

3. 3. 2 強震動予測

目 次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 8か年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）
 - 1) 平成25年度
 - 2) 平成26年度
 - 3) 平成27年度
 - 4) 平成28年度
 - 5) 平成29年度
 - 6) 平成30年度
 - 7) 令和元年度
 - 8) 令和2年度
- (e) 平成30年度業務目的

(2) 平成30年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の成果
 - 1) 微動による堆積平野速度構造調査
 - a) 調査の概要
 - b) 微動アレイ観測
 - c) 微動アレイ解析による Rayleigh 波位相速度の推定
 - d) S波速度構造モデルの推定
 - 2) 堆積平野地盤構造モデルの改訂
 - 3) 地震波形記録の収集
 - 4) 震源断層モデルに基づく強震動予測
 - a) 簡便法による強震動予測
 - b) 詳細法（ハイブリッド法）による強震動予測
- (c) 結論ならびに今後の課題
- (d) 引用文献
- (e) 成果の論文発表・口頭発表等
- (f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

(3) 令和元年度業務計画案

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

3.2 強震動予測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
京都大学防災研究所	教授	岩田 知孝
	准教授	関口 春子
	准教授	浅野 公之
福井大学附属国際原子力工学研究所	准教授	大堀 道広
	教授	香川 敬生
鳥取大学大学院工学研究科	助教	野口 竜也
	教授	山中 浩明
東京工業大学環境・社会理工学院	助教	地元 孝輔
	准教授	三宅 弘恵
東京大学大学院情報学環附属総合防災情報研究センター	部門長	藤原 広行
	主任研究員	森川 信之
国立研究開発法人防災科学技術研究所社会防災システム研究部門	主任研究員	堀川 晴央

(c) 業務の目的

サブテーマ2で構築された日本海沿岸域の断層形状モデルに基づいて、強震動予測のための震源断層モデルに必要なパラメータを検討し、震源モデルの特性化を行う。従来の速度構造モデルや必要な微動観測などを行い、対象地域の地下速度構造モデルの高度化を進める。これらの情報を組み合わせて、対象断層帯が活動した場合の強震動予測を行い、地震動分布の特徴を調べる。

(d) 8か年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成25年度：

内陸地震の震源モデル特性化情報を収集した。既往地下速度構造モデル集約情報に基づき、情報が十分でない石川県の加賀平野南部及び邑知潟平野において、微動アレイ探査及び単点微動調査を行い、地盤速度構造モデル情報を得た。福井県、石川県の自治体震度計波形記録の収集を行った。

2) 平成26年度：

内陸被害地震の震源モデルの収集を継続し、強震動生成の観点に立った震源モデル特性化を継続した。既往地下速度構造モデル集約情報に基づいて、富山平野において微動アレイ探査を行い、地盤速度構造モデル情報を得た。富山県の自治体震度形波形記録を収集し、福井、石川、富山県の地震波形を用いた地震波サイト増幅特性評価を開始した。

3) 平成27年度：

平成26年度に引き続き、地震基盤までの堆積層の速度構造情報が不足している富山平野を現地調査対象領域として設定し、新たに微動アレイ探査を行い、地盤速度構造モデル情報を得た。北陸地方の強震・震度観測点の地震波形記録を収集し、収集集した地震波形記録を用いて、スペクトルインバージョン法により各強震観測点のサイト増幅特性を推定し、既存地下構造モデルの検証を行った。サブサブテーマ2.5で得られた富山沖及び砺波平野の震源断層モデルに基づいて、特性化震源モデルを設定し、強震動予測を実施した。

4) 平成28年度：

強震動予測に資する地下速度構造モデルの集約情報に基づき、北陸地方から山陰地方にかけての日本海沿岸域のうち地下速度構造モデル情報の不足している地域のうち、山陰地方西部の堆積平野を現地調査対象領域として設定し、微動アレイ探査などの地下構造調査を行った。対象地域における地震波形記録の収集を継続し、観測サイトの地盤震動特性を分析した。対象地域における震源断層モデルに基づいて、シナリオ地震想定と強震動予測を行った。

5) 平成29年度：

日本海沿岸域の強震動予測に資する地下速度構造モデルの集約を進めるとともに、北海道道南の地下速度構造情報の不足している地域である函館平野にて微動アレイ観測などの地下構造調査を行った。日本海沿岸の対象地域の地震波形記録の収集を継続し、観測サイトの地盤震動特性を分析した。平成28年度までにサブサブテーマ2.5で構築された震源断層モデルに基づいて、シナリオ地震想定と強震動予測を行った。

6) 平成30年度：

日本海沿岸域の強震動予測に資する地下速度構造モデルの集約を進めるとともに、情報の不足している青森県西部地域の堆積平野（津軽平野）で微動アレイ観測を行い、地下速度構造情報を得た。日本海沿岸の対象地域の地震波形記録の収集を継続し、観測サイトの地盤震動特性を分析した。サブサブテーマ2.5で構築された震源断層モデルに基づいて、シナリオ地震想定と強震動予測を行った。

7) 令和元年度：

青森県日本海側の地下速度構造情報の不足している地域で微動アレイ観測などの地下構造調査を行うとともに、これまでの調査結果を集約して、日本海沿岸域の強震動予測のための地下速度構造モデルの検証・改良を継続する。日本海沿岸の対象地域の地震波形記

録の収集を継続し、観測サイトの地盤震動特性を分析する。サブサブテーマ 2.5 で構築された震源断層モデルに基づいて、シナリオ地震想定と強震動予測を行い、地震動分布の特徴等を調べる。

8) 令和 2 年度 :

地下構造モデルを改訂する。本調査研究サブテーマ 2 等で得られた震源断層モデルに、強震動予測のための改訂特性化震源モデル、及び更新された地下速度構造モデルを整理して提案する。

(e) 平成 30 年度業務目的

強震動予測の高度化には、強震動予測のための震源モデル及び地下構造モデルの高度化が必要である。地下構造モデルは一般には地球物理学的探査を踏まえた情報によって構築されているが、既往情報の多寡によってそのモデルの性能が決まる。また、強震動予測手法は、実地震データに基づいて検証を行って、方法の妥当性を確認し、更新していく必要がある。今年度は、地震基盤までの堆積層の S 波速度構造情報が不足している東北地方北部の青森県西部に位置する津軽平野を現地調査対象領域として設定し、微動アレイ探査を行う。また、これまでの調査結果をもとに、函館平野の地下速度構造モデルの改良を行う。日本海沿岸の対象地域における地震波形記録の収集を継続し、観測サイトの地盤震動特性を分析する。サブサブテーマ 2.5 で構築された震源断層モデルに基づいて、シナリオ地震想定と強震動予測を行う。

(2) 平成 30 年度の成果

(a) 業務の要約

地震基盤までの堆積層の速度構造情報が不足している青森県西部の津軽平野を現地調査対象領域として設定し、微動アレイ観測を 5 地点で実施した。微動アレイ観測により得られた上下動微動波形記録に SPAC 法を適用して位相速度を求め、Rayleigh 波基本モードの分散曲線をフィッティングすることにより、S 波速度構造を推定した。平成 29 年度の調査結果等をもとに、函館平野の速度構造モデルの改良を行った。また、対象地域の強震・震度観測点の地震波形記録を収集し、地震動の特徴を分析した。サブサブテーマ 2.5 から提案された函館平野西縁断層帯の震源断層モデルに基づいて、特性化震源モデルを設定し、簡便法及び詳細法による強震動予測を実施した。

(b) 業務の成果

1) 微動による堆積平野速度構造調査

a) 調査の概要

強震動予測を実施するためには、適切な震源モデルに加え、地表から地震基盤までの堆積層の詳細な S 波速度構造モデルが不可欠である。日本海地震・津波調査プロジェクトの年次進行計画及び既存の地下速度構造調査に関する文献調査を踏まえ、平成 30 年度は東北地方北部の日本海側を堆積平野速度構造調査の対象とした。まず、微動アレイ探査の調査地点の選定のために、東北地方日本海沿岸域における堆積平野の地下速度構造調査に関

する文献調査を実施した。このうち、規模の大きな微動アレイ探査によって地表から地震基盤までの S 波速度構造が推定されている文献^{1)・4)}を確認した(表 1)。庄内平野、山形盆地、米沢盆地、本荘低地、秋田平野、能代平野、横手盆地などにおいては、既往研究によって微動アレイ探査がなされ、地震基盤までの S 波速度構造が推定されている。しかし、青森県西部の津軽平野においては、地震基盤までの S 波速度構造に関する情報が得られていなかった。津軽平野は岩木川を中心とする平野であり、扇状地性の地形面や氾濫原性の低地が分布する⁵⁾。津軽平野には基盤岩の上に、新第三紀中新世から第四紀にかけての堆積層が存在している。また、五所川原市から平川市にかけての津軽平野と津軽山地の境界には、逆断層の津軽山地西縁断層帯が存在する⁶⁾。このため、堆積層が厚く分布し、周辺で発生する大地震によって強い揺れに見舞われる可能性の考えられる津軽平野南部の弘前市、平川市、南津軽郡藤崎町、北津軽郡板柳町、五所川原市の計 5 地点において、微動アレイ探査を実施した。なお、観測計画策定においては、人口の集中する津軽平野南部を中心とした計画とした。今年度の調査結果を踏まえた上で、令和元年度も津軽平野にて調査を実施する予定である。

表 1 東北地方日本海沿岸における微動アレイ探査による地下構造調査に関する既往文献

調査地域	文献	地点数	調査地点
庄内平野	佐藤・他 (2009) ¹⁾	4 地点	飽海郡遊佐町 (YUZ : 遊佐) 酒田市 (SKT : 酒田) 鶴岡市 (TRU : 鶴岡、FUJ : 藤島)
山形県全域 (庄内平野、新庄盆地、山形盆地、米沢盆地)	文部科学省研究開発局・独立行政法人防災科学技術研究所(2012) ²⁾	45 地点	山形県全域 (YMTA01~YMTA45)
能代平野、八郎潟	吉見・水田 (2010) ³⁾	2 地点	能代市 (NSR : 能代) 男鹿市 (WKM : 若美)
秋田県全域 (能代平野、秋田平野、大館盆地、花輪盆地、横手盆地、本荘平野)	文部科学省研究開発局・独立行政法人防災科学技術研究所(2013) ⁴⁾	42 地点	秋田県全域 (AKTA01~AKTA42)

b) 微動アレイ観測

津軽平野南部の 5 地点 (弘前市 1 地点、平川市 1 地点、南津軽郡藤崎町 1 地点、北津軽郡板柳町 1 地点、五所川原市 1 地点) において新たな微動アレイ観測を実施した (図 1、表 2)。これらの地点では、原則として、既存の K-NET または震度計観測点の周辺でアレイを構成した。

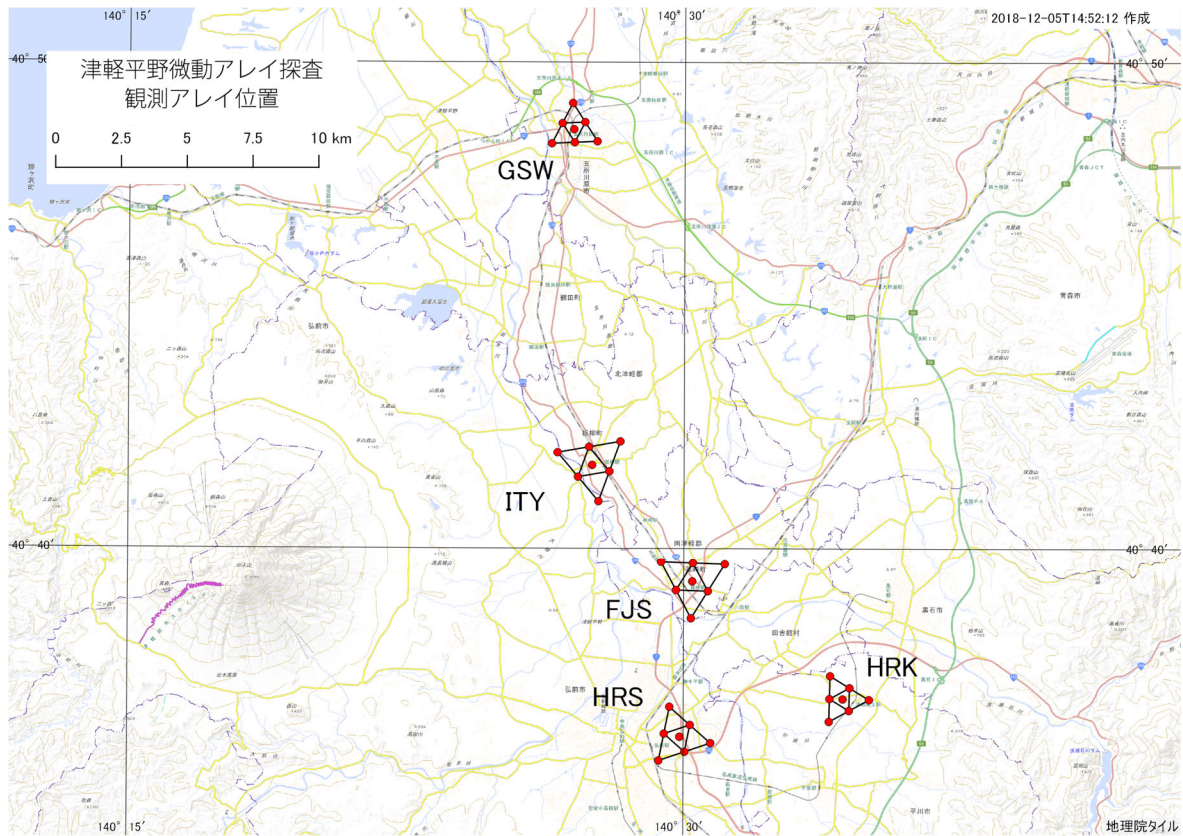


図 1 微動アレイ観測実施地点（基図は地理院地図）

表 2 微動アレイ観測の諸元（緯度経度は世界測地系）

地点	中心付近の地名	アレイ	アレイ半径 (m)	アレイ中心点		観測日時
				緯度 (度)	経度 (度)	
FJS	藤崎町西豊田	S	15, 45	40.65510	140.50381	2018/11/9 13:20–13:50
		M	160, 320	40.65435	140.50300	2018/11/9 14:40–15:40
		L	700, 1400	40.65514	140.50377	2018/11/5 14:04–16:00
GSW	五所川原市敷島町	S	15, 45	40.81570	140.44464	2018/11/6 14:35–15:05
		M	125, 250	40.81539	140.44747	2018/11/10 11:30–12:30
		L	500, 1000	40.81045	140.44996	2018/11/6 11:50–13:50
HRK	平川市猿賀南田	S	15, 45	40.61458	140.57196	2018/11/7 16:40–17:20
		M	75, 150	40.61422	140.57254	2018/11/7 15:15–16:15
		L	500, 1000	40.61495	140.57165	2018/11/7 13:00–14:30
HRS	弘前市城東中央	S	15, 45	40.60127	140.49829	2018/11/9 11:27–12:00
		M	155, 310	40.60280	140.49582	2018/11/9 8:50–9:30
		L	600, 1200	40.60206	140.49821	2018/11/8 15:00–17:15
IYG	板柳町板柳土井	S	15, 45	40.69692	140.45653	2018/11/6 16:15–16:55
		M	175, 350	40.69566	140.45796	2018/11/10 9:10–10:10
		L	700, 1400	40.69525	140.45867	2018/11/8 11:30–13:30

各地点では、最大アレイ半径 R_{max} の異なる観測を 3 セットずつ実施した (図 2~6)。準備段階で、国立研究開発法人防災科学技術研究所の運営する地震ハザードステーション (J-SHIS) の深部地盤モデル V2⁷⁾ (以下、J-SHIS V2 モデル) の情報を参照してアレイを設計した。最大アレイ半径は 1,000~1,400 m と設定した。現場観測は平成 30 年 11 月 5 日~10 日の日中に実施した。表 2 に各アレイ観測の諸元をまとめた。各アレイ観測では固有周期 5 秒の 3 成分速度計 LE-3D/5s (Lennartz-Electronic 製) を用いた。データ収録装置 LS-8800 (A/D 変換 24bit、白山工業製) により、サンプリング周波数 100 Hz で微動波形を収録した。時刻較正は収録装置毎に GPS 時計により行った。観測開始前には、ハドルテストを行い、地震計間のコヒーレンスが適切であることを確認した。

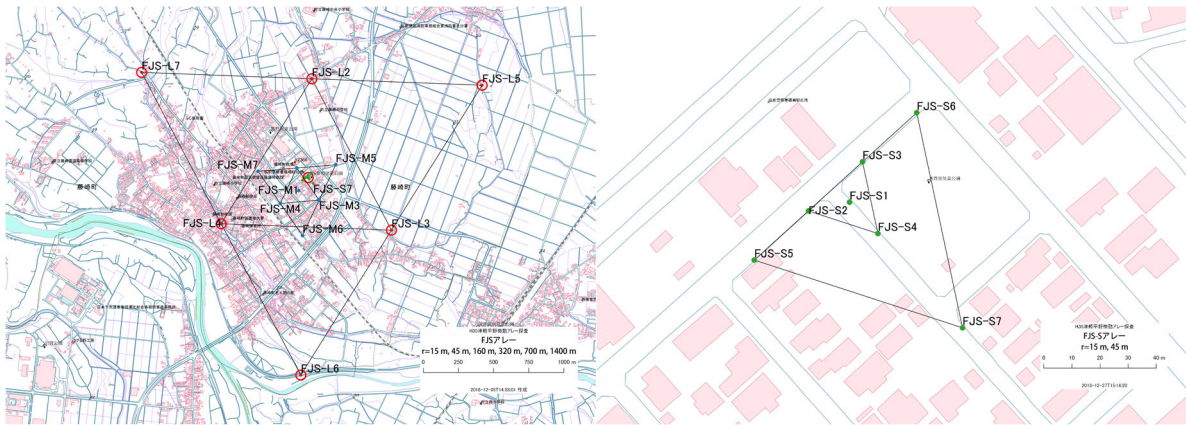


図 2 FJS アレイの観測地点 (左 : L & M アレイ、右 : S アレイ)



図 3 GSW アレイの観測地点 (左 : L & M アレイ、右 : S アレイ)

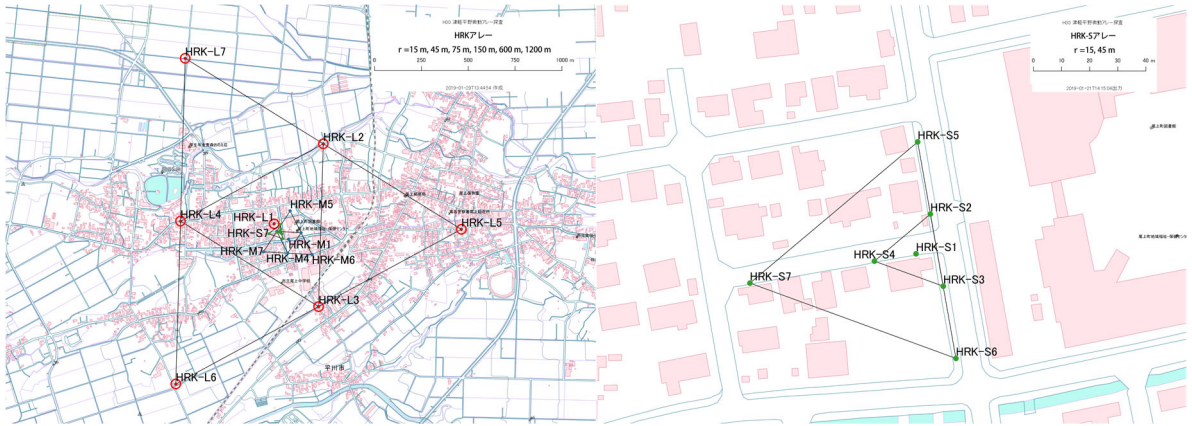


図4 HRKアレイの観測地点（左：L & Mアレイ、右：Sアレイ）

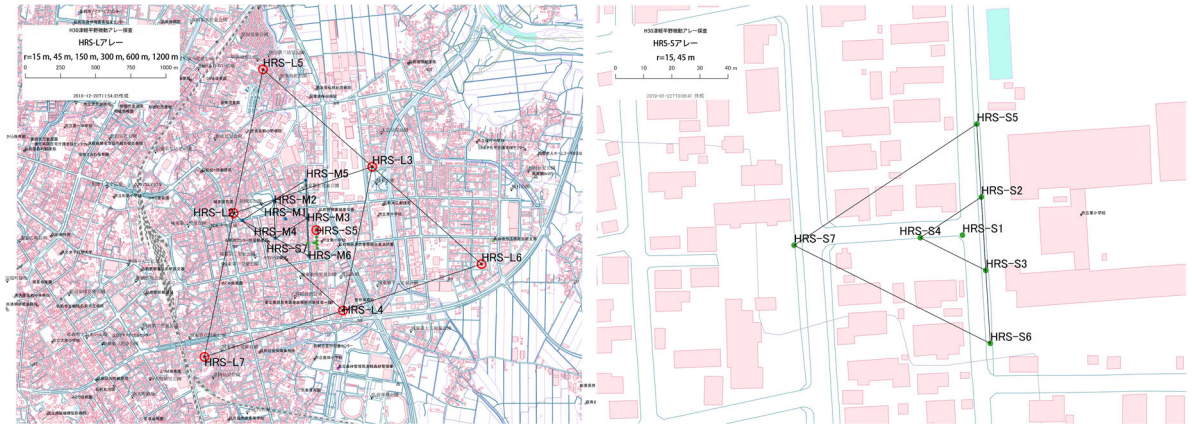


図5 HRSアレイの観測地点（左：L & Mアレイ、右：Sアレイ）

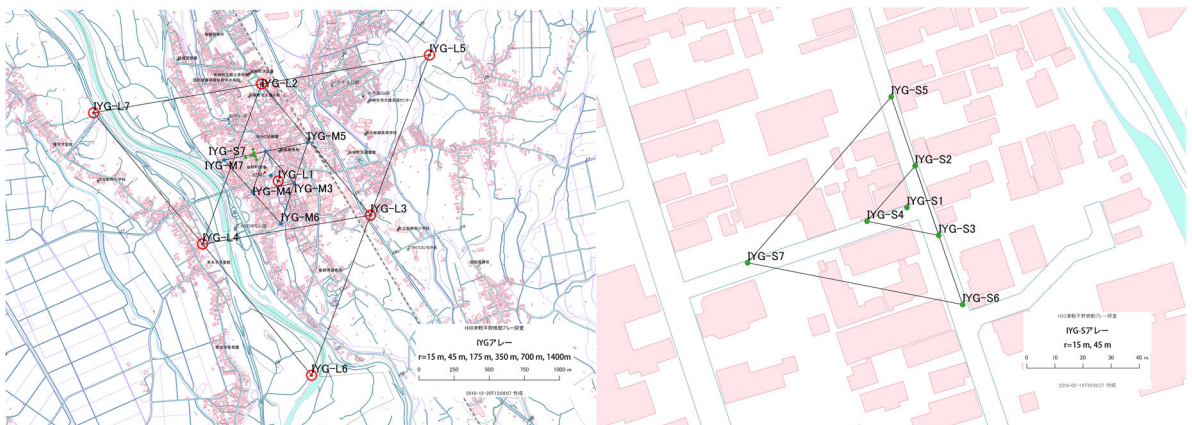


図6 IYGアレイの観測地点（左：L & Mアレイ、右：Sアレイ）

c) 微動アレイ解析による Rayleigh 波位相速度の推定

アレイ直下の地下速度構造の情報と密接に関係する表面波の分散性（位相速度－周波数の関係）を検出する。本業務では、空間自己相関法（以下、SPAC法；Aki, 1957）⁸⁾を用いて、位相速度を推定した。SPAC法では基本的には円形アレイを展開し、中心点と半径 r の円周上に等間隔に設置した各観測点（今回の観測では正三角形の3つの頂点）の相関係数を方位平均した空間自己相関係数を求める。このとき、微動が定常確率過程であるという仮定から、空間自己相関係数は

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

と表現される。左辺は観測量（ ρ ：空間自己相関係数）であり、得られた空間自己相関係数 $\rho(f, r)$ は0次のベッセル関数 J_0 となることを意味している。左辺の観測量に対応するベッセル関数の変数を見つければ、半径 r における周波数 f での位相速度 $c(f)$ が求まる。

微動アレイ観測で収録した微動の上下動成分を用い、20.48秒間（Sアレイ）または40.96秒間（M及びLアレイ）を解析区間の単位として20秒ずつ（Sアレイ）または40秒ずつ（M及びLアレイ）ずらしながら、時間的、空間的に安定した微動波形が得られている5区間に対し、SPAC法を適用し、微動中に含まれる表面波（Rayleigh波）位相速度を推定した。この解析を9セット（計45区間）に対して行い、位相速度の平均値と標準偏差を求めた。フーリエスペクトルを求める際のスムージングの幅はアレイサイズに応じて変えた。

