森本・富樫断層帯における
重点的な調査観測

令和４～６年度

成 果 報 告 書

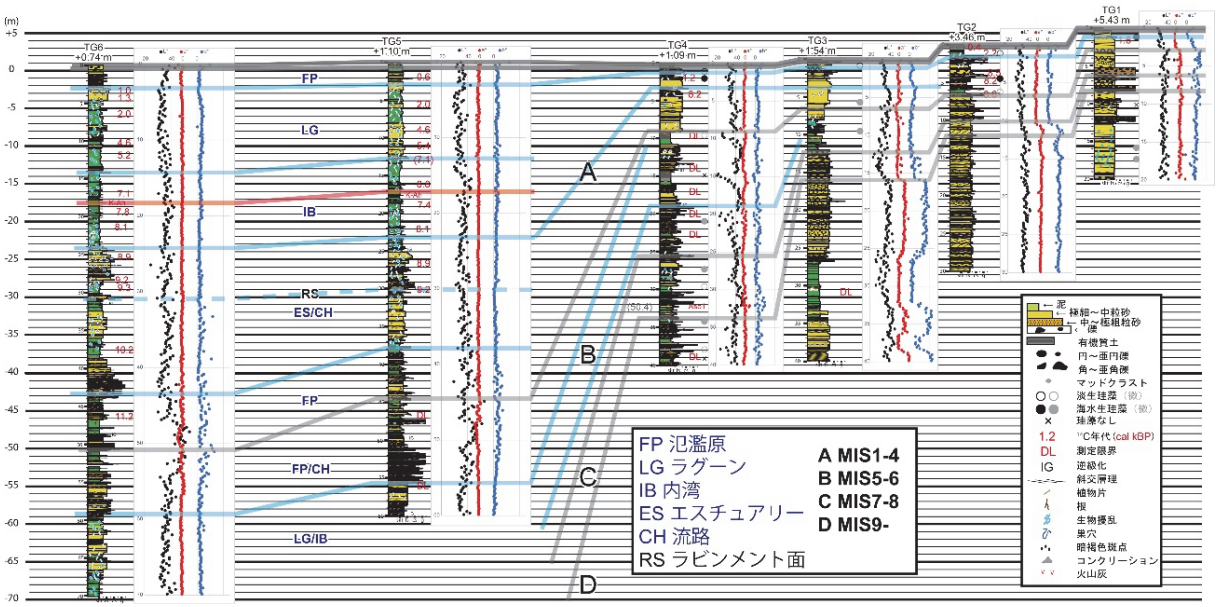
令和７年５月

文 部 科 学 省 研 究 開 発 局

国立大学法人京都大学防災研究所

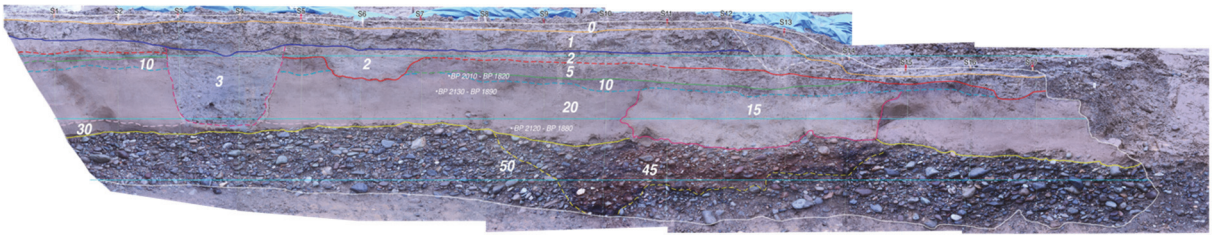
本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立大学法人京都大学防災研究所が実施した令和４～６年度「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」の成果を取りまとめたものです。

１．１　活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査



森本断層・利屋地区における群列ボーリングによる活動性調査

森本・富樫断層帯北部・森本断層の完新世撓曲崖地形を横断する測線で実施した群列ボーリング（６箇所・計 260　m）による地質断面図。完新統の大きな上下落差から、平均上下変位速度は 1.9 mm/yr となる可能性が示された。

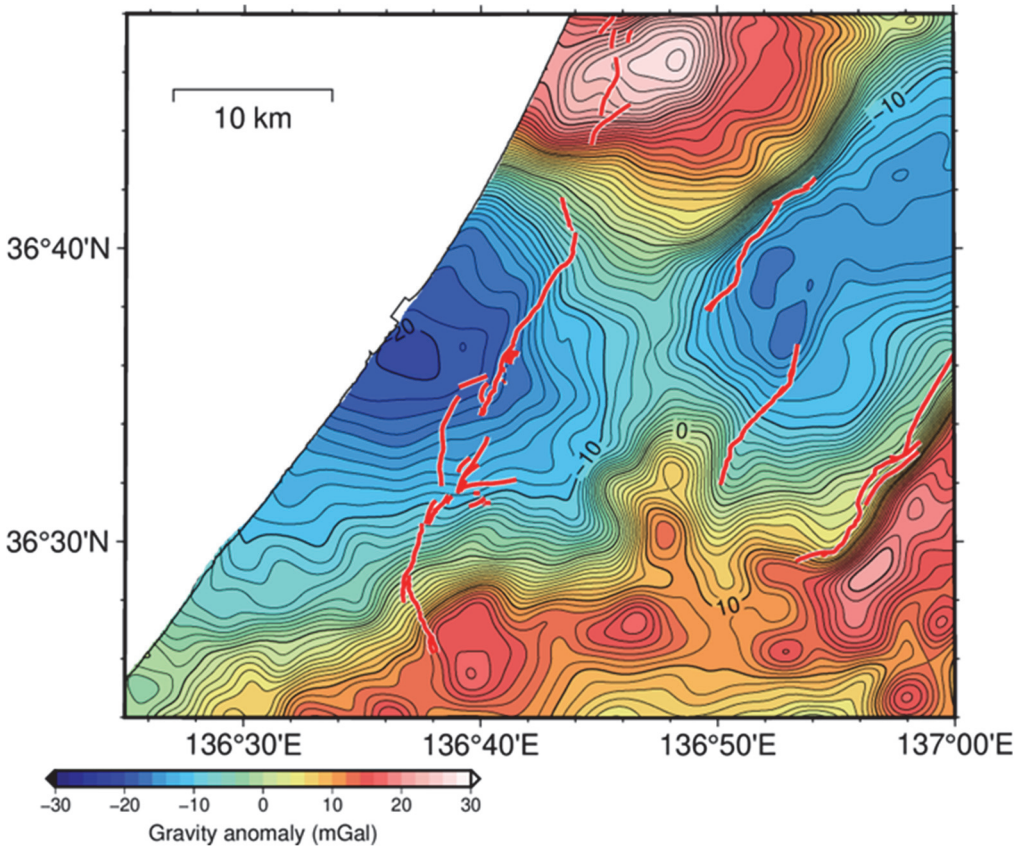


富樫断層・小柳地区によるトレンチ調査（南壁面）

森本・富樫断層南部・富樫断層の完新世撓曲崖を横断するトレンチ掘削調査を実施し、露出した南壁面。断層は出現しなかった一方、約 2000 年前に堆積した砂礫層が西に傾斜する構造が認められ、約 2000 年前以降に断層活動が生じた可能性が示された。

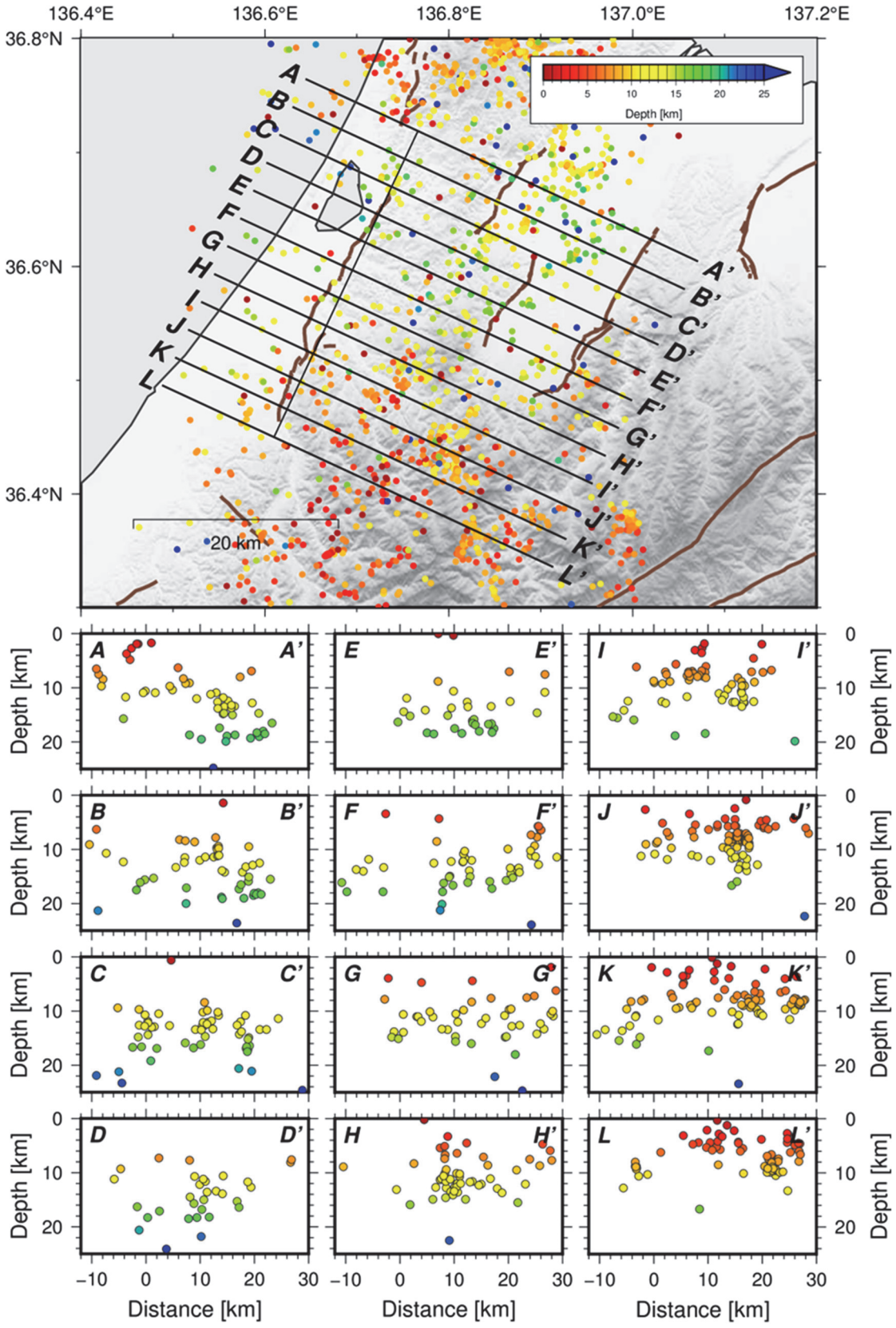
１．２　重力探査に基づく地下構造調査

白山市役所・市民交流センター前での重力測定

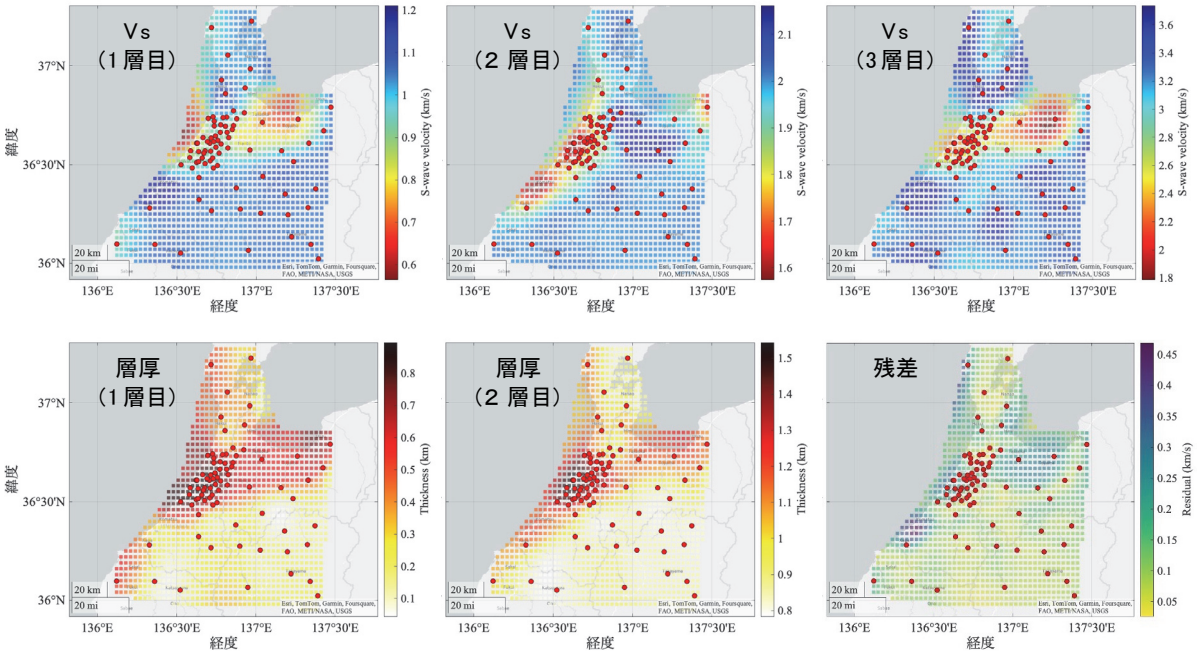


平面トレンド成分の除去及び遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常図
コンター線の間隔は１mGal である。

2　断層帯周辺の地殻活動の現状把握調査



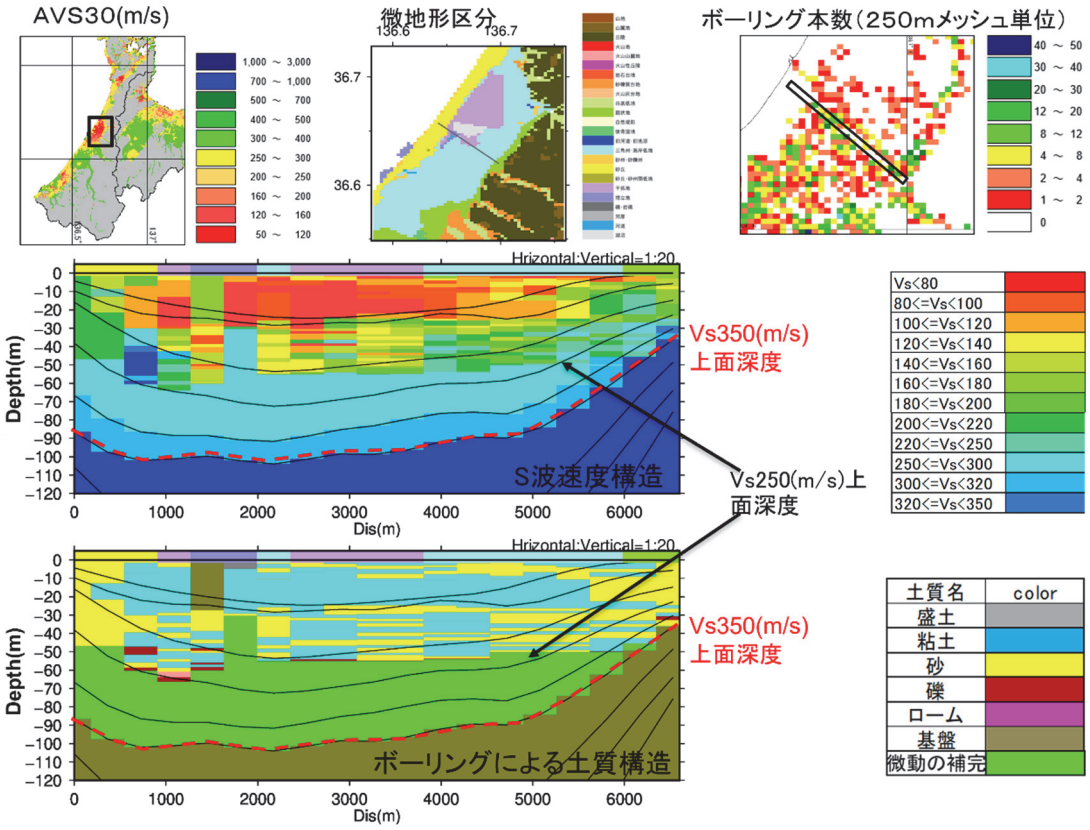
本調査観測による臨時観測データ（MTKV-net）と周辺の定常観測データに対し、深層学習を用いて検出・検測された地震の３次元分布を示す断面図。色は震源の深さを示す。



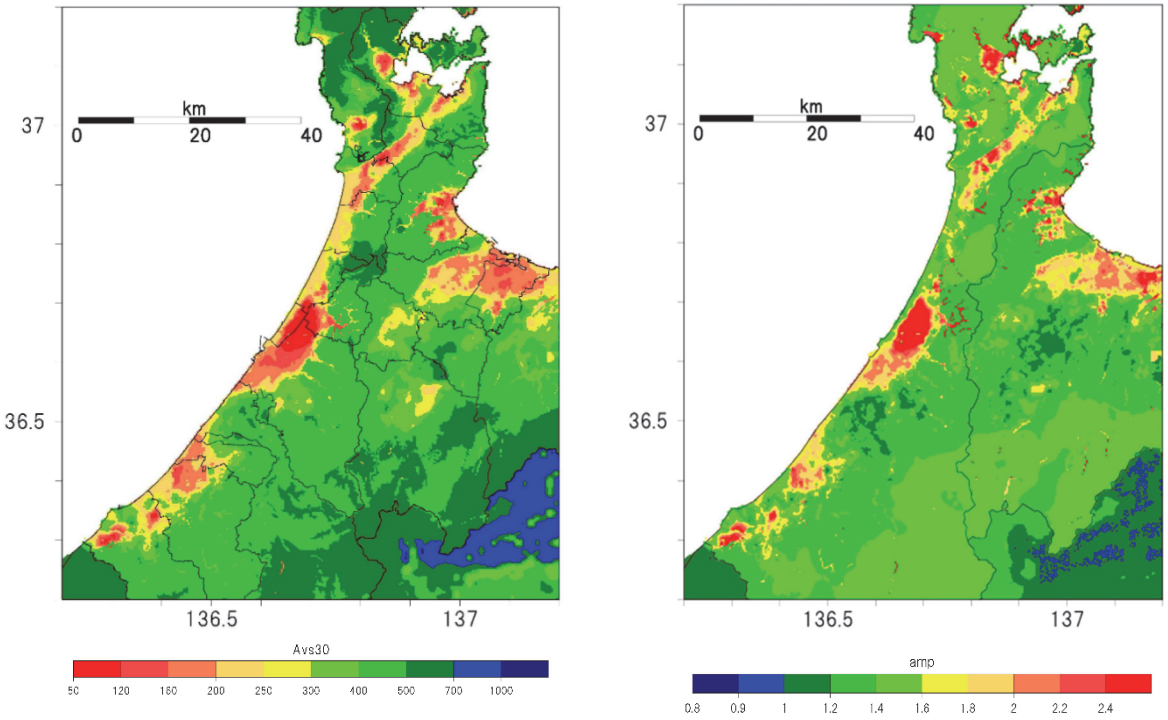
本調査観測による臨時地震観測網と周辺の定常地震観測網（赤丸が観測点位置）の連続地震データに表面波解析および位相速度トモグラフィを適用した後、非線形最小二乗法により推定した３次元Ｓ波速度構造。各パネル左上には、表示している物理量の名称を記載している。各グリッドの残差は、推定された３次元Ｓ波速度構造から計算した分散曲線と、トモグラフィ解析によって得られた分散曲線との各周波数における位相速度の絶対誤差の総和とした。

MTKV10 観測点の冬季メンテナンス（2022 年 12 月）。雪原を 100 m ほど歩き、雪に埋もれた観測点を補修した後、雪除けを仕上げた。このような作業の積み重ねにより MTKV-net 観測網を維持した。

３．１　浅部地盤構造モデルの構築



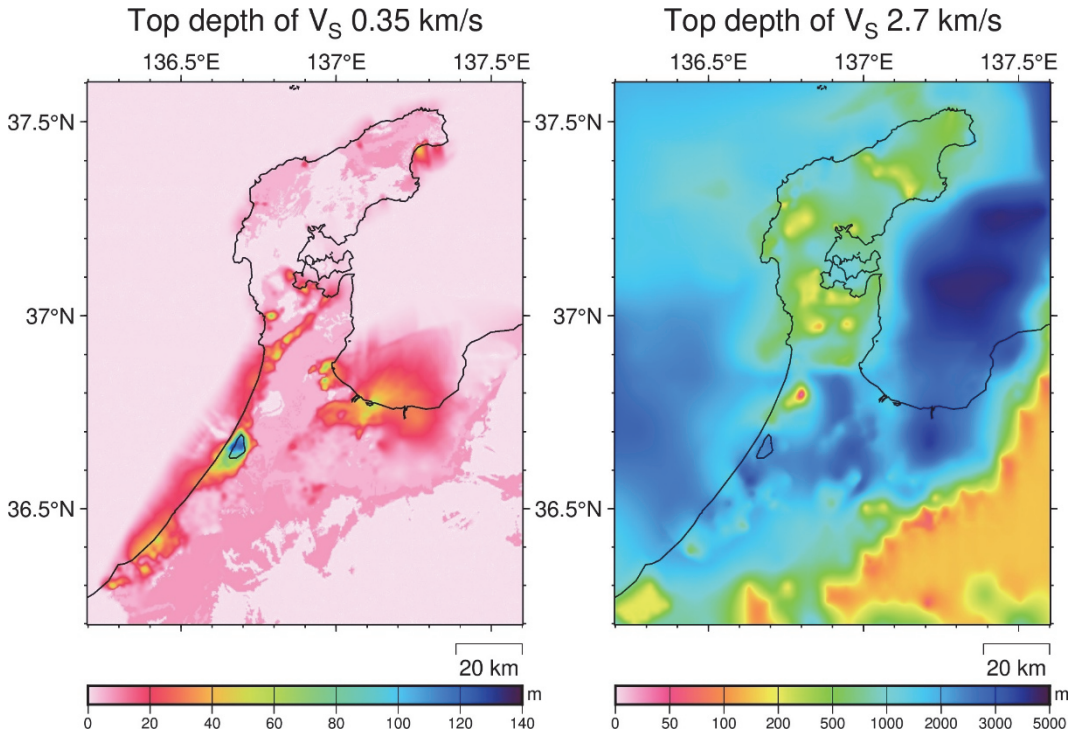
作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図（河北潟周辺）



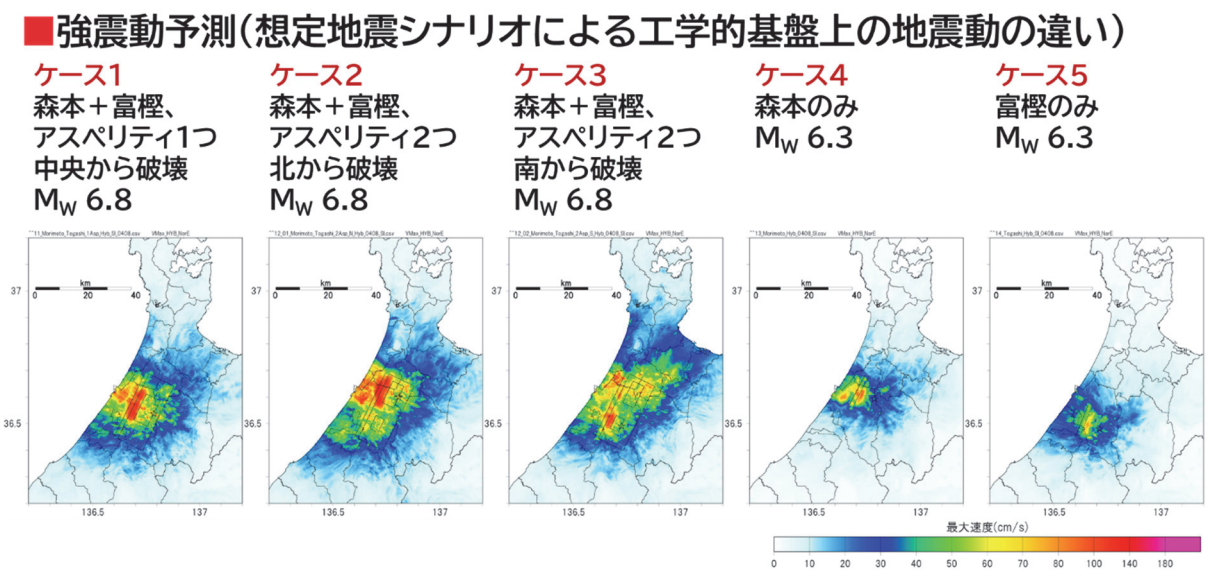
作成した浅部・深部統合地盤構造モデルによる AVS30（左図）と最大速度増幅率（V_S 400m/s からの増幅率）（右図）

３．２　深部地盤構造モデルの構築と強震動予測

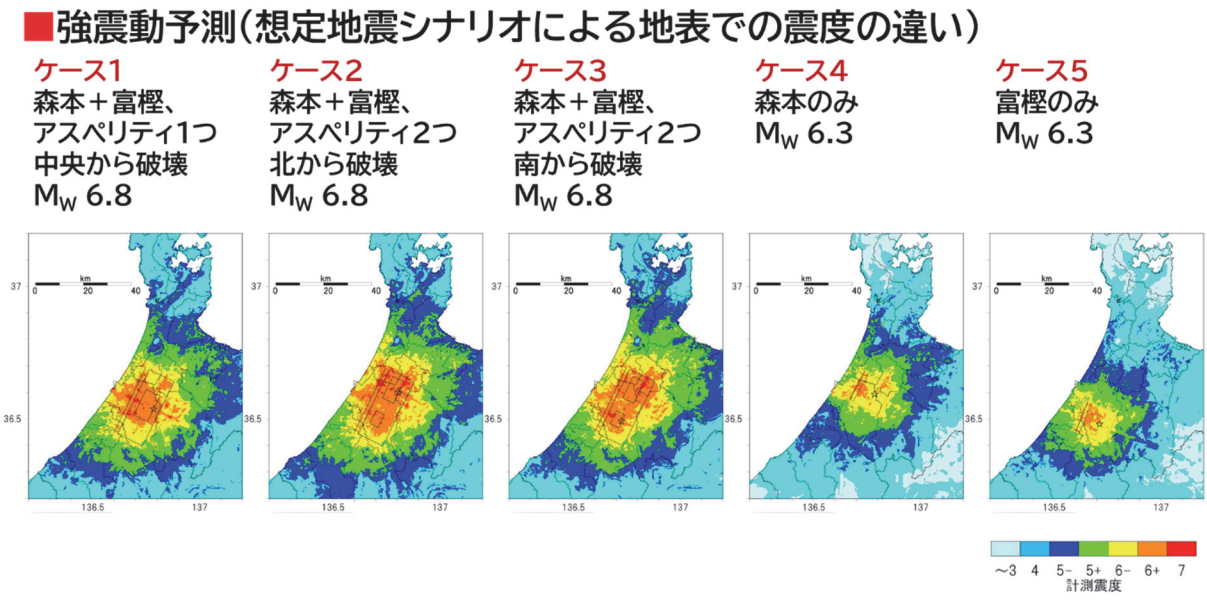
津幡川沿いの谷底低地における微動アレイ観測（河北郡津幡町）



浅部・深部統合地盤構造モデルの S 波速度 0.35 km/s 層と 2.7 km/s 層上面深度



ケース１～５の工学的基盤での最大速度分布



ケース１～５の地表での震度分布

4　地域連携・地域の内在地震ハザード情報共有

令和６年度地域勉強会の開催風景

過去３年間の地域勉強会の配付資料

目　次

グラビア

１．プロジェクトの概要..... 1

２．業務の実施体制..... 4

３．研究報告

３．１　活断層の詳細位置・形状・活動性及び周辺の地下構造解明のための調査

３．１．１　活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査..... 6

３．１．２　重力探査に基づく地下構造調査..... 56

３．２　断層帯周辺の地殻活動の現状把握調査..... 149

３．３　浅部・深部統合地盤構造モデルの構築と強震動予測

３．３．１　浅部地盤構造モデルの構築..... 225

３．３．２　深部地盤構造モデルの構築と強震動予測..... 274

３．４　地域連携・地域の内在地震ハザード情報共有..... 412

４．全体成果概要..... 424

５．成果の論文発表・口頭発表等..... 430

６．むすび..... 433

７．全体会議・外部評価委員会..... 434

１．プロジェクトの概要

(1) 調査観測の方針と観点

地震調査研究推進本部（以下「地震本部」という。）では、平成 17 年８月に策定した「今後の重点的調査観測について（―活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測、活断層の今後の基盤的調査観測の進め方―)」に基づき、活断層帯の重点的な調査観測を推進している。さらに、地震本部では、平成 21 年４月に策定し、平成 25 年３月に改訂した「新たな活断層調査について」において、必要とされる活断層調査に関する基本方針や実施方法等についてとりまとめるとともに、重点的調査観測の対象候補となる活断層帯を明記している。この選定基準に該当する森本・富樫断層帯（以下「本断層帯」という。）の重点的な調査観測（以下「本調査観測」という。）を実施する。

地震本部が平成 25 年 11 月に公表した「森本・富樫断層帯の長期評価（一部改訂)」では、本断層帯の今後 30 年以内の地震発生確率は、２％～８％と幅があるものの、その最大値をとると、我が国の主な活断層の中では高いグループに属している。本断層帯は、全長が約 26 km の逆断層と考えられていて、本断層帯が活動した場合にはではマグニチュード 7.2 程度の地震が発生することが予想され、その時、断層の近傍の地表面では３ｍ程度のずれが生じ、断層の東側が西側に対して２ｍ程度隆起する可能性や、震源域である金沢市を中心とした石川県下及び砺波平野といった富山県下西部地域で震度６弱以上の揺れに見舞われる可能性が高いと評価されている。

これらの長期評価、強震動評価の課題を踏まえ、本断層帯における地震規模及び長期的な発生時期の予測精度の高度化、周辺断層帯との関係、断層帯周辺における地殻活動の現状把握の高度化、強震動の予測精度の高度化等の調査観測を実施することが必要とされる。

(2) 調査観測の内容

本断層帯の活動性に関するパラメータは、平均活動間隔 1700～2200 年程度、１回のずれ量が２ ｍ程度（上下成分）とされる。その一方で、平均活動間隔及び１回のずれ量の信頼度は低いとされ、これらを評価するための信頼度の高いデータが得られていないとされる。実際、精度良いイベント時期及び１回のずれ量は副次的な断層で得られている一方、主断層で行われた古地震調査では、地層の年代の信頼度が低く、イベント発生時期・回数が十分に限定されていない。また、平均変位速度は１ m/千年（上下成分）とされるが、断層下盤側の沖積面下における変位基準の分布深度が不明であるため、値の信頼度が低い。また、本断層帯の変位地形は幅広い撓曲変形を伴う区間が存在することから、変形量の推定には長波長の撓曲変形成分の考慮が必要である。

このように、本断層帯の長期評価の精度を高めるためには、主断層において地層の年代・対比及び変形構造を可能な限り詳細に把握するために、高精度群列ボーリングコア解析や最新の高分解能構造探査、高分解能数値地形データに基づく変動地形解析及びこれらを組み合わせた調査観測を行い、過去の活動時期・平均活動間隔・１回のずれ量・平均変位速度を複数の調査地点で精度良く求める必要がある。

本断層帯は東傾斜の逆断層であるが、断層面の具体的な形状や盆地構造についても不明な点が多く、断層面の深部形状や盆地構造を解明する深部構造探査は未だ実施されていな

い。加えて、本断層帯に近接する邑知潟断層帯や砺波平野断層帯等との構造的な関係は不明である。特に、本断層帯と併走する砺波平野断層帯西部の地表位置は 15 km 程度しか離れておらず、断層面の傾斜によっては一方が他方の断層面に収斂する可能性がある。このような断層帯間の関係に関する課題を克服するためには、断層帯及びその両側に広がる堆積盆地を横断する深部構造探査や高密度の重力探査を実施し、断層面の形状や盆地構造、隣接する断層帯との構造的な関係を具体的に解明することが必要である。

本断層帯の震源断層モデルの設定や活動する場合のすべり角の設定は、当該地域の地震ハザードの評価に重要である。地震発生層内の震源断層の形状や姿勢を拘束する探査が必要となる。また、断層形状とすべり角の関係は、その置かれた応力場によって規定されていることから、本断層帯を含む領域の応力場を知ることが重要となる。さらに、現状の応力場における本断層帯や周辺断層帯のすべりやすさ評価は、断層の連動性検討の重要な情報となる。

さらに強震動評価の高度化には、上述のような震源断層モデルに加えて、揺れを増幅する地盤構造モデルの正確な把握が必要となる。地震本部の地震動予測地図構築にあたって、日本国内では、J-SHIS あるいは全国１次地下構造モデル(JIVSM)といった、全国を網羅する地下構造モデルが構築・公開されているが、それらのモデル構築に利用された地下探査情報には地域により多寡があり、モデルの信頼度は一様でない。必要に応じて、地下探査情報の高密度化、及び、探査方法による特性を踏まえた各種探査を実施することにより、モデルの精度・信頼度を上げる必要がある。こういった観点に立って、既往の調査結果を踏まえて新たに観測を実施する必要がある。

これらの活断層調査を実施するため、関係の自治体等と連携を図るとともに、研究成果を地域へ普及・還元する観点から、必要に応じ、これら事業期間を通じて自治体等と連携し、情報発信を行う必要がある。

これらの課題を解決すべく、以下に示す６つのサブテーマの調査観測研究を実施する。

○サブテーマ１　活断層の詳細位置・形状・活動性及び周辺の地下構造解明のための調査

・サブテーマ１．１　活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査

高分解能標高データ・空中写真の変動地形解析による活断層・変動地形の詳細位置・分布の解明、トレンチ調査や群列ボーリングおよび高分解能極浅層探査などによる断層活動履歴および平均変位速度の解明、浅部・深部構造探査による断層形状の推定を行う。

・サブテーマ１．２　重力探査に基づく地下構造調査

本断層帯及び周辺断層帯との近傍部において重力探査を高密度で実施し、地下の断層構造の変化や構造の連続性を調査する。平野縁辺部の堆積層構造情報を得て、強震動予測のための地下構造モデル構築に活用する。

○サブテーマ２　断層帯周辺の地殻活動の現状把握調査

本断層帯及び周辺における震源メカニズム解析に基づく応力場情報を取得する。深部断層形状に関して、サブテーマ１．１、１．２と連携するとともに、微動調査等で情報を得る。これらを踏まえて、当該断層帯の断層活動様式（震源断層のすべり方向）の推定を行

う。

○サブテーマ３　浅部・深部統合地盤構造モデルの構築と強震動予測

・サブテーマ３．１　浅部地盤構造モデルの構築

本断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる可能性の高い地域を対象として、工学的基盤面相当以浅の浅部地盤構造モデルの構築に資する速度構造探査等を実施し、サブテーマ３．２と協働して、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルの構築を行う。

・サブテーマ３．２　深部地盤構造モデルの構築と強震動予測

強震動予測に必要な深部地盤構造モデル構築に資する調査を実施するとともに、各サブテーマで実施された構造調査に関係するデータをもとに、浅部・深部統合地盤構造モデルを構築する。サブテーマ１．１、２を中心とした研究グループ全体で議論した本断層帯の震源断層モデルに基づいて強震動予測を実施する。

○サブテーマ４　地域連携・地域の内在地震ハザード情報共有

本断層帯が活動した場合に影響が及ぶ、関連自治体や社会インフラストラクチャ事業者等と、当該地域の地震ハザードの現状と本調査観測成果の情報共有ができる地域勉強会を実施し、当該地域の地震ハザードと防災対策に関する理解の深化を進める。

２．業務の実施体制

この重点的調査観測は、国立大学法人京都大学防災研究所、国立大学法人東京大学地震研究所、国立大学法人金沢大学、国立研究開発法人産業技術総合研究所、国立研究開発法人防災科学技術研究所の５機関が体制を構築し、関係する研究機関（者）の参加・協力を得て実施する。調査観測代表機関は、国立大学法人京都大学防災研究所とする。

調査観測項目	担当機関	担当者
研究代表者	国立大学法人京都大学防災研究所	岩田　知孝※１
	国立大学法人京都大学防災研究所	浅野　公之※２
１．１．活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査	国立大学法人東京大学地震研究所	石山　達也
	国立大学法人東京大学地震研究所	蔵下　英司
	国立大学法人東京大学地震研究所	佐藤　比呂志
	国立大学法人東京大学地震研究所	加藤　直子
	同志社大学理工学部	堤　　浩之
	法政大学人間環境学部	杉戸　信彦
	国立大学法人岡山大学学術研究院教育学域	松多　信尚
	国立大学法人信州大学学術研究院教育学系	廣内　大助
	国立大学法人富山大学都市デザイン学部	安江　健一
	国立大学法人富山大学都市デザイン学部	立石　良
	ふじのくに地球環境史ミュージアム	中西　利典
	国立大学法人静岡大学防災総合センター	北村　晃寿※２
	国立研究開発法人防災科学技術研究所巨大地変災害研究領域地震津波複合災害研究部門	松原　誠
１．２．重力探査に基づく地下構造調査	国立大学法人金沢大学理工研究域地球社会基盤学系	平松　良浩
	国立大学法人金沢大学理工研究域地球社会基盤学系	澤田　明宏
	国立研究開発法人産業技術総合研究所地質情報研究部門	宮川　歩夢
	国立大学法人金沢大学大学院自然科学研究科	陣出　湧也
	国立大学法人金沢大学大学院自然科学研究科	高野　彩香
	国立大学法人金沢大学大学院自然科学研究科	杉井　天音※１
	国立大学法人金沢大学大学院自然科学研究科	福岡　光輝※１
	国立大学法人金沢大学大学院自然科学研究科	深田　雅人※３
	国立大学法人金沢大学大学院自然科学研究科	河尻　茉歩※３
	国立大学法人金沢大学大学院自然科学研究科	山本　史　※３
	国立大学法人金沢大学理工学域	勝村　拓紀※２
	国立大学法人金沢大学理工学域	佐藤　光樹※２
２．断層帯周辺の地殻活動の現状把握調査	国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	吉見　雅行
	国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	内出　崇彦
	国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	二宮　啓
	国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	今西　和俊

	国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	大上　隆史
	国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	大坪　誠
	国立研究開発法人産業技術総合研究所地質情報研究部門	宮川　歩夢
３－１．浅部地盤構造モデルの構築	国立研究開発法人防災科学技術研究所巨大地変災害研究領域地震津波複合災害研究部門	先名　重樹
	国立研究開発法人防災科学技術研究所巨大地変災害研究領域地震津波複合災害研究部門	森川　信之
	国立研究開発法人防災科学技術研究所巨大地変災害研究領域地震津波複合災害研究部門	岩城　麻子
３－２．深部地盤構造モデルの構築と強震動予測	国立大学法人京都大学防災研究所	岩田　知孝
	国立大学法人京都大学防災研究所	浅野　公之
	国立大学法人京都大学防災研究所	関口　春子
	国立大学法人京都大学防災研究所附属地震災害研究センター	長嶋　史明
	国立大学法人京都大学防災研究所附属地震災害研究センター	松島　信一
	国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	吉見　雅行
	国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	二宮　啓
	公立大学法人滋賀県立大学環境科学部	大堀　道広
	国立大学法人京都大学防災研究所	岩村　虹希※２
	国立大学法人京都大学防災研究所	宮本　英
４．地域連携・地域の内在地震ハザード情報共有	国立大学法人京都大学防災研究所	浅野　公之
	国立大学法人京都大学大学院工学研究科	大西　正光
	国立大学法人東京大学地震研究所	石山　達也
	国立大学法人金沢大学理工研究域地球社会基盤学系	平松　良浩
	国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	吉見　雅行
	国立研究開発法人防災科学技術研究所巨大地変災害研究領域地震津波複合災害研究部門	先名　重樹
	国立大学法人京都大学防災研究所	岩田　知孝
	国立大学法人京都大学防災研究所	宮本　英
	国立大学法人京都大学防災研究所	岩村　虹希※２

※１：令和４～５年度のみ、※２：令和６年度のみ、※３：令和４年度のみ

３．　研究報告

３．１　活断層の詳細位置・形状・活動性及び周辺の地下構造解明のための調査

３．１．１　活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学地震研究所	准教授	石山　達也
国立大学法人東京大学地震研究所	准教授	蔵下　英司
国立大学法人東京大学地震研究所	名誉教授	佐藤　比呂志
国立大学法人東京大学地震研究所	特任研究員	加藤　直子
同志社大学理工学部	教授	堤　浩之
法政大学人間環境学部	教授	杉戸　信彦
国立大学法人岡山大学学術研究院教育学系	教授	松多　信尚
国立大学法人信州大学学術研究院教育学系	教授	廣内　大助
国立大学法人富山大学都市デザイン学部	准教授	安江　健一
国立大学法人富山大学都市デザイン学部	准教授	立石　良
ふじのくに地球環境史ミュージアム	教授	中西　利典
国立大学法人静岡大学防災総合センター	教授	北村　晃寿
国立研究開発法人防災科学技術研究所巨大地変災害研究領域地震津波複合災害研究部門	主任研究員	松原　誠

(c) 業務の目的

森本・富樫断層帯の変動地形調査を行い、断層帯を構成する活断層の詳細な位置・分布を明らかにする。その結果を踏まえて、断層活動時期・平均活動間隔・１回のずれ量・平均変位速度など、本断層帯の長期評価に資する高精度の断層活動性を解明する調査研究観測を複数の調査地点で行う。また、本断層帯および隣接する断層帯を横断する浅部・深部構造探査を行い、浅部から深部の断層形状や隣接する断層帯との構造的関係について明らかにする。さらに、断層帯の分布・活動履歴等を考慮し、隣接する断層帯との構造・活動の関連性について検討する。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

1) 令和４年度：

変動地形調査を実施し、活断層の位置・分布・変位様式を把握すると共に、次年度以降の活動性調査の地点・手法の検討を行った。また、断層・堆積盆地の構造を明らかにするために、断層帯中央部において深部構造探査を行った。加えて、次年度以降の活動性調査・深部構造探査・震源断層モデル構築に向けて、既存の調査研究資料の

収集・整理を行った。

2）令和５年度：

変動地形調査を実施するとともに、高分解能反射法地震探査・群列ボーリング調査等による活断層の活動性調査を実施した。また、本断層帯・砺波平野断層帯西部を横断する測線で深部構造探査を行い、断層・盆地構造および近接する断層帯の構造的関係の解明を進めた。さらに、震源断層モデル構築に向けて既存の構造探査データの再解析を行った。

3）令和６年度：

引き続き変動地形調査を行い、断層帯南部を含む地点にてトレンチ・群列ボーリング等の調査手法で活断層の活動性調査を実施した。また、断層帯南部において浅層反射法地震探査を行い、浅部の断層形状を明らかにした。さらに、これまでに得られた変動地形・地質・地震発生層厚さなどの情報を考慮して、断層帯の震源断層モデルの構築を行った。

(2) 令和６年度の成果

(a) 業務の要約

森本・富樫断層帯の北部の活動性を明らかにするために群列ボーリング調査を行った結果、断層帯北部の平均変位速度が従来よりも大きくなることが明らかになった。また、断層帯南部においてトレンチ調査を行い、沖積扇状地面を構成する完新世後期の中粒砂層が西に緩やかに傾斜する構造が確認された。さらに、断層帯南部・富樫断層において浅層反射法地震探査を行い、断層帯北部と同様に中角度・東傾斜の逆断層であることが明らかとなった。さらにこれまでの調査結果に基づき、森本・富樫断層帯の地表における詳細位置・変位様式を明らかにするとともに、構造探査データおよび地震活動により推定した地震発生層厚さとあわせて震源断層モデルを構築した。

(b) 業務の成果

1）森本・富樫断層帯北部の活動性調査

森本・富樫断層帯は長さ 26 km、北北東走向、東傾斜の逆断層であり、森本断層・野町断層・富樫断層などで構成される（図１；地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2001; 2013)。これらの断層に沿っては、中～後期更新世および完新世の地形面を変位させる変動地形がほぼ連続的に分布するとされる（東郷・他, 1998a, 1998b; 東郷, 2000)。令和４年度は航空レーザー測量データから作成した 0.5 m グリッド DEM や米軍および 1960～70 年代国土地理院撮影の小～大縮尺空中写真を用いて断層帯北部・森本断層沿いの完新世撓曲崖地形（東郷・他, 1998b;東郷, 2000）を再検討し、断層北端部に近い津幡町太田から金沢市利屋（とぎや）付近にかけて、沖積低地面に累積的な上下変位を伴う撓曲崖を確認した（文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 2023)。これに基づき、令和５年度に実施した活動性調査（群列ボーリング調査・浅層高分解能反射法地震探査）では、森本断層による完新統の西側低下の構造的落差は、撓曲崖よりも西方に位置していると推定されること、この推定は、浅層高分解能反射法地震探査測線（潟端―太田測線）における断層

先端位置や、サブテーマ３．１で実施された微動観測（R5-2 測線）（先名・他，2024）の結果とも整合することが明らかとなった（文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，2024）。以上の結果を踏まえて、今年度は TG-４地点の西方にて２本のボーリングコアを掘削・解析を行い、断層運動にともなう沖積層の変位・変形を検出し、より信頼性の高い活動性データを得ることを試みた。

図１　森本・富樫断層帯の位置図（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）

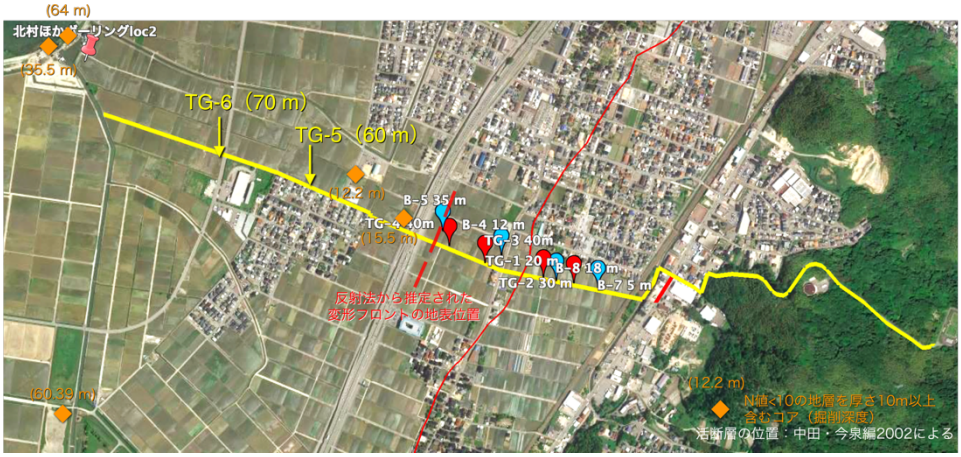


図２　森本・富樫断層帯北部のオールコアボーリング調査位置図。

取得したボーリングコアは、石川県津幡町潟端地先の計２孔（TG-５； 掘進長 60 m および TG-６； 掘進長 70 m）である（表１；図２）。採取したコアは１m 毎に分割してコア箱に収納し、コア箱毎にコア写真を撮影した。また、掘削地点の測位は VRS-GNSS による単点測位により行った。掘削地点位置座標を表１に示す。

採取したコア試料は現地にて１m 毎に分割してコア箱に収納した後、静岡県立ふじのくに地球環境史ミュージアムに輸送し、同ミュージアム内で半裁作業および写真撮影を行った。掘削地点ごとの半裁コア写真を図３～図 10 に示す。

表１　津幡町潟端地先におけるボーリング掘削地点位置および掘削深度。

孔名	緯度（北緯）	経度（東経）	孔口標高（m）	掘削深度（m）
TG-５	36°38’54.9″	136°42’39.3″	1.10	60.00
TG-６	36°38’58.3″	136°42’27.5″	0.74	70.00

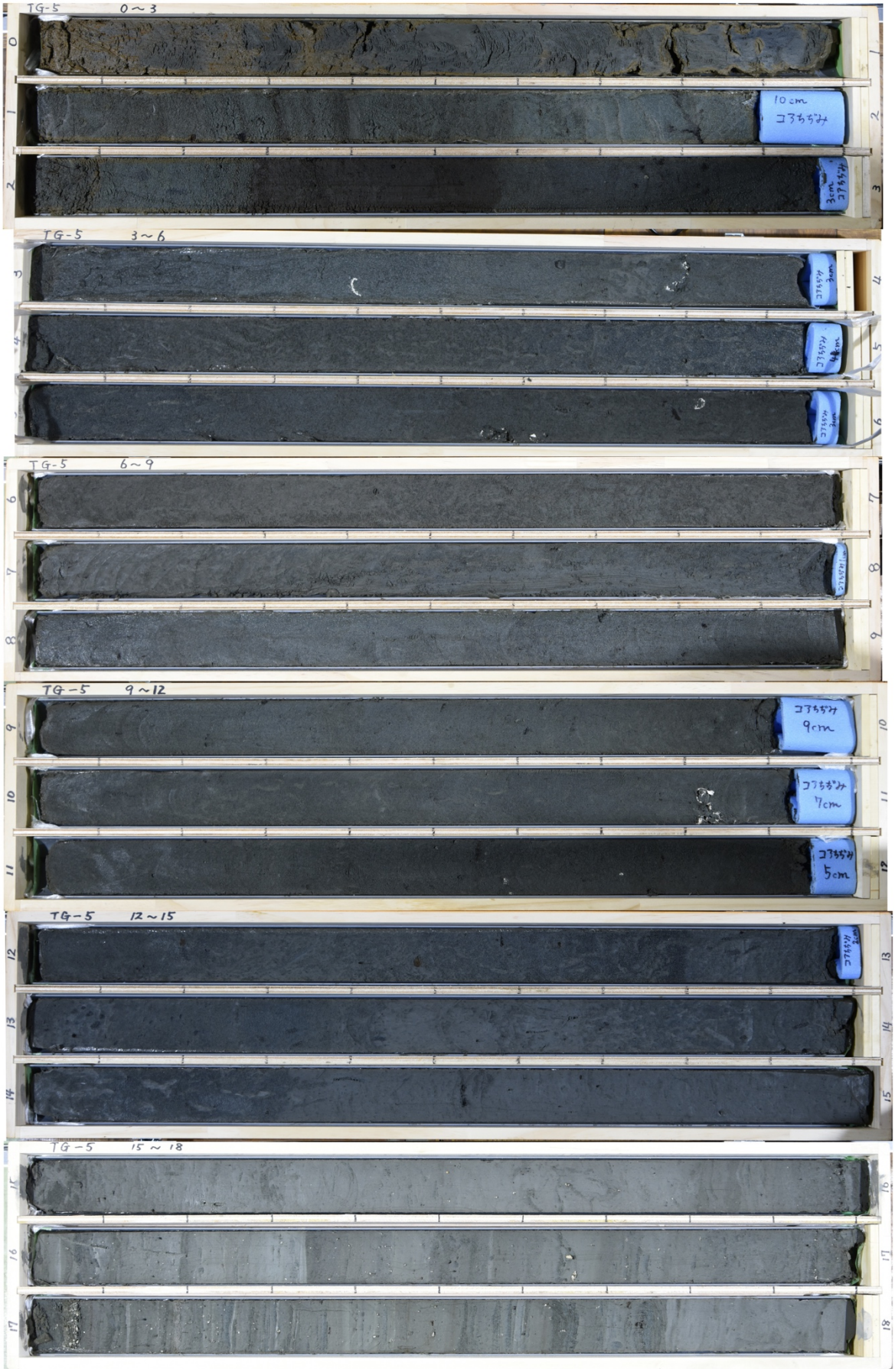


図３　半裁したコア写真（TG-５コア，掘削深度 0.00～18.00 m）

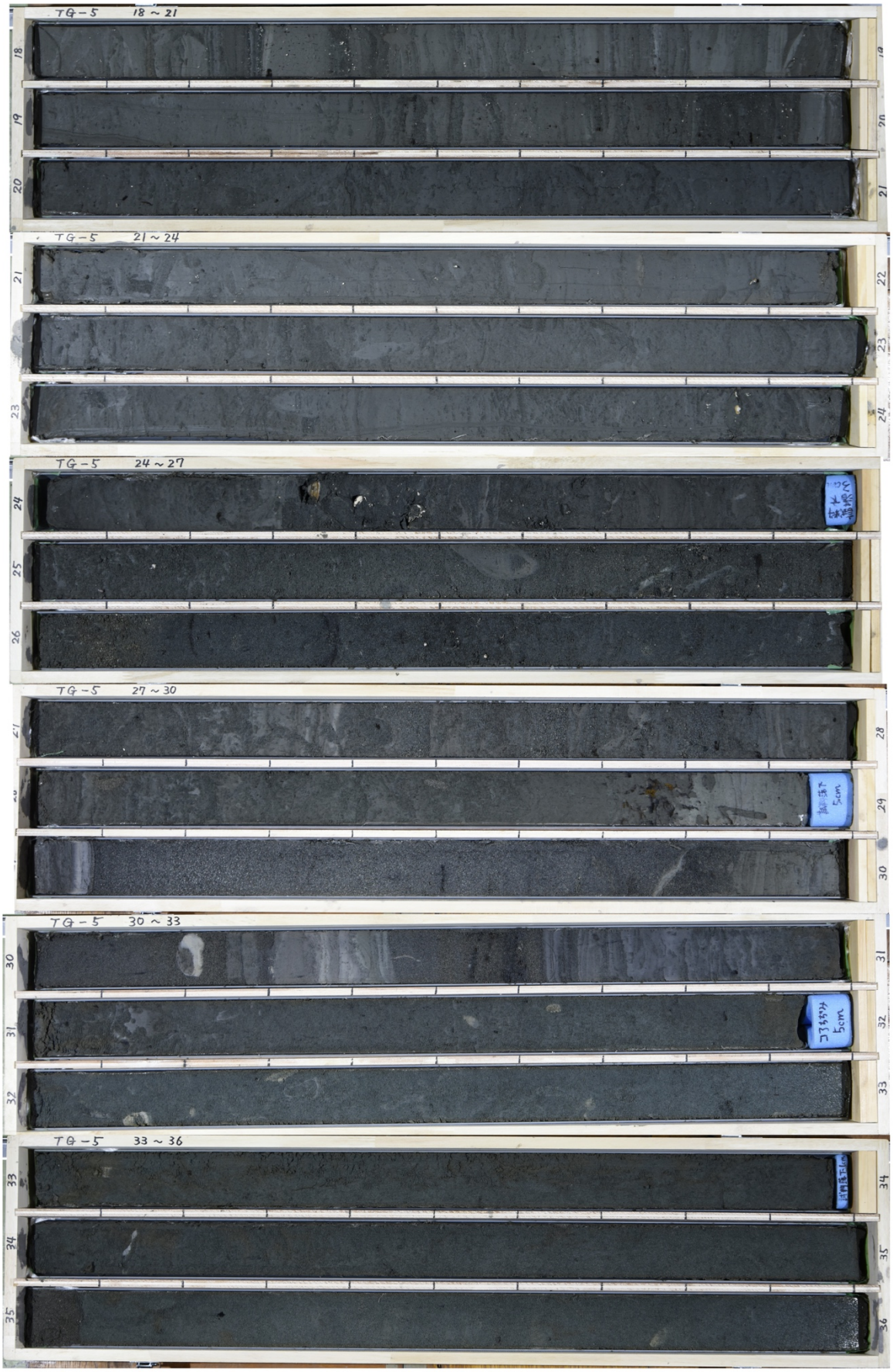


図４　半裁したコア写真（TG-５コア，掘削深度 18.00～36.00 m）

図５　半裁したコア写真（TG-５コア，掘削深度 36.00～54.00 m）

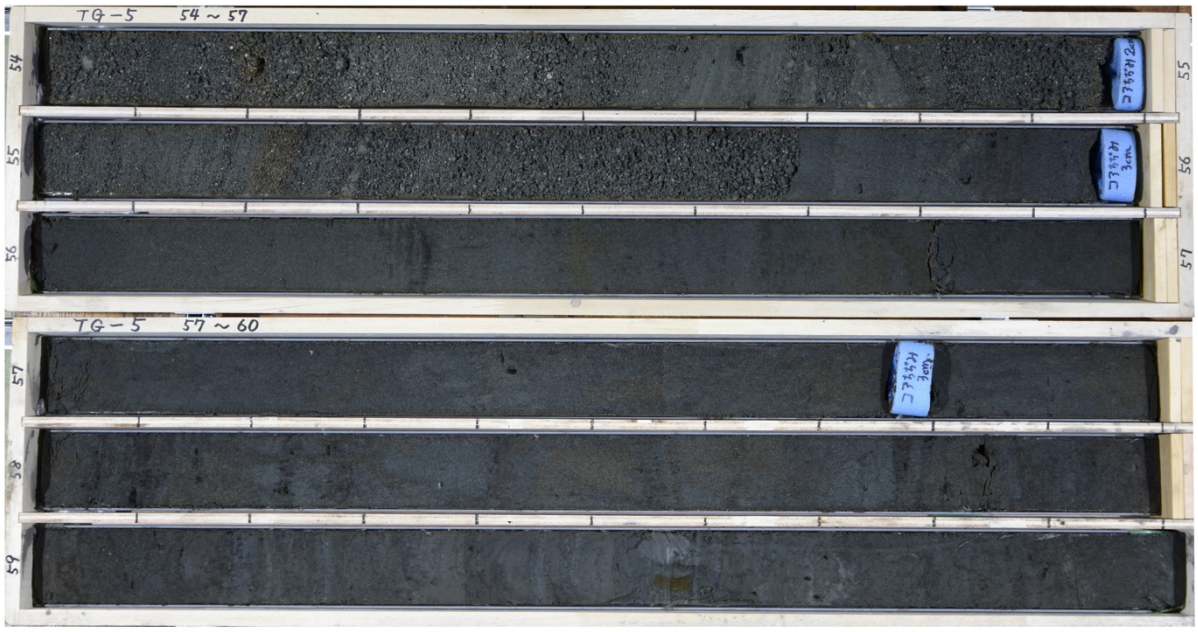


図６　半裁したコア写真（TG-５コア，掘削深度 54.00～60.00 m）

図７　半裁したコア写真（TG-６コア，掘削深度 0.00～18.00 m）

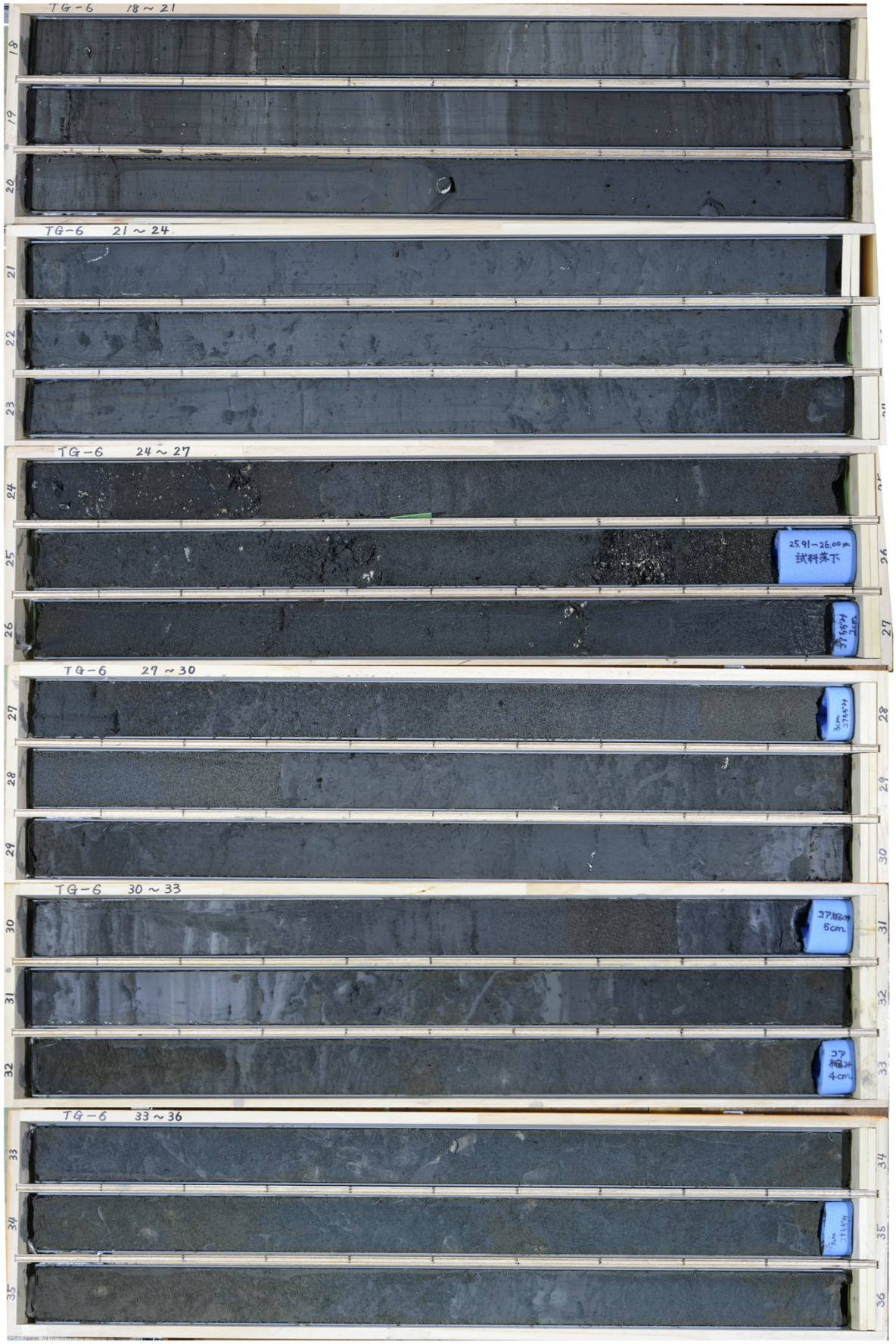


図８　半裁したコア写真（TG-６コア，掘削深度 18.00～36.00 m）

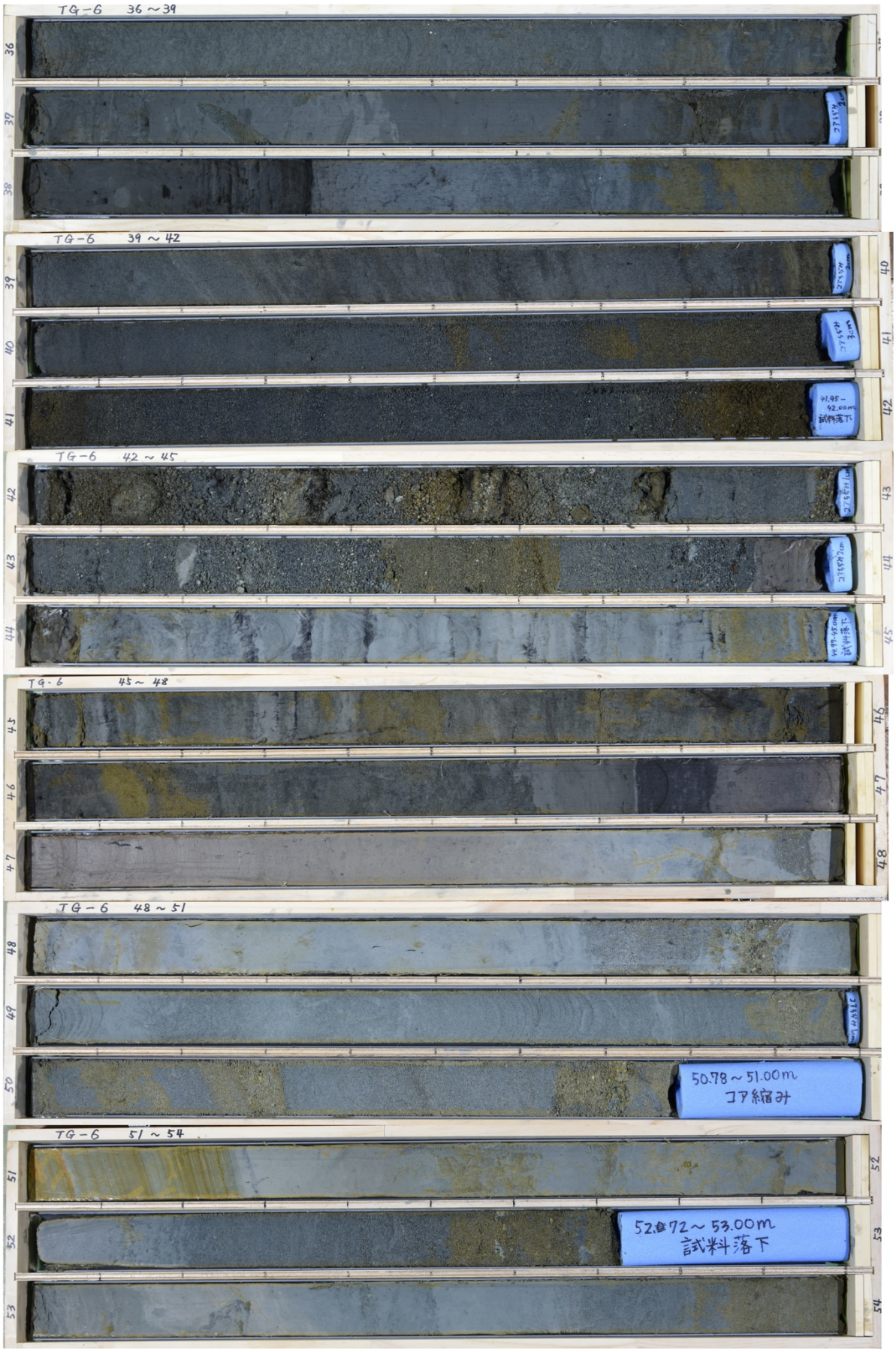


図９　半裁したコア写真（TG-６コア，掘削深度 36.00～54.00 m）

図 10　半裁したコア写真（TG-６コア，掘削深度 54.00～70.00 m）

採取したコアの岩相、岩相境界の特徴、堆積構造、粒度、構成粒子の支持様式、含有物、色調、珪藻化石群集組成、放射性炭素（^{14}C）年代値、火山灰分析を検討した。色調はコニカミノルタジャパンの SPAD502plus を用いてサランラップ越しの CIE1976（L*、a*、b*）を 20 cm 間隔で測定した。これらの掘削地点の約 500 m 西方の河北潟付近においては地下 62 m までの２本のボーリングコアが採取され、岩相記載と完新世の年代値を示す ^{14}C 年代測定及び白山起源の火山灰層の認定がなされた（北村・他，1998）。

・珪藻化石の群集組成解析

森本富樫断層帯周辺で掘削した TG-５および６コアの合計 23 層準及び TG-２～４の合計７層準において珪藻化石の群集組成を解析した。半裁したコア試料の表面のうち、コア境界以外の変形構造や生物擾乱がみられない層準において泥層を分取した。分析手順は以下の手順で実施された。半裁面から採取した半乾燥試料約１g をビーカーに採取して乾燥させた後、重さを測定した。その後、30%H_2O_2 と１規定 HCl 水溶液で洗浄した後、中性になるまで上澄み液を廃棄した。残渣をカバーガラスに滴下して乾燥させた後、封入剤を用いてプレパラートを作成した。それらを油浸 400～1000 倍で検鏡して 200 個体以上の珪藻化石を同定・計数した。珪藻の同定と種の生態は小杉（1988）や安藤（1990）などを参考にした。

・花粉化石の群集組成解析

TG-５および６コアの合計 6 層準、TG-２～４の合計 4 層準において、花粉化石の群集組成を解析した。珪藻分析の採取層準に隣接した半乾燥試料約 20 g を、HCl 水溶液で Ca 等の除去、HF で泥化、KOH で腐植酸除去、目開き 0.25mm で篩分け、比重 2.2 の $ZnBr_2$ で有機物分離、アセトリシス（無水酢酸 9：濃硫酸 1）処理でセルロース分離して、花粉を濃縮した。残渣をカバーガラスに滴下して乾燥させた後、封入剤を用いてプレパラートを作成した。それらを油浸 400 倍で検鏡して花粉と胞子を同定・計数した。花粉の同定は藤木・小澤（2007）や三好ほか（2011）などを参考にした。

・放射性炭素年代測定

地層の形成年代を検討するために合計 40 試料で加速器質量分析（AMS）法による ^{14}C 年代測定をカーボンアナリシスラボ（CAL）に依頼した。植物片と貝化石を含む堆積物を目開き２mm のステンレス製の篩を用いて水洗した。有機質泥層などの複数種類の植物片が混在する層準では超音波洗浄をして種類別に分離した上で、細根を取り除いて炭化や変色していないものを選定した。一年毎に更新される葉や小枝、薄い殻の合弁の二枚貝などの中で保存状態のよい植物片を年代測定に用いた。選定した植物片は、0.1 規定の塩酸および水酸化ナトリウム水溶液によって酸-アルカリ-酸の順で 60℃のヒーター内で溶出分がなくなるまで繰り返し反応させて表面の汚染を除去した。貝化石は、ごく微量の塩酸水溶液によって反応させて表面の汚染を除去した。化学処理が終わった試料は韓国地質資源研究院（KIGAM）において元素分析計によって燃焼させて、自動還元処理装置（Hong et al., 2010a）を用いて二酸化炭素を取り出してグラファイトを精製した。アメリカ国立標準技術研究所のシュウ酸 OXⅡと国際原子力機構の標準試料（C7、C8）、阿蘇４火砕流の埋没材も同様に処理してグラファイトを精製した。これらの炭素同位体比を KIGAM の AMS システム（Hong et al., 2010b）を用いて測定して年代値を算出した。その際の同位体分別補正には AMS で

測定された $\delta^{13}C$ 値を用いた。年代値を暦年較正する際には OxCal v.4.4.4（Bronk Ramsey, 2021）および IntCal20（Reimer et al., 2020）を用いた。

・火山灰分析

TG-５および６コアから採取した試料の火山灰分析を京都フィッショントラック社に依頼した。まず、超音波洗浄機と目開き 125μm と 65μm の篩を用いて極細粒砂を分離した。それらを乾燥させて、スメアスライドを作成して偏光顕微鏡で 400～1000 倍で検鏡して軽鉱物、重鉱物、火山ガラス、岩片、その他の種類別で合計 200 個以上の砂粒組成を同定・計数した。多くの火山ガラスが確認された試料では、温度変化型屈折率測定装置を用いて 60 個もしくは１セル中の総個数の火山ガラスの屈折率を測定した。

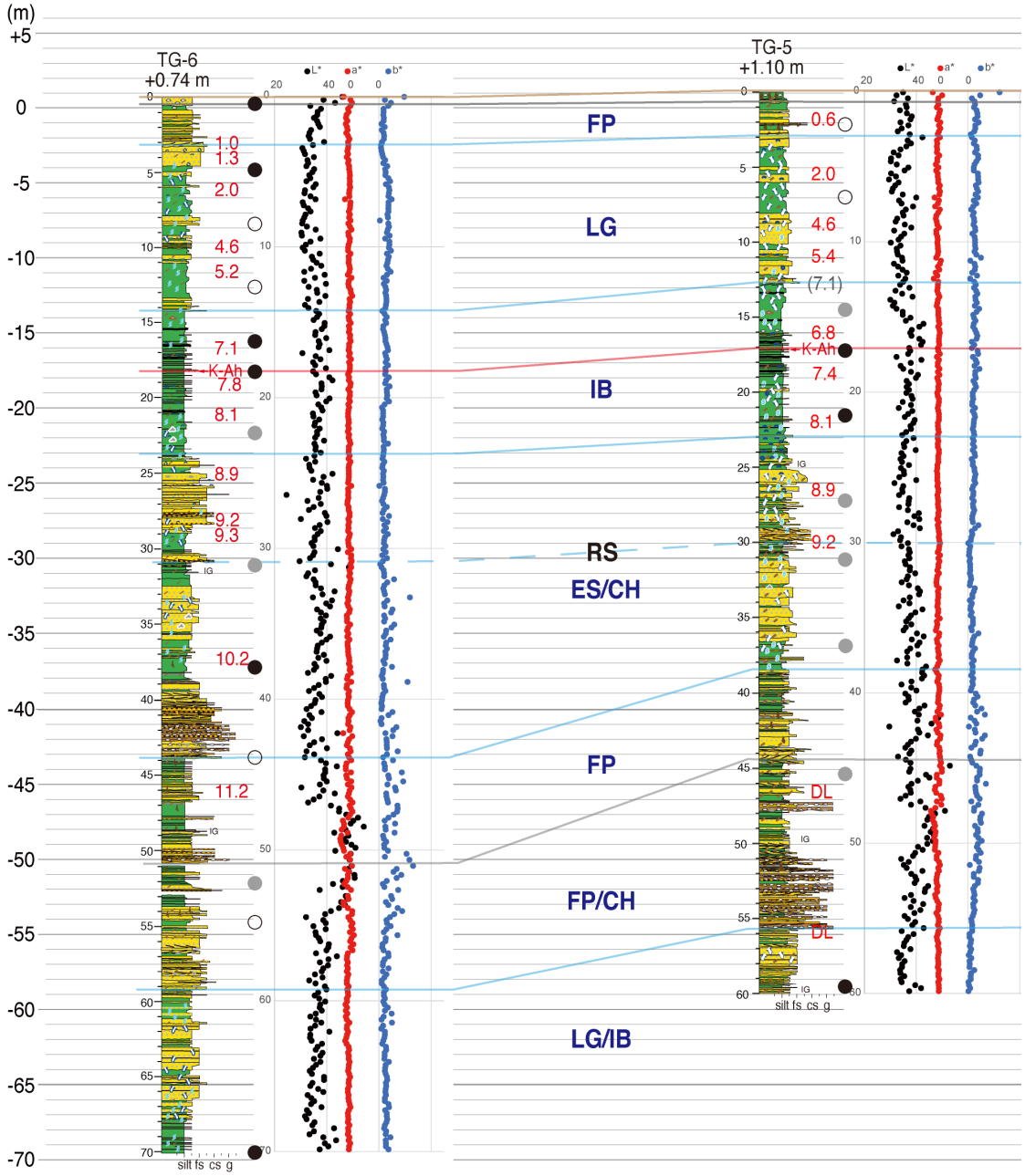


図 11　TG-５および６コアの地質断面図

これらの結果得られたTG-５および６コアの岩相観察と色調、珪藻化石群集組成、^{14}C年代値を基にして、耕作土よりも下の堆積物を図11の黒線を挟んだユニットに２分した。現段階で確認された各ユニットの特徴を上位から順に記載して、堆積環境や形成年代を推定する。

上部ユニットは、最上部の植物片を多く含む砂泥互層（FP)、生物擾乱痕と貝化石を多く含む砂泥互層（LG)、貝化石を多く含む泥層（IB)、生物擾乱痕と貝化石を多く含む砂泥互層（ES/CH)、最下部の植物片を多く含む礫層まじり砂泥互層（FP）で構成される。

最上部のFP（TG-５コアの深度0.54～3.00 mおよび38.58～44.65 m、TG-６コアの深度0.54～3.11 mおよび43.89～50.78 m）には陸生環境を示す植物根やタカシコゾウ、*Aulacoseira granulata*や*Fragilaria vaucheriae*などの淡水生の珪藻化石が多く含まれるので氾濫原相で形成されたと考えられる。LGには汽水生のシジミやヌマコダキガイ類が認められ、上方に向かって厚い砂層や大きな巣穴が頻繁に認められようになるので、上方浅海化するラグーン相であると解釈できる。FPの色調は、TG-５コアでL*＝36.8±3.1、a*＝-0.8±2.4、b*＝7.7±3.0でありTG-６コアでL*＝37.5±3.2、a*＝-1.8±0.8、b*＝3.3±0.8、最下部のFPがTG-５コアでL*＝40.9±4.6、a*＝-1.3±1.2、b*＝6.7±3.2でありTG-６コアでL*＝45.6±6.1、a*＝-1.3±1.3、b*＝7.3±2.0であった。そこから得られた植物片の^{14}C年代値が上位で0.6 cal kBP、下位で11.2 cal kBPであった。

LG（TG-５コアの深度3.00～12.80m、TG-６コアの深度3.11～14.29m）には淡水～汽水生のヤマトシジミや汽水生のヌマコダキガイ類などの二枚貝、*Amphora arenicola*などの海～汽水生珪藻と*Aulacoseira granulata*などの淡水生珪藻が混在して産出する。上方粗粒化に伴って巣穴が上位に向けて大きくなり、上位ほどヤマトシジミが多く、下位でヌマコダキガイ類が多くなるので浅海化するラグーンで形成されたと考えられる。TG-５コアよりもTG-６コアが細粒なのは前者の方が陸域に近かったことを反映していると推定される。それらの色調は、TG-５コアでL*＝32.9±2.8、a*＝-1.4±1.0、b*＝5.0±1.5でありTG-６コアでL*＝35.1±2.5、a*＝-0.8±0.5、b*＝4.4±1.4であった。そこから得られた８試料の植物片の^{14}C年代値は1.0～5.4 cal kBPであった。

IB（TG-５コアの深度12.80～23.00 m、TG-６コアの深度14.29～23.85 m）は浮遊運搬される泥で主に構成され、*Cocconeis scutellum*や*Diploneis smithii*などの海～汽水生の珪藻化石が多く含まれるので内湾で形成されたと考えられる。その色調は、IBがTG-５コアでL*＝35.1±2.7、a*＝－1.4±0.9、b*＝4.4±1.1でありTG-６コアでL*＝37.8±2.5、a*＝－1.0±0.2、b*＝4.3±1.1であった。そこから得られた７試料の植物片の^{14}C年代値は6.8～8.1 cal kBPであった。

ES/CH（TG-５コアの深度23.00～38.58 m、TG-６コアの深度23.85～43.89 m）は上方細粒化する砂礫層～砂層が挟在する泥層で構成され、淡水～汽水生のヤマトシジミやヌマコダキガイ類などの汽水生の二枚貝、*Coscinodiscus marginatus*などの海生珪藻と*Diploneis suborbicularis*などの汽水生珪藻、*Diploneis smithii*などの淡水生の珪藻化石が混在して含まれる。下位ほどヤマトシジミが多く、上位でヌマコダキガイ類が多く産出するので、海水準の上昇によって形成されたエスチュアリーの堆積物であると考えられる。標高-30 m付近の砂層の基底には、外浜浸食によって形成されたラビーンメント面（Nummedal and Swift, 1987）が認定できる。ブナ属、ハンノキ属、コナラ属などの落葉

広葉樹の花粉が多く認められた。その色調は、TG-５コアで L*＝37.1±3.4、a*＝-1.6±0.7、b*＝3.9±1.2 であり TG-６コアで L*＝38.0±2.9、a*＝-1.1±0.5、b*＝4.0±1.2 であった。そこから得られた６試料の植物片の ^{14}C 年代値は 8.9～10.2 cal kBP であった。

これらに含まれる植物片や貝化石合計 38 試料は 0.6～11.2 cal kBP の ^{14}C 年代値が得られた。これらの内で TG-5 コアの深さ 13 m 付近の 1 試料のみ層序関係と矛盾するが、それ以外の年代値は標高-16～-18 m で認定できた鬼界アカホヤ火山灰層（K-Ah；町田・新井, 2003）の火山ガラスの濃集層準と整合する。

このように TG-５および６コアの上部ユニットの岩相や色調、堆積年代の深度分布は、標高-30 m 以深では若干西（海）側へ傾斜するが、それ以浅では概ね一致する。これらから得られた 14C 年代値は最終氷期最盛期以後の値を示すので、それ以降の海水準上昇によって形成された海～陸成の堆積物（沖積層）であると考えられる。

一方、下部のユニットは、植物片を多く含む礫層を挟在する砂泥互層（FP/CH)、生物擾乱痕を多く含む砂泥互層（LG/IB）で構成される。

FP/CH には（TG-５コアの深度 44.65～55.69 m、TG-６コアの 度 50.78～59.25 m）には陸生環境示す植物根が含まれ、*Staurosira construens* や *Fragilariforma virescens* などの淡水生の珪藻化石が多く含まれるので氾濫原で形成されたと考えられる。TG-５コアの標高約-47 m では花粉化石は認められなかった。その色調は、TG-５コアで L*＝42.1±3.0、a*＝-1.0±0.4、b*＝4.8±2.5 であり TG-６コアで L*＝40.7±5.1、a*＝-1.2±1.4、b*＝5.4±4.4 であった。そこに含まれる植物片の ^{14}C 年代値は測定限界（69.5 kBP）以前であった。

LG/IB（TG-５コアの深度 55.69～60.00 m、TG-６コアの深度 59.25～70.00 m）の砂泥互層は生物擾乱痕を多く含み、*Thalassionema nitzschioides* などの海生珪藻や *Cyclotella striata* などの海～汽水生の珪藻化石が多く含まれる。最下位の平行葉理を有する泥層の細互層から上位に向けて粗粒化するので、海水準の安定～低下期の内湾～ラグーンで形成されたと考えられる。ブナ属、ハンノキ属、コナラ属などの落葉広葉樹の花粉が多く認められた。その色調は、TG-５コアで L*＝37.4±2.5、a*＝-0.9±0.7、b*＝2.3±1.0 であり TG-６コアで L*＝40.7±5.1、a*＝－1.2±1.4、b*＝5.4±4.4 であった。そこに含まれる植物片は測定限界以前の ^{14}C 年代値を示した。

このように TG-５および６コアの下部ユニットの岩相や色調、堆積年代の深度分布は若干西（海）側へ傾斜する傾向が認められる。したがって、これらは最終氷期最盛期以前の海水準低下期に形成された海成～陸成堆積物であると考えられる。

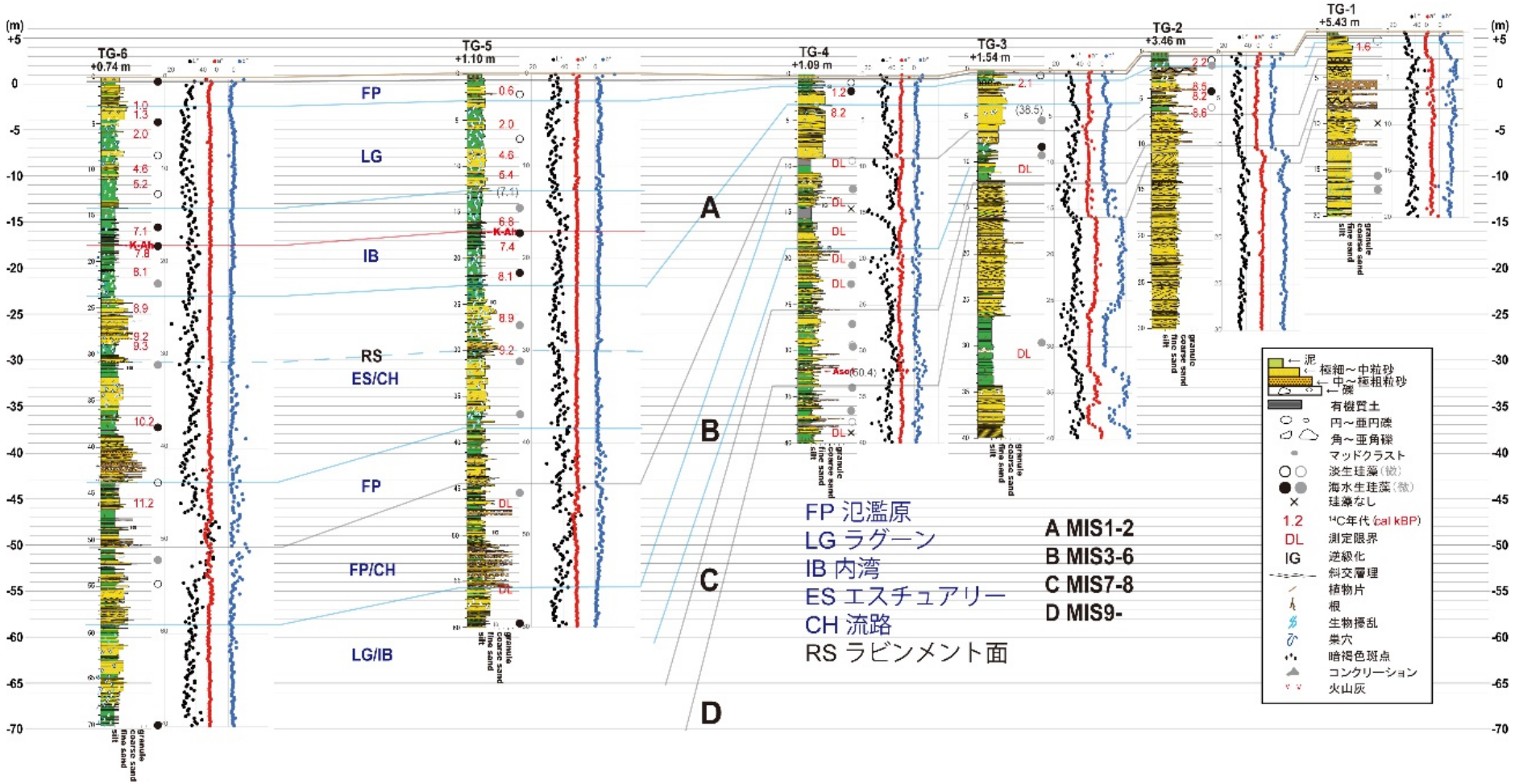


図 12　TG-１～６コア間の地質断面図

前述の解析結果は、約 400 m 西方の河北潟付近で得られた標高約-60 m までの２本のボーリングコアと概ね整合するが、約 8.8～8.3 千年前の白山起源の火山灰層（北村・他，1998）は認められなかった。一方、東方延長の測線で実施された TG-１～４コアおよび産業技術総合研究所（2008）の結果とは大きな相違があるので以下に記す（図 11）。

今回 TG-５および６コアで明らかとなった標高-50～-43 m までの上部ユニットは、TG-１～４コアや産業技術総合研究所（2008）で認定されたユニット A＝沖積層（それぞれ標高+３m と-８m まで）に対応する。このように TG-５コアと TG-４コアの掘削地点の間に 37 m 以上の層厚の違いがあり、この間に森本断層が伏在していて、その層厚の違いは上下変位量を示唆している可能性がある。同様な標高差は、その上位の 8.2 千年前の堆積面にも 21 m 以上認められる。これらの標高差は最終氷期最盛期までの谷の削り込みによる地形の凹凸や完新世中期の内湾から浅海の標高差も含んでいるので、これらを断層の上下変位の基準面とみなすことはできない。これらの標高差を同断層の上下変位量の最小値とみなした場合を図 13 に示す。一方、TG-１～６コアの人工層を除いた地表面の標高差は、完新世中期の高海水準以降の平坦化の影響を受けた後の最新の断層活動の痕跡であるので、同断層の上下変位の最小値を反映している可能性がある（図 13）。これらの推定に基づくと、森本断層の平均上下変位速度は２mm/yr 程度となる可能性がある。この推定は東郷・他（1998b）や本事業が前年度に報告した平均上下変位速度の２倍程度となる（図 13）。これらの解釈は TG-６コアの標高-36～-60 m においてフウ属やキクロカイア属などの絶滅種（楡井・本郷，2018）が僅かに確認されたことと矛盾する。したがって、今後、珪藻化石や花粉の群集組成解析、火山灰編年等で上記の推定について考察を深める必要がある。

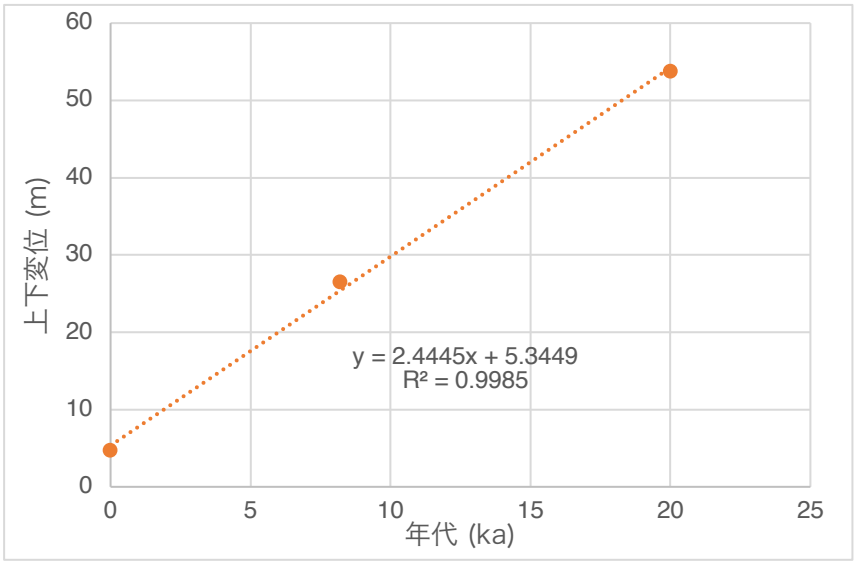


図 13　TG-１～６間の地表面とユニット境界に基づく平均上下変位速度

2）森本・富樫断層帯南部の活動性調査

森本・富樫断層帯南部を構成する富樫断層に沿っては、富樫山地西縁部から流下する支流性河川によって形成された完新世の合流扇状地群の一部が変位を受け、丘陵西縁部に沿って断続的に撓曲崖・低断層崖が形成されている（東郷・他，1998a；東郷・他，1998b；松多・他，2016)。断層南部では、撓曲崖は富樫山地西縁部から離れて手取川の沖積扇状地面に背斜を伴う比高２ｍ程度の撓曲崖が形成されている（図 14；東郷・他，1998b の第 10 図に加筆)。令和５年度に航測図化による撓曲崖地形の詳細な地形解析を行った結果、新旧の手取川沖積扇状地面に累積的な上下変位を伴う低断層崖・撓曲崖（東向きの傾動を伴う）が断続的に認められ、特に白山市小柳地区西方の２地点にて、手取川沖積扇状地面１面および２面を変位・変形させる変位地形を確認した（図 15)。小柳地区を流下する小河川右岸側の地点は手取川沖積扇状地面１面を明瞭に変位させるのに対し、左岸側の地点は手取川沖積扇状地面２面上にやや不明瞭な崖線が認められる（図 15(b))。このうち、許可を得られた小河川左岸側の地点（図 16 の候補地点２）において、トレンチ掘削調査（小柳トレンチ）を実施した。

調査に際しては、崖地形を東西に横断するように、長さ約 24 m、深さ約３ｍのトレンチを掘削した（図 17～20)。掘削後に壁面を整形し、１ｍ間隔のグリッドを張った上で撮影した写真を元にモザイク画像を作成した上で、露出した地層の構成物・層相・堆積構造等の観察結果の記載を行った。壁面に露出した地層は以下の様に区分される：

０層：水田の耕作土。厚さ約 20 cm。東面と南面では表土剥ぎのために分布しない。

１層:水田耕作土直下の厚さ約 30 cm の淡黄色細粒砂～シルト層。連続性良く分布するが、西面と N15 以西、S14 以西には分布しない。現在の水田の区画を整備した際の客土であり、崖の東側の水田の床土をなす。

２層：崖の東側のかつての水田の床土で、崖の西側では現在の水田の床土をなす。暗黄色の細粒砂～シルト。N9～N16 付近では、青灰色を呈する。同様な青灰色の地層は、N13～N14 の１層に断片的に含まれており、人工的に攪乱されていることがわかる。北面では N5 付近で、南面では S5 層付近でせん滅し、それ以東には分布しない。S5～S7 付近には下位の５層・10 層・20 層を削り込む人工的な溝があり、２層がそれを埋めている。

３層：東面と南面に見られ、20 層とその上位の地層を削り込んだ堆積物。全体的に青灰色を呈し、層状の堆積構造が見られる。溝状に掘り込んだ礫層が見当たらないので、人工的に掘り込まれた溝を埋めた堆積物と判断した。東面・南面共に、５層以下の堆積物が溝状に削り込まれ、１層に覆われる。０～３層は人工堆積物。

５層：淡赤褐色の細粒砂～シルト。厚さ約 30cm。植物根を多く含む。自然堆積物が土壌化したもので、自然堆積物の最上部に位置する。下位の 10 層ほどは黒色・褐色は濃くないが、土壌化している。北面では N13 付近で、南面では S14 付近で人工的に削られ、それ以西には分布しない。

10 層：全壁面に露出する黒褐色の古土壌層。長期間地表に露出していたと考えられる。西壁面では腐植質になる。厚さは約 30 cm。トレンチの北東隅では色相が薄くなり、マンガンの濃集層として追跡される。北面の崖の直下では 10 層は人工的に削り込まれており、これはかつての水路の可能性がある。10 層はトレンチの東端と西端で標高が 60～70

cm 西側に低下しており、北面と南面の中央部付近でその傾きが急になっているように見える。北面の 10 層からは土器片が多数出土した。

15 層：南面の 20 層中の S10～S15 に分布する黄白色の極細粒砂～シルト層。周囲の 20 層と比較して色相が淡く細粒なので、別途 15 層として区分した。内部には不明瞭ながらほぼ水平な層構造が認められるが、一括して 15 層とした。酸化した植物痕が多数認められる。

20 層：淡赤黄色の均質な極細粒砂で、上方へ細粒化する。内部には堆積構造は見られず、一回の洪水で堆積した可能性がある。厚さは最大で約１m で、トレンチ内での層厚はほぼ均一である。最上部は土壌化している（10 層）。北面の N15 以西では植物痕が含まれる。トレンチの北西隅周辺では径数 cm の礫が含まれる。N18 付近の 20 層に含まれる巨礫は人工的に掘られた穴に落とし込まれたものと考えられる。20 層からは多数の炭が採取された。

30 層：段丘礫層を覆う淘汰の良い粗粒～中粒砂層。西面と北面に連続的に分布するほか、東面と南面の一部にも分布する。厚さは最大で約 40 cm。上位の 20 層との境界はそれほど明瞭ではないが、連続的に追跡できる。50 層の礫層の上面をほぼ平行に同程度の厚さで覆う。

40 層：N13 よりも東側の北面と南面に見られる段丘礫層（50 層）直上の赤黄色中粒砂層。N7 以東では数枚の礫層を挟み、それらも含めて 40 層として区分した。層相から 40 層は 50 層の一部と考えられる。

50 層：地形面を構成する段丘礫層。最大径約 50 cm の円礫層。安山岩・礫岩が多い。比較的固結しておりインブリケーションは北～北西への古流向を示す。マトリクスの含有量などから局所的には細分が可能であるが、トレンチ全体での対比はできないので、一括して 50 層とした。N15.2～N17.5 にほぼ水平な粗粒砂～細礫層が、N12.2～N14.2 にラミナの発達した細粒砂が挟まれる。段丘礫層の上面は凹凸に富むが、トレンチの東端と西端で比較すると、東端の方が約 70 cm 標高が高い。

45 層：50 層中に認められるチャネル堆積物を 45 層として一括して区分した。N15～N18 には両側に比べてマトリクスに富んだ礫層が分布し、チャネル堆積物であると判断した。50 層との境界は明瞭ではないので、スケッチにはおおよその境界を示している。S9～S15 に分布する礫層は地下水の影響により著しく酸化しており、最下部にはマンガンが濃集している。初生的にマトリクスに富んだ礫層であり、45 層として区分した。

トレンチ壁面では、０～５層は５層以下の自然堆積した地層を削り込んだ上で崖地形を横断してほぼ水平に分布しており、特に崖地形の下方で深く削り込む構造が認められることなどから、崖地形は田圃の区割りを行う際に人工的に作られた可能性がある（図 17)。一方、地形面構成層である段丘砂礫層（40 層・50 層）および 20 層の上面高度は、トレンチの東端と西端で比較すると東端の方が約 70 cm 標高が高く、一様に西に向かって傾き下がる。トレンチ西端から約 60 m 西側で実施した打ち込みボーリングの結果によれば、50 層に対比される砂礫層上面の高度は約１m 西側に低下していることから、トレンチ西端部と打ち込みボーリング地点の間において 50 層上面の勾配は減少すると考えられる。ただし、これらの地層を明瞭に切断する断層や局所的な褶曲変形は認められない。

地層の堆積年代については、南面に分布する 20 層上部・中部・下部で採取した炭質物の放射性炭素同位体年代測定によって、それぞれ cal BC 174～cal AD 30、cal BC 52～cal AD 129、cal BC 164～cal AD 67（IntCal20（Reimer et al., 2020）による暦年補正済み、いずれも 2σ）の年代値が得られ、約 1.9～2.2 cal kBP と推定される。これらの年代値は、20 層が約 2000 年前にほぼ同時期に堆積したことを示しており、層相による推定と整合的である。また、20 層の上位に分布する 10 層から出土した土器片は３世紀前半から４世紀のものと鑑定されており（白山市文化財係，私信）、上記の年代値と整合的である。

以上を総合すると、20 層が堆積した約 1.9～2.2 cal kBP 以降にトレンチで確認された 20 層・50 層の西向き増傾斜を伴う断層運動が生じた可能性がある。断層自体はトレンチでは出現しておらず、20 層・50 層の西向き増傾斜は伏在逆断層上盤側のブロードな変形である可能性がある。ただし、断層活動時期の上限や、これ以前の断層活動時期を制約する情報は、小柳トレンチでは得ることができなかった。

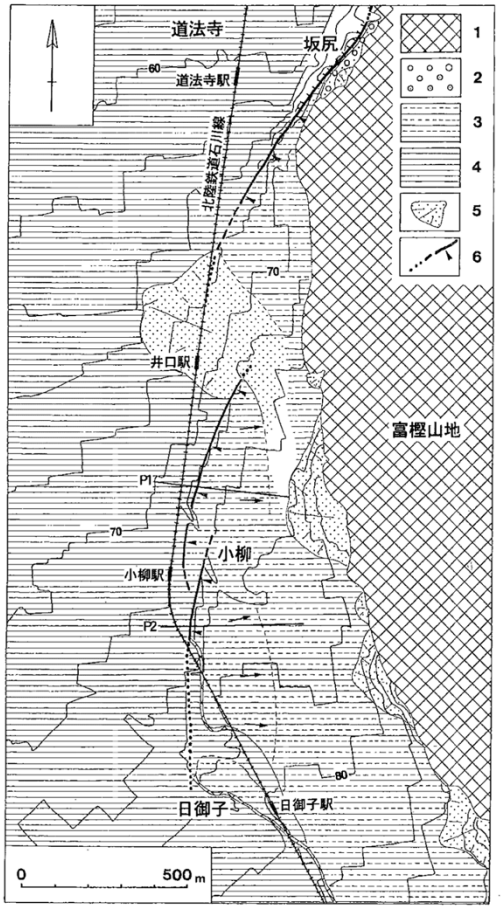


図 14　富樫断層南部の変位地形の詳細図（東郷・他（1998b）に加筆）。記号は以下のとおり；１：山地、２：低位段丘面、３：手取川沖積扇状地１面、４：手取川沖積扇状地２面、５：崖錐・小扇状地、６：活断層線（破線：位置不明瞭、点線：伏在部、矢印：地形面の撓曲とその向き）

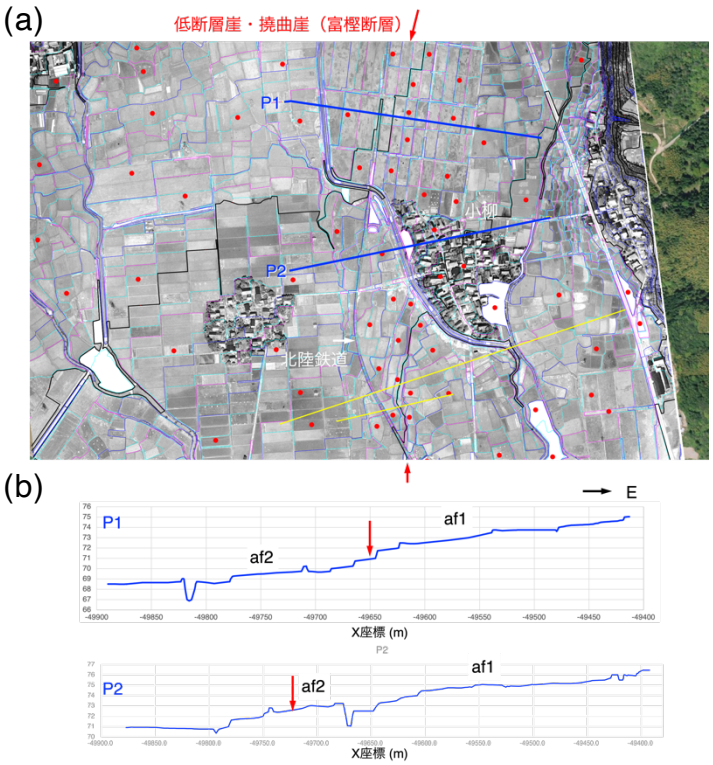


図 15　(a) 1961 年国土地理院撮影約 1 万分の 1 空中写真 CB-62-5 を用いた航測図化による富樫断層南部、白山市小柳付近の等高線図。(b) 地形断面図。断面図の位置は (a) に示す。

図 16　大縮尺の米軍・国土地理院撮影空中写真の判読と航測図化に基づき推定した撓曲崖の位置。背景は 2009 年撮影国土地理院全国航空写真 (シームレス)。トレンチ掘削調査の候補地点を示す。

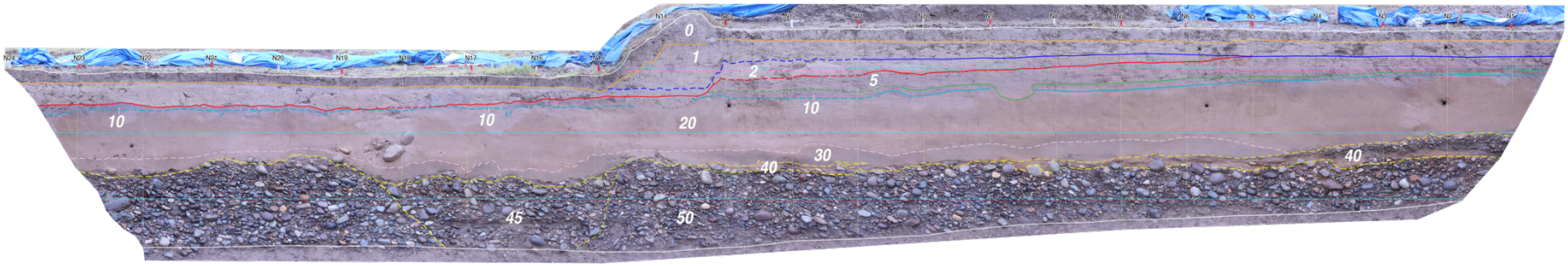


図 17　森本・富樫断層帯南部、富樫断層・小柳トレンチの北面

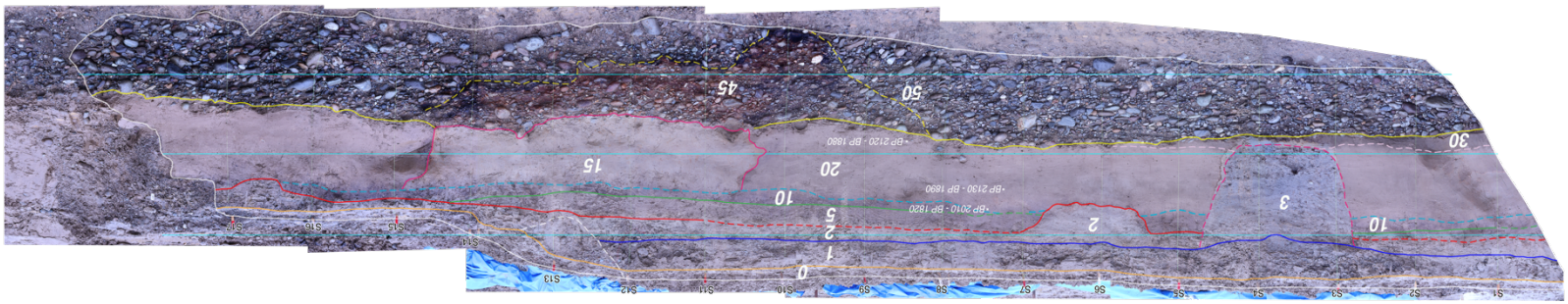


図 18　小柳トレンチの南面。放射性炭素同位体年代値は暦年補正値

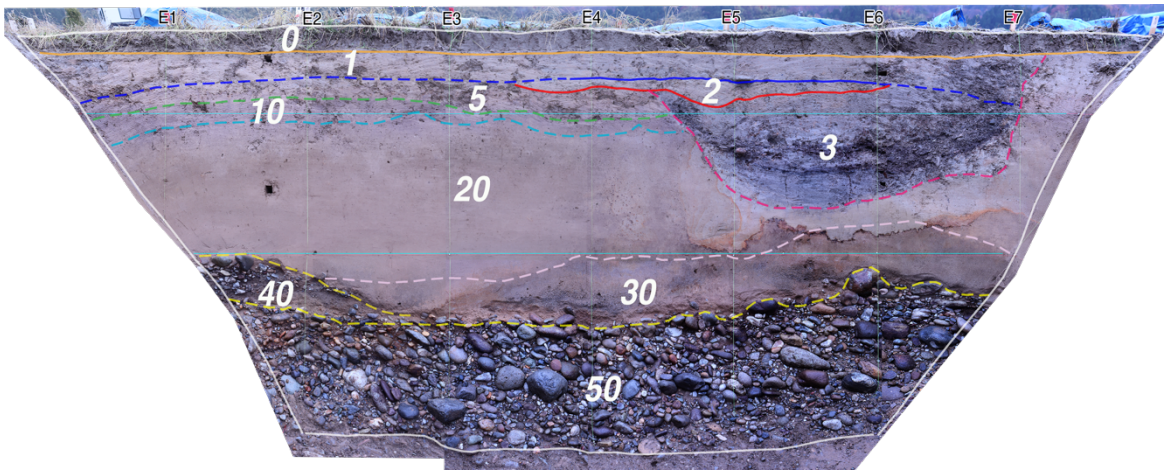


図 19　小柳トレンチの東面

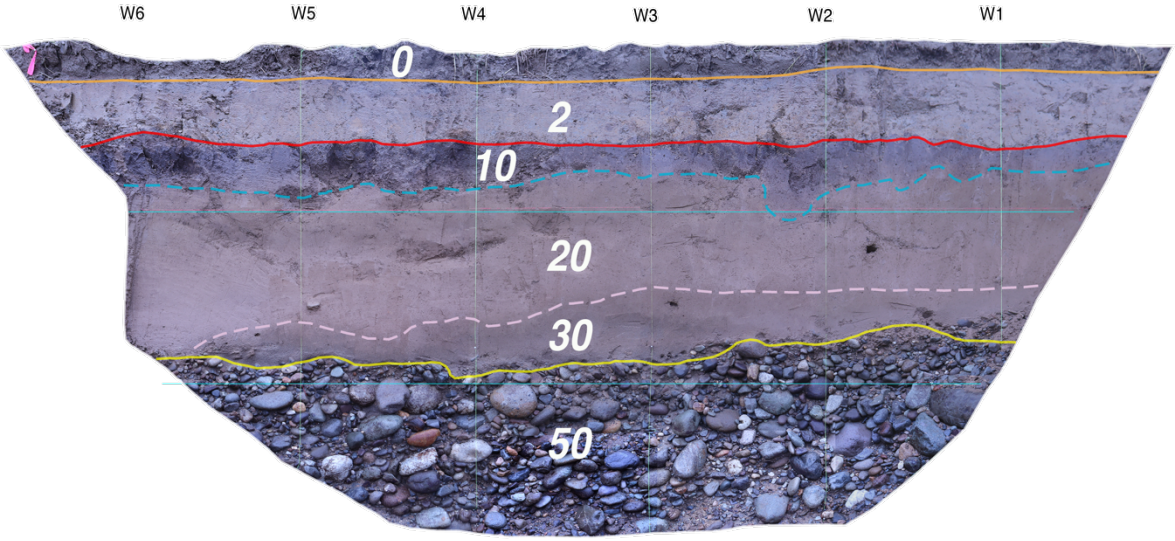


図 20　小柳トレンチの西面

3）森本・富樫断層帯の詳細位置と上下平均変位速度

３年間にわたって、航空レーザー測量による 0.5 m グリッドの高分解能数値標高モデル（DEM）と米軍および国土地理院撮影空中写真（1940 年代および 60 年代撮影、縮尺約１万分の１、２万分の１および４万分の１）を使用した変動地形解析を行った。これに本事業で並行して実施した活動性調査・反射法地震探査（石山・他，2023,2024）およびサブテーマ３．１の微動探査の結果（先名・他，2023,2024）や、既往研究（活断層研究会編，1980, 1991；三崎，1980；寒川，1986；石川県；1997,1998,1999；東郷・他，1998a，1998b；東郷，2000；池田・他編，2002；木村，2002；中田・今泉編，2002；中村・他，2003，2006；産業技術総合研究所，2008；松多・他，2016）を踏まえ、現地調査も実施した上で、森本・富樫断層帯の詳細位置をとりまとめた（図 21)。また、撓曲・傾動などの変位様式も図に加えるとともに、人工改変や信頼性の高い上下変位量が推定できる地点の選定を勘案して、0.5 m DEM を用いて地形断面図を作成し、変位基準（中期更新世～後期更新世の河成段丘面および沖積低地面・沖積扇状地面）の上下変位量を推定した（図 22)。地形面の分布については、東郷・他（1998b)、木村（2002)、中村・他（2003，2006）を参照するとともに、本調査で実施した打ち込みボーリングコアのテフラ分析の結果も考慮して、変位地形と同様に DEM および空中写真を用いて推定した。以上の結果と推定した変位基準の推定年代から、断層帯に沿った上下平均変位量分布を推定した（図 23)。

