

3. 4 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

3. 4-1 震源断層モデル・地下構造モデルの高度化

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 震源断層モデル・地下構造モデルの高度化

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	教授	清水 洋
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

(c) 業務の目的

微動観測・解析とサブテーマ1～3により得られる情報を最大限に活用してより信頼度の高い警固断層帯（南東部）の強震動予測を得るための地下構造モデルと震源断層モデルを高度化する。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

1) 平成23年度：

地下構造に関する既往情報の調査・収集をサブテーマ2と協力して進めるとともに、警固断層周辺域において微動アレイ探査による構造解析を行った。微動アレイ探査は、福岡平野において、過去の微動観測で得たデータによる地下構造情報の有効活用と探査の実施により、5地点の基盤深度及び堆積層内のS波速度構造情報を推定した。またさらに、筑紫平野北部の1地点において浅部から深部までをターゲットにした広帯域の位相速度を得るための微動アレイ探査を行い、探査地点の深部地盤及び浅部地盤のS波速度構造モデルを推定した。

2) 平成24年度：

数値モデル化を視野に入れて、平野を面的にカバーできるように探査を追加するとともに、既存の微動アレイ観測記録を活用し福岡平野と筑紫平野北部の3次元速度構造モデルの構築への基礎的情報の蓄積化をした。福岡平野においては、過去に微動観測で得たデータを有効活用するとともに、追加観測を実施し、博多湾を囲む5地点での探査地点の基盤深度及び堆積層内のS波速度構造情報を得た。また、筑紫平野北部地域においては、5地点の探査地点において浅部から深部までをターゲットにした微動探査を行い、探査地点の深部地盤及び浅部地盤のS波速度構造情報も得た。そして、集積した情報をもとに警固断層帯南東部（福岡平野及び筑紫平野北部）周辺域の3次元構造の数値モデル化を行った。

3) 平成25年度：

平成24年度までに収集した深部地盤S波速度構造データを見直し、3次元構造の数値モデルの修正を行った。また、サブテーマ2より期待される3次元的な震源断層面形状モデル、サブテーマ1と3で期待される断層活動のセグメント構造、分岐形態、断層変位の空間変化に関する成果等を考慮した、強震動予測用の震源断層モデルを構築した。

(2) 平成 23～25 年度の成果

(a) 業務の要約

地下構造モデルの高度化に関しては、対象領域における福岡平野で 20 地点（本業務での探査 11 地点、既往の研究での探査 9 地点）、筑紫平野北部で 5 地点での微動アレイ探査を実施し、深部地盤の 1 次元 S 波速度構造情報を推定するとともに情報の集約化をした。そこから各平野の物性値の数値モデルを構築するために、速度値の平均像を見積るとともに、微動アレイ探査の実施地点における理論位相速度をもとに、両平野の位相速度の周期毎の分布図を作製した。そして、平野内の任意の仮想地点（46 点）における分散曲線を抽出し、各仮想地点でその分散曲線を説明する S 波速度構造を逆解析により再度推定した。これによって、平野内を面的にカバーする多地点（観測地点 25 地点、仮想地点 46 点、計 71 点）での 1 次元 S 波速度構造情報点を得ることができた。さらに、これらの情報をもとに対象地域において、面的補間関数（スプライン関数）を用いた S 波速度構造の数値モデル化を行い、3 次元深部地盤構造モデルの構築と高度化を図った。

震源断層モデルの高度化に関しては、サブテーマ 2 より期待される 3 次元的な震源断層面形状モデル、サブテーマ 1 と 3 で期待される断層活動のセグメント構造、分岐形態、断層変位の空間変化に関する成果等を考慮した、強震動予測用の震源断層モデルを構築した。

(b) 業務の実施方法

1) 微動アレイ探査の実施と S 波速度構造の推定および平野物性値の平均像の抽出

対象領域における福岡平野で 20 地点（本業務での探査 11 地点、既往の研究での探査 9 地点）、筑紫平野北部で 5 地点での微動アレイ探査を実施し、深部地盤の 1 次元 S 波速度構造情報を推定するとともに情報の集約化をした。微動アレイ探査では、各地点で得られた常時微動記録を用いて解析を行い、位相速度を算出し、そこから逆解析によって、1 次元の S 波速度構造を推定した。

位相速度の算出には、周波数－波数スペクトル解析[Capon (1969)]を用い、各周波数における波数スペクトルのピーク位置の波数ベクトルから位相速度を算出し、データセット毎の位相速度の平均値を最終的な値とした。これらの操作を周期毎に行い、位相速度の最大波長を設置点間隔の最大値の 3～5 倍程度[岡田・他 (1998)]を目安として、位相速度値がある程度連続的になるような値を採用した。そして、常時微動の観測記録から算出した位相速度をもとにして、遺伝的アルゴリズム[Yamanaka and Ishida (1996)]による逆解析を行い、各地の 1 次元 S 波速度構造を推定した。逆解析の際には、レイリー波の基本モードを仮定し、周期毎の位相速度の観測値と理論値の差の絶対値の和(misfit)の最小値からその 1.03 倍の範囲に入るモデルの平均を最適モデルとして探索した。なお、逆解析のパラメータには、山中・他 (1999)に倣い、個体数 20、交叉確率 70 %、突然変異率 1 %、世代数 100 とした。最適化するパラメータは、各層の V_s 値と層厚とし、各層の未知数の探索を 8 bit の 2 進数で離散化した。各層の密度値は、他の平野の値を参考にして各層で一定値を与え、P 波速度は既往の経験式[狐崎・他 (1990)]を用いて V_s と連動させた。

こうして得られた 1 次元 S 波速度構造であるが、地震動評価において、地震動シミュレーションで多用される差分法などで用いられる地下構造モデルとして利用しやすくするため

に、各層内部での媒質物性値が均一のモデルを作成することとした。ここでは、領域全体が同一層数で層内均質として扱う数値モデルの作成をしやすいことを視野に入れて、各地点での解析結果をもとに、福岡地域のS波速度の平均像を把握することを行った。こうして得られた第1～4層の V_s の平均値を用い、4層構造を仮定し、各地点での層厚値を再度の逆解析から求めた。逆解析の手続きは、上記で記したものと同一である。

2) 位相速度分布と仮想点でのS波速度構造

微動アレイ観測を実施した地点で推定された速度構造から算出された理論位相速度をもとに、空間補間を用いて、平野全体（福岡平野と筑紫平野北部）の周期毎の位相速度分布図を作成した。なお、その際には、1)で推定した速度構造分布の傾向や標高情報をもとに、山地と平野の境界線上の任意地点に対し、最も地震基盤までが浅いと推定されたAMG(甘木)の位相速度を与え、拘束条件としている。さらに、平野全体の周期毎の位相速度分布図から平野内に任意の仮想地点を設定し、各仮想地点での分散曲線を抽出し、これらの位相速度を説明するS波速度構造を逆解析により推定した。こうして得られた1次元S波速度構造情報は、福岡平野20地点、筑紫平野北部5地点、両平野内の仮想点46点となった。

3) 3次元S波速度構造の数値モデルの構築

2)で得られた平野内の71地点の深部の1次元S波速度構造の情報をもとに、各境界面深度から香川・他(1993)、宮腰・他(1997)、宮腰・他(1999)による2次元3次Bスプライン関数により滑らかな曲面を推定した。この手法は与えた深度データからスプライン関数の係数を求め、その係数から任意の地点の深度を求めるものである。今回は標高値でのモデリングのため、微動アレイ探査から得られた境界面の深度データを国土地理院の数値標高データを用いて各観測点の標高を求めた。推定する各境界面の標高データに対して、一定間隔でスプライン係数を求める。データに対して間隔が適切でないと推定される曲面は不自然な振動を伴う。ここでは異なる間隔での結果を比較して、3 km×3 kmの間隔を採用した。

4) 震源断層モデルの構築

サブテーマ2より期待される3次元的な震源断層面形状モデル、サブテーマ1と3で期待される断層活動のセグメント構造、分岐形態、断層変位の空間変化に関するデータ、及びそれぞれの既存研究結果等を考慮した警固断層帯固有の地震シナリオに基づき、震源断層モデルを高度化した。

(c) 業務の成果

1) 微動アレイ探査の実施とS波速度構造の推定および平野物性値の平均像の抽出

福岡平野で20地点（本業務での探査11地点、既往の研究での探査9地点）、筑紫平野北部で5地点での微動アレイ探査を実施し、深部地盤の1次元S波速度構造情報を推定するとともに情報の集約化した。微動アレイ探査では、各地点で得られた常時微動記録を用いて解析を行い、位相速度を算出し、そこから逆解析によって、1次元のS波速度構造を推定した。その対象地点を図1に示す。これらの探査やモデル化に関する詳細は、奥平・他(2012)や山田・竹中(2014)を参照願いたい。

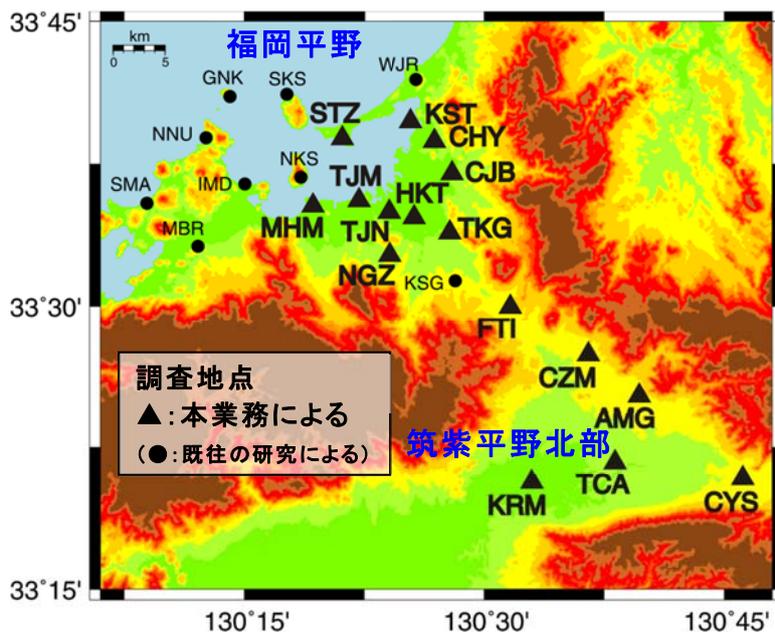


図1 対象領域での微動アレイ観測・探査データ地点

表1 (a) 福岡平野の探査地点の位置（アレイの中心位置座標）

code	site	Lon. (°)	Lat. (°)	code	site	Lon. (°)	Lat. (°)
CHY	Chihaya	130.44725	33.64807	NGS	Nagazumi	130.40042	33.54810
CJB	Chojyabaru	130.46532	33.61968	NKS	Nokonoshima	130.30869	33.61309
FTI	Futsukaichi	130.52608	33.50240	NNU	Nishinoura	130.20992	33.64772
GNK	Genkaijima	130.23483	33.68399	SKS	Sikanoshima	130.29403	33.68604
HKT	Hakata	130.42610	33.58114	SMA	Shima machi	130.14822	33.59038
IMD	Imadu	130.25040	33.60714	STZ	Saitozaki	130.35103	33.65010
KSG	Kasuga	130.46970	33.52239	TKG	Tsukiguma	130.46327	33.56787
KST	Kashii Teriha	130.42235	33.66510	TJM	Tojinmachi	130.36870	33.59618
MBR	Maebaru	130.20156	33.55261	TJN	Tenjin	130.39995	33.58575
MHM	Meinohama	130.32049	33.59137	WJR	Wajiro	130.42900	33.69884

表1 (b) 筑紫平野北部の探査地点の位置

code	site	Lon. (°)	Lat. (°)
TCA	Tachiarai	130.63563	33.36525
KRM	Kurume	130.52257	33.32780
AMG	Amagi	130.65841	33.42035
CZM	Chikuzenmachi	130.60762	33.45977
CYS	ChikugoYoshii	130.76862	33.35128

本業務で活用した微動アレイ探査は、深い地盤のS波速度構造を解明する有力な手法の一つであり、開発の進んだ都市部での活用に特に有効的である。すでに多くの探査事例が存在し（例えば、山中・他(1999)）、本業務においてもその手法を活用することとした。本業務における作業フローを図2に記す。

図1の探査地点における観測には、7台の観測装置を複数の三角形の頂点とその重心(厳密な重心ではないので以下、中心と記す)位置に配置し常時微動の同時収録をしているが、解析にF-K法(周波数波数スペクトル法: Capon, 1969)を用いているため、配置形状に任意性がある。そのため開発の進んだ都市部向けの測定法であるともいえる。観測機器配置等については、HKT, TJN, TCAを例に図4に示す。各探査地点では、中心位置を各アレイで共通にし、事前情報や観測地の状況に応じて配置を決定した。福岡平野では、平野の中央に位置し、堆積層厚数百m程度と考えられ、都市域でかつ人為的な振動の多い地点では、約1000mから十数mの観測機器設置点間隔のアレイを大(L)アレイ、中(M)アレイ、小(S)アレイの3種を設定し、一つのアレイ毎に同時観測を行った。また、その他の探査地点については、数百mから数十mの間隔の大(L)アレイ、小(S)アレイの2種類のアレイを設定した。また、筑紫平野では、堆積層厚は2000m程度と予想されたため、やや間隔の大きい3段階の配置をとった。こうした配置間隔は、位相速度の推定可能な最大波長に関係し、F-K法では4~5倍程度といわれている(岡田, 1998)。これらの図に示す位置は、機器を設置した地点であり、各地点の現場状況に応じて、安全性とデータの質への影響が出ないように設置点を配慮した。各地点とも大半の設置点に人員を配置し、周辺住民への配慮を行うとともに、設置場所の地面がコンクリートやアスファルトなど強固で安定した場所に設置した。

観測には、アカシ製の加速度上下動計(JPE6)と白山工業製データロガー(LS8800)および外部アンプ(500倍の設定)を組み合わせ、アルミ製のボックスの中に収納されたものを使用した。この写真を図3に示す。収録は、100Hzサンプリングで、アレイ配置に応じて、20~90分間行った。データロガーの時刻は、GPS信号で校正させ、機器間での時間差が1/100秒以下になるようにした。また、位置情報の取得には、ハンディGPSを使用し、設置点間隔の数%以内の誤差になるようにした。観測は、好天の日中に実施した。

以上の観測から得られた記録のうちノイズ等の少ない良好な記録の速度波形とフーリエスペクトルを図5に示す。ここで示すものは、複数の観測地点で同時に収録した記録の一部で、加速度計で得られた記録を速度波形に積分するとともに、長周期成分を強調するために周期0.3~7.0s(一部0.5~7.0s)のバンドパスフィルター処理を施したものである。各図の速度波形からは、いずれの地点においても、定性的にはコヒーレントな波形が得られ、また、一部短周期成分でややばらつきの大きな地点が見られるが、概ね広帯域にわたり揃いの良い記録が得られていることが分かる。また、アレイの中でのスペクトル性状の大きな違いも見られず、微動アレイ解析に十分活用できる記録であることが判断できる。なお、周期1秒以上での長周期側での卓越は、一部不明瞭だが、概ね3.0~5.0sの周期帯で見られた。

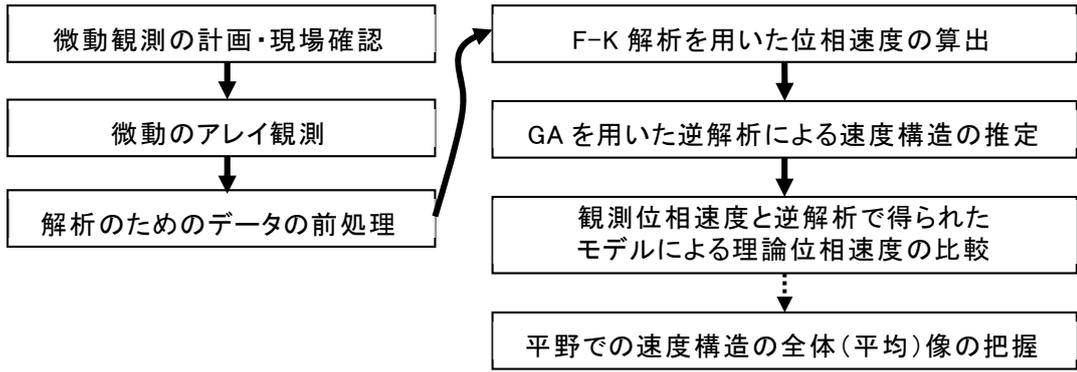


図2 業務1)の作業フロー

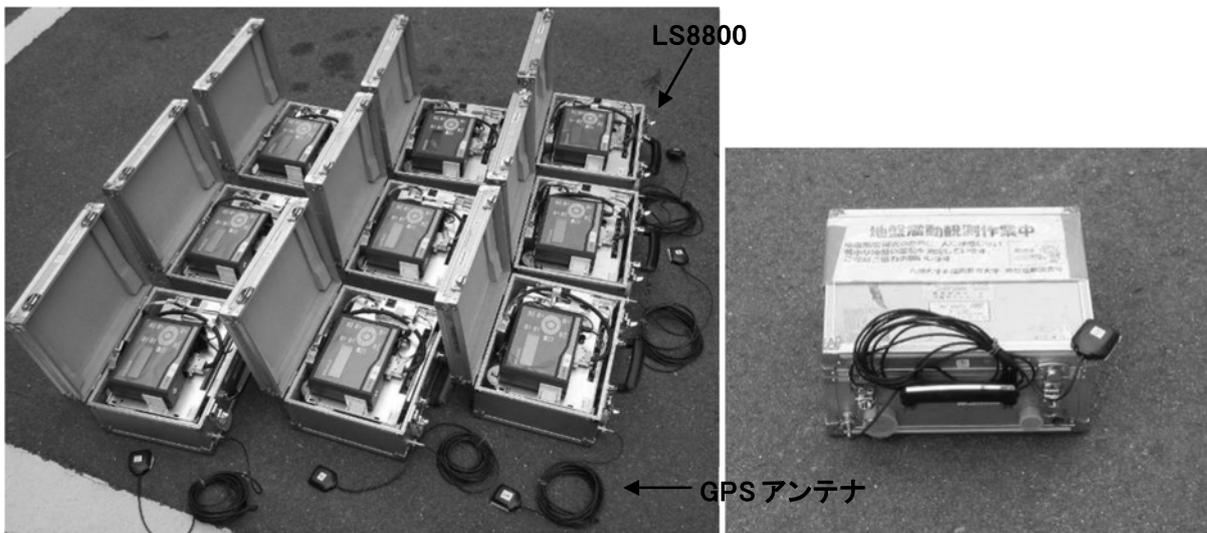


図3 観測機器写真例 (左: 9台を並べてハドルテスト、右: 観測時の機器設置状況)

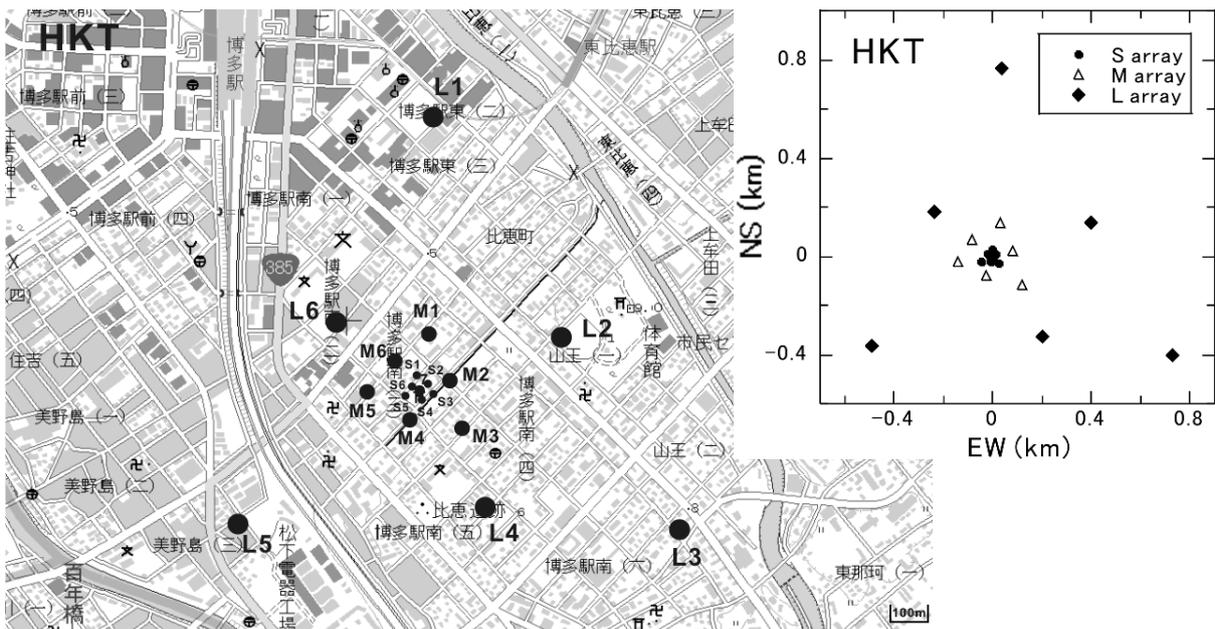


図4 a) 福岡市博多区博多駅南(HKT): 観測点位置と配置詳細 (7は各アレイの中心)

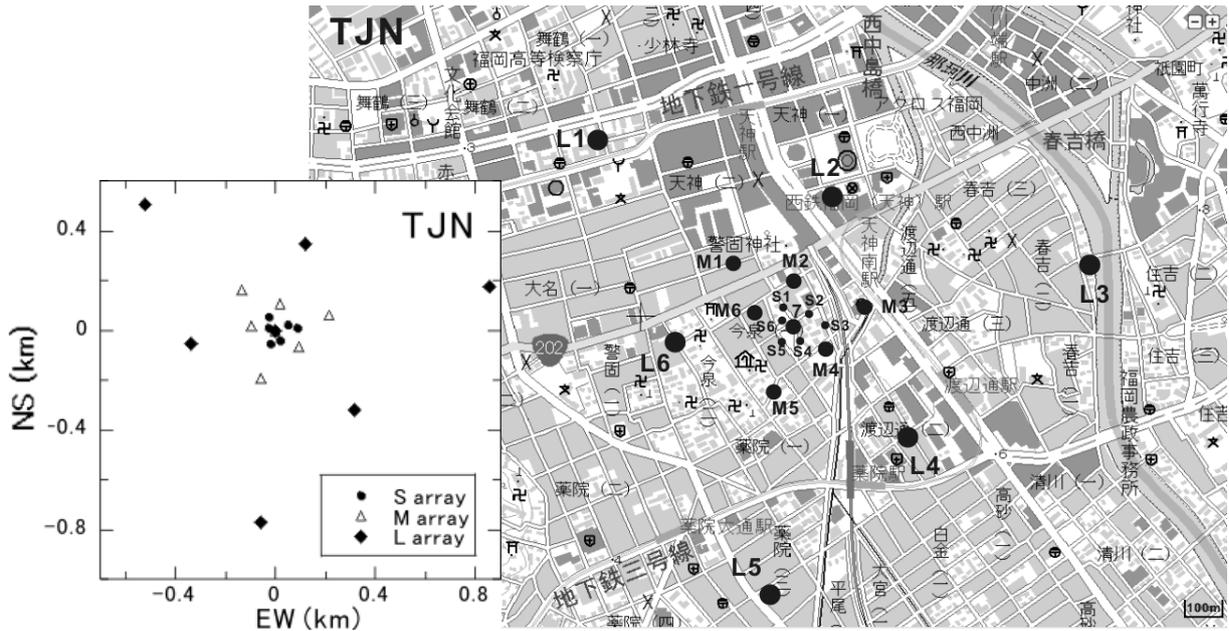


図 4 b) 福岡市中央区今泉・天神(TJN)：観測点位置と配置詳細（7は各アレイの中心）

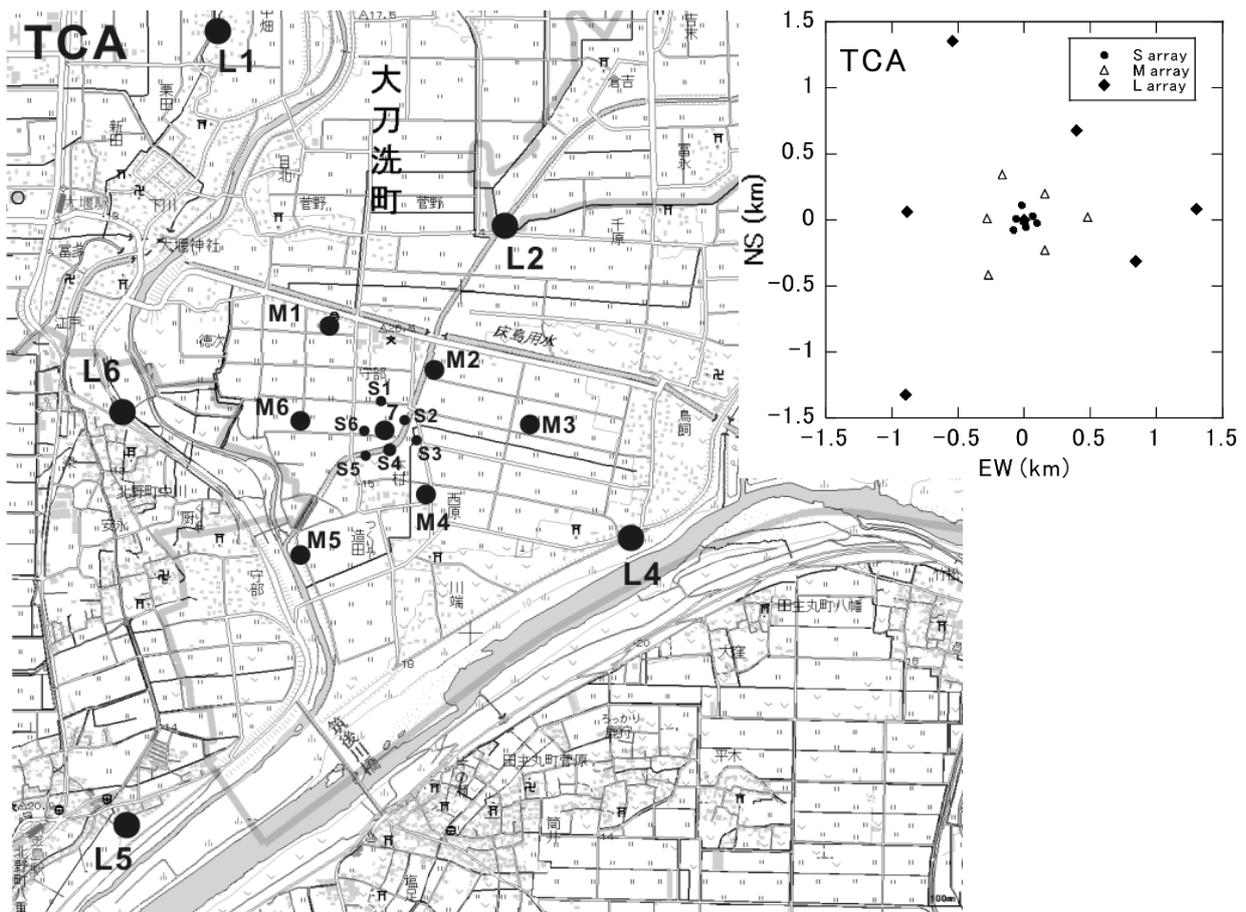


図 4 c) 三井郡大刀洗町(TCA) 観測点位置と配置詳細（7は各アレイの中心）

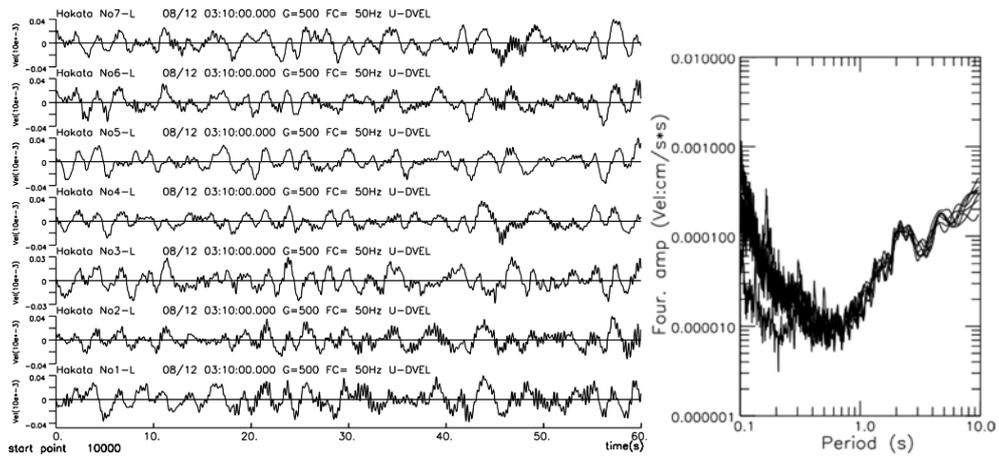


図 5 a) HKT での速度波形とフーリエスペクトル

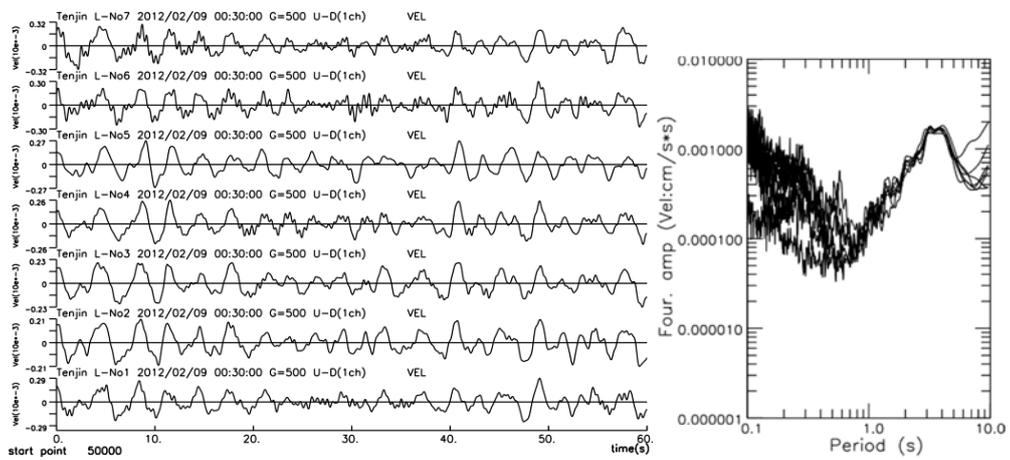


図 5 b) TJN での速度波形とフーリエスペクトル

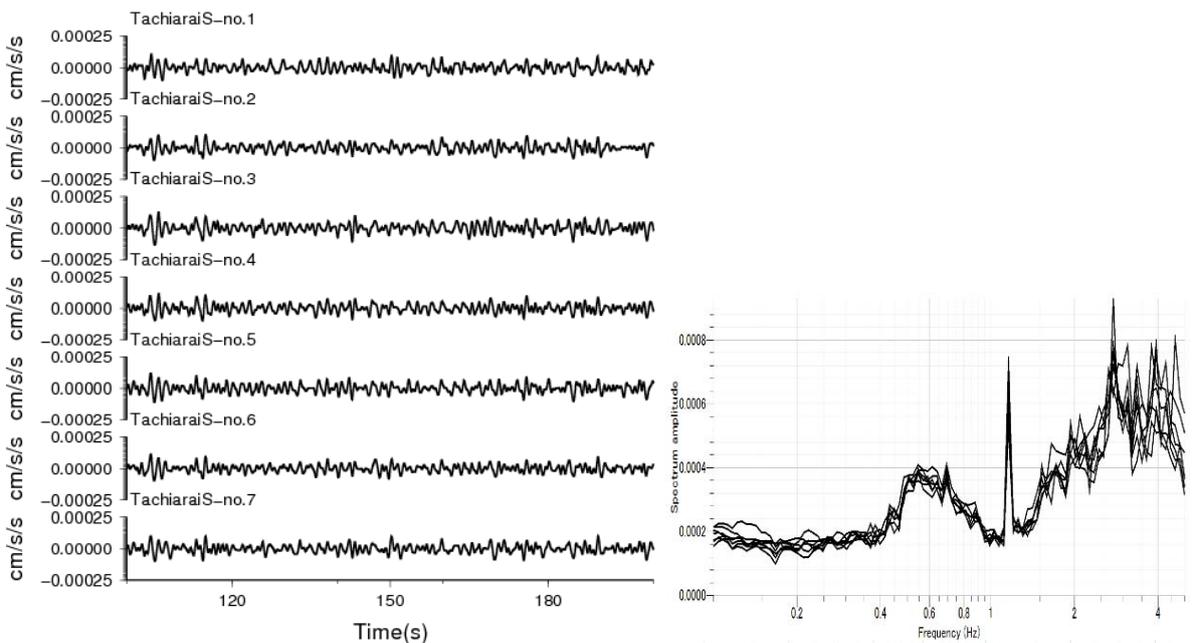


図 5 c) TCA での加速度波形とフーリエスペクトル

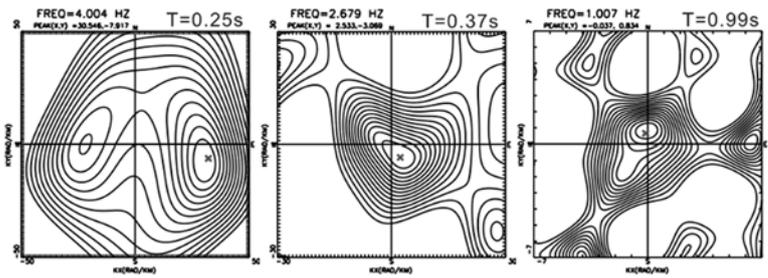
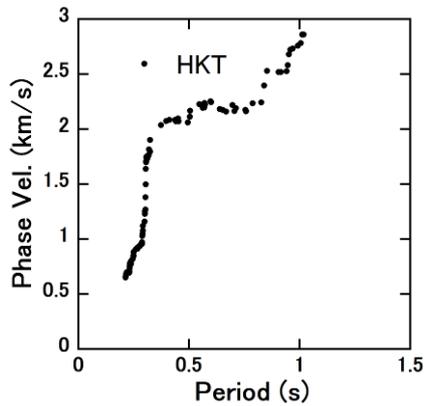