図7に各アレイの平均パワースペクトルの例を示す。L及びMアレイについては、約1～2 Hz以下の周波数帯域で、アレイを構成する各点の平均パワースペクトルが類似しており、相関のある信号が取得されていることが確認できる。HRKのL4のパワースペクトル振幅がやや違うが、サイトのごく近傍で電柱工事が行われていたことによる影響があるかもしれない。半径の小さなSアレイでは、より高周波数まで十分なパワーと類似性を持った信号が得られている。図8に各アレイでSPAC法により得られた観測位相速度を丸印で示す。Lアレイ、Mアレイ、Sアレイとアレイ種類毎に丸印の色を変えている。黒実線が本調査で得られた最終的な位相速度を表す。GSWのLアレイについて、アレイを構成する7点のうちL2地点の機器に不具合があったため（図7のパワースペクトルで他の地点に比べ振幅が異常に小さく、センサー出力が適切に収録されなかったと考えられる）ため、これについては、L2のデータを除外した6点で解析を行った。図8の分散曲線に示すとおり、位相速度の解析結果に影響はなかった。

具体的に位相速度が得られている周波数範囲は、当該地点の地下速度構造とアレイ半径との兼ね合いで違いはあるが、すべての地点で約0.2 Hzから4～5 Hzまでの周波数帯域をカバーする連続性のよい位相速度を求めることができた。HRSでは、1 Hz以上の位相速度が他の4地点よりもやや大きかったこともあり、今回の観測では8 Hzまでの位相速度を求めることができた。いずれの地点でも、表層から深部地盤までのS波速度構造を拘束できる情報が得られたと考えている。

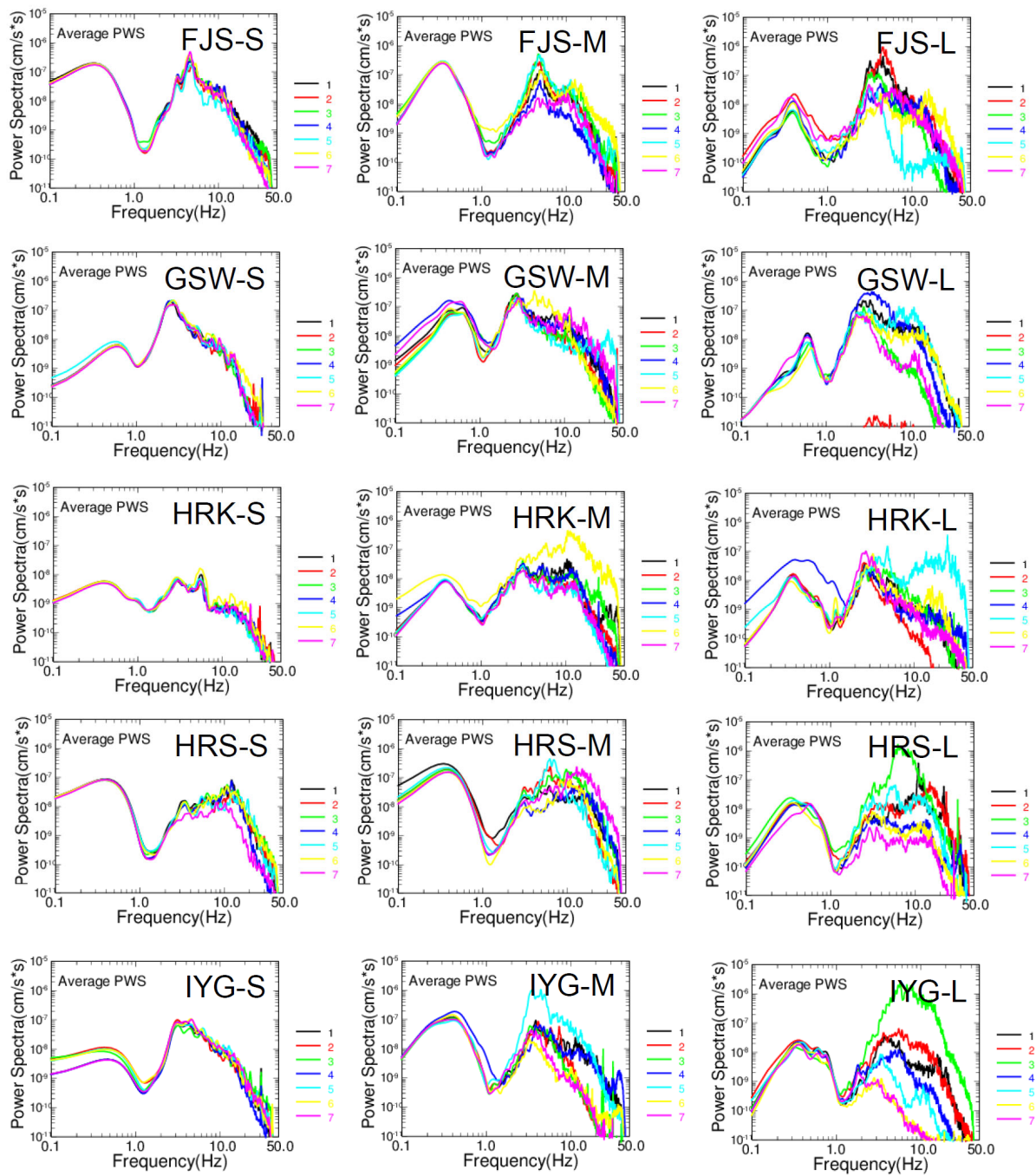


図7 各アレイにおける各観測点の微動の平均パワースペクトルの例。図中の線の色と番号はアレイを構成する各点の地震計番号に対応する。

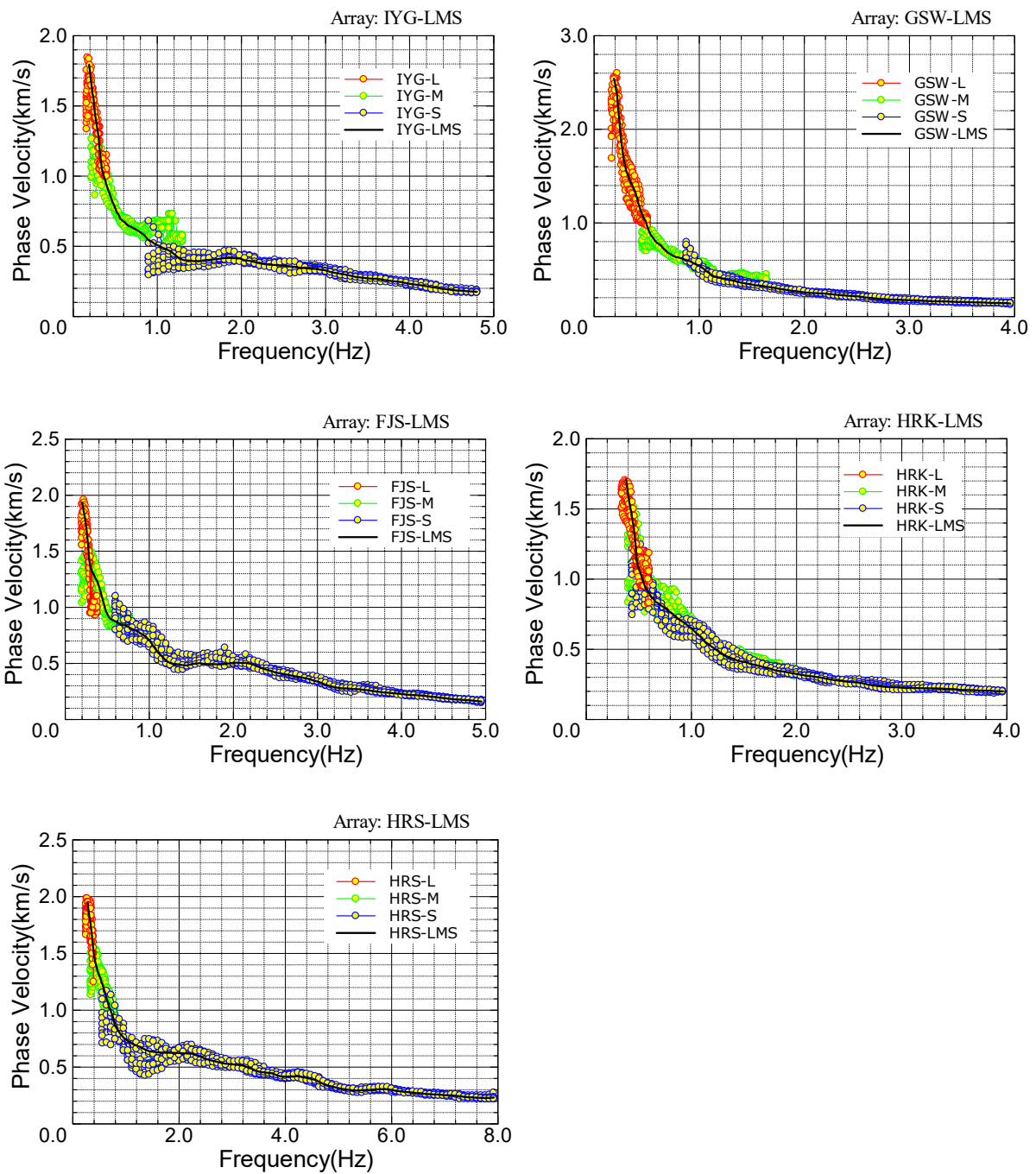


図8 各アレイにおける観測位相速度（上段左：IYG、上段右：GSW、中段左：FJS、中段右：HRK、下段左：HRS）。

d) S 波速度構造モデルの推定

表面波位相速度から S 波速度構造モデルを推定した。パラメータの推定手法としては、遺伝的アルゴリズム (Genetic Algorithm、以下 GA) による速度構造のモデリング手法 (Yamanaka and Ishida, 1996) ⁹⁾ を用いた。仮定した速度構造モデルから計算される Rayleigh 波基本モードの位相速度と観測位相速度の misfit 関数

$$misfit = \frac{1}{N} \sum_i^N (O_i - C_i)^2 \left(\frac{\sigma_0}{\sigma_i + w_0} \right)^2$$

ができるだけ小さくなるような速度構造モデルを探索した。ここで、 N はデータの個数、 O_i 、 σ_i 、 C_i はそれぞれ観測位相速度、その標準偏差、理論位相速度、 σ_0 は標準偏差の係数、 w_0 は極端に小さな σ_i の悪影響を防ぐためのパラメータである。実際には、 σ_0 には $\sigma_i + w_0$ の最大値を、 w_0 には 0.001 (km/s) を与えた。

S 波速度構造モデルの探索に際しては、国立研究開発法人防災科学技術研究所が運営している地震ハザードステーション (J-SHIS) で公開されている深部地盤モデル V2⁷⁾ (以下、J-SHIS V2 モデル) を参照し、深部地盤を構成する各層の S 波速度は J-SHIS V2 モデルで与えられている値に固定して、層厚を探索した。また、J-SHIS V2 モデルの工学的基盤に相当する $V_S = 0.6$ km/s の層の上に、浅部地盤に対応する低速度層を 1~2 層を追加し、層厚と S 波速度の両方を探索の対象とした。地震基盤 (半無限層) の V_S は 3.3 km/s とした。探索に際し、GA のパラメータとして、1 世代当たりの個体数を 10、世代数は 5,000 世代とし、乱数の初期値を変えて 10 回試行し、misfit 最小解を最適な速度構造モデルとした。図 9~13 にそれぞれの観測点での観測位相速度とともに最適な速度構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線、推定された S 波速度構造モデルを示す。misfit が最小の 2 倍までのモデルを図中に灰細線で図示し、速度構造モデル推定の誤差を定性的に示した。

各観測点ともに推定速度構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線は観測位相速度とよく一致しており、観測位相速度を説明できる地下構造モデルが推定された。比較のため、既存の J-SHIS V2 モデルから観測点直下の一次元速度構造モデルを抽出し、理論分散曲線を計算したものを同図に緑実線で示したが、いずれの地点でも J-SHIS V2 モデルに比べ、大きく改善されている。以下、各地点での推定結果の概要と J-SHIS V2 モデルとの差異を述べる。

FJS (藤崎町西豊田付近、図 9) : 震度計の設置されている藤崎町役場付近を中心に展開したアレイである。地震基盤は深さ約 5 km で、ややばらつき (図 9 (中) の灰細線の分布) はあるものの深さ 4~5 km の範囲に解が分布しており、J-SHIS V2 モデルと比べ、地震基盤が遥かに深いことは明らかである。 $V_S = 0.6$ km/s の層の上に 1 層追加し、 $V_S = 0.13$ km/s、厚さ 15 m と推定された (図 9 (右))。この層は沖積層に相当すると考えられる。また、予察的な解析で位相速度が 0.5~0.9 km/s である 0.7~1.2 Hz の帯域での理論と観測位相速度の一致がやや悪かったため、 $V_S = 0.6$ km/s と 1.1 km/s の層の中間に 1 層追加して、層厚と S 波速度を探索したところ、 $V_S = 0.99$ km/s、厚さ 750 m と推定された (図 9 (中))。それに対し、 $V_S = 1.1$ km/s の層の層厚が薄く求まっているため、FJS 付近では、深さ 0.3~1.1 km での代表的な S 波速度は 1.1 km/s ではなく、1.0 km/s と考えられる。

GSW (五所川原市敷島町付近、図 10) : 国立研究開発法人防災科学技術研究所の K-NET

AOM019 周辺で展開したアレイである。観測位相速度の特徴を踏まえ、 $V_s = 0.6 \text{ km/s}$ の層の上に 2 層追加した。追加した 2 層の V_s は、 0.075 km/s 及び 0.30 km/s と推定された。K-NET から公開されている土質柱状図と対比すると、 $V_s = 0.075 \text{ km/s}$ の低速度な層は高有機質土に対応するものと考えられる。微動アレイにより求められた位相速度は J-SHIS V2 モデルによる理論分散曲線よりもやや遅いため、各層の上面深さは全体的に J-SHIS V2 モデルよりも深く推定された。地震基盤の深さは約 1.5 km と推定され、今回調査した 5 地点の中では最も浅い。五所川原市の直下には、ドーム構造をなす五所川原背斜があり、高重力異常となっていること¹⁰⁾とも対応している。

HRK (平川市猿賀南田付近、図 11) : 震度計の設置されている平川市役所尾上総合支所 (旧尾上町役場) 付近を中心に展開したアレイである。このサイトは中位段丘に位置する。 $V_s = 0.6 \text{ km/s}$ の上に 2 層追加した。追加した 2 層の V_s は、 0.20 km/s 及び 0.39 km/s と推定された。 $V_s \geq 1.4 \text{ km/s}$ の深部の層は全体的に J-SHIS V2 モデルよりも深めに推定された (図 11 (中))。地震基盤の深さは約 2.1 km と推定され、残差が最適解の 2 倍以内の解は約 $1.3 \sim 2.3 \text{ km}$ の範囲に分布している。

HRS (弘前市城東中央、図 12) : K-NET AOM016 周辺で展開したアレイである。 $0.5 \sim 1 \text{ Hz}$ の範囲の位相速度の特徴を説明するためには、 $V_s = 0.6 \text{ km/s}$ と 1.1 km/s の層の間に中間速度の層を 1 層追加する必要がある。また、 $V_s = 0.6 \text{ km/s}$ の上にも 2 層追加した。各層の層厚と追加した 3 層の V_s を同時に最適化した結果、最終的に図 12 に示す速度構造モデルが得られた。追加した 3 層の V_s は、 0.22 km/s 、 0.37 km/s 及び 0.76 km/s と推定された。地震基盤の深さは約 2.6 km と推定された。図 12 の様子から各層の上面深度はよく決まっていると考えられる。

IYG (板柳町板柳土井、図 13) : 震度計の設置されている板柳町役場付近を中心に展開したアレイである。 $V_s = 0.6 \text{ km/s}$ の上に 2 層を追加した。各層の層厚と追加した 2 層の V_s を同時に最適化した結果、最終的に図 13 に示す速度構造モデルが得られた。追加した 2 層の V_s は、 0.12 km/s 及び 0.40 km/s と推定された。地震基盤の深さは 4.7 km と推定されたが、残差が最適解の 2 倍以内の解は約 $3.8 \sim 4.7 \text{ km}$ の範囲に分布しており、深さ方向に 1 km 以内の不確定性はある。FJS と同じく、地震基盤の深さは J-SHIS V2 モデルよりかなり深く推定された (図 13 (中))。

以上の結果より、微動アレイ探査によって推定された地震基盤深さは GSW が約 1.5 km と最も浅く、IYG 及び FJS が約 5 km 前後で最も深い。図 14 に $V_s = 3.3 \text{ km/s}$ 層または $V_s = 2.7 \text{ km/s}$ 層の上面深度とブーゲー異常分布 (仮定密度 2.67 g/cm^3) を比較した。ブーゲー異常データは、国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センターの重力データベース DVD 版¹¹⁾収録のグリッドモデルを用いた。5 地点の中で基盤深度の最も浅い GSW は高重力異常に対応している。津軽平野南部は、全体的に低重力異常ではあるが、4 地点の基盤深度と重力異常との関係は明瞭ではない。単点微動による H/V スペクトル比の卓越周期の空間変化などの手法を併用して、空間的により詳細に検討することも必要かもしれない。

最表層の S 波速度は、岩木川沿いの氾濫原に位置する FJS、IYG、GSW では $0.075 \sim 0.13 \text{ km/s}$ と小さな S 波速度を持っているのに対し、HRK 及び HRS は約 0.2 km/s と相対的には大きめの S 波速度であった。 $V_s = 0.6 \text{ km/s}$ 層の上面深度は、津軽平野南西部の FJS

と HRS で浅く、GSW、IYG、HRK では 0.1 km 以上であった。また、おそらく新第三系の一部に相当すると考えられる $V_S = 1.4$ km/s 層の上面深度は、津軽平野南部の HRK と HRS で相対的に浅く（約 0.6~0.8 km）、FJS、IYG、GSW では 1.1~1.3 km であった。これらの傾向は、基盤深度の傾向とは異なっており、各層の形成年代毎に、層厚の空間分布の特徴が異なっているのではないかと考えられる。

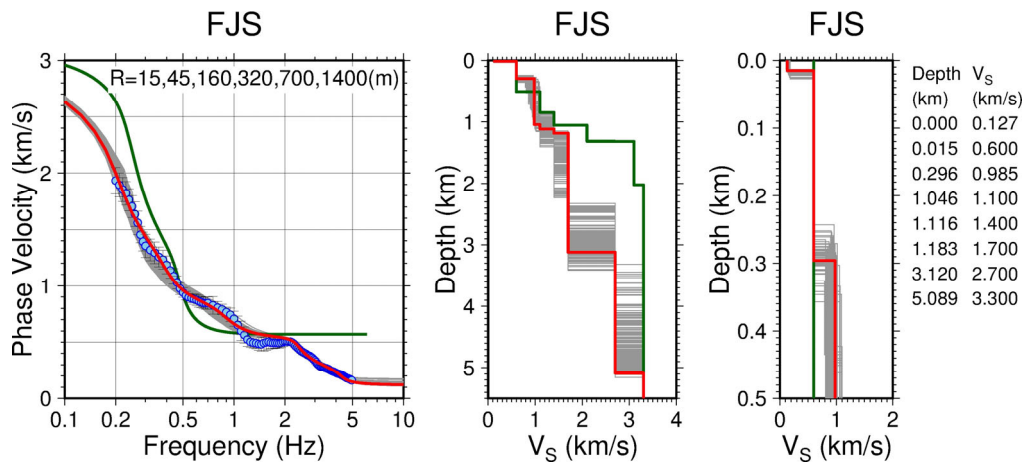


図9 FJS（藤崎町西豊田）における速度構造推定結果。観測位相速度及び標準偏差（○印）、推定速度構造モデル（最適解：赤実線、misfitが最適解の2倍以内のモデル：灰細線）、J-SHIS V2モデル（緑実線）。（左）微動アレイによる観測位相速度と理論Rayleigh波基本モードの位相速度分散曲線の比較。（中）S波速度構造モデル。（右）地表から深さ0.5 kmまでの範囲を拡大して図示したS波速度構造モデル及びモデルパラメータ。