変位地形の認定については、大局的にはこれまでの詳細な活断層図（東郷・他，1998a；池田・他編，2002；中田・今泉編，2002；松多・他，2016）と変わらない。ただし、異なる点として、①森本断層の北端位置、②森本断層のより平野側に推定されたトレース、③森本断層上盤側の副次的な低断層崖、④沖積低地面を変位させる野町断層のトレース、⑤野町断層・長坂撓曲と富樫断層の連続性、が挙げられる。以上の異なる点を中心に、断層の詳細位置・変位地形・変位量について述べる。

・森本断層の詳細位置と変位地形

森本断層の北端位置については、従来の津幡川右岸よりも約 2.2 km 北に伸びると考えられる（図 21)。北端部の能瀬川右岸から津幡川右岸にかけては、宝達丘陵西側斜面に後期更新世の段丘面が分布するほか、丘陵西側斜面基部に低断層崖が断続的に分布する（図 22)。その一方、これより西側に広がる沖積低地面には完新世段丘や河川の下刻などは見られないことから、丘陵側の継続的な隆起が継続していると推定される。丘陵基部を開析する河川の沖積扇状地面や完新世段丘面の地形断面図（加茂および舟橋測線）から、約１m 前後の上下変位量が推定される（図 22)。

津幡川左岸から森下（もりもと）川左岸にかけては、詳細地形解析に基づき、ほぼ旧北国街道沿いに比高 1-2 m の完新世撓曲崖地形が認められ、マッピングおよび研究報告がされてきた（東郷・他，1998a，1998b；池田・他編，2002；中田・今泉編，2002)。石山・他（2024）および今年度の調査の結果から、撓曲変形する完新世段丘面は２～３段に分化しており、太田および利屋（とぎや）町測線の地形断面図（図 22）で示されるように、高位の完新世段丘面が丘陵側に傾斜するなど、累積的な撓曲変形が認められる（図 22)。さらに、完新世撓曲崖地形よりもさらに平野側で沖積層の層厚・分布深度が大きく増大することが示され、これに対応する地下構造が反射法地震探査（石山・他，2024）や微動探査（先名・他，2023 および本年度のサブテーマ３．３．１報告）で確認されたことから、断層運動による変形が従来指

摘された撓曲崖よりもさらに西側に及んでいると推定される。撓曲崖の西側には、ボーリング調査や微動探査で確認された完新統の変形帯に対応する可能性がある微地形が断続的に分布することから、これを新たに断層トレース（位置不明瞭）として追加した。なお、従来報告されていた東側の完新世撓曲崖地形は、超高分解能 VSP 探査の結果から、断層上盤側に形成された分岐断層に対応すると考えられる（石山，準備中）。

森下川左岸から金腐（かなくさり）川右岸にかけては、森本丘陵基部より西側の沖積低地面が２～３段に段丘化するとともに、南森本町および荒屋町測線の地形断面図（図 22）に示されるように累積的な撓曲変形を受けており、完新世後期において複数回の断層運動があった可能性がある。また、百坂町から神谷内（かみやち）町にかけては丘陵背面に高位段丘面が分布し、これらが傾動ないしは撓曲変形するほか、丘陵側が低下する逆向き低断層崖が複数条発達する（図 21 および図 22 の神谷内町測線）など、局所的な変形が広く認められる。逆向き低断層崖は、柳橋川左岸など一部では高位面のみならず中位・低位面も変形させている。なお、神谷内町の高位段丘面を構成する風成層下部で得られた試料から、緑色普通角閃石およびカミングトン閃石の主成分元素組成より、大山火山（山陰） 起源の hpm1 テフラ （岡田・他,1990)が同層準に降灰していると考えられる。hpm1 の噴出年代は約 210 ka（MIS 7.3、木村・他，1999；長橋・他，2004）と考えられることから、高位段丘面の離水年代は約 210 ka と推定される。

金腐川左岸から浅野川右岸にかけては、卯辰山（うたつやま）の丘陵背面に高位段丘面が広く分布し、これらが丘陵西縁部で傾動ないしは撓曲変形するほか、丘陵側が低下する逆向き低断層崖（位置不明瞭）が複数条発達する（図 21)。また、西に傾き下がる高位面の西縁部では、中位・低位段丘面を切る西側低下の低断層崖（位置不明瞭）が浅野川右岸まで断続的に分布する（図 21)。

・野町断層の詳細位置と変位地形

浅野川左岸から伏見川右岸にかけては、沖積低地面および低位・中位段丘面を累積的に西側低下で変位させる撓曲崖地形（位置不明瞭）が断続的に分布する。従来は低位・中位段丘面の分布西縁に撓曲崖線（位置確実）の存在が推定されていた（東郷・他，1998a)。一方、0.5 m DEM による変動地形解析や現地調査によると、浅野川左岸から犀川右岸の区間では、概ね JR 線に沿って沖積低地面上に比高２m 程度の撓曲崖が分布すると推定される（図 22，中橋町測線)。そこで、本研究では低位・中位段丘面の分布西縁の崖線は撓曲変形する低位・中位段丘面を限る段丘崖であり、これより最大約１km ほど西側の沖積低地上に断層トレースが位置すると推定した。なお、低位・中位段丘面（L2 および M2 面）は背斜変形を呈する。完新世撓曲崖地形は浅野川および犀川の流路付近では認められず、伏在するものと見られる。また、本研究で推定した完新世撓曲崖地形の位置は、犀川沿いで行われた反射法地震探査（石山・他，2023）で認められた、野町断層上盤側に発達する背斜西翼部基部の向斜軸の地表延長に概ね一致することから、野町断層の断層面上のすべりに関連して形成された地表変形であると考えられる。

東郷・他（1998a）などでは、野町断層の南端は富樫断層北端の断層トレース（位置不明瞭）と連続して分布すると推定されている。一方、浅野川左岸から伏見川右岸の断層トレースを横断する地形断面図を見る限り、低位・中位段丘面の上下変位量は北から南に向かって明瞭に減少する傾向がある（図 22 の新神田―野田町、泉本町、有松、伏見台の各測

線)。一般に断層走向沿いの断層変位量分布は断層両端に向かって減少する(例えばScholz, 2019)ことから、野町断層は富樫断層とは連続せず、伏見川右岸付近を南端とする可能性がある。

・長坂撓曲および富樫断層の詳細位置と変位地形

富樫断層と長坂撓曲はほぼ連続的に分布し、走向もほぼ同じであることや、上記の議論から、富樫断層は野町断層ではなくむしろ長坂撓曲に連続すると考えられる。長坂撓曲の位置は東郷・他(1998a)などとほぼ一致する。これ以外に、撓曲崖線にほぼ並走する比高数m程度の低断層崖が雁行して分布することが明らかになった。また、小立野(こだつの)台地の中位段丘面は下に凸な形態を示し、最終氷期前半の海水準および河床縦断形を念頭に置くと明らかな地形異常が推定される。これは、長坂撓曲の北方延長が小立野台地の緩やかな撓曲変形を形成したと考えれば説明がつく。この考えを採ると、富樫断層の北端は浅野川左岸付近に存在し、森本断層とは浅野川流路付近で雁行配列することになる。

伏見川以南の富樫断層については、東郷・他(1998a, 1998b)および松多・他(2016)と概ね変わらず、富樫山地西縁部に位置する断層トレースに沿って中位・低位段丘面および沖積扇状地面の撓曲崖・低断層崖地形が断続的に分布する。手取川右岸では一部を除き断層線は概ね位置不明瞭であり、白山比咩(しらやまひめ)神社付近まで続くと考えられる(図21および図22の高尾・額谷・四十方(しじま)および小柳測線)。

・森本・富樫断層帯に沿った平均上下変位量分布の推定

森本・富樫断層帯の変位地形から推定される上下変位量と変位基準となる地形面の形成年代に基づき、断層帯に沿った平均上下変位量分布を推定した(図 23)。算出に際して、中村・他(2006)に従い、犀川沿いの河成段丘面の形成年代について、L1面を約25 ka, M2面を約65 kaと仮定した。また、完新世の地形面については、L4面については約6 kaと仮定した。また、L4-2 面については石川県(1997,1999)のトレンチ掘削結果に基づき形成年代を約3 ka、L4-3面については利屋地区における群列ボーリング調査の結果から形成年代を約1 kaとそれぞれ仮定した。

森本断層・野町断層・富樫断層沿いの平均上下変位速度分布については、以下のような特徴が認められる:(1)森本断層の平均上下変位速度は最大2 m/千年程度に達するのに対し、野町断層は最大0.9 m/千年程度、富樫断層は最大0.5 m/千年程度であり、断層帯北部ほど平均変位速度が大きい傾向がある。(2)森本断層と野町断層については、断層中央部付近で平均上下変位速度が大きくなり、断層両端に向かって小さくなる傾向が認められる。この様な傾向は先述のように断層一般に普遍的に認められる現象である(Scholz, 2019)。中村・他(2006)の平均上下変位速度分布と比較すると、本研究で推定した森本断層における大きい値を除くと概ね類似している。注意を要する点として、特に森本断層・富樫断層沿いの変位基準は L4-3 面など非常に新しいものが多いこと、断層下盤側を含めた上下変位量が見積もられていない点が多いことが挙げられる。ただし、例えば太田測線で得られる平均上下変位速度は、利屋町測線近傍で実施した群列ボーリング調査から推定された平均上下変位速度(1.9 mm/yr; 1)を参照)とほぼ等しく、前者の点についてはある程度実際の値を反映していると見なしてよいとも考えられる。

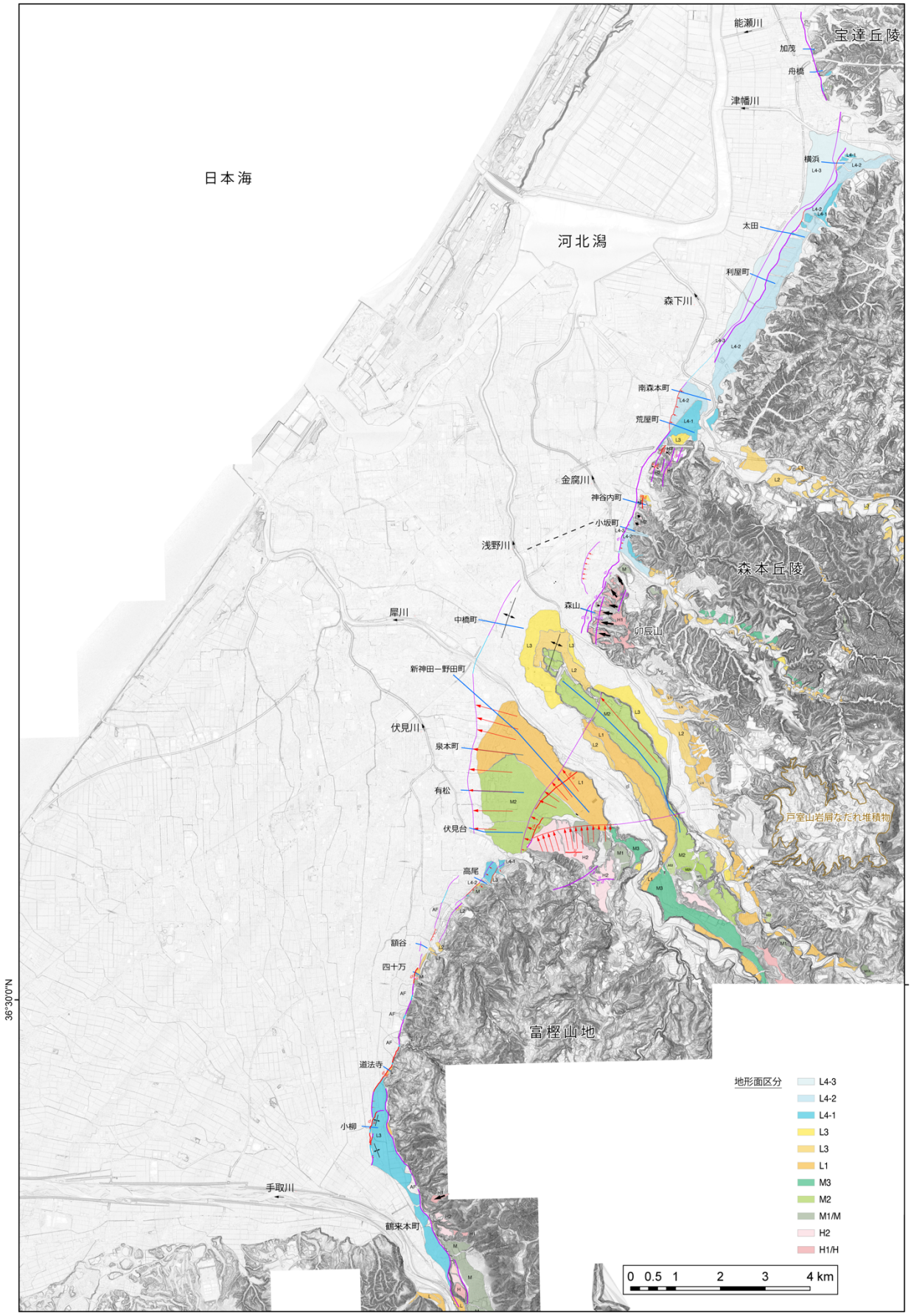


図 21　森本・富樫断層帯の詳細位置。青線は地形断面図の位置を示す。

加茂

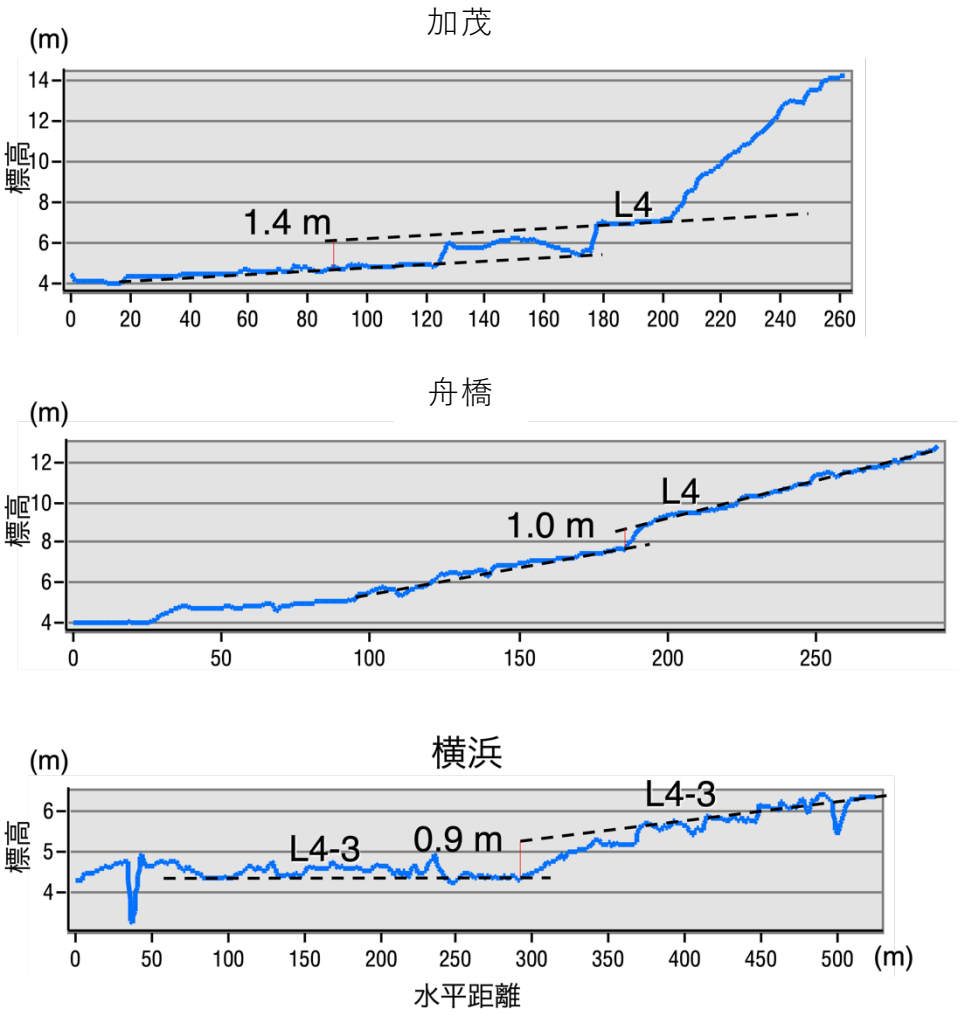


図 22　森本・富樫断層帯の断層変位地形を横断する地形断面図と推定された上下変位量。断面位置は図 21 に示す。

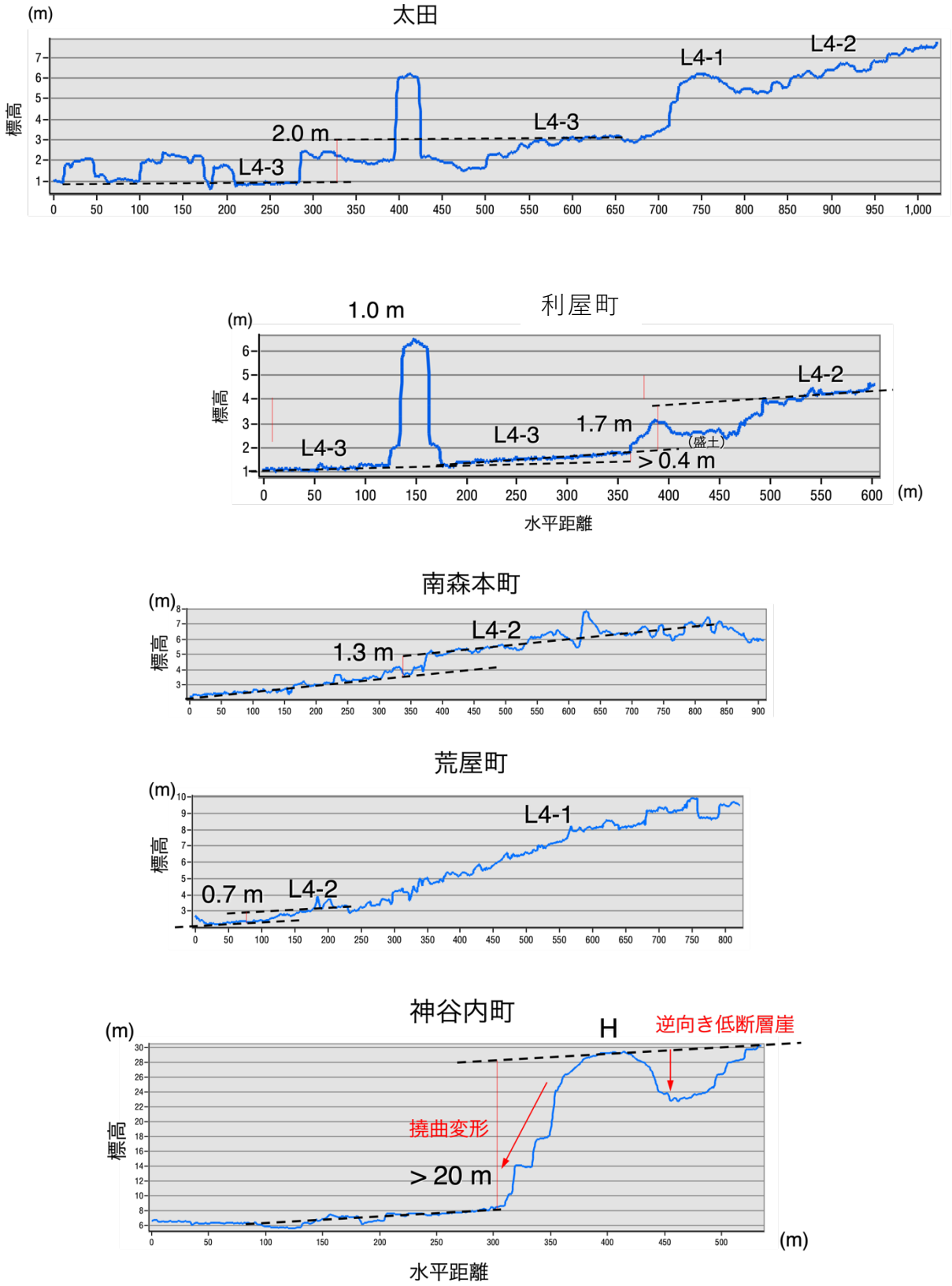

太田
(m)
標高
L4-1
L4-2
L4-3
2.0 m
L4-3
利屋町
(m)
1.0 m
標高
L4-2
L4-3
1.7 m
(盛土)
L4-3
> 0.4 m
(m)
水平距離
南森本町
(m)
標高
L4-2
1.3 m
荒屋町
(m)
標高
L4-1
0.7 m
L4-2
神谷内町
(m)
H
逆向き低断層崖
標高
撓曲変形
> 20 m
(m)
水平距離

図 22　続き

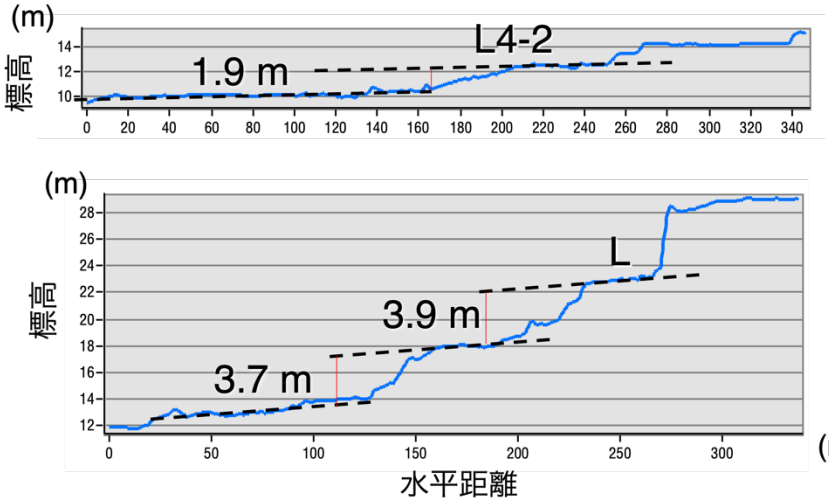

(m)
標高
14
12
10
1.9 m
L4-2
0 20 40 60 80 100 120 140 160 180 200 220 240 260 280 300 320 340
小坂町
(m)
標高
28
26
24
22
20
18
16
14
12
3.9 m
3.7 m
L
0 50 100 150 200 250 300
(m)
森山
水平距離

図 22　続き

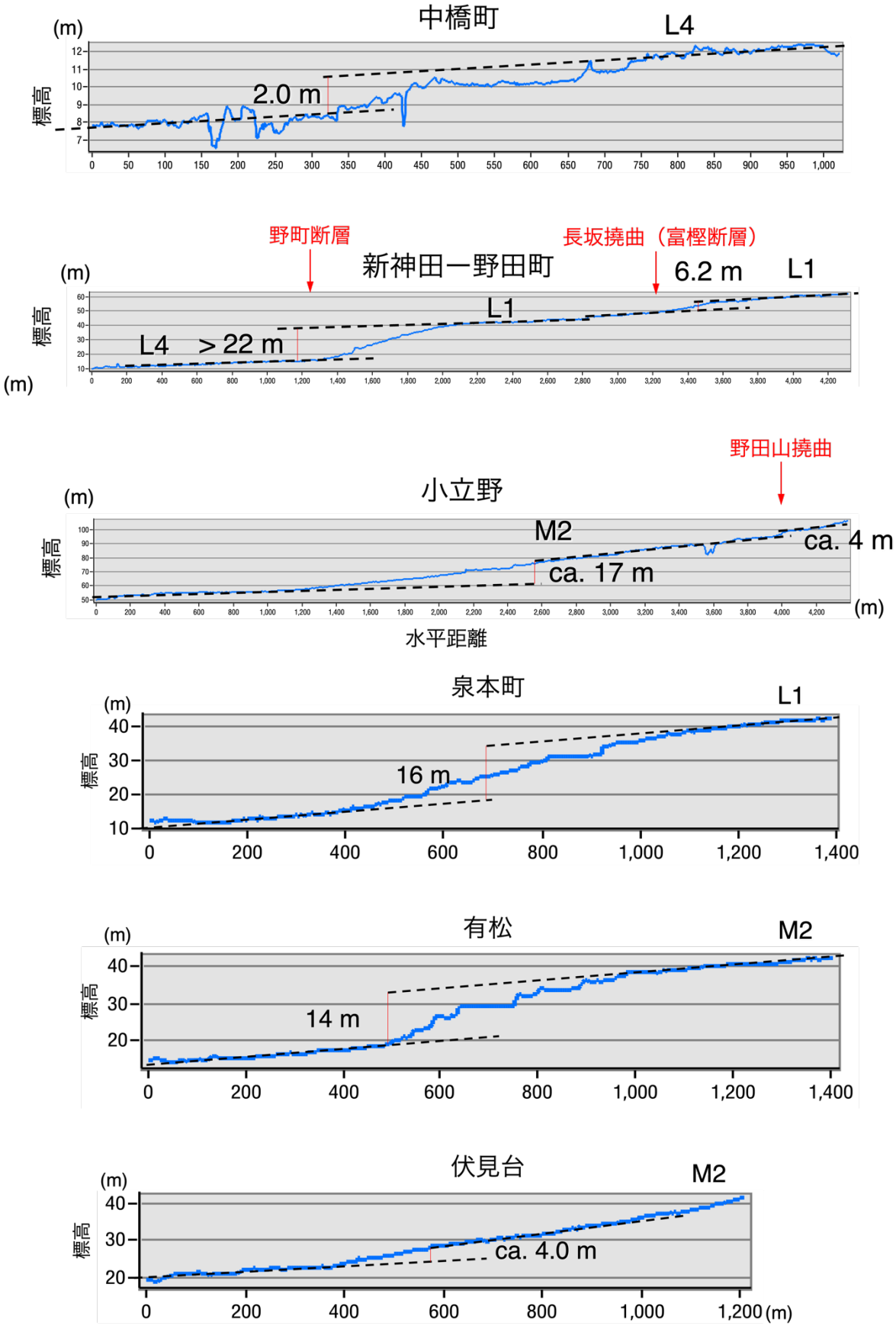

中橋町
L4
(m)
標高
2.0 m
野町断層
長坂撓曲（富樫断層）
新神田ー野田町
6.2 m
L1
L1
L4 ＞22 m
野田山撓曲
小立野
M2
ca. 4 m
ca. 17 m
水平距離
泉本町
L1
16 m
有松
M2
14 m
伏見台
M2
ca. 4.0 m

図 22　続き

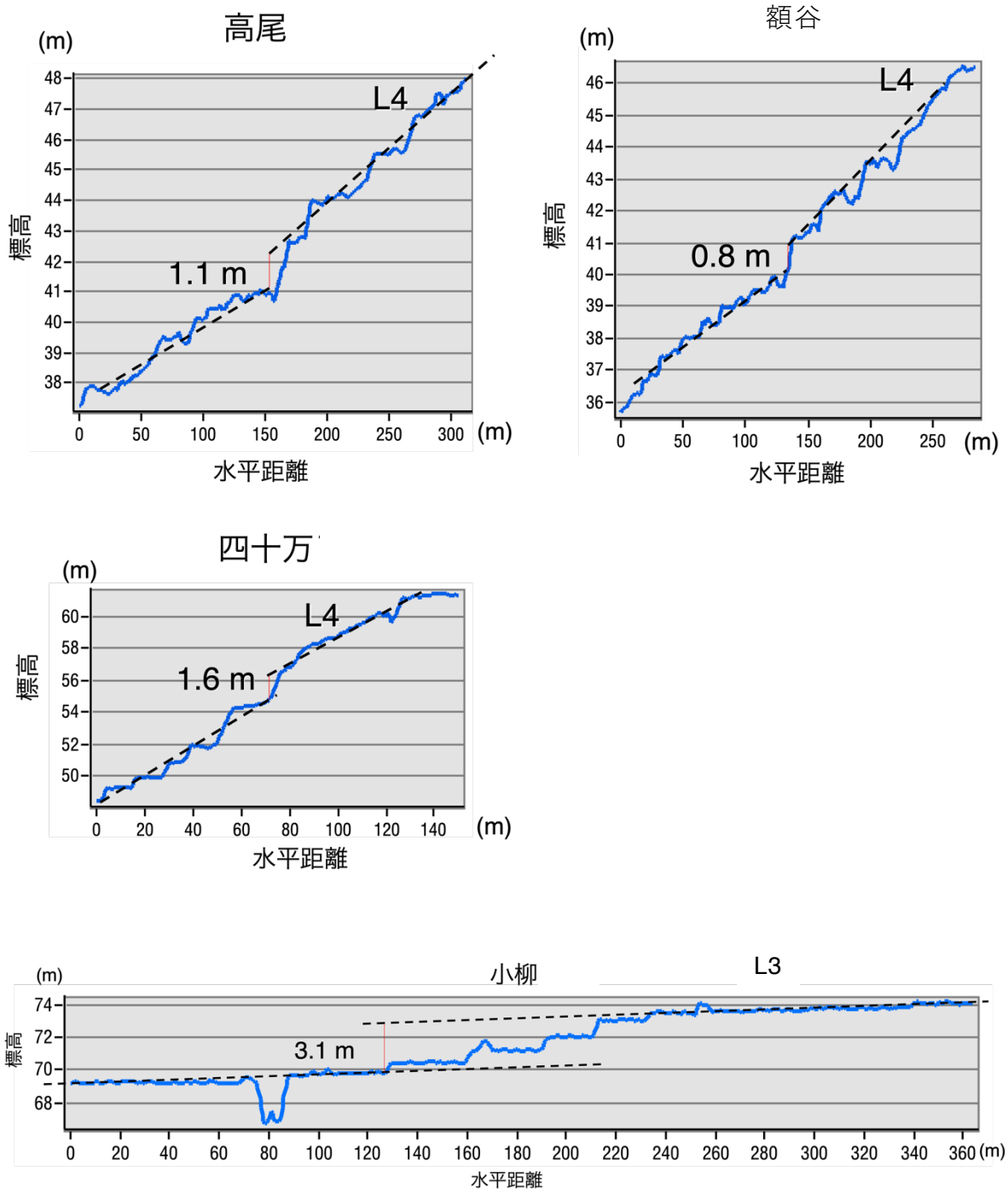

高尾
(m)
48
47
46
45
44
43
42
41
40
39
38
標高
L4
1.1 m
0
50
100
150
200
250
300
(m)
水平距離
額谷
(m)
46
45
44
43
42
41
40
39
38
37
36
標高
L4
0.8 m
0
50
100
150
200
250
(m)
水平距離
四十万
(m)
60
58
56
54
52
50
標高
L4
1.6 m
0
20
40
60
80
100
120
140
(m)
水平距離
(m)
小柳
L3
74
72
70
68
標高
3.1 m
0
20
40
60
80
100
120
140
160
180
200
220
240
260
280
300
320
340
360
(m)
水平距離

図 22　続き

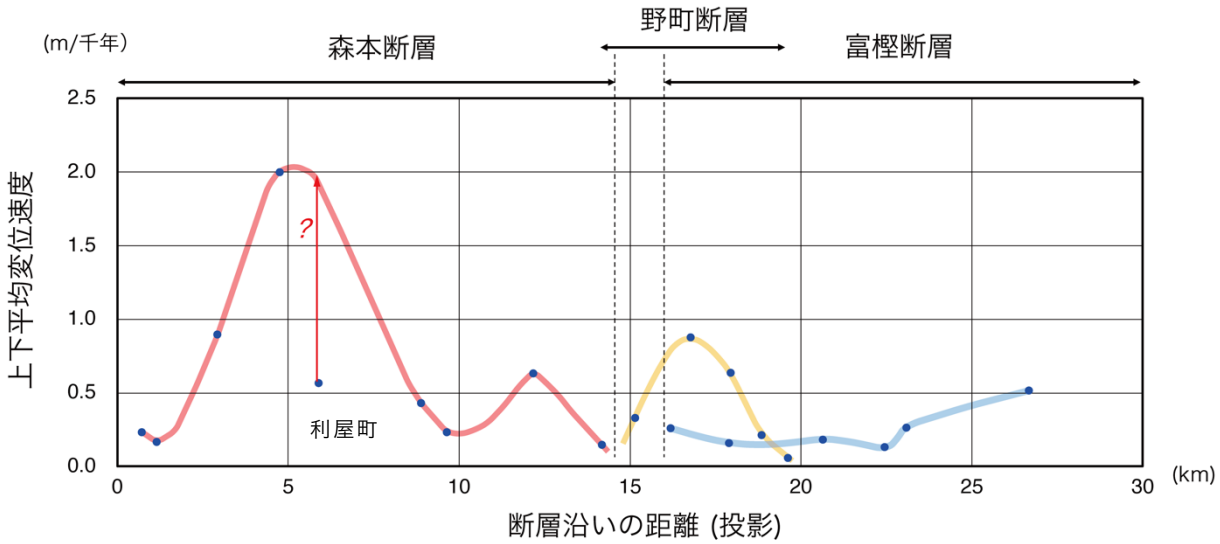


図 23　森本・富樫断層帯沿いの上下平均変位速度分布。赤色・黄色・青色の包絡線はそれぞれ森本断層・野町断層・富樫断層に対応する。

4）森本・富樫断層帯南部の浅層反射法地震探査

これまで森本・富樫断層帯南部においては、断層構造を推定するための反射法地震探査は実施されてこなかったため、断層帯南部の形状についての情報は全くなかった。そこで、断層帯南部・富樫断層を横断する石川県白山市向島町から同曽谷町の測線において、浅層高分解能反射法地震探査（白山測線）を実施した。（図 24）。狭小な路線が多く、測線長が 6.0 km と比較的短いことを考慮して、震源として小型バイブロサイス型震源を使用した。探査の仕様は表 2 に示す。また、得られた発震記録の代表例を図 25～27 に示す。

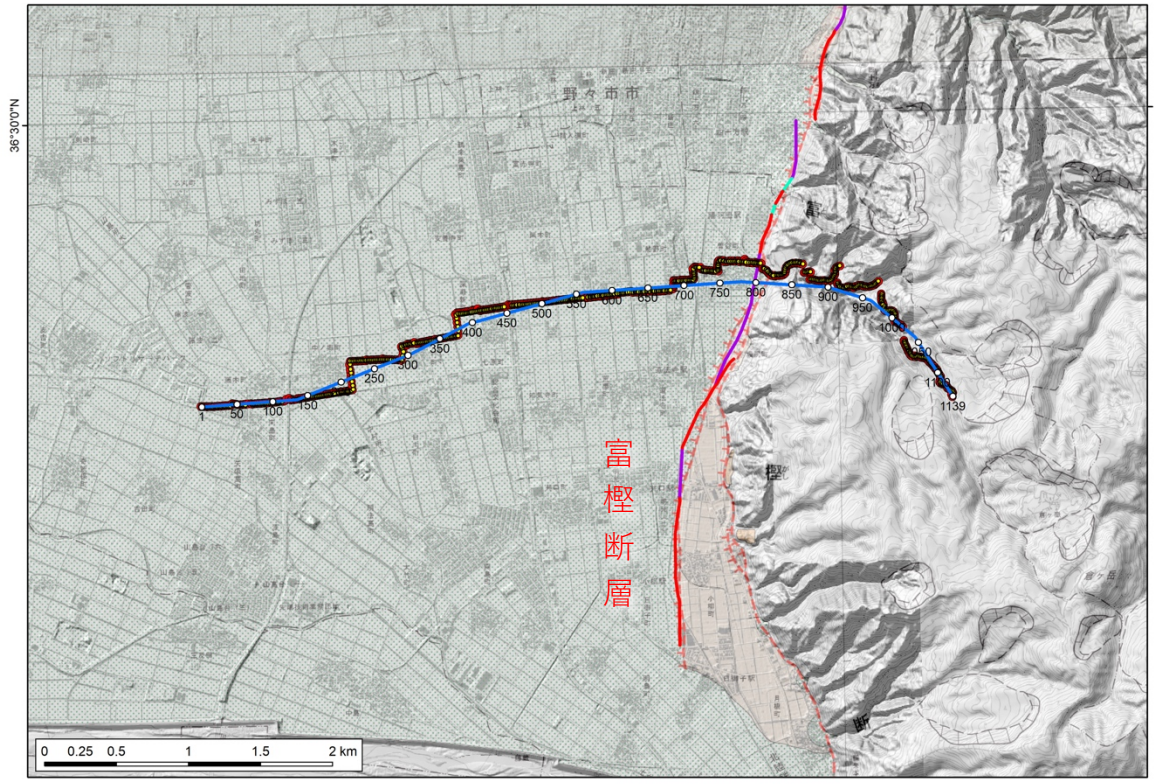


図 24　森本・富樫断層帯南部の高分解能反射法地震探査（白山測線）の位置図。青線が重合測線、赤点が発振点、黄点が受振点を示す。背景は東郷・他（1998a）、松多・他（2016）を使用。断層線は中田・今泉編（2002）を示す。

表２　森本・富樫断層帯南部の高分解能反射法地震探査　観測仕様一覧

発震系	
震源	ミニバイブレータ１台(IVI 社製 T-15000)
発震周波数	10 ～ 100Hz
スイープ長	16 sec
スタック回数	３回(通常発震) 10 or 16 回(高エネルギー発震)
発震点数	571 点(通常発震) 32 点(高エネルギー発震) 計：603 点
発震点	受振点間中点発震(Half-integer)
受振系	
受振器	GS-One (10Hz)
探鉱器	GSR or GSX (Geospace 社製)
受振点間隔	10 m
総受振点数	630 点
総測線長	約 6.0 km
受振点番号	1001 ～ 1630
サンプリングレート	1 msec
記録長	4 sec

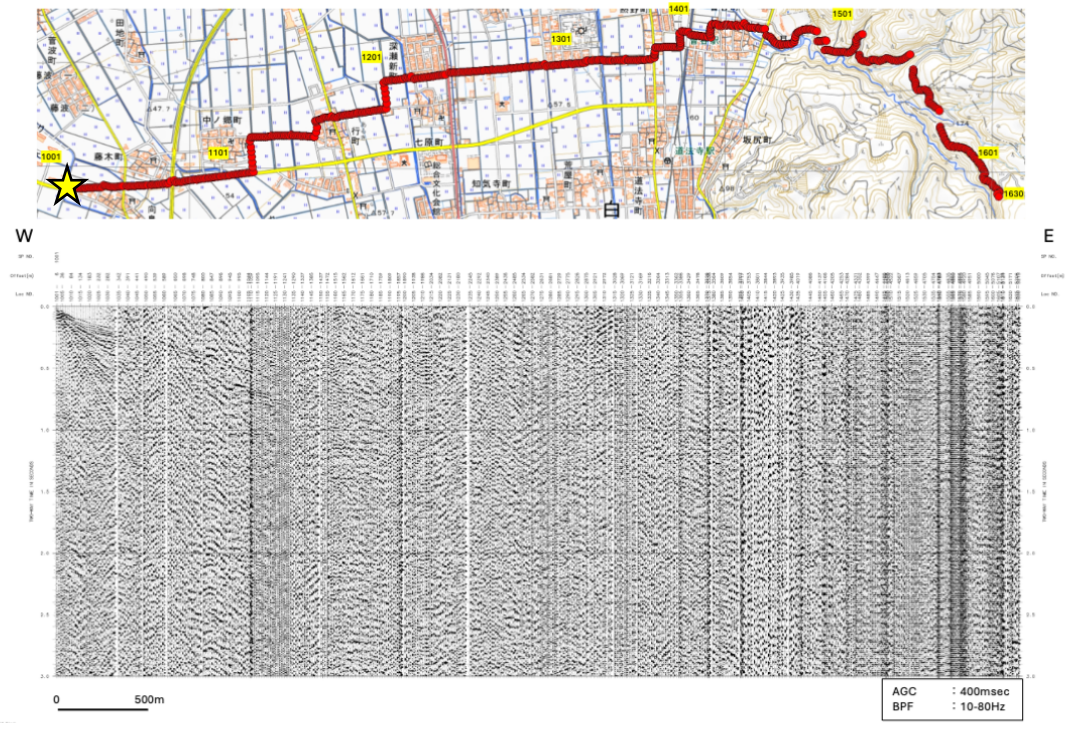


図 25　発震点番号 VP1001（測線西端部）での発震に伴う観測記録

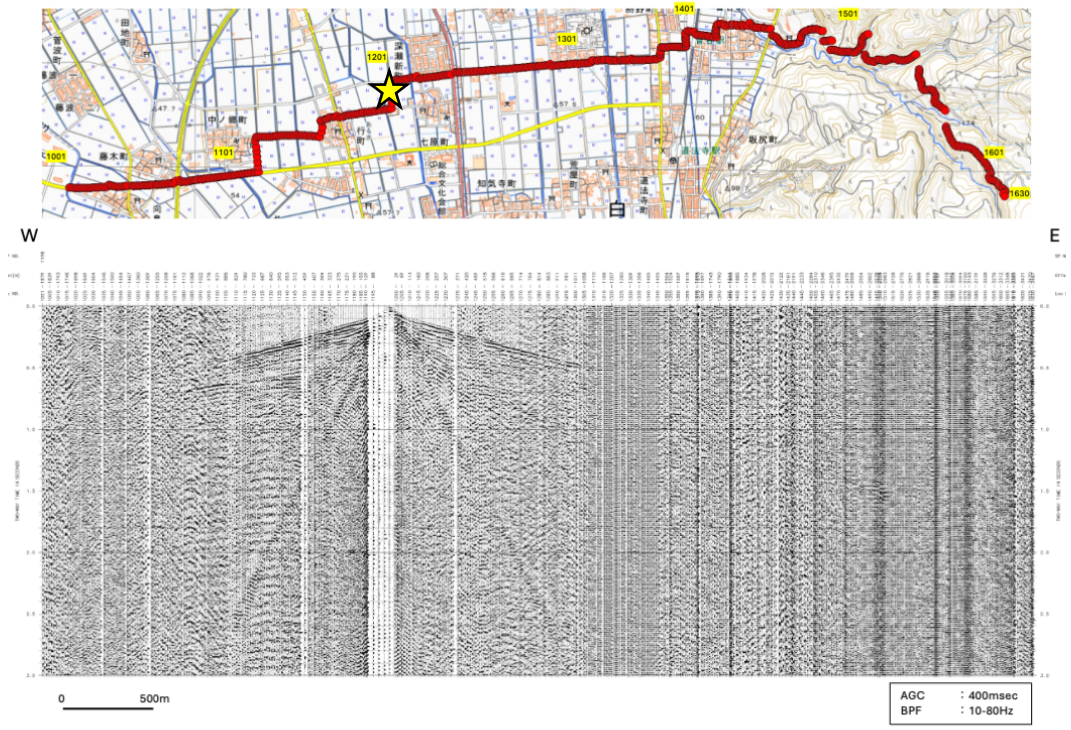


図 26　発震点番号 VP1198 での発震に伴う観測記録

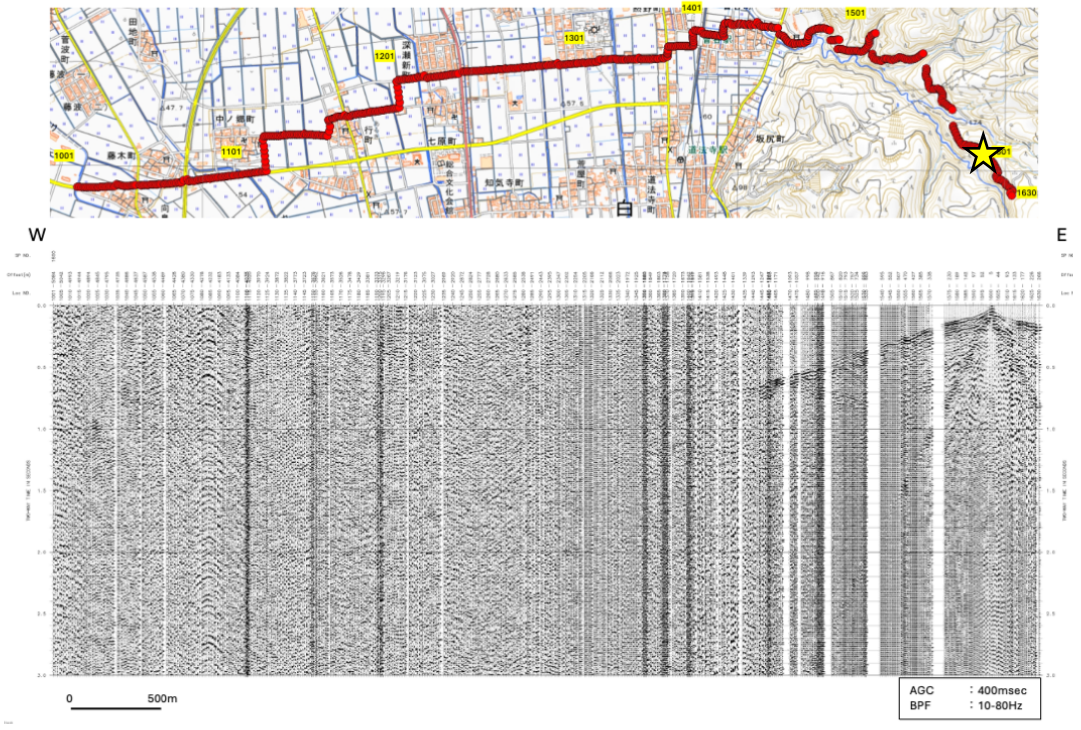


図 27　発震点番号 VP1600 での発震に伴う観測記録

表３ 高分解能反射法地震探査（白山測線）の主要解析パラメータ

	白山測線
Automatic gain control	400 msec
Deconvolution	Gate length: 2000 msec Operator length: 120 msec 予測距離: 8 msec
Bandpass filter	5/10 - 80/100 Hz
Residual statics	シフト長: 2 msec
FX-prediction filter	7 traces
Migration	FD Migration velocity 80 %

得られた観測記録について、共通反射点重合法に基づく反射法解析（例えば Yilmaz, 2001）を行い、反射断面を作成した。主な解析パラメータは表３の通りである。

反射法解析の結果、深さ１km 程度の高分解能深度断面を得た（図 28）。地質学的データを考慮して構造解釈を行った。富樫断層の地表位置よりも西側には、ほぼ水平に分布する金沢平野下の堆積物が少なくとも深さ１km まで確認される。一方、富樫断層の東側では、富樫山地に分布する新第三系の地質構造に対応する背斜構造が認められ、その西翼部の反射面に認められる不連続から東傾斜の逆断層の存在が推定される（図 29）。推定された断層の先端は富樫断層の変位地形の位置とほぼ一致していることから、この逆断層は富樫断層と推定される。逆断層の傾斜は 50 度程度であり、これまでの深部構造探査で得られた森本断層などと形状の特徴が類似する。また、断層下盤側には緩やかな起伏の背斜構造が認められるが、これに対応する変位地形は確認されなかった。

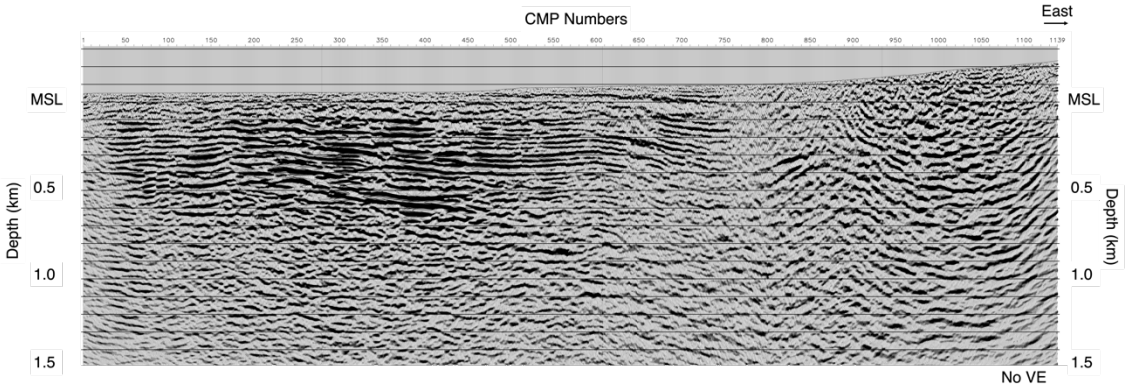


図 28　白山測線のマイグレーション後深度断面。縦横比は 1:1。

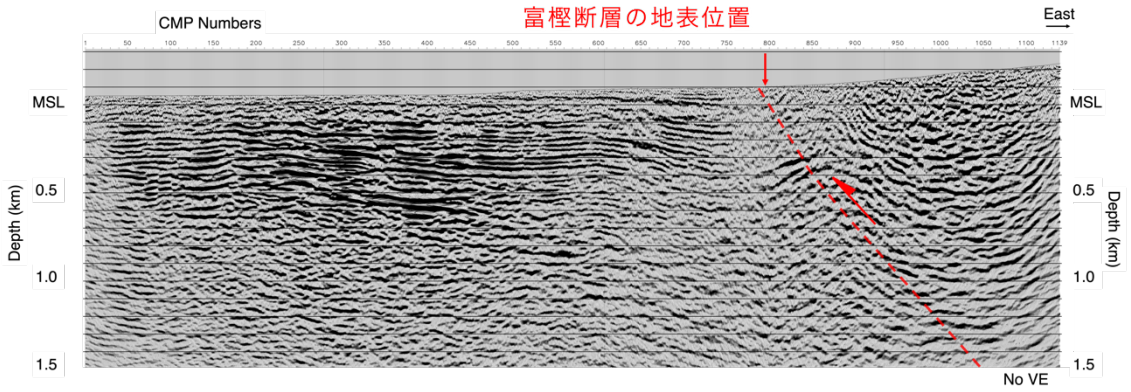


図 29　白山測線・マイグレーション後深度断面の解釈。縦横比は 1:1。

5）森本・富樫断層帯の地震発生層厚さの推定および震源断層モデルの構築

森本・富樫断層帯の深部形状等を推定する目的で、令和４年度には断層帯中央部を横断する測線長 24 km の深部構造探査（犀川－医王山測線）を、令和５年度には、森本・富樫断層帯と砺波平野断層帯（西部）を横断する測線長 34 km の深部構造探査（内灘－南砺測線）を実施した（石山・他, 2023, 2024)。これらと 3)で述べた富樫断層の浅層高分解能反射法地震探査の結果による断層の形状と、地震活動解析により推定される地震発生層厚さに基づき、震源断層モデルの構築を行った。

2000 年 10 月 1 日から 2024 年８月 31 日までの防災科学技術研究所（防災科研）の高感度地震観測網（Hi-net）により決められた M1.5 以上深さ 20 km 以浅の地震について三次元地震波速度構造（Matsubara et al., 2022）を用いて再決定した。その震源カタログを用いて、地震発生層の下限を推定した。あるグリッドの周囲±0.1°や 0.2° 四方の地震について、11 個以上の地震がある場合に、地表から 10%の地震が起きた深さを地震発生層の上限（D10)、90%の地震が起きた深さを地震発生層の下限（D90）を推定した。2020 年 12 月から群発地震活動が始まり、2023 年５月５日、2024 年１月１日に大きな地震が発生したため、2000 年 10 月 1 日から 2020 年 11 月 30 日まで、2023 年５月４日まで、2023 年 12 月 31 日まで、2024 年８月 31 日までの期間における D90 を図 30 に示す。D90 は森本断層で 13～15km、富樫断層で 11～13km であった。2024 年能登半島地震の震源域ではその本震前後で D90 に多少の変化がみられるが、森本・富樫断層帯付近では、いずれの期間でも同様の結果であった。

次に、産業技術総合研究所（産総研）により設置された臨時観測点のデータを合わせて同様の計算を行った。臨時観測と同じ 2022 年１月１日～2024 年 12 月 31 日までの地震活動から D90 を推定した（図 31)。産総研のカタログでは M0.8 以上、防災科研 Hi-net のカタログでは M1.8 以上で Gutenberg-Richter 則を満たす（図 32)。両者を統合したカタログから M0.8 以上の地震を用いて D90 を計算した結果を図 33 に示す。この結果から D90 は、森本断層で 16～20km、富樫断層で 15～16km であることが分かった。

犀川－医王山測線・内灘－南砺測線・白山測線で推定された森本断層・富樫断層の断層構造は、いずれ 50° 程度で東傾斜の逆断層と推定される。これらの構造探査の結果と、推定された地震発生層厚さに基づき、震源断層の形状を推定した（詳細はサブテーマ３． ２を参照)。

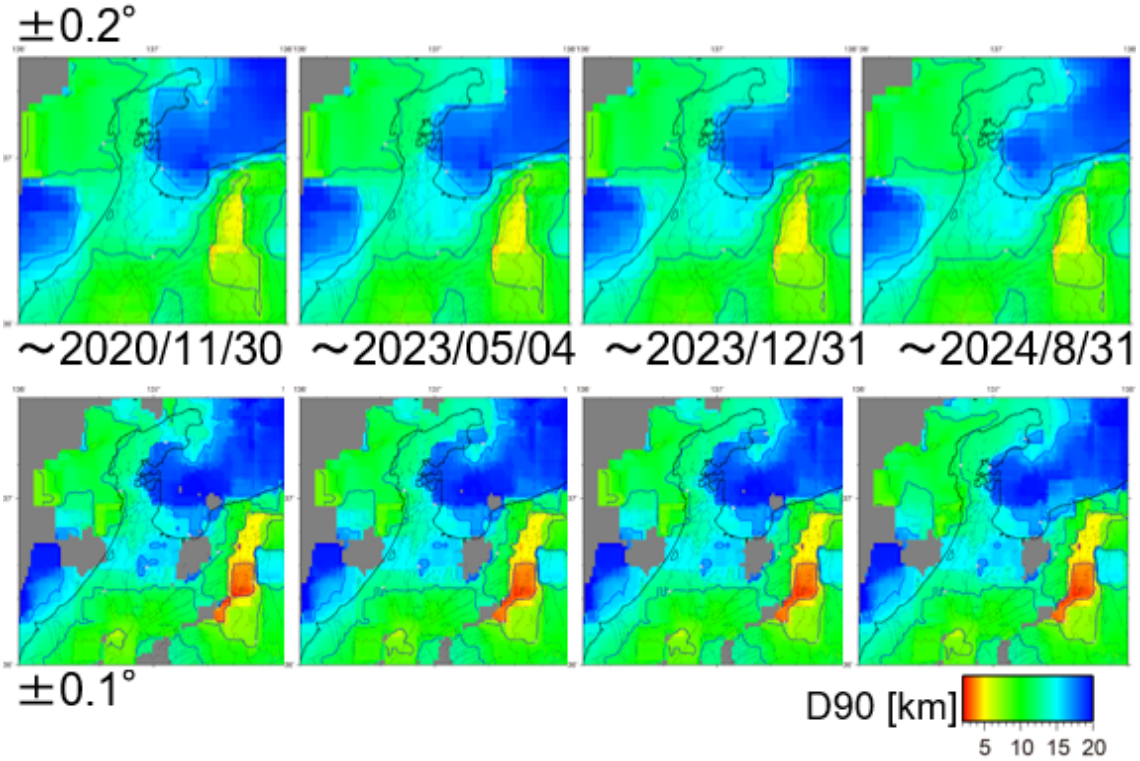


図 30　防災科研 Hi-net のカタログを用いて計算した地震発生層の下限。

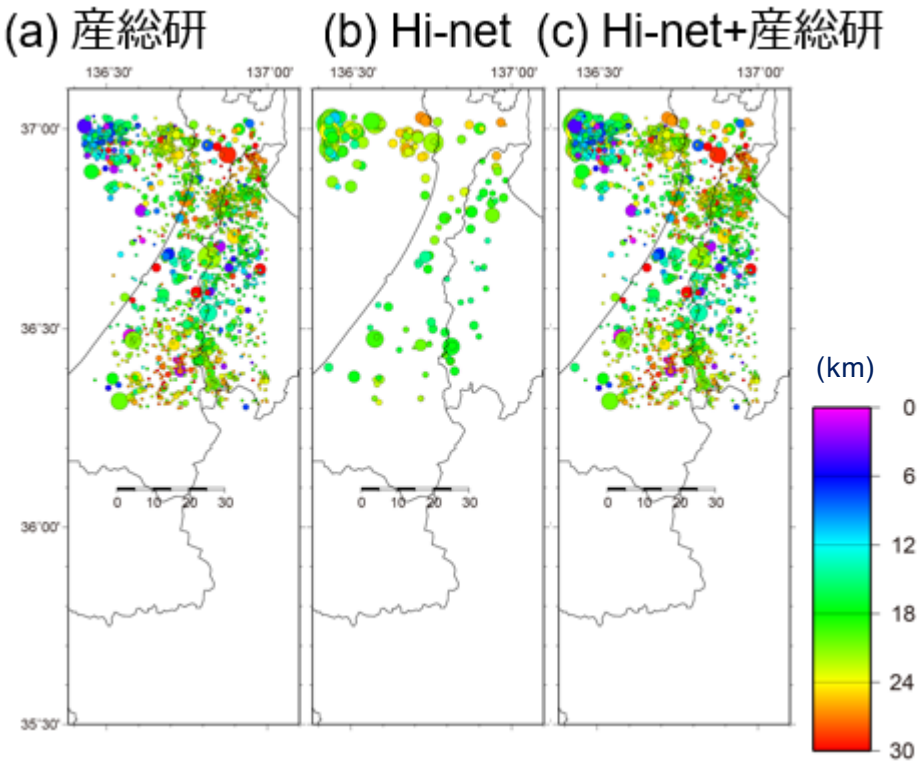


図 31　(a) 産総研、(b)防災科研 Hi-net、(c)両者を統合した震源分布。

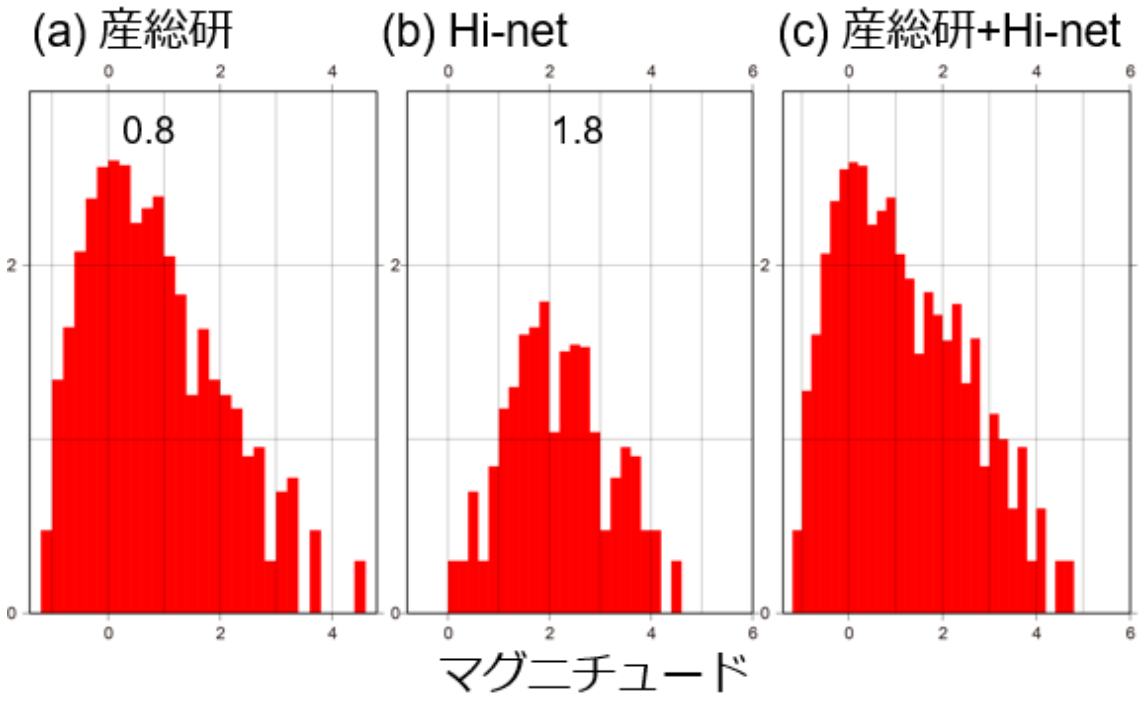


図 32　(a)産総研、(b)防災科研 Hi-net、(c)両者を統合したマグニチュードの頻度分布。

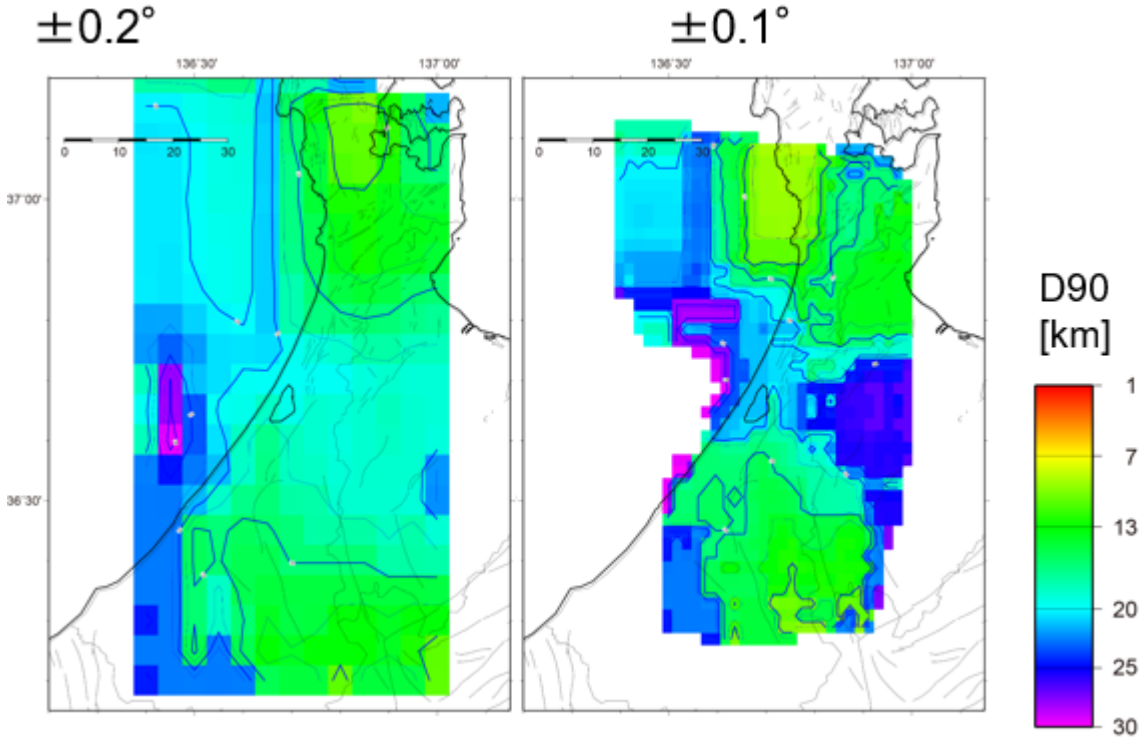


図 33　産総研と防災科研 Hi-net を統合したカタログから推定した D90。

(c) 結論

森本・富樫断層帯北部・森本断層の活動性を明らかにするために、津幡町潟端地区で群列ボーリング調査を行い、コア解析（層相解析・年代測定・テフラおよび珪藻分析）を行

った結果、断層帯北部の平均変位速度が従来よりも大きくなることが明らかになった。また、断層帯南部・富樫断層の白山市小柳地区においてトレンチ調査を行い、沖積扇状地面を構成する完新世後期（約 2000 年前）の中粒砂層が西に緩やかに傾斜する構造が確認された。さらに、断層帯南部・富樫断層において浅層反射法地震探査を行い、断層帯北部を構成する森本断層･野町断層と同様に中角度･東傾斜の逆断層であることが明らかとなった。さらに構造探査データおよび地震活動解析により推定した地震発生層厚さ(D90) とあわせて震源断層モデルを構築した。

(d) 引用文献

安藤一男，淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用．東北地理，42，73-88，1990.

Bronk Ramsey C.，OxCal v.4.4.4. https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html，2021.

藤木利之・小澤智生，琉球列島産植物花粉図鑑．アクアコーラル企画，155p，2007.

Hong W，Park JH，Kim KJ，Woo HJ，Kim JK，Choi HK，Kim GD，Establishment of chemical preparation methods and development of an automated reduction system for AMS sample preparation at KIGAM. Radiocarbon，52，1277-1287，2010a.

Hong W，Park JH，Sung KS，Woo HJ，Kim JK，Choi HW，Kim GD，　A new1MV AMS facility at KIGAM. Radiocarbon，52，243-251，2010b.

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編，「第四紀逆断層アトラス」，東京大学出版会，254 pp.，2002.

石川県，「平成 8 年度地震調査研究交付金 森本断層系に関する調査成果報告書」，165 pp.，1997.

石川県，1998，「平成 9 年度地震関係基礎調査交付金 森本・富樫断層帯に関する調査成果報告書」，156 pp.

石川県，1999，「平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 森本・富樫断層帯に関する調査成果報告書」，94 pp.，1999.

石山達也・他 11 名，３．１．１　活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査，文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，森本・富樫断層帯の重点的な調査観測 令和４年度報告書，6-65，2023.

石山達也・他 11 名，３．１．１　活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査，文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，森本・富樫断層帯の重点的な調査観測 令和５年度報告書，6-101，2024.

地震調査研究推進本部地震調査委員会，「森本・富樫断層帯の評価」，17 pp.，2001.

地震調査研究推進本部地震調査委員会，「砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の長期評価（一部改訂）」，25 pp.，2008.

地震調査研究推進本部地震調査委員会，「森本・富樫断層帯の長期評価（一部改訂）」，33 pp.，2013.

活断層研究会編，「日本の活断層―分布図と資料―」，東京大学出版会，363 pp.，1980.

活断層研究会編，「新編日本の活断層―分布図と資料―」，東京大学出版会，437 pp.，1991.

木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・檀原 徹，大山および三瓶火山起源テフラのフィッショントラック年代とその火山活動史における意義，第四紀研究，38，145-155，1999.
木村佳織，金沢南方の段丘面編年と変動地形，国土地理院時報，99，67-75，2002.
北村晃寿・東野外志男・中橋雅彦・小川義厚・吉田智洋・阿部和生，加賀平野で発見された白山起源の火山灰層，第四紀研究，37，131-138，1998.
小杉正人，珪藻の環境指標の設定と古環境復原への応用．第四紀研究，27，1-20，1988.
町田 洋・新井房夫,「新編火山灰アトラス―日本列島とその周辺」，東京大学出版会， 336 pp.，2003.
Matsubara, M., T. Ishiyama, T. No, K. Uehira, M. Mochizuki, T. Kanazawa, N. Takahashi, and S. Kamiya, Seismic velocity structure along the Sea of Japan with large events derived from seismic tomography for whole Japanese Islands including reflection survey data and NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, Earth, Planets and Space. 74:171, doi:10.1186/s40623-022-01724-0, 2022.
松多信尚・岡田篤正・岡田真介・澤 祥・平川一臣・廣内大助・八木浩司，1:25,000 地理院活断層図「鶴来」，国土地理院技術資料，D1-No.742，2016.
三崎徹雄，石川県，金沢-羽咋間の活構造，地理学評論，53，280-289，1980.
三好教夫・藤木利之・木村裕子，日本産花粉図鑑．北海道大学出版会，824p，2011.
文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，森本・富樫断層帯における重点的な調査観測 令和４年度 成果報告書，184 pp.，2023.
文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，森本・富樫断層帯における重点的な調査観測 令和５年度 成果報告書，221 pp.，2024.
長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山 高・井内美郎，近畿地方および八ヶ岳山麓における過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年－EDS 分析による火山ガラス片の主要成分化学組成－，第四紀研究，43，15-35，2004.
中田 高・今泉俊文編,「活断層詳細デジタルマップ」，東京大学出版会，68 pp.+DVD 2 枚+付図 1 葉，2002.
中村洋介・金 幸隆・岡田篤正・竹村恵二，金沢市街地における河成段丘の形成時期と森本－富樫断層帯野町撓曲の第四紀後期における上下変位速度,活断層研究,23,69-76,2003.
中村洋介・宮谷淳史・岡田篤正，森本-富樫断層における平均上下変位速度分布，活断層研究，26，151-162，2006.
楡井 尊・本郷美佐緒，中部日本における前期末～中期更新世の花粉生層序．第四紀研究，57，143-155，2018.
Nummedal, D. and Swift D., Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In Nummedal D, Pilkey OH, Howard JD, Sea-level fluctuation and coastal evolution, SEPM Special Publications, 41,241-260, 1987.
岡田昭明・谷口恵・木下直美，模式地における大山最下部火山灰層中の強磁性鉱物の熱磁気特性，鳥取大教育研報，39，143-160，1990.
Reimer PJ, Austin WEN, Bard E, Bayliss A. Blackwell P, Bronk Ramsey C, Butzin M,

Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hajdas I, Heaton TJ, Hogg AG, Hughen KA, Kromer B, Manning SW, Muscheler R, Palmer JG, Pearson C, van der Plicht J, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Turney CSM, Wacker L, Adolphi F, Buntgen U, Capano M, Fahrni SM, Fogtmann-Schulz A, Friedrich R, Kohler P, Kudsk S, Miyake F, Olsen J, Reinig F, Sakamoto M, Sookdeo A, Talamo S., The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon calibration curve (0-55 kcal BP). Radiocarbon, 62, 725-757, 2020.

寒川 旭, 寛政 11 年(1799 年)金沢地震による被害と活断層, 地震第２輯, 39, 653-663, 1986.

産業技術総合研究所, 森本・富樫断層帯の活動性および活動履歴調査, 基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No. H19-3, 2008.

先名重樹・森川信之・岩城麻子, ３．３．１　浅部地盤構造モデルの構築, 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 森本・富樫断層帯の重点的な調査観測令和４年度報告書, 110-117, 2023.

先名重樹・森川信之・岩城麻子, ３．３．１　浅部地盤構造モデルの構築, 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 森本・富樫断層帯の重点的な調査観測令和５年度報告書, 154-167, 2024.

Scholz, C. H. , The mechanics of earthquakes and faulting, Cambridge University Press, 493 pp., 2019.

東郷正美,「微小地形による活断層判読」, 古今書院, 206 pp., 2000.

東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥, 1:25,000 都市圏活断層図「金沢」, 国土地理院技術資料, D.1-355, 1998a.

東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・平野信一, 森本-富樫断層帯の詳細位置と活動性について, 活断層研究, 17, 72-83, 1998b.

Yilmaz, O., Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data. 2065 pp., SEG, 2001.

(3) 令和４～６年度の成果

(a) 業務の要約

森本・富樫断層帯を構成する活断層の詳細な位置・分布を明らかにするために、空中写真判読および航空レーザー測量データから作成した高分解能 DEM による地形解析を行い、活断層の詳細な位置・分布を推定し、平均上下変位速度分布を推定した。その結果を踏まえて、断層帯の活動性を明らかにするために、断層帯北部で群列ボーリングおよび高分解能反射法地震探査を実施し、断層帯北部の平均上下変位速度を推定した。また、断層帯南部でトレンチ掘削調査等を行い、断層活動時期を推定した。さらに、断層帯中央部および森本・富樫断層帯および隣接する砺波平野断層帯（西部）を横断する２測線の深部構造探査と、富樫断層を横断する浅層反射法地震探査を行い、森本・富樫断層帯を構成する断層の形状を推定した。加えて、地震活動解析により断層帯周辺の地震発生層厚さを推定した。以上の成果を総合的に検討し、震源断層モデルを構築した。

(b) 業務の成果

以下に３年間実施した調査研究の結果得られた成果について簡潔に記す。

1) 森本・富樫断層帯の位置・分布

森本・富樫断層帯を構成する活断層の詳細な位置・分布を明らかにするために、航空レーザー測量による 0.5 m グリッドの高分解能数値標高モデル（DEM）と米軍および国土地理院撮影空中写真（1940 年代および 60 年代撮影、縮尺約１万分の１、２万分の１および４万分の１）を使用した変動地形解析を行った。あわせて 2) と 3) の結果および既往研究を勘案し、活断層の詳細な位置・分布を推定し、森本・富樫断層帯の詳細位置および変位様式および断層周辺の地形面分類を図にとりまとめた（図 21)。また、断層帯に沿った平均上下平均変位速度分布を推定した。主な結果を要約すると以下の通りである。

森本断層は能瀬川左岸から津幡川右岸にかけての宝達丘陵西縁部に断層変位地形（低断層崖、位置不明瞭）を認め、従来よりも約 2.2 km 北に伸びると考えられる。南端については森本丘陵西縁部の低断層崖（位置不明瞭、高位段丘面の傾動を伴う）の存在から、浅野川右岸にあたると推定される。また、沖積面の緩やかな傾斜変換線が、森本丘陵西縁部で認められてきた完新世撓曲崖（東郷・他，1998a，1998b;東郷，2000）の西側に分布しており、これを境に完新統が大きく変位することが 2)やサブテーマ３．３．１の微動探査で明らかとなったことから、位置不明瞭の断層トレースを新たに認定した。このほか、高位・中位・低位段丘面を変位させる逆向き低断層崖を新たに認定した。

野町断層については、浅野川左岸から伏見川右岸にかけて沖積低地面および低位・中位段丘面を累積的に西側低下で変位させる撓曲崖地形（位置不明瞭）が断続的に分布することを認め、従来の撓曲崖線（東郷・他， 1998a）より最大約１km ほど西側の沖積低地上に断層トレースが位置すると推定した。この完新世撓曲崖地形の位置は、犀川沿いで行われた反射法地震探査（石山・他，2023）で認められた、野町断層上盤側に発達する背斜西翼部基部の向斜軸の地表延長に概ね一致することから、野町断層の断層面上のすべりに関連して形成された地表変形であると考えられる。また、平均上下変位速度が南に明瞭に減少すること等から、南端を伏見川右岸とし、富樫断層とは連続しないと推定した。

富樫断層については、断層トレースの連続性や平均上下変位速度分布から、野町断層ではなく長坂撓曲に連続すると推定した。また、長坂撓曲は従来犀川左岸までとされてきたが、小立野台地の勾配異常から、浅野川左岸まで伸びると推定される。伏見川左岸から手取川右岸にのびる区間では、富樫断層の位置・分布は東郷・他（1998a, 1998b）と大きくは変わらず、富樫山地西縁部の中位・低位段丘面および沖積扇状地面を変位させる低断層崖・撓曲崖が断続的に分布する。

2）森本・富樫断層帯の活動性

1)の結果を踏まえて、森本・富樫断層帯の活動性を明らかにするために、断層帯北部・森本断層について、米軍撮影縮尺約１万分の１空中写真を用いた航測図化を行い、完新世撓曲崖をより詳しく検討した。その結果や産業技術総合研究所（2008）などの既往研究を考慮し、金沢市利屋地区および津幡町潟端地区で６本の群列ボーリング調査（図 12）と、同じ測線において大型バイブロサイス車を用いた高分解能反射法地震探査を実施した。採取した地質試料について、詳細な層相解析・放射性炭素同位体年代測定・花粉、珪藻および火山灰分析を行い、堆積環境の推定と地層の対比を行った。その結果、上述した完新統の高度不連続と年代から、断層帯北部の平均上下変位速度が 1.9 m/千年と推定された。この値は従来の推定よりもかなり大きい。また、断層帯南部・富樫断層について、国土地理院撮影縮尺約１万分の１空中写真を用いた航測図化を行い、白山市小柳地区に発達し手取川の新旧沖積扇状地面を変位させる撓曲崖・低断層崖をより詳しく検討した。その結果を踏まえて、白山市小柳地区にてトレンチ掘削調査等を行い、約 2000 年前に堆積した中粒砂層および下位の砂礫層が西に緩く傾く構造を見出した（図 17、18)。砂層・砂礫層はトレンチより西側ではより緩い傾斜となることから、中粒砂層が堆積した約 2000 年前以降に地表変形を伴う断層活動が発生した可能性を指摘した。このほか、断層帯沿いの変位地形から推定される上下変位量と変位基準の形成年代に基づき、断層帯沿いの平均上下変位速度分布を推定した（図 23)。

3）森本・富樫断層帯の浅部・深部構造探査および震源断層モデル構築

森本・富樫断層帯ではこれまでほとんど構造探査が実施されていなかった。断層帯の浅部～深部形状や盆地構造・速度構造を解明するために、複数台のバイブロサイス車を震源とする断層帯中央部（犀川-医王山測線）と、森本・富樫断層帯（森本断層）および隣接する砺波平野断層帯（西部）（法林寺断層）を横断する深部構造探査（内灘-南砺測線）を行い、断層の深部形状および地質構造・地震波速度構造を明らかにした（図 34)。また、森本断層（潟端―太田測線）と富樫断層（白山測線）（図 29）を横断する浅層高分解能反射法地震探査を行い、地下浅部の断層および変形構造を明らかにした。これらの探査の結果、森本・富樫断層帯を構成する断層がいずれも東傾斜・中角度の逆断層であること、断層先端は伏在する場合が多いこと、断層帯が隣接する区間については森本断層が主断層、法林寺断層が副断層であることなどが明らかとなった。また、既存地下構造データの再解析を行い、区間速度構造を明らかにした。さらに、サブテーマ２と協力して地震活動解析により推定した地震発生層厚さ（D90）の空間分布を明らかにした（図 33)。以上の情報と１）で

得られた断層帯の地表位置の情報に基づき、サブテーマ間で議論を行い、森本・富樫断層帯の震源断層モデルを構築した。

隣接する断層帯との関係については、本事業で実施した深部構造探査や既往研究から以下のことが言える。森本・富樫断層帯と東側に並走する砺波平野断層帯（西部）については、上述の通り、内灘-南砺測線の結果から森本断層が主断層、法林寺断層が副断層と考えられる。ただし、1896 年陸羽地震（M7.2）の際に活動した千屋断層と川舟断層の例（松田・他，1981）のように、主断層・副断層の両方が地震時に同時に活動することがある点に留意する必要がある。また、森本断層の北端位置が北に延びたことにより、森本・富樫断層帯と邑知潟平野断層帯南部の南端位置が従来よりも近接することになる。ただし、邑知潟平野断層帯南部と砺波平野断層帯（西部）（石動断層）を横断する深部構造探査「かほく-砺波測線」（Ishiyama et al., 2017）によれば、邑知潟断層帯南部は東傾斜・中角度の逆断層であり、その先端はほぼ海岸線付近の砂丘下に存在すると考えられる。したがって、森本断層とは直接はつながらず、東西約５km のギャップを伴い雁行すると考えられる。さらに、かほく-砺波測線の結果は、石動断層が主断層、邑知潟平野断層帯南部が副断層と、森本断層・法林寺断層とは逆の主従関係になっていることを示す（Ishiyama et al., 2017）。したがって、数値シミュレーションで断層帯間の連動破壊を検討する場合には、これら断層帯の幾何学的関係を拘束条件に含めることが重要であると考える。また、富樫断層以南の金沢（加賀）平野については、これまで目立った活構造はマッピングされていない。ただし、守屋（2006）、梶原・守屋（2001）で指摘されるように、平野内に存在する柴山台地などの海成段丘面群は海側ほど高位の地形面が分布しており、その地形配列は異常であると考えられる。また、手取川の古期扇状地堆積物からなる能美丘陵の内部にもリニアメントが存在する。これらの最近の活動性の解明と森本・富樫断層帯との関係については、今後の課題と言える。

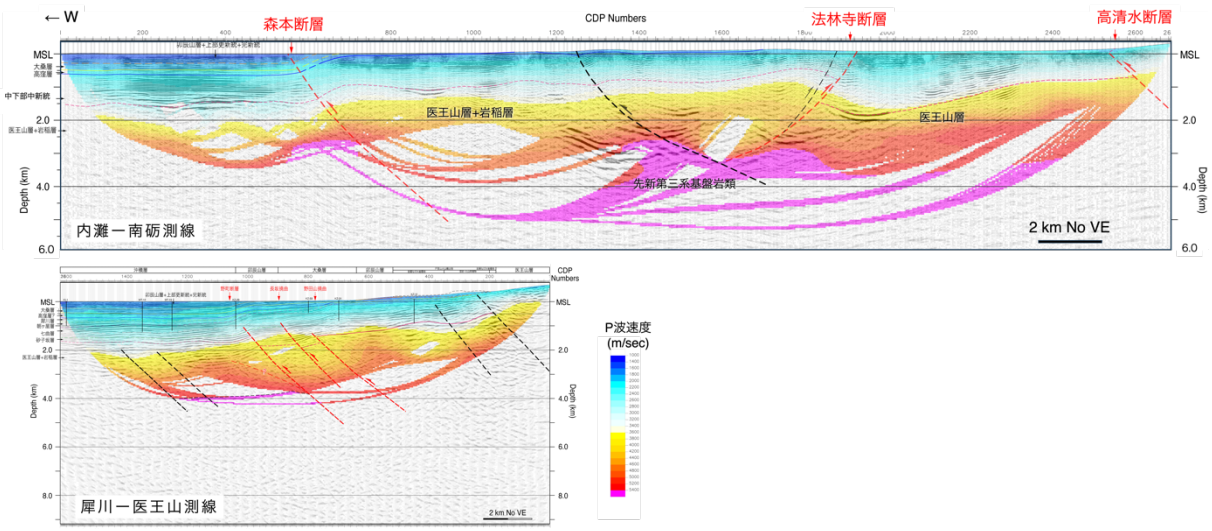


図 34　本事業で得られた深部構造探査断面

(c) 結論ならびに今後の課題

森本・富樫断層帯の変動地形調査を行い、断層帯の位置・分布を明らかにした。また、浅部・深部構造探査を複数の測線で行い、断層帯を構成する主要断層の浅部・深部形状を明らかにするとともに、近接する断層帯との構造的な関係を明らかにした。さらに、断層帯の活動性調査（群列ボーリング・トレンチ・浅層高分解能反射法地震探査）を断層帯北部・南部で行い、北部ではこれまでの推定よりも大きい平均上下変位速度を、南部では完新世後期の断層活動の可能性を推定した。構造探査データおよび地震活動解析により推定した地震発生層厚さに基づき震源断層モデルを構築した。得られたデータを表４にまとめた。

今後の課題としては、上記のほかに、さらなる断層帯の活動履歴に関する情報の拡充が望まれる。今回はこれまでデータの無かった断層帯南部における活動履歴のデータを提示したが、過去複数回の断層活動時期に関するデータは得られなかった。本断層帯は金沢市およびその近郊に位置することから、トレンチ調査などを実施する適地を見出すことは一般に困難である。今回の事業期間内でも最適の調査箇所でトレンチ調査を実施することはできなかった。引き続き、より古地震調査に適した地点において古地震調査を実施し、活動履歴に関する情報を増やすことが重要である。また、断層帯北部についても、さらにボーリング調査地点を１～２点増やすことで、断層活動時期に関する解析を進めることが出来ると期待される。上記の成果を踏まえた上での継続的な調査研究が、本断層帯の長期予測と強震動予測の精度向上に貢献すると考える。

表４　本事業で得た森本・富樫断層帯の長期評価の対象となる特性。

項目	特性	根拠
１．断層帯の位置・形態		
（１）森本・富樫断層帯を構成する断層	森本断層 　付随する断層　逆向き低断層崖が複数条存在 野町断層 富樫断層（長坂撓曲含む） 　付随する断層：野田山撓曲	空中写真・高解像度 DEM による変動地形解析および地形調査により推定
（２）断層帯の位置・形状	地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置 （北端）36 度 41 分 39 秒 136 度 43 分 29 秒 （南端）36 度 26 分 13 秒 136 度 38 分 2 秒 長さ 約 34 km 地下における断層　面の位置・形状 長さ及び上端の位置	作成した活断層図により推定

	地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ 0 km（ただし野町断層 約 1km） 傾斜　東傾斜 50 度（深さ 5 km 以浅） 一般走向　N14° E 地震発生層厚さ 　森本断層：16～20km 　富樫断層：15～16km	 構造探査の結果により推定 構造探査の結果により推定 図 21 より断層の端点を直線で結んだ方向 産総研の臨時観測および Hi-net の震源カタログの D90 より推定
（３）断層のずれの向きと種類	東側隆起の逆断層	構造探査の結果により推定
２．断層帯の過去の活動		
（１）平均的なずれの速度	２m/千年（上下成分）	群列ボーリングの結果より推定
（２）過去の活動時期	富樫断層　約２千年前以降、１回	小柳トレンチの結果より推定

(d) 引用文献

Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Koshiya, S., Abe, S., Shiraishi, K., and Matsubara, M., Structures and active tectonics of compressionally reactivated back-arc failed rift across the Toyama trough in the Sea of Japan, revealed by multiscale seismic profiling, Tectonophysics, 710, 21-36, 2017.

石山達也・他 11 名，３．１．１　活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査，文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，森本・富樫断層帯の重点的な調査観測 令和４年度報告書，6-65，2023.

地震調査研究推進本部地震調査委員会，森本・富樫断層帯の評価，https://www.jishin.go.jp/regional_seismicity/rs_katsudanso/f057_morimoto_togashi/，2013.

梶原良恵・守屋以智雄，石川県小松平野の変位地形と柴山台地の断層・撓曲構造，日本地理学会発表要旨集，412，2001.
産業技術総合研究所，森本・富樫断層帯の活動性および活動履歴調査，基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No. H19-3，2008.
東郷正美，「微小地形による活断層判読」，古今書院，206 pp.，2000.
東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥，1:25,000 都市圏活断層図「金沢」，国土地理院技術資料，D.1-355，1998a.
東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・平野信一，森本-富樫断層帯の詳細位置と活動性について，活断層研究，17，72-83，1998b.
松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文，1896 年陸羽地震の地震断層．東京大學地震研究所彙報，55，795-855，1981.
守屋以智雄，小松平野，7 両白山地と福井・金沢平野，日本の地形 5 中部，東京大学出版会，301-302，2006.

３．１．２　重力探査に基づく地下構造調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　重力探査に基づく地下構造調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人金沢大学 理工研究域地球社会基盤学系	教授	平松　良浩
国立大学法人金沢大学 理工研究域地球社会基盤学系	博士研究員	澤田　明宏
国立研究開発法人産業技術総合研究所 地質情報研究部門	主任研究員	宮川　歩夢
国立大学法人金沢大学大学院自然科学研究科	修士課程	陣出　湧也
国立大学法人金沢大学大学院自然科学研究科	修士課程	高野　彩香
国立大学法人金沢大学理工学域	学部生	勝村　拓紀
国立大学法人金沢大学理工学域	学部生	佐藤　光樹

(c) 業務の目的

森本・富樫断層帯及び周辺断層帯との近傍部において、既往の重力探査データを踏まえて、重力探査を高密度・稠密に実施し、地下の断層構造の変化や構造の連続性を調査する。平野縁辺部の堆積層構造情報を得て、強震動予測のための地下構造モデル構築に活用する。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

1) 令和４年度：

既往重力データを収集・精査した上で、森本・富樫断層帯周辺において重力測定を実施し、重力異常図を作成し、断層近傍の断層姿勢や周囲の活断層帯との関係を拘束するための資料化を進めると共に次年度の森本・富樫断層帯を横切る地震波探査測線に沿った２次元密度構造解析のための重力測定点配置についても検討した。

2) 令和５年度：

令和４年度に引き続き、森本・富樫断層帯周辺における重力探査の継続と、地下構造調査を継続した。サブテーマ１．１の地震波探査測線を含む森本・富樫断層帯の走向と直交する測線での調査を行い、重力探査に基づくモデルの信頼性向上を図った。

3) 令和６年度：

令和４年度及び令和５年度の調査に引き続き、森本・富樫断層帯周辺における重力測定点を増強した。森本・富樫断層帯の北側、南側延長部の形状や周辺断層帯との関係に関する知見を得た。

(2) 令和６年度の成果

(a) 業務の要約

1) 森本・富樫断層帯周辺における重力探査

令和５年度に引き続き、森本・富樫断層帯の周辺域において、既往重力データ分布に基づき新規重力測定点配置を検討し、既往重力データの少ない地域を主として295点の新規重力データを得た。

2) 森本・富樫断層帯周辺における既往重力データの検証

令和４年度から実施した森本・富樫断層帯周辺での稠密な重力探査の結果、DEMデータや隣接する重力データとの比較により、測定精度が低いと考えられる既往重力データが抽出可能となり、それらの測定点での重力測定の再実施または測定値の除去処理を行った。

3) ３次元重力インバージョン解析による密度構造の推定

金沢平野周辺で得られた重力異常分布から、異なる密度からなる２層構造を仮定した３次元重力インバージョン解析を行い、２層の境界深度分布を推定した。

4) ２次元タルワニ法による密度構造の検討

サブテーマ１．１により令和４年度に実施された反射法地震探査測線である犀川－医王山測線の解釈深度断面及び令和５年度に実施された反射法地震探査測線である内灘－南砺測線の解釈深度断面から２次元密度構造を作成し、２次元タルワニ法解析による計算重力異常値と各測線沿いの観測重力異常値の比較から、測線での２次元密度構造について検討を行った。さらに、森本・富樫断層帯に直交する複数測線での２次元タルワニ法解析によって、断層近傍での重力異常値の変化と密度境界深度の変化の比較を行った。

5) Scintrex CG-３M型重力計の精度の検定

一等重力点金沢の重力値と大きく異なる重力値が得られる北海道、新潟及び富士山の一等重力点または絶対重力測定点にて重力測定を実施し、重力値の差の比較から本研究で用いるScintrex CG-３M型重力計の測定精度に問題がないことを確認した。

(b) 業務の実施方法

本年度の業務項目は、下記の５項目とした。

1) 森本・富樫断層帯周辺における既往重力データの精査
2) 森本・富樫断層帯周辺における重力探査
3) ３次元重力インバージョン解析による密度構造の推定
4) ２次元タルワニ法解析による密度構造の検討
5) Scintrex CG-３M型重力計の精度検定

各項目の実施方法は以下のとおりである。詳しくは次節「(c)業務の成果」で述べる。

1)では、既往重力データに令和４年度からの業務により得られた新規重力データを加えた稠密な重力データを構築し、DEMデータや隣接する重力データとの比較により、既往重力データに含まれる測定精度が低いと考えられる重力データを抽出し、それらの測定点での再重力測定または測定値の除去を行う。

2)では、令和４～５年度に引き続き、森本・富樫断層帯周辺における既往重力データ分布に基づき、新規重力測定点配置を検討し、既往重力データの少ない富樫断層西側の平野部、森本断層東側の丘陵部から砺波平野にかけての領域にて重力測定を実施する。

3)では、金沢平野周辺で得られた重力異常分布から、２層構造を仮定し、初期平均境界深度及び２層の密度差の複数の組み合わせにおいて、３次元重力インバージョン解析を行い、２層の境界深度分布の推定を行う。

4)では、サブテーマ１．１の令和４年度反射法地震探査測線である犀川－医王山測線に沿う断面及び令和５年度反射法地震探査測線である内灘―南砺測線に沿う断面において、２次元密度構造を作成し、２次元タルワニ法解析による計算重力値と観測重力値との比較により、２次元密度構造の検討を行う。また、反射法地震探査測線以外の森本・富樫断層帯に直交する測線を５本設定し、各測線において２次元タルワニ法解析を実施し、２次元密度構造を検討する。

5)では、本調査で用いる Scintrex CG-３M 型重力計の測定精度の確認を目的として北海道及び富士山の一等重力点または絶対重力測定実施点にて重力測定を実施し、重力値の差の比較から測定精度の検定を行なう。

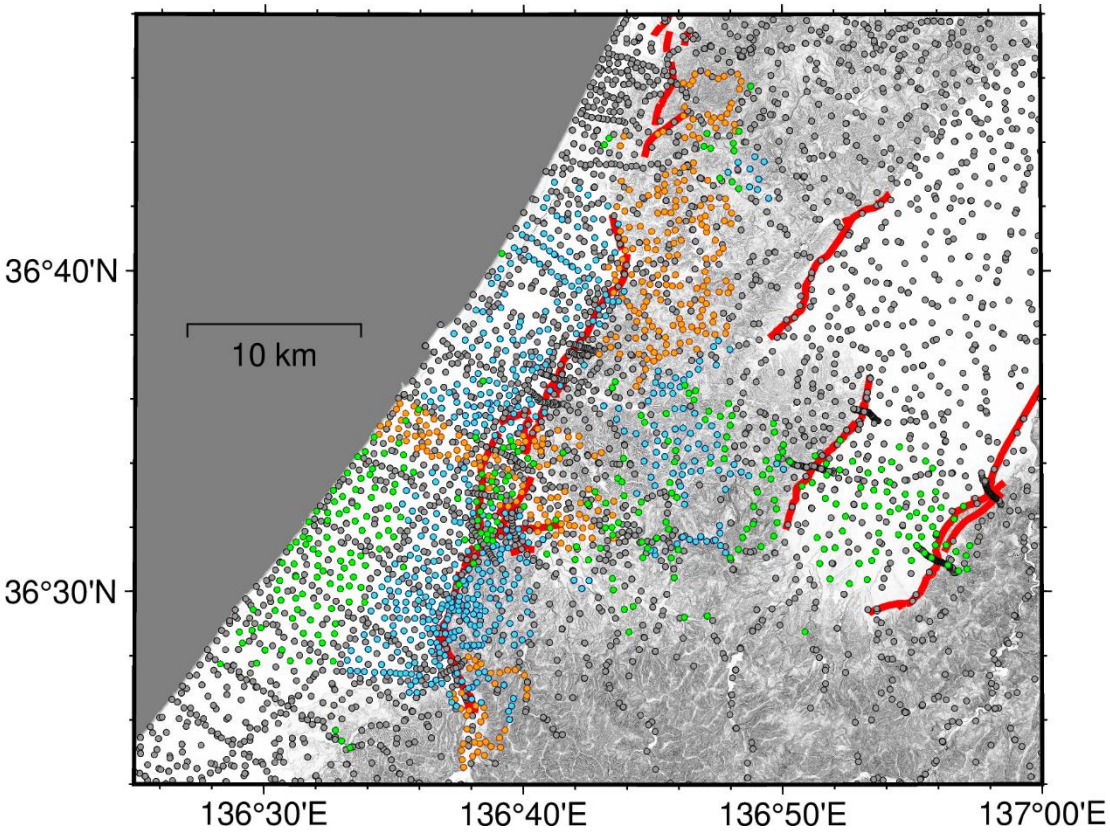


図１　森本・富樫断層帯周辺の令和４年度の調査における重力測定点（オレンジ丸）、令和５年度の調査における新規重力測定点（青丸）、令和６年度の調査における新規重力測定点（緑丸）、既往重力測定点（灰丸）、赤線は活断層の地表トレース位置（森本・富樫断層帯についてはサブテーマ１．１より引用、以下の図も同様）を示す。

(c) 業務の成果

1) 森本・富樫断層帯周辺における既往重力データの精査

i) 既往重力データに含まれうる誤重力データについて

解析に使用する重力データとしては、令和４年度から令和６年度にかけて測定を行った重力データ（図１）の他に、既往重力測定点分布（本多・他, 2012、国土地理院, 2002、産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013、Yamamoto et al., 2011、Shichi and Yamamoto, 2001)を合わせて用いる。しかし、これらの既往重力データはGNSS 利用可能となる以前に測定されたものも多く、それらの一部には地図からの位置情報の判読誤り、コンピュータへの入力ミスによる誤り、重力計を用いた測定時の数値読み取りの誤り及び記載誤り等の可能性がある。これらの誤りは、該当測定点の周辺に精度の良い重力データが存在すれば、重力値の不自然な差として抽出可能であるが、これまでは測定点分布が疎であったために、そのような重力データが局所的な地質構造による真の値か、誤重力データかの識別が困難であった。

ii) 精査手順

重力データには測定点の位置情報および重力値が含まれる。重力値は位置情報によって補正された値であるため、位置情報の正確さが誤重力データを抽出する上で重要になる。測定の多くが道路上にて行われることから、位置情報の緯度と経度で示される点が地図上にて道路上ではなく、アクセス困難な場所にある場合、その測定点の緯度と経度の情報は誤りである可能性が高く、その重力データも誤データである可能性が高い。また、位置情報の標高値は、DEM データとの数値的な差分が可能であり、誤重力データの自動抽出が可能である。

誤重力データ抽出の作業手順は以下のとおりである（図２)。

・令和４年度サブテーマ１．１で作成された 0.5 m グリッドの DEM の標高値と重力データに記載された標高値とを比較し、それらの差が５m 以上である点を抽出する。

・抽出された重力データの測定点について、測定点の周囲 1.5 km 程度の範囲でのブーゲー異常分布図、対象測定点が存在しない場合のブーゲー異常分布図、道路境界線が描かれた地形図を作成する。

・地形図から、重力測定に適した場所に測定点が位置するか否かを調べ、水平位置を確認する。不適切な場所に測定点が位置する場合は、水平位置情報が誤っている可能性が高いと判断し、該当する重力データを誤重力データとして除去対象とする。

・0.5 m グリッドの DEM の他に基盤地図情報数値標高モデル 10 m メッシュ及び５m メッシュ（国土地理院)、地形図を参照し、0.5 m グリッドの DEM の標高値の確度を確認する。重力測定後に行われた工事等による地形改変も考慮した上で、重力データに記載されている標高値が誤っている可能性が高いと判断できる場合は、該当する重力データを誤重力データとして除去対象とする。

・上で作成された３種類のブーゲー異常分布図を比較する。地下密度構造の変化による重力異常変化は大きくないと仮定した上で、対象測定点の重力データのみによりブーゲー異常の急変が生じている場合には、周囲の重力データが誤重力データである可能性も考慮しつつチェックをした上で、対象重力データが誤っている可能性が高いと判断されるな

らば、その重力データを誤重力データとして除去対象とする。

・上記のチェックによっても誤重力データであるかの判断がつかない重力データについては、再重力測定が容易な場所であれば再測定候補点とし、後日再測定を行う。一方、再重力測定が難しい場所（多くは現在通行不可となっている林道上である）の場合は、重力データを除去しない。再測定候補点とした測定点については、再測定された重力データを使用し、再測定を行うことができなかった場合には既往重力データを引き続き使用した。

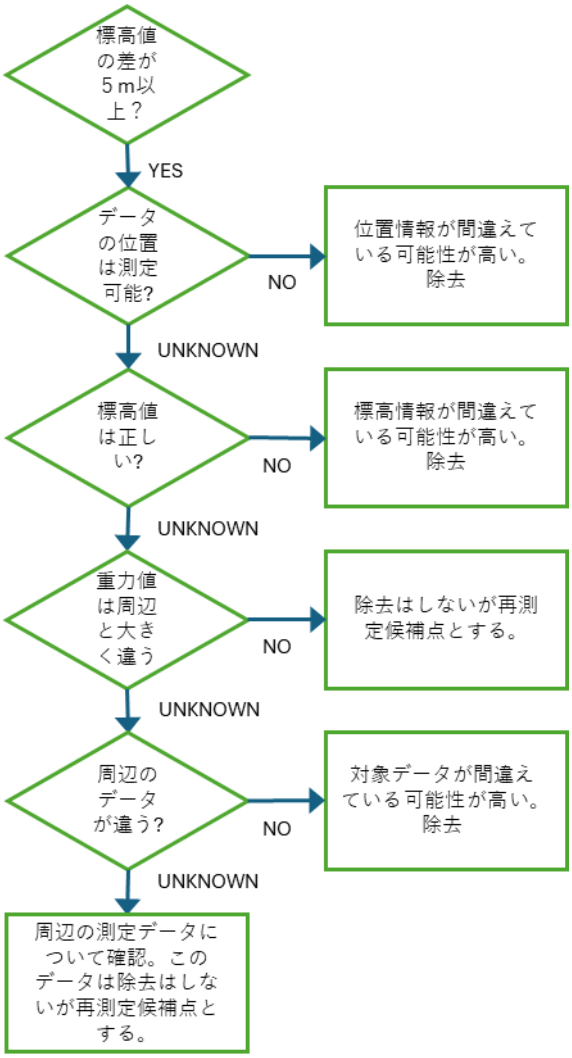


図２　誤重力データ抽出及び除去手順のフローチャート

iii) 既往重力測定点精査による結果

上記 ii)の手順により、誤重力データとして除去した重力データは 248 点である。また、除去とあわせて再測定を行った重力データは 76 点である（その他令和５年度に６点の再測定点がある)。除去した重力データの測定点及び再測定を行った重力データの分布を図３に示す。また、令和５年度までの誤重力データ除去前の重力異常分布図と誤重力データ除去後の重力異常分布図をそれぞれ図４に示す。誤重力データ除去により重力異常分布図が滑らかになったことが分かる。

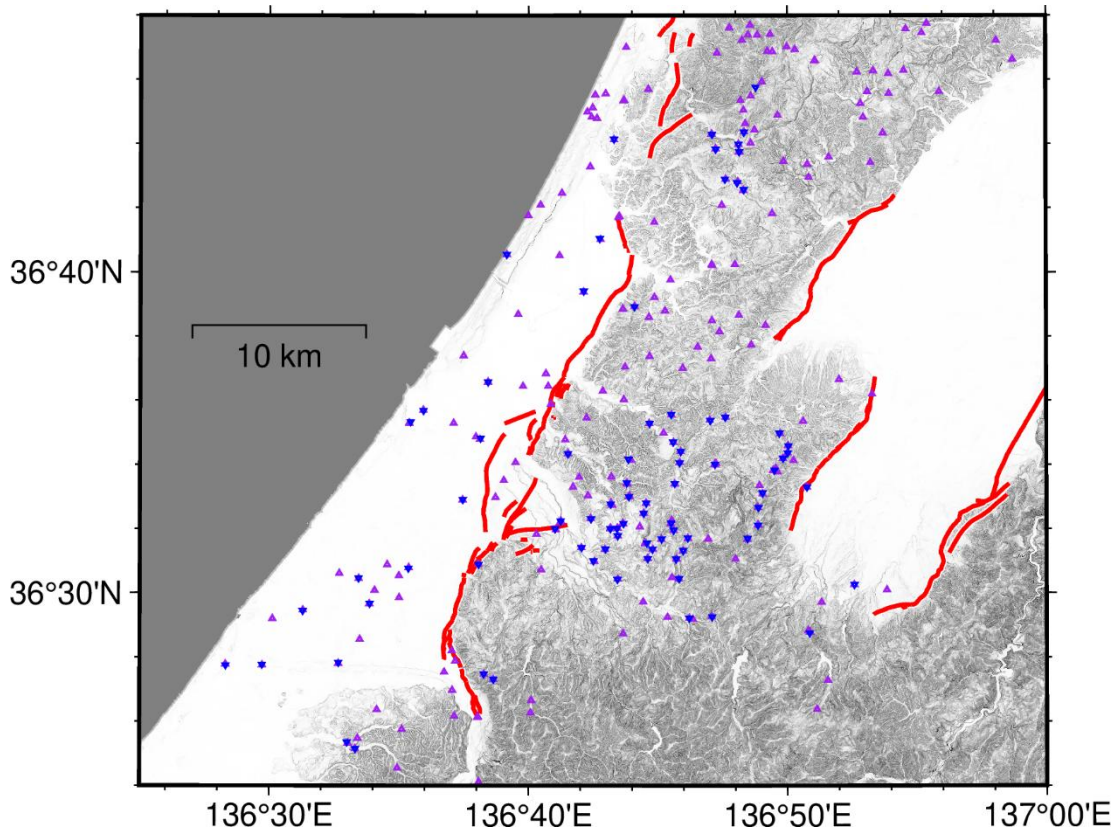


図３　森本・富樫断層帯周辺の誤重力データと判断し除去対象とした測定点（紫三角）及び再測定点（青逆三角）の分布。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

