

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) 平成31年度
 - 8) 平成32年度
- (e) 平成26年度業務目的

(2) 平成26年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の成果
 - 1) 微動アレイ探査
 - 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S波速度構造の推定
 - 2) 地震波形記録の収集
 - 3) 地震波形記録を用いた既存地下速度構造モデルの検証
 - a) 地震動 R/V スペクトル比を用いた検討
 - b) 経験的サイト増幅特性による検討
- (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) 平成27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
	助教	浅野 公之
鳥取大学大学院工学研究科	教授	香川 敬生
	助教	野口 竜也
福井大学附属国際原子力工学研究所	准教授	大堀 道広
東京工業大学大学院総合理工学研究科	教授	山中 浩明
	助教	地元 孝輔
東京大学地震研究所	准教授	三宅 弘恵
独立行政法人防災科学技術研究所 社会防災システム研究領域	領域長	藤原 広行
	主任研究員	森川 信之
独立行政法人産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門	主任研究員	堀川 晴央

(c) 業務の目的

サブテーマ（2）で構築された沿岸地域の断層形状モデルにもとづいて、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：

近年発生している内陸被害地震の震源モデルを収集し、強震動生成の観点に立った震源モデル特性化を行った。地下速度構造モデルの集約情報に基づいて、探査が必要な地域（北陸地方等）において微動アレイ探査、単点微動調査等を行った。対象地域における地震波形記録の収集を行った。

2) 平成26年度：

近年発生している内陸被害地震の震源モデルを収集し、強震動生成の観点に立った震源モデル特性化を継続する。地下速度構造モデルの集約情報に基づいて、探査が必要な地域（富山等の北陸地方）において微動アレイ探査、単点微動調査等を行う。対象地域における地震波形記録の収集を継続する。

3) 平成27年度：

平成26年度に引き続き、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、探査が必要な地域（富山等の北陸地方）において微動アレイ探査、単点微動調査を行う。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。対象地域における震源断層モデルに基づいて、強震動予測の試算のための準備をすすめ、前年度までに収集した震源モデル特性化に基づいたシナリオ地震想定と予測を行う。

4) 平成28年度：

対象地域の地震記録の収集、地震記録や微動記録等を用いた地下構造モデルの検証、改良を継続する。プロトタイプ特性化震源モデルに基づく被害地震の地震動の再現による強震動評価を継続し、妥当性の検証を継続する。

5) 平成29年度：

対象地域の地震記録の収集、地震記録や微動記録等を用いた地下構造モデルの検証、改良を継続する。プロトタイプ特性化震源モデルの妥当性の検証に基づき、震源モデルの改良を行う。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プロトタイプ特性化震源モデル、及び更新された地下速度構造モデルを用いて、山陰地方等における強震動予測を実施する。

6) 平成30年度：

対象地域の地震記録の収集、地震記録や微動記録等を用いた地下構造モデルの検証、改良を継続する。前年度までの検討を踏まえて特性化震源モデルの改訂版を提案する。必要に応じて、前年度までの強震動予測結果を再検討する。

7) 平成31年度：

対象地域の地震記録の収集、地震記録や微動記録等を用いた地下構造モデルの検証、改良を継続する。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プロトタイプ特性化震源モデル、及び更新された地下速度構造モデルを用いて、北海道、東北北部等の日本海側における強震動予測を実施する。

8) 平成32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26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。地震調査研究推進本部の活動により、強震動予測レシピと全国の地下構造モデルが整備され、地震動予測地図作成をはじめとする強震動予測に活用されてきた。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、地下構造モデルに対しては、地下速度構造モデルの集約情報に基づいて、富山県等の北陸地方を対象とした微動アレイ探査、単点微動調査等を行う。また、地下構造モデルの妥当性検証に不可欠な、対象地域における地震波形記録の収集を継続する。強震動予測のための震源モデルに関しては、近年発生している内陸被害地震の震源モデルを収集し、強震動生成の観点に立った震源モデル特性化を継続する。

(2) 平成26年度の成果

(a) 業務の要約

文献調査に基づき、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平成26年度の現地調査対象領域として設定し、微動アレイ観測を10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。富山県、石川県及び福井県内に位置する強震・震度観測点の地震波形記録を収集した。収集した地震波形記録を解析して得られたR/Vスペクトル比をJ-SHIS深部地盤構造モデルV2から計算された理論R/Vスペクトル比と比較し、地下構造モデルの検証並びに改良の必要な箇所の洗い出しを行った。また、より広帯域の地震波サイト特性評価のため、実地震記録から経験的サイト増幅特性の評価を行い、地盤速度構造モデルによる理論増幅特性との比較を開始した。近年発生した内陸被害地震の震源モデルを収集し、強震動生成の観点に立った震源モデル特性化について検討を継続した。

(b) 業務の成果

1) 微動アレイ探査

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。北陸地方における堆積層までの速度構造情報を拡充するため、既往の探査の空白域において、新たに微動アレイ探査及び単点微動観測を実施した。

まず、微動アレイ探査の調査地点の選定のために、北陸地方3県における地震観測や微

動観測に基づく地下構造調査に関する文献調査を実施した。このうち、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)・9)}を表 1 に示す。福井県及び石川県の主要な平野部においては、既往研究及び平成 25 年度の本業務によって微動アレイ探査がなされ、速度構造が求められている。しかし、富山平野においては、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い。このため、本年度は、富山平野（新川平野、射水平野、砺波平野を含む）の 10 地点において、微動アレイ探査を実施し、堆積層部分の S 波速度構造を推定した。

表 1 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	調査地点数	調査地点
福井平野及び加越台地	山中・他(2000) ¹⁾	5 地点	福井市（福井） 坂井市（春江、丸岡、坂井、三国）
福井平野	安井・野口(2005) ²⁾	2 地点	永平寺町（KiK-net 永平寺） 福井市（K-NET 福井）
福井平野	安井・他(2008) ³⁾	6 地点	福井市（板垣、菅谷、山室） 坂井市（春江、東荒井、丸岡）
鯖江盆地	安井・他(2011) ⁴⁾	5 地点	鯖江市（東陽中学校、中河小学校、東公園、南グラウンド、豊小学校）
敦賀平野	小嶋・他(2008) ⁵⁾	11 地点	敦賀市（松原、敦賀病院、敦賀南小、きらめきスタジアム、東洋町、中郷、日本原子力研究開発機構、呉羽町、総合運動公園、栗野中学校、和久野）
金沢平野	神野・他(2003) ⁶⁾	10 地点	金沢市（A3、B1、B2、B3、C1、C2、X1 地点） かほく市（X2 地点） 白山市（A1 地点） 野々市市（A2 地点）
加賀平野南部及び邑知潟平野	日本海地震・津波調査プロジェクト平成 25 年度成果報告書 ⁷⁾	4 地点	小松市（K-NET 小松） 白山市（美川） 羽咋市（K-NET 羽咋） 七尾市（K-NET 七尾）
奥能登地域	山中・他(2008) ⁸⁾	1 地点	輪島市門前町
奥能登地域	堀川・他(2010) ⁹⁾	2 地点	輪島市中心部、輪島市町野地区

b) 微動アレイ観測

富山平野の 10 地点（下新川郡入善町 1 点、滑川市 1 点、中新川郡立山町 1 点、富山市 4 地点、射水市 2 地点、砺波市 1 地点）において微動アレイ観測を実施した（図 1、表 2）。既存の K-NET、KiK-net または富山県震度計観測点の周辺でアレイを構成した。各地点で

は、最大アレイ半径 R_{\max} の異なるアレイ観測を複数セット実施した。本報告では R_{\max} の大きい順に、Lアレイ、Sアレイ、SSアレイとする。それぞれの観測では、大きさの異なる2組の正三角形の頂点3点と重心1点からなる二重正三角形アレイを展開した(図2~11)。現地での観測は2014年10月27日~31日、11月10日~13日の昼間に実施した。表2に各アレイ観測の諸元をまとめている。ただし、良好な微動波形記録が得られなかった等の理由で、記録を解析に使用しなかった観測については本報告書への記載を省略した。

アレイを構成する各点には、固有周期5秒の3成分速度型地震計LE-3D/5s(Lennartz-Electronic製)を設置し、データ収録装置LS-8800(A/D変換24bit、白山工業製)により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。サンプリング周波数は100Hzとした。

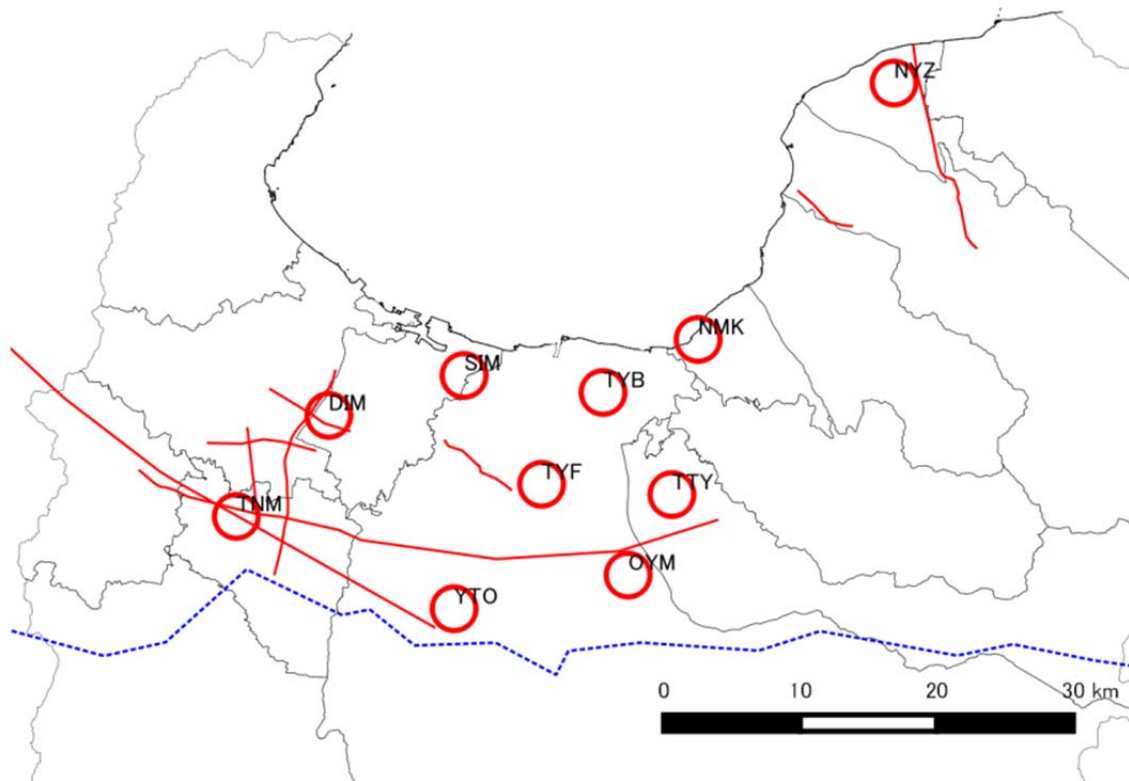


図1 微動アレイ観測の実施地点(赤丸:本年度の微動アレイ観測実施地点、赤実線:既往の反射法地震探査測線^{7),10)・14)}、青点線:既往の屈折法地震探査測線¹⁵⁾)

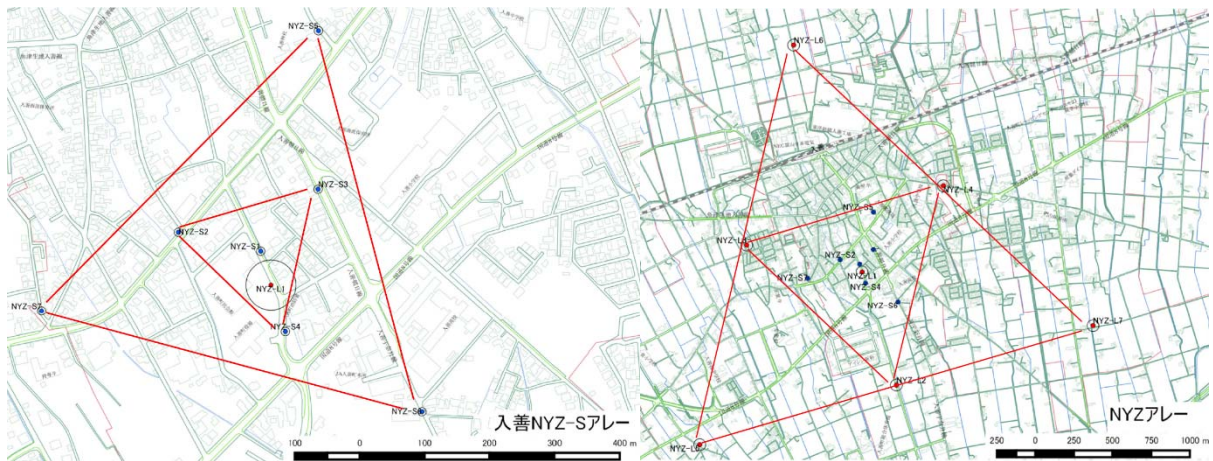


図2 NYZアレーの観測地点 (左：Sアレー、右：Lアレー)

