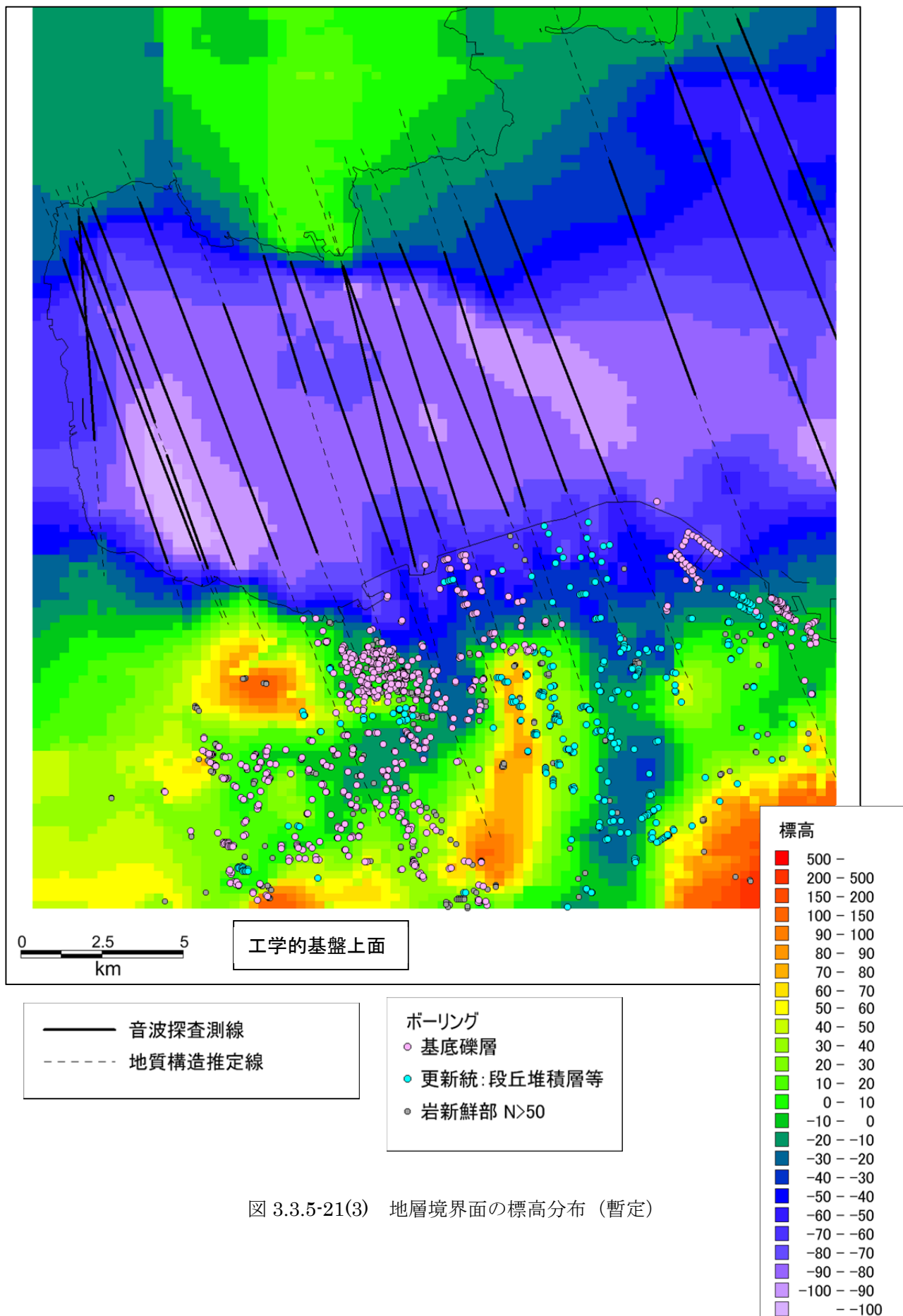


図 3.3.5-21(3) 地層境界面の標高分布（暫定）

iv) 初期モデルの速度構造設定

本重点調査で実施されている沖積層における PS 検層結果を参照して、弾性波速度の深度方向の変化傾向、層相別の P 波速度と S 波速度の相関、N 値と S 波速度の相関等をまとめた。また、既往の調査データ（PS 検層、浅層反射法探査等）も用いて、沖積層および工学的基盤の弾性波速度について検討した。

S 波速度と地質との対応について、本重点調査で掘削された大分市中島地区ボーリングの PS 検層結果および既往ボーリングの柱状図の対比を図 3.3.5-22 に示す。上部砂層の S 波速度は下位の砂・シルト層よりも大きい。K-Ah 火山灰より下位の砂混りシルト層の S 波速度はやや大きい傾向がある。また上方細粒化の層相変化に対応して S 波速度は上方に向かって小さくなる。

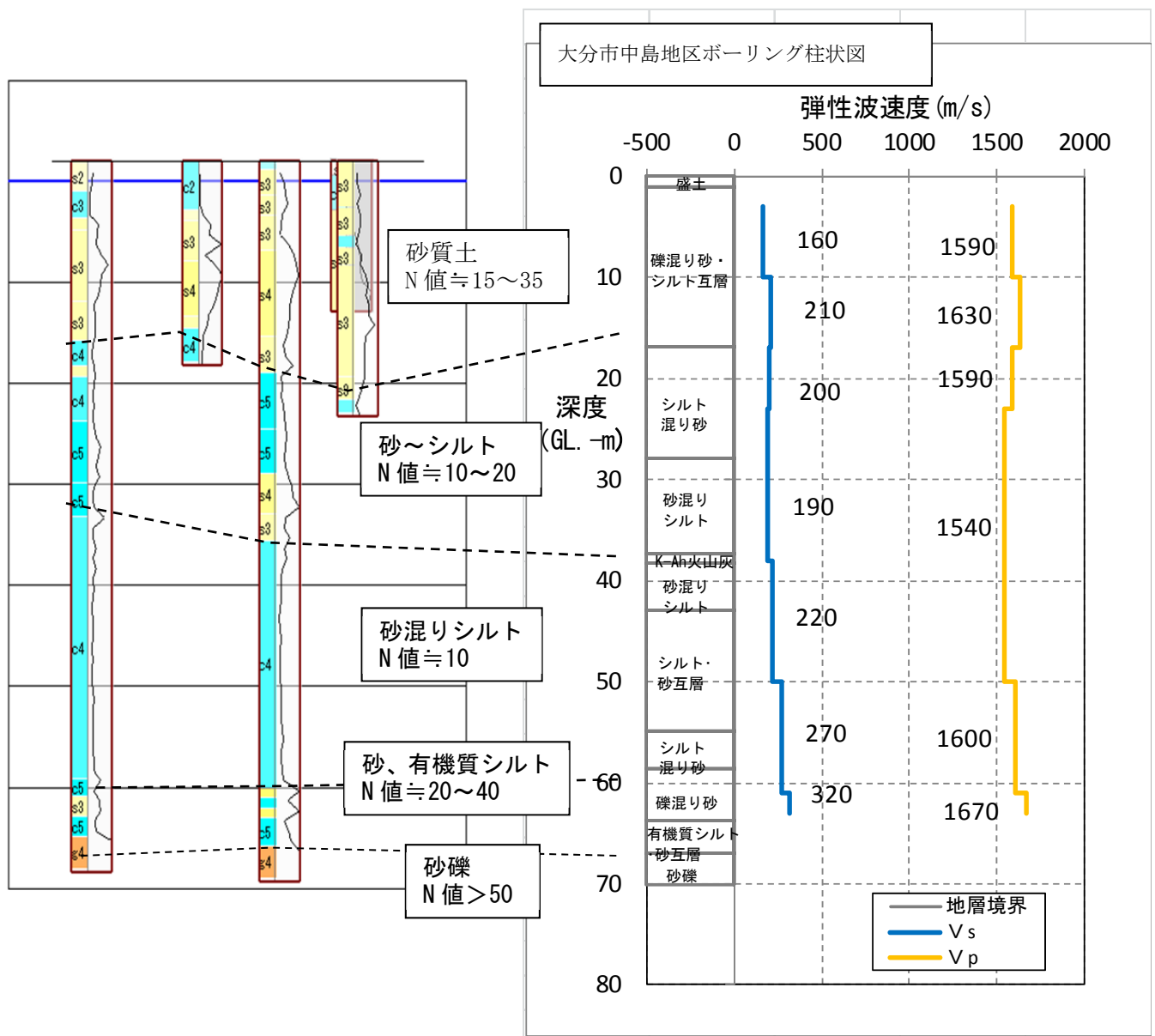


図 3.3.5-22 P S 検層データと周辺の既往ボーリングの対応

既往 PS 検層結果および大分県交付金調査による S 波反射法探査の区間速度を図 3.3.5-23、表 3.3.5-3 および表 3.3.5-4 に示す。これらから大分平野の沖積層および工学的基盤の弾性波速度について次のようにまとめられる。

ア) 沖積層

・層相変化との対応

火山灰層の下位：最下部の礫質土から上へ、砂質土、粘性土という上方細粒化の層相変化に対応して上方へ S 波速度が小さくなる。

火山灰層の上位：火山灰混りの砂質シルトから上へ砂層、礫質層へ粗粒になるにつれて S 波速度が大きくなるが、最上部では粘性土層の割合が多くなり、S 波速度がやや小さくなる。

・層準による相違

同様の層相でも、K-Ah 火山灰層の下ではその上と比べて、S 波速度が大きい。粘性土層については、堆積後の圧密の効果と考えられる。最下部の礫が優勢な層では、工学的基盤ないしそれに近い S 波速度（≒350m/秒）を示す。

一方、粘性土層の N 値についてみると、より圧密が進行している K-Ah 火山灰層より下の部分において、火山灰層より上のやや砂質な部分に比べて値が小さく、S 波速度の傾向と一致しない。すなわち、両者の相関は明瞭ではない。

イ) 工学的基盤

大分川西側：断層低下側は硯南層群、断層隆起側は大分層群

大分川東側：更新統が厚い。

以上の結果をもとに、浅層地盤モデルを構成する各層について暫定の S 波速度値を設定した（表 3.3.5-5）。今後は、微動アレイ探査による位相速度や H/V スペクトルを用いて、浅層速度構造モデルを検証することが必要である。また、強震動が作用した場合の非線形特性についても検討を進める必要がある。

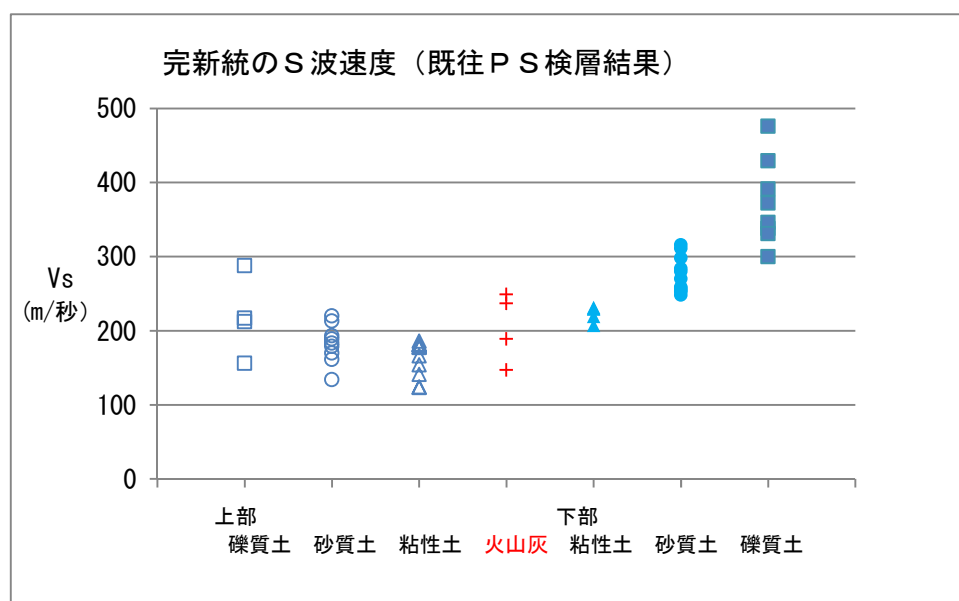


図 3.3.5-23 既往P S検層結果（ダウンホール法）による地質区分毎のS波速度

表 3.3.5-3 既往P S検層結果（ダウンホール法）による地質区分毎のS波速度のまとめ

地域:大分川東側		沖積層						
		←上位			下位→			
層相		礫質土	砂質土	粘性土	火山灰	粘性土	砂質土	礫質土
S波速度 (m/秒)	平均値	218	182	163	206	223	275	368
	範囲	156-288	134-220	123-186	147-249	207-231	248-311	300-429

表 3.3.5-4 既往の反射法探査解析で得られたS波の区間速度

地域	沖積層					工学的基盤	
	最上部 礫質土 主体	上部 砂質土 主体	中部 粘性土 主体	下部 粘性土～ 砂質土	最下部 礫質土 主体	断層落ち側	断層上り側
大分川西側		190-200	130-195	155-195	340	410-475	380
大分川東側	140-160	200-295	180-230	240-300	310-410	400-490	

※平成 11～12 年度に実施した極浅層のS波反射法探査で得られた区間速度

表 3.3.5-5 浅層地盤モデルの S 波速度の設定（暫定）

地盤モデルにおける層区分と S 波速度の設定		
地層区分		S 波速度 (m/s)
扇状地性三角州 の礫質層	6 m 以浅	150
	6 m より 深	220
海成層：砂質層(上部)		200
海成層：粘性土質層	K-Ah 以浅	
	K-Ah より 深	220
海成層：砂質層(下部)	50m 以浅	270
	50m より 深	
河川性礫質-砂質層		320
河川性礫質層	基底礫層	350
工学的基盤		400-500

6) 中小地震の波動計算による既往速度構造モデルの検証

a) 地形、海底地形を考慮した地震動計算による地下構造モデルの検証

図 3.3.6-1 の領域を対象に、陸上地形・海底地形と海水を含む地下構造モデルを用いて 2015 年 7 月 13 日 2 時 52 分（日本時間）に発生した大分県南部地震（ $M_{JA}5.7$ ）における長周期地震動のシミュレーションを行い、既存の地下構造モデルの検討を行った。

使用した地下構造モデルの物性値および陸上地形・海底地形を表 3.3.6-1 に示す。陸上地形は 50 m メッシュ数値地図（国土地理院）、海底地形は JTOPO30v2（海洋情報センター）と別府湾周辺の 90 m メッシュ DEM（大分県、2013）を用いた。地下構造の地盤は、防災科学技術研究所の J-SHIS 深部地盤モデルより、大分県周辺で層厚を持つ全 7 層（地震基盤を含む）を用いた。図 3.3.6-2 に各層の境界面の標高を示す。地盤第 7 層は S 波速度が 3.1 km/s の地震基盤で、その上面の標高を図 3.3.6-2(f) に示す。島弧地殻・島弧マントル・フィリピン海プレートには、地震調査研究推進本部による全国 1 次地下構造モデル（暫定版）を使用した。図 3.3.6-3 に各層の境界面の標高を示す。フィリピン海プレートは九州西部に向かって沈み込んでおり、海洋性地殻第 2 層、第 3 層および海洋マントルからなっている。フィリピン海プレートの各層の物性値は、馬場・他（2006）による深さ依存の以下の式を使用した。海洋性地殻第 2 層では、

$$V_p = 5.4 + 0.0055z, \quad (1)$$

$$V_s = V_p/1.94. \quad (2)$$

海洋性地殻第 3 層では、

$$V_p = 6.5 + 0.0055z, \quad (3)$$

$$V_s = V_p/1.87. \quad (4)$$

海洋性マントルでは、

$$V_p = 8.1 + 0.0053z, \quad (5)$$

$$V_s = V_p/1.76. \quad (6)$$

ここで、 V_p は P 波速度、 V_s は S 波速度、 z は海面からの深さである。

$$\rho = 1.6612 \times V_p - 0.4721 \times V_p^2 + 0.0671 \times V_p^3 - 0.0043 \times V_p^4 + 0.000106 \times V_p^5 \quad (7)$$

フィリピン海プレートの密度は、どの層も Brocher（2005）の式を使用した。地盤、島弧地殻、島弧マントル、フィリピン海プレートの各層において、S 波の Q 値 Q_s は J-SHIS 及び全国 1 次地下構造モデルで設定されているものを用い、P 波の Q 値 Q_p の 1.5 倍とした。

図 3.3.6-4 に図 3.3.6-1 の震央を通る東西断面における S 波速度構造を示す。A が西で A' が東である。A から東へ 20 ～ 40 km 付近に地盤の厚い地域が見られるが、ここは大野川層群に当たる。