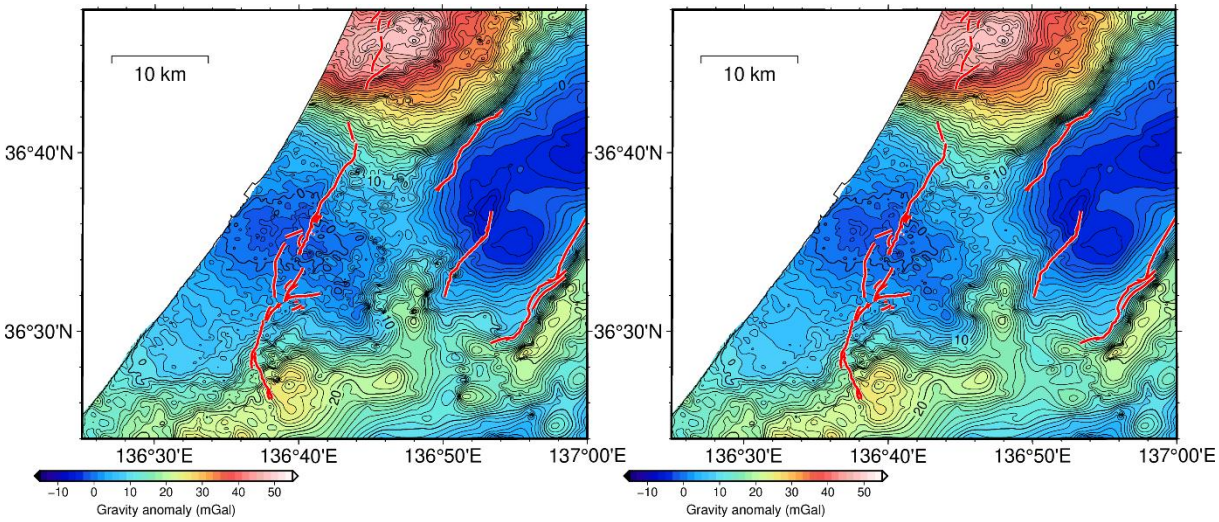


図４（左）令和５年度までの重力データで作成したブーゲー異常分布図。（右）左図から誤重力データを除去した重力データを用いて作成したブーゲー異常分布図。それぞれブーゲー補正密度は 2300 kg/m^3、コンター線の間隔は１mGal である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

2）森本・富樫断層帯周辺における重力探査

i）測定点配置の検討

令和４年度および令和５年度による測定点を含めた既往重力測定点分布（本多・他，2012、国土地理院，2002、産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013、Yamamoto et al.，2011、Shichi and Yamamoto，2001)に基づき、森本・富樫断層帯周辺で既往重力測定点が少ない地域を本調査の重力測定候補地域として検討し、令和６年度調査における新規重力測定は、富樫断層西側の平野部（主に白山市から川北町にかけて)、及び森本断層東側の丘陵部から砺波平野（主にサブテーマ１．１による内灘－南砺地震波探査測線周辺）にて重点的に実施した。また、1)で行った森本・富樫断層帯周辺における既往重力データの精査により重力データの精度が疑わしい測定点について再測定を合わせて実施した。

新規重力測定点の配置については、令和４～５年度調査と同様に車による現地へのアクセスを考慮した上で、計画段階では地図上で約 500 m 間隔（東西 20 秒、南北 16 秒間隔）の格子線を設定し、可能な限り格子毎に１点の重力測定点が分布するよう試みた。また、現地においては計画段階の重力測定地点を参考にして、安全な測定が行えること、GNSS 電波が受信可能なこと、地面の強度や傾斜が Scintrex CG-３M 型重力計の設置に適していることを確認し、重力測定点を決定した。図１に森本・富樫断層帯周辺における令和６年度調査での新規重力測定点及び既往重力測定点の分布を示す。

重力測定は、令和４年度および令和５年度と同様に測定点の位置決定に RTK 測量を用いた。金沢大学の敷地内に設置された基準点のアンテナの位相中心の座標は、経度 136.7091463 度、緯度 36.5449163 度、標高 151.94 m であった。また、RTK 測量が行えない観測点では位置決定に GNSS による Static 測量を行った。

ii) 重力測定手順

重力測定における作業手順は以下のとおりである。

・重力測定候補地で重力測定点を決定し、重力計の設置を行う。
・重力計の隣（約 0.4 m の距離）に GNSS アンテナの二脚を設置する。
・重力計の設置後に重力測定を行う。１回の重力測定には約 140 秒を必要とする。
・GNSS 受信機を操作し RTK 測量を行う。通常、RTK 測量は 30 秒未満で終了する。測量結果をフィールドノートに記載する。
・フィールドノートに重力測定点周辺の地形や構造物のスケッチ、重力測定結果などを記載する。
・重力測定点および周辺地形の写真撮影を行う。
・重力測定終了後に重力測定時間、重力測定結果および GNSS アンテナと重力計との高度差をフィールドノートに記載し、その後２回目の重力測定を行う。
・２回目の重力測定終了後に重力測定時間および結果をフィールドノートに記載する。重力測定結果の１回目と２回目との差の絶対値が 0.01 mGal 未満ならばこの重力測定点での重力測定を終了し、撤収する。また、差の絶対値が 0.01 mGal 以上ならば引き続き３回目の重力測定を行う。
・３回目の重力測定結果を１回目および２回目の重力測定結果と比較し、３回の重力測定で十分な結果が得られなかった場合には４回目以降の測定を実施する。
・重力計及び GNSS アンテナを撤収する。

iii) 重力値算出に関わる各種の補正

重力測定によって得られた重力値に対して、重力測定の時間、緯度、経度、標高、機器高の各パラメータを用いて、重力計の経時変化に伴うドリフト補正、大気圧補正、潮汐補正の各補正処理を行った重力値を計算する。さらに、その重力値からフリーエア補正、ブーゲー補正及び地形補正の各補正処理を行うことにより、ブーゲー異常値を算出する。ドリフト補正については、１日の測定業務の開始時及び終了時に金沢大学敷地内の一等重力点金沢にて重力測定を行い、潮汐補正及び大気圧補正後の重力値の開始時と終了時の間での変化量から、重力測定値の単位時間あたりの経時変化量としてのドリフト値を計算する。このドリフト値から、当日行った各重力測定値についてそれぞれの測定時間に対応するドリフト補正値を計算し、補正を行う。大気圧補正は、測定点の標高から
$0.87-0.965\times10^{-4}\times$標高(m) (mGal)で計算する。潮汐補正は Longman (1959)に示されるアルゴリズムにより計算を行う。フリーエア補正の補正値としては 0.3086×標高(m) (mGal)を用いる。

iv) ブーゲー補正と地形補正に用いる補正密度

ブーゲー補正及び地形補正には、本多・河野(2005)で示される計算手法に基づき、地形データとして 10 m DEM（国土地理院, 2014）を用いて補正値を計算する。本調査で用いる補正密度は 2300 kg/m^3 である。この値は安山岩起源の堆積岩の密度に近く対象地域周辺の地質構造に適していると考えられる。産業技術総合研究所地質調査総合センターに

よる金沢地域重力図（ブーゲー異常）の説明書（村田・他，2018）では補正密度として2350 kg/m^3、重力図では補正密度として2300 kg/m^{3}の値が用いられており、本調査で用いる2300 kg/m^{3}の補正密度は妥当であると考えられる。

上記の補正値を用いて、ブーゲー異常値（Δg_0”）は以下のように計算される。

$$\Delta g_0'' = g - \gamma + d + G_T + \beta h - 2\pi G \rho h + T_c + C_A$$

ここで、Δg_0”　：ブーゲー異常値 (mGal)、g：観測重力値 (mGal)、γ：正規重力値(mGal)、d：ドリフト補正値 (mGal)、G_T：潮汐補正値 (mGal)、h：標高(m)、βh：フリーエア補正値 (mGal)、G：万有引力定数、$2\pi G\rho h$：ブーゲー補正値 (mGal)、T_C：地形補正値 (mGal)、C_A：大気圧補正値、である。

v）令和６年度における重力測定結果

令和６年度の重力測定によって、新規に 295 点の重力データが得られた。この中には1)にて実施された既往重力データの精査によって行われた再測定点として 76 点が含まれる。これらの測定点での測定結果を追加して作成された重力異常分布について、1)の結果と合わせて作成する。

vi）令和６年度調査結果を反映した森本・富樫断層帯周辺における重力異常

令和６年度調査によって得られた重力値を含むブーゲー異常分布から対象地域外にわたる重力異常の長波長成分を取り除くために、平面トレンド成分を推定し、それを除去する。この処理により、森本・富樫断層帯やその周辺の浅部の地質構造に起因する重力異常分布をより強調して表現することができる。図５左上に本研究で得られた新規重力測定点での重力値を含むブーゲー異常図、図５右上に平面トレンド成分、図５左下に平面トレンド成分を取り除いた重力異常図を示す。本調査地域では大局的には北側で高重力異常、南東側で低重力異常であるため、北西から南東方向へと重力異常値が低下するような平面トレンドが推定され（図５右上)、結果的に北側と南側で高重力異常、中央部で低重力異常となる（図５左下)。図５左下に示す重力異常から既往データについて同じ処理を行い作成した重力異常を差し引いた差分量を図５右下に示す。重力測定点の場所により重力値の増減は異なるが、平野部など既往データが付近に存在していた地域では、差分量は概ね±２mGal 以下であり、既往データが存在しないためにこれまで補間計算で重力異常図が作成されていた丘陵部で大きな差分量が見られる。

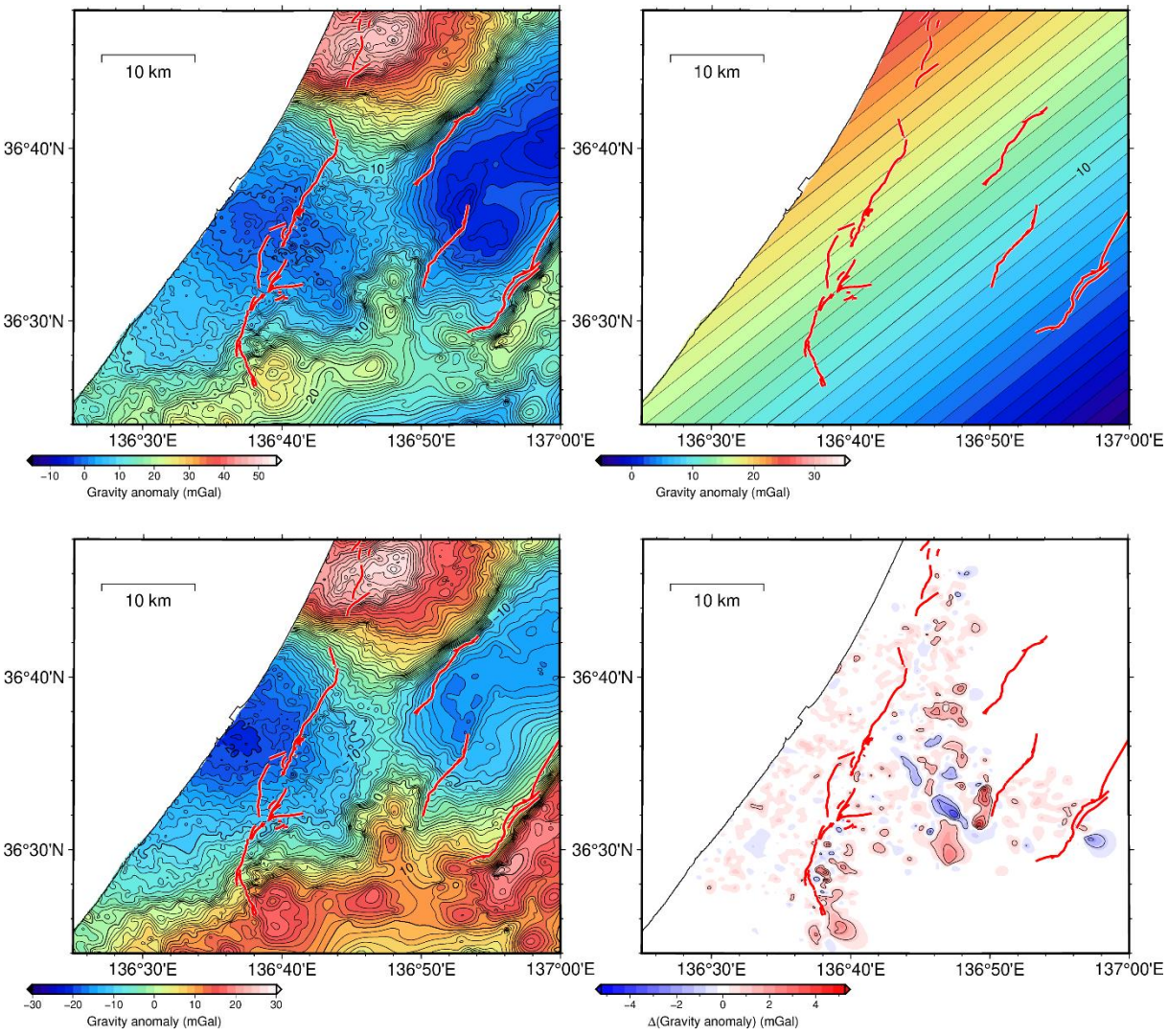


図５　（左上）森本・富樫断層帯周辺における本研究で得られた重力値を含むブーゲー異常図。（右上）平面トレンド成分の分布。（左下）平面トレンド成分を取り除いた重力異常図。（右下）本研究による重力値を含む重力異常分布と既往重力データに基づく重力異常分布の差。コンター線の間隔は１mGal　である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

vii) 森本・富樫断層帯周辺の地形と地質の概要

図５左下に示す重力異常図は地下の密度構造を反映し、一般的に重力異常図は地質構造と良い対応を示す。図６に森本・富樫断層帯周辺の地質図と地形図を示す。石川県の地質分布は絹野(1993)に詳しくまとめられており、それに基づき森本・富樫断層帯周辺に分布する地層や岩石について形成年代が新しいとされる順に以下に記す。森本・富樫断層帯の西側に位置する金沢平野には、後期更新世から完新世にかけての堆積物が分布する。さらに西方の海岸沿いには内灘砂丘に相当する砂丘堆積物が分布する。森本・富樫断層帯の東側は丘陵地形である。金沢市の東方には中期更新世に形成された火山岩類が分布し、50～60 万年前の溶岩ドームとそれをとりまく火砕岩により構成される。金沢市の北東部には中期更新世の堆積岩類が広く分布し、内湾成ないし淡水湖成の堆積物からなり、金沢平野および海岸砂丘の地下などに分布する。丘陵縁部と平野の地下および金沢以北津幡以南の丘陵部には浅海で堆積した細粒・中粒の均質な砂層からなる前期更新世の堆積岩類が分布する。金沢北部から津幡までの丘陵地及び宝達山南部、また金沢市の南部及び医王山にかけて前期～中期中新世の堆積岩類が分布する。石川県南部の医王山地域から鶴来の西の山地にかけて、前期～中期中新世の珪長質火山岩類として分類される流紋岩質の角礫凝灰岩、軽石凝灰岩、細粒凝灰岩などからなる厚い地層が分布する。その下位には、前期～中期中新世の苦鉄質火山岩類が分布する(山田・高橋, 2021)。宝達山付近では、先新生代の基盤岩類として、船津花崗岩類が分布する。

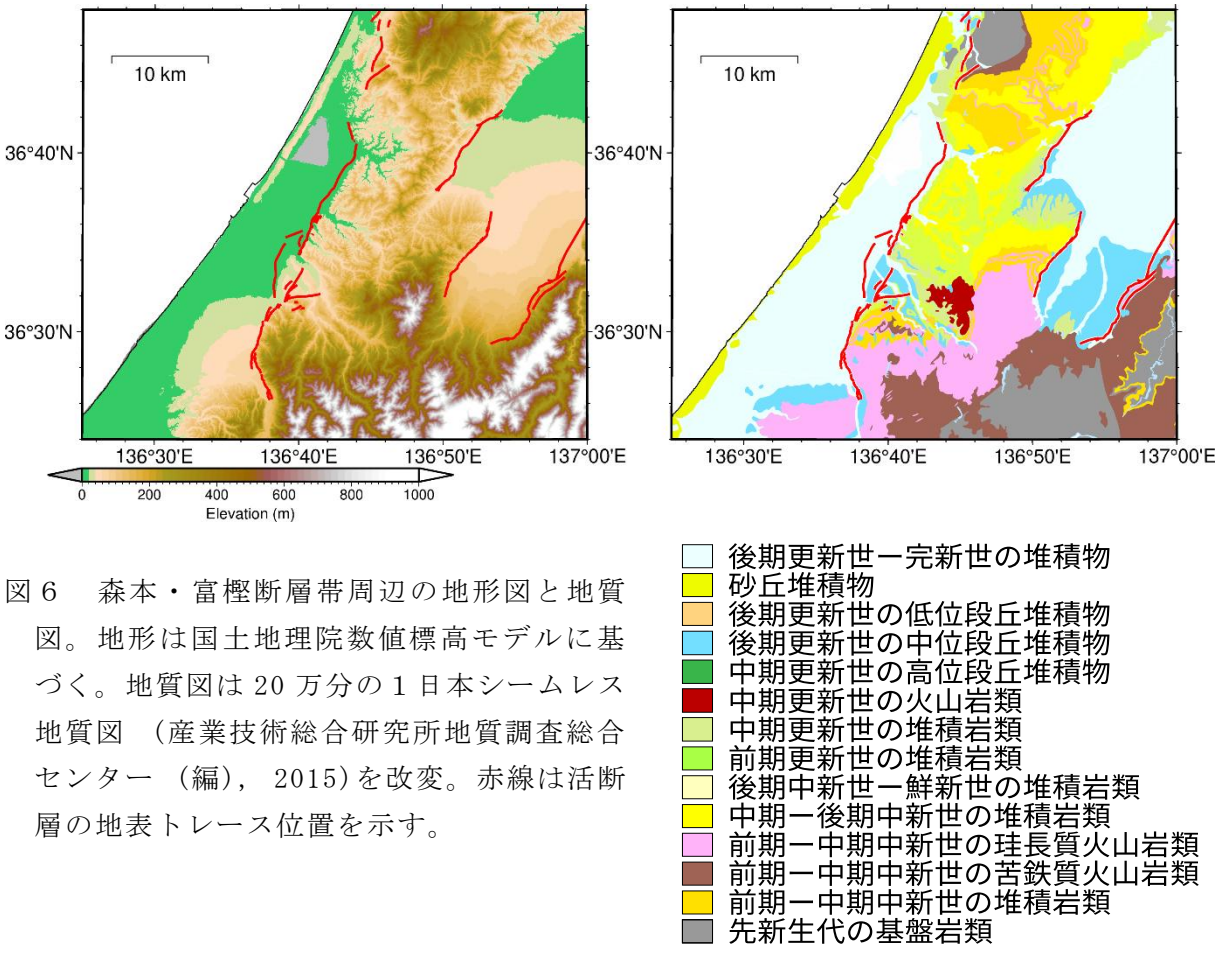


図６　森本・富樫断層帯周辺の地形図と地質図。地形は国土地理院数値標高モデルに基づく。地質図は 20 万分の１日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター (編), 2015)を改変。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

viii）森本・富樫断層帯周辺における重力異常の特徴

図７に地質図と重ね合わせた重力異常図を示す。本調査地域北側の高重力異常は宝達山周辺に分布し、この地域で地表に露出する密度の大きい花崗岩により、この高重力異常が生じていることが分かる。邑知潟断層帯南部に属する活断層はこの高重力異常域に位置する。本調査地域南側の高重力異常は概ね東西方向に延びる密度の大きい火山岩の分布域に対応している。また、金沢平野及び砺波平野付近に分布する低重力異常域は、これらの平野に分布する密度の小さい堆積層から成る堆積盆の構造を反映していると考えられる。金沢平野の南東縁に位置する森本・富樫断層帯は、金沢平野付近の低重力異常域に区画されるように位置しており、断層帯を境とするような重力異常の変化は明瞭ではない。一方、砺波平野と山地・丘陵地の境界に位置する石動断層や高清水断層付近では、断層の走向方向に平行に重力異常のコンター線が密になっており、重力異常値が急変していることが分かる。図５左下に示す重力異常に遮断波長４km のフィルター処理（重力異常の高周波数成分、すなわち短波長成分を除去）を施した重力異常図を図８に示す。この処理によって周囲の重力測定点での重力値と大きく異なる重力値を示す重力測定点の影響を軽減することができる。図７左下で見られた森本・富樫断層帯周辺の重力異常の特徴は図８においてより明瞭に見ることができる。本調査地域の活断層は全て逆断層であり、一般的に逆断層では、基盤で生じる鉛直方向の変位により、断層の走向と直交方向（傾斜方向）に下盤側から上盤側に向けて重力異常の値が大きくなるため、断層付近で重力異常の勾配の絶対値が大きくなる。したがって、断層構造に起因する重力異常の特徴を抽出するためには重力異常の勾配を計算し、図示することが有効である。

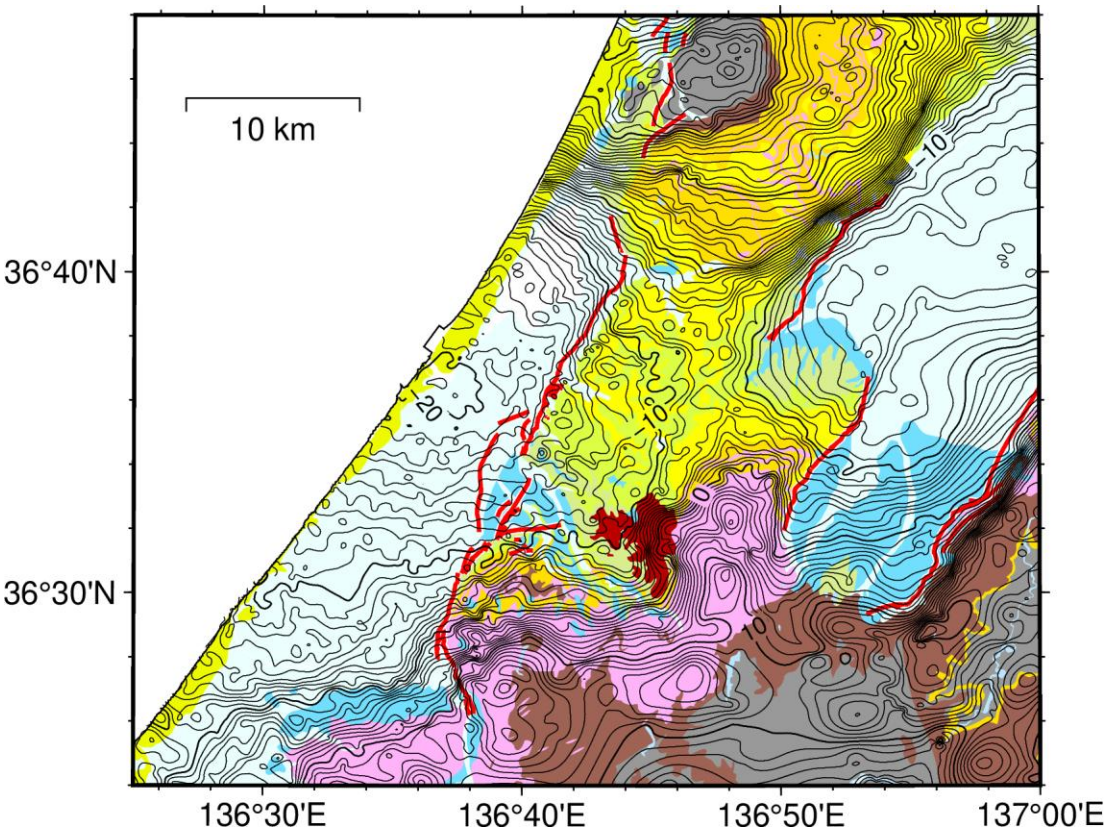


図７　地質図と重ね合わせた平面トレンド成分を取り除いた重力異常図。コンター線の間隔は１mGal である。地質図の凡例は図６と同じである。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

図９に森本・富樫断層帯の走向に直交する方向（傾斜方向）としてN120°E方向の重力異常の勾配図及びそれを地質図に重ね合わせた図を示す。森本断層に沿って、断層の中央部を最大値として勾配値がやや大きくなっていることが分かる。これは地下の断層構造を反映している可能性がある。野町断層に関しては、断層位置より平野側に張り出すように勾配値がやや大きくなる領域が断層に概ね平行に分布する。富樫断層については、勾配値の大きな領域と斜交するように断層が延び、この勾配値の大きな領域は地質構造によるものであり、結果として地下の断層構造が重力異常の特徴として表れにくくなっていると考えられる。

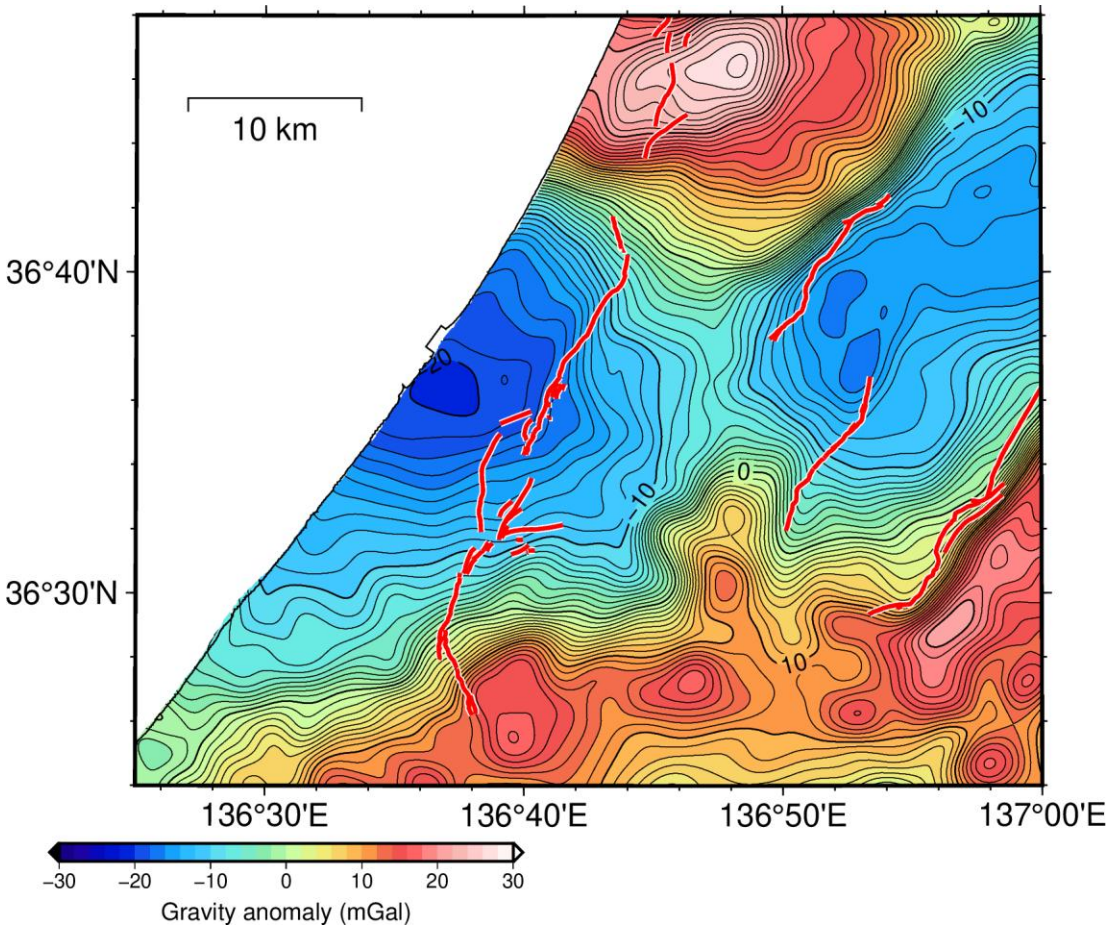


図８　遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常図。コンター線の間隔１mGal である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

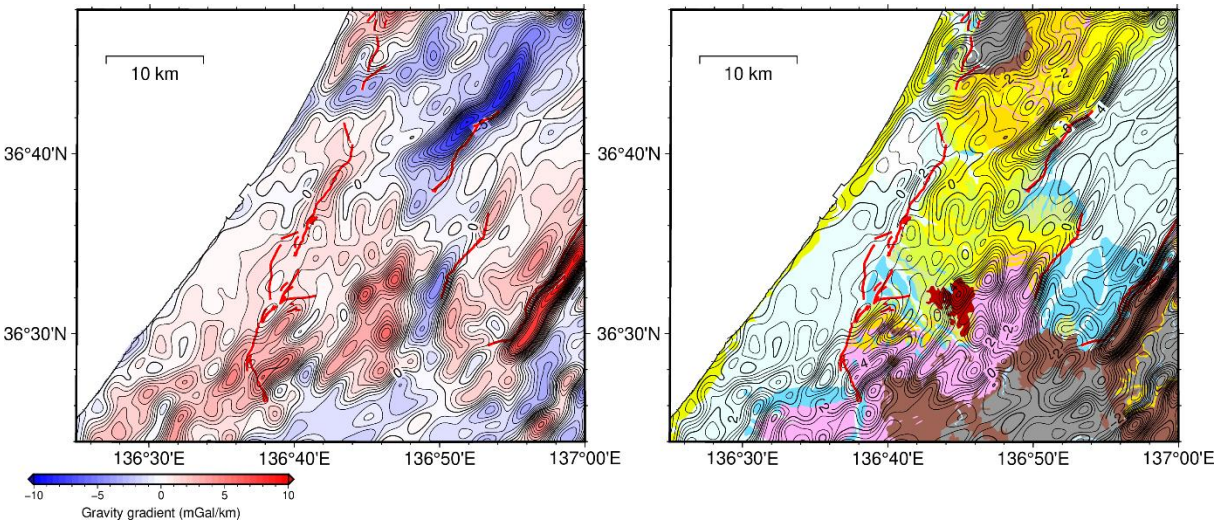


図９（左）遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常の森本・富樫断層帯の傾斜方向の勾配。（右）地質図と重ね合わせた遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常の森本・富樫断層帯の傾斜方向の勾配。コンター線の間隔は 0.5 mGal/km である。地質図の凡例は図６と同じである。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

図 10 は森本・富樫断層帯の走向方向と平行な N30° E 方向の重力異常の勾配図とそれを地質図に重ね合わせた図である。断層の走向方向に構造境界が存在すると、これらの図において勾配の絶対値が大きな領域として表れる。森本断層の北端と邑知潟断層帯南端の間で勾配値が大きな領域が分布し、森本断層と邑知潟断層帯の地下の断層構造が連続しないことを反映していると考えられる。砺波平野の法林寺断層の南端や高清水断層の南端部は勾配値の大きな負の値の領域で区画されている。この領域は地質構造が変化する領域でもあり、断層構造が地質構造に規制され、これらの断層の南端がより南側に延びないことを反映している可能性がある。一方、石動断層は南端、北端ともに勾配値の大きな領域に区画されることはなく、南端、北端共に地下の断層構造が延長する可能性が考えられる。これは図 9 における勾配値の大きな負の値の領域が石動断層の走向方向に延びることと整合的である。

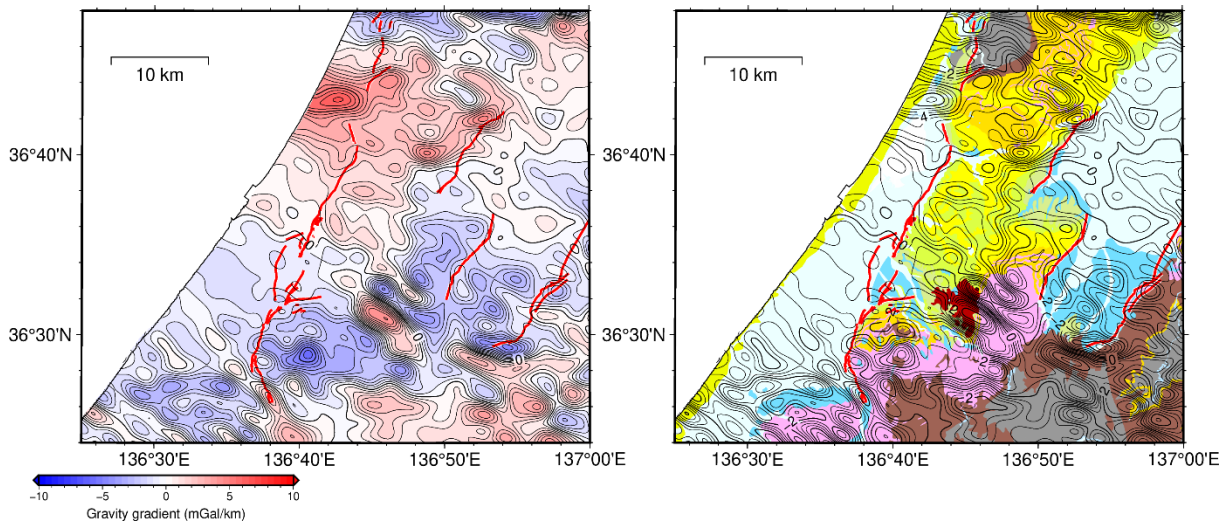


図 10　（左）遮断波長 4 km のフィルター処理後の重力異常の森本・富樫断層帯の走向方向の勾配。（右）地質図と重ね合わせた遮断波長 4 km のフィルター処理後の重力異常の森本・富樫断層帯の走向方向の勾配。コンター線の間隔は 0.5 mGal/km である。地質図の凡例は図 6 と同じである。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

図 11 は図８に示す重力異常の水平一次微分の分布図とそれを地質図に重ね合わせた図である。基盤で鉛直変位を伴う断層構造があれば、地表の断層トレースに沿うように水平一次微分の大きな値の領域として表れる。森本断層ではややその傾向が見られるが、野町断層及び富樫断層ではそのような傾向は明瞭ではない。これは法林寺断層や邑知潟断層帯南部でも同様であり、森本・富樫断層帯や法林寺断層、邑知潟断層帯南部は鉛直方向の基盤変位が乏しい活断層であることを示している可能性が考えられる。一方、石動断層や高清水断層は走向方向に水平一次微分の大きな値の領域が延びており、鉛直方向の基盤変位が大きい断層構造を持つと考えられる。

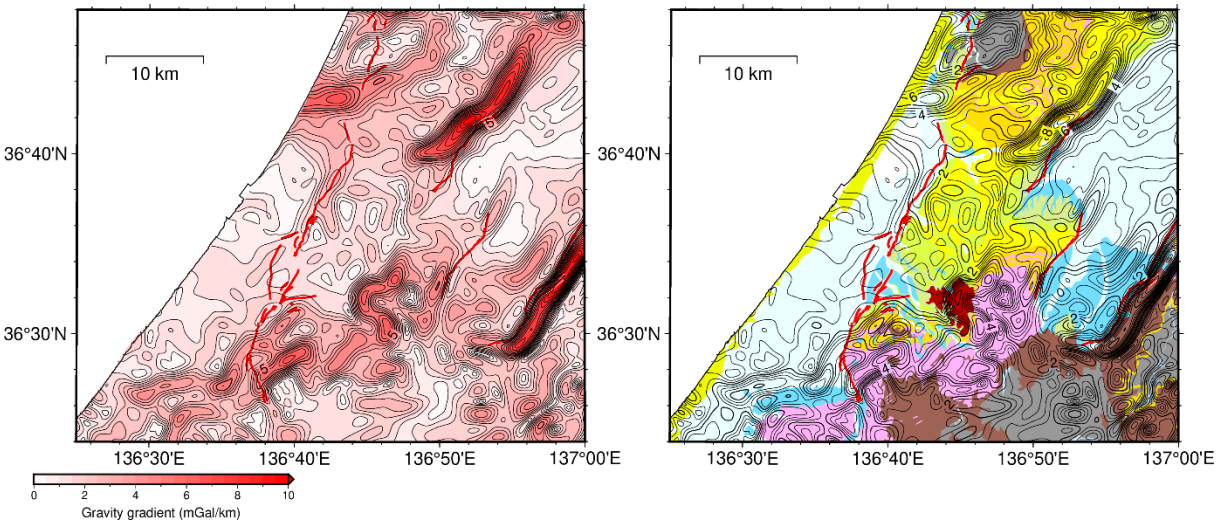


図 11　（左）遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常の水平一次微分。コンター線の間隔は 0.5 mGal/km である。（右）地質図と重ね合わせた遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常の水平一次微分。コンター線の間隔は 0.5 mGal/km である。地質図の凡例は図６と同じである。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

3） ３次元重力インバージョン解析による密度構造の推定

i） ３次元重力インバージョン解析について

ここで使用する３次元重力インバージョン解析とは、初期パラメータとして与えられる厚さと仮定された密度をもつ角柱の集合からなるモデルについて、観測される重力異常分布を再現できるようにそれぞれの角柱の厚さを反復計算によって変更し、観測重力異常分布と角柱モデルから計算される重力異常分布の残差の二乗和を収束させるように、上位堆積層と下位堆積層・基盤のような２つの密度からなる３次元密度構造モデルを推定するものである。ここで角柱の厚さは２層からなる密度構造の境界深度に相当する。本報告書では、Rama Rao et al.(1999)によるプログラムコードGrav3dinを用いて３次元インバージョン解析を行うことにより、森本・富樫断層帯周辺を対象地域として上位堆積層と下位堆積層・基盤との境界深度の推定を行う。

ii） 解析手法

解析範囲は、平面直角座標系（VII 系）上でＸ（北方向に正、単位は m）: 22000 ～ 106000 (m)、Ｙ（東方向に正、単位はm）: -74000 ～ 10000 (m)とする。密度構造モデルで上層に相当する角柱の大きさはＸ方向、Ｙ方向それぞれ２km とし、角柱の数はＸ方向、Ｙ方向にそれぞれ43個、合計で1849個となる。但し、解析範囲の端の角柱はインバージョン解析において初期厚さで一定とされるため、境界付近の解析結果は議論の対象としない。

このインバージョン解析では初期パラメータとして、２層の境界深度を設定する。上位層の厚さ、すなわち境界深度に相当する角柱の厚さは、250 m から 2000 m まで 250 m 間隔で試行する。また、上位層に相当する角柱と下位層に相当する領域との密度差を固定値として設定し、インバージョン解析を行う。

iii） 解析結果

解析結果の例として、初期境界深度を 250 m、密度差を 500 kg/m^3 と設定したときの解析結果を図 12 に示す。500 kg/m^3 の密度差は、上位堆積層としての中新世以降から第四紀にかけての堆積物の密度である 1800 kg/m^3 とその下位に存在すると推定される医王山層を想定した珪長質火山岩類の密度に相当する 2300 kg/m^3 との密度差に相当し、医王山層などに相当する前期中新統及び下位の基盤岩などの形状については平坦であると仮定している。

観測重力異常分布（図12右下）と図12左上に示される境界深度分布から計算される理論重力異常分布（図12右上）との差を示す差分図（図12左下）を見ると、３次元重力インバージョン解析によって得られる結果は森本・富樫断層帯の周辺地域や平野部において観測重力異常分布を良く再現することが分かる。一方、観測重力異常値と理論重力異常値の差が大きい領域は、境界深度が概ねＯm であり、これは下位層が地表に達していると解釈することができる。地質図（図６）と比較すると、この領域は宝達山や高清水断層東の先新生代基盤岩類に相当し、３次元重力インバージョン解析で下位層が地表に達する結果と整合的であることが分かる。

図 12 の結果に対して、座標系変換と補間処理を行い、断層線を追加した境界深度分布

と理論重力異常分布を図 13 に示す。この初期境界深度と密度差による結果では、推定された境界深度の等深線は森本断層に沿っており、西側で深く東側で浅い。一方、富樫断層周辺では等深線は断層の走向にあまり沿っておらず、富樫断層の断層変位による基盤深度の変化が小さいことを反映していると考えられる。

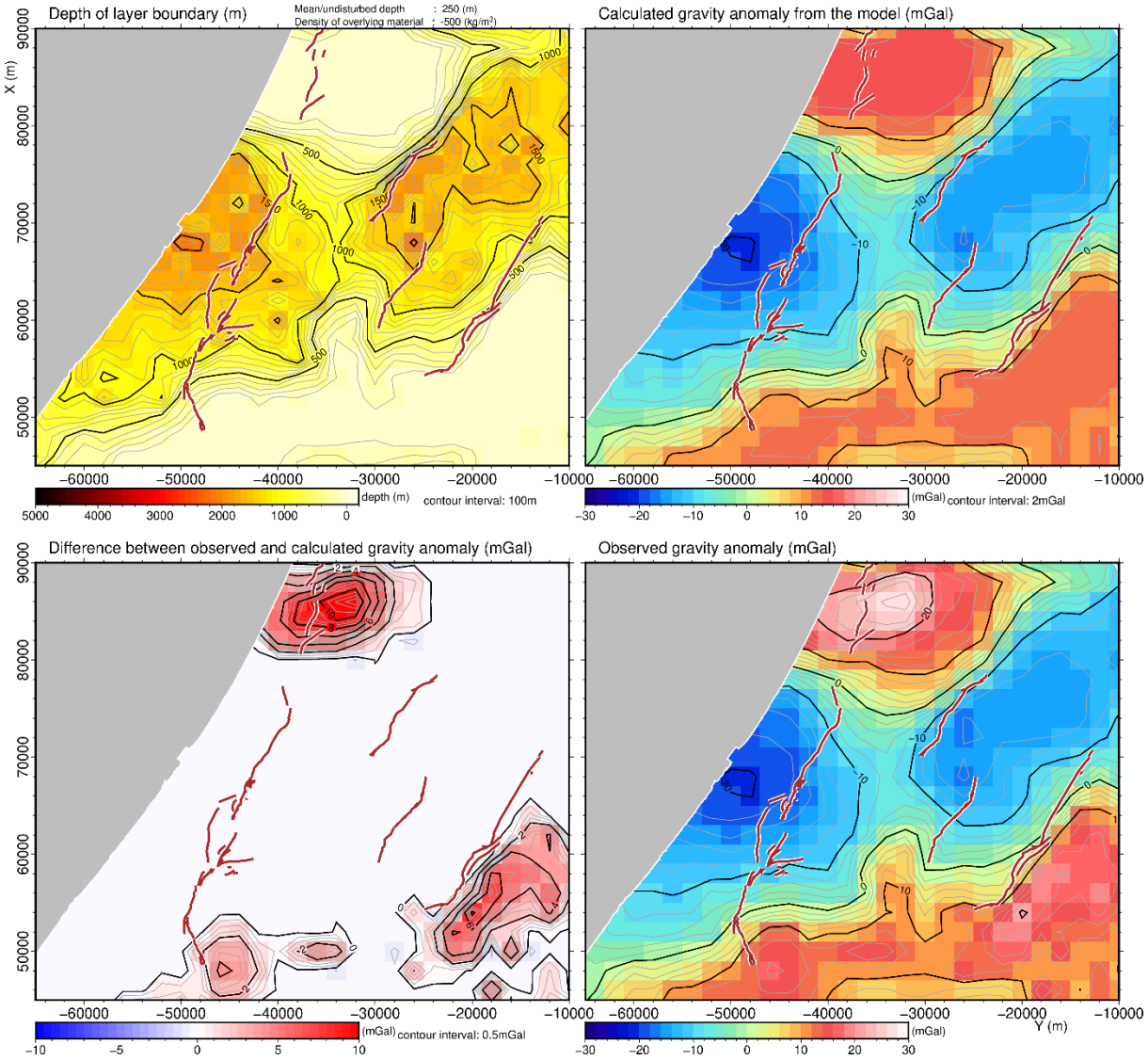


図 12　（左上）初期パラメータの境界深度を 250　m、密度差を 500　kg/m^3 と設定した場合の３次元重力インバージョン解析から推定された境界深度分布。コンター線の間隔は　100　m　である。（右上）３次元重力インバージョン解析により得られた密度構造から計算される理論重力異常分布。コンター線の間隔は　２mGal　である。（左下）理論重力異常分布と観測重力異常分布との差。コンター線の間隔は　0.5　mGal である。（右下）３次元重力インバージョン解析に用いる観測重力異常分布。コンター線の間隔は　２mGal　である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

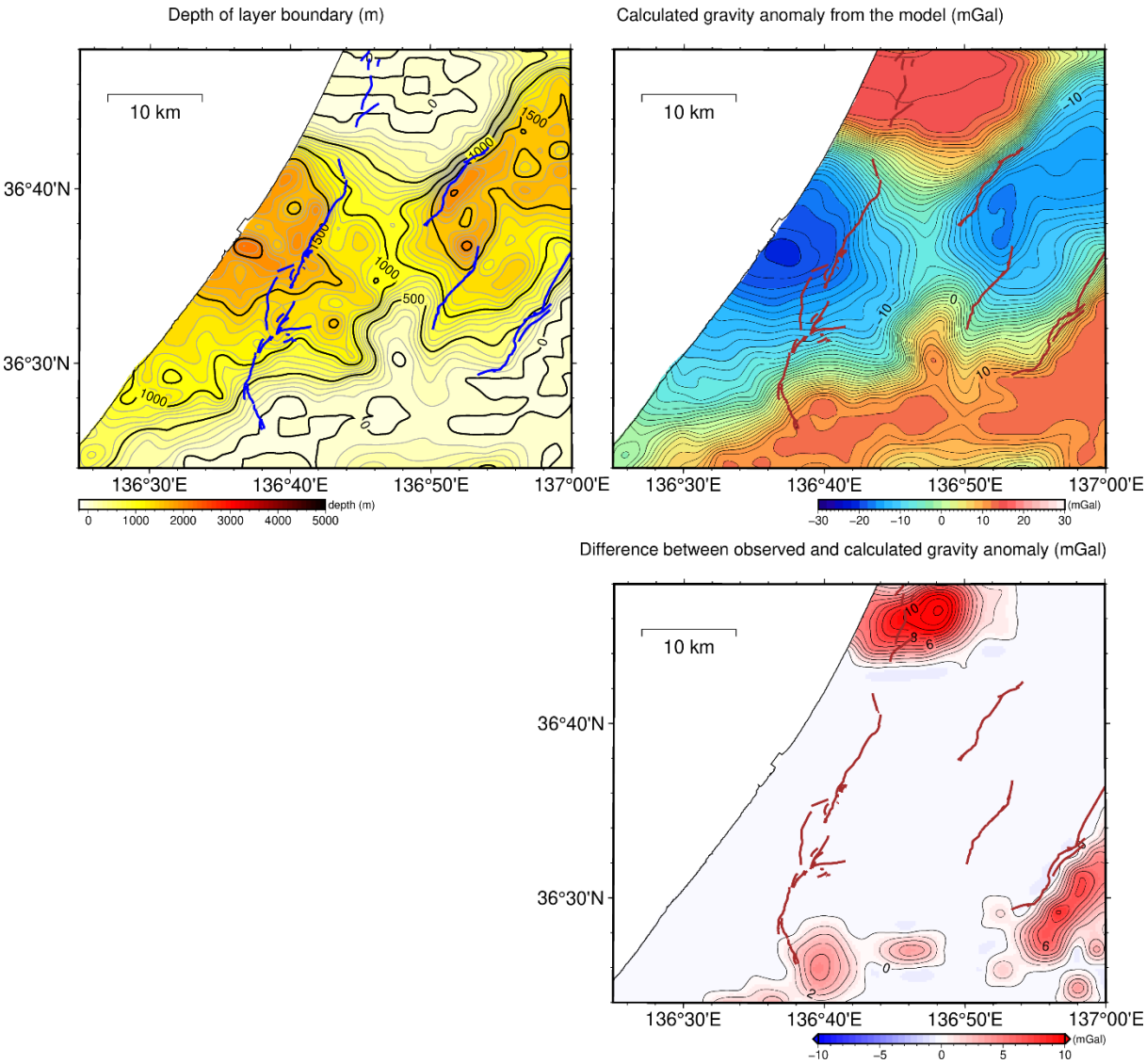


図 13　（左上）初期境界深度を 250 m、密度差を 500 kg/m^3 と設定した際の３次元重力インバージョン解析による境界深度分布。コンター線の間隔は 100 m である。（右上）３次元重力インバージョン解析による境界深度分布から計算される理論重力異常分布。（右下）観測重力異常分布と理論重力異常分布との差。コンター線の間隔は 1 mGal である。青線または赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

推定される境界深度の初期値依存性を確認するため、図 13 で示した結果の初期パラメータを変更し初期境界深度を 250 m、500 m、750 m 及び 1000 m に設定した場合の結果を図 14 に示す。初期境界深度が深くなるにつれ、推定された境界深度分布も全体的に深くなる傾向があり、宝達山付近での境界深度０m の領域の範囲も変化する。宝達山付近での０m の等深線は、花崗岩基盤岩より上位の層の上面深度を対象としてインバージョン結果と比較する際は、地質図における花崗岩露出範囲より広めに考える必要がある。図 13 では、初期境界深度が 750 m では境界深度が０m の領域と宝達山付近の花崗岩分布範囲が比較的良く一致するため、750 m や 1000 m の初期境界深度はやや不適切であると考えら

れる。また、サブテーマ１．１による地震波探査結果と比較するならば、医王山層上面深度としては 2000 m より浅いと考えられるため、初期深度 500 m における３次元インバージョン解析結果で金沢平野の境界深度が 2000 m 以深である結果はやや深すぎるため、初期境界深度は 250 m としたときの３次元インバージョン解析結果が適切と考えられる。

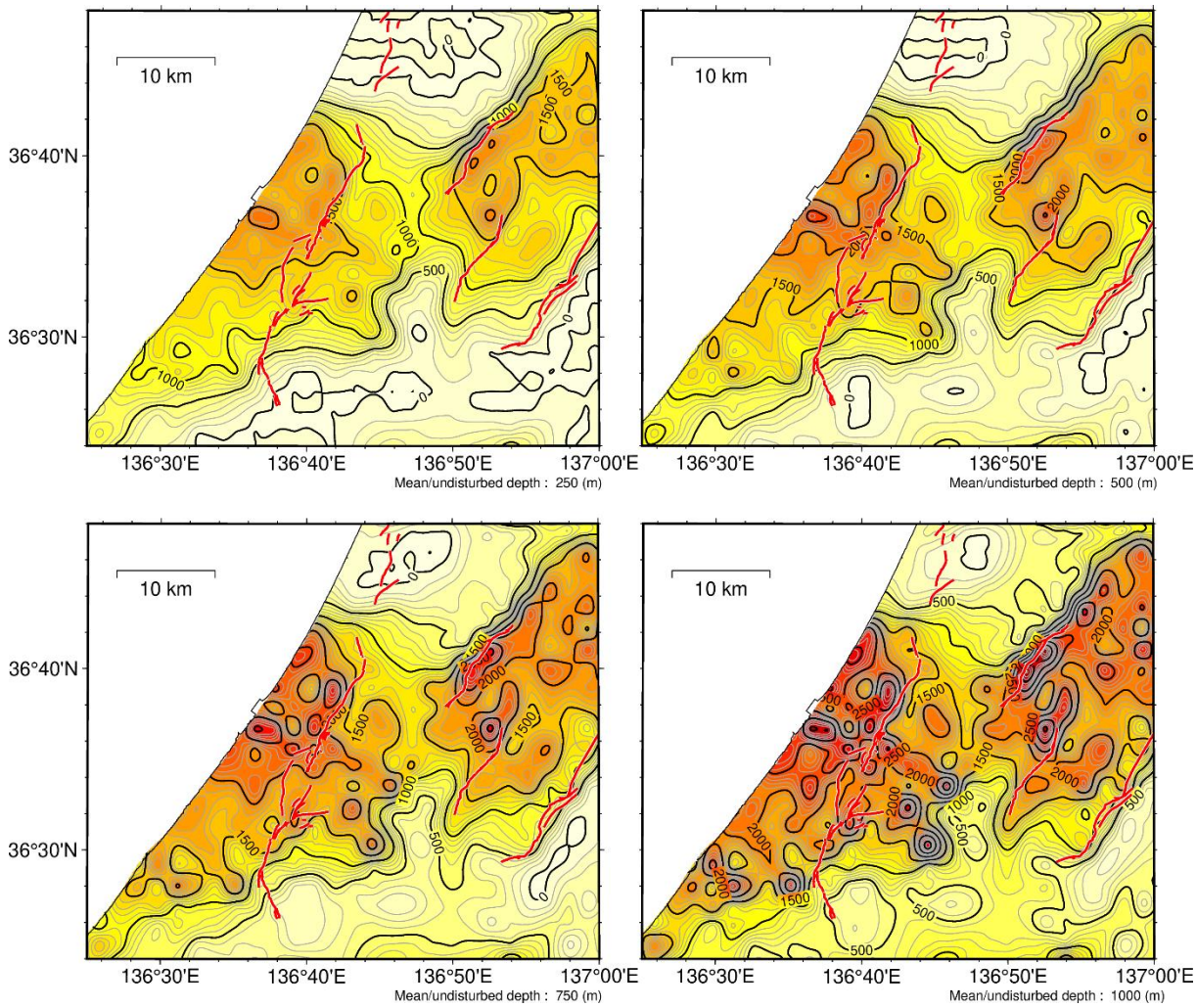


図 14　異なる初期境界深度による３次元重力インバージョン解析により得られた境界深度分布。初期境界深度は、（左上）250 m、（右上）500 m、（左下）750 m、（右下）1000 m であり、密度差は全て 500 kg/m^3 である。コンター線の間隔は 100 m である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

同様に、密度差をそれぞれ 400 kg/m^3 から 600 kg/m^3 まで 100 kg/m^3 間隔で変化させた場合の境界深度分布を図 15 に示す。２層の密度差が小さくなるにつれて、推定される境界深度は深くなる。このことから、森本・富樫断層帯周辺や金沢平野について医王山層などに相当する前期中新統およびその下位層の上面を境界とした単純な２層構造を仮定する場合には、これら２層の密度差として 500 kg/m^3 程度とするのが適切と考えられる。

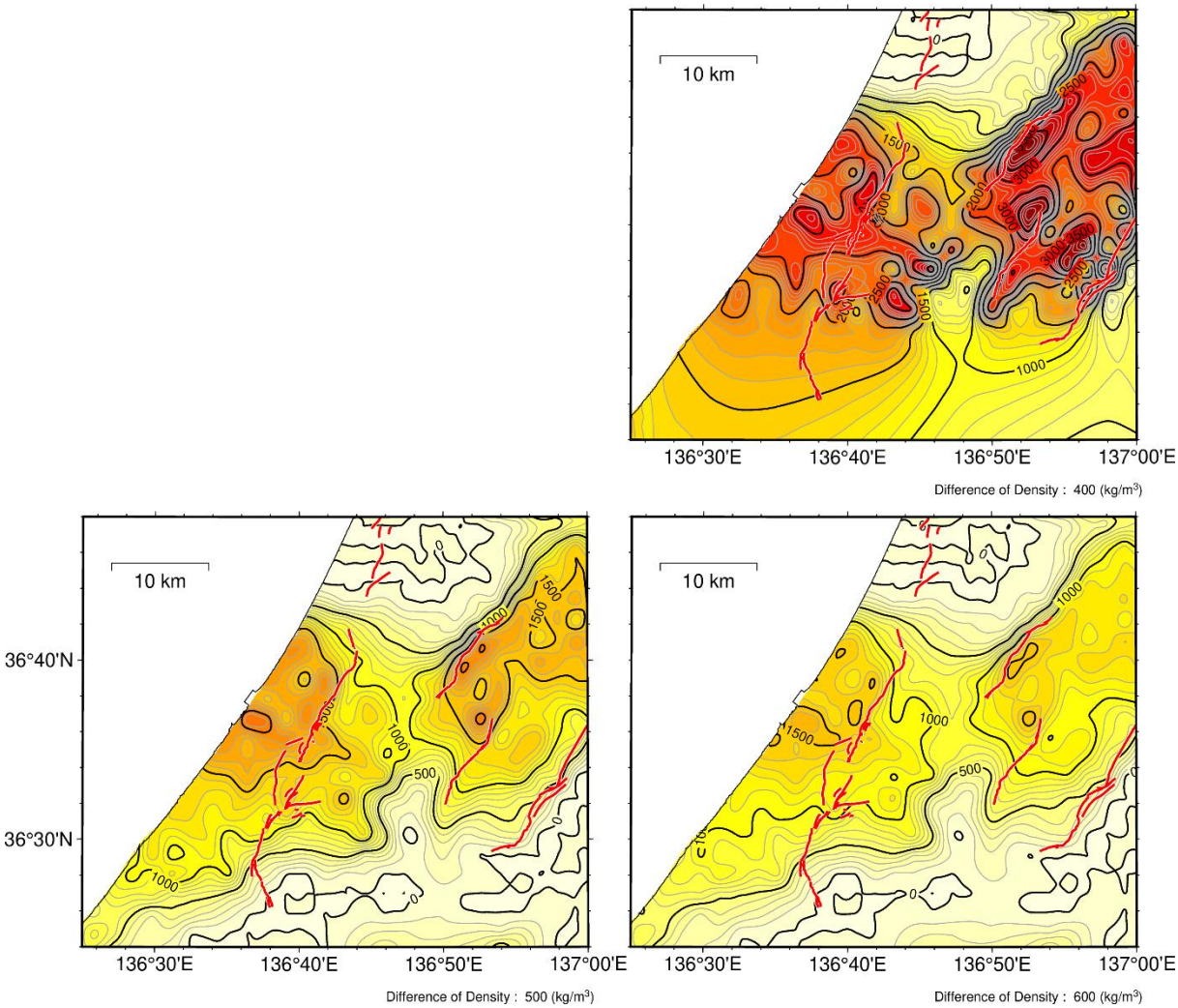


図 15　密度差を変化させた場合の３次元重力インバージョン解析による境界深度分布。初期境界深度は、（右上）400 kg/m^3、（左下）500 kg/m^3、（右下）600 kg/m^3 である。コンター線の間隔は 100 m である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

森本・富樫断層帯周辺の３次元密度構造として、サブテーマ３．２で用いられる地盤構造モデルがある。この地盤構造モデルは 37 層から成り、各層について境界の下面深度と密度が与えられているため、重力異常値を計算することができる。重力値の計算は、各層の密度構造が基盤密度 2650 kg/m^3 との密度差による重力値を計算し、金沢平野付近でトレンド処理後の観測重力値に近い値となるように計算結果に一定値（+28 mGal）を加算する。この地盤構造モデルから計算される重力異常分布を図 16 に示す。計算重力異常分布と観測重力異常分布は、金沢平野付近で値が近くなるように調整しているため、砺波平野や丘陵地では差が大きくなるが金沢平野では整合的であり、金沢平野下の地盤構造モデルが重力異常の観点から妥当であることを示している。この地盤構造モデルは標高０ｍより上の構造は含まれないため、丘陵地など標高の高い地域では地質構造による影響が大きく、重力値の差異が大きくなりやすい傾向がある。

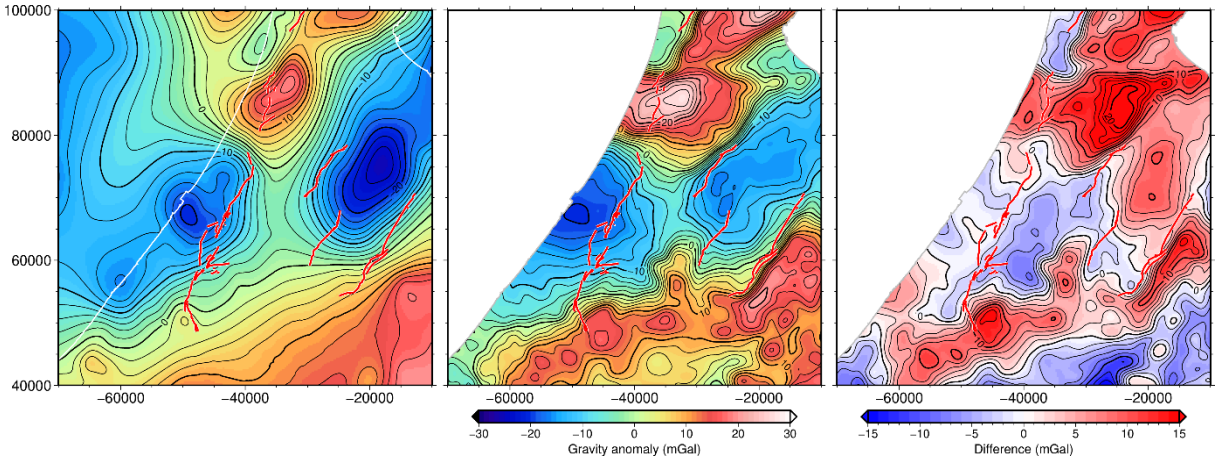


図 16　（左）強震動計算に用いる地盤構造モデルから得られる密度値から計算される重力異常分布。（中）遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常図。（右）観測重力異常分布と計算重力異常分布との差。コンター線の間隔は２mGal である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

4）２次元タルワニ法による密度構造の検討

i）２次元タルワニ法解析について

２次元断面における多層モデル解析手法の一つとして、２次元タルワニ法がある（Talwani et al., 1959)。設定される２次元断面の奥行方向の構造は一定であるとの仮定の下、断面上の多角形で作られる２次元密度構造による重力変化を計算することができる。２次元タルワニ法の詳細については、物理探査ハンドブック（物理探査学会, 1998）を参照されたい。

ii）解析手法

解析に用いるソフトウェアとして、The Generic Mapping Tools（Wessel et al., 2019）のパッケージに含まれる talwani2d を用いる。

iii）犀川―医王山測線についての解析

ここでは解析対象断面として、反射法地震探査測線である犀川―医王山測線の解釈深度断面（石山・他, 2023）（図 17）を扱う。

犀川―医王山測線については、平松・他（2024）の計算手法から、標高０m について地形補正密度と各密度構造との密度計算方法について不備があったために修正し、再解析を行った。この断面は深部構造探査により、卯辰山層、上部更新統及び完新統からなる第１層、大桑層からなる第２層、高窪層と想定される第３層、中－下部中新統堆積岩類からなる第４層、それ以深として医王山層及び岩稲層からなる第５層について下面地層境界深度が推定されている。断面の北西方向を負の方向、南東方向を正の方向とし、断面方向の距離の０m は野町断層の地表推定位置（東郷・他, 1998）とした。また、境界条件として断面北西端では、そこで得られている地層境界深度が遠方（約 100 km）まで延伸すると仮定した。また断面南東端では、第４層（中－下部中新統堆積岩類に相当）と第５層（医王山層、岩稲層及び下位層）との境界深度が地表から深さ 500 m までの厚さで遠方まで延伸すると仮定した。観測重力値として、断面上における遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常（図８）を用いる。密度構造モデルは４層の堆積層と医王山層＋岩稲層および下位層に相当する基盤部とで構成する。

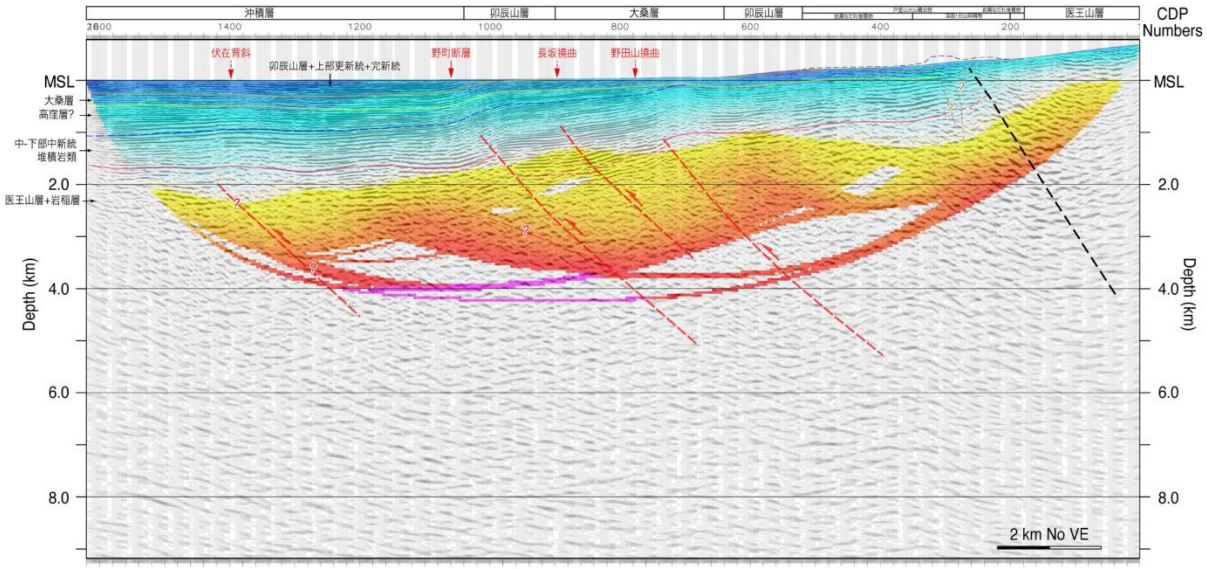


図 72　犀川―医王山測線の解釈深度断面(重合前時間マイグレーション深度断面図)。
速度構造を重ね合わせ表示。

図 17　犀川―医王山測線の解釈深度断面（石山・他，2023)。赤破線、黒破線は推定断層を示す。

ⅳ）犀川―医王山測線についての解析結果

図 17 に示される各地層境界についての解釈深度を密度構造として２次元タルワニ法解析を行った。２次元タルワニ法解析を行う測線の重力異常分布と位置を図 18 に、２次元タルワニ法解析結果および解析に用いた犀川―医王山測線の解釈深度断面から作成した密度構造を図 19 に示す。図 18 は森本断層の走向方向が縦軸となるように回転処理（反時計まわりに 31°）を行っており、図 19 の横軸と合わせてある。また図 18 の縦軸は犀川―医王山測線で２次元タルワニ法解析を行う測線を０としている。横軸は犀川―医王山測線が野町断層地表推定位置（東郷・他，1998）と交差する位置を０とした。図 19 では、各密度構造について、卯辰山層、上部更新統及び完新統からなる第１層を水色、大桑層からなる第２層を緑色、高窪層と想定される第３層を黄色、中－下部中新統堆積岩類からなる第４層をオレンジ色、それ以深として医王山層、岩稲層及び下位層からなる第５層として白色で示す。

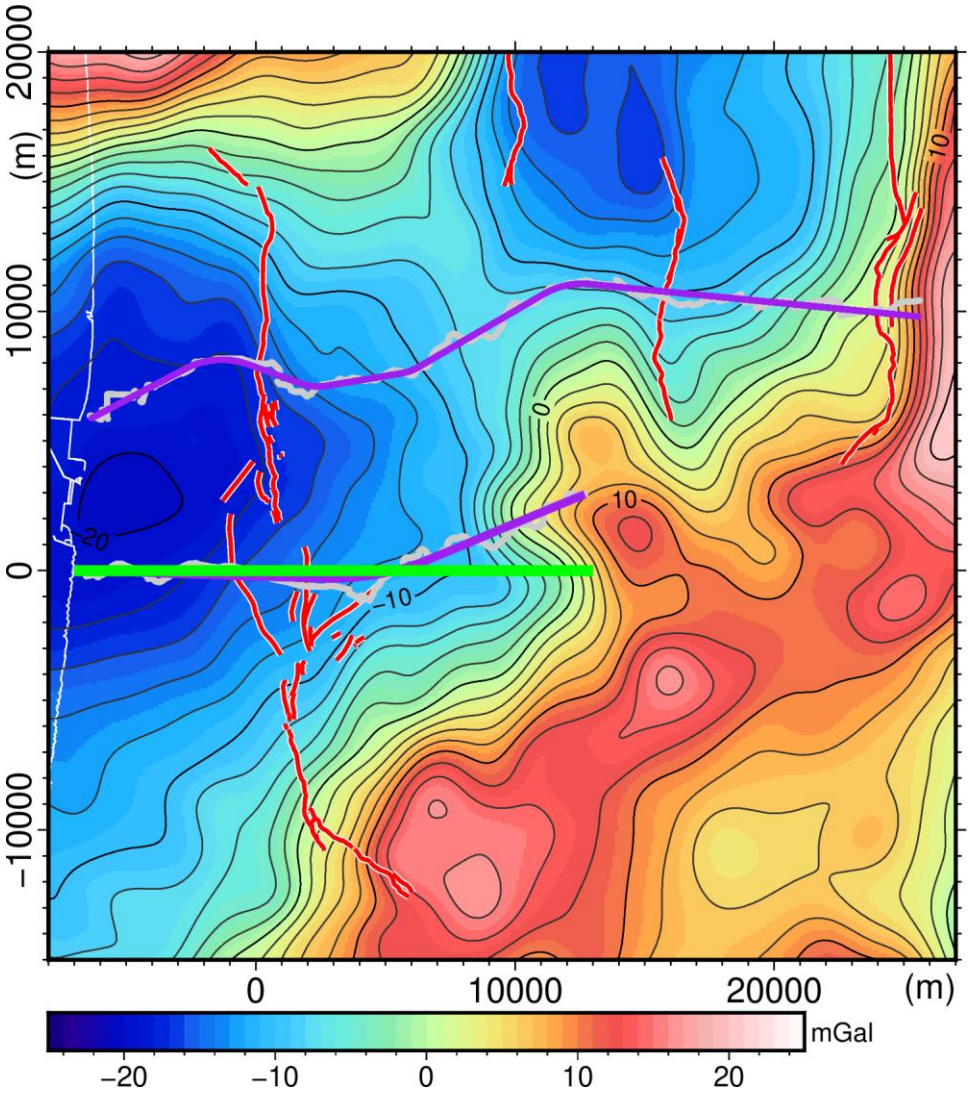


図 18　地震波探査測線および２次元タルワニ法解析測線位置。背景は遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常図。紫線は地震波探査測線の内灘―南砺測線（上）と犀川―医王山測線（下）、緑線は犀川―医王山測線の２次元タルワニ法解析測線、赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

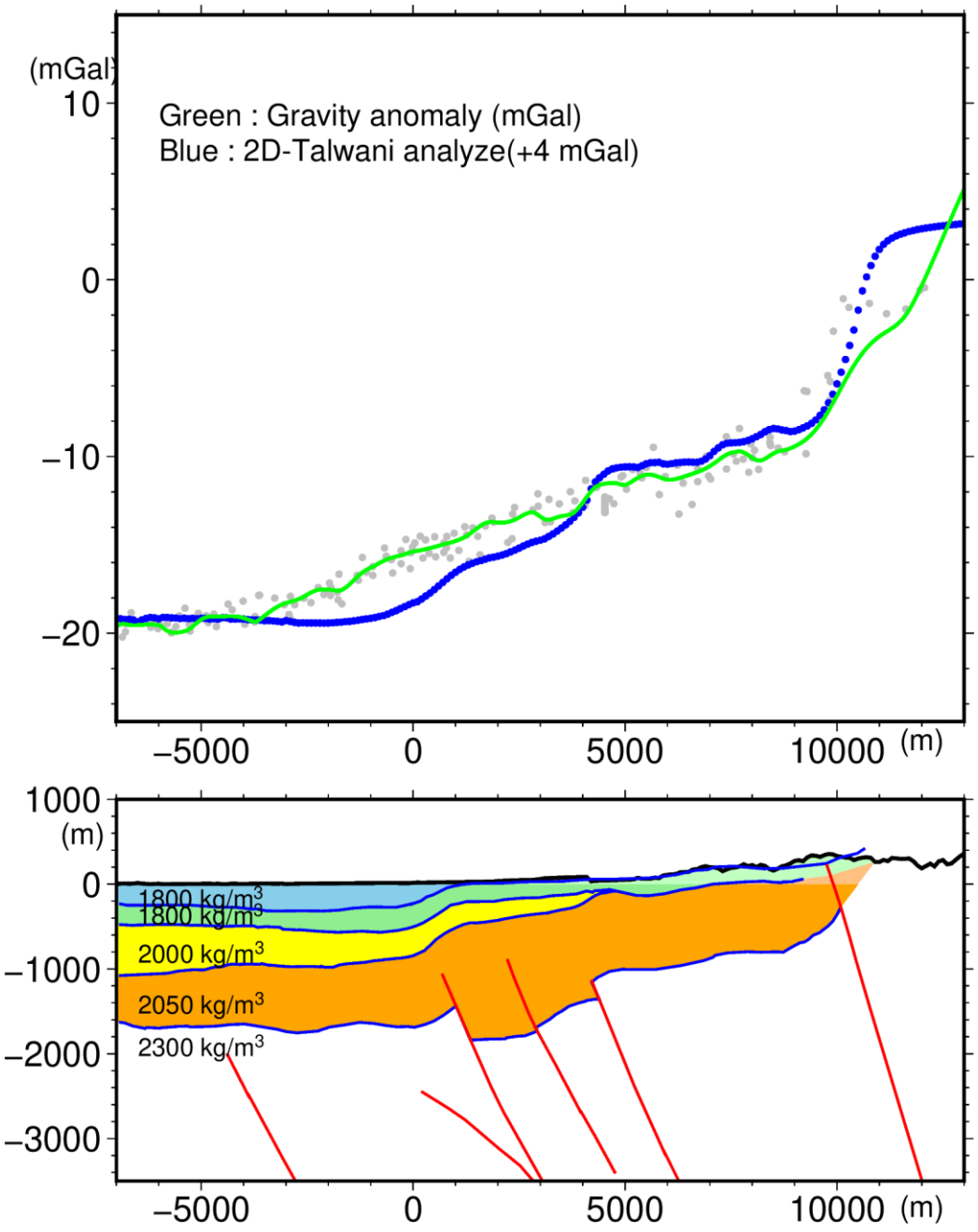


図 19　犀川―医王山測線の２次元タルワニ法解析結果。横軸の０m は図 18 の横軸の０m と同じ。（上図）緑線は図 18 の遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布、灰点は断面から両端１km 範囲内の観測点における平面トレンドを取り除いた重力異常値、青線は下図の密度構造モデルから得られる２次元タルワニ法解析による計算重力値。（下図）青線は密度構造境界、各層はそれぞれ青、緑、黄、オレンジで着色され、各層の密度は図中に表示されている。白色の領域は医王山層、岩稲層及び下位層からなる第５層に相当する。赤線は図 17 に表示の断層を示す。

ここで２次元タルワニ法解析による計算重力異常値を北西側の観測重力異常値と適合させるために、第１層および第２層の密度を 1800 kg/m^3、第３層の密度を 2000 kg/m^3、第４層の密度を 2050 kg/m^3、第５層の密度を 2300 kg/m^3 と設定した。

密度決定について、第２層に相当する大桑層については、伊藤・他(1994)では基礎試錐「金沢沖」で金沢平野周辺では大桑層に相当する氷見層上部についてボーリングデータから測定しており、見かけ密度が 1600 kg/m^3 程度であるとしているほか、陸上でのボーリングデータ（北陸地盤情報）から、金沢市大桑の試料では密度 1909 kg/m^3、金沢市山王からの試料では密度 1850 kg/m^3 とされている。第３層に相当する高窪層については、伊藤・他(1994)では基礎試錐「金沢沖」で金沢平野周辺では高窪層に相当する音川層についてボーリングデータから測定しており、見かけ密度を 1900 kg/m^3 としている。また地震調査研究推進本部では、砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価にて音川層について Vp=2.3km/s、Vs=750m/s としており、これは密度に換算すると 2100 kg/m^3 程度と考えられる。第５層に相当する医王山層について、伊藤・他(1994)では基礎試錐「金沢沖」で医王山層についてはボーリングデータが得られていないが、黒瀬谷層の下位に位置する基盤として 2300 kg/m^3 と想定している。

第１層に相当する卯辰山層、上部更新統及び完新統については、犀川―医王山測線の解釈深度断面における野町断層付近での地下構造と観測重力異常値の変化量の小ささから、第２層との密度差がほとんどないと考えることができる。したがって、第１層の密度を第２層と同じ値に設定した。同様に、第４層に相当する中・下部中新統堆積岩類については、ボーリング結果による適した密度情報が見つからなかったが、第３層と大きく異なる密度では観測重力異常値の変化パターンを説明できなかったため、観測重力異常値を説明可能な 2050 kg/m^3 と設定した。

図 19 に示される密度構造モデルは、野町断層から両端に４km 程度離れたあたりで計算重力値を観測重力値と合わせた場合に断層付近で４mGal 程度ずれる結果となる。野町断層に想定される第１層から第３層の深度変化（図の水平方向０～１km）では密度構造の変化によりタルワニ解析の計算重力値は３mGal 程度変化するが、観測重力値はそれほど大きな変化を示さない。第１層から第４層にかけての 1800～2050 kg/m^3 と 250 kg/m^3 の仮定密度の差を設定しているが、この差をより小さくすれば断層付近の重力変化を合わせることができると考えられる。

v）内灘―南砺測線についての解析

ここでは解析対象断面として、反射法地震探査測線である内灘―南砺測線の解釈深度断面（石山・他, 2024）（図 20）について解析を行う。

この断面は深部構造探査により、大桑層、埴生層、下部更新統及び完新統からなる第１層、高窪層からなる第２層、中－下部中新統堆積岩類からなる第３層、医王山層、岩稲層及び下位層からなる第４層について下面地層境界深度が推定されている。２次元タルワニ法解析に用いる初期密度構造モデルとして、図 20 に示される地層境界深度から作成した４層で構成されるモデルを用いる。断面の北西方向を負の方向、南東方向を正の方向とし、断面方向の横軸は森本断層地表推定位置（東郷・他, 1998）と交差する位置を０とした。また、境界条件として断面北西端で得られている地層境界深度が遠方（約 100 km）まで

延伸すると仮定した。また断面南東端では、第４層（医王山層及び岩稲層に相当）が遠方まで延伸すると仮定した。観測重力値として、断面上における遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常（図８）を用いる。密度構造モデルは３層の堆積層とより下位層に相当する第４層で構成する。

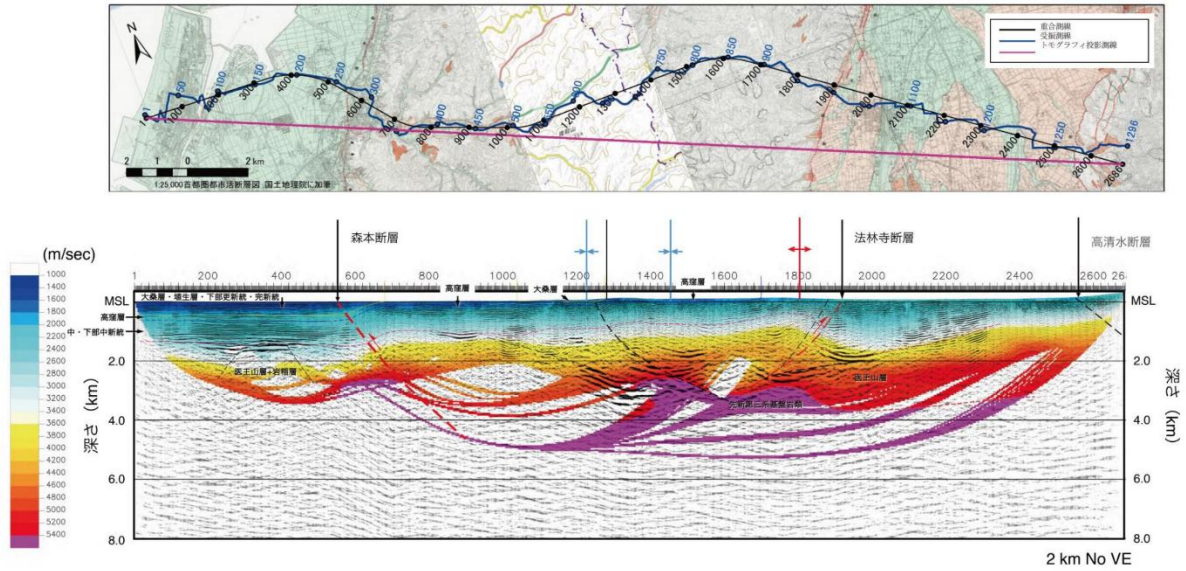


図 104　内灘―南砺測線の解釈深度断面（重合前時間マイグレーション深度断面図）。

図 20　内灘―南砺測線の解釈深度断面（石山・他，2024）。赤破線、黒破線は推定断層を示す。

vi）内灘―南砺測線についての解析結果

図 20 に示される各地層境界についての解釈深度を密度構造として２次元タルワニ法解析を行った。２次元タルワニ法解析を行う測線の重力異常分布と位置を図 21 に、２次元タルワニ法解析結果および解析に用いた犀川―医王山測線の解釈深度断面から作成した密度構造を図 22 に示す。図 21 は iv)の犀川―医王山測線と同じく森本断層の走向方向が縦軸となるように回転処理（反時計まわりに 31°）を行っており、縦軸+7.815 km で内灘―南砺測線と森本断層が交差することからこの位置で内灘―南砺測線の２次元タルワニ法解析測線を設定した。内灘―南砺測線は森本断層に対して直交していないため、解析を行う測線は特に内灘―南砺測線の西部に相当する。また、図 22 の横軸の数値は図 21 の横軸と一致している。

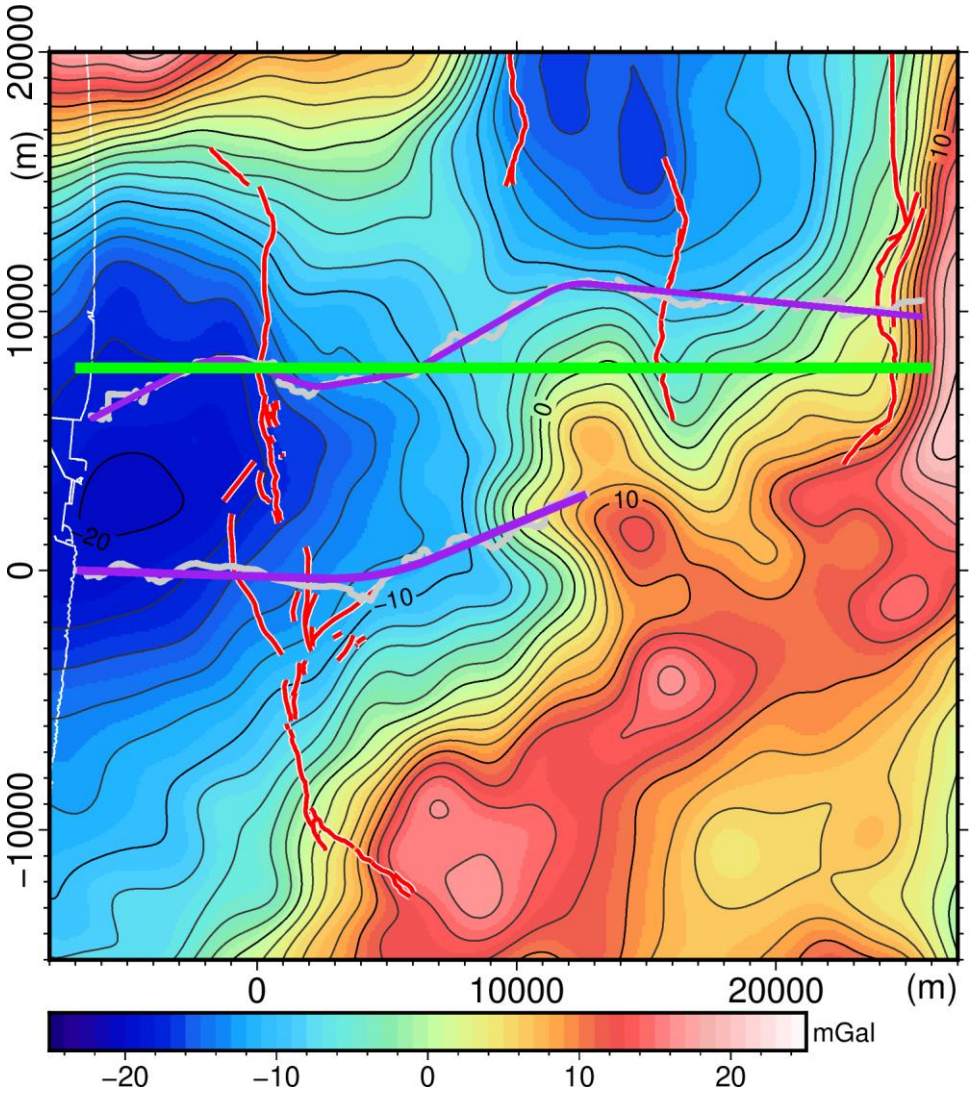


図 21　地震波探査測線および２次元タルワニ法解析測線位置。背景は遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常図。紫線は地震波探査測線の内灘―南砺測線（上）と犀川―医王山測線（下）、緑線は内灘―南砺測線（西部）の２次元タルワニ法解析測線、赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

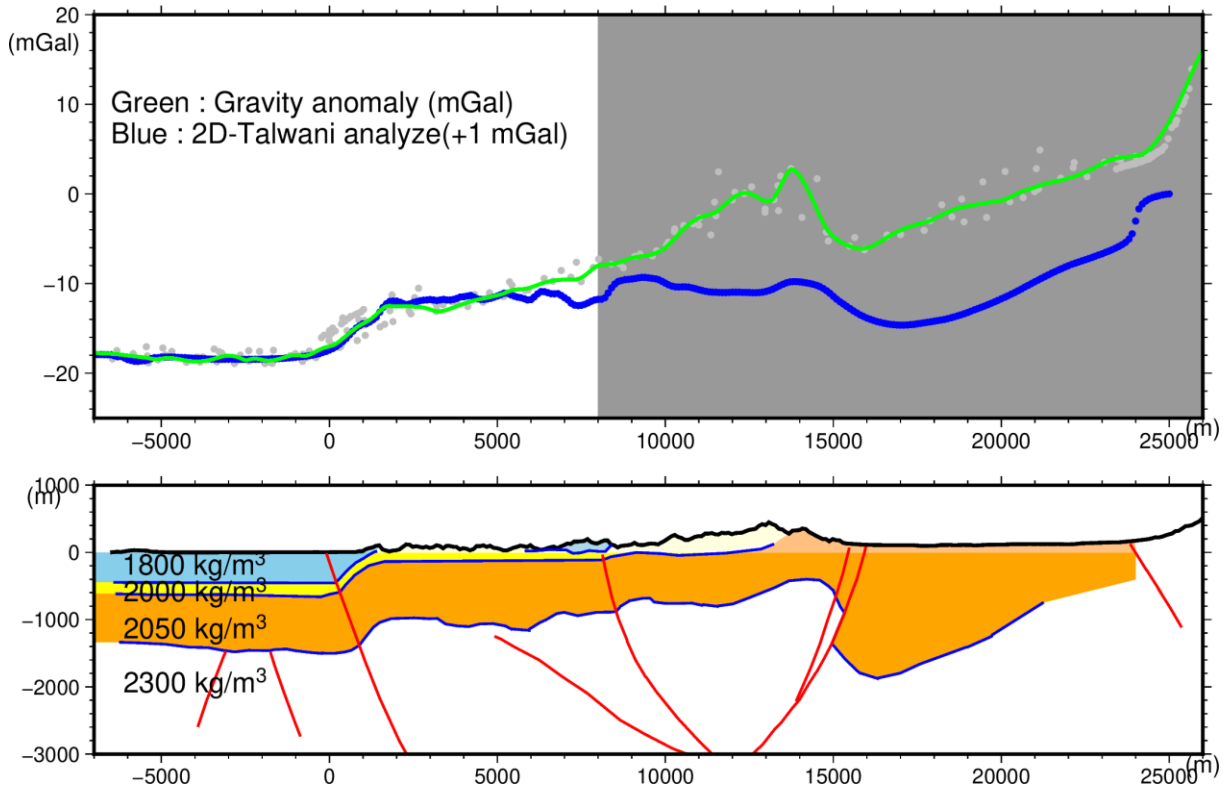


図 22　内灘―南砺測線（西部）の２次元タルワニ法解析結果。横軸の０m は図 21 の横軸の０m と同じ。（上図）緑線は図 21 の遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布、灰点は断面から両端１km 範囲内の観測点における平面トレンドを取り除いた重力異常値、青線は下図の密度構造モデルから得られる２次元タルワニ法解析による計算重力値。（下図）青線は密度構造境界、各層はそれぞれ青、緑、黄、オレンジで着色され、各層の密度は図中に表示されている。白色の領域は医王山層、岩稲層及び下位層からなる第４層に相当する。赤線は図 20 に表示の断層を示す。

ここで２次元タルワニ法解析による計算重力異常値を北西側の観測重力異常値と適合させるために、第１層の密度を 1800 kg/m^3、第２層の密度を 2000 kg/m^3、第３層の密度を 2050 kg/m^3、第４層の密度を 2300 kg/m^3 と設定した。これは iv)の犀川―医王山測線で第１層と第２層（大桑層）を同一の層として扱う以外は同じ設定である。

２次元タルワニ法解析による計算重力異常値は森本断層付近（図の水平方向−７～５km の範囲）で観測重力異常値と良く一致する結果を示す。これは地震波探査結果で得られた地下の層構造に基づく密度構造及び各層の密度値が適切であることを意味する。一方、断層から離れた範囲（図の水平方向５km より南東の範囲）では計算重力異常値と観測重力異常値との乖離が見られる。これは地震波探査で推定した地下構造測線の位置が２次元タルワニ法解析測線より北東にずれているためであり、観測重力を参照する測線の位置を図 23 のように森本断層の走向方向に 2.5 km 北西側に移動して設定すると、この内灘―南砺測線（東部）についての２次元タルワニ法解析結果による計算重力異常値は図 24 のように法林寺断層周辺の観測重力異常値の変化に概ね一致する結果を示す。同様に曲がった地

震波探査測線に沿って観測重力異常値をサンプリングし（図 25)、森本断層と直交する方向に投影した結果を図 26 に示す。森本断層の南東側（図の水平方向０～３km の範囲）で観測重力異常値の勾配が２次元タルワニ法解析による計算重力異常値の勾配より小さくなる。その理由として、この範囲で地震波探査測線が森本断層に直交しておらず、地震波探査測線が森本断層から南東方向へ向かうにつれて森本断層全域でみられる宝達山側で高く南側で低い走向方向の重力異常変化を反映した結果であることが考えられる。

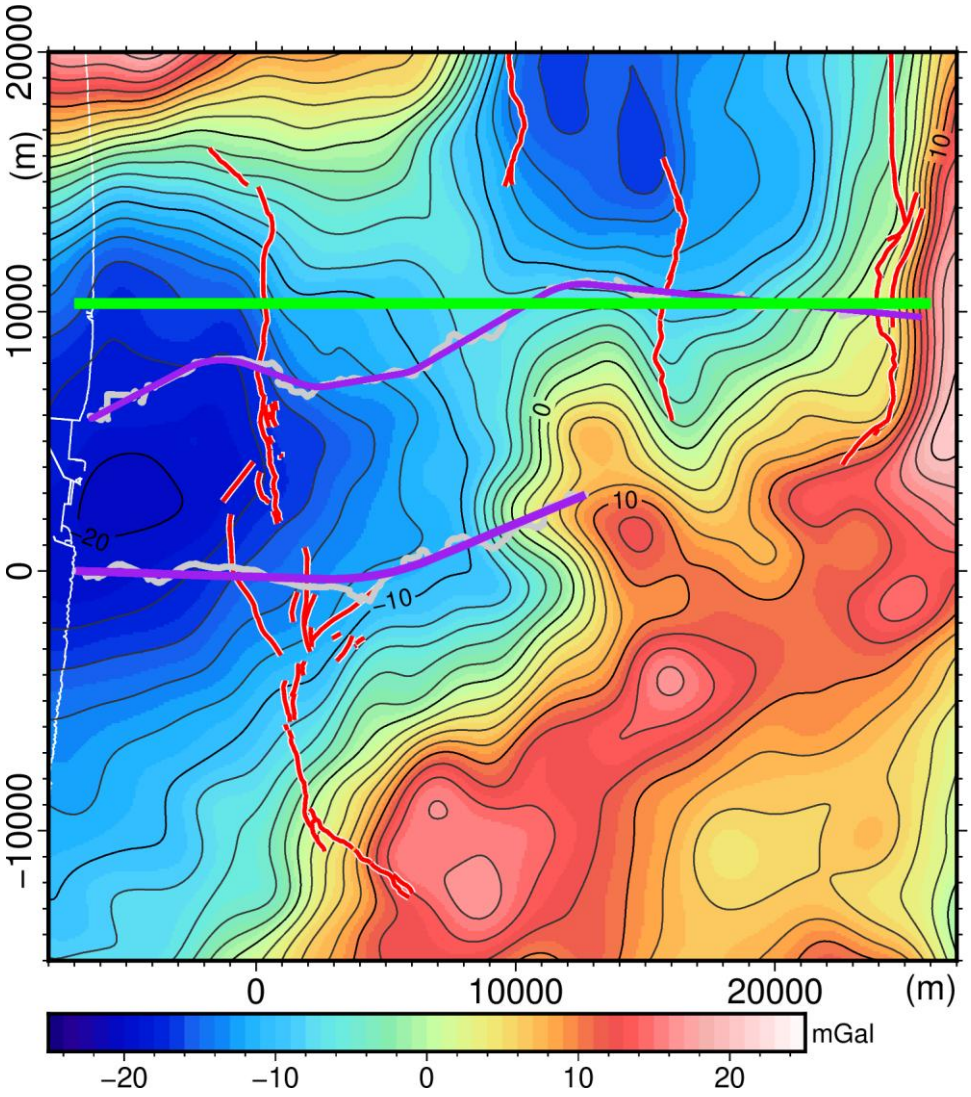


図 23　地震波探査測線および２次元タルワニ法解析測線位置。背景は遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常図。紫線は地震波探査測線の内灘―南砺測線（上）と犀川―医王山測線（下)、緑線は内灘―南砺測線（東部）の２次元タルワニ法解析測線であり、図 21 に示される解析測線から走向方向へ 2.5　km 移動させている。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

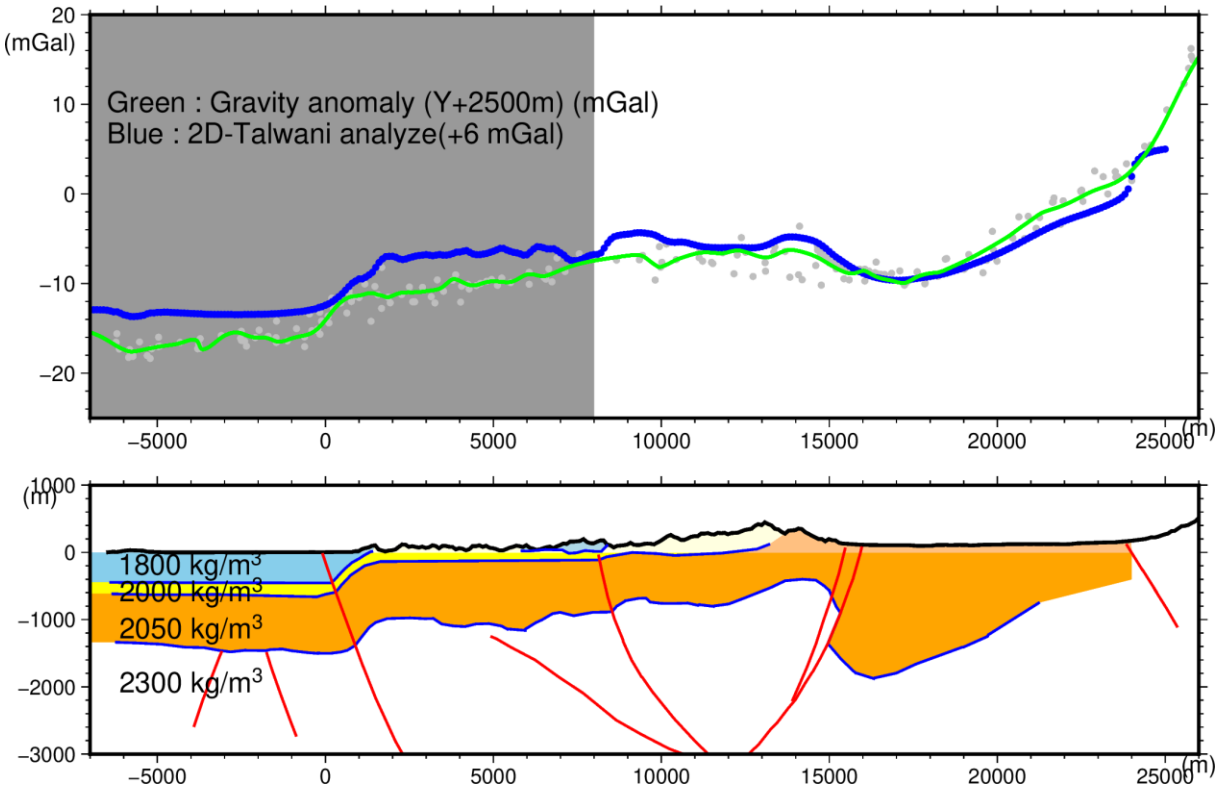


図 24　内灘―南砺測線（東部）について、図 22 の解析測線から走向方向へ 2.5 km 移動させた測線における２次元タルワニ法解析結果。横軸の０m は図 23 の横軸の０m と同じ。（上図）緑線は図 23 の遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布、灰点は断面から両端１km 範囲内の観測点における平面トレンドを取り除いた重力異常値、青線は下図の密度構造モデルから得られる２次元タルワニ法解析による計算重力値。（下図）青線は密度構造境界、各層はそれぞれ青、緑、黄、オレンジで着色され、各層の密度は図中に表示されている。白色の領域は医王山層、岩稲層及び下位層からなる第４層に相当する。赤線は図 20 に表示の断層を示す。

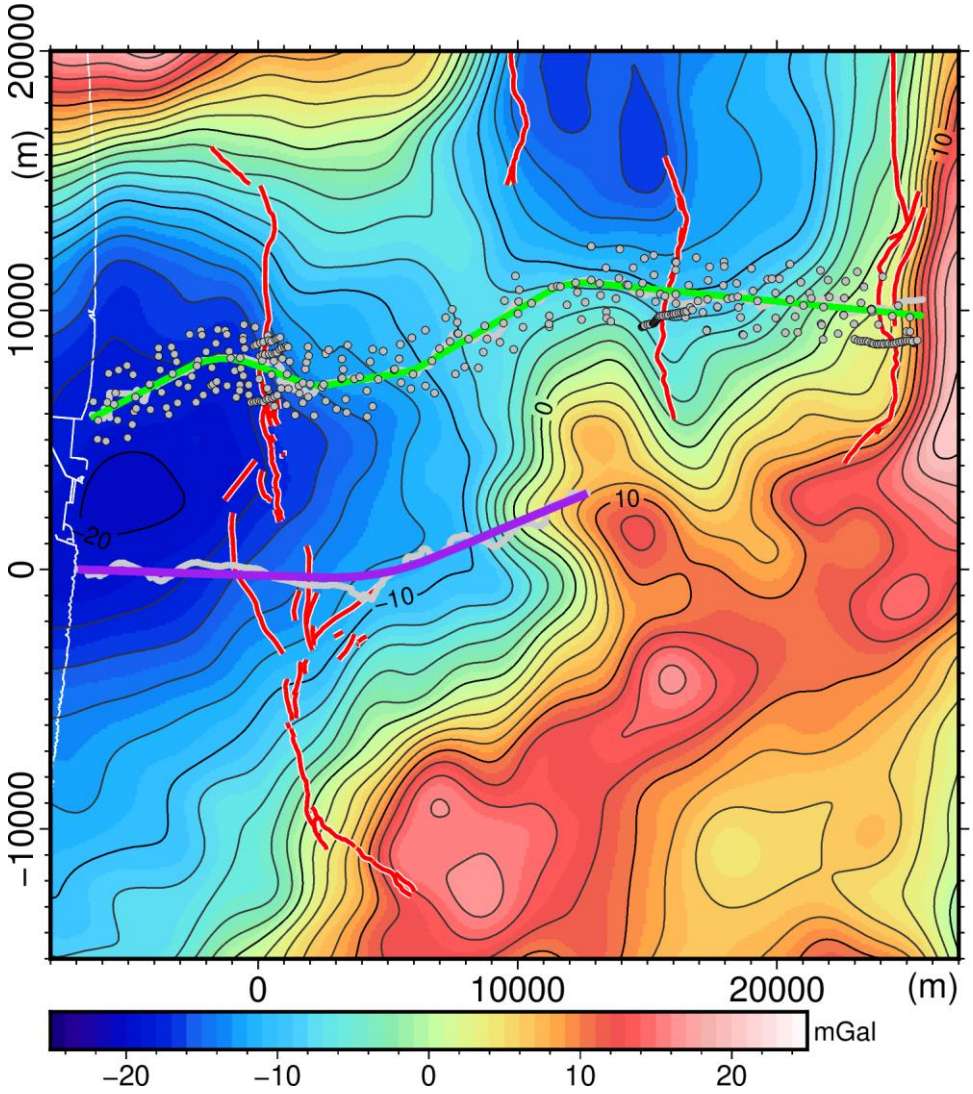


図 25　地震波探査測線および２次元タルワニ法解析測線位置。背景は遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常図。紫線は地震波探査測線の犀川―医王山測線、緑線は地震波探査測線の内灘―南砺測線、灰点は内灘―南砺測線から 1.5　km 以内の重力測定点分布、赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

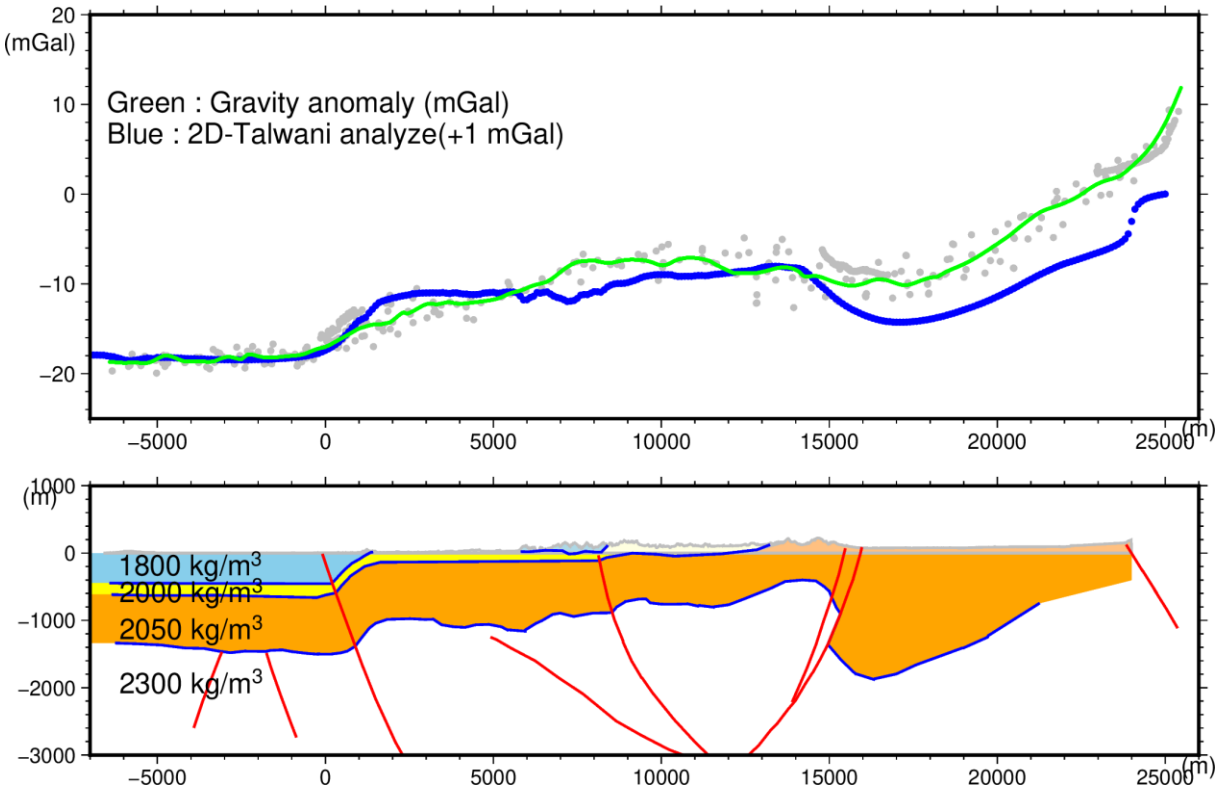


図 26　内灘―南砺測線について、地震波探査測線周辺の重力分布を参照した２次元タルワニ法解析結果。横軸の０ｍは図 25 の横軸の０ｍと同じ。（上図）緑線は図 23 の遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布、灰点は断面から両端　1.5　km 範囲内の観測点における平面トレンドを取り除いた重力異常値、青線は下図の密度構造モデルから得られる２次元タルワニ法解析による計算重力値。（下図）青線は密度構造境界、各層はそれぞれ青、緑、黄、オレンジで着色され、各層の密度は図中に表示されている。白色の領域は医王山層、岩稲層及び下位層からなる第４層に相当する。赤線は図 20 に表示の断層を示す。

vii）森本・富樫断層帯に直交する測線での２次元タルワニ法解析

上で対象とした２つの地震波探査測線沿いで実施した２次元タルワニ法解析を森本・富樫断層帯全域について実施した。新規測線として、iv)の犀川―医王山測線と同じく森本断層の走向方向が縦軸となるように回転処理（反時計まわりに 31°）を行った座標系において、犀川―医王山測線を中心として森本断層の走向方向に４km 間隔に断層に直交する方向に設定する。富樫断層の走向は森本断層の走向から反時計回りに約 10 度の方向を向くことから、富樫断層の走向方向を北から反時計まわりに 21° とし、新規測線を富樫断層の走向方向に直交するように４km 間隔で設定した。森本断層の走向方向の+7.815 km の位置にはvi)の内灘―南砺測線が存在するため、森本断層の走向方向８kmの測線は内灘―南砺測線を使用する。新規に５本の測線を設定し、既存の２本とあわせて北東から A～G 測線とし、測線 B はvi)の内灘―南砺測線に、測線 D はiv)の犀川―医王山測線である。２次元タルワニ法解析実施測線の位置を図 27 に示す。