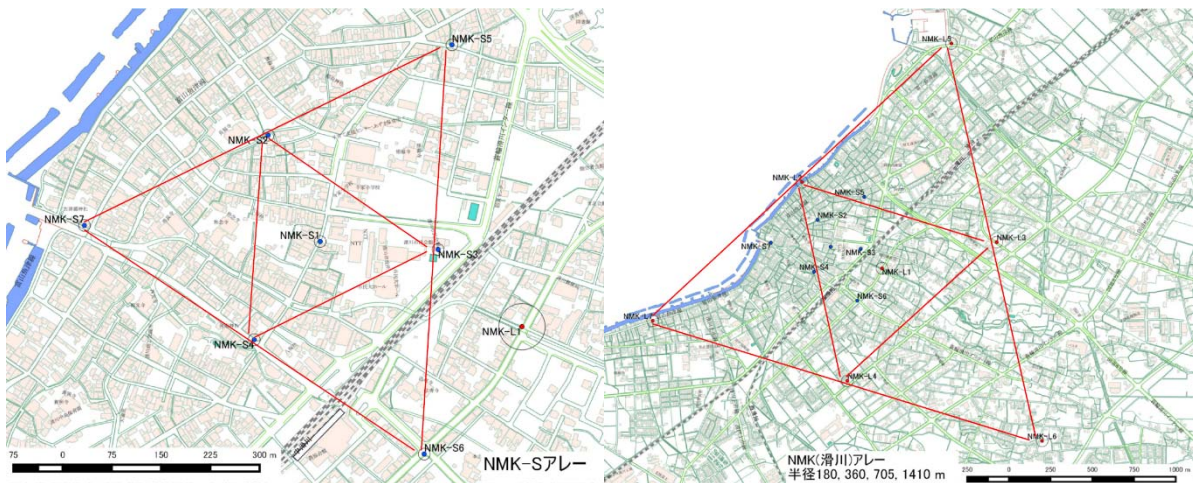


図3 NMKアレーの観測地点 (左：Sアレー、右：Lアレー)

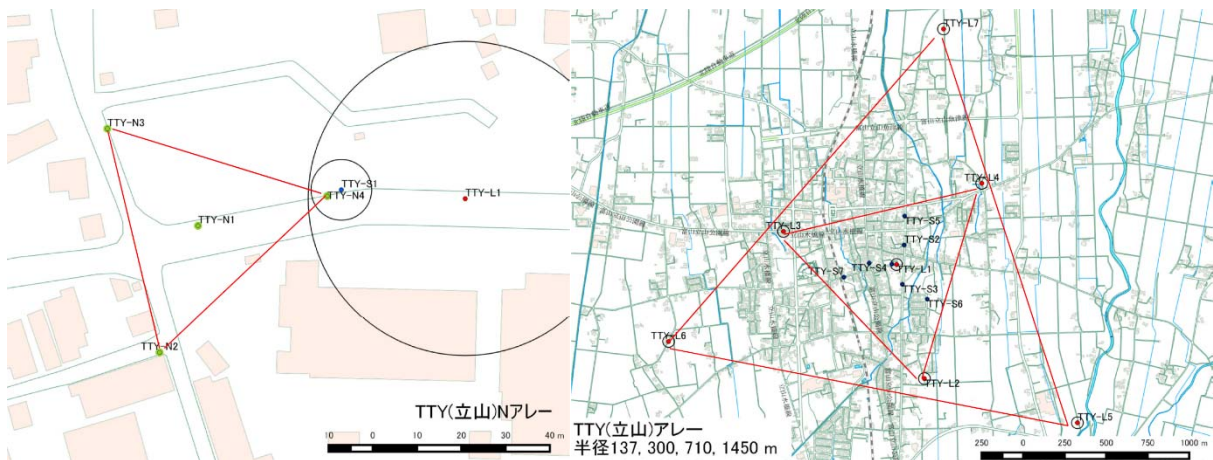


図4 TTYアレーの観測地点 (左：SSアレー、右：Lアレー)

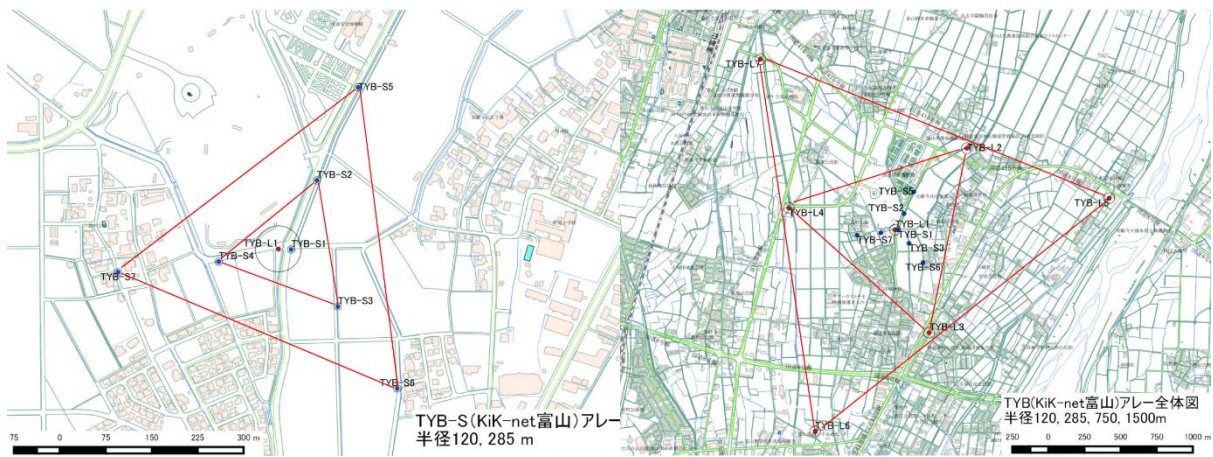


図5 TYBアレイの観測地点 (左：Sアレイ、右：Lアレイ)

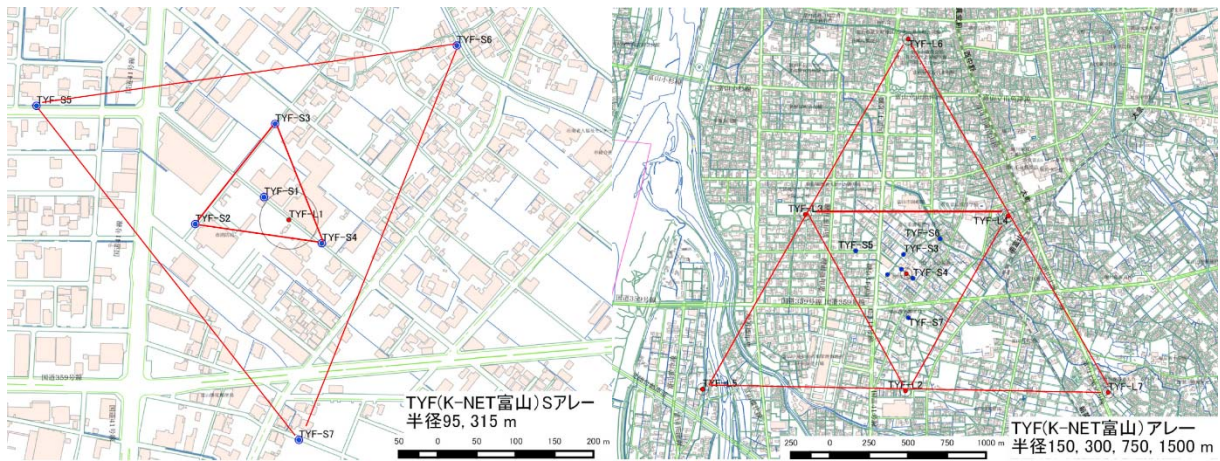


図6 TYFアレイの観測地点 (左：Sアレイ、右：Lアレイ)

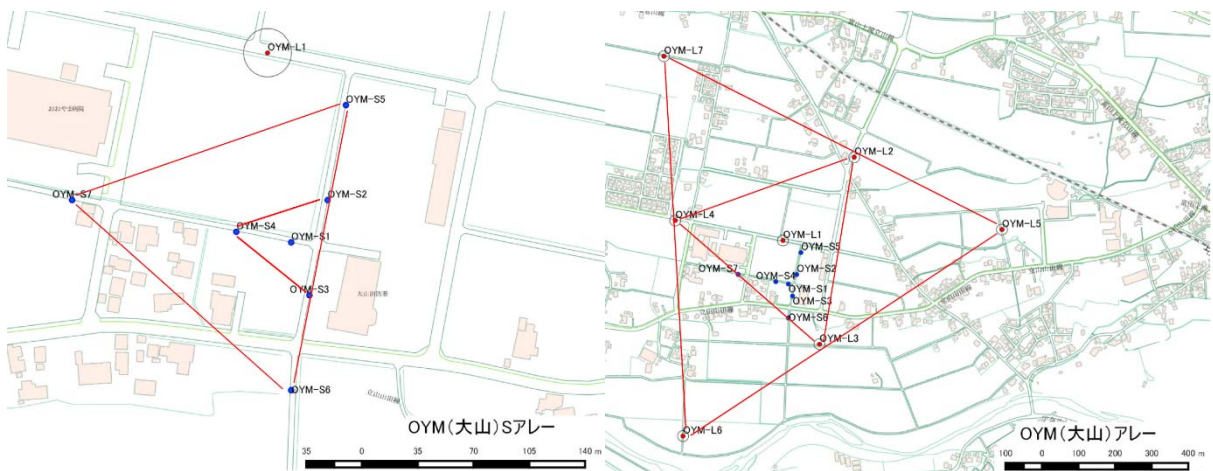


図7 OYMアレイの観測地点 (左：Sアレイ、右：Lアレイ)

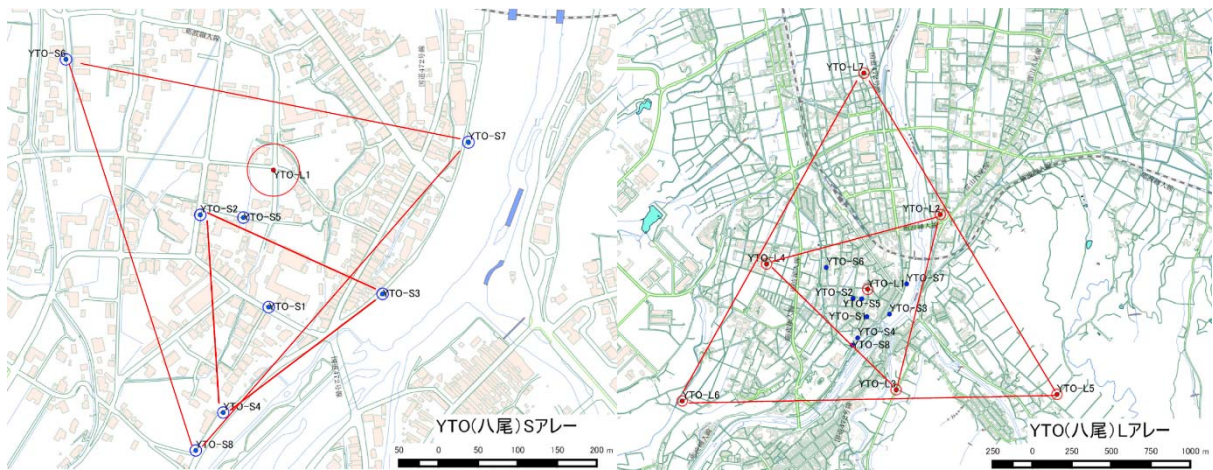


図 8 YTO アレイの観測地点 (左 : Sアレイ、右 : Lアレイ)

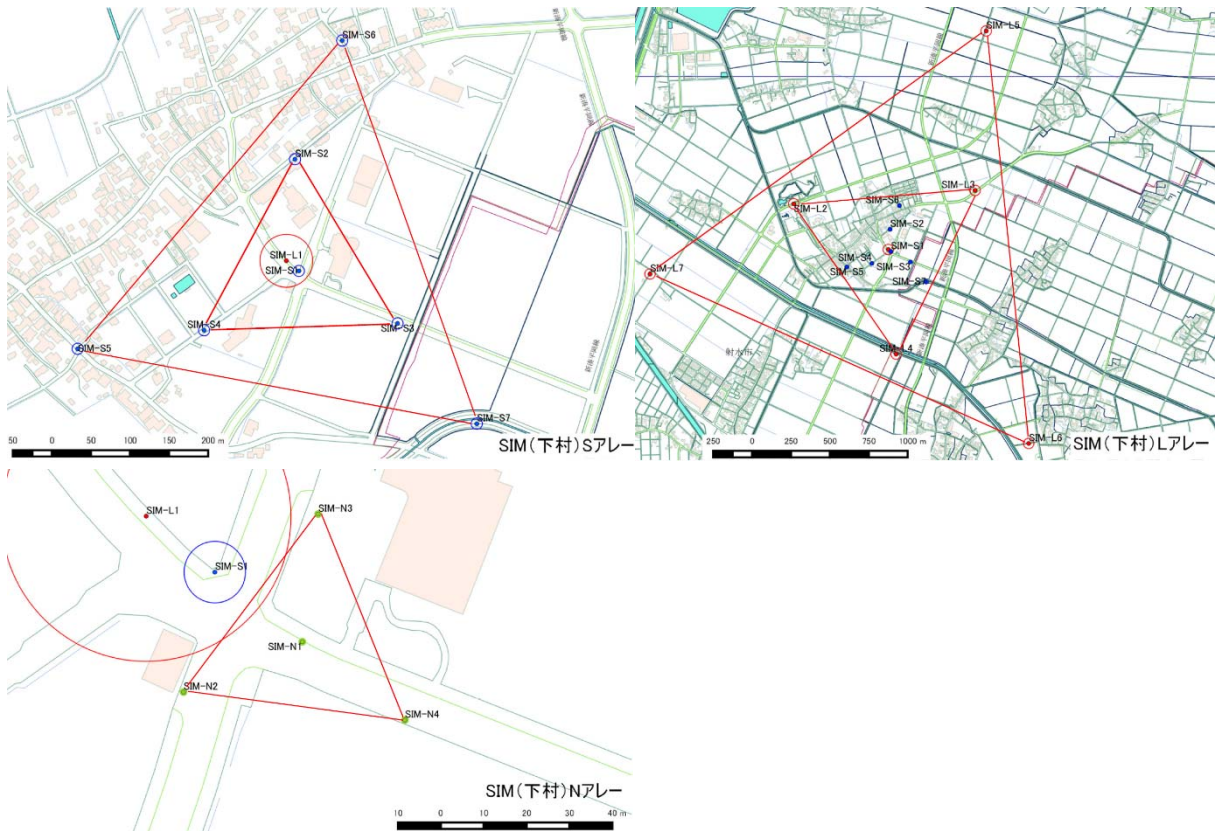


図 9 SIM アレイの観測地点 (左上 : Sアレイ、右上 : Lアレイ、左下 : SSアレイ)