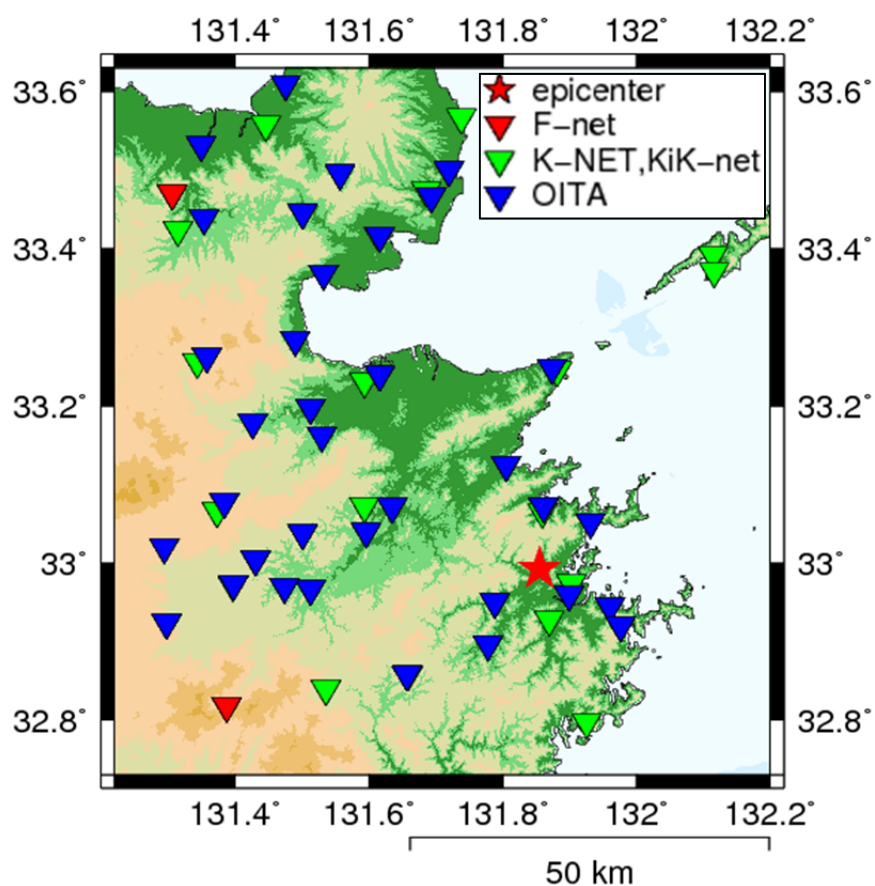


図 3.3.6-1 本研究の対象領域（計算領域）及び震央と強震観測点。星印が震央、逆三角形が観測点を表す。観測点は赤が F-net（広帯域地震観測網）、緑が K-NET, KiK-net（全国強震観測網、基盤強震観測網）の強震観測点であり、以上は防災科学技術研究所による。青は大分県の震度情報ネットワークの震度観測点を表す。

表 3.3.6-1 本研究で用いた地形と地下構造の物性値

地形						
陸上地形		50 m メッシュ 数値地図（国土地理院）				
海底地形		JTOP030v2（海洋情報研究センター）				
		別府湾周辺 90 m メッシュ DEM(大分県)				
地下構造		Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
地盤	第 1 層	2	0.6	1.9	150	100
	第 2 層	2.5	1.1	2.15	225	150
	第 3 層	3	1.4	2.25	225	150
	第 4 層	3.5	1.7	2.3	225	150
	第 5 層	4	2.1	2.4	300	200
	第 6 層	5	2.7	2.5	300	200
	第 7 層（地震基盤）	5.5	3.1	2.6	450	300
島弧地殻	上部	5.8	3.4	2.7	600	400
	下部	6.4	3.8	2.8	600	400
島弧マントル		7.5	4.5	3.2	750	500
フィリピン海プレート	海洋性地殻第 2 層	5.7 [※]	2.9 [※]	2.7 [※]	300	200
	海洋性地殻第 3 層	6.8 [※]	3.6 [※]	2.9 [※]	450	300
	海洋性マントル	8.4 [※]	4.7 [※]	3.4 [※]	750	500

※標高－58 km（深さ 58 km）での値。

地震動シミュレーションを実施する地震は、2015 年 7 月 13 日午前 2 時 52 分 5.9 秒に大分県南部（32.9917°N, 131.8556°E）で発生した $M_{JMA}5.7$ 、震源の深さ 58 km（気象庁一元化処理震源）の地震である。表 3.3.6-2 に防災科学技術研究所の広帯域地震観測網（F-net）により得られた CMT 解の走向、傾斜、すべり角、図 3.3.6-5 にその震源球を示す（<http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?ID=20150712175100&v=update2&LANG=ja>）。震源メカニズムは北北西－南南東方向と東北東－西南西方向に節面を持つ **strike-slip** である。これより、直達 S 波については、震央から東北東－西南西方向では NS 方向の地震動が大きくなり、北北西－南南東方向では EW 方向の地震動が大きくなることが予想される。

震源の深さは、気象庁一元化震源では 58 km、F-net のセントロイド震源の深さは 59 km と推定されており、ともにフィリピン海プレートの海洋性マントル内に位置している。しかし、実際にはそれよりも浅い場所で起こっている可能性も考えられるので、震源の深さを検討する必要がある。そこで、震源の深さを海洋性マントル内の 59 km、海洋性地殻第 3 層内の 50 km と 48 km、海洋性地殻第 2 層内の 46 km、島弧マントル内の 42 km と 40 km の計 6 通りを仮定して地震動シミュレーションを行い、観測波形と計算波形を比較し

た。比較には相関相互係数を用いて波形の一致度を定量的に評価し、震源の深さを決定した。図 3.3.6-6 は震央を通る東西断面図であり、星印が今回地震動シミュレーションを行った震源の深さである。なお、震源は点震源を仮定した。

地震動シミュレーションには、スタガード格子の時間領域差分法コード HOTFDM (Nakamura et al., 2012)を用いた。モデルサイズは大分県を中心に南北 100 km、東西 90 km、深さ 68 km の領域（図 3.3.6-1 参照）とし、差分の空間格子間隔は 50 m とした。震源時間関数は幅 1.78 秒のベル型関数とし、時間間隔は 0.0025 秒ごとに 20000 ステップ、合計 50 秒間の地震動を計算した。震源時間関数の時間幅は菊地（2003）によるマグニチュードと破壊継続時間との経験式を用いて決めた。

図 3.3.6-7 はシミュレーション結果の例で、OIT011（佐賀関）における地動速度 3 成分の観測波形と計算波形を並べたものである。長周期地震動成分に着目するために各波形には周期 2～20 s のバンドパスフィルタを施している。上から、観測波形、震源の深さ 40 km、42 km、46 km、48 km、50 km、59 km の各場合における計算波形の順に並んでおり、いずれも各波形の最大振幅でノーマライズしている。なお、各波形の右上に示した最大振幅値（絶対値）は、F-net CMT 解の地震モーメントの値 1.97×10^{17} Nm を用いた場合の値である。

波形の一致度の評価には相互相関係数（以下、相関係数と記す）を用いて定量的に評価した。相関係数 $r(\tau)$ は以下の式で定義される。

$$r(\tau) = \frac{\int_0^T x(t)y(t-\tau)dt}{\sqrt{\int_0^T [x(t)]^2 dt} \sqrt{\int_0^T [y(t)]^2 dt}}. \quad (8)$$

ここで、 $x(t)$ は観測波形、 $y(t)$ は計算波形、 τ はラグタイム、 T はタイムウィンドウの長さである。一致度の評価には相関係数の正の最大値 $\max r(\tau)$ を用いた。 $\max r(\tau)$ が 1 に近いほど一致度が高く、0 に近いほど低い。

成分ごとに全観測点の結果から相関係数の正の最大値 $\max r(\tau)$ の平均値を求めた（表 3.3.6-3）。表 3.3.6-3 より全成分において $\max r(\tau)$ の平均値が最も高かったのは震源の深さを 48 km とした場合であることから、震源の深さを海洋性地殻第 3 層内の 48 km と決定した。図 3.3.6-8 は、観測波形と震源深さ 48 km の場合の計算波形を震央距離に沿って並べたものである。上図が観測波形で、下図が計算波形である。左から NS 成分、EW 成分、UD 成分の順に並んでいる。横軸は時間であり、地震発生時刻を 0 秒にしている。波形には周期 2～20 秒のバンドパスフィルタを施しており、幾何減衰効果を補正するために震源距離をかけている。この結果を見ると、厚い地盤構造の影響を強く受けたと考えられる地震動継続時間の長い後続波が卓越する観測波形を概ね再現できている。

次に、各観測点の相関係数の空間分布を図 3.3.6-9 に示す。左が NS 成分、右が EW 成分である。NS 成分は、震央から南南西方向および北北東方向にかけて、EW 成分は西北西－東南東方向において一致度が高い観測点が見られる。これは S 波の放射パターンが顕著に現われることにより、主に振幅の大きい直達波による影響を強く受けているためであ

ると考えられる。観測波形と計算波形の一致度が低い地域は、大分平野周辺，別府湾南西の火山山麓地・火山性丘陵及び震央周辺の谷底低地に見られる。山麓部であるが、J-SHIS のモデルで非常に厚い深部地盤となっている大野川層群からなる豊後大野市周辺でも一致度が低かった。この結果は、これらの地域周辺の特に地盤モデルの改良の必要性を示唆している。

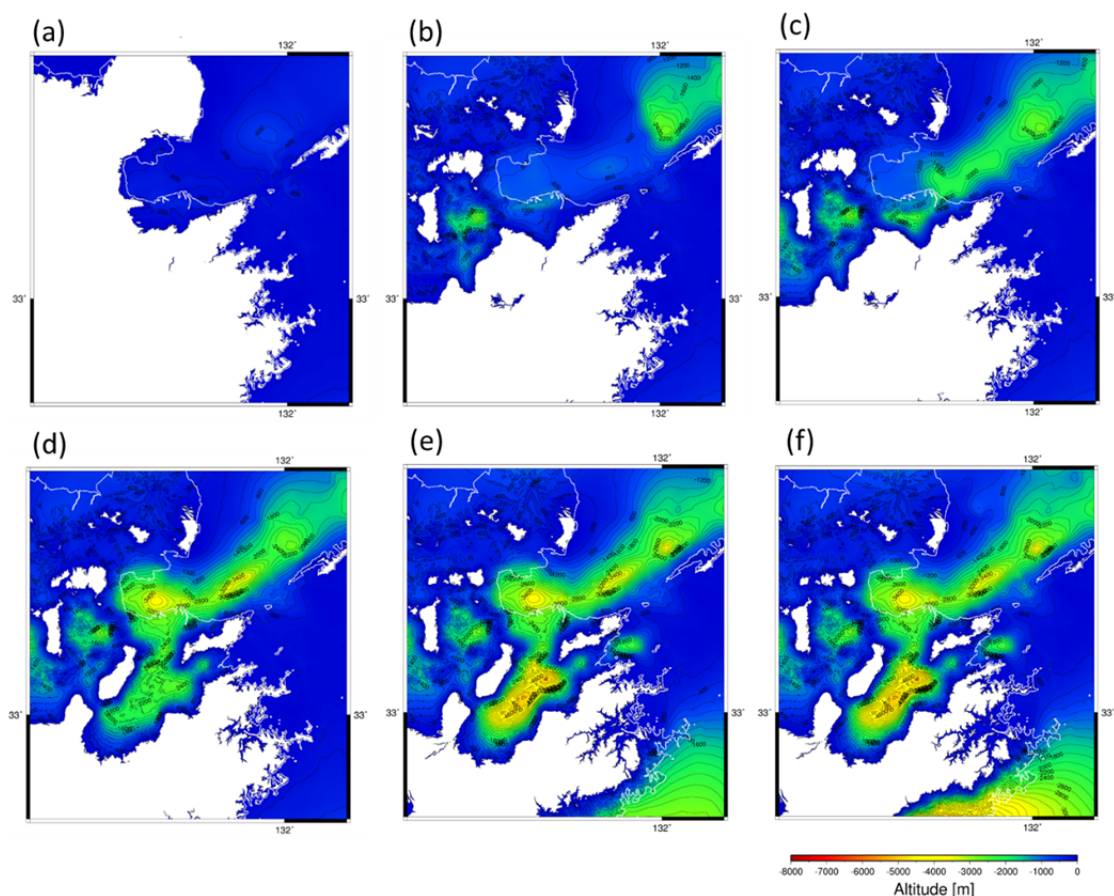


図 3.3.6-2 地盤構造モデルの層境界の標高。(a)第 1 層(V_s 0.6 km/s)下面、(b)第 2 層下面(V_s 1.1 km/s)、(c)第 3 層(V_s 1.4 km/s)下面、(d)第 4 層(V_s 1.7 km/s)下面、(e)第 5 層(V_s 2.1 km/s)下面、(f)地震基盤(V_s 3.1 km/s)上面。白線は海岸線を表す。