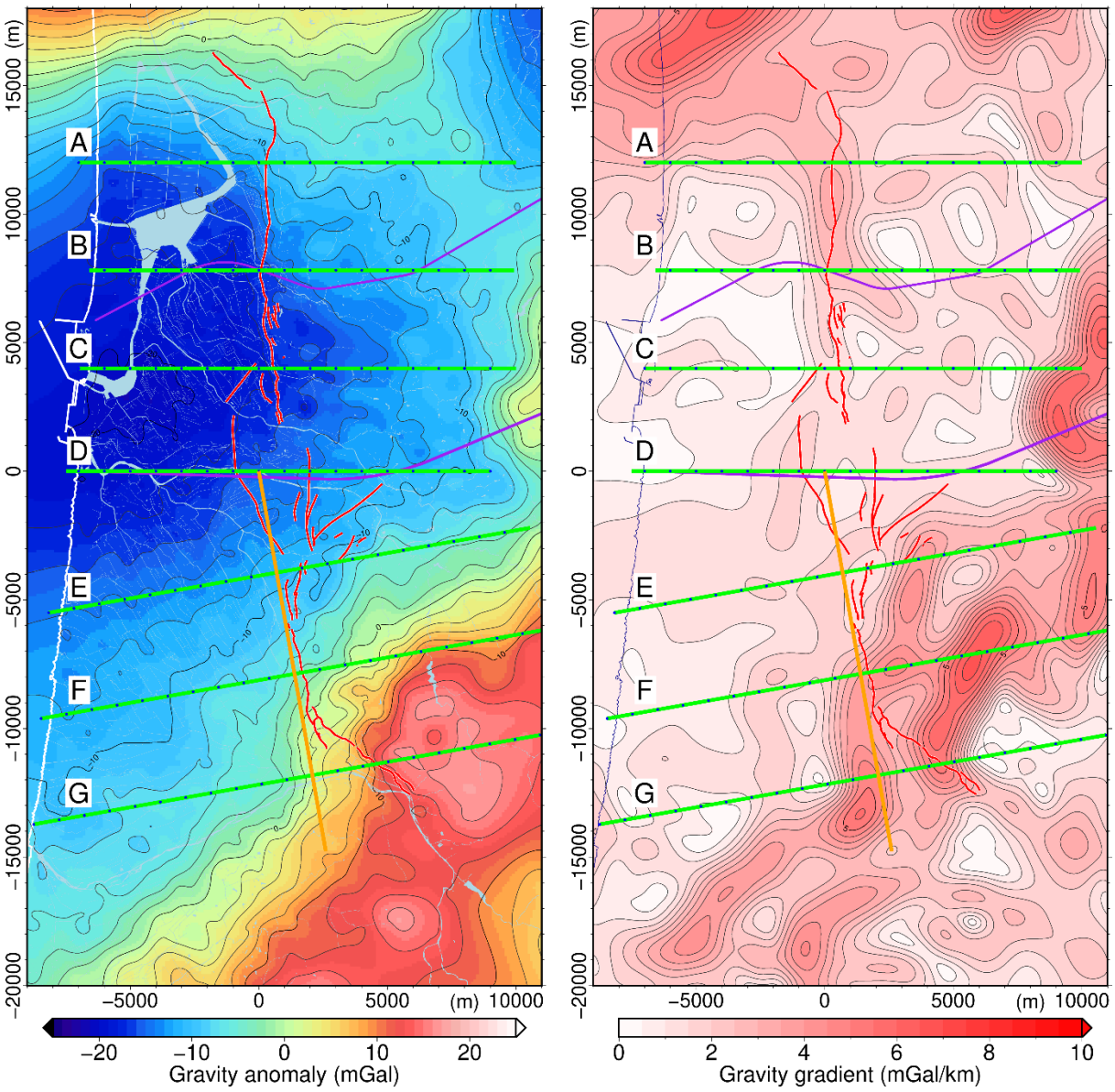


図 27　森本・富樫断層帯を横切る２次元タルワニ法解析測線の位置。紫線は地震波探査測線の内灘―南砺測線（上）と犀川―医王山測線（下）、緑線は２次元タルワニ法解析測線、赤線は活断層の地表トレース位置、オレンジ線は測線 E～G における横軸の０m の位置を示す。(左)遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布。(右)水平一次微分分布。

２次元タルワニ法解析は vi)の内灘―南砺測線における解析と同様に密度構造を４層で構成し、それぞれの密度についても iv)および vi)と同じ密度値を用いた。地質図から得られる表層地質および隣接する測線の密度構造を参照し、隣接する密度構造間で大きな差異が生じないように密度構造を作成することとした。断層付近の重力変化について２次元タルワニ法解析による計算重力異常値と観測重力異常値を合わせることを優先し、南東部

の丘陵部分での第４層より下位の密度構造により計算重力値と観測重力値が合わない範囲についてはここでの解析では考慮しないこととした。

viii) 森本・富樫断層帯に直交する測線での２次元タルワニ法解析の結果

vii)で設定した各測線について２次元タルワニ法解析結果について記す。

測線 A は森本断層の北部、犀川―医王山測線から 12 km 北東側に位置する。観測重力異常値は森本断層を横切る約１km の範囲で約４mGal の局所的な変化を示す。測線 A について２次元タルワニ法解析により推定される地下密度構造と計算重力異常値及び観測重力異常値を図 28 に示す。推定される地下密度構造は測線 B の内灘―南砺測線と類似し、森本断層付近で地層の勾配や深度変化を設定することで観測重力異常値と合う結果が得られる。測線 A 沿いでは森本断層は断層から離れた丘陵部について大桑層と高窪層との境界がほぼ水平に近いことが地質図から推定され、平野部での観測重力異常値の変化も小さいことから、密度構造の変化は断層近辺のみであると推定される。測線 A は測線 B と同様の地下密度構造をもつことから、森本断層に沿って同様の地下密度構造が連続的に続いていると推定される。

測線 B は森本断層の中央部を横切り、内灘－南砺測線に相当する。測線は内灘－南砺測線と都市圏活断層図（東郷・他, 1998）による森本断層推定位置との交点を通り、犀川－医王山測線から 7.815 km 北東側に位置する。測線 B について２次元タルワニ法解析により推定される地下密度構造と計算重力異常値及び観測重力異常値を図 28 に示す。解析結果は vi)に記したように、２次元タルワニ法解析による計算重力異常値は観測重力異常値と良く一致し、地震波探査結果で得られた地下の層構造に基づく密度構造及び各層の密度値が適切であることを意味する。測線沿いの平野部で観測重力異常値の変化がほぼ見られないことから、地下密度構造はほぼ水平かつ層厚もほぼ一定で各層が堆積していると考えられる。

測線 C は森本断層の南部、犀川―医王山測線から４km 北東側に位置する。測線 C,D について２次元タルワニ法解析により推定される地下密度構造と計算重力異常値及び観測重力異常値を図 29 に示す。測線 C 沿いでは森本断層近辺での観測重力異常値の局所的な変化は測線 A や B と比べて小さい。また、平地では重力変化がほとんど見られず丘陵部でほぼ一定の観測重力異常値の水平勾配を示すことから、測線 C の地下密度構造は測線 B の地下密度構造と大きく異なるものではないが、測線 D の犀川―医王山測線の地下密度構造に近いと推定される。丘陵部の地下密度構造としては大桑層から上位にかけての堆積層が傾斜を伴って広がると推定されるが、高窪層についてはこれより南では対象地域における地質図（1:200000 地質図幅金沢）（鹿野・他, 1999）に表れないことや利用可能なボーリング結果がないことから測線 C 沿いにおける地下での高窪層の存在に関する情報が得られないため、測線 B 及び D を参考に第２層の形状を設定した。断層近辺での局所的な観測重力異常値の変化量の小ささから、断層運動により生じる地層の褶曲に伴う鉛直変位量は森本断層の中部（測線 B）や北部（測線 A）と比較して小さいと推定され、２次元密度構造での褶曲構造は測線 D の構造と類似している。

測線 D は野町断層を横切るように設定され、犀川―医王山測線とほぼ重なる。iv)で示したように地震波探査によって得られた地下密度構造では測線沿いの観測重力異常値の変

化を説明できないが、iv)での第４層と第５層との境界深度を変更することによって観測重力異常値に近い計算重力異常値を示す２次元密度構造を作成した。測線沿いの観測重力異常分布は野町断層の地表推定位置両端約５km の範囲で８mGal 程度と緩やかに変化する。この観測重力異常値の変化を作る２次元密度構造として、第３層の厚さを図 29 に示すようにやや薄くする、つまり構造変更範囲の密度をより大きくすることで計算重力異常値と観測重力異常値との差を小さくすることができる。

測線Ｅは野町断層と富樫断層の境界部分を横切る測線であり、犀川―医王山測線から富樫断層の走向方向へ４km 南南西側に位置する。測線 E について２次元タルワニ法解析により推定される地下密度構造と計算重力異常値及び観測重力異常値を図 30 に示す。測線 E では観測重力異常値の水平勾配が最大となる向きが北北西方向であり、野町断層の傾斜方向と大きく異なる。また、地質図において卯辰山層から下位層にかけて北西方向へ大きく傾斜した分布を示している（地質調査所, 1959)。そのため、地下構造が測線に沿った２次元構造とする２次元タルワニ法の仮定が成り立たないことに留意する必要がある。測線沿いの観測重力異常値の分布として、地質図にて大桑層と中・下部中新統堆積層との境界付近（横軸２～３km 付近）で比較的大きな観測重力異常値の水平勾配が見られるが、地表での地質境界として地質図を参考にした図 30 に示される地下密度構造では海側に約１km ずれた位置で計算重力異常値の水平勾配が大きくなる。断層近傍から海側にかけては観測重力異常の変化が緩やかであることから、地下密度構造についても断層付近での地層の褶曲に伴う鉛直変位量は小さいと考えられ、測線 A～D の構造とは異なる可能性が考えられる。

測線 F は富樫断層の中央部を横切る測線であり、犀川―医王山測線から８km 南南西側に位置する。測線F,Gについて２次元タルワニ法解析により推定される地下密度構造と計算重力異常値及び観測重力異常値を図 31 に示す。測線 F 上の地質分布は、丘陵部で中・下部中新統堆積層が大きな勾配を示しており、平野部は手取川扇状地堆積物が分布する。地下密度構造は平野部において扇状地堆積物と中・下部中新統堆積層との層厚の比率は明確ではないが、図 31 に示されるように平野部において中・下部中新統堆積層が海に近づくにつれて厚くなるとともに、丘陵部にて地質図でみられる範囲で中・下部中新統堆積層が富樫断層近辺で傾斜して存在する地下密度構造を仮定すると、２次元タルワニ法による計算重力異常値と観測重力異常値が断層付近でほぼ一致する。この断層付近での傾斜構造は測線 E の地下密度構造と類似する。また富樫断層から丘陵方向へ約４km より離れた範囲では観測重力異常値が計算重力異常値よりかなり大きくなるが、地質図に示される医王山層より下位のより高密度の安山岩―デイサイト質溶岩・火砕岩やより下位の基盤岩などが浅い領域に存在する影響であると考えられる。

測線Ｇは富樫断層の南端付近に位置する測線であり、犀川―医王山測線から 12 km 南西側に位置する。測線Ｇ沿いでは、富樫断層の地表推定位置は東の丘陵に沿って曲がっており、図 27（左）の観測重力異常値及び図 27（右）の水平一次微分分布図の分布は、富樫断層地表推定位置とそこから約３km 丘陵側の２ヶ所で大きな水平勾配を示す。これら２つの大きな水平勾配について、図 27（右）の水平一次微分の分布図で測線 F から連続して伸びる水平一次微分値の大きな帯は西側の水平勾配が大きな部分につながっている。このことから、測線Ｆで推定される中・下部中新統堆積層が傾斜する領域は、測線Ｇ沿いで

は図 31 に示されるように地表推定断層位置より２km 程度西側で扇状地堆積物の下に存在すると推定される。また、東側の観測重力異常値の水平勾配が大きい原因として、医王山層より下位のより高密度の安山岩―デイサイト質溶岩・火砕岩やより下位の基盤岩などが浅い領域に存在するためと考えられる。

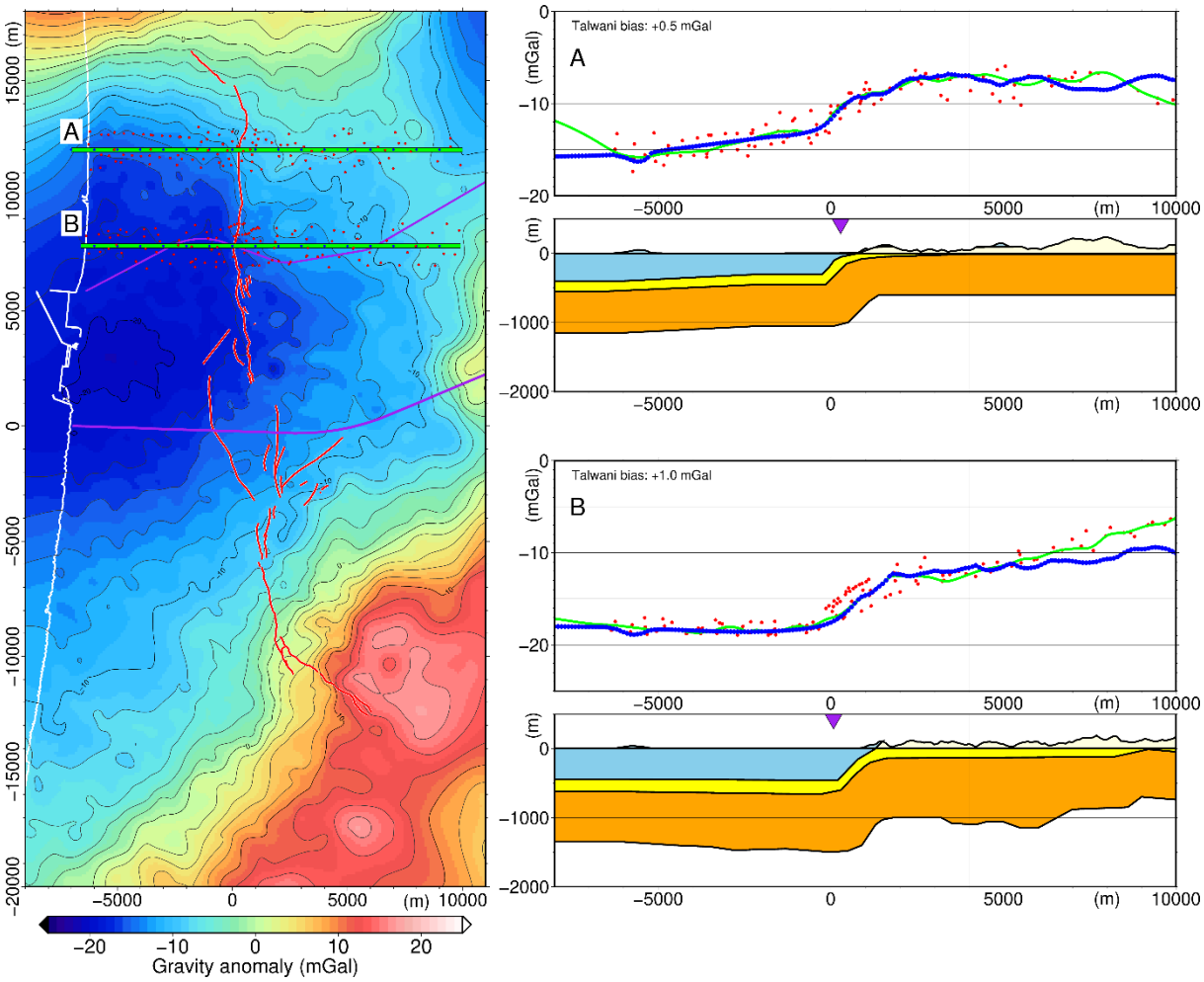


図 28　森本・富樫断層帯を横切る２次元タルワニ法解析測線 A, B の解析結果。（左）遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布。紫線は地震波探査測線の内灘―南砺測線（上）と犀川―医王山測線（下）、緑線は２次元タルワニ法解析測線 A, B、赤線は活断層の地表トレース位置をそれぞれ示す。（右上）測線 A における２次元タルワニ法解析結果。（右下）測線 B における２次元タルワニ法解析結果。それぞれ、（上）緑線：遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布、青線：２次元タルワニ法解析による計算重力値、赤点：測線沿いの測定点における重力値、（下）２次元タルワニ法解析に用いた地下密度構造断面図。水色、黄色、オレンジ色、白色はそれぞれ第１層から第４層の領域、紫三角は地表活断層推定位置を示す。

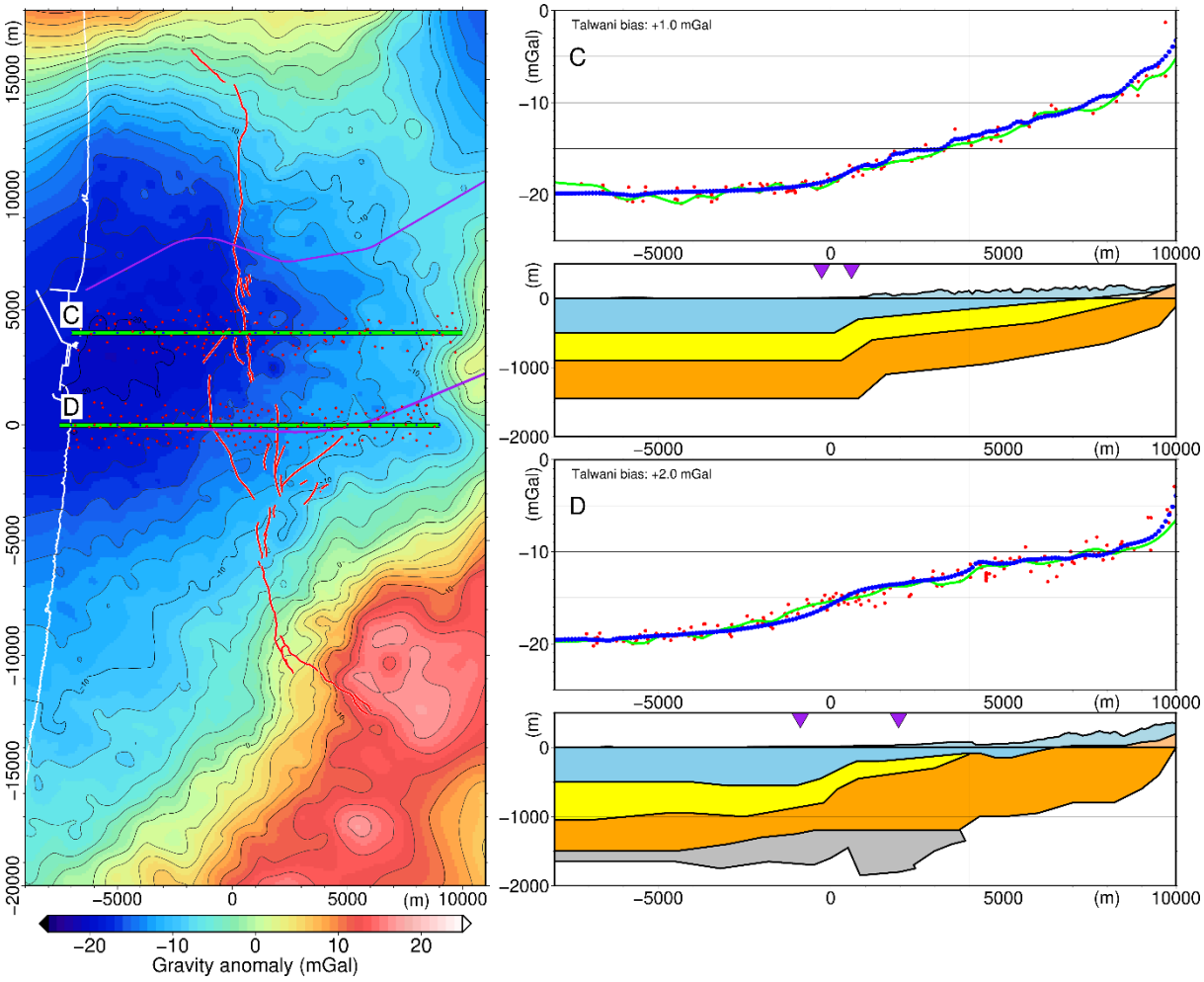


図 29　森本・富樫断層帯を横切る 2 次元タルワニ法解析測線 C, D の解析結果。
測線 D における下図灰色は犀川―医王山測線の解釈深度断面（石山・他, 2023）から第 4 層への形状変更部分を示す。その他の詳細は図 28 と同じ。

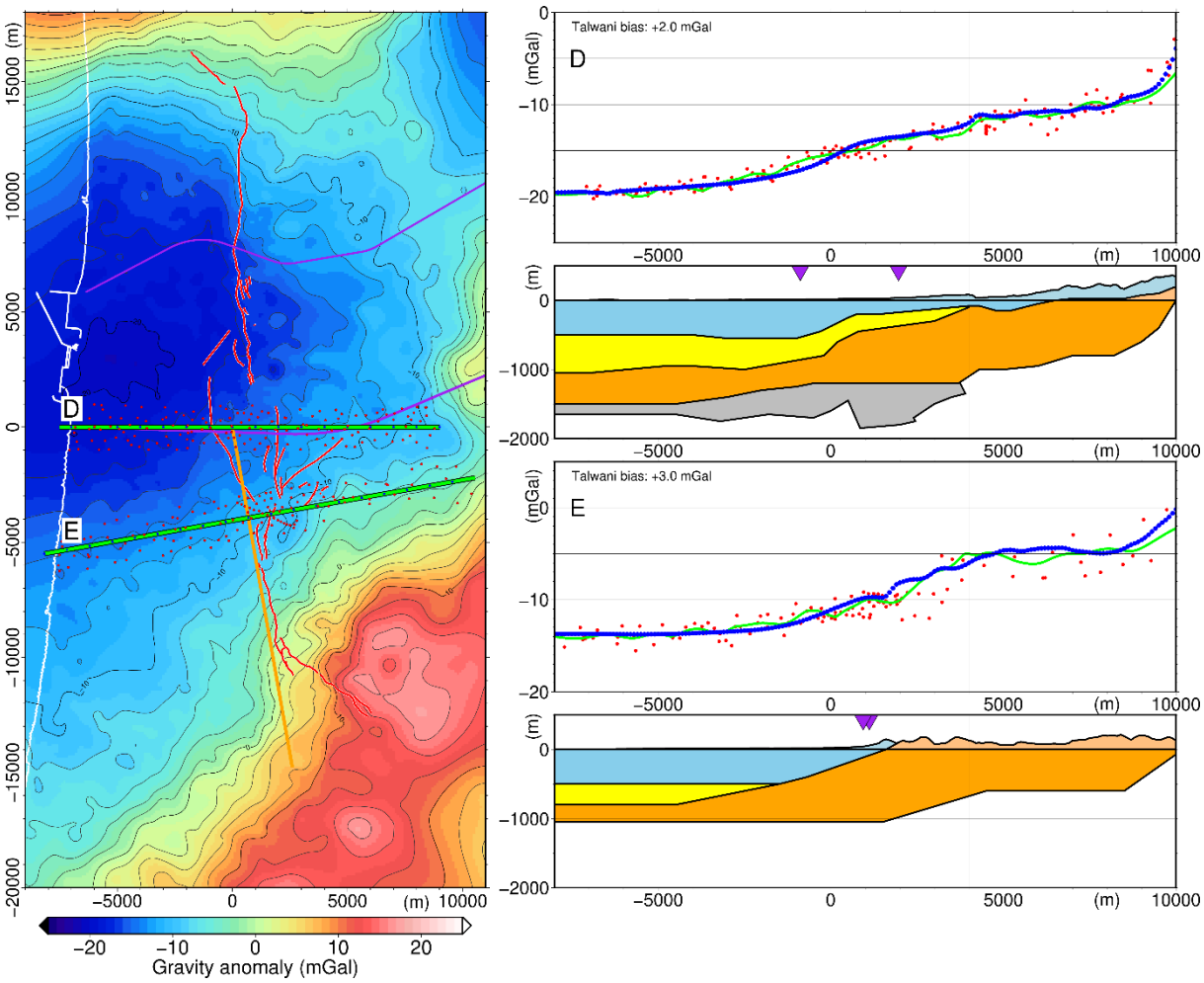


図 30　森本・富樫断層帯を横切る 2 次元タルワニ法解析測線 D, E の解析結果。
左図におけるオレンジ線は測線 E～G における横軸 0 の位置を示す。その他の詳細は図 29 と同じ。

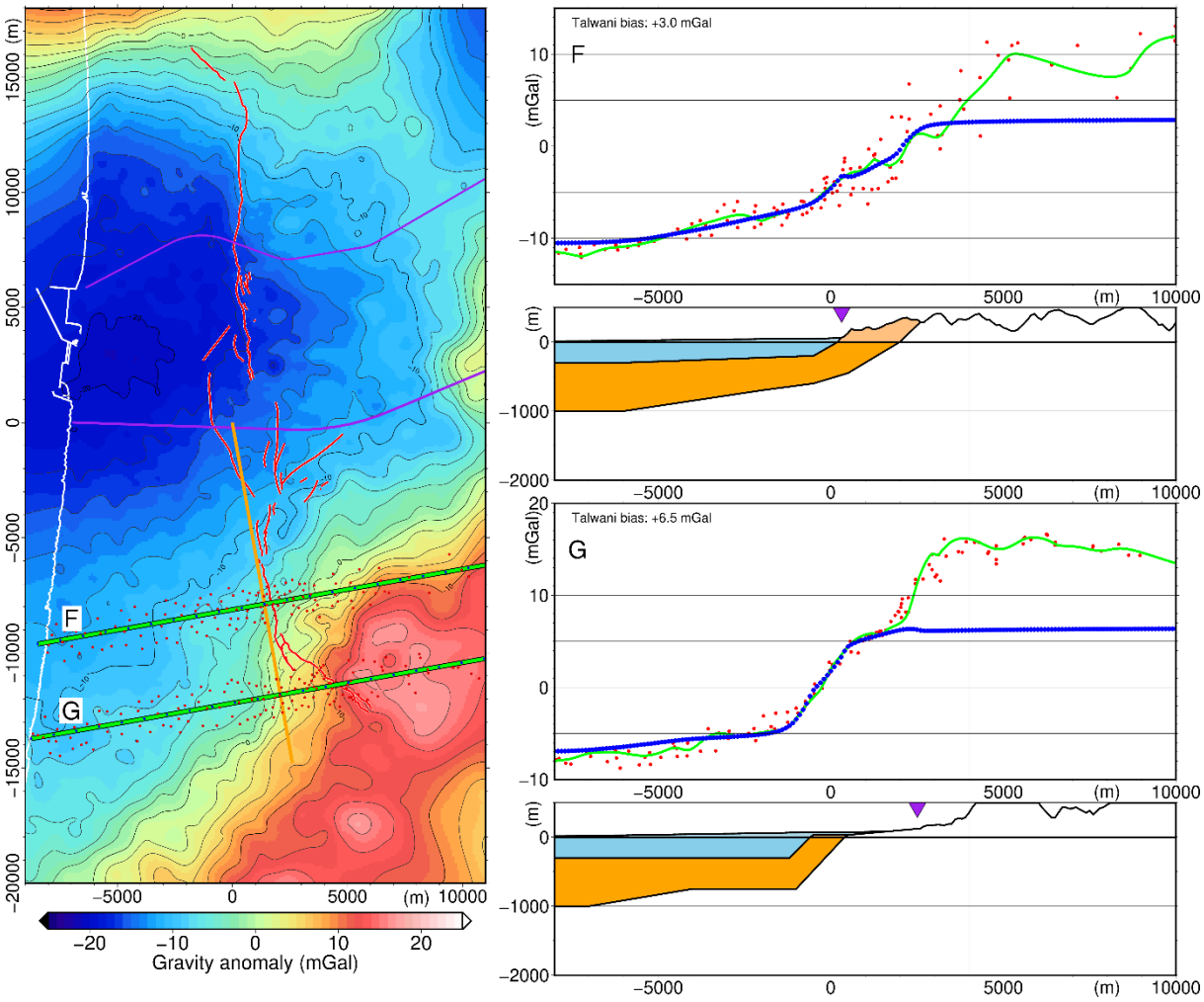


図 31　森本・富樫断層帯を横切る 2 次元タルワニ法解析測線 F, G の解析結果。
詳細は図 30 と同じ。

5) Scintrex CG-３M 型重力計の精度の検定

金沢大学が所有し今回の測定に使用する Scintrex CG-３M 型重力計(S/N:9507302)には、重力値の大きさに依存して測定重力値が線形的に変化するバイアスがみられる。そのため、重力測定点での正確な重力値を得るためには、重力測定精度の検定を実施し、それから得られる補正係数が必要となる。そのため、令和５年度にひきつづき金沢大学所有の Scintrex CG-３M 型重力計(S302)の動作確認及び精度検定を目的として、既知の重力値が公開されている複数の一等重力点（国土地理院, 2023）と一等重力点金沢との重力値の差の測定を実施した。測定を実施した一等重力点は、一等重力点金沢の重力値と大きく異なる重力値が得られる北海道および新潟に設置された８点の一等重力点である。加えて、山梨県富士山科学研究所周辺の３点で実施された絶対重力測定結果と比較を行うことで精密な重力計検定測定を実施した。それぞれの測定点分布を図 32 に示す。

北海道および新潟での重力測定は令和６年５月 15 日から５月 21 日にかけて実施した。一等重力点金沢と検定に用いた一等重力点との重力値の差と、２点間の正確な重力差と金沢大学所有の Scintrex CG-３M 型重力計による測定重力差とのずれ、とをプロットしたグラフを図 33 に示す。

金沢大学所有の Scintrex CG-３M 型重力計については、これまでも測定される重力値の大きさに比例するずれが確認されており、この重力計が示す１mGal の差に 2.2261×10^{-3} の係数をかけた値を補正値として加えた値を使用している。図 33 に示される検定結果は、今回検定で得られた赤点がこれまでの一等重力点で測定された値で判明しているずれとほぼ同じ値を示している。今回の検定結果を追加して得られた補正係数は、$(2.357\pm0.0274)\times10^{-3}$ となる。昨年度までの検定結果にて得られていた補正係数は $(2.3089\pm0.0279)\times10^{-3}$ であり、補正係数に大きな違いはみられなかった。

山梨県富士山科学研究所周辺の３点では、山梨県富士山科学研究所(MFRI)を起点とし、富士山５合目測定点(SL５ST)および都留文化大学測定点(Tsuru Univ.)にて各２回、測定時間は１時間以上で測定を実施した。絶対重力測定結果と金沢大学所有重力計による測定値との比較の際には、金沢大学所有重力計の読み取り値にドリフト補正、潮汐補正、絶対重力計による測定標高との標高差による鉛直勾配成分の補正を行った値を用いた（図 34)。絶対重力計の結果に対する金沢大学所有重力計の出力値のずれは１mGal あたり 2.466×10^{-3} mGal の差が含まれることが示された。この結果は上記の１等重力点での検定測定結果による補正係数$(2.357\pm0.0274)\times10^{-3}$とほぼ同じ値であった。また、金沢大学所有重力計の補正係数として使用している１mGal あたり 2.2261×10^{-3} の値からの変更を必要としないとする結果となった。

したがって、金沢大学所有の Scintrex CG-３M 型重力計は正常に動作することが確認された。

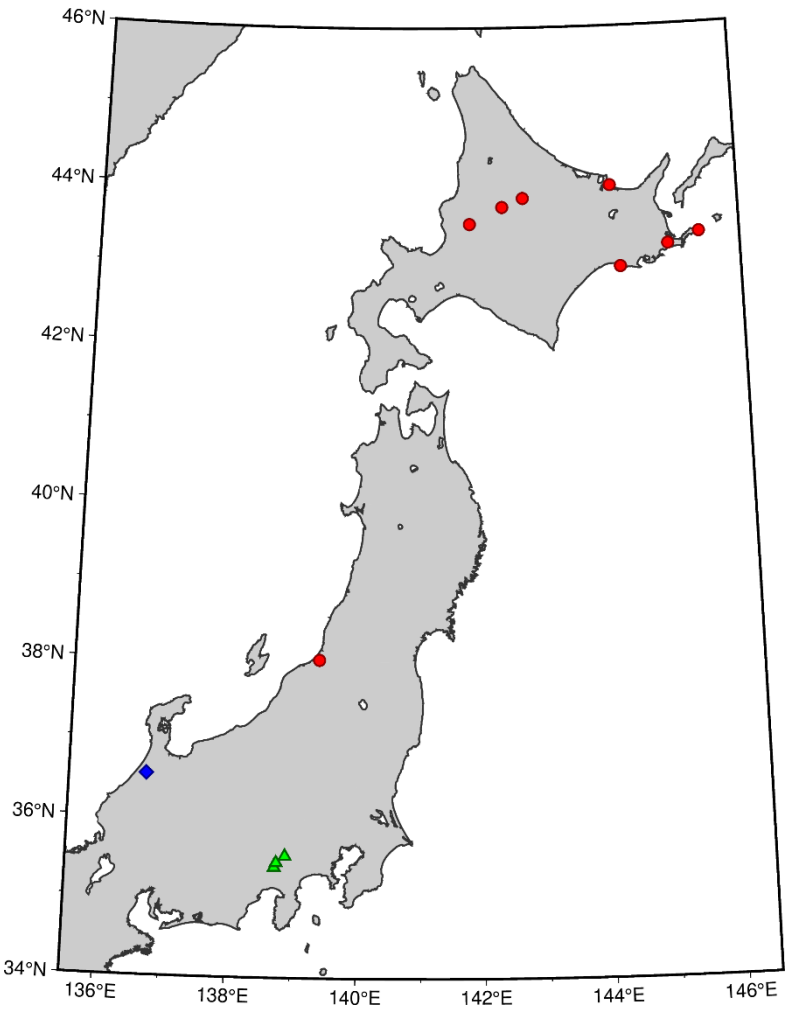


図 32　重力計検定測定を行った観測点。赤点：重力計検定に使用した一等重力点、青点：一等重力点（金沢）、緑点：絶対重力測定結果と比較を行った測定点。

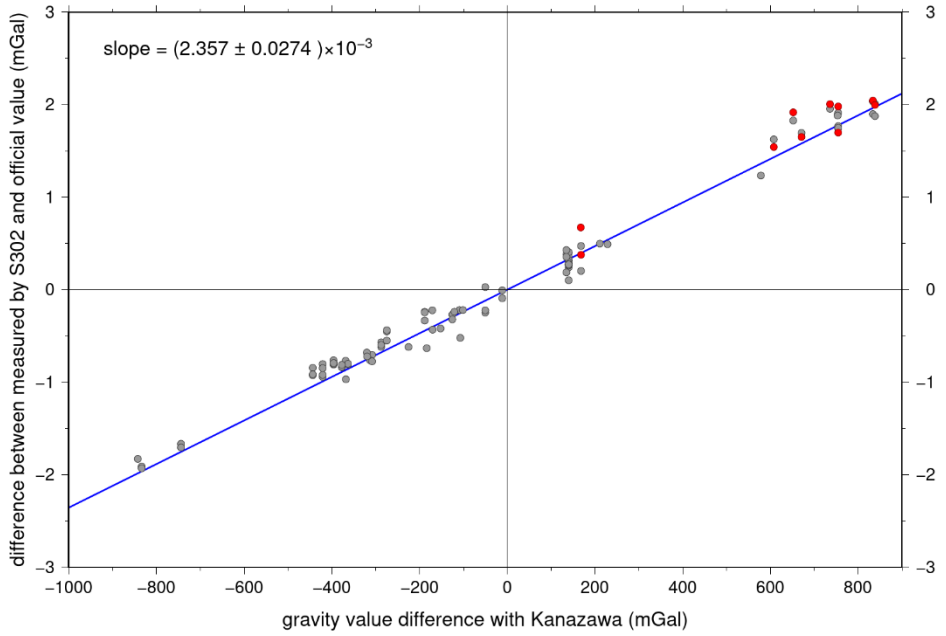


図 33　重力計検定測定の結果。赤点は令和６年度に検定を行った測定値、灰点は既存一等重力点測定値、青線は一等重力点金沢での測定値を原点として最小二乗法により得られた回帰直線を示す。横軸：一等重力点金沢と検定に用いた一等重力点との重力値の差、縦軸：２点間の正確な重力差と金沢大学所有の Scintrex CG-３M 型重力計による測定重力差との差。

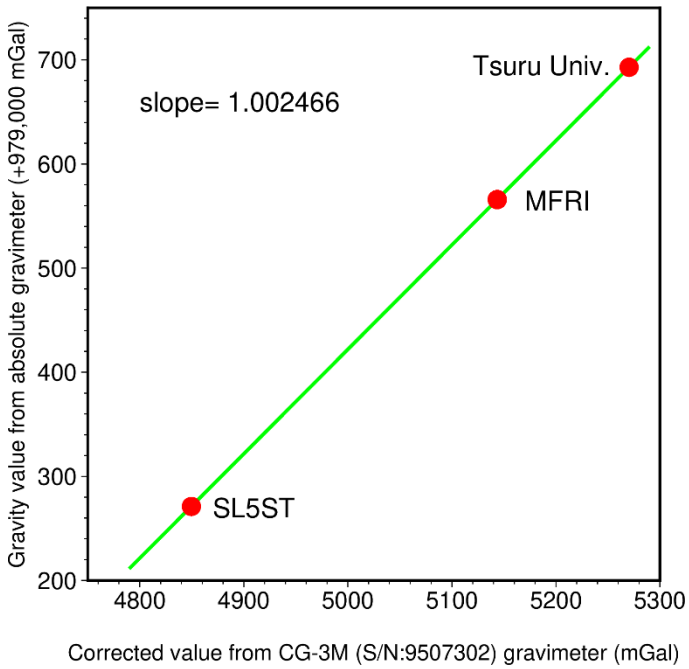


図 34　富士山検定ラインにおける金沢大学が所有する Scintrex CG-３M 型重力計による測定重力値と絶対重力計による測定重力値との比較。 MFRI は山梨県富士山科学研究所の基準点（基準重力点富士吉田）、 SL5ST は富士山五合目の測定点、Tsuru Univ.は都留文化大学測定点における測定結果を示す。

（c）結論

令和５年度に引き続き、森本・富樫断層帯周辺で重力測定を行い、295 点の新規重力データを追加した。また、既存データの精査を行い、誤りが含まれると推測される重力データ 248 点について除去を行い、そのうち 76 点について同一地点にて再重力測定を行い、重力データを得た。これらの重力データを加えた重力異常図及びその勾配図を作成し、森本・富樫断層帯及び周辺の活断層に関する重力異常の特徴を抽出した。森本・富樫断層帯は全体として、重力異常図では断層構造の特徴が明瞭ではないが、堆積盆の構造を示す低重力異常域に断層帯が区画されている。また、森本・富樫断層帯の傾斜方向の重力異常の勾配からは森本断層及び野町断層については断層構造に起因する可能性のある重力異常が見られるが、富樫断層では不明瞭であった。断層周辺での重力異常の特徴が不明瞭であることは、基盤における鉛直方向の断層変位が小さい可能性を示唆する。さらに勾配図の特徴から、森本・富樫断層帯の断層構造は邑知潟断層帯の断層構造と連続しないと考えられる。

観測重力異常分布に基づき森本・富樫断層帯周辺地域において３次元重力インバージョン解析を行い、２層構造を仮定した場合の２層の境界深度分布の推定を行った。複数例の初期深度分布及び密度差に対して解析を行った結果、反射方地震探査と概ね整合的であり、観測重力異常分布を説明する境界深度分布が得られた。

また、令和４年度実施の反射法地震探査測線である犀川－医王山測線及び令和５年度実施の内灘―南砺測線にて２次元タルワニ法解析を行った。内灘―南砺測線では、反射法地震探査結果に基づく２次元密度構造により測線沿いの観測重力異常値を概ね説明可能であり、反射法地震探査から推定された層構造は重力異常の観点から妥当であることを確認した。犀川－医王山測線では、観測重力異常値を説明するために最深部の層境界において反射法地震探査結果に基づく２次元密度構造の修正が必要であったが、堆積層の層構造は妥当であることが確認できた。これらの結果を参照し、反射法地震探査測線以外の森本・富樫断層帯の直交する５測線においても２次元タルワニ法解析を行い、森本断層及び野町断層は類似の密度構造が連続するが、富樫断層は異なる構造を示す可能性を持つことが分かった。

金沢大学所有の Scintrex CG-３M 型重力計による重力測定精度の検定を目的として、北海道、新潟の一等重力点での重力測定を実施するとともに、富士山周辺の絶対重力測定点においての検定測定を行った。その結果、本調査で使用する重力計の測定精度に問題がないことを確認した。

（d）引用文献

物理探査学会，物理探査ハンドブック，物理探査学会，462pp，1998.

平松良浩・澤田明宏・宮川歩夢・杉井天音・福岡光輝・陣出湧也・高野彩香，３．１．２ 重力探査に基づく地下構造調査，文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，森本・富樫断層帯の重点的な調査観測 令和５年度報告書，102-127，2024.

本多亮・河野芳輝，日本列島周辺の海陸統合 50Mメッシュ地形データの作成とそれを用いた海陸重力地形補正，測地学会誌，51，33-44，2005.

本多亮・澤田明宏・古瀬慶博・工藤健・田中俊行・平松良浩，金沢大学重力データベースの公表，測地学会誌，58(4)，153-160，2012.

石山達也・他 11 名，３．１．１ 活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査，文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，森本・富樫断層帯の重点的な調査観測 令和４年度報告書，6-65，2023.

石山達也・他 11 名，３．１．１ 活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査，文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，森本・富樫断層帯の重点的な調査観測 令和５年度報告書，6-101，2024.

伊藤康人・山下透・檀原徹・長崎康彦・渡辺真人・荒戸裕之，基礎試錐「金沢沖」の中新世火山岩類について―背弧海盆拡大期の火成活動―，石油技術協会誌，59，6，509-518，1994.

鹿野和彦・原山智・山本博文・竹内誠・宇都浩三・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久，20 万分の１地質図幅「金沢」，地質調査書，1999.

紺野義夫（編），石川県地質誌，新版・石川県地質図（10 万分の１）説明書，石川県・北陸地質研究所，1993.

国土地理院，重力データ検索（http:vldb.gsi.go.jp/sokuchi/gravity/grv_search/gravity.pl），2002.（2002 年９月１日閲覧）.

国土地理院，基盤地図情報数値標高モデル 10 m メッシュ（標高）（https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php），2014.（2014 年７月 16 日閲覧）.

国土地理院，基盤地図情報数値標高モデル ５m メッシュ（標高）（https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php），2014.（2014 年７月 16 日閲覧）.

国土地理院，基準点成果等閲覧サービス（https://sokuseikagis1.gsi.go.jp/top.html），2023.（2023 年２月６日閲覧）

Longman I. M., Formulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun, J. Geophys. Res., 64(12), 2351-2355, 1959.

村田泰章・宮川歩夢・駒澤正夫・名和一成・大熊茂雄・上嶋正人・西村清和・岸本清行・宮崎光旗・志知龍一・本多亮・澤田明宏，金沢地域重力図(ブーゲー異常)．重力図，No. 33，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2018.

Rama Rao, P., K.V. Swamy and I.V. Radhakrishna Murthy, Inversion of gravity anomalies of three-dimensional density interfaces, Computers and Geosciences, 25, 887-896, 1999.

産業技術総合研究所地質調査総合センター，５万分の１地質図幅「金沢」，1959.

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，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013.
産業技術総合研究所地質調査総合センター（編），20 万分の１日本シームレス地質図，2015 年５月 29 日版，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2015.
Shichi, R. and A. Yamamoto (Representatives of the Gravity Research Group in Southwest Japan), Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM), Bull. Nagoya University Museum, Special Rept., No.9, 2001.
Talwani, M., J. Wozel and M. Landisman, Rapid computation for two dimensional Bodies with application to Mendocino Submarine Fracture Zone, J. Geophysical Res., 64, 49-59, 1959.
東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤祥，1:25000 都市圏活断層図「金沢」，国土地理院，1998.
山田来樹・高橋俊郎，北陸地方における日本海拡大期火成活動の時空変遷：漸新世～中期中新世火山岩類の層序，年代，岩石学的特徴，地質学雑誌，127(9)，507-525，2021.
Yamamoto, A., R. Shichi and T. Kudo, Gravity Database of Japan (CD-ROM), Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu University, Special Publication, No.1, 2011.
Wessel, P., J.F. Luis, L. Uieda, R. Scharroo, F. Wobbe, W.H.F. Smith and D. Tian, The Generic Mapping Tools version 6. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20, 5556-5564. https://doi.org/10.1029/2019GC008515, 2019.
地質調査所，５万分の１地質図幅「金沢」，1959.

(3) 令和４～６年度の成果

(a) 業務の要約

1) 森本・富樫断層帯周辺における重力探査

森本・富樫断層帯の周辺域において、既往重力データ分布に基づき新規重力測定点配置を検討し、既往重力データの少ない地域を主として 1071 点の新規重力データを得た。

2) 森本・富樫断層帯周辺における既往重力データの検証

1)にて実施した森本・富樫断層帯周辺での稠密な重力探査の結果、DEM データや隣接する重力データとの比較により、測定精度が低いと考えられる既往重力データが抽出可能となり、それらの測定点での重力測定の再実施または測定値の除去処理を行った。

3) ３次元重力インバージョン解析による密度構造の推定

金沢平野周辺で得られた重力異常分布から、異なる密度からなる２層構造を仮定した３次元重力インバージョン解析を行い、２層の境界深度分布を推定した。

4) ２次元タルワニ法による密度構造の検討

サブテーマ１．１により令和５年度に実施された反射法地震探査測線である内灘－南砺測線の解釈深度断面から２次元密度構造を作成し、２次元タルワニ法解析による計算重力異常値と内灘－南砺測線沿いの観測重力異常値の比較から、測線での２次元密度構造について検討を行った。さらに、森本・富樫断層帯に直交する複数測線での２次元タルワニ法解析によって、断層近傍での重力異常値の変化と密度境界深度の変化の比較を行った。

5) Scintrex CG-３M 型重力計の精度の検定

一等重力点金沢の重力値と大きく異なる重力値が得られる一等重力点または絶対重力測定点にて重力測定を実施し、重力値の差の比較から本研究で用いる Scintrex CG-３M 型重力計の測定精度に問題がないこと、および令和６年能登半島地震が森本・富樫断層帯周辺にて重力値の影響がみられないことを確認した。

(b) 業務の実施方法

業務項目は、下記の５項目とした。

1) 森本・富樫断層帯周辺における既往重力データの精査
2) 森本・富樫断層帯周辺における重力探査
3) ３次元重力インバージョン解析による密度構造の推定
4) ２次元タルワニ法解析による密度構造の検討
5) Scintrex CG-３M 型重力計の精度検定

各項目の実施方法は以下のとおりである。詳しくは次節「(c)業務の成果」で述べる。

1)では、既往重力データに令和４年度からの業務により得られた新規重力データを加えた稠密な重力データを構築し、DEM データや隣接する重力データとの比較により、既往重力データに含まれる測定精度が低いと考えられる重力データを抽出し、それらの測定点での再重力測定または測定値の除去を行う。

2)では、森本・富樫断層帯周辺における既往重力データ分布に基づき、新規重力測定

点配置を検討し、河北潟から手取川にかけての金沢平野、森本・富樫断層帯沿いの丘陵部について既往重力データが少ない地域にて重力測定を実施する。あわせてサブテーマ１．１にて行われた地震波探査測線周辺にて重力測定を実施する。

3)では、金沢平野周辺で得られた重力異常分布から、２層構造を仮定し、初期平均境界深度及び２層の密度差の複数の組み合わせにおいて、３次元重力インバージョン解析を行い、２層の境界深度分布の推定を行う。

4)では、サブテーマ１．１の反射法地震探査測線である犀川―医王山測線および内灘―南砺測線に沿う断面において、２次元密度構造を作成し、２次元タルワニ法解析による計算重力値と観測重力値との比較により、２次元密度構造の検討を行う。また、反射法地震探査測線以外の森本・富樫断層帯に直交する測線を５本設定し、各測線において２次元タルワニ法解析を実施し、２次元密度構造を検討する。

5)では、本調査で用いる Scintrex CG-３M 型重力計の測定精度の確認を目的として北海道及び富士山の一等重力点または絶対重力測定実施点にて重力測定を実施し、重力値の差の比較から測定精度の検定を行なう。

（c）業務の成果

1）森本・富樫断層帯周辺における既往重力データの精査

i）既往重力データに含まれうる誤重力データについて

解析に使用する重力データとしては、令和４年度から令和６年度にかけて観測を行ったデータ（図 35）の他に、既往重力測定点分布（本多・他, 2012、国土地理院, 2002、産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013、Yamamoto et al., 2011、Shichi and Yamamoto, 2001)を合わせて用いる。しかし、これらの既往重力データは GNSS 利用可能以前に測定されたものも多く、それらの一部には地図からの位置情報の判読誤り、コンピュータへの入力ミスによる誤り、重力計を用いた測定時の数値読み取りの誤り及び記載ミス等の可能性がある。これらの誤りは、該当測定点の周辺に精度の良い重力データが存在すれば、重力値の不自然な差として抽出可能であるが、これまでは測定点分布が疎であったために、そのような重力データが局所的な地質構造による真の値か、誤重力データかの識別が困難であった。

ii）精査手順

重力データには測定点の位置情報および重力値が含まれる。重力値は位置情報によって補正された値であるため、位置情報の正確さが誤重力データを抽出する上で重要になる。測定の多くが道路上にて行われることから、位置情報の緯度と経度で示される点が地図上にて道路上ではなく、アクセス困難な場所にある場合、その測定点の緯度と経度の情報は誤りである可能性が高く、その重力データも誤データである可能性が高い。また、位置情報の標高値は、DEM データとの数値的な差分が可能であり、誤重力データの自動抽出が可能である。

誤重力データ抽出の作業手順は以下のとおりである（図 36)。

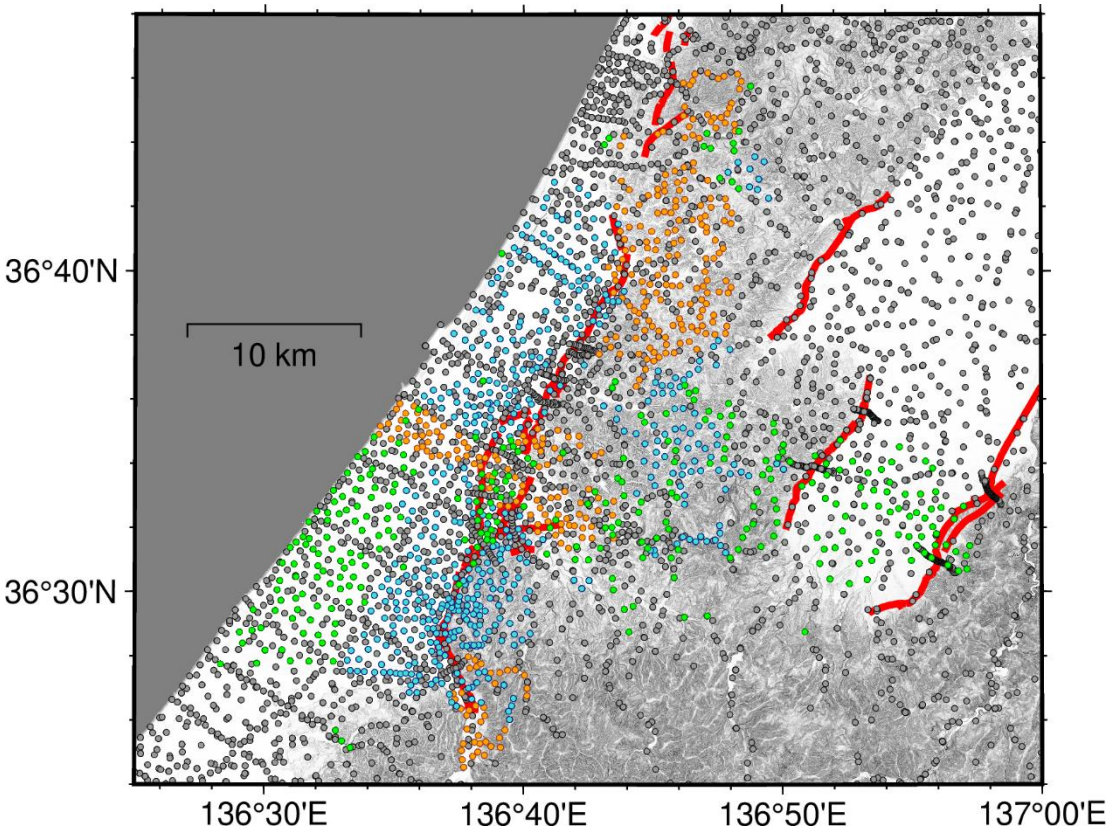


図 35　森本・富樫断層帯周辺の令和４年度の調査における重力測定点（オレンジ丸）、令和５年度の調査における新規重力測定点（青丸）、令和６年度の調査における新規重力測定点（緑丸）、既往重力測定点（灰丸）、赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

・令和４年度サブテーマ１．１で作成された 0.5 m グリッドの DEM の標高値と重力データに記載された標高値とを比較し、それらの差が５m 以上である点を抽出する。

・抽出された重力データの測定点について、測定点の周囲 1.5 km 程度の範囲でのブーゲー異常分布図、対象測定点が存在しない場合のブーゲー異常分布図、道路境界線が描かれた地形図を作成する。

・地形図から、重力測定に適した場所に測定点が位置するか否かを調べ、水平位置を確認する。不適切な場所に測定点が位置する場合は、水平位置情報が誤っている可能性が高いと判断し、該当する重力データを誤重力データとして除去対象とする。

・0.5 m グリッドの DEM の他に基盤地図情報数値標高モデル 10 m メッシュ及び５m メッシュ（国土地理院）、地形図を参照し、0.5 m グリッドの DEM の標高値の確度を確認する。重力測定後に行われた工事等による地形改変も考慮した上で、重力データに記載されている標高値が誤っている可能性が高いと判断できる場合は、該当する重力データを誤重力データとして除去対象とする。

・上で作成された３種類のブーゲー異常分布図を比較する。地下密度構造の変化による重力異常変化は大きくないと仮定した上で、対象測定点の重力データのみによりブーゲー異常の急変が生じている場合には、周囲の重力データが誤重力データである可能性も考

慮しつつチェックをした上で、対象重力データが誤っている可能性が高いと判断されるならば、その重力データを誤重力データとして除去対象とする。

・上記のチェックによっても誤重力データであるかの判断がつかない重力データについては、再重力測定が容易な場所であれば再測定候補点とし、後日再測定を行う。一方、再重力測定が難しい場所（多くは現在通行不可となっている林道である）の場合は、重力データを除去しない。再測定候補点とした測定点については、再測定された重力データを使用し、再測定を行うことができなかった場合には重力データをそのまま使用した。

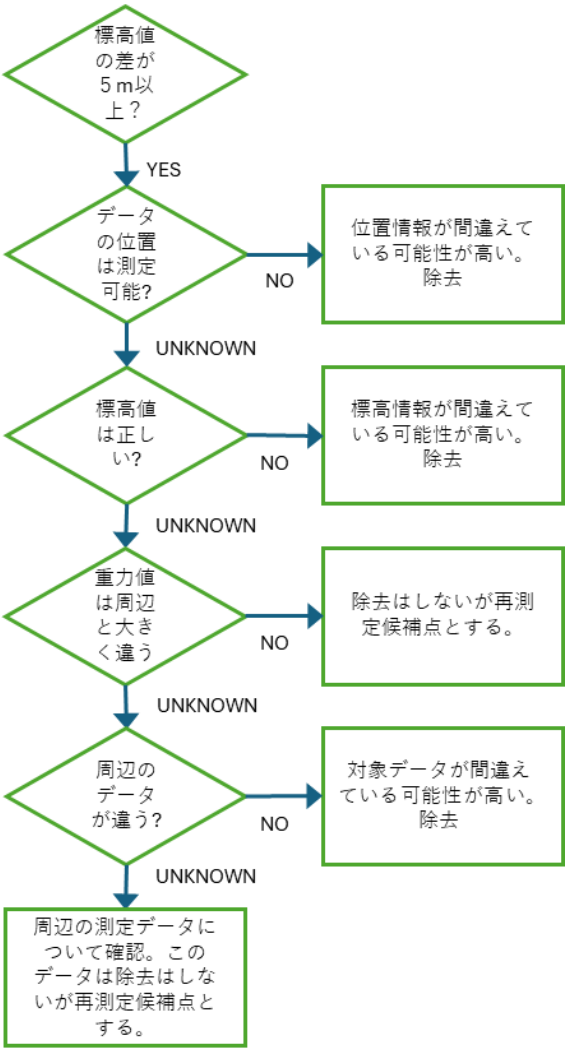


図 36　誤重力データ抽出及び除去手順のフローチャート

iii）既往重力測定点精査による結果

上記 ii)の手順により、誤重力データとして除去した重力データは 248 点である。また、除去とあわせて再測定を行った重力データは 82 点である。除去した重力データの測定点及び再測定を行った重力データの分布を図 37 に示す。また、多くの再重力測定業務以前である令和５年度までの誤重力データ除去前の重力異常分布図と誤重力データ除去後の重力異常分布図をそれぞれ図 38 に示す。誤重力データ除去により重力異常分布図が滑らかになったことが分かる。

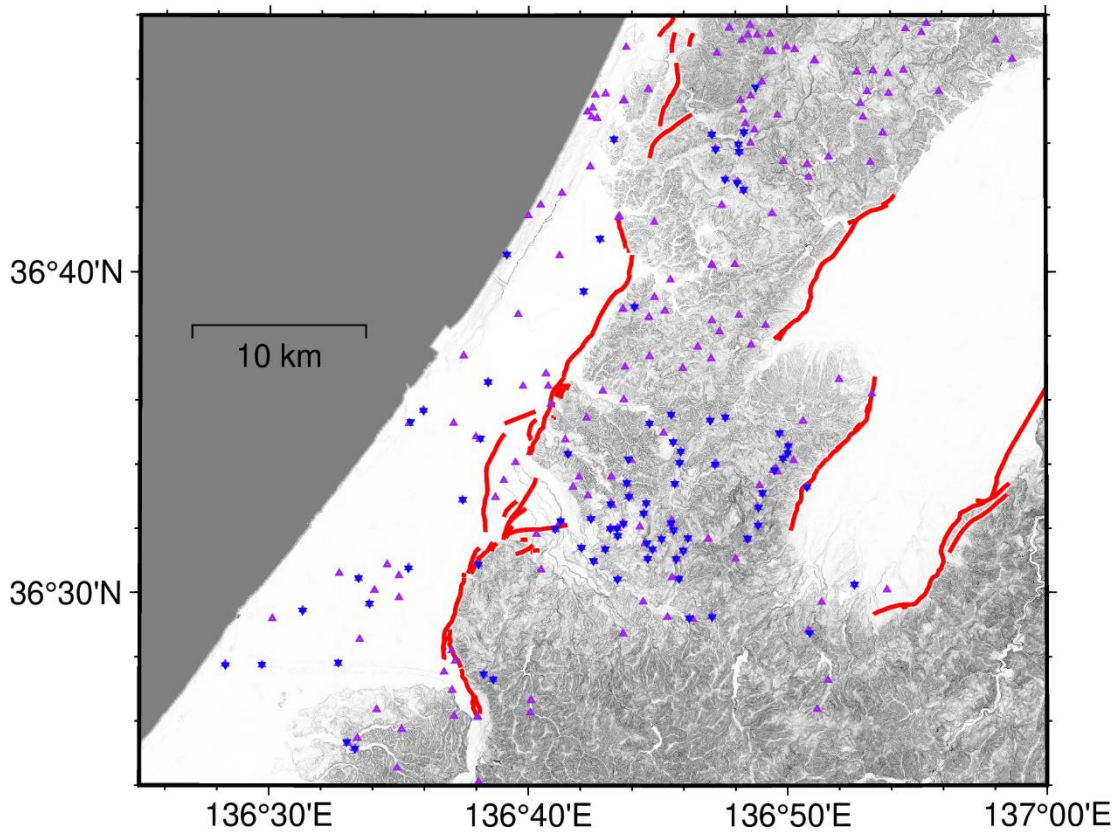


図 37　森本・富樫断層帯周辺の誤重力データと判断し除去対象とした測定点（紫三角）及び再測定点（青逆三角）の分布。赤線は活断層の地表トレース位置（森本・富樫断層帯についてはサブテーマ１．１より引用、以下の図も同様）を示す。

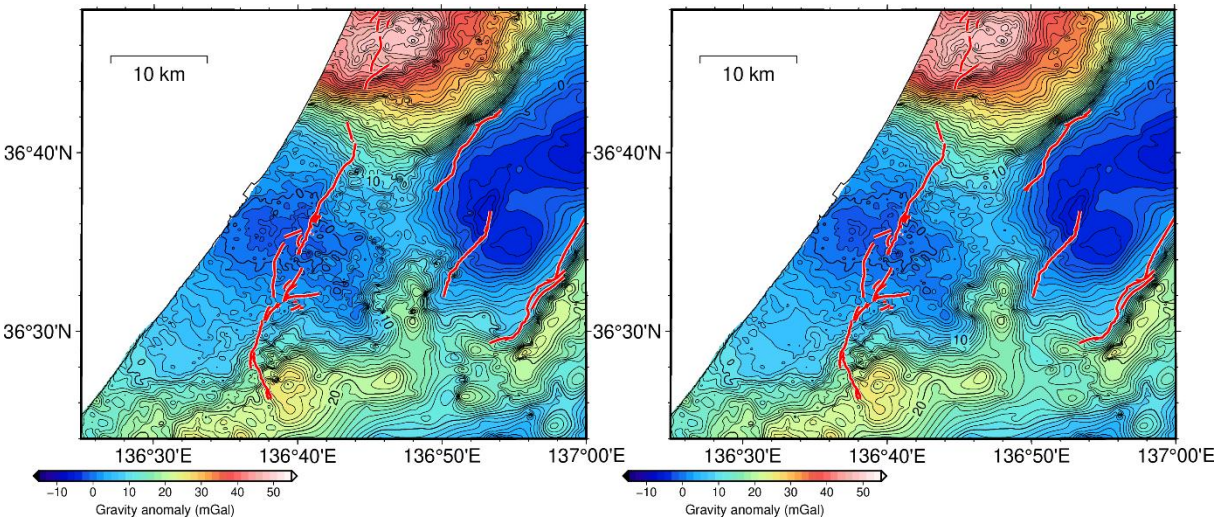


図 38（左）令和５年度までの重力データで作成したブーゲー異常分布図。（右）左図から誤重力データを除去した重力データを用いて作成したブーゲー異常分布図。それぞれブーゲー補正密度は 2300kg/m^3、コンター線の間隔は１mGal である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

2）森本・富樫断層帯周辺における重力探査

i）測定点配置の検討

既往重力測定点分布（本多・他，2012、国土地理院，2002、産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013、Yamamoto et al.，2011、Shichi and Yamamoto，2001)に基づき、森本・富樫断層帯周辺で既往重力測定点が少ない地域を本調査の重力測定候補地域として検討し、令和４年度調査における新規重力測定として、森本断層北端部周辺、富樫断層南端部周辺、野町断層中央部周辺について重点的に実施した。また、令和５年度調査では、新規重力測定を森本断層西側の平野部、富樫断層西側の平野部および東側丘陵部にて重点的に実施し、令和６年度調査における新規重力測定は、富樫断層西側の平野部（主に白山市から川北町にかけて)、及び森本断層東側の丘陵部から砺波平野（主にサブテーマ１．１による内灘－南砺地震波探査測線周辺）にて重点的に実施した。また、1)で行った森本・富樫断層帯周辺における既往重力データの精査により重力データの精度が疑わしい測定点について再測定を合わせて実施した。

新規重力測定点の配置については、車による現地へのアクセスを考慮した上で、計画段階では地図上で約 500 m 間隔（東西 20 秒、南北 16 秒間隔）の格子線を設定し、可能な限り格子毎に１点の重力測定点が分布するよう試みた。また、現地においては計画段階の重力測定地点を参考にして、安全な測定が行えること、GNSS 電波が受信可能なこと、地面の強度や傾斜が Scintrex CG-３M 型重力計の設置に適していることを確認し、重力測定点を決定した。図 35 に森本・富樫断層帯周辺における年度毎の新規重力測定点及び既往重力測定点の分布を示す。

重力測定にて位置情報を決定するために、通信電波状態が可能な場合には RTK 測量を用いた。RTK 測量では、2023 年１月までは基線長解析を行うための RTK 基準点として三脚および 1.955 m 高のポールを用いて金沢大学の敷地内に設置した。基準点のアンテナの位相中心の座標は、経度 136.7063008 度、緯度 36.5424222 度、標高 155.00 m であった。また、2023 年２月以降は金沢大学の敷地内の固定された石碑上のマウントに GNSS アンテナを設置した。石碑上に設置された基準点のアンテナの位相中心の座標は、経度 136.7091463 度、緯度 36.5449163 度、標高 151.94 m であった。これらの RTK 基準点の位置を図 39 に示す。

RTK 測量導入前および RTK 測量が行えない観測点では、位置決定に GNSS による Static 測量を行った。基線長解析の基準点として国土地理院が運用する電子基準点「内灘」、「福光」または「鳥越」の観測結果を参照した。

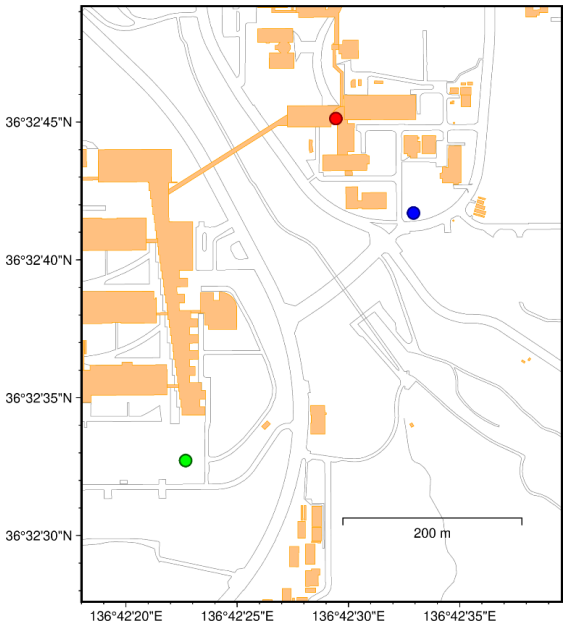


図 39　金沢大学敷地内における RTK 基準点の位置。赤丸は一等重力点金沢、緑丸は 2023 年１月まで、青丸は 2023 年２月以降の RTK 基準点を示す。

ii）重力測定手順

重力測定における作業手順は以下のとおりである。

・重力測定候補地で重力測定点を決定し、重力計の設置を行う。

・重力計の隣（約 0.4 m の距離）に GNSS アンテナの二脚を設置する。

・重力計の設置後に重力測定を行う。１回の重力測定には約 140 秒を必要とする。

・GNSS 受信機を操作し RTK 測量を行う。通常、RTK 測量は 30 秒未満で終了する。測量結果をフィールドノートに記載する。

・フィールドノートに重力測定点周辺の地形や構造物のスケッチ、重力測定結果などを記載する。

・重力測定点および周辺地形の写真撮影を行う。

・重力測定終了後に重力測定時間、重力測定結果および GNSS アンテナと重力計との高度差をフィールドノートに記載し、その後２回目の重力測定を行う。

・２回目の重力測定終了後に重力測定時間および結果をフィールドノートに記載する。重力測定結果の１回目と２回目との差の絶対値が 0.01 mGal 未満ならばこの重力測定点での重力測定を終了し、撤収する。また、差の絶対値が 0.01 mGal 以上ならば引き続き３回目の重力測定を行う。

・３回目の重力測定結果を１回目および２回目の重力測定結果と比較し、３回の重力測定で十分な結果が得られなかった場合には４回目以降の測定を実施する。

・重力計及び GNSS アンテナを撤収する。

iii) 重力値算出に関わる各種の補正

重力測定によって得られた重力値に対して、重力測定の時間、緯度、経度、標高、機器高の各パラメータを用いて、重力計の経時変化に伴うドリフト補正、大気圧補正、潮汐補正の各補正処理を行った重力値を計算する。さらに、その重力値からフリーエア補正、ブーゲー補正及び地形補正の各補正処理を行うことにより、ブーゲー異常値を算出する。ドリフト補正については、１日の測定業務の開始時及び終了時に金沢大学敷地内の一等重力点金沢にて重力測定を行い、潮汐補正及び大気圧補正後の重力値の開始時と終了時の間での変化量から、重力測定値の単位時間あたりの経時変化量としてのドリフト値を計算する。このドリフト値から、当日行った各重力測定値についてそれぞれの測定時間に対応するドリフト補正値を計算し、補正を行う。大気圧補正は、測定点の標高から
$0.87-0.965\times10^{-4}\times$標高(m) (mGal)で計算する。潮汐補正は Longman (1959)に示されるアルゴリズムにより計算を行う。フリーエア補正の補正値としては 0.3086×標高(m) (mGal)を用いる。

iv) ブーゲー補正と地形補正に用いる補正密度

ブーゲー補正及び地形補正には、本多・河野(2005)で示される計算手法に基づき、地形データとして 10 m DEM（国土地理院, 2014）を用いて補正値を計算する。本調査で用いる補正密度は 2300 kg/m^3 である。この値は安山岩起源の堆積岩の密度に近く対象地域周辺の地質構造に適していると考えられる。産業技術総合研究所地質調査総合センターによる金沢地域重力図（ブーゲー異常）の説明書（村田・他, 2018）では補正密度として 2350 kg/m^3、重力図では補正密度として 2300 kg/m^3 の値が用いられており、本調査で用いる 2300 kg/m^3 の補正密度は妥当であると考えられる。

上記の補正値を用いて、ブーゲー異常値（Δg_0”）は以下のように計算される。

$$\Delta g_0'' = g - \gamma + d + G_T + \beta h - 2\pi G\rho h + T_c + C_A$$

ここで、Δg_0” ：ブーゲー異常値 (mGal)、g：観測重力値 (mGal)、γ：正規重力値(mGal)、d：ドリフト補正値 (mGal)、G_T：潮汐補正値 (mGal)、h：標高(m)、βh：フリーエア補正値 (mGal)、G：万有引力定数、$2\pi G\rho h$：ブーゲー補正値 (mGal)、T_C：地形補正値 (mGal)、C_A：大気圧補正値、である。

v) 重力測定結果

令和４年度から令和６年度までの重力測定によって、新規に 1071 点の重力測定データが得られた。ここで、令和４年度において 319 点、令和５年度において 457 点、令和６年度においては 295 点の新規重力測定データが得られた。この中には 1)にて実施された既往重力データの精査によって行われた再測定点として 82 点が含まれる。これらの測定結果によって作成された重力異常分布について、1)の結果と合わせて作成する。

vi) 森本・富樫断層帯周辺における重力異常

ブーゲー異常分布から対象地域外にわたる重力異常の長波長成分を取り除くために、平面トレンド成分を推定し、それを除去する。この処理により、森本・富樫断層帯やその周辺の浅部の地質構造に起因する重力異常分布をより強調して表現することができる。図

40 左上に本研究で得られた新規重力測定点での重力値を含むブーゲー異常図、図 40 右上に平面トレンド成分、図 40 左下に平面トレンド成分を取り除いた重力異常図を示す。本調査地域では大局的には北側で高重力異常、南東側で低重力異常であるため、北西から南東方向へと重力異常値が低下するような平面トレンドが推定され（図 40 右上）、結果的に北側と南側で高重力異常、中央部で低重力異常となる（図 40 左下）。図 40 左下に示す重力異常から既往データについて同じ処理を行い作成した重力異常を差し引いた差分量を図 40 右下に示す。重力測定点の場所により重力値の増減は異なるが、平野部など既往測定データが付近に存在していた地域では、差分量は概ね±２mGal 以下であり、既往測定データが存在しないためにこれまで補間計算で重力異常図が作成されていた丘陵部で大きな差分量が見られる。

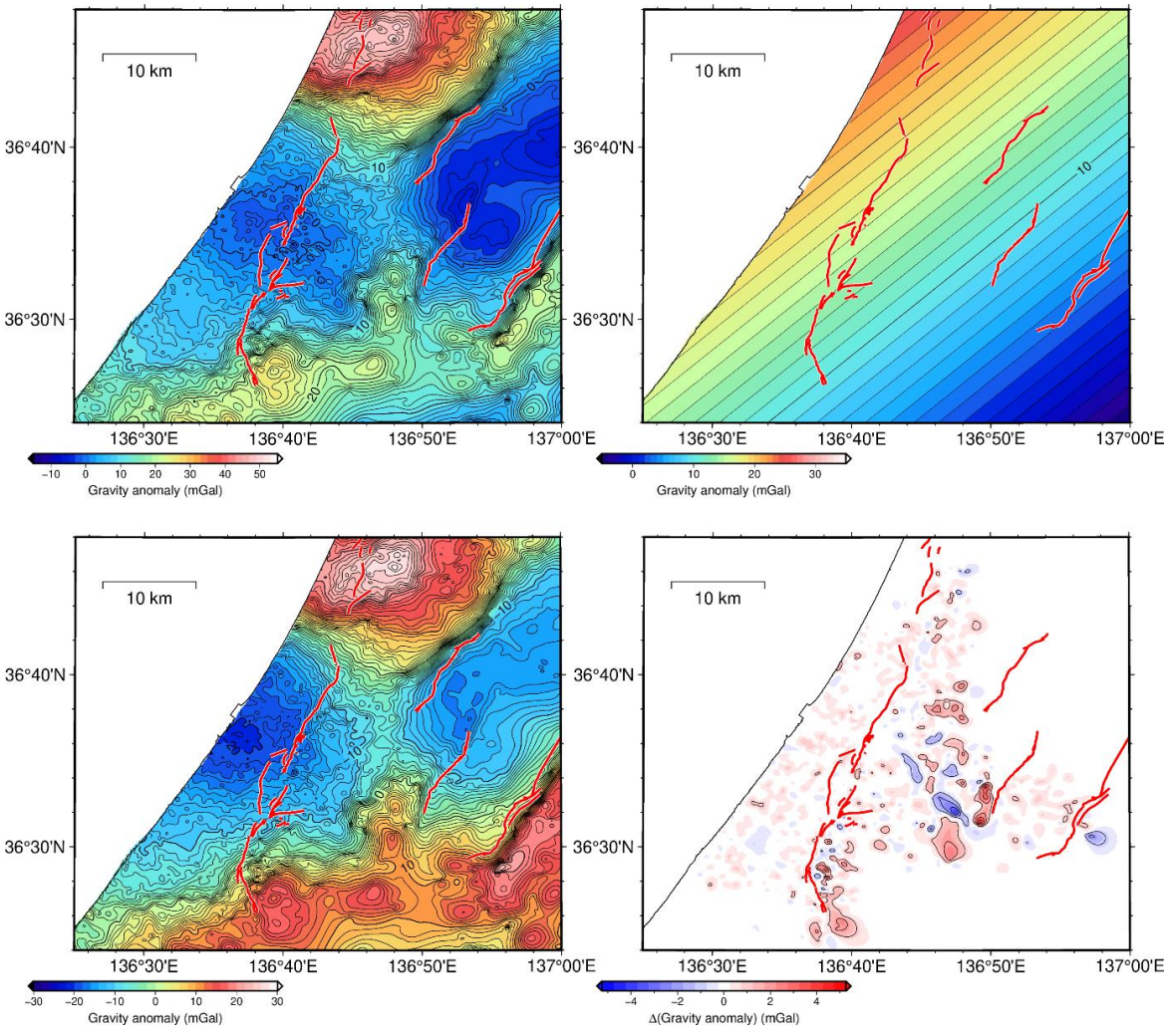


図 40　（左上）森本・富樫断層帯周辺における本研究で得られた重力値を含むブーゲー異常図。（右上）平面トレンド成分の分布。（左下）平面トレンド成分を取り除いた重力異常図。（右下）本研究による重力値を含む重力異常分布と既往重力データに基づく重力異常分布の差。コンター線の間隔は１mGal　である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

vii）森本・富樫断層帯周辺の地形と地質の概要

図 40 左下に示す重力異常図は地下の密度構造を反映し、一般的に重力異常図は地質構

造と良い対応を示す。図 41 に森本・富樫断層帯周辺の地質図と地形図を示す。石川県の地質分布は紺野(1993)に詳しくまとめられており、それに基づき森本・富樫断層帯周辺に分布する地層や岩石について形成年代が新しいとされる順に以下に記す。森本・富樫断層帯の西側に位置する金沢平野には、後期更新世から完新世にかけての堆積物が分布する。さらに西方の海岸沿いには内灘砂丘に相当する砂丘堆積物が分布する。森本・富樫断層帯の東側は丘陵地形である。金沢市の東方には中期更新世に形成された火山岩類が分布し、50～60 万年前の溶岩ドームとそれをとりまく火砕岩により構成される。金沢市の北東部には中期更新世の堆積岩類が広く分布し、内湾成ないし淡水湖成の堆積物からなり、金沢平野および海岸砂丘の地下などに分布する。丘陵縁部と平野の地下および金沢以北津幡以南の丘陵部には浅海で堆積した細粒・中粒の均質な砂層からなる前期更新世の堆積岩類が分布する。金沢北部から津幡までの丘陵地及び宝達山南部、また金沢市の南部及び医王山にかけて前期～中期中新世の堆積岩類が分布する。石川県南部の医王山地域から鶴来の西の山地にかけて、前期～中期中新世の珪長質火山岩類として分類される流紋岩質の角礫凝灰岩、軽石凝灰岩、細粒凝灰岩などからなる厚い地層が分布する。その下位には、前期～中期中新世の苦鉄質火山岩類が分布する(山田・高橋, 2021)。宝達山付近では、先新生代の基盤岩類として、船津花崗岩類が分布する。

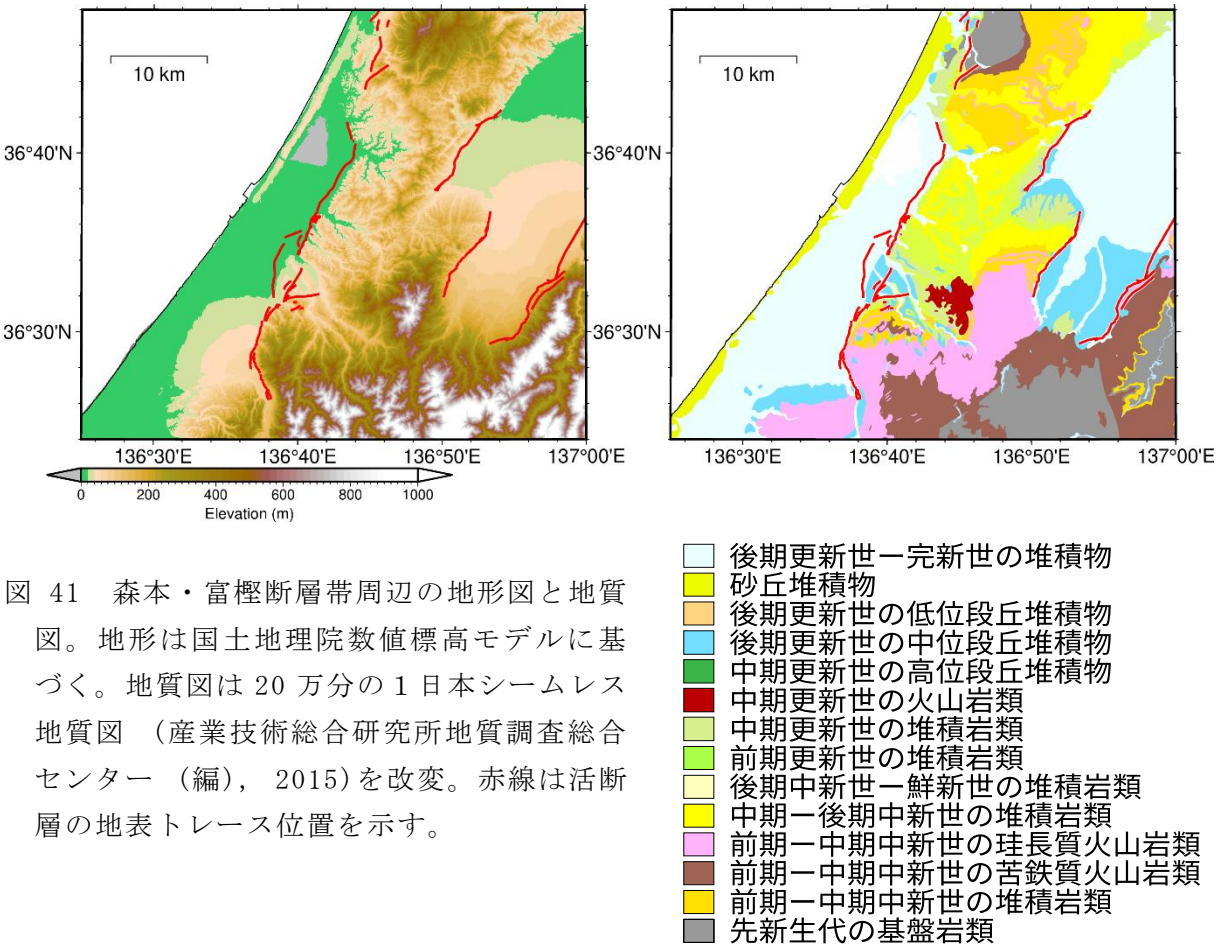


図 41　森本・富樫断層帯周辺の地形図と地質図。地形は国土地理院数値標高モデルに基づく。地質図は 20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター (編), 2015)を改変。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

viii）森本・富樫断層帯周辺における重力異常の特徴

図 42 に地質図と重ね合わせた重力異常図を示す。本調査地域北側の高重力異常は宝達山周辺に分布し、この地域で地表に露出する密度の大きい花崗岩により、この高重力異常が生じていることが分かる。邑知潟断層帯南部に属する活断層はこの高重力異常域に位置する。本調査地域南側の高重力異常は概ね東西方向に延びる密度の大きい火山岩の分布域に対応している。また、金沢平野及び砺波平野付近に分布する低重力異常域は、これらの平野に分布する密度の小さい堆積層から成る堆積盆の構造を反映していると考えられる。金沢平野の南東縁に位置する森本・富樫断層帯は、金沢平野付近の低重力異常域に区画されるように位置しており、断層帯を境とするような重力異常の変化は明瞭ではない。一方、砺波平野と山地・丘陵地の境界に位置する石動断層や高清水断層付近では、断層の走向方向に平行に重力異常のコンター線が密になっており、重力異常値が急変していることが分かる。図 40 左下に示す重力異常に遮断波長 4 km のフィルター処理（重力異常の高周波数成分、すなわち短波長成分を除去）を施した重力異常図を図 43 に示す。この処理によって周囲の重力測定点での重力値と大きく異なる重力値を示す重力測定点の影響を軽減することができる。図 40 左下で見られた森本・富樫断層帯周辺の重力異常の特徴は図 43 においてより明瞭に見ることができる。本調査地域の活断層は全て逆断層であり、一般的に逆断層では、基盤で生じる鉛直方向の変位により、断層の走向と直交方向（傾斜方向）に下

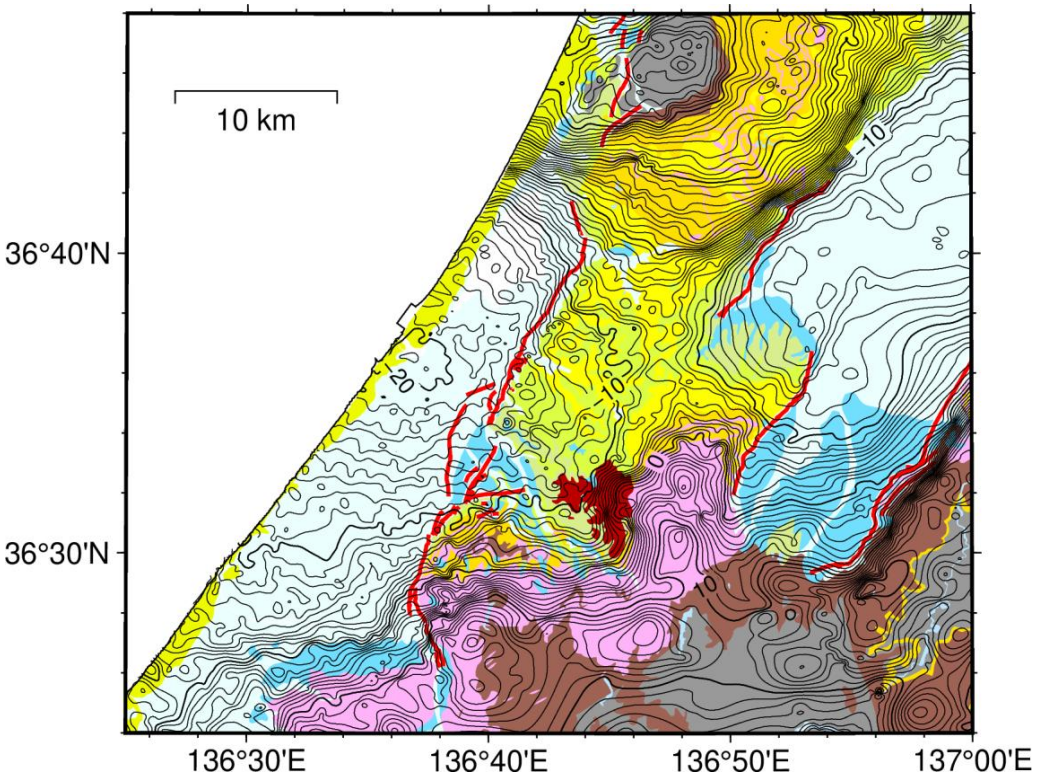


図 42　地質図と重ね合わせた平面トレンド成分を取り除いた重力異常図。コンター線の間隔は 1 mGal である。地質図の凡例は図 41 と同じである。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

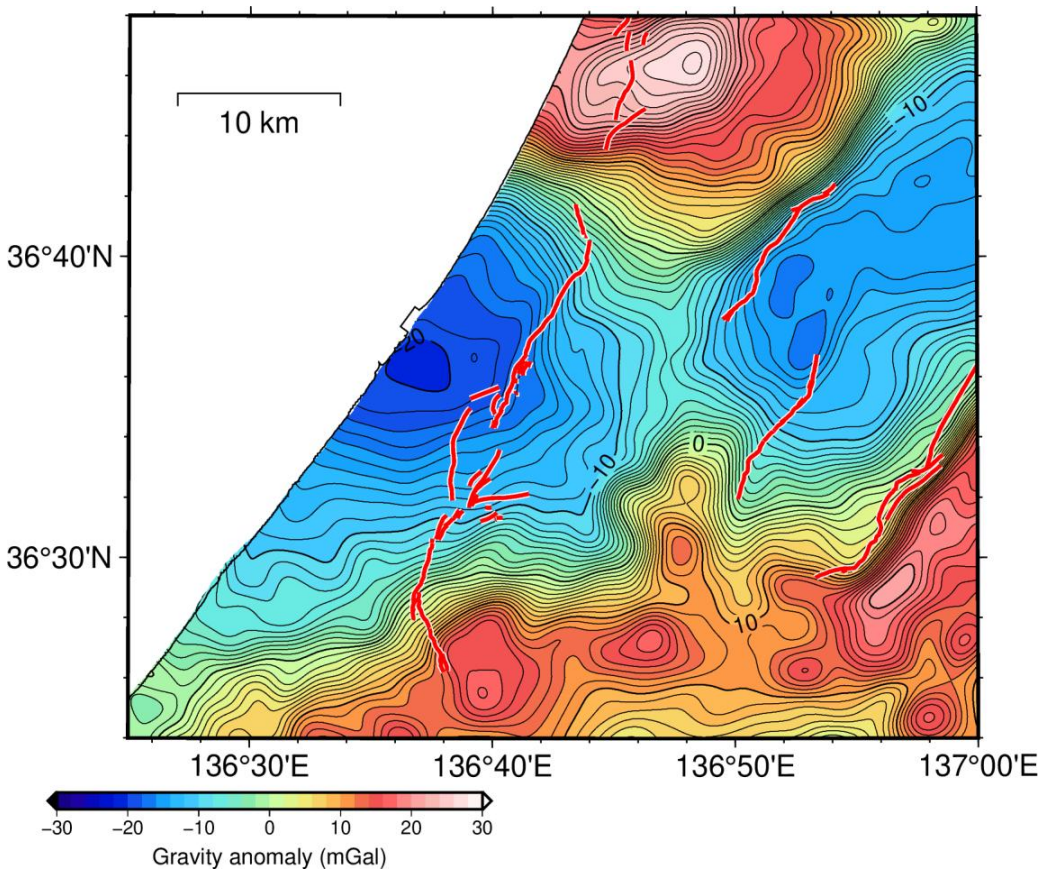


図 43　遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常図。コンター線の間隔１mGal である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

盤側から上盤側に向けて重力異常の値が大きくなるため、断層付近で重力異常の勾配の絶対値が大きくなる。したがって、断層構造に起因する重力異常の特徴を抽出するためには重力異常の勾配を計算し、図示することが有効である。

図 44 に森本・富樫断層帯の走向に直交する方向（傾斜方向）として N120° E 方向の重力異常の勾配図及びそれを地質図に重ね合わせた図を示す。森本断層に沿って、断層の中央部を最大値として勾配値がやや大きくなっていることが分かる。これは地下の断層構造を反映している可能性がある。野町断層に関しては、断層位置より平野側に張り出すように勾配値がやや大きくなる領域が断層に概ね平行に分布する。富樫断層については、勾配値の大きな領域と斜交するように断層が延び、この勾配値の大きな領域は地質構造によるものであり、結果として地下の断層構造が重力異常の特徴として表れにくくなっていると考えられる。

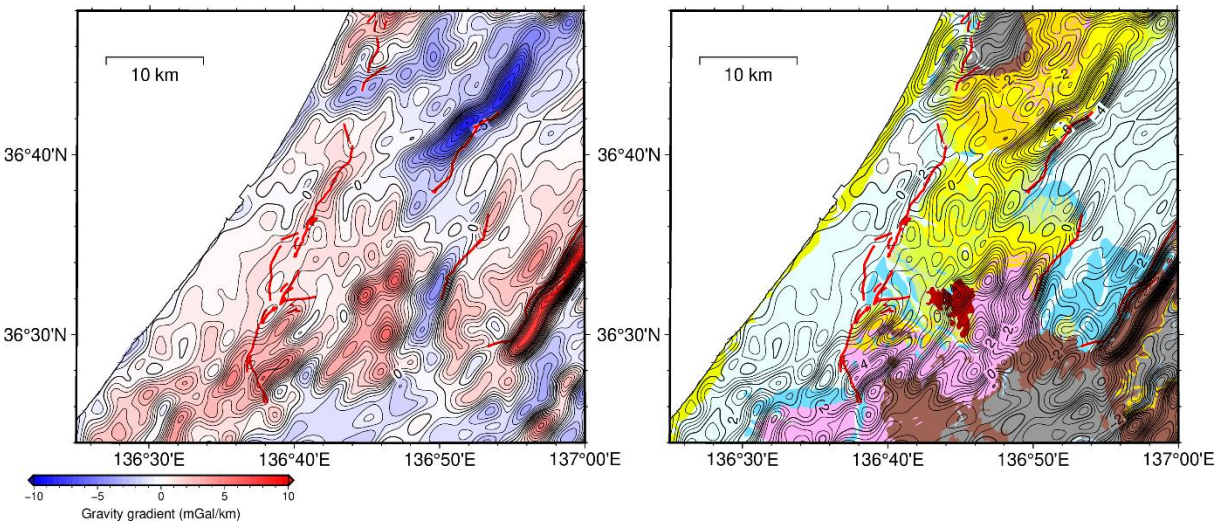


図 44（左）遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常の森本・富樫断層帯の傾斜方向の勾配。（右）地質図と重ね合わせた遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常の森本・富樫断層帯の傾斜方向の勾配。コンター線の間隔は 0.5 mGal/km である。地質図の凡例は図 41 と同じである。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

図 45 は森本・富樫断層帯の走向方向と平行な N30° E 方向の重力異常の勾配図とそれを地質図に重ね合わせた図である。断層の走向方向に構造境界が存在すると、これらの図において勾配の絶対値が大きな領域として表れる。森本断層の北端と邑知潟断層帯南端の間で勾配値が大きな領域が分布し、森本断層と邑知潟断層帯の地下の断層構造が連続しないことを反映していると考えられる。砺波平野の法林寺断層の南端や高清水断層の南端部は勾配値の大きな負の値の領域で区画されている。この領域は地質構造が変化する領域でもあり、断層構造が地質構造に規制され、これらの断層の南端がより南側に延びないことを反映している可能性がある。一方、石動断層は南端、北端ともに勾配値の大きな領域に区画されることはなく、南端、北端共に地下の断層構造が延長する可能性が考えられる。これは図 44 における勾配値の大きな負の値の領域が石動断層の走向方向に延びることと整合的である。

図 46 は図 43 に示す重力異常の水平一次微分の分布図とそれを地質図に重ね合わせた図である。基盤で鉛直変位を伴う断層構造があれば、地表の断層トレースに沿うように水平一次微分の大きな値の領域として表れる。森本断層ではややその傾向が見られるが、野町断層及び富樫断層ではそのような傾向は明瞭ではない。これは法林寺断層や邑知潟断層帯南部でも同様であり、森本・富樫断層帯や法林寺断層、邑知潟断層帯南部は鉛直方向の基盤変位が乏しい活断層であることを示している可能性が考えられる。一方、石動断層や高清水断層は走向方向に水平一次微分の大きな値の領域が延びており、鉛直方向の基盤変位が大きい活断層であると考えられる。

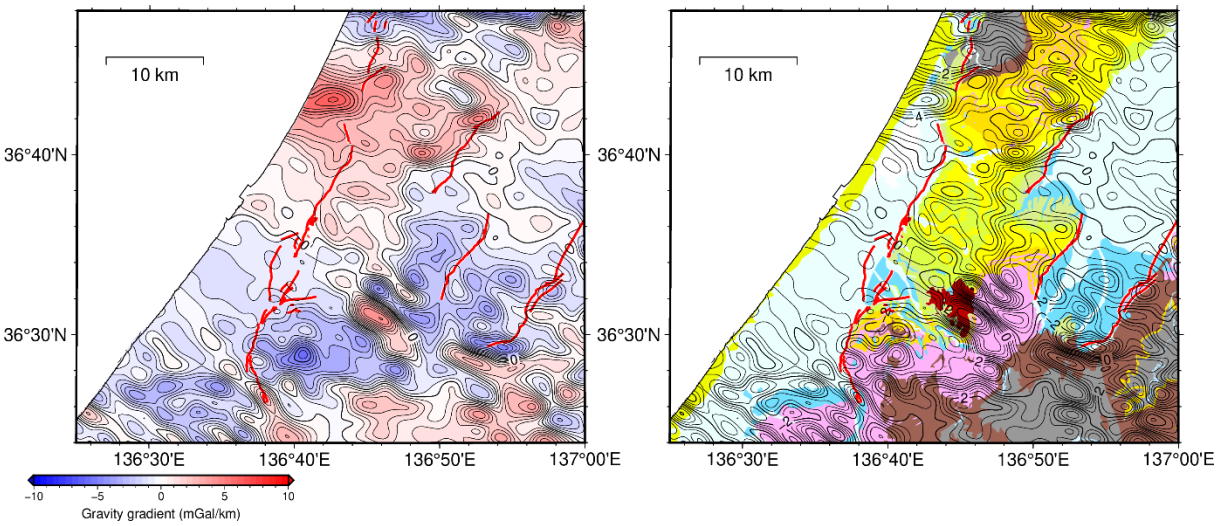


図 45　（左）遮断波長 4 km のフィルター処理後の重力異常の森本・富樫断層帯の走向方向の勾配。（右）地質図と重ね合わせた遮断波長 4 km のフィルター処理後の重力異常の森本・富樫断層帯の走向方向の勾配。コンター線の間隔は 0.5 mGal/km である。地質図の凡例は図 41 と同じである。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

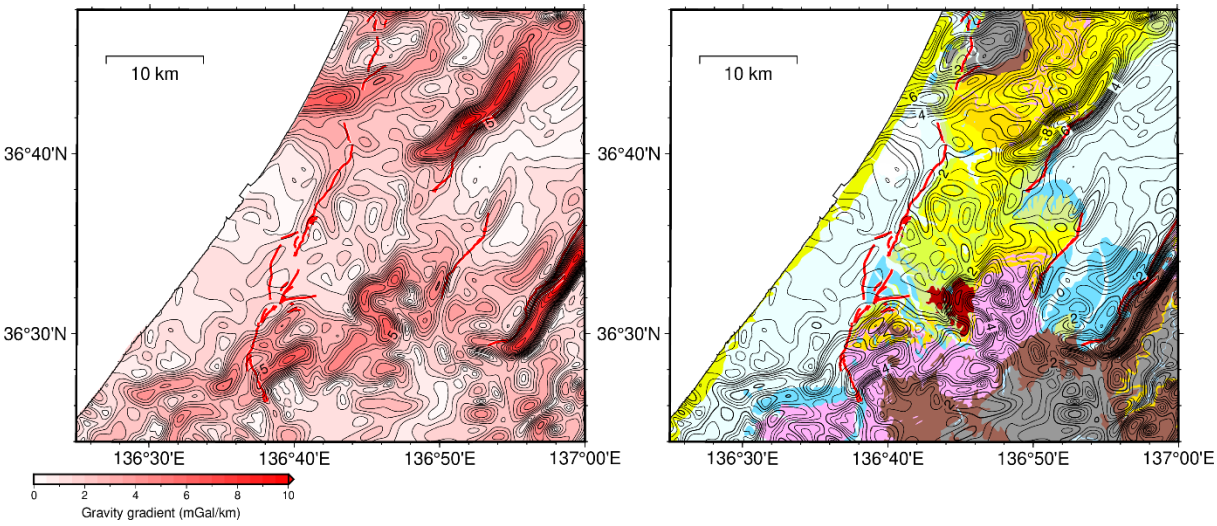


図 46　（左）遮断波長 4 km のフィルター処理後の重力異常の水平一次微分。コンター線の間隔は 0.5 mGal/km である。（右）地質図と重ね合わせた遮断波長 4 km のフィルター処理後の重力異常の水平一次微分。コンター線の間隔は 0.5 mGal/km である。地質図の凡例は図 41 と同じである。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

3） ３次元重力インバージョン解析による密度構造の推定

i） ３次元重力インバージョン解析について

ここで使用する３次元重力インバージョン解析とは、初期パラメータとして与えられる厚さと仮定された密度をもつ角柱の集合からなるモデルについて、観測される重力異常分布を再現できるようにそれぞれの角柱の厚さを反復計算によって変更し、観測重力異常分布と角柱モデルから計算される重力異常分布の残差の二乗和を収束させるように、上位堆積層と下位堆積層・基盤のような２つの密度からなる３次元密度構造モデルを推定するものである。ここで角柱の厚さは２層からなる密度構造の境界深度に相当する。本報告書では、Rama Rao et al.(1999)によるプログラムコードGrav3dinを用いて３次元インバージョン解析を行うことにより、森本・富樫断層帯周辺を対象地域として上位堆積層と下位堆積層・基盤との境界深度の推定を行う。

ii） 解析手法

解析範囲は、平面直角座標系（VII 系）上でＸ（北方向に正、単位は m）: 22000 ～ 106000、Ｙ（東方向に正、単位は m）: -74000 ～ 10000 とする。密度構造モデルで上層に相当する角柱の大きさはＸ方向、Ｙ方向それぞれ２km とし、角柱の数はＸ方向、Ｙ方向にそれぞれ 43 個、合計で 1849 個となる。但し、解析範囲の端の角柱はインバージョン解析において初期厚さで一定とされるため、境界付近の解析結果は議論の対象としない。

このインバージョン解析では初期パラメータとして、２層の境界深度を設定する。上位層の厚さ、すなわち境界深度に相当する角柱の厚さは、250 m から 2000 m まで 250 m 間隔で試行する。また、上位層に相当する角柱と下位層に相当する領域との密度差を固定値として設定し、インバージョン解析を行う。

iii） 解析結果

解析結果の例として、初期境界深度を 250 m、密度差を 500 kg/m^3 と設定したときの解析結果を図 47 に示す。500 kg/m^3 の密度差は、上位堆積層としての中新世以降から第四紀にかけての堆積物の密度である 1800 kg/m^3 とその下位に存在すると推定される医王山層を想定した珪長質火山岩類の密度に相当する 2300 kg/m^3 との密度差に相当し、医王山層などに相当する前期中新統及び下位の基盤岩などの形状については平坦であると仮定している。

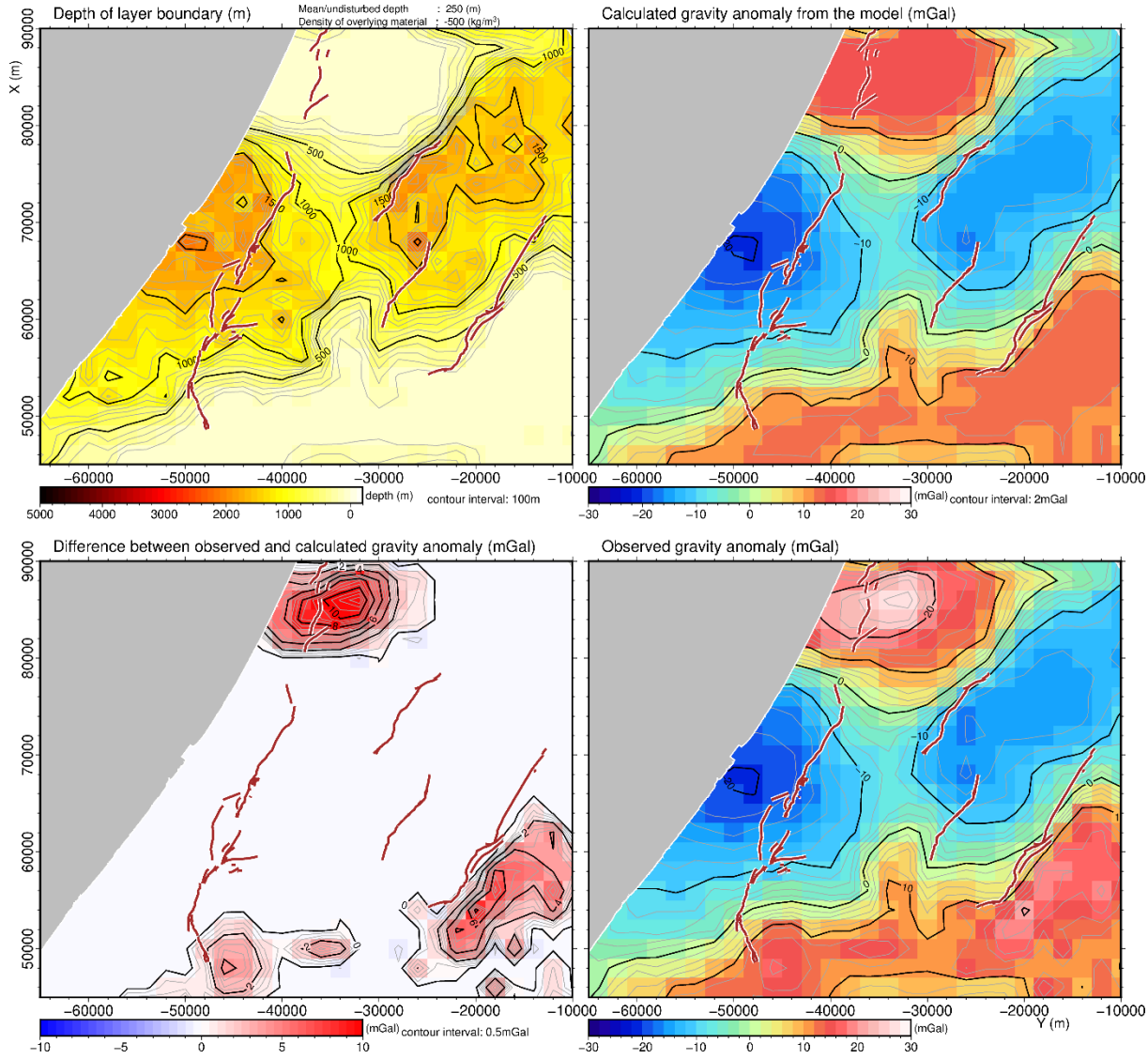


図 47　（左上）初期パラメータの境界深度を 250　m、密度差を 500　kg/m^3 と設定した場合の３次元重力インバージョン解析から推定された境界深度分布。コンター線の間隔は　100　m　である。（右上）３次元重力インバージョン解析により得られた密度構造から計算される理論重力異常分布。コンター線の間隔は　２mGal　である。（左下）理論重力異常分布と観測重力異常分布との差。コンター線の間隔は　0.5　mGal である。（右下）３次元重力インバージョン解析に用いる観測重力異常分布。コンター線の間隔は２mGal　である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

観測重力異常分布（図 47 右下）と図 47 左上に示される境界深度分布から計算される理論重力異常分布（図 47 右上）との差を示す差分図（図 47 左下）を見ると、３次元重力インバージョン解析によって得られる結果は森本・富樫断層帯の周辺地域や平野部において観測重力異常分布を良く再現することが分かる。一方、観測重力異常値と理論重力異常値の差が大きい領域は、境界深度が概ね０m であり、これは下位層が地表に達していると解釈することができる。地質図（図 41）と比較すると、この領域は宝達山や高清水断層東の先新生代基盤岩類に相当し、３次元重力インバージョン解析で下位層が地表に達する結果と整合的であることが分かる。

図 47 の結果に対して、座標系変換と補間処理を行い、断層線を追加した境界深度分布と理論重力異常分布を図 48 に示す。この初期境界深度と密度差による結果では、推定された境界深度の等深線は森本断層に沿っており、西側で深く東側で浅い。一方、富樫断層周辺では等深線は断層の走向にあまり沿っておらず、富樫断層の断層変位による基盤深度の変化が小さいことを反映していると考えられる。