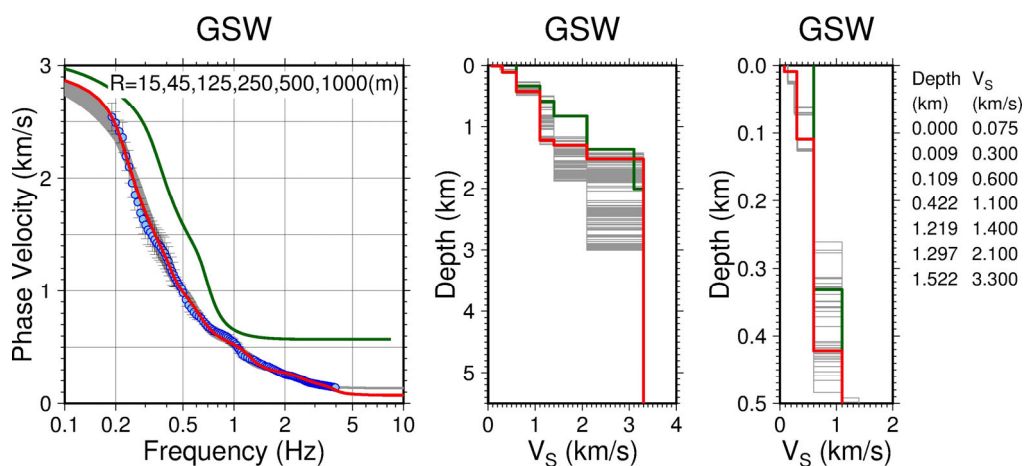


図10 GSW（五所川原市敷島町）における速度構造推定結果。凡例は図9に同じ。

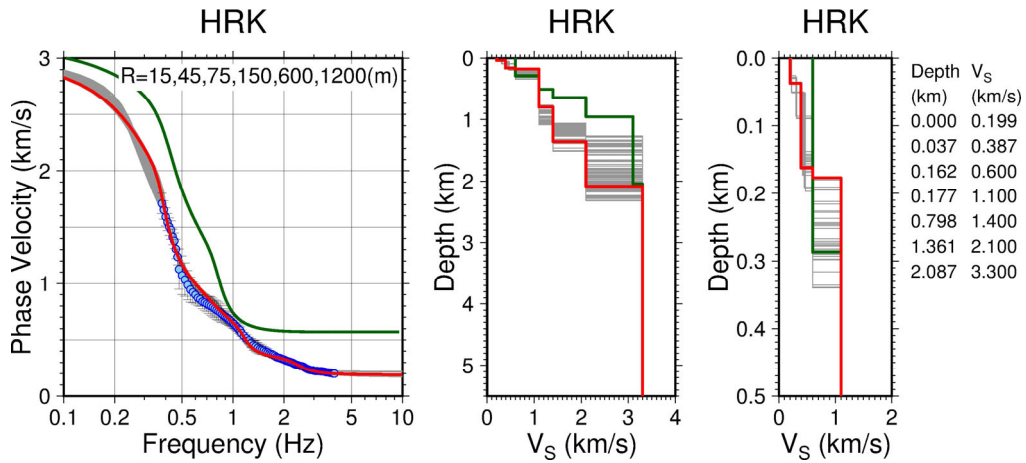


図 11 HRK（平川市猿賀南田）における速度構造推定結果。凡例は図 9 に同じ。

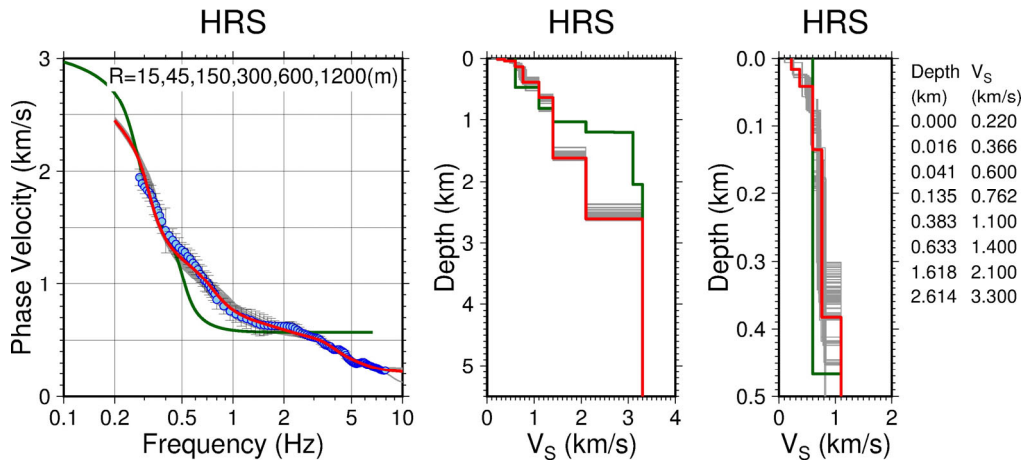


図 12 HRS（弘前市城東中央）における速度構造推定結果。凡例は図 9 に同じ。

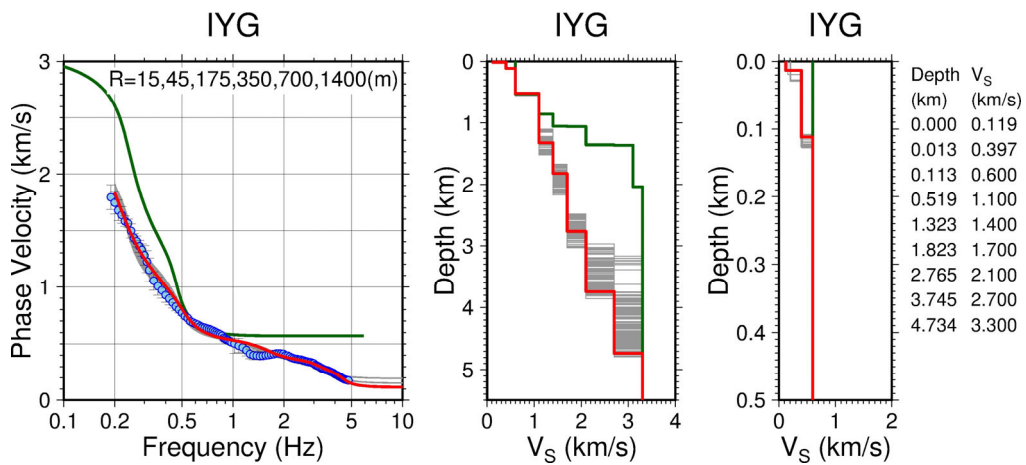


図 13 IYG（板柳町板柳土井）における速度構造推定結果。凡例は図 9 に同じ。

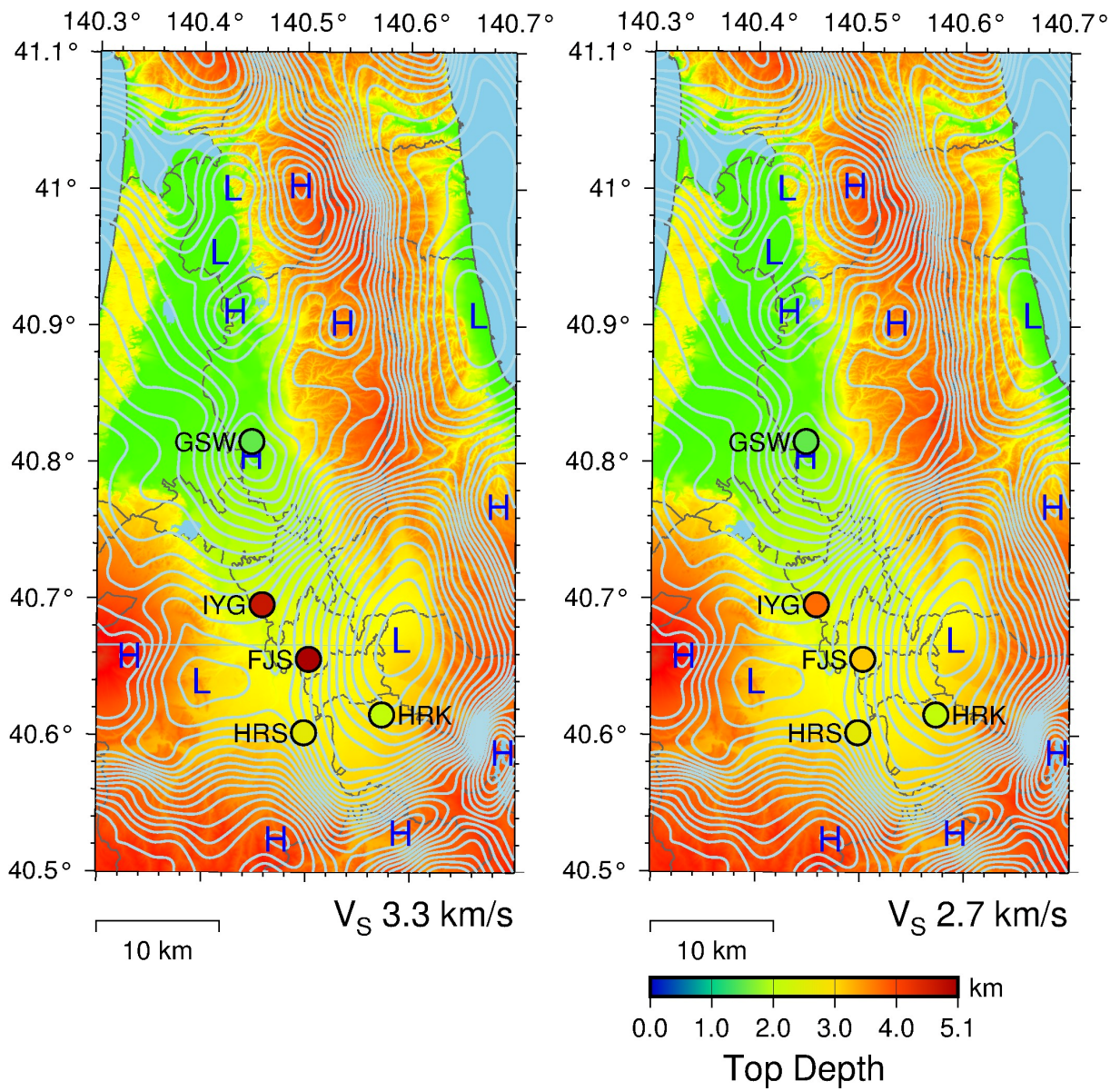


図 14 ブーゲー異常（仮定密度 2.67 g/cm^3 ）と基盤深度の比較（左： $V_s = 3.3 \text{ km/s}$ 上面との比較、右： $V_s = 2.7 \text{ km/s}$ 上面との比較）。水色のコンターが産業技術総合研究所地質調査総合センターの重力データベース DVD 版によるブーゲー重力異常分布を表す。色付き丸印は微動アレイ探査地点で、色は上面深度に対応する。

2) 堆積平野地盤構造モデルの改訂

平成 29 年度に微動アレイ調査を実施した函館平野を対象に深部地盤構造モデルの改訂を試みた。函館平野の深部地盤構造モデルの改訂にあたり、国立研究開発法人防災科学技術研究所地震ハザードステーション (J-SHIS) の全国深部地盤モデル V2⁷⁾ を初期モデルとした。初期モデルに対して、函館平野内の測線で実施された反射法地震探査の結果¹²⁾ を参考に設定した 9 地点分の 1 次元速度構造モデル (反射法探査モデル) と、5 地点の微動アレイ探査の 1 次元速度構造モデル¹³⁾ (微動アレイモデル) の計 14 地点をコントロールポイントとして取り込んだ (図 15)。

反射法探査モデルの速度不連続面と J-SHIS V2 モデルの速度断面との比較を図 16~17 に示す。反射法探査モデルの速度不連続面は J-SHIS モデルの S 波速度 (V_s) 600 m/s と 1,700 m/s 層の下面に対応していることが確認できた。また、微動アレイモデルは、図 18 に示すモデルを今回使用した。

整理したコントロールポイントを反映するように初期モデルの更新を行った (図 19)。コントロールポイントと初期モデルの差が大きい場合、局所的な範囲でモデルの修正を行うと、不自然な構造となる。初期モデルは大局的には函館平野を中心とした盆地構造とみなせる。そこで盆地全体を更新するよう、コントロールポイントの分布、初期モデルの形状、表層地質分布 (図 20) を総合的に判断し、図 19 に示す範囲を修正対象領域とした。

以下に、深部地盤モデルの具体的な更新方法を示す。

1. 初期モデルデータの切り出し・グリッド化 (図 19a, b)
2. 更新メッシュに含まれる初期モデルデータの除外 (図 19c, d)
3. 整理されたコントロールポイントの追加 (図 19e)
4. 再補間・再補間データから更新メッシュにおける下面深度を読み取り・J-SHIS メッシュの置き換え (図 19f)

補間についてはオープンソフトウェア Generic Mapping Tools¹⁴⁾ に含まれる surface コマンドによるスプライン補間を用いた。surface コマンドはすべての入力値を滑らかにつなぐ曲面でグリッドデータを作成する。テンションは、補間によって作成する曲面の空間的な滑らかさを定める変数で、0 から 1 の間の値をとる。テンションが 0 の場合は最も滑らかな面となり、1 の場合は平面的になる。今回はテンション 0 を採用した。

各境界面の修正量によっては、他の境界面と交差する場合がある。更新モデルにおいて上下の地層と比較を行い、修正により深くなったため下位の境界面が交差した場合は、初期モデルの境界面を更新モデルに接合させた。逆に浅くなる場合は、初期モデルでは存在しなかった見かけの層が生成される場合がある。この場合は、見かけの層の境界面を上位の境界面に接合させた。

図 21~24 に、初期モデルと更新モデルとを並べて示す。図 25 には初期モデルとの差を示す。図 26~29 に初期モデルと更新モデルの断面図を示す。断面は図 19 に示す A-A' 測線から D-D' 測線の 4 断面である。

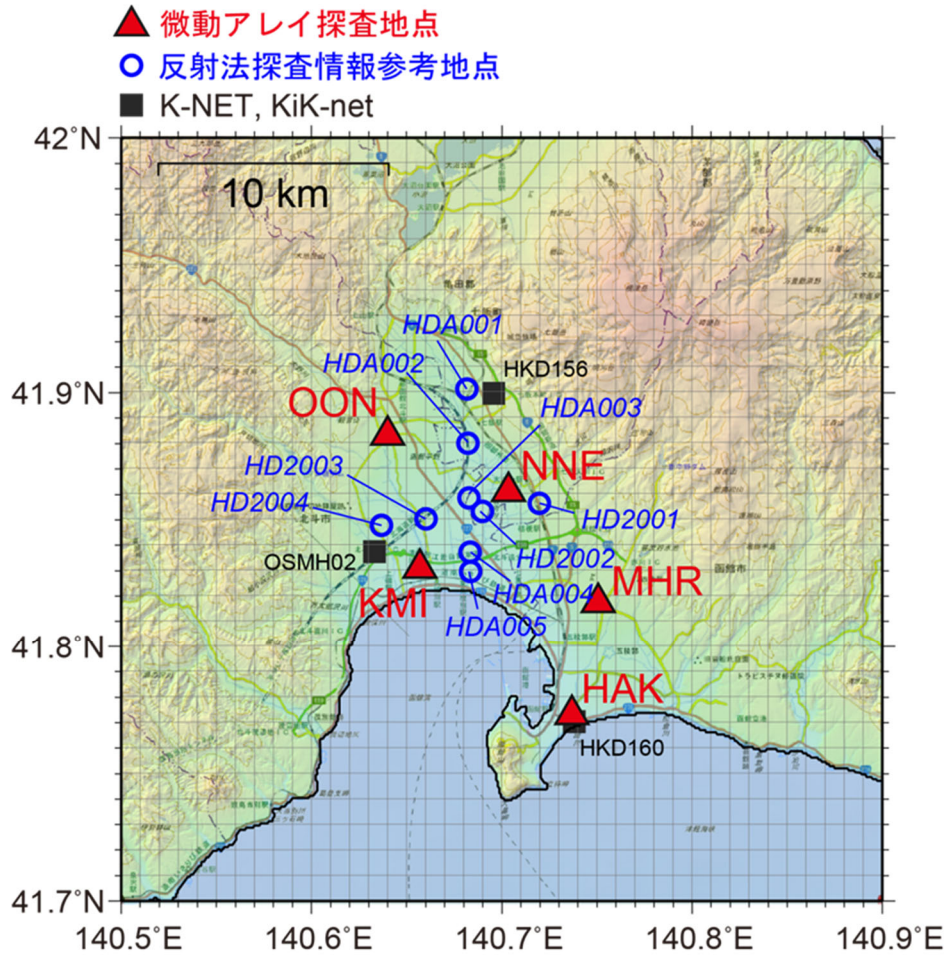


図 15 函館平野周辺で取り込んだコントロールポイントの位置。赤色三角印は微動アレイ探査地点、青色丸印は反射法探査情報参考地点をそれぞれ表す。黒色四角印は強震観測点（K-NET, KiK-net）の位置を表す。

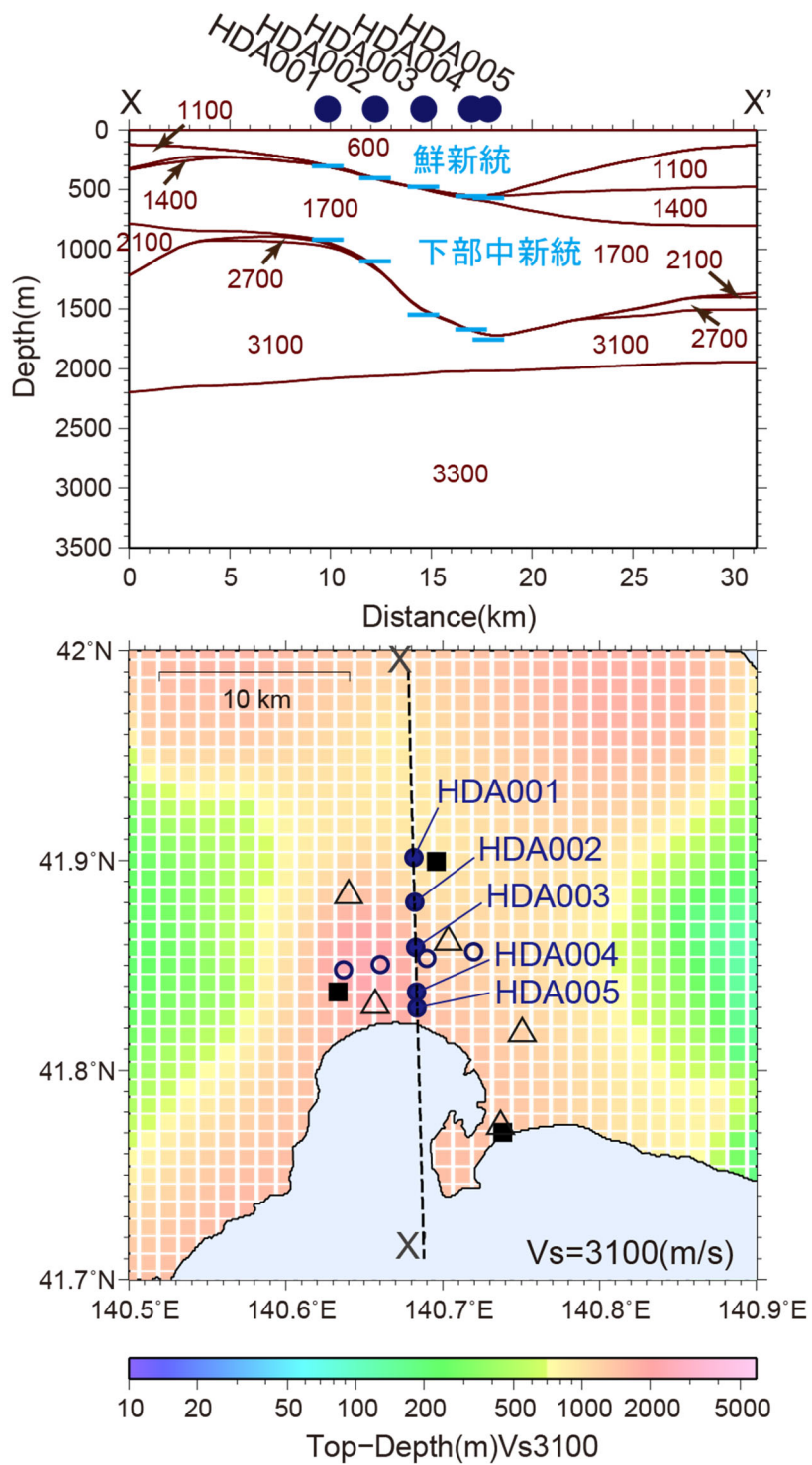


図 16 反射法探査情報と J-SHIS モデルとの比較（南北測線）。上）南北測線 X-X'での J-SHIS モデルの S 波速度構造断面（茶色実線；数値は S 波速度を表す）。青色線は既往の反射法探査モデルの速度境界を表す。下）J-SHIS モデルの S 波速度 3,100 m/s 上面深度のカラーコンターと、X-X'測線及び図 15 に示した各地点の位置（地点のシンボルは図 15 に同じ）。

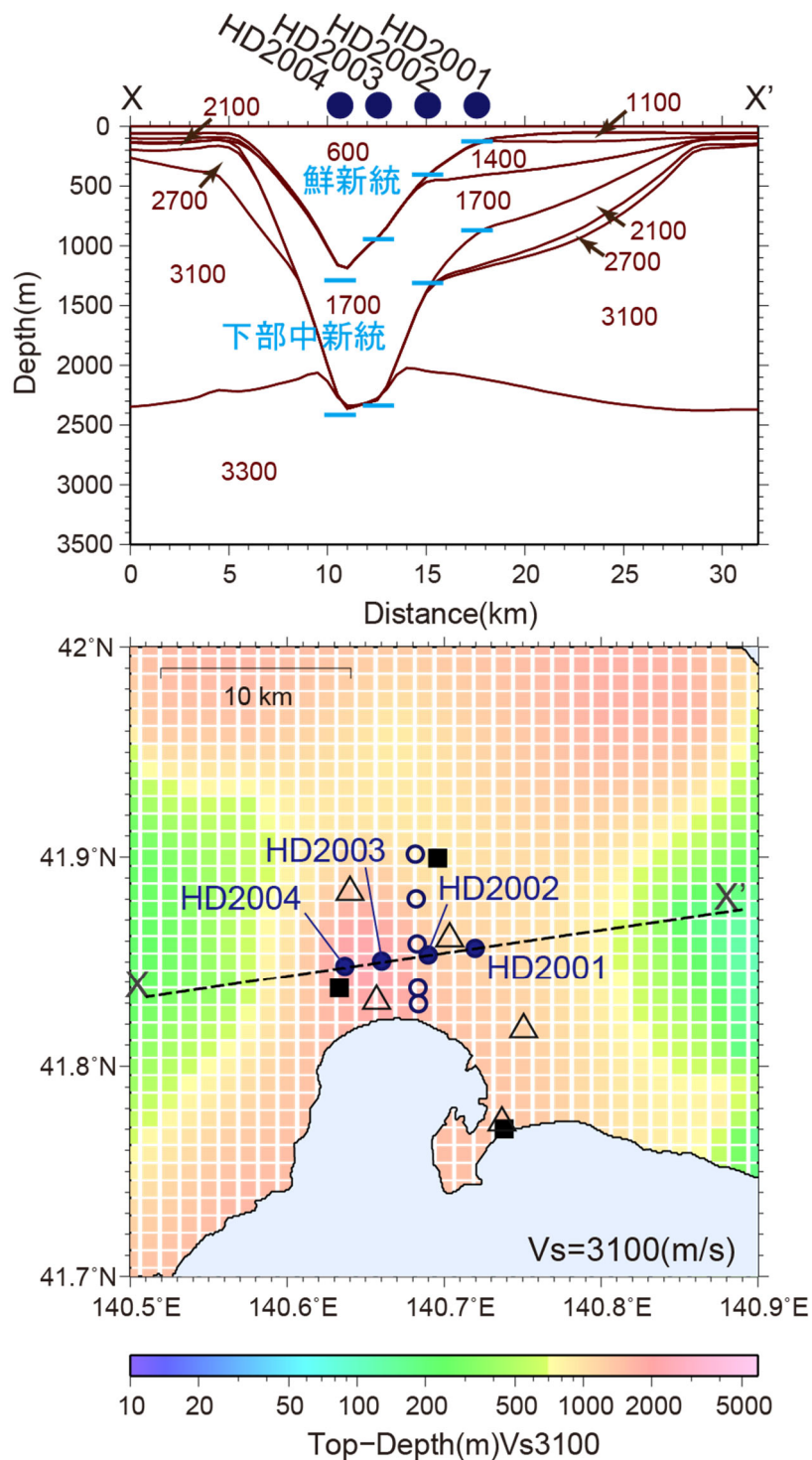


図 17 反射法探査情報と J-SHIS モデルとの比較（東西測線）。上）東西測線 X-X'での J-SHIS モデルの S 波速度構造断面（茶色実線；数値は S 波速度を表す）。青色線は既往の反射法探査モデルの速度境界を表す。下）J-SHIS モデルの S 波速度 3,100 m/s 上面深度のカラーコンターと、X-X'測線及び図 15 に示した各地点の位置（地点のシンボルは図 15 に同じ）。

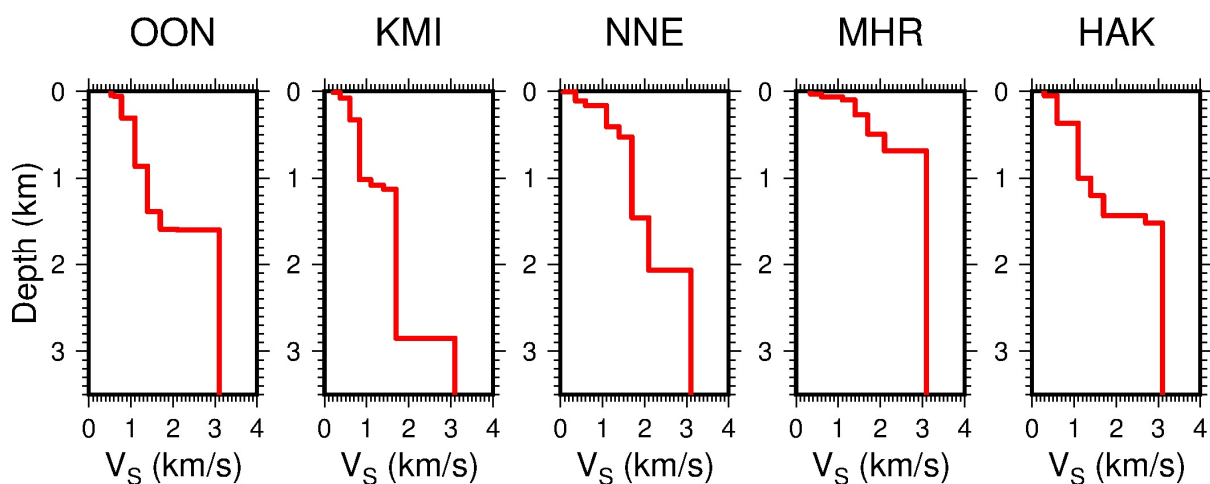
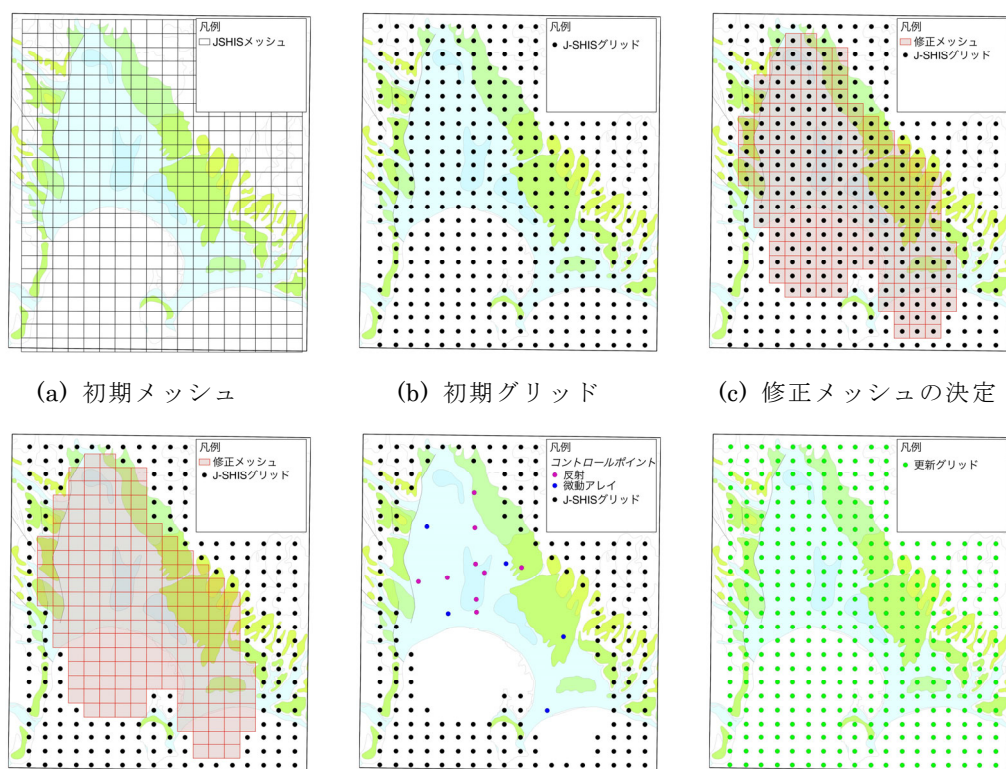


図 18 平成 29 年度に実施した微動アレイ探査に基づく S 波速度構造モデル



(a) 初期メッシュ (b) 初期グリッド (c) 修正メッシュの決定 (d) 修正範囲の初期データ削除 (e) コントロールポイント追加 (f) 再補間・メッシュデータの更新