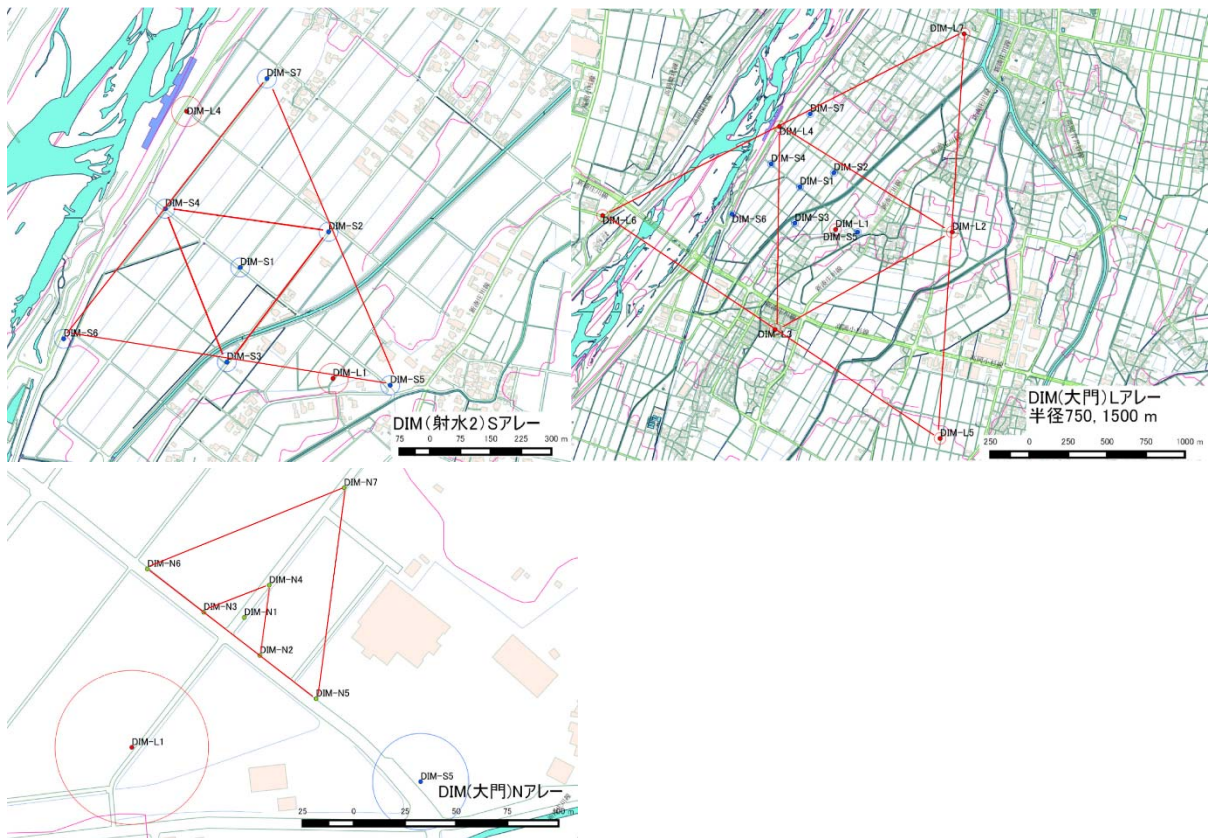


図 10 DIMアレーの観測地点 (左上：Sアレー、右上：Lアレー、左下：SSアレー)

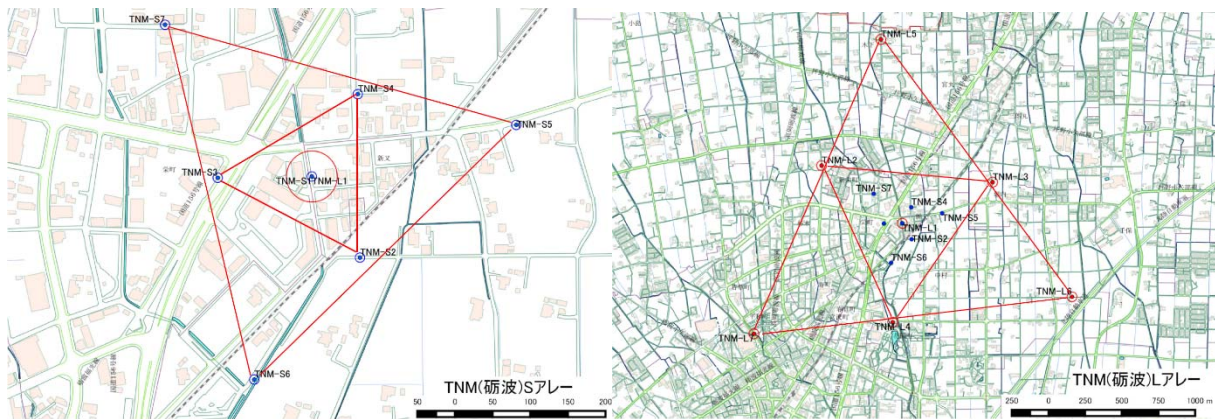


図 11 TNMアレーの観測地点 (左：Sアレー、右：Lアレー)

表 2 微動アレイ観測の諸元

地点	中心点地名	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)	
NYZ	下新川郡入善町入膳	S	130, 350	36.93481	137.50228	2014/10/27 14:40-15:40
		L	770, 1540	36.93432	137.50243	2014/10/27 10:40-12:40
NMK	滑川市清水町	S	180, 360	36.76472	137.33997	2014/10/30 9:00-9:40
		L	705, 1410	36.76336	137.34333	2014/10/28 9:20-11:20
TTY	中新川郡立山町米沢	SS	30	36.66225	137.31854	2014/10/29 17:28-17:40
		L	710, 1450	36.66233	137.31925	2014/10/29 14:55-16:25
TYB	富山市宮町	S	120, 285	36.72944	137.26300	2014/10/28 14:50-16:20 2014/10/29 10:25-11:00
		L	750, 1500	36.72944	137.26300	2014/10/29 11:45-13:15
TYF	富山市今泉	S	95, 315	36.66900	137.21208	2014/11/12 9:35-10:20
		L	750, 1500	36.66792	137.21236	2014/10/31 10:20-11:50
OYM	富山市花崎 (旧上新川郡大山町)	S	35, 105	36.60897	137.28242	2014/11/13 15:25-16:10
		L	300, 600	36.61008	137.28222	2014/10/30 11:30-12:30
YTO	富山市八尾町福島 (旧婦中郡八尾町)	S	140, 300	36.58531	137.13992	2014/11/13 13:05-14:05
		L	666, 1370	36.58700	137.13983	2014/11/13 10:25-11:55
SIM	射水市加茂中部 (旧射水郡下村)	SS	30	36.74025	137.14874	2014/11/10 16:55-17:10
		S	143, 300	36.73997	137.14872	2014/11/11 15:00-16:00
		L	675, 1540	36.73992	137.14858	2014/11/10 14:55-16:25
DIM	射水市島 (旧射水郡大門町)	SS	20, 60	36.71374	137.03644	2014/11/11 13:30-14:00
		S	235, 470	36.71558	137.03331	2014/11/11 11:50-13:00
		L	750, 1500	36.71308	137.03583	2014/11/11 9:40-11:10
TNM	砺波市新又	S	125, 280	36.64767	136.96264	2014/11/12 14:35-15:25
		L	676, 1260	36.64769	136.96261	2014/11/12 12:25-13:55

c) 微動アレイ解析による S 波速度構造の推定

i) 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）¹⁶⁾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めることができれば、半径 r における周波数 f での位相速度 $c(f)$ が求まる。

微動アレイ観測ではサンプリング周波数100 Hzで微動波形を収録した。微動の上下動成分を用い、40.96秒間を解析区間の単位として40秒ずつずらしながら、時間的、空間的に安定した微動波形が得られている区間に対して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。なお、フーリエスペクトルを求める際のスムージングの幅は0.14648 Hzとした。図12に各観測点での平均パワースペクトルを示す。Lアレイについては、アレイ半径の大きい砺波平野の観測点（SIM、DIM、TNM）やTYFでは、約0.5～0.6 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。NMKやYTOは約0.7 Hz、NYZやTTYでは0.8 Hz、TYBでは0.9 Hz、OYMでは1.2 Hz付近まで、7台の地震計で記録された微動の平均パワースペクトルが類似している。Sアレイ及びSSアレイの記録も統合すれば、どの観測点でも2 Hz付近までは良い信号が得られた。特に、TTY、TYF、OYM、DIMでは、4～5 Hz付近まで解析可能であり、表層のS波速度まで精度良く拘束できることが期待できる観測データが得られた。

図13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、Sアレイ、SSアレイとアレイ種類毎に丸印の色を変えている。黒実線は、2～3種類のアレイから得られた解析結果を統合した、その地点での最終的な観測位相速度である。これにより、おおむね0.2～0.3 Hz付近から2 Hzないし4 Hzまで、連続性のある分散曲線が得られた。表層付近のS波速度に関係していると考えられる高周波数側の位相速度に注目すると、射水平野内のSIMでは位相速度が0.2 km/s程度と他の観測点に比べ、特に遅い値が求まっており、沖積層の存在が期待される。これに対し、新川平野の黒部川扇状地に位置するNYZでは2 Hz付近でも位相速度が1km/s程度である。また、TYFやTNMでも同様に4 Hz程度でも約1km/sという比較的速い位相速度をもっていることが分かった。そのほか、NMK、TTY、OYM、YTO、DIMでは2 Hz付近の位相速度が約0.5 km/sもしくはそれ以上である。これらの地点の表層地質は常願寺川、神通川（富山平野）、庄川（砺波平野）の扇状地礫層であり¹⁷⁾、工学的基盤が露頭していると考えられる。