推定される境界深度の初期値依存性を確認するため、図 48 で示した結果の初期パラメータを変更し初期境界深度を 250 m、500 m、750 m 及び 1000 m に設定した場合の結果を図 49 に示す。初期境界深度が深くなるにつれ、推定された境界深度分布も全体的に深くなる傾向があり、宝達山付近での境界深度０m の領域の範囲も変化する。宝達山付近での０m の等深線は、地質図に示される花崗岩が地表に露出する範囲と対応するべきであり、花崗岩基盤岩より上位の医王山層上面深度を対象としてインバージョン結果と比較する際は、地質図における花崗岩露出範囲より広めに考える必要がある。図 48 では、初期境界深度が 750 m では境界深度が０m の領域と宝達山付近の花崗岩分布範囲が比較的良く一致するため、750 m や 1000 m の初期境界深度はやや不適切であると考えられる。また、サブテーマ１．１による地震波探査結果と比較するならば、医王山層上面深度としては 2000 m より浅いと考えられるため、初期深度 500 m における３次元インバージョン解析結果で金沢平野の境界深度が 2000 m 以深である結果はやや深すぎるため、初期境界深度は 250 m としたときの３次元インバージョン解析結果が適切と考えられる。

同様に、密度差をそれぞれ 400 kg/m^3 から 600 kg/m^3 まで 100 kg/m^3 間隔で変化させた場合の境界深度分布を図 50 に示す。２層の密度差が小さくなるにつれて、推定される境界深度は深くなる。このことから、森本・富樫断層帯周辺や金沢平野について医王山層などに相当する前期中新統およびその下位層の上面を境界とした単純な２層構造を仮定する場合には、これら２層の密度差として 500 kg/m^3 程度とするのが適切と考えられる。

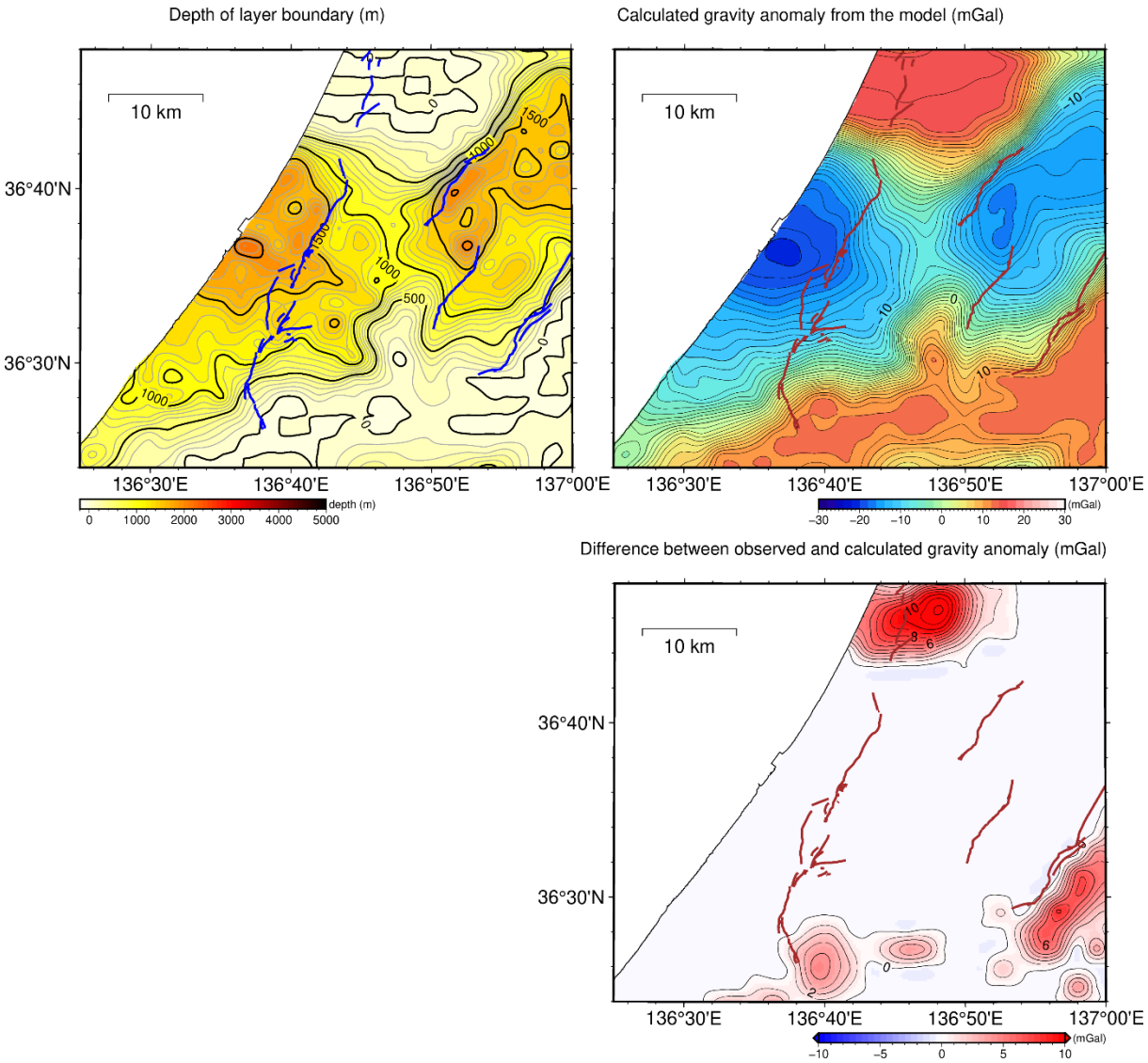


図 48　（左上）初期境界深度を 250　m、密度差を 500　kg/m^3 と設定した際の３次元重力インバージョン解析による境界深度分布。コンター線の間隔は 100　m　である。（右上）３次元重力インバージョン解析による境界深度分布から計算される理論重力異常分布。（右下）観測重力異常分布と理論重力異常分布との差。コンター線の間隔は１mGal　である。青線または赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

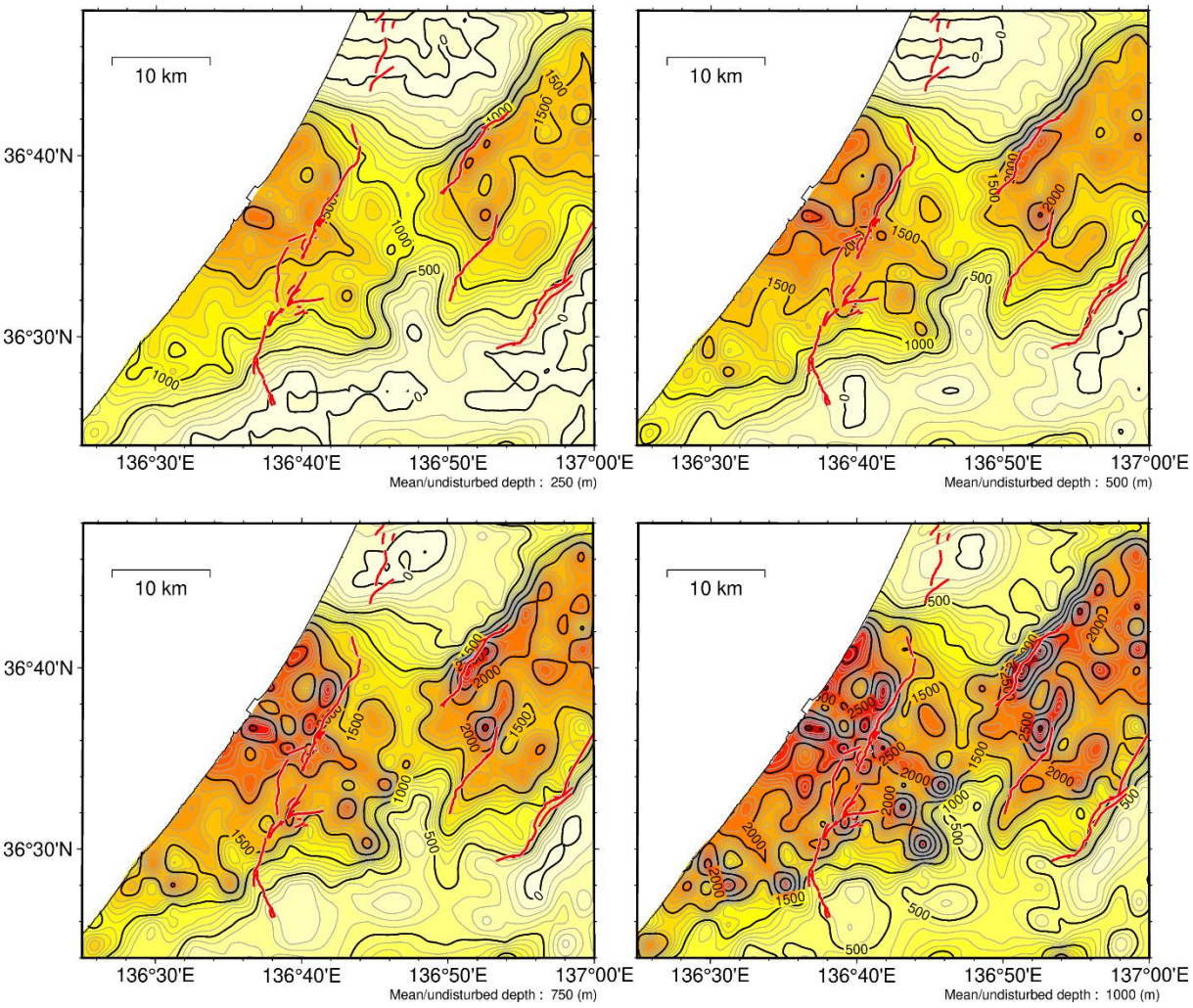


図 49　異なる初期境界深度による３次元重力インバージョン解析により得られた境界深度分布。初期境界深度は、（左上）250 m、（右上）500 m、（左下）750 m、（右下）1000 m であり、密度差は全て 500 kg/m^3 である。コンター線の間隔は 100 m である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

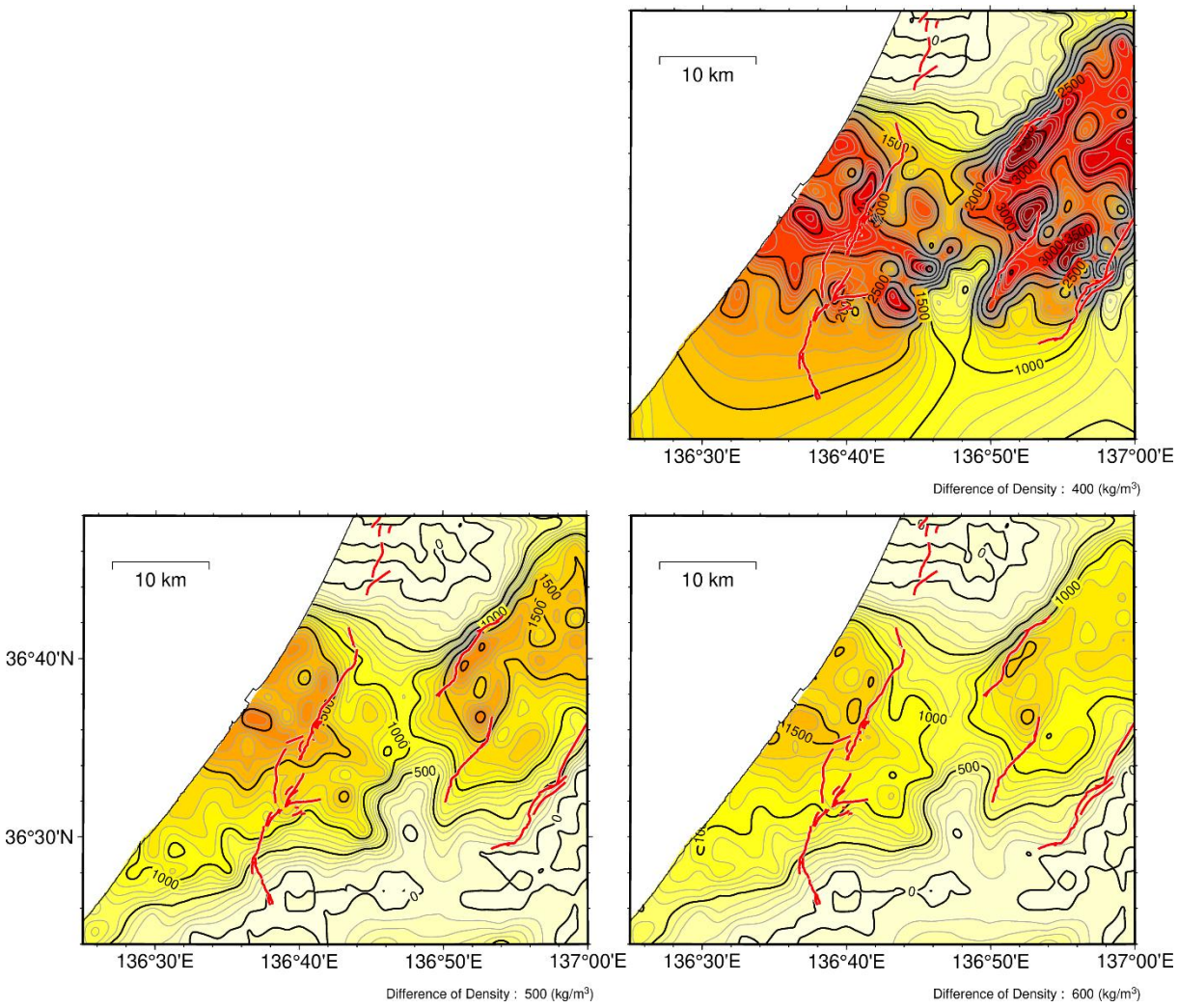


図 50　密度差を変化させた場合の３次元重力インバージョン解析による境界深度分布。初期境界深度は、（右上）400 kg/m^3、（左下）500 kg/m^3、（右下）600 kg/m^3 である。コンター線の間隔は 100 m である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

森本・富樫断層帯周辺の３次元密度構造として、サブテーマ３．２で用いられる地盤構造モデルがある。この地盤構造モデルは 37 層から成り、各層について境界の下面深度と密度が与えられているため、重力異常値を計算することができる。重力値の計算は、各層の密度構造が基盤密度 2650 kg/m^3 との密度差による重力値を計算し、金沢平野付近でトレンド処理後の観測重力値に近い値となるように計算結果に一定値（+28 mGal）を加算する。この地盤構造モデルから計算される重力異常分布を図 51 に示す。計算重力異常分布と観測重力異常分布は、金沢平野付近で値が近くなるように調整しているため、砺波平野や丘陵地では差が大きくなるが金沢平野では整合的であり、金沢平野下の地盤構造モデルが重力異常の観点から妥当であることを示している。この地盤構造モデルは標高０ｍより上の構造は含まれないため、丘陵地など標高の高い地域では地質構造による影響が大きく、重力値の差異が大きくなりやすい傾向がある。

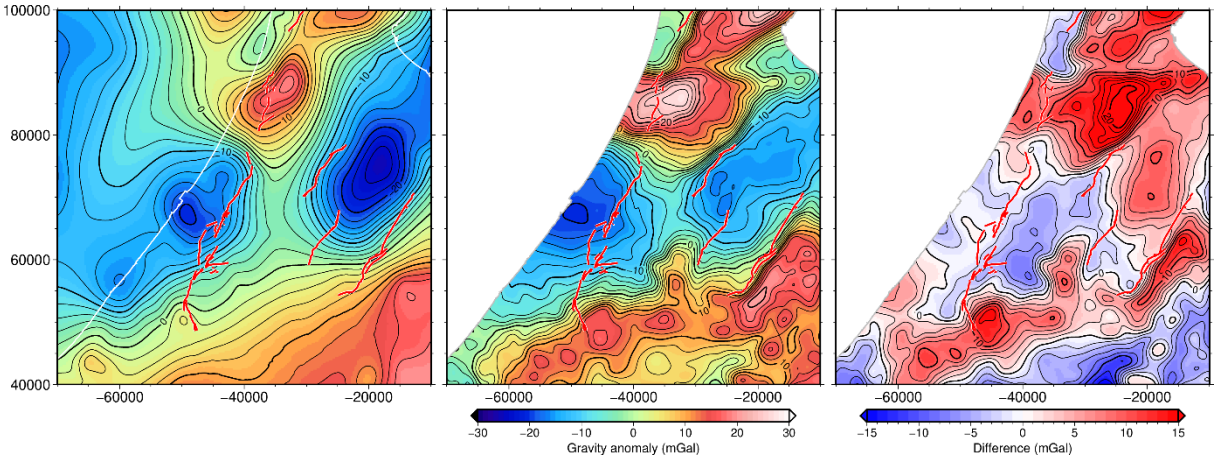


図 51　（左）強震動計算に用いる地盤構造モデルから得られる密度値から計算される重力異常分布。（中）遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常図。（右）観測重力異常分布と計算重力異常分布との差。コンター線の間隔は２mGal である。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

4） ２次元タルワニ法による密度構造の検討

i） ２次元タルワニ法解析について

２次元断面における多層モデル解析手法の一つとして、２次元タルワニ法がある（Talwani et al., 1959)。設定される２次元断面の奥行方向の構造は一定であるとの仮定の下、断面上の多角形で作られる２次元密度構造による重力変化を計算することができる。２次元タルワニ法の詳細については、物理探査ハンドブック（物理探査学会, 1998）を参照されたい。

ii） 解析手法

解析に用いるソフトウェアとして、The Generic Mapping Tools（Wessel et al., 2019）のパッケージに含まれる talwani2d を用いる。

iii） 犀川―医王山測線についての解析

ここでは解析対象断面として、反射法地震探査測線である犀川―医王山測線の解釈深度断面（石山・他, 2023）（図 52）を扱う。

この断面は深部構造探査により、卯辰山層、上部更新統及び完新統からなる第１層、大桑層からなる第２層、高窪層と想定される第３層、中－下部中新統堆積岩類からなる第４層、それ以深として医王山層及び岩稲層からなる第５層について下面地層境界深度が推定されている。断面の北西方向を負の方向、南東方向を正の方向とし、断面方向の距離の０m は野町断層の地表推定位置（東郷・他, 1998）とした。また、境界条件として断面北西端では、そこで得られている地層境界深度が遠方（約 100 km）まで延伸すると仮定した。また断面南東端では、第４層（中－下部中新統堆積岩類に相当）と第５層（医王山層、岩稲層及び下位層）との境界深度が地表から深さ 500 m までの厚さで遠方まで延伸すると仮定した。観測重力値として、断面上における遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常（図 43）を用いる。密度構造モデルは４層の堆積層と医王山層、岩稲層及び下位層に相当する基盤部とで構成する。

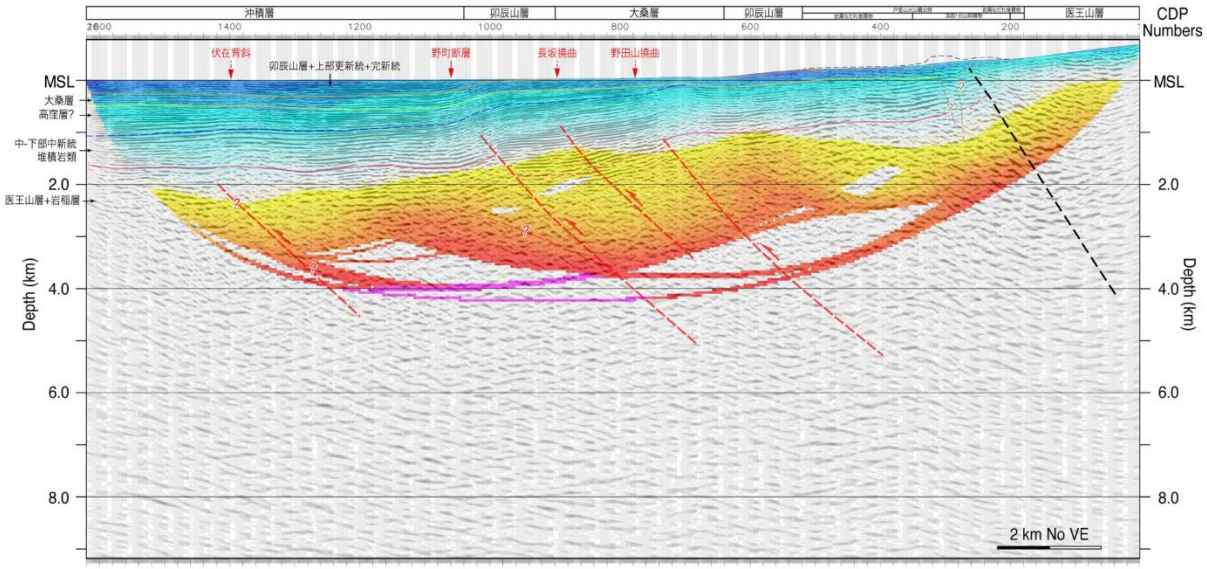


図 72　犀川―医王山測線の解釈深度断面(重合前時間マイグレーション深度断面図)。
速度構造を重ね合わせ表示。

図 52　犀川―医王山測線の解釈深度断面（石山・他，2023)。赤破線、黒破線は推定断層を示す。

iv) 犀川―医王山測線についての解析結果

図 52 に示される各地層境界についての解釈深度を密度構造として２次元タルワニ法解析を行った。２次元タルワニ法解析を行う測線の重力異常分布と位置を図 53 に、２次元タルワニ法解析結果および解析に用いた犀川―医王山測線の解釈深度断面から作成した密度構造を図 54 に示す。図 53 は森本断層の走向方向が縦軸となるように回転処理（反時計まわりに 31°）を行っており、図 54 の横軸と合わせてある。また図 53 の縦軸は犀川―医王山測線で２次元タルワニ法解析を行う測線を０としている。横軸は犀川―医王山測線が野町断層地表推定位置（東郷・他，1998）と交差する位置を０とした。図 54 では、各密度構造について、卯辰山層、上部更新統及び完新統からなる第１層を水色、大桑層からなる第２層を緑色、高窪層と想定される第３層を黄色、中－下部中新統堆積岩類からなる第４層をオレンジ色、それ以深として医王山層、岩稲層及び下位層からなる第５層として白色で示す。

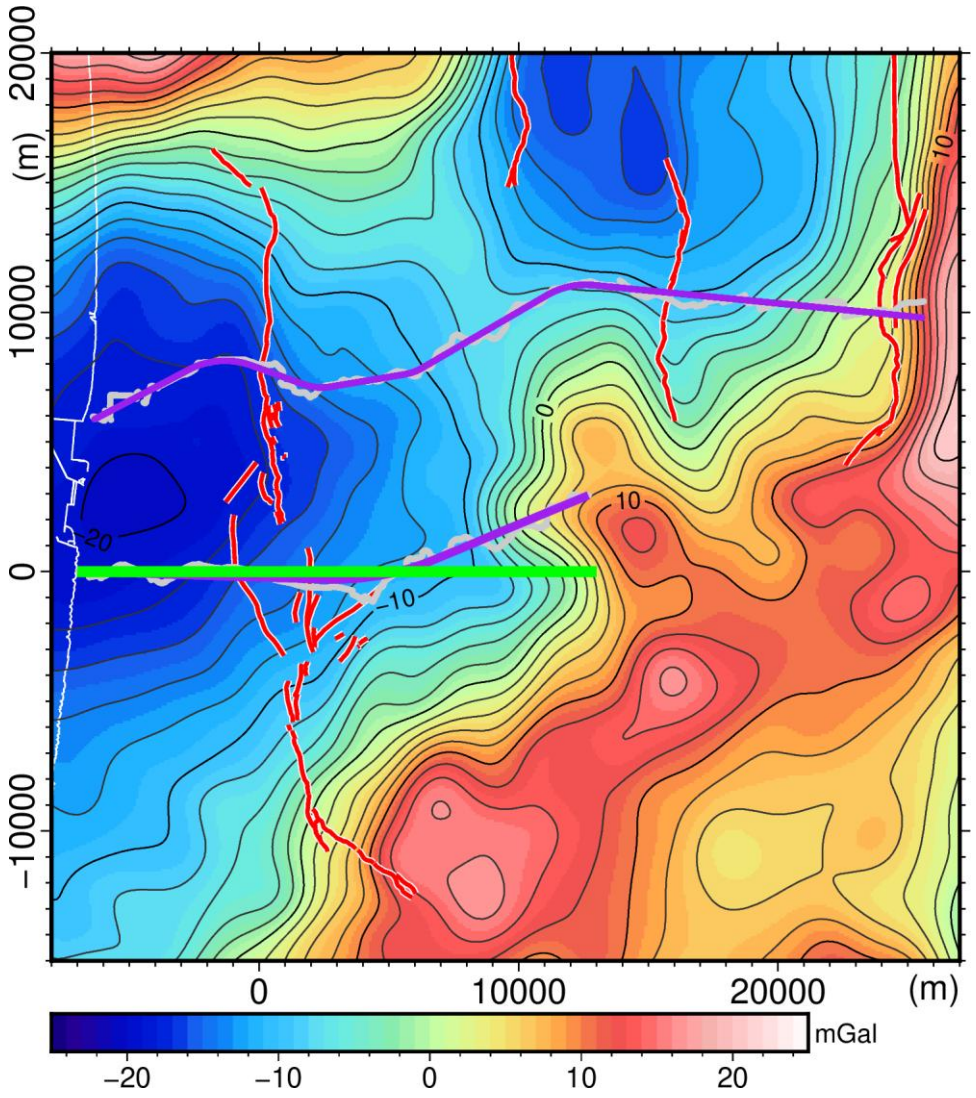


図 53　地震波探査測線および２次元タルワニ法解析測線位置。背景は遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常図。紫線は地震波探査測線の内灘―南砺測線（上）と犀川―医王山測線（下）、緑線は犀川―医王山測線の２次元タルワニ法解析測線、赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

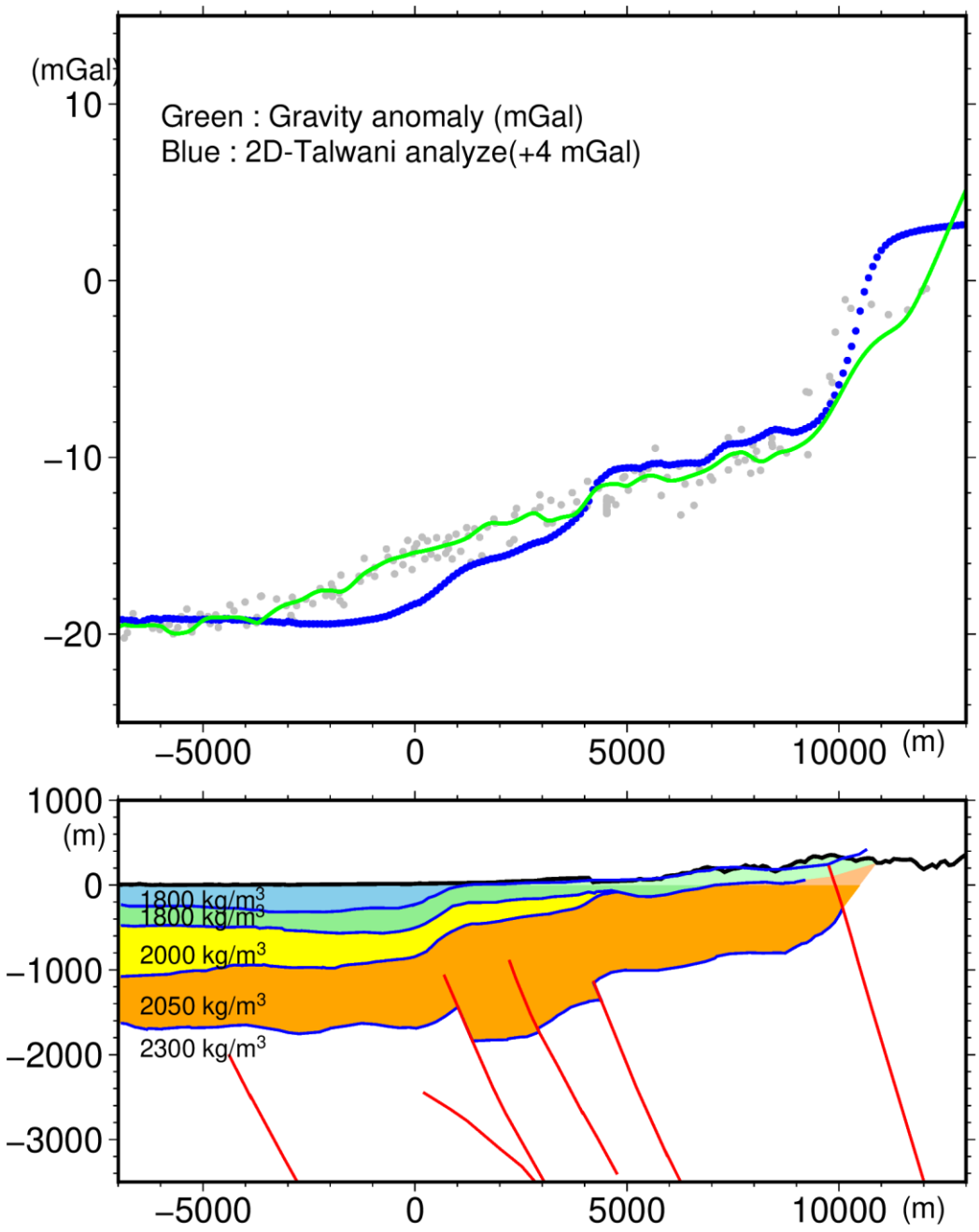


図 54　犀川―医王山測線の２次元タルワニ法解析結果。横軸の０m は図 53 の横軸の０m と同じ。（上図）緑線は図 53 の遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布、灰点は断面から両端１km 範囲内の観測点における平面トレンドを取り除いた重力異常値、青線は下図の密度構造モデルから得られる２次元タルワニ法解析による計算重力値。（下図）青線は密度構造境界、各層はそれぞれ青、緑、黄、オレンジで着色され、各層の密度は図中に表示されている。白色の領域は医王山層、岩稲層及び下位層からなる第５層に相当する。赤線は図 52 に表示の断層を示す。

ここで２次元タルワニ法解析による計算重力異常値を北西側の観測重力異常値と適合させるために、第１層および第２層の密度を 1800 kg/m^3、第３層の密度を 2000 kg/m^3、第４層の密度を 2050 kg/m^3、第５層の密度を 2300 kg/m^3 と設定した。

密度決定について、第２層に相当する大桑層については、伊藤・他(1994)では基礎試錐「金沢沖」で金沢平野周辺では大桑層に相当する氷見層上部についてボーリングデータから測定しており、見かけ密度が 1600 kg/m^3 程度であるとしているほか、陸上でのボーリングデータ（北陸地盤情報）から、金沢市大桑の試料では密度 1909 kg/m^3、金沢市山王からの試料では密度 1850 kg/m^3 とされている。第３層に相当する高窪層については、伊藤・他(1994)では基礎試錐「金沢沖」で金沢平野周辺では高窪層に相当する音川層についてボーリングデータから測定しており、見かけ密度を 1900 kg/m^3 としている。また地震調査研究推進本部では、砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価にて音川層について Vp=2.3 km/s、Vs=750 m/s としており、これは密度に換算すると 2100 kg/m^3 程度と考えられる。第５層に相当する医王山層について、伊藤・他(1994)では基礎試錐「金沢沖」で医王山層についてはボーリングデータが得られていないが、黒瀬谷層の下位に位置する基盤として 2300 kg/m^3 と想定している

第１層に相当する卯辰山層、上部更新統及び完新統については、犀川―医王山測線の解釈深度断面における野町断層付近での地下構造と観測重力異常値の変化量の小ささから、第２層との密度差がほとんどないと考えることができる。したがって、第１層の密度を第２層と同じ値に設定した。同様に、第４層に相当する中・下部中新統堆積岩類については、ボーリング結果による適した密度情報が見つからなかったが、第３層と大きく異なる密度では観測重力異常値の変化パターンを説明できなかったため、観測重力異常値を説明可能な 2050 kg/m^3 と設定した。

図 54 に示される密度構造モデルは、野町断層から両端に４km 程度離れたあたりで計算重力値を観測重力値と合わせた場合に断層付近で４mGal 程度ずれる結果となる。野町断層に想定される第１層から第３層の深度変化（図の水平方向０～１km）では密度構造の変化によりタルワニ解析の計算重力値は３mGal 程度変化するが、観測重力値はそれほど大きな変化を示さない。第１層から第４層にかけての 1800～2050 kg/m^3 と 250 kg/m^3 の仮定密度の差を設定しているが、この差をより小さくすれば断層付近の重力変化を合わせることができると考えられる。

v）内灘―南砺測線についての解析

ここでは解析対象断面として、反射法地震探査測線である内灘―南砺測線の解釈深度断面（石山・他, 2024）（図 55）について解析を行う。

この断面は深部構造探査により、大桑層、埴生層、下部更新統及び完新統からなる第１層、高窪層からなる第２層、中－下部中新統堆積岩類からなる第３層、医王山層、岩稲層及び下位層からなる第４層について下面地層境界深度が推定されている。２次元タルワニ法解析に用いる初期密度構造モデルとして、図 55 に示される地層境界深度から作成した４層で構成されるモデルを用いる。断面の北西方向を負の方向、南東方向を正の方向とし、断面方向の横軸は森本断層地表推定位置（東郷・他, 1998）と交差する位置を０とした。また、境界条件として断面北西端で得られている地層境界深度が遠方（約 100 km）まで

延伸すると仮定した。また断面南東端では、第４層（医王山層及び岩稲層に相当）が遠方まで延伸すると仮定した。観測重力値として、断面上における遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常（図 43）を用いる。密度構造モデルは３層の堆積層とより下位層に相当する第４層で構成する。

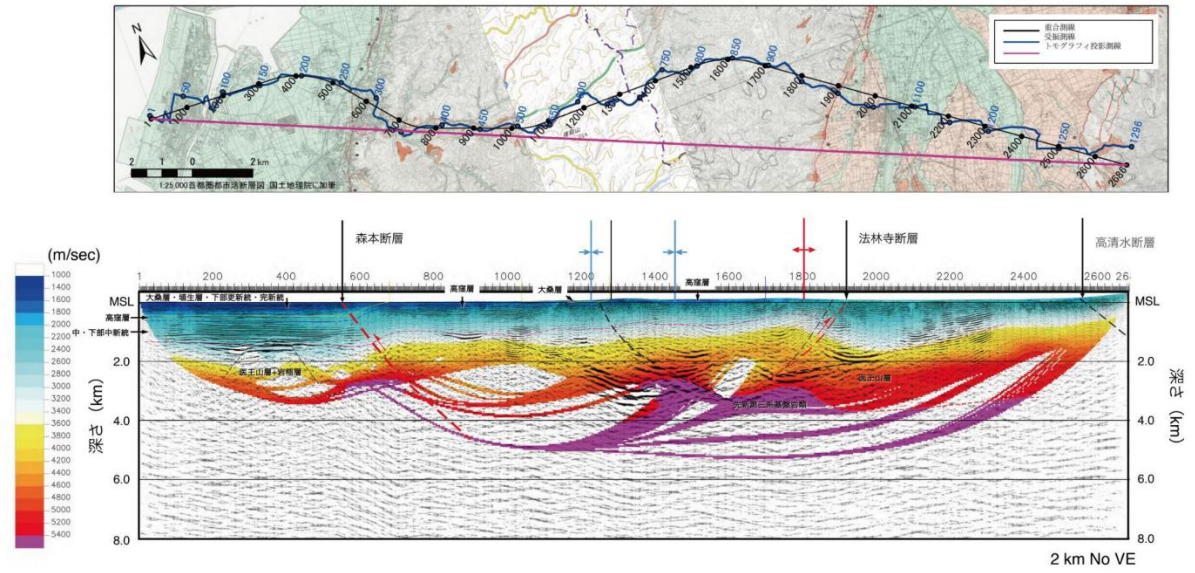


図 104　内灘―南砺測線の解釈深度断面（重合前時間マイグレーション深度断面図）。

図 55　内灘―南砺測線の解釈深度断面（石山・他，2024）。赤破線、黒破線は推定断層を示す。

vi）内灘―南砺測線についての解析結果

図 55 に示される各地層境界についての解釈深度を密度構造として２次元タルワニ法解析を行った。２次元タルワニ法解析を行う測線の重力異常分布と位置を図 56 に、２次元タルワニ法解析結果および解析に用いた犀川―医王山測線の解釈深度断面から作成した密度構造を図 57 に示す。図 56 は iv)の犀川―医王山測線と同じく森本断層の走向方向が縦軸となるように回転処理（反時計まわりに 31°）を行っており、縦軸+7.815　km で内灘―南砺測線と森本断層が交差することからこの位置で内灘―南砺測線の２次元タルワニ法解析測線を設定した。内灘―南砺測線は森本断層に対して直交していないため、解析を行う測線は特に内灘―南砺測線の西部に相当する。また、図 57 の横軸の数値は図 56 の横軸と一致している。

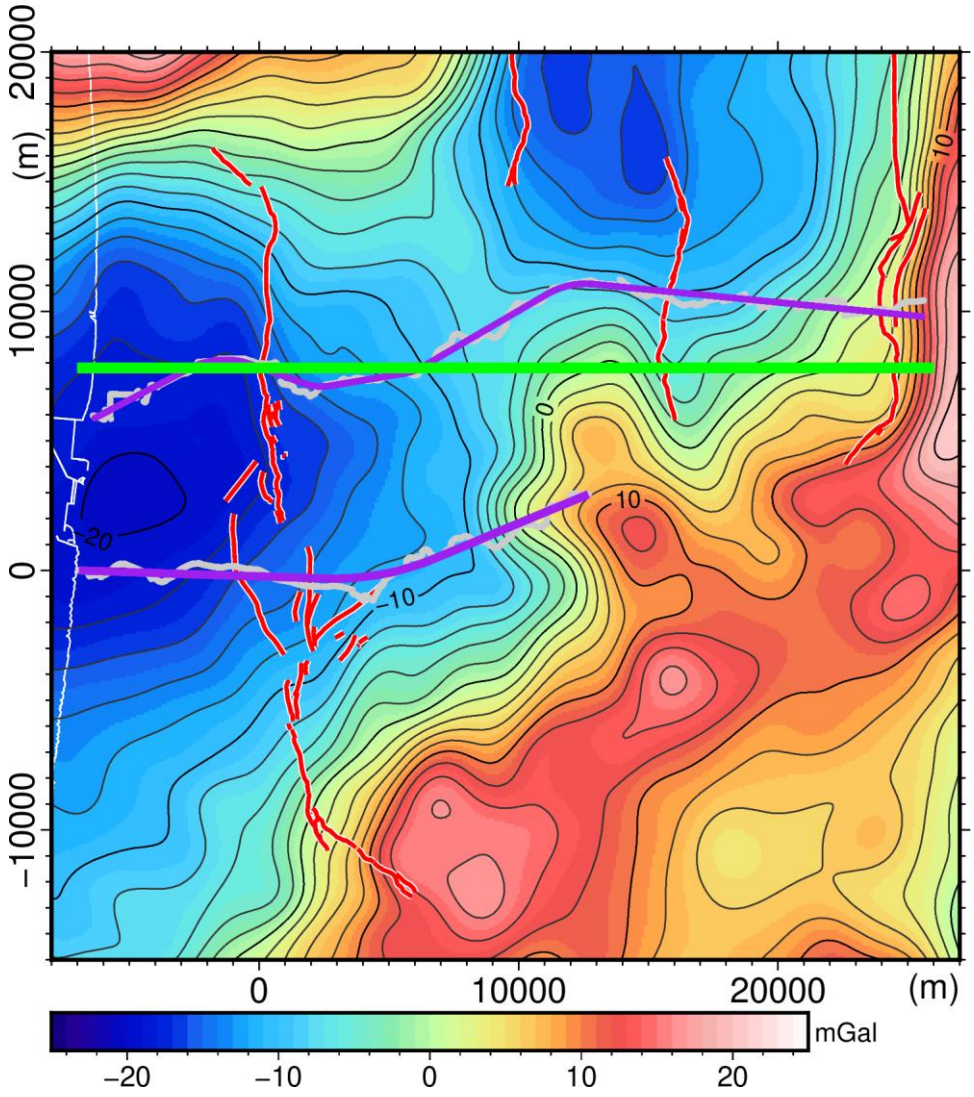


図 56　地震波探査測線および２次元タルワニ法解析測線位置。背景は遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常図。紫線は地震波探査測線の内灘―南砺測線（上）と犀川―医王山測線（下）、緑線は内灘―南砺測線（西部）の２次元タルワニ法解析測線、赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

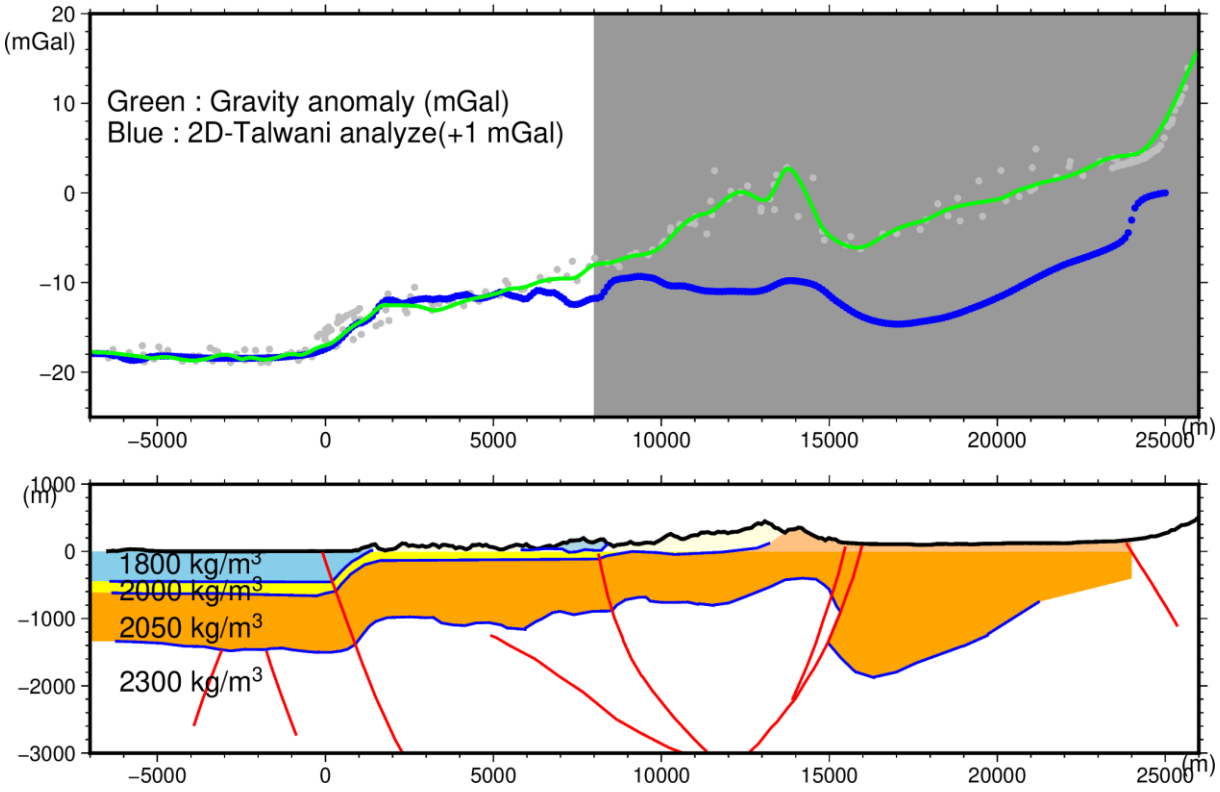


図 57　内灘―南砺測線（西部）の２次元タルワニ法解析結果。横軸の０m は図 56 の横軸の０m と同じ。（上図）緑線は図 56 の遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布、灰点は断面から両端１km 範囲内の観測点における平面トレンドを取り除いた重力異常値、青線は下図の密度構造モデルから得られる２次元タルワニ法解析による計算重力値。（下図）青線は密度構造境界、各層はそれぞれ青、緑、黄、オレンジで着色され、各層の密度は図中に表示されている。白色の領域は医王山層、岩稲層及び下位層からなる第４層に相当する。赤線は図 55 に表示の断層を示す。

ここで２次元タルワニ法解析による計算重力異常値を北西側の観測重力異常値と適合させるために、第１層の密度を 1800 kg/m^3、第２層の密度を 2000 kg/m^3、第３層の密度を 2050 kg/m^3、第４層の密度を 2300 kg/m^3 と設定した。これは iv)の犀川―医王山測線で第１層と第２層（大桑層）を同一の層として扱う以外は同じ設定である。

２次元タルワニ法解析による計算重力異常値は森本断層付近（図の水平方向−７～５km の範囲）で観測重力異常値と良く一致する結果を示す。これは地震波探査結果で得られた地下の層構造に基づく密度構造及び各層の密度値が適切であることを意味する。一方、断層から離れた範囲（図の水平方向５km より南東の範囲）では計算重力異常値と観測重力異常値との乖離が見られる。これは地震波探査で推定した地下構造測線の位置が２次元タルワニ法解析測線より北東にずれているためであり、観測重力を参照する測線の位置を図 58 のように森本断層の走向方向に 2.5 km 北西側に移動して設定すると、この内灘―南砺測線（東部）についての２次元タルワニ法解析結果による計算重力異常値は図 59 のように法林寺断層周辺の観測重力異常値の変化に概ね一致する結果を示す。同様に曲がった地

震波探査測線に沿って観測重力異常値をサンプリングし（図 60)、森本断層と直交する方向に投影した結果を図 61 に示す。森本断層の南東側（図の水平方向０～３km の範囲）で観測重力異常値の勾配が２次元タルワニ法解析による計算重力異常値の勾配より小さくなる。その理由として、この範囲で地震波探査測線が森本断層に直交しておらず、地震波探査測線が森本断層から南東方向へ向かうにつれて森本断層全域でみられる宝達山側で高く南側で低い走向方向の重力異常変化を反映した結果であることが考えられる。

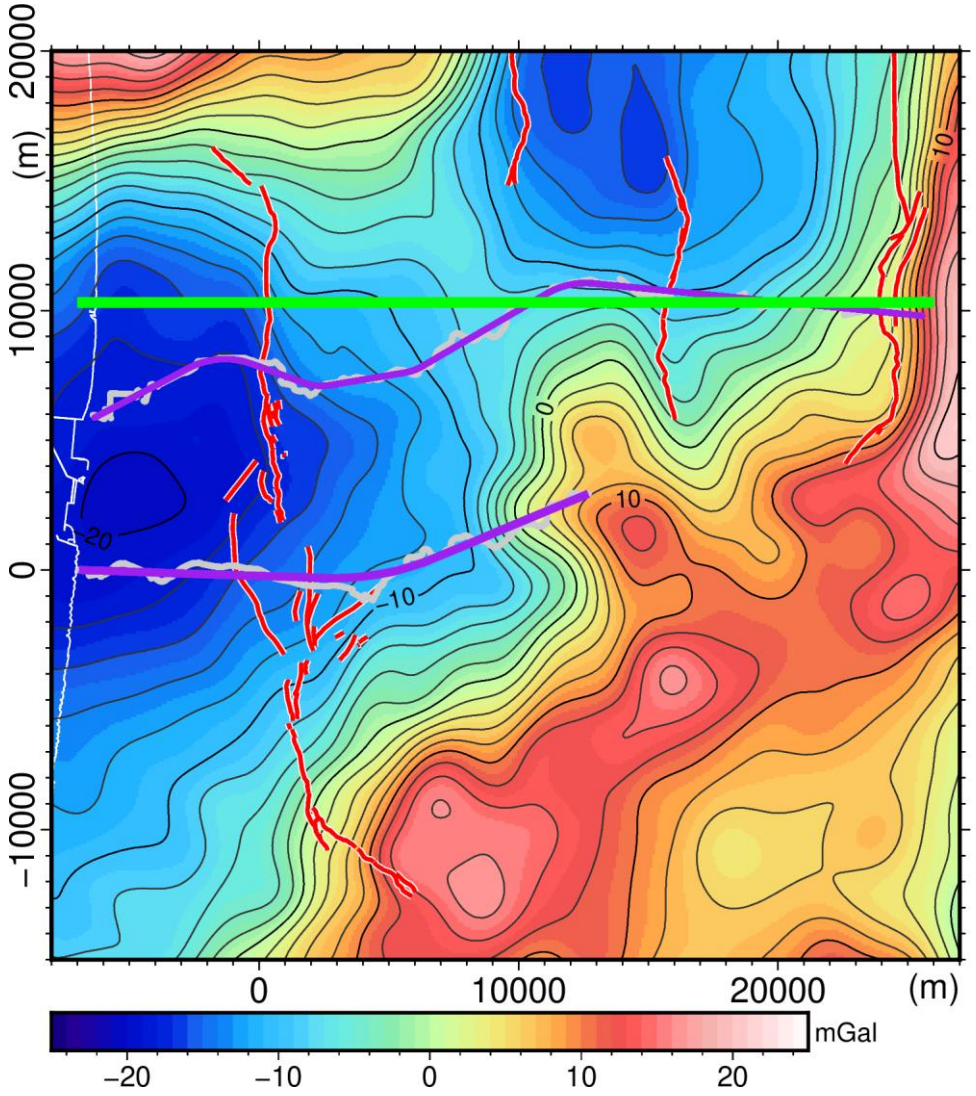


図 58　地震波探査測線および２次元タルワニ法解析測線位置。背景は遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常図。紫線は地震波探査測線の内灘―南砺測線（上）と犀川―医王山測線（下)、緑線は内灘―南砺測線（東部）の２次元タルワニ法解析測線であり、図 56 に示される解析測線から走向方向へ 2.5　km 移動させている。赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

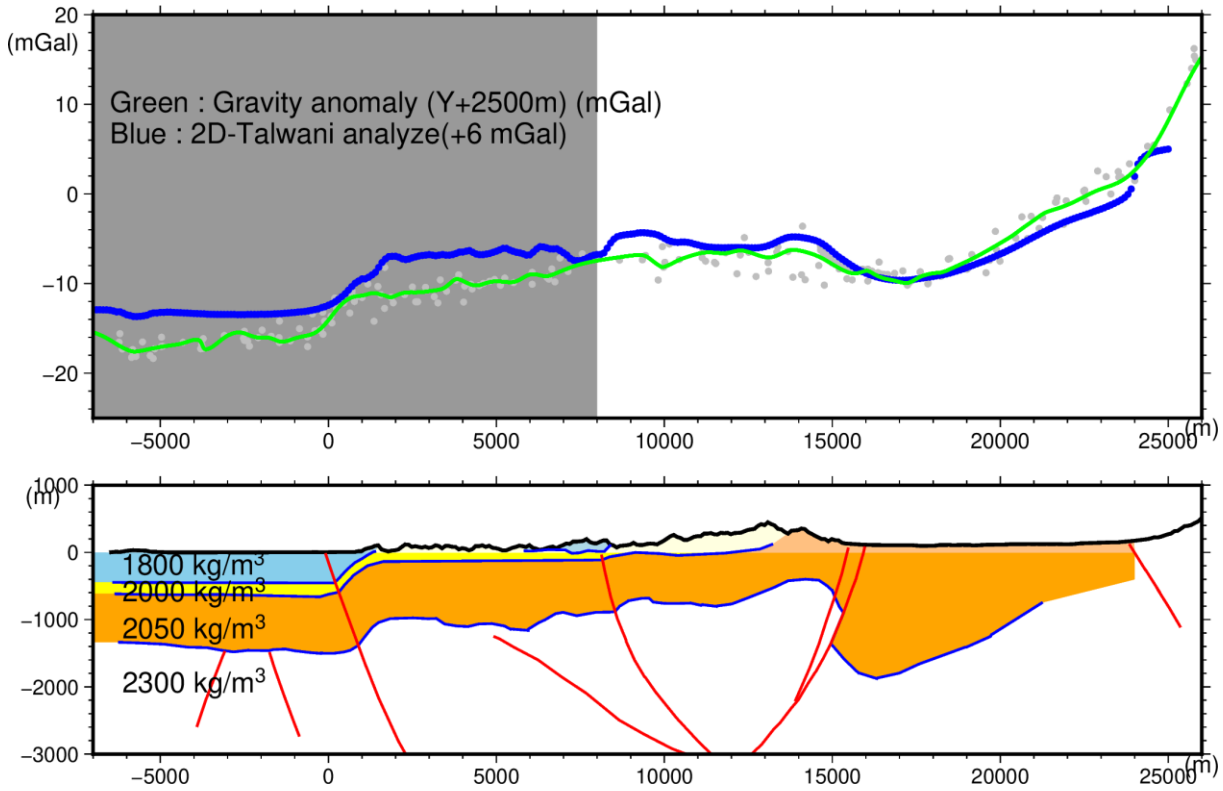


図 59　内灘―南砺測線（東部）について、図 57 の解析測線から走向方向へ 2.5 km 移動させた測線における２次元タルワニ法解析結果。横軸の０m は図 58 の横軸の０m と同じ。（上図）緑線は図 58 の遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布、灰点は断面から両端１km 範囲内の観測点における平面トレンドを取り除いた重力異常値、青線は下図の密度構造モデルから得られる２次元タルワニ法解析による計算重力値。（下図）青線は密度構造境界、各層はそれぞれ青、緑、黄、オレンジで着色され、各層の密度は図中に表示されている。白色の領域は医王山層、岩稲層及び下位層からなる第４層に相当する。赤線は図 55 に表示の断層を示す。

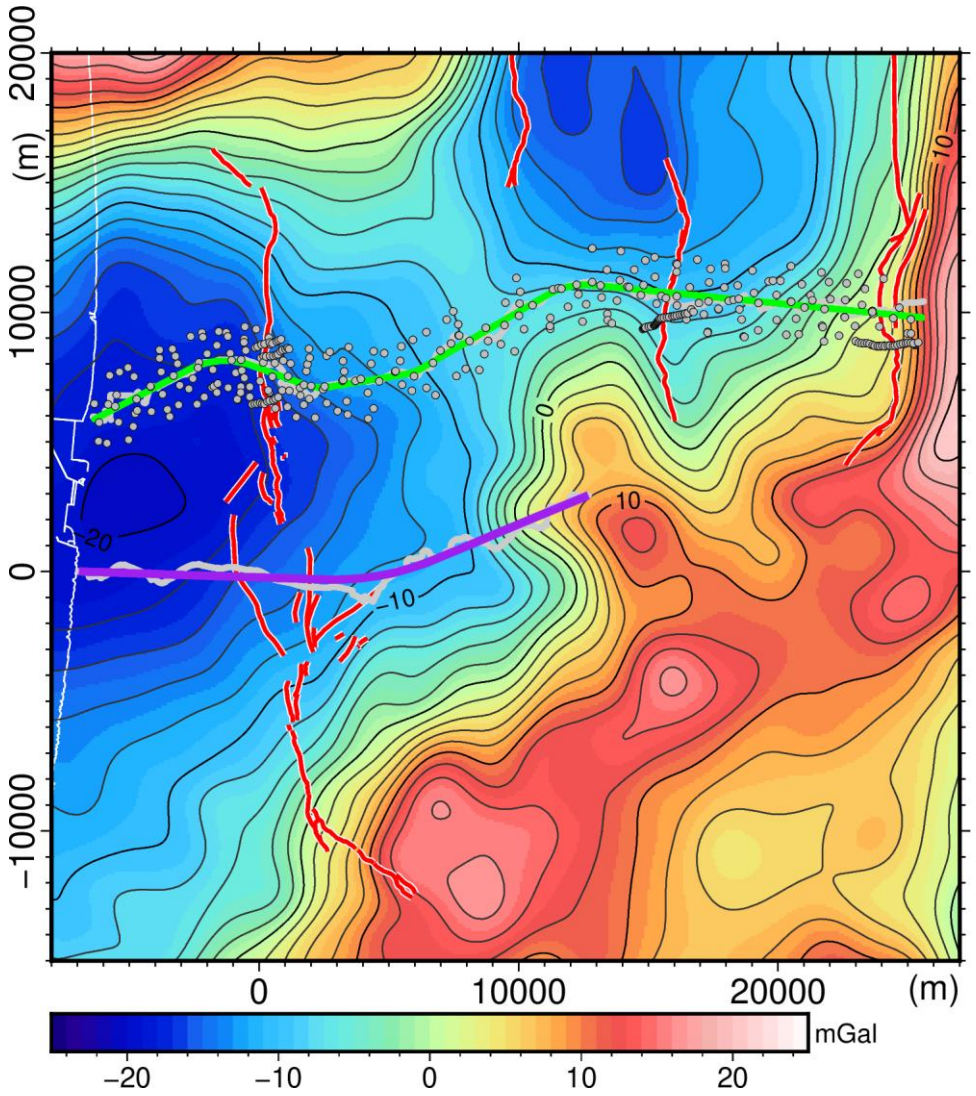


図 60　地震波探査測線および２次元タルワニ法解析測線位置。背景は遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常図。紫線は地震波探査測線の犀川―医王山測線、緑線は地震波探査測線の内灘―南砺測線、灰点は内灘―南砺測線から 1.5　km 以内の重力測定点分布、赤線は活断層の地表トレース位置を示す。

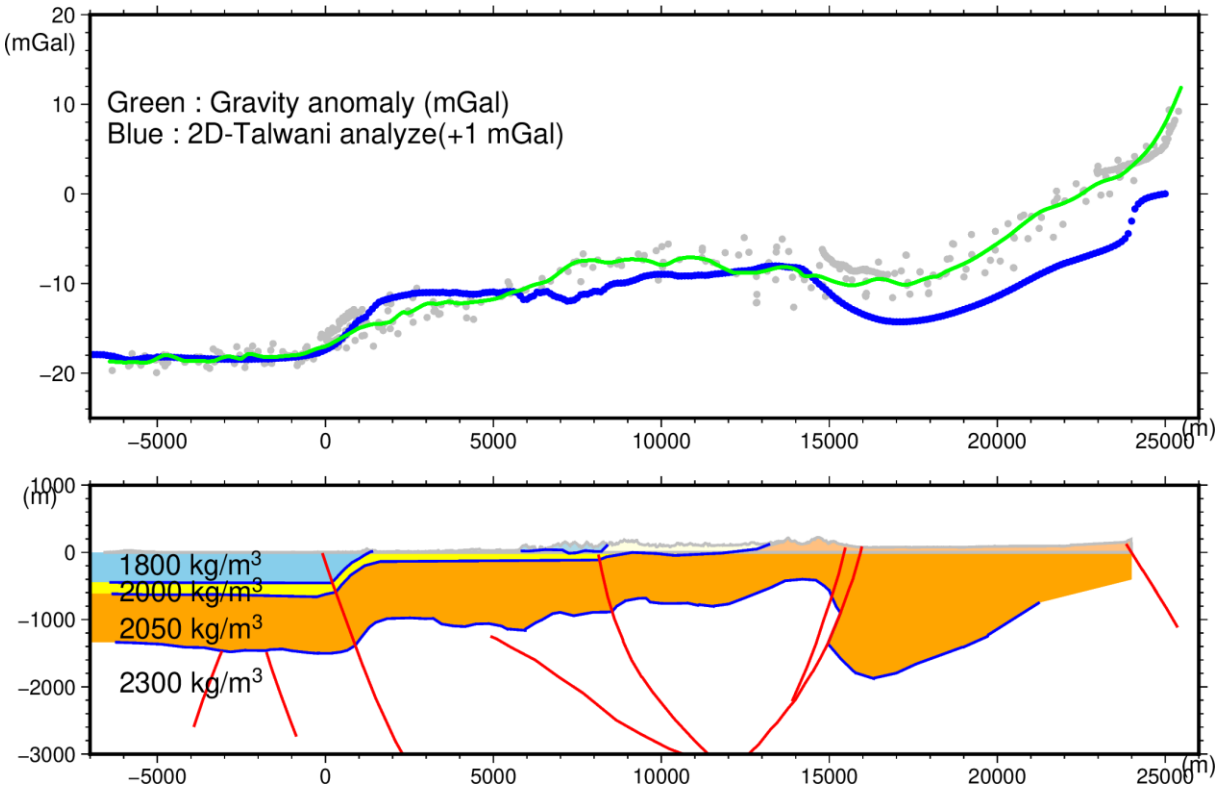


図 61　内灘―南砺測線について、地震波探査測線周辺の重力分布を参照した２次元タルワニ法解析結果。横軸の０ｍは図 60 の横軸の０ｍと同じ。（上図）緑線は図 60 の遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布、灰点は断面から両端 1.5 km 範囲内の観測点における平面トレンドを取り除いた重力異常値、青線は下図の密度構造モデルから得られる２次元タルワニ法解析による計算重力値。（下図）青線は密度構造境界、各層はそれぞれ青、緑、黄、オレンジで着色され、各層の密度は図中に表示されている。白色の領域は医王山層、岩稲層及び下位層からなる第４層に相当する。赤線は図 55 に表示の断層を示す。

vii）森本・富樫断層帯に直交する測線での２次元タルワニ法解析

上で対象とした２つの地震波探査測線沿いで実施した２次元タルワニ法解析を森本・富樫断層帯全域について実施した。新規測線として、iv)の犀川―医王山測線と同じく森本断層の走向方向が縦軸となるように回転処理（反時計まわりに 31°）を行った座標系において、犀川―医王山測線を中心として森本断層の走向方向に４km 間隔に断層に直交する方向に設定する。富樫断層の走向は森本断層の走向から反時計回りに約 10 度の方向を向くことから、富樫断層の走向方向を北から反時計まわりに 21° とし、新規測線を富樫断層の走向方向に直交するように４km 間隔で設定した。森本断層の走向方向の+7.815 km の位置にはvi)の内灘―南砺測線が存在するため、森本断層の走向方向８km の測線は内灘―南砺測線を使用する。新規に５本の測線を設定し、既存の２本とあわせて北東から A～G 測線とし、測線 B はvi)の内灘―南砺測線に、測線 D はiv)の犀川―医王山測線である。２次元タルワニ法解析実施測線の位置を図 62 に示す。

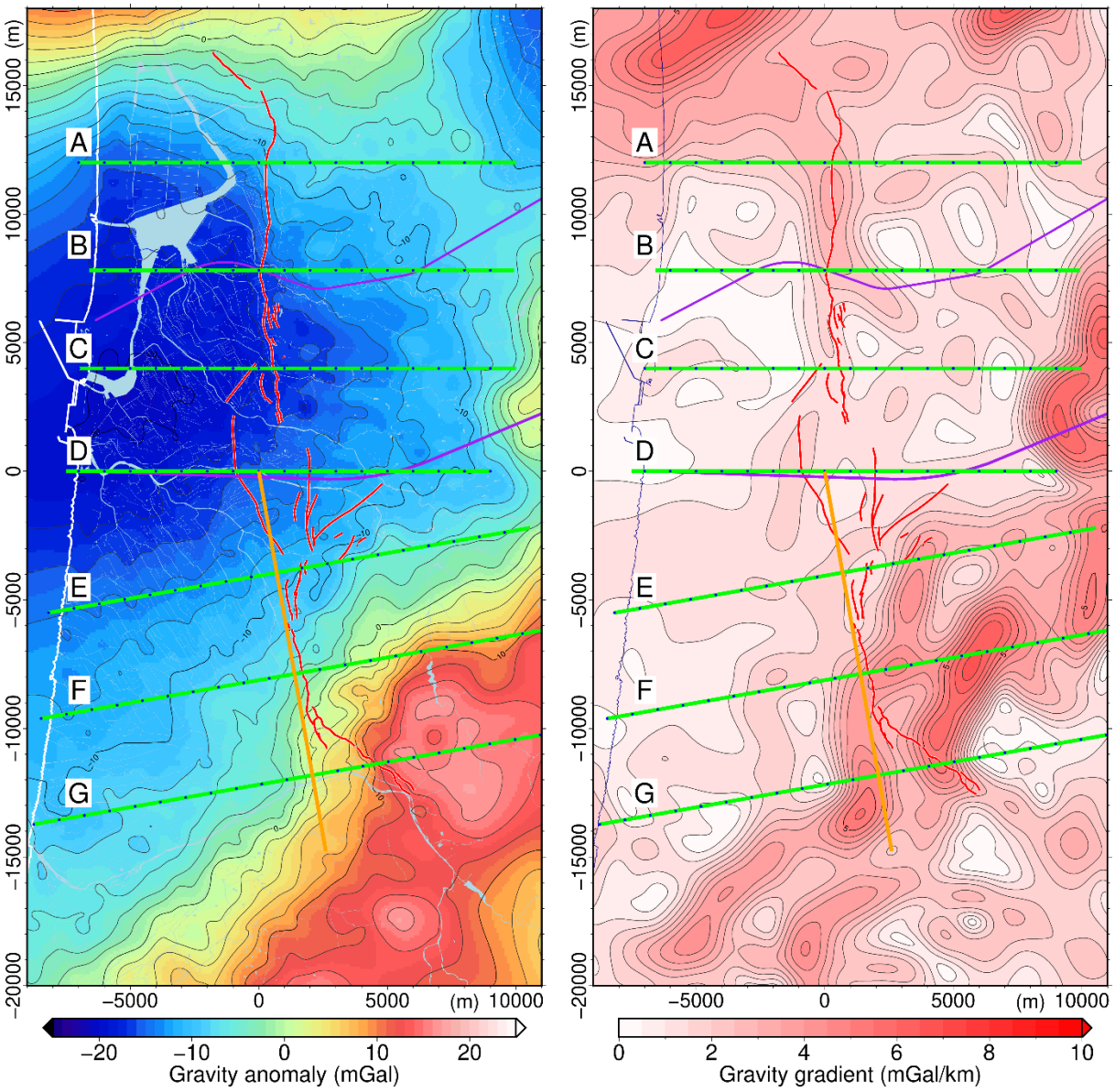


図 62　森本・富樫断層帯を横切る２次元タルワニ法解析測線の位置。紫線は地震波探査測線の内灘―南砺測線（上）と犀川―医王山測線（下）、緑線は２次元タルワニ法解析測線、赤線は活断層の地表トレース位置、オレンジ線は測線 E～G における横軸の０ｍの位置をそれぞれ示す。(左)遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布。（右）水平一次微分分布。

２次元タルワニ法解析は vi)の内灘―南砺測線における解析と同様に密度構造を４層で構成し、それぞれの密度についても iv)および vi)と同じ密度値を用いた。地質図から得られる表層地質および隣接する測線の密度構造を参照し、隣接する密度構造間で大きな差異が生じないように密度構造を作成することとした。断層付近の重力変化について２次元タルワニ法解析による計算重力異常値と観測重力異常値を合わせることを優先し、南東部の丘陵部分での第４層より下位の密度構造により計算重力値と観測重力値が合わない範囲

についてはここでの解析では考慮しないこととした。

viii) 森本・富樫断層帯に直交する測線での２次元タルワニ法解析の結果

vii)で設定した各測線について２次元タルワニ法解析結果について記す。

測線 A は森本断層の北部、犀川―医王山測線から 12 km 北東側に位置する。観測重力異常値は森本断層を横切る約１km の範囲で約４mGal の局所的な変化を示す。測線 A について２次元タルワニ法解析により推定される地下密度構造と計算重力異常値及び観測重力異常値を図 63 に示す。推定される地下密度構造は測線 B の内灘―南砺測線と類似し、森本断層付近で地層の勾配や深度変化を設定することで観測重力異常値と合う結果が得られる。測線 A 沿いでは森本断層は断層から離れた丘陵部について大桑層と高窪層との境界がほぼ水平に近いことが地質図から推定され、平野部での観測重力異常値の変化も小さいことから、密度構造の変化は断層近辺のみであると推定される。測線 A は測線 B と同様の地下密度構造をもつことから、森本断層に沿って同様の地下密度構造が連続的に続いていると推定される。

測線 B は森本断層の中央部を横切り、内灘―南砺測線に相当する。測線は内灘―南砺測線と都市圏活断層図（東郷・他，1998）による森本断層推定位置との交点を通り、犀川―医王山測線から 7.815 km 北東側に位置する。測線 B について２次元タルワニ法解析により推定される地下密度構造と計算重力異常値及び観測重力異常値を図 63 に示す。解析結果は vi)に記したように、２次元タルワニ法解析による計算重力異常値は観測重力異常値と良く一致し、地震波探査結果で得られた地下の層構造に基づく密度構造及び各層の密度値が適切であることを意味する。測線沿いの平野部で観測重力異常値の変化がほぼ見られないことから、地下密度構造はほぼ水平かつ層厚もほぼ一定で各層が堆積していると考えられる。

測線 C は森本断層の南部、犀川―医王山測線から４km 北東側に位置する。測線 C,D について２次元タルワニ法解析により推定される地下密度構造と計算重力異常値及び観測重力異常値を図 64 に示す。測線 C 沿いでは森本断層近辺での観測重力異常値の局所的な変化は測線 A や B と比べて小さい。また、平地では重力変化がほとんど見られず丘陵部でほぼ一定の観測重力異常値の水平勾配を示すことから、測線 C の地下密度構造は測線 B の地下密度構造と大きく異なるものではないが、測線 D の犀川―医王山測線の地下密度構造に近いと推定される。丘陵部の地下密度構造としては大桑層から上位にかけての堆積層が傾斜を伴って広がると推定されるが、高窪層についてはこれより南では対象地域における地質図（1:200000 地質図幅金沢）（鹿野・他， 1999）に表れないことや利用可能なボーリング結果がないことから測線 C 沿いにおける地下での高窪層の存在に関する情報が得られないため、測線 B 及び D を参考に第２層の形状を設定した。断層近辺での局所的な観測重力異常値の変化量の小ささから、断層運動により生じる地層の褶曲に伴う鉛直変位量は森本断層の中部（測線 B）や北部（測線 A）と比較して小さいと推定され、２次元密度構造での褶曲構造は測線 D の構造と類似している。

測線 D は野町断層を横切るように設定され、犀川―医王山測線とほぼ重なる。iv)で示したように地震波探査によって得られた地下密度構造では測線沿いの観測重力異常値の変化を説明できないが、iv)での第４層と第５層との境界深度を変更することによって観測

重力異常値に近い計算重力異常値を示す２次元密度構造を作成した。測線沿いの観測重力異常分布は野町断層の地表推定位置両端約５km の範囲で８mGal 程度と緩やかに変化する。この観測重力異常値の変化を作る２次元密度構造として、第３層の厚さを図 64 に示すようにやや薄くする、つまり構造変更範囲の密度をより大きくすることで計算重力異常値と観測重力異常値との差を小さくすることができる。

測線Ｅは野町断層と富樫断層の境界部分を横切る測線であり、犀川―医王山測線から富樫断層の走向方向へ４km 南南西側に位置する。測線 E について２次元タルワニ法解析により推定される地下密度構造と計算重力異常値及び観測重力異常値を図 65 に示す。測線 E では観測重力異常値の水平勾配が最大となる向きが北北西方向であり、野町断層の傾斜方向と大きく異なる。また、地質図において卯辰山層から下位層にかけて北西方向へ大きく傾斜した分布を示している（地質調査所, 1959)。そのため、地下構造が測線に沿った２次元構造とする２次元タルワニ法の仮定が成り立たないことに留意する必要がある。測線沿いの観測重力異常値の分布として、地質図にて大桑層と中・下部中新統堆積層との境界付近（横軸２～３km 付近）で比較的大きな観測重力異常値の水平勾配が見られるが、地表での地質境界として地質図を参考にした図 65 に示される地下密度構造では海側に約１km ずれた位置で計算重力異常値の水平勾配が大きくなる。断層近傍から海側にかけては観測重力異常の変化が緩やかであることから、地下密度構造についても断層付近での地層の褶曲に伴う鉛直変位量は小さいと考えられ、測線 A～D の構造とは異なる可能性が考えられる。

測線 F は富樫断層の中央部を横切る測線であり、犀川―医王山測線から８km 南南西側に位置する。測線F,Gについて２次元タルワニ法解析により推定される地下密度構造と計算重力異常値及び観測重力異常値を図 66 に示す。測線 F 上の地質分布は、丘陵部で中・下部中新統堆積層が大きな勾配を示しており、平野部は手取川扇状地堆積物が分布する。地下密度構造は平野部において扇状地堆積物と中・下部中新統堆積層との層厚の比率は明確ではないが、図 66 に示されるように平野部において中・下部中新統堆積層が海に近づくにつれて厚くなるとともに、丘陵部にて地質図でみられる範囲で中・下部中新統堆積層が富樫断層近辺で傾斜して存在する地下密度構造を仮定すると、２次元タルワニ法による計算重力異常値と観測重力異常値が断層付近でほぼ一致する。この断層付近での傾斜構造は測線 E の地下密度構造と類似する。また富樫断層から丘陵方向へ約４km より離れた範囲では観測重力異常値が計算重力異常値よりかなり大きくなるが、地質図に示される医王山層より下位のより高密度の安山岩―デイサイト質溶岩・火砕岩やより下位の基盤岩などが浅い領域に存在する影響であると考えられる。

測線Ｇは富樫断層の南端付近に位置する測線であり、犀川―医王山測線から 12 km 南西側に位置する。測線Ｇ沿いでは、富樫断層の地表推定位置は東の丘陵に沿って曲がっており、図 62（左）の観測重力異常値及び図 62（右）の水平一次微分分布図の分布は、富樫断層地表推定位置とそこから約３km 丘陵側の２ヶ所で大きな水平勾配を示す。これら２つの大きな水平勾配について、図 62（右）の水平一次微分の分布図で測線 F から連続して伸びる水平一次微分値の大きな帯は西側の水平勾配が大きな部分につながっている。このことから、測線Ｆで推定される中・下部中新統堆積層が傾斜する領域は、測線Ｇ沿いでは図 66 に示されるように地表推定断層位置より２km 程度西側で扇状地堆積物の下に存在

すると推定される。また、東側の観測重力異常値の水平勾配が大きい原因として、医王山層より下位のより高密度の安山岩―デイサイト質溶岩・火砕岩やより下位の基盤岩などが浅い領域に存在するためと考えられる。

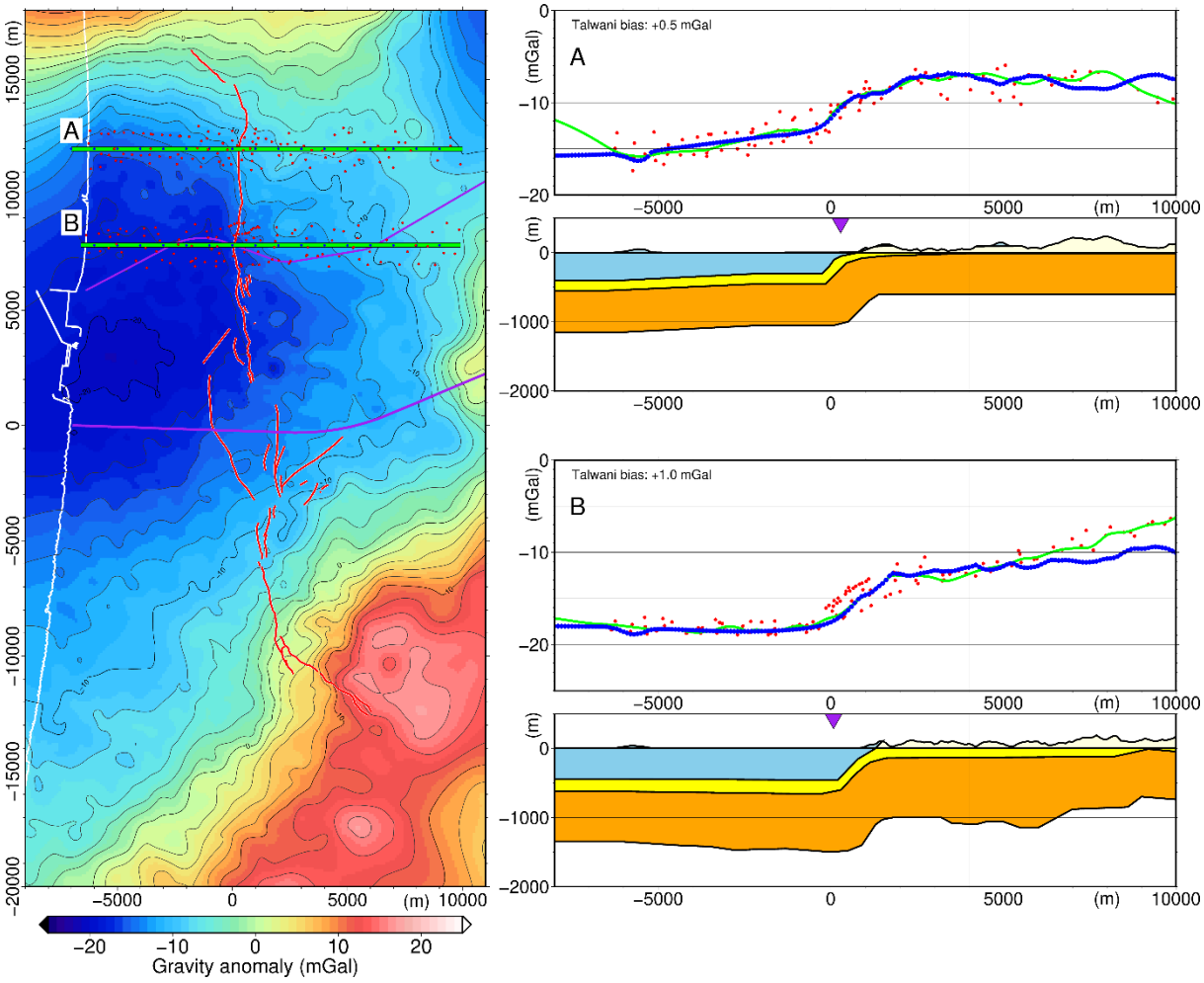


図 63　森本・富樫断層帯を横切る２次元タルワニ法解析測線 A, B の解析結果。（左）遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布。紫線は地震波探査測線の内灘―南砺測線（上）と犀川―医王山測線（下）、緑線は２次元タルワニ法解析測線 A, B、赤線は活断層の地表トレース位置を示す。（右上）測線 A における２次元タルワニ法解析結果。（右下）測線 B における２次元タルワニ法解析結果。それぞれ、（上）緑線：遮断波長４km のフィルター処理後の重力異常分布、青線：２次元タルワニ法解析による計算重力値、赤点：測線沿いの測定点における重力値、（下）２次元タルワニ法解析に用いた地下密度構造断面図。水色、黄色、オレンジ色、白色はそれぞれ第１層から第４層の領域、紫三角は地表活断層推定位置を示す。

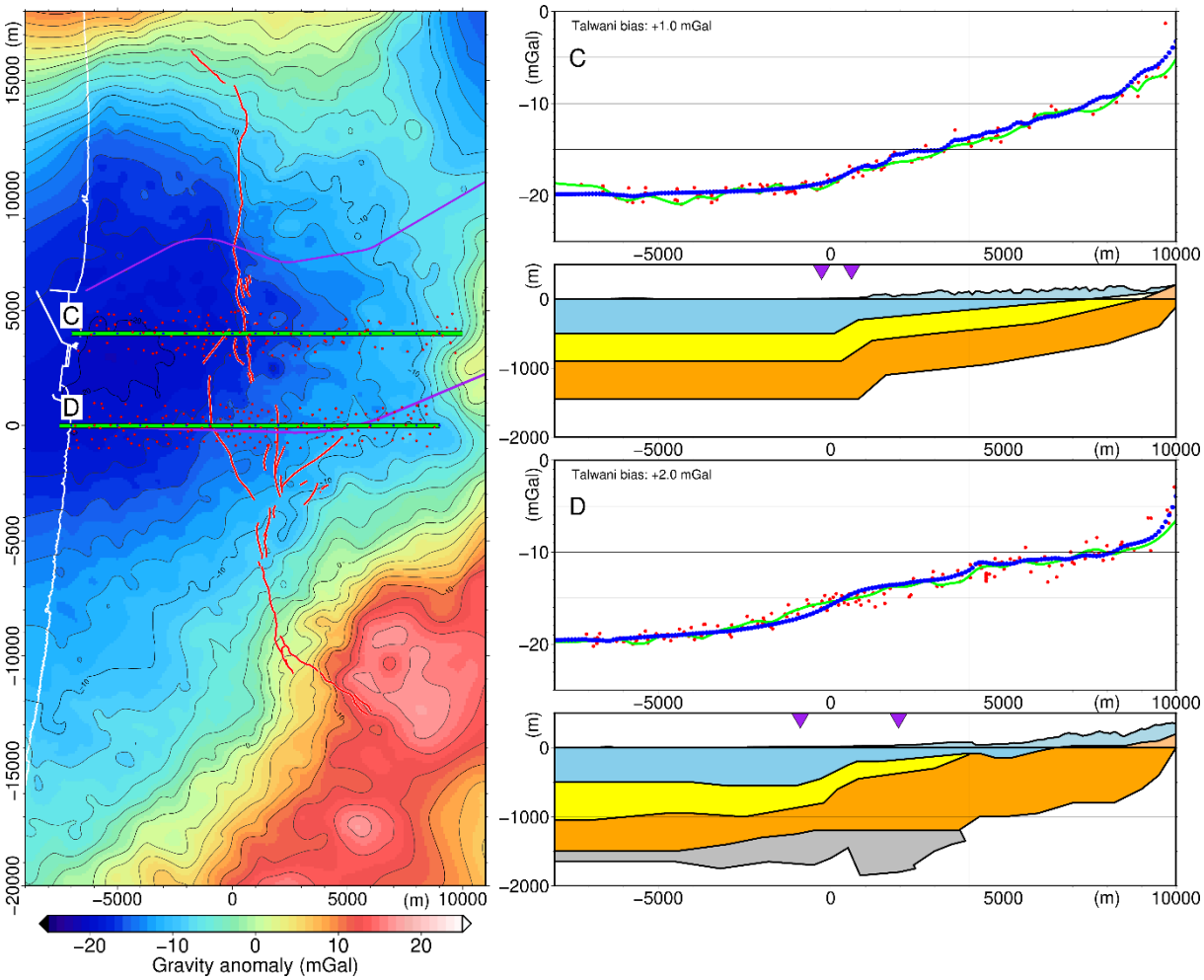


図 64　森本・富樫断層帯を横切る 2 次元タルワニ法解析測線 C, D の解析結果。
測線 D における下図灰色は犀川―医王山測線の解釈深度断面（石山・他, 2023）から第 4 層への形状変更部分を示す。その他の詳細は図 63 と同じ。

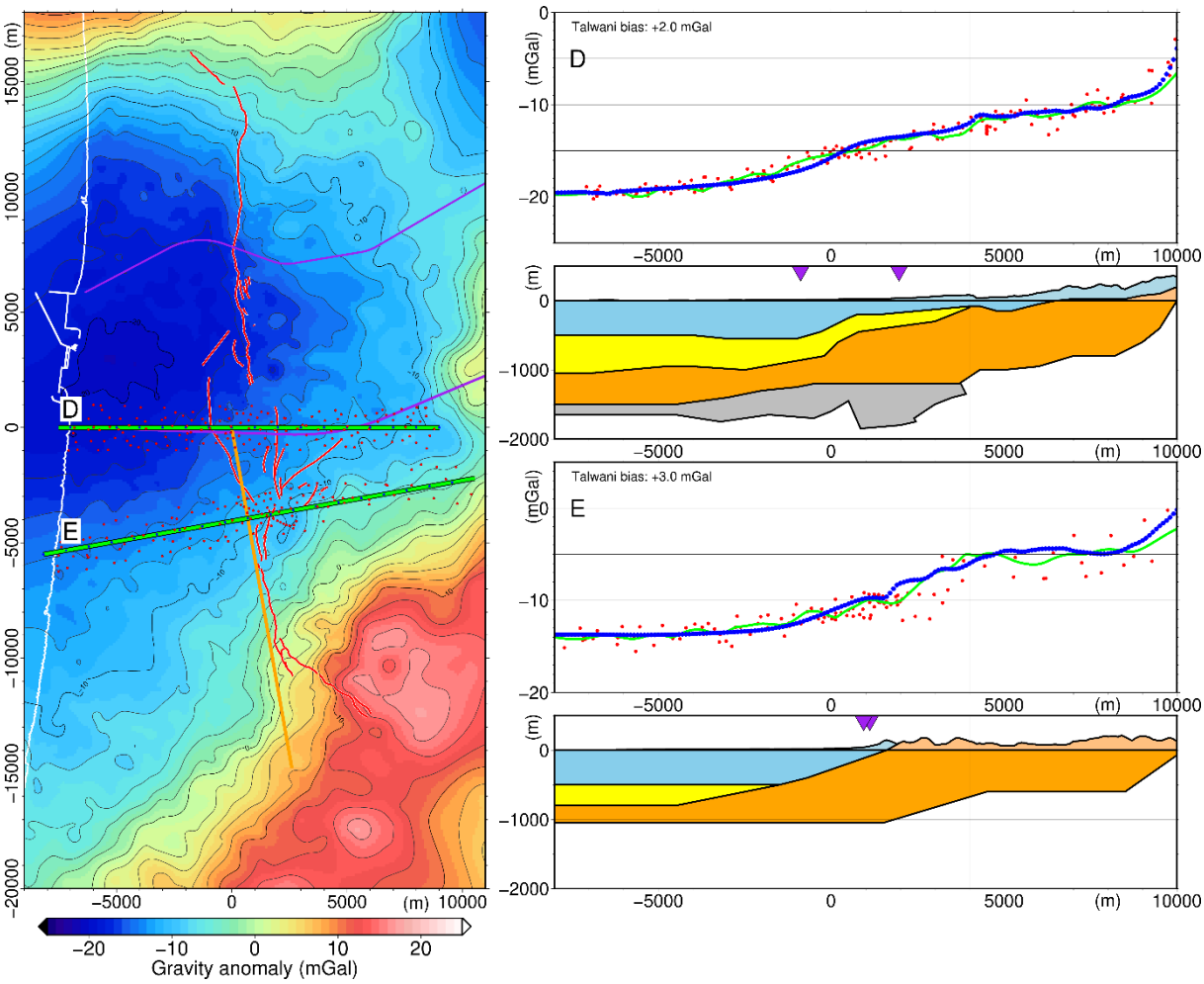


図 65　森本・富樫断層帯を横切る 2 次元タルワニ法解析測線 D, E の解析結果。
左図におけるオレンジ線は測線 E～G における横軸 0 の位置を示す。その他の詳細は図 64 と同じ。

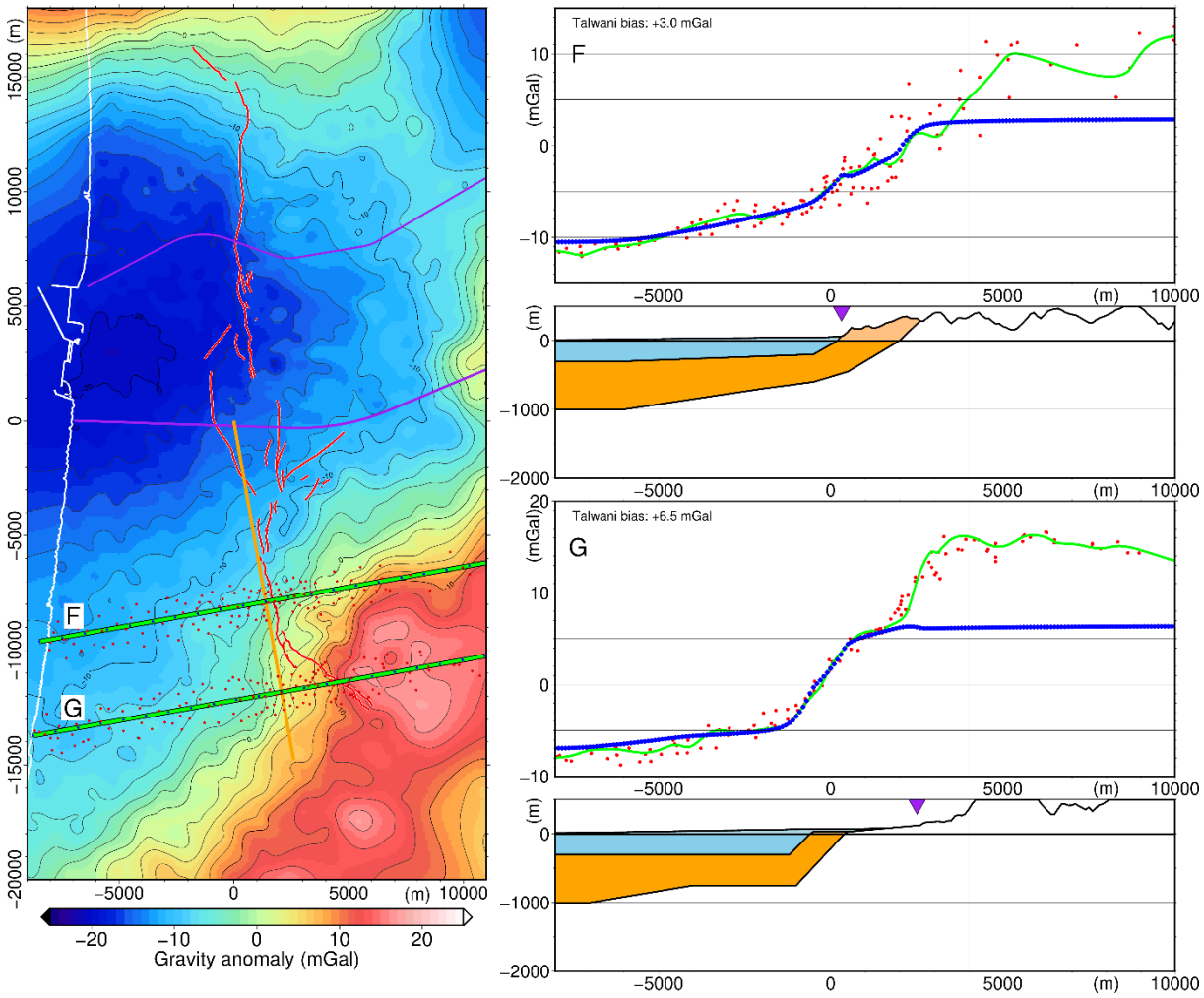


図 66　森本・富樫断層帯を横切る 2 次元タルワニ法解析測線 F, G の解析結果。
詳細は図 65 と同じ。

5) Scintrex CG-３M 型重力計の精度の検定

金沢大学が所有し今回の測定に使用する Scintrex CG-３M 型重力計(S/N:9507302)には、重力値の大きさに依存して測定重力値が線形的に変化するバイアスがみられる。そのため、重力測定点での正確な重力値を得るためには、重力測定精度の検定を実施し、それから得られる補正係数が必要となる。また、2024 年１月１日に発生した令和６年能登半島地震により、金沢大学内の重力計保管部屋で棚から落下した荷物が重力計を直撃する被害があった。その際実施した重力計の動作テストにおいて、保管部屋で測定を行った際の重力計からの読み取り値は、2023年12月18日には5349.085 (mGal)であったのに対し、2024年１月25日では5386.098 (mGal)と同一地点で約37 mGalの重力値の差を示した。この差は通常では観測されない数値であった。その原因として、

・荷物落下による衝撃のため機械的な不具合が生じた。

・この２回の動作テストによる測定の間に年をまたいでおり、Scintrex CG-３M 型重力計が内蔵する時間処理のソフトウェアに誤作動が生じた。

・金沢大学周辺の地下で令和６年能登半島地震を原因とする密度構造の大きな変動があった。

の３つがあるが、このうち密度構造の変化は重力値の変化が大きすぎるため可能性として考えにくい。一方、ソフトウェアの誤作動はこれまでの重力計の運用でも確認されており、今回の事象もこのソフトウェアの誤作動による可能性が高いと考えられるが、機械的な原因による可能性も否定できない。

これらのことから、金沢大学所有の Scintrex CG-３M 型重力計(S302)の動作確認及び精度検定を目的として、既知の重力値が公開されている複数の一等重力点（国土地理院, 2023）と一等重力点金沢との重力値の差の測定を実施した。測定を実施した点は、一等重力点金沢の重力値と大きく異なる重力値が得られる一等重力点であり、令和４年度に北海道、新潟、南九州の計 19 点、令和５年度に山形、新潟、紀伊半島、中国地方および南九州の計 26 点、令和６年度に北海道、新潟で計８点の測定を行った。加えて、山梨県富士山科学研究所周辺の３点で実施された絶対重力測定結果と比較を行うことで精密な重力計検定測定を実施した。それぞれの測定点分布を図67に示す。

各地の一等重力点で行った検定測定の結果として、一等重力点金沢と検定に用いた一等重力点との重力値の差と、２点間の正確な重力差と金沢大学所有の Scintrex CG-３M 型重力計による測定重力差とのずれ、とをプロットしたグラフを図68に示す。

金沢大学所有の Scintrex CG-３M 型重力計については、これまでも測定される重力値の大きさに比例するずれが確認されており、この重力計が示す１mGal の差に 2.2261×10^{-3} の係数をかけた値を補正値として加えた値を使用している。図 68 に示される検定結果は、今回検定で得られた赤点がこれまでの一等重力点で測定された値で判明しているずれとほぼ同じ値を示している。今回の検定結果を追加して得られた補正係数は、$(2.357\pm0.0274)\times10^{-3}$ となり、補正係数に大きな違いはみられなかった。

山梨県富士山科学研究所周辺の検定測定では、令和４年度に今西・他(2022)による絶対重力計測定地点である山梨県富士山科学研究所(MFRI)と富士山５合目測定点(SL5ST)との重力差を測定する検定を行った。また、令和６年度には絶対重力計による正確な重力値の再測定とほぼ同時期に金沢大学所有の重力計による検定測定が実施できた。令和６年度

の検定測定では、山梨県富士山科学研究所(MFRI)を起点とし、富士山５合目測定点(SL5ST)および都留文化大学測定点(Tsuru Univ.)にて各２回、測定時間は１時間以上で測定を実施した。絶対重力測定結果と金沢大学所有重力計による測定値との比較の際には、金沢大学所有重力計の読み取り値にドリフト補正、潮汐補正、絶対重力計による測定標高との標高差による鉛直勾配成分の補正を行った値を用いた（図 69)。令和４年度の検定結果では、絶対重力計の結果に対する金沢大学所有重力計の出力値のずれは１mGal あたり 2.789×10^{-3} mGal の差が含まれることが示され、また令和６年度の検定測定では、絶対重力計の結果に対する金沢大学所有重力計の出力値のずれとして１mGal あたり 2.466×10^{-3} mGal の差が含まれることが示された。これらの結果は上記の１等重力点での検定測定結果による補正係数$(2.357\pm0.0274)\times10^{-3}$とほぼ同じ値であった。また、金沢大学所有重力計の補正係数として使用している１mGal あたり 2.2261×10^{-3} の値からの変更を必要としないとする結果となった。

したがって、金沢大学所有の Scintrex CG-３M 型重力計は正常に動作することが確認された。

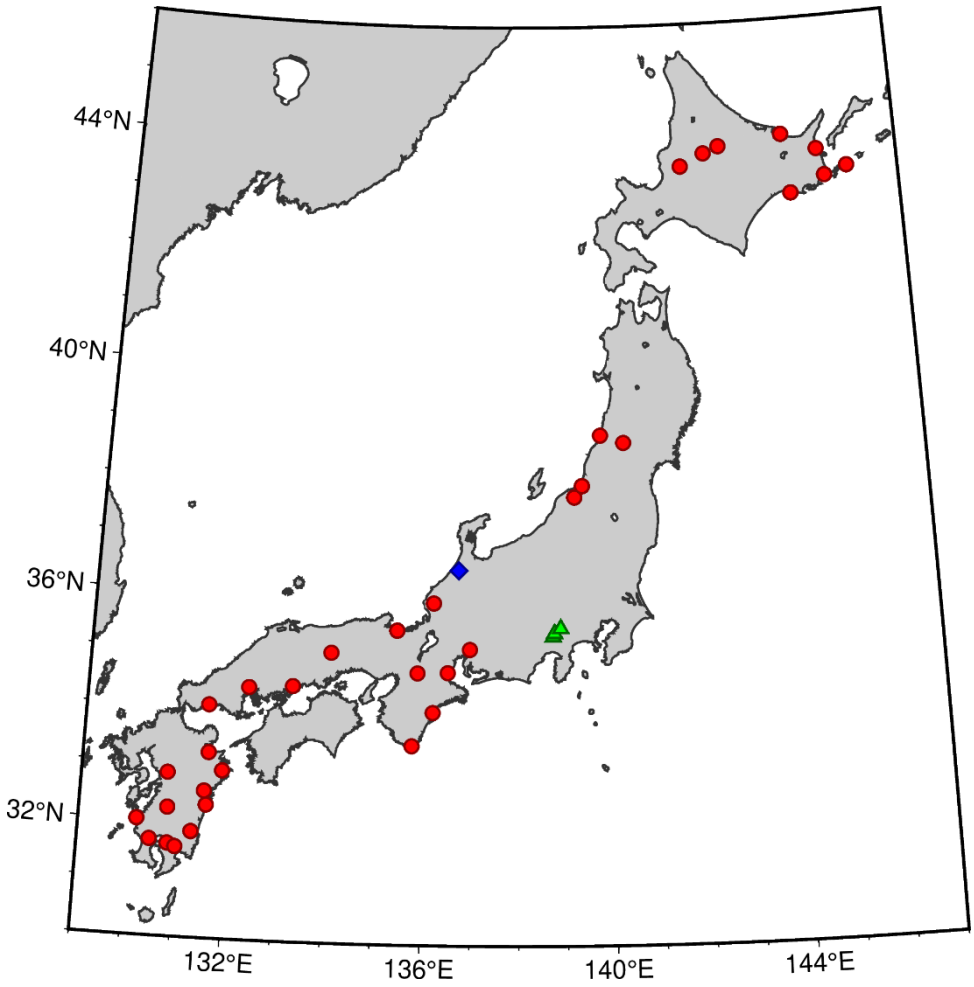


図 67　重力計検定測定を行った観測点。赤点：重力計検定に使用した一等重力点、青点：一等重力点（金沢)、緑点：絶対重力測定結果と比較を行った測定点。

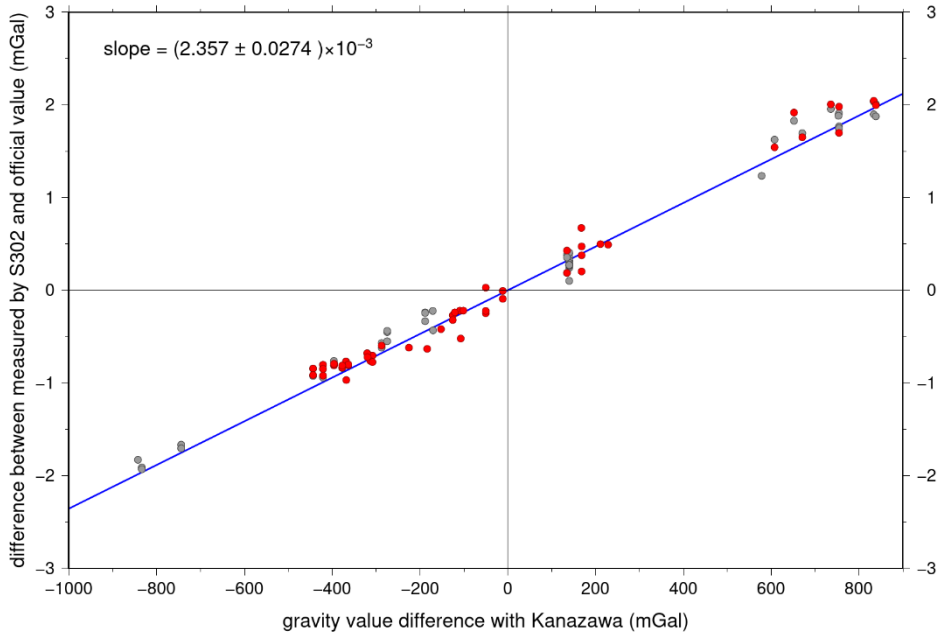


図 68　重力計検定測定の結果。赤点は令和４～６年度に検定を行った測定値、灰点は既存一等重力点測定値、青線は一等重力点金沢での測定値を原点として最小二乗法により得られた回帰直線を示す。横軸：一等重力点金沢と検定に用いた一等重力点との重力値の差、縦軸：２点間の正確な重力差と金沢大学所有の Scintrex CG-３M 型重力計による測定重力差との差。

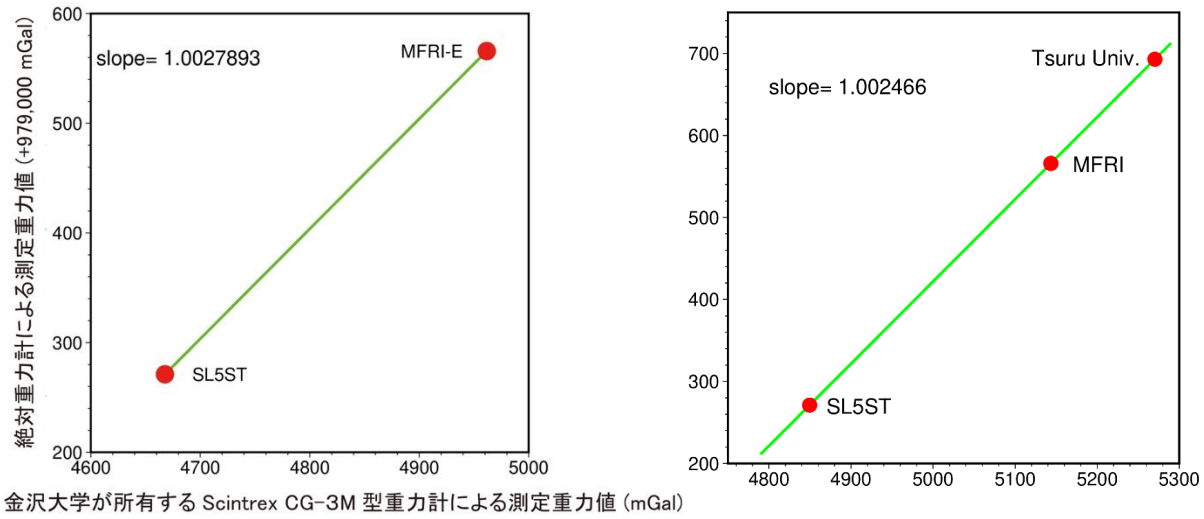


図 69　富士山検定ラインにおける金沢大学が所有する Scintrex CG- ３ M 型重力計による測定重力値と絶対重力計による測定重力値との比較。 MFRI は山梨県富士山科学研究所の基準点（基準重力点富士吉田）、 SL5ST は富士山五合目の測定点、Tsuru Univ. は都留文化大学測定点における測定結果を示す。（左）令和４年度検定測定結果、（右）令和６年度検定測定結果。

（c）結論ならびに今後の課題

森本・富樫断層帯周辺で重力測定を行い、1071 点の新規重力データを追加した。また、既存データの精査を行い、誤りが含まれると推測される重力データ 248 点について除去を行い、そのうち 82 点について同一地点にて再重力測定を行い、重力データを得た。これらの重力データを加えた重力異常図及びその勾配図を作成し、森本・富樫断層帯及び周辺の活断層に関する重力異常の特徴を抽出した。森本・富樫断層帯は全体として、重力異常図では断層構造の特徴が明瞭ではないが、堆積盆の構造を示す低重力異常域に断層帯が区画されている。また、森本・富樫断層帯の傾斜方向の重力異常の勾配からは森本断層及び野町断層については断層構造に起因する可能性のある重力異常が見られるが、富樫断層では不明瞭であった。断層周辺での重力異常の特徴が不明瞭であることは、基盤における鉛直方向の断層変位が小さい可能性を示唆する。さらに勾配図の特徴から、森本・富樫断層帯の断層構造は邑知潟断層帯の断層構造と連続しないことが考えられる。GNSS 導入以前の重力データには標高値が誤っているものが含まれている可能性があり、重力異常の勾配はそのような誤重力データの影響を大きく受ける。勾配を用いた断層構造の特徴抽出の際には誤重力データを可能な限り除去する必要がある。

観測重力異常分布に基づき森本・富樫断層帯周辺地域において３次元重力インバージョン解析を行い、２層構造を仮定した場合の２層の境界深度分布の推定を行った。複数例の初期深度分布及び密度差に対して解析を行った結果、反射方地震探査結果と概ね整合的であり、観測重力異常分布を説明する境界深度分布が得られた。

また、令和４年度実施の反射法地震探査測線である犀川－医王山測線及び令和５年度実施の内灘―南砺測線にて２次元タルワニ法解析を行った。内灘―南砺測線では、反射法地震探査結果に基づく２次元密度構造により測線沿いの観測重力異常値を概ね説明可能であり、反射法地震探査から推定された層構造は重力異常の観点から妥当であることを確認した。犀川－医王山測線では、観測重力異常値を説明するために最深部の層境界において反射法地震探査結果に基づく２次元密度構造の修正が必要であったが、堆積層の層構造は妥当であることが確認できた。これらの結果を参照し、反射法地震探査測線以外の森本・富樫断層帯の直交する５測線においても２次元タルワニ法解析を行い、森本断層及び野町断層は類似の密度構造が連続するが、富樫断層は異なる構造を示す可能性を持つことが分かった。さらなる精度向上のためには、基盤深度に達する大深度のボーリングデータの実測値に基づく密度値の設定と拘束条件になり得る境界深度値が必要となる。

金沢大学所有の Scintrex CG-３M 型重力計による重力測定精度の検定を目的として、金沢と大きく違う重力値を示す一等重力点での重力測定を実施するとともに、富士山周辺の絶対重力測定点においての検定測定を行った。その結果、本調査で使用する重力計の測定精度に問題がないことを確認した。

稠密かつ高精度な重力測定データを用いた重力異常図の作成は、活断層の断層構造を面的に推定する上で有効である。本業務では平野部では約 500 m の格子に重力測定点が 1 点含まれるように重力測定を実施したが、山間部では道路の制約等により均質な重力測定点分布を得ることが難しい。山間部での均質な重力測定データを得るためには、今後の高精度な空中重力測定方法の開発等が望まれる。

（d）引用文献

物理探査学会，物理探査ハンドブック，物理探査学会，462pp，1998.

本多亮・河野芳輝，日本列島周辺の海陸統合 50Mメッシュ地形データの作成とそれを用いた海陸重力地形補正，測地学会誌，51，33-44，2005.

本多亮・澤田明宏・古瀬慶博・工藤健・田中俊行・平松良浩，金沢大学重力データベースの公表，測地学会誌，58(4)，153-160，2012.