図 19 函館平野の深部地盤モデル更新フロー

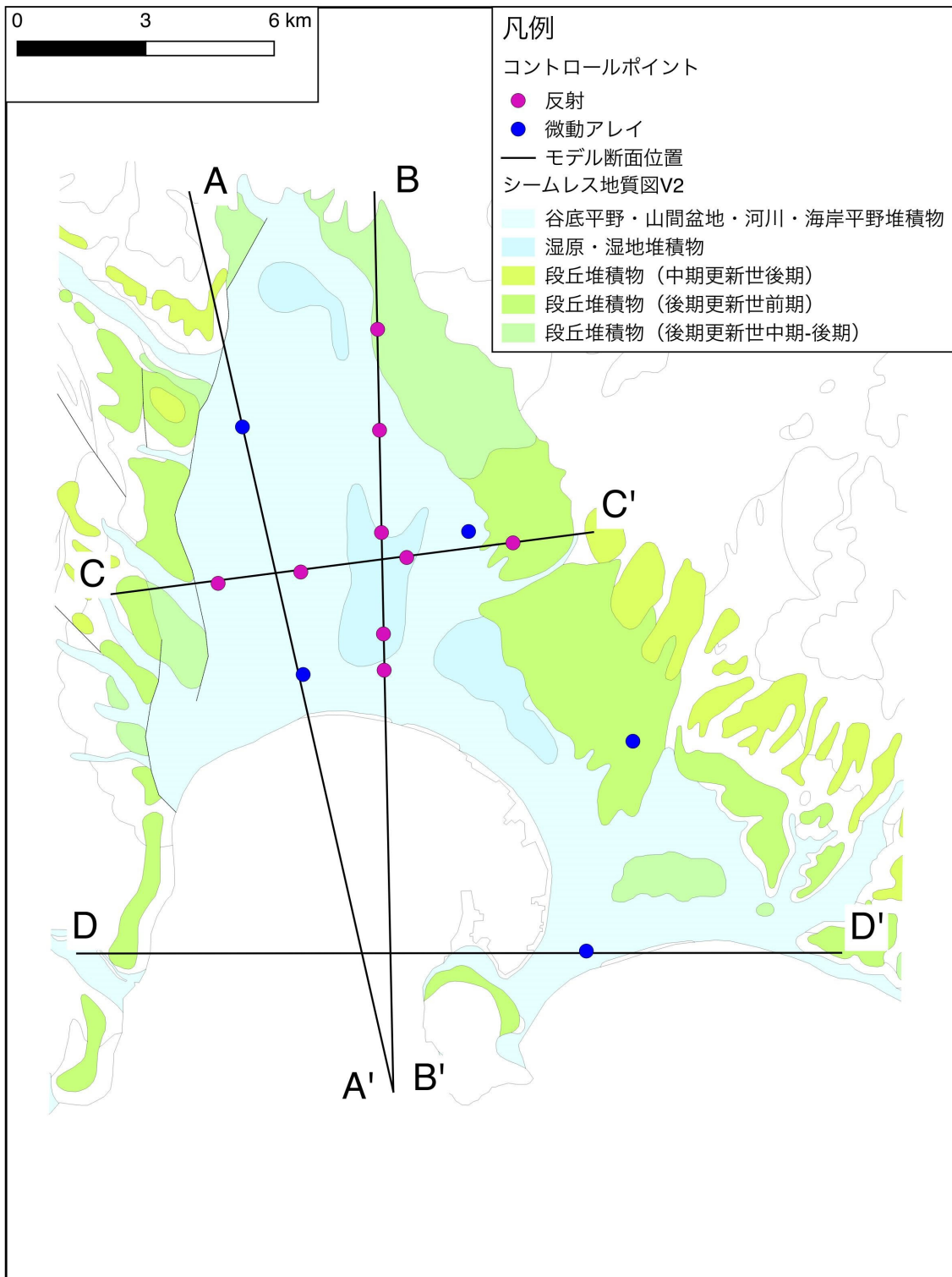


図 20 図 26～29 に S 波速度構造モデルを示す断面の位置。基図は産業技術総合研究所地質調査総合センターによる 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2¹⁵⁾。

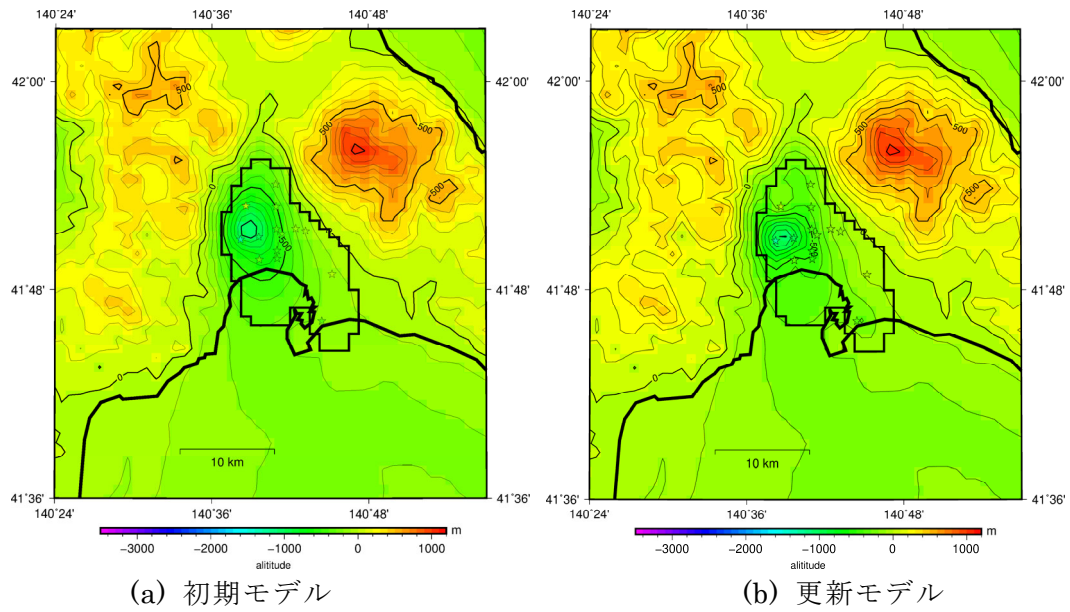


図21 $V_s=600$ m/s下面標高。星印はコントロールポイントを示す。黒線の枠はモデルの修正範囲を示す。

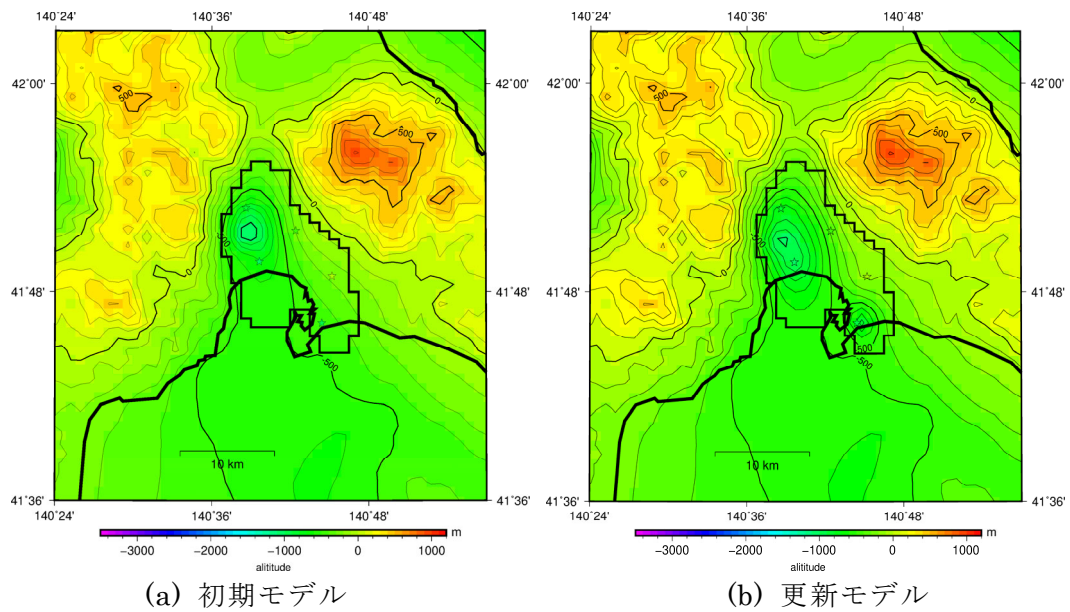


図22 $V_s=1,100$ m/s下面標高。凡例は図21に同じ。

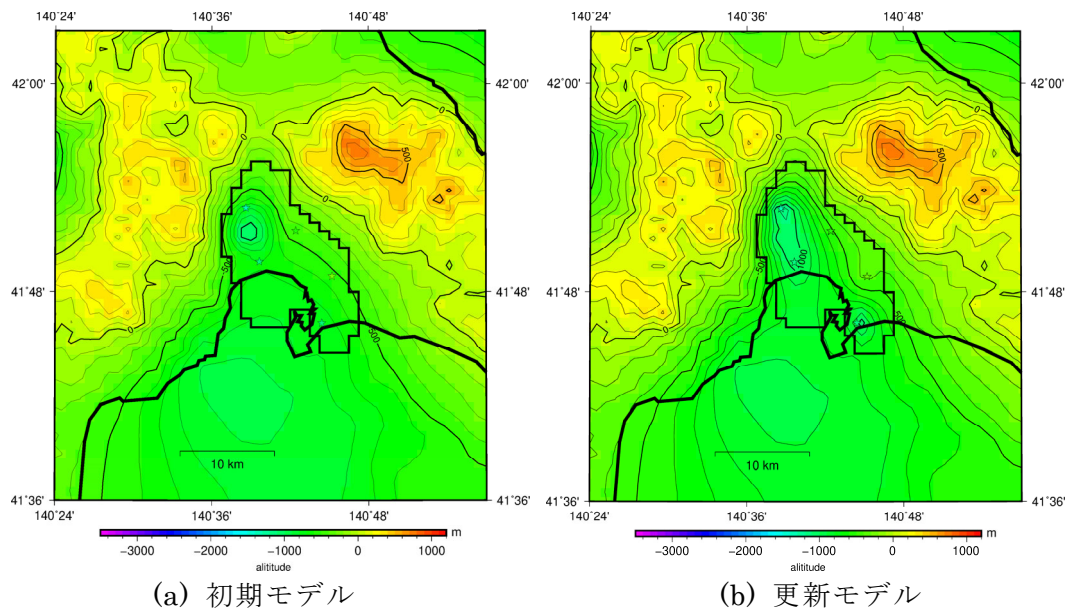


図23 $V_s=1,400$ m/s下面標高。凡例は図21に同じ。

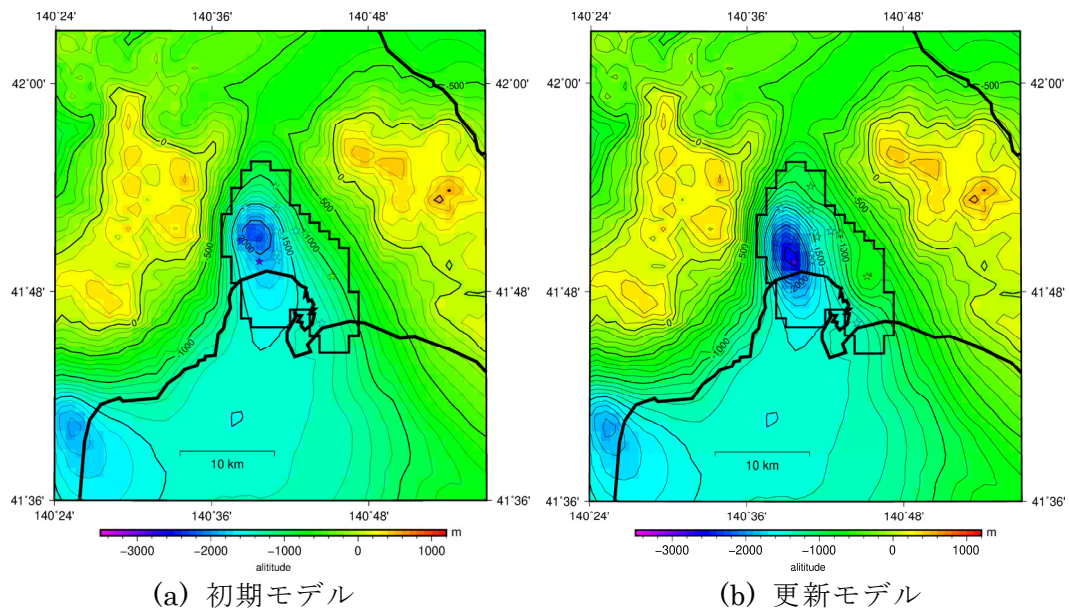


図24 $V_s=1,700$ m/s下面標高。凡例は図21に同じ。

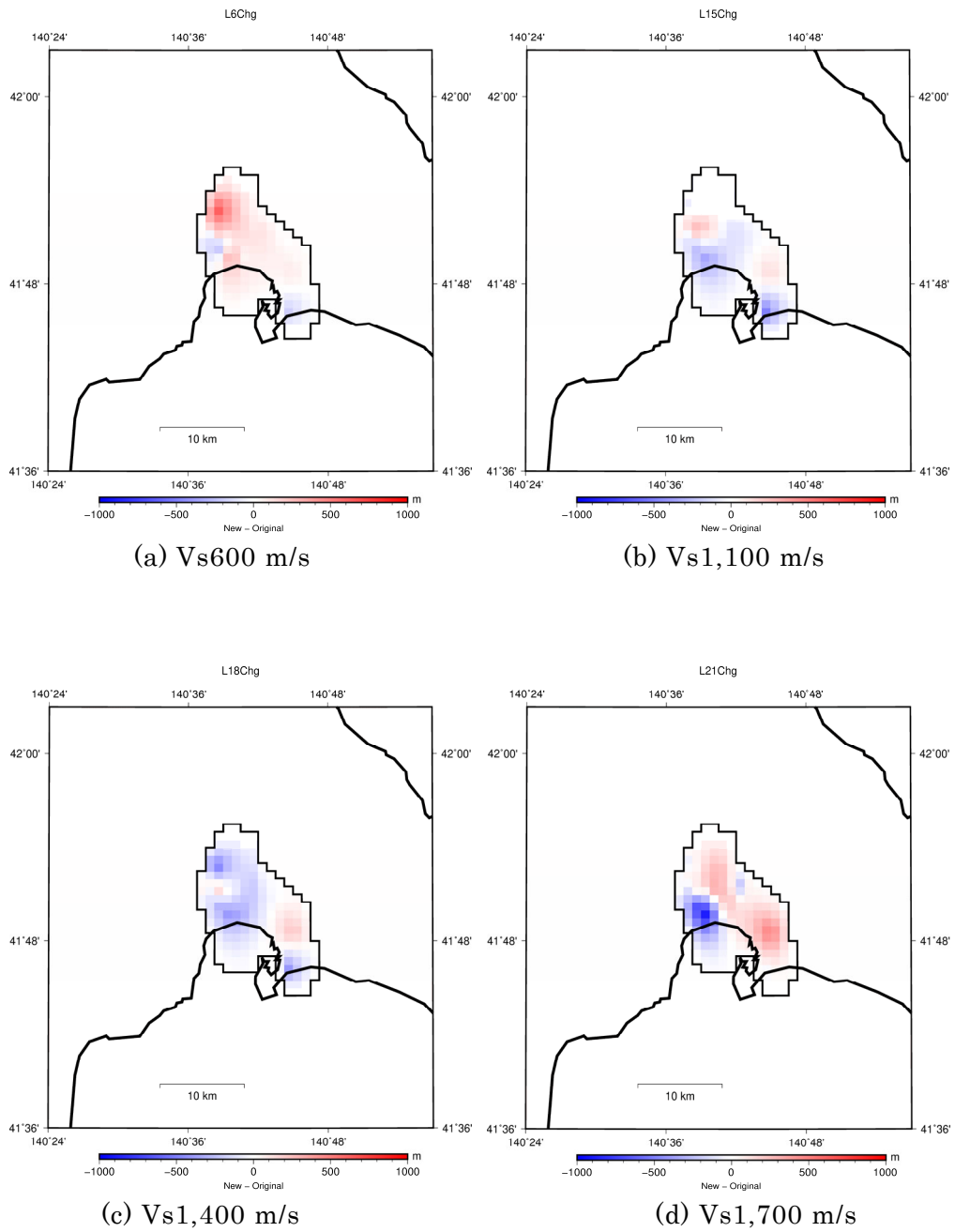
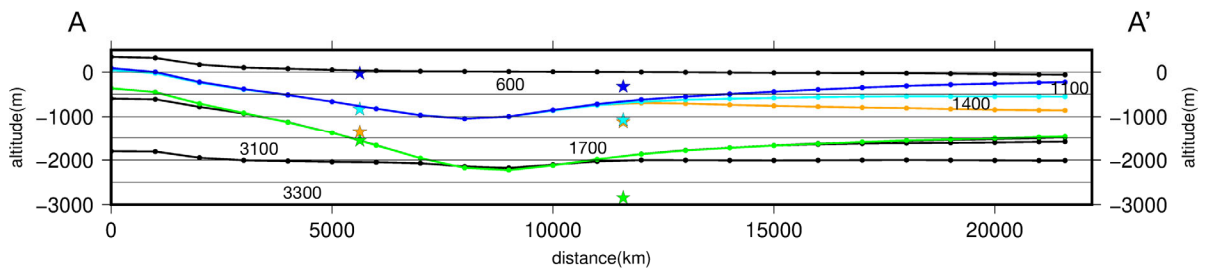
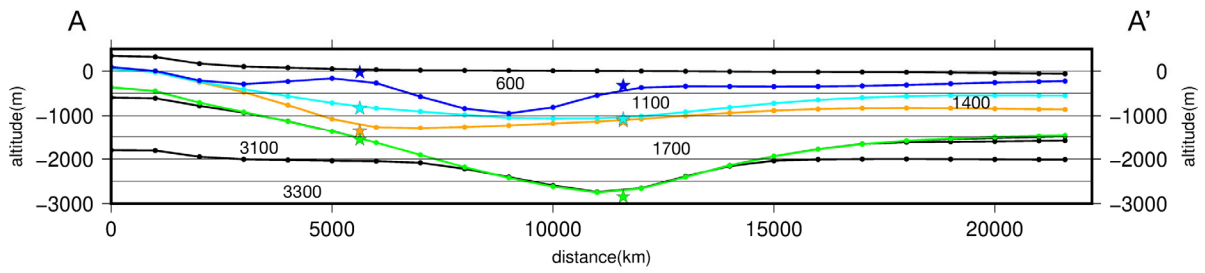


図25 モデルの変化（更新モデル—初期モデル）。黒線の枠はモデルの修正範囲を示す。暖色系はモデルが浅く、寒色系はモデルが深く更新されたことを示す。

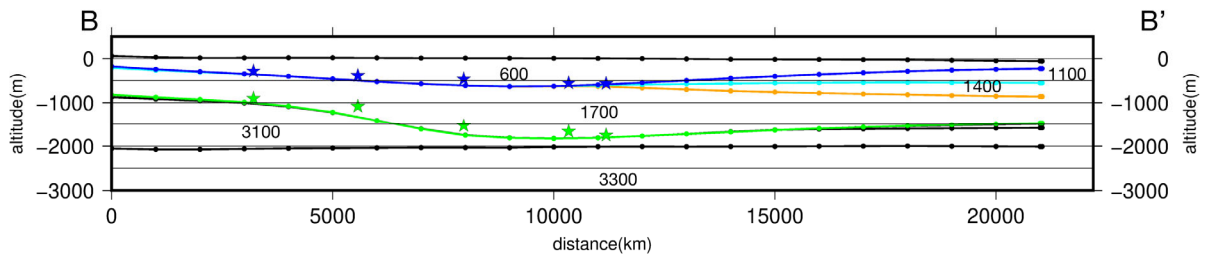


(a) 初期モデル

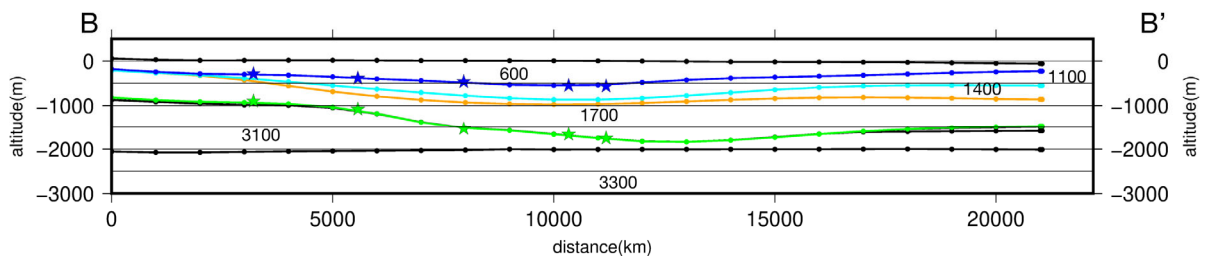


(b) 更新モデル

図26 A-A' モデル断面。青色は $V_s=600$ m/s層、水色は $V_s=1,100$ m/s層、オレンジは $V_s=1,400$ m/s層、緑色は $V_s=1,700$ m/s層の下面をそれぞれ表す。星印はコントロールポイント、数値はS波速度 (m/s) を示す。断面位置は図20を参照。

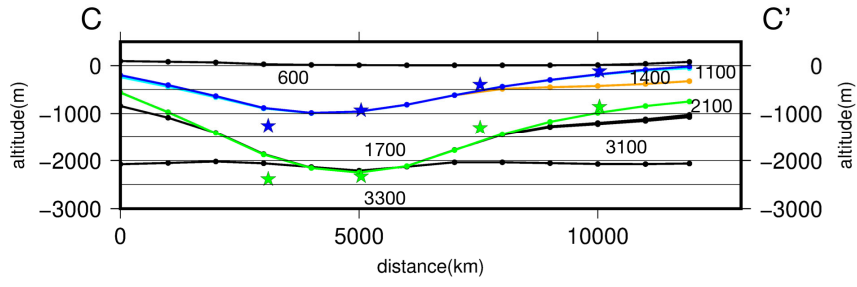


(a) 初期モデル

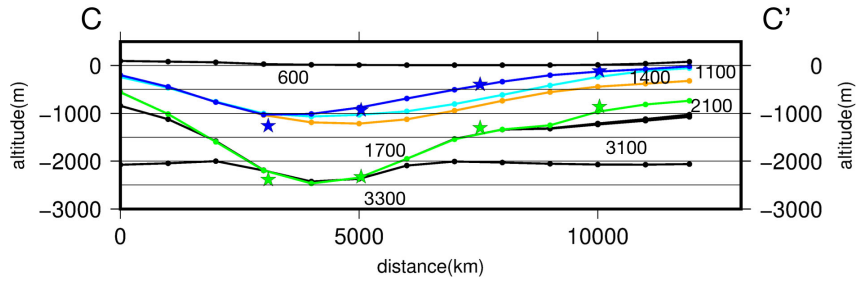


(b) 更新モデル

図27 B-B' モデル断面。凡例は図26に同じ。

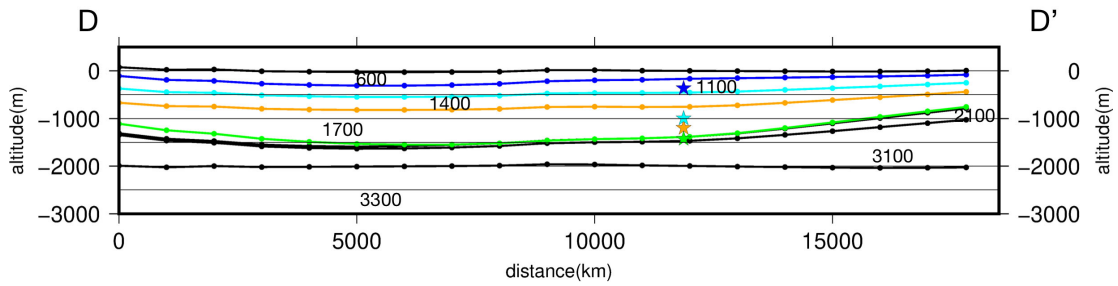


(a) 初期モデル

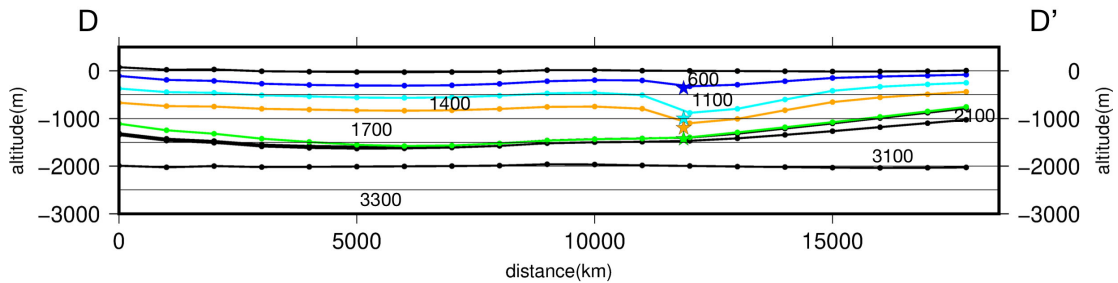


(b) 更新モデル

図28 C-C' モデル断面。凡例は図26に同じ。



(a) 初期モデル



(b) 更新モデル

図29 D-D' モデル断面。凡例は図26に同じ。

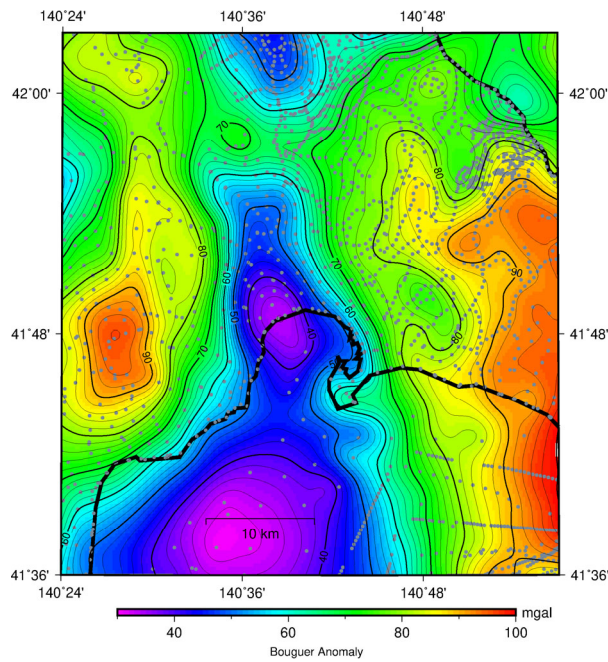
今回提案した深部地盤モデルの更新により、どの程度モデルが改善されたのかを理論重力異常から評価した。初期モデルおよび更新したモデルの各格子で構成される角柱の理論重力異常をPlouf (1976)の手法¹⁶⁾により計算した。各層の密度の設定をJ-SHIS V2モデルの設定に従い表3の通りとした。計算領域は打ち切りによる影響を小さくするために広めの領域とした。検討対象地域のブーゲー異常¹¹⁾を図30(a)に示す。一般的にブーゲー異常を求める際は、地下構造による影響に着目するために、地形と重力異常との相関が低くなる補正密度が用いられる。実際に求められる補正密度は風化等の影響で基盤相当のおよそ2.6 g/cm³よりも低くなる場合が多い¹⁷⁾。ここでは補正密度が2.3 g/cm³のデータを用いた。