図 6 a) HKT での位相速度と周波数波数スペクトル例

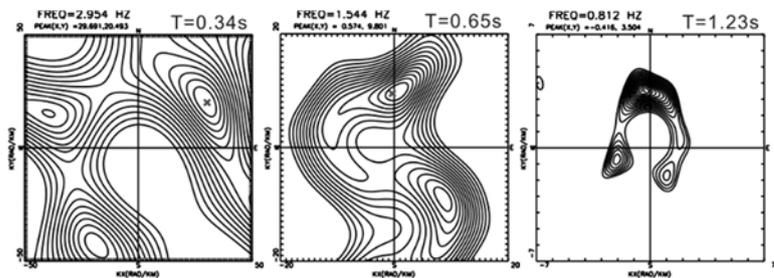
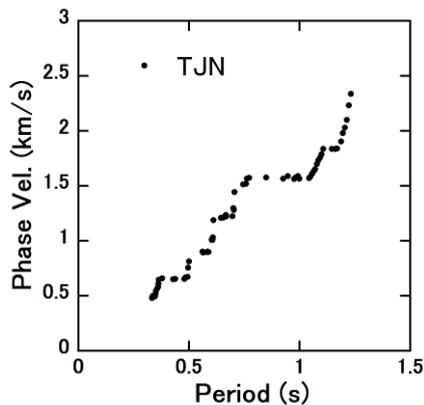


図 6 b) TJN での位相速度と周波数波数スペクトル例

得られた観測微動記録をSアレイで81.92秒間、MとLアレイで163.84秒間のデータセットに分割した。なお、解析時に採用する記録区間は、交通振動等によるパルス状のノイズの混在しない記録を目視等により採用した。各データセットに対して、周波数波数スペクトル解析(Capon、1969)を行い、周波数波数スペクトルを求めた。その結果の各周波数において波数スペクトルのピーク位置の波数ベクトルから位相速度を算出した。これらの操作を周期毎に行い、レイリー波の位相速度の分散曲線を得た。各探査地点の位相速度と周波数波数スペクトルの例を図6に示す。周波数波数スペクトルでは、幾分複雑な形状を呈する周期もあるが、各地点・各周期ともスペクトルのピーク値(図中の×印)を採ることができ、連続的な位相速度の分散曲線が得られた。

福岡平野(図7)、筑紫平野北部(図8)の両地域で得られた位相速度の周期範囲は、探査地点毎に異なるが概ね0.2~2.0sであった。福岡平野では、位相速度2.5km/sを超えるのがCHYやSTZで周期0.6~0.8s前後であるのに対し、MHMやTJMでは1.2s前後であり、それぞれほぼ同様な周期変化をしている。筑紫平野北部では、KRM、CYS、CZMとAMG、FTIとで位相速度の変化傾向は大きく異なっていた。これらの結果は、各地点の地下構造を反映していると考えられ、KRMやCYSなどに比して、AMGやFTIでは堆積層が薄いことを表している。位相速度の変化傾向は福岡平野のほうが地点ごとのばらつきが大きく、福岡平野の複雑な地下構造を反映しているともいえる。なお、図7のCには、既往の研究結果であるHKZについても記している(木下・他、2001)。本業務で得られた位相速度もこれにほぼ傾向が同じであり、ここで得られた位相速度が特異なものではないといえる。

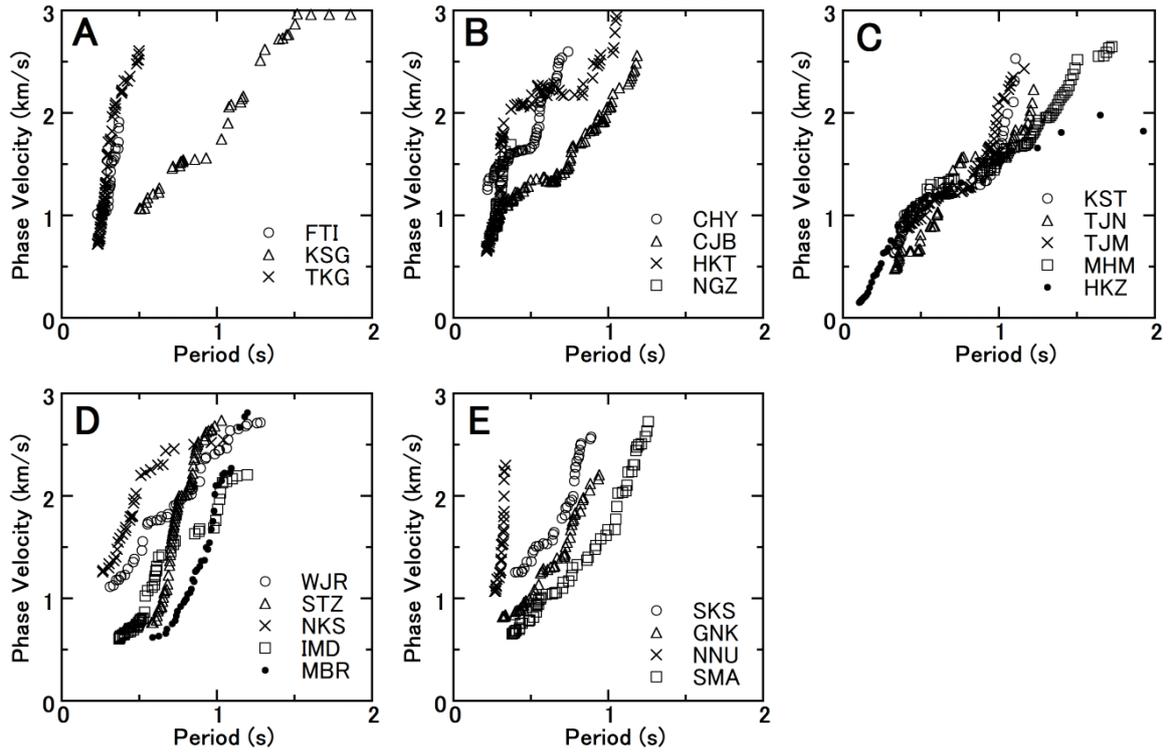


図7 福岡平野各地の位相速度

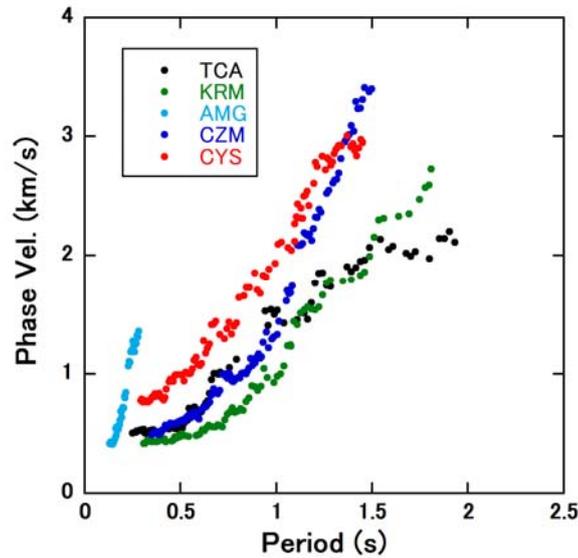


図8 筑紫平野北部各地の位相速度

図1で示した地点における微動アレイ探査によって推定されたS波速度構造の福岡平野の結果を図9に、筑紫平野北部の結果を図11に示す。図9については、J-SHIS（防災科学技術研究所）で示されている速度構造を、図11にはTCA付近の深層ボーリング結果も記している。地点毎に層構造は異なっているが、本業務の結果は、微動の観測記録から算出されたやや長周期帯域の位相速度で担保された1次元S波速度構造モデルであるといえる。

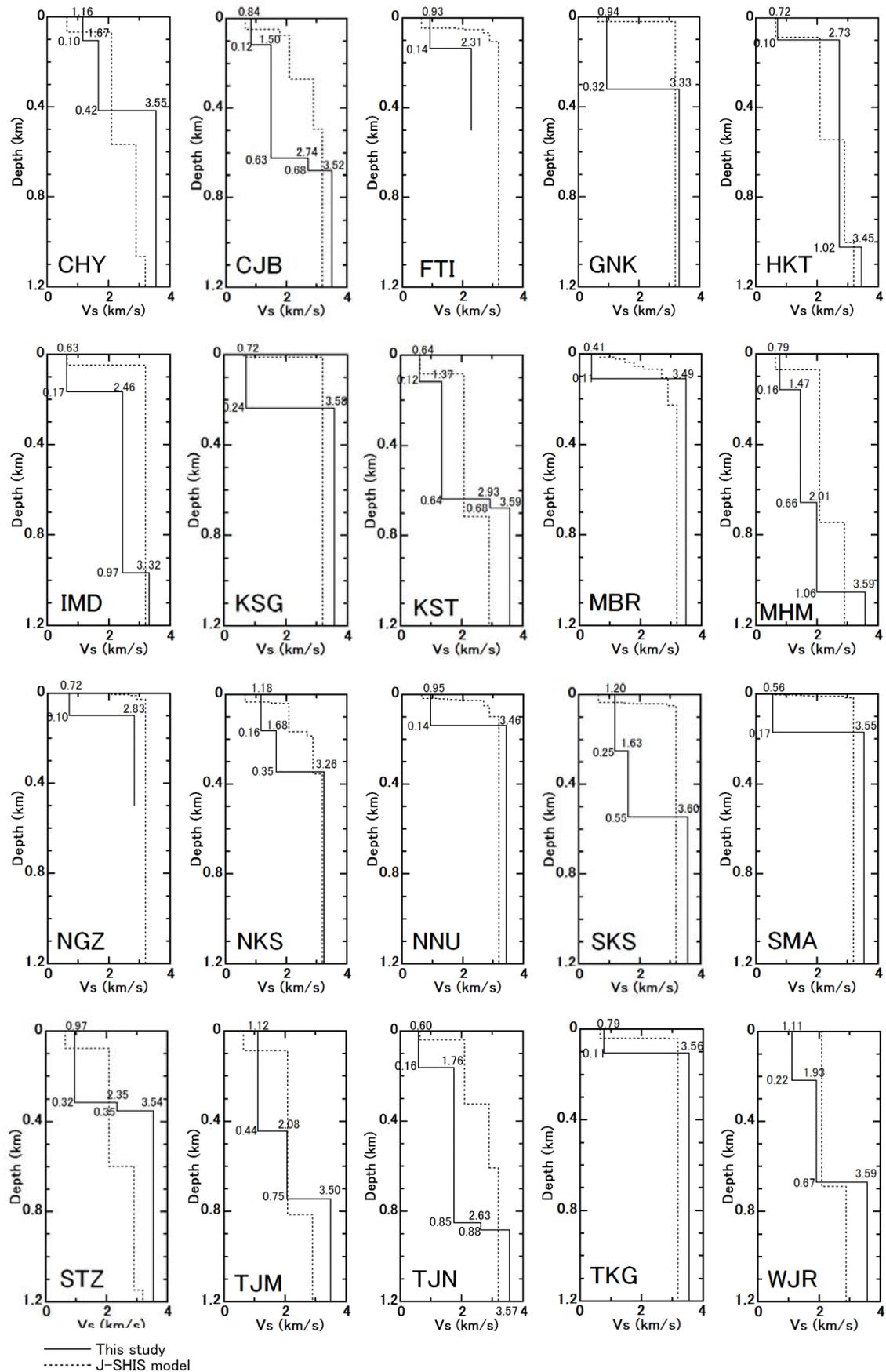


図9 微動アレイ探査により推定された福岡平野の各地点のS波速度構造

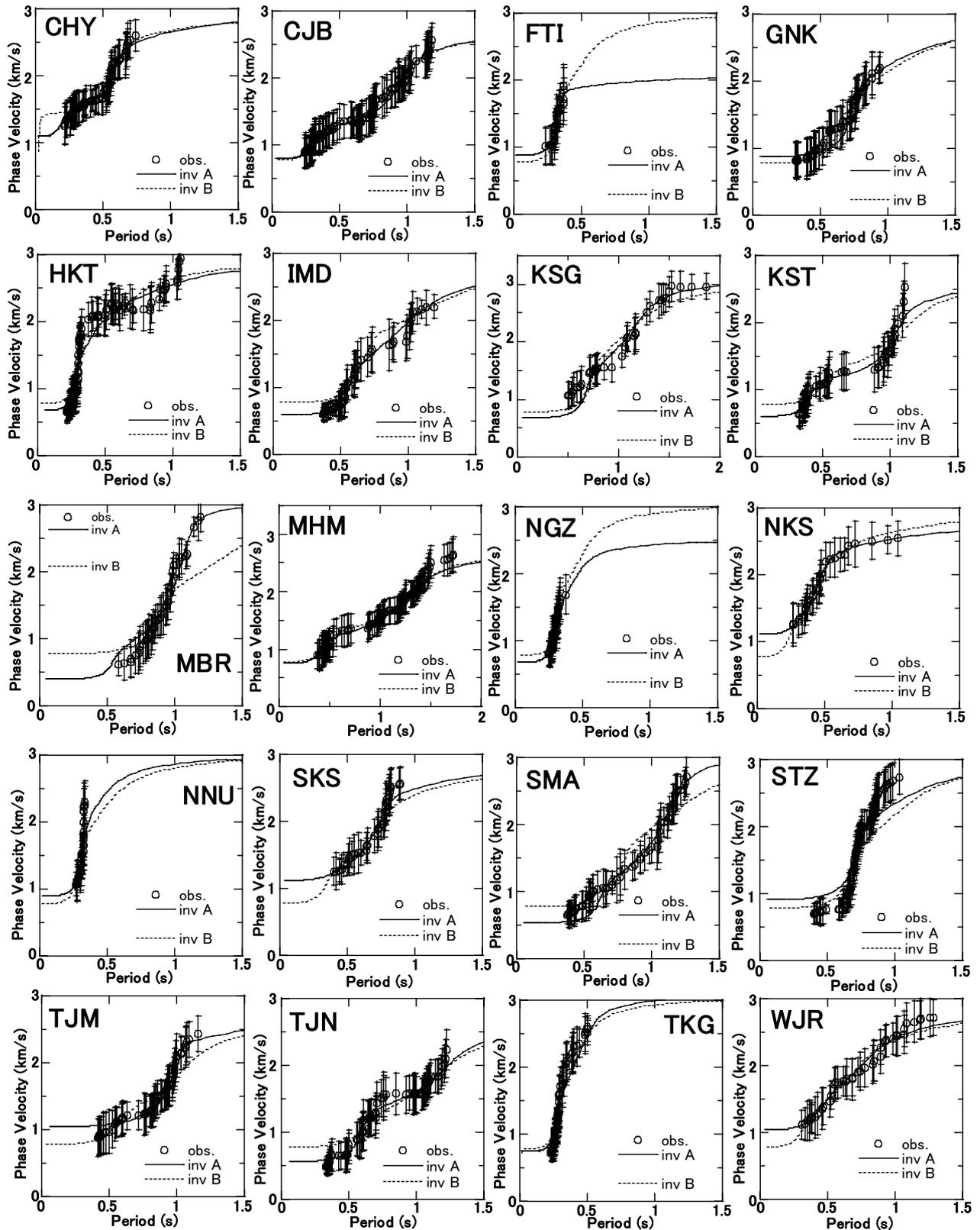


図 10 観測位相速度と逆解析モデルから算出したレイリー波の理論位相速度の比較（福岡平野）。inv A は、図 9 の S 波速度構造モデルから、inv B は、図 13 の V_s 値を固定したモデルから算出したレイリー波の理論位相速度。

図9および11で推定されたS波速度構造モデルから算出したレイリー波の理論位相速度と観測された位相速度(obs.)の比較を図10のinv A(福岡平野)および12(筑紫平野北部)に記す。多くの地点で、おおむね観測位相速度と理論位相速度の対応がついており、複数のデータセットにおける位相速度の標準偏差を表すエラーバーの中には入っている。ただし、STZについては、長周期側と短周期側の両者でずれが大きく、得られたモデルで、観測位相速度を十分に説明できているとは言い難い。この地点は、今後の検討を要する地点であるが、他の地点とは探索範囲の設定など異なった扱いが必要かもしれない。また、FTIとNGZについては、最下層Vs値がそれぞれ2.3と2.8 km/sとなり、他地点と比して、やや小さい値となった。これは、ここで得られた観測位相速度の推定周期範囲が狭かったことによると考えられる。NGZの結果は、隣接するHKTの2層目までの値と似たものとなっていた。福岡平野と筑紫平野北部の計25地点の中で、地震基盤までの深さが最も大きな地点は、筑紫平野北部のTCAであり、深さ2.2 kmを越える値となった。なお、福岡平野での地震基盤深度のもっとも大きな地点は、MHMで1.0 kmであった。隣接する平野ではあるが、地下構造の様相はかなり異なる。

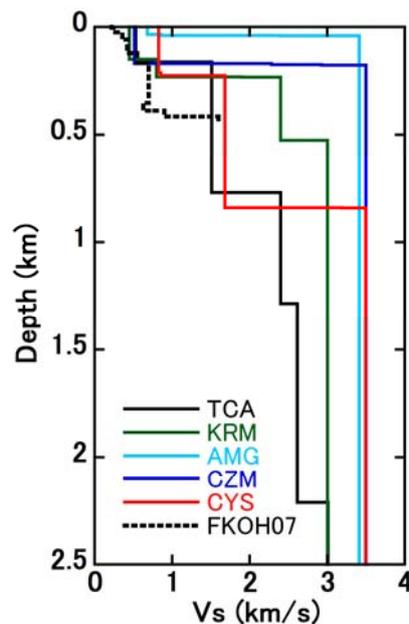


図11 筑紫平野北部のS波速度構造
(FKO07はTCA近傍での深層ボーリング結果)

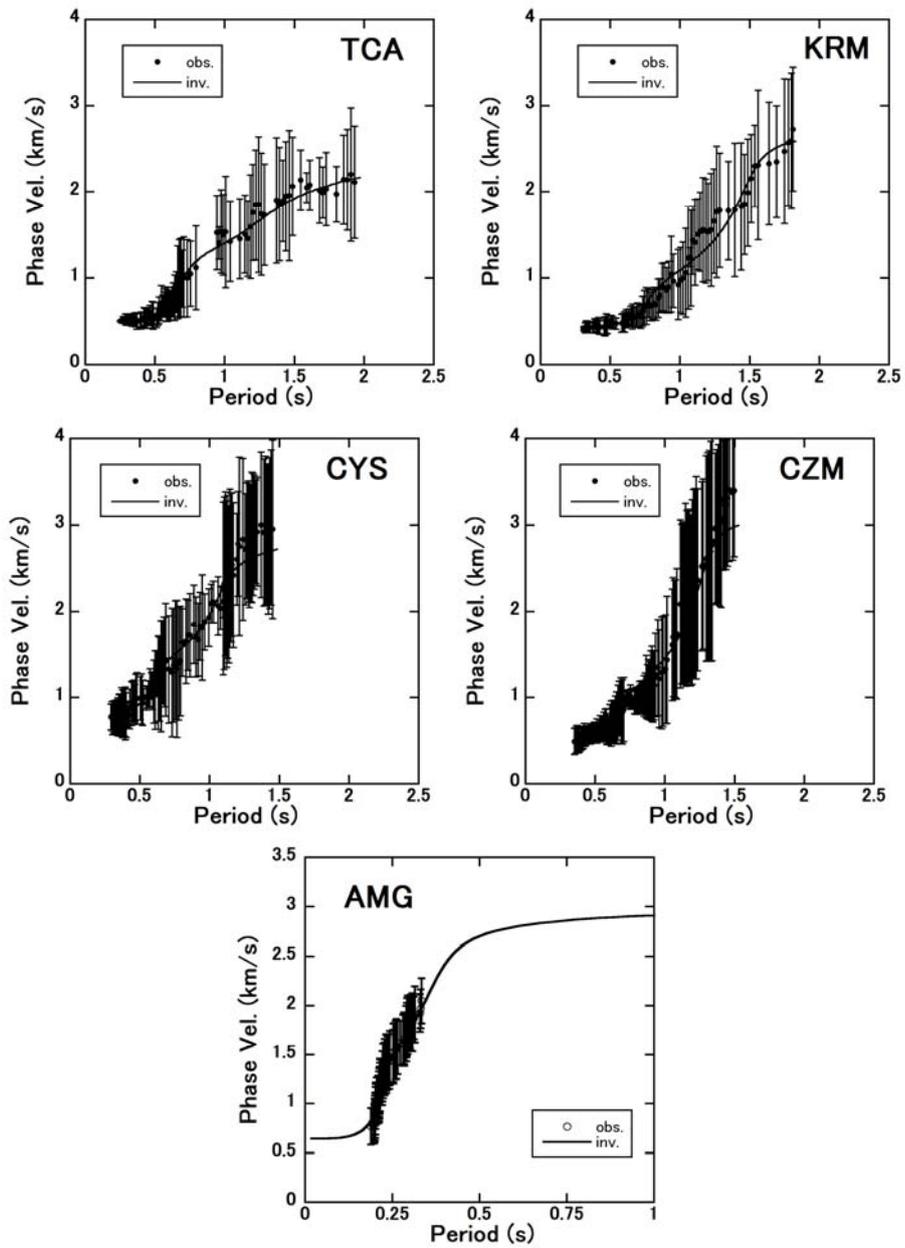


図 12 観測位相速度と逆解析モデルから算出されたレイリー波の理論位相速度の比較
(筑紫平野北部)

こうして得られた1次元S波速度構造であるが、地震動評価において、地震動シミュレーションで多用される差分法などで用いられる地下構造モデルとして利用しやすくするために、各層内部での媒質物性値が均一のモデルを作成することとした。ここでは、領域全体が同一層数で層内均質として扱う数値モデルの作成をしやすくすることを視野に入れて、各地点での解析結果をもとに、福岡地域のS波速度の平均像を把握することを行った。こうして得られた各層の V_s の平均値を用い(表2a)、4層構造を仮定し、各地点での層厚値を再度の逆解析から求めた。なお、筑紫平野については5層構造の平均値を求め(表2b)、福岡地域と同じ作業を行った。詳細は、これまでの成果報告書(文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学(2012、2013))を参照願いたい。

表2a) 福岡平野の各層の V_s 平均値

layer	V_s	ρ
1	0.8	2.0
2	1.6	2.3
3	2.4	2.5
4	3.5	2.7

表2b) 筑紫平野北部の各層の V_s 平均値

layer	V_s	ρ
1	0.6	1.9
2	1.3	2.2
3	2.0	2.4
4	2.6	2.5
5	3.5	2.7

地震動評価用の数値モデルのための領域内全点で同一層数・各層同一S波速度の1次元速度構造モデル(福岡平野における)を図13に示す。図13では、全地点で各層の V_s 値が同じ(表2)であるため、地点間で層境界の深度変化をみることができる。地表付近の V_s 0.8km/s層は、0.1~0.2 km程度の厚さで存在するモデルになった。また、地震基盤上面深度(最下層)は、空間変動が大きなグループもみられた。図13中のCには木下・他(2001)の V_s 値も付してHKZ(図1のTJN、HKTとCHY、KSTの中間付近位置)の結果も記した。 V_s が3 km/s前後の層の上面深度が得られていないが、隣接するTJNやKSTと V_s 値も層境界深度も矛盾なく彼らの結果とかなりよく整合する。一方、表3には、筑紫平野北部の層境界深度値を示す。なお、図10の位相速度を比較する図面では、 V_s 値を固定して算出したモデル(図13)から算出した位相速度との比較も示している(図10 inv B)。図13のモデルは、図9のモデルと幾分変わってはいる地点があるものの、おおむね観測位相速度を説明できている。

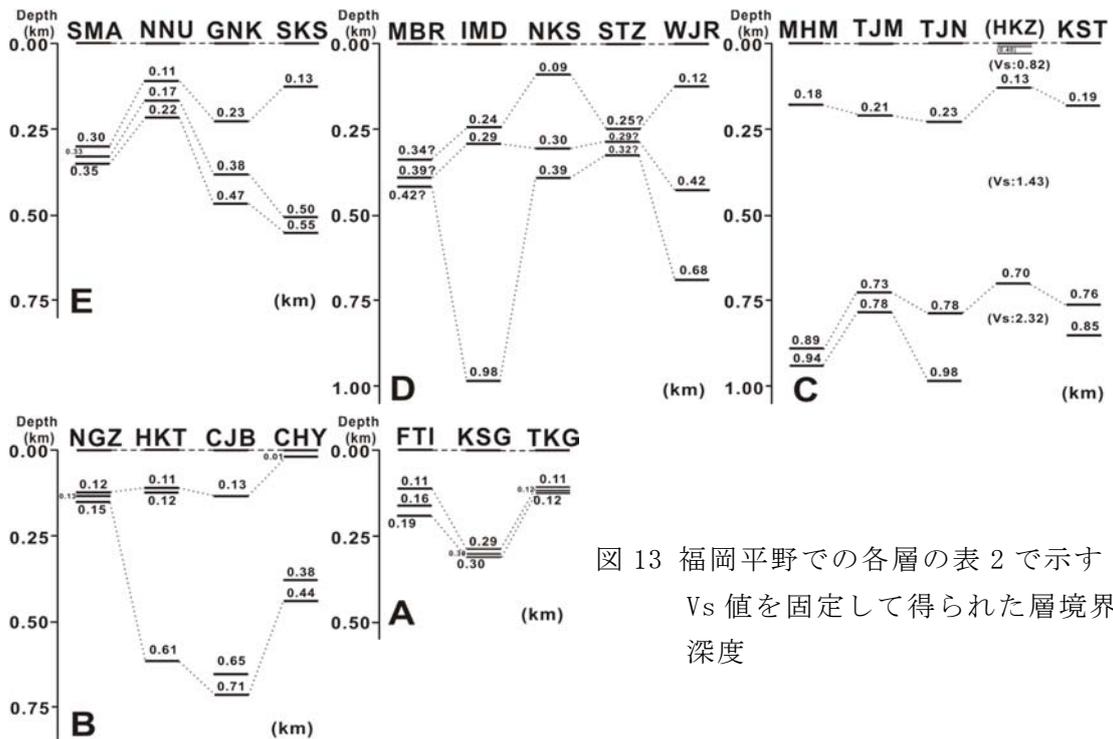


図 13 福岡平野での各層の表 2 で示す Vs 値を固定して得られた層境界深度

表 3 筑紫平野北部での各層の Vs を固定して得られた層境界深度 (単位: km)

	TCA	KRM	AMG	CZM	CYS
1	0.20	0.27	0.06	0.19	0.12
2	0.31	0.28	0.07	0.67	0.48
3	0.94	0.31	0.07	0.71	0.53
4	1.82	0.42	0.08	0.83	0.62