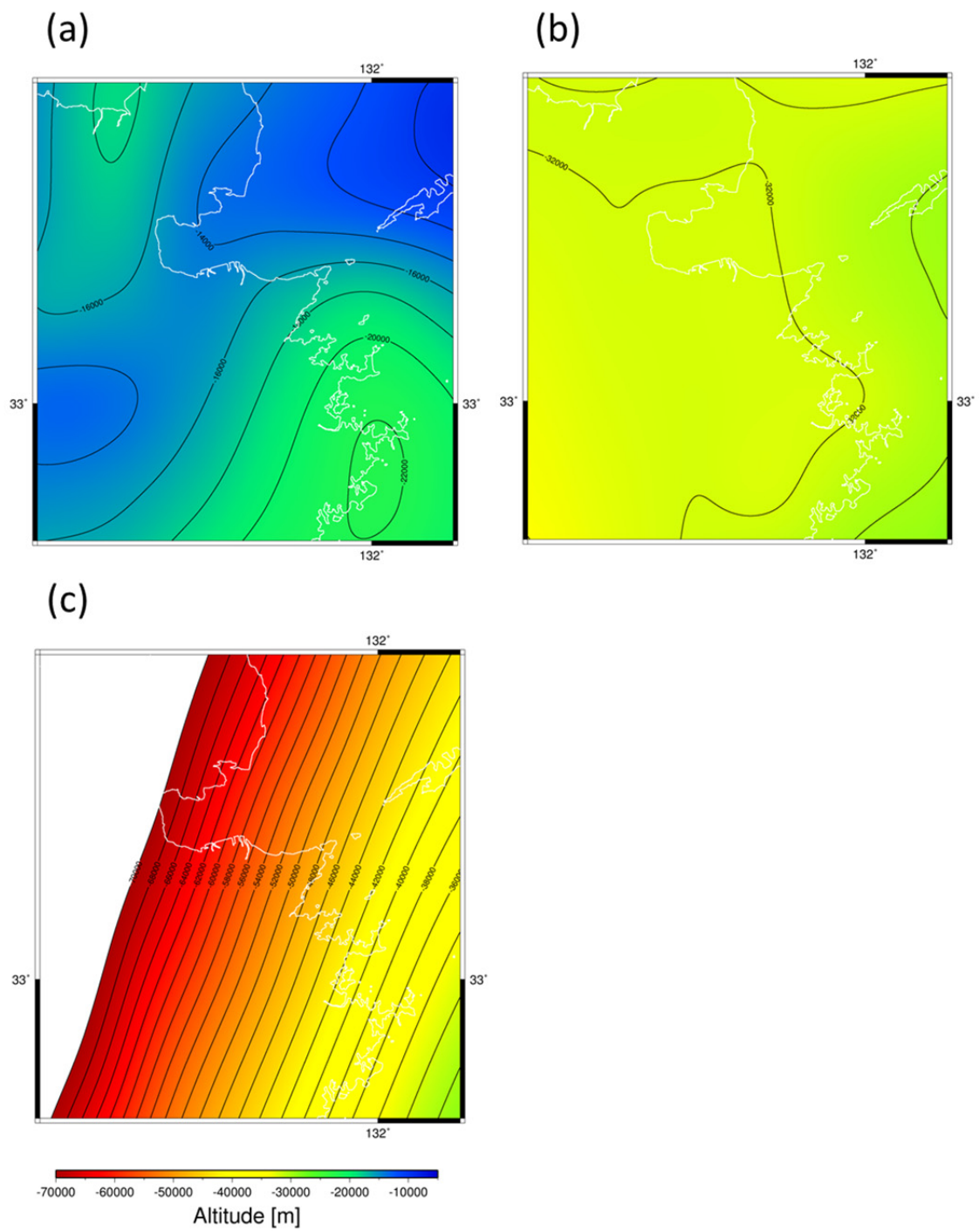


図 3.3.6-3 (a)島弧コンラッド、(b)島弧モホ、(c)フィリピン海プレート上面の標高。白線は海岸線を表す。

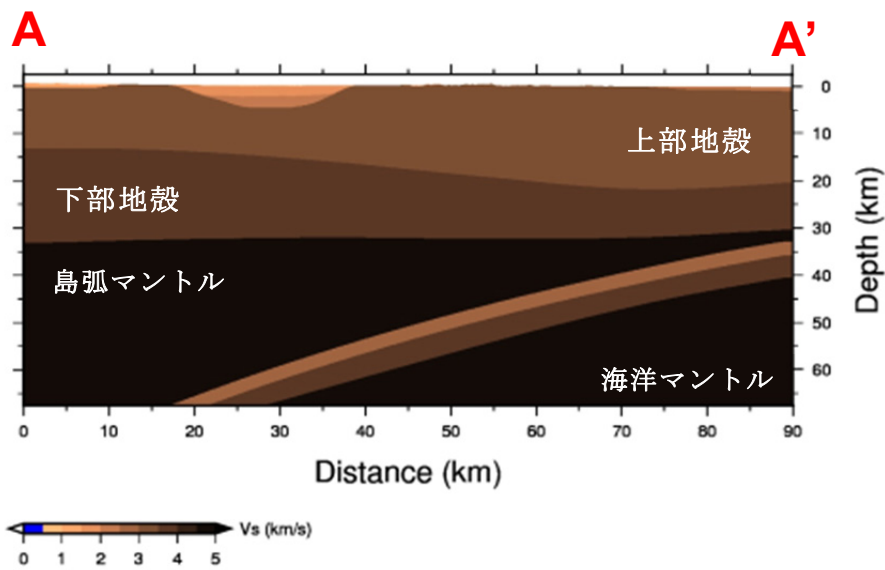


図 3.3.6-4 図 3.3.6-1 の震央を通る東西断面における S 波速度構造

表 3.3.6-2 F-net の CMT 解による大分県南部地震の走向、傾斜、すべり角

走向 1	傾斜 1	すべり角 1	走向 2	傾斜 2	すべり角 2
345°	78°	153°	81°	64°	13°

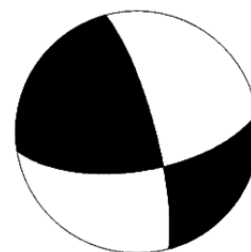


図 3.3.6-5 F-net による CMT 解の震源球（下半球投影）

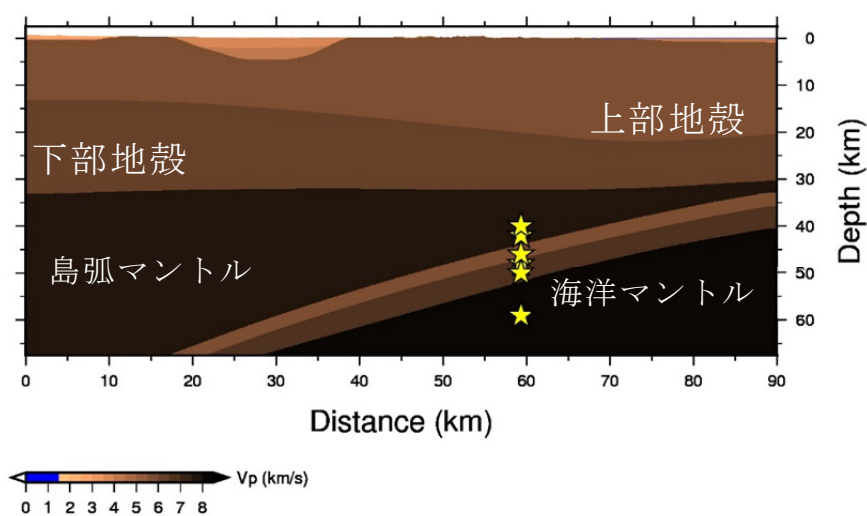


図 3.3.6-6 震源を通る東西断面の P 波速度構造と仮定した 6 通りの震源位置（星印）

OIT011 佐賀関 (K-NET)

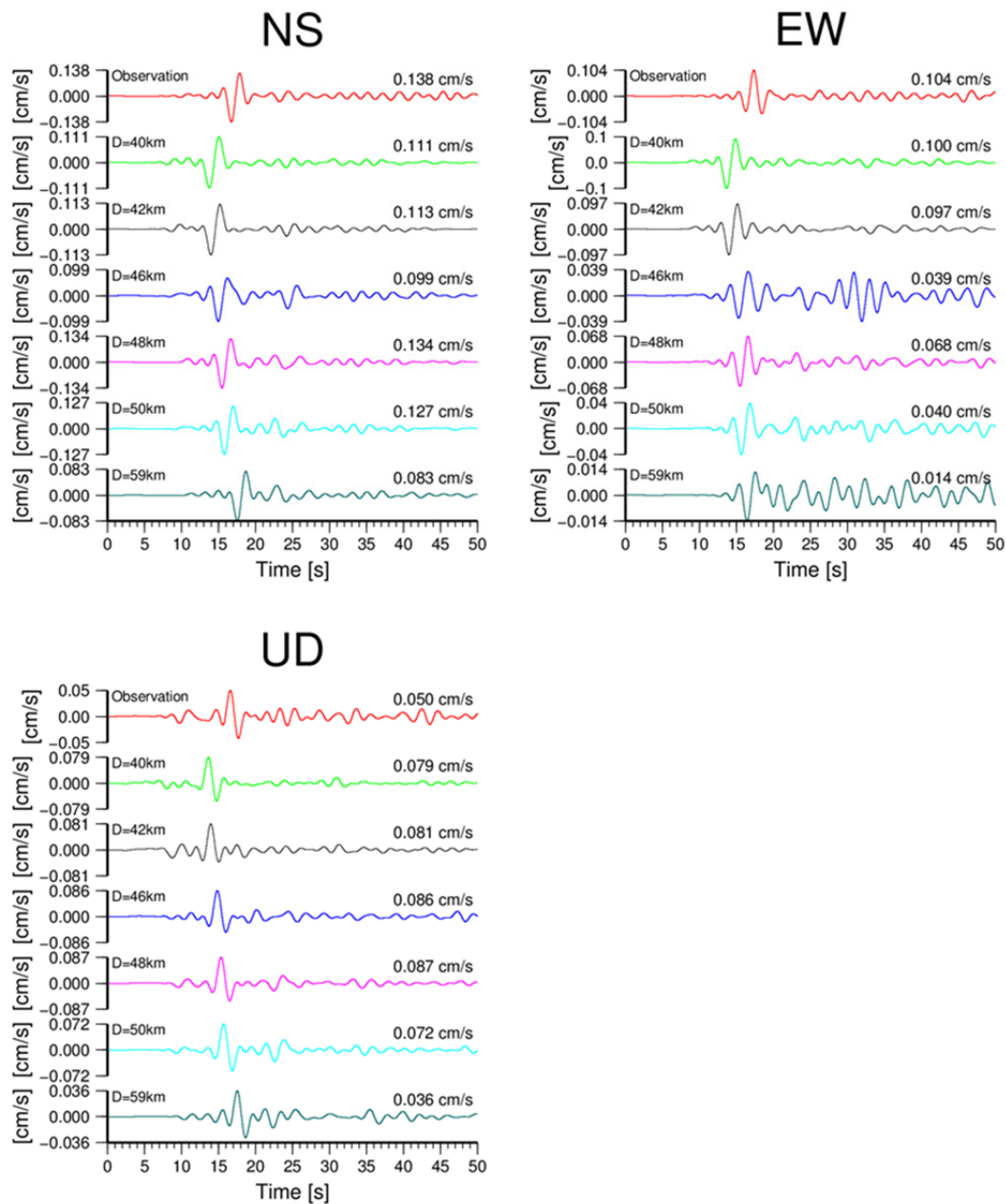


図 3.3.6-7 OIT011（佐賀関）における観測波形と各深さの計算波形の比較。波形にはいずれも周期 2～20 s のバンドパスフィルタを施している。D は震源の深さ。各波形の右上に最大振幅値（絶対値）を示す。

表 3.3.6-3 成分毎の、各深さにおける相関係数の正の最大値 $\max r(\tau)$ の平均値
(赤字は最大値を表す)

	59 km	50 km	48 km	46 km	42 km	40 km
NS 成分	0.559	0.567	0.576	0.573	0.549	0.546
EW 成分	0.611	0.627	0.632	0.607	0.615	0.606
UD 成分	0.443	0.454	0.456	0.450	0.430	0.436

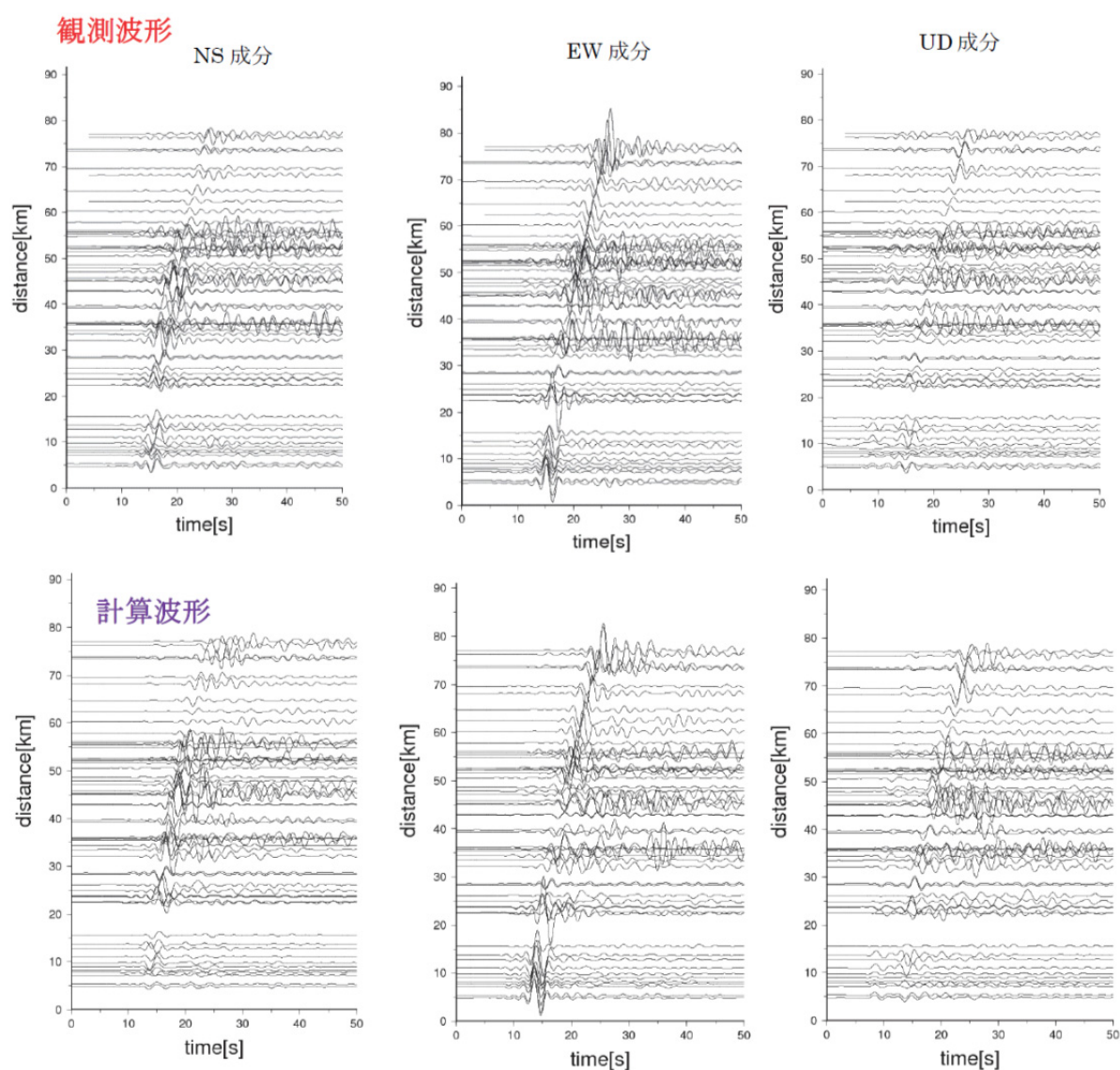


図 3.3.6-8 観測波形と計算波形（震源の深さ 48 km）の比較。上段が観測波形、下段が計算波形であり、左から NS 成分、EW 成分、UD 成分の順に並ぶ。波形には周期 2～20 s のバンドパスフィルタを施し、振幅に震源距離をかけている。

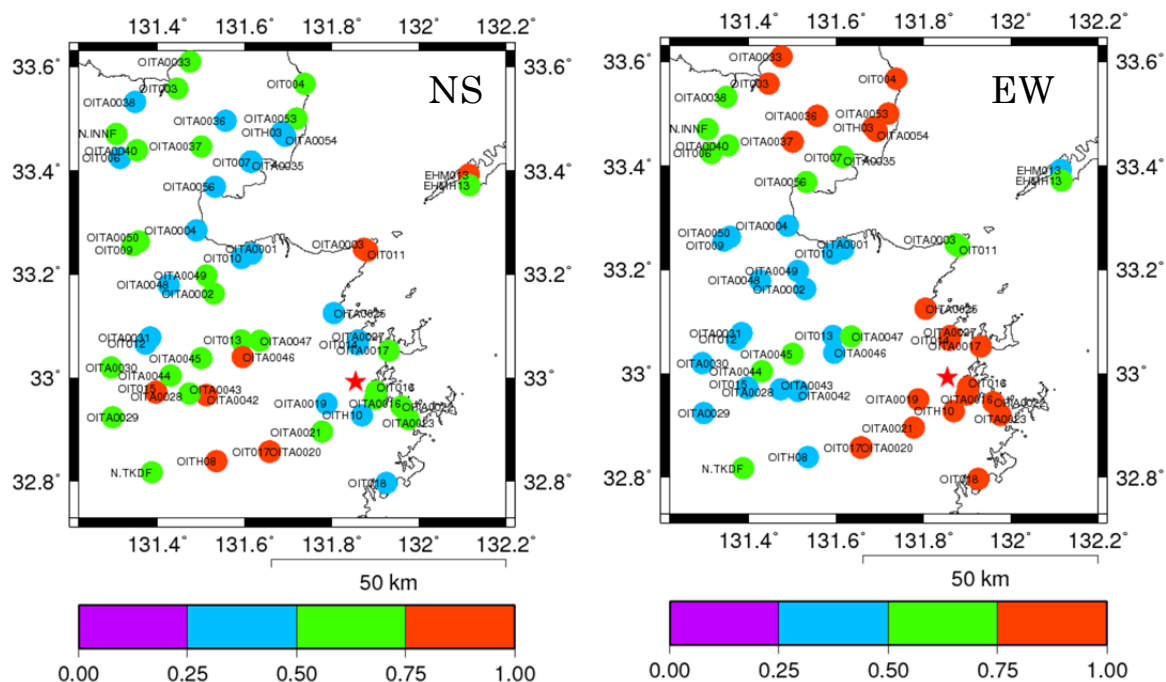


図 3.3.6-9 各成分における相関係数の空間分布

b) 上部地殻以浅の既往地下構造モデルの検証

既往地下構造モデルのうち、上部地殻以浅について検証することを目的として、防災科学技術研究所が地震ハザードステーションJ-SHISで公表している深部地盤構造データJ-SHIS V2を用いて、大分県内で発生した中規模地震による地震動のシミュレーションを行った。シミュレーションには、防災科学技術研究所の地震動計算ツールGMS²⁾を用いた。GMSはAoi and Fujiwara (1999) の不連続格子を用いた差分法によって3次元波動伝播解析を行う計算モジュールと計算するためのモデル作成および計算結果の描画などを行うプレポスト処理モジュールから構成されるツールである。

対象とした2つの地震の震源の諸元を表3.3.6-4に示す。諸元は防災科学技術研究所の広帯域地震観測網F-netによるが、2015年7月13日大分県南部の地震の震源深さのみ、本重点研究での検討に基づき48kmとした。震源時間関数の継続時間は M_{JMA} に応じて調整し、 $M_{JMA} \approx 6$ の場合は1秒、 $M_{JMA} \approx 5$ の場合は0.5秒とした。図3.3.6-10にシミュレーションに用いた地下構造モデルの範囲および中規模地震の震央位置（断面図には震源位置）を示す。モデルサイズは南北約133km、東西約153kmとし、深さは中規模地震の震源深さに応じ、約30kmまたは約80kmとした。差分格子のグリッドサイズについては、2007年6月6日大分県北部の地震については50mメッシュとしグリッド数は $2664 \times 3054 \times 61$ （深部は $888 \times 1018 \times 181$ ）、2015年7月13日大分県北部の地震については100mメッシュとしグリッド数は $1332 \times 1527 \times 61$ （深部は $444 \times 509 \times 247$ ）とした。50mメッシュの場合に有効周波数はおおよそ2.0Hzより低周

波数、100mメッシュの場合は1.0Hzとなる。図3.3.6-10の描画はGMSによる。

2つの地震の地震動シミュレーションを行った大分県強震観測網58観測点のうち、大分観測点（OITA001）、三光観測点（OITA006）、杵築観測点（OITA007）、犬飼観測点（OITA047）でのシミュレーション結果を示す。観測点の諸元は表3.3.6-5に示す。図3.3.6-11～図3.3.6-14に2007年6月6日大分県北部地震の地震動シミュレーション結果を示す。それぞれの図に、速度時刻歴波形と速度フーリエスペクトルについて、観測と計算結果の比較を示す。観測が実線、計算波形が点線である。図3.3.6-15～3.3.6-18には同様に、2015年7月13日大分県南部地震の地震動シミュレーションの結果を示す。

OITA001では大分県北部の地震の初動は概ね再現できたが、後続動を合わせるには表層地盤の考慮をする必要があると考えられる。OITA004では、大分県南部の地震では震源深さを48kmにしたことで再現性は良くなったが、振幅が合わないのは、計算モデルにプレート構造が含まれていない影響の可能性がある。OITA006では、大分県北部の地震では観測に見られない1～2Hzが計算波形に卓越しているが、大分県南部の地震では顕著ではない。OITA047では、2つの地震とも計算波形の振幅が過大であり、地下構造モデルの修正の必要があることが示唆される。