今西祐一・西山竜一・本多亮，富士山における 2 台の FG5 による絶対重力測定(2022 年９月）―相対重力計検定ラインの構築および FG5 の器差検定―，地震研究所彙報，97，１-11 2022.

石山達也・他 11 名，３．１．１ 活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査，文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，森本・富樫断層帯の重点的な調査観測 令和４年度報告書，6-65，2023.

石山達也・他 11 名，３．１．１ 活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査，文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，森本・富樫断層帯の重点的な調査観測 令和５年度報告書，6-101，2024.

伊藤康人・山下透・檀原徹・長崎康彦・渡辺真人・荒戸裕之，基礎試錐「金沢沖」の中新世火山岩類について―背弧海盆拡大期の火成活動―,石油技術協会誌，59，6，509-518，1994.

鹿野和彦・原山智・山本博文・竹内誠・宇都浩三・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久，20 万分の１地質図幅「金沢」，地質調査書，1999.

紺野義夫（編），石川県地質誌，新版・石川県地質図（10 万分の１）説明書，石川県・北陸地質研究所，1993.

国土地理院，重力データ検索
（http:vldb.gsi.go.jp/sokuchi/gravity/grv_search/gravity.pl），2002.
（2002 年９月１日閲覧）.

国土地理院，基盤地図情報数値標高モデル 10 m メッシュ（標高）(https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php)，2014.（2014 年７月 16 日閲覧).

国土地理院，基盤地図情報数値標高モデル ５m メッシュ（標高）(https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php)，2014.（2014 年７月 16 日閲覧).

国土地理院，基準点成果等閲覧サービス
（https://sokuseikagis1.gsi.go.jp/top.html），2023.（2023 年２月６日閲覧）

Longman I. M., Formulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun, J. Geophys. Res., 64(12), 2351-2355, 1959.

村田泰章・宮川歩夢・駒澤正夫・名和一成・大熊茂雄・上嶋正人・西村清和・岸本清行・宮崎光旗・志知龍一・本多亮・澤田明宏，金沢地域重力図(ブーゲー異常)．重力図，No. 33，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2018.

Rama Rao, P., K.V. Swamy and I.V. Radhakrishna Murthy, Inversion of gravity anomalies of three-dimensional density interfaces, Computers and Geosciences, 25, 887-896, 1999.

産業技術総合研究所地質調査総合センター，５万分の１地質図幅「金沢」，1959.

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，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013.
産業技術総合研究所地質調査総合センター（編），20 万分の１日本シームレス地質図，2015 年５月 29 日版，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2015.
Shichi, R. and A. Yamamoto (Representatives of the Gravity Research Group in Southwest Japan), Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM), Bull. Nagoya University Museum, Special Rept., No.9, 2001.
Talwani, M., J. Wozel and M. Landisman, Rapid computation for two dimensional Bodies with application to Mendocino Submarine Fracture Zone, J. Geophysical Res., 64, 49-59, 1959.
東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤祥，1:25000 都市圏活断層図「金沢」，国土地理院，1998.
山田来樹・高橋俊郎，北陸地方における日本海拡大期火成活動の時空変遷：漸新世～中期中新世火山岩類の層序，年代，岩石学的特徴，地質学雑誌，127(9)，507-525，2021.
Yamamoto, A., R. Shichi and T. Kudo, Gravity Database of Japan (CD-ROM), Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu University, Special Publication, No.1, 2011.
Wessel, P., J.F. Luis, L. Uieda, R. Scharroo, F. Wobbe, W.H.F. Smith and D. Tian, The Generic Mapping Tools version 6. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20, 5556-5564. https://doi.org/10.1029/2019GC008515, 2019.
地質調査所，５万分の１地質図幅「金沢」，1959.

３．２　断層帯周辺の地殻活動の現状把握調査

(1)　業務の内容

(a) 業務題目　断層帯周辺の地殻活動の現状把握調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	主任研究員	吉見　雅行
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	上級主任研究員	内出　崇彦
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	研究員	二宮　啓
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	副部門長	今西　和俊
国立研究開発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	大上　隆史
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	研究グループ長	大坪　誠
国立研究開発法人産業技術総合研究所地質情報研究部門	上級主任研究員	宮川　歩夢

(c) 業務の目的

森本・富樫断層帯および周辺における震源メカニズム解析に基づく応力場情報を取得する。深部断層形状に関して、サブテーマ１．１、１．２と連携するとともに、微動調査等で情報を得る。これらを踏まえて、当該断層帯の断層活動様式（震源断層のすべり方向）を推定する。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

1) 令和４年度：

森本・富樫断層帯周辺の既往定常観測網を補完するよう配置した臨時高感度地震観測網（11 観測点）を構築・維持し、連続観測データの蓄積を開始した。観測データを用いた自動震源処理および雑微動解析を試行した。また、森本・富樫断層帯周辺の応力場に関する既往研究情報を収集・整理した。

2) 令和５年度：

臨時高感度地震観測網(MTKV-net)の維持および臨時稠密地震観測網(MTMT-net)の構築を実施し、連続観測データを蓄積した。深層学習モデル等を用いた自動処理により、臨時高感度地震観測網（MTKV-net）のデータと定常地震観測網データから地震を検出した。27 個の地震の震源メカニズムを決定し、応力場を推定した。連続データの雑微動解析により、森本・富樫断層帯周辺の表面波の抽出を検討した。既

往の深部断層形状と広域応力場を考慮して、断層のすべりやすさ解析を試行した。

3）令和６年度：

臨時高感度地震観測網の維持・保守・データ回収を実施し、年度内に観測網を撤収した。当該観測網データと既往地震観測データを用いて震源メカニズムを引き続き決定し、当該断層帯周辺の応力場を推定した。雑微動解析等を継続して実施し、断層帯周辺の３次元基盤速度構造を推定した。サブテーマ１で推定される深部断層形状を考慮した断層のすべりやすさ解析およびすべり方向計算を実施し、断層の活動様式を推定し、サブテーマ３．２に提供した。

(2) 令和６年度の成果

(a) 業務の要約

臨時高感度地震観測網(MTKV-net)および臨時稠密地震観測網(MTMT-net)の観測を 2024 年 12 月まで継続し、それぞれ約２年３ヶ月間および約１年４ヶ月間の連続観測データを蓄積したうえで撤収・原状回復した。深層学習モデル等を用いた自動処理により、臨時高感度地震観測網（MTKV-net）と定常地震観測網データから地震を検出、震源を決定した。森本・富樫断層周辺域で 29 個の地震の震源メカニズムを決定し、応力場を推定した。本事業による臨時観測網の連続地震データの雑微動解析による群速度と位相速度を用いて、森本・富樫断層帯周辺の３次元Ｓ波速度構造モデルを推定した。当サブテーマによる応力場とサブテーマ１の深部断層形状を用いて、森本・富樫断層帯のすべりやすさおよび断層活動様式を推定した。

(b) 業務の成果

1）微小地震観測による応力場推定

a）森本・富樫断層帯周辺における臨時高感度地震観測

i）臨時高感度地震観測網（MTKV-net）の維持・撤収

活断層で将来発生する地震の発生様式を理解・評価するためには、地下の断層形状に加え、断層帯周辺に作用する応力場の情報が必要である。日本列島のほぼ全領域の応力場は、地震観測データを用いた発震機構の大量解析により推定されており（Uchide et al., 2022）、現在では0.2度メッシュの地殻応力場データが公開されている（産総研地殻応力場データベース；内出・他, 2022）。しかし、森本・富樫断層周辺など地震活動が低調な場所では、発震機構データが少ないため、応力情報の信頼度は高いとは言えない。断層周辺での稠密な地震観測が重要である（例えば、Katsumata et al., 2015；今西・他, 2016）。

本事業では、2022年９月に森本・富樫断層帯周辺に11点の臨時高感度地震観測網（MTKV-net）を構築した（図１、表１）。これらの観測点はすべてオフライン（通信設備無し）であるため、定期的なデータ回収とメンテナンスが必要である。本観測網の維持のため、本年度は2024年４月と８月にデータ回収と保守作業を実施した。途中、SDカードのエラーにより、２観測点では４ヶ月間の欠測（MTKV03：2024/4/10 19:24～2024/8/6 11:10、MTKV11：2024/4/9 12:34～2024/8/5 12:50）が生じた。総じて、メンテナンスにより観測点網の良

好な維持および連続データ回収が行えた。2024年12月上旬に全観測点を撤収し、使用土地の原状回復を行った。

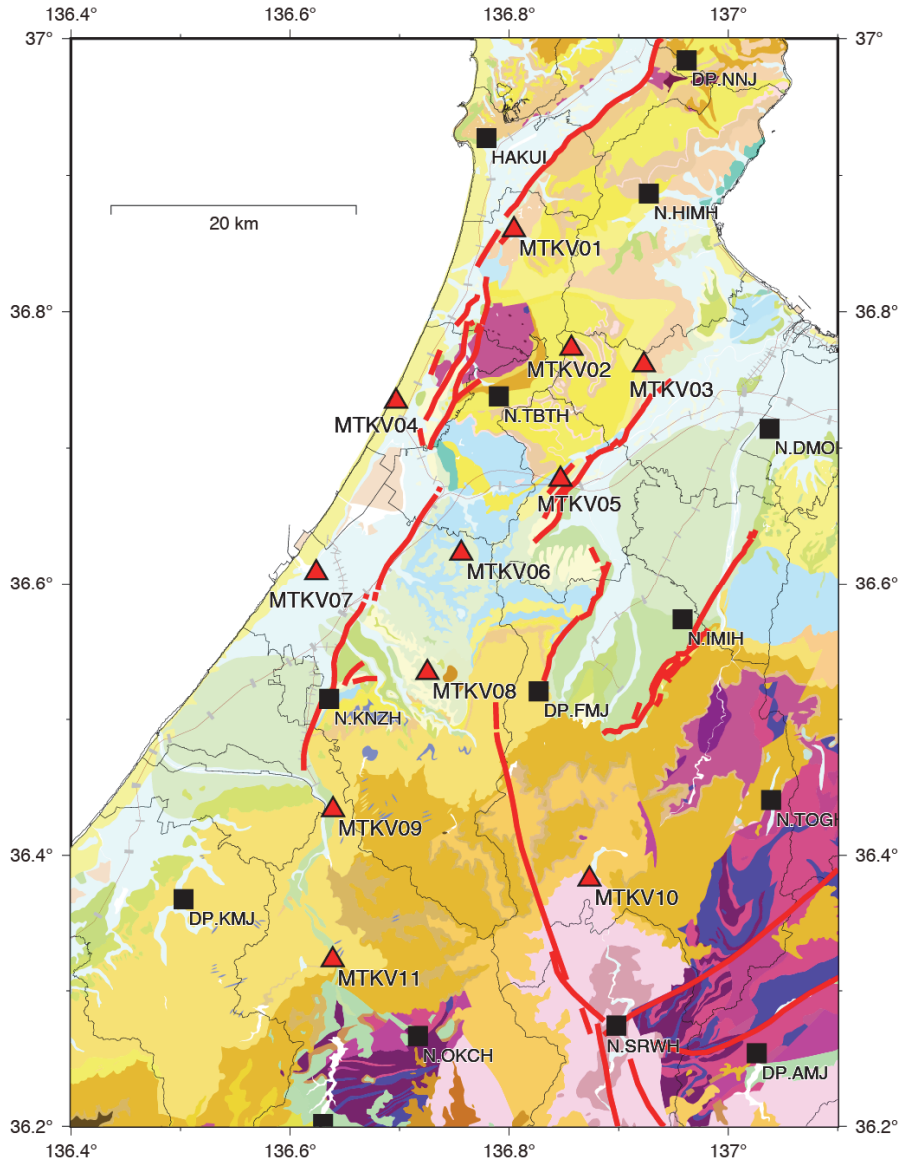


図１　本事業による臨時高感度地震観測網（MTKV-net）の配置図。赤三角はMTKV-net観測点、黒四角は既往高感度地震観測点（Hi-net、気象庁、大学観測点）。基図は20万分の１日本シームレス地質図Ｖ２（産総研地質調査総合センター）、活断層位置は産総研活断層データベース、鉄道路線および行政界は国土数値情報による。

表１　森本・富樫断層帯周辺における臨時高感度地震観測点一覧（MTKV-net）

コード	観測点名称	緯度	経度	標高 m	観測開始日	撤収日時
MTKV01	宝達志水町スポーツセンター	N36.86001	E136.80441	25	2022/9/14	2025/12/3 9:46
MTKV02	高岡市沢川集会所	N36.77334	E136.85677	332	2022/9/17	2025/12/3 15:10
MTKV03	高岡市埋蔵文化財センター	N36.76139	E136.92304	38	2022/9/14	2025/12/3 12:15
MTKV04	かほく市七塚中央公園	N36.73634 (N36.73451)	E136.69844 (E136.69668)	35 (24)	2022/11/22移動 (2022/9/12)	2025/12/2 15:36
MTKV05	小矢部市南谷公民館	N36.67704	E136.84703	51	2022/9/13	2025/12/4 9:23
MTKV06	金沢市旧朝日小学校	N36.62285	E136.75634	161	2022/9/13	2025/12/4 11:40
MTKV07	金沢市戸水公園	N36.60846	E136.62383	2	2022/9/15	2025/12/2 13:06
MTKV08	金沢市俵公民館	N36.53437	E136.72531	224	2022/9/15	2025/12/5 14:30
TMKV09	石川県林業試験場	N36.43352	E136.63927	146	2022/8/25	2025/12/5 12:26
MTKV10	南砺市上平グラウンド	N36.38232	E136.87323	334	2022/9/16	2025/12/4 14:33
MTKV11	白山市鳥越農村公園	N36.32289	E136.63890	256	2022/9/16	2025/12/5 10:45

ii）森本・富樫断層帯における臨時稠密地震観測網（MTMT-net）の維持・撤収

森本・富樫断層帯周辺の地震活動は低調であるため、発震機構解をより多く求めるには規模の小さい地震の極性データを収集する必要がある。また、断層上盤の地盤速度構造をより良く拘束するためにも、稠密な観測網が望ましい。2023年７月に構築した臨時稠密地震観測網（MTMT-net、図２，表２）は、主に森本・富樫断層帯の上盤を中心に25点の上下動１成分地震計からなる観測網である。本観測網の維持と定期的なデータ回収のため、本年度は2024年４月と７月に保守作業（乾電池交換と清掃）およびデータ回収を実施した。また、2024年12月中旬に観測点を撤収した。こうした作業により、観測網はほぼ良好に維持されるとともに、全地点の原状回復を行うことができた。

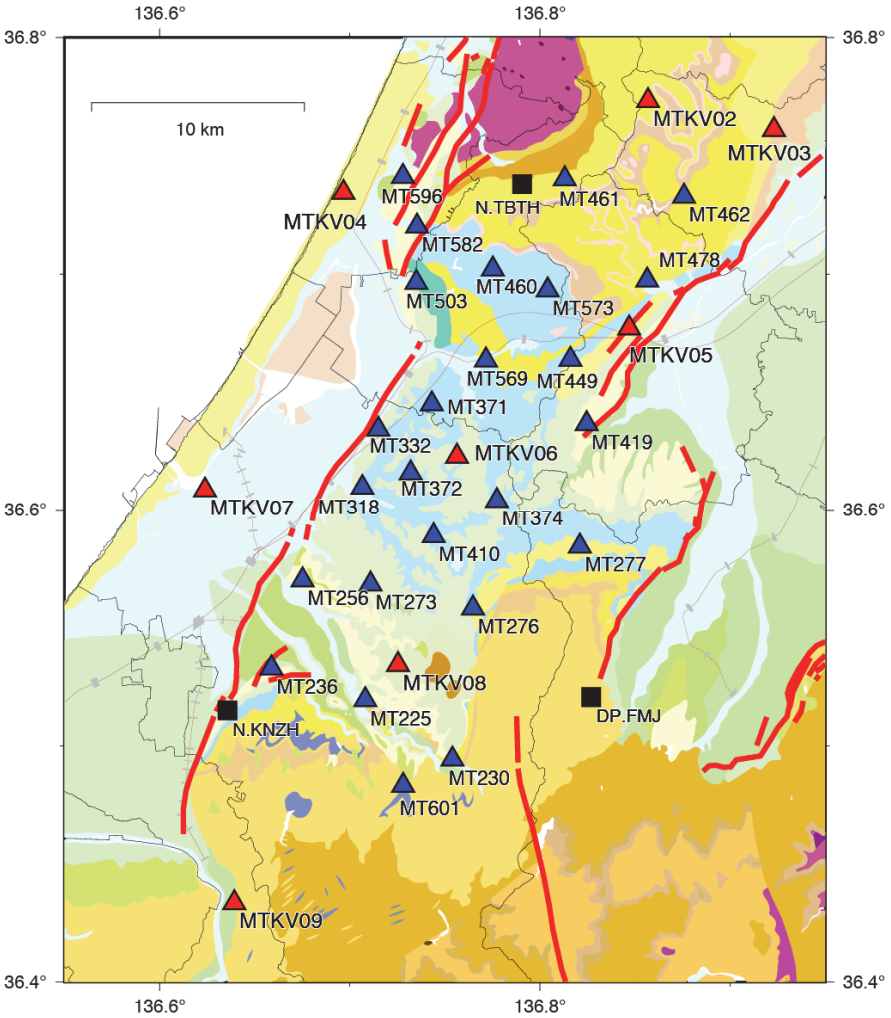


図２　本事業による臨時稠密地震観測網（MTMT-net）の配置図。青三角はMTMT-net観測点、赤三角はMTKV-net観測点、黒四角は既往高感度地震観測点（Hi-net、気象庁、大学観測点）。基図は20万分の1日本シームレス地質図Ｖ２（産総研地質調査総合センター）、活断層位置は産総研活断層データベース、鉄道路線および行政界は国土数値情報による。

表２　臨時稠密地震観測網（MTMT-net）観測点諸元

コード	地点名	緯度	経度	観測開始日時	終了日時
MT225	恩善寺	36.519447	136.708163	2023/7/8 14:00	2024/12/15 9:33
MT230	光明寺	36.494285	136.753972	2023/7/8 15:00	2024/12/15 9:00
MT236	大乗寺	36.532889	136.658850	2023/7/8 16:30	2024/12/15 10:19
MT256	覚林寺	36.570132	136.675188	2023/7/9 10:00	2024/12/15 10:38
MT273	宇宙寺	36.568360	136.710949	2023/7/9 11:30	2024/12/15 10:50
MT276	本泉寺	36.558234	136.764796	2023/7/9 12:00	2024/12/15 11:16
MT277	称念寺	36.584391	136.820978	2023/7/9 14:00	2024/12/15 11:30
MT318	本教寺	36.609632	136.706609	2023/7/9 15:30	2024/12/14 14:35

MT332	波自加彌神社	36.63425	136.71505	2023/7/10 10:30	2024/12/14 14:11
MT371	少彦名神社	36.64500	136.74313	2023/7/10 11:15	2024/12/14 13:56
MT372	水分神社	36.61677	136.73201	2023/7/10 12:10	2024/12/14 14:43
MT374	熊野神社（竹又）	36.60403	136.77738	2023/7/10 13:30	2024/12/15 11:41
MT410	宝乗寺	36.58888	136.74414	2023/7/10 14:30	2024/12/15 12:03
MT419	本叡寺	36.63669	136.82455	2023/7/10 15:30	2024/12/14 10:20
MT449	倶利迦羅不動寺	36.66385	136.81601	2023/7/10 17:10	2024/12/14 9:59
MT460	光楽寺	36.70208	136.77519	2023/7/11 10:15	2024/12/14 13:25
MT461	円通寺	36.74019	136.81305	2023/7/11 11:10	2024/12/14 11:27
MT462	西照寺	36.73282	136.87574	2023/7/11 13:30	2024/12/14 9:11
MT478	報恩寺	36.69739	136.85638	2023/7/11 14:30	2024/12/14 9:42
MT503	養楽寺	36.69637	136.73500	2023/7/11 16:00	2024/12/14 12:43
MT569	教願寺	36.66362	136.77162	2023/7/11 17:30	2024/12/14 13:00
MT573	笠野神社	36.69320	136.80408	2023/7/12 10:15	2024/12/14 11:01
MT582	高峯山正覚寺	36.72020	136.73534	2023/7/12 11:20	2024/12/14 12:03
MT596	本立寺	36.74123	136.72796	2023/7/12 13:30	2024/12/14 11:43
MT601	駒帰町	36.48321	136.72808	2023/7/12 15:30	2024/12/15 9:21

b）深層学習モデル等を用いた地震波形データ自動処理による地震の検出

地震波形データの自動処理により、地震を検出し、その震源位置を同定した。解析するデータとしては、一昨年度本事業で構築したMTKV-netで得られたものに加え、周辺にある国立研究開発法人 防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net）、気象庁の地震観測網、京都大学防災研究所による地震観測網の観測点で得られたものを使用した。使用した観測点の位置を図３に示す。なお、2023年７月以降の期間についてはMTMT-netデータも含めた震源決定を試みたが、震源の決まらない地震が出るなど結果が不安定になったため、最終的にはMTMT-netのデータは用いなかった。

まず、PhaseNetモデル（Zhu and Beroza, 2019）を日本のデータによる学習させたNaoi et al. (2024)の学習済みモデルを使用して、各観測点における連続地震波形データから地震を検出し、Ｐ波及びＳ波の到達時刻を読み取った。次に、GaMMA（Zhu et al., 2022）を使用して、異なる観測点の間のＰ波及びＳ波の読み取り値を同一地震のものであるとして結び付ける、いわゆるphase associationを実施した。最後に、速度構造としてJMA2001モデル（上野・他, 2002）を仮定し、hypomh（Hirata and Matsu’ura, 1987）により震源位置を決定した。

図４に検出された地震の位置を赤色丸印で示す。比較のため、気象庁一元化処理震源カタログで掲載されている地震の位置を青色×印で示す。いずれも、2022年９月13日から2024年12月５日までの期間に発生した地震を図示している。図中の黄枠の範囲にある地震は、気象庁カタログでは396個であったのに対し、本事業による検出結果はおよそ３倍の1174個であった。

図５に、得られた震源の３次元分布を断面図で示す。森本・富樫断層帯と直接対応するような東南東傾斜の面を明瞭に見ることはできなかった。そのような地震が非常に少ないことがその原因として考えられる。なお、領域の北部では深さ６～25 km程度の地震が多く、南部では０～18 km程度の地震が多い。

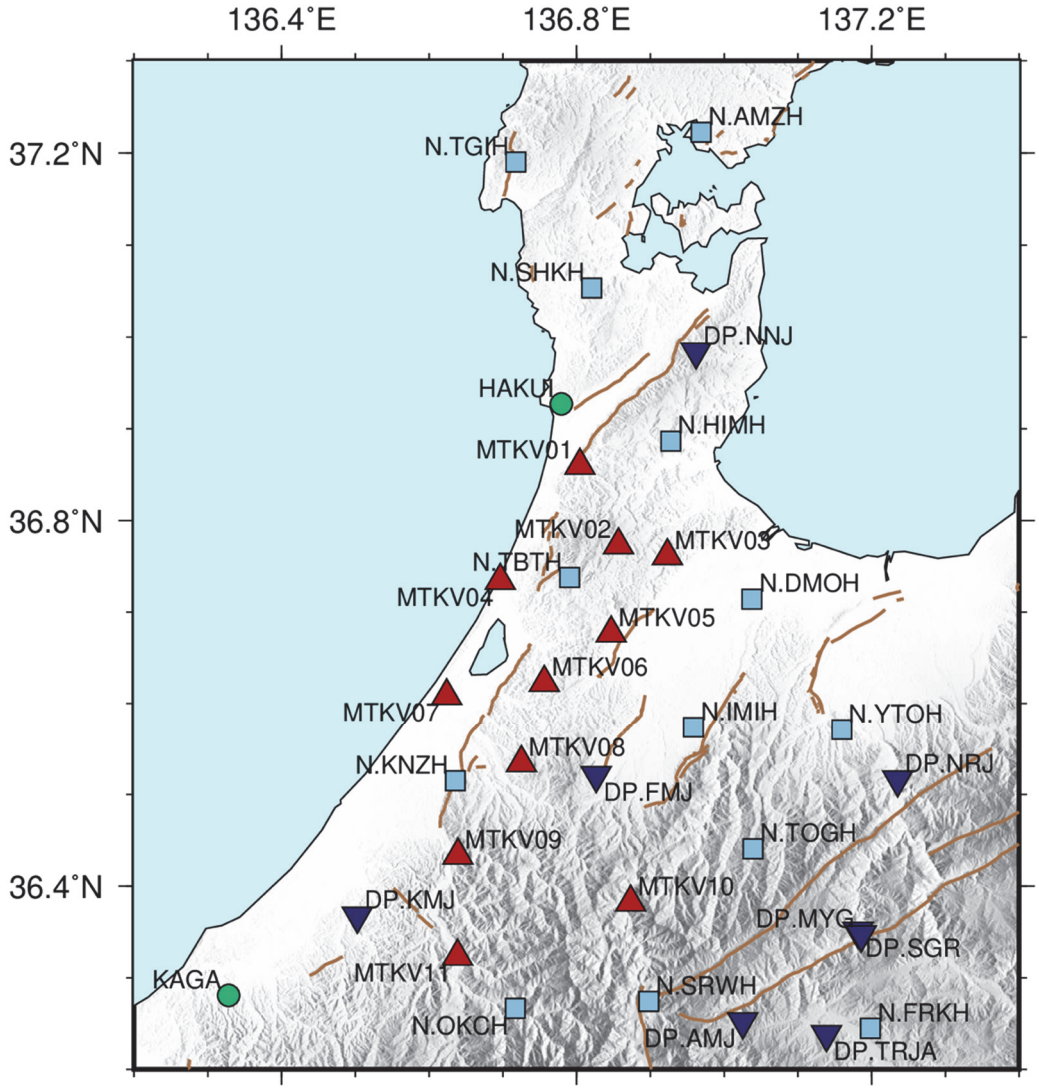


図３　深層学習を用いた地震検出・検測を行う際に使用した観測点の位置。赤色三角形がMTKV-net、水色四角形が国立研究開発法人 防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net）、緑色丸印が気象庁による地震観測網、青色下三角形が京都大学防災研究所による地震観測網の観測点の位置をそれぞれ示す。

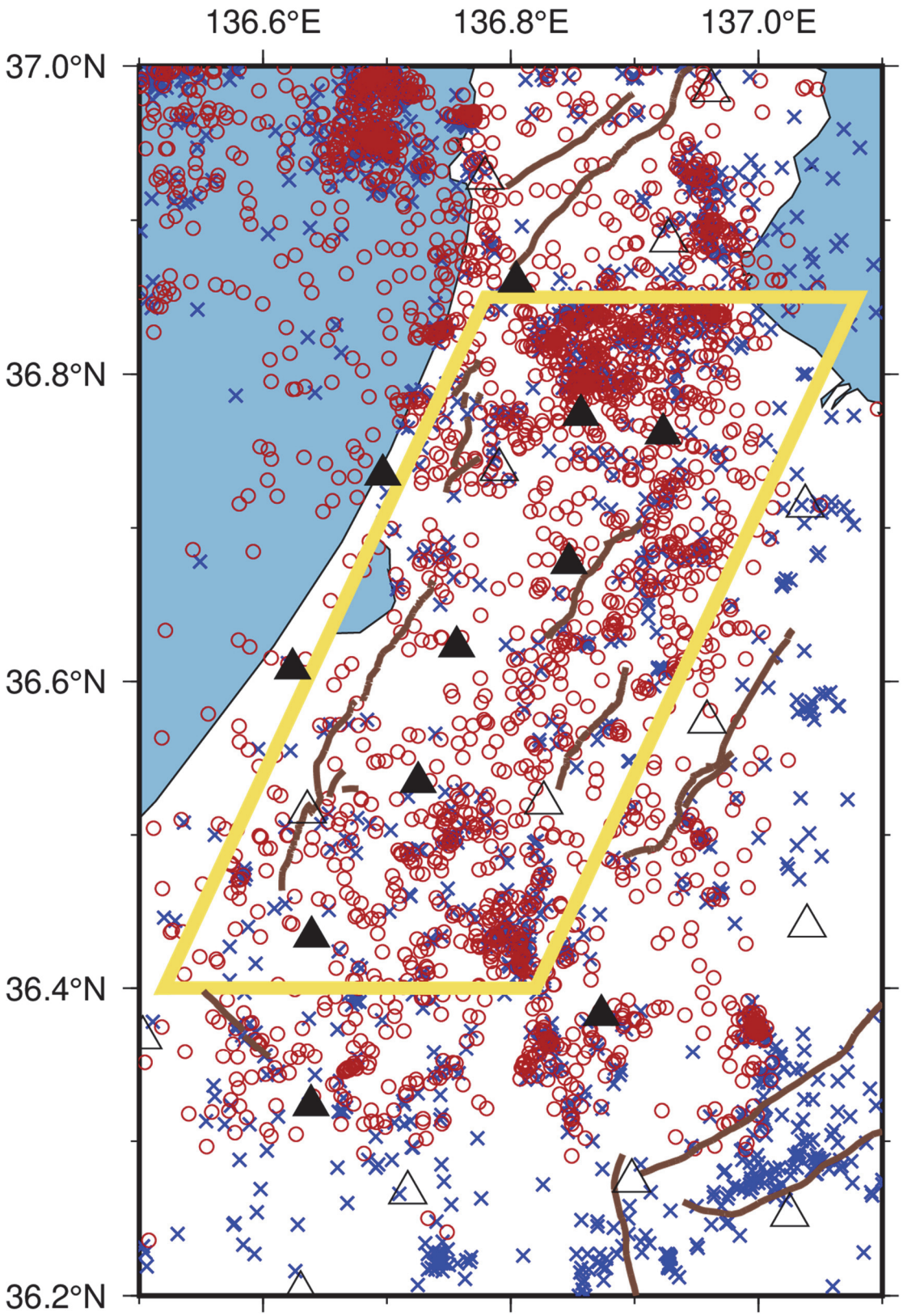


図４　深層学習を用いて検出・検測された地震（赤色丸印）と気象庁一元化処理震源カタログに掲載されている地震（青色×印）。いずれも、2022年９月13日から2024年12月５日までの期間に発生した地震を図示している。黒色三角形はMTKV-netの観測点、白抜き三角形はHi-net、気象庁、京都大学防災研究所による定常地震観測点の位置をそれぞれ示す。

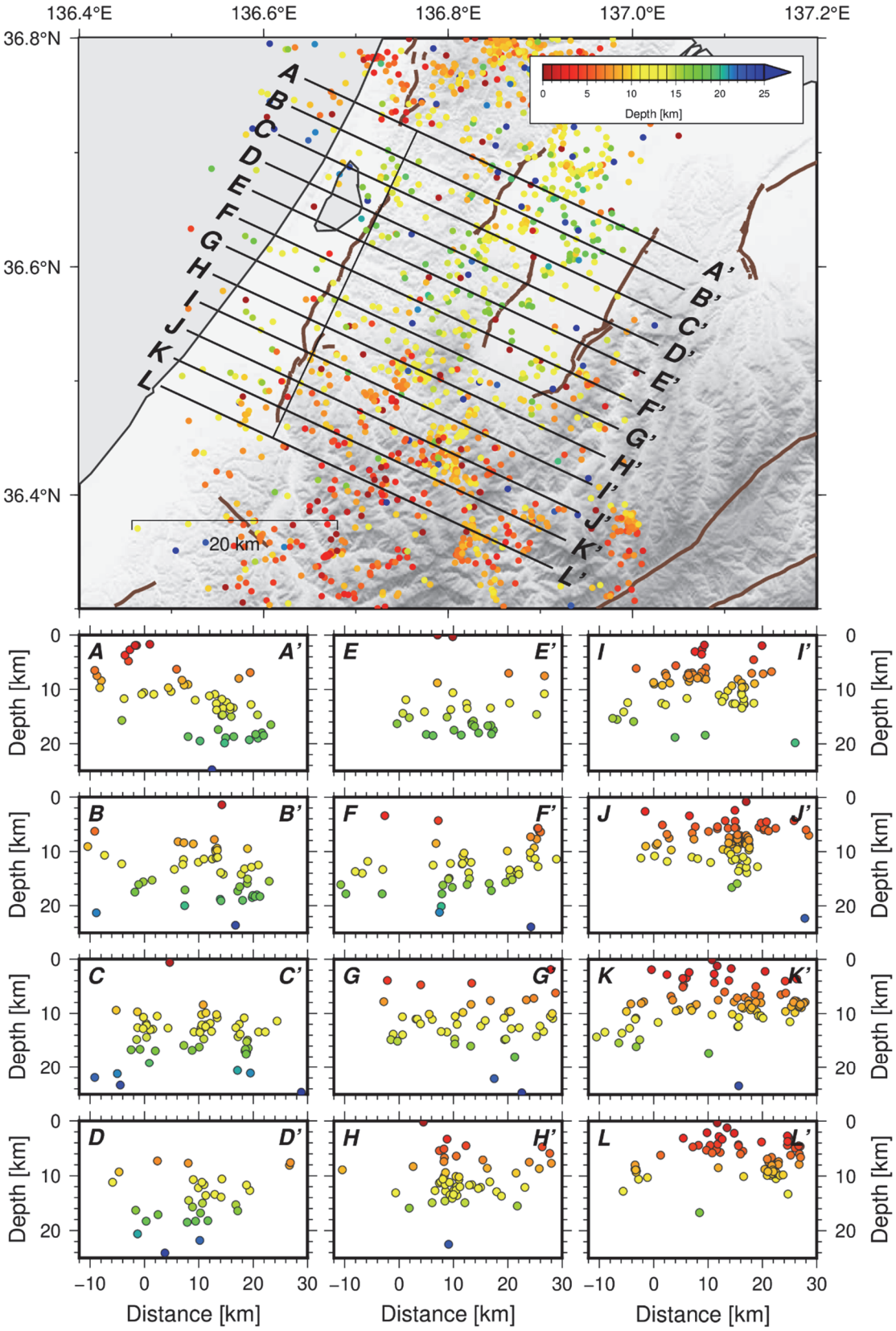


図５　深層学習を用いて検出・検測された地震の３次元分布を示す断面図。色は震源の深さを示す。

c）メカニズム解の推定

検出した地震に対して、Ｐ波初動極性を手動検測し、SKHASH（Skoumal et al., 2024；Hardebeck and Shearer, 2002）により震源メカニズム解の推定を試みた。Ｐ波初動極性の個数が十分で無い地震が多く、解を一意に決定することが困難であった。そこで、Ｐ波初動の押し引きデータに加えてＰ波とＳ波の振幅の比も同時に使うことで、この問題点を克服することにした。

実際の解析においてはＰ波初動の押し引きデータが７個以上あるM1.0以上の地震に対して上記手法を適用し、メカニズム解を推定した。SKHASHでは得られたメカニズム解の品質を良い方から順にＡからＤまでのランクで示しているが、Ａランクが14個、Ｂランクが９個、Ｃランクが６個、Ｄランクが３個という結果であった。Ｃランク以上の29個の推定結果の空間分布を図６に示す。断層のタイプは逆断層型と横ずれ断層型のいずれのものも見られた。図７にＰ軸方位、図８にＴ軸方位の空間分布を示す。北西－南東方向にＰ軸を持つ逆断層型が多く、当該地域の広域応力場（Uchide et al., 2022）と調和的であるが、枠内の北西部に当たる河北湖付近では横ずれ断層が卓越し、枠内の南西部では逆断層が卓越するなど、地域的な偏りも見られる。

d）応力場の推定

本研究で推定したメカニズム解にUchide et al.（2022）の応力テンソルインバージョン法を適用し、応力場の推定を行った。図９に推定結果を示す。最適解は、北西－南東方向に圧縮軸を持つ横ずれ断層場を示す。圧縮軸方位は森本―富樫断層帯の走向に直交しており、逆断層と考えられる同断層帯を動かしやすい応力場であると言える。推定誤差を考慮して得られた10000通りの主応力軸の方向の分布（詳しくは項目３参照）も図９に示しているが、σ_2とσ_3方位の分布は広く、重なっている部分も大きい。これはメカニズム解の特徴からも予想されたことであるが、横ずれ断層型と逆断層型の地震が混在していることに起因する。なお、空間的な不均質を考慮した応力インバージョンについては、十分な個数の震源メカニズム解が得られていないことから、実施困難であった。

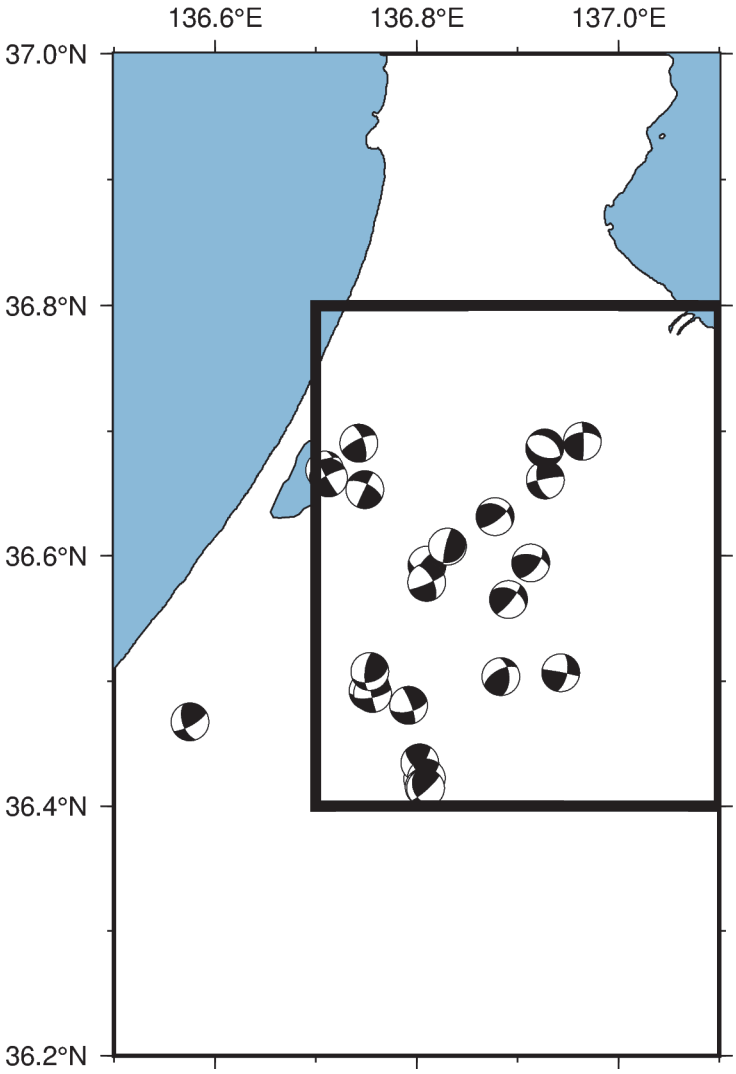


図６　推定された震源メカニズム解

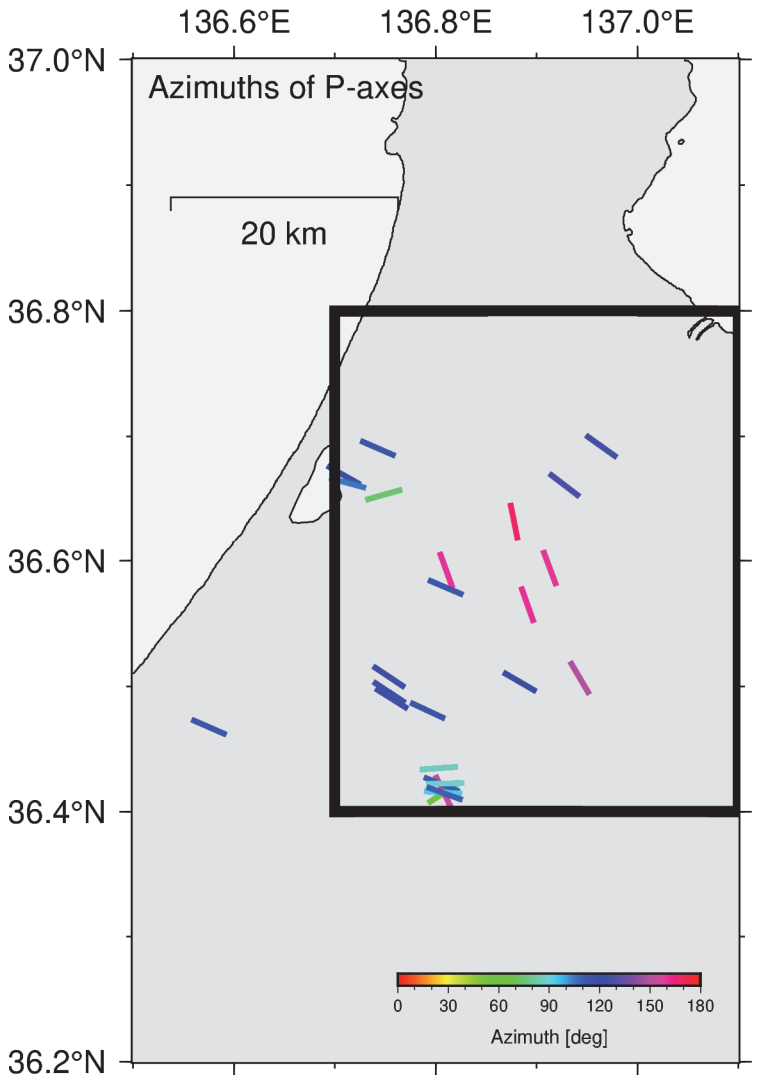


図７　得られた震源メカニズム解のＰ軸方位。傾き（plunge）が30度以下のみ描画。

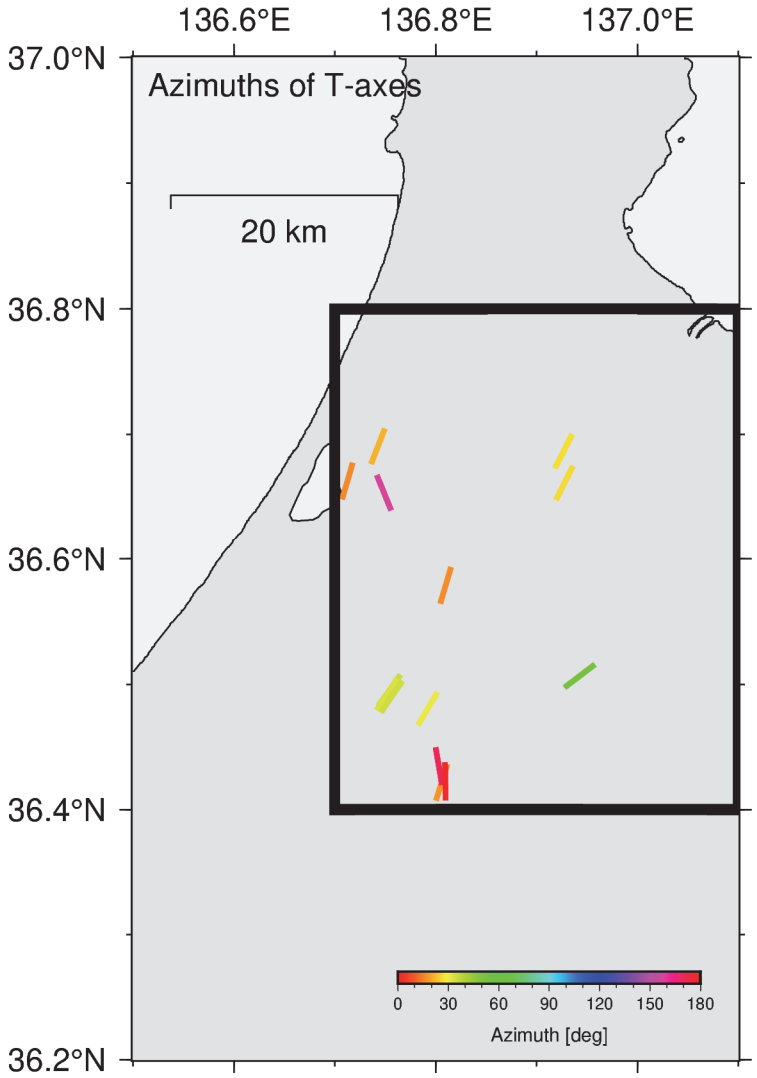


図８　得られた震源メカニズム解のＴ軸方位。傾き（plunge）が30度以下のみ描画。

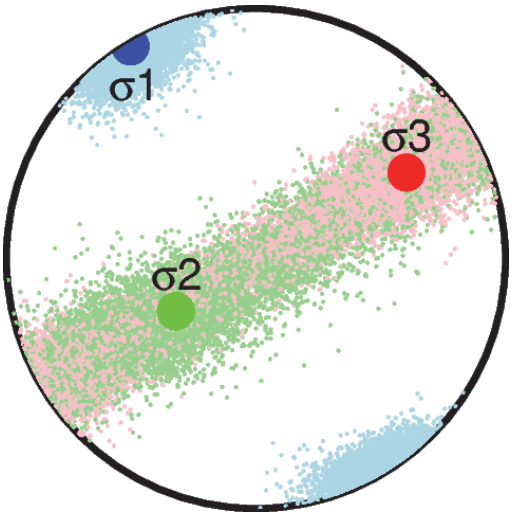


図９　応力テンソルインバージョン結果。最適解を丸印で示す。薄い色の小さい丸で、応力テンソルの推定誤差を考慮した場合のばらつきを示す。

2）雑微動を用いた表面波解析

本事業で設置した高感度臨時地震観測網（MTKV-net：図 10 の赤色）、稠密地震観測網（MTMT-net：図 10 の緑色）とサブ 3-2 による臨時地震（強震）観測（MTSV と MTSM：図 10 の青色）及び周辺の定常地震観測点である防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net：図 10 の白色）、気象庁（図 10 のマゼンタ色）、京都大学（図 10 の黄色）で得られた連続地震観測データのうち、地震を含まない期間の振動（雑微動）を用いて表面波解析を行なった。本解析では、最も観測点数の多い MTMT-net が上下動 1 成分のみであるため、全点で上下動 1 成分を使用した。データの期間は 2023 年 7 月 10 日から 2024 年 12 月 30 日である。各観測点においてデータに欠損がある場合、欠損を含む日付のデータは使用しないものとした。雑微動データに対して、地震波干渉法および SPAC 法を適用し、２観測点間を伝播する表面波の群速度および位相速度を推定した。さらに、推定した２観測点間の位相速度分散曲線をもとにトモグラフィ解析により位相速度マップを推定した。最後に、推定した位相速度マップをもとにインバージョン解析を行い、森本・富樫断層帯周辺の広域３次元Ｓ波速度構造を推定した。

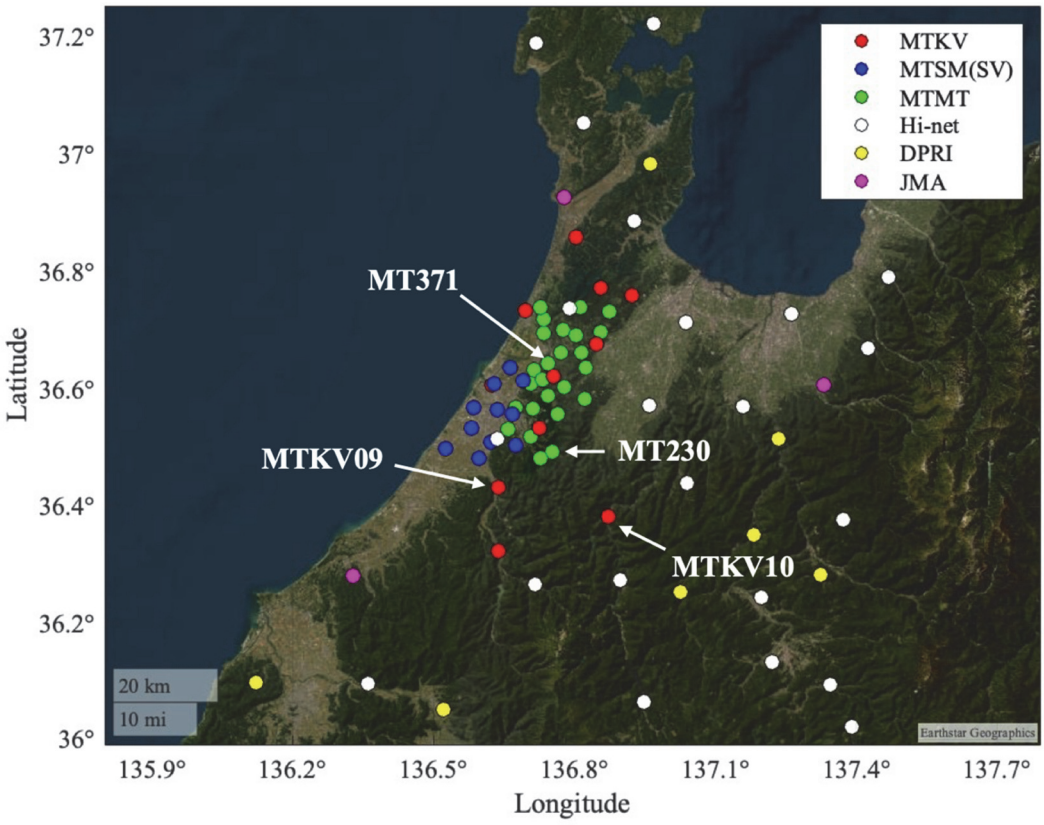


図 10　本解析で使用した観測点分布。観測網ごとに異なる色でプロットしている。白い矢印で示す観測点（MTKV09、MTKV10、MT230、MT371）は結果の例示に使用する観測点である。

本解析では、使用した地震計に加速度計および速度計が含まれていたため、加速度データについては応答補正を行った後、数値積分により速度データへ変換した。レスポンスを

補正した各観測点のデータに対して、1 日分のデータを 50%ずつオーバーラップさせながら 20 分間のセグメントに分割し、平均値とトレンドを除去してから、セグメントの両端に 10%のテーパーをかけた。自然地震の影響を取り除くため、各セグメントの二乗平均振幅（MS 振幅）が 1 日の MS 振幅の 2 倍以上となるセグメントを除外した。

前処理を行ったデータに対して地震波干渉法を適用した。地震波干渉法は、異なる 2 地点で観測された雑微動の相互相関関数を計算することで、一方を仮想的な震源、他方を受振器とみなして、観測点間のグリーン関数を抽出する方法である。理論では単純な波動場を仮定しているものの（Lobkis and Weaver, 2001）、この方法により観測点間のグリーン関数が抽出可能であることが実データにより示されている（Shapiro and Campillo, 2004）。特に、実体波よりも減衰しにくい表面波が強調されやすく、時間領域で表面波の伝播の様子を可視化できる。本解析では、ノイズ成分を低減するために、0.3 km/s から 4.0 km/s の速度フィルタを適用した（図 11）。

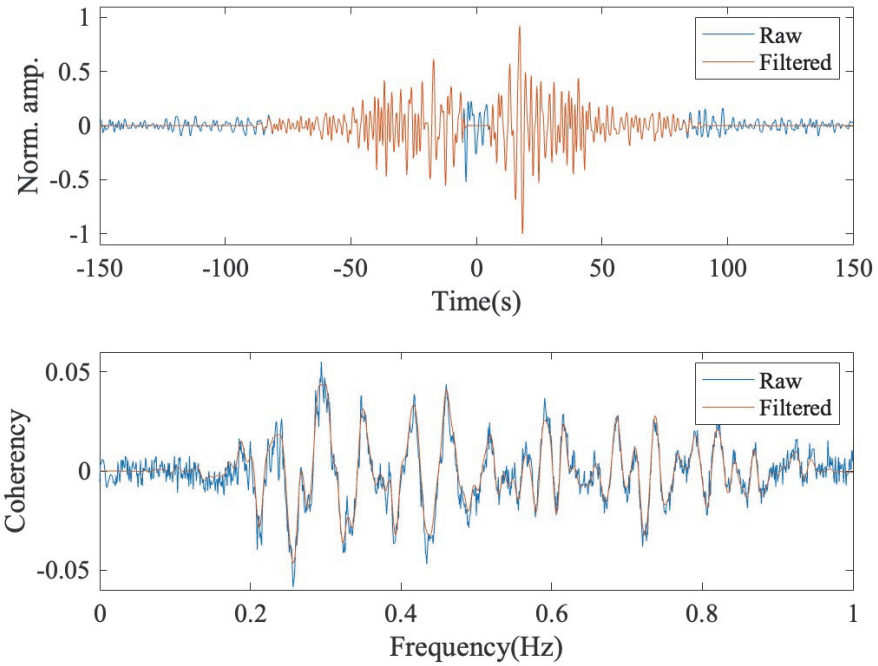


図 11　地震波干渉法の結果例（MTKV09 と MT371 のペア）。（上段）地震波干渉法で得られた時間領域の相互相関関数。（下段）周波数領域の相互相関関数（正規化したクロススペクトルの実部：複素コヒーレンシーの実部）。青線と赤線は速度フィルタの適用前と適用後を示す。

まず初めに、相互相関関数に狭帯域のバンドパスフィルタを適用し、時間領域で包絡線の到達時間を読み取る（Bensen et al., 2007）ことで、群速度の分散曲線を推定した。本解析では、中心周波数から±0.05 Hz のバンドパスフィルタを適用し、0.15 Hz から 0.9 Hz において、0.002 Hz 間隔で群速度を推定した（図 12, 13）。各観測点ペアにおいて、使用する周波数範囲は群速度の周波数方向の連続性や包絡線の振幅等を考慮して、マニュアルで設定した。

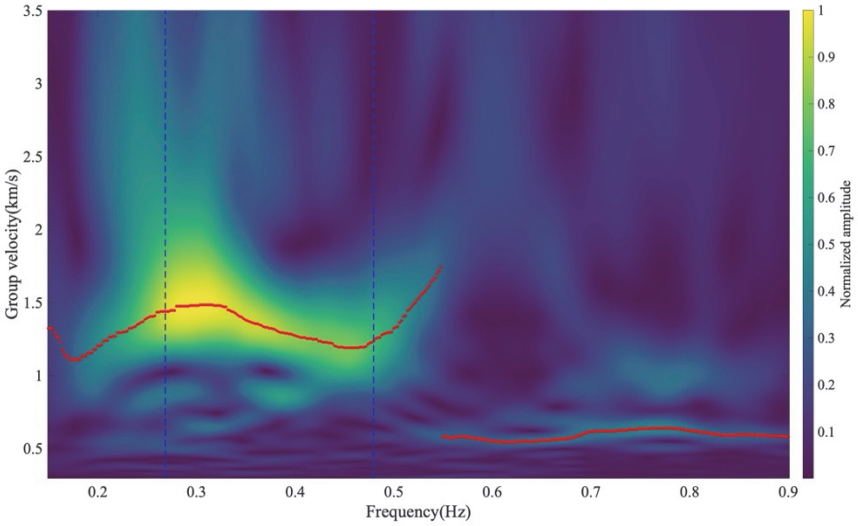


図 12　群速度の推定結果例（MTKV09 と MT371 のペア）。赤線は各周波数において相互相関関数の包絡線が最大となる速度を示す。青色の破線は３次元Ｓ波速度構造の検証に使用した周波数範囲を示す。

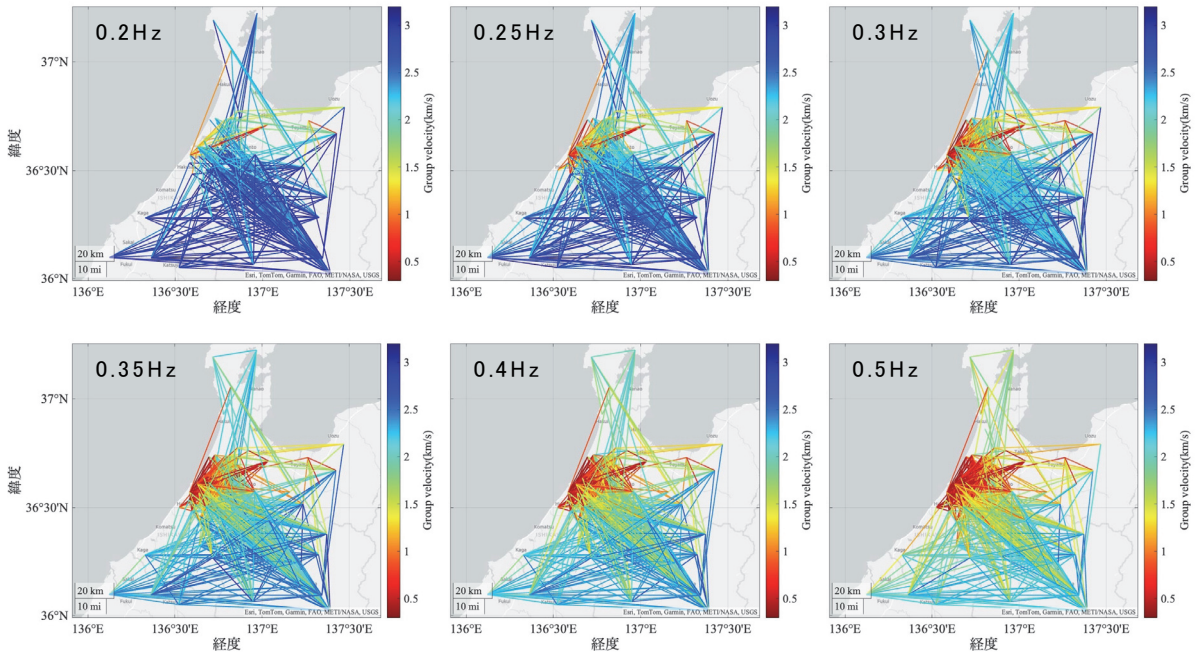


図 13　推定した群速度を示す。観測点ペアを結ぶ直線を推定した群速度で色付けしている。各パネルの左上に対応する周波数を記載している。

次に、周波数領域において、雑微動の相互相関関数とベッセル関数で表される理論値の二乗平均平方根誤差（RMSE）が最小となる位相速度の分散曲線を推定した（Aki, 1957）。本解析では、Takagi and Nishida (2022)を参考に、位相速度を１次元Ｓ波速度構造の関数

として定義し、相互相関関数とベッセル関数で表される理論値の誤差が最小となる１次元Ｓ波速度構造から、２観測点間の分散曲線を推定する。１次元Ｓ波速度構造は、最下層の厚さを無限とする４層構造を仮定し、初期モデルとして地震調査研究推進本部の全国１次地下構造モデル（暫定版）（Koketsu et al., 2008、地震調査研究推進本部, 2012）を使用した。理論分散曲線の計算は Computer program in seismology (CPS; Herrmann, 2013) を使用した。最適解は共分散行列適応進化戦略（CMA-ES；Hansen and Ostermeier, 2001）により推定した。各観測点ペアにおいて、使用する周波数範囲は RMSE や相互相関関数の振幅等を考慮して、マニュアルで設定した。全ての観測点ペアにおいて、位相速度の分散曲線を推定した（図 14、15）。

得られた２観測点間の位相速度分散曲線のうち、使用する周波数範囲が 0.05 Hz 以上のもののみを使って、0.18 Hz から 0.55 Hz において 0.004 Hz 間隔で位相速度トモグラフィ（Ekström, 2014）を適用し、0.03° 間隔グリッドの位相速度マップを推定した（図 16）。トモグラフィ解析は観測点間を伝播する波の走時情報を利用し、全ての観測点ペアで得られた走時情報を最もよく説明する位相速度分布を最小二乗法で推定する。本解析では、隣接する東西南北のグリッドが滑らかな解になるような平滑化パラメータを使用した。

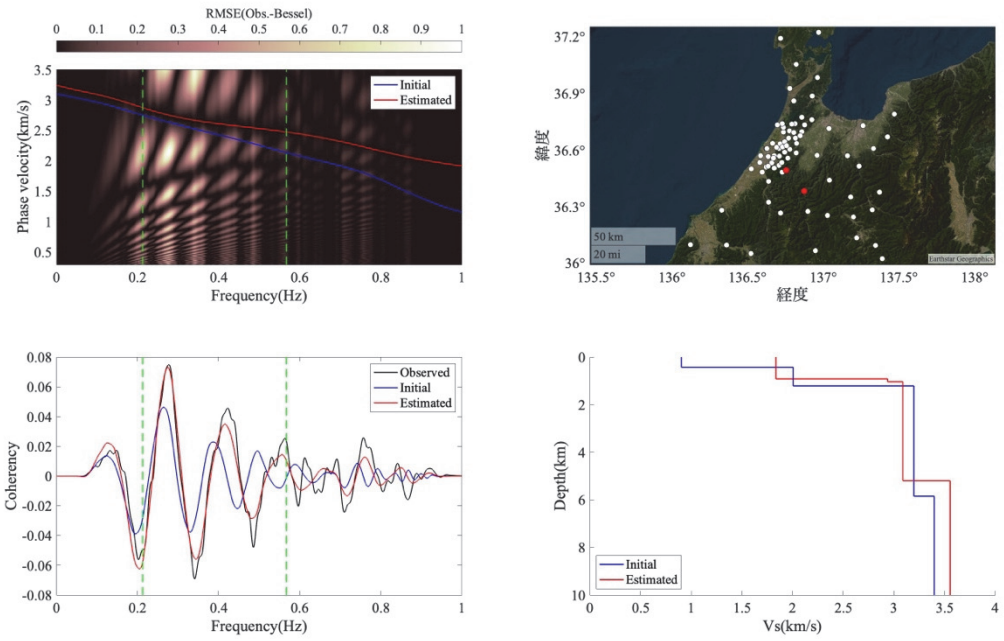


図 14　位相速度の推定結果例（MTKV10 と MT230）。（左上）背景の色は各周波数、各位相速度における理論値と観測値の RMSE を示す。青線と赤線はそれぞれ、初期モデルと最適解における位相速度の分散曲線を示す。緑色の破線は使用する周波数範囲を示す。（左下）黒線と青線、赤線はそれぞれ、観測値と初期モデル、最適解における理論値を示す。緑色の破線は使用する周波数範囲を示す。（右上）使用した観測点ペアの位置を示す。（右下）1 次元Ｓ波速度構造の初期モデルと最適解のモデルを示す。

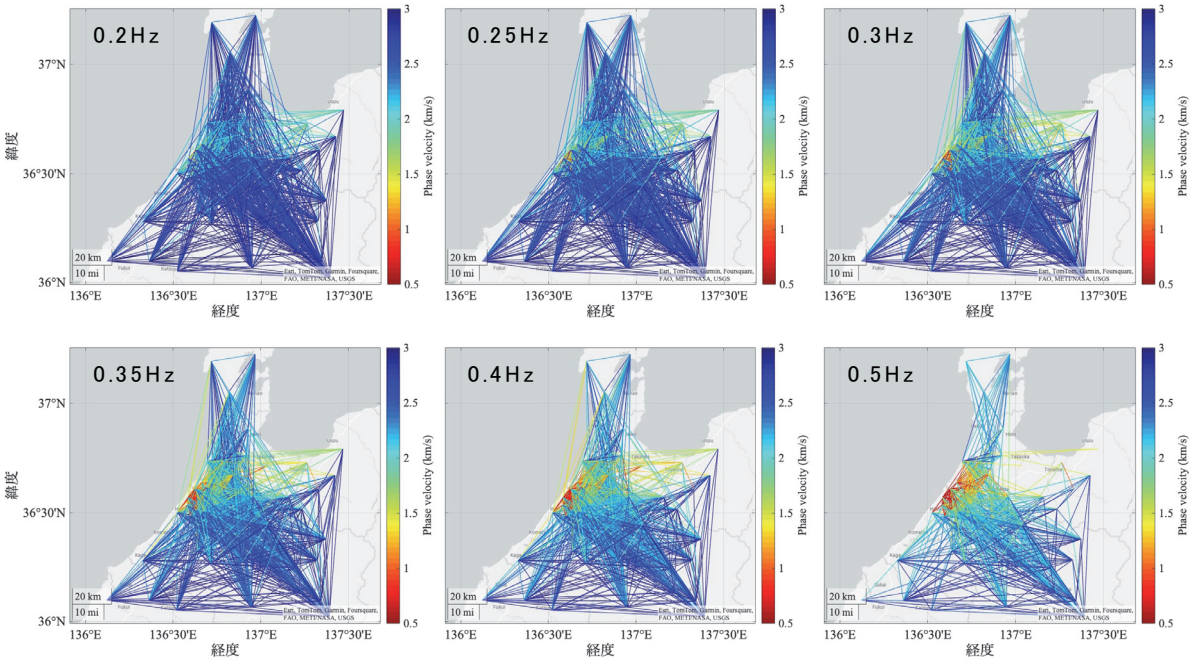


図 15　推定した位相速度。観測点ペアを結ぶ直線を推定した位相速度で色付けしている。各パネルの左上に対応する周波数を記載している。

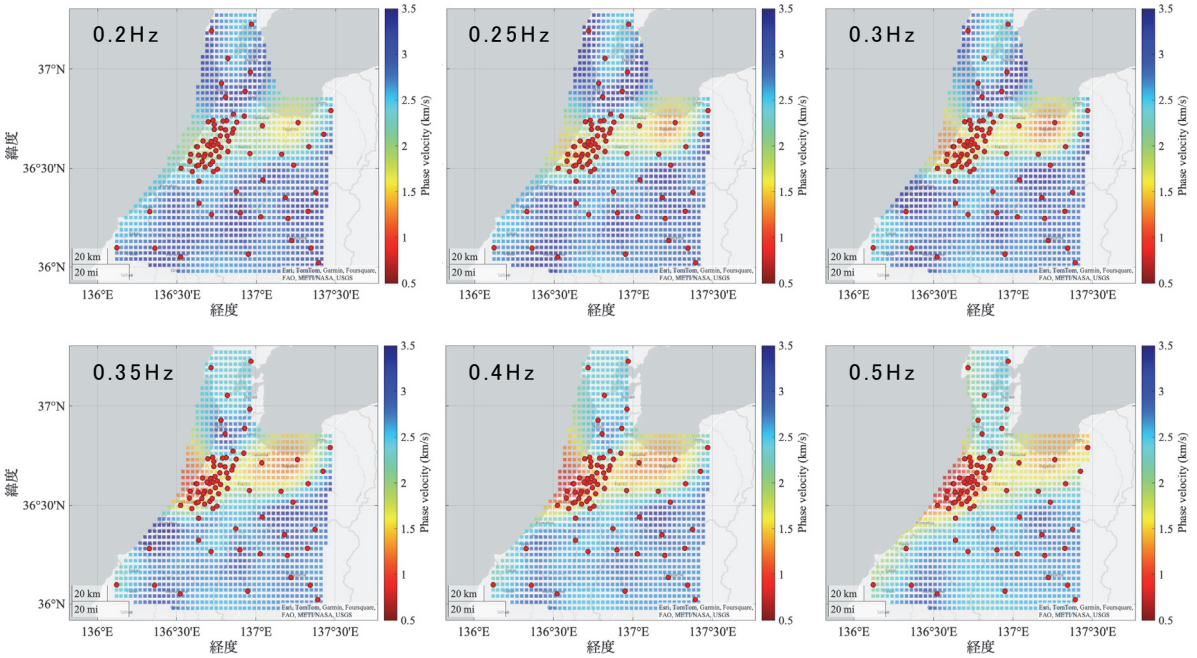


図 16　推定した位相速度マップ。赤色の丸は観測点を示す。各パネルの左上に対応する周波数を記載している。

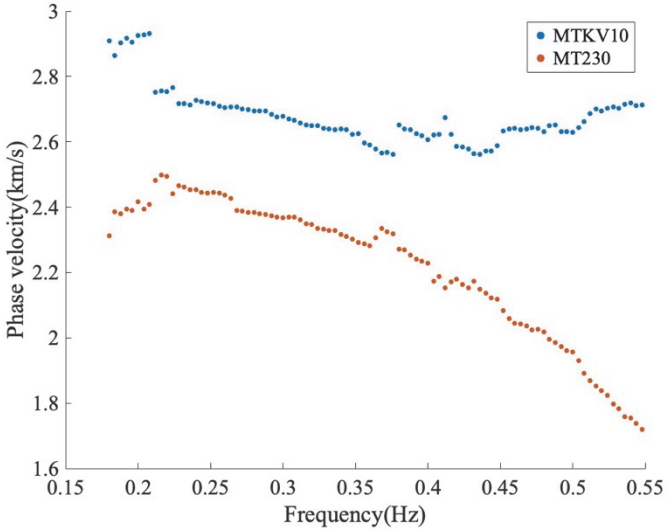


図 17　周波数ごとの位相速度トモグラフィで求めた位相速度の例（観測点 MTKV10 および MT230 の位置するグリッド）。

位相速度トモグラフィにより、各グリッドにおける 0.18 Hz から 0.55 Hz の位相速度を周波数ごとに推定し、これをもとに各グリッドの分散曲線を作成した（図 17）。３次元Ｓ波速度構造の推定には、最下層の厚さを無限とする３層構造を仮定し、初期モデルとして表３に示すモデルを用いた。各グリッドの分散曲線を用いて、ノルム最小の制約を加えた非線形最小二乗法を適用し、３次元Ｓ波速度構造を推定した（図 18、19）。本解析では、ノルム最小の条件に加えて、隣接する東西南北のグリッドが滑らかな解になるような平滑化パラメータを使用した。位相速度に対するＳ波速度および層厚の感度カーネルは CPS (Herrmann, 2013)を用いて計算し、これをヤコビアン行列として非線形最小二乗法に用いた。

表３　３次元Ｓ波速度構造の初期モデル

	Ｓ波速度（km/s）	層厚（km）
１層目	1.0	0.5
２層目	2.0	1.0
３層目	3.0	-

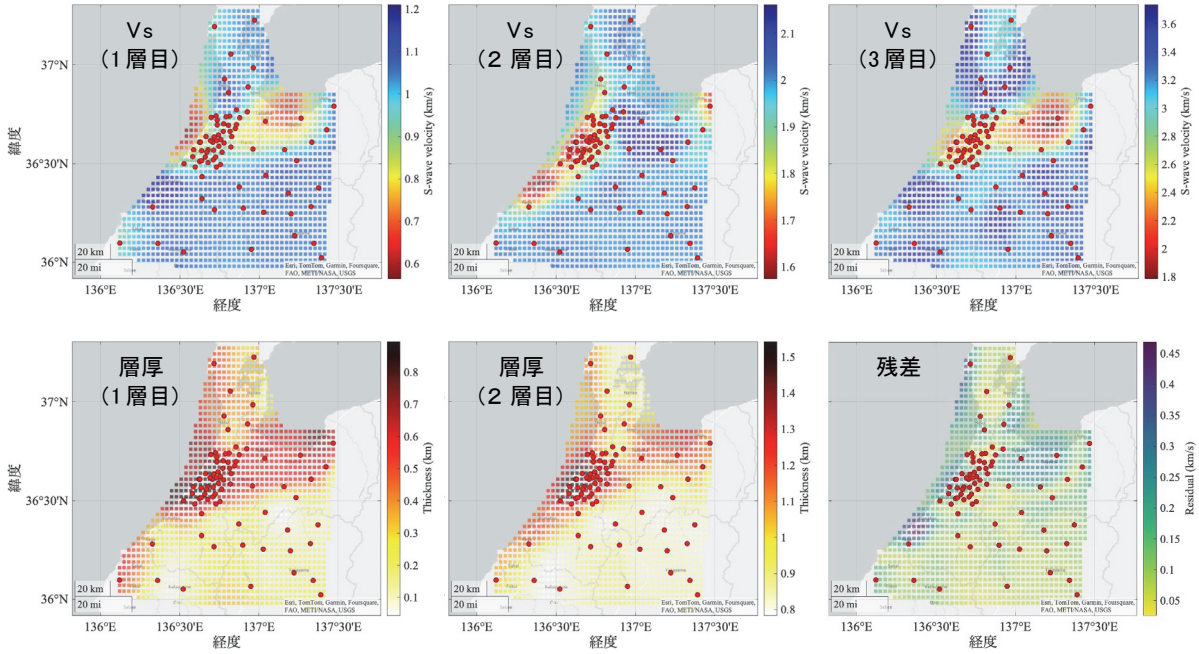


図 18　推定した３次元Ｓ波速度構造。各パネル左上には、表示している物理量の名称を記載している。各グリッドの残差は、推定された３次元Ｓ波速度構造から計算した分散曲線と、トモグラフィ解析によって得られた分散曲線との各周波数における位相速度の絶対誤差の総和とした。

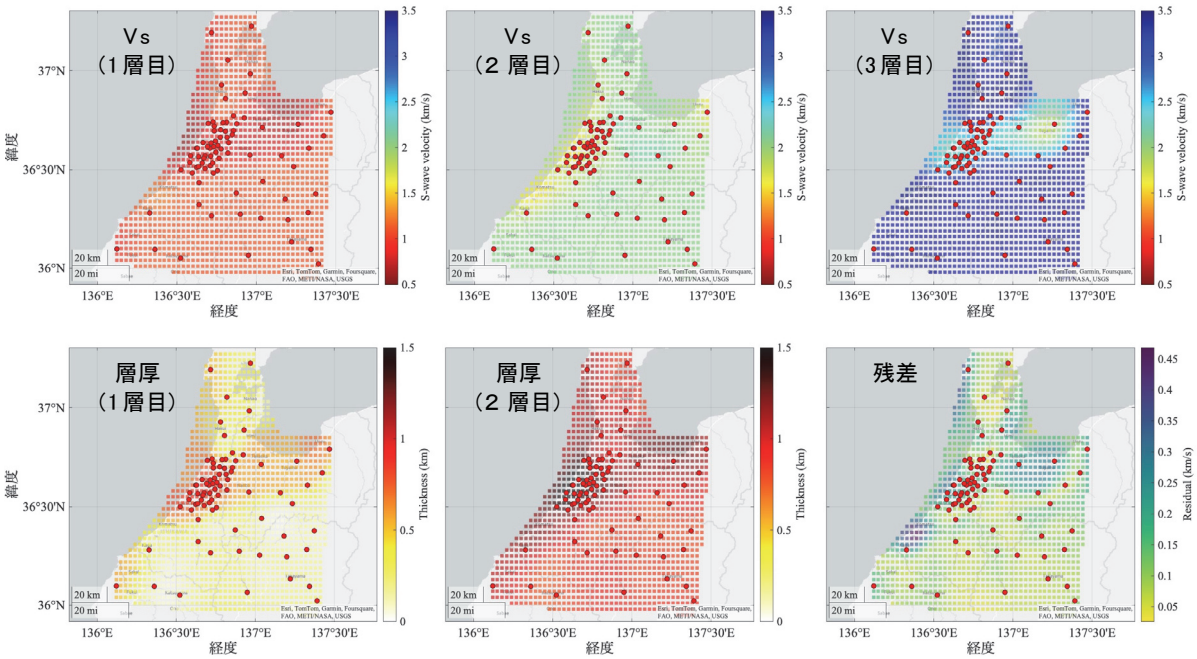


図 19　図 18 を物理量ごとにカラースケールを固定して表示。

得られた３次元Ｓ波速度構造において、１層目は金沢平野から砺波平野周辺にかけて 0.7 km/s 程度の低速度域が厚く分布している。一方それ以外の地域では１層目の層厚は 0.1 km 以下であった。２層目は金沢平野周辺で 1.6 km/s 程度の低速度域が厚さ 1.5 km 程

度分布している。金沢平野以外では速度２km/s 程度の層が厚さ１km 程度分布している。３層目はほとんどの範囲で地震基盤相当の速い（3.0 km/s 以上）Ｓ波速度となっているが、金沢平野と砺波平野周辺では、地震基盤に相当する層の存在を明瞭に捉えることはできなかった。

最後に、推定した３次元Ｓ波速度構造の妥当性を評価するために、以下の比較を行った。まず、全国１次地下構造モデル（暫定版）（Koketsu et al., 2008、地震調査研究推進本部, 2012）および本解析で推定した３次元Ｓ波速度構造を用いて、２観測点ペア間の群速度および位相速度を計算した。次に、これらの計算値と、実際に推定された２観測点ペア間の群速度および位相速度との残差を比較した（図 20-24）。全ての周波数において、計算値と観測値の残差の絶対値の平均は位相速度と群速度ともに、全国１次地下構造モデル（暫定版）よりも推定した３次元Ｓ波速度構造の方が小さくなった。

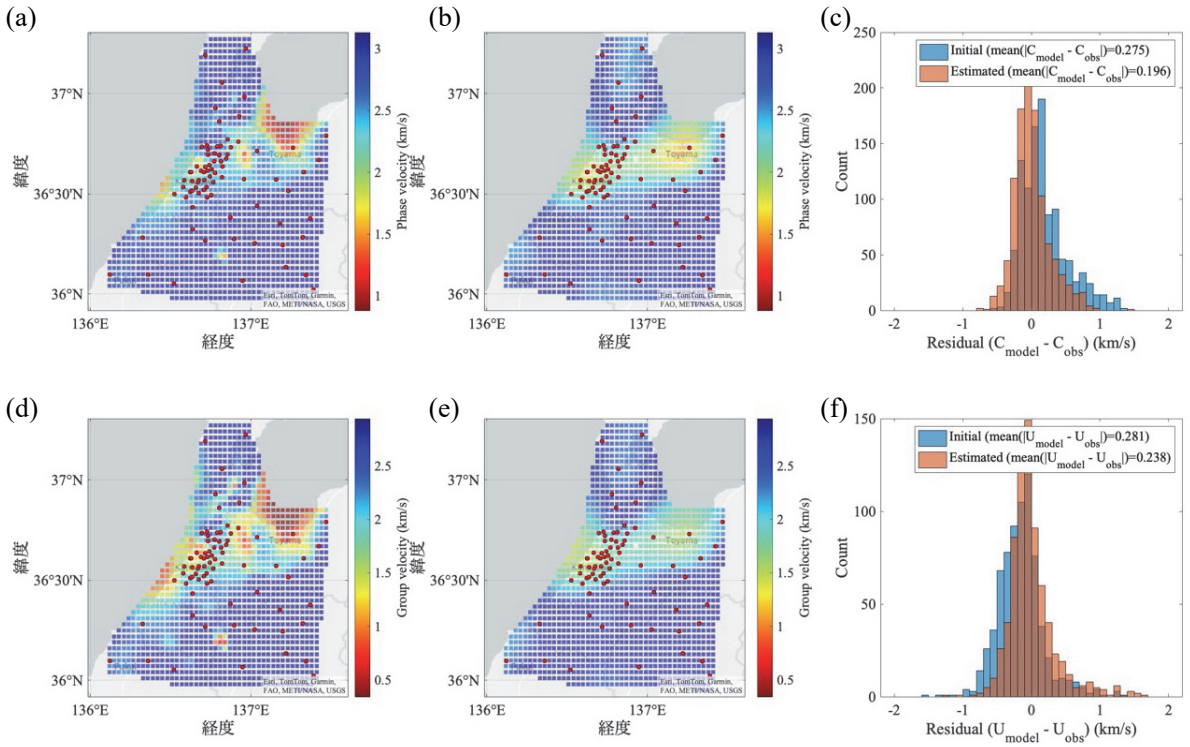


図 20　0.2 Hz におけるモデルと観測値の比較。（a）全国１次地下構造モデル（暫定版）を用いて計算した各グリッドの位相速度。（b）推定した３次元Ｓ波速度構造を用いて計算した各グリッドの位相速度。（c）２観測点ペア間の位相速度の計算値と観測値の残差のヒストグラム。凡例に全ての残差の絶対値の平均を示す。（d）全国１次地下構造モデル（暫定版）を用いて計算した各グリッドの群速度。（e）推定した３次元Ｓ波速度構造を用いて計算した各グリッドの群速度。（f）２観測点ペア間の群速度の計算値と観測値の残差のヒストグラム。凡例に全ての残差の絶対値の平均を示す。

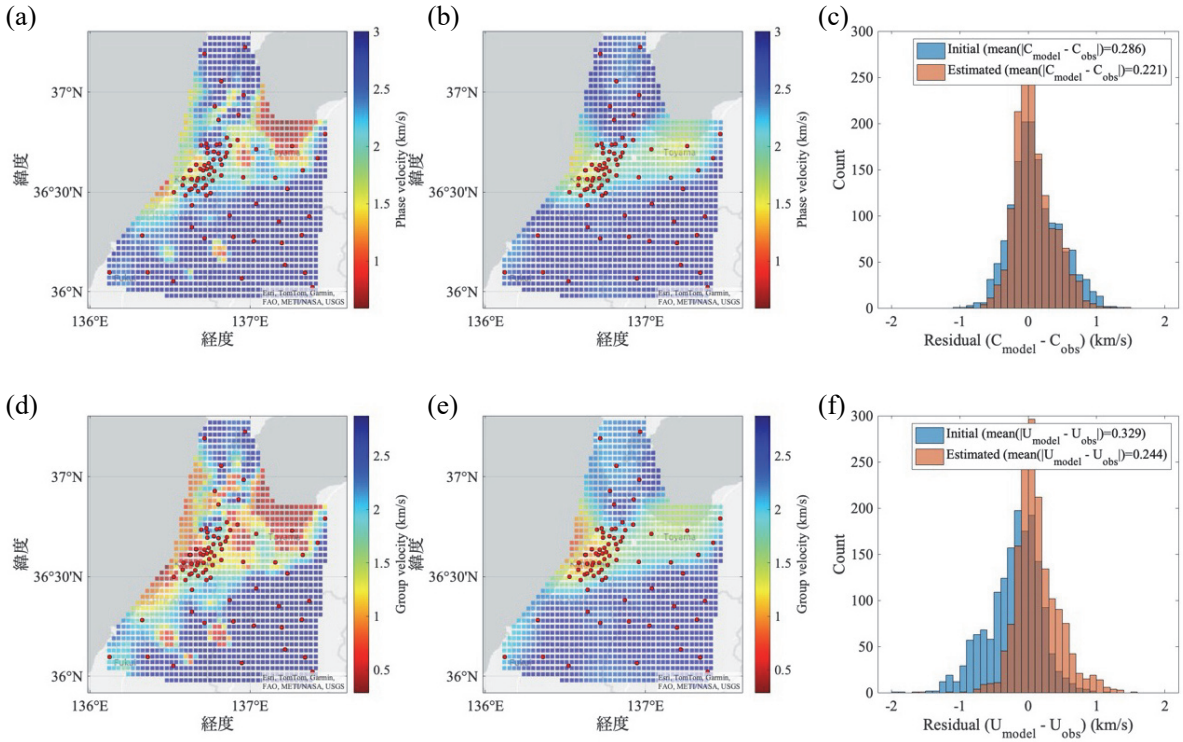


図 21　0.3 Hz におけるモデルと観測値の比較。各パネルの説明は図 20 参照。

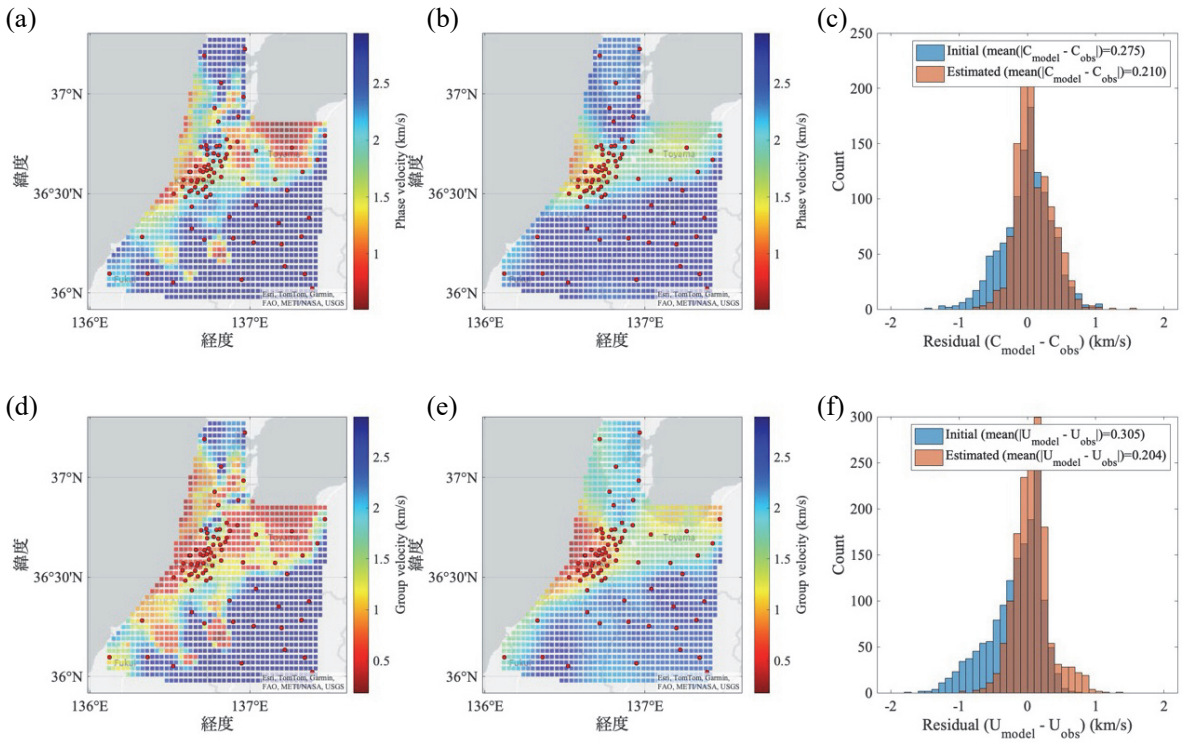


図 22　0.4 Hz におけるモデルと観測値の比較。各パネルの説明は図 20 参照。

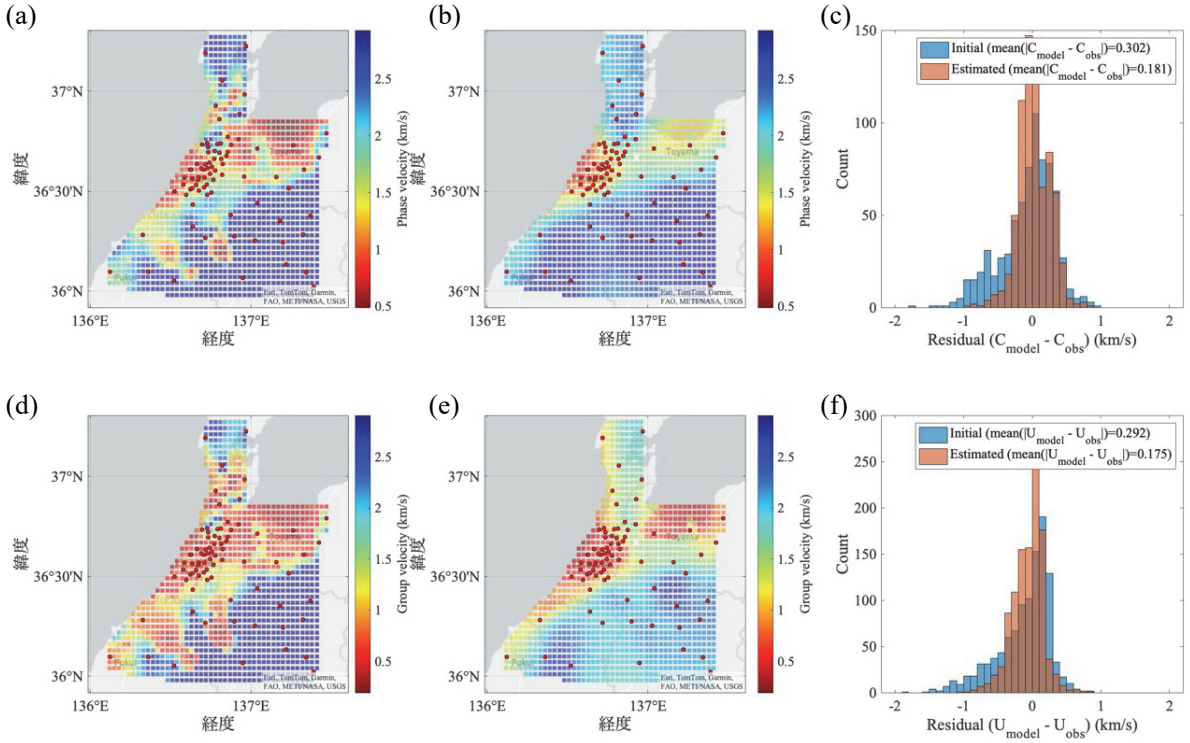


図 23　0.5 Hz におけるモデルと観測値の比較。各パネルの説明は図 20 参照。

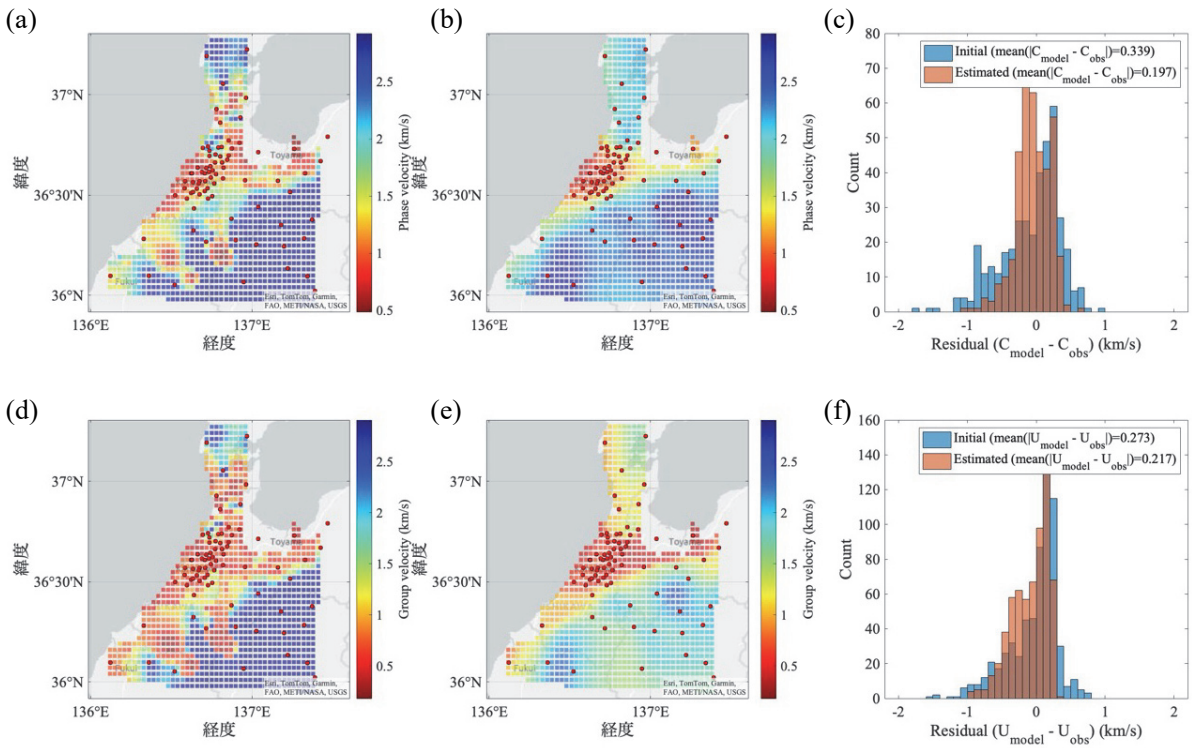


図 24　0.6 Hz におけるモデルと観測値の比較。各パネルの説明は図 20 参照。

3）断層形状と応力場に基づく断層のすべりやすさ・活動様式（すべり方向）解析

地殻内に存在する断層とその周辺の応力場から、力学的な断層のすべりやすさを解析することが可能である。例えば、Morris et al. (1996)は断層面に作用する応力を計算することで、断層の活動性を評価する手法として、slip tendency（以下、ST）を導入した。具体的には、τをせん断応力、σ_nを垂直応力とすると、３次元的なMohr-クーロン理論に基づいて、$\tau_s = \tau / \sigma_n$の式で算出される値をSTとする。このSTの大きさによって断層の活動性の大きさを表現することが可能になる(Morris et al., 1996)。ここでは、STの表現にはτ_sの最大値で規格化されたものを用いる（$0 \leqq ST \leqq 1$）。また、地殻応力に対する断層の理論すべり方向を計算することで、断層の活動様式を推定することができる。

STの計算および理論すべり方向の計算を行うためには、断層面の姿勢（走向・傾斜）と、地殻応力のうち主応力軸の角度と応力比が必要である。そこで、今年度はサブテーマ１により推定された森本・富樫断層帯の断層モデルと、本サブテーマにより推定された森本・富樫断層帯周辺の応力場を入力とし、断層のすべりやすさとしてSTを計算した。断層モデルとして、森本断層、富樫断層、それらを合わせて一つの断層面とする一枚断層モデルの３ケースについて計算を行った(表４；図25)。応力場として、最適な解として得られた応力（ベストフィット応力）について計算した（図26）。なお、断層面の物性として摩擦係数に一般的な岩石の摩擦係数（0.6）を与えた。計算されたSTの値はいずれの断層モデルも0.7程度を示すことから、森本・富樫断層は周辺の応力場に対して力学的にすべりやすい断層として活動していることがわかる(表５；図27)。これは、東北地方の活断層に対してSTを計算した結果、多くの活断層が0.6を超えるST値を示したこと（Miyakawa and Otsubo, 2015）と整合的である。

表４　断層モデルごとの断層面の姿勢（走向・傾斜）

	走向（°）※1	傾斜（°）※2
森本断層	28	50
富樫断層	22	50
１枚断層モデル	26	50

※１　走向は北から時計回りに表現。

※２　傾斜は走向に向かって右手に水平から下向きの角度で表現。

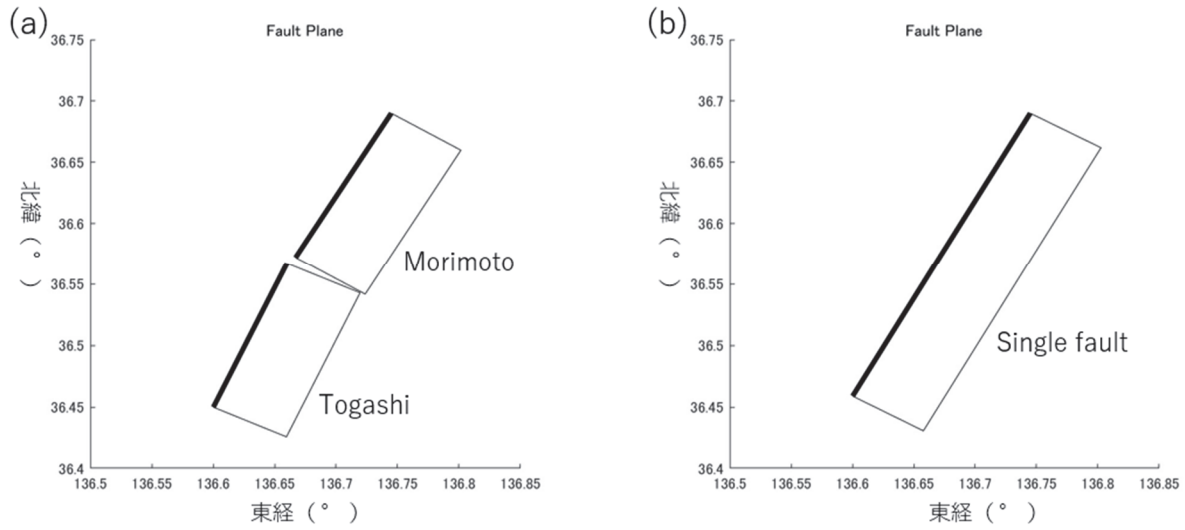


図 25　解析をおこなった森本・富樫断層および 1 枚断層モデルの地表位置および断層面の投影図。(a) 森本断層（Morimoto）および富樫断層（Togashi）。(b) 1 枚断層モデル。

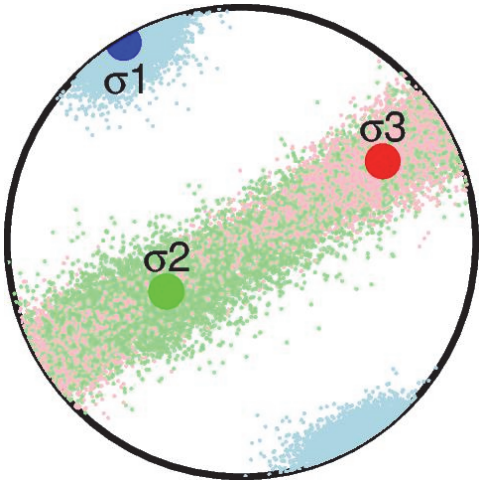


図 26　（図 9 を再掲しキャプションを追加）森本・富樫断層を含む地域の地殻応力場。最大圧縮主応力軸（σ_1）を青、中間圧縮主応力軸（σ_2）を緑、最小圧縮主応力軸（σ_3）を赤で表す。色が濃く大きいマーカーは最適な主応力軸の向きを表す。色が薄く小さいマーカーは推定誤差に基づいてサンプリングした 10000 パターンの主応力軸の向きを表す。

表５　断層モデルごとの最適応力に対するすべりやすさ（ST 値）およびすべり方向

	最適応力に対する ST 値	最適応力に対するすべり方向（°）※1
森本断層	0.70	90.14
富樫断層	0.70	80.55
１枚断層モデル	0.70	86.94

※１　すべり方向は水平から上向き反時計回りに表現。

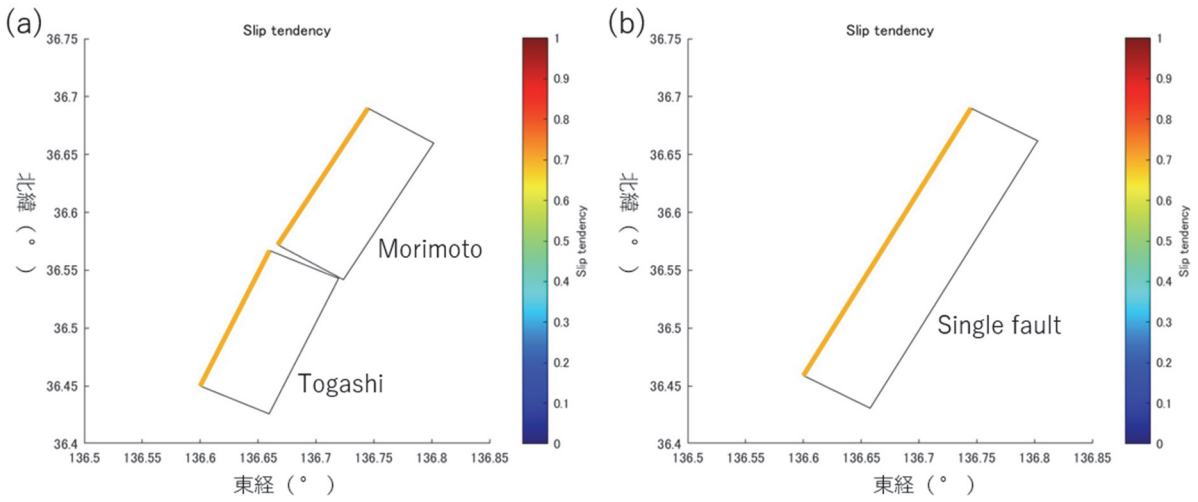


図 27　計算された断層のすべりやすさ。各断層の ST の値を地表断層線の色で示す。ここでは、ST は断層面に作用するせん断応力（τ_s）の最大値で規格化され（0≦ST≦1）、値が大きいほど力学的にすべりやすいことを意味する。(a) 森本断層（Morimoto）および富樫断層（Togashi）。(b) １枚断層モデル。

次に、地殻応力に対する断層の理論すべり方向を計算した。理論すべり方向は地殻応力の断層面に対する最大せん断応力方向として計算した(表５；図 28)。いずれも逆断層成分が卓越し、森本断層はほぼ純粋な逆断層、富樫断層・一枚断層モデルはわずかに左横ずれ成分を含む逆断層となった。

以上のことから、森本・富樫断層帯は、地殻応力に対して力学的にすべりやすい断層が活動しており、また、その運動センスは逆断層が卓越することが確認できた。

地震のメカニズム解から推定される応力場には不確実性が伴う。入力する応力が異なるとすべりやすさ（ST）とすべり方向が変化する。それらは、応力場の不確実性に伴うすべりやすさすべり方向の振れ幅として評価する必要がある。そこで、推定誤差に基づいてサンプリングした 10000 パターンの応力場（図 26）に対して ST 値とすべり方向を計算し、その振れ幅を確認した(表６；図 29；図 30)。すべりやすさは３つの断層モデルいずれも、

概ね 0.65 を中央値とし、0.54 から 0.74 の範囲が主な結果となった。すべり方向は３つの断層モデルで多少異なるものの、概ね純粋な逆断層からやや左横ずれ成分を持つ方向を中央値とし、多くは左横ずれ成分を持つ逆断層運動と、わずかに右横ずれ成分を持つ逆断層運動の範囲のすべり方向を示す。

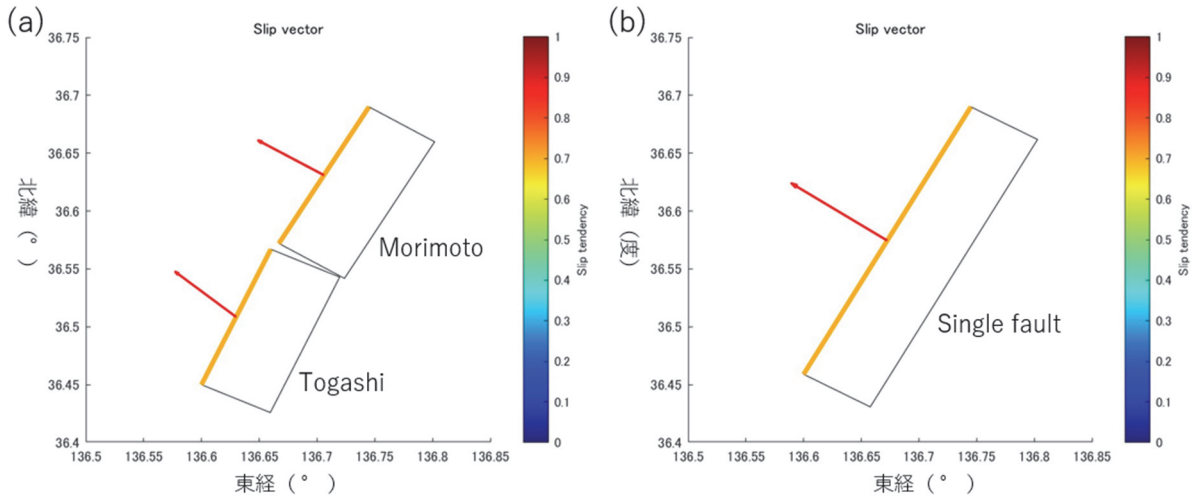


図 28　計算された断層の滑理論すべり方向。断層上盤の運動方向を矢印の向きで示す。各断層の ST の値を地表断層線の色で示す。矢印の色で逆断層性の運動（赤）、正断層性の運動（青）を示す。ただし、今回解析した断層群は全て逆断層性の運動を示した。地表断層線と上盤運動方向（矢印）の向きにより、横ずれ成分の大きさを読み取る。(a) 森本断層（Morimoto）および富樫断層（Togashi）。(b) １枚断層モデル。

表６　10000 パターンの応力に基づくすべりやすさ（ST 値）およびすべり方向。

	ST 値		すべり方向※1	
	中央値	振れ幅※2	中央値（°）	振れ幅（°）※2
森本断層	0.65	0.55-0.74	89.97	79.87-99.97
富樫断層	0.64	0.54-0.74	80.47	70.43-90.46
１枚断層モデル	0.64	0.55-0.74	86.74	76.77-96.84

※１　すべり方向は水平から上向き反時計回りに表現

※２　振れ幅は下位 25%および上位 25%を除いた値の範囲とする。

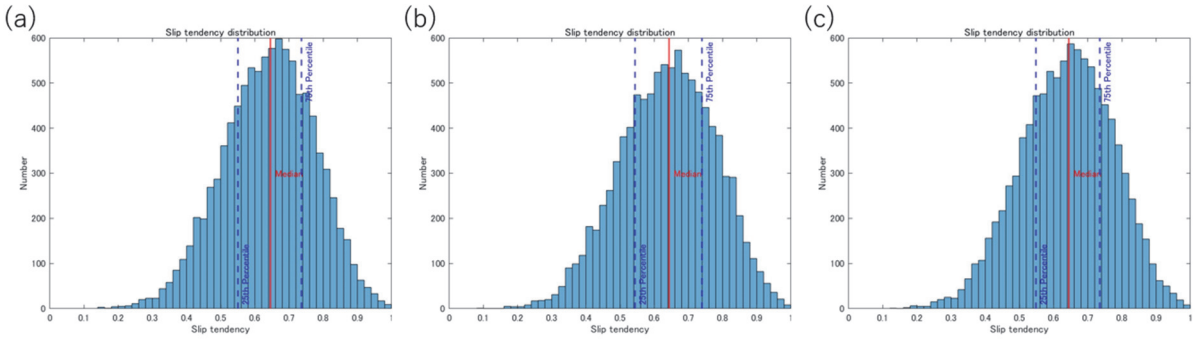


図 29　10000 パターンの応力に対して ST 値を計算した結果。赤実線は中央値を、青破線は下位 25%および上位 25%の分布を表す。(a) 森本断層、(b) 富樫断層、(c) 1 枚断層モデルの結果を表す。

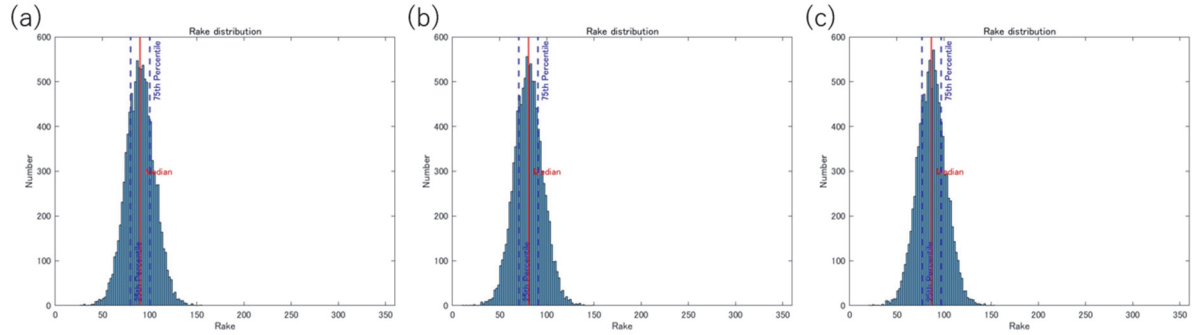


図 30　10000 パターンの応力に対してすべり方向(rake)を計算した結果。(a) 森本断層、(b) 富樫断層、(c) 1 枚断層モデルの結果を表す。0°および 360°は純粋な左横ずれ、90°は純粋な逆断層、180°は純粋な右横ずれ、270°は純粋な正断層運動を意味する。赤実線は中央値を、青破線は下位 25%および上位 25%の分布を表す。

(c) 結論

森本・富樫断層帯周辺に構築した臨時高感度地震観測網（MTKV-net）、および、当該断層帯の主に上盤に構築した臨時稠密地震観測網（MTMT-net）の保守・データ回収を実施した。MTKV-net は合計約 2 年 3 ヶ月間、MTMT-net は約 1 年 4 ヶ月間の連続地震観測データを取得した。両観測網の全観測点を 2024 年 12 月に撤収し、原状回復した。

MTKV-net 観測データと周辺の定常観測点のデータを用い、深層学習モデル等を用いた自動処理により、地震を検出し震源を決定した。これにより森本・富樫断層帯周辺で、気象庁一元化震源の約 3 倍の地震を検出できた。次に、P 波初動特性を手動検測し、P 波と S 波の振幅比も用いてＣランク以上の品質を持つ 29 個の地震の震源メカニズムを決定した。断層のタイプは逆断層型と横ずれ断層型のいずれのものも見られた。さらに、応力テンソルインバージョンにより、応力場を推定した。森本―富樫断層帯の走向に直交する圧縮方位を持つ、同断層帯を動かしやすい応力場が得られた。

本事業で構築された臨時地震観測網（MTKV-net、MTMT-net、およびサブテーマ３による臨時観測網）および既存の定常地震観測網の連続地震データを用いて表面波解析を実施した。地震波干渉法およびSPAC法を適用し、２観測点間を伝播する表面波の群速度および位相速度を推定した。推定した２観測点間の位相速度分散曲線をもとに、周波数ごとの位相速度マップを推定した。位相速度マップをもとにインバージョン解析を行い、３層構造としての森本・富樫断層帯周辺の広域３次元Ｓ波速度構造を推定した。その結果、金沢平野から砺波平野にかけては表層に 0.7 km/s 程度の低Ｓ波速度層が厚く分布し、２層目では金沢平野周辺では1.6 km/s程度の層が約1.5 kmの厚さで分布する構造が得られた。最下層の３層目のＳ波速度は、金沢平野および砺波平野を除く多くの範囲で地震基盤に相当する3.0km/s以上の値が得られた。当該３次元Ｓ波速度構造の妥当性を検証するために、群速度と位相速度を指標として全国１次地下構造モデル（暫定版）と比較した。その結果、推定した広域３次元Ｓ波速度モデルは、全ての周波数帯において、群速度と位相速度の観測値をよく説明することが示された。

本事業で推定した応力場情報とサブテーマ１により推定された森本・富樫断層帯の断層形状を用いて、slip tendency（ST）および断層活動様式を推定した。応力場の最適解に対しては、森本・富樫断層帯は力学的にすべりやすい断層であり、その運動センスは逆断層が卓越することが確認できた。また，応力場の不確実性を考慮した際にも、この特性は概ね変わらないことが確認できた。

謝辞：気象庁一元化震源カタログを使用いたしました。地震波形解析においては、防災科学技術研究所 Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所の定常観測網のデータを利用しました。一部の図はGeneric Mapping Tools（Wessel and Smith, 1991）で作成しました。臨時稠密地震観測網（MTMT-net）の観測に際しては、多くの寺院および神社（石川県神社庁）および金沢市駒帰町の方々にご協力いただきました。

(d) 引用文献

Aki, K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 415-456, 1957.

Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro, and Y. Yang, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, Geophys. J. Int., 169(3), 1239-1260, 2007.

Ekström, G., Love and Rayleigh phase-velocity maps, 5-40s, of the western and central USA from USArray data. Earth and Planetary Science Letters, 402(C), 42-49. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.022, 2014.

Hansen, N.,and A. Ostermeier, Completely derandomized self-adaptation in evolution strategies. Evol. Comput. 9, 159-195, 2001.

Hardebeck, J. L., and P. M. Shearer, A new method for determining first-motion focal mechanisms, *Bulletin of the Seismological Society of America,* 92(6), 2264-2276, 2002. doi: 10.1785/0120010200

Herrmann, R. B., Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, Seismol. Res. Lett., 84(6), 1081-1088, 2013.

Hirata, N., and M. Matsu'ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, Phys. Earth Planet Inter., 47, 50-61, 1987. doi: 10.1016/0031-9201(87)90066-5

今西和俊・内出崇彦・松下レイケン, 臨時地震観測による山梨県北東部の微小地震の発震機構解と応力場, 活断層・古地震研究報告, 16, 53-77, 2016.

地震調査研究推進本部, 全国1次地下構造モデル（暫定版）, https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/12_choshuki_dat/ , 2012.

Katsumata, K., M. Kosuga, H. Katao, T. Yamada, A. Kato, and the Research Group for the Joint Seismic Observations at the Nobi Area, Focal mechanisms and stress field in the Nobi fault area, central Japan, Earth Planets and Space, 67, 99, doi: 10.1186/s40623-015-0275-2, 2015.

Koketsu, K., H. Miyake, H. Fujiwara, and T. Hashimoto, 2008, Progress towards a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, Proc. 14WCEE, Paper No.S10-038.

Lobkis, O. I. and R. L. Weaver, On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. The Journal of the Acoustical Society of America, 110(6), 3011- 3017, 2001.

Miyakawa, A., and M. Otsubo, Applicability of slip tendency for understanding long-term fault activity: a case study of active faults in northeastern Japan, Journal of JSCE, 3, 105-114, 2015.

Morris, A., D. A. Ferril, D. B. Henderson, Slip-tendency analysis and fault reactivation. Geology, 24, 275-278, 1996.

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, NIED Hi-net, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019. doi: 10.17598/NIED.0003.

Naoi, M., K. Tamaribuchi, K. Shimojo, S. Katoh, and S. Ohyanagi, Neural phase picker trained on the Japan meteorological agency unified earthquake catalog. Earth, Planets and Space, 76, 150, 2024. https://doi.org/10.1186/s40623-024-02091-8

産業技術総合研究所, 地殻応力場データベース, https://gbank.gsj.jp/crstress/usage.html

産業技術総合研究所, 活断層データベース, https://gbank.gsj.jp/activefault/database.html

産総研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, https://gbank.gsj.jp/seamless/

Shapiro, N. M. and M. Campillo, Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, Geophys. Res. Lett.,31, L07614,

2004.

Skoumal, R. J., J. L. Hardebeck, and P. M. Shearer, SKHASH: A Python Package for Computing Earthquake Focal Mechanisms. Seismological Research Letters, 95(4), 2519-2526, 2024. https://doi.org/10.1785/0220230329

Takagi, R. and K. Nishida, Multimode dispersion measurement of surface waves extracted by multicomponent ambient noise cross-correlation functions, Geophys. J. Int., 231, 1196-1220, 2022.

Uchide, T., T. Shiina, and K. Imanishi, Stress map of Japan: Detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 127, e2022JB024036, 2022. doi: 10.1029/2022JB024036

内出崇彦・椎名高裕・今西和俊, 日本全国内陸部の地殻内応力マップと微小地震の発震機構階のデジタルデータ, 地質調査総合センター研究資料集, no.738, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2022.

上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生, 気象庁の震源決定法の改善－浅部速度構造と重み関数の改良－, 検震時報, 65, 123-134, 2002.

Wessel, P. and W. H. F. Smith, Free soft-ware helps map and display data, EOS Trans., AGU, 72, 441, 1991.

Zhu, W., and G. C. Beroza, PhaseNet: a deep-neural-network-based seismic arrival-time picking method, *Geophysical Journal International*, 216(1), 2019. doi: 10.1093/gji/ggy423

Zhu, W., I. W. McBrearty, S. M. Mousavi, W. L. Ellsworth, and G. C. Beroza, Earthquake Phase Association Using a Bayesian Gaussian Mixture Model. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 127(5), 2022. e2021JB023249. https://doi.org/10.1029/2021JB023249

(3) 令和４～６年度の成果

(a) 業務の要約

森本・富樫断層帯周辺に３成分地震計からなる臨時高感度地震観測網（MTKV-net）を、断層帯の主に上盤側に１成分地震計からなる臨時稠密地震観測網（MTMT-net）をそれぞれ構築し、約２年３ヶ月間および約１年４ヶ月間の連続観測データを蓄積した。深層学習モデル等を用いた自動処理により、MTKV-net と定常地震観測網データから地震を検出、震源を決定した。森本・富樫断層周辺域で 29 個の地震の震源メカニズムを決定し、応力場を推定した。本事業による臨時観測網の連続地震データの雑微動解析による群速度と位相速度を用いて、森本・富樫断層帯周辺の３次元Ｓ波速度構造モデルを推定した。当サブテーマによる応力場とサブテーマ１の深部断層形状を用いて、森本・富樫断層帯のすべりやすさおよび断層活動様式を推定した。

(b) 業務の成果

1) 微小地震観測による応力場推定

a) 森本・富樫断層帯周辺における臨時高感度地震観測

i) 臨時高感度地震観測網（MTKV-net）

活断層で将来発生する地震の発生様式を理解・評価するためには、地下の断層形状に加え、断層帯周辺に作用する応力場の情報が必要である。日本列島のほぼ全領域の応力場は、地震観測データを用いた発震機構の大量解析により推定されており（Uchide et al., 2022）、現在では0.2度メッシュの地殻応力場データが公開されている（産総研地殻応力場データベース；内出・他, 2022）。しかし、森本・富樫断層周辺など地震活動が低調な場所では、発震機構データが少ないため、応力情報の信頼度は高いとは言えない。断層周辺での稠密な地震観測が重要である（例えば、Katsumata et al., 2015；今西・他, 2016）。

本事業の対象である森本・富樫断層帯周辺は、地震活動が低調である。本地域の既存の高感度地震観測網（Hi-net、大学観測点、気象庁）の観測点間隔は20 km程度であるが、これを10 km程度の密度に高めるよう観測点を配置した。本事業における臨時高感度地震観測網（MTKV-net）および既存の高感度地震観測点分布を図31に、MTKV-net観測点の諸元を表７に示す。高感度地震観測点は観測ノイズ低減の観点から岩盤露頭サイトに構築するのが望ましいが、本観測網では既往観測点の空白域にバランス良く観測点を配置することを優先した。この観点で設定した地域のなかで、なるべく幹線道路から離れた公民館や公園等の公共施設を観測点に選定した。山間部集落の多くは谷筋にあり、必ずしも堅固な地盤を選定できたわけではない。なお、かほく市七塚中央公園に設置したMTKV04観測点は、初期の設置場所では隣接工場からと見られるノイズが継続して観測されたため、約２ヶ月後に公園内の別地点に移動しセンサも交換した。

観測点の構築にあたっては、令和元年度～３年度に実施された奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測の臨時地震観測に用いられた高感度地震計（近計システム社製速度型センサー　KVS-300、固有周波数２Hz）を用いた（文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所, 2022）。これを低電力消費データロガー（白山工業製LS-8800：うち６台を本事業にて新規購入）に接続してデータを収録し、SDカード内のデータを現地回収するオフライ

ン観測とした。電源には密閉型鉛蓄電池を用い、ソーラーパネルにて常時充電するシステムとした（MTKV-09観測点はAC電源駆動）。当該地域は積雪地域であり、冬季はソーラーパネルでは充電できないことが予想されたため、各観測点に100 Ahのリン酸鉄リチウムイオン蓄電池を追加した。さらに、豪雪地帯に位置する６観測点についてはソーラーパネル等の破損に備え、合掌型の屋根でソーラーパネルおよび観測装置を覆った。

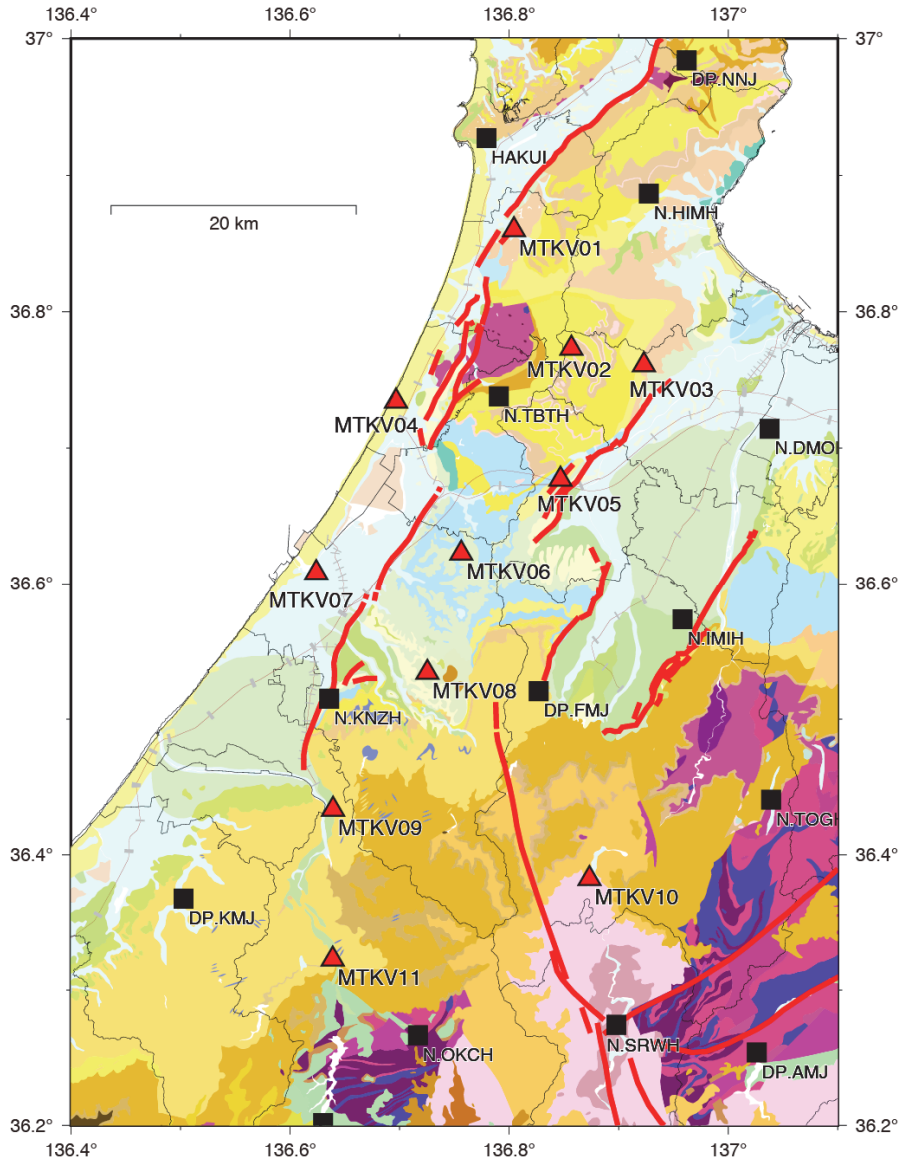


図31　本事業による臨時高感度地震観測網（MTKV-net）の配置図。赤三角はMTKV-net観測点、黒四角は既往高感度地震観測点（Hi-net、気象庁、大学観測点）。基図は20万分の１日本シームレス地質図Ｖ２（産総研地質調査総合センター）、活断層位置は産総研活断層データベース、鉄道路線および行政界は国土数値情報による。

表７　森本・富樫断層帯周辺における臨時高感度地震観測点一覧（MTKV-net）

コード	観測点名称	緯度	経度	標高m	観測開始日	撤収日時	備考
MTKV01	宝達志水町スポーツセンター	N36.86001	E136.80441	25	2022/09/14	2025/12/3 9:46	豪雪、舗装
MTKV02	高岡市沢川集会所	N36.77334	E136.85677	332	2022/09/17	2025/12/3 15:10	豪雪
MTKV03	高岡市埋蔵文化財センター	N36.76139	E136.92304	38	2022/09/14	2025/12/3 12:15	
MTKV04	かほく市七塚中央公園	N36.73634 N36.73451	E136.69844 E136.69668	35 24	2022/11/22 (2022/09/12)	2025/12/2 15:36	移設・センサ交換
MTKV05	小矢部市南谷公民館	N36.67704	E136.84703	51	2022/09/13	2025/12/4 9:23	舗装
MTKV06	金沢市旧朝日小学校	N36.62285	E136.75634	161	2022/09/13	2025/12/4 11:40	豪雪
MTKV07	金沢市戸水公園	N36.60846	E136.62383	2	2022/09/15	2025/12/2 13:06	
MTKV08	金沢市俵公民館	N36.53437	E136.72531	224	2022/09/15	2025/12/5 14:30	豪雪
TMKV09	石川県林業試験場	N36.43352	E136.63927	146	2022/08/25	2025/12/5 12:26	AC電源
MTKV10	南砺市上平グラウンド	N36.38232	E136.87323	334	2022/09/16	2025/12/4 14:33	豪雪
MTKV11	白山市鳥越農村公園	N36.32289	E136.63890	256	2022/09/16	2025/12/5 10:45	豪雪

観測点の作成方法は次の通りである（図32）。まず、ソーラーパネルでバッテリーを充電する必要性から、観測点には陽当たりの良い場所で、盛土でない場所を選定した。地震計の設置にあたっては、地表面が舗装されている地点（MTKV01、MTKV05、MTKV09）では地震計の支持ネジ先端部と舗装面を強力接着剤で固定した。地表面が土壌の場所では、地面から20cm程度掘削して表土を取り除き、穴に防水用ビニール袋および石版を敷いた上で周囲に釘を打ち、これらを速硬セメントで固定した後、石版に強力接着剤で地震計を固定した。地震計の方位はスマートフォンおよび方位磁石を用いて真北に設定した。地震計をハンドホールで覆い、雨水の浸入や虫などの侵入を避けるためコーキング材で隙間を塞いだ。データロガーおよびバッテリーをコンテナボックスに収納し、これらをソーラーパネル付き架台の中段棚に収め、架台の脚をペグ等で地面に固定した。観測装置の周囲に高さ１ｍ程度の防護ネットを張り、観測点の視認性を高めるとともに、ネット地際まで留め金で固定し動物の侵入対策とした。

冬季の積雪対策として、積雪による充電不能に備えるため、AC電源駆動のMTKV09を除くすべての観測点に100 Ahの蓄電池を追加し、データロガーの２系統目の電源として接続した。さらに、豪雪が見込まれる６地点（表７）では、1.5～３ｍ程度の単管パイプを脇に立てGPS

アンテナを固定し、積雪下でも時刻校正が行われるようにした。また、観測点保護のため、単管パイプおよびコンクリート養生用合板（コンパネ）を用いて、合掌造り構造の雪除け防護屋根を組み立てた。この際、積雪に耐えられる強度を確保するために、単管クランプや結束バンドで十分に固定したほか、強風対策のため防護屋根の脚部を鉄棒にて固定した。

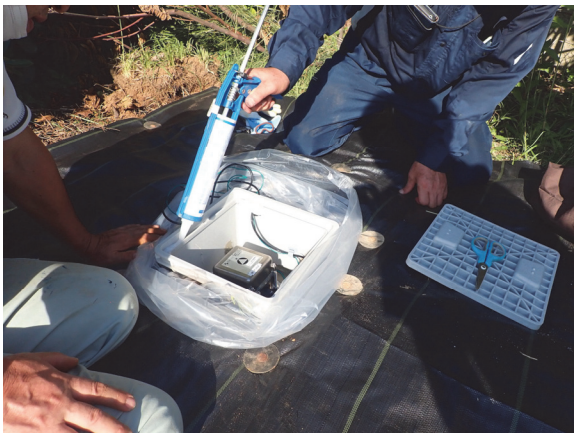
この積雪対策は、2022年度は２回に分けて実施した。まず、11月中旬に現地にすべての部材を運び込んで全体を組み立て、防護屋根のうちソーラーパネルを覆う部分だけを取り外した（図33）。12月下旬に、ソーラーパネルもコンパネ製防護屋根で覆った。これはソーラーパネルで蓄電池を充電できる期間を延ばし、冬季の観測を確実なものにするためである。２回目の作業時には、MTKV02、MTKV10、MTKV11の積雪深は80 cmを超えていたが、観測点へのアクセスおよび防護屋根の設置は予定通り実施できた（図34）。2022年度は２ｍ近い積雪となった場所もあったが、雪の重みで防護ネットの木製支柱が傾く等の軽微な損傷はあったものの、観測に影響を与えるような重大な損傷は発生しなかった。融雪の進んだ３月上旬に再びソーラーパネル部分の防護屋根を撤去し、ソーラーパネルでの充電を再開した。ソーラーパネル部分を覆っていたコンパネは、非積雪期には合掌造りの防護用筐体に固定しておき，2023年度の積雪期に再度雪除けとして使用した。2023年７月時点での全観測点の写真を図35に示す。

2024年１月１日に発生した令和６年能登半島地震では、観測点周辺は最大で震度５強の揺れに見舞われた。特に揺れの強かったMTKV07以北の観測点について、１月後半に外観点検を行った。金沢平野内の観測点であるMTKV07（戸水公園）では、隣接するバス会社の駐車場に液状化と見られる不陸が発生していたものの、MTKV07観測点には不陸等の異常は発生していなかった。このほかの観測点でも、外観上の異常は確認されなかった。

2022年９月の観測点設置から2024年12月の撤去まで、約４ヶ月に１度の頻度で保守作業・データ回収を行った。SDカードの書き込み異常に起因する欠測（MTKV03：2023/3/27 23:54-2023/4/11 12:50および2024/4/10 19:24～2023/8/6 11:10）、MTKV11：2023/4/8 11:35-2023/4/10 13:40および2024/4/9 12:34～2024/8/5 12:50）が生じたものの、バッテリー枯渇や破損等による欠測は生じず、約２年３ヶ月間の連続データを蓄積できた。

a：20 cm 程度の穴を掘る

b：石版・モルタルで土台を作る



c：地震計を固定し周囲を防水加工

d：ソーラーパネル付架台を固定

e：機器箱を架台に固定

f：周囲に防護ネットを施し完成

図32　観測点設置の様子（MTKV04　移設前）。

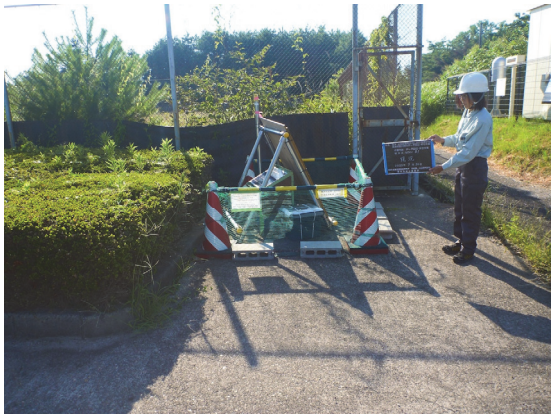
図33　積雪対策１回目完了時の様子（ソーラーパネル部分の屋根は外している：MTKV02）

a：雪に埋もれた MTKV11 観測点

b：防護屋根の追加設置作業の様子

c：防護屋根設置完了後の様子

図34　積雪対策２回目の様子（MTKV11）。



a：MTKV01 観測点

b：MTKV02 観測点

c ：MTKV03 観測点

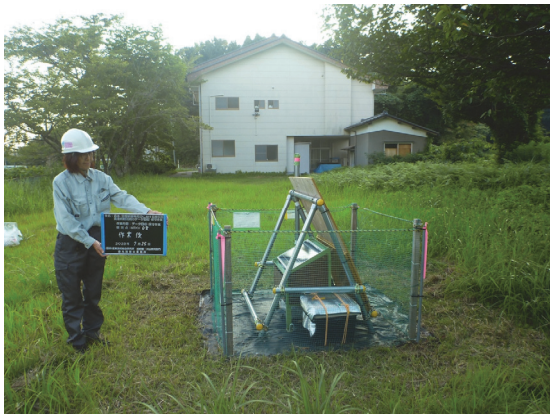
d ：MTKV04 観測点

e ：MTKV05 観測点

f ：MTKV06 観測点

図35　MTKV-net観測点の外観（MTKV01～MTKV06観測点）

g ：MTKV07 観測点



h ：MTKV08 観測点

i ：MTKV09 観測点

j ：MTKV10 観測点

k ：MTKV11 観測点

図35（続き）　MTKV-net観測点の外観（MTKV07～MTKV11観測点）

ii）森本・富樫断層帯における臨時稠密地震観測網（MTMT-net）

森本・富樫断層帯周辺の地震活動は低調であるため、発震機構解をより多く求めるには規模の小さい地震の極性データを収集する必要がある。また、断層上盤の地盤速度構造をより良く拘束するためにも、稠密な観測網が望ましい。2023年７月に、森本・富樫断層帯の上盤を中心に25点の上下動１成分地震計を配置し、臨時稠密地震観測網（MTMT-net）を構築した（図36、表８）。使用機材は、0.1満点ロガー（松本・他，2018）と固有周期4.5Hzの上下動成分ジオフォンである（図37）。この機材は省電力性に優れており、単１乾電池48本で１年間の測定が可能である。図38に全25観測点の外観を示す。2023年７月から2024年12月の撤収までの約１年４ヶ月間、およそ４ヶ月に一度の頻度で保守作業（乾電池交換と清掃）とデータ回収を実施した。2024年12月中旬に観測点を撤収し原状回復した。これにより、約１年４ヶ月間の連続観測データ（サンプリング周波数100 Hz）を蓄積した。

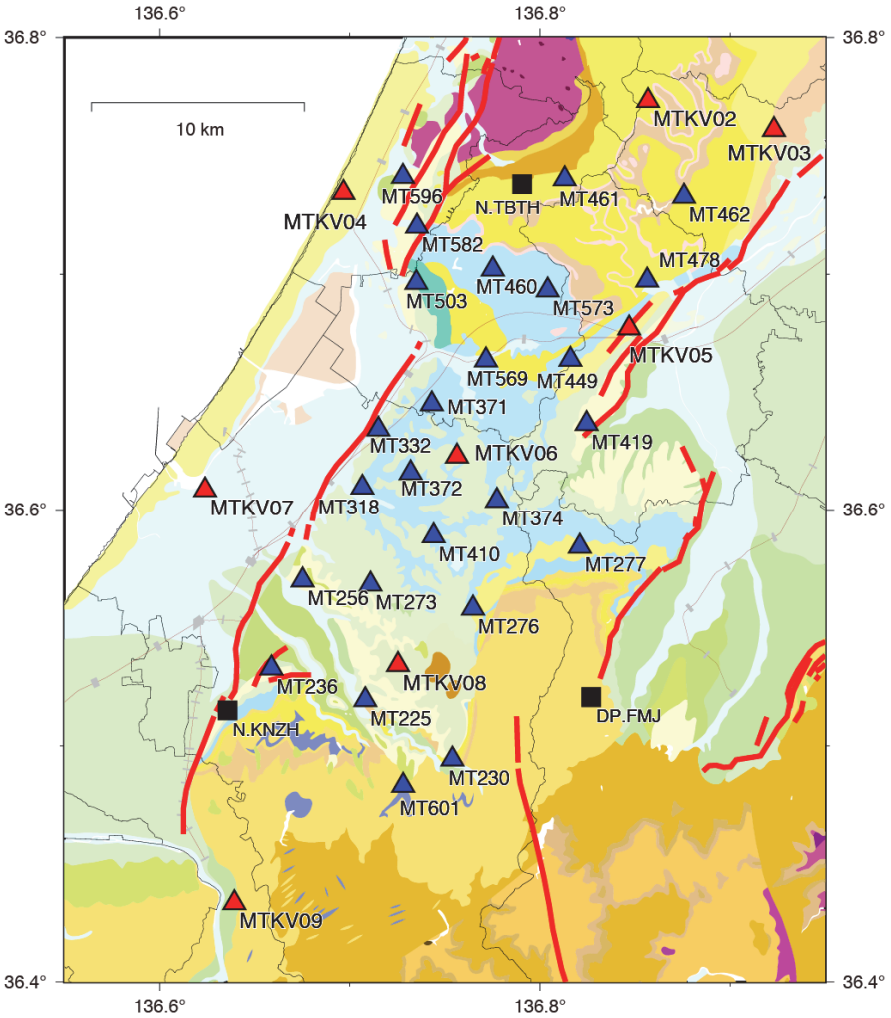


図36　本事業による臨時稠密地震観測網（MTMT-net）の配置図。青三角はMTMT-net観測点、赤三角はMTKV-net観測点、黒四角は既往高感度地震観測点（Hi-net、気象庁、大学観測点）。基図は20万分の1日本シームレス地質図Ｖ２（産総研地質調査総合センター）、活断層位置は産総研活断層データベース、鉄道路線および行政界は国土数値情報による。

表８　臨時稠密地震観測網（MTMT-net）観測点諸元

コード	地点名等	緯度	経度	観測開始日時	終了日時
MT225	恩善寺	36.519447	136.708163	2023/07/08 14:00	2024/12/15 9:33
MT230	光明寺	36.494285	136.753972	2023/07/08 15:00	2024/12/15 9:00
MT236	大乗寺	36.532889	136.658850	2023/07/08 16:30	2024/12/15 10:19
MT256	覚林寺	36.570132	136.675188	2023/07/09 10:00	2024/12/15 10:38
MT273	宇宙寺	36.568360	136.710949	2023/07/09 11:30	2024/12/15 10:50
MT276	本泉寺	36.558234	136.764796	2023/07/09 12:00	2024/12/15 11:16
MT277	称念寺	36.584391	136.820978	2023/07/09 14:00	2024/12/15 11:30
MT318	本教寺	36.609632	136.706609	2023/07/09 15:30	2024/12/14 14:35
MT332	波自加彌神社	36.63425	136.71505	2023/07/10 10:30	2024/12/14 14:11
MT371	少彦名神社	36.64500	136.74313	2023/07/10 11:15	2024/12/14 13:56
MT372	水分神社	36.61677	136.73201	2023/07/10 12:10	2024/12/14 14:43
MT374	熊野神社（竹又）	36.60403	136.77738	2023/07/10 13:30	2024/12/15 11:41
MT410	宝乗寺	36.58888	136.74414	2023/07/10 14:30	2024/12/15 12:03
MT419	本叡寺	36.63669	136.82455	2023/07/10 15:30	2024/12/14 10:20
MT449	倶利迦羅不動寺	36.66385	136.81601	2023/07/10 17:10	2024/12/14 9:59
MT460	光楽寺	36.70208	136.77519	2023/07/11 10:15	2024/12/14 13:25
MT461	円通寺	36.74019	136.81305	2023/07/11 11:10	2024/12/14 11:27
MT462	西照寺	36.73282	136.87574	2023/07/11 13:30	2024/12/14 9:11
MT478	報恩寺	36.69739	136.85638	2023/07/11 14:30	2024/12/14 9:42
MT503	養楽寺	36.69637	136.73500	2023/07/11 16:00	2024/12/14 12:43
MT569	教願寺	36.66362	136.77162	2023/07/11 17:30	2024/12/14 13:00
MT573	笠野神社	36.69320	136.80408	2023/07/12 10:15	2024/12/14 11:01
MT582	高峯山正覚寺	36.72020	136.73534	2023/07/12 11:20	2024/12/14 12:03
MT596	本立寺	36.74123	136.72796	2023/07/12 13:30	2024/12/14 11:43
MT601	駒帰町	36.48321	136.72808	2023/07/12 15:30	2024/12/15 9:21

図37　MTMT観測点の構成（MT276観測点）

a：MT225 観測点　b：MT230 観測点　c ：MT236 観測点

d ：MT256 観測点　e ：MT273 観測点　f ：MT276 観測点

g ：MT277 観測点　h ：MT318 観測点　i ：MT332 観測点

図38　MTMT-net観測点の外観（MT225～MT332観測点）

j ：MT371 観測点

k ：MT372 観測点

l ：MT374 観測点

m：MT410 観測点

n ：MT419 観測点

o ：MT449 観測点

p ：MT460 観測点

q ：MT461 観測点

r ：MT462 観測点

s ：MT478 観測点

t ：MT503 観測点

u ：MT569 観測点

図38（続き）　MTMT-net観測点の外観（MT371～MT569観測点）

v ：MT573 観測点

w ：MT582 観測点

x ：MT596 観測点

y ：MT601 観測点

図38（続き）　MTMT-net観測点の外観（MT573～MT601観測点）

b）深層学習モデル等を用いた地震波形データ自動処理による地震の検出

地震波形データの自動処理により、地震を検出し、その震源位置を同定した。解析するデータとしては、一昨年度本事業で構築したMTKV-netで得られたものに加え、周辺にある国立研究開発法人 防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net）、気象庁の地震観測網、京都大学防災研究所による地震観測網の観測点で得られたものを使用した。使用した観測点の位置は図39に示す。

まず、PhaseNetモデル（Zhu and Beroza, 2019）を日本のデータによる学習させたNaoi et al. (2024)の学習済みモデルを使用して、各観測点における連続地震波形データから地震を検出し、Ｐ波及びＳ波の到達時刻を読み取った。次に、GaMMA（Zhu et al., 2022）を使用して、異なる観測点の間のＰ波及びＳ波の読み取り値を同一地震のものであるとして結び付ける、いわゆるphase associationを実施した。最後に、速度構造としてJMA2001モデル（上野・他, 2002）を仮定し、hypomh（Hirata and Matsu’ura, 1987）により震源位置を決定した。

図40に検出された地震の位置を赤色丸印で示す。比較のため、気象庁一元化処理震源カタログで掲載されている地震の位置を青色×印で示す。いずれも、2022年９月13日から2024年12月５日までの期間に発生した地震を図示している。図中の黄枠の範囲にある地震は、気象庁カタログでは396個であったのに対し、本事業による検出結果はおよそ３倍の1174個であった。

図41に、得られた震源の３次元分布を断面図で示す。森本・富樫断層帯と直接対応するような東南東傾斜の面を明瞭に見ることはできなかった。そのような地震が非常に少ない

ことがその原因として考えられる。なお、領域の北部では深さ６～25 km程度の地震が多く、南部では０～18 km程度の地震が多い。

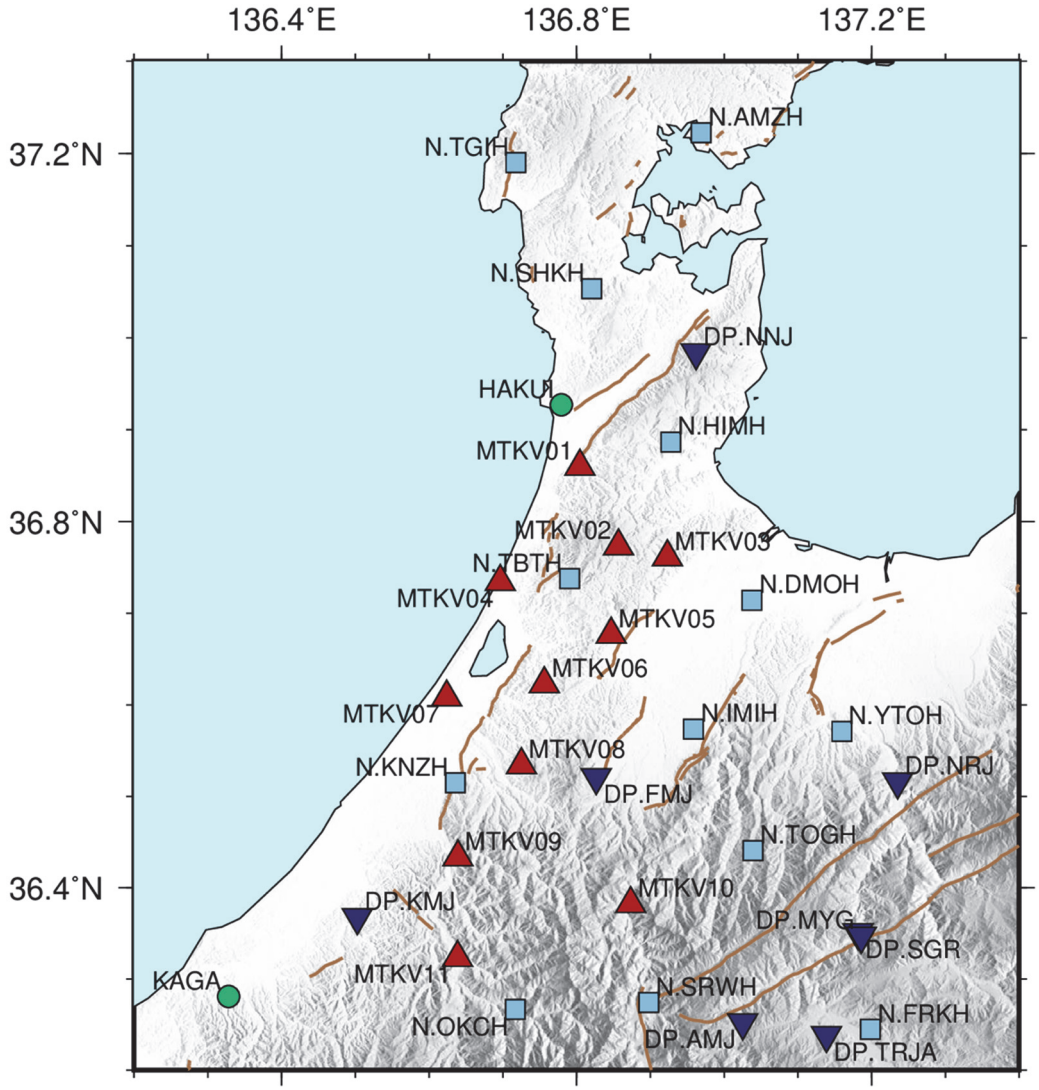


図39　深層学習を用いた地震検出・検測を行う際に使用した観測点の位置。赤色三角形がMTKV-net、水色四角形が国立研究開発法人 防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net）、緑色丸印が気象庁による地震観測網、青色下三角形が京都大学防災研究所による地震観測網の観測点の位置をそれぞれ示す。

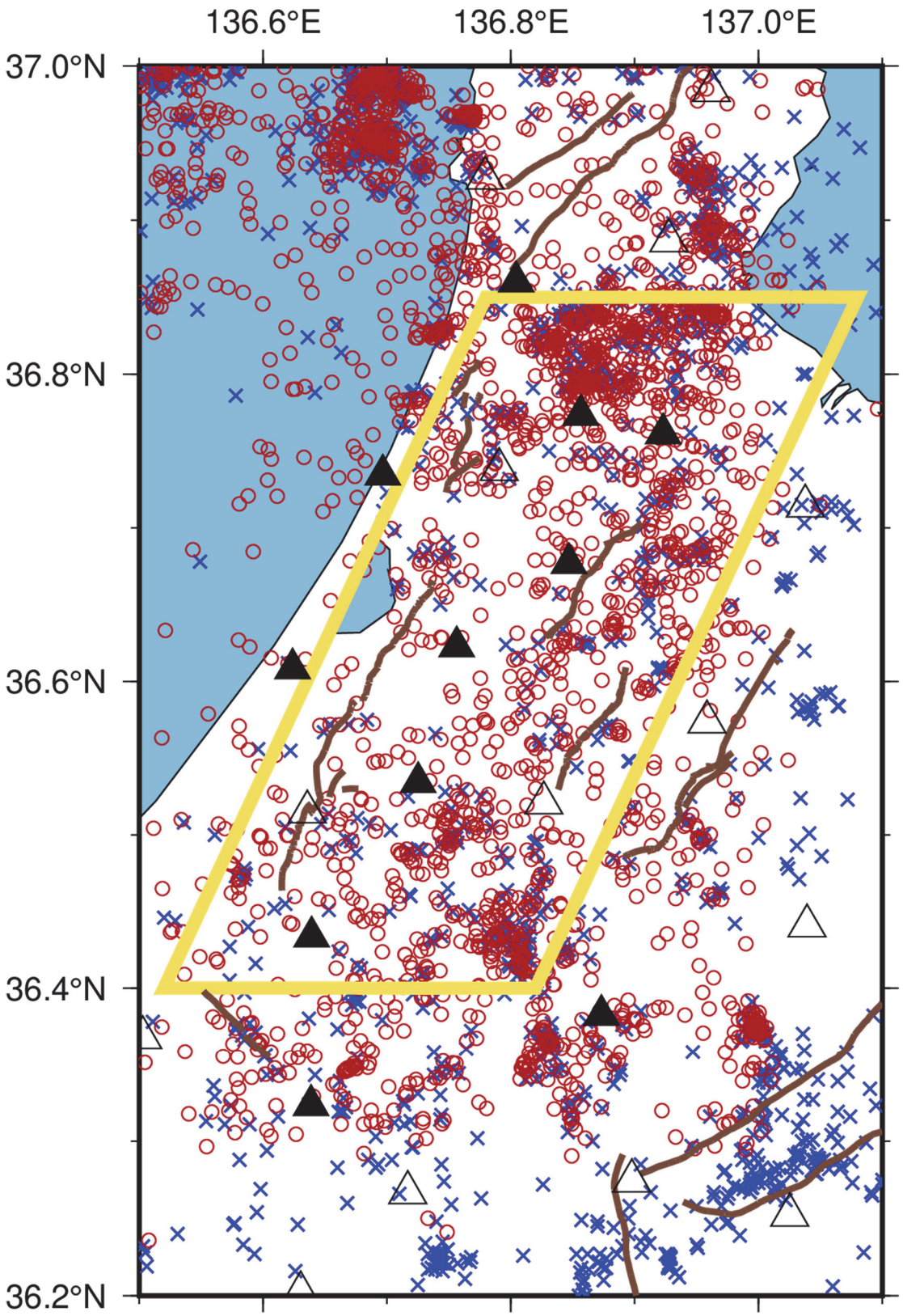


図40　深層学習を用いて検出・検測された地震（赤色丸印）と気象庁一元化処理震源カタログに掲載されている地震（青色×印）。いずれも、2022年９月13日から2024年12月５日までの期間に発生した地震を図示している。黒色三角形はMTKV-netの観測点、白抜き三角形はHi-net、気象庁、京都大学防災研究所による定常地震観測点の位置をそれぞれ示す。

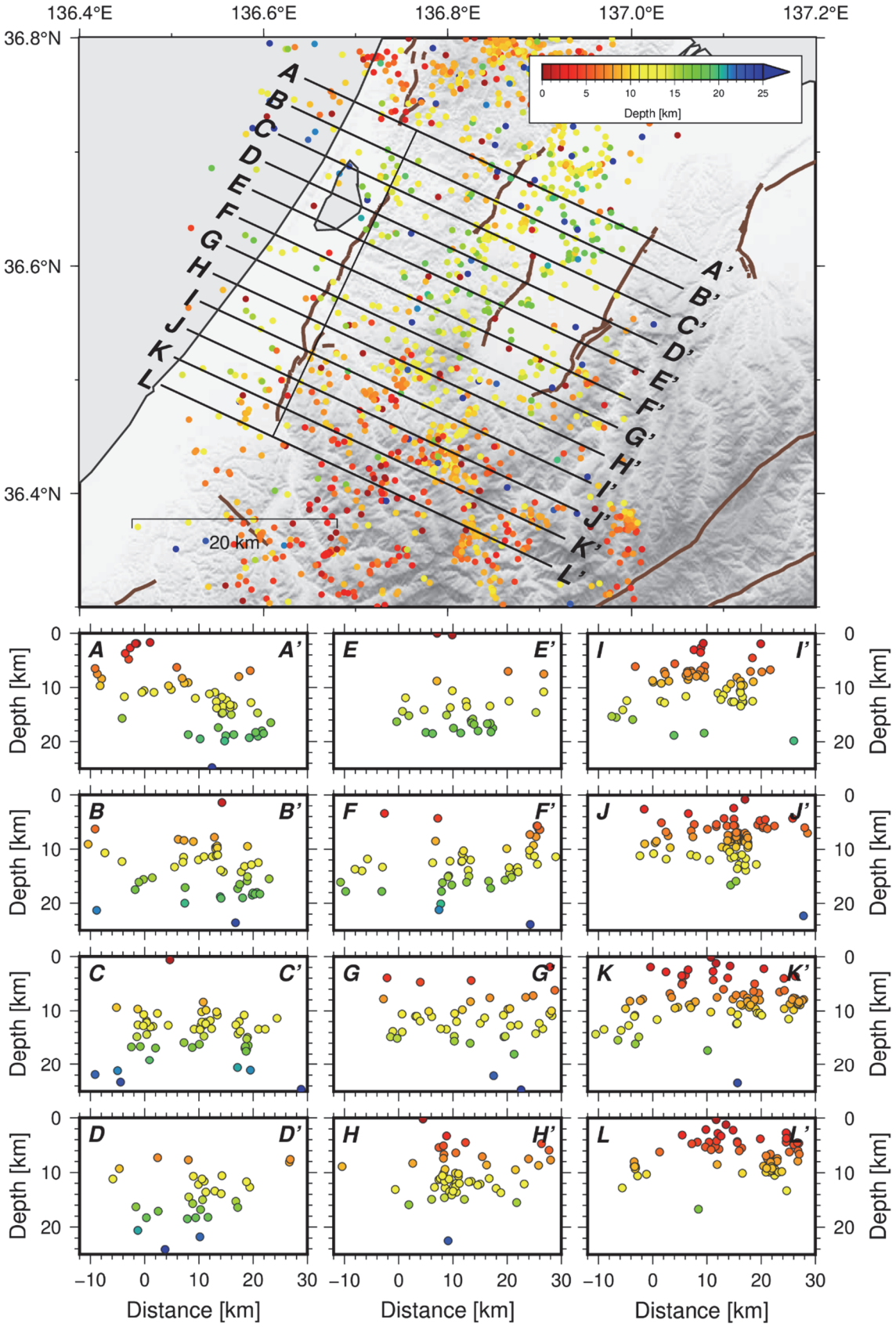


図41　深層学習を用いて検出・検測された地震の３次元分布を示す断面図。色は震源の深さを示す。

c）メカニズム解の推定

検出した地震に対して、Ｐ波初動極性を手動検測し、SKHASH（Skoumal et al., 2024；Hardebeck and Shearer, 2002）により震源メカニズム解の推定を試みた。Ｐ波初動極性の個数が十分で無い地震が多く、解を一意に決定することが困難であった。そこで、Ｐ波初動の押し引きデータに加えてＰ波とＳ波の振幅の比も同時に使うことで、この問題点を克服することにした。

実際の解析においてはＰ波初動の押し引きデータが７個以上あるM1.0以上の地震に対して上記手法を適用し、メカニズム解を推定した。SKHASHでは得られたメカニズム解の品質を良い方から順にＡからＤまでのランクで示しているが、Ａランクが14個、Ｂランクが９個、Ｃランクが６個、Ｄランクが３個という結果であった。Ｃランク以上の29個の推定結果の空間分布を図42に示す。断層のタイプは逆断層型と横ずれ断層型のいずれのものも見られた。図43にＰ軸方位、図44にＴ軸方位の空間分布を示す。北西－南東方向にＰ軸を持つ逆断層型が多く、当該地域の広域応力場（Uchide et al., 2022）と調和的であるが、枠内の北西部に当たる河北湖付近では横ずれ断層が卓越し、枠内の南西部では逆断層が卓越するなど、地域的な偏りも見られる。

d）応力場の推定

本研究で推定したメカニズム解にUchide et al.（2022）の応力テンソルインバージョン法を適用し、応力場の推定を行った。図45に推定結果を示す。最適解は、北西－南東方向に圧縮軸を持つ横ずれ断層場を示す。圧縮軸方位は森本―富樫断層帯の走向に直交しており、同断層帯を動かしやすい応力場であると言える。推定誤差を考慮して得られた10000通りの主応力軸の方向の分布詳細は項目３）参照）も図45に示しているが、σ_2とσ_3方位の分布は広く、重なっている部分も大きい。これはメカニズム解の特徴からも予想されたことであるが、横ずれ断層型と逆断層型の地震が混在していることに起因する。なお、空間的な不均質を考慮した応力インバージョンについては、十分な個数の震源メカニズム解が得られていないことから、実施困難であった。

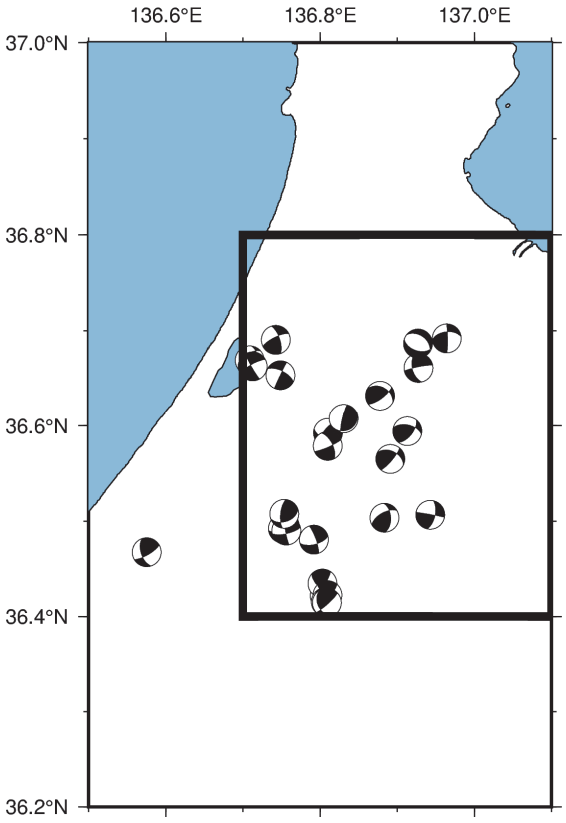


図42　推定された震源メカニズム解

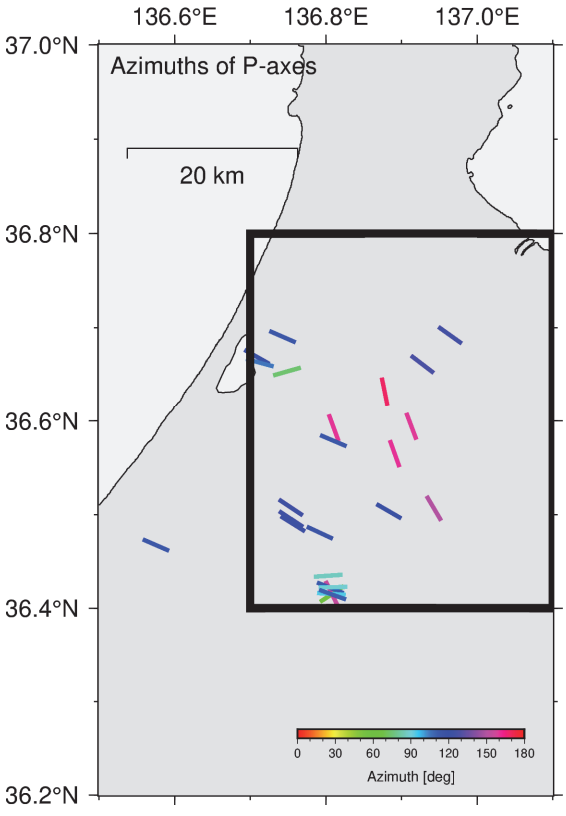


図43　得られた震源メカニズム解のＰ軸方位。傾き（plunge）が30度以下のみ描画。

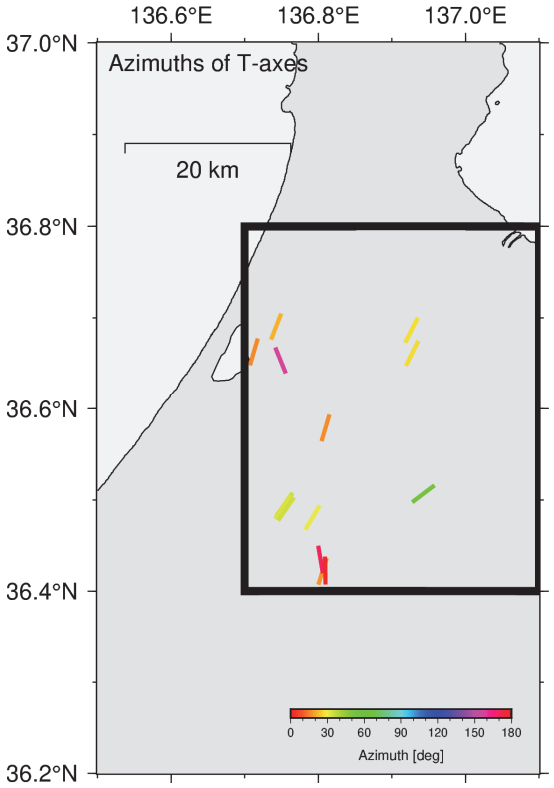


図44　得られた震源メカニズム解のＴ軸方位。傾き（plunge）が30度以下のみ描画。

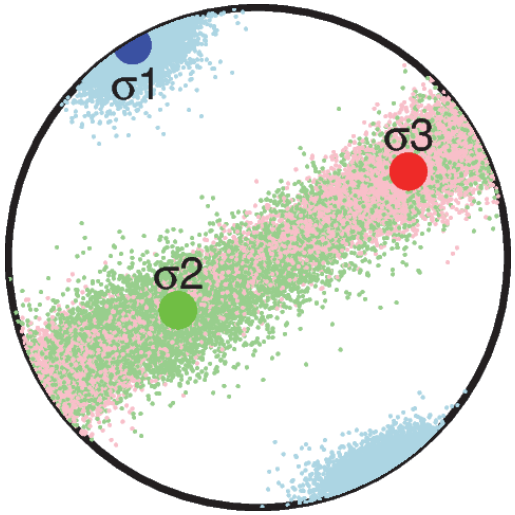


図 45　応力テンソルインバージョン結果。最適解を丸印で示す。薄い色の小さい丸で、応力テンソルの推定誤差を考慮した場合のばらつきを示す。

2) 雑微動を用いた表面波解析

i)MTKV-net で観測された３成分の地震動連続記録への地震波干渉法の適用

地震波干渉法は、異なる２地点で観測された雑微動の相互相関関数を計算することで、一方を仮想的な震源、他方を受振器とする疑似的な地震動データを合成する方法である。理論では単純な波動場を仮定しているものの（例えば、Lobkis and Weaver, 2001）、地震波干渉法により観測点間のグリーン関数が抽出可能であることが様々な実データに対して示されている（例えば、Shapiro and Campillo, 2004）。グリーン関数から求まる表面波の群速度や位相速度を用いると、媒質のＳ波速度構造も推定可能である（例えば、Shapiro et al., 2005）。ただし、雑微動から地震波干渉法で安定したグリーン関数を求めるには、重合によるノイズ低減が必要であるため、長期間の連続データの確保が不可欠である。

本事業による臨時高感度地震観測網（MTKV-net）で観測した３成分の地震動連続記録（2022 年 10 月 1 日から 2023 年 11 月 30 日）に地震波干渉法を適用した。解析方法は大阪平野の連続雑微動記録への地震波干渉法適用事例である Asano et al.(2017)を参考にし、以下に示す通りとした。

(1) 連続記録から、10 分間ずつ、区間の半分が重なるように（5 分ずつずらしながら）切り出す。この際、欠損を含む区間のデータは使用しない。
(2) 基線補正を行う。
(3) 帯域幅 0.1～2.0 Hz のバンドパスフィルタを施す。
(4) ウィンドウ幅を 10 秒とする Running Absolute Mean 法（Bensen et al., 2007）を実施し、振幅値を時間領域で正規化する。これにより、自然地震の影響が取り除かれる。
(5) 波形の両端に、周期 2 秒のコサインテーパーを施す。
(6) クロススペクトルにより、相互相関関数を計算する。
(7) このようにして得られた各区間の相互相関関数を時間領域で重合して得られた関数を、観測点間の相互相関関数と見なす。

図 46～図 48 に、全観測点、全成分間（55 ペア、９成分）の相互相関関数（2022 年 10 月１日から 2023 年 11 月 30 日までのデータを使用。ただし、MTKV04 は、2022 年 11 月 22 日の移設以降のデータを使用）を示す。各パネルの上に、相互相関関数の成分と周波数帯域を、右上に利用データの期間を、右に相互相関関数に対応する観測点ペアを、それぞれ示す。このうち、「相互相関関数の成分」は、例えば「R-R Comp.」は RR 成分を表す。各パネルの縦軸は観測点間距離を、横軸は時間を、それぞれ表す。横軸方向は、例えば観測点ペアが「MTKV01-MTKV11」の場合、正側は MTKV01 から MTKV11 への、負側は MTKV11 から MTKV01 への伝播を示す。図 46 は周波数帯域 0.1―2.0 Hz、図 47 と図 48 はそれぞれ 0.15―0.5 Hz、0.5―1.0 Hz のバンドパスフィルタを適用した結果を表す。

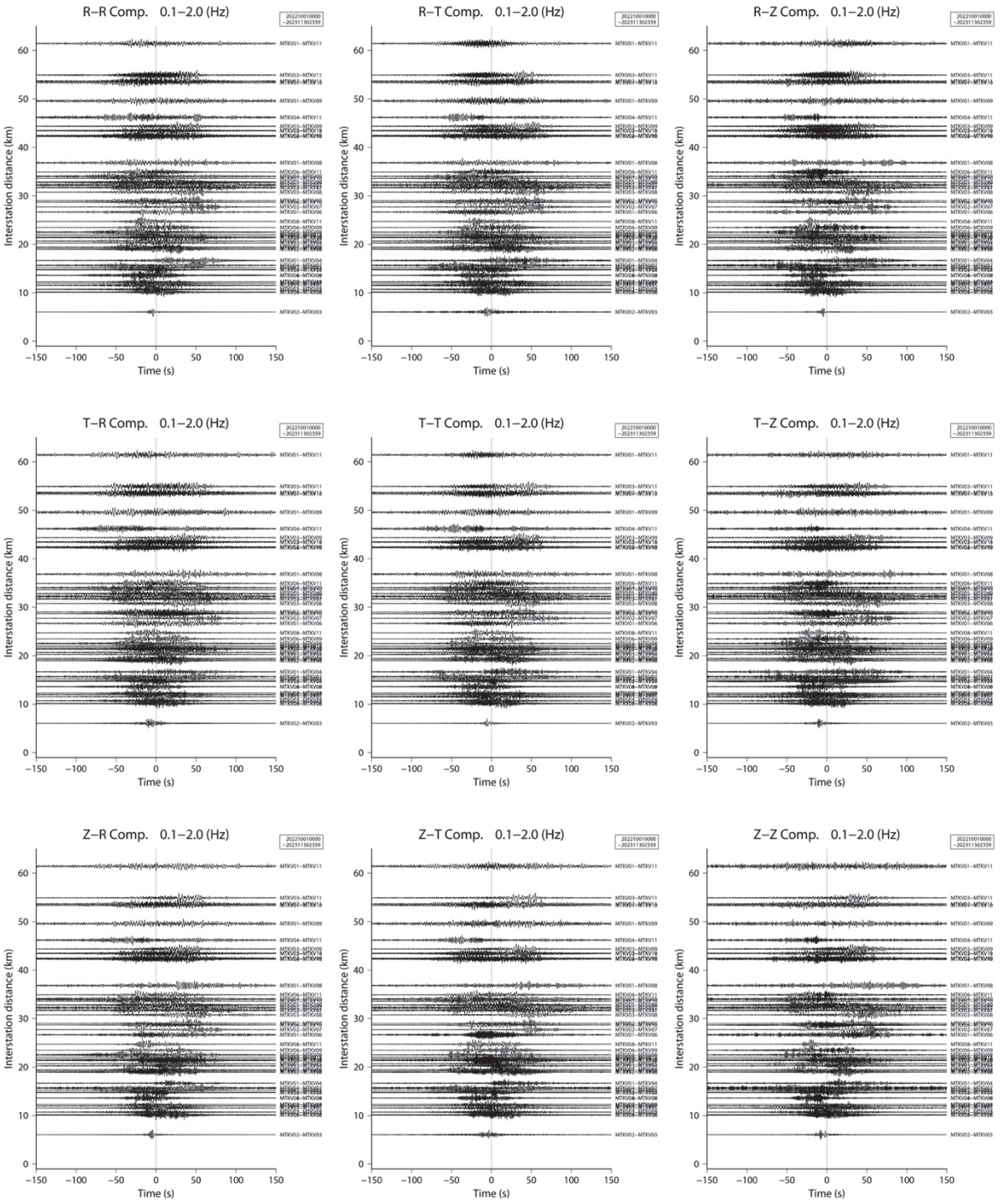


図 46　地震波干渉法によって得られた全観測点、全成分間の相互相関関数（2022 年 10 月 1 日から 2023 年 11 月 30 日のデータを利用、周波数帯域は 0.1—2.0 Hz）。各パネルの上に相互相関関数の成分と周波数帯域を、右上に利用データの期間を、右に観測点ペアを、それぞれ示す。縦軸は観測点間距離、横軸は時間を表す。

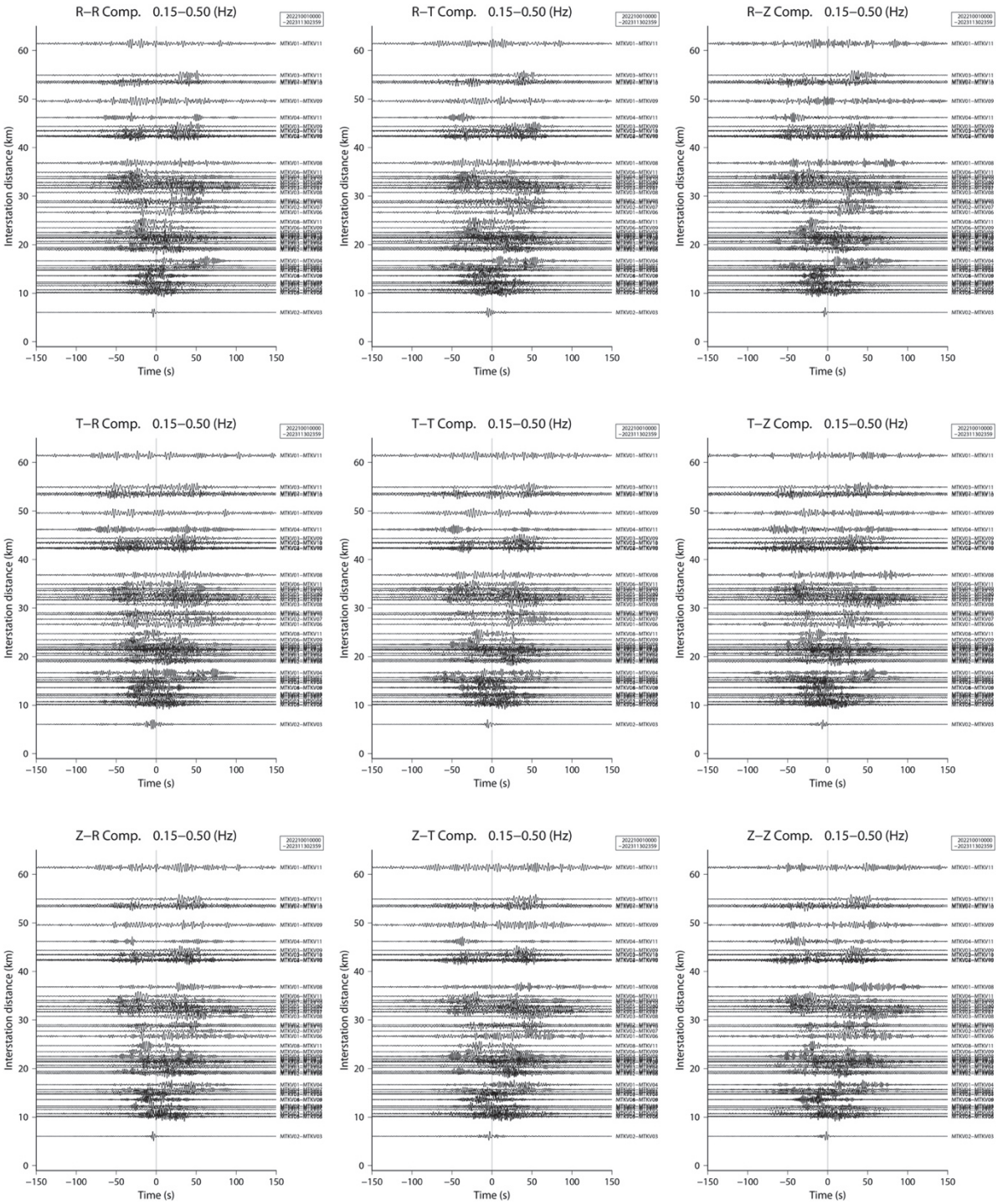


図 47　地震波干渉法によって得られた全観測点、全成分間の相互相関関数（2022 年 10 月 1 日から 2023 年 11 月 30 日のデータを利用、周波数帯域は 0.15—0.5 Hz）。各パネルの上に相互相関関数の成分と周波数帯域を、右上に利用データの期間を、右に観測点ペアを、それぞれ示す。縦軸は観測点間距離、横軸は時間を表す。

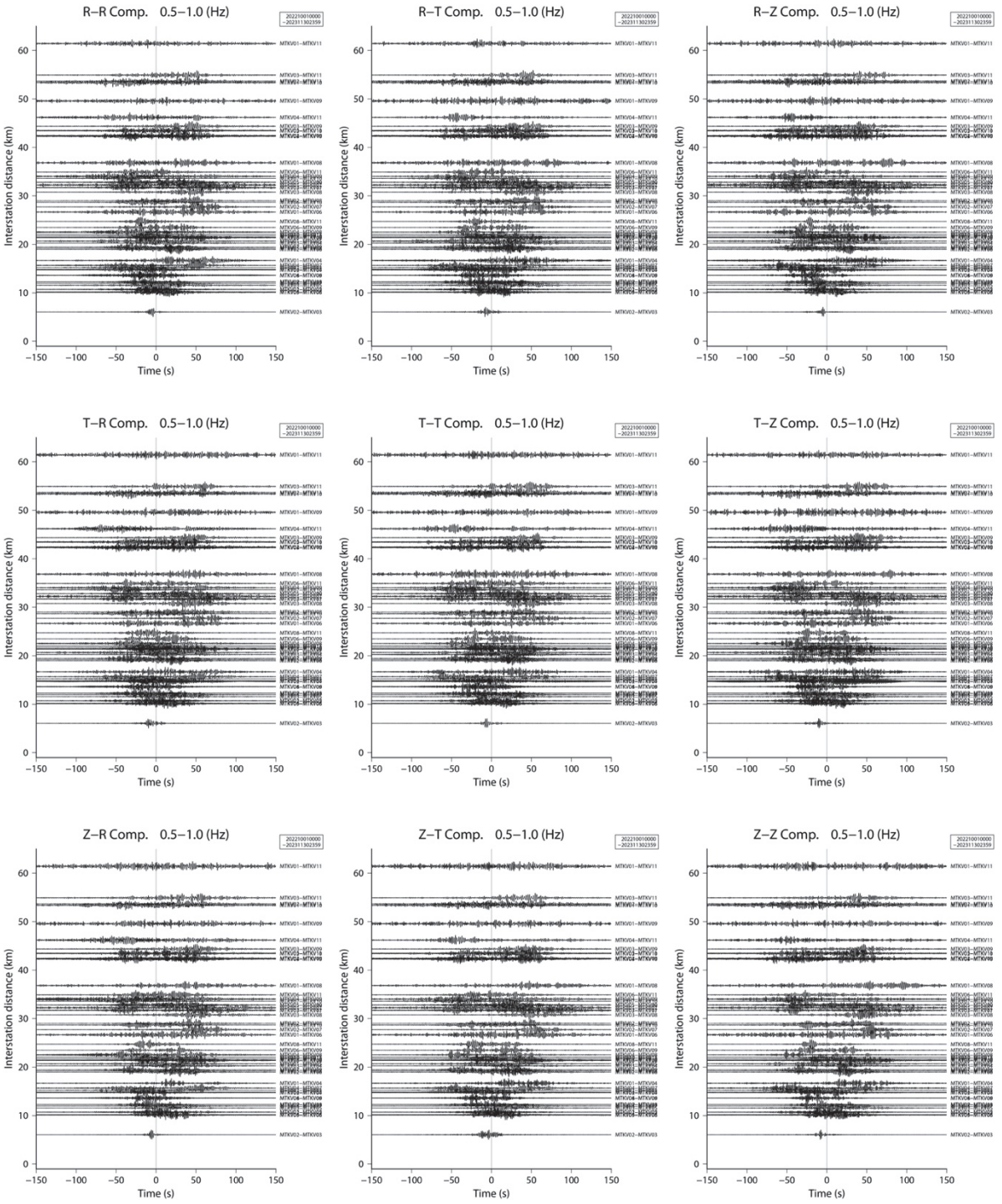


図 48　地震波干渉法によって得られた全観測点、全成分間の相互相関関数（2022 年 10 月 1 日から 2023 年 11 月 30 日のデータを利用、周波数帯域は 0.5—1.0 Hz）。各パネルの上に相互相関関数の成分と周波数帯域を、右上に利用データの期間を、右に観測点ペアを、それぞれ示す。縦軸は観測点間距離、横軸は時間を表す。

ii)臨時地震観測網および定常観測網の連続地震データを用いた表面波解析と３次元Ｓ波速度構造の推定

本事業で設置した高感度臨時地震観測網（MTKV-net：図 49 の赤色）、稠密地震観測網（MTMT-net：図 49 の緑色）とサブ 3-2 による臨時地震（強震）観測（MTSV と MTSM：図 49 の青色）及び周辺の定常地震観測点である防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net：図 49 の白色）、気象庁（図 49 のマゼンタ色）、京都大学（図 49 の黄色）で得られた連続地震観測データのうち、地震を含まない期間の振動（雑微動）を用いて表面波解析を行なった。本解析では、最も観測点数の多い MTMT-net が上下動１成分のみであるため、全点で上下動１成分のみを使用した。データの期間は 2023 年 7 月 10 日から 2024 年 12 月 30 日である。各観測点においてデータに欠損がある場合、欠損を含む日付のデータは使用しないものとした。雑微動データに対して、地震波干渉法および SPAC 法を適用し、２観測点間を伝播する表面波の群速度および位相速度を推定した。さらに、推定した２観測点間の位相速度分散曲線をもとにトモグラフィ解析により位相速度マップを推定した。最後に、推定した位相速度マップをもとにインバージョン解析を行い、森本・富樫断層帯周辺の広域３次元Ｓ波速度構造を推定した。

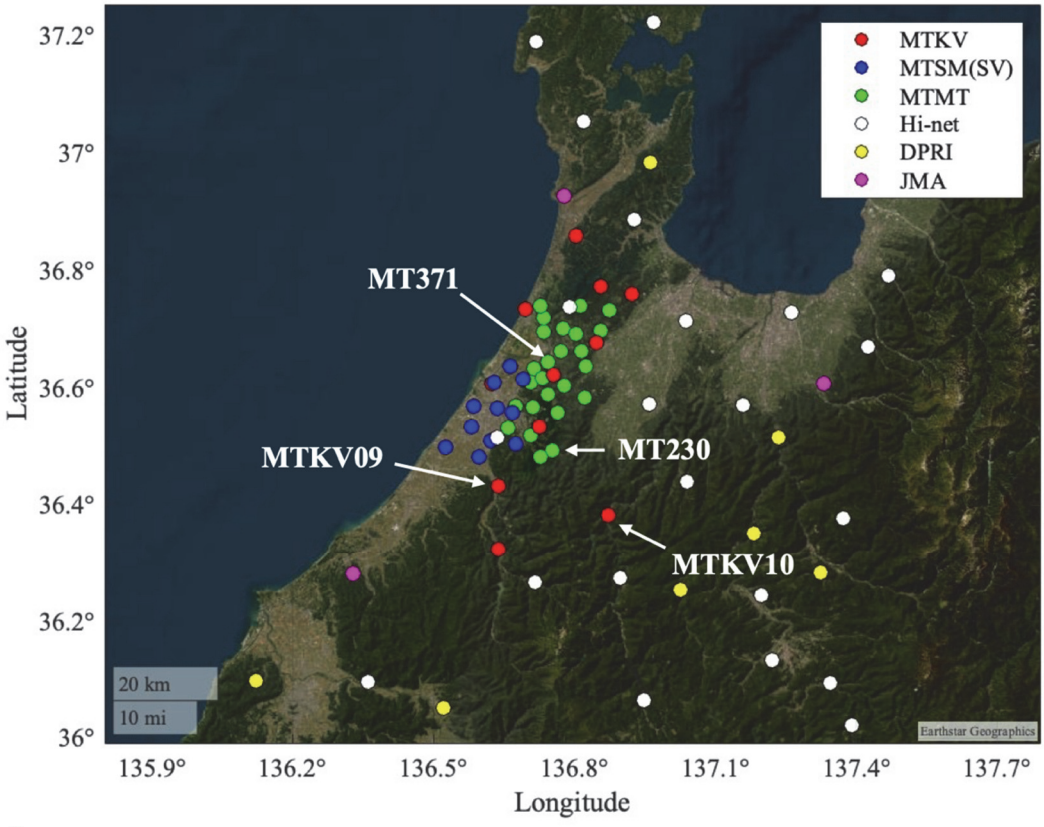


図 49　本解析で使用した観測点分布。観測網ごとに異なる色でプロットした。白い矢印で示す観測点（MTKV09、MTKV10、MT230、MT371）は結果の例示に使用する観測点。

本解析では、使用した地震計に加速度計および速度計が含まれていたため、加速度データについては応答補正を行った後、数値積分により速度データへ変換した。レスポンスを

補正した各観測点のデータに対して、1日分のデータを50%ずつオーバーラップさせながら20分間のセグメントに分割し、平均値とトレンドを除去してから、セグメントの両端に10%のテーパーをかけた。自然地震の影響を取り除くため、各セグメントの二乗平均振幅（MS振幅）が1日のMS振幅の2倍以上となるセグメントを除外した。

前処理を行ったデータに対して地震波干渉法を適用した。地震波干渉法は、異なる2地点で観測された雑微動の相互相関関数を計算することで、一方を仮想的な震源、他方を受振器とみなして、観測点間のグリーン関数を抽出する方法である。理論では単純な波動場を仮定しているものの（Lobkis and Weaver, 2001）、この方法により観測点間のグリーン関数が抽出可能であることが実データにより示されている(Shapiro and Campillo, 2004)。特に、実体波よりも減衰しにくい表面波が強調されやすく、時間領域で表面波の伝播の様子を可視化できる。本解析では、ノイズ成分を低減するために、0.3 km/sから4.0 km/sの速度フィルタを適用した（図50）。

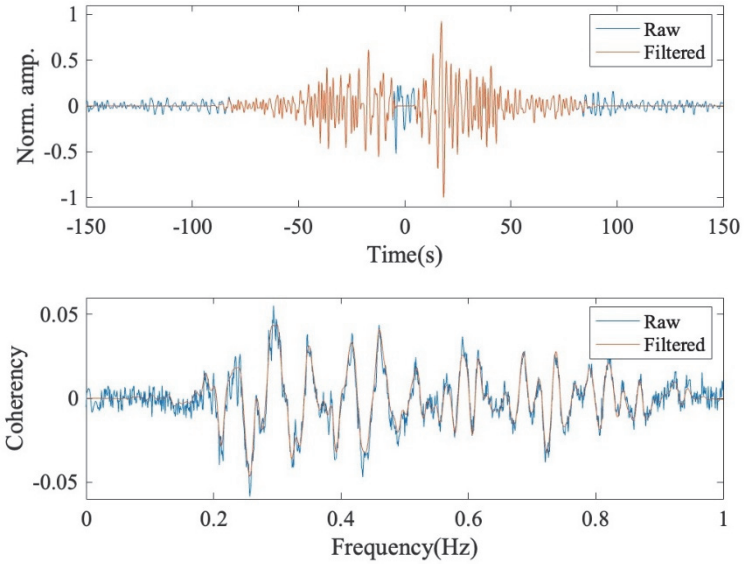


図50　地震波干渉法の結果例（MTKV09とMT371のペア）。（上段）地震波干渉法で得られた時間領域の相互相関関数。（下段）周波数領域の相互相関関数（正規化したクロススペクトルの実部：複素コヒーレンシーの実部）。青線と赤線は速度フィルタの適用前と適用後を示す。

まず初めに、相互相関関数に狭帯域のバンドパスフィルタを適用し、時間領域で包絡線の到達時間を読み取る(Bensen et al. 2007)ことで、群速度の分散曲線を推定した。本解析では、中心周波数から±0.05 Hzのバンドパスフィルタを適用し、0.15 Hzから0.9 Hzにおいて、0.002 Hz間隔で群速度を推定した（図51, 52）。各観測点ペアにおいて、使用する周波数範囲は群速度の周波数方向の連続性や包絡線の振幅等を考慮して、マニュアルで設定した。

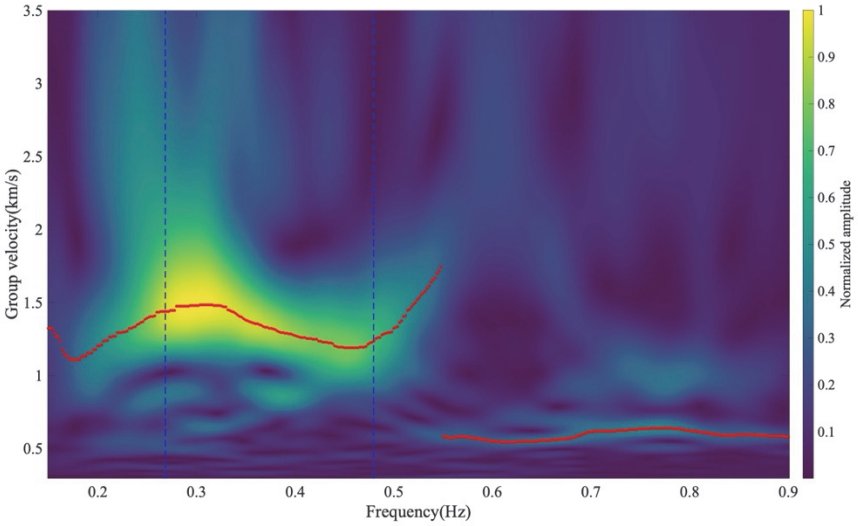


図 51　群速度の推定結果例（MTKV09 と MT371 のペア）。赤線は各周波数において相互相関関数の包絡線が最大となる速度を示す。青色の破線は３次元Ｓ波速度構造の検証に使用した周波数範囲を示す。

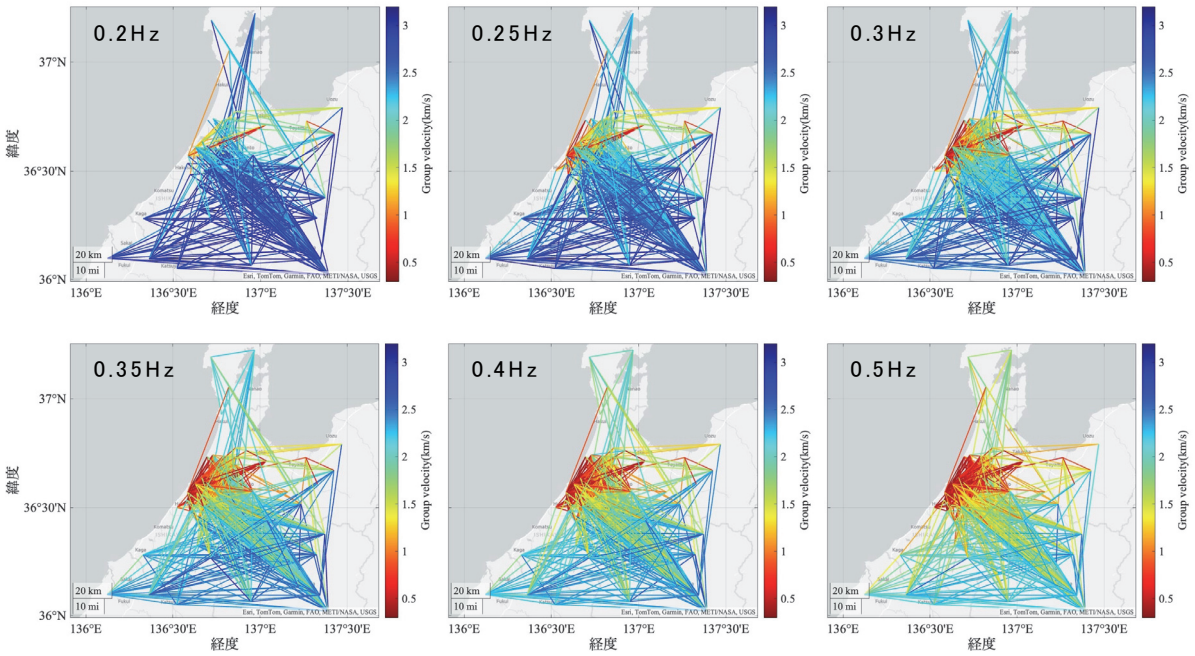


図 52　推定した群速度を示す。観測点ペアを結ぶ直線を推定した群速度で色付けしている。各パネルの左上に対応する周波数を記載している。

次に、周波数領域において、雑微動の相互相関関数とベッセル関数で表される理論値の二乗平均平方根誤差（RMSE）が最小となる位相速度の分散曲線を推定した（Aki, 1957）。本解析では、Takagi and Nishida (2022)を参考に、位相速度を１次元Ｓ波速度構造の関数として定義し、相互相関関数とベッセル関数で表される理論値の誤差が最小となる１次元Ｓ波速度構造から、２観測点間の分散曲線を推定する。１次元Ｓ波速度構造は、最下層の

厚さを無限とする４層構造を仮定し、初期モデルとして地震調査研究推進本部の全国１次地下構造モデル（暫定版）（Koketsu et al., 2008、地震調査研究推進本部, 2012）を使用した。理論分散曲線の計算は Computer program in seismology（CPS; Herrmann, 2013）を使用した。最適解は共分散行列適応進化戦略（CMA-ES；Hansen and Ostermeier, 2001）により推定した。各観測点ペアにおいて、使用する周波数範囲は RMSE や相互相関関数の振幅等を考慮して、マニュアルで設定した。全ての観測点ペアにおいて、位相速度の分散曲線を推定した（図 53、54）。

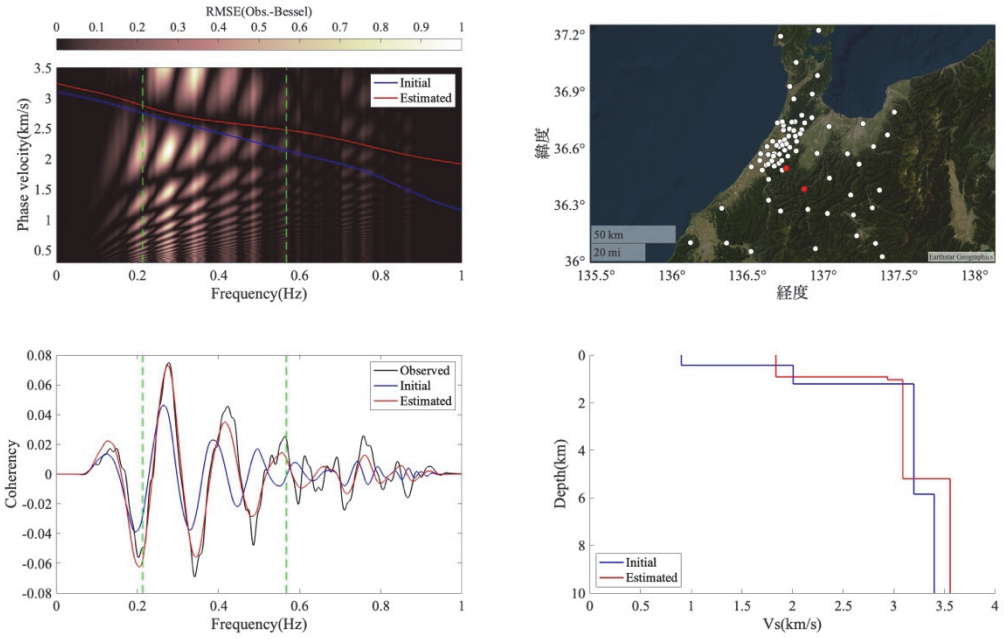


図 53　位相速度の推定結果例（MT230 と MTKV10）。（左上）背景の色は各周波数、各位相速度における理論値と観測値の RMSE を示す。青線と赤線はそれぞれ、初期モデルと最適解における位相速度の分散曲線を示す。緑色の破線は使用する周波数範囲を示す。（左下）黒線と青線、赤線はそれぞれ、観測値と初期モデル、最適解における理論値を示す。緑色の破線は使用する周波数範囲を示す。（右上）観測点ペアの位置（赤丸）を示す。（右下）１次元Ｓ波速度構造の初期モデルと最適解のモデルを示す。

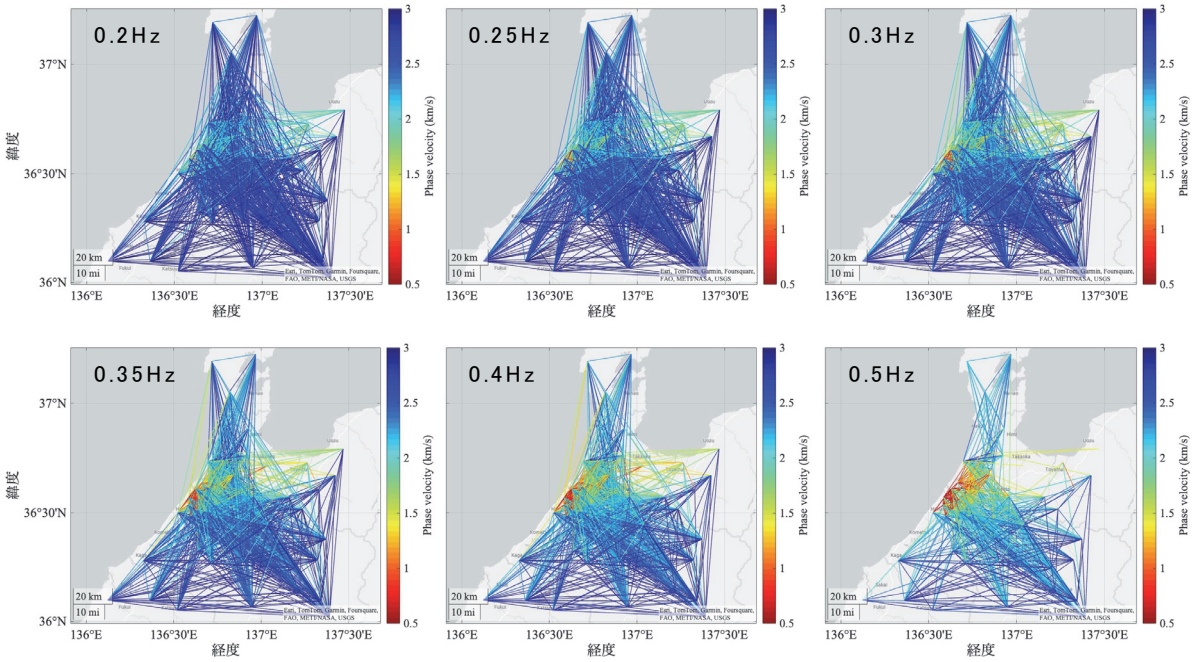


図 54　推定した位相速度。観測点ペアを結ぶ直線を推定した位相速度で色付けしている。各パネルの左上に対応する周波数を記載。

得られた２観測点間の位相速度分散曲線のうち、使用する周波数範囲が 0.05 Hz 以上のもののみを使って、0.18 Hz から 0.55 Hz において 0.004 Hz 間隔で位相速度トモグラフィ（Ekström, 2014）を適用し、0.03° 間隔グリッドの位相速度マップを推定した（図 55）。トモグラフィ解析は観測点間を伝播する波の走時情報を利用し、全ての観測点ペアで得られた走時情報を最もよく説明する位相速度分布を最小二乗法で推定する。本解析では、隣接する東西南北のグリッドが滑らかな解になるような平滑化パラメータを使用した。

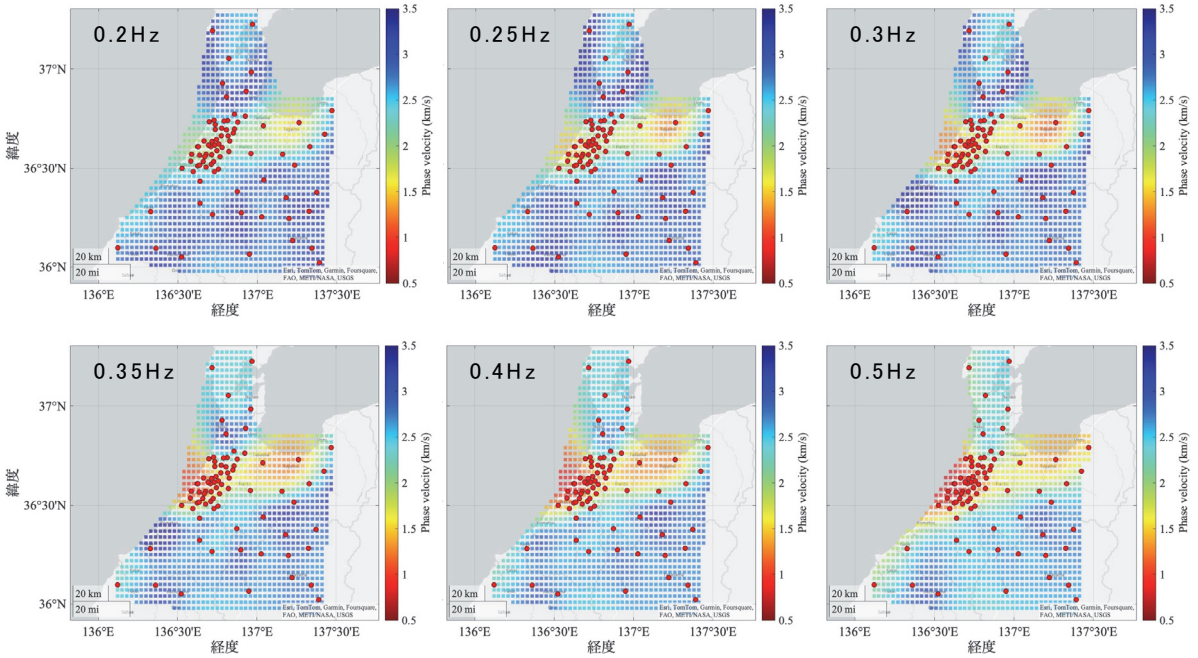


図 55　推定した位相速度マップ。赤色の丸は観測点を示す。各パネルの左上に対応する周波数を記載している。

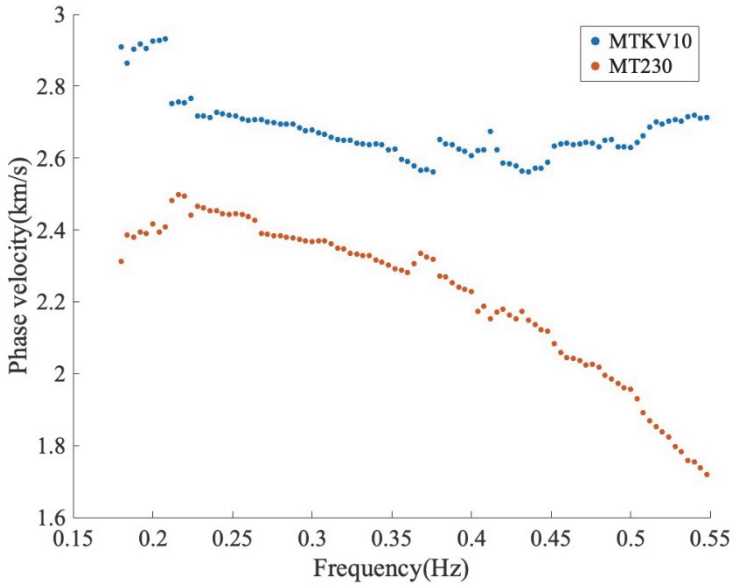


図 56　周波数ごとの位相速度トモグラフィで求めた位相速度の例（観測点 MTKV10 および MT230 の位置するグリッド）。

位相速度トモグラフィにより、各グリッドにおける 0.18 Hz から 0.55 Hz の位相速度を周波数ごとに推定し、これをもとに各グリッドの分散曲線を作成した（図 56）。３次元Ｓ波速度構造の推定には、最下層の厚さを無限とする３層構造を仮定し、初期モデルとして表９に示すモデルを用いた。各グリッドの分散曲線を用いて、ノルム最小の制約を加えた

非線形最小二乗法を適用し、３次元Ｓ波速度構造を推定した（図 57, 58）。本解析では、ノルム最小の条件に加えて、隣接する東西南北のグリッドが滑らかな解になるような平滑化パラメータを使用した。位相速度に対するＳ波速度および層厚の感度カーネルは CPS (Herrmann, 2013)を用いて計算し、これをヤコビアン行列として非線形最小二乗法に用いた。

表９　３次元Ｓ波速度構造の初期モデル

	Ｓ波速度（km/s）	層厚（km）
１層目	1.0	0.5
２層目	2.0	1.0
３層目	3.0	－

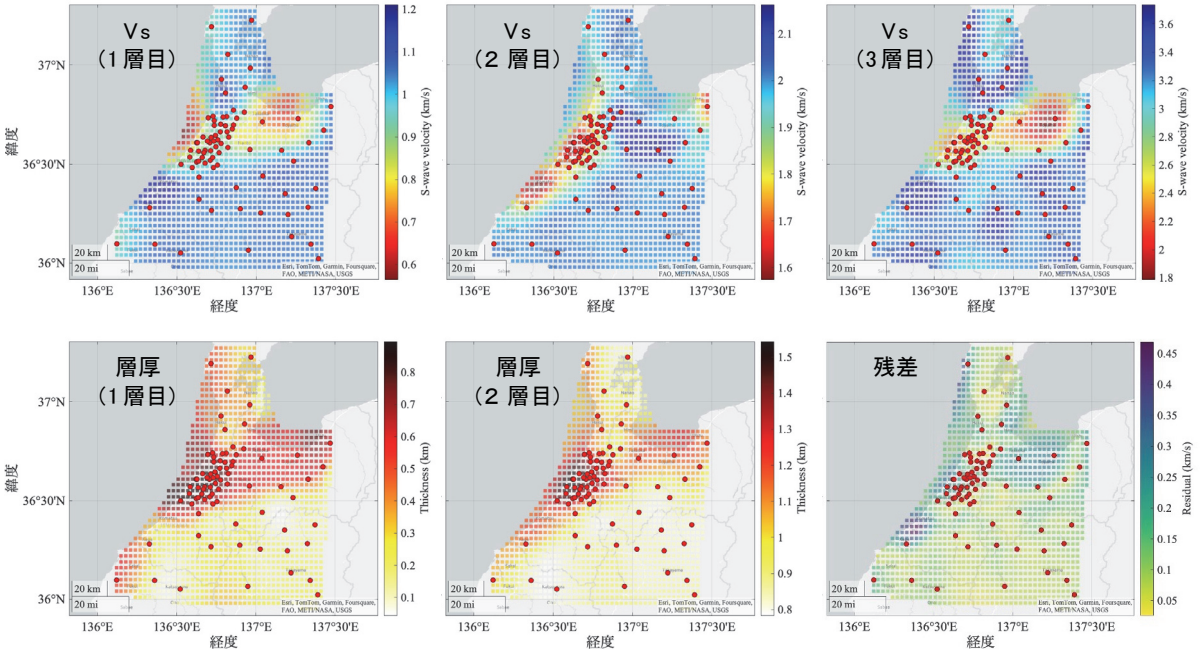


図 57　推定した３次元Ｓ波速度構造。各パネル左上には、表示している物理量の名称を記載している。各グリッドの残差は、推定された３次元Ｓ波速度構造から計算した分散曲線と、トモグラフィ解析によって得られた分散曲線との各周波数における位相速度の絶対誤差の総和とした。

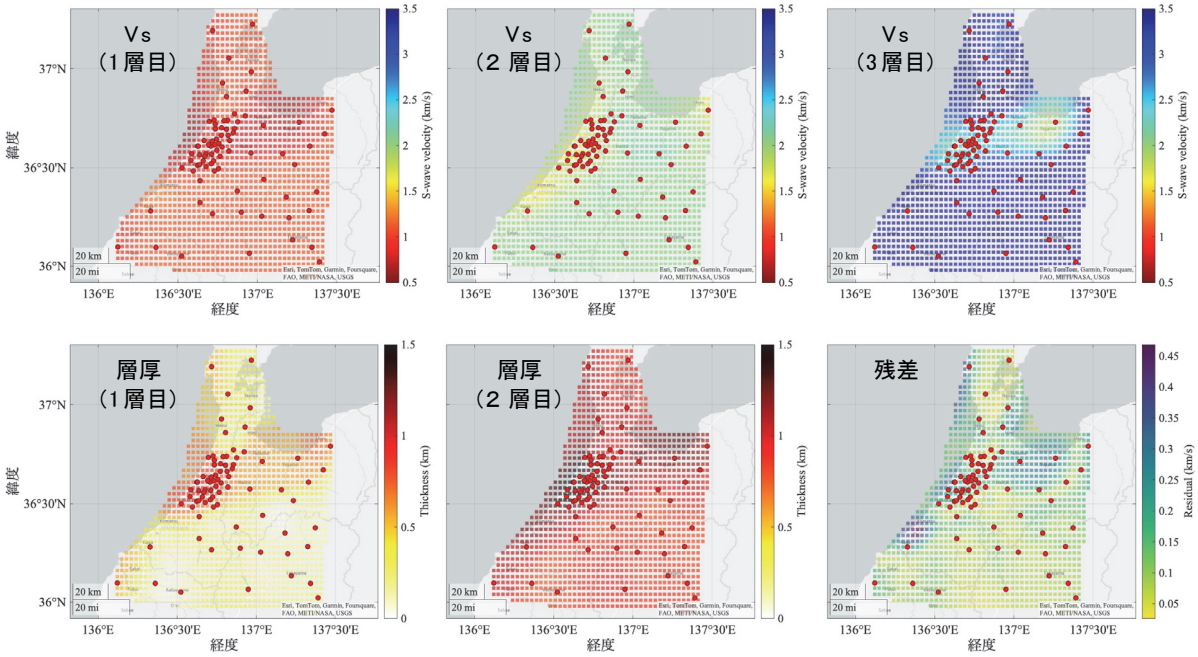


図 58　図 57 を物理量ごとにカラースケールを固定して表示。

得られた３次元Ｓ波速度構造において、１層目は金沢平野から砺波平野周辺にかけて 0.7 km/s 程度の低速度域が厚く分布している。一方、それ以外の地域では１層目の層厚は 0.1 km 以下であった。２層目は金沢平野周辺で 1.6 km/s 程度の低速度域が厚さ 1.5 km 程度分布している。金沢平野以外では速度２km/s 程度の層が厚さ１km 程度分布している。３層目はほとんどの範囲で地震基盤相当の速い（3.0 km/s 以上）Ｓ波速度となっているが、金沢平野と砺波平野周辺では、地震基盤に相当する層の存在を明瞭に捉えることはできなかった。

最後に、推定した３次元Ｓ波速度構造の妥当性を評価するために、以下の比較を行った。まず、地震調査研究推進本部による全国１次地下構造モデル（暫定版）（Koketsu et al., 2008、地震調査研究推進本部，2012）および本解析で推定した３次元Ｓ波速度構造を用いて、２観測点ペア間の群速度および位相速度を計算した。次に、これらの計算値と、実際に推定された２観測点ペア間の群速度および位相速度との残差を比較した（図 59-63）。全ての周波数において、計算値と観測値の残差の絶対値の平均は位相速度と群速度ともに、全国１次地下構造モデル（暫定版）よりも推定した３次元Ｓ波速度構造の方が小さくなった。

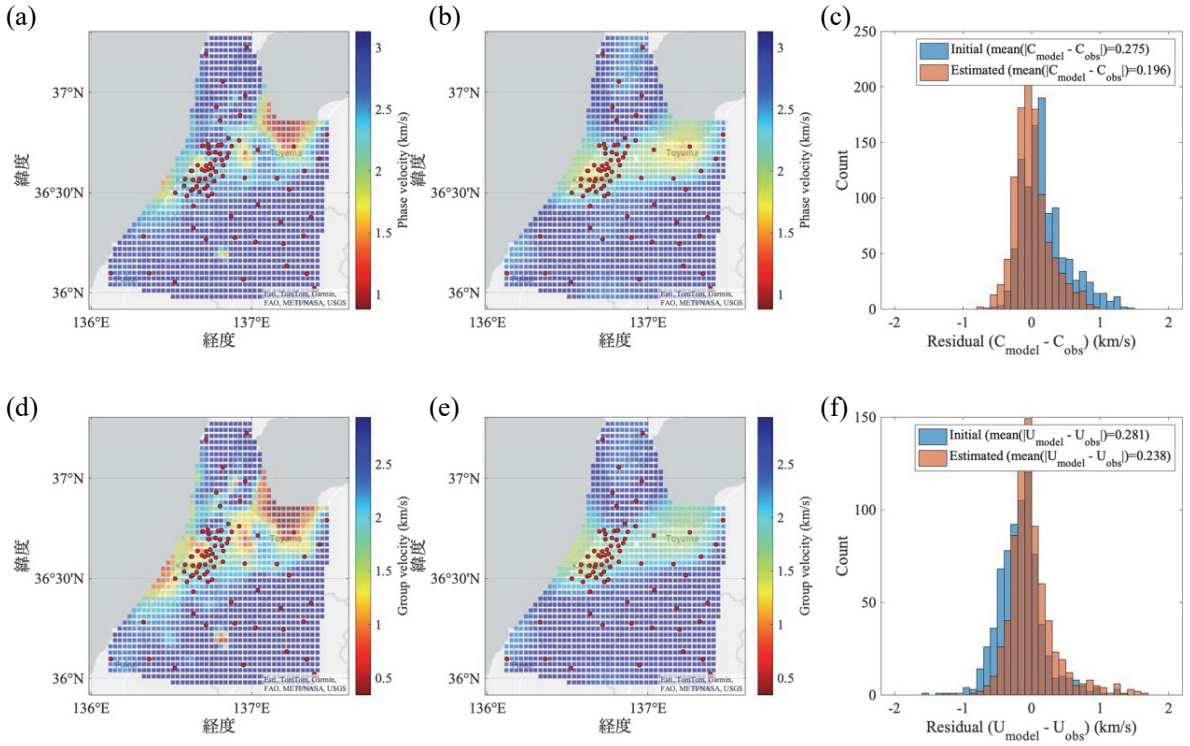


図 59　0.2 Hz におけるモデルと観測値の比較。（a）全国１次地下構造モデル（暫定版）を用いて計算した各グリッドの位相速度。（b）推定した３次元Ｓ波速度構造を用いて計算した各グリッドの位相速度。（c）２観測点ペア間の位相速度の計算値と観測値の残差のヒストグラム。凡例に全ての残差の絶対値の平均を示す。（d）全国１次地下構造モデル（暫定版）を用いて計算した各グリッドの群速度。（e）推定した３次元Ｓ波速度構造を用いて計算した各グリッドの群速度。（f）２観測点ペア間の群速度の計算値と観測値の残差のヒストグラム。凡例に全ての残差の絶対値の平均を示す。