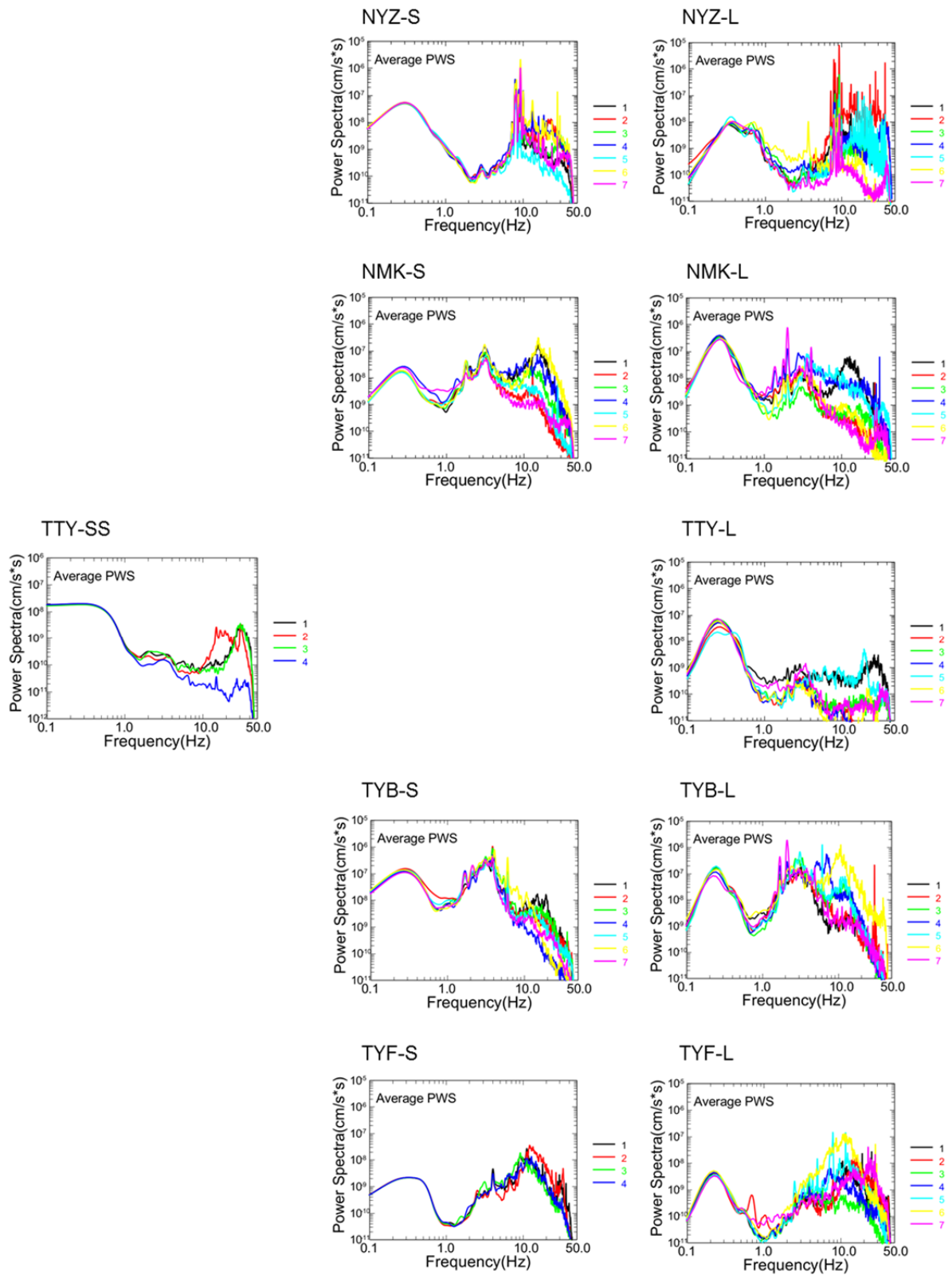


図12 各アレイにおける各観測点の微動の平均パワースペクトル

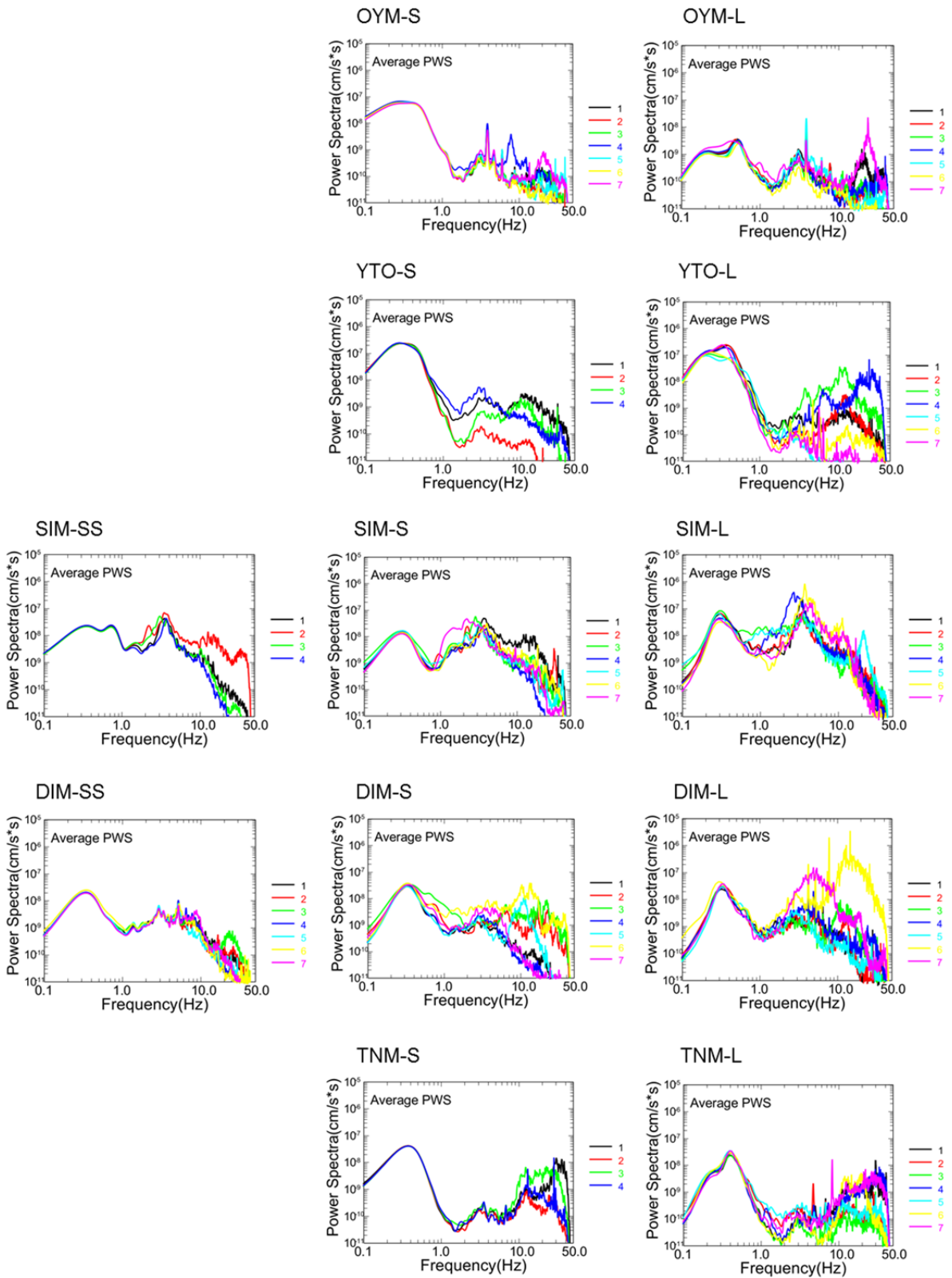


図12 各アレイにおける各観測点の微動の平均パワースペクトル (続き)

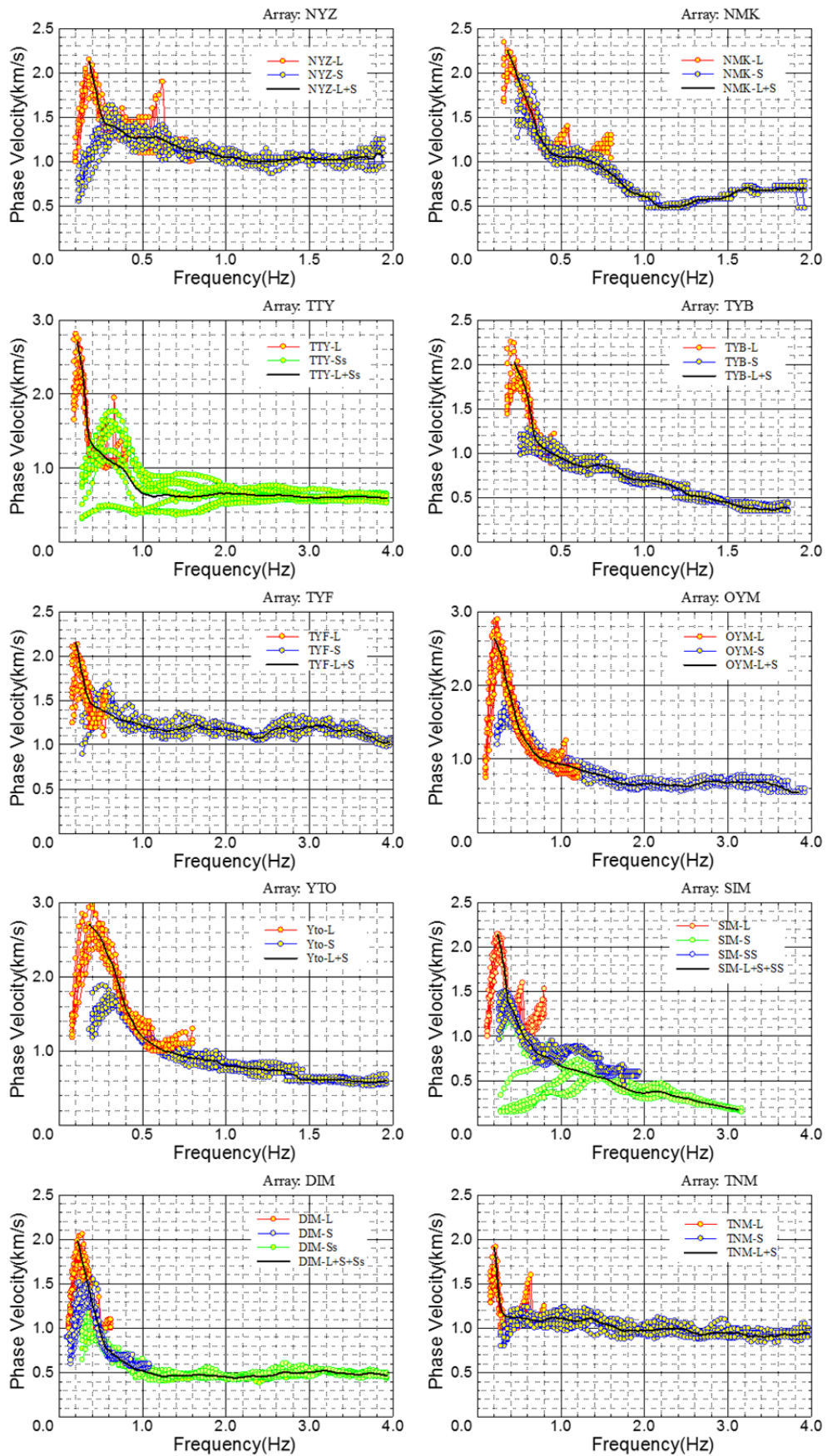


図13 各アレイにおける観測位相速度

ii) 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, 1998) ¹⁸⁾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。

速度構造モデルの探索範囲は、観測位相速度および独立行政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速度構造モデル ^{19,20)} を参照し、観測点直下の J-SHIS モデルの層構造の S 波速度を固定して、層厚を変化させるように設定した。また、観測位相速度が高周波数側で 600 m/s を下回る場合には、表層を 1 層追加し、層厚と S 波速度の両方を探索の対象とした。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 5000 世代とし、乱数の初期値を変えて 5 回試行し、misfit 最小解を最適な速度構造モデルとした。また、misfit が最小の 2 倍までのモデルを同時に図示し、推定の誤差を定性的に示した。図 14 にそれぞれの観測点での観測位相速度とともに最適な地下構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線、推定された S 波速度構造モデルを示す。

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、観測位相速度をよく説明できる地下構造モデルが推定された。推定精度は、最適値の 2 倍を基準とすれば、多くの観測点で深さ 1 km 程度、良好な観測点 (NYZ や DIM) では 2 km を超えるところまで ± 20 % 程度に収まっている。

比較のため、既存の J-SHIS 深部地盤速度構造モデル V2²⁰⁾ (以下、J-SHIS V2 モデル) からアレイ地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図 14 の緑実線で示した。既存のモデルは多くの地点において、微動アレイによる観測位相速度を十分には説明できていない。本業務で実施した微動アレイ探査から新たな情報が得られたことにより、その地点での速度構造モデルが改善されたことが分かる。

富山平野周辺域での J-SHIS V2 モデルの各速度層上面震度の空間分布と微動アレイ探査による推定速度構造モデルの各速度層上面深度を比較したものを図 15 に示す。ここでは、S 波速度 1.1 km/s、1.7 km/s、2.7 km/s、3.1 km/s 層上面深度の情報を例として示している。地図の背景のカラーコンター (J-SHIS V2 モデル) と図 15 中の丸印の色 (微動アレイによるモデル) の色の違いが、J-SHIS V2 モデルと本業務で微動アレイから推定した速度構造モデルの違いを表す。本年度の現地調査のみでは、富山平野全体を網羅することはできていないので、来年度も砺波平野南部や射水平野など情報が不足している地域において微動アレイ探査を引き続き行う予定である。

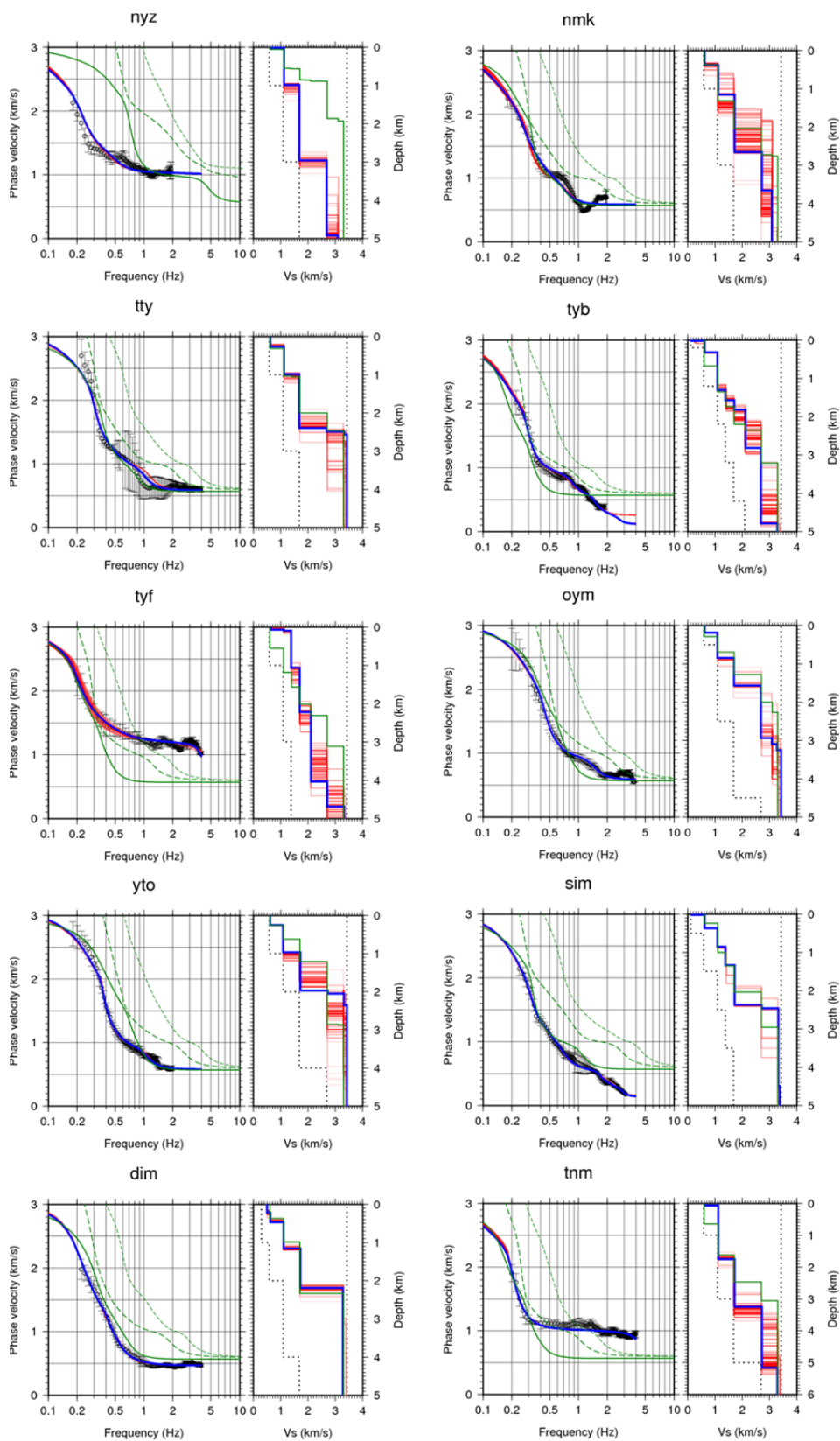


図 14 (左) 観測位相速度及び標準偏差 (○印)、推定速度構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線 (最適解: 青実線、misfit が最適解の 2 倍以内のモデル: 赤実線)、J-SHIS モデルによる Rayleigh 波基本モード (緑実線)、1 次及び 2 次モード (緑破線) の位相速度分散曲線。(右) 微動アレイ探査により推定された S 波速度構造モデル