2) 位相速度分布と仮想点での S 波速度構造

微動アレイ観測を実施した地点で推定された速度構造から算出された理論位相速度をもとに、周期 0.3 s 前後から 2.0 s 前後までの帯域に対して、空間補間を用いて、平野全体（福岡平野と筑紫平野北部）の周期 0.2 s 毎の位相速度分布図を作成した。これは、地点毎の速度構造をもとに直接的に空間補間をしてモデル化することも可能であるが、局所的に凹みのある異常なモデルができることを避けるために、比較的空間変動の小さい位相速度ベースでの空間補間を行った。図 14 にその一例として、周期 0.48 s, 0.76 s, 1.0 s, 1.8 s の位相速度分布を示す。図中の口は、山地と平野の境界位置として、地震基盤上面深度が最も浅い AMG（甘木）の理論位相速度をあてはめた地点である。位相速度の速度値の小さい（青色）位置は、筑紫平野北部全体と福岡平野の西側にみられ、これらは地下構造を反映しているといえ、比較的滑らかな変動となっていることも分かる。

さらに、ここから平野内に任意の仮想地点を設定し、各仮想地点での分散曲線を抽出し、これらの位相速度を説明する S 波速度構造を逆解析により推定した。こうして得られた 1 次元 S 波速度構造情報は、実測地点 25 地点（福岡平野 20 地点、筑紫平野北部 5 地点）、仮想地点 46 点となった。仮想地点は陸上だけでなく博多湾内にも設定した。これらの地点における各層の境界面標高値分布を図 15 に示す。図 14 の位相速度分布図に似た傾向が見て取れる。これらによって、平野内に 71 地点の 1 次元 S 波速度構造データが得られたことになった。なお、この方法では、今のところ、仮想地点をどこに何点設定するかは試行錯誤しながら補間結果を人が目で見て判断するしかなく、客観的な基準に基づいて自動

的に行うことは難しい。

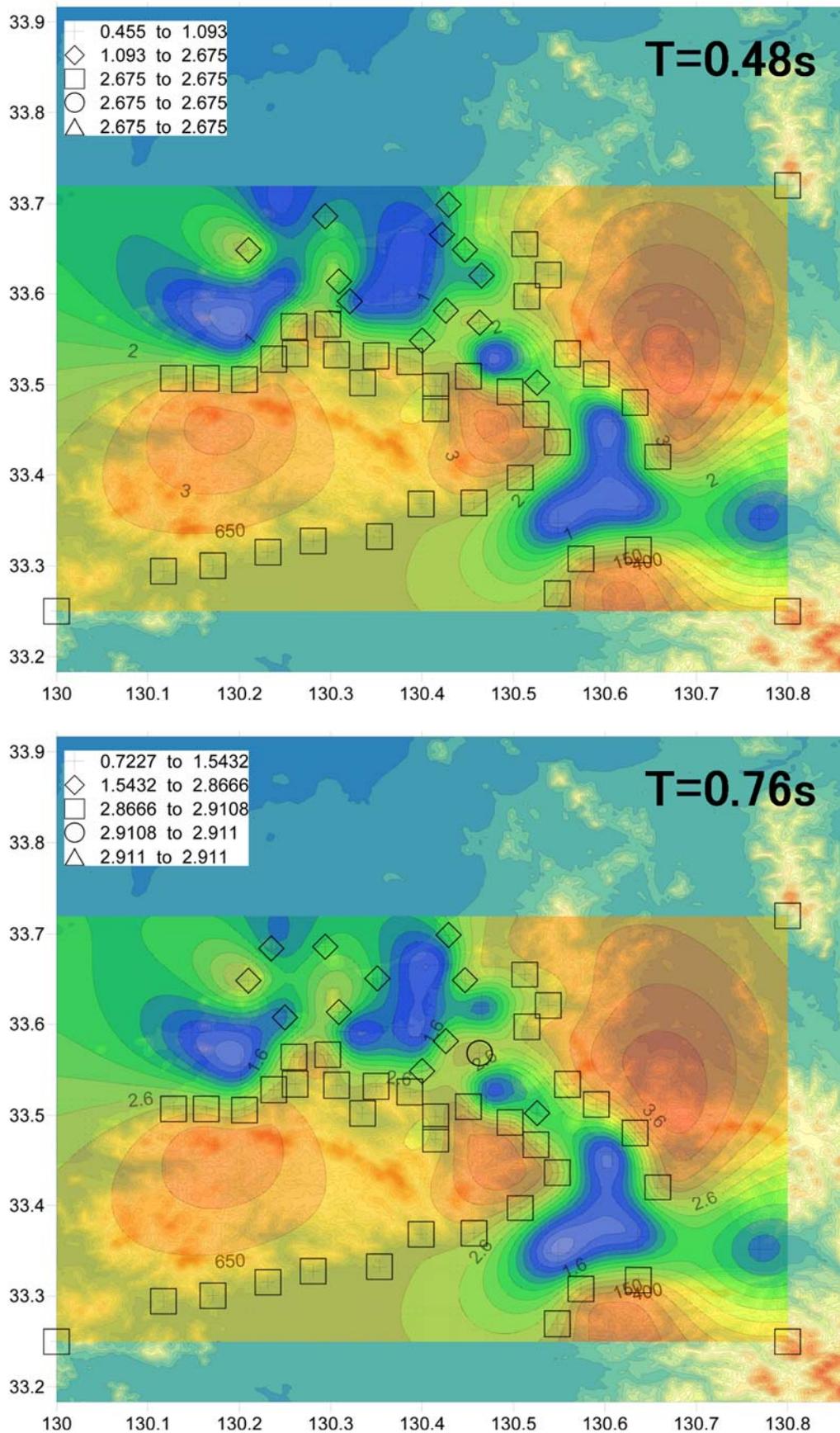


図 14 a) 周期毎の位相速度分布 (地形図に重ね描き)

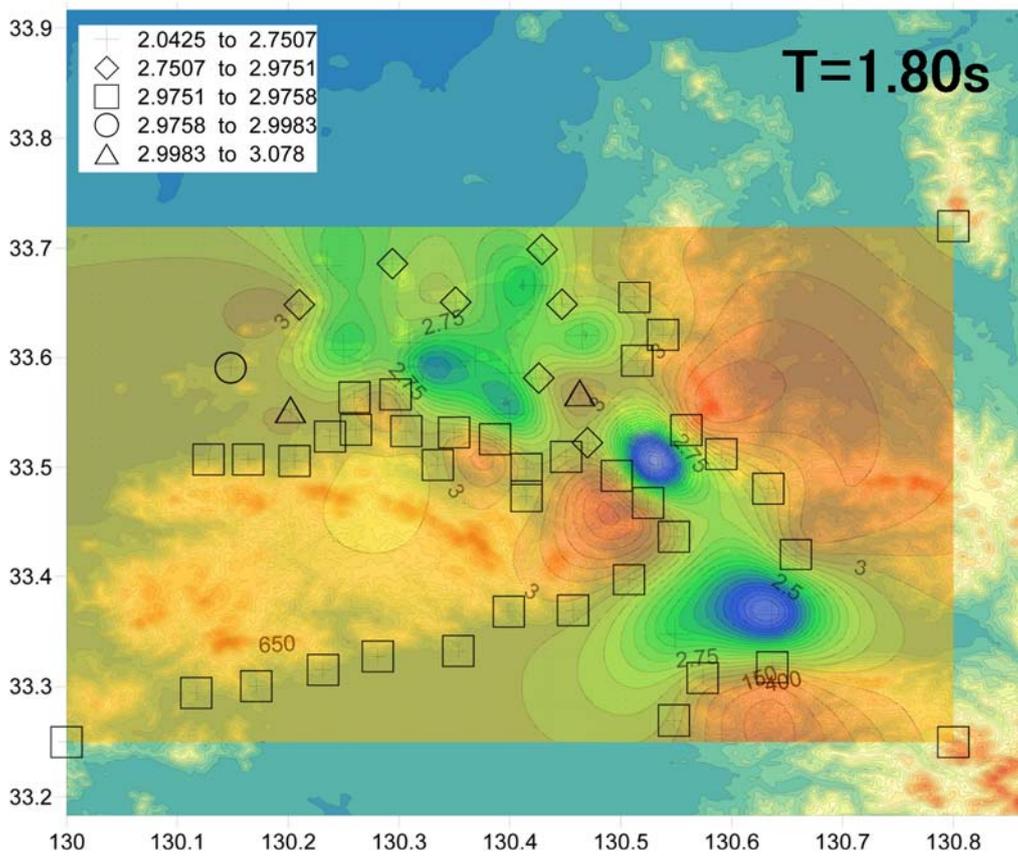
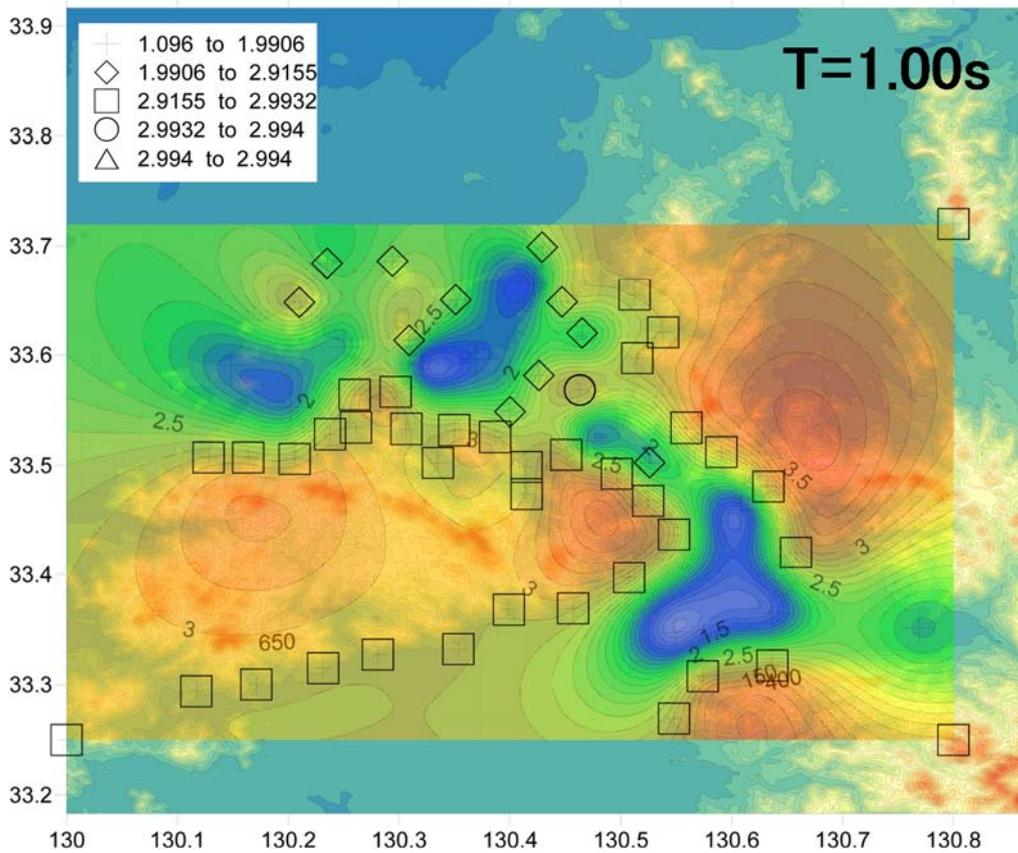


図 14 b) 周期毎の位相速度分布 (地形図に重ね描き)

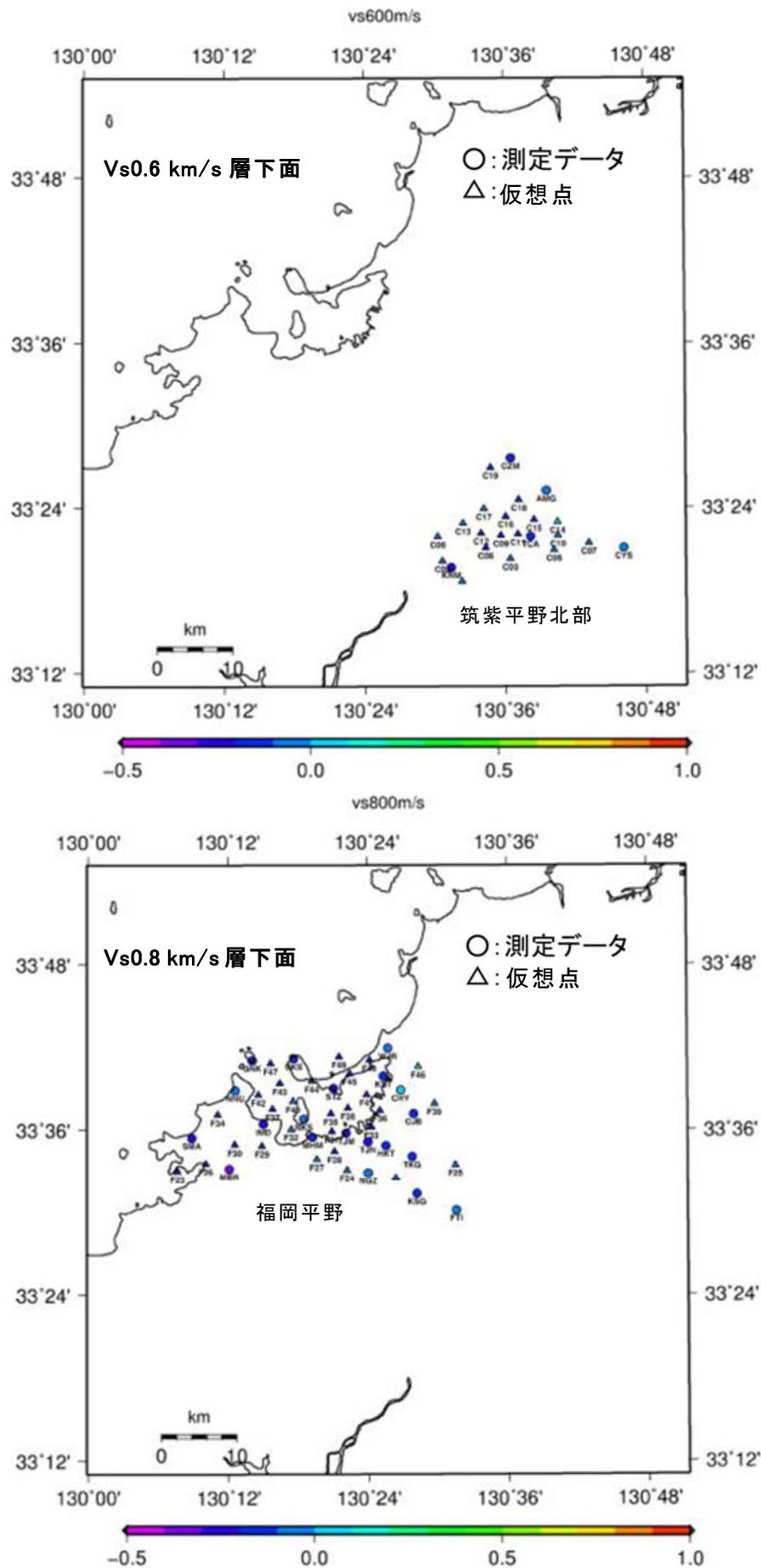


図 15 a) 福岡平野 20 地点、筑紫平野北部 5 地点、仮想地点 46 点における各層下面標高値

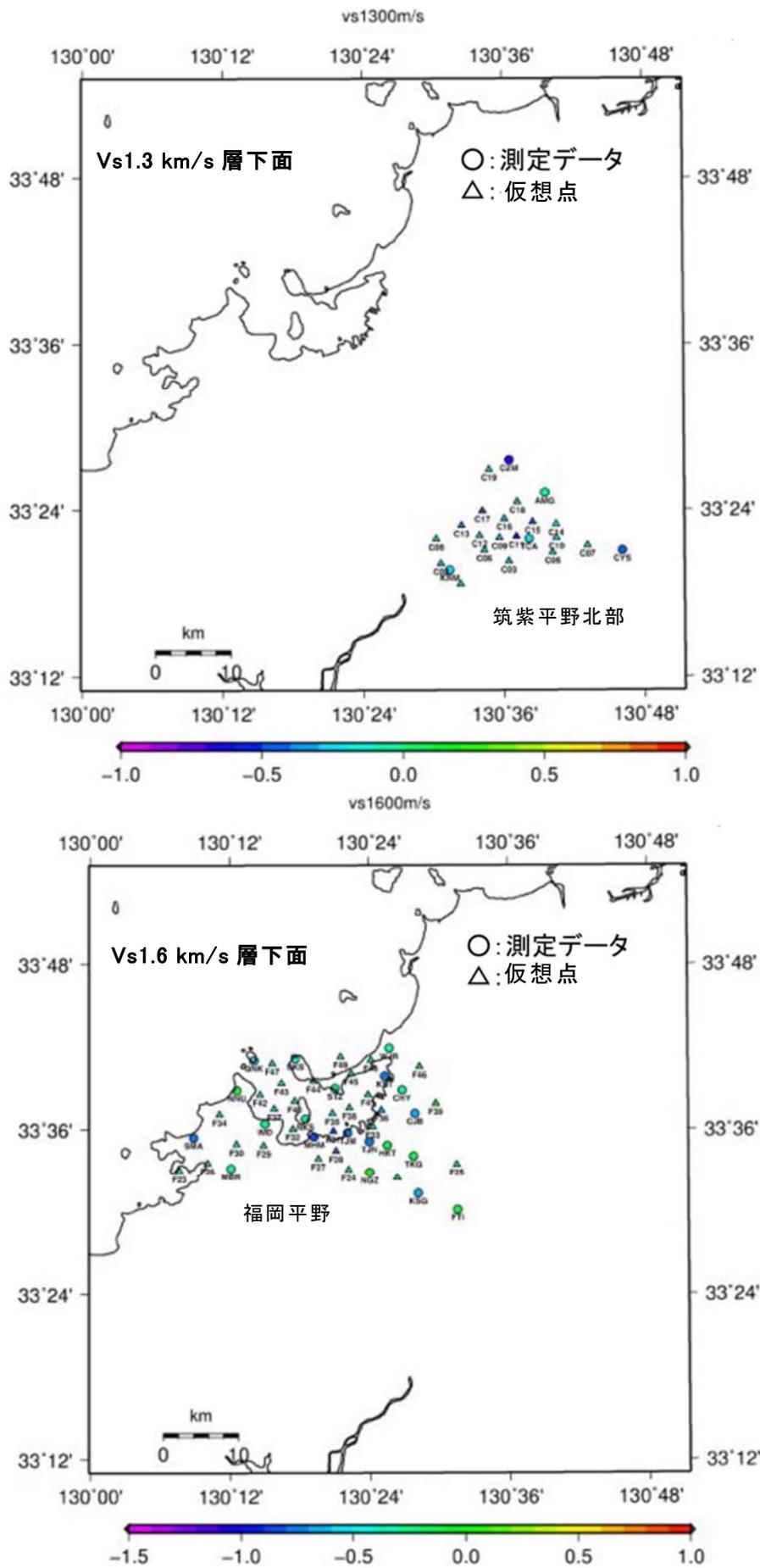


図 15 b) 福岡平野 20 地点、筑紫平野北部 5 地点、仮想地点 46 点における各層下面標高値

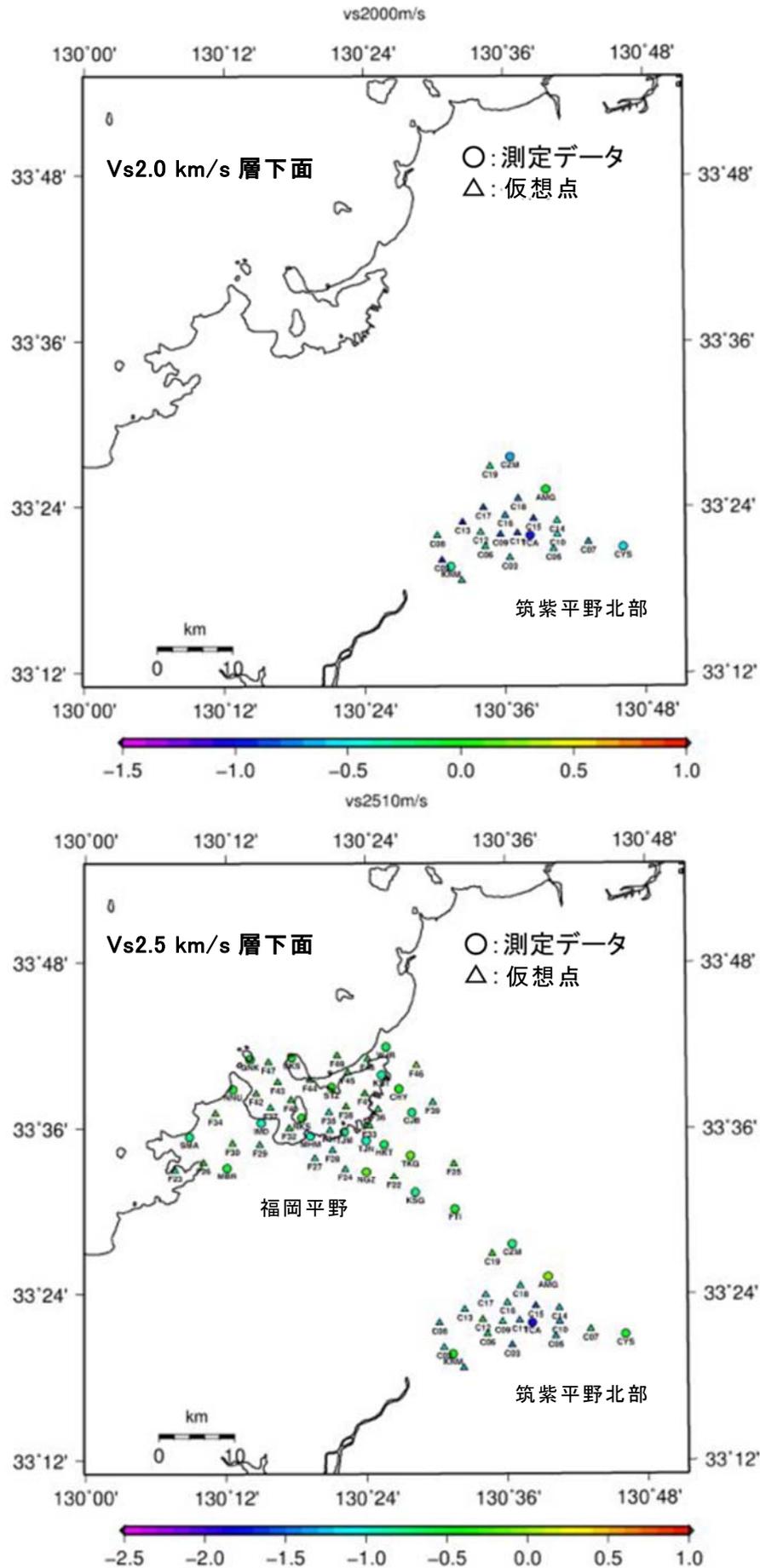


図 15 c) 福岡平野 20 地点、筑紫平野北部 5 地点、仮想地点 46 点における各層下面標高値

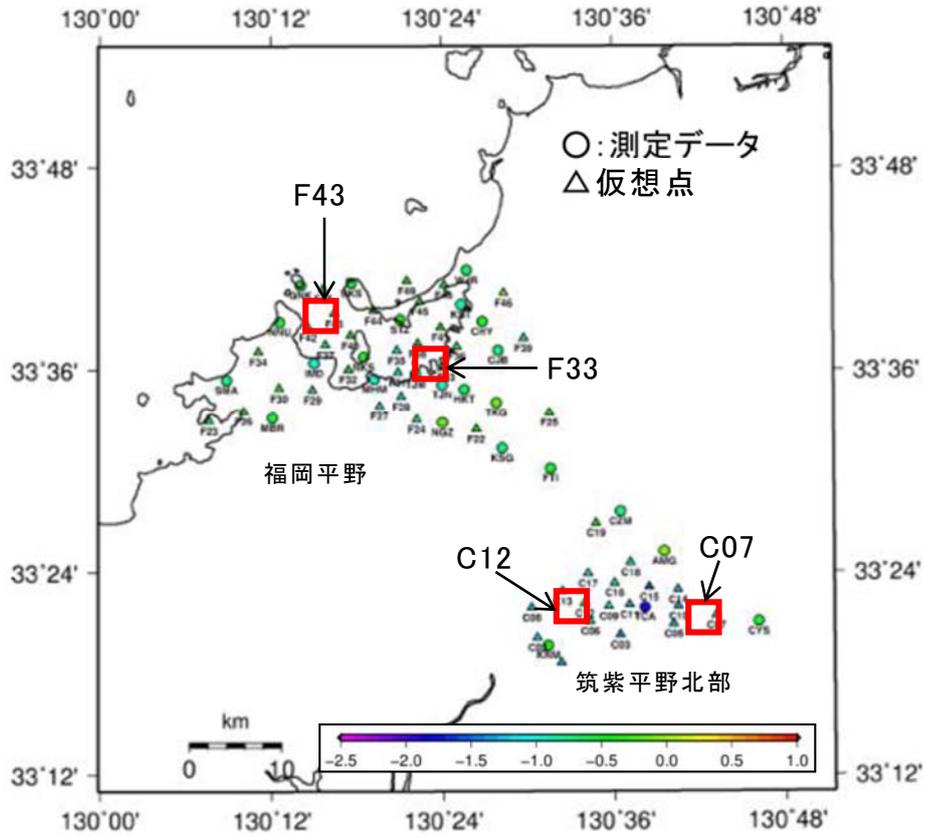


図 16 図 17 で抽出した位置表示 (図中の深度値は V_s 2.5 km/s 下面標高値)

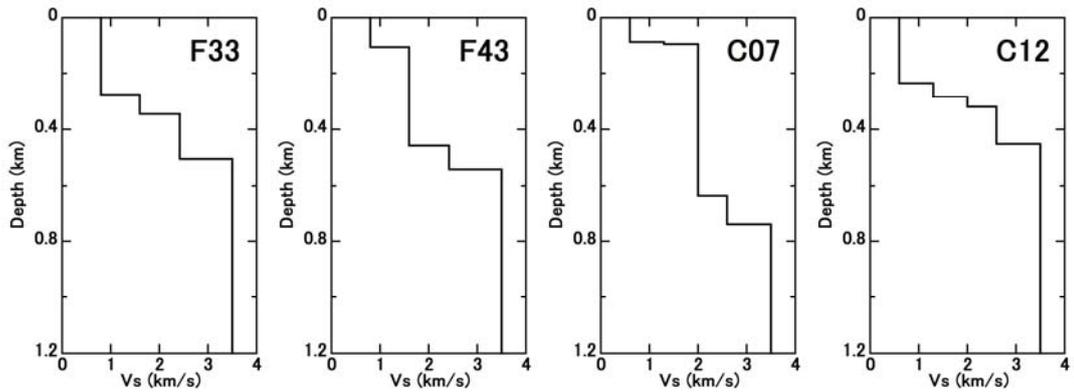


図 17 仮想点の中から抽出した地点の S 波速度構造

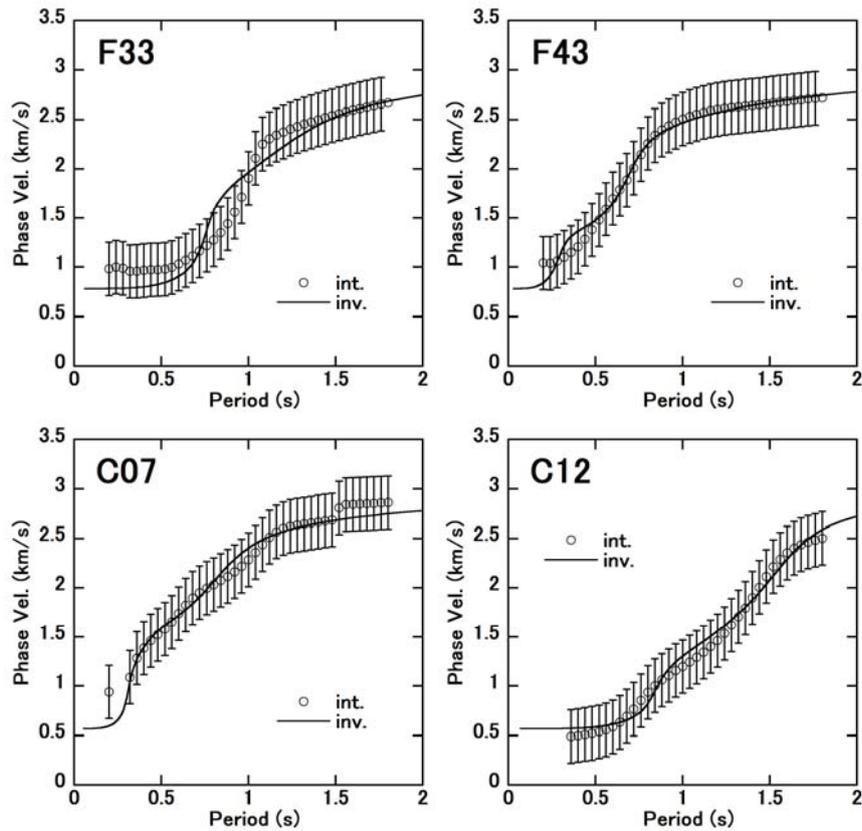


図 18 仮想点における位相速度と逆解析モデルから算出された位相速度の比較

図 15 に示した平野内の 71 地点の速度構造情報のうち、仮想点 46 地点の地下構造モデルから、例として、図 16 に示した 4 地点 (F43 は博多湾内の地点) の S 波速度構造を図 17 に示す。福岡平野で 4 層モデル、筑紫平野北部で 5 層モデルとしており、これらの層数は、図 9 と 11 と同じものとしている。図 17 の速度構造モデルからレイリー波の理論位相速度 (inv.) と図 14 で示した空間補間で得られた位相速度 (int.) の比較を図 18 に示す。ここでのエラーバーは、福岡平野での観測位相速度算出の際に出た標準偏差 $\pm 1 \sigma$ の平均値を全周期帯にあてはめた (sd ave. = 0.2703 km/s)。F33 で周期 0.8 s 付近、C07 で周期 0.3 s 付近でやや大きな差異が見られるが、いずれの地点も概ね図 18 中の int. の位相速度値を説明するモデルであることが分かる。