初期モデルと更新モデルから計算された理論重力を図 30(b)、(c)に示す。どちらも函館平野から南南西側に続く低重力異常域がみられるといった大局的な傾向は変わらない。この低重力異常のピーク位置は更新モデルの方が実際のブーゲー異常 (図 30a) に近い。函館平野の東縁部の函館山付近で、更新モデルの方には高重力域の張り出しがみられ、やや重力異常の変化が急になる。また、函館山の北東部に小さな低重力域がみられる。この形状は実際のブーゲー異常 (図 30a) では明瞭に認められる。したがって、更新モデルの方が函館平野東部において、観測された重力異常の特徴に、より近い結果となった。

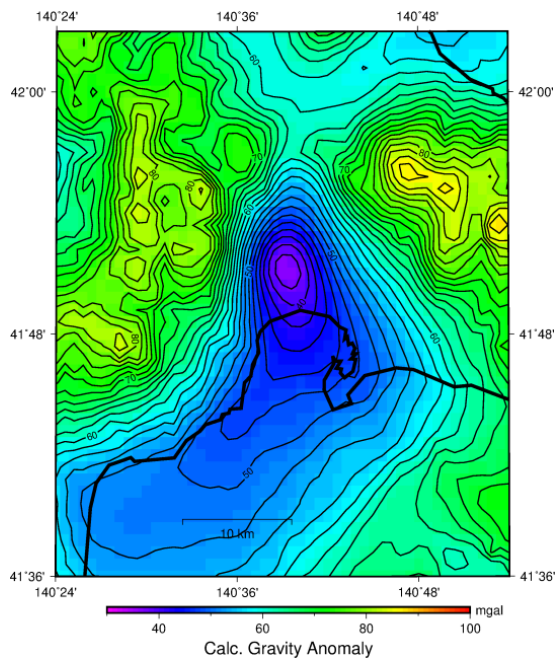
なお、平成 30 年度には、函館平野を含む渡島半島南部において、サブサブテーマ 2.3 により、平成 30 年度に渡島半島横断地殻構造調査が行われて、函館平野の一部を測線が通過している。これらの調査結果も反映し、令和元年度も引き続き、対象地域の深部地盤モデルの改良及びその検証を継続する。

表 3 密度設定一覧

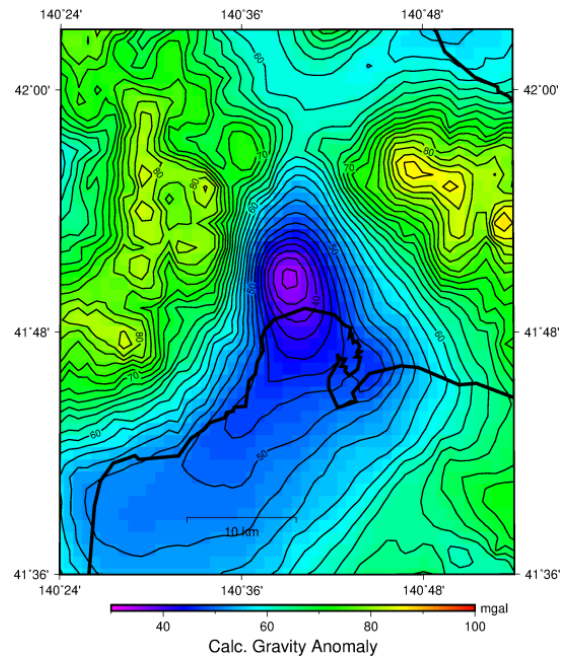
S 波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)
600	1.90
1,100	2.15
1,400	2.25
1,700	2.30
2,100	2.40
2,700	2.50
3,100	2.60
3,300	2.70
3,400	2.75



(a) ブーゲー異常データ



(b) 初期モデル



(c) 更新モデル

図30 (a) 産業技術総合研究所地質調査総合センター重力データベース¹¹⁾によるブーゲー異常データ (仮定密度 2.3 g/cm^3)。灰色丸印はデータベースに含まれている重力測定点。(b) 初期モデルによる理論重力異常。(c) 更新モデルによる理論重力異常。

3) 地震波形記録の収集

各都道府県では、全国展開されている国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET）、基盤強震観測網（KiK-net）、気象庁の計測震度計観測点に加えて、各地方自治体の震度情報ネットワークシステムによる計測震度計観測点が設置され、震度情報の発表や防災対応に活用されている。ここでは、秋田県震度情報ネットワークシステムの地震波形記録を収集し、整理した。波形データの収集に際しては、秋田県総務部総合防災課の協力を得た。また、青森県とも震度計波形データ提供のための協議を進めた。

秋田県震度情報ネットワークシステムは計 66 地点に計測震度計を設置している。今回は、平成 23 年 6 月から平成 29 年 12 月までの期間に観測された記録を収集することができた。震度計は高見沢サイバネティックス製 STR-350 である。加速度波形データは WIN 形式のフォーマットで収録され、サンプリング周波数は 100 Hz である。震度計更新時に撤去された旧計測震度計処理部のメモリカードに残っていた記録のみを収集することができたため、記録の存在する期間は観測点ごとに異なる。図 31 に秋田県震度情報ネットワークシステムで記録された地震の震央分布、図 32 に地震波形記録を収集した震度観測点の地図を示す。図 31 では、丸印の大きさと色で震源深さを表している。秋田県の内陸部や男鹿半島周辺の浅い地震及び東北日本のプレート境界付近で発生した地震の記録が多い。

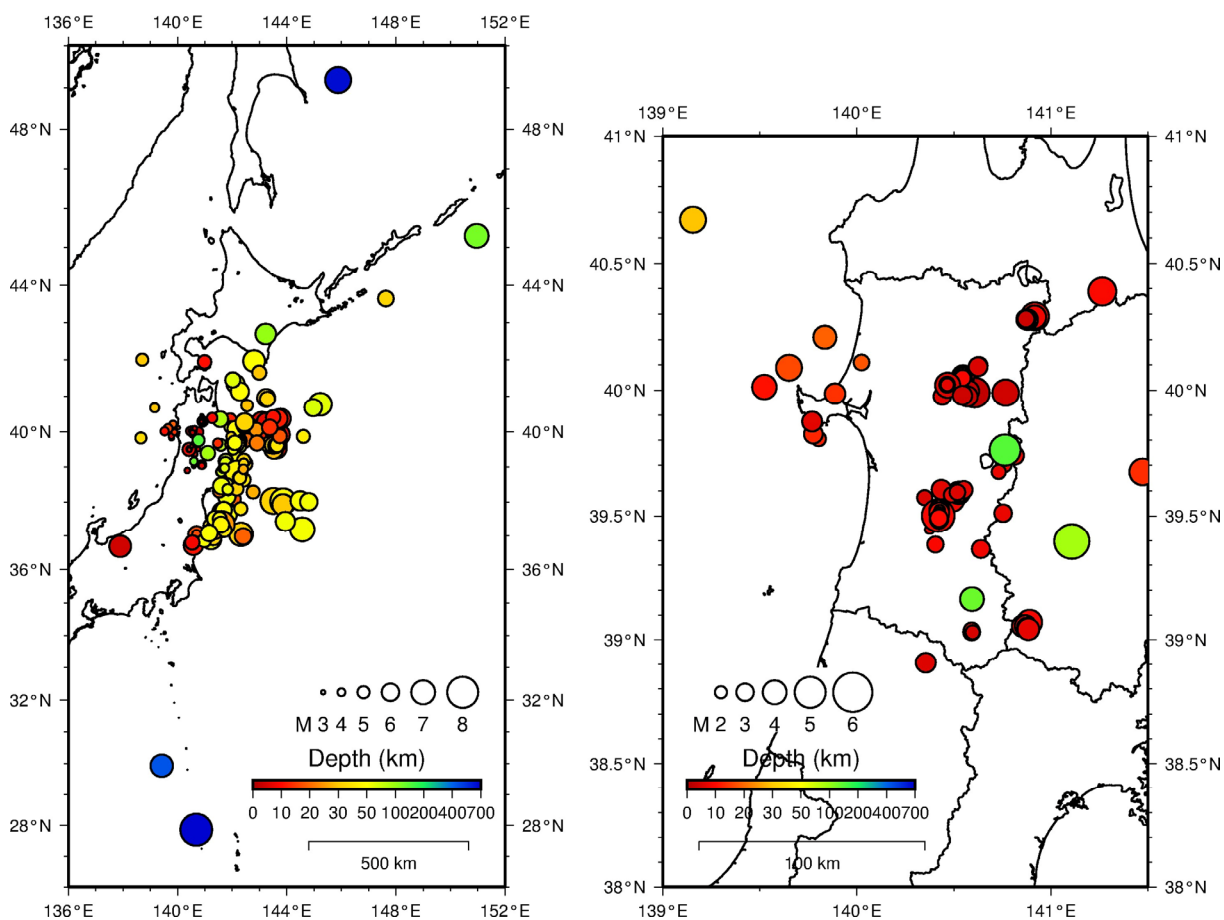


図31 秋田県震度情報ネットワークシステムから地震波形記録を収集した地震の震央分布（左：日本全国、右：秋田県周辺）

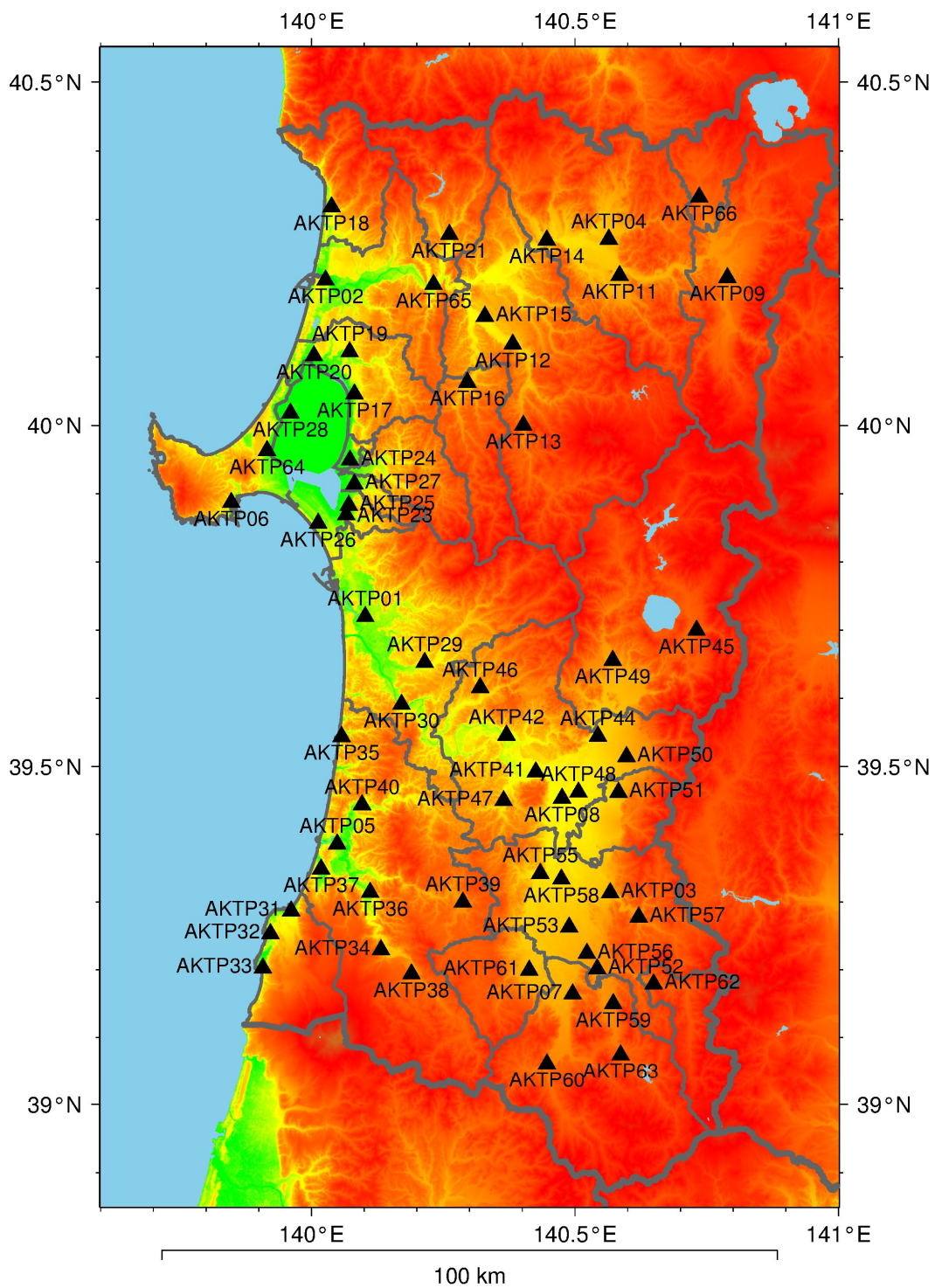


図 32 秋田県震度情報ネットワークシステムの観測点分布

秋田県震度情報ネットワークシステムから収集した記録の例として、平成29年9月27日5時22分に岩手県沖で発生した地震（ M_{JMA} 6.1、深さ35 km）の速度波形のEW成分を図33に示す。オリジナルの加速度波形を積分し、速度波形としたものに、0.05~10 Hzの帯域通過フィルターを適用した波形を図示した。横軸は気象庁による発震時刻からの経過時間（単位：秒）である。横手市や大仙市などを含み雄物川中流に位置する横手盆地（AKTP03、AKTP08、AKTP48、AKTP50、AKTP51、AKTP53、AKTP56、AKTP58）、米代川沿いの大館盆地（AKTP04、AKTP11）や花輪盆地（AKTP09）、秋田平野～八郎潟周辺（AKTP19、AKTP26、AKTP27）の観測点では、周囲の他の観測点に比べて地震動の振幅が相対的に大きく、継続時間も長い傾向にあり、堆積平野・堆積盆地の影響が現れている。

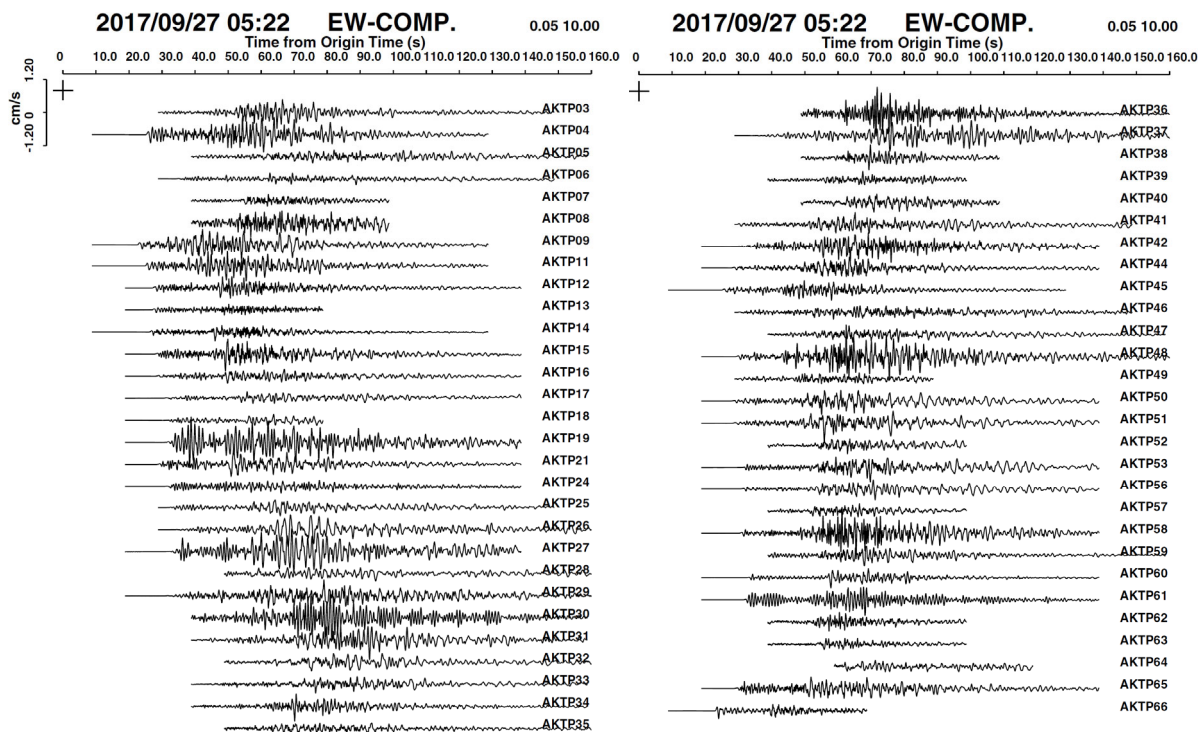


図33 秋田県震度情報ネットワークシステムから収集した波形記録例（平成29年9月27日5時22分岩手県沖の地震、EW成分）

4) 震源断層モデルに基づく強震動予測

a) 簡便法による強震動予測

サブサブテーマ 2.5 から提案された函館平野西縁断層帯の震源断層モデルを対象に、地震動予測式を用いた方法（簡便法）による強震動予測を実施した（図 34）。まず、サブサブテーマ 2.5 から提供された断層モデルパラメータ（基準点座標、上端深さ、走向、傾斜、すべり角、断層長さ、断層幅）から、断層面積を求めた。入倉・三宅（2001）の関係式¹⁸⁾を用い、断層面積から地震モーメントを得た。各ケースの断層パラメータを表 4 にまとめた。

司・翠川（1999）の地震動予測式¹⁹⁾

$$\log_{10} PGV = -1.29 + 0.58M_w + 0.0038h - \log_{10}(X + 0.0028 \cdot 10^{0.5M_w}) - 0.002X$$

を用い、断層最短距離 X とモーメントマグニチュード M_w から工学的基盤での最大速度（PGV）を求めた。ただし、上式中の h は震源深さである。次に、藤本・翠川（2006）による PGV 増幅率 R と AVS30 の関係の経験式²⁰⁾

$$\log_{10} R = 2.367 - 0.852 \log_{10} AVS30$$

を J-SHIS 表層地盤データ V3²¹⁻²³⁾ の AVS30 に適用し、工学的基盤から地表までの PGV 増幅率を求めた（図 35）。得られた増幅率を用い、工学的基盤の PGV を地表の PGV に変換した（図 36）。最後に、藤本・翠川（2005）の PGV と計測震度 I の関係の経験式²⁴⁾

$$I = 2.002 + 2.603 \log_{10} PGV - 0.213(\log_{10} PGV)^2 \quad (I \geq 4)$$

を用いて、地表での計測震度を計算した。

この計算により得られた震度分布を図 37 に示す。震度は計測震度に対応する気象庁震度階に応じて色分けした。ただし、計測震度 4.0 未満の領域は着色していない。断層帯の東に位置する函館平野では、AVS30 が相対的に小さいために地盤増幅率が大きく、地表で予測される地震動は、平野内の一部で震度 6 強～7 と強い揺れとなる予測結果となった。このため、函館平野の三次元地下構造や震源断層破壊の不均質性を考慮してより詳細に地震動特性を検討するため、詳細法（ハイブリッド法）による強震動シミュレーションを実施することとした。

表 4 簡便法による強震動予測のための断層パラメータ

基準点緯度	北緯 41.934 度
基準点経度	東経 140.633 度
深さ (TP-)	1.0 km
走向 / 傾斜 / すべり角	187 度 / 45 度 / 88 度
長さ	27.3 km
幅	19.8 km
地震モーメント	1.63×10^{19} Nm
モーメントマグニチュード M_w	6.7