(青実線)、misfit が最適解の 2 倍以内のモデル (赤実線) 及び J-SHIS モデル (緑実線)。

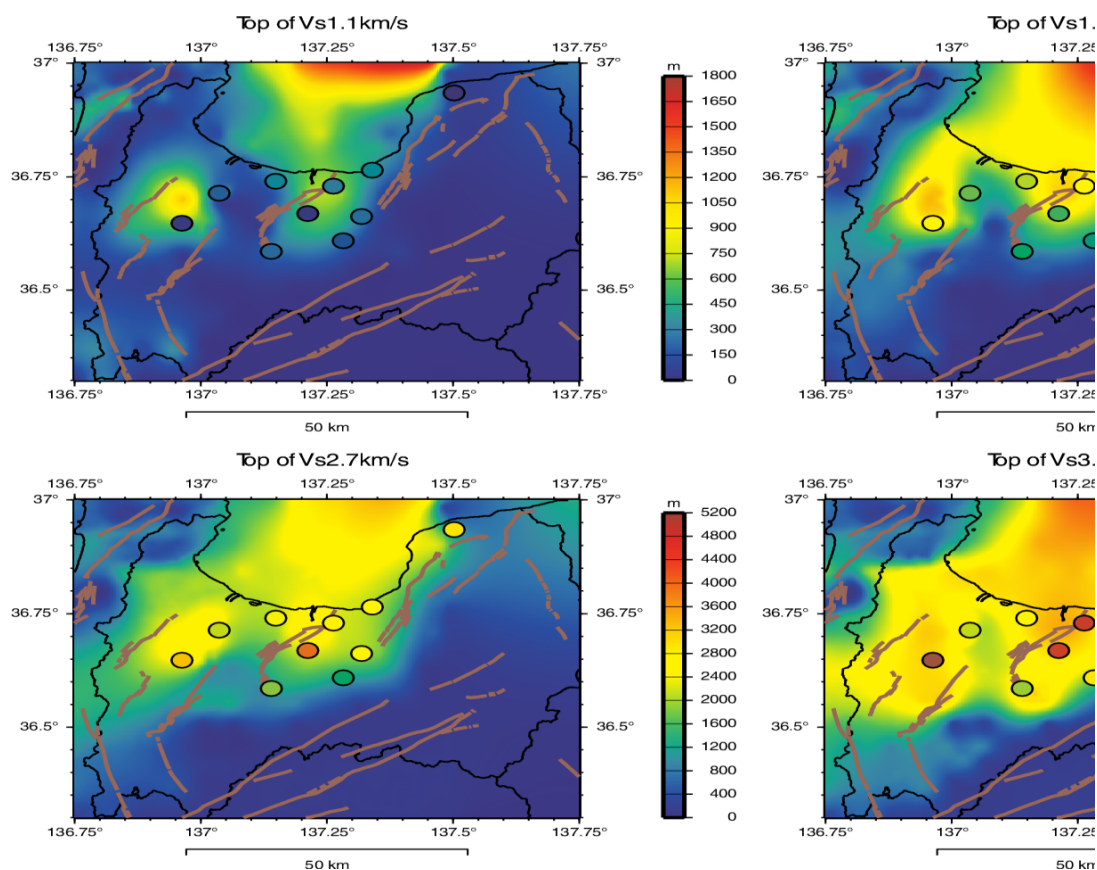


図 15 富山平野における J-SHIS V2 モデルの各層上面深度と微動アレイ探査により推定されたモデル (○印) との比較

2) 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独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網 (K-NET)、基盤強震観測網 (KiK-net)、気象庁の計測震度計観測点に加えて、自治体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、震度情報の発表に活用されている。平成 25 年度は石川県及び福井県の震度情報ネットワークシステムで観測された地震波形記録を収集した。本年度は、富山県知事政策局防災・危機管理課のご協力を得て、富山県震度情報ネットワークシステムの地震波形記録を新たに収集した。

富山県震度情報ネットワークシステムは計 28 地点に明星電気製 S210 計測震度計が設置されている。本年度はシステム更新後の 2010 年 5 月から 2014 年 11 月までの地震波形記録の提供を受けた。波形データは強震 WIN32 形式のフォーマットで収録されている。測定範囲は±3000 gal、AD 変換は 24 bit、サンプリング周波数は 100 Hz である。

本年度までに各県の震度情報ネットワークシステムから収集した記録は、富山県が 94 地震、871 波形記録、石川県が 51 地震、233 波形記録、福井県が 85 地震、572 波形記録である。このほかに、K-NET、KiK-net、気象庁震度計の地震波形記録も収集した。表 3 に各機関における強震観測点数をまとめている。

図 16 に地震波形記録を収集した観測点の地図、図 16 に富山県震度情報ネットワークで記録された地震の震央分布を示す。図 17 では丸印の大きさがマグニチュード、色で震源深さを表しており、富山県の震度計 1 観測点以上で記録された 94 地震の震央をプロットしている。これらには北陸地方で発生した中小地震に加え、2011 年東北地方太平洋沖地震 (MJMA9.0)、2014 年長野県北部の地震 (MJMA6.7) の記録などが含まれている。収集した地震波形記録の例として、図 18 に 2013 年 4 月 4 日 1 時 58 分に石川県加賀地方で発生した地震 (MJMA4.2、深さ 12.9 km) の際に富山県内の震度計で観測された波形を示す。

表 3 北陸地方における強震観測点数 (2014 年 11 月現在)

	富山県	石川県	福井県
(独) 防災科学技術研究所 K-NET	12	15	11
(独) 防災科学技術研究所 KiK-net	7	9	7
気象庁計測震度計	8	11	7
富山県震度情報ネットワーク	28		
石川県震度情報ネットワーク		27	
福井県震度情報ネットワーク			31

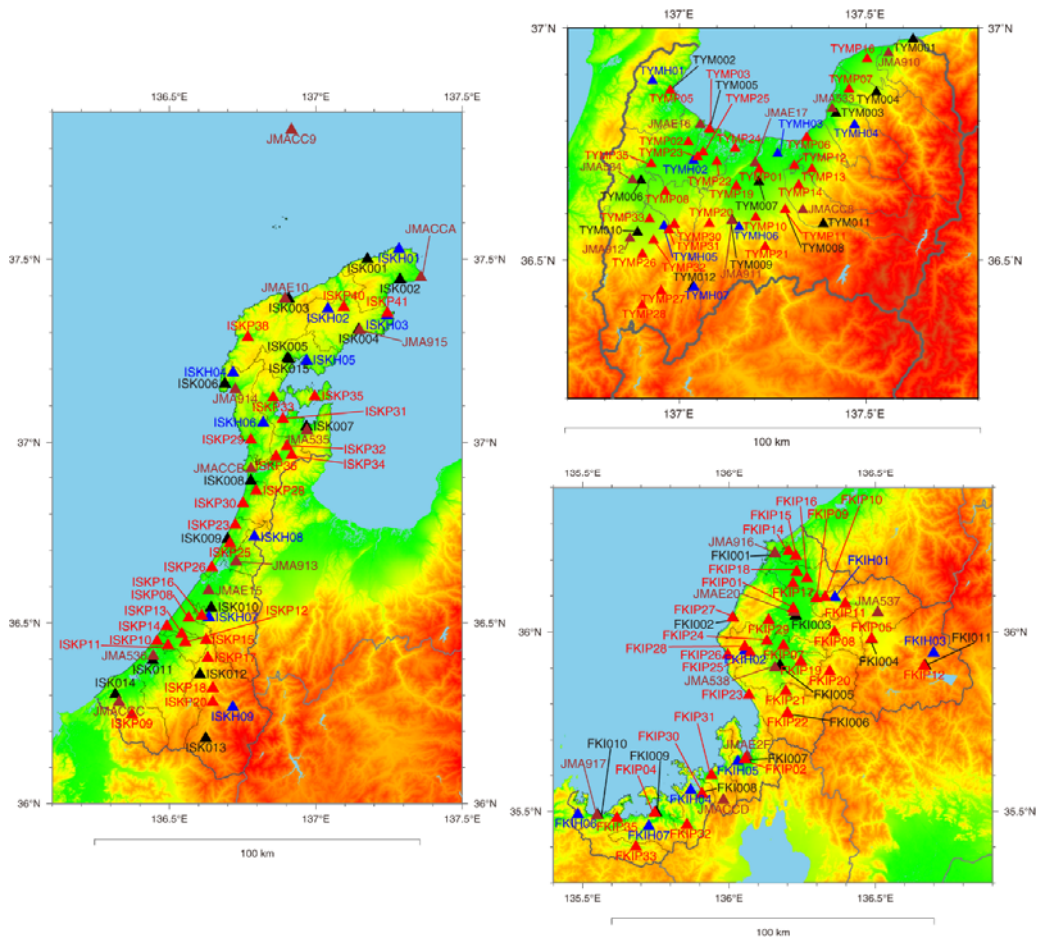


図 16 北陸 3 県における強震観測点の分布 (赤 : 石川県、富山県及び福井県震度計、黒 : K-NET、青 : KiK-net、茶 : 気象庁震度計)

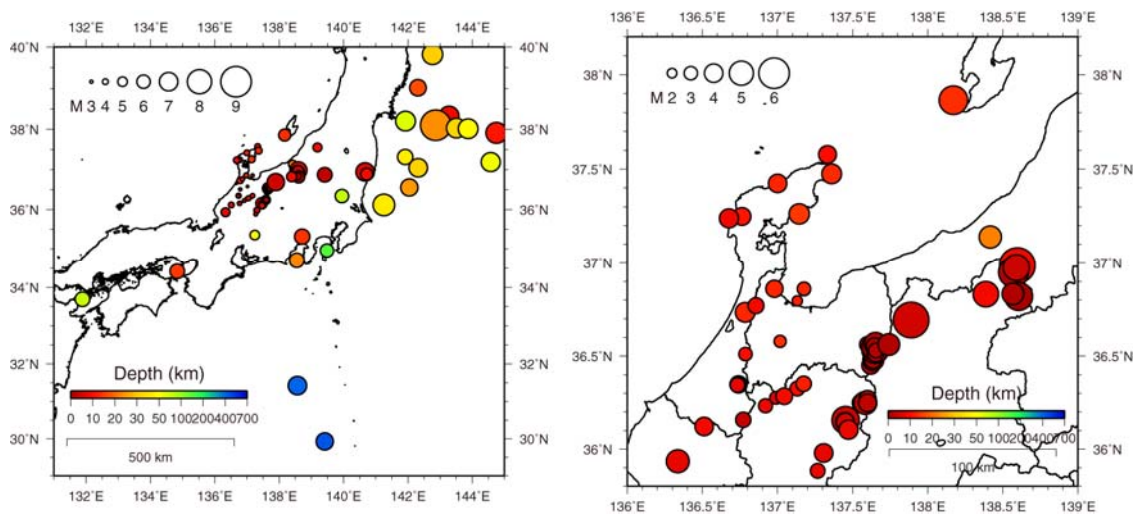


図 17 富山県震度情報ネットワークシステムから地震波形記録を収集した 2010 年 5 月～2014 年 11 月の地震の震央分布 (左 : 日本全国、右 : 富山県周辺の拡大図)

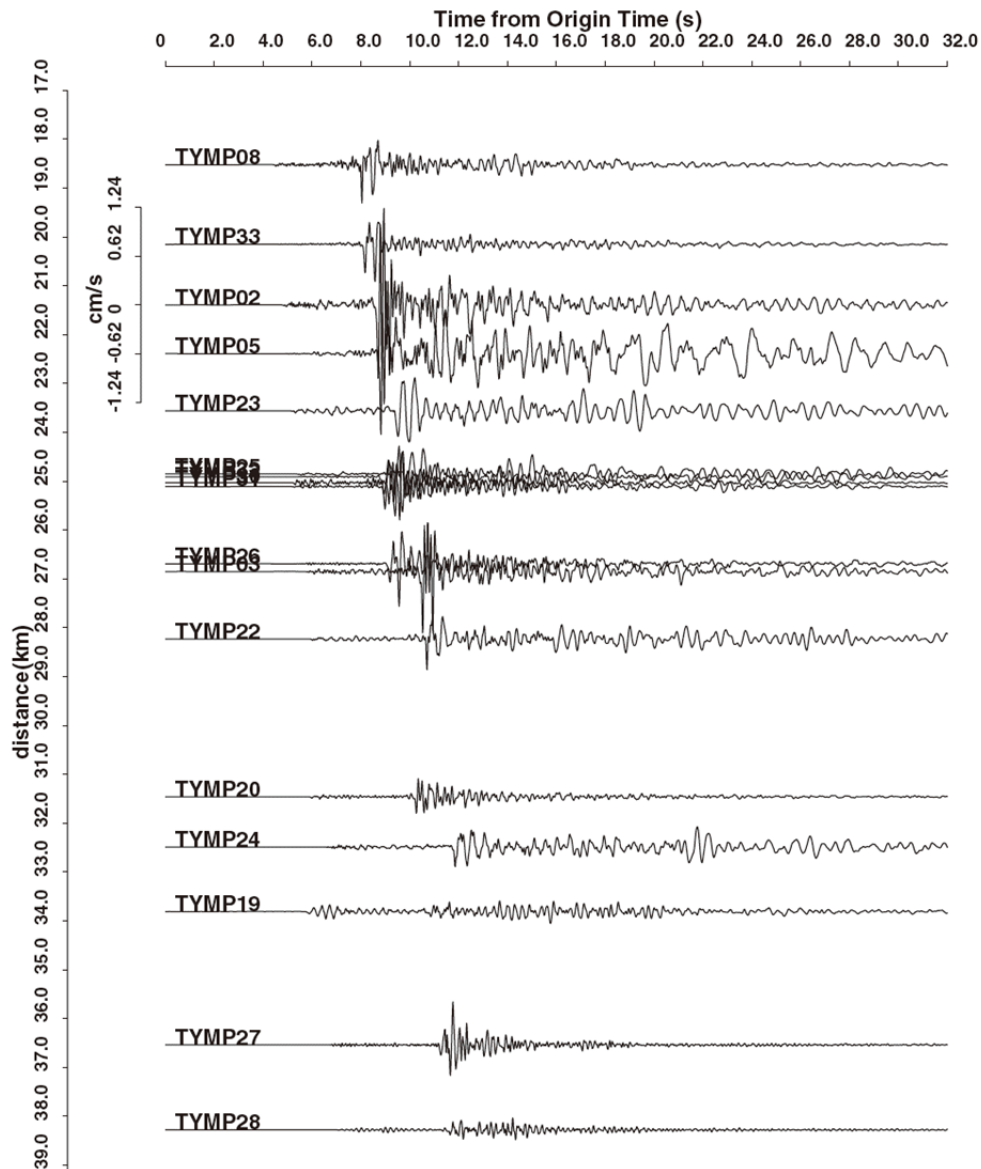


図 18 2013 年 4 月 4 日石川県加賀地方の地震 ($M_{JMA}4.2$) による観測波形 (東西成分)