3) 3次元S波速度構造の数値モデルの構築

2)で得られた71地点の深部地盤の1次元S波速度構造情報をもとにして、各層境界面について推定されたスプライン係数を用いて、各層境界面の任意の地点の標高を求めた。なお、表2のように、最下層の地震基盤層の速度値は同じであるが、福岡平野の第3層は V_s 2.4 km/s、筑紫平野北部の第4層は V_s 2.6 km/sと若干の差異があった。ここでは、モデルのためにこれらの層は共通となるように中間値として表4の物性値を設定することとした。得られた層境界面標高値の各層境界面下面の標高値分布を図19に示す。また、図19の V_s 2.5 km/s層下面深度図中に示される各断面を図20に示す。平成24年度で報告した地下構造モデルと比較して、筑紫平野北部のほうが深く、傾向は同じであるが、層境界面分布の空間補間の影響によると考えられる特異な深みが解消され、深部地盤モデルの改良化・高精度化を行うことができたといえる。

なお、各層のモデル化における手続きは、平成24年度の報告書（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学(2013)）と同じで、以下の通りである。

1. 任意の地点の地形標高、 V_s 0.6km/s層下面標高、 V_s 0.8km/s層下面標高、 V_s 1.3 km/s層下面標高、 V_s 1.6km/s層下面標高、 V_s 2.0km/s層下面標高、 V_s 2.5km/s対応層の下面標高を求める。

2. 境界領域付近の平均化：緯度 33.48° 以北、 33.52° 以南に含まれるデータに対して、
 V_s 0.6 km/s層下面標高：地形標高値との平均値に置換え
 V_s 1.3 km/s層下面標高： V_s 0.8km/s層下面標高との平均値に置換え
 V_s 2.0 km/s層下面標高： V_s 1.6km/s層下面標高との平均値に置換え

3-a. 任意の地点の緯度 33.5° 以北：
 V_s 0.6km/s層下面標高：地形標高に置換え
 V_s 0.8km/s層下面標高：地形標高より浅ければ地形標高に置換え
 V_s 1.3km/s層下面標高： V_s 0.8km/s層下面標高に置換え
 V_s 1.6km/s層下面標高： V_s 0.8km/s層下面より浅ければ V_s 0.8km/s層下面標高に置換え
 V_s 2.0 km/s層下面標高： V_s 1.6km/s層下面標高に置換え
 V_s 2.6 km/s層下面標高： V_s 1.6km/s層下面より浅ければ V_s 1.6km/s層下面標高に置換え

3-b. 任意の地点の緯度 33.5° より南部：
 V_s 0.6km/s層下面標高：地形標高より浅ければ地形標高に置換え
 V_s 0.8km/s層下面標高： V_s 0.6km/s層下面標高に置換え
 V_s 1.3km/s層下面標高： V_s 0.6km/s層下面より浅ければ V_s 0.6 km/s層下面標高に置換え
 V_s 1.6km/s層下面標高： V_s 1.3km/s層下面標高に置き換え
 V_s 2.0km/s層下面標高： V_s 1.3km/s層下面より浅ければ V_s 1.3 km/s層下面標高に置換え
 V_s 2.5km/s層下面標高： V_s 1.6km/s層下面より浅ければ V_s 1.6km/s層下面標高に置換え

4. Vs 2.5 km/s 層の層厚補正：以上のプロセスで Vs 2.5 km/s 層の層厚が 20 m 未満であったら、Vs 2.5 km/s の層厚に 20 m を加える。(山地部は周辺の KiK-net データを参考に Vs 2.5 km/s 層が 20 m の層厚で分布と設定。)

なお、山地と平野の遷移領域（山麓部周辺）では、微動アレイ探査地点（観測地点）において地震基盤までの深度がもっとも小さかった AMG（甘木）の速度構造情報を参考に、Vs 2.5 km/s 層が 76 m の層厚で分布すると設定した。

以上のプロセスで出力したモデルを図 19 に示す（平成 24 年度のモデルでは 5 km x 5 km グリッドを使用して標高のコンターを描いていたが、今回のモデルでは 3 km x 3 km グリッドを用いている）。図 20 にはその中の断面図、さらに図 21 には地震基盤上面の形状を示す。

表 4 数値モデルを作成する際に設定した物性値
(福岡平野の第 3、4 層、筑紫平野北部の第 4、5 層は両平野で共通)

福岡平野				筑紫平野北部			
layer	Vp	Vs	ρ	layer	Vp	Vs	ρ
1	2.2	0.8	2.0	1	2.0	0.6	1.9
2	3.1	1.6	2.3	2	2.7	1.3	2.2
3	4.1	2.5	2.5	3	3.5	2.0	2.4
4	5.2	3.5	2.7	4	4.1	2.5	2.5
				5	5.2	3.5	2.7

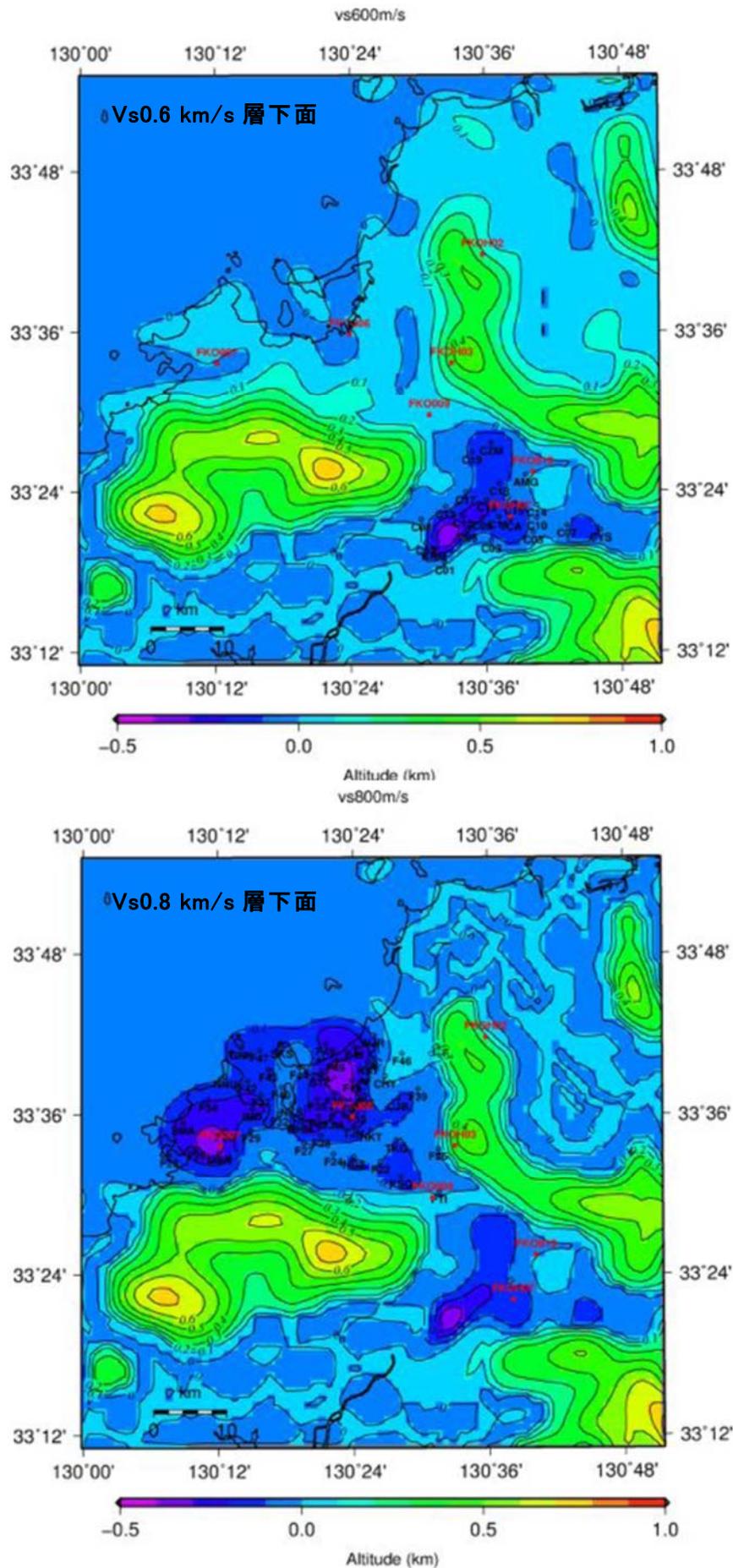


図 19 a) 各層の層境界面標高分布

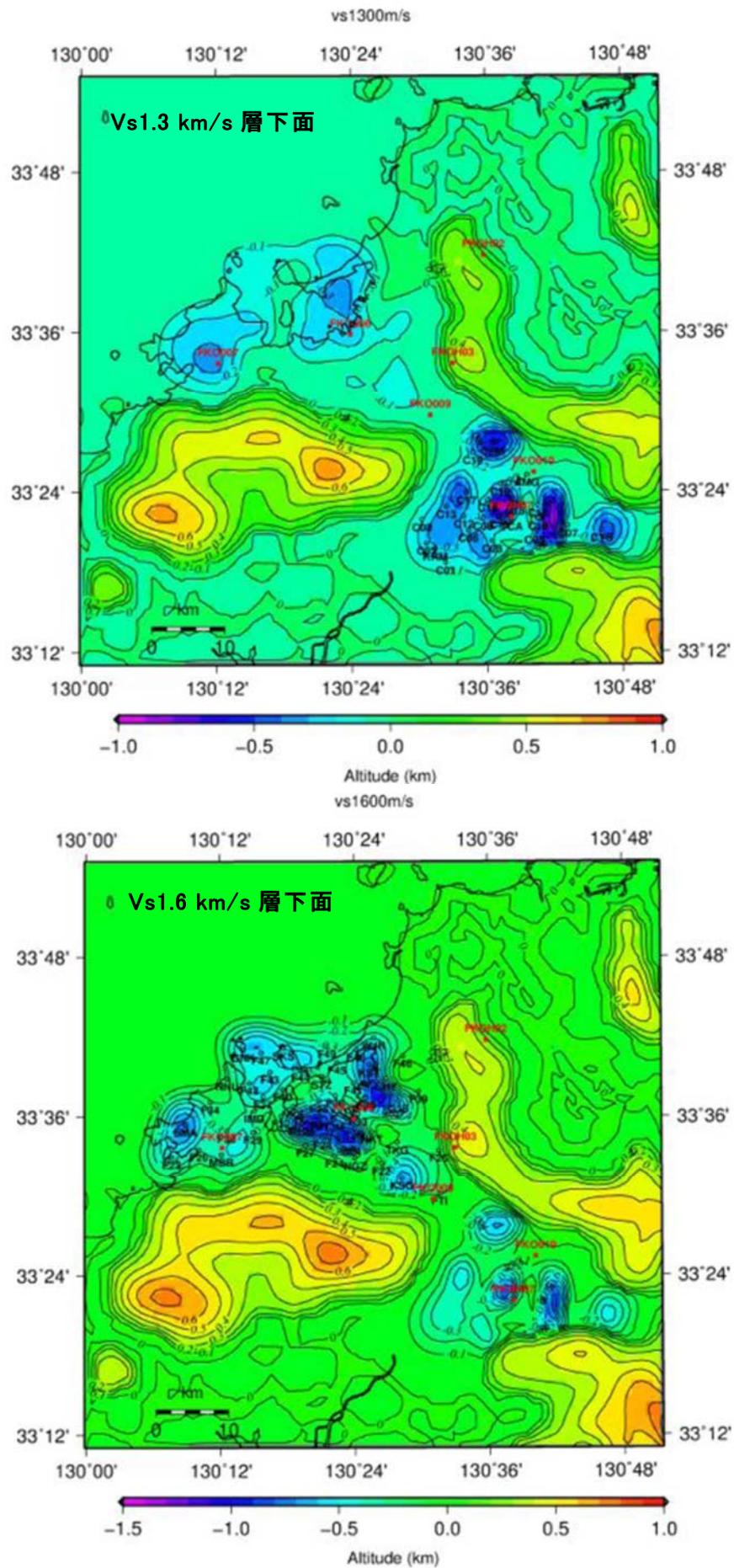


図 19 b) 各層の層境界面標高分布

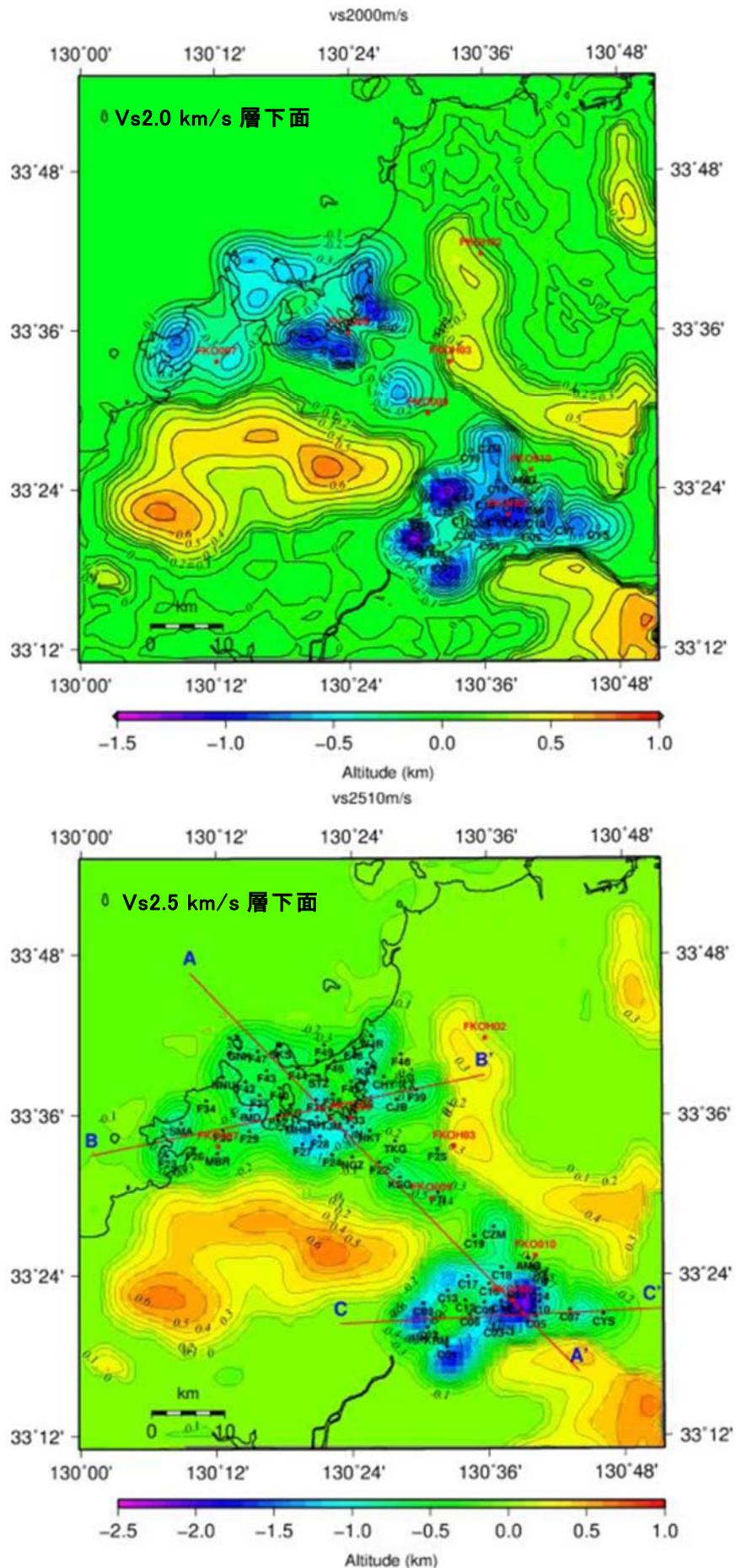


図 19 c) 各層の層境界面標高分布

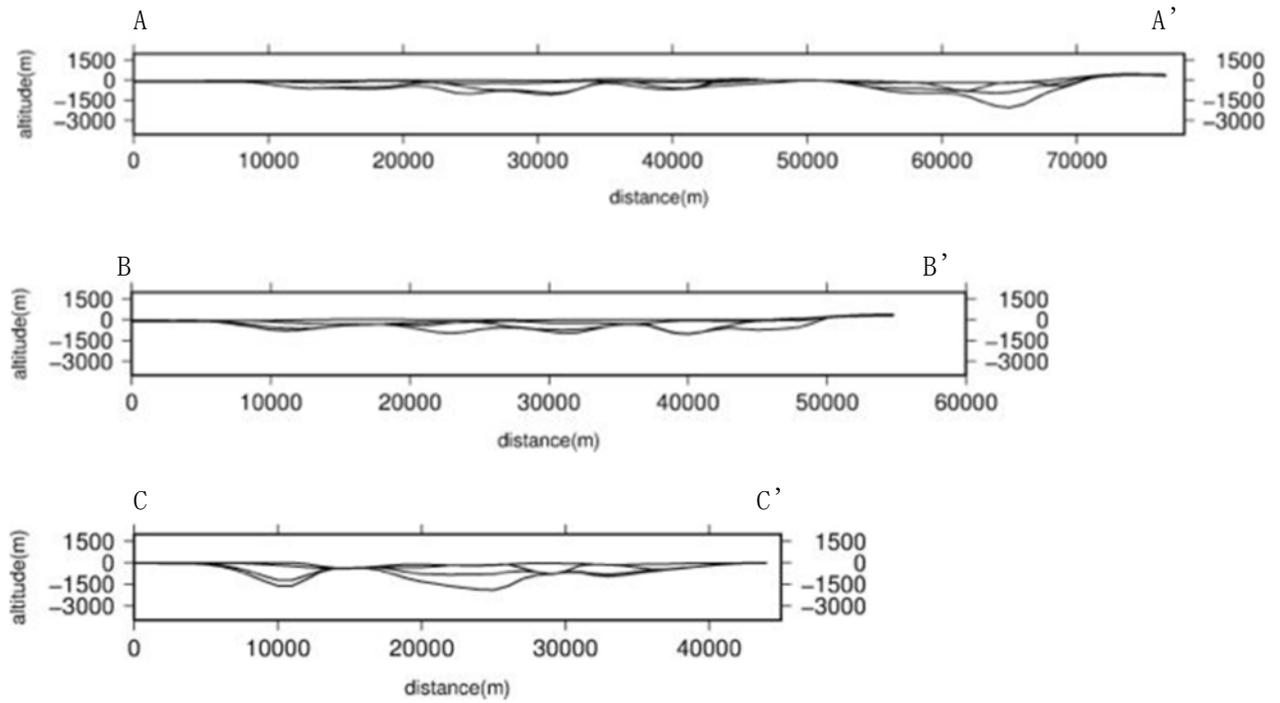


図 20 図 19 c) 中の Vs 2.5 km/s 層下面深度分布図中に記載の各断面構造

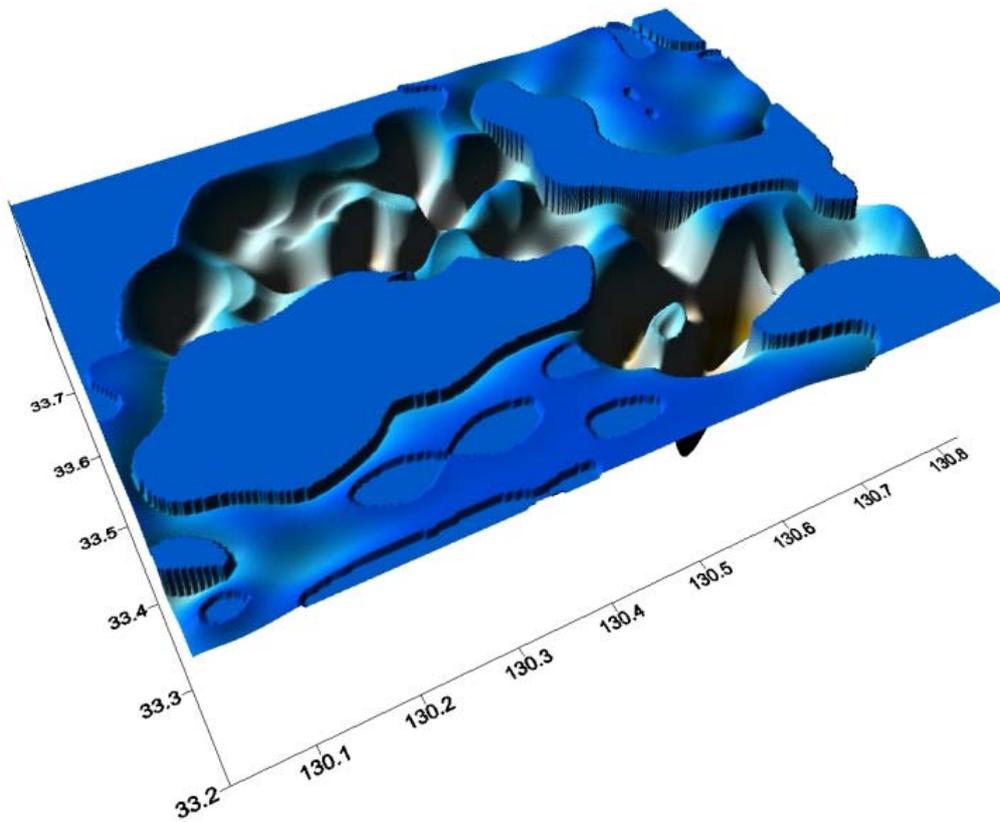


図 21 地震基盤上面 (Vs2.5km/s 層下面) の形状

4) 震源断層モデルの構築

平成 20 年に地震調査研究推進本部から公表された警固断層帯南東部の地震の強震動予測（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2008）に使用された特性化震源モデルのレシピに準拠して震源モデルを構築した。その際、サブテーマ 1～3 の成果から強震動予測用の震源断層モデルの幾何学的パラメータを拘束する以下の情報を用いた。

走向：135°

傾斜：90°

断層の長さ：32 km

北西セグメントの長さ：20 km

南東セグメントの長さ：12 km

セグメント境界（基準点）の位置：北緯 33 度 33 分 8 秒（N33.5522°），東経 130 度 26 分 4 秒（E130.4344°）

断層の幅：16 km

断層上端：深さ 2 km（D10 に相当する地震発生層上端）

断層下端：深さ 18 km（D90 に相当する地震発生層下端に 2 km 追加して算出）

滑りの方向：

左横ずれ＋縦ずれ（断層を挟んで西側が上がる向き）

横ずれ成分と縦ずれ成分の比の見積

北西セグメント：5：2（Rake 22°）

南東セグメント：5：1（Rake 11°）

アスペリティーの位置：

北西セグメント：薬院直下を含む

南東セグメント：南東セグメントの中央（上大利付近）を含む

アスペリティーのサイズ：

北西セグメント > 南東セグメント

強震動予測用に作成した震源モデルが図 22 である。図中の点 B が北西セグメントと南東セグメントの境界であり、これを基準点としている。このとき断層の北端は 2005 年福岡県西方沖の地震の最大余震の震央付近にあたることになるが、この点はサブテーマ 2 の成果からの要請を反映している。アスペリティーの深さの設定を 2 タイプ、破壊開始点の位置を 3 通り仮定しており、シナリオとしては計 6 ケースを想定していることになる。アスペリティーの上端が断層上端の深さ 2 km に設定されているのがタイプ 1 であり、平成 20 年の地震調査研究推進本部のモデル（図 23）と同じ深さ 6 km に設定されているのがタイプ 2 である。アスペリティーが浅いほど強震域が震源断層近傍に集中する傾向にあるため、両タイプを想定した。一般的には断層近傍ではタイプ 1、震源断層から離れた地域ではタイプ 2 で強い揺れが生じる可能性が高いと考えられる。

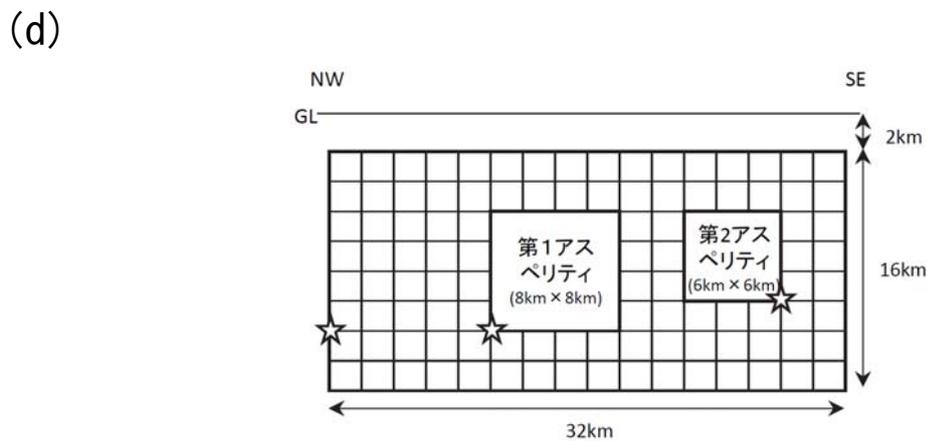
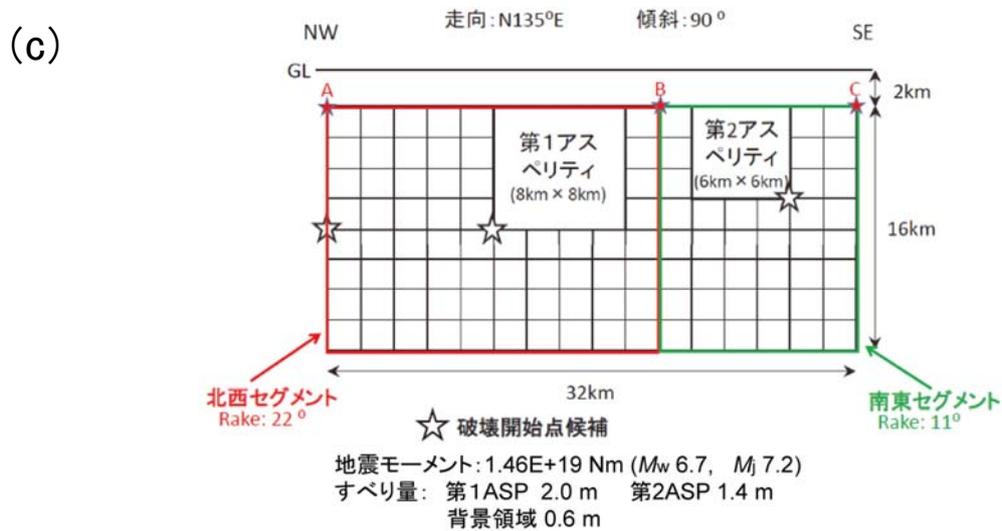
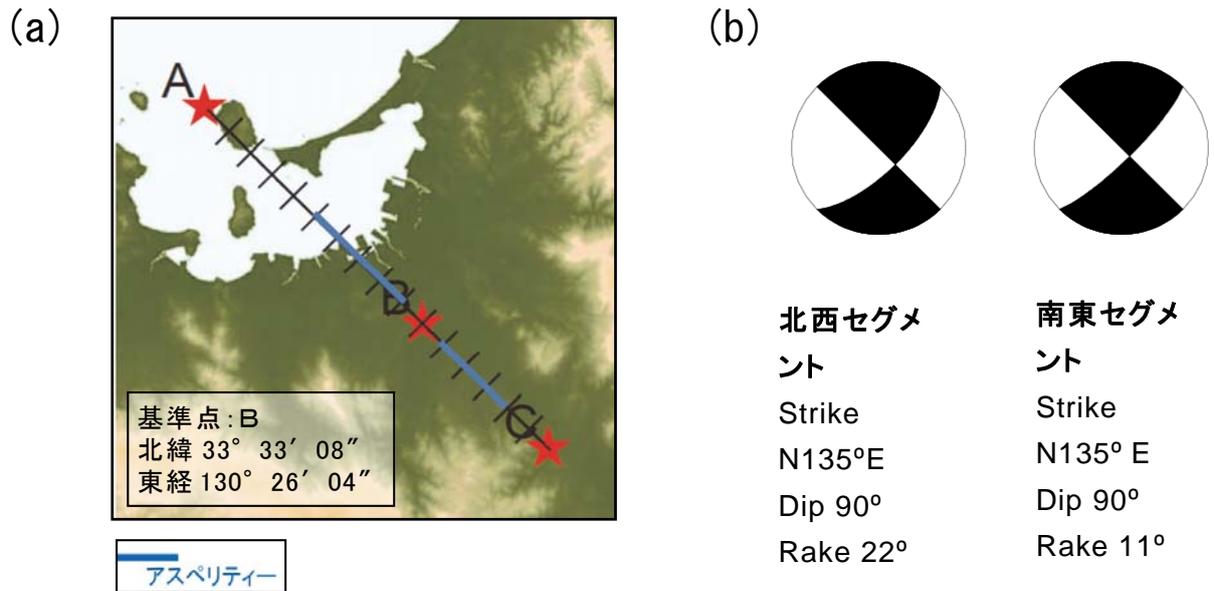


図 22 震源断層モデル (a)震源断層の設定位置。★は断層両端及びセグメント境界位置(地表投影)。ひと目盛の長さは 2 km。(b) 北西セグメントと南西セグメントのメカニズム。(c) 断層モデルの詳細 (タイプ 1)。(d) タイプ 2。アスペリティーの深さ以外はタイプ 1 と同じ。

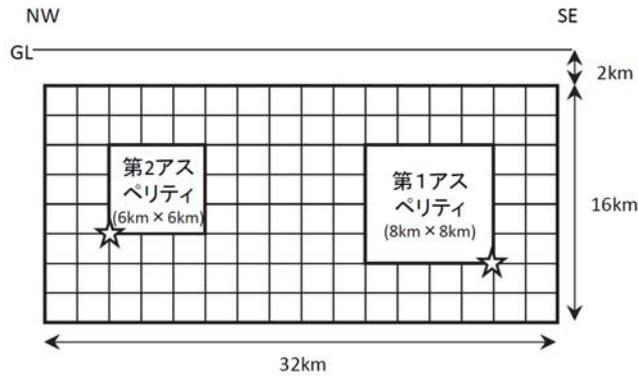


図 23 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2008) のアスペリテイが 2 個のモデル。震源メカニズムは一樣で走向: $N136^{\circ} E$ 、傾斜: 90° 、 $Rake: 0^{\circ}$ 。断層の基準点は断層北西上端で座標は北緯 $33^{\circ} 39' 36''$ 、東経 $130^{\circ} 18' 21.6''$ 。断層全体の位置は若干異なるが、その長さや幅並びに深さは今回想定した震源断層モデルと一致している。しかし、アスペリテイの位置が大きく異なる。大きな第 1 アスペリテイが断層の南東側、小さなアスペリテイが北西側にあり、今回想定した震源断層モデルと反対になっている。

(d) 結論

微動観測・解析とサブテーマ 1～3 により得られる情報を活用してより信頼度の高い警固断層帯 (南東部) の強震動予測を得るための地下構造 (深部地盤構造) モデルと震源断層モデルを高度化した。

地下構造モデルの高度化においては、まず、福岡平野及び警固断層帯南東部延長上に位置する筑紫平野北部における深部地盤の速度構造情報を得るため、微動アレイ探査による深部地盤 S 波速度構造を推定するとともに、それらを集約し、平野の物性値の平均像を抽出した。さらに、平野全体の地下構造を数値モデル化するために、微動アレイ探査で得られた速度構造と位相速度をもとにして、周期毎の位相速度分布図を作成し、平野内の仮想点における 1 次元深部地盤 S 波速度構造を推定した。これらによって、得られた 1 次元 S 波速度構造情報は、実際の観測で得られた 25 地点 (福岡平野 20 地点、筑紫平野北部 5 地点)、そして仮想地点 46 点となった。これらの S 波速度構造情報を基に福岡平野から筑紫平野北部地域において、面的補間関数 (スプライン関数) を用いた地下構造の数値モデル化を行い、3 次元深部地盤構造モデルを再度作成し、高度化を図った。今回作成した深部地盤構造モデルは、昨年度に見られたモデルの不自然さが解消した。

震源断層モデルの高度化に関しては、サブテーマ 2 に基づく 3 次元的な震源断層面形状モデル、サブテーマ 1 と 3 による断層活動のセグメント構造、分岐形態、断層変位の空間変化に関する成果等を考慮した、強震動予測用の震源断層モデル 2 タイプを構築した。

(e) 引用文献

Capon, J., High resolution frequency wavenumber spectrum analysis, *Proc. IEEE*, **57**, 1408-1418, 1969.