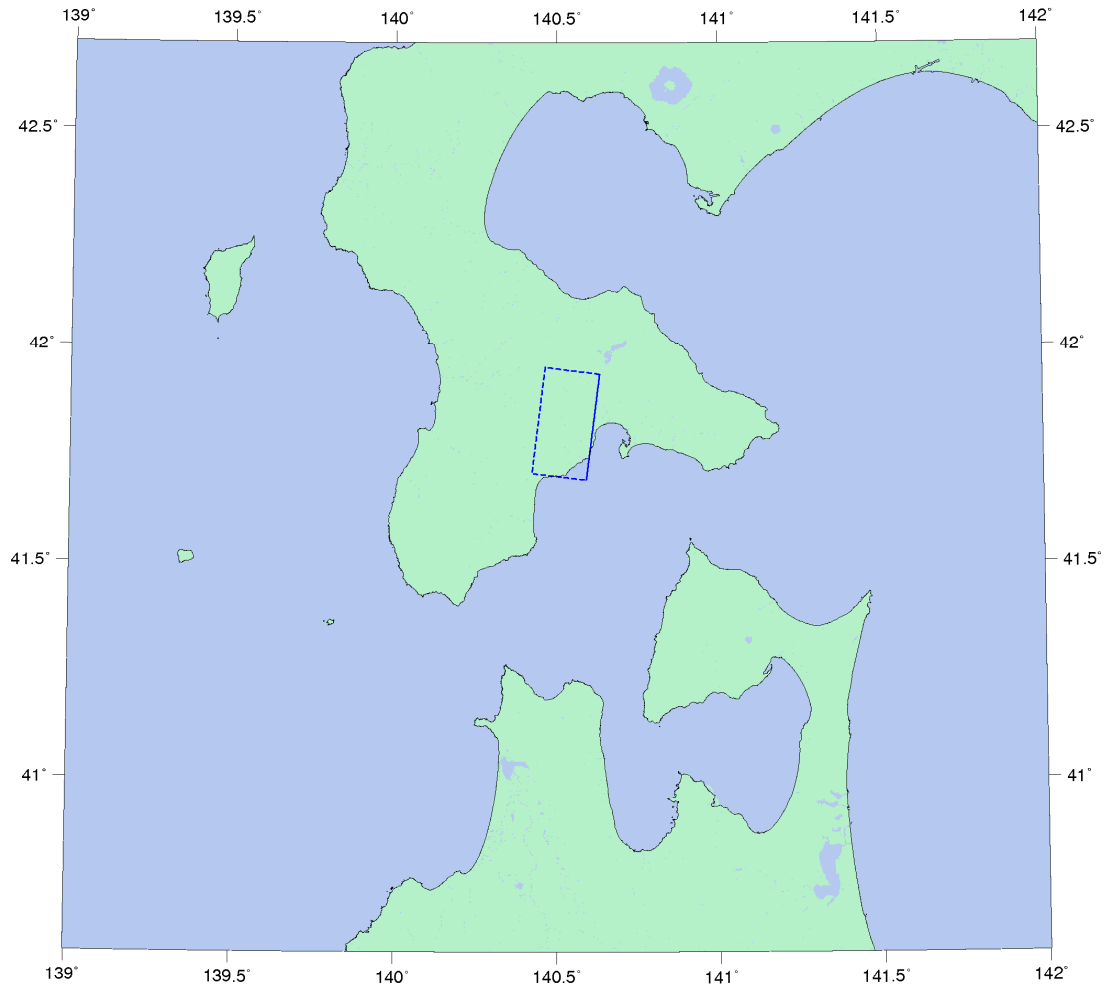


図34 強震動予測の検討対象とした函館平野西縁断層帯の矩形断層モデル（実線が断層
 上端を表す）

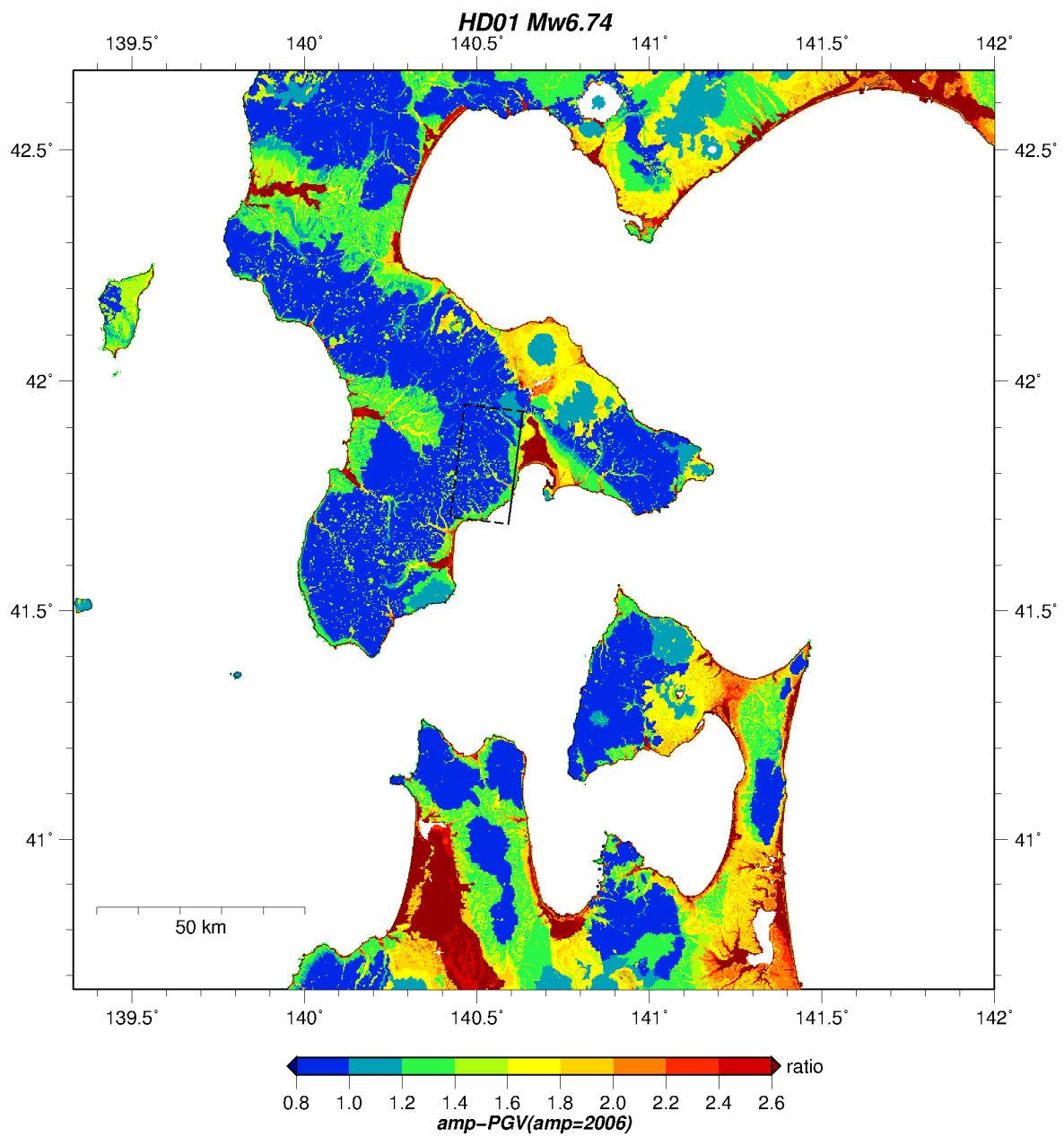


図 35 J-SHIS 表層地盤データ V3 に基づく地盤増幅率

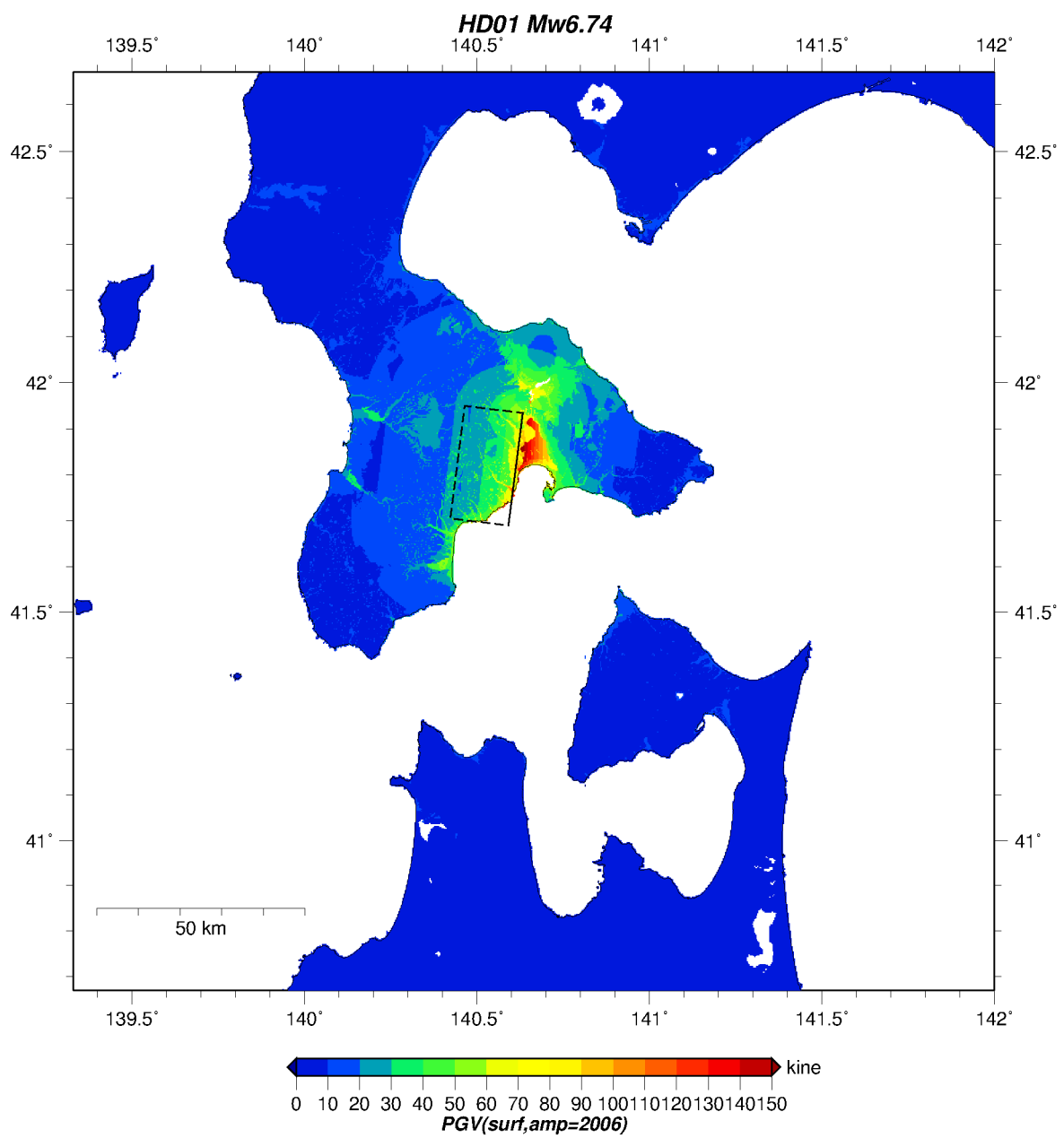


図 36 簡便法による地表の PGV 分布

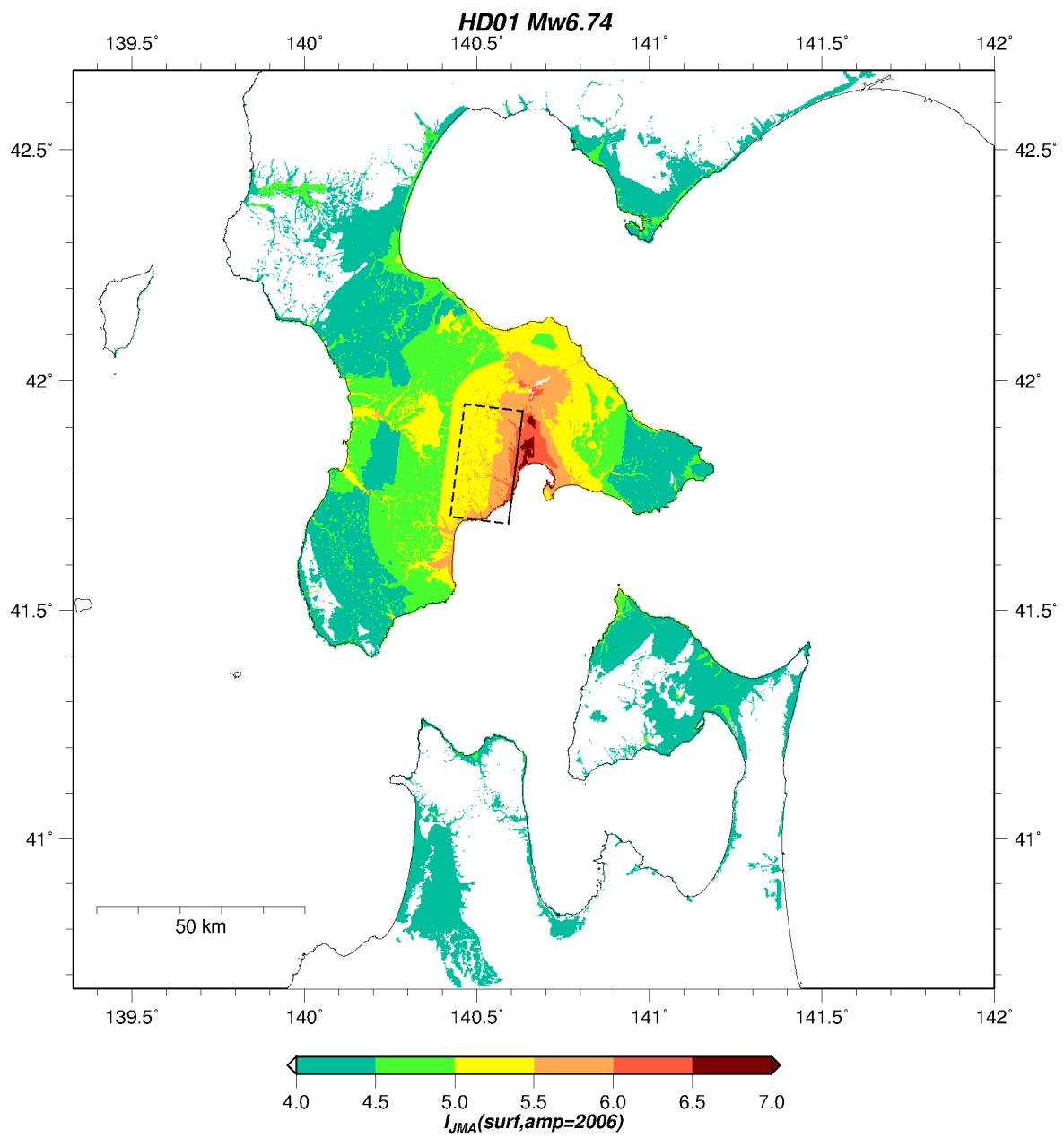


図 37 簡便法による地表の震度分布

b) 詳細法（ハイブリッド法）による強震動予測

簡便法による強震動予測結果を踏まえると、函館平野西縁断層帯が活動した場合に函館平野周辺で震度 6 強～7 の強い揺れに見舞われる可能性があることから、地盤モデルを用いて、より詳細に地震動分布を検討するため、函館平野西縁断層帯（HD01 断層）を対象にハイブリッド法を用いた詳細法による強震動予測を実施した。

i) 詳細法のための震源モデルの設定

簡便法と同様に、矩形断層の位置、形状については、サブサブテーマ 2.5 の成果に従った。サブサブテーマ 2.5 からは矩形断層モデルが提供されているため、これをもとに、地震調査研究推進本部の「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（レシピ）」²⁵⁾を参考にして、強震動生成域（アスペリティ）及び背景領域のパラメータ設定を行った。このモデルでは、強震動生成域は 2 つ配置した。破壊様式の違いによる強震動予測結果の違いを把握するため、破壊開始点の異なる 2 ケースのシナリオを想定した。それら 2 ケースの震源断層破壊シナリオに基づいてハイブリッド法による波形合成を行い、地表面での最大速度及び震度分布を推定した。HD01 断層で設定したパラメータの一覧を表 5 にまとめ、設定した震源モデルの模式図を図 38 に示す。ここでの震源断層パラメータ設定は、強震動の試算を目的としているため、サブサブテーマ 2.5 から提供された震源断層の矩形モデルのうち地震基盤よりも上にある部分（図 38 のグレーの部分）については、地震発生層の外であるとして、特性化震源モデルの背景領域として含めていない。ハイブリッド法による地震動予測の対象領域を図 39 に青枠で示す。

ii) 統計的グリーン関数法による予測地震動の計算

工学的基盤における高周波数帯域の地震動は統計的グリーン関数法（SGF）を用いて計算した。 ω^2 則に従うスペクトルモデル（Boore, 1983）²⁶⁾を用いて統計的グリーン関数を作成し、これを要素地震として入倉（1994）の手法²⁷⁾を用いて波形合成を行った。破壊伝播速度には、乱数による一定のばらつきを与えている。高周波数遮断フィルターの遮断周波数 f_{\max} は、鶴来・他（2017）²⁸⁾による 9.4 Hz を用いた。フィルター形状は表 5 に記載している。統計的グリーン関数法のサブ断層サイズは 1 km×1 km とした。統計的グリーン関数法の計算出力地点は、J-SHIS の深部地盤モデル V2 のメッシュ中心点とした。J-SHIS 深部地盤モデル V2 では、旧日本測地系の第 3 次メッシュコード毎に各層境界の深さが与えられており、そのメッシュ間隔は約 1 km（緯度方向の間隔 30 秒、経度方向の間隔 45 秒）である。計算地点毎に直下の深部地盤構造のパラメータ（P 及び S 波速度、密度、Q 値）を J-SHIS 深部地盤モデル V2 から抽出することにより、水平成層構造として与えた。地震基盤から深部地盤に入射した地震動の応答は、Haskell matrix 法²⁹⁾により評価し、工学的基盤（ここでは $V_s = 600$ m/s 層の上面）での予測波形を得た。図 40 に統計的グリーン関数法により計算された地震動の工学的基盤での最大速度（PGV）を示す。

iii) 差分法による予測地震動の計算

工学的基盤における低周波数帯域の地震動は差分法（FDM）を用いて計算した。ここでは、スタッガードグリッドを用いた三次元差分法³⁰⁾を使用した。計算モデルは統計的グリーン関数法と同じ東西方向 158 km、南北方向 122 km の領域をカバーし、両方向とも

に 0.1 km のグリッド間隔で離散化を行った。深さ方向に関しては 44 km までモデル化し、深さ 8 km 以浅は 0.08 km、8~19.36 km は 0.16 km、19.36 km 以深は 0.32 km の可変グリッド間隔³¹⁾を用いて離散化した。ケース 1 およびケース 2 に対して、破壊開始から 100 秒間の速度波形を 20,064 地点分（緯度方向 30 秒、経度方向 45 秒毎）計算した。

統計的グリーン関数法で用いられた震源モデルサブ断層サイズは 1 km×1 km で定義されているが、差分法での地震動計算にあたり、各小断層を 0.2 km×0.2 km にさらに細分化した。細分化された各小断層の中心に点震源を配置し、12,825（走向方向 27×5×傾斜方向 19×5）個の点震源によって震源モデルを表現した。各点震源における破壊開始時刻は、統計的グリーン関数法での 1 km×1 km のサブ断層の破壊開始時刻を双三次補間したものを与えた（図 41）。また、各点震源のすべり時間関数は中村・宮武（2000）による関数³²⁾を使用した。

堆積層・地震基盤・上部地殻は J-SHIS 深部地盤モデル V2、下部地殻およびマントルは全国 1 次地下構造モデルの三次元速度構造モデル³³⁾を使用した。なお、Q 値は $Q_P = Q_S = Q_0 \cdot f/f_0$ を用いて与え、参照周波数 f_0 は藤原・他（2012）⁷⁾と同様に 1 Hz を使用した。また、差分法で地震動を計算する際、地形の凹凸を平坦化する必要があるが、ここでは第 1 層から第 8 層の層厚を保持したまま凸部（山地）を地中に埋め込み、凹部（海底）を地表に持ち上げる処理を行った。図 42 に差分法により計算された周波数 1 Hz 以下（周期 1 秒以上）の地震動の PGV を示す。

iv) ハイブリッド法による予測地震動の計算

先に得られた統計的グリーン関数法 (SGF) による地震動 (高周波数帯域) と差分法 (FDM) による地震動 (低周波数帯域) をハイブリッド合成し、広帯域での地震動を計算した。ハイブリッド合成法は、高周波数帯域と低周波数帯域においてそれぞれ求めた 2 つの計算波形を合成して広帯域地震動を評価する方法である³⁴⁾⁻³⁶⁾。図 43 にハイブリッド法による地震動合成フローを示す。具体的な計算手順を以下に述べる。

- ① 統計的グリーン関数法による地震動と差分法による地震動をハイブリッド合成することで、工学的基盤面（解放基盤）のシミュレーション速度波形を計算し、その波形から工学的基盤面の PGV を求める。
- ② J-SHIS 表層地盤データ V3 に基づく AVS30 を用い、工学的基盤面の PGV と藤本・翠川 (2006)²⁰⁾ による PGV 地盤増幅率（図 35）から、地表の PGV を求める。
- ③ 藤本・翠川 (2005) の計測震度推定法²⁴⁾ を用いて、地表の PGV から地表の計測震度 I を計算する。

ハイブリッド合成の接続周波数は 1 Hz（接続周期 1 秒）とし、対数軸上で 1 Hz を中心とする遷移周波数 0.5 Hz~2.0 Hz のハイパスフィルター（SGF による高周波数帯域波形に適用）及びローパスフィルター（FDM による低周波数帯域波形に適用）を用いて時刻歴波形をフィルター処理し、時刻歴で重ね合わせた。図 44 にハイブリッド合成時のフィルターを周波数領域で見た模式図を示す。同図に示すように、遷移周波数帯で相補的に低減するフィルター（マッチング・フィルター）を施し、合成後の振幅が変化しないようにしている。

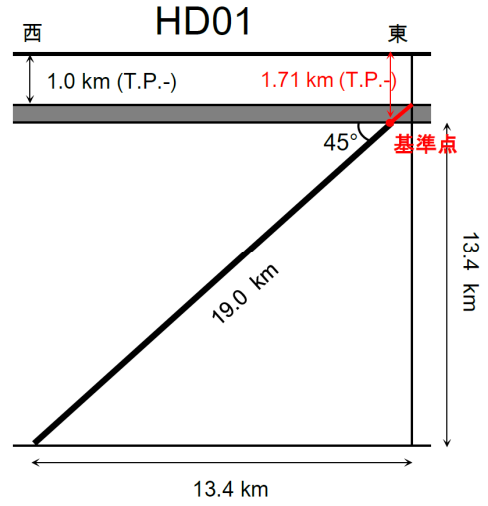
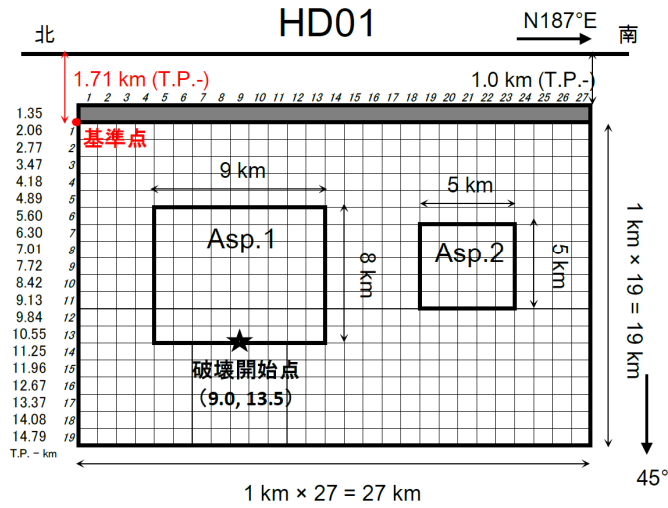
また、ハイブリッド合成の際は、狭帯域のバンドパスフィルター処理を行った SGF 波形

とFDM波形の主要動部分の相互相関が最大となる時刻で合成を行った。まず、SGF波形とFDM波形のそれぞれに遷移周波数（0.5～2.0 Hz）を通過帯域とした狭帯域のバンドパスフィルター処理を行う。次に、狭帯域波形となったSGF波形を-2.00秒から+2.00秒まで0.01秒ずつずらして、同様に狭帯域波形となったFDM波形との相互相関係数を計算する。最後に、相互相関係数が最大となる時刻でハイブリッド合成を行う。評価に用いた相互相関係数は、水平2成分（NS、EW）の相互相関係数の和で与えた。また、表面波等の影響が考えられる後続波部分で相関を取らないことを目的に、相関を取る区間はS波到達時刻の-1秒から+10秒の11秒間とした。S波到達時刻はSGFの計算過程で得られる波線追跡の結果から得た時刻とした。

次に、J-SHIS 表層地盤データ V3 から求められる AVS30 を用いて、工学的基盤でのPGVを藤本・翠川（2006）による AVS30 と PGV 増幅率の経験式²⁰⁾を用いて換算し、地表のPGVを求めた。最後に、藤本・翠川（2005）の地表PGVと計測震度の経験式²⁴⁾を用いて、地表の計測震度 I_{MA} を得た。これらの経験式は、前述の簡便法で記載しているものと同じである。このとき、J-SHIS 表層地盤データ V3 は世界測地系（日本測地系 2000）の4分の1地域メッシュコード（約250 m 間隔）に対して与えられているため、以下の手続きで計算した。まず、J-SHIS 表層地盤データ V3 の4分の1地域メッシュコードに対応する緯度・経度を旧日本測地系に変換した後、旧日本測地系の4分の1地域メッシュコードに変換した。次に、この旧日本測地系4分の1地域メッシュコード左8桁と同じコードとなるJ-SHIS 深部地盤モデル V2 の第3次メッシュコードに対応する工学的基盤での予測波形に、表層地盤データによる増幅率を適用し、約250 m 間隔での予測震度分布を得た。地図などへの作図に際しては、再度測地系を世界測地系に戻す作業を行っている。

ハイブリッド法により最終的に得られた工学的基盤でのPGV分布を図45に、地表でのPGV分布を図46に、地表での計測震度分布を図47に示す。北側の強震動生成域の下端から破壊が開始するケース1では、北斗市や七飯町など函館平野内の広い範囲で地表のPGVが100 cm/s以上、震度6強～7の強い揺れが予測された。これに対し、南側の強震動生成域の下端から破壊が開始するケース2では、函館平野内の震度6強以上の領域はケース1に比べて小さいものの、渡島半島全体で見たときの震度5強以上の領域は、より広い範囲に分布している。地下構造が予測地震動に及ぼす影響も大きいことから、次年度以降、本業務で新たに改良された地盤モデルでの再計算を行い、地震動特性の違いを調べることも必要である。なお、断層に近い領域の地震動レベルは、強震動生成域（アスペリティ）の深さや位置など、仮定する震源断層モデルによっても違いが生じ得ることに留意する必要がある。