表3.3.6-4 F-netによる中規模地震の諸元

地震発生時刻(JST)	緯度(N)	経度(E)	震源の深さ(km)	マグニチュード(Mj)	震源地	走向	傾斜	すべり角	モーメント(Nm)
2007/06/06, 23:42:50.52	33.3338	131.4952	11.24	4.9	大分県 北部	244	63	-140	1.49E+16
2015/07/13, 02:52:05.94	32.9927	131.8552	48.00*	5.7	大分県 南部	345	78	153	1.97E+17

*本重点研究での検討に基づき48kmに設定

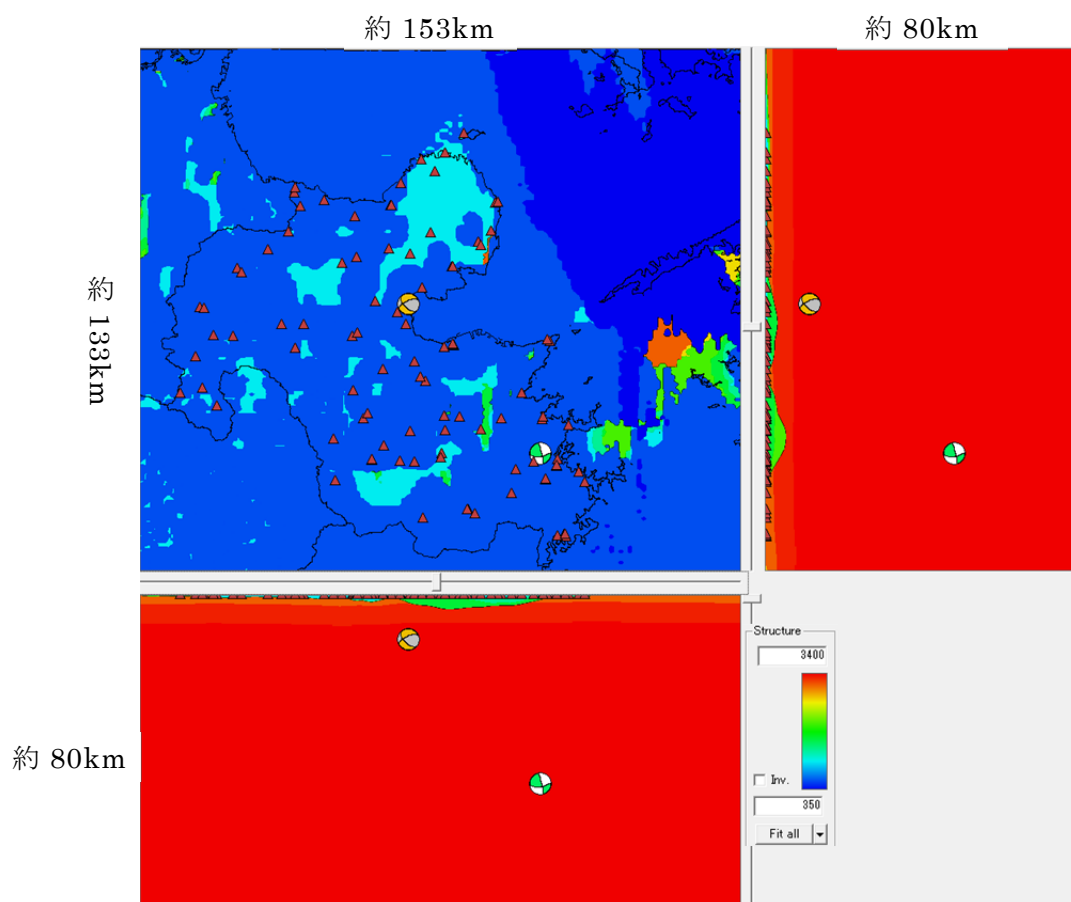
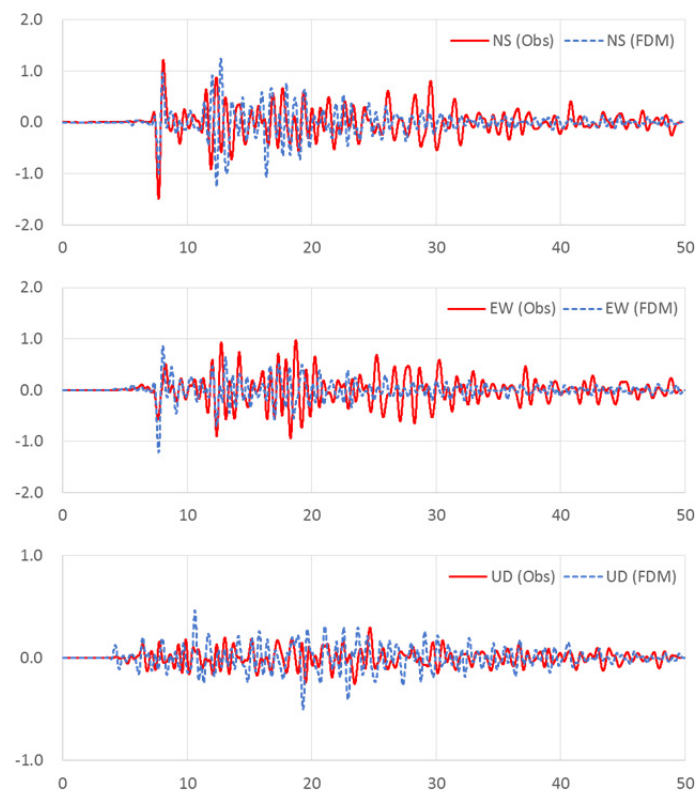


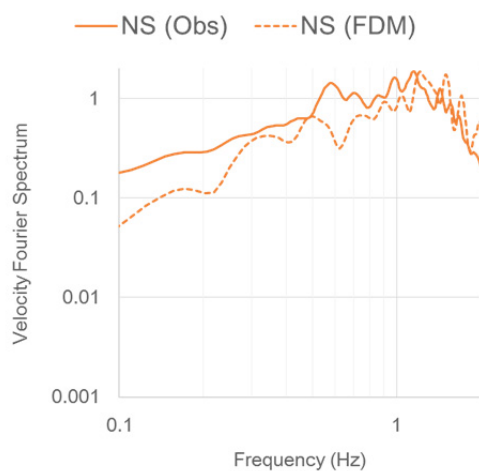
図3.3.6-10 シミュレーションに用いた地下構造モデルの範囲および計算対象とした中規模地震の震央位置（断面図には震源位置）

表3.3.6-5 地震動シミュレーションを行った地点の諸元

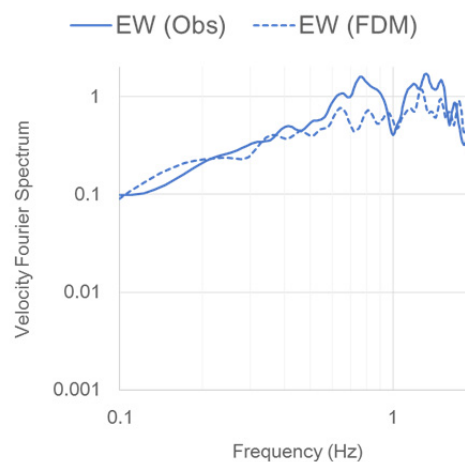
観測点 ID	観測点 名称	気象庁発表 名称	観測点所在地	所属	緯度	経度
OITA0001	大分市	大分市舞鶴町	大分市舞鶴町 1-1-1 (大分市消防局)	自治体	33.24	131.617
OITA0006	三光	中津市三光	中津市三光原口 644-7 (三光支所)	自治体	33.5555	131.201
OITA0047	犬飼	豊後大野市犬飼町犬飼	豊後大野市犬飼町犬飼 28 (犬飼支所)	自治体	33.072	131.635
OITA0056	日出町	日出町役場	速見郡日出町 2974-1 (日出町役場)	自治体	33.3691	131.532



(a) 速度波形

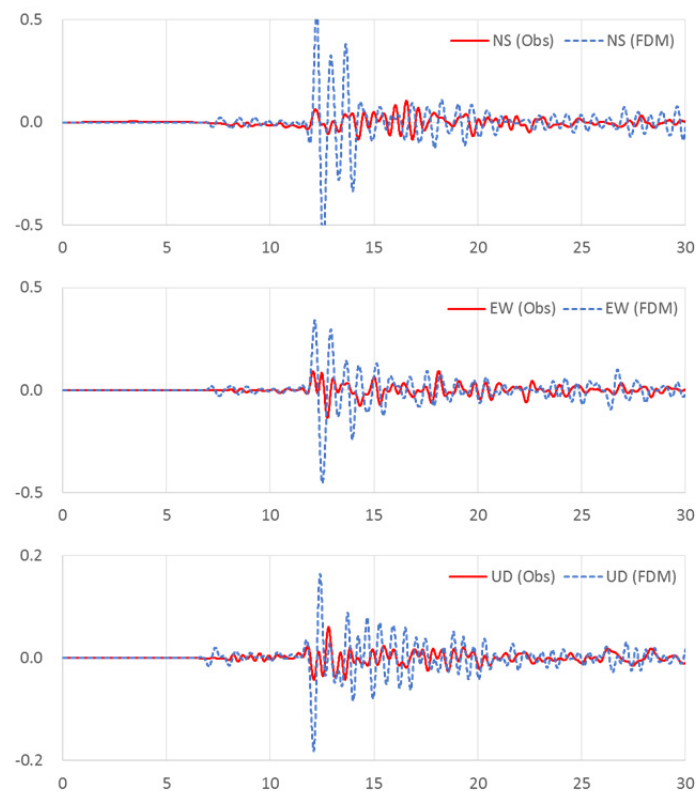


(b) フーリエスペクトルNS成分

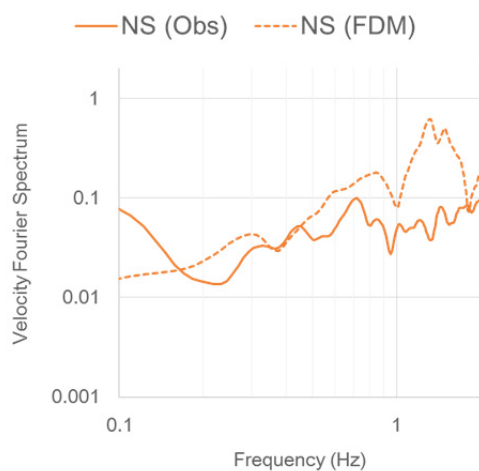


(c) フーリエスペクトルEW成分

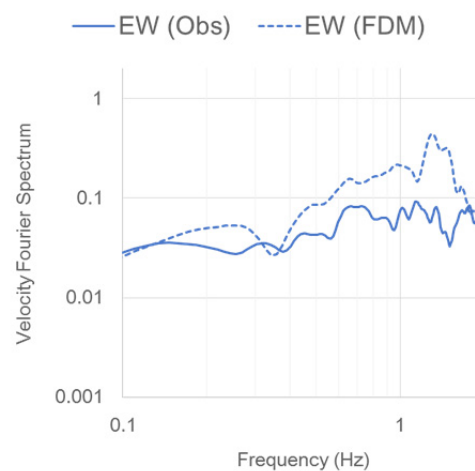
図3.3.6-11 2007年6月6日大分県北部の地震による地震動の比較
大分観測点 (OITA001) での比較 (Obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形

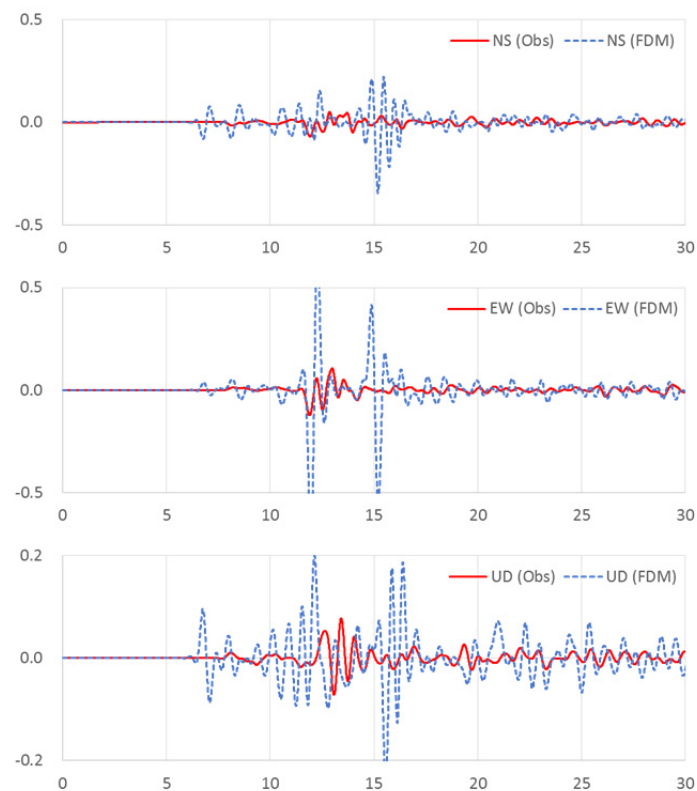


(b) フーリエスペクトルNS成分

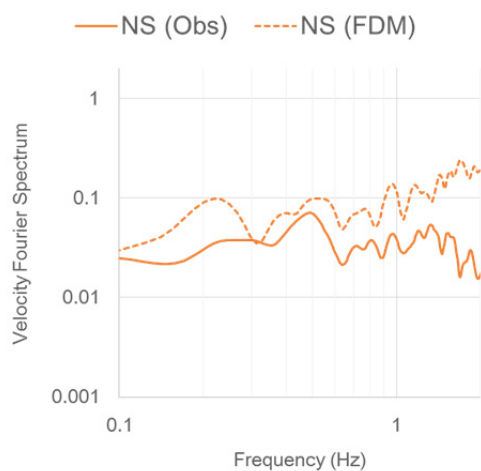


(c) フーリエスペクトルEW成分

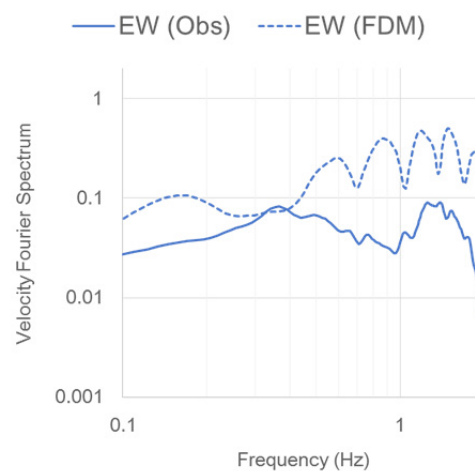
図3.3.6-12 2007年6月6日大分県北部の地震による地震動の比較
三光観測点 (OITA006) での比較 (Obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形

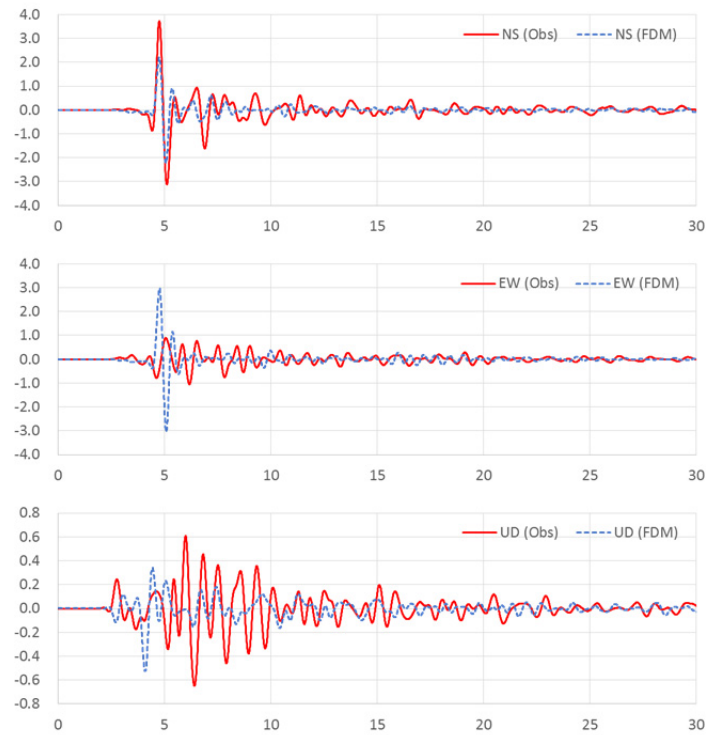


(b) フーリエスペクトルNS成分

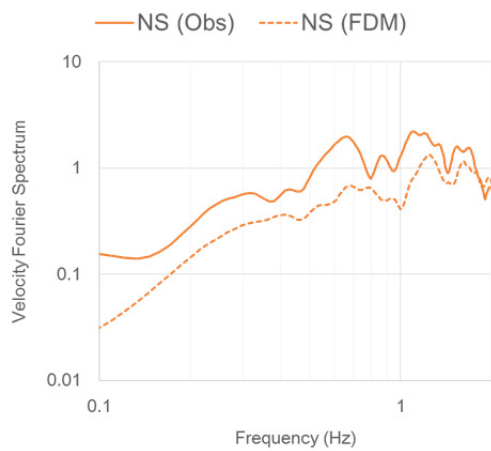


(c) フーリエスペクトルEW成分

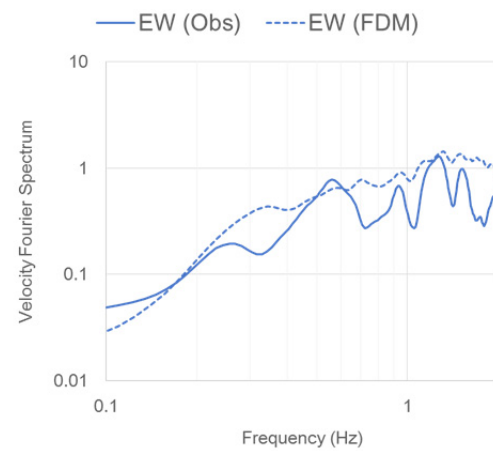
図3.3.6-13 2007年6月6日大分県北部の地震による地震動の比較
犬飼観測点 (OITA047) での比較 (Obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形