地震調査研究推進本部地震調査委員会, 警固 (けご) 断層帯 (南東部) の地震を想定した強震動評価について, http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/08apr_kego/ (2014/ 3

/31), 2008.

香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南荘 淳, 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化, 日本地震工学会論文集, 22, 199-202, 1993.

木下 健・川瀬 博・早川 崇・佐藤智美, アレイ微動による九州大学周辺地域の地盤構造の推定, 日本建築学会九州支部研究報告, 40, 209-212, 2001.

狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川 猛・堀家正則・斎藤徳美・黒田 徹・山根一修・奥住宏一, 地震動予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定, 自然災害科学, 9-3, 1-17, 1990.

宮腰 研・香川敬生・越後智雄・堀江佳平・澤田純男, 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化(その2), 日本地震工学会論文集, 24, 33-36, 1997.

宮腰 研・香川敬生・趙 伯明・徳林宗孝・澤田純男, 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化(その3), 日本地震工学会論文集, 25(1), 185-188, 1999.

文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学, 警固断層帯(南東部)における重点的な調査観測, 平成23年度成果報告書, 170p, 2012.

文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学, 警固断層帯(南東部)における重点的な調査観測, 平成24年度成果報告書, 194p, 2013.

岡田 広, 微動利用の地下構造推定方法, 物理探査学会(編), 物理探査ハンドブック, 203-211, 1998.

奥平良太・山田伸之・竹中博士, 筑紫平野における S 波速度構造探査, 日本地球惑星科学連合 2012 年大会, SSS26-P08, 2012.

Yamanaka, H., and Ishida, H., Application of genetic algorithms to an inversion of surface-wave dispersion data, Bull. Seis. Soc. Am., 86, 436-444, 1996.

山中浩明・佐藤浩章・栗田勝実・瀬尾和大, 関東平野南西部におけるやや長周期微動のアレイ観測—川崎市および横浜市の S 波速度構造の推定—, 地震 2, 51, 355-365, 1999.

山田伸之・竹中博士, 福岡地域の深部地盤 S 波速度構造—地震動評価用の数値モデル構築のために—, 地震 2, 2014, 印刷中.

3. 4-2 地下構造モデルの検証と強震動予測・被害予測

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 地下構造モデルの検証と強震動予測・被害予測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
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	研究員	長嶋史明

(c) 業務の目的

本業務で得られた情報を反映して警固断層帯周辺の三次元地盤構造モデルを作成し、中小地震観測波形をターゲットに検証し、警固断層帯において地震が発生した際の広周期帯域の強震動予測を行うとともに、予測された地震動に対して動的非線形応答解析による構造物の被害予測を実施し、その社会的インパクトを明らかにする。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

1) 平成 23 年度：

2005 年福岡県西方沖地震の発生後に観測された中小地震観測波形、各種の公開情報および既往文献情報を収集した。三次元地盤構造情報について、地震調査研究推進本部が J-SHIS サイトを通して配布している深部地下構造モデルおよび表層地盤種別情報、および既往の調査研究結果を収集してそれを元に三次元地盤構造 (V1) を作成し、中小地震の強震動シミュレーションを行った。

福岡平野内において短期微動観測を実施するとともに、長期微動観測点を試験的に設置し、観測を開始した。

2) 平成 24 年度：

平成 23 年度敷設の観測点に対して情報の少ない地域を中心にさらに観測点を追加し、長期微動観測を継続した。また長期微動観測点を補間する形で、福岡平野内において短期微動観測を行った。

長期微動観測および短期微動観測にて得られた記録からサイト増幅特性および水平上下比を得た。これをターゲットにして地震波干渉法の理論に基づき一次元波動場のインバージョン解析により基盤より上の堆積層部分の速度構造モデルを求め、地下構造高度化のための参照情報として分担テーマ 4-1 のチームに渡した。

サブテーマ 2 の情報、分担テーマ 4-1 の速度構造、本分担テーマで得た速度情報などの新規情報を参照して作成される三次元地盤構造 (V2) を分担テーマ 4-1 から受けとり、福岡県西方沖地震の本震をターゲットにしてその妥当性を検証した。

3) 平成 25 年度：

三次元地盤構造 (V3) とサブテーマ 1・3 から得られる情報を参照して、強震動予測レシピによる標準的震源モデルに基づいて広周期帯域の強震動予測を行い、その地動最大値の分布を明らかにするとともに、その予測強震動に対して分担者らが開発し

てきた動的非線形応答解析による建造物の構造種別ごとの被害予測を実施して、その社会的インパクトを明らかにした。

(2) 平成 23～25 年度の成果

(a) 業務の要約

本分担テーマでは、強震動予測の高度化のため、平成23年度は福岡県震度情報ネットワーク、K-NET/KiK-net、気象庁震度計ネット等の強震観測網による中小地震観測波形を収集するとともに、地震調査研究推進本部がJ-SHISサイトを通して配布している深部地下構造モデルおよび表層地盤種別情報、および既往の調査研究結果を元に三次元地盤構造(V1)を作成し、強震動シミュレーションを実施してその妥当性と問題点を確認した。また、長期微動観測点を福岡平野内に試験的に設置し、地震波干渉法を用いて増幅特性および水平上下比を得ることができることを確認した。平成24年度は長期微動観測点での観測を継続するとともに、短期の微動観測を従来観測情報やボーリング情報の少ない地域を中心に実施し、増幅特性および水平上下比を得た。これをターゲットにして地震波干渉法を用いた一次元波動場のインバージョン解析により基盤より上の堆積層部分の速度構造モデルを求め、分担テーマ4-1のチームに渡した。次に、基盤形状および堆積層構造等の情報、および分担テーマ4-1のチームで実施した微動アレー探査から得られる速度構造、本分担テーマで逆算した速度情報などの新規情報を参照して作成された三次元地盤構造(V2)を用いて、福岡県西方沖地震の本震をターゲットにしてその妥当性を検証した。平成25年度は長期微動観測を継続し、3年間で得られた多数の微小地震の水平上下比をターゲットにして、一次元波動場のインバージョン解析により基盤より上の堆積層部分の速度構造モデルを求め、地下構造高度化のための参照情報とした。一方、分担テーマ4-1で構築した三次元地盤構造(V3)を用いて、強震動予測レシピに従った標準的震源モデルに基づいて広周期帯域の強震動予測を行い、その地動最大値の分布を明らかにするとともに、その予測強震動に対して我々が開発してきた動的非線形応答解析による建造物の構造種別ごとの被害予測を実施してその社会的インパクトを明らかにした。

(b) 業務の実施方法

1) 地震波形、地盤、地震動増幅特性情報の収集

K-NET/KiK-net および気象庁震度計ネットの地震動波形を当該公開サイトおよび公開情報担当機関から入手した。福岡県震度情報ネットワークの地震波形については福岡県と九州大学の協定に基づき入手されている記録情報を収集整理した。

地盤および地震動増幅特性に関する各種の公開情報および既往文献情報については検索をかけて必要な文献を収集した。

2) 三次元地盤構造(V1)による強震動シミュレーション

三次元地盤構造情報については、地震調査研究推進本部がJ-SHIS サイトを通して配布している深部地下構造モデルおよび表層地盤種別情報、および既往の調査研究結果を収集した。それらの情報を元に三次元地盤構造(V1)を作成し、選定した福岡県西方沖地震の余震の強震動シミュレーションを実施した。

3) 短期微動観測

警固断層を挟んだ福岡平野内の複数地点において短期微動観測を行い、その水平上下スペクトル比の空間変動を調べた。

4) 長期微動観測点の設置と地震波形の抽出

平成 23 年度から設置・展開してきた長期微動観測点では継続して連続観測を行い、2 測線計 8 点で平成 26 年 1 月まで観測を継続した。得られた連続記録から気象庁一元化震源リスト等をもとに地震動の抽出を行い、地震動 H/V スペクトル比を方位別に計算した。

5) 観測 H/V スペクトル比および一次元地盤構造同定

得られた観測 H/V スペクトル比を再現するように、拡散波動場理論 (Kawase et al., 2011) に基づいて 1 次元地盤構造を同定し、地下構造高度化のための参照情報とした。

6) 三次元盆地構造 (V2) による強震動シミュレーション

微動アレー探査から得られた速度構造等を参照して作成された三次元地盤構造 (V2) を用いて、三次元有限差分法に既往研究の震源モデルを組み合わせて福岡県西方沖地震の本震の再現を試み、その妥当性の検証のためのパラメトリックスタディを実施した。

7) 三次元盆地構造 (V3) による強震動シミュレーション

分担テーマ 4-1 で構築した三次元地盤構造 (V3) を用いて、強震動予測レシピに従った標準的震源モデルをアスペリティ深さと発震点を変えて 5 ケース設定し、それに基づいて三次元有限差分法と統計的グリーン関数法を組み合わせた広周期帯域の強震動予測を行って、その地動最大値の分布を明らかにした。

8) 建造物の被害予測

その予測強震動に対して我々が開発してきた動的非線形応答解析による建造物の構造種別ごとの被害予測を実施してその被害インパクトを求めた。

(c) 業務の成果

1) 地震波形、地盤、地震動増幅特性情報の収集

防災科学技術研究所が公開している K-NET および KiK-net、気象庁が管理し気象協会を通して公開している震度計ネットによる中小地震観測波形を収集した。また福岡県が設置した震度情報ネットワークによる観測記録についても、福岡県と九州大学の協定に基づき入手されている記録情報を収集整理した。

また円滑な業務遂行のため、地盤および地震動増幅特性に関する各種の公開情報および既往文献情報を収集した。地盤情報に関しては福岡市地盤図作成グループ(1981)が作成した福岡地盤図がかつてより活用されてきており、中道・川瀬(2002)ではその情報を浅部の構造に利用しているが、深い地盤構造についてはアレー微動と重力探査、および地質図に基づいて推定している。その後、森・他(2007)は新たに実施したアレー微動結果と九州大学が実施した精密重力探査結果を反映させた深部地盤構造を提案している。その他、活断層と地盤構造の関わりに関する文献、および地震動の評価や強震動予測に関する文献を多数収集した。図 1 には濱田・川瀬(2008)が 10,000 本以上のボーリングデータから求めた福岡市内の工学的基盤の深度コンターを示す。このデータは福岡市地盤図作成グループ(1981)が作成した福岡地盤図の深度コンターを高精度化したものと言え、データの密度が少ない郊外地区はともかく、データの多い市街地では高い信頼性を有していると考えられる。

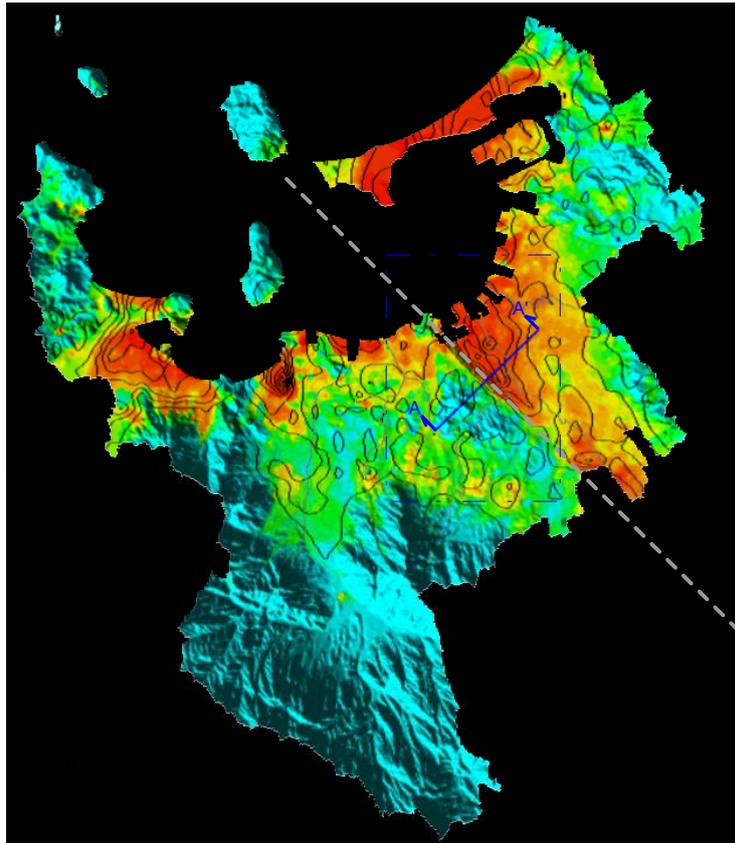


図1 ポーリングデータから求めた工学的基盤までの深さ分布(濱田・川瀬, 2008)

2) 三次元地盤構造 (V1) による強震動シミュレーション

ここでは、上記 J-SHIS の情報を元に三次元地盤構造 (V1) を作成し、比較対象として選定した福岡県西方沖地震の最大余震 M5.9 の強震動シミュレーションを実施した。今回の解析ではこの図の発震点に点震源を置き、その震源時間関数を KiK-net 宇美の硬質地盤上の観測記録でデコンボリューションして地盤の影響を見た。なお解析の際の最表層の S 波速度は 600m/s、差分格子は 100m メッシュとした。図 2 には FKO006 地点および福岡市南消防署地点での観測波形とシミュレーション波形との比較結果を示す。主要パルスの振幅・周期・出現時間は概ね再現されていることがわかる。

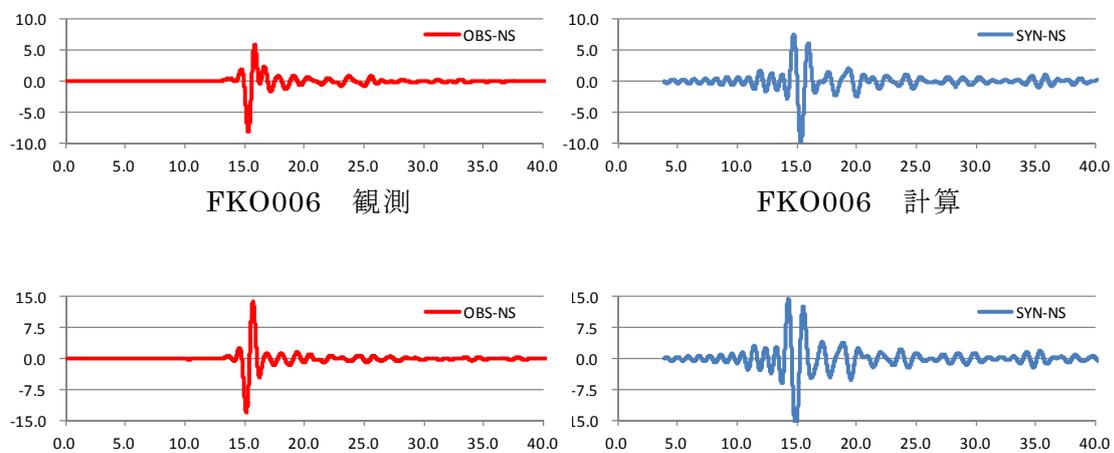


図2 FKO006 観測点における最大余震の観測記録と計算結果の比較

3) 短期微動観測

短期の単点微動観測では、第一義的に警固断層を挟んだ直線状の測線で断層による表層構造の影響が水平上下比に現われることを確認するために3測線を選定し、さらに地震動と微動の特性がどのように異なっているか、あるいは類似しているかを確認するために地震動観測点でも微動観測を実施した。

まず図3には長浜地区の浜の町公園を中心として配置した短直線アレーの配置図を示す。図4にはその結果として得られた微動記録の水平上下比のピーク振動数の分布を東側の測点Aから西側の測点Fまで並べた結果を示す。図から測点Cと測点Dの間にピーク振動数の変化があり、想定される警固断層位置と対応していることがわかる。

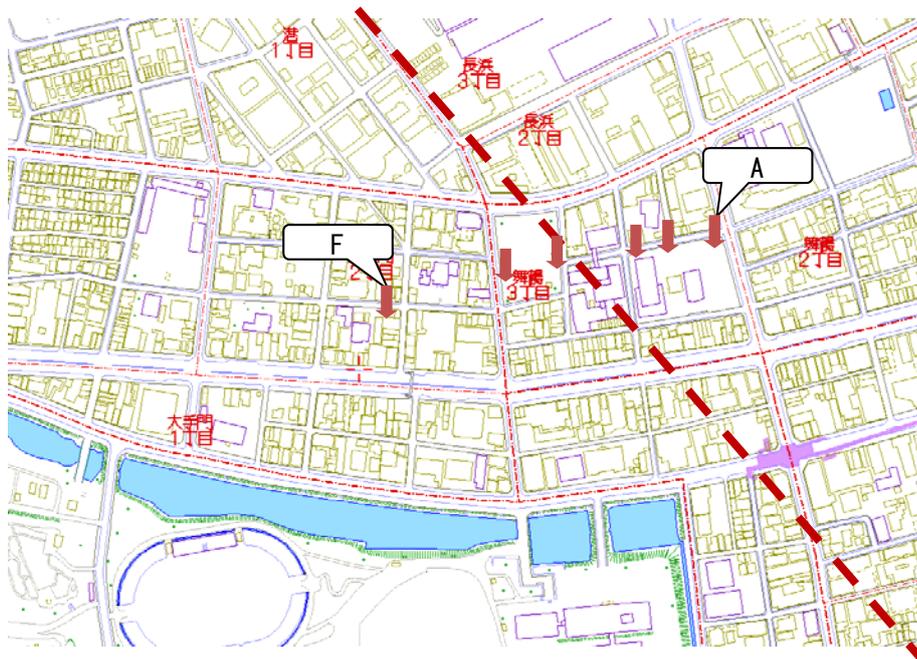


図3 長浜地区の短期微動観測地点（赤破線は推定警固断層位置）

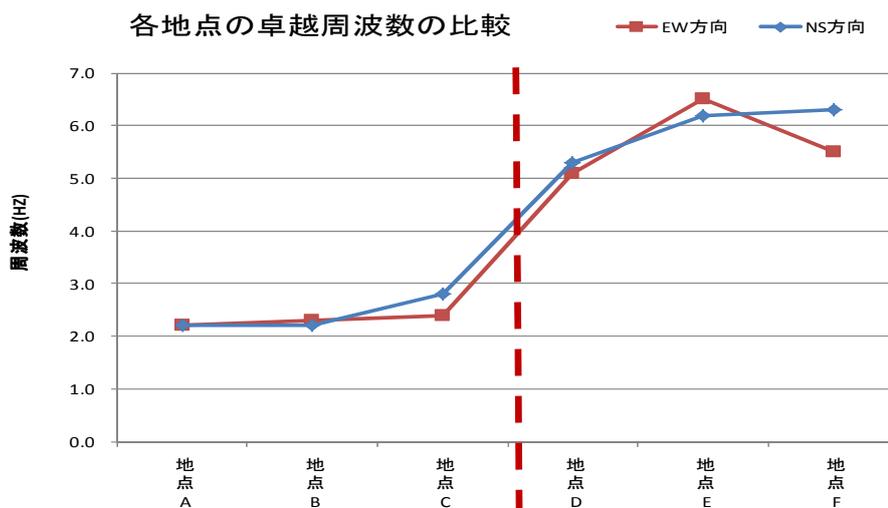


図4 長浜地区測線2の水平上下比のピーク振動数

同様にして地下鉄赤坂駅周辺を横断するように配置した直線アレーでも高宮駅南側

に配置した直線アレーでもピーク振動数の大きな変化があり、その位置は想定される警固断層位置とよく対応していた（詳細は平成 23 年度報告書を参照のこと）。

4) 長期微動観測点の設置と地震波形の抽出

平成 23 年度に 5 点、平成 24 年度に 3 点の長期微動観測点を福岡平野内に設置し、平成 26 年 1 月 25 日まで連続観測を行った。図 5・図 6 には平成 23 年度および 24 年度に設置した長期微動観測点の観測点位置を示す。また観測点諸元を表 1 に示す。



図 5 長期微動観測点位置 測線 1

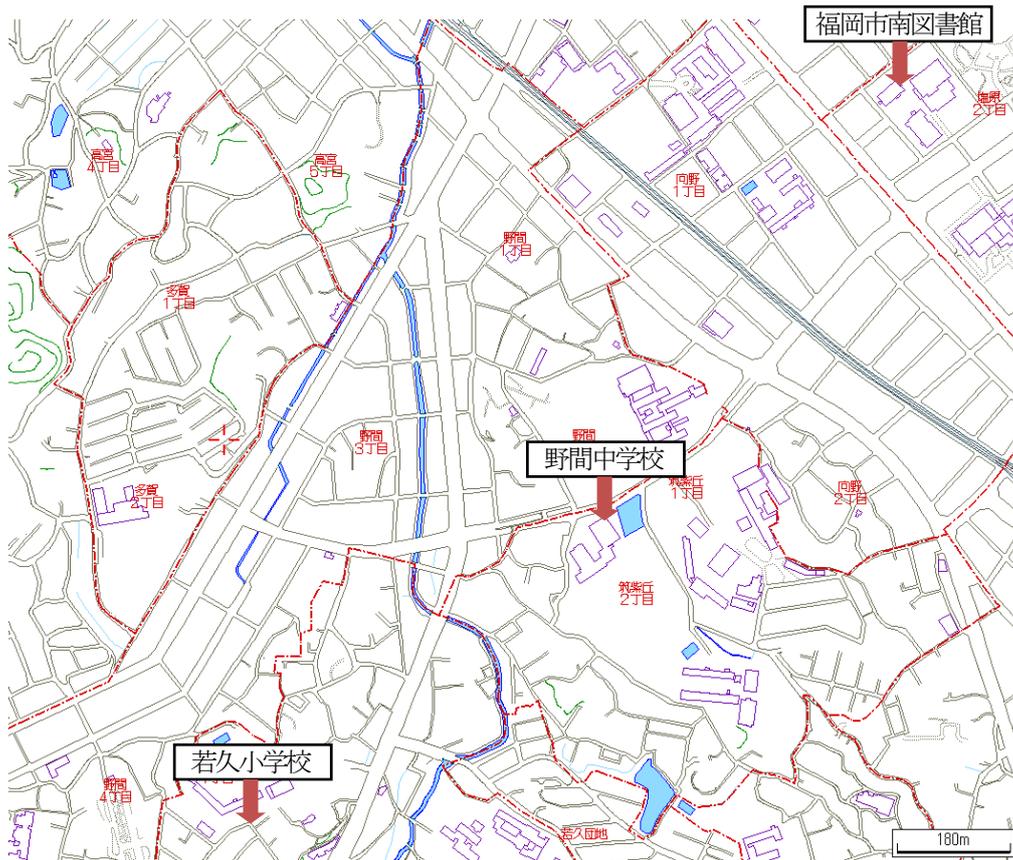


図6 長期微動観測点位置 測線2

表1 長期微動観測点の諸元

識別番号	設置地点名	設置場所	緯度経度	設置日
keg00	舞鶴中学校	南棟玄関	33.586514N, 130.380557E	2012/2/27
keg01	警固中学校	防火水槽内	33.585185N, 130.387345E	2012/2/27
keg02	少年科学文化会館	受水槽内	33.592150N, 130.390267E	2012/3/2
keg03	大名・舞鶴小学校	プレハブ校舎1F印刷室内	33.588946N, 130.394871E	2012/2/27
keg04	福岡市民会館	受水槽内	33.598751N, 130.398715E	2012/2/28
keg05	野間中学校	高圧電力室	33.559101N, 130.418265E	2012/8/23
keg06	福岡市南図書館	整理室	33.565391N, 130.423414E	2012/8/23
keg07	若久小学校	電気室	33.554669N, 130.412347E	2012/8/23

設置した地震計は aLab 製 ITK 強震計 AK-002KGB1 (センサは K-NET95 型加速度計) で、時刻校正は GPS で行い、データサンプリングは 100Hz としている。

次に設置した長期微動観測点における連続観測記録から地震動の抽出を試みた。気象庁一元化处理震源リストから福岡平野周辺に位置するものを選択し、該当時間の記録波形を目視で確認して抽出を行った。観測記録の中でノイズが少なく振幅が大きく出る keg03 を代表点とし、keg03 で地震動が見えていると思われる地震を選択する。その地震に対して他点でも観測記録を確認し地震動が見えているものを観測地震記録とした。福岡管区気象台が発表している福岡県内で震度 1 以上を観測した地震に対しても、同様の手順で観測記録の取舍選択を行った。平成 23 年度の観測開始から平成 26 年 1 月の観測終了までに記録された 1608 地震に対して確認を行い、60 地震の地震波形を抽出できた。図 7 に確認を行った地震の震源プロットを、図 8 には抽出した地震動の一例を示す。

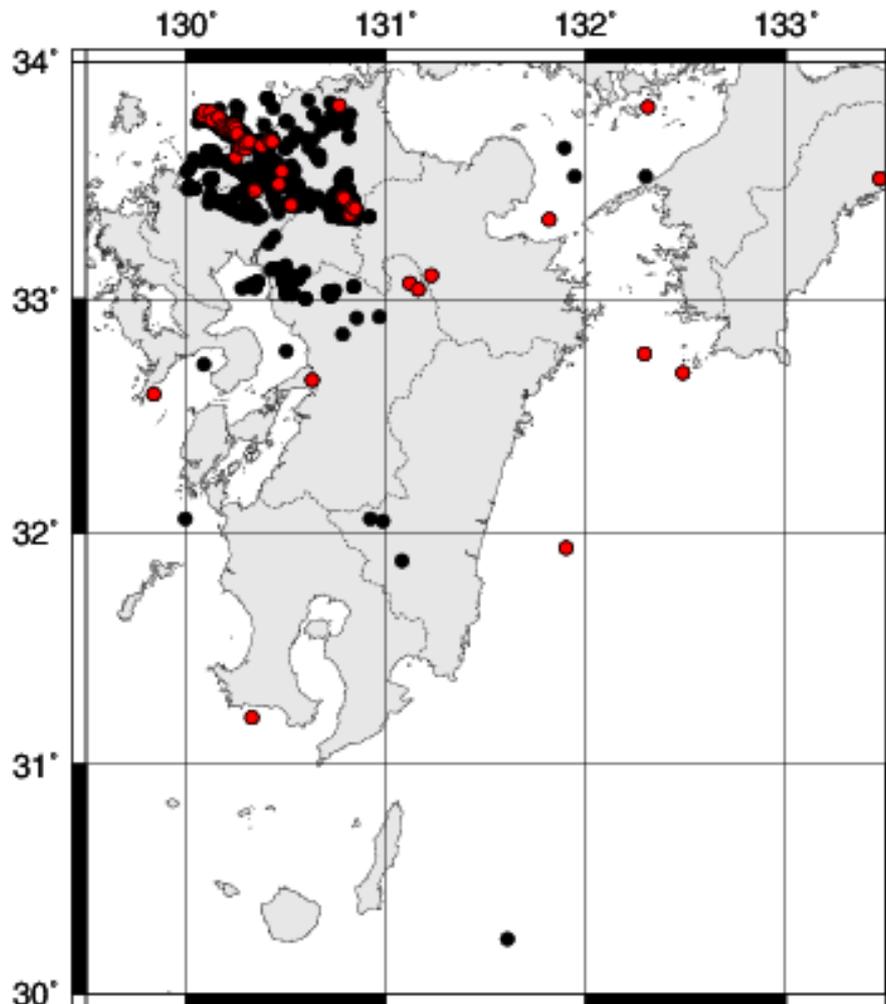


図 7 目視判定を行った地震の震源プロット
● : 判定を行った全地震, ● : 地震波形を確認できた地震

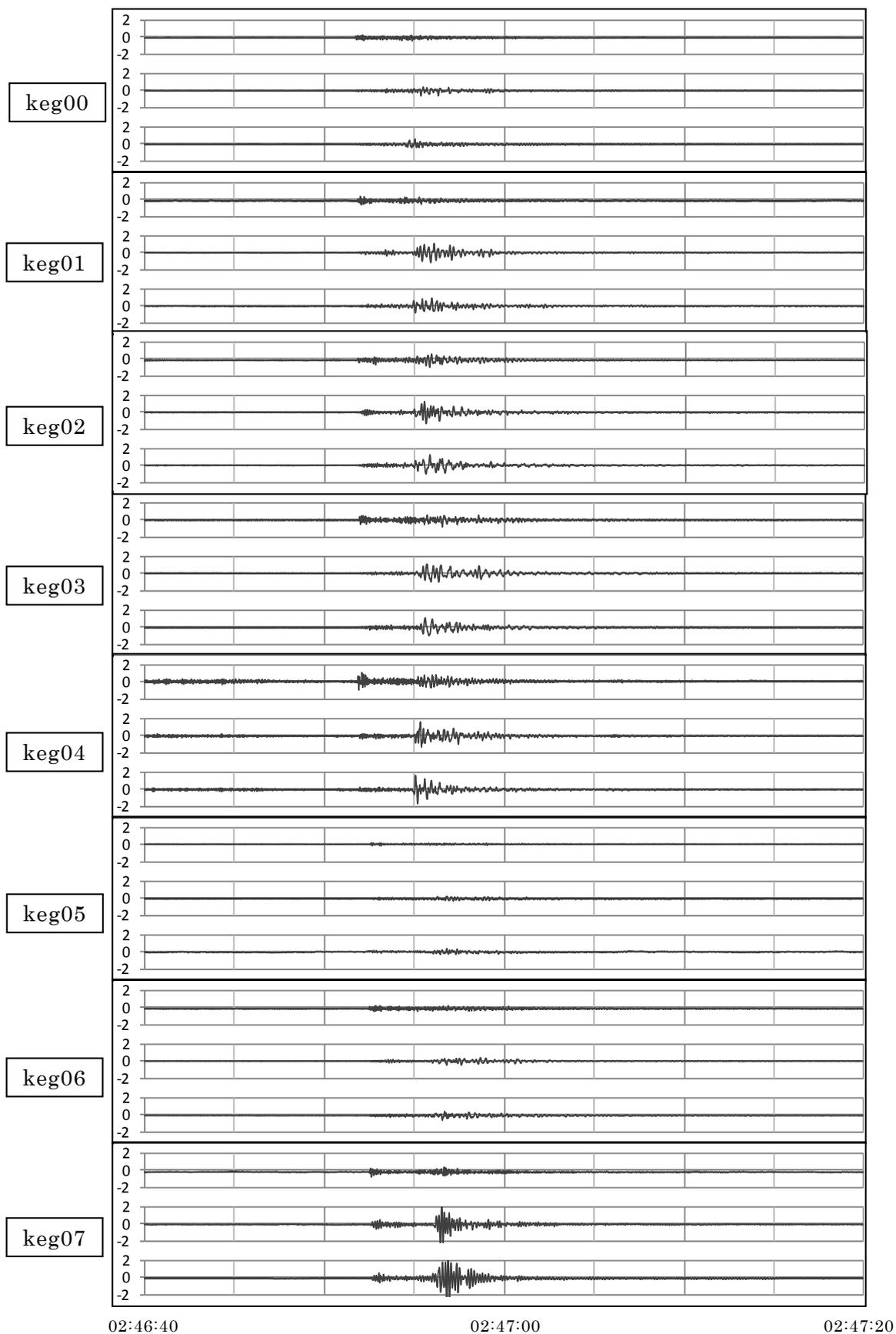


図8 観測地震波形例 2013/11/03 02:46:47
 33. 726N 130.228E 3.0V NW OFF KYUSHU
 (上段：UD、中段：NS、下段：EW 縦軸は加速度[gal])