(a) HD01 断層 ケース 1



(b) HD01 断層 ケース 2

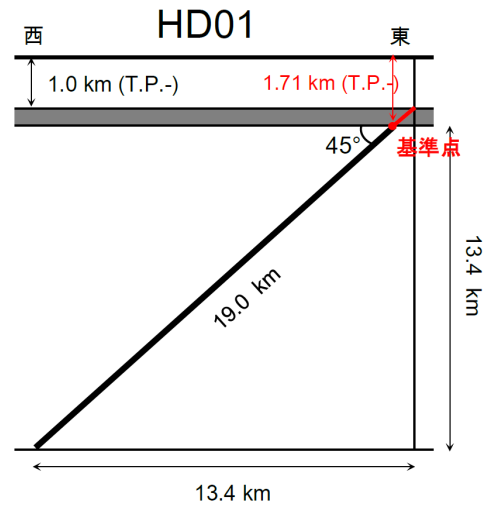
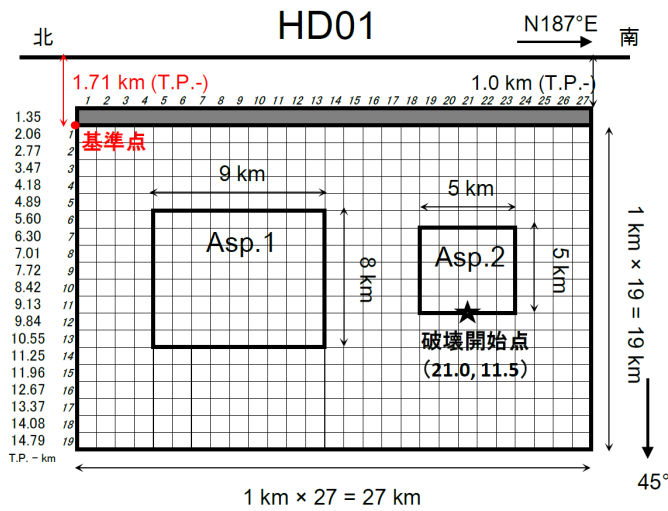


図 38 設定した震源モデルの模式図

表 5 HD01 断層の震源断層パラメータ

パラメータ	記号	設定値	単位	設定根拠	
基準点緯度(世界測地系)		41.9347	度	サブサブテーマ2.5の成果をもとに本業務で設定	
基準点経度(世界測地系)		140.6242	度	サブサブテーマ2.5の成果をもとに本業務で設定	
基準点深さ		1.7	km	サブサブテーマ2.5の成果をもとに本業務で設定	
走向角		187	度	サブサブテーマ2.5の成果	
傾斜角		45	度	サブサブテーマ2.5の成果	
すべり角		88	度	サブサブテーマ2.5の成果	
断層長さ(走向方向)	L	27	km	サブサブテーマ2.5の成果	
地震発生層上端深さ	H_s	1.7	km	サブサブテーマ2.5の成果をもとに本業務で設定	
地震発生層下端深さ	H_d	15.1	km	サブサブテーマ2.5の成果をもとに本業務で設定	
地震発生層の厚さ	T_s	13.4	km	$T_s = H_d - H_s$	
断層幅(傾斜方向)	W	19	km	サブサブテーマ2.5の成果をもとに本業務で設定	
断層面積	S	513	km ²	$S = L \times W$	
地震モーメント	M_0	1.46E+19	Nm	$(S/(4.24 \times 10^{-11}))^2 \times 10^7$ (Irikura and Miyake, 2011)	
モーメントマグニチュード	M_w	6.7		$(\log_{10} M_0 - 9.1) / 1.5$ (Hanks and Kanamori, 1979)	
断層面積に対する等価半径	R	12.8	km	$R = (S_i / \pi)^{1/2}$	
断層全体の静的応力降下量	$\Delta\sigma$	3.1	MPa	$(7/16) \times (M_0 / R^3)$ (Eshelby, 1957)	
断層全体の平均すべり量	D	0.9	m	$D = M_0 / \mu S$	
短周期レベル	A	1.30E+19	Nm/s ²	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ (壇・他, 2001)	
小断層長さ(走向方向)	dL	1.0	km	本業務で設定	
小断層幅(傾斜方向)	dW	1.0	km	本業務で設定	
アスペリティ総面積の等価半径	R_a	5.6	km	$R_a = (7\pi/4) \times \{M_0 / (AR)\} \times \beta^2$ (Boatwright, 1984; 壇・他, 2001)	
アスペリティの総面積	S_a	99.1	km ²	$S_a = \pi R_a^2$	
アスペリティの総面積(計算用)	S'_a	97.0	km ²	本業務で設定	
アスペリティの平均すべり量	D_a	1.8	m	$D_a = 2.0D$ (Somerville et al., 1999; 石井・他, 2001)	
アスペリティの総地震モーメント	M_{0a}	5.65E+18	Nm	$M_{0a} = \mu D_a S_a$	
アスペリティ面積/断層面積比	S_a / S	0.19			
アスペリティの実効応力	$\Delta\sigma_a$	15.9	MPa	$\Delta\sigma_a = (S/S_a) \Delta\sigma$ (Madariaga, 1979)	
各アスペリティの番号		Asp.1	Asp.2		
各アスペリティ面積の等価半径	R_{ai}	4.8	2.9	km	入倉・三宅(2001)に従い、面積比を16:6とする
各アスペリティの等価半径の比率	γ_i	0.85	0.52		$\gamma_i = R_{ai} / R_a$
各アスペリティの面積	S_{ai}	72.1	27.0	km ²	$S_{ai} = \pi R_{ai}^2$
各アスペリティの面積(計算用)	S'_{ai}	72.0	25.0	km ²	$L'_a \times W'_a$
各アスペリティの平均すべり量	D_{ai}	2.0	1.2	m	$D_{ai} = (\gamma_i / \sum \gamma_i^3) D_a$
各アスペリティの地震モーメント	M_{0ai}	4.60E+18	1.06E+18	Nm	$M_{0ai} = \mu D_{ai} S_{ai}$
各アスペリティの実効応力	σ_{ai}	15.9	15.9	MPa	$\Delta\sigma_a$ に等しいと仮定
各アスペリティの長さ(走向方向)(計算用)	L'_a	9.0	5.0	km	本業務で設定
各アスペリティの幅(傾斜方向)(計算用)	W'_a	8.0	5.0	km	本業務で設定
各アスペリティのライズタイム	Tr_a	1.6	1.0	s	$Tr_a = 0.5W'_a / V_r$
背景領域の総地震モーメント	M_{0b}	8.98E+18	Nm	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	
背景領域の総面積	S_b	413.9	km ²	$S_b = S - S_a$	
背景領域の総面積(計算用)	S'_b	416.0	km ²	本業務で設定	
背景領域の平均すべり量	D_b	0.7	m	$D_b = M_{0b} / \mu S_b$	
背景領域の実効応力	σ_b	2.4	MPa	$\sigma_b = (D_b / W) \times (\pi^{1/2} / D_a) \times r \times \sum \gamma_i^3 \times \sigma_a$	
各背景領域のライズタイム	Tr_b	3.9	s	$Tr_b = 0.5W / V_r$ (Day, 1982)	
S波速度	β	3.4	km/s	J-SHIS 深部地盤モデルV2	
密度	ρ	2.75	g/cm ³	J-SHIS 深部地盤モデルV2	
剛性率	μ	31.8	GPa	$\mu = \rho\beta^2$	
破壊伝播速度	V_r	2.4	km/s	$V_r = 0.72\beta$ (Geller, 1976)	
破壊様式		同心円破壊		本業務で設定	
高周波数遮断フィルター	f_{max}	9.4	Hz	鶴来・他(2017)	
フィルター形状		$1/(1+(f/9.4)^{1.68})^{1/2}$		鶴来・他(2017)	

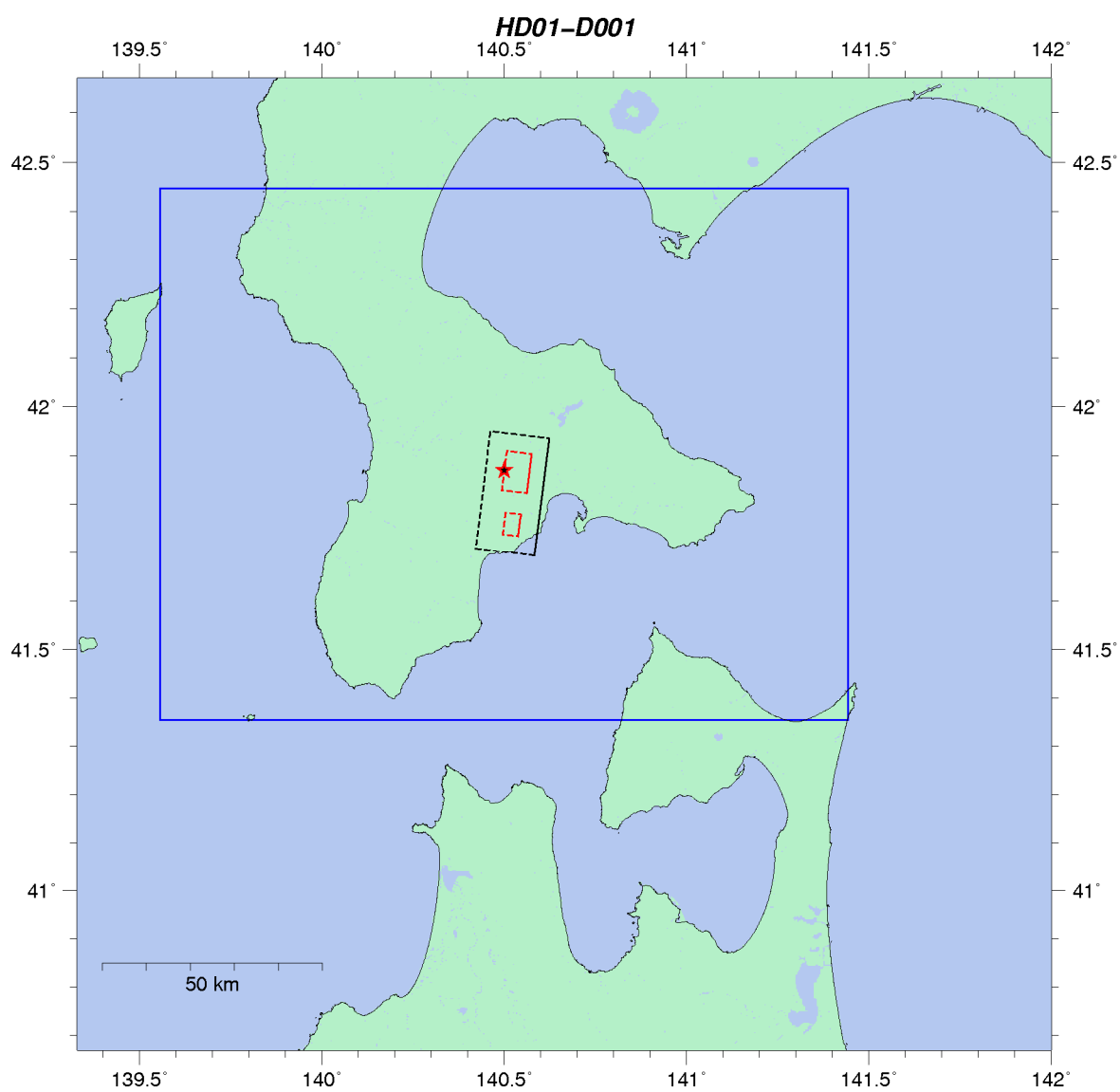


図39 ハイブリッド法の計算対象領域（青枠で囲まれた領域）。震源モデルの模式図はケース1のもの（図38a）を示す。★は破壊開始点。

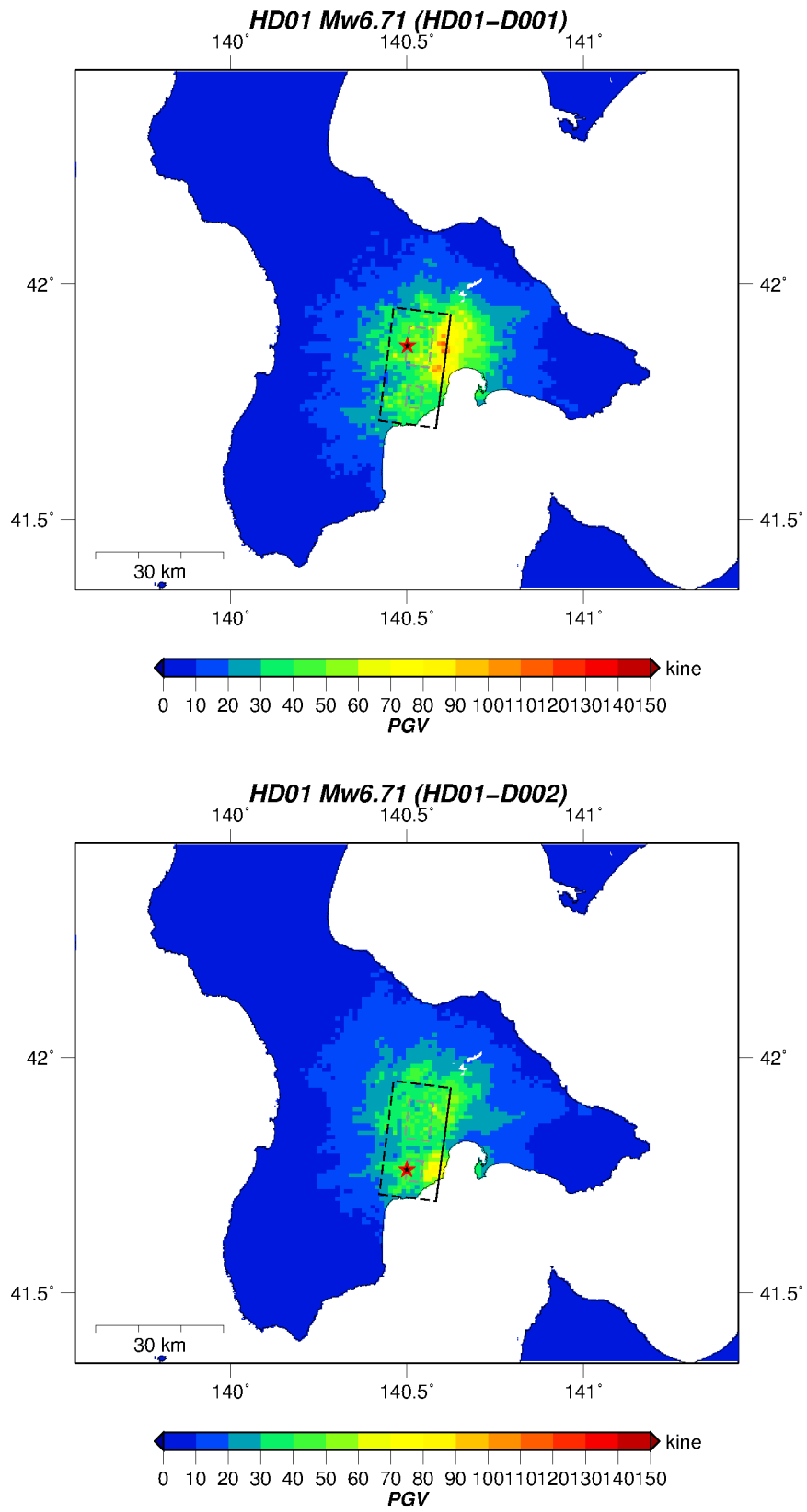


図40 統計的グリーン関数法による工学的基盤上でのPGV分布（上：ケース1、下：ケース2、★：破壊開始点）

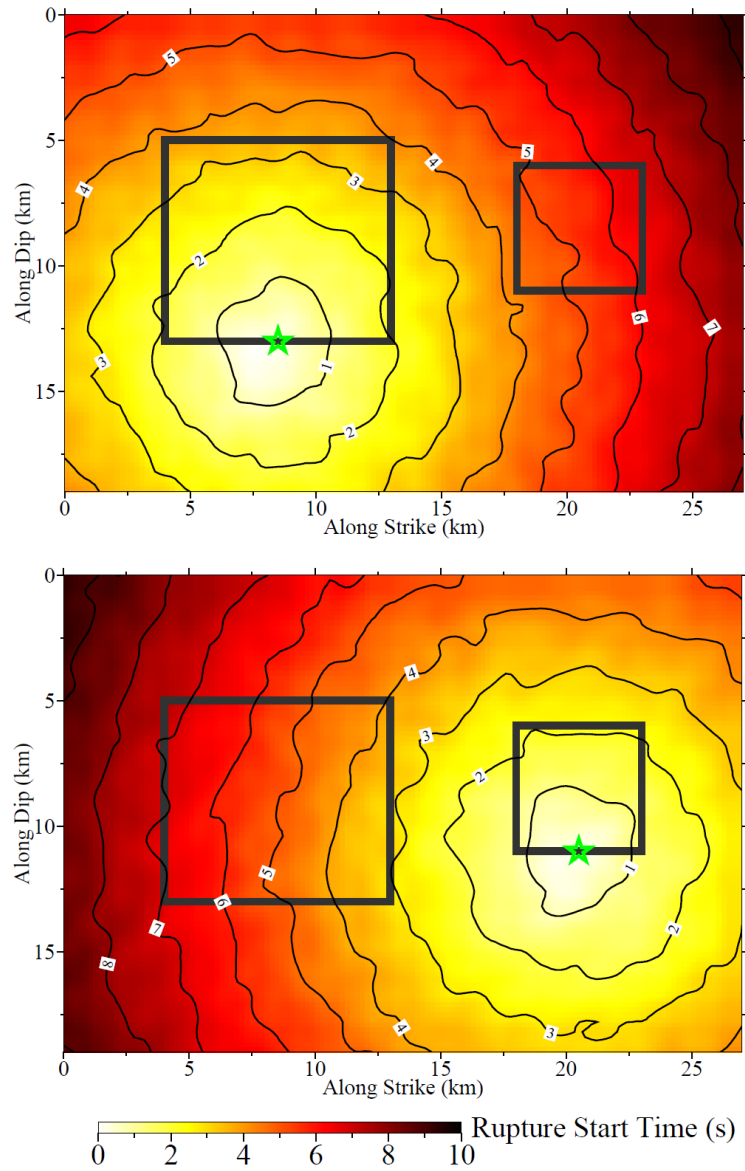


図41 0.2 km×0.2 kmメッシュの補間後の震源モデル（上：ケース1、下：ケース2）の破壊時刻。コンター間隔は1秒である。矩形領域は強震動生成域、★は破壊開始点。

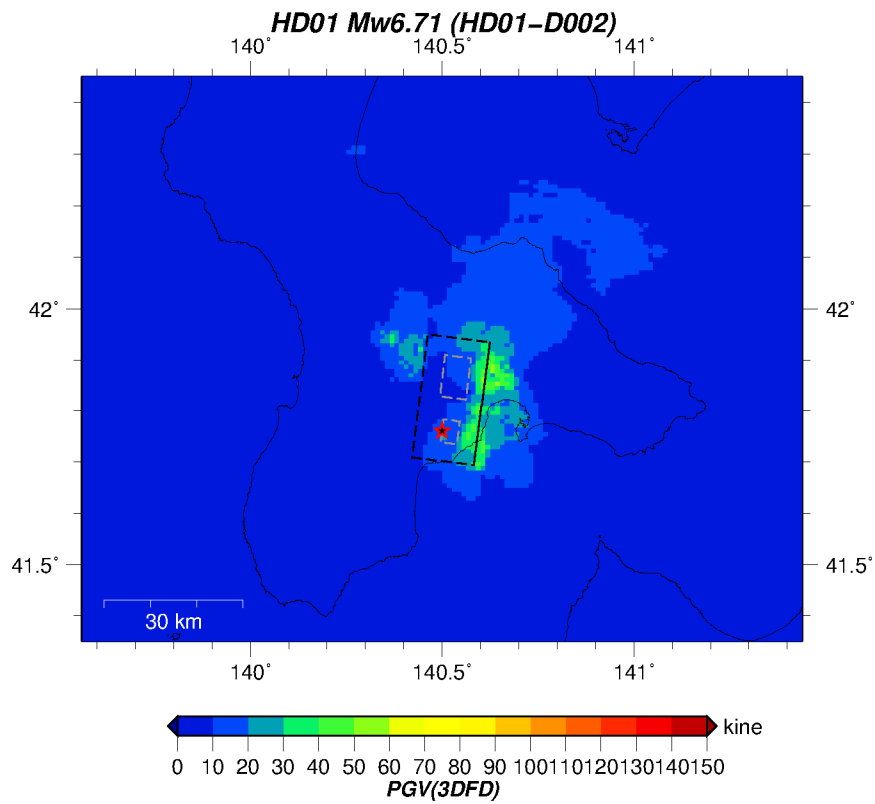
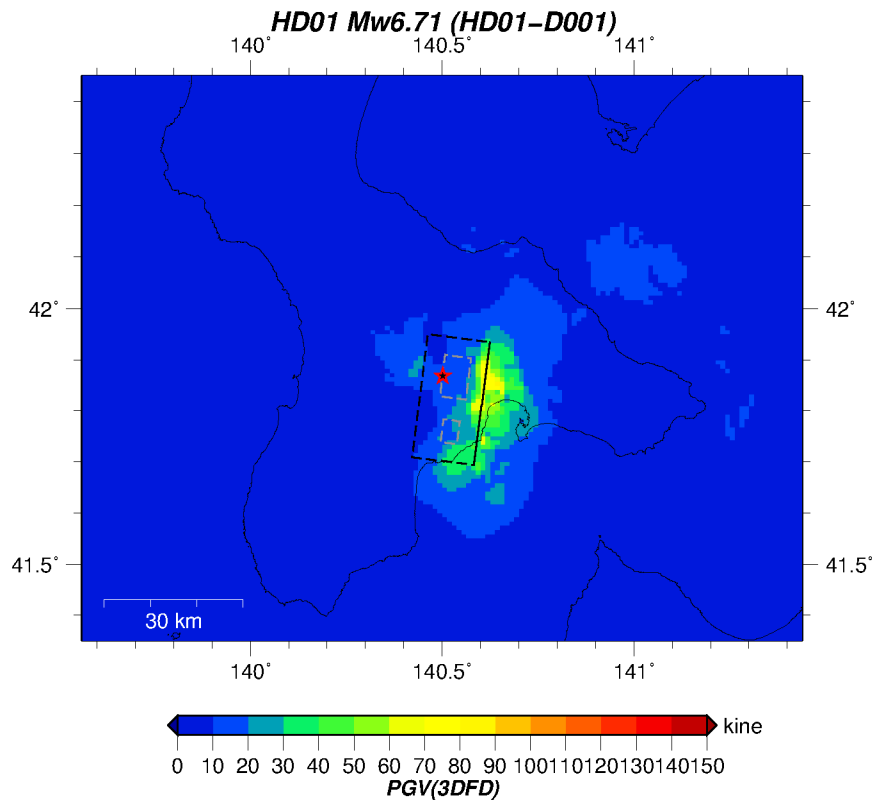