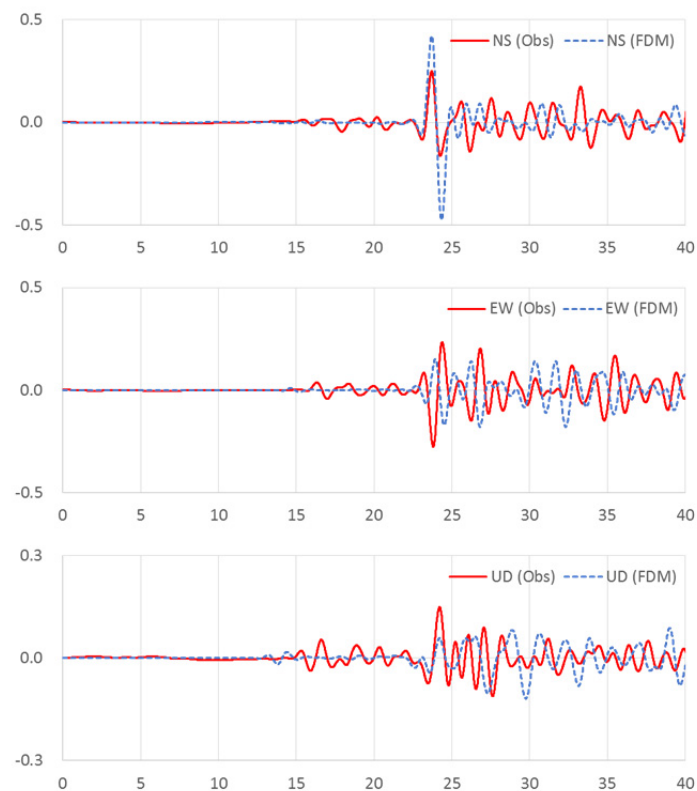


(b) フーリエスペクトルNS成分

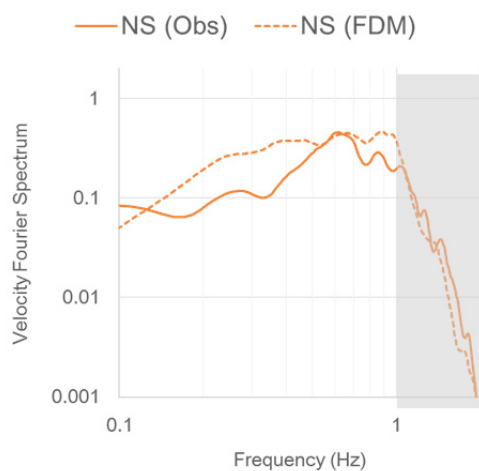


(c) フーリエスペクトルEW成分

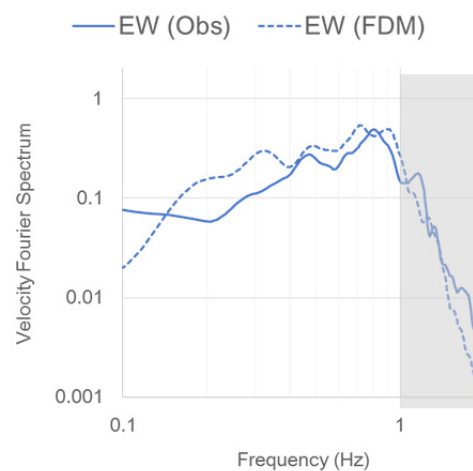
図3.3.6-14 2007年6月6日大分県北部の地震による地震動の比較
日出観測点 (OITA056) での比較 (Obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形

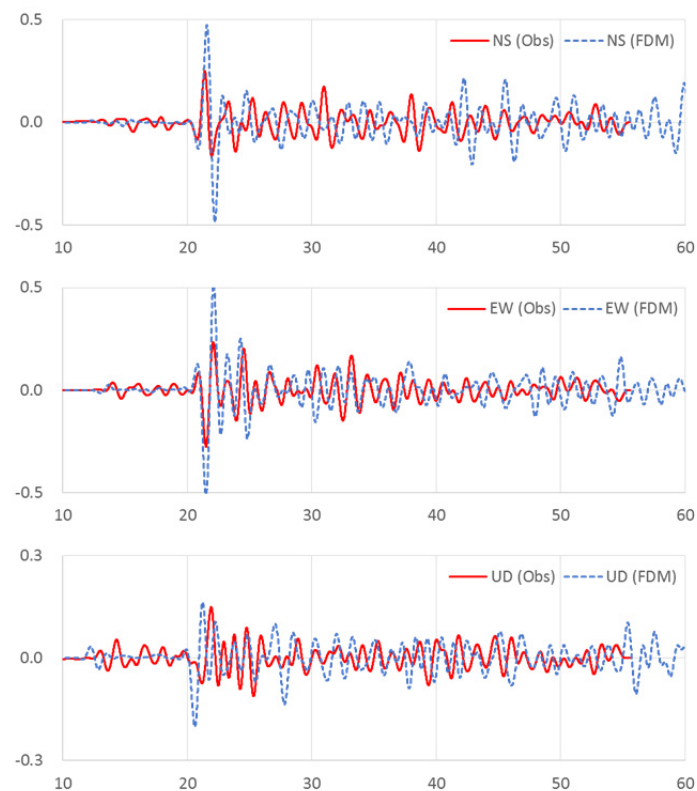


(b) フーリエスペクトルNS成分

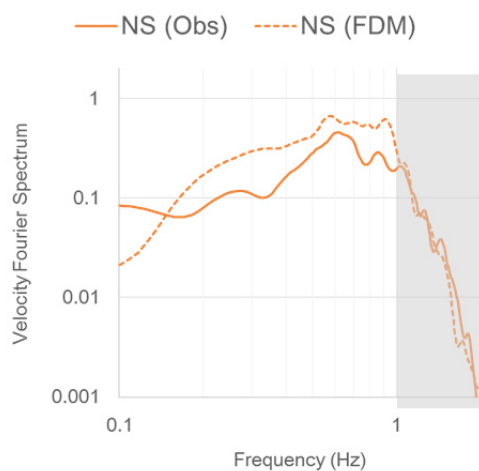


(c) フーリエスペクトルEW成分

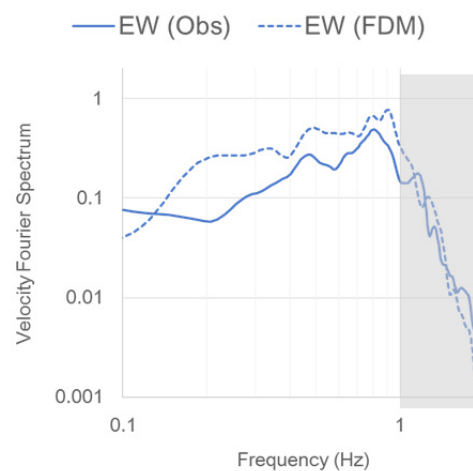
図3.3.6-15 2015年7月13日大分県南部の地震による地震動の比較
大分観測点 (OITA001) での比較 (obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形

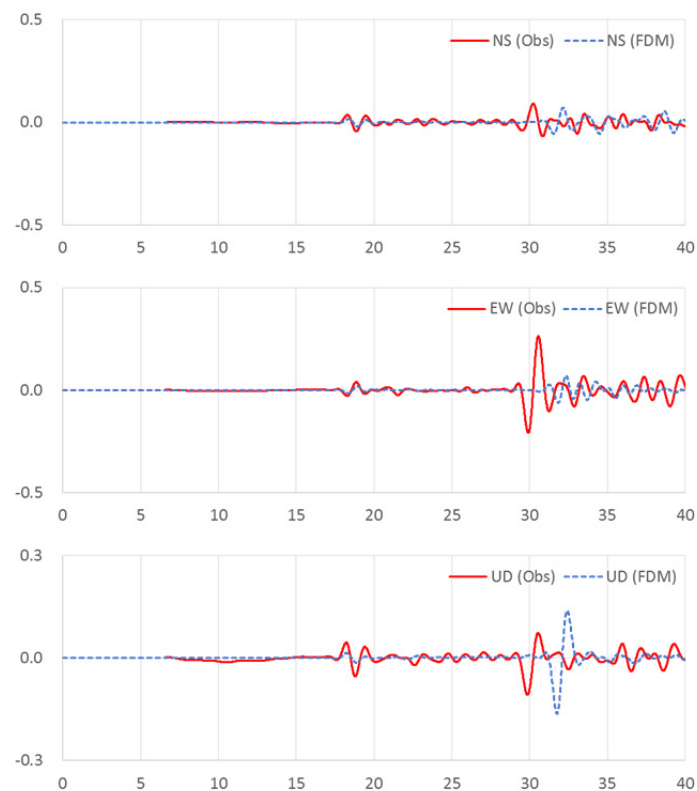


(b) フーリエスペクトルNS成分

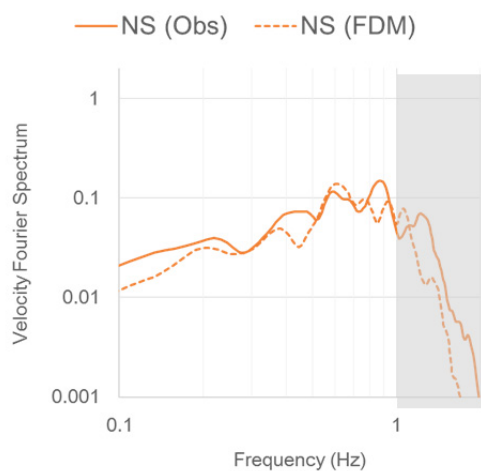


(c) フーリエスペクトルEW成分

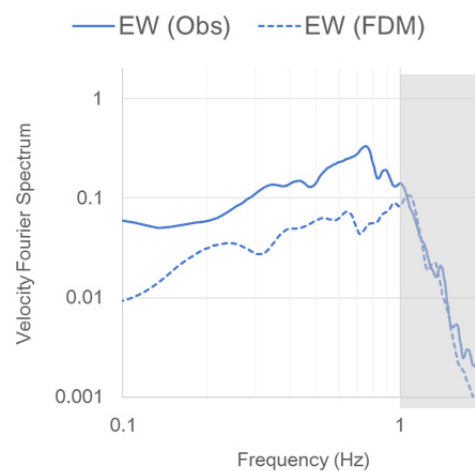
図3.3.6-16 2015年7月13日大分県南部の地震による地震動の比較
別府観測点 (OITA004) での比較 (Obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形

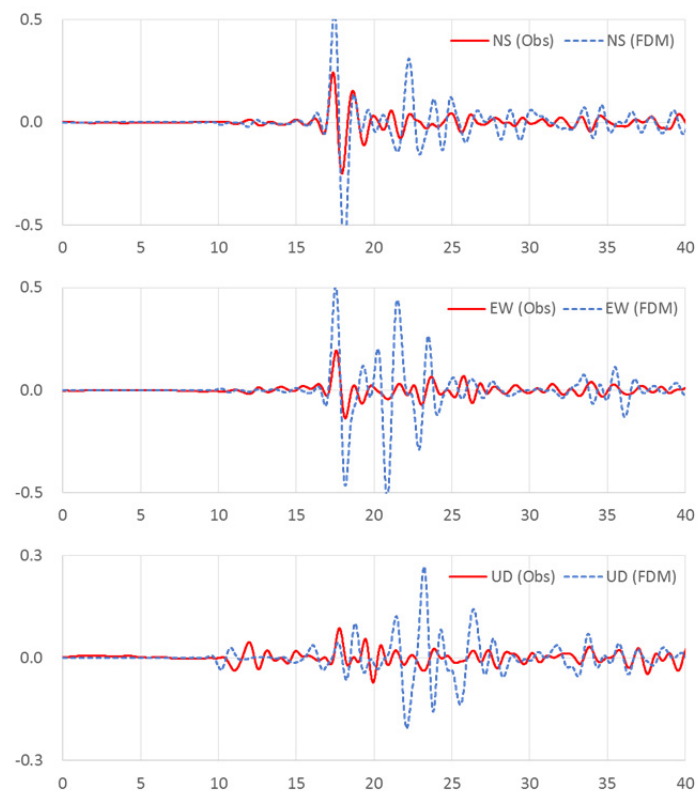


(b) フーリエスペクトルNS成分

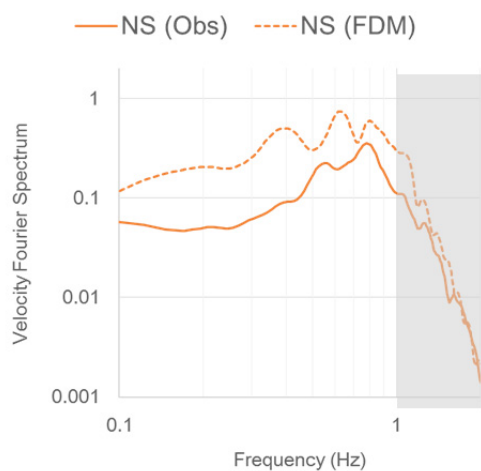


(c) フーリエスペクトルEW成分

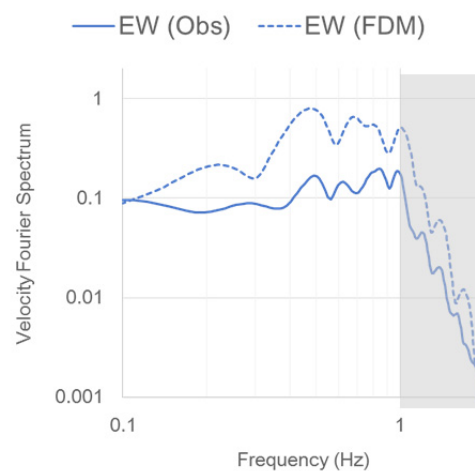
図3.3.6-17 2015年7月13日大分県南部の地震による地震動の比較
三光観測点 (OITA006) での比較 (Obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形



(b) フーリエスペクトルNS成分



(c) フーリエスペクトルEW成分

図3.3.6-18 2015年7月13日大分県南部の地震による地震動の比較
犬飼観測点 (OITA047) での比較 (obs : 観測、FDM : 計算)

7) 強震動シミュレーションの試計算

地震調査研究推進本部が公表している長期評価に基づく活動セグメントによる強震動シミュレーションを行った。対象とした活動セグメントは、大分平野ー由布院断層帯東部（12803）と別府湾ー日出生断層帯東部（12801）とした。表3.3.7-1～2、図3.3.7-1～2にそれぞれの断層パラメータと断層モデルを示す。地下構造モデルは、中規模地震の地震動シミュレーションと同様にJ-SHIS V2を用いた。モデルサイズは南北約133km、東西約153kmとし、深さは約30kmとした。差分格子のグリッドサイズについては、100mメッシュとしグリッド数は $1332 \times 1527 \times 61$ （深部は $444 \times 509 \times 81$ ）とし、計算はGMSを用いて行った。

大分平野ー由布院断層帯東部（12803）のケース1の計算結果を図3.3.7-3～4に示す。図3はNS成分の最大速度分布のスナップショットである。破壊開始から3.5秒、6.5秒、9.5秒の時間である。図3.3.7-4は震度分布を示す。図3.3.7-5～6には同様に、大分平野ー由布院断層帯東部（12803）のケース3の計算結果を示す。図3.3.7-7～8および図3.3.7-9～10には別府湾ー日出生断層帯東部（12801）のケース1およびケース2の計算結果を示す。

別府湾周辺では、震源直上であることと別府堆積盆における地震動増幅の2つの影響により、大きな地震動となることがわかる。

表 3.3.7-1 地震調査研究推進本部の長期評価に基づく大分平野－由布院断層帯東部
(12803) の断層パラメータ (藤原ほか、2009)

大分平野－由布院断層帯東部 (12803)