5) 観測 H/V スペクトル比および一次元地盤構造同定

抽出した地震記録を用いて地震動 H/V スペクトル比を計算した。S 波の立ち上がりから 20.48 秒間切出し、方位別に H/V スペクトル比を計算し平均をとった。図 9・図 10 には測線 1 および測線 2 の観測 H/V スペクトル比を示す。凡例の括弧内は抽出できた地震動数を示す。各観測点の H/V スペクトル比の方位差を見ると、keg02 と keg07 で 2 Hz および 6 Hz のピークにおいて振幅差が見られた。測線 1 において警固断層帯を挟んで北東側の keg02・03・04 と南西側の keg00・01 でピーク振動数に差が見られ、測線 2 では警固断層帯の北東側の keg07 と南西側の keg05・06 でそのスペクトル形状に差が見られた。

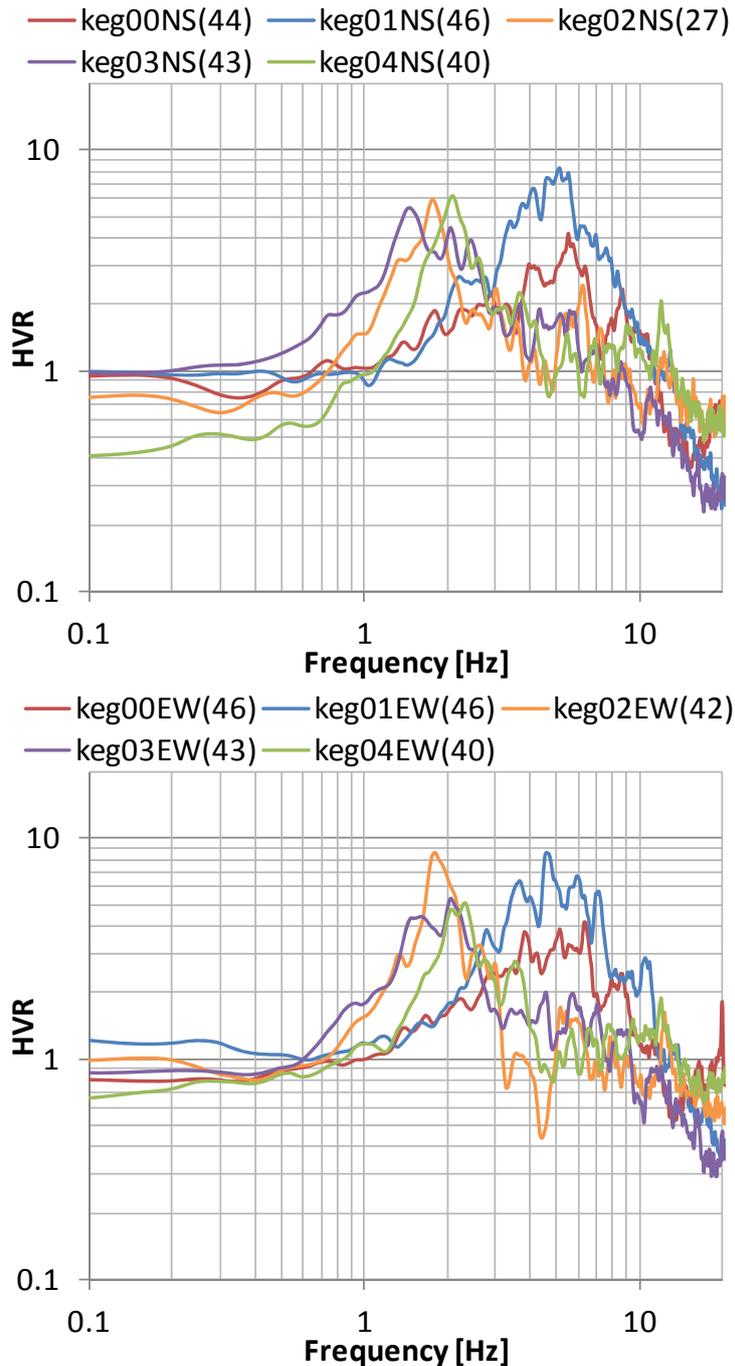


図 9 方位別地震動 H/V スペクトル比 測線 1

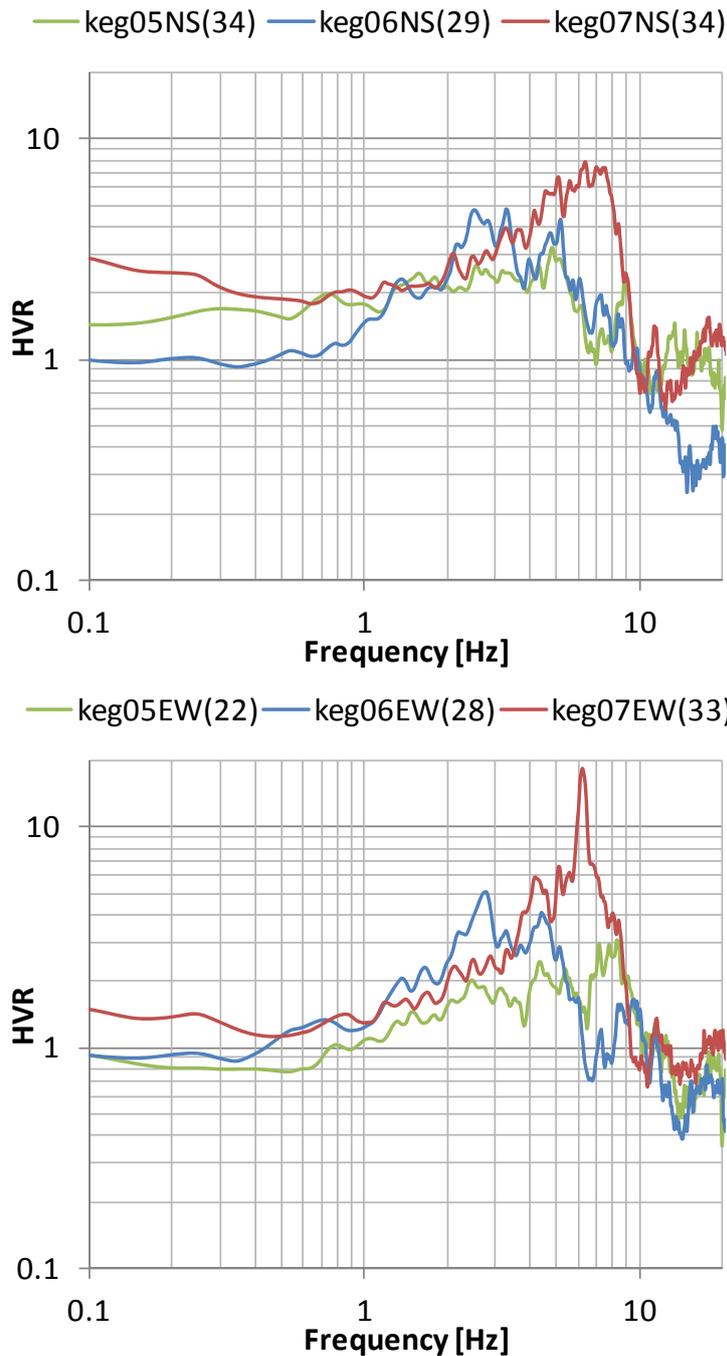


図 1 0 方位別地震動 H/V スペクトル比 測線 2

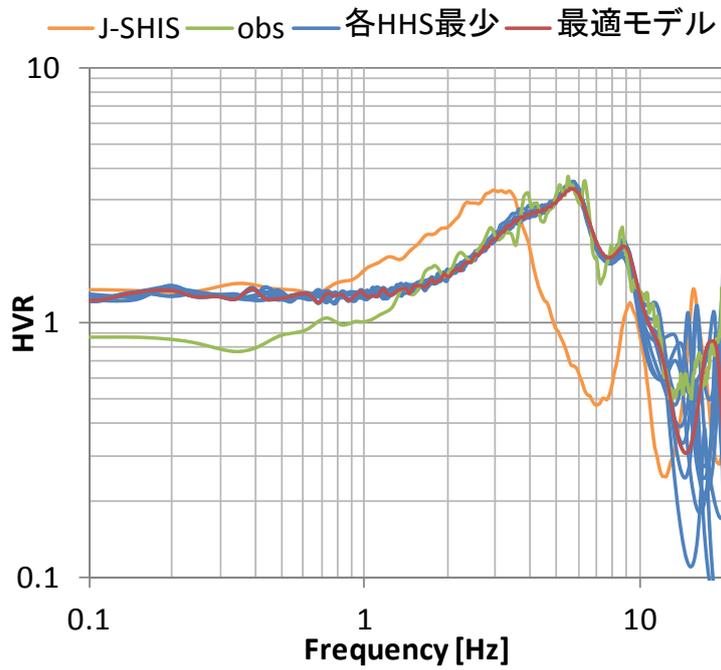
次に、上記の観測 H/V スペクトル比を再現できるような 1 次元地盤構造を拡散波動場理論 (Kawase et al., 2011) に基づいて同定した。初期モデルには川瀬・松尾 (2004) での同定モデルと J-SHIS の深部地盤構造を組み合わせ、 $V_s=3400\text{m/s}$ の地震基盤を含めて全 11 層のモデルを用いた。表 2 に初期モデルの諸元を示す。(1) 式を最少化するように、ハイブリッドヒューリスティック法 (山中, 2007) を用いて地震基盤以浅の S 波速度と層厚を対象に探索した。各層の P 波速度および密度は S 波速度より換算し、S 波速度で逆転層が生じないようにした。

$$misfit = \sum_f \frac{(HVR_{obs}(f) - HVR_{cal}(f))^2}{f} \quad (1)$$

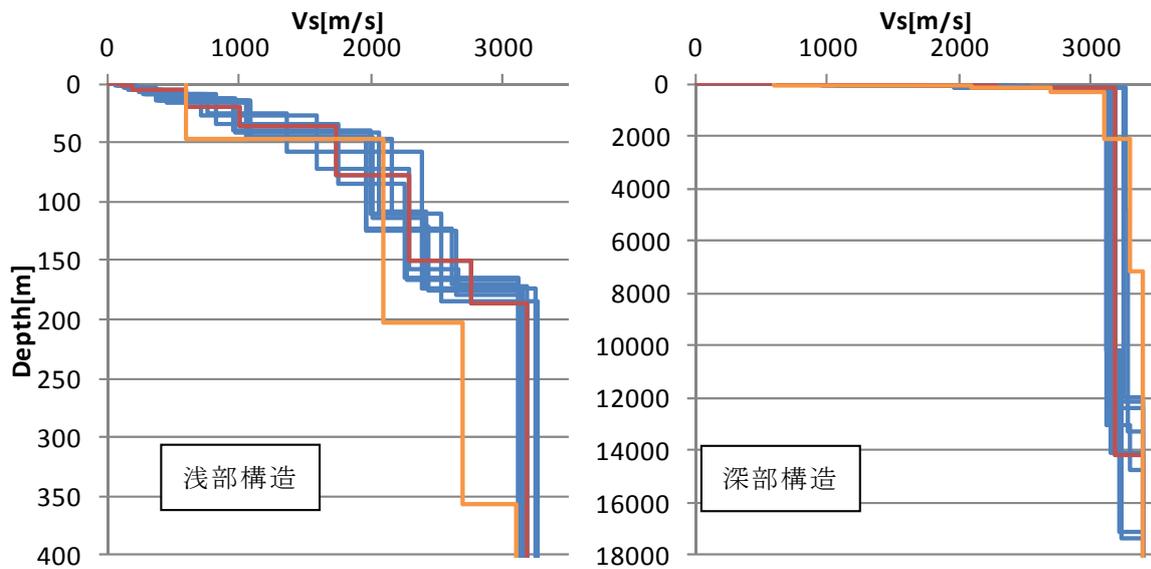
300 世代 400 個体の計算を 10 回行い、各計算で得られた 10 個の解の内 *misfit* が最小のものを最適モデルとした。観測 H/V スペクトル比には keg02 や keg07 のように方位差の見られる点もあったが、NS/UD と EW/UD の自乗和平均平方根 (RMS) を使用し平均的な 1 次元構造として同定した。図 1 1 には一例として keg00 の計算結果を示す。10 回の計算結果の内どの計算結果も 5.5Hz および 9Hz のピークをうまくトレースできている。同定された構造は深さ 15m で S 波速度はほぼ 500m/s となり、深さ 180m ほどで 3200m/s 程度の高速度層が現れる結果となった。一方、3200m/s から 3400m/s の地震基盤までの層厚は大きくばらつき、今回の観測結果では 3200m/s 以上の高速度層を同定できるほどの解像度がないことが分かった。図 1 2・図 1 3 には測線 1 および測線 2 の地盤構造同定結果をそれぞれ示す。測線 1 ではどの観測点でも深さ 300m 以浅で 3200m/s 程度の高速度層に至っており、断層北東側の keg02・03・04 に比べ断層南西側の keg00・01 は浅く速い構造が得られた。

表 2 初期モデル 諸元

	No.	厚さ [m]	深さ [m]	Vs [m/s]	Vp [m/s]	密度 [g/cm ³]
川瀬・松尾(2004)	1	2	2	110	366.67	1.77
	2	6	8	130	433.33	1.76
	3	4	12	150	500	1.66
	4	3	15	180	600	1.94
	5	5.45	20.45	320	1970	1.87
J-SHIS 深部構造	6	59.55	80	600	2000	1.9
	7	482	562	2100	4000	2.4
	8	482	1044	2700	5000	2.5
	9	1438	2482	3100	5500	2.6
	10	5000	7482	3300	5700	2.7
	11	-	-	3400	5899	2.7



(a) 観測および同定結果の H/V スペクトル比



(b) 地盤構造同定結果

図 1 1 1次元構造同定結果例 (keg00)

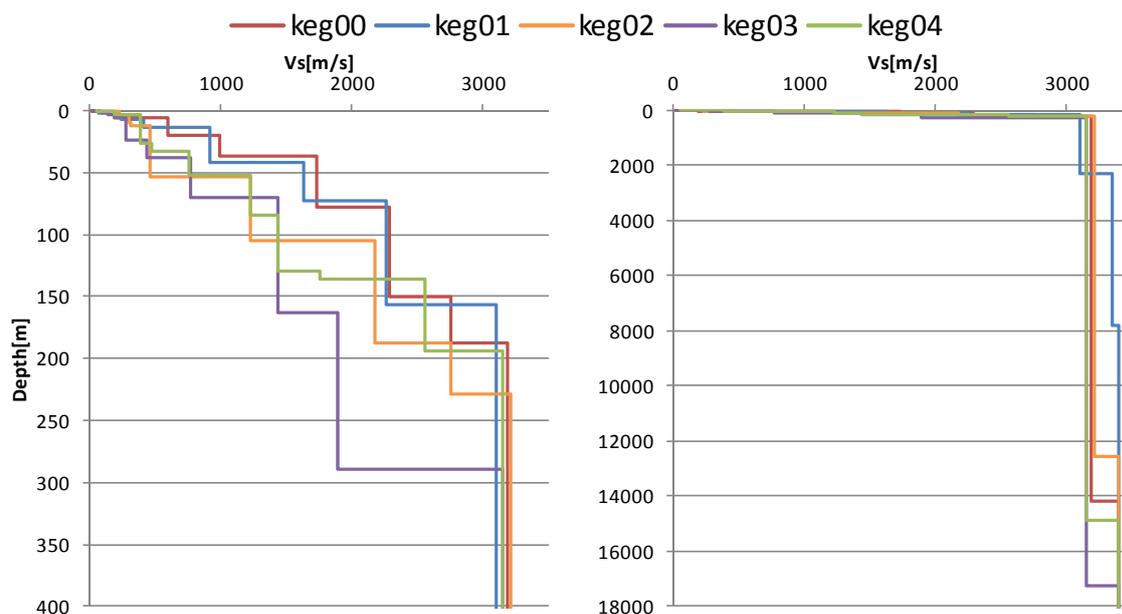


図 1.2 1次元構造同定結果 測線 1

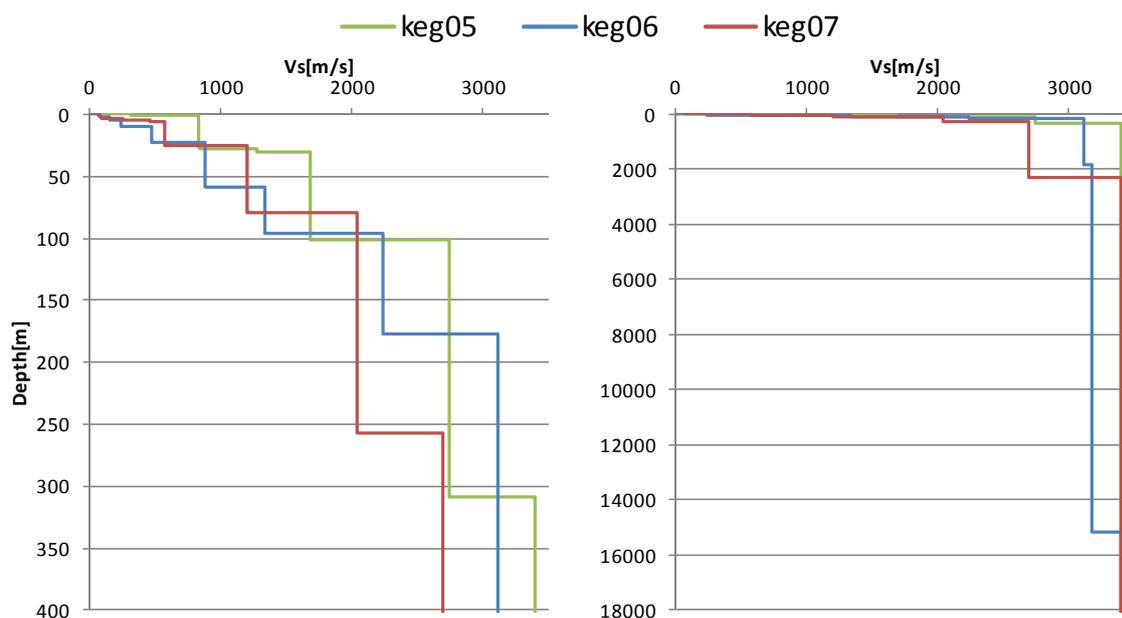


図 1.3 1次元構造同定結果 測線 2

6) 三次元盆地構造 (V2) による強震動シミュレーション

福岡平野の3次元構造モデルとして、J-SHIS モデルを改良した三次元構造モデル (V2) を用いて、福岡県西方沖地震の本震のシミュレーションを行った。当初は中小地震をターゲットにシミュレーションを実施する計画であったが、周期1秒前後のやや短周期域のパワーが不足している中小地震記録では精度よい比較が望めないということがわかったので、その周期に大きなパワーのある本震記録をターゲットとした。

V2モデルによる強震動シミュレーションでは J-SHIS 地盤構造モデルを基本に、その

構造を本業務で得られた情報に適合したモデルとすることとした。分担テーマ4-1で得られた構造と J-SHIS の構造を比較すると、盆地内の観測点においては両者の間に相関関係が見られ、速度構造の対比を行ってそれらの層の地震基盤から上の相対的な層厚を比較したところ、平均的によい対応が得られた。ここでは J-SHIS の構造では周辺山地部においては表層堆積層がない地点が多いことから、その平均比率を盆地内外に適用することとした。図14には用いた地下構造モデルと震源の位置関係を示す。

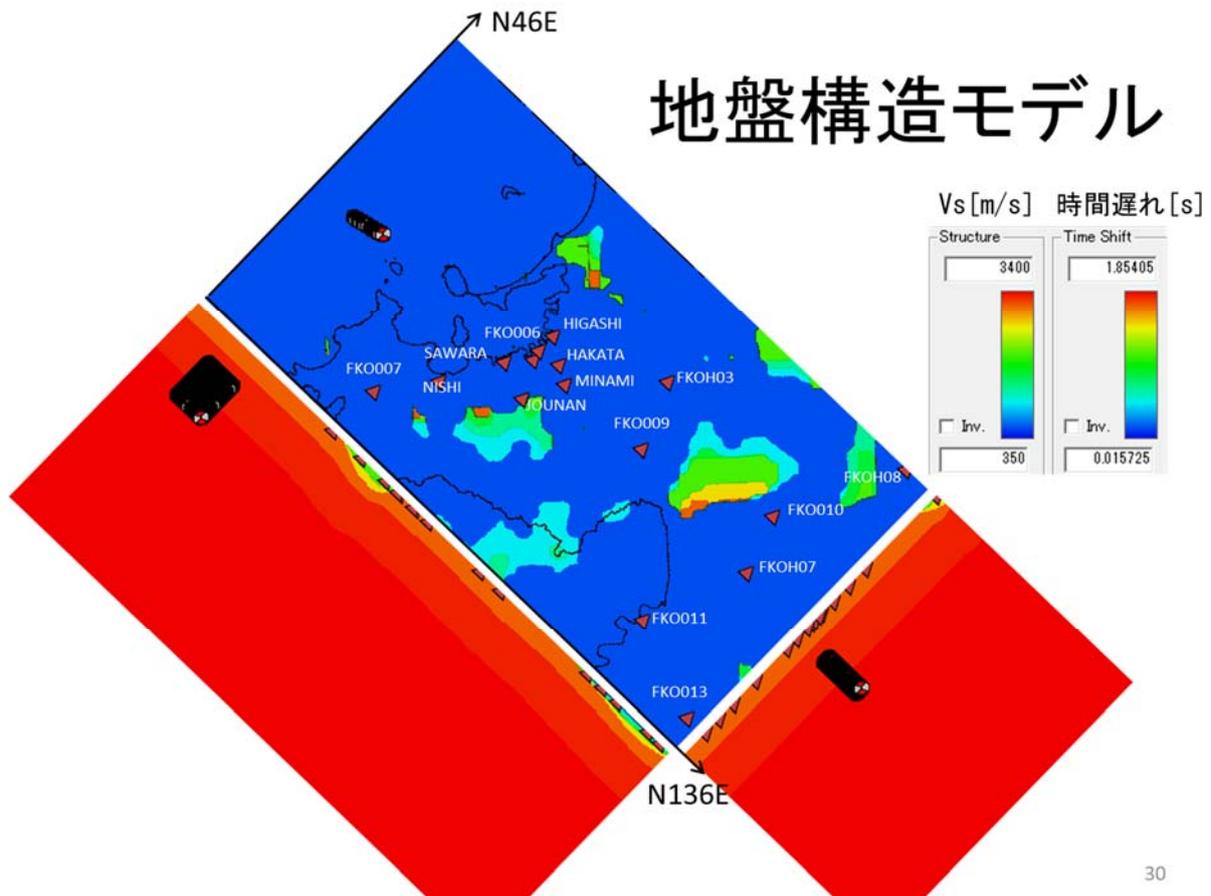


図14 解析で用いた V2 地盤モデルと震源モデル

以上の準備のもとで本震に対して J-SHIS モデル（地下構造モデル V1）および平成 24 年度提案の地下構造モデル V2 により強震動シミュレーションを行った。計算条件は以下の通りである。

- 計算領域 40km×70km×30km
- Grid 浅部 50m → 150m 深部
- X-, Y-, Z-grid 数 798(50m の場合。150m では 266):1440(480):61+181
- 時間刻み $\Delta t = 3.9068800E-03$ 、計算ステップ数 = 6500
- 吸収境界 60 Grid (厚さ 3km)
- Q 値のレファレンス振動数 1Hz

ここで Q 値は J-SHIS の値を用い、最上層でも Q=100 とした。

得られた計算波形の 1 例を図 1 5 に示す。比較対象とした地点は本震観測記録のある震度計・K-NET および KiK-net の観測点 16 地点であるが、ここではそのうち FK0006 の結果を示した。この図から、V2 モデルでは、最上層である $V_s=800\text{m/s}$ の層の厚さが厚くなっているために、やや短周期波形の振幅が増大しており、特に EW 成分の後続動では観測値と比べて過大となる傾向であることがわかった。一方、ここでは省略したが、J-SHIS モデル (V1 モデル) では、震源に近い FK0006 や中央区震度計地点においては過小評価傾向にあり、最初のパルスはよく再現されているものの後続のやや短周期波形がより短周期側になってしまっており、その再現性が低い傾向にあった。

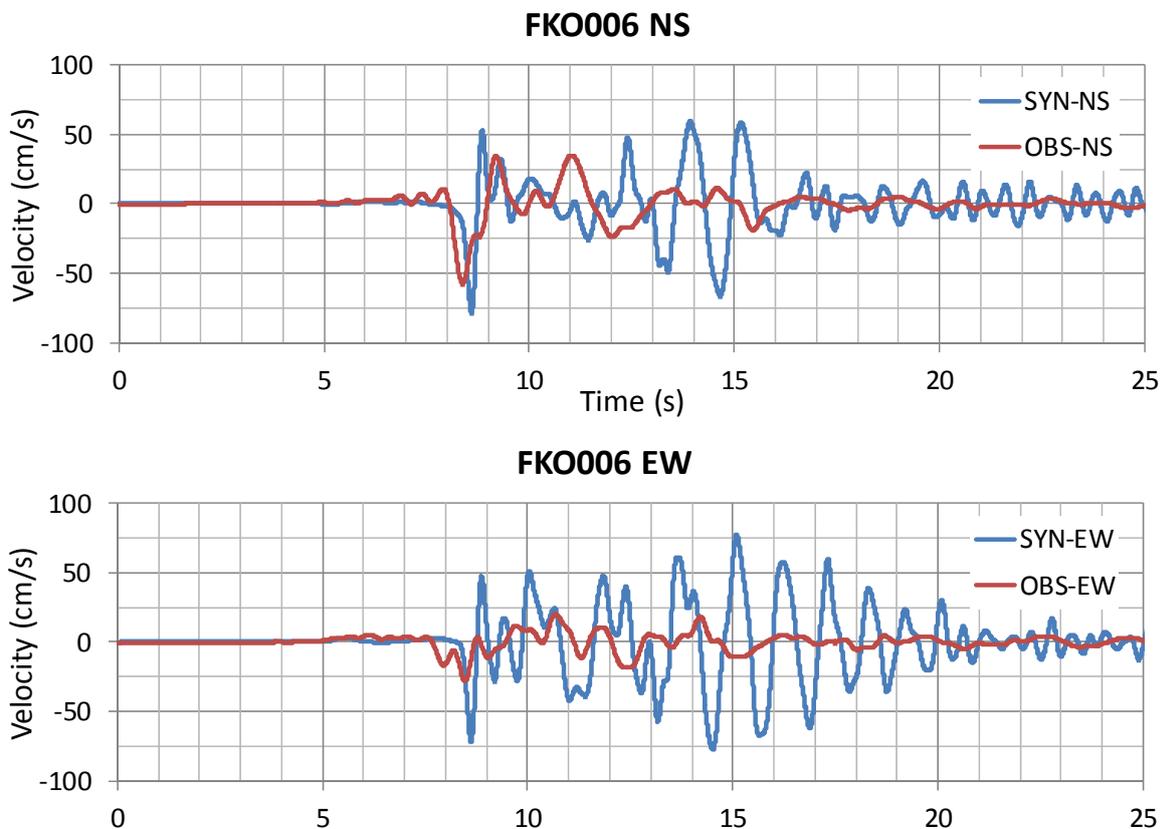


図 1 5 V2 モデルを用いた FK0006 地点での本震シミュレーション結果

7) 三次元盆地構造 (V3) による強震動シミュレーション

平成 24 年度の成果を受けて福岡平野の 3 次元構造モデルとして、分担テーマ 4-1 での調査結果を活用した三次元構造モデル (V3) を用いて、想定警固断層帯 (南東部) 地震の本震のシミュレーションを行った。