3) 地震波形記録を用いた既存地下速度構造モデルの検証

a) 地震動 R/V スペクトル比を用いた検討

昨年度に引き続き、地震動後続波部分の R/V スペクトル比を用いた地下速度構造モデルの検討を継続した。本年度までに収集・整理した福井県、石川県及び富山県の強震観測点 (K-NET 及び KiK-net)、気象庁及び自治体震度情報ネットワークシステムの震度計観測点 (図 16) の地震波形記録を用い、地震波形記録の S 波以降の後続波部分の水平動成分と上下動成分の振幅スペクトル比を求めた。震度計の観測点に関しては波形記録を収集できた観測期間、K-NET 及び KiK-net に関しては観測網運用開始以降に公開されているイベント波形記録を解析対象とした。本検討では地震動の水平動成分は震央位置と観測点の位置関係に基づいて Radial 方向と Transverse 方向に分解し、Radial 方向と上下動成分のスペクトル比 (R/V スペクトル比) を求めた。解析には北緯 33~40°、東経 133~141°の範

囲で発生した M_{JMA} が 5.0 以上の地震を用いた。図 19 に解析に用いた地震の震央位置を示す。以下に解析手順を示す。図 20 に解析例として、福井県震度情報ネットワークの TYMH03 観測点 (KiK-net 富山) での 2000 年 6 月 7 日石川県西方沖の地震 ($M_{JMA}6.2$) の記録によるものを示す。

① 横軸に時間、縦軸に震源距離を取った、Radial 成分の観測波形をペーストアップした図を作成し、S 波到達時刻を読み取る。読み取った波形から、S 波初動 20 秒後以降の 81.92 秒間の解析区間を抽出する (図 20 (左) の色のついた区間に対応)。なお、解析区間内において後続波が 20 秒以上取れない場合、その記録は解析に用いなかった。

② 抽出した後続波部分に解析区間 (81.92 秒間) の 10% のコサイン・テーパーをかけて、成分毎 (Radial 及び上下動成分) のフーリエスペクトルを計算し、Radial 成分を上下動成分で割ることにより R/V スペクトル比を求める (図 20 (右))。

③ 各観測点でイベント毎に得られた R/V スペクトル比をスタックし、その観測点の平均 R/V スペクトル比を求める。

以上の解析手順により、今回の解析では、福井県では全観測点 (60 地点) 中、平均 R/V スペクトル比が得られたのは 47 地点であった。また、石川県では全観測点 (66 地点) 中、平均 R/V スペクトル比が得られたのは 48 地点、富山県では全観測点 (57 地点) 中、平均 R/V スペクトル比が得られたのは 33 地点であった。1 観測点あたりの解析イベント数は最大で 58 イベントであった。図 21 にいくつかの強震観測点での観測 R/V スペクトル比を例として示す。図 21 の黒太線が平均 R/V スペクトル比、黒破線がその標準偏差、黒細線が各イベント記録の R/V スペクトル比である。

次に、既存の地下速度構造モデルの検証と改良すべき領域を把握するため、Rayleigh 波基本モードの楕円率 (以下、理論 R/V スペクトル比) を各観測点で計算し、観測平均 R/V スペクトル比と比較した。本年度は、独立行政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速度構造モデル V2²⁰⁾ を用いて検討を行った。J-SHIS の深部地盤速度構造モデル V2 から、対象観測点が含まれるメッシュ (JIS X 0410 に準ずる 3 次地域メッシュ、約 1km 四方) の地下構造モデルを抽出し、一次元構造として仮定した理論 R/V スペクトル比を計算した。理論 R/V スペクトル比の計算には DISPER80²¹⁾ を用いた。図 21 に観測平均 R/V スペクトル比 (黒太線) と重ねて、理論 R/V スペクトル比 (緑太線) を示している。理論 R/V スペクトル比の計算に用いた S 波速度構造も併せて示している。

図 22 にそれぞれ福井県、石川県及び富山県での観測 R/V スペクトル比のピーク周波数と理論 R/V スペクトル比のピーク周波数を比較し、目視で両者がよく一致していると判断した観測点を緑丸で示す。また、理論 R/V スペクトル比のピーク周波数に対し、観測 R/V スペクトル比が高周波数側にずれている観測点 (モデル堆積層が厚すぎる可能性が考えられる) は青丸、低周波数側にずれている観測点を赤丸で示す (モデル堆積層が薄すぎる可能性が考えられる)。なお、理論 R/V スペクトル比あるいは観測 R/V スペクトル比のピーク周波数が明瞭ではない観測点は図中に '?' で示している。図 22 では、J-SHIS V2 モデルの基盤深度をカラーコンターで表している。

福井県に関しては、既存の物理探査情報が比較的充実している福井平野（福井市、永平寺町）や鯖江盆地（鯖江市）のほか、その周辺の武生盆地（越前市）、大野盆地（大野市）では観測と理論のピーク周波数がよく一致しているのに対し、嶺南の敦賀平野（敦賀市）から若狭地方にかけての地域や嶺北の坂井地区（あわら市、坂井市）において、モデル改良の必要性があることを把握できた。

石川県に関しては、金沢平野北部のかほく市内の観測点で一致がよいほか、能登半島の中能登地方や奥能登地方の一部に観測と理論のピーク周波数の一致が見られた観測点が多く存在する。ただし、能登半島には、観測と理論のピーク周波数の一致がよくない観測点も七尾市、穴水町、輪島市門前町など同様に多数存在しており、観測点毎のばらつきが大きい。これは、福井県や石川県加賀地方に比べ、能登半島には規模の小さな平野や盆地が多数分布しているため、モデル化が容易ではなく、既存モデルの良し悪しにばらつきが存在するためと考えられる。例えば、ともに穴水町内に位置する ISK005（K-NET 穴水）のピーク周波数は 1.3 Hz、ISK015（K-NET 大町）のピーク周波数は 7.9 Hz であり、モデルのピーク周波数はともに 8.1 Hz であることから、両観測点での観測とモデルとの一致度に大きな差が見られている。この違いを説明するためには、かなり詳細な地盤構造の違いを考慮する必要がある。能美市以南の金沢平野南部から加賀地方にかけても、理論に比べ観測 R/V スペクトル比のピーク周波数が高周波側にずれている傾向が見られる。これは、昨年度実施した微動アレイ探査や単点微動観測で明らかとなった能美市以北と以南での基盤深度の違いが適切にモデル化されていないためと考えられるため、この地域も地下構造モデルの改良を要する。

富山県に関しては、富山平野や射水平野、砺波平野の観測点で全般的に観測 R/V スペクトル比と理論 R/V スペクトル比のピーク周波数の一致が良くない。氷見市についても同様である。平野周辺の山間部には比較的良好な観測点もいくつか見られる。富山平野での強震動予測を高度化する上では、現在、本プロジェクトで実施している地下構造に関する調査結果を反映させて、速度構造モデルの改良を図ることが不可欠である。また、継続的に、地震波形記録を収集して、検証及び改良作業を続けていくことも大切である。

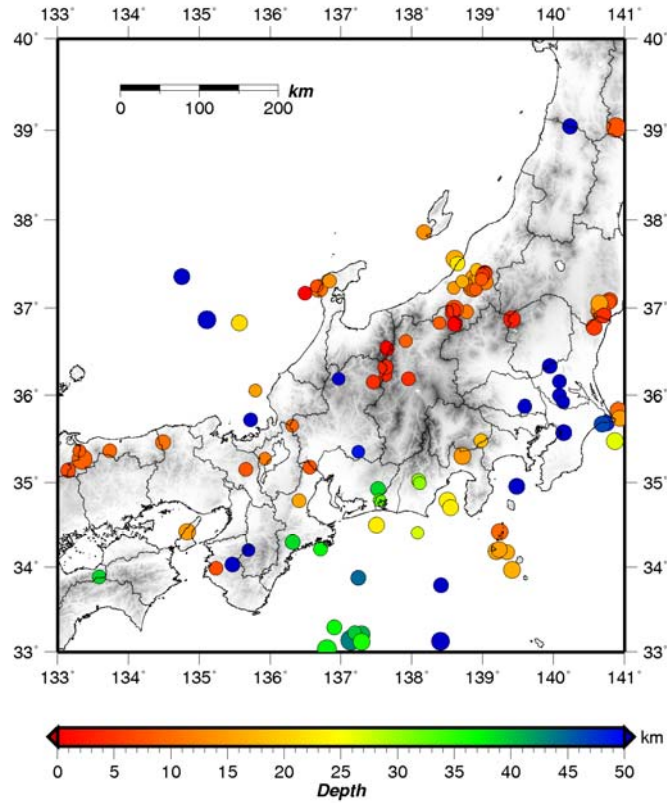


図 19 R/V スペクトル比の解析に用いた地震の震央分布

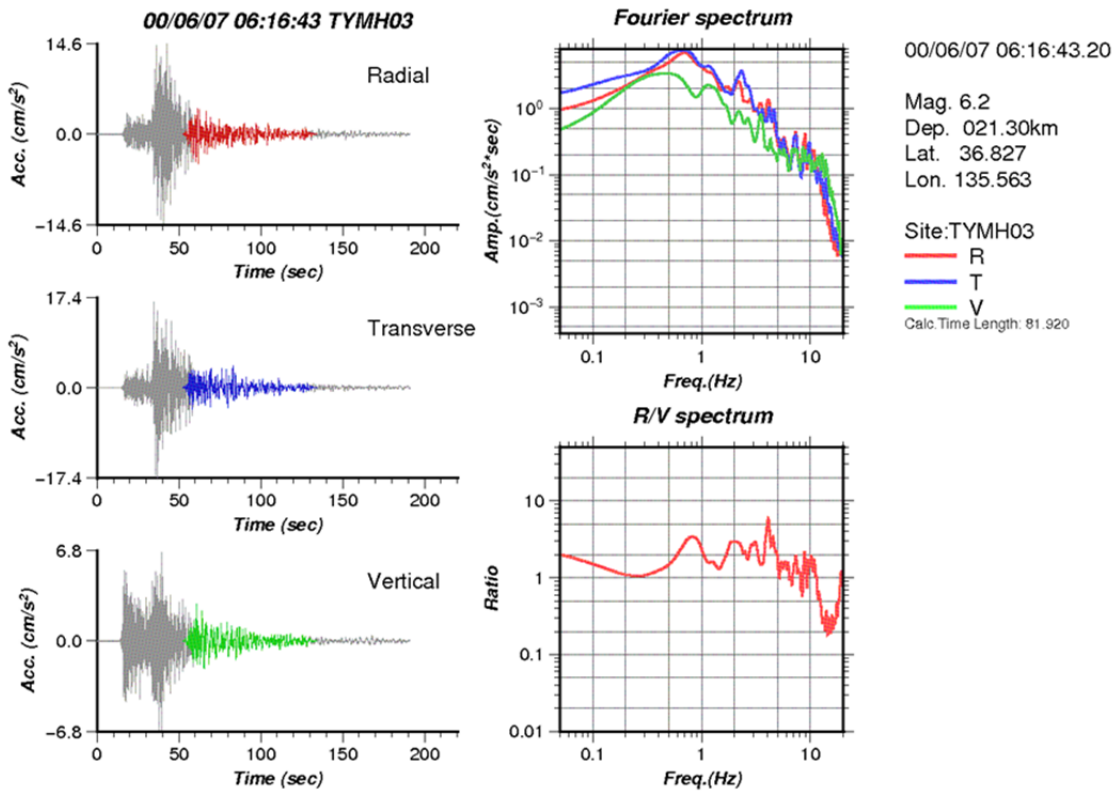
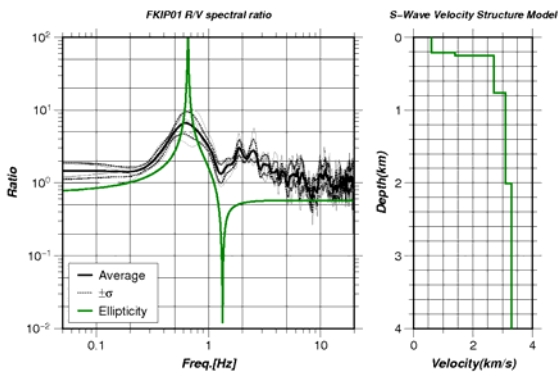
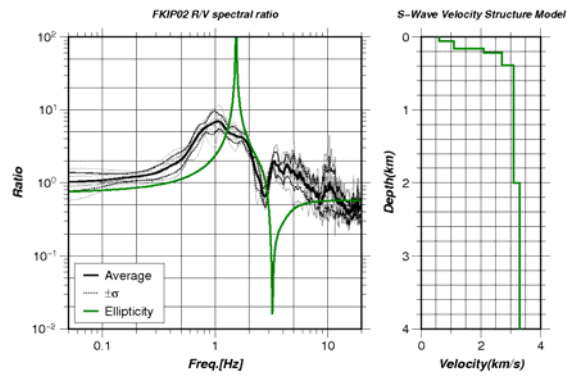