	長期評価	設定値	
		平均ケース	最大ケース
平均活動間隔	約2300－3000年	2650年	3000年
最新発生時期	約2200年前以後、6世紀以前	1805年前	2200年前
30年発生確率	0.03%－4%	1.0%	4.0%
50年発生確率	0.06%－7%	1.8%	7.1%
断層帯原点	(東端) 北緯 33°15′ 東経 131°43′ (西端) 北緯 33°18′ 東経 131°26′	—	—
活断層長さ L	約 27 km	27 km	
マグニチュード M	7.2 程度	7.2	
巨視的震源パラメータ	設定方法		
断層モデル原点	地中の上端における東端	北緯 33.261° 東経 131.747°	
走向 θ	長期評価の端点を結ぶ方向	N281.9°E	
傾斜角 δ	「主として高角度北傾斜」	60°	
すべり角 γ	「南側が隆起する正断層」	-90°	
断層モデル上端深さ	微小地震の発生と地震基盤深さを参考	3 km	
断層モデル長さ L_{model}	手続き化の方法に従い設定	32 km	
断層モデル幅 W_{model}	手続き化の方法に従い設定	14 km	
断層モデル面積 S_{model}	$S_{\text{model}} = L_{\text{model}} \times W_{\text{model}}$	448 km ²	
地震モーメント M_0	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	1.47E+19 Nm	
モーメントマグニチュード M_w	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	6.7	
静的応力降下量 $\Delta\sigma$	$\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^3$	3.8 MPa	
平均すべり量 D_{model}	$D_{\text{model}} = M_0 / (\mu \cdot S_{\text{model}})$	1.0 m	
短周期レベル A	$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	1.30E+19 Nm/s ²	
微視的震源パラメータ		ケース 1～2	ケース 3
全面積 S_a	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	113.1 km ²	
平均すべり量 D_a	$D_a = \gamma_D \cdot D_{\text{model}}, \gamma_D = 2.0$	2.0 m	
実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	15.0 MPa	
地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	7.06E+18 Nm	
ベリ1面積 S_{a1}	$S_{a1} = S_a \cdot (2/3)$ or S_a	75.4 km ²	113.1 km ²
平均すべり量 D_{a1}	$D_{a1} = (\gamma_1 / \sum \gamma_i^3) \cdot D_a$	2.2 m	2.0 m
実効応力 σ_{a1}	$\sigma_{a1} = \sigma_a$	15.0 MPa	15.0 MPa
計算用面積	2km メッシュサイズ	80 km ²	112 km ²
ベリ2面積 S_{a2}	$S_{a2} = S_a \cdot (1/3)$ or 0	37.7 km ²	—
平均すべり量 D_{a2}	$D_{a2} = (\gamma_2 / \sum \gamma_i^3) \cdot D_a$	1.6 m	—
実効応力 σ_{a2}	$\sigma_{a2} = \sigma_a$	15.0 MPa	—
計算用面積	2km メッシュサイズ	36 km ²	—
背景領域面積 S_b	$S_b = S_{\text{model}} - S_a$	334.9 km ²	334.9 km ²
平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.7 m	0.7 m
実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	2.9 MPa	3.0 MPa
地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	7.60E+18 Nm	7.60E+18 Nm
計算用面積	2km メッシュサイズ	332 km ²	336 km ²

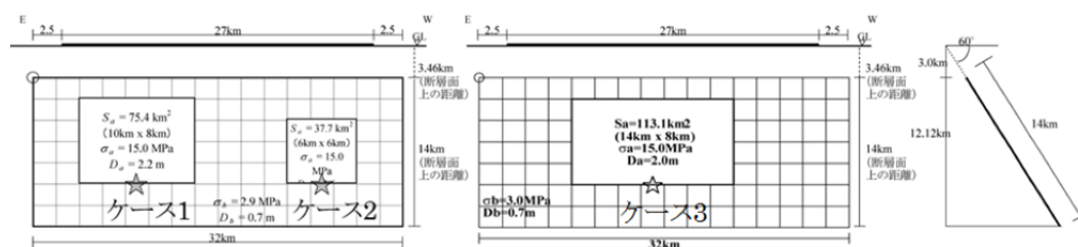


図 3.3.7-1 地震調査研究推進本部の長期評価に基づく大分平野－由布院断層帯東部
(12803) の断層モデル (藤原ほか、2009)

表 3.3.7-2 地震調査研究推進本部の長期評価に基づく別府湾一日出生断層帯東部(12801)の断層パラメータ (藤原ほか、2009)

別府湾一日出生断層帯東部 (12801)

	長期評価	設定値	
		平均ケース	最大ケース
平均活動間隔	約1300～1700年	1500年	1300年
最新発生時期	1596年(慶長元年)の慶長豊後地震	413年前	413年前
30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
断層帯原点	(東端) 北緯 33°21' 東経 131°58' (西端) 北緯 33°19' 東経 131°31'	—	—
活断層長さ L	約 43 km	43 km	—
マグニチュード M	7.6 程度	7.6	—
巨視的震源パラメータ	設定方法		
断層モデル原点	地中の上端における西端	北緯 33.299° 東経 131.492°	
走向 θ	長期評価の端点を結ぶ方向	N85.0°E	
傾斜角 δ	「主として高角度南傾斜」	60°	
すべり角 γ	「北側が隆起する正断層」	-90°	
断層モデル上端深さ	微小地震の発生と地震基盤深さを参考	3 km	
断層モデル長さ L_{model}	手続き化の方法に従い設定	48 km	
断層モデル幅 W_{model}	手続き化の方法に従い設定	14 km	
断層モデル面積 S_{model}	$S_{\text{model}} = L_{\text{model}} \times W_{\text{model}}$	672 km ²	
地震モーメント M_0	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	3.64E+19 Nm	
モーメントマグニチュード M_w	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	7.0	
静的応力降下量 $\Delta\sigma$	$\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^3$	5.1 MPa	
平均すべり量 D_{model}	$D_{\text{model}} = M_0 / (\mu \cdot S_{\text{model}})$	1.7 m	
短周期レベル A	$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	1.76E+19 Nm/s ²	
微視的震源パラメータ		ケース1～2	
全面積 S_a	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	254.5 km ²	
平均すべり量 D_a	$D_a = \gamma_D \cdot D_{\text{model}}, \gamma_D = 2.0$	3.4 m	
実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	13.4 MPa	
地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	2.70E+19 Nm	
ベリ1面積 S_{a1}	$S_{a1} = S_a \cdot (2/3)$	169.7 km ²	
平均すべり量 D_{a1}	$D_{a1} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$	3.8 m	
実効応力 σ_{a1}	$\sigma_{a1} = \sigma_a$	13.4 MPa	
計算用面積	2km メッシュサイズ	160 km ²	
ベリ2面積 S_{a2}	$S_{a2} = S_a \cdot (1/3)$	84.8 km ²	
平均すべり量 D_{a2}	$D_{a2} = (\gamma_2 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$	2.7 m	
実効応力 σ_{a2}	$\sigma_{a2} = \sigma_a$	13.4 MPa	
計算用面積	2km メッシュサイズ	80 km ²	
背景領域面積 S_b	$S_b = S_{\text{model}} - S_a$	417.5 km ²	
平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.7 m	
実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	2.3 MPa	
地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	9.34E+18 Nm	
計算用面積	2km メッシュサイズ	432 km ²	

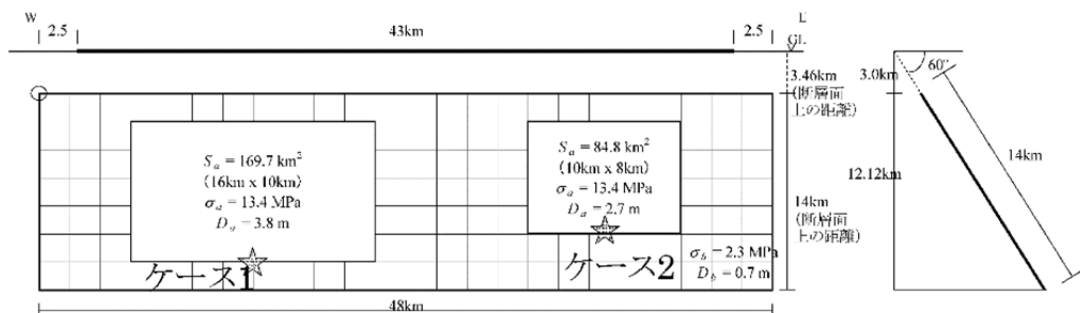


図 3.3.7-2 地震調査研究推進本部の長期評価に基づく別府湾一日出生断層帯東部(12801)の断層モデル (藤原ほか、2009)