図 1 6 には今回用いた V3 モデルの地下構造を示す。ここで仮定している層構造は分担テーマ 4-1 で報告されているように、筑紫平野側と福岡平野側で異なっており、それを表 3 に示す。

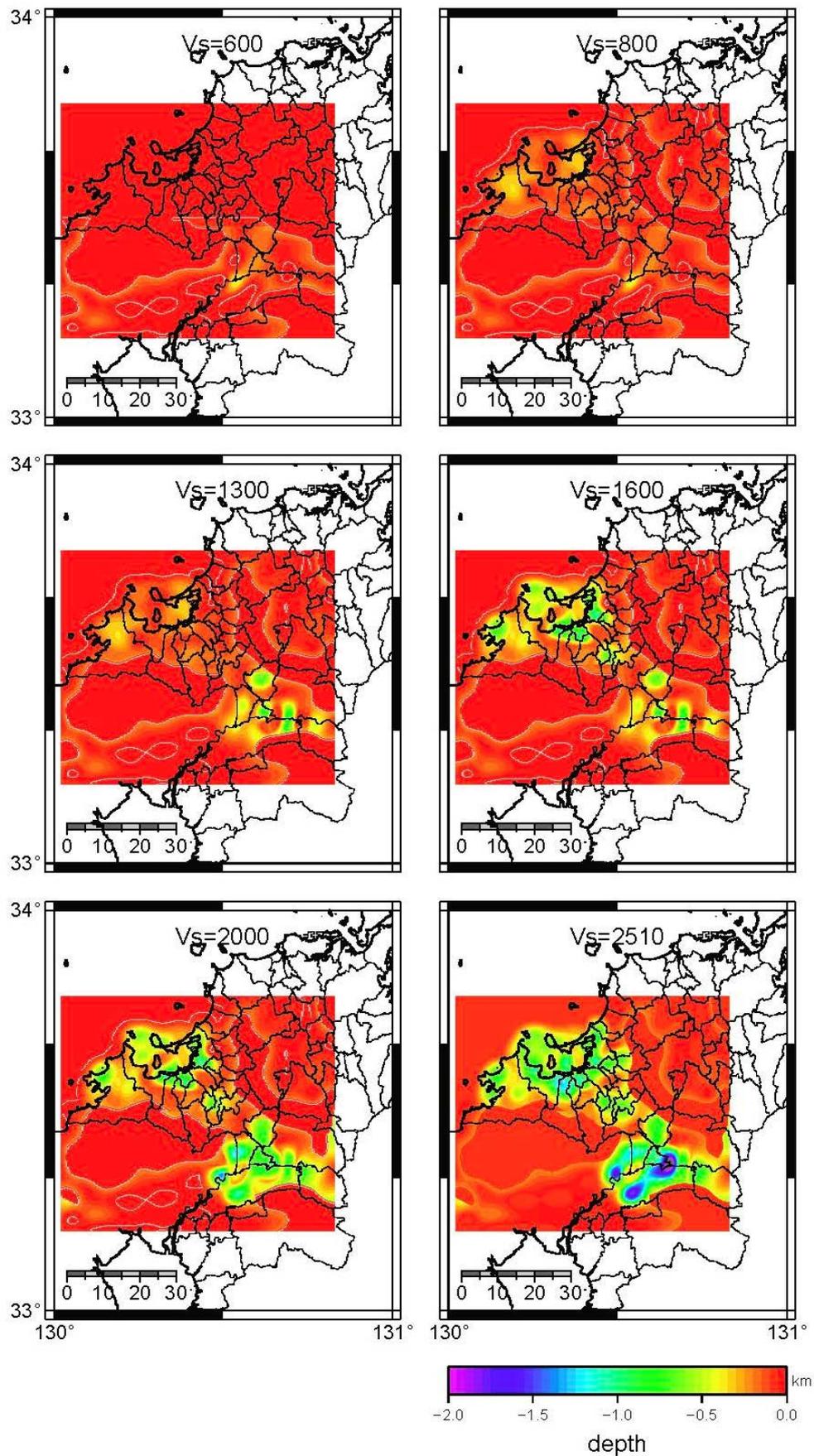


図 1 6 福岡周辺の各層上面の深さ分布(分担テーマ 4-1 による V3 モデル)

表3 分担テーマ4-1で作成したV3モデルの速度構造

層番号	筑紫平野のS波速度	福岡平野のS波速度
1	600m/s	800m/s
2	1,300m/s	1,600m/s
3	2,000m/s	2,510m/s
4	2,510m/s	

今回の盆地構造の強震動シミュレーションでは、分担テーマ4-1で得られた構造と同じく4-1で提案された断層モデルを用いて計算を行なった。図17には用いた地下構造モデルと波形計算点位置を、図18には用いた震源モデルの概要を示す。ここで浅いアスペリティを仮定した震源モデルで、北部セグメント内アスペリティの北西端から破壊が進展するモデルを case01、南部セグメント内アスペリティの南東端から破壊が進展するモデルを case02、北部セグメントの北西端から破壊が進展するモデルを case03 とし、さらに深いアスペリティを仮定した震源モデルで、北部セグメント内アスペリティの北西端から破壊が進展するモデルを case04、北部セグメントの北西端から破壊が進展するモデルを case05 とした。表4にその諸元をまとめた。

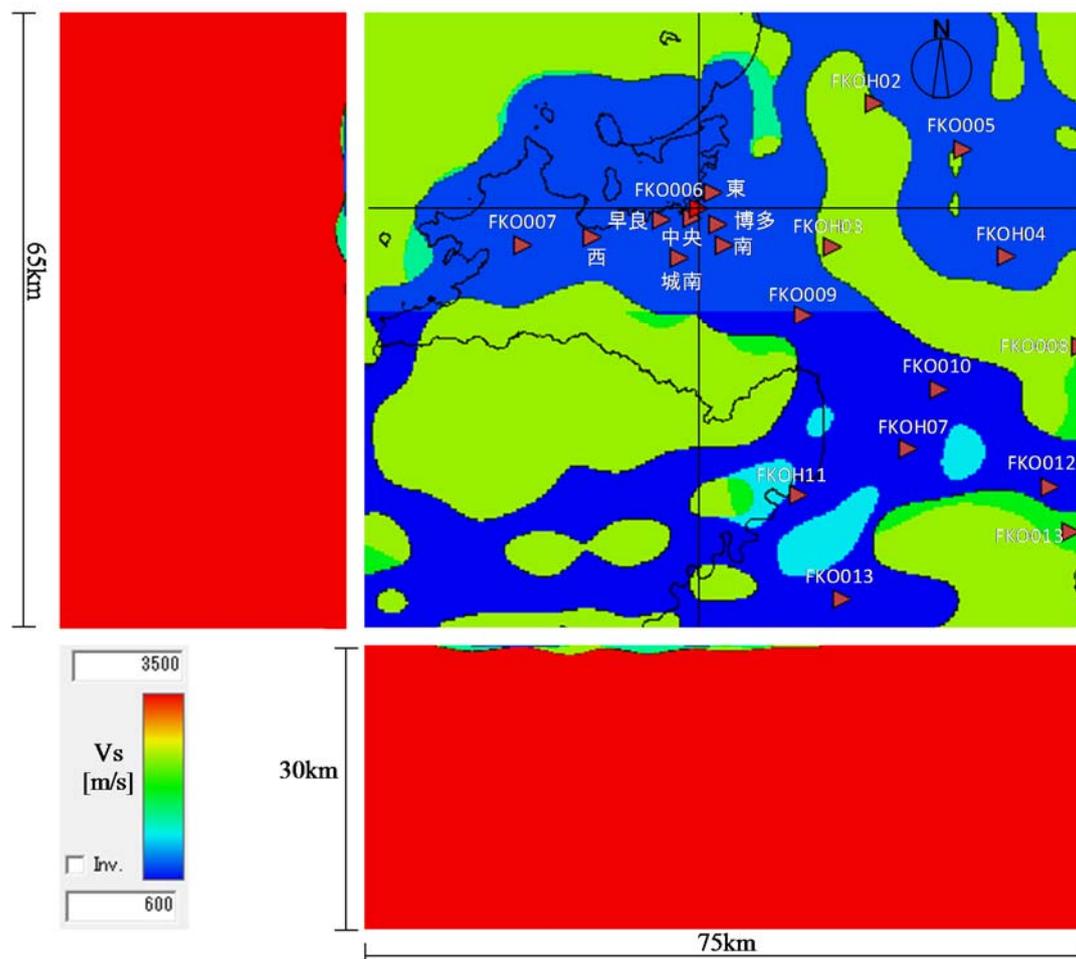
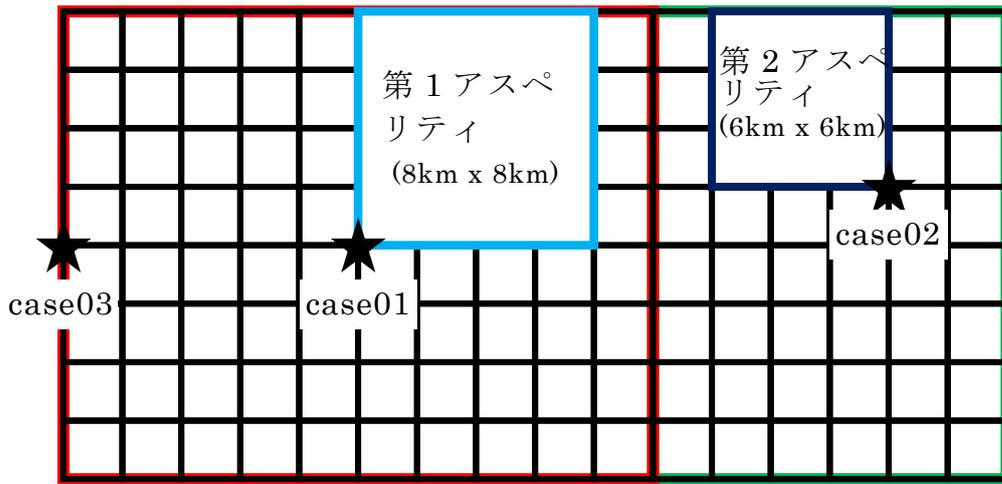


図17 平成25年度の解析で用いた本震シミュレーション用地盤モデルと波形計算位置点

北西

南東



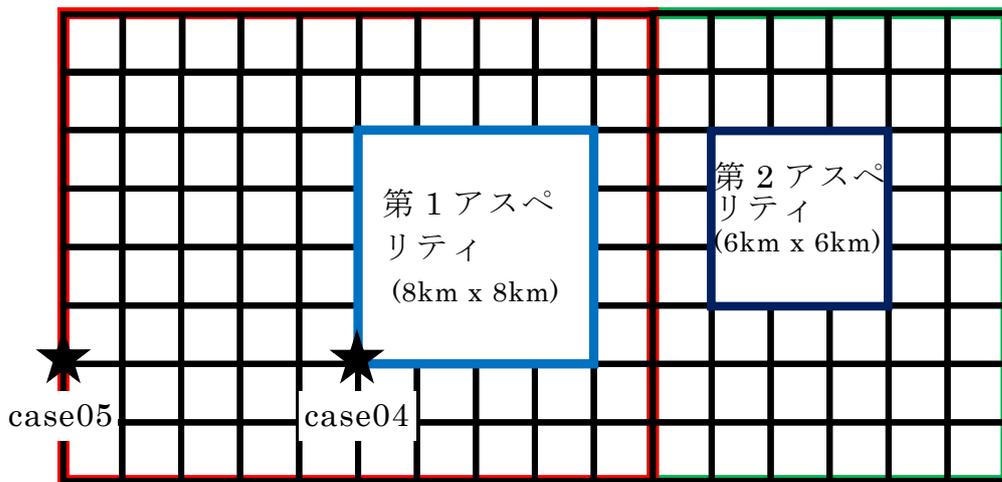
北西セグメント

南東セグメント

★ 破壊開始点

北西

南東



北西セグメント

南東セグメント

★ 破壊開始点

図18 想定した断層モデルと破壊開始点

表4 想定警固断層帯（南東部）地震のパラメータ

断層パラメータ	設定方法	想定警固断層帯地震
		南東部
断層帯原点	長期評価による	北緯 33° 39′
		東経 130° 19′
活断層長さ L		32 km
気象庁マグニチュード M_{JMA}		7.2
地震モーメント M_0	$\log M_0 = 1.17 M_{JMA} + 10.72$	1.46E+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
断層モデル原点	地中の断層モデル原点位置	北緯 33° 39′ 23.4″
		東経 130° 18′ 33″
断層モデル上端深さ	S波速度を参考に設定	2 km
断層モデル長さ L_{model}	ルールに従い設定	32 km
断層モデル幅 W_{model}	ルールに従い設定	16 km
断層モデル面積 S_{model}	ルールに従い設定	512 km ²
走向 θ	長期評価の原点を結ぶ方向	N 135° E
傾斜角 δ	高角度南西傾斜	90°
すべり角 γ	左横ずれ（南西側隆起成分を伴う）	北西部 22° , 南東部 11°
静的応力降下量 $\Delta\sigma$	$\Delta\sigma = 7 / 16 \cdot M_0 / R^3$	3.0 MPa
平均すべり量 D	$D = M_0 / (\cdot \cdot S_{model})$	0.9 m
剛性率 μ	$\mu = \rho \beta^2$	3.31E+10 N/m ²
密度 ρ	震源における密度	2700.0 kg/m ³
S波速度 β	震源におけるS波速度	3.5 km/s
破壊伝播速度 V_r	$V_r = 0.72 \cdot \beta$ (Geller(1976)より)	2.5 km/s
短周期レベル	$A = 2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3}$	1.29E+19 N・m/s ²

表4 想定警固断層帯（南東部）地震のパラメータ（つづき）

1 アスペリテイ	実効応力	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7 / 16 \cdot M_0 / (r^2 R)$	14.3 MPa	
	総面積	$S_a = \pi r^2,$ $r = 7 \pi / 4 \cdot M_0 / (A R) \cdot \beta^2$	109.4 km ²	
	平均すべり量	$D_a = \gamma_D D$	1.8 m	
	地震モーメント	$M_{0a} = \mu S_a D_a$	6.51E+18 N・m	
背景領域	面積	$S_b = S - S_a$	402.6 km ²	
	地震モーメント	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	8.07E+18 N・m	
	平均すべり量	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	0.6 m	
	実効応力	$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma\gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	3.1 MPa	
2 アスペリテイ	第1 アスペリテイ	面積	アスペリテイ総面積を比例して配分 (2/3)	72.9 km ²
		地震モーメント	アスペリテイの面積の1.5乗に比例して配分	4.81E+18 N・m
		平均すべり量	$D_{a1} = M_{0a1} / S_{a1} / \mu$	2.0 m
		実効応力	$\sigma_{a1} = \sigma_a$	14.3 MPa
	第2 アスペリテイ	面積	アスペリテイ総面積を比例して配分 (1/3)	36.5 km ²
		地震モーメント	アスペリテイの面積の1.5乗に比例して配分	1.70E+18 N・m
		平均すべり量	$D_{a2} = M_{0a2} / S_{a2} / \mu$	1.4 m
		実効応力	$\sigma_{a2} = \sigma_a$	14.3 MPa
背景領域	面積	$S_b = S - S_a$	402.6 km ²	
	地震モーメント	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	8.07E+18 N・m	
	平均すべり量	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	0.6 m	
	実効応力	$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma\gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	2.3 MPa	

以上の準備のもとで本震に対して平成 25 年度提案の地下構造モデル V3 により強震動シミュレーションを行った。まずコヒーレントな破壊を反映した三次元有限差分法（防災科学技術研究所開発のGMSコード：青井ほか，2004）による計算条件は以下の通りである。

- 計算領域 65km(NS) × 75km(EW) × 30km(UD)
- Grid 浅部 50m → 150m 深部
- 時間刻み $\Delta t=4.2825500E-03$, 計算ステップ数=20,000
- 吸収境界 60 Grid (厚さ 3km)
- Q 値のレファレンス振動数 1Hz

ここで Q 値は J-SHIS の値を用い、最上層でも $Q=100$ とした。

得られた計算波形を図 19～27 に示す。ここで図 19、20、21 の水平 2 成分は case01 の結果、図 22、23、24 の 2 成分は case03 の結果、図 25、26、27 の 2 成分は case05 の結果である。波形計算の対象とした地点は本震観測記録のある震度計・K-NE T および KiK-net の観測点 21 地点であるが、ここではそのうち FK0006 と FK0007、および FK0009 の 3 地点の速度波形を示す。

これらの図から、FK0006 地点ではディレクティビティの影響で大きな最大速度波形が得られており、特に震源が浅くアスペリティから破壊が進行する case01 で大きなパルス振幅が得られている。

これに対して震源断層面から離れている FK0007 ではディレクティビティ効果が生じておらず、振幅は小さめで短周期のパルスが連続して観測されている。

第一アスペリティから離れた FK0009 地点では FK0006 ほど顕著なディレクティビティの影響は生じていないものの断層直上に位置するため、震源でのすべり速度を反映したシャープなパルス状の波形が計算されている。

図 28 には三次元有限差分法で得られた工学的基盤上の最大速度の分布を示す。(a) は NS 成分、(b) は EW 成分である。図からアスペリティ直上の広い範囲で大きな最大速度が得られていることがわかる。なお NS 成分と EW 成分ではほぼ同じ振幅分布が得られているのはディレクティビティ効果で断層直交成分が卓越しているためである。

次に統計的グリーン関数法でランダムな短周期成分の地震動を予測する。用いた震源モデルと地盤構造はすでに説明した三次元有限差分法で用いたものと同じものを用いる。ここで用いた手法は釜江・入倉(1994)の方法であり、統計的グリーン関数は Boore(1983)の stochastic source model を用い、地盤増幅は 1 次元地盤増幅特性を地震基盤上面 (ただし断層最上端以浅とする) から計算することとした。

得られた計算波形の一部を図 29～31 に示す。これらは case03 の結果である。この図から統計的グリーン関数法では FK0006 よりも FK0009 の方が最大速度が大きく、パルス状の波形となっていることがわかる。FK0007 が他の 2 地点に比べて小さいことは三次元有限差分法の場合と同じである。

さらに、これらの計算波形を用いて、1Hz をマッチング周波数としてハイブリッド合成した。得られた速度波形を図 32～34 に示す。統計的グリーン関数法と同様に case03 の場合を例とした。図から、ハイブリッド合成することによってやや短周期のパルスは残っているものの、最大速度レベルは三次元有限差分法のそれよりも小さくなっていることがわかる。

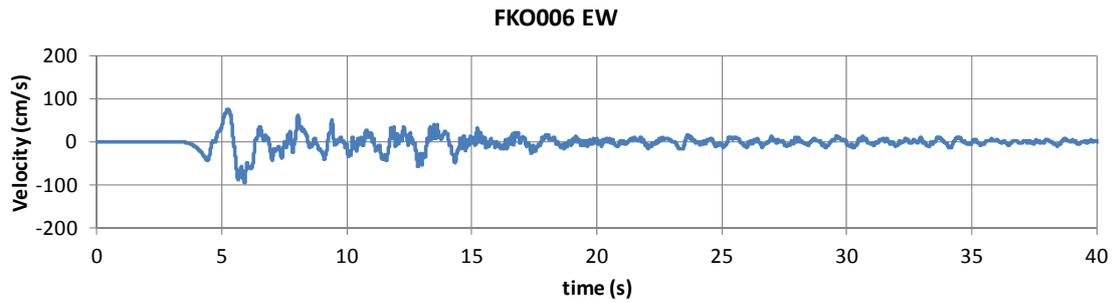
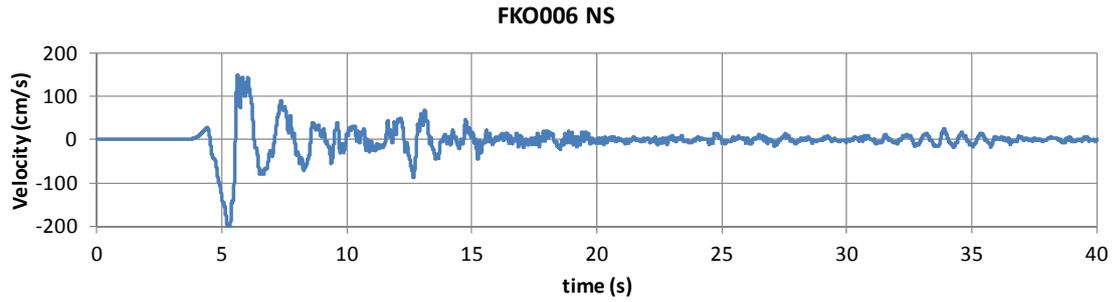


図 1 9 C A S E 0 1 を用いた FKO006 地点での G M S シミュレーション結果

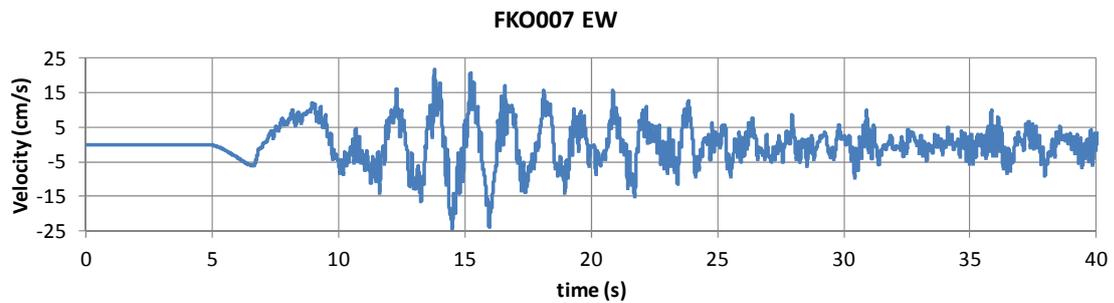
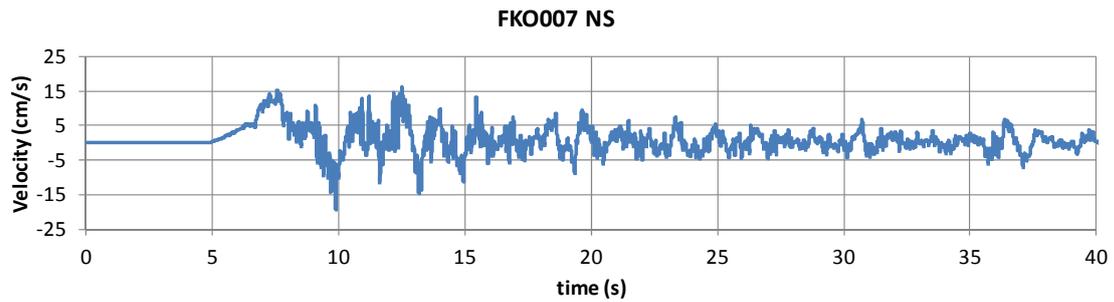


図 2 0 C A S E 0 1 を用いた FKO007 地点での G M S シミュレーション結果

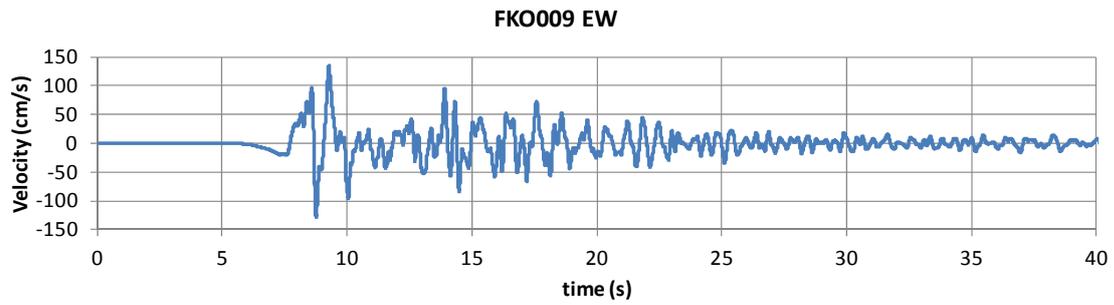
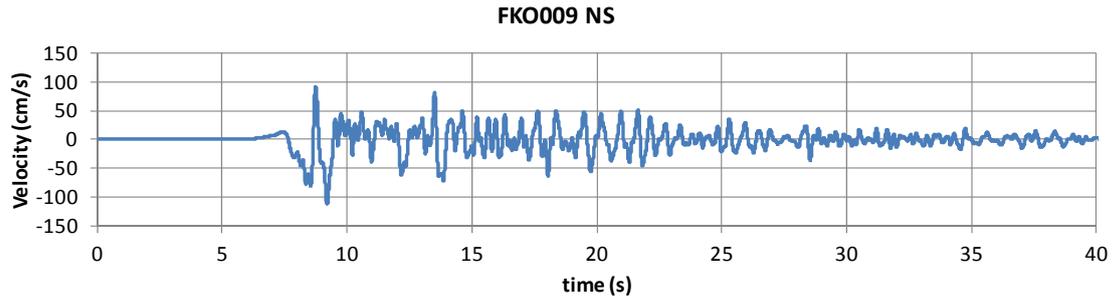


図 2 1 C A S E 0 1 を用いた FKO009 地点での G M S シミュレーション結果

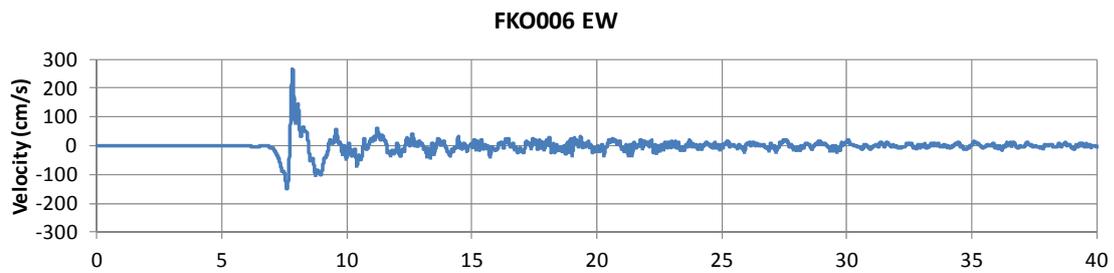
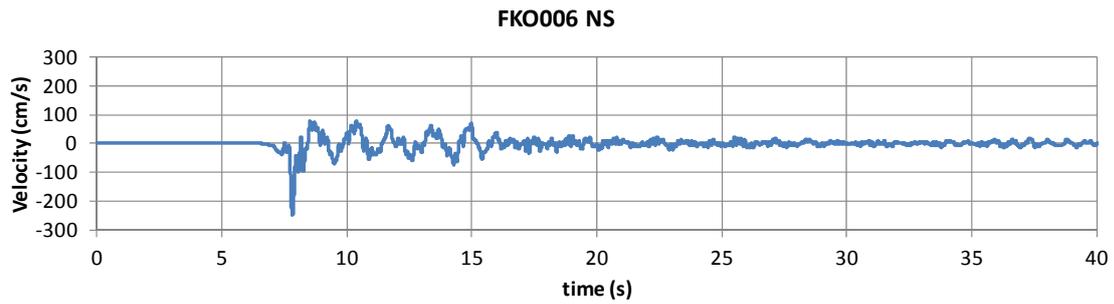


図 2 2 C A S E 0 3 を用いた FKO006 地点での G M S シミュレーション結果

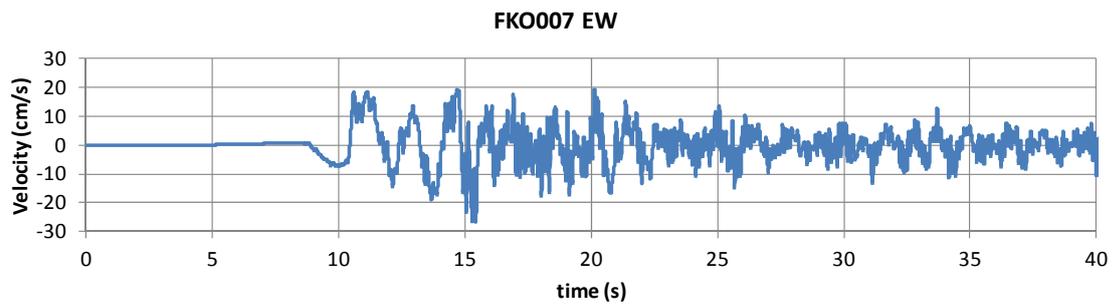
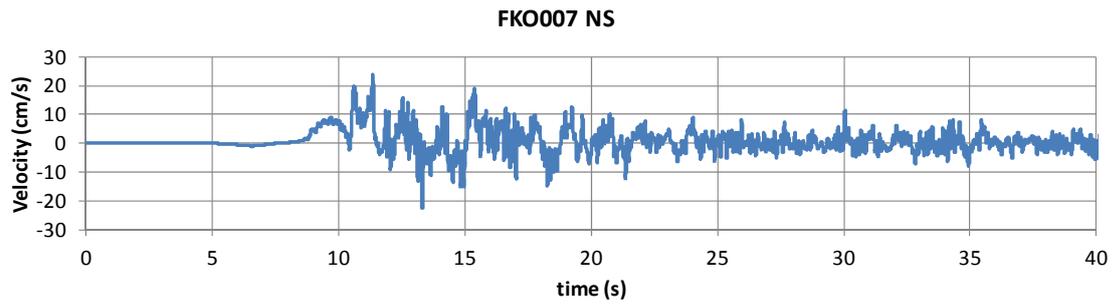