図 20 TYMH03(KiK-net 富山)における 2000 年 6 月 6 日石川県西方沖の地震(M_{JMA}6.2)の地震波形記録の解析結果

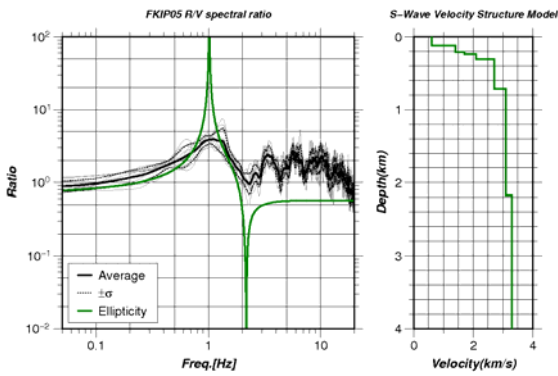
(a)FKIP01 福井市



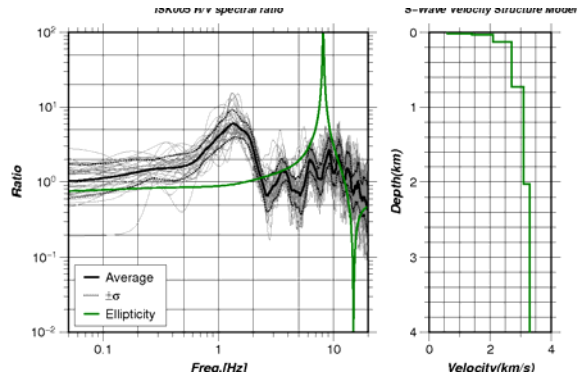
(b)FKIP02 敦賀市



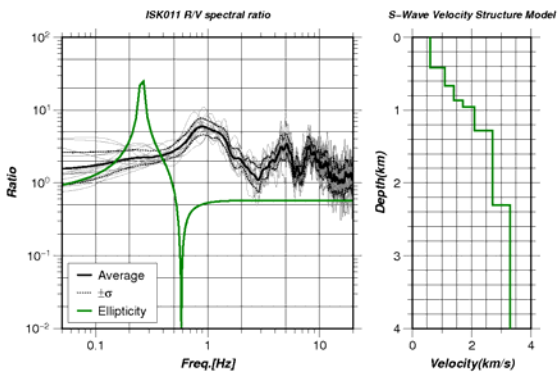
(c)FKIP05 大野市



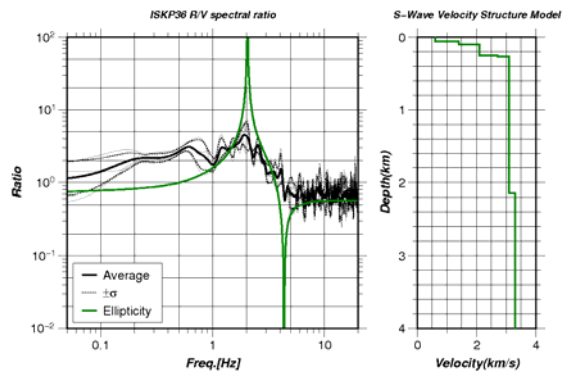
(d)ISK005 穴水



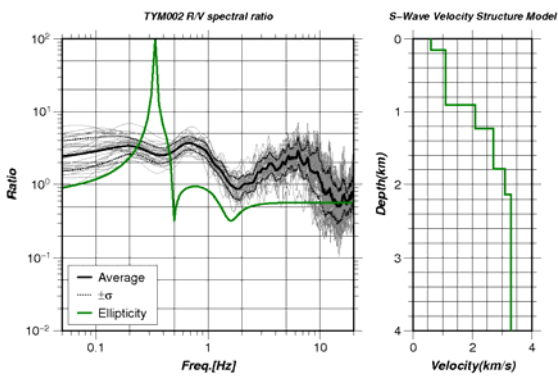
(e)ISK011 小松



(f)ISKP36 中能登町能登部下(旧鹿西町)



(g)TYM005 新湊



(h)TYMH03 富山

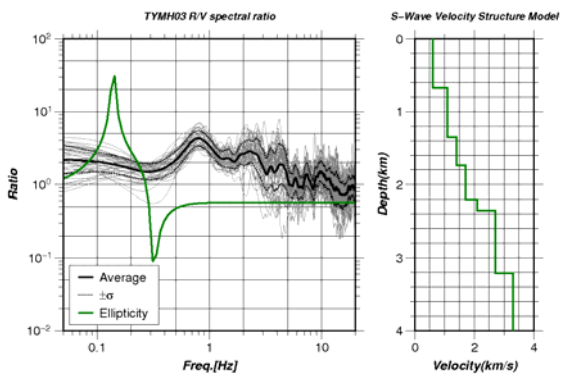


図 21 観測 R/V スペクトル比 (黒) と J-SHIS 深部地盤速度構造モデル V2 に基づく理論 R/V スペクトル比 (緑) の比較及び理論 R/V スペクトル比の計算に用いた S 波速度構造モデル

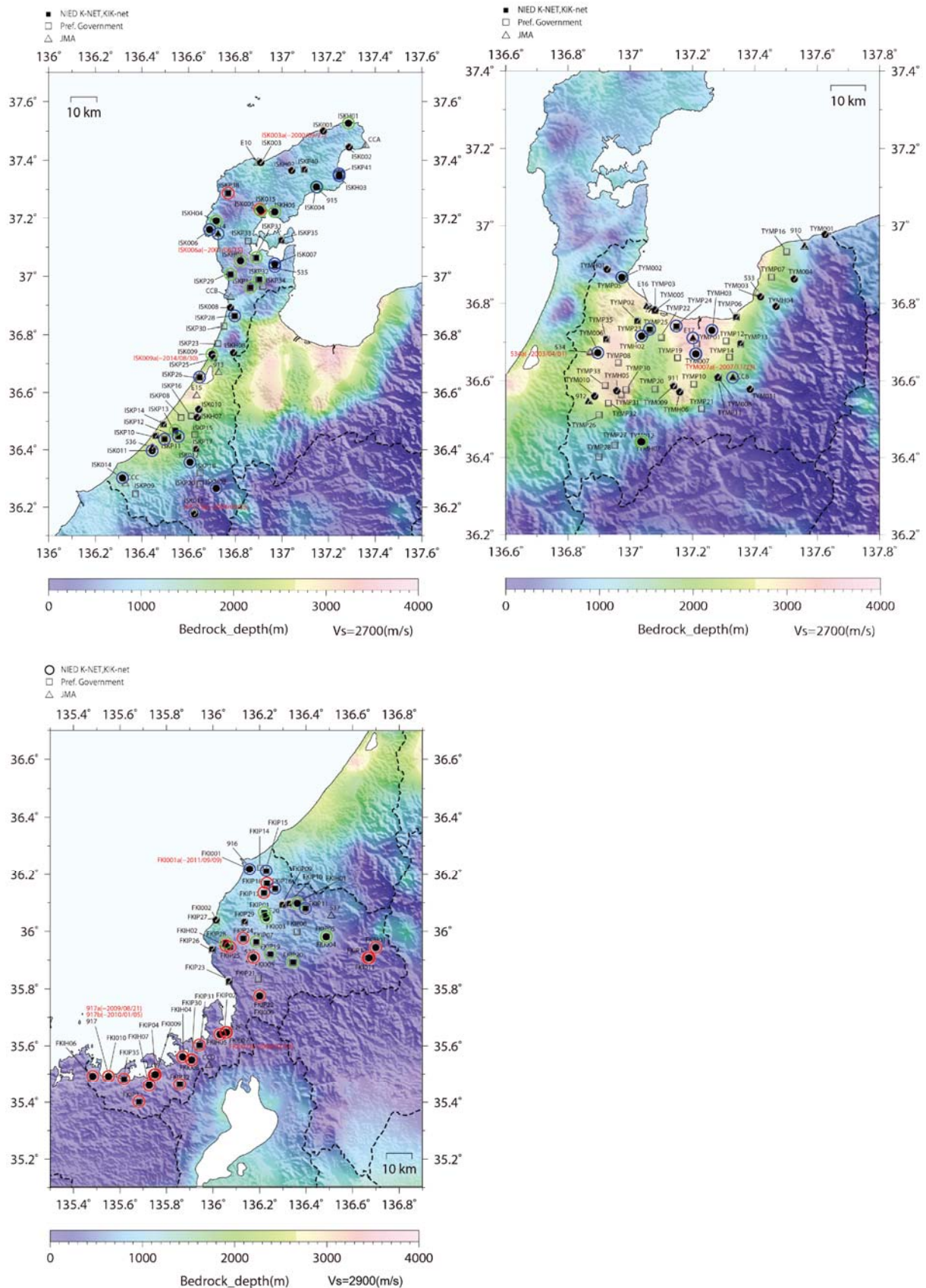


図 22 観測 R/V スペクトル比と J-SHIS V2 モデルに基づく理論 R/V スペクトル比のピーク周波数の比較 (緑: よく一致、赤: 観測<理論、青: 観測>理論、?: ピーク周波数が

不明瞭)

b) 経験的サイト増幅特性による検討

地震波形記録を用いたサイト増幅特性評価や、地下速度構造モデルとの対応の検討についてはいくつかの方法がある。a)において行った、地震波の S 波後続動部分の R/V スペクトル比とその部分が主として表面波であるとの仮定から、地下速度構造モデルから得られる Rayleigh 波の R/V 比との比較を行うことによるモデル検証もその中のひとつといえる。より広帯域の S 波のサイト増幅特性を検討するため、本節では観測記録から S 波サイト増幅特性を抽出し、既存の地下速度構造モデルに基づく理論的な増幅特性と比較する。

強震記録から地震基盤に対する S 波のサイト増幅特性を求める方法として、ここでは、経験的サイト増幅特性評価手法を用いた²²⁾。この手法は、震源特性、及び伝播経路特性を既往研究の解析結果等に基づいて仮定して地震基盤入力振幅スペクトル(基盤スペクトル)を設定し、観測振幅スペクトルをそれで割ることによって地震基盤より浅い地盤での増幅特性を経験的に評価する方法である。震源特性は、 ω^2 理論震源スペクトルモデル²³⁾、伝播経路特性は、震源から幾何減衰と周波数依存の Q 値を、既往研究を参照して設定する。各イベントの ω^2 理論震源スペクトルモデルの推定には、岩盤観測点と考えられる独立行政法人防災科学技術研究所広帯域地震観測網 F-net²⁴⁾の SRN (白峰) 観測点の強震記録を用いた。距離減衰の補正に用いる Q_s 値は、0.4 Hz 以上では $Q_s(f) = 204 f^{0.65}$ を与え²⁵⁾、周波数 0.4 Hz 未満は一定値として、 $Q_s(f) = 112$ を仮定した。図 23 に SRN 観測点で震源スペクトルをモデル化したイベントの震央分布を、図 24 には ω^2 理論震源スペクトルモデルフィッティングの例を示す。

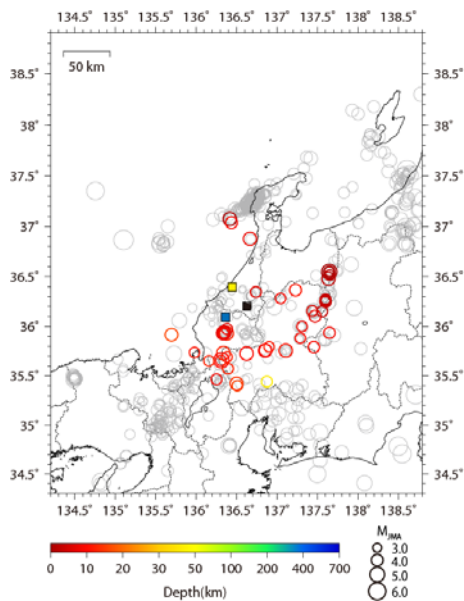


図 23 SRN(F-net 白峰)観測点(黒四角)、FKIH01 (KiK-net 永平寺)観測点(青四角)、ISK011 (K-NET 小松)観測点(黄色四角)、解析した地震の震央分布(赤丸印)。灰色丸印は、強震記録データベースに収録されている地震の震央分布。

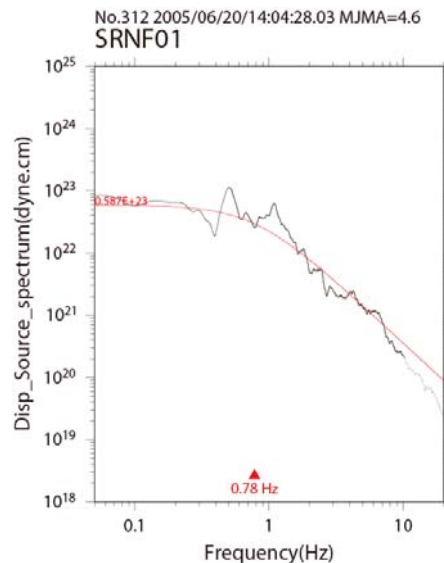


図 24 SRNにおける2005年6月20日14時4分(MJMA4.6)の地震の観測震源スペクトル(黒色)と ω^2 理論震源スペクトルモデル(赤色)。三角印は推定されたコーナー周波数を表す。赤色線の左端の数値は、F-netによる地震モーメント(平坦レベルに対応)を表す。