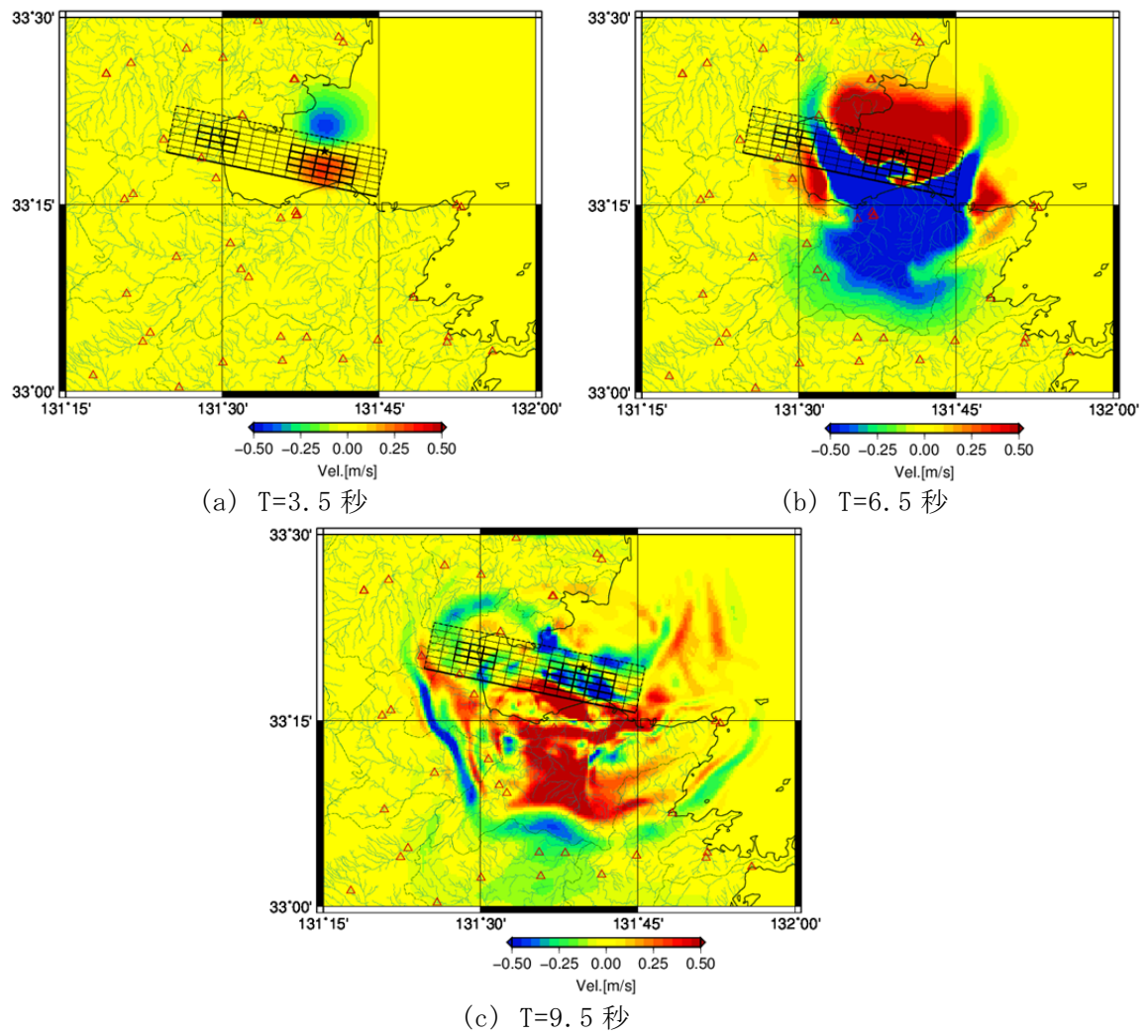


図 3.3.7-3 大分平野ー由布院断層帯東部 (12803) のケース 1 の NS 成分の最大速度分布のスナップショット

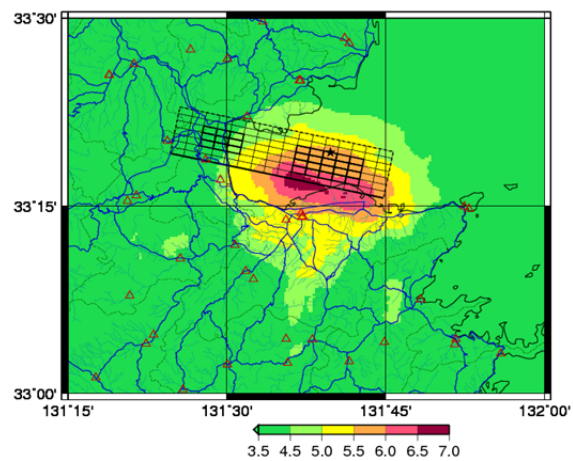


図 3.3.7-4 大分平野ー由布院断層帯東部 (12803) のケース 1 の震度分布

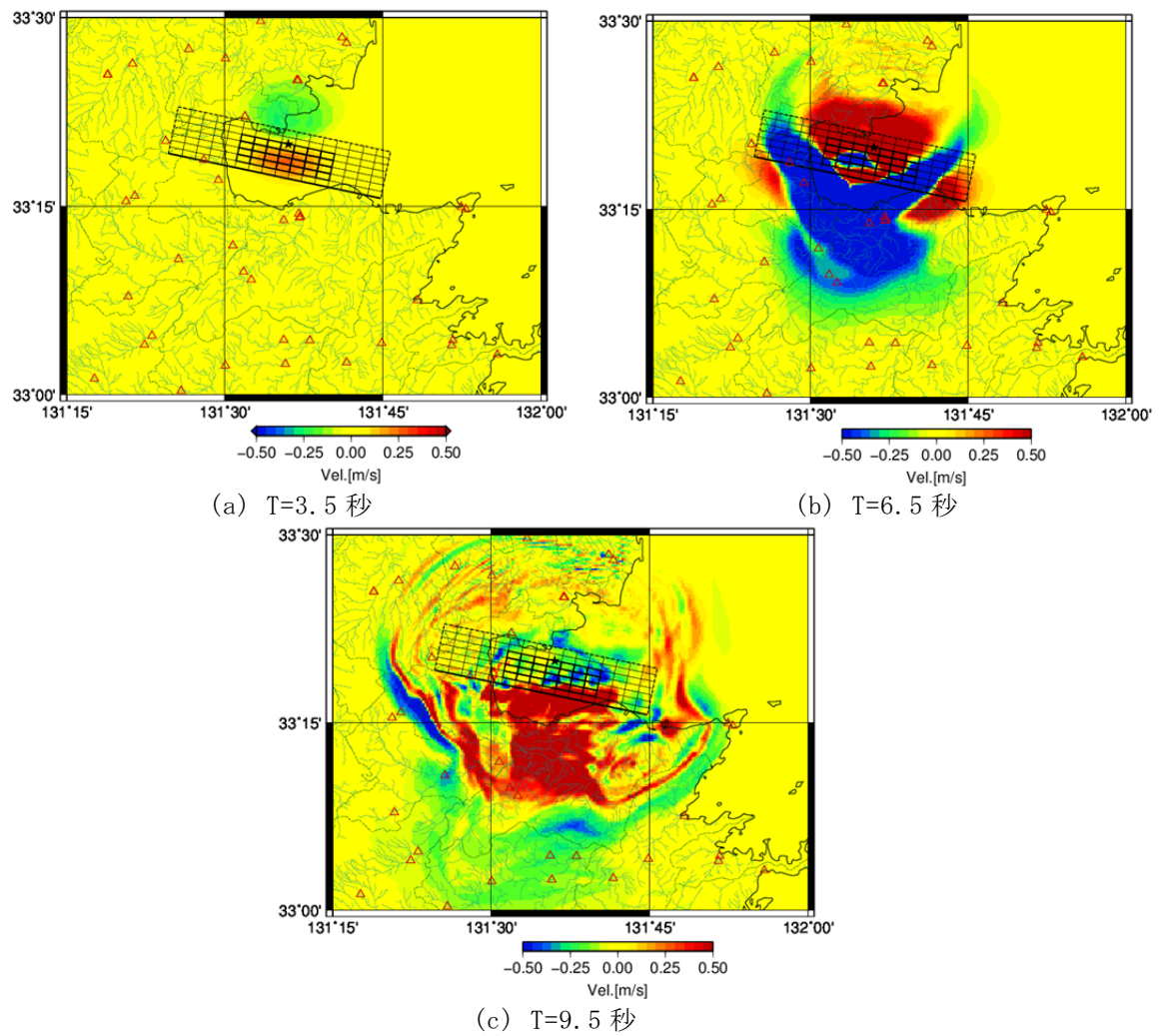


図 3.3.7-5 大分平野ー由布院断層帯東部 (12803) のケース 3 の NS 成分の最大速度分布のスナップショット

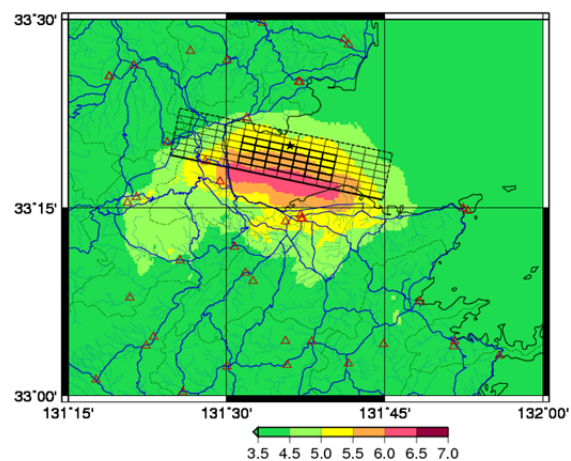


図 3.3.7-6 大分平野ー由布院断層帯東部 (12803) のケース 3 の震度分布

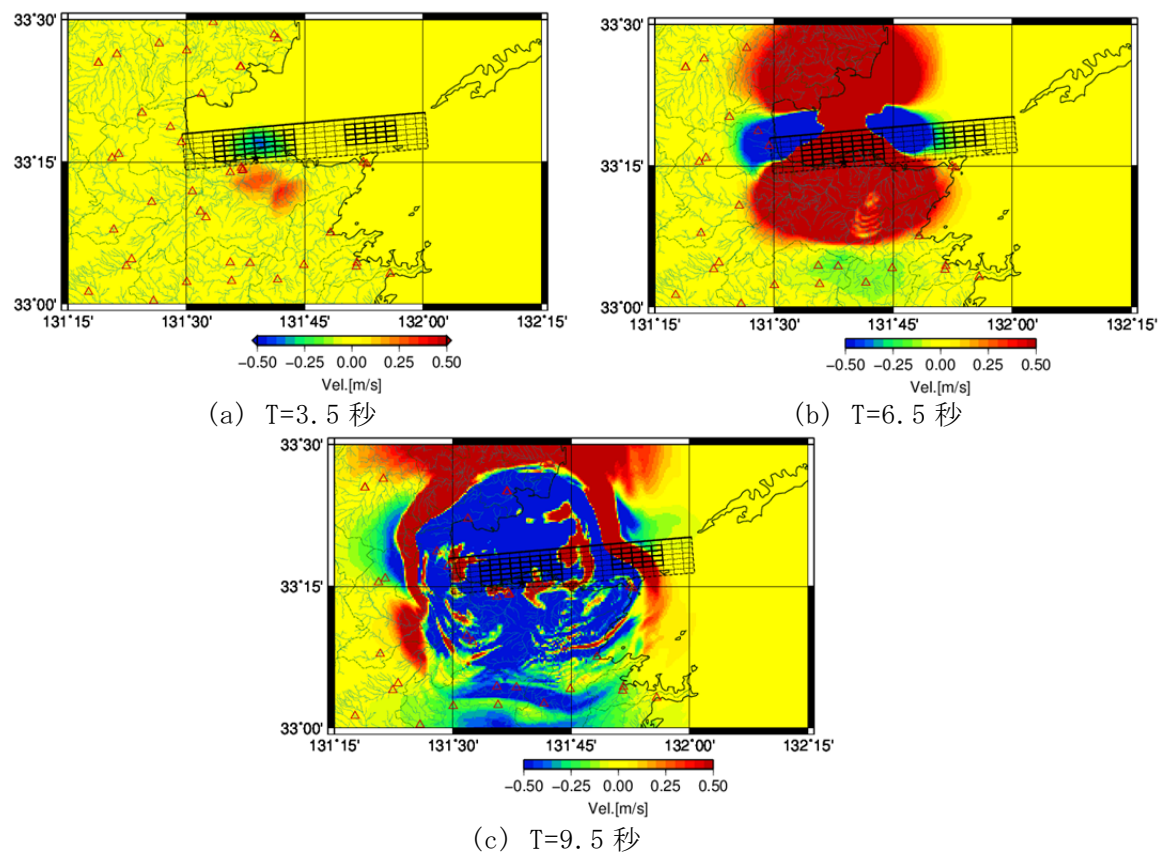


図 3.3.7-7 別府湾－日出生断層帯東部 (12801) のケース 1 の NS 成分の最大速度分布のスナップショット

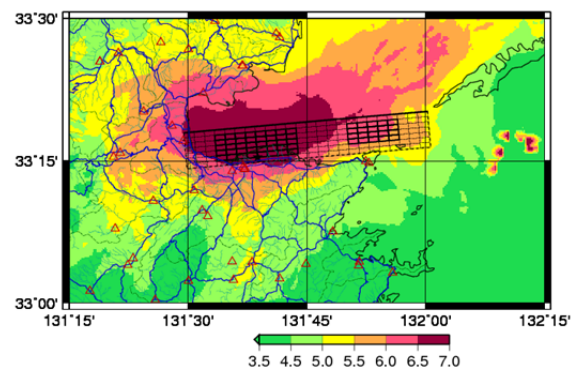


図 3.3.7-8 別府湾－日出生断層帯東部 (12801) のケース 1 の震度分布

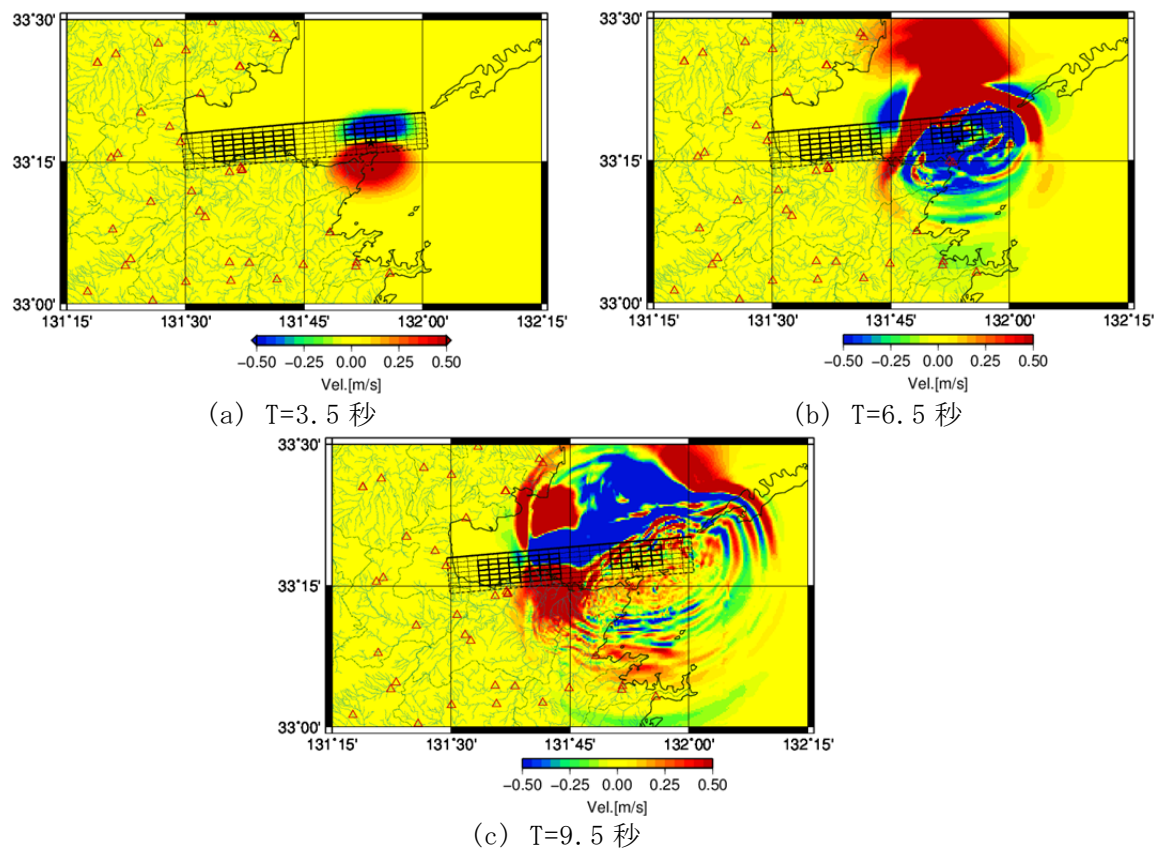


図 3.3.7-9 別府湾一日出生断層帯東部 (12801) のケース 2 の NS 成分の最大速度分布のスナップショット

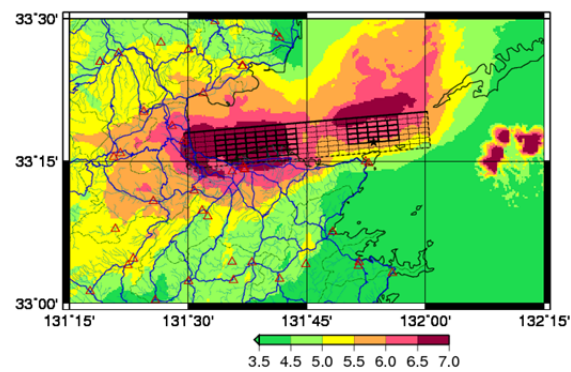


図 3.3.7-10 別府湾一日出生断層帯東部 (12801) のケース 2 の震度分布

8) 震源モデルの構築

a) 動的破壊伝播シミュレーションによる破壊シナリオの検討

平成26年度に作成した断層モデルの離散化グリッドの間隔は約1kmであったが、平成27年度はこれを500mにあげて精細化をはかった。この精細化により、計算コストは32倍となったが、現状で使用可能な計算機環境において実行可能であることを確認した。なお、断層モデルは大分県(2013)を参考にしており、断層面・地表面は、任意形状に対応するため、非構造の三角形メッシュを用いて離散化している。図3.3.8-1に、作成した1kmおよび500km解像度の断層モデルを示す。数値計算には、平成26年度までに整備した高速化動的境界積分方程式法コード(Ando, 2015)を用いた。

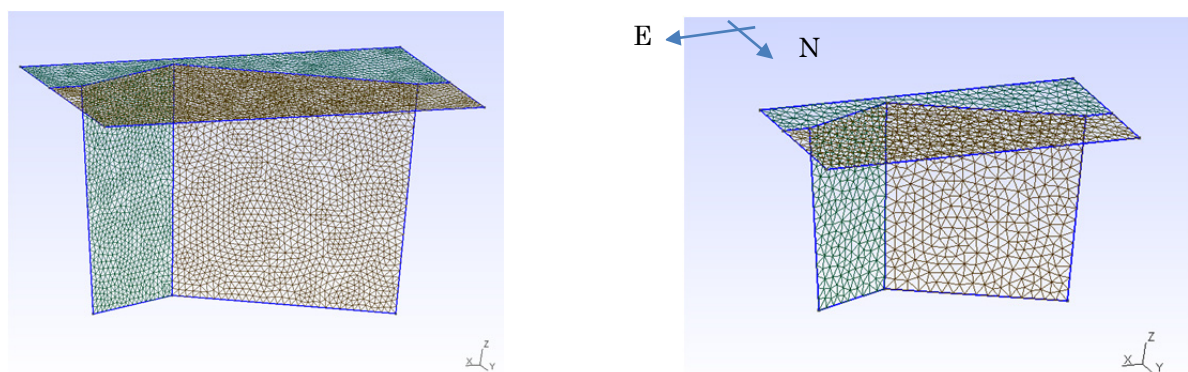


図 3.3.8-1 モデル化した断層面と地表面の形状を北東上空からみたところ。(左) 平成27年度計算に用いた500m解像度のモデル。(右) 平成26年度の1km解像度のモデル。境界要素法における離散化に用いた三角形非構造メッシュを併せて示す。

シミュレーションによって求めたモーメント速度関数を、スペクトル解析することで、震源スペクトルが ω^{-2} に従っていることを確認した。また、モデルの精細化により、解析可能周波数の向上を確認した。さらに、3つの破壊シナリオを作成した。その計算例を、断層滑り速度および地表変位速度のスナップショットとして図3.3.8-2に示す。破壊開始位置は、断層面の西端、中央、東端にそれぞれ仮定した。その結果、どの破壊開始点を仮定した場合でも、断層面全体を破壊するようなパターンとなった。これは、一様な応力場を仮定していることと、本断層のような正断層では、破壊がMode IIIで断層走向方向に進行するため、断層屈曲の影響を受けにくいことが要因と考えられる。一方で、波動の放射パターンや破壊継続時間は、破壊開始点の違いに依存して、各シナリオで異なっている。

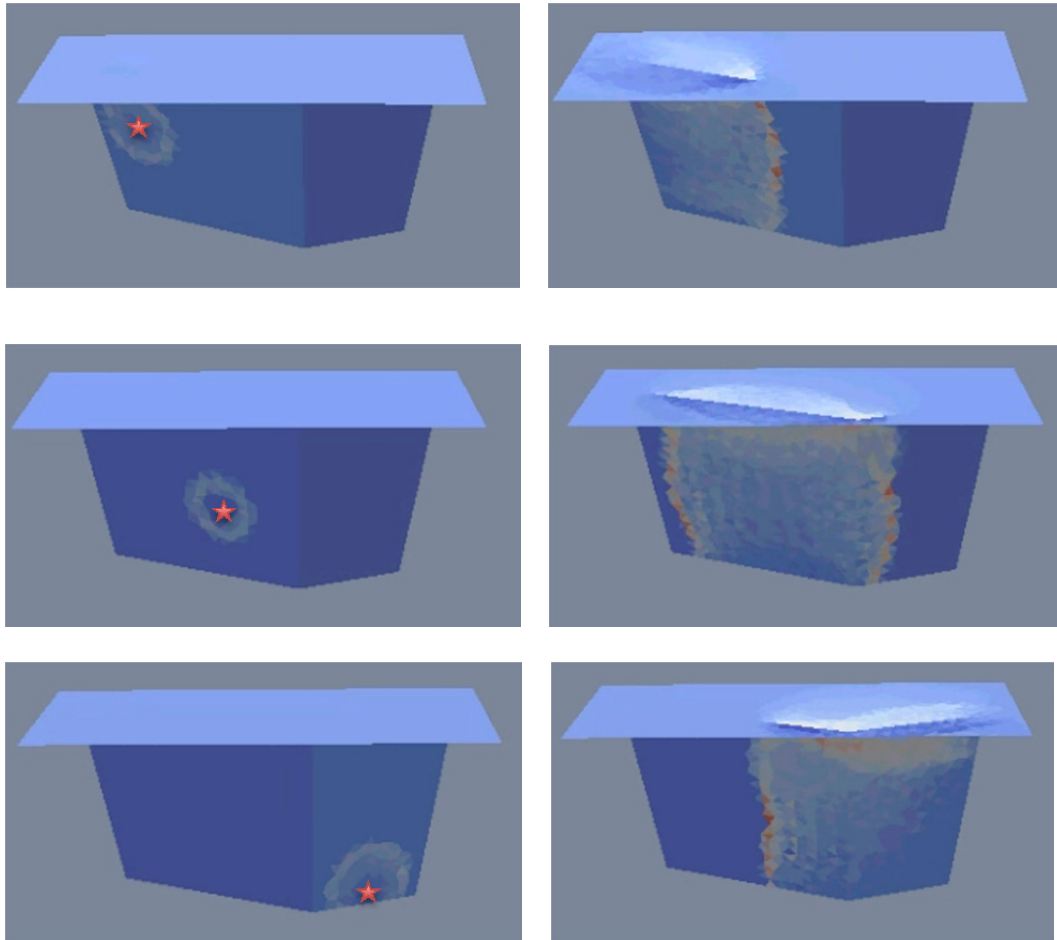


図 3.3.8-2 3つのシナリオによる動的破壊過程のスナップショット。断層と地表面を南上空から見たところ。左側のパネルは破壊開始直後、右側のパネルはある程度破壊が進行した時点、色は滑り速度を示し、暖色系が高速。破壊開始点のおよその位置を星印で示す。(上)シナリオ1：西からの破壊、(中)シナリオ2：中央からの破壊、(下)シナリオ3：東からの破壊。

b) 短い活断層の震源特性調査

別府-万年山断層帯は、地表では長さ 20km 以下の正断層の集合であるという特徴がある(地震調査研究推進本部、2005)。一方、震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)(地震調査研究推進本部、2009；入倉・三宅、2001)では、既往地震の震源パラメタの統計解析(Wells and Coppersmith、1994；Somerville et al., 1999 など)に基づいて巨視的パラメタが設定されているが、主に長さ 20km 以上の横ずれ断層もしくは逆断層の震源パラメタに基づいている。したがって、「レシピ」に基づく断層モデルが別府-万年山断層帯に適しているかどうかは検討の余地がある。ここでは、短い活断層の震源特性調査について引き続き調査を行った。

最近、断層長さの検討にあたっては、地震発生前の事前推定の活断層長さと、地震発生後の事後推定の活断層の長さの違いに留意する必要性が指摘されている(島崎、2015)。短い活断層の場合、この留意事項に加えて、主断層および副断層の地表出現長さ、さらに、

震源断層長さに対する主断層の地表出現長さの割合も必要とされている(高尾・他, 2013)。これらの指標は、確率論的断層変位ハザード評価に活用されている。

国内の地震において、事後推定の震源断層長さに対する、事後推定の主断層の地表出現長さの割合は、M6.8 (～Mw 6.5) を境に変動することが武村(1998)によって指摘されており、高尾・他(2013)によって確認されている。この境となる地震規模は、松田式における事後推定の地表断層長さ 15km にほぼ相当する。一方、国外の地震では、この境となる地震規模が異なり、Mw 6.0 程度とされている(Youngs et al., 2003)。

予備的検討を行ったところ、近年の国内の地震において、事後推定の震源断層長さが 20km 未満の場合、火山付近で発生した 1998 年岩手内陸北部の地震を除き、事後推定の主断層の地表出現長さの割合はほぼゼロとなることが確認された。一方、地震発生後に断層が地表に出現した場合、断層が孤立しているかしていないに関わらず、事後推定の震源断層長さと定数倍で関係づけることは極めて困難であることが分かった。また、使用文献によって、断層の地表出現長さの事後推定値に幅があるため、統計的優位性を追加して、引き続き検討を行う。