図 2 3 C A S E 0 3 を用いた FKO007 地点での G M S シミュレーション結果

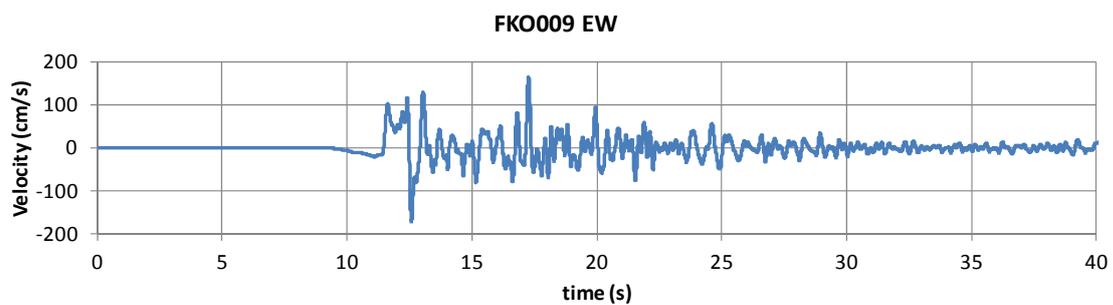
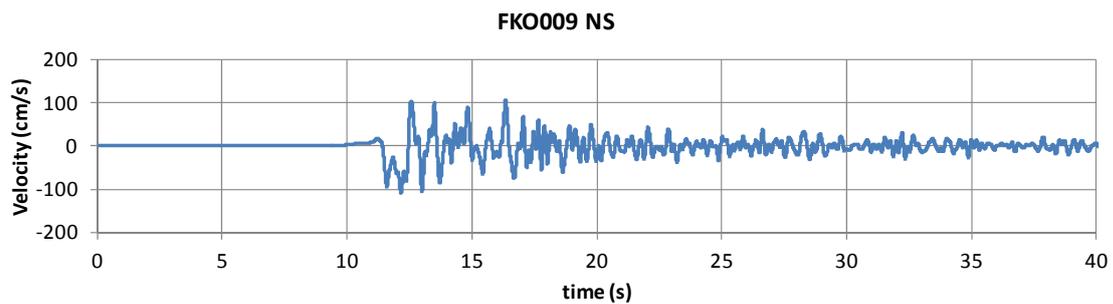


図 2 4 C A S E 0 3 を用いた FKO009 地点での G M S シミュレーション結果

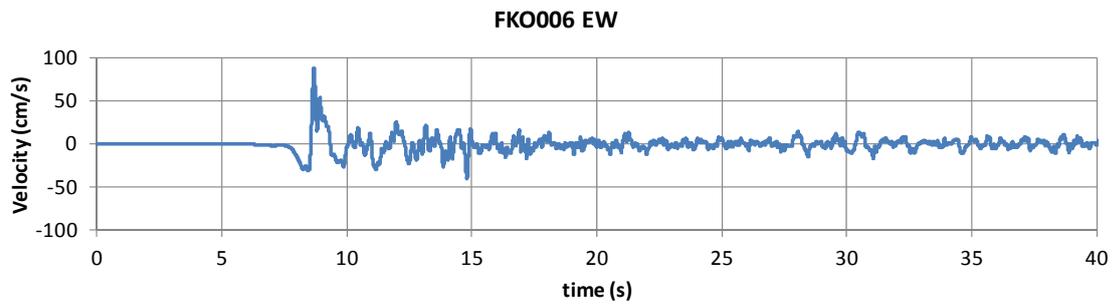
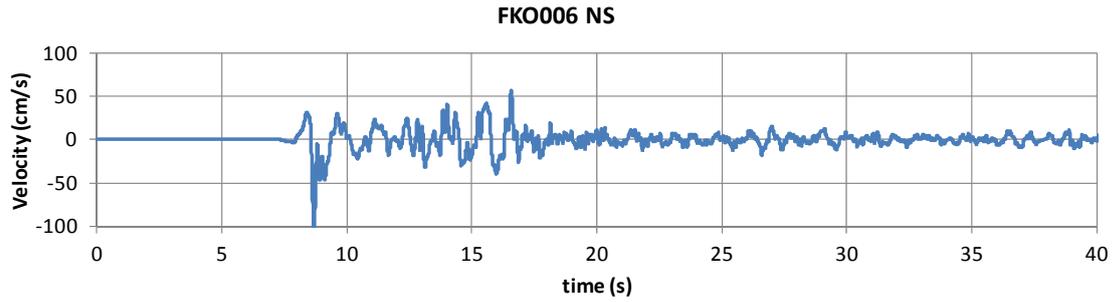


図 2 5 C A S E 0 5 を用いた FKO006 地点での G M S シミュレーション結果

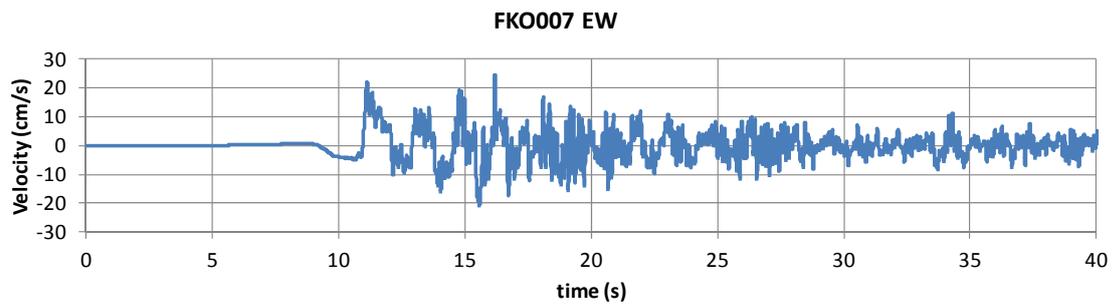
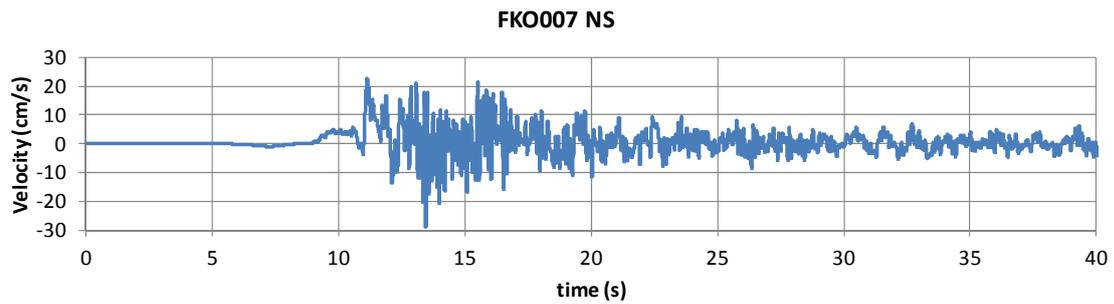


図 2 6 C A S E 0 5 を用いた FKO007 地点での G M S シミュレーション結果

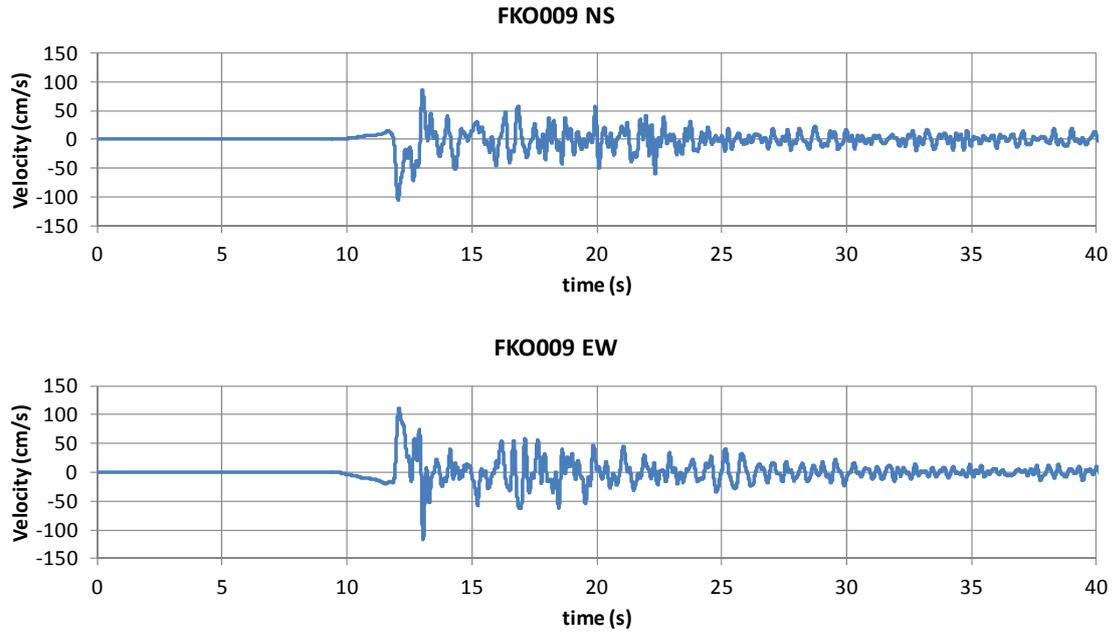


図 2 7 C A S E 0 5 を用いた FKO009 地点での G M S シミュレーション結果

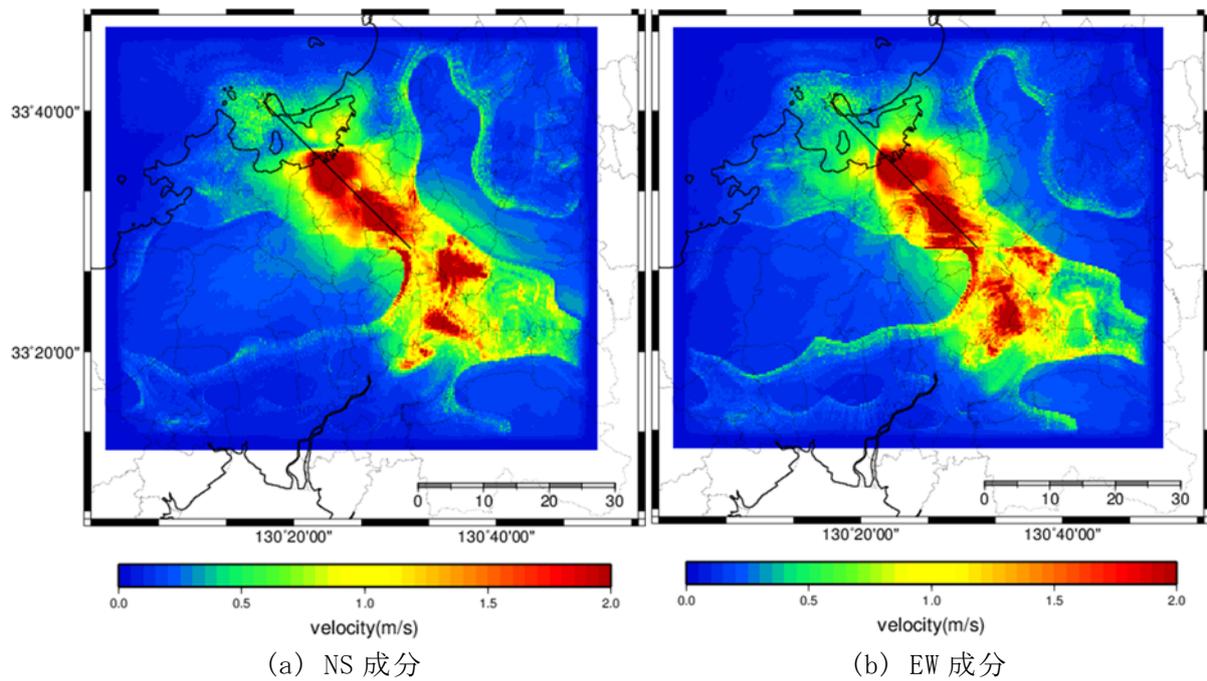


図 2 8 C A S E 0 3 を用いた場合の工学的基盤表面での三次元有限差分法の最大速度

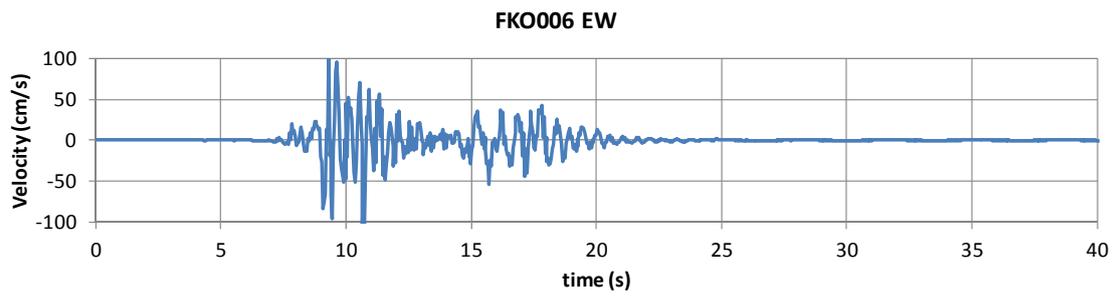
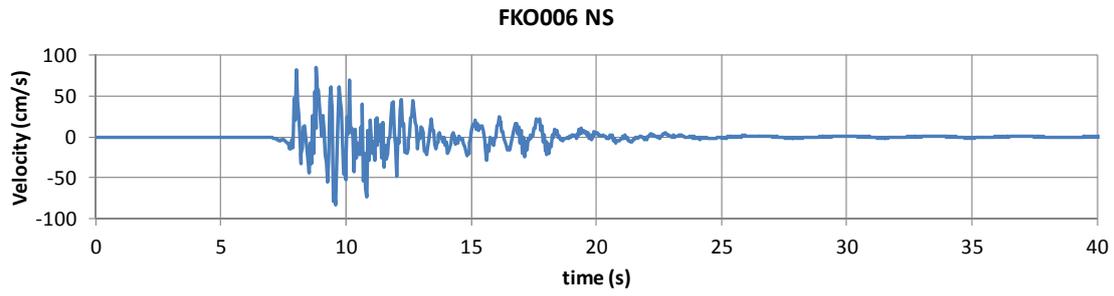


図 2 9 C A S E 0 3 を用いた F K O 0 0 6 地点での S G F シミュレーション結果

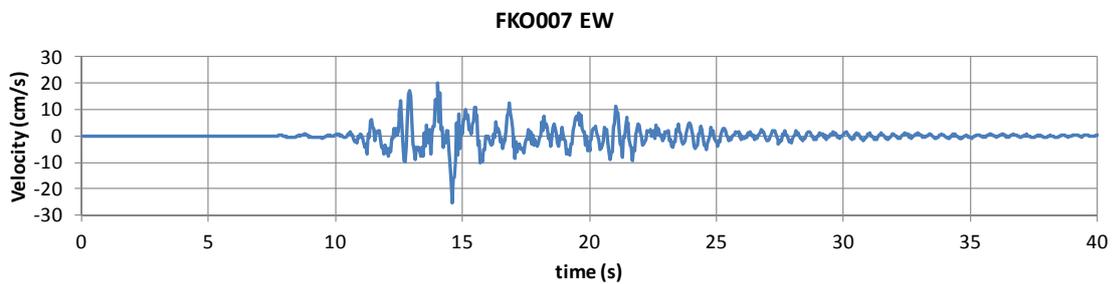
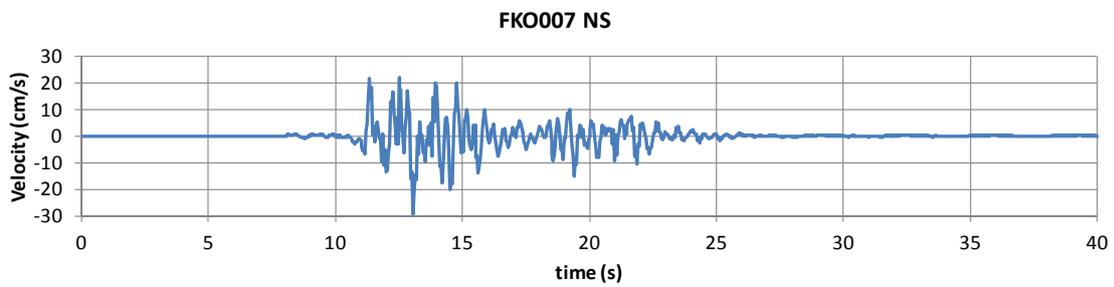


図 3 0 C A S E 0 3 を用いた F K O 0 0 7 地点での S G F シミュレーション結果

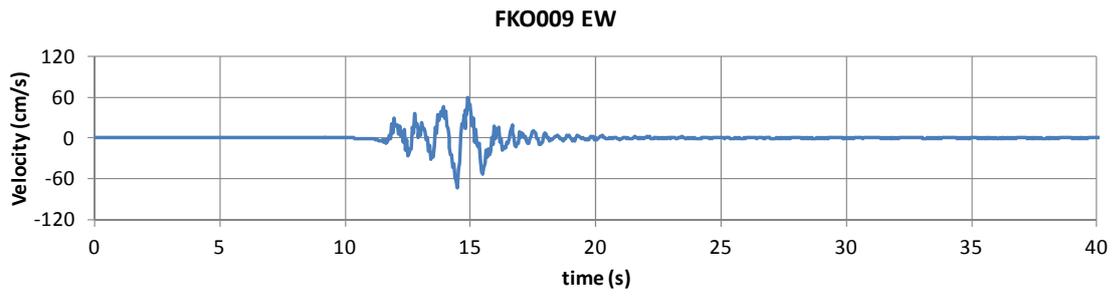
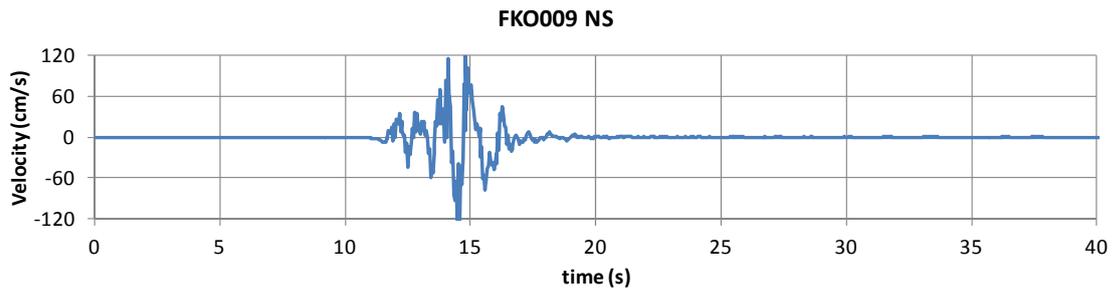


図 3 1 C A S E 0 3 を用いた F K O 0 0 9 地点での S G F シミュレーション結果

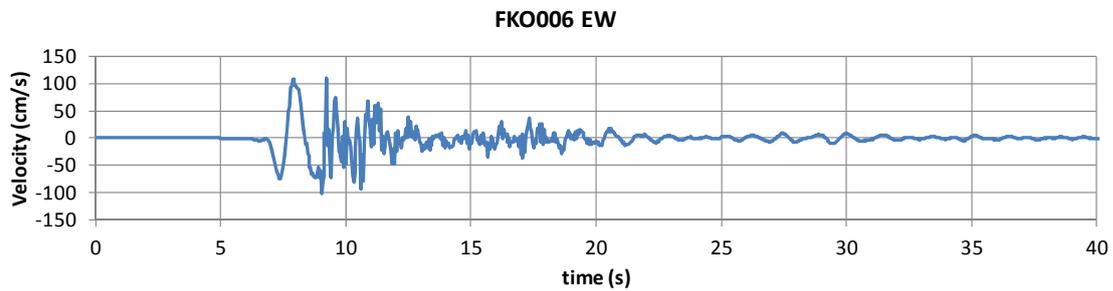
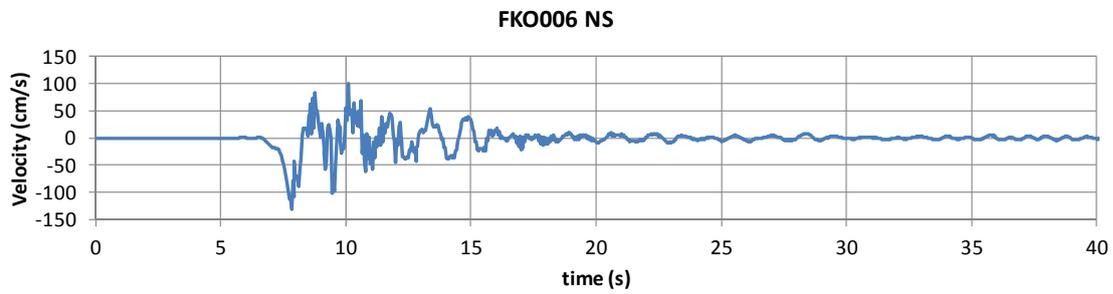


図 3 2 C A S E 0 3 を用いた F K O 0 0 6 地点での H Y B シミュレーション結果

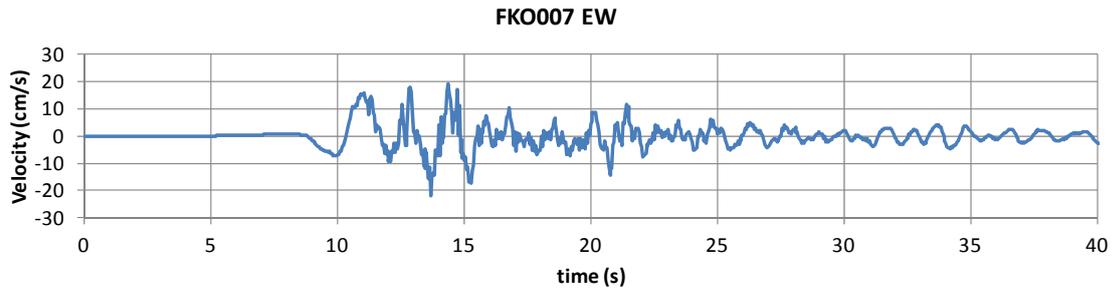
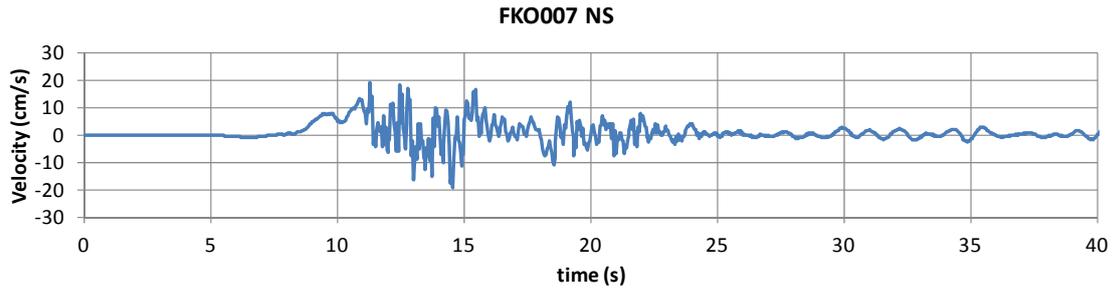


図 3 3 C A S E 0 3 を用いた F K O 0 0 7 地点での H Y B シミュレーション結果

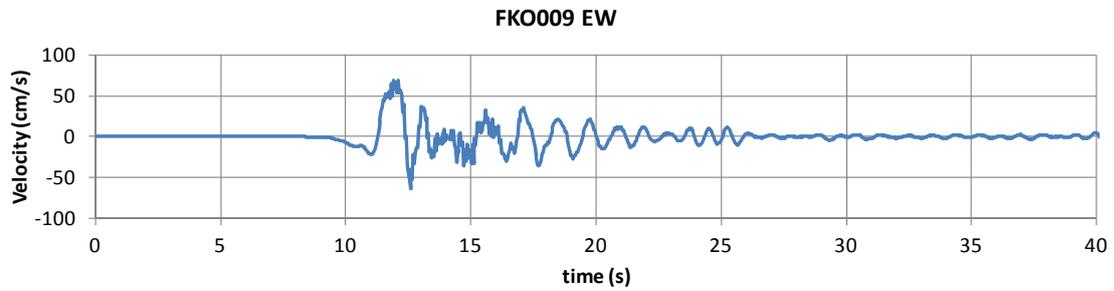
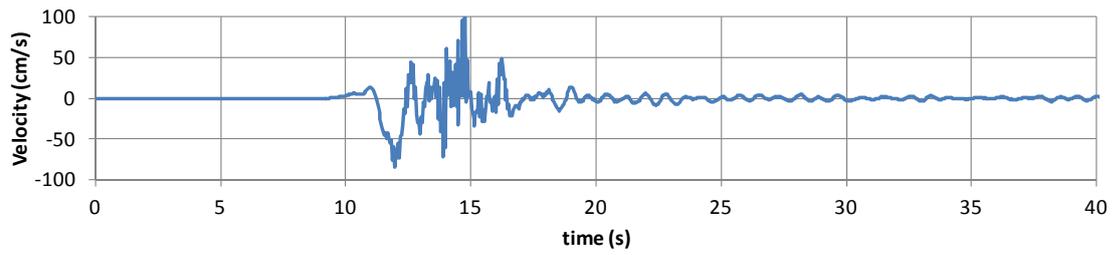


図 3 4 C A S E 0 3 を用いた F K O 0 0 9 地点での H Y B シミュレーション結果

8) 構造物の被害予測

最後に、ここで計算したハイブリッド合成波形を用いて一般構造物の被害予測を行った。用いた手法は長戸・川瀬(2001, 2002a, 2002b)である。得られている波形は速度波形なのでそれを数値微分して加速度波形に変換して1本棒多質点系の非線形応答解析モデルに入力した。表5に得られた最終被害率をFK0006、FK0007、FK0009の3代表地点に対して示す。

この表から、FK0006の破壊力は大きく、ほとんどの構造物は大破・倒壊するという予測結果となった。FK0009の破壊力はそれに次いで大きく、これに対してFK0007はRC造や木造に対してはかなりの被害をもたらすものの、S造に対しては大きな破壊力を有していないことがわかった。

表5 case03のハイブリッド波形による建物被害シミュレーション結果

入力波形		木造	RC造3階		RC造6階		RC造9階		RC造12階	
		年代なし	OLD	NEW	OLD	NEW	OLD	NEW	OLD	NEW
FK0006	EW	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
	NS	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
FK0007	EW	0.760	0.685	0.322	0.991	0.830	0.678	0.972	0.788	0.141
	NS	0.709	0.504	0.175	0.914	0.685	0.496	0.699	0.222	0.537
FK0009	EW	0.825	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.578	0.626
	NS	0.825	0.923	0.830	0.979	0.923	1.0	1.0	0.674	0.907

入力波形		S造3階		S造4階		S造5階	
		OLD	NEW	OLD	NEW	OLD	NEW
FK0006	EW	1.0	1.0	1.0	1.0	0.981	0.811
	NS	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
FK0007	EW	0.056	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	NS	0.0	0.0	0.001	0.0	0.0	0.0
FK0009	EW	0.861	0.805	0.760	0.579	0.170	0.561
	NS	0.087	0.087	0.799	0.610	0.679	0.182

(d) 結論ならびに今後の課題

平成23年度には検討に必要な地震動、地盤情報を収集するとともに、それらを元に第一次の三次元地盤構造(V1)を作成し、選定した福岡県西方沖地震の余震の強震動シミュレーションを実施し、それらが概ね妥当なものであることを確認した。また短期微動観測および長期微動観測点を福岡平野内に設置し、そのデータを分析して、各地点のスペクトル特性および水平上下比を得ることができ、それは地震波干渉法により一次元地下構造を求めるのに有効であることを確認した。平成24年度にはその地震観測点を展開・維持

して地震波形を収集し、その水平上下比から各地点での速度構造を求めた。また第一次の三次元地盤構造（V1）と他のチームの求めた地盤速度構造の情報を基に改良三次元地盤構造（V2）を作成し、福岡県西方沖地震の本震の強震動シミュレーションを実施し、それらが概ね妥当なものであることを確認するとともに、一部地点ではさらなる改良が必要であることを明らかにした。平成25年度は、その後も収集してきた多数の微小地震波形の水平上下比から各地点での速度構造の精算解を再同定するとともに、分担テーマ4-1のチームが作成した三次元地盤構造（V3）を用いて、理論的方法と統計的グリーン関数法のハイブリッド法により警固断層帯南東部の想定地震の強震動シミュレーションを実施し、さらにそれを用いた構造物震害シミュレーションを実施してその被害予測を実施した。その結果、震源直上では大きな最大速度・最大加速度が推定され、尋常でない被害が想定されることを明らかにした。

今回の業務では分担テーマ4-2で同定した微小地震観測点のピンポイントでの速度構造は、盆地構造を作成する際の参照データとされるに留まり、直接強震動予測には活かされていない。今後これらピンポイントでの同定速度構造および作成した三次元地盤構造のその地点での速度構造から得られる地盤増幅特性を比較し、観測地震動の増幅特性と比較することにより、今回作成した三次元地盤構造モデルの妥当性を検証していきたい。

(e) 引用文献

- 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，第57巻，651-666，2004.
- Boore, D. M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra, Bulletin of Seismological Society of America, Vol.73, 1865-1894, 1983.
- 福岡市地盤図作成グループ：福岡地盤図，九州地質調査業協会，1981.
- Geller, R. J.: Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes. Bulletin of Seismological Society of America, Vol.66, 1501-1523, 1976.
- 濱田俊介，川瀬博：警固断層の地震による福岡市の地震動予測，日本建築学会学術講演梗概集. B-2，構造 II，995～996，2008.
- 釜江克宏・入倉孝次郎：統計的波形合成法を用いた1946年南海地震時の震度分布の再現，第9回日本地震工学シンポジウム，1994.
- Kawase, Hiroshi, Francisco J. Sanchez-Sesma, and Shinichi Matsushima: The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse-Field Theory for Plane Waves, Bulletin of Seismological Society of America, Vol.101, 2011～2014, 2011.10.
- 川瀬博・松尾秀典：K-NET，KiK-NET，JMA 震度計観測網による強震記録から分離したサイト増幅特性とS波速度構造との対応，日本地震工学学会論文集，第4巻，第4号，126～145，2004.
- 森重信，川瀬博，梅田尚子：福岡市域の深部地下構造の推定とその強震動予測への適用，日本建築学会学術講演梗概集. B-2，構造 II，421～422，2007.

- 中道聡, 川瀬博: 福岡市における三次元地下構造を考慮したハイブリッド法による広周期帯域強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 560, 83~91, 2002.
- 長戸健一郎・川瀬博: 建物被害データと再現強震動による RC 造構造物群の被害予測モデル, 日本建築学会構造系論文集, 第 544 号, 31-37, 2001.
- 長戸健一郎・川瀬博: 鉄骨造建物群の被害予測モデルの構築, 日本建築学会構造系論文集, 第 559 号, 101-106, 2002a.
- 長戸健一郎・川瀬博: 観測被害統計と非線形応答解析に基づく木造建物被害予測モデルの構築と観測地震動への適用, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, No.244, 1315-1320, 2002b.
- 山中浩明: ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析, 物理探査, 第 60 巻, 第 3 号, 126~145, 2007.