次に、得られたS波経験的サイト増幅特性と、既往の地下速度構造モデル等に基づくS波理論増幅特性の比較を行った。図25にFKIH01(KiK-net 永平寺)の経験的サイト増幅特性を示す。黒太線が多数のイベント記録から得られた経験的サイト増幅特性と標準偏差をエラーバーで示した。灰色線がイベント毎の経験的サイト増幅特性である。一方、理論サイト増幅特性は、赤色がJ-SHIS深部地盤速度構造モデルV2²⁰⁾のこの地点の速度構造モデル、青色が安井・他(2005)²⁾が微動アレイ観測の逆解析から求めた速度構造モデルによるものを示している。右にそれぞれのS波速度のプロファイルを示した。増幅特性はS波の鉛直入射に対する地表面での増幅率を表していて、 Q 値は $Q = V_s/15$ (V_s の単位はm/s)として各層に対して与えた。2つの地下速度構造モデルから得られる理論増幅率と経験的サイト増幅特性は卓越周期の再現性など、どちらもよい対応をしており、安井・他(2005)²⁾のモデルが若干観測に近いといえる。

図26にはISK011(K-NET 小松)の経験的サイト増幅特性を示している。S波増幅率は、J-SHIS V2の速度構造モデル(赤色)、昨年度、本項目の中で行った微動アレイ観測の分散曲線から得られた速度構造モデル(緑色)、及び浅野・他(2014)²⁶⁾の速度構造モデル(青色)の3つのモデルに基づくものを示した。浅野・他(2014)²⁶⁾のモデルは、微動アレイ観測によって得られた分散曲線の結果を、J-SHIS V2と同じ速度構造パラメータを仮定

し、最適な層厚を求めたものである。これら 3 つのモデルの中では浅野・他(2014)²⁶⁾のモデルに基づく増幅率が経験的サイト増幅特性との対応がよい。なお、周波数 5 Hz 以上の周波数帯域においては、このモデルの増幅率のみならず、全てのモデルの増幅率が過小評価となっているが、もともとの分散曲線においても、分析されている最大周波数は 5 Hz 以下であり、この周波数帯域の増幅は、極表層の遅い堆積層の存在によると予想される。表層地盤情報などとの比較が必要と考えられる。

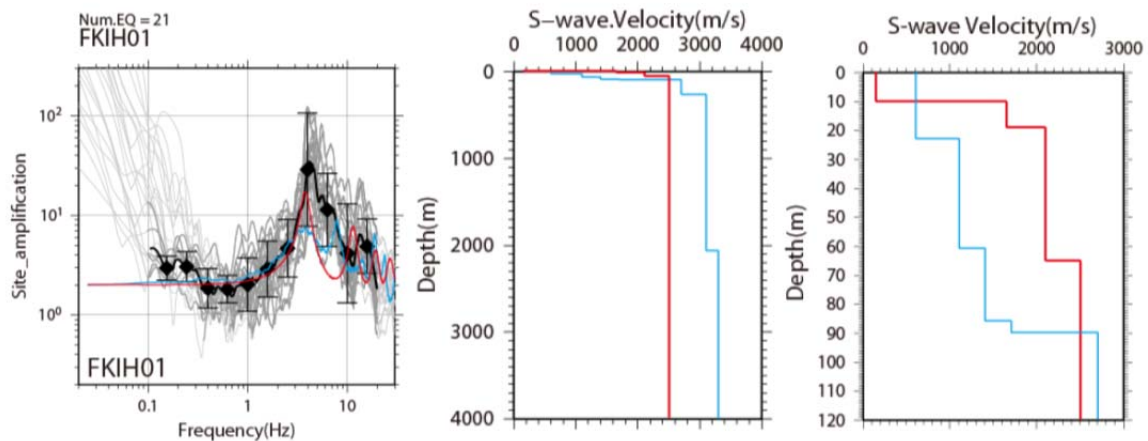


図 25 (左) FKIHO1 の経験的サイト増幅特性 (黒) と速度構造モデルからそれぞれ計算される理論増幅率 (青：安井・他²⁾, 2005、赤：J-SHIS V2) の比較。(右) FKIHO1 での J-SHIS V2 (赤) と安井・他 (2005)²⁾ (青) の 1 次元 S 波速度構造モデル。深さ 0～4000 m まで、及び深さ 0～120 m までをそれぞれ図示した。

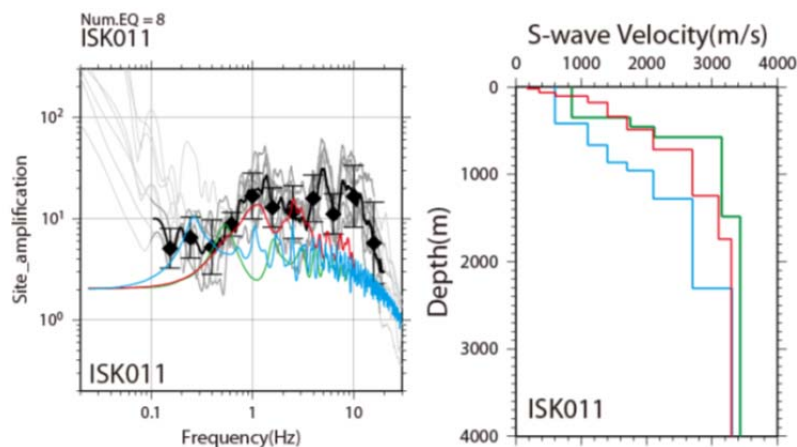


図 26 (左) ISK011 の経験的サイト増幅特性 (黒) と速度構造モデルからそれぞれ計算される理論増幅率 (赤：J-SHIS V2、緑：日本海地震・津波調査プロジェクト⁷⁾, 2014、青：浅野・他²⁴⁾, 2014) の比較。(右) ISK011 での J-SHIS V2 (赤) と日本海地震・津波調査プロジェクト⁷⁾ (2014) (緑)、及び浅野・他 (2014)²⁴⁾ (青) の 1 次元 S 波速度構造モデル。

(c) 結論ならびに今後の課題

文献調査に基づき、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平成 26 年度の現地調査対象領域として設定し、微動アレイ観測を 10 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。

昨年度の石川県及び福井県に引き続き、本年度は富山県内に位置する強震・震度観測点の地震波形記録を収集した。富山県、石川県及び福井県の自治体震度計波形記録収集には、各県庁のお世話になった。収集した地震波形記録の後続波部分を解析して得られた R/V スペクトル比を J-SHIS 深部地盤速度構造モデル V2 から計算された理論 Rayleigh 波 R/V スペクトル比と比較し、地下構造モデルの検証並びに改良の必要な箇所の洗い出しを行った。富山平野においては、地震波形記録の後続波部分から得られた観測 R/V スペクトル比と既存モデルによる理論 Rayleigh 波 R/V スペクトル比の一致が全般的に芳しくなく、今年度から次年度にかけて富山平野で実施している調査による速度構造モデル改善の必要性を強く示唆している。

より広帯域の地震波サイト特性評価のため、実地震記録から経験的サイト増幅特性の評価を行い、地盤速度構造モデルによる増幅特性との比較を開始した。本プロジェクトで行った微動アレイ探査で得られた速度構造モデル等が、より観測サイト増幅特性を再現することがわかった。一方、微動アレイ探査による分散曲線については、層厚と速度構造のトレードオフが解決しないが、今回の ISK011 での地震波増幅率と比較することによって、速度構造モデルパラメータの拘束ができる可能性を示した。平成 25 年度、平成 26 年度に行ってきた微動アレイ観測は、K-NET、KiK-net や自治体震度計観測点をそのアレイの中心付近に設定するように行っているため、今回開始した波形データを用いた増幅特性の推定を継続し、速度構造モデルに基づく増幅特性との比較を行って、モデルの改善方法について検討を続ける。

近年発生した内陸被害地震の震源モデルを収集し、強震動生成の観点に立った震源モデル特性化について検討を継続した。内陸の地震の震源パラメータが新たに得られてはいないため、今年度の報告には掲載しなかった。強震動生成域の地震規模依存性は、これまでの経験式を基本として考えることができる。今後個別の断層の地震を想定した強震動予測の実施に向けて、サブテーマ 2 の調査で得られた知見も踏まえて、強震動予測のための震源モデル設定について検討を継続する。

(d) 引用文献

- 1) 山中浩明, 栗田勝美, 瀬尾和夫, 小嶋啓介, 佐藤浩章, 宮腰 研, 赤澤隆士: 微動アレイ観測による福井平野の S 波速度構造の推定, 地震第 2 輯, Vol.53, No.1, pp.37-43, 2000.
- 2) 安井 譲, 野口竜也, KiK-net 永平寺観測地点と K-NET 福井観測地点の地盤速度構造の検討, 福井工業大学研究紀要, No.35, pp.177-182, 2005.

- 3) 安井 譲, 森本鉄郎, 野口竜也, 微動アレイ観測に基づく福井平野の深部地盤速度構造の照査・検討, 福井工業大学研究紀要, No.38, pp.199–206, 2008.
- 4) 安井 譲, 野口竜也, 小嶋啓介, 香川敬生, 白崎貴也, 橋本勇一, 中谷英史, 堀川晋彦, 鯖江盆地の微動アレイ観測, 福井工業大学研究紀要, No.41, pp.208–214, 2011.
- 5) 小嶋啓介・野口竜也, 佐藤毅, 黒田貴紀: 常時微動観測に基づく敦賀平野の S 波速度構造の推定, 自然災害科学, No.27, pp.85–96, 2008.
- 6) 神野達夫, 先名重樹, 森川信之, 成田 章, 藤原広行: 金沢平野における 3 次元地下構造モデル, 物理探査, Vol.56, No.5, pp.313–326, 2003.
- 7) 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: 平成 25 年度科学技術基礎調査等委託事業「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書, 313p., 2014.
- 8) 山中浩明, 元木健太郎, 山田伸之, 福元俊一, 山田悦子, 瀬尾和夫: 2007 年能登半島地震の余震観測と微動探査による輪島市門前町の地盤震動特性の評価, 物理探査, Vol.61, No.5, pp.385–396, 2008.
- 9) 堀川晴央, 杉山長志, 馮 少孔, 徳丸哲義: 新潟および奥能登地域における微動アレー探査, 平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター研究速報, No.54, pp.89–93, 2010.
- 10) 富山県:平成 7 年度地震調査研究交付金「呉羽山断層に関する調査」成果報告書, 235p., 1997.
- 11) 富山県:平成 9 年度地震関係基礎調査交付金「砺波平野断層帯に関する調査」成果報告書, 82p., 1998.
- 12) 石油公団:昭和 57 年度国内石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査「富山～金沢地域」調査報告書, 13p., 1982.
- 13) 石油公団:昭和 58 年度国内石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査「富山～金沢地域」調査報告書, 22p., 1983.
- 14) 松浦旅人, 吉岡敏和, 宮脇理一郎, 横田 裕, 古澤 明, 魚津断層帯の第四紀断層運動と地下地質, 活断層研究, No.26, pp.137–150, 2006.
- 15) 酒井慎一, 岩崎隆哉, 飯高 隆, 吉井敏尅, 山崎文人, 桑山辰夫: 爆破地震動による中部日本地域の地殻構造, 月刊地球, Vol.18, No.2, pp.104–109, 1996.
- 16) 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.
- 17) 藤井昭二: 富山平野, アーバンクボタ, No.31, pp.38–47, 1992.
- 18) 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.
- 19) 藤原広行, 河合伸一, 青井 真, 森川信之, 先名重樹, 工藤暢章, 大井昌弘, はお憲生, 早川 譲, 遠山信彦, 松山尚典, 岩本鋼司, 鈴木晴彦, 劉 瑛: 強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, No.337, 2009.
- 20) 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.

- 21) Saito, M.: DISPERS80: A subroutine package for the calculation of seismic normal mode solutions, *Seismological Algorithms*, Academic Press, pp.293–319, 1988.
- 22) 鶴来雅人，田居 優，入倉孝次郎，古和田明：経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討，地震第2輯，Vol.50，No.2，pp.215–227，1997.
- 23) Brune, J.N.: Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, No.26, pp.4997–5009, 1970.
- 24) 福山英一，石田瑞穂，Dreger, D. S., 川井啓廉：オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定，地震第2輯，Vol.51，No.1，pp.149–156，1998.
- 25) 川瀬 博，松尾秀典：K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析，日本地震工学会論文集，Vol.4，No.1，33–52，2004.
- 26) 浅野公之，岩田知孝，宮腰 研，大堀道広：微動アレイ観測と単点微動観測による加賀平野南部及び邑知潟平野の堆積平野速度構造モデルの検討，第14回日本地震工学シンポジウム論文集，pp.3002–3010，2014.

(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
野口竜也・香川敬生	微動探査による鳥取平野南部地域における地盤振動特性の把握および地盤構造推定(口頭発表)	第34回地震工学研究発表会	2014年10月9日
浅野公之・岩田知孝・宮腰研・大堀道広	微動観測から推定される加賀平野南部及び邑知潟平野の地下速度構造(口頭発表)	日本地震学会2014年秋季大会	2014年11月26日
野口竜也・香川敬生	微動探査による鳥取県内の強震観測地点における地盤振動特性の把握および地盤構造の推定(ポスター発表)	第14回日本地震工学シンポジウム	2014年12月5日
浅野公之・岩田知孝・宮腰研・大堀道広	微動アレイ観測と単点微動観測による加賀平野南部及び邑知潟平野の堆積平野速度構造モデルの検討(口頭発表)	第14回日本地震工学シンポジウム	2014年12月6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) 平成27年度業務計画案

平成26年度に引き続き、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、探査が必要な地域（富山等の北陸地方）において微動アレイ探査、単点微動調査を行う。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。対象地域における震源断層モデルに基づいて、強震動予測の試算のための準備をすすめ、前年度までに収集した震源モデル特性化に基づいたシナリオ地震想定と予測を行う。