最終年度に着手予定の別府－万年山断層帯(大分平野－由布院断層帯東部)の強震動予測における震源モデルの構築に際しては、地震調査研究推進本部で採用されているレシピに加え、サブテーマ 1 の成果を生かした断層幾何形状と傾斜角の設定、サブテーマ 2 および 3 の成果を生かした応力場解析からすべり角の設定、サブテーマ 3 の動力学的解析から提示される破壊シナリオ、などの活用が期待される。ただし、地震活動が活発ではない断層帯に対する震源モデルの構築は、国内ではこれまでに例が少なく、地震発生層やアスペリティ位置の設定について、今後のさらなる検討が必要である。

c) 結論ならびに今後の課題

1) 微動アレイ探査による深い速度構造の推定

別府湾北岸の 3 カ所にて最大半径 1 km 程度の微動アレイ観測を実施し、0.2Hz から 10Hz の範囲で Rayleigh 波の位相速度を得た。これまでに実施した微動アレイ探査による観測位相速度と既往速度構造モデルの理論値の比較を行い、別府扇状地および大分平野南部の速度構造モデルの修正について検討した。今後は、本調査結果を使用した深部速度構造モデルの改良が課題である。

2) 小半径微動アレイ観測による浅部速度構造の推定

大分平野の 109 か所にて小半径の微動アレイ探査を行い、概ね 1Hz から 20Hz の範囲で分散性を有する位相速度を得た。位相速度から簡易変換により速度構造を求め、位相速度および H/V スペクトルのピークを再現する速度構造を得た。大分平野の伏在断層および河川流路に規制された速度構造が確認された。今後、本調査結果を使用した浅部速度構造モデルの作成、および他地域での同様な検討が課題である。

3) 連続微動観測記録を用いた地震波干渉法解析および応力場解析

別府湾周辺の連続微動観測網を引き続き運用し、観測データを蓄積した。遠地地震の長周期帯域波形を用いて観測方位の検討を行った。地震波干渉法および遠地地震の解析により、別府湾を跨ぐ観測点ペアでの群速度および別府湾の平均的な位相速度を推定した。ま

た、同観測網で記録された 2015 年 5 月の別府湾東部での地震記録から震源のメカニズム解を求め、震源域周辺の応力場を推定した。

本観測網の運用期間は 1 年間を超え、当初の目的であった別府湾直下の速度構造の検討に資するデータの蓄積が進んだ。今後は、群速度と位相速度を用いた速度構造モデルの検証・改良、ジャイロ等を用いた設置方位測定が課題である。また、観測網を南北に広げ、既往データの少ない領域の速度構造の検証のためのデータ蓄積を行うことが必要である。

4) 地震記録の収集・解析

大分県内の自治体震度計（全 49 点）の 2005 年以降の観測記録を収集・整理し、H/V スペクトル、R/V スペクトルの算出を行った。別府湾周辺域および大分県中部地域について、観測と既往速度構造モデルからの理論値にずれがみられることが分かった。これらの地域については、微動観測等の機動的観測を行い、速度構造の検証のためのデータを取得し、適宜モデルを改良することが課題である。

5) 別府湾周辺域の速度構造モデルの作成

別府湾内の深部音波探査データの再解析結果に基づいて既往速度構造モデルの層境界深度を変更し、地震動 R/V および微動アレイ探査による観測位相速度との比較を行った。工学的基盤以浅の浅部地盤構造モデルの作成のため、大分平野の既往ボーリングデータおよび PS 検層データの収集・整理を行った。別府湾内の浅部音波探査の反射面データと陸域のボーリングデータを基に陸海域の統合浅部地質モデルを作成した。これらを基に、浅部速度構造の初期モデルを作成した。

今後は、本重点調査で蓄積したデータを用いた深部速度構造モデルおよび浅部速度構造モデルの作成と検証が課題である。特に、沖積低地についてのデータ収集をさらに進める必要がある。

6) 中小地震の波動計算による既往速度構造モデルの検証

大分県周辺で発生した中規模地震を対象に、3 次元差分計算を実施し、速度構造モデルを修正すべき個所について検討した。今後は深部速度構造の改良モデルについて同様な検討を実施することが必要である。

7) 強震動シミュレーションの試計算

既往速度構造モデルと地震本部の長期評価に基づく震源モデルを用いて、別府湾周辺域の強震動シミュレーションの試計算を実施した。

8) 震源モデルの構築

平成 27 年度は動的破壊伝播シミュレーションのメッシュサイズを小さくし数値精度を上げるとともに、より短周期の地震動を計算できるようにした。また、典型的な破壊シナリオとして、断層の両端及び中央に破壊開始点を仮定した 3 つのシナリオを試作した。平成 28 年度は、微小地震を用いて推定した応力情報を利用することにより、より現実的なモデル設定とする。さらに、モデル領域を拡大して、現状の対象領域から東部につながる中央構造線断層を考慮することが課題である。また、震源モデルの構築に際しては、地震発生前の事前推定の活断層長さと、地震発生後の事後推定の活断層長さの関係に留意する必要があることを確認した。さらに、別府一万山断層帯（大分平野一由布院断層帯東部）の震源モデル構築に際して、断層幾何形状・傾斜角・すべり角・破壊シナリオは、各サブ

テーマの成果の活用が見込めるが、地震活動が活発ではないため、地震発生層やアスペリティ位置の設定の検討が課題である。

最終年度である平成 28 年度は、本重点調査の成果に基づく別府一万年山断層帯の震源モデルの作成、改良速度構造モデルの構築、ならびにこれらを用いた広帯域の強震動計算が課題である。

(d) 引用文献

- Aki, K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 415-456, 1957.
- Ando, R., Fast Domain Partitioning Method for Dynamic Boundary Integral Equations Applicable to Non-planar Faults Dipping in 3-D Elastic Half-space, Submitted, 2015.
- Aoi, S. and H. Fujiwara, 3-D finite difference method using discontinuous grids, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 89, pp. 918-930., 1999.
- 青井真・早川俊彦・藤原広行, 地震動シミュレータ:GMS, 物理探査, Vol. 57, pp. 651-666., 2004.
- 馬場俊孝・伊藤亜妃・金田義行・早川俊彦・古村孝志, 制御地震探査結果から構築した日本周辺海域下の 3 次元地震波速度構造モデル, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会, S111-006, 2006.
- Ballard, R.F. Jr. : Determination of soil shear moduli at depths by in-situ vibratory techniques, Miscellaneous paper, No. 4-691, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, 1964.
- Bensen, G.D., M.H. Ritzwoller, M.P. Barmin, A.L. Levshin, F. Lin, M.P. Moschetti, N.M. Shapiro, and Y. Yang, Processing Seismic Ambient Noise Data to Obtain Reliable Broad-band Surface Wave Dispersion Measurements, Geophys. J. Int., 169, 1239-1260, 2007.
- 防災科学技術研究所 : 地震ハザードステーション J-SHIS、
<http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>
- 防災科学技術研究所 : 広帯域地震観測網 F-net、<http://www.fnet.bosai.go.jp>
- Brocher, T. M., Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust, Bull. Seism. Soc. Am., 95, 2081-2092, 2005.
- 千田昇・竹村恵二・松田時彦・島崎邦彦・池田 安隆・岡村眞・水野清秀・松山尚典・首藤次男, 大分平野東部に伏在する活断層, 活断層研究, 185-198, 2004.
- Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki, A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms, Geophysics, 69, 1535-1551, 2004
- Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki, Centerless circular array method: Inferring phase

- velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, *J. Geophys. Res.*, 111, B09315, doi:10.1029/2005JB004235, 2006.
- Dziwonski, A., S. Bloch, and M. Landisman, A Technique for the Analysis of Transient Seismic Signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444, 1969.
- Flohlich, C., Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanism, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 75, 193-198, 1992.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・功刀 卓・石井 透・早川 譲・森川信之・本多 亮・小林京子・大井 昌弘・先名重樹・八十島 裕・奥村直子, 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, No. 256, 2004.
- 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・若松加寿江・石川裕・奥村俊彦・石井透・松島信一・早川譲・遠山信彦・成田章, 「全国地震動予測地図」作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料、第 336 号, 2009.
- 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.
- 福元俊一・山中浩明・翠川三郎・入江紀嘉, 微動と地震動の水平アレー観測によるやや長周期帯域地震動の評価ー京葉臨海地域における S 波速度構造と表面波の波動特性ー, 日本地震工学会論文集, 第 4 巻, 87-106, 2004.
- Hayashida, T., and M. Yoshimi, Verification of Green' s Function Approximation from Ambient Noise Cross-correlation using Three-year Continuous Seismic Data in South Niigata Prefecture, Japan, AGU Fall Meeting, S41B-2723, 2015.
- Hirata, N. and M. Matsu' ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 47, 50-61, 1987.
- 今西和俊・武田直人・桑原保人, 2011 年東北地方太平洋沖地震の発生後に活発化した霞ヶ浦南端直下の正断層型地震活動, *地震* 2, 66, 47-66, DOI:10.4294/zisin.66.47, 2013.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵, シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849-875, 2001.
- Itoh, Y., Kusumoto, S., and Takemura, K., Evolutionary process of Beppu Bay in central Kyushu, Japan: a quantitative study of the basin-forming process controlled by plate convergence modes., *Earth, Planets and Space*, 66, 1-14, 2014.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 震源断層を特定した地震の地震動予測手法(「レシピア」), http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf, 2009.
- 紺野克昭・大町達夫: 常時微動の水平／上下スペクトル比を用いる増幅特性の推定に適した平滑化とその適用例, *土木学会論文集*, No. 525, 247-259, 1995.
- 駒澤正夫・鎌田浩毅, 豊肥地域の重力基盤構造, *地質調査所報告*, 264, 305-333, 1985.
- 菊地正幸, リアルタイム地震学, 東京大学出版会, pp. 222, 2003.
- Kusumoto, S., Y. Fukuda, S. Takemoto, and Y. Yusa, Three-dimensional subsurface

- structure in the eastern part of the Beppu-Shimabara graben Kyushu, Japan, as revealed by gravimetric data, *J. Geodetic Soc. Japan*, 42, 167-181, 1996.
- Lin, F. C., M. P. Moschetti, and M. H. Ritzwoller, Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, 173, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x, 2008.
- Ludwig W. J., J. E. Nafe and C. L. Drake, *Seismic Refraction, in the Sea*, Vol.4, part 1, 53-84, edited by Maxwell, A., Wiley-Interscience, New York, 1970.
- 松田時彦, 活断層から発生する地震の規模と周期について, *地震* 2, 28, 269-284, 1975.
- Matsumoto S., S. Nakao, T. Ohkura, M. Miyazaki, H. Shimizu, Y. Abe, H. Inoue, M. Nakamoto, S. Yoshikawa, and Y. Yamashita, Spatial heterogeneities in tectonic stress in Kyushu, Japan and their relation to a major shear zone, *Earth Planets Space*, 67, 172, doi:10.1186/s40623-015-0342-8, 2015.
- 松澤孝紀・松本拓己・棚田俊, F-net 広帯域地震計を用いた matched filter 解析による阿蘇山長周期振動のモニタリング, 日本地球惑星科学連合 2015 年大会予稿集, SVC45-P30, 2015.
- Michael, A. J., Determination of stress from slip data: faults and folds, *J. Geophys. Res.*, 89 (B13), 11,517-11,526, 1984.
- Michael, A. J., Stress rotation during the Coalinga aftershock sequence, *J. Geophys. Res.*, 92 (B8), 7963-7979, 1987.
- 宮腰研・岡田廣・凌甦群, 微動探査法における推定可能な微動中の表面波位相速度の波長範囲, 物理探査学会第 94 回学術講演会論文集, 178-182, 1996.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学大学院理学研究科, 別府一万年山断層帯(大分平野一由布院断層帯東部)における重点的な調査観測 平成 26 年度成果報告書, 235pp, 2015.
- Nakamura, T., H. Takenaka, T. Okamoto, and Y. Kaneda, FDM simulation of seismic-wave propagation for an aftershock of the 2009 Suruga Bay earthquake: Effects of ocean-bottom topography and seawater layer, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 102, 2420-2435, 2012.
- Nishida, K., H. Kawakatsu, and K. Obara, Three-dimensional crustal S-wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters, *J. Geophys. Res.*, 113, B10302, doi:10.1029/2007JB005395, 2008.
- Okada, H., *The Microtremor Survey Method* (translated by Koya Suto), Geophysical Monograph Series, No.12, Society of Exploration Geophysicists, 2003.
- 大分県, 大分県津波浸水予測調査結果(確定値)について, 2月, 2013.
- 大分県, 大分県地震津波被害想定調査, 2013
- 大分県, 大分県地震被害想定調査報告書, 230pages, 2008.
- 大分県, 平成 11 年度地震関係基礎調査交付金「別府一万年山断層帯(トレンチ・ボーリング調査編)に関する調査成果報告書」, 2000.

- 大分県，平成 12 年度地震関係基礎調査交付金「別府一万年山断層帯（極浅層反射法探査・ボーリング調査—総合解析編）に関する調査成果報告書」，2001.
- 大分県，平成 13 年度地震関係基礎調査交付金「別府一万年山断層帯に関する調査成果報告書」，2002.
- 三反畑修・小原一成・前田拓人・高木涼太・佐竹健治，阿蘇山における長周期微動の規模別頻度分布にみられる段階的变化，日本地球惑星科学連合 2015 年大会予稿集，SVC45-09，2015.
- 瀬戸充・村田茂雄・堀田信俊，大分地区地盤図，九州建設施工管理研究会，196pages，1972.
- 島崎邦彦，活断層の長さから推定される地震モーメント：日本海「最大」クラスの津波断層モデルについて，日本活断層学会 2015 年度秋季学術大会，0-13，2015.
- 汐見勝彦，防災科研 Hi-net 地中地震計設置方位情報推定方法の改良，防災科学技術研究所研究報告，第 80 号，1-20，2013.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80, 1999.
- 鈴木晴彦・中川博人，Hi-net 地震記録を用いた表面波位相速度の推定，物理探査学会学術講演会講演論文集，127，45-48，2012.
- Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki, Beyond the SPAC method: exploiting the wealth of circular-array methods for microtremor exploration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 97, 2080- 2095, doi:10.1785/0120070058, 2007.
- Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki, New horizons in the utility of horizontal-motion microtremors, *Proc. 7th International Conference on Urban Earthquake Engineering*, Center for Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of Technology. (http://www.cuee.titech.ac.jp/Japanese/Publications/Doc/conference_7th.pdf), 2010
- Takagi, R., H. Nakahara, T. Kono, and T. Okada, Separating body and Rayleigh waves with cross terms of the cross-correlation tensor of ambient noise, *J. Geophys. Res.*, 119, 2005-2018, doi:10.1002/2013JB010824, 2014.
- 高尾誠・土山滋郎・安中正・栗田哲史，確率論的断層変位ハザード解析手法の日本における適用，日本地震工学会論文集，13(1)，17-36，2013
- 武村雅之，日本列島における地殻内地震のスケーリング則，*地震* 2，51，211-228，1998.
- ト部卓・束田進也，WIN 微小地震観測網波形検出支援のためのワークステーション・プログラム（強化版），*地震学会予稿集*，no. 2，331，1992.
- Waldhauser F. and W. L. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353-1368, 2000.
- Wells, D.L. and Coppersmith K.J., New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seis.*

- Soc. Am., 84, 974-1002, 1994.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, New, improved version of the Generic Mapping Tools released. EOS Trans. AGU, 79, 579, 1998.
- 山田圭太郎・竹村恵二・原口強, 別府湾の表層堆積物構造の時系列変化, 大分県温泉調査研究会報告, p. 9-15, 2015.
- 山中浩明・地元孝輔・諸井孝文・池浦友則・額額一起・坂上 実・中井正一・関口 徹・小田義也, 南関東地域における微動の長期連続観測記録の地震波干渉法処理による表面波の群速度の推定, 物理探査, 63, 409-425, 2010.
- 吉見雅行・山田浩二・秋永康彦, 大分平野南部における反射法地震探査, 日本地震学会 2007 年秋季大会講演予稿集, P2-066, 2007.
- 吉見雅行・吉田邦一・関口春子・堀川晴央・竿本英貴・松浦旅人, 微動アレイ探査で推定した大分平野の S 波速度構造, 活断層・古地震研究報告, 8, 295-315, 2008.
- Youngs, R.R., W.J. Arabasz, R.E. Anderson, A.R., Ramelli, J.P. Ake, D.B. Slemmons, J.P. McCalpin, D.I. Doser, C.J. Fridrich, F.H. III Swan, A.M. Rogers, J.C. Yount, L.W. Anderson, K.D. Smith, R.L. Bruhn, L.K. Knuepfer, R.B. Smith, C.M. dePolo, K.W. O' Leary, K.J. Coppersmith, S.K. Pezzopane, D.P. Schwartz, J.W. Whitney, S.S. Olig, and G.R. Toro, A methodology for probabilistic fault displacement hazard analysis (PFDHA), Earthquake Spectra, 19, 191-219, 2003.
- 由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺 章・須藤靖明・井川 猛・浅田正陽, 反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造, 地震 2, 45, 199-212, 1992.