図42 差分法による工学的基盤上でのPGV分布（周波数1 Hz以下、上：ケース1、下：ケース2、★：破壊開始点）

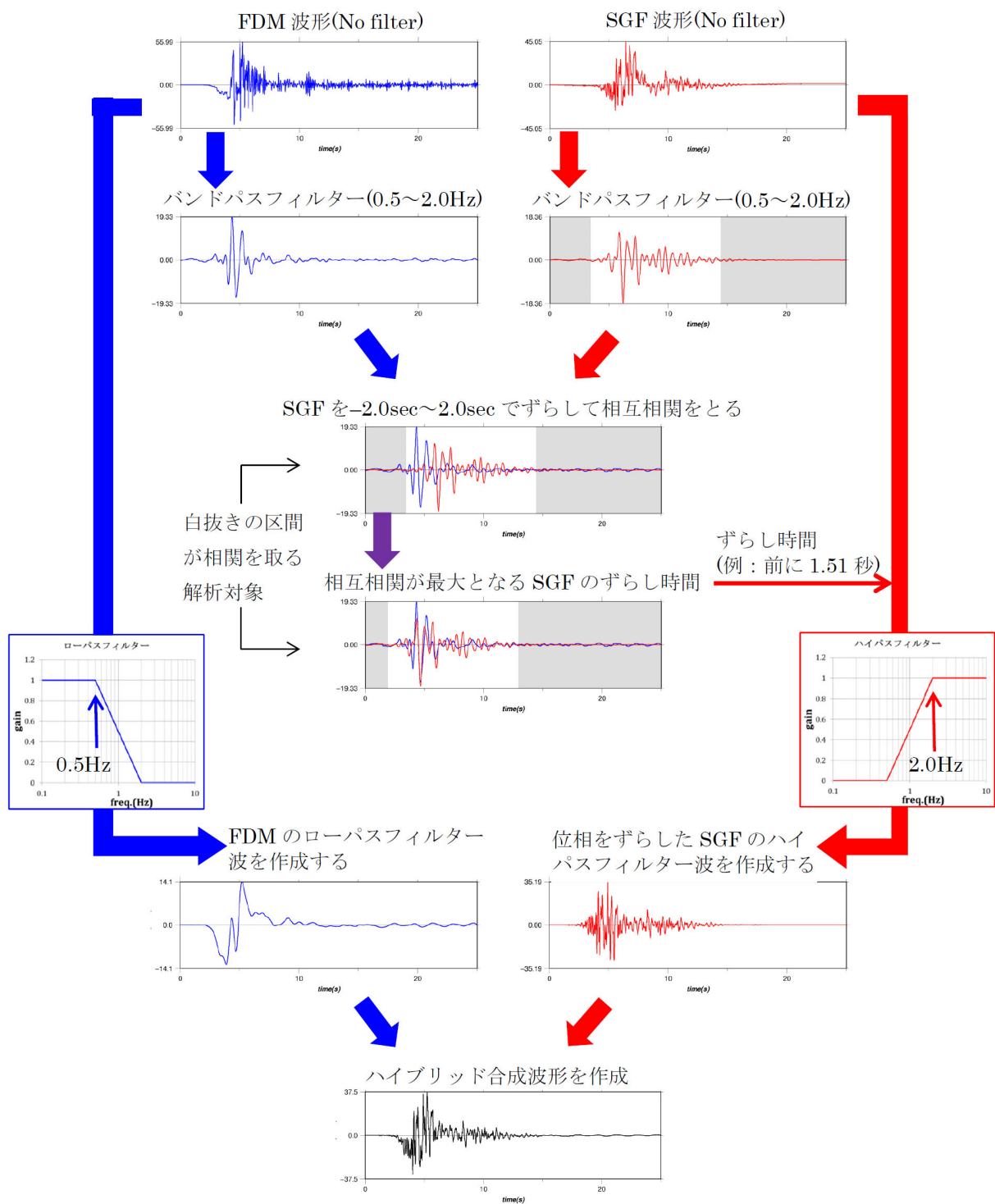


図 43 ハイブリッド法による地震動合成フロー

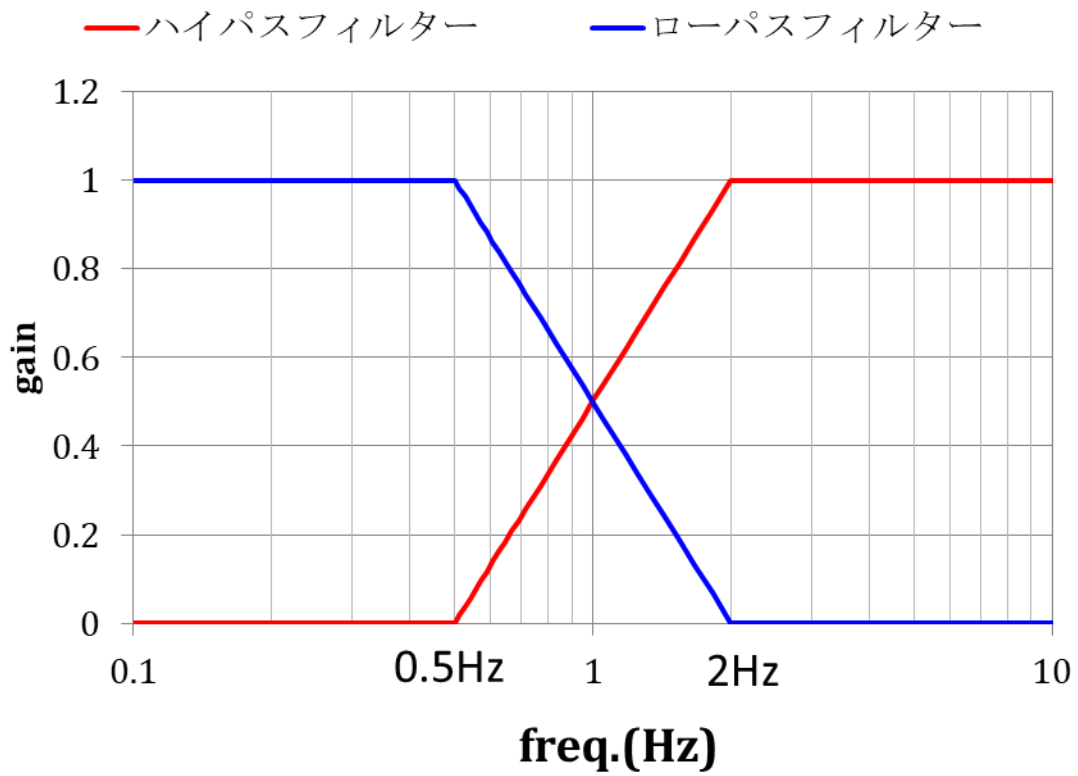


図 44 ハイブリッド合成時のフィルターの模式図

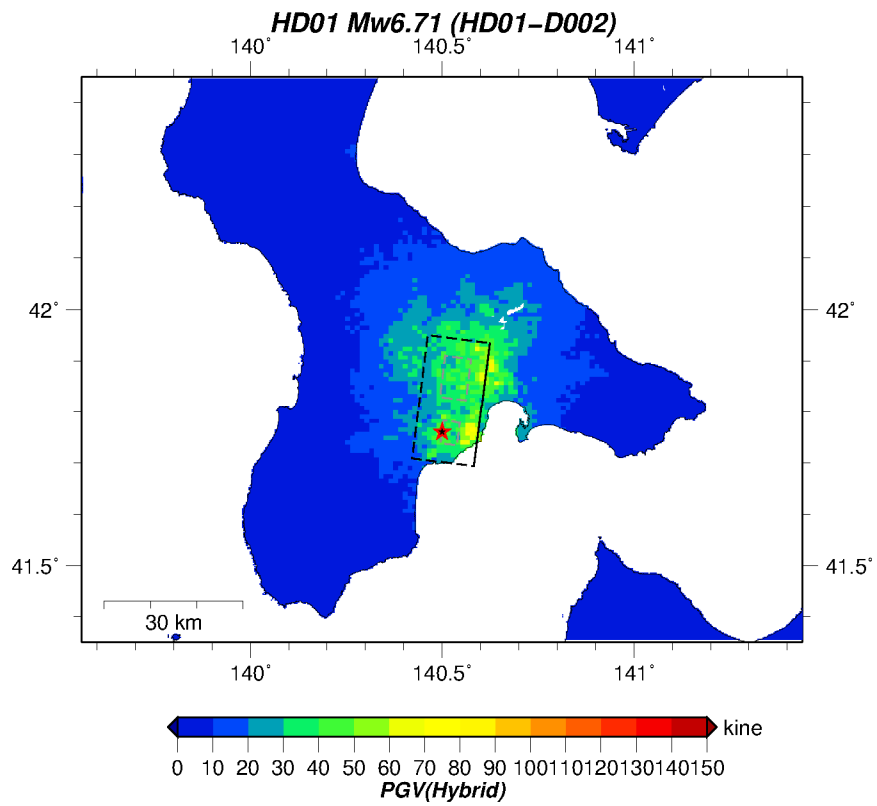
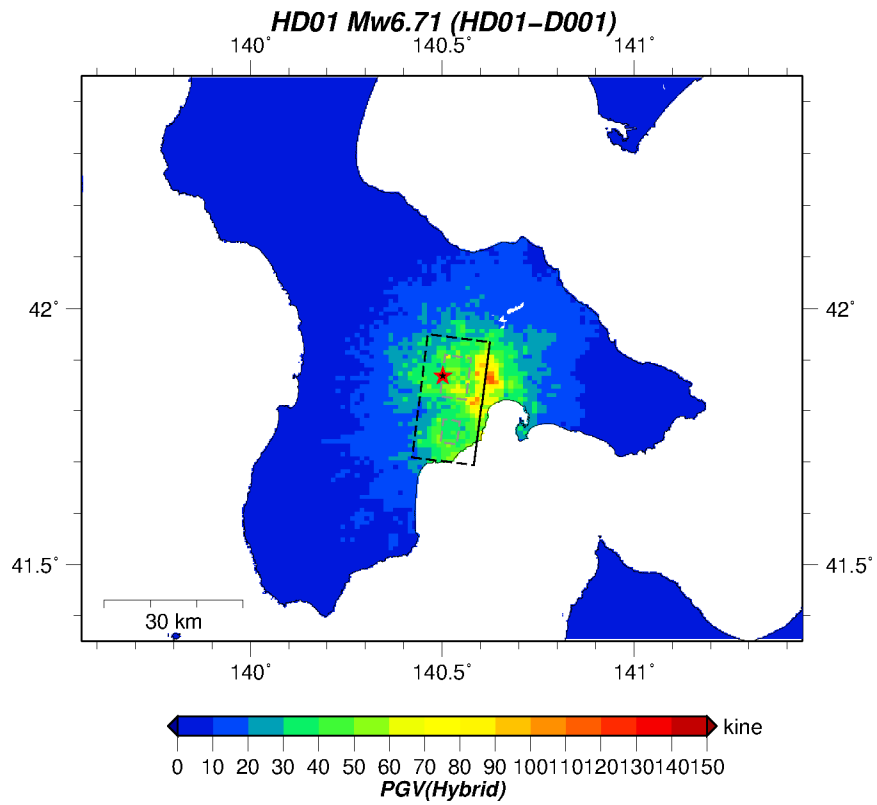


図45 ハイブリッド法による工学的基盤上でのPGV分布（上：ケース1、下：ケース2、★：破壊開始点）

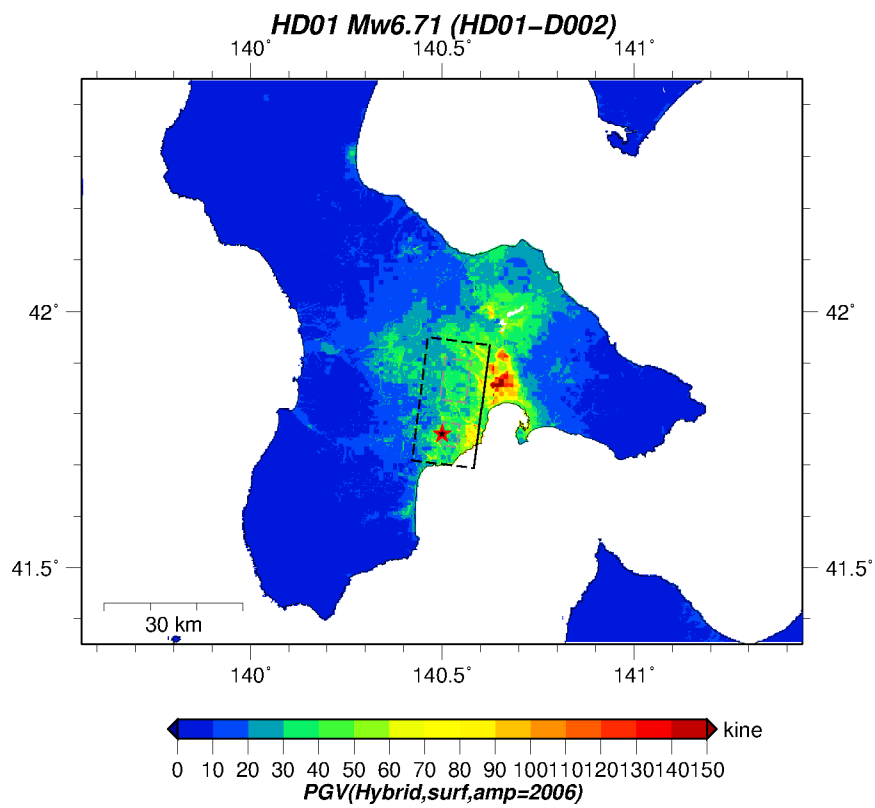
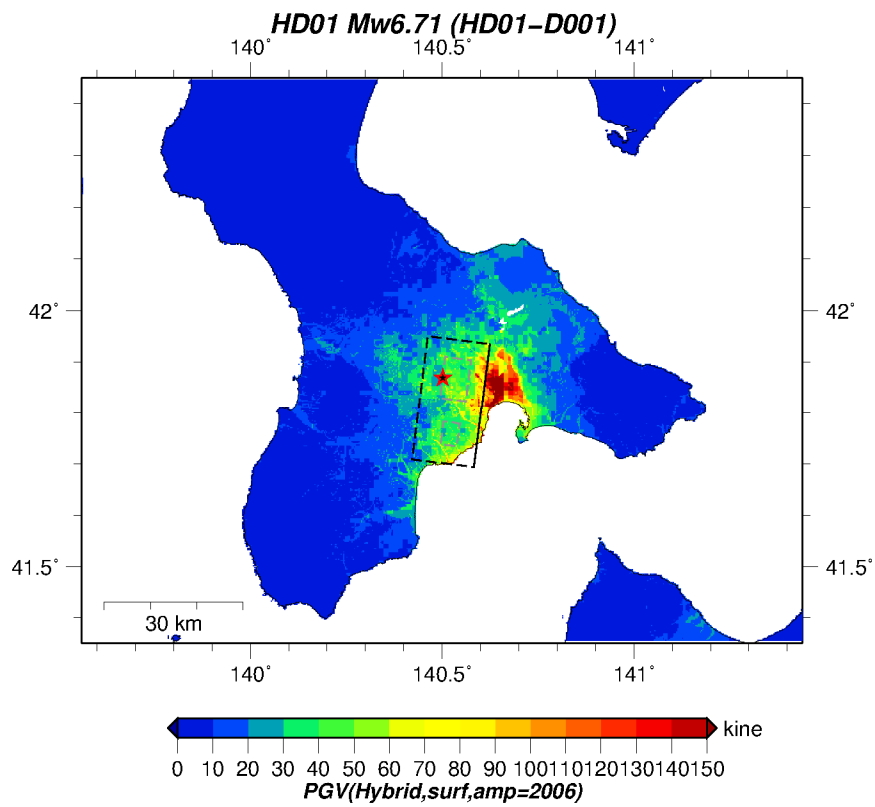


図46 ハイブリッド法による地表でのPGV分布（上：ケース1、下：ケース2、★：破壊開始点）

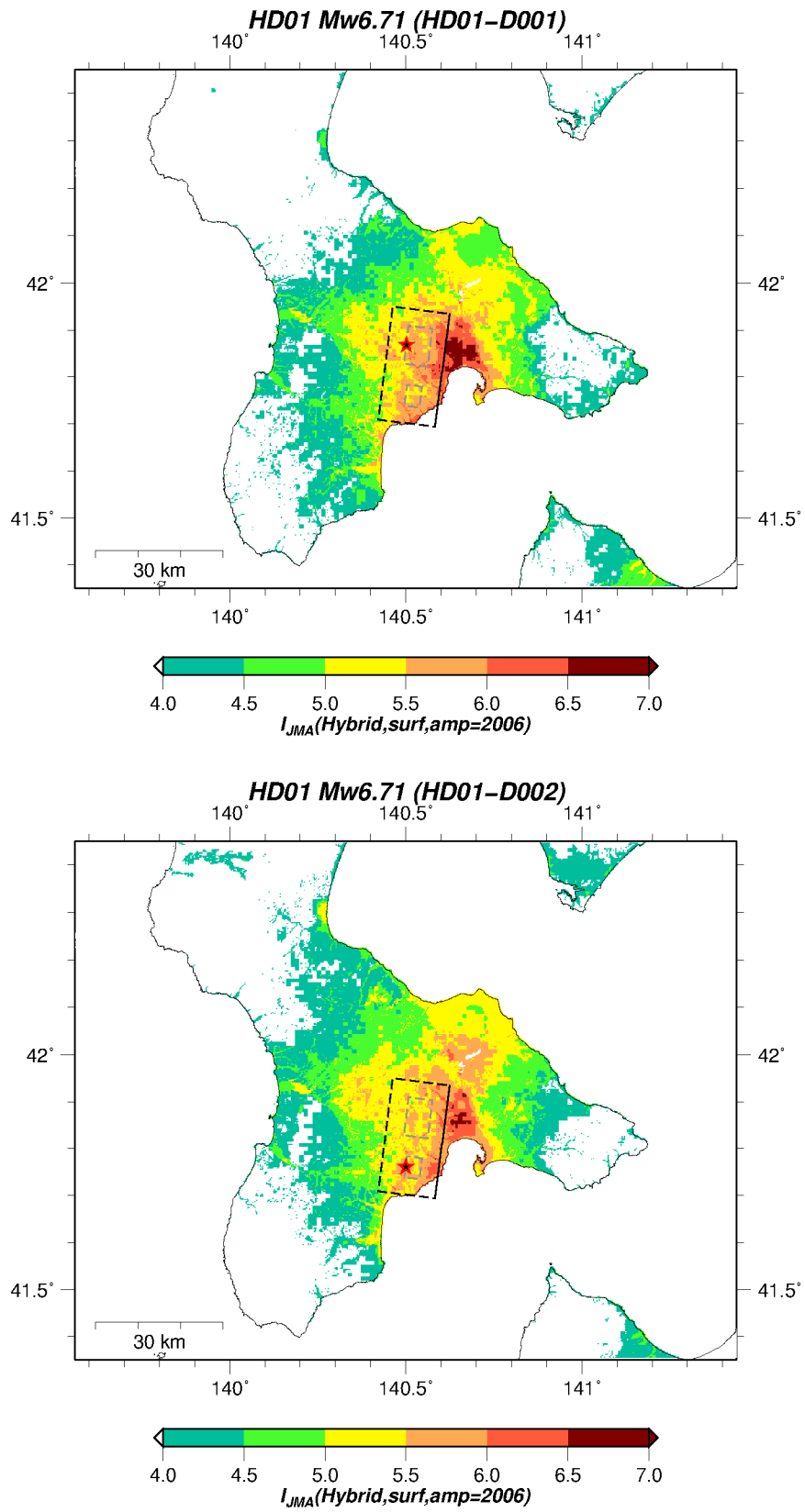


図47 ハイブリッド法による地表での震度分布（上：ケース1、下：ケース2、★：破壊開始点）

(c) 結論ならびに今後の課題

文献調査等に基づき、東北地方日本海沿岸の堆積平野のうち、地震基盤までの堆積層の S 波速度構造情報が不足している津軽平野を現地調査対象領域として設定し、新規の微動アレイ調査を 5 地点で実施した。微動アレイ観測により得られた上下動微動波形記録に SPAC 法を適用して位相速度を求め、Rayleigh 波基本モードの分散曲線をフィッティングすることにより S 波速度構造を推定した。これにより、表層から地震基盤までの堆積層の速度構造モデルの更新に必要な情報を取得したとともに、既存のボーリング調査結果との比較検証を行った。秋田県の震度情報ネットワークシステムの地震波形記録を収集したほか、青森県についてもデータ収集のための協議や準備を進めた。これら震度計の波形記録収集には、各県庁の危機管理担当部局担当や周辺の関係者のお世話になった。次年度も引き続き、東北地方日本海沿岸の津軽平野等の堆積平野域で速度構造情報が不足している地点を対象に、微動調査等による速度構造情報の取得を進め、情報を蓄積していく必要がある。

サブサブテーマ 2.5 で作成された函館平野西縁断層帯の震源断層の矩形モデルに基づいて、特性化震源モデルを作成し、簡便法及び詳細法（ハイブリッド法）による強震動予測を実施し、当該断層が活動した場合の函館平野及び周辺地域における予測震度分布の情報を得た。次年度以降も、サブサブテーマ 2.5 で新たに構築・改良される震源断層モデルに基づいて、特性化震源モデルによる強震動の試算を継続することで、試算結果をプロジェクトに還元する。

(d) 引用文献

- 1) 佐藤浩章, 山中浩明, 東貞成, 佐藤清隆, 芝良昭, 元木健太郎, 水田敏彦: 長周期地震動評価のための新潟平野および庄内平野における深部 S 波速度構造, 地震第 2 輯, Vol. 61, No.4, pp.191-205, 2009.
- 2) 文部科学省研究開発局, 独立行政法人防災科学技術研究所: ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト平成 23 年度成果報告書, pp.343-354, 2012.
- 3) 吉見雅行, 水田敏彦: 能代・秋田堆積盆地北東部における微動アレイ探査, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, P2-70, 2010.
- 4) 文部科学省研究開発局, 独立行政法人防災科学技術研究所: ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト平成 24 年度成果報告書, pp.362-373, 2013.
- 5) 長森英明, 宝田晋治, 吾妻崇: 青森西部の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 67p., 2013.
- 6) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 津軽山地西縁断層帯の長期評価について, 18p., 2004.
- 7) 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, No.379, 2012.
- 8) Aki, K.: Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, Vol.35, No.3, pp.415-456, 1957.

- 9) Yamanaka, H. and Ishida, H.: Application of genetic algorithms to an inversion of surface-wave dispersion data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.86, No.2, pp.436–444, 1996.
- 10) 大沢穠, 平山次郎: 五所川原地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 工業技術院地質調査所, 25p., 1970.
- 11) 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター・編: 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2, 2013.
- 12) 石油公団: 昭和 55 年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「渡島半島地域」調査報告書, 10p., 1981.
- 13) 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所: 日本海地震・津波調査プロジェクト平成 29 年度成果報告書, 2018.
- 14) Wessel, P. and Smith, W. H. F.: New, improved version of generic mapping tools released, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79, 47, pp.579–579, 1998.
- 15) 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター: 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2,, 2018.
- 16) Plouf, D.: Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections, *Geophysics*, Vol. 41, pp.727–741, 1976.
- 17) 駒澤正夫, 太田陽一, 渋谷昭栄, 熊井基, 村上稔: 大阪湾の海底重力調査とその構造, 物理探査, Vol.49, No.6, pp.459–473, 1996.
- 18) 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*, Vol.110, No.6, pp.849–875, 2001.
- 19) 司宏俊, 翠川三郎: 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, *日本建築学会構造系論文集*, No.523, pp.63–70, 1999.
- 20) 藤本一雄, 翠川三郎: 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係, *日本地震工学会論文集*, Vol.6, No.1, pp.11–22, 2006.
- 21) 若松加寿江, 松岡昌志: 全国統一基準による地形・地盤分類 250 m メッシュマップの構築とその利用, *日本地震工学会誌*, No.18, pp.35–38, 2013.
- 22) Wakamatsu, K. and Matsuoka, M.: Nationwide 7.5-Arc-Second Japan Engineering Geomorphologic Classification Map and Vs30 Zoning, *J. Disas. Res.*, Vol.8, No.5, pp.904–911, 2013.
- 23) 松岡昌志, 若松加寿江: 地形・地盤分類 250 m メッシュマップ全国版に基づく地盤のゆれやすさデータ, 独立行政法人産業技術総合研究所, 知的財産管理番号 H20PRO-936, 2008.
- 24) 藤本一雄, 翠川三郎: 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法, *地域安全学会論文集*, No.7, pp.241–246, 2005.
- 25) 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強震動予測手法 (「レシピ」), *全国地震動予測地図 2016 年版報告書別冊*, 46p., 2016.
- 26) Boore, D. M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.73, No.6A, pp.1865–1894, 1983.

- 27) 入倉孝次郎：震源のモデル化と強震動予測，地震第 2 輯，Vol.46, No.4, pp.495–512, 1994.
- 28) 鶴来雅人，田中礼司，香川敬生，入倉孝次郎：強震動予測のための高域遮断フィルターに関する研究（その 3）—国内で発生した地殻内地震の観測記録に基づく検討—，日本地震工学会論文集，Vol.17, No.5, pp.109–132, 2017.
- 29) Haskell, N. A.: The dispersion of surface waves on multilayered media, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.43, No.1, pp.17–34, 1953.
- 30) Graves, R. W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.86, No.4, pp.1091–1106, 1996.
- 31) Pitarka, A.: 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered-grid with non-uniform spacing, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.89, No.1, pp.54–68, 1999.
- 32) 中村洋光，宮武隆：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式，地震第 2 輯，Vol.53, No.1, pp.1–9, 2000.
- 33) Koketsu, K., Miyake, H., and Suzuki, H.: Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proc. of the 15th World Conf. on Earthq. Eng., No. 1773, 2012.
- 34) 入倉孝次郎，釜江克宏：1948 年福井地震の強震動—ハイブリッド法による広周期帯域強震動の再現—，地震第 2 輯，Vol.52, No.1, pp.129–150, 1999.
- 35) 川瀬博，松島信一：三次元盆地構造を考慮した 1995 年兵庫県南部地震の神戸地域における強震動シミュレーション，日本建築学会構造系論文集，No.514, pp.111–118, 1998.
- 36) 佐藤俊明，壇一男，Graves, R.W., Somerville, P.G.：1923 年関東大地震(Ms8.2)の断層の非一様すべり破壊を考慮した 3 次元有限差分法と半経験的手法のハイブリッドによる東京の広帯域強震動シミュレーション，第 10 回日本地震工学シンポジウム論文集，Vol.1, pp.679–684, 1998.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
岩田知孝	富山県で考えるべき地震と地震災害（口頭発表）	富山県地域防災フォーラム（富山市）	平成 30 年 10 月 22 日

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 令和元年度業務計画案

平成 30 年度に引き続き、青森県日本海側の地下速度構造情報の不足している地域で微動アレイ観測などの地下構造調査を行うとともに、これまでの調査結果を集約して、日本海沿岸域の強震動予測のための地下速度構造モデルの検証・改良を継続する。日本海沿岸の対象地域の地震波形記録の収集を継続し、観測サイトの地盤震動特性を分析する。サブテーマ 2.5 で構築された震源断層モデルに基づいて、シナリオ地震想定と強震動予測を行い、地震動分布の特徴等を調べる。