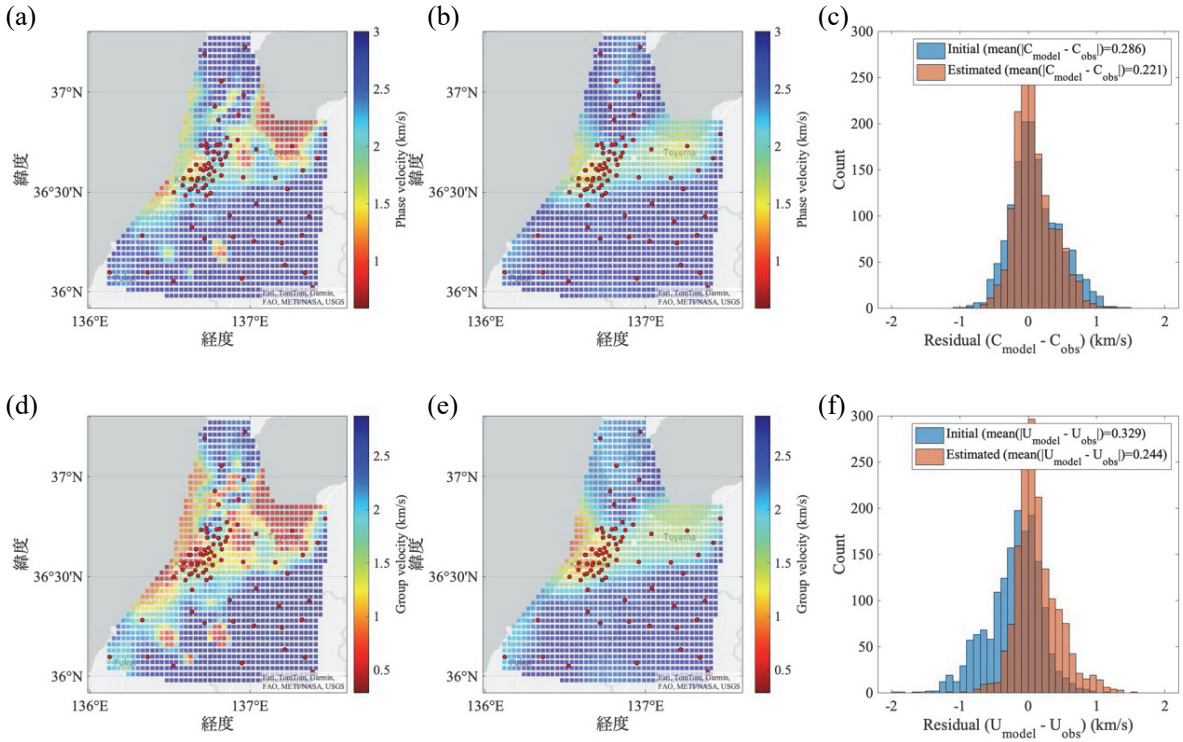


図 60　0.3 Hz におけるモデルと観測値の比較。各パネルの説明は図 59 参照。

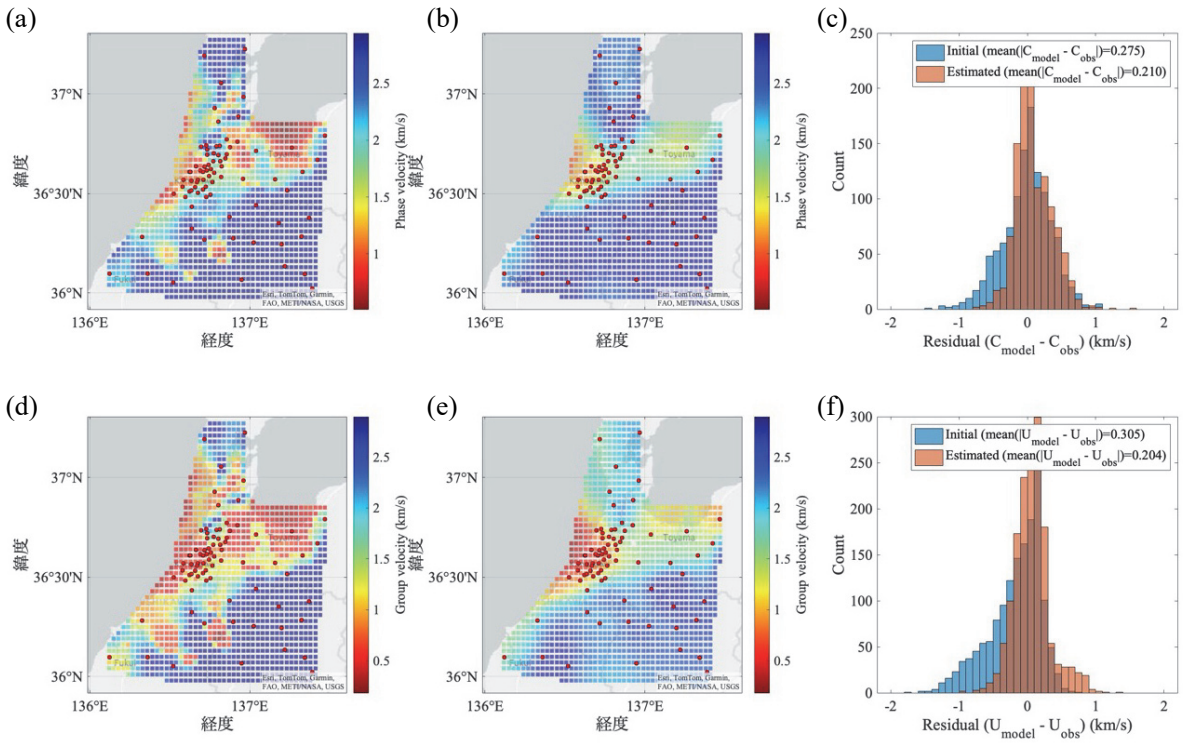


図 61　0.4 Hz におけるモデルと観測値の比較。各パネルの説明は図 59 参照。

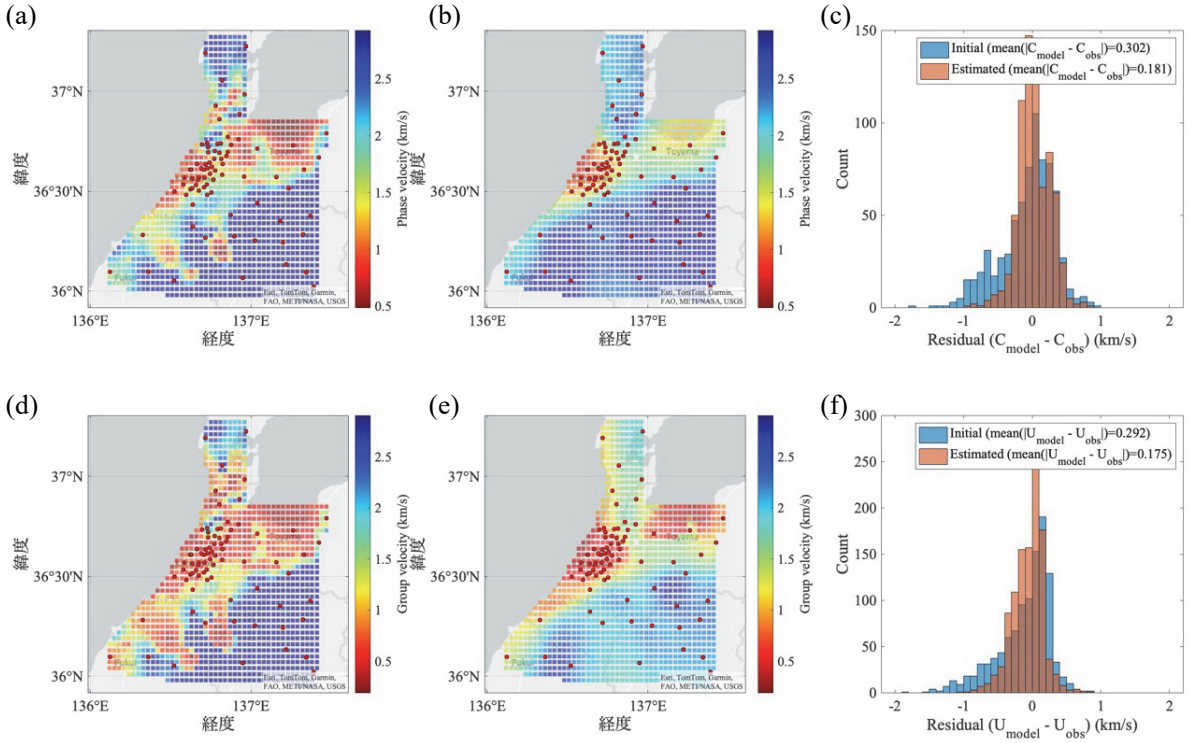


図 62　0.5 Hz におけるモデルと観測値の比較。各パネルの説明は図 59 参照。

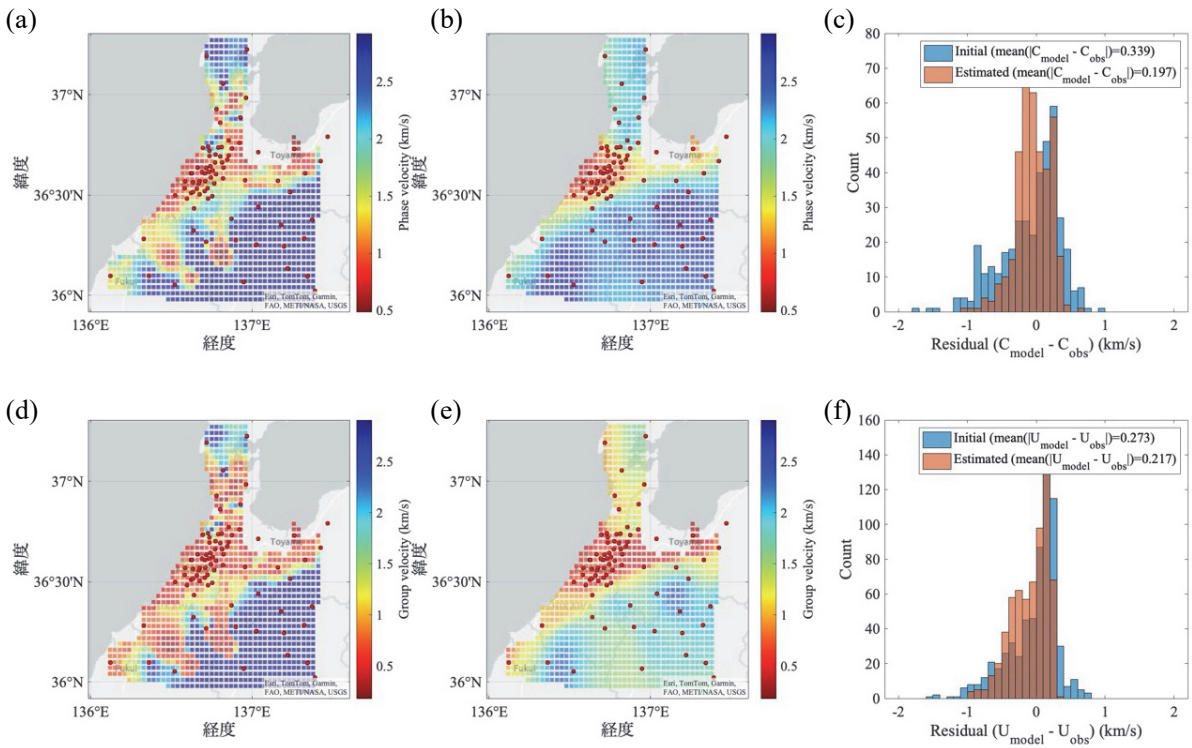


図 63　0.6 Hz におけるモデルと観測値の比較。各パネルの説明は図 59 参照。

3）断層形状と応力場に基づく断層のすべりやすさ・活動様式（すべり方向）解析

森本・富樫断層断層帯およびその周辺の活断層群に対して、すべりやすさとそのすべり方向を評価した。令和５年度は既往の断層形状と広域応力場を入力とし、断層のすべりやすさとして slip tendency（以下、ST）（Morris et al., 1996）を計算した。既往の断層形状データとして、産業技術総合研究所が公開する「活断層データベース」から、森本・富樫断層帯を含む周辺地域の活断層群の走向・傾斜を利用した（図 64）。また、広域応力場として Uchide et al. (2022)による、当該地域の発震機構解から応力逆解法により求められた応力情報（主応力軸の角度と応力比）を利用した（図 65）。計算された ST の値は全体的に 0.5 を超える高い ST 値を示していることから、森本・富樫断層およびその周辺の活断層は、広域応力場に対して力学的にすべりやすい断層として活動していることがわかる（図 66）。その中でも特に、森本・富樫断層および近傍の断層群（野寺活動セグメント、石動断層、法林寺活動セグメント）は非常に高い ST 値を示すことから、広域応力場によって駆動されやすい断層が活断層となっていることが明らかである。次に、地殻応力に対する断層の理論すべり方向を計算した。理論すべり方向は地殻応力の断層面に対する最大せん断応力方向として計算した。この結果、解析を行った地域の北部（北緯約 36.4° 以北）では逆断層運動、南部（北緯約 36.4° 以南）では左横ずれ運動が卓越することが明らかとなった（図 66）。これらの運動方向はいずれも、「活断層データベース」にまとめられている各断層の運動センスと調和的であった。

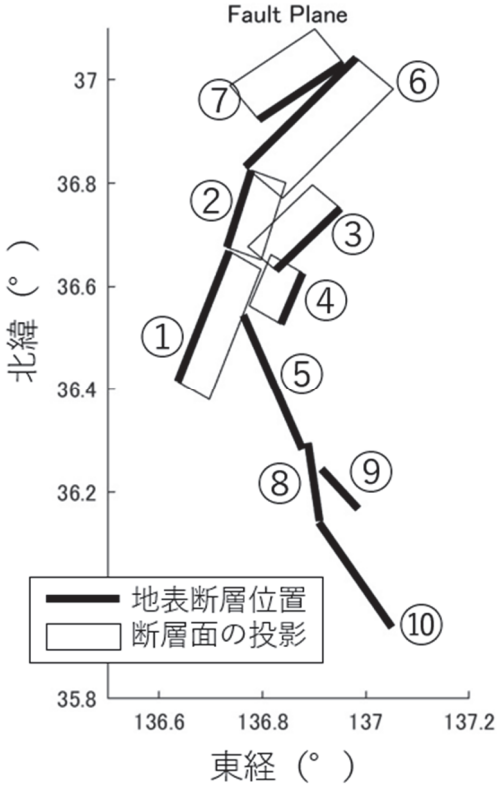


図 64　解析をおこなった森本・富樫断層および周辺の活断層の地表位置および断層面の投影図。断層の走向・傾斜および端点位置は産総研活断層データベースによる。断層面に付され番号に対応する断層・活動セグメント名：① 森本・富樫断層（金沢平野東縁起震断層）、② 野寺活動セグメント、③ 石動起震断層、④ 法林寺活動セグメント、⑤ 庄川起震断層、⑥ 石動山活動セグメント、⑦ 邑知潟起震断層、⑧ 御母衣活動セグメント、⑨ 森茂活動セグメント、⑩ 三尾河活動セグメント

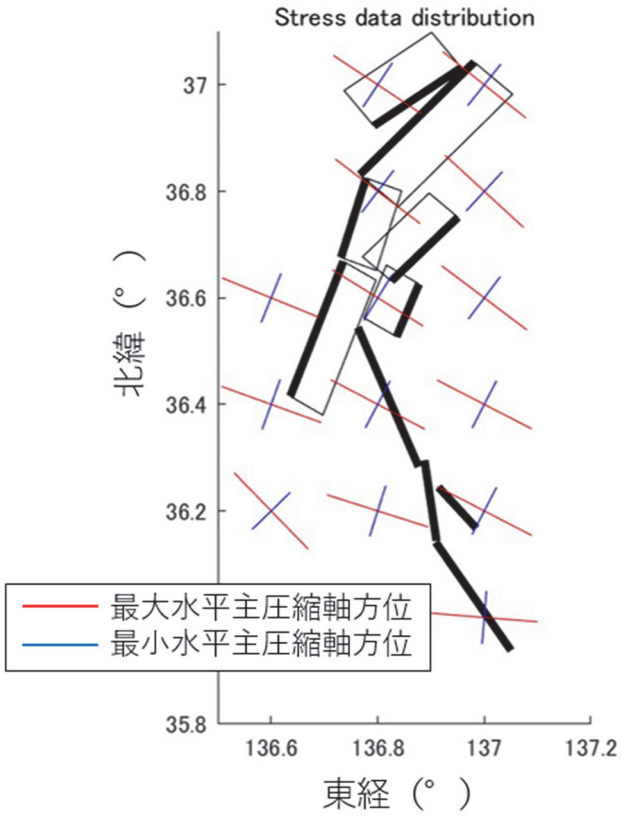


図 65　森本・富樫断層および周辺活断層を含む地域の地殻応力場。応力場の情報は Uchide et al. (2022)による。

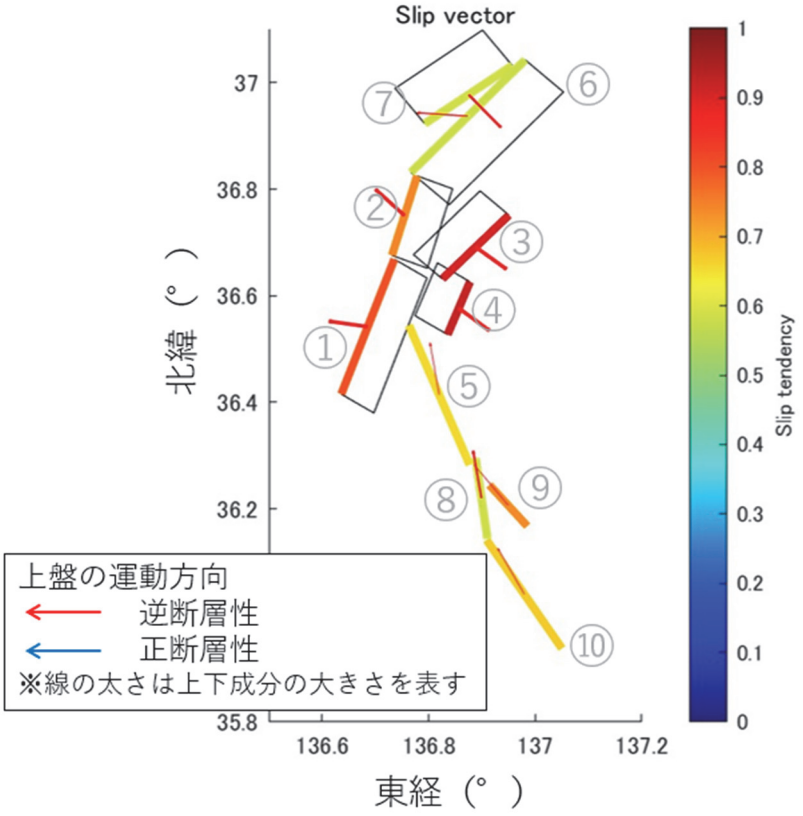


図 66　計算された断層のすべりやすさ（ST）および滑理論すべり方向。各断層の ST の値を地表断層線の色で示し、断層上盤の運動方向を矢印の向きで示す。ここでは、ST は断層面に作用するせん断応力（τ_s）の最大値で規格化され（0≦ST≦1）、値が大きいほど力学的にすべりやすいことを意味する。矢印の色で逆断層性の運動（赤）、正断層性の運動（青）を示す。ただし、今回解析した断層群は全て逆断層性の運動を示した。地表断層線と上盤運動方向（矢印）の向きにより、横ずれ成分の大きさを読み取る。断層面に付され番号に対応する断層・活動セグメント名は図 64 に同じ。

令和６年度はサブテーマ１により推定された森本・富樫断層帯の断層モデルと、本サブテーマにより推定された森本・富樫断層帯周辺の応力場を入力とし、断層のすべりやすさとして ST とすべり方向（rake）を計算した。断層モデルとして、森本断層、富樫断層、それらを合わせて一つの断層面とする一枚断層モデルの３ケースについて計算を行った（表 10）。応力場として、最適な解として得られた応力（ベストフィット応力）を用いた（図 67）。計算された ST の値はいずれの断層モデルも 0.7 程度の ST の値を示すことから、森本・富樫断層は検討した３つのモデルいずれも周辺の応力場に対して力学的にすべりやすい断層として活動していることがわかる（表 11；図 68）。

次に、地殻応力に対する断層の理論すべり方向を計算した。理論すべり方向は地殻応力の断層面に対する最大せん断応力方向として計算した（表 11；図 68）。いずれも逆断層成分が卓越し、森本断層はほぼ純粋な逆断層、富樫断層・一枚断層モデルはわずかに左横ずれ成分を含む結果となった。以上のことから、森本・富樫断層帯は、地殻応力に対して力学

的にすべりやすい断層が活動しており、また、その運動センスもほぼ純粋な逆断層であることが確認できた。さらに、地震のメカニズム解から推定される応力場には不確実性が伴う。入力する応力が異なるとすべりやすさ（ST）もすべり方向も変化する。そこで、推定誤差に基づいてサンプリングした 10000 パターンの応力（図 67）に対して ST 値とすべり方向を計算し、その取り得る範囲を確認した(表 12；図 69；図 70)。すべりやすさは３つの断層モデルいずれも、概ね 0.65 を中央値とし、0.54 から 0.74 の範囲が主な結果となった。すべり方向は３つの断層モデルで多少異なるものの、概ね純粋な逆断層からやや左横ずれ成分を持つ方向を中央値とし、多くは左横ずれ成分を持つ逆断層運動から、わずかに右横ずれ成分を持つ逆断層運動の範囲でのすべり方向を示す。

表 10　断層モデルごとの断層面の姿勢（走向・傾斜）

	走向（°）※1	傾斜（°）※2
森本断層	28	50
富樫断層	22	50
１枚断層モデル	26	50

※１　走向は北から時計回りに表現。
※２　傾斜は走向に向かって右手に水平からの角度で表現。

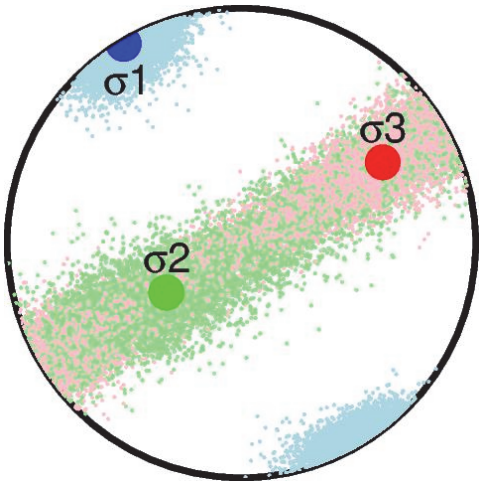


図 67　森本・富樫断層を含む地域の地殻応力場。最大圧縮主応力軸（σ_1）を青、中間圧縮主応力軸（σ_2）を緑、最小圧縮主応力軸（σ_3）を赤で表す。色が濃く大きいマーカーは最適な主応力軸の向きを表す。色が薄く小さいマーカーは推定誤差に基づいてサンプリングした 10000 パターンの主応力軸の向きを表す。

表 11　断層モデルごとの最適応力に対するすべりやすさ（ST 値）およびすべり方向。

	最適応力に対する ST 値	最適応力に対するすべり方向（°）※1
森本断層	0.70	90.14
富樫断層	0.70	80.55
1 枚断層モデル	0.70	86.94

※1　すべり方向は水平から上向き反時計回りに表現。

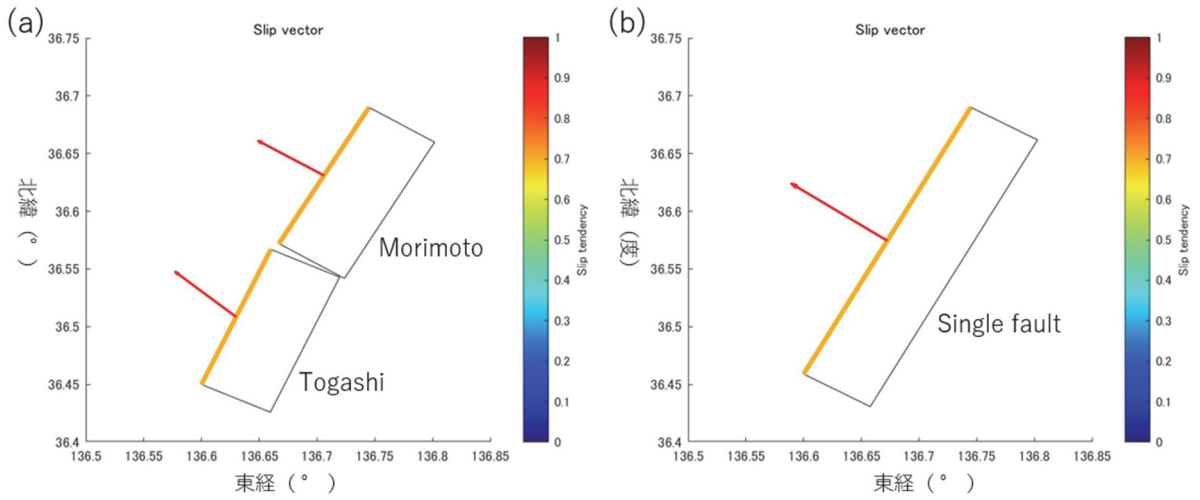


図 68　計算された断層の滑理論すべり方向。断層上盤の運動方向を矢印の向きで示す。各断層の ST の値を地表断層線の色で示す。矢印の色で逆断層性の運動（赤）、正断層性の運動（青）を示す。ただし、今回解析した断層群は全て逆断層性の運動を示した。地表断層線と上盤運動方向（矢印）の向きにより、横ずれ成分の大きさを読み取る。(a) 森本断層（Morimoto）および富樫断層（Togashi）。(b) 1 枚断層モデル。

表 12　10000 パターンの応力に基づくすべりやすさ（ST 値）およびすべり方向。

	ST 値		すべり方向※1	
	中央値	振れ幅※2	中央値（°）	振れ幅（°）※2
森本断層	0.65	0.55-0.74	89.97	79.87-99.97
富樫断層	0.64	0.54-0.74	80.47	70.43-90.46
1 枚断層モデル	0.64	0.55-0.74	86.74	76.77-96.84

※1　すべり方向は水平から上向き反時計回りに表現

※2　振れ幅は下位 25%および上位 25%を除いた値の範囲とする。

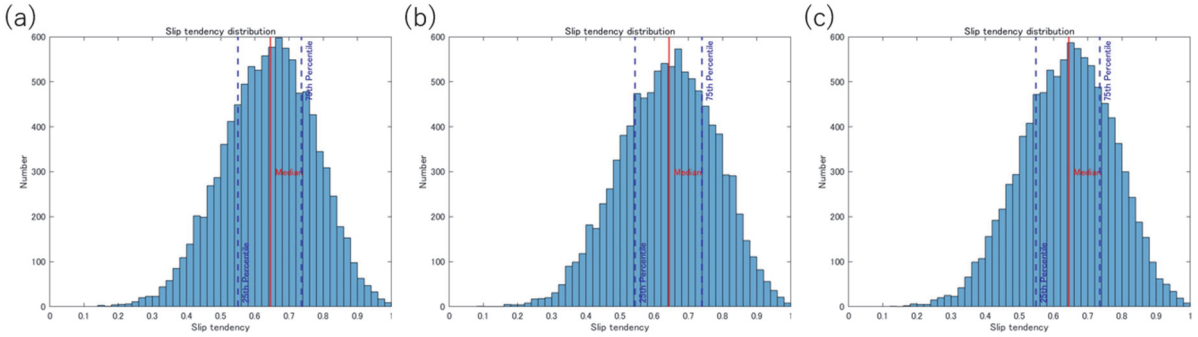


図 69　10000 パターンの応力に対して ST 値を計算した結果。赤実践は中央値を、青破線は下位 25%および上位 25%の分布を表す。（a）森本断層、（b）富樫断層、（c）1 枚断層モデルの結果を表す。

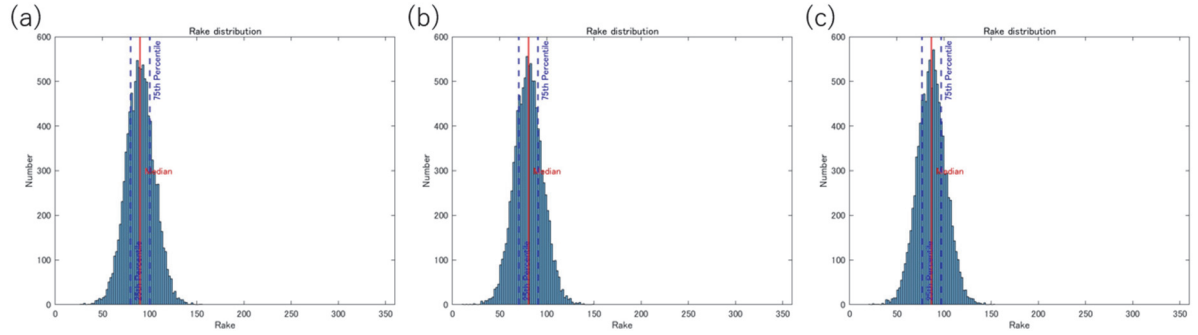


図 70　10000 パターンの応力に対してすべり方向(rake)を計算した結果。(a) 森本断層、(b) 富樫断層、(c) 1 枚断層モデルの結果を表す。0°および 360°は純粋な左横ずれ、90°は純粋な逆断層、180°は純粋な右横ずれ、270°は純粋な正断層運動を意味する。赤実線は中央値を、青破線は下位 25%および上位 25%の分布を表す。

(c) 結論ならびに今後の課題

森本・富樫断層帯周辺に 11 点の３成分地震計からなる臨時高感度地震観測網(MTKV-net)を 2022 年９月に構築し、さらに当断層帯の主に上盤に 25 点の１成分地震計からなる臨時稠密地震観測網（MTMT-net）を 2023 年７月に構築した。これら観測網で 2024 年 12 月まで観測し、MTKV-net では約２年３ヶ月間、MTMT-net では約１年４ヶ月間の連続地震観測データを取得した。

MTKV-net 観測データと周辺の定常観測点のデータを用い、深層学習モデル等を用いた自動処理により、地震を検出し震源を決定した。これにより森本・富樫断層帯周辺で、気象庁一元化震源の約３倍の地震を検出した。Ｐ波初動特性を手動検測し、Ｐ波とＳ波の振幅比も用いてＣランク以上の品質を持つ 29 個の地震の震源メカニズムを決定した。断層のタイプは逆断層型と横ずれ断層型のいずれのものも見られた。さらに、応力テンソルインバージョンにより、応力場を推定したところ、森本―富樫断層帯の走向に直交する圧縮方位を持つ同断層帯を動かしやすい応力場が得られた。応力場推定に不可欠な震源メカニズムの決定には多点での地震データが必要であり、本事業の臨時地震観測は極めて有用であった。

本事業で構築された臨時地震観測網（MTKV-net、MTMT-net、サブテーマ３による臨時観測網）および既存の定常地震観測網の連続地震データを用いて表面波解析を実施した。地震波干渉法および SPAC 法を適用し、２観測点間を伝播する表面波の群速度および位相速度を推定した。推定した２観測点間の位相速度分散曲線をもとに、周波数ごとの位相速度マップを推定した。位相速度マップをもとにインバージョン解析を行い、３層構造としての森本・富樫断層帯周辺の広域３次元Ｓ波速度構造を推定した。その結果、金沢平野から砺波平野にかけては表層に 0.7 km/s 程度の低Ｓ波速度層が厚く分布し、２層目では金沢平野周辺では 1.6 km/s 程度の層が約 1.5 km の厚さで分布する構造が得られた。最下層の３層目のＳ波速度は、金沢平野および砺波平野を除く多くの範囲で地震基盤に相当する 3.0km/s 以上の値が得られた。当該３次元Ｓ波速度構造の妥当性を検証するために、群速度と位相速度を指標として全国１次地下構造モデル（暫定版）と比較した。その結果、推定した広域３次元Ｓ波速度モデルは、全ての周波数帯において、群速度と位相速度の観測値をよく説明することが示された。

本事業で推定した応力場情報とサブテーマ１により推定された森本・富樫断層帯の断層形状を用いて、slip tendency（ST）および断層活動様式を推定した。応力場の最適解に対しては、森本・富樫断層帯は力学的にすべりやすい断層であり、その運動センスは逆断層が卓越することが確認できた。また，応力場の不確実性を考慮した際にも、この特性は概ね変わらないことが確認できた。

本サブテーマでは、森本・富樫断層帯周辺に構築した臨時地震観測網による連続地震データを使用し、本断層帯の地殻活動の現状把握を目的とした取り組みを実施した。近年発展が目覚ましい深層学習モデルを用いた地震検測による地震カタログの高度化、Ｐ波とＳ波振幅比も用いた震源メカニズムの決定、震源メカニズムからの応力場の推定を行い、当該断層帯の地殻活動に関する知見は増大した。しかし、本断層帯周辺の地震活動は 2024 年能登半島地震以降にやや増加したものの依然として低調であるゆえに、稠密な臨時地震観測をもってしても震源メカニズムを決定できた地震数は 29 にとどまり、応力場の空間分

布の推定にまでは至らなかった。地震活動の低調な活断層帯は日本中に数多く存在する。このような活断層帯に対する応力場推定には、本事業で実施したような２年間強程度の観測では足りず、より稠密な地震観測を長期間実施する必要がある。

一方、１年間以上にわたる臨時観測データと定常観測データを用いた表面波解析に基づき、断層帯を含む広域において地震基盤相当を含む３次元Ｓ波速度構造を推定することができた。使用した観測点の密度分布に偏りがあり、地震計特性（観測機材）も観測網によって異なるものであったが、適切な補正と解析により、広域の推定を可能としたものである。観測機材の異なる複数の臨時地震観測網データを統合できる意義は大きい。なお、得られた３次元Ｓ波速度構造は、あくまでも観測データから推定した位相速度と群速度を真として推定したものであるため、構造の検証にはボーリングデータや実体波の走時など他の情報を使用することが望ましい。こうした情報が広域に得られることは稀である。広域の速度構造の検証にも、まだ課題が残されている。

謝辞：気象庁一元化震源カタログを使用いたしました。走時解析と波形解析においては、防災科学技術研究所 Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所の定常観測網のデータを利用しました。一部の図はGeneric Mapping Tools (Wessel and Smith, 1991) で作成しました。臨時稠密地震観測網（MTMT-net）の構築に際しては、多くの寺院および神社（石川県神社庁）および金沢市駒帰町の方々にご協力いただきました。

(d) 引用文献

Aki, K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 415-456, 1957.

Asano, K., T. Iwata, H. Sekiguchi, K. Somei, K. Miyakoshi, S. Aoi, and T. Kunugi, Surface wave group velocity in the Osaka sedimentary basin, Japan, estimated using ambient noise cross-correlation functions, Earth Planets Space, 69, 108, 2017. doi: 10.1186/s40623-017-0694-3

Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro, and Y. Yang, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, Geophys. J. Int., 169(3), 1239-1260, 2007.

Ekström, G., Love and Rayleigh phase-velocity maps, 5-40s, of the western and central USA from USArray data. Earth and Planetary Science Letters, 402(C), 42-49. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.022, 2014.

Hansen, N.,and A. Ostermeier, Completely derandomized self-adaptation in evolution strategies. Evol. Comput. 9, 159-195, 2001.

Hardebeck, J. L., and P. M. Shearer, A new method for determining first-motion focal mechanisms, *Bulletin of the Seismological Society of America,* 92(6), 2264-2276, 2002. doi: 10.1785/0120010200

Herrmann, R. B., Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, Seismol. Res. Lett., 84(6), 1081-1088, 2013.

Hirata, N., and M. Matsu'ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, Phys. Earth Planet Inter., 47, 50-61, 1987. doi: 10.1016/0031-9201(87)90066-5

今西和俊・内出崇彦・松下レイケン, 臨時地震観測による山梨県北東部の微小地震の発震機構解と応力場, 活断層・古地震研究報告, 16, 53-77, 2016.

地震調査研究推進本部, 全国1次地下構造モデル（暫定版）, https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/12_choshuki_dat/, 2012.

Katsumata, K., M. Kosuga, H. Katao, T. Yamada, A. Kato, and the Research Group for the Joint Seismic Observations at the Nobi Area, Focal mechanisms and stress field in the Nobi fault area, central Japan, Earth Planets and Space, 67, 99, doi: 10.1186/s40623-015-0275-2, 2015.

Koketsu, K., H. Miyake, H. Fujiwara, and T. Hashimoto, 2008, Progress towards a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, Proc. 14WCEE, Paper No.S10-038.

国土交通省国土数値情報ダウンロードサイト, https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/gml/datalist/KsjTmplt-N02-2022.html

Lobkis, O. I. and R. L. Weaver, On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. The Journal of the Acoustical Society of America, 110(6), 3011- 3017, 2001.

松本 聡・飯尾能久・酒井慎一・加藤愛太郎, 0.1満点地震観測による, 地殻活動の可視化に向けて, 可視化情報, Vol.38, No.149,7-10, 2018.

文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 奈良盆地断層帯における重点的な調査観測　令和元～３年度成果報告書, https://www.jishin.go.jp/database/project_report/nara_juten/nara_juten-r03/, 2022.

Morris, A., D. A. Ferril, D. B. Henderson, Slip-tendency analysis and fault reactivation. Geology, 24, 275-278, 1996.

Naoi, M., K. Tamaribuchi, K. Shimojo, S. Katoh, and S. Ohyanagi, Neural phase picker trained on the Japan meteorological agency unified earthquake catalog. Earth, Planets and Space, 76, 150, 2024. https://doi.org/10.1186/s40623-024-02091-8

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, NIED Hi-net, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019. doi: 10.17598/NIED.0003.

産業技術総合研究所, 地殻応力場データベース, https://gbank.gsj.jp/crstress/usage.html

産業技術総合研究所, 活断層データベース, https://gbank.gsj.jp/activefault/database.html

産総研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, https://gbank.gsj.jp/seamless/

Shapiro, N. M. and M. Campillo, Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, Geophys. Res. Lett.,31, L07614, 2004.

Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Stehly, and M. H. Ritzwoller, High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise, Science, 307(5715), 1615-1618, 2005.

Skoumal, R. J., J. L. Hardebeck, and P. M. Shearer, SKHASH: A Python Package for Computing Earthquake Focal Mechanisms. Seismological Research Letters, 95(4), 2519-2526, 2024. https://doi.org/10.1785/0220230329

Takagi, R. and K. Nishida, Multimode dispersion measurement of surface waves extracted by multicomponent ambient noise cross-correlation functions, Geophys. J. Int., 231, 1196-1220, 2022.

Uchide, T., T. Shiina, and K. Imanishi, Stress map of Japan: Detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 127, e2022JB024036, 2022. doi: 10.1029/2022JB024036

内出崇彦・椎名高裕・今西和俊, 日本全国内陸部の地殻内応力マップと微小地震の発震機構階のデジタルデータ, 地質調査総合センター研究資料集, no.738, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2022.

上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生, 気象庁の震源決定法の改善－浅部速度構造と重み関数の改良－, 検震時報, 65, 123-134, 2002.

Wessel, P. and W. H. F. Smith, Free soft-ware helps map and display data, EOS Trans., AGU, 72, 441, 1991.

Zhu, W., and G. C. Beroza, PhaseNet: a deep-neural-network-based seismic arrival-time picking method, *Geophysical Journal International*, 216(1), 2019. doi: 10.1093/gji/ggy423

Zhu, W., I. W. McBrearty, S. M. Mousavi, W. L. Ellsworth, and G. C. Beroza, Earthquake Phase Association Using a Bayesian Gaussian Mixture Model. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 127(5), 2022. e2021JB023249. https://doi.org/10.1029/2021JB023249

３．３．１　浅部地盤構造モデルの構築

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　浅部地盤構造モデルの構築

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人防災科学技術研究所 巨大地変災害研究領域地震津波複合災害研究部門	主任専門研究員	先名　重樹
国立研究開発法人防災科学技術研究所 巨大地変災害研究領域地震津波複合災害研究部門	上席研究員	森川　信之
国立研究開発法人防災科学技術研究所 巨大地変災害研究領域地震津波複合災害研究部門	主任研究員	岩城　麻子

(c) 業務の目的

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる可能性の高い地域を対象として､工学的基盤面相当以浅の浅部地下構造モデルの構築に資する速度構造探査等を実施し、サブテーマ３．２と協働して、対象地域の浅部・深部地下構造モデルの構築を行う。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

1) 令和４年度：

本重点調査１年目にあたる令和４年度は、対象地域の浅部地下構造モデルと構築に用いられた既往研究情報･資料等を情報収集整理した上で､浅部地下構造モデル作成のためのボーリング資料収集と小サイズの微動アレイを面的に実施する。

2) 令和５年度：

令和４年度に引き続き、浅部地下構造モデル作成のためのボーリング資料収集と小サイズの微動アレイの実施を継続する。

3) 令和６年度：

過年度までに実施した小サイズの微動アレイ結果を整理し，浅部深部地下構造モデル構築のためサブテーマ３．２へ共有する。

(2) 令和６年度の成果

(a) 業務の要約

本業務では、森本・富樫断層帯が活動した場合に、震度５強以上が想定される範囲の強震動予測を行うため、工学的基盤面相当以浅の浅部地下構造モデルの構築に資する速度構造探査等を実施し、サブテーマ３．２と協働して、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルの構築を行った。

(b) 業務の実施方法

令和６年度は、森本・富樫断層帯近傍および液状化被害の大きかった内灘地域において小アレイ探査を追加で行うとともに、過年度までに実施した小サイズの微動アレイ結果およびボーリングデータ等の地質調査資料および検討結果等を整理し、浅部・深部統合地盤構造モデル構築のためサブテーマ３．２へ共有し、協働でモデルの検討・構築を行った。サブテーマ３．１では主に浅部地盤構造モデルの構築を行った。

(c) 業務の成果

1) 小アレイ微動探査とボーリング資料の収集

断層周辺および近傍都市域の工学的基盤深さまでの詳細な浅部地盤構造モデル構築のため、令和５年度に引き続き、断層近傍および液状化被害が大きかった内灘地域において稠密な小アレイ探査を 60 地点実施した。また、既往の地盤情報として昨年度までに収集・整理した、ボーリングデータ、微動アレイ探査データを用い、サブテーマ３．２と協働で、浅部・深部統合地盤構造モデルのうち、浅部地盤構造モデルの構築を行った。具体的には、まず、浅部地盤構造モデル構築範囲内における、主に J-SHIS 微地形区分で低地・台地系の区分となる地域について、今年度追加で実施した小アレイ探査を含む計 1,967 地点のデータを用いてモデル化を行った。モデル化範囲の観測地点分布と AVS30 の結果を図１に示す。

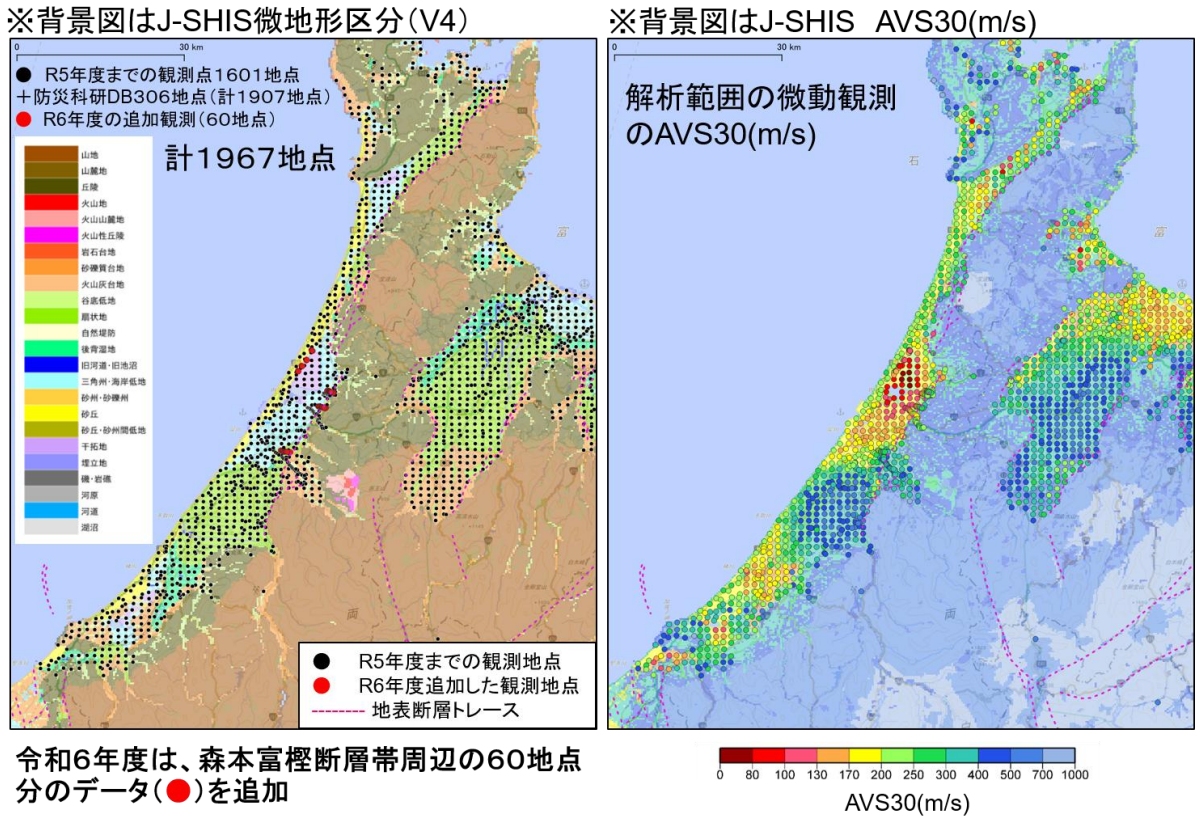


図１　小アレイ探査地点分布と AVS30 分布図
（左：観測地点と微地形区分、右：J-SHIS と観測結果の AVS30）

また、断層周辺および周辺都市域の既往の地盤等の土質・地質の情報として、ボーリングデータ（国土地盤情報検索サイト KuniJiban、ほくりく地盤情報システム、国土地盤情報センター（NGiC）、地盤図、金沢市等）を、今年度収集分も含めて整理した（図２）。なお、富山県・石川県全域には 35,131 本のボーリングデータが存在する。なお、浅部地盤モデル化範囲内には 23,212 本存在する。

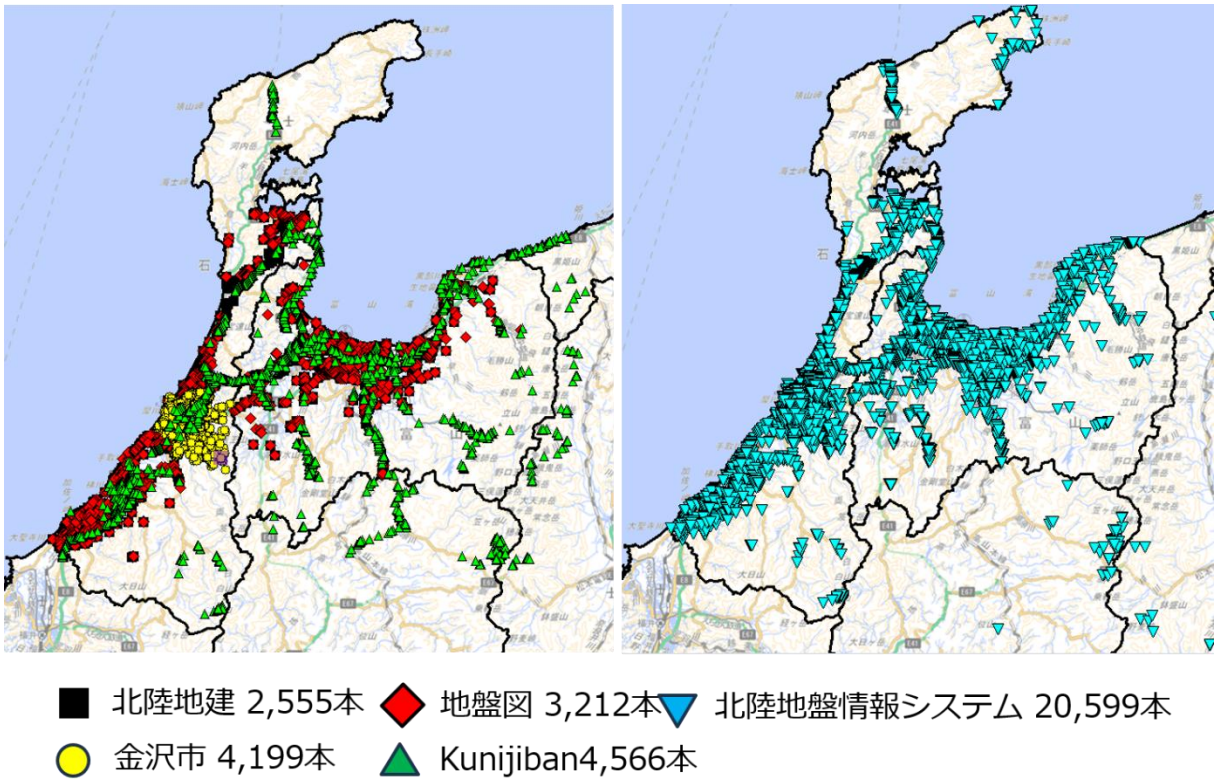


図２　ボーリングデータ分布図

小アレイ探査の配置と観測風景を図３および写真１にそれぞれ示す。また、小アレイ探査の観測および解析の諸元を表１に示す。なお、追加した観測・解析方法は昨年度までと同じである。

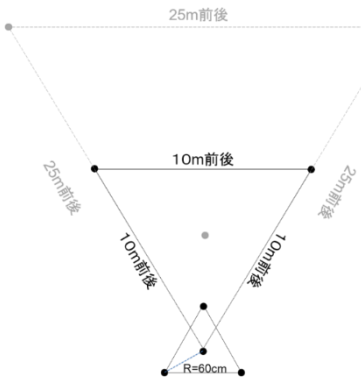


図３　小アレイ探査配置図（●：微動計設置位置、地震観測点では●も実施）

写真１　小アレイ探査観測風景（R6-1 測線：長田２丁目）

表１　小アレイ探査の観測・解析手法の諸元

項目	機材・方法	仕様
アレイ観測	微動計	JU410(加速度計), VSE15D-6(速度計)
	アレイ展開方法	Cho et al.(2013)に基づく
	サンプリング周波数	200Hz
	観測時間	15 分
分散曲線解析	SPAC 法	Cho et al.(2021)のゼロクロス法を参照
	CCA 法	Cho et al.(2006)
S 波速構造解析	AVS30 (波長 40m)	紺野・片岡(2000)
	分散曲線の直接深度変換 (SPM)	Ballard(1964), Satoh et al.(1991)
	簡易逆解析手法 (SIM)	Cho and Iwata(2019)

本研究では、全ての小アレイ探査地点に対し、表１に示した仕様に基づいて観測および解析を行っている。S 波速度構造については、SPM と SIM の平均値も算出した上で浅部地盤構造のモデル化に活用する。今年度は、断層帯周辺での表層地盤の急変を把握するため約 100 m 間隔で実施した小アレイ探査測線（R6-1・R6-2・R6-3）40 地点と、液状化した内灘周辺の地盤状況を検討するため、液状化被害が大きかった地域の 20 地点の観測を実施した（図４）。

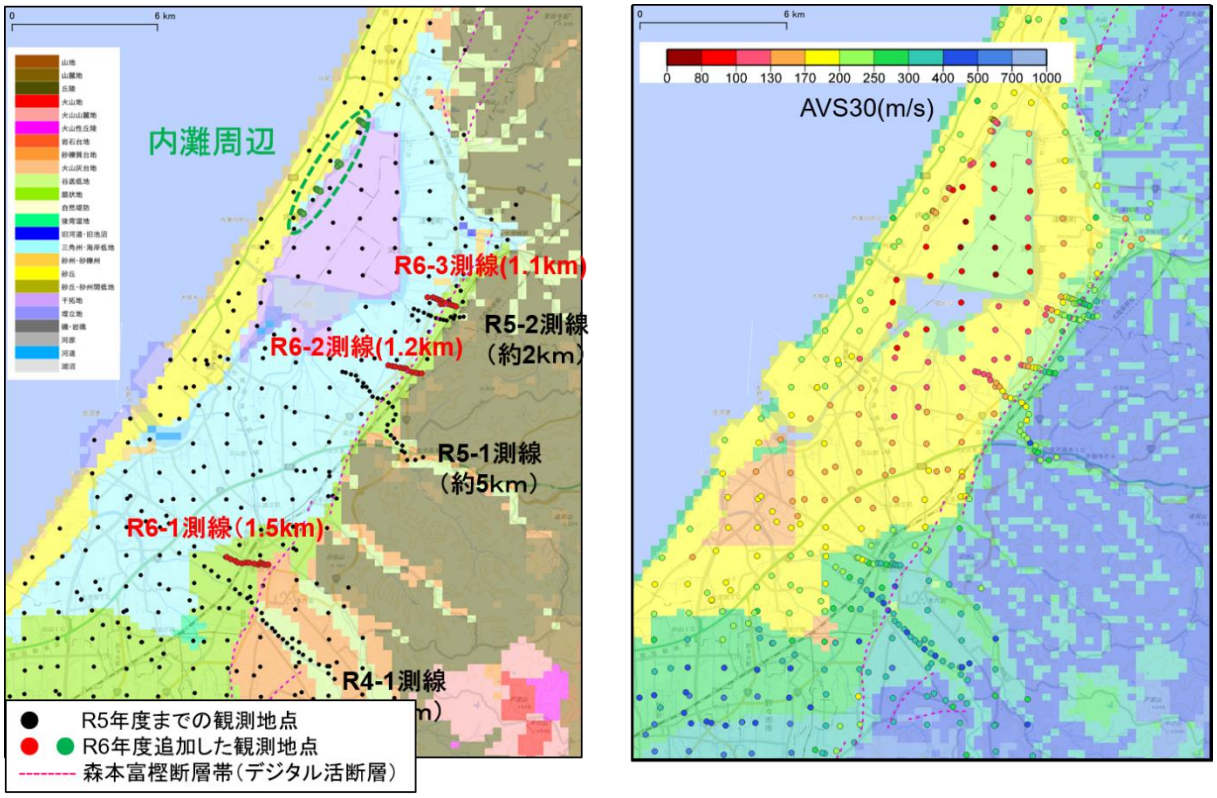
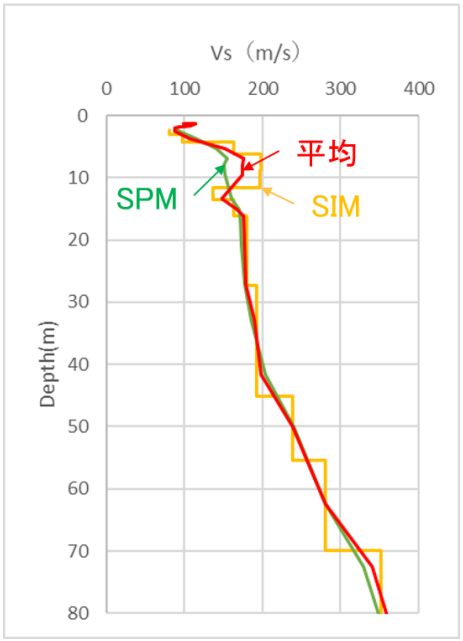


図４　今年度実施した小アレイ探査地点（赤と緑丸）の拡大図（図１の拡大図）
（左：観測地点と微地形区分、右：J-SHIS と観測結果の AVS30）

図５に示す手法を用いてモデル化に用いるＳ波速度構造を作成し、クリギング法にて断面図としたものを高密度で観測を行った R6-1～R6-3 測線を例として図６～図８にそれぞれ示す。Vs = 300 m/s（青色出現深度）（以下 Vs300 と記載）を工学的基盤相当層と仮定すると、図６の R6-1 測線（金沢駅南部地区）断面では、北陸新幹線および玉川町周辺において Vs300 上面深度が 10 m 程度の比較的緩やかな変化があることが確認できる。図７の R6-2 測線(金沢市今町地区)では、国道８号線よりも西側から Vs300 上面深度が 50m から 20m 程度と浅くなり、南東の山地に向かって深さ 10 m 程度となっている。図８の R6-3 測線（津幡町太田地区）では、国道８号の西側で Vs300 上面深度が深さ 50 m から 20 m 程度と浅くなるが、R6-2 測線同様に南東の山地に向かって深さ 10m 程度となっている。

このように、地表断層近くを横切る R6-1～R6-3 測線において、工学的基盤相当層までの堆積層の厚さの変化を把握することができた。断面図は鉛直方向に拡大して示していることから、実際の空間変化は滑らかである。これらの測線の観測点間隔は約 100 m である一方、図３に示すように各観測におけるアレイサイズは 10 m 程度であることから、アレイ展開範囲においては１次元構造である仮定には問題ないと考えている。これらの地表断層近くの浅部構造についての情報はサブテーマ１．１とも共有し、地表断層の解釈に用いられた。



S波速度構造の求め方

分散曲線の直接変換結果（Simple Profiling Method；SPM）と簡易逆解析結果（Simple Inversion Method；SIM）を平均した速度構造を算出.

① SPMのS波速度（緑色）の速度が変化する深度 で対応するSIMのS波速度（橙色）を読み取り、2つの速度値を平均したS波速度（赤色）を算出.

② この速度構造をもとに位相速度が再現できることを確認.

図５　小アレイ探査結果に基づく浅部地盤モデル化に活用するためのＳ波速度構造の作成方法

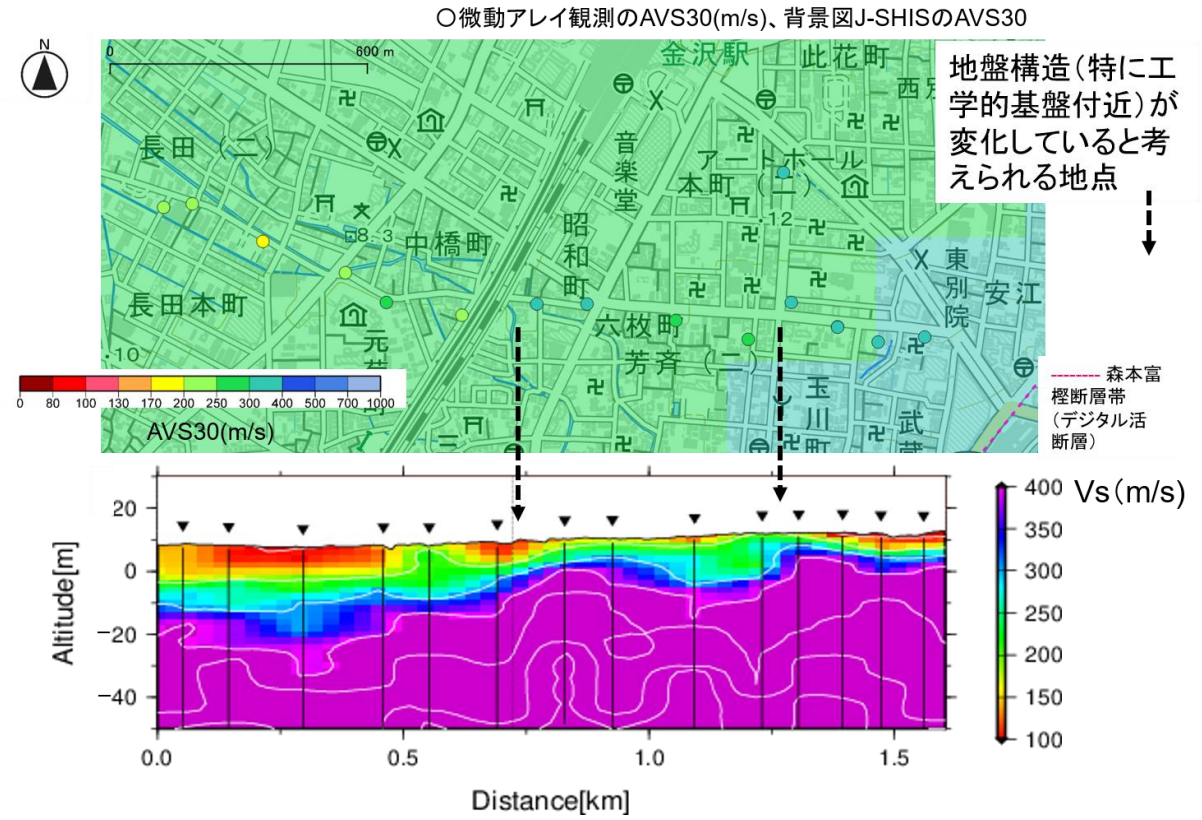


図６　測線（R6-1）における小アレイ観測地点とＳ波速度構造断面図

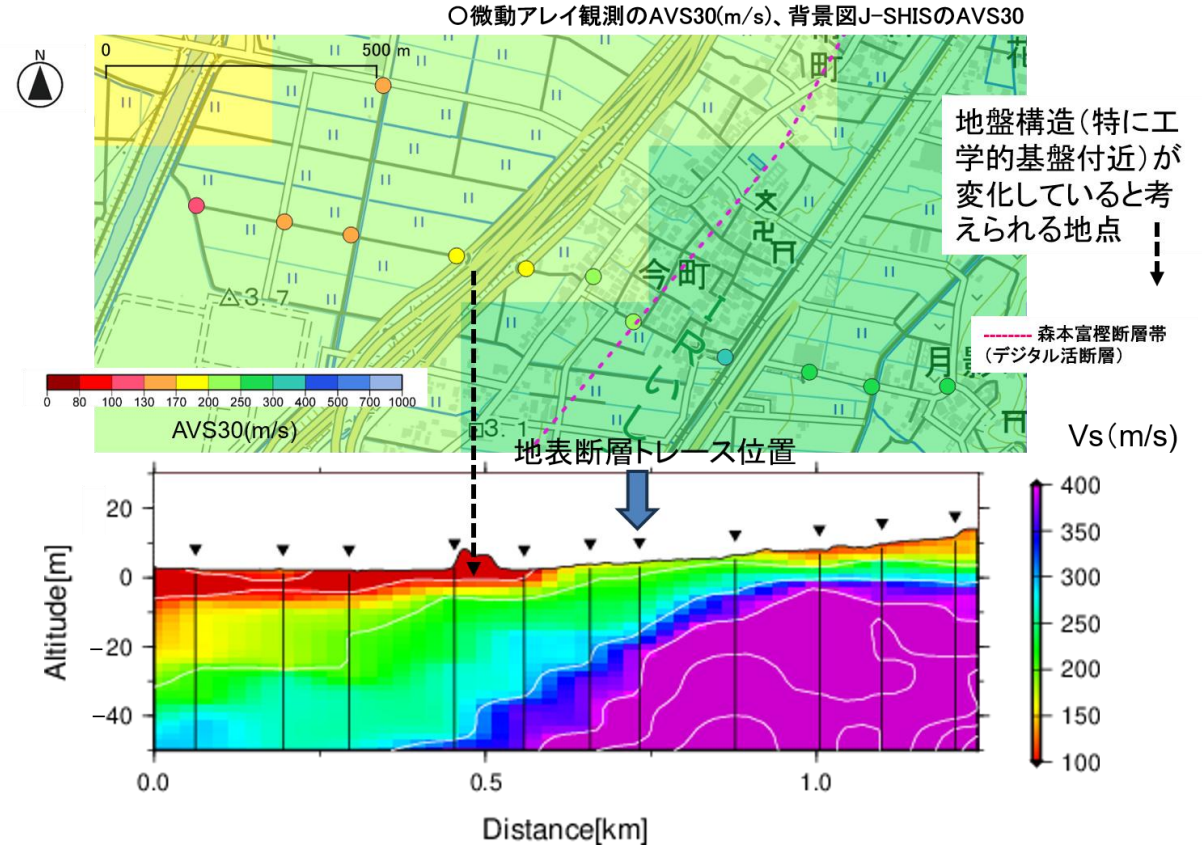


図７　測線（R6-2）における小アレイ観測地点とＳ波速度構造断面図

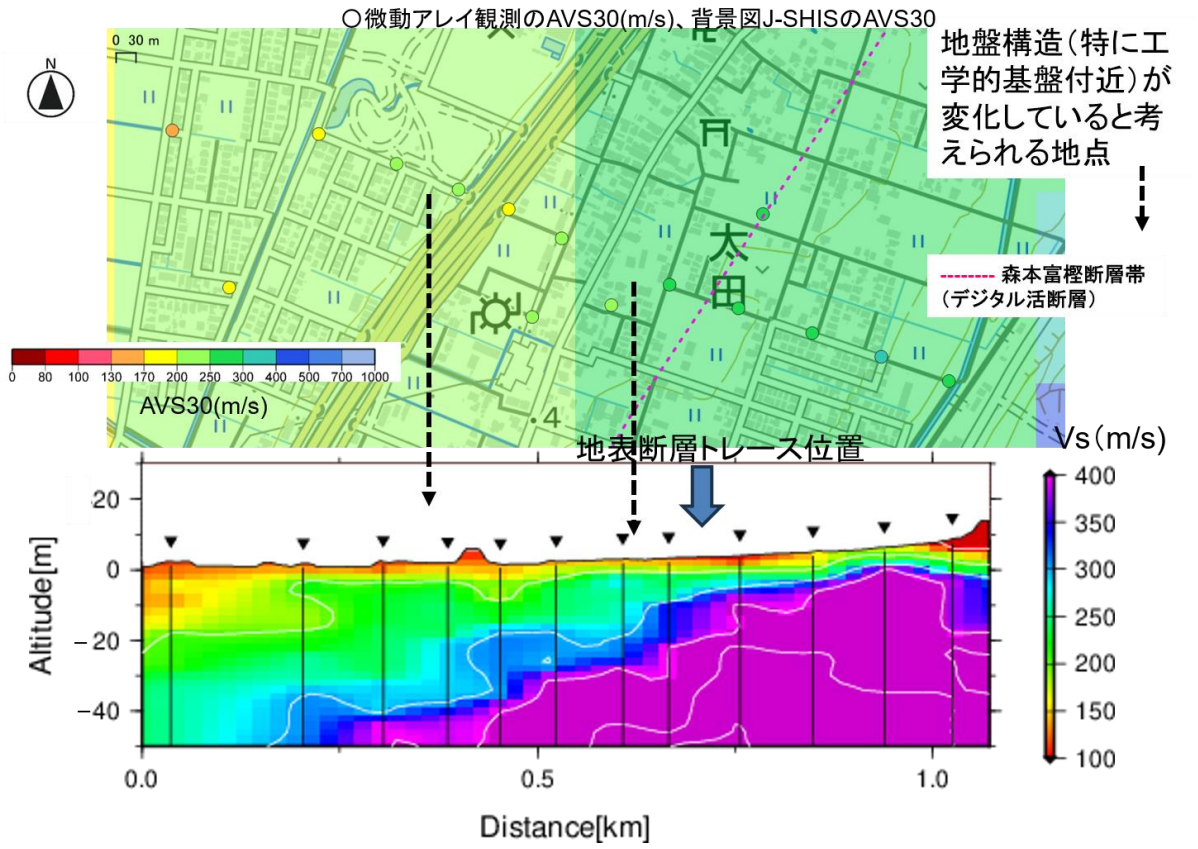


図８　測線（R6-3）における小アレイ観測地点とＳ波速度構造断面図

2）浅部地盤構造モデルの構築

収集したボーリングデータを用いて、初期浅部地盤構造モデルを作成した。これ以降の浅部地盤構造モデルの作成方法は、先名・他(2023)の浅部・深部統合地盤構造モデルの構築方法に基づいた。図９に示すように、主に浅部地盤構造モデル作成に関するフローチャートに基づきモデル化を実施した。まず、各メッシュでボーリングの有無を確認した。メッシュ内にボーリングが１本あればそのボーリングを、複数あれば最も長いボーリングを250 mメッシュにおける代表ボーリングとした。次に代表ボーリングの検層結果をもとに、土質区分ごとにN値を整理した。ボーリングデータの補間方法を図 10 に示す。ボーリングが存在するメッシュについては、代表ボーリングをもとに土質、N値モデルを作成した。ボーリングが存在しないメッシュについては、最も近い代表ボーリングを用いて土質、N値モデルを作成した。補間の際には、微地形区分ごとに補間作業を行った。この作業に関しては、最初に、基盤（N値 50 以上）に達している代表ボーリングのみを使用してモデル化を行った。次に、表層の浅部地盤モデルの解像度向上のために、基盤に達していないボーリングデータを含むすべてのボーリングを使用してモデルを再作成した。

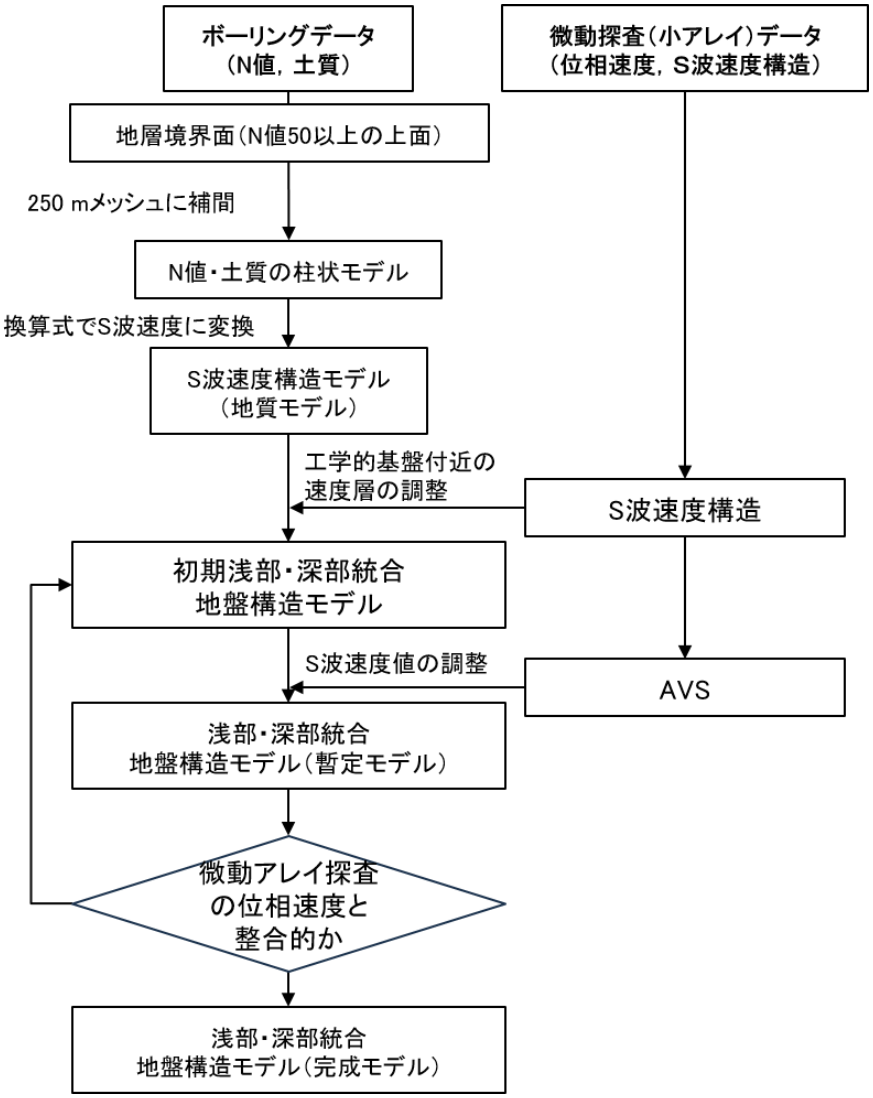


図９　主に浅部地盤構造モデル作成に関するフローチャート

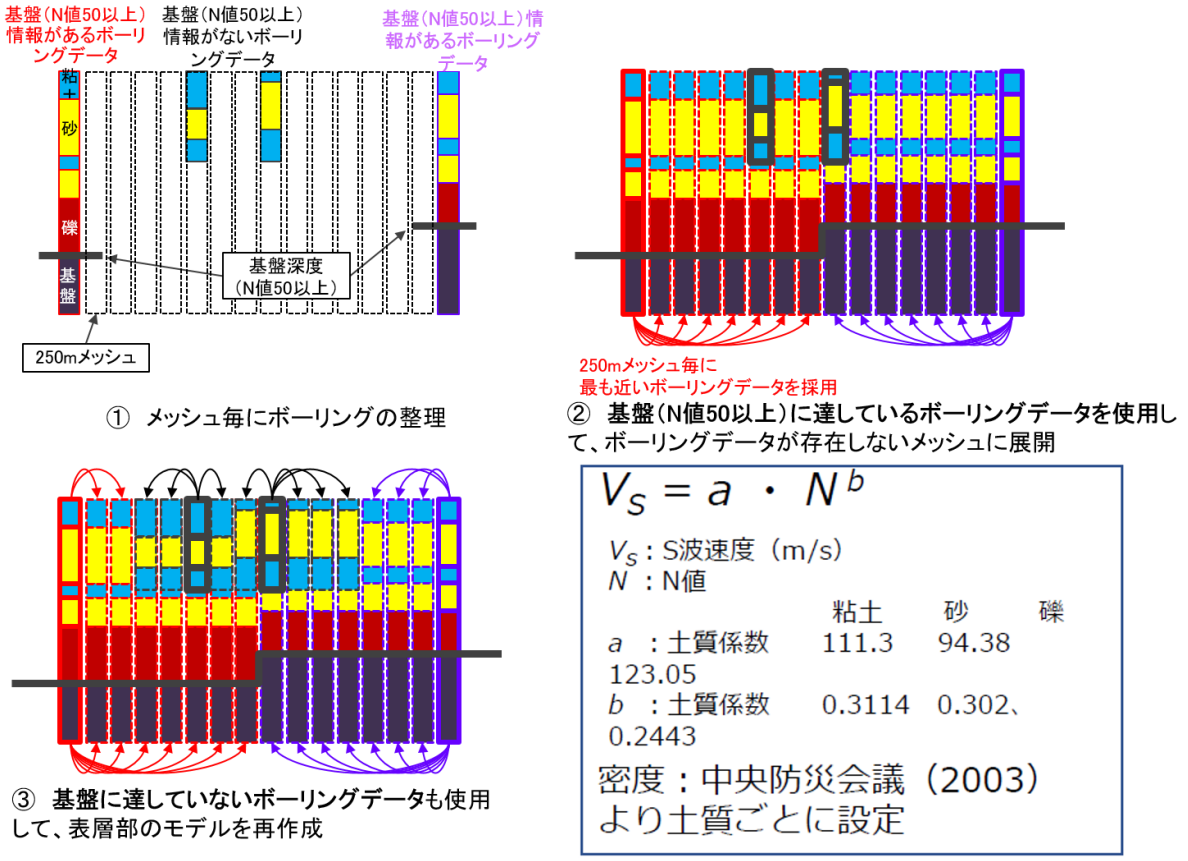


図 10　初期浅部地盤構造モデルの作成：ボーリングデータの補間方法

次に、ボーリングデータから作成した初期浅部地盤構造モデルの基底面深度と、微動探査の S 波速度上面深度（Vs250 m/s 層，Vs300 m/s 層，Vs 350 m/s 層）をメッシュ毎に比較し、工学的基盤付近の速度構造の修正を行った。図 11 に初期浅部地盤構造モデルとサブテーマ３．２で作成した深部地盤構造モデルの接続方法を示す。初期浅部地盤構造モデルの基底面以浅については N 値の換算式によって S 波速度を算出しているが、N 値と S 波速度の関係はばらつきが大きいため、微動アレイ探査（主に小アレイ探査）を用いて浅部地盤モデルの S 波速度構造の調整を行った。浅部地盤モデル S 波速度値の修正方法の概念図を図 12 に示す。

初期浅部地盤構造モデルの S 波速度から求めた AVS（平均 S 波速度。AVS10 とは、深さ 10 m までの平均 S 波速度の意味。単位は m/s）が、微動探査(小アレイ)データから評価される AVS と一致するように初期浅部地盤構造モデルの S 波速度を調整（係数倍）する。初期浅部地盤構造モデルの基盤深度に応じて、調整に使用する AVS データを変更する。微動探査(小アレイ)データから評価される AVS については、ここでは、AVS10～AVS30 を用いて調整した（図 12）。

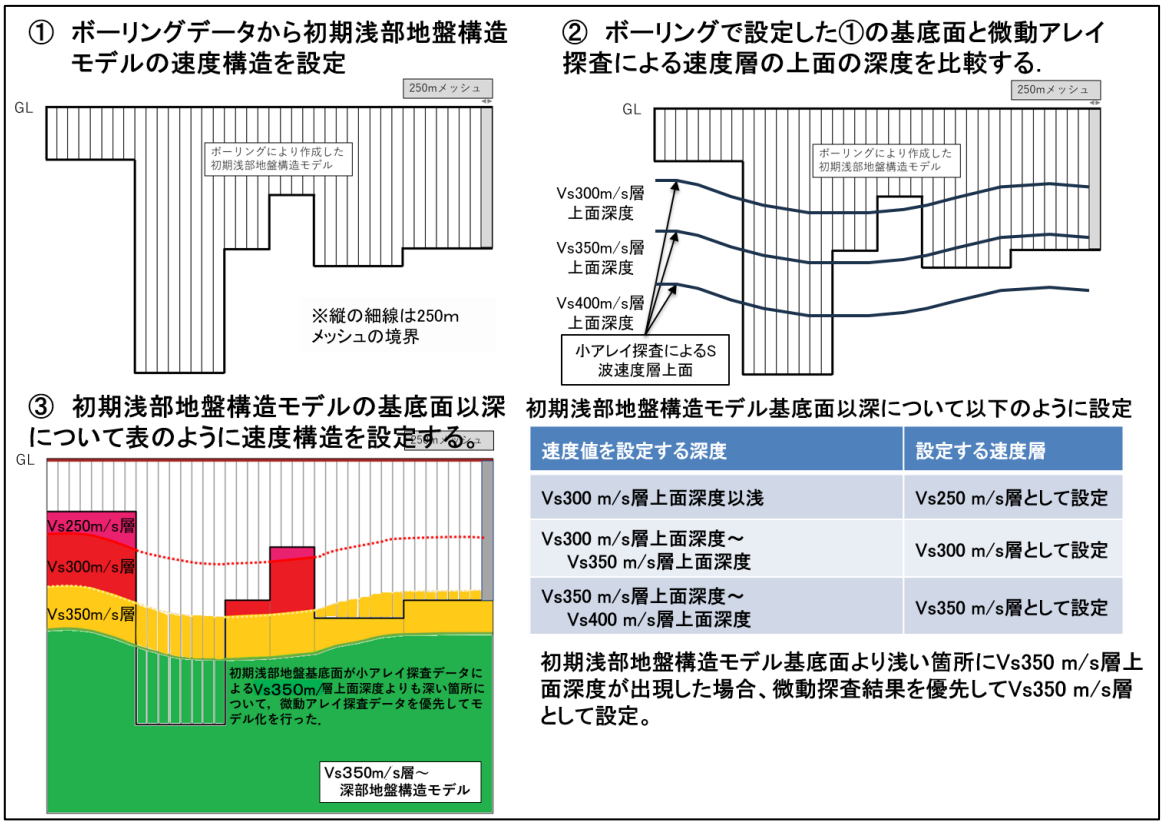
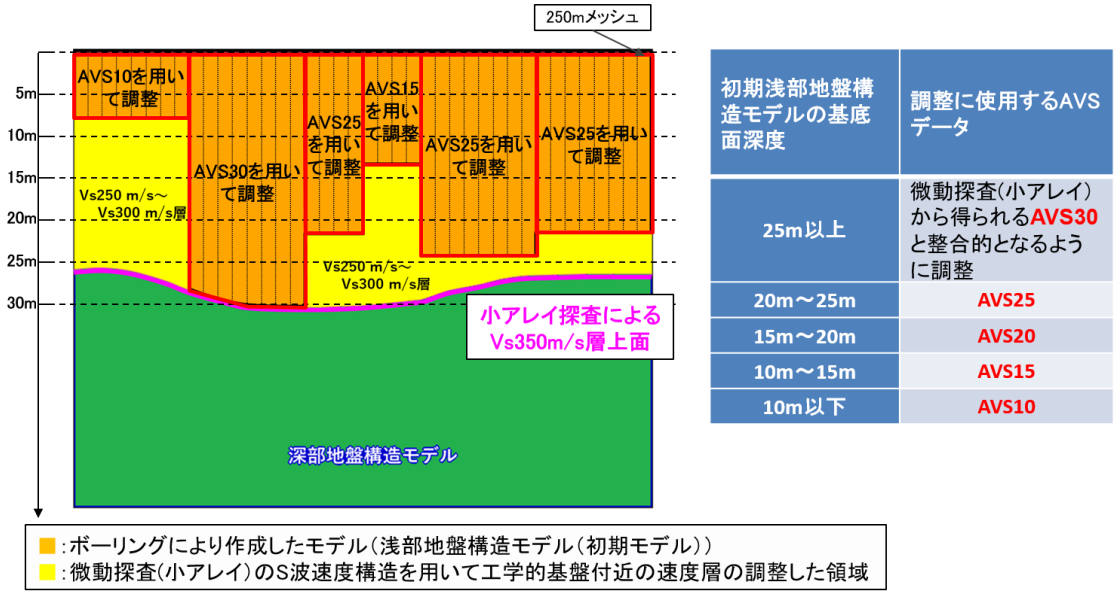


図 11　初期浅部地盤モデルと深部地盤モデルの接続方法



初期浅部地盤構造モデルの基底面深度	調整に使用するAVSデータ
25m以上	微動探査(小アレイ)から得られるAVS30と整合的となるように調整
20m～25m	AVS25
15m～20m	AVS20
10m～15m	AVS15
10m以下	AVS10

図 12　微動アレイ探査（小アレイ）による S 波速度構造の調整方法について

上記の調整は 250 m メッシュ毎に行う。一方で、小アレイ探査は概ね約 1 km 間隔で行われているため、小アレイ探査地点の AVS を面的に補間して 250 m メッシュのデータを作成した。空間補間は微地形区分ごとに補間作業を行い、この補間された AVS10～AVS30 と調和的となるように、初期浅部地盤構造モデルの S 波速度値を係数倍することにより、浅部地盤構造モデルを修正した。図 13 にボーリングデータの N 値 50（連続 3 回確認）上面深度と小アレイ探査の Vs350 上面深度と Vs200 上面深度をそれぞれ示す。N 値 50 と Vs350 は比較的調和的であることから、工学的基盤層（深部と浅部の接続部）を Vs350 として調整した上で浅部地盤構造モデルの構築を行った。

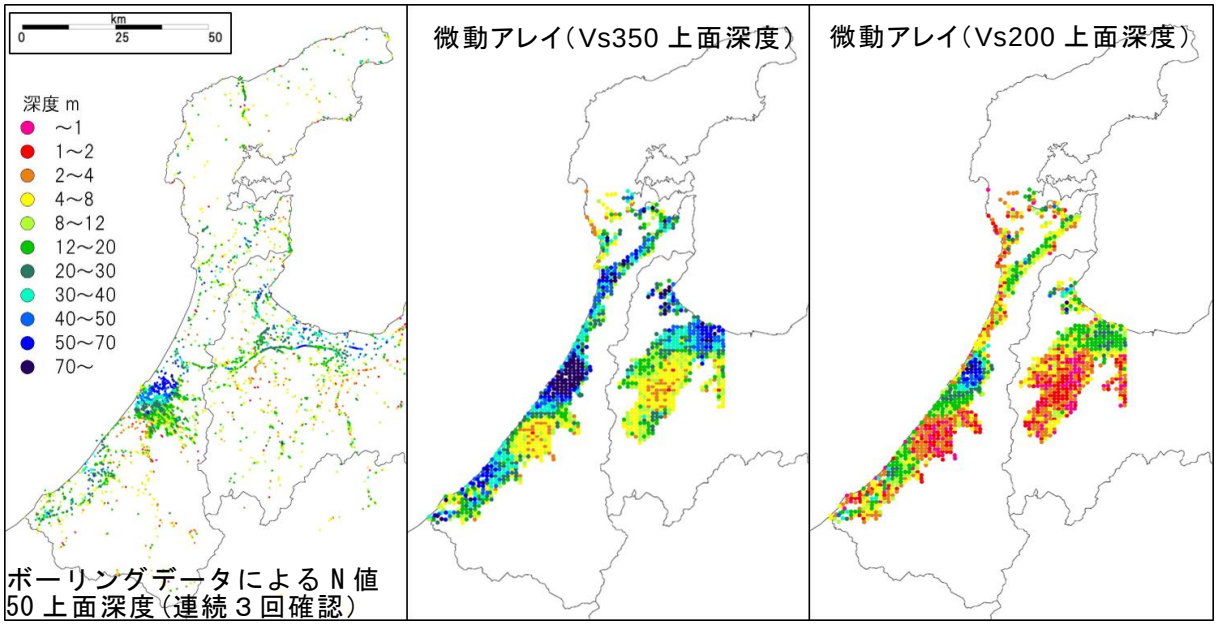


図 13　ボーリングデータの N 値 50（連続 3 回確認）上面深度と微動アレイ探査（小アレイ）の Vs350 上面深度と Vs200 上面深度の比較

作成した浅部地盤構造モデルを地域毎に図 14～図 20 に示す。最も工学的基盤相当層(Vs350)が深いのは、図 14 に示す河北潟干拓地であり、Vs350 上面深度が最深部で 100 m 程度となっている。また地表から深さ 20 m 程度まで、Vs100 未満の軟弱層が広域で確認出来る。図 15 に示す金沢市中心部は海側の三角州・海岸低地から山側の砂礫質台地にかけて、Vs350 上面深度が深さ 30 m から 10 m 程度まで浅くなっている。一方で、図 16 に示す手取川扇状地では、Vs350 上面深度が概ね深さ 5m 程度と浅く、地表付近でも Vs200 以上となっている。図 17 および図 18 に示す羽咋市や七尾市では、海岸に近い砂丘、埋立地、砂州よりも、少し内陸に入った三角州・海岸低地で Vs350 上面が 50 m 以上と深くなっている。羽咋市の断面では邑知潟（干拓地）の近傍で Vs350 が深くなっていることが分かる。図 19 の砺波市周辺は扇状地であり、手取川扇状地同様に比較的 Vs350 上面深度は 10～15 m と浅く、地表付近でも概ね Vs200 以上となっている。図 20 に示す高岡・射水市の低地部は、Vs350 上面が概ね 40～50 m 程度と比較的深いが、Vs120 未満の軟弱層は少ない。

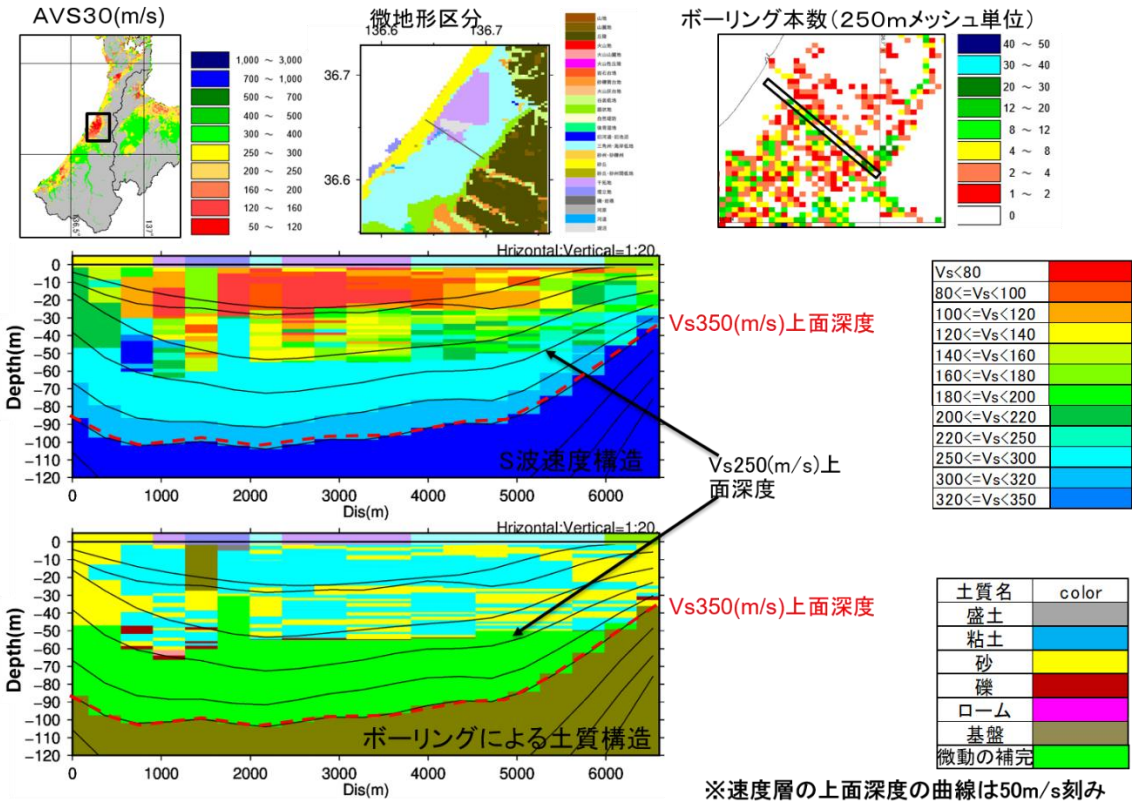


図 14　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図
（石川県：河北潟周辺）

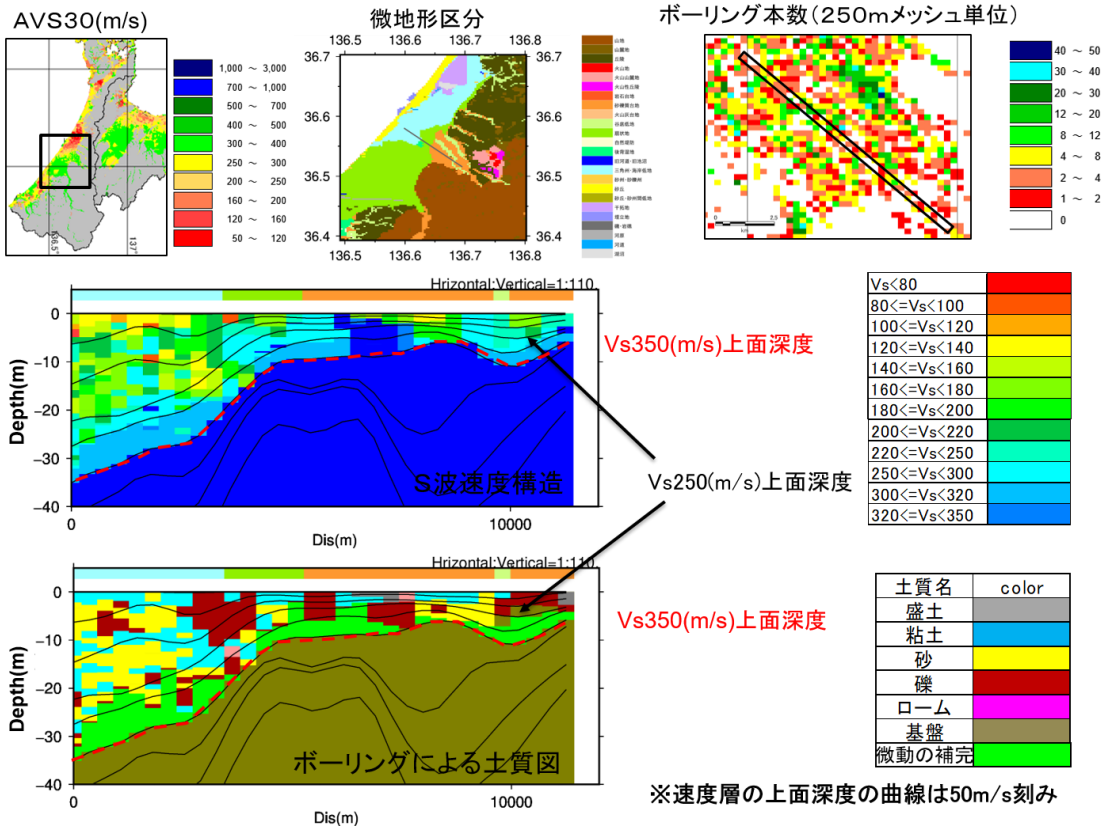


図 15　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図
（石川県：金沢市中心部）

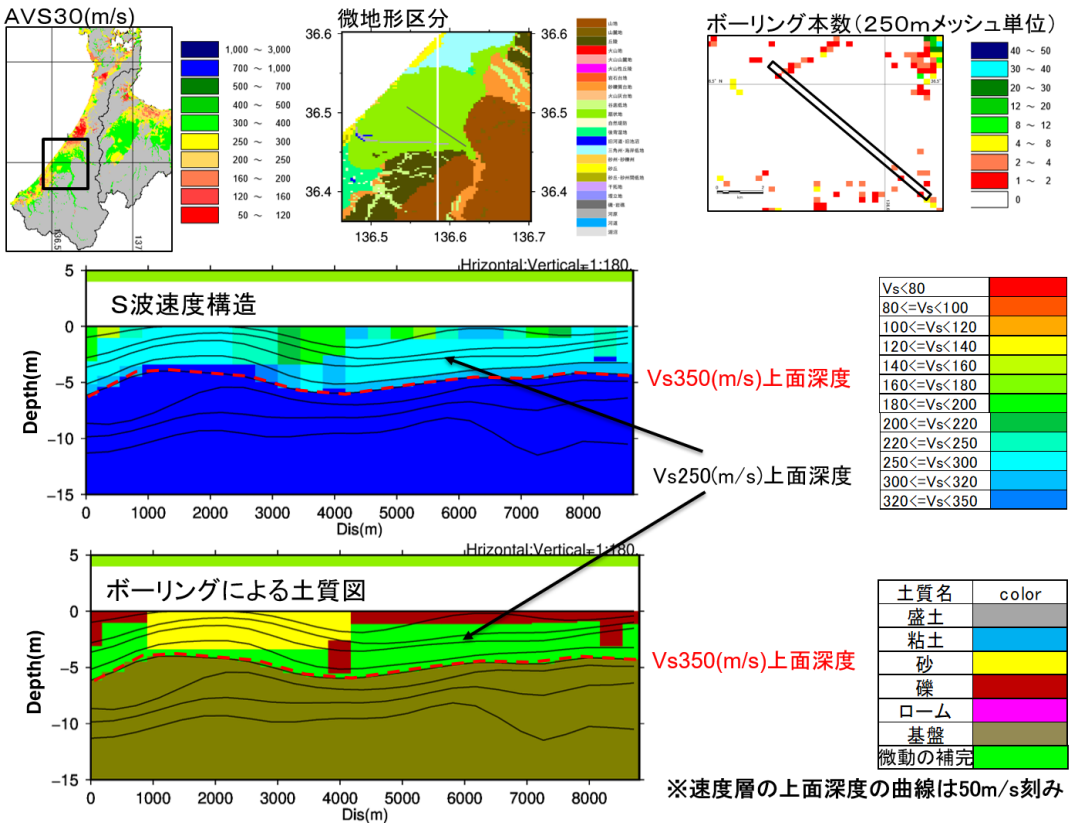


図 16　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図

（石川県：手取川扇状地）

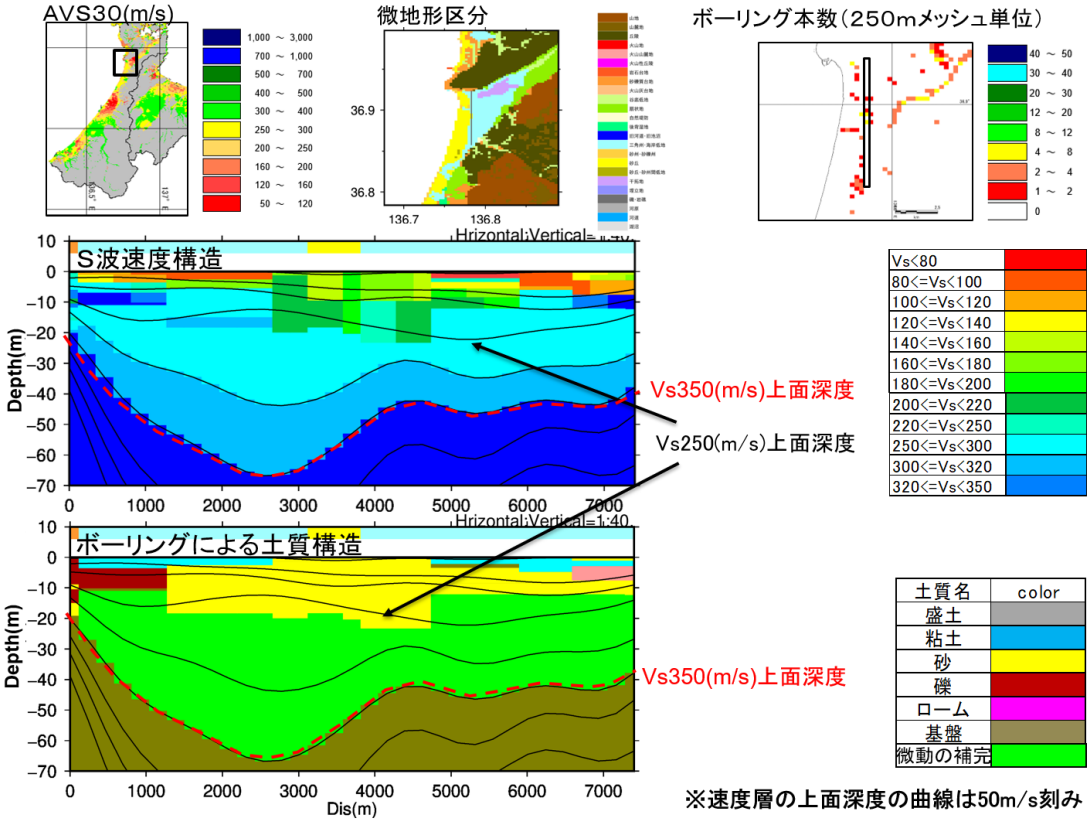


図 17　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図

（石川県：羽咋市周辺）

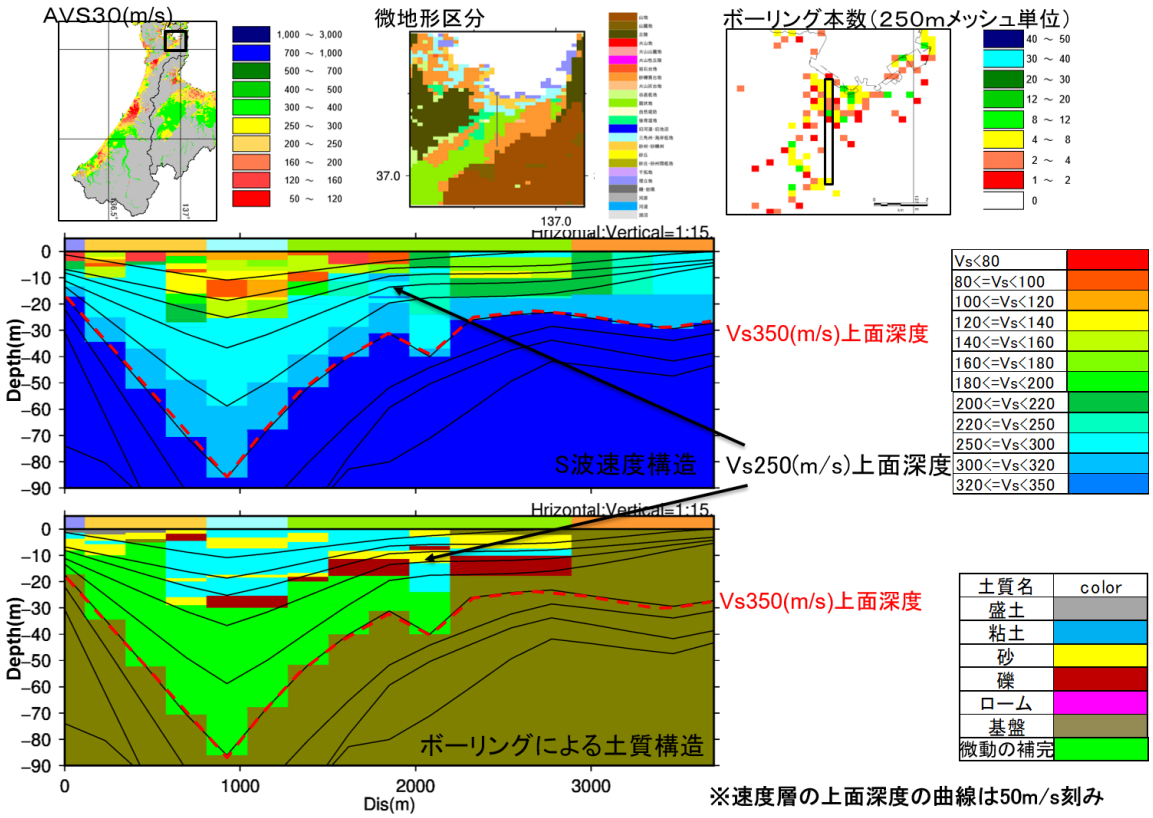


図 18　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図

（石川県：七尾市周辺）

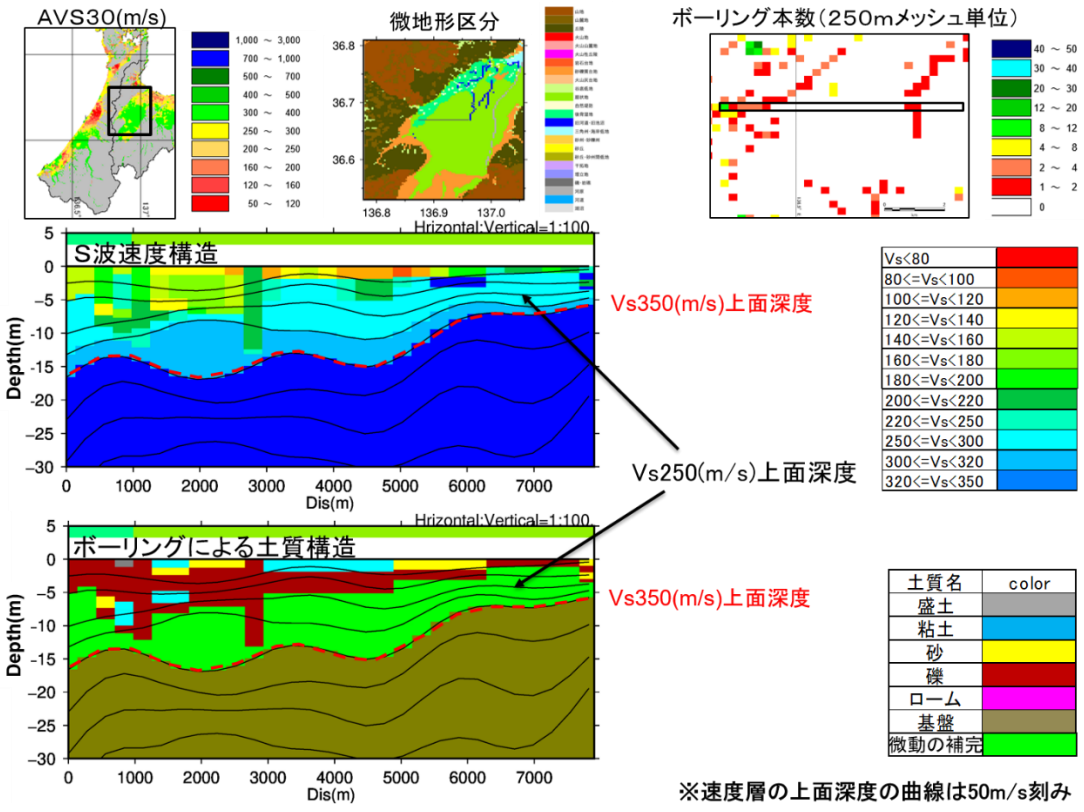


図 19　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図

（富山県：砺波市周辺）

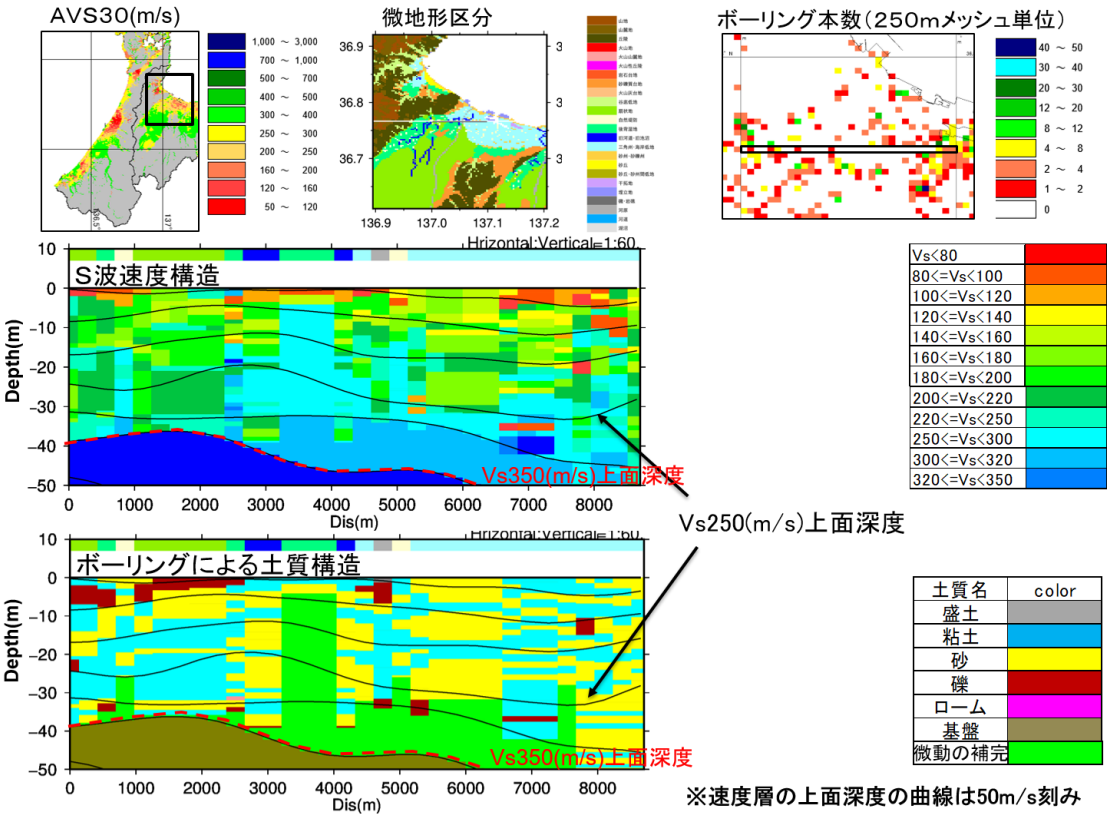


図 20　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図
（富山県：高岡・射水市周辺）

なお、微地形区分 1 ～ 6 の山地系微地形区分は、図 21 に示すように、シームレス地質図に対応する K-NET、KiK-net 観測地点の PS 検層を用いた。地質図の凡例毎に PS 検層結果を平均処理することで S 波速度構造を作成した。低地と山地との接続方法については、小アレイで設定した工学的基盤相当層の Vs350 上面深度を基準として、Vs350 より高速度の層で層厚が 0m でない層を浅部地盤の基底面（工学的基盤上面）とした。山地部のモデル化の模式図を図 22 に、K-NET、KiK-net のボーリングデータと各々のカテゴリーの AVS30 を図 23 にそれぞれ示す。

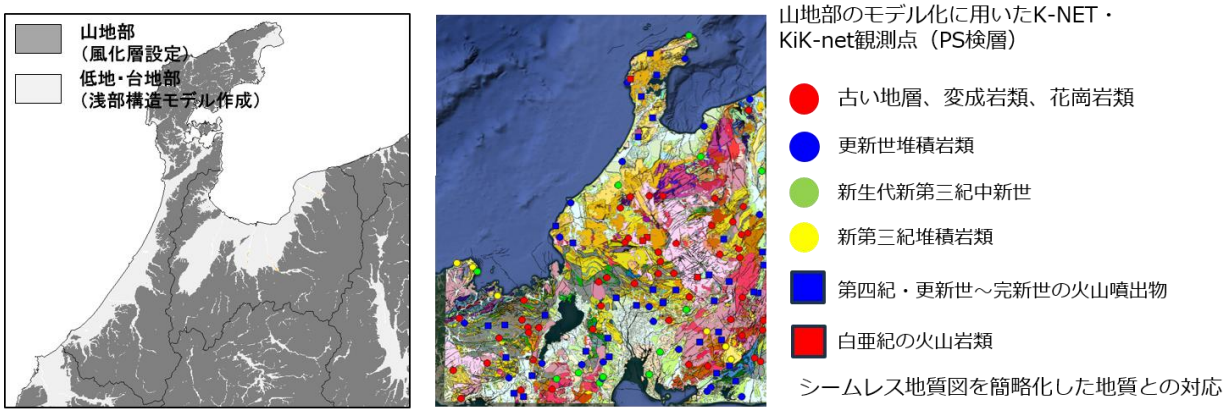


図 21　山地部の浅部地盤モデルの設定（使用する PS 検層の選択地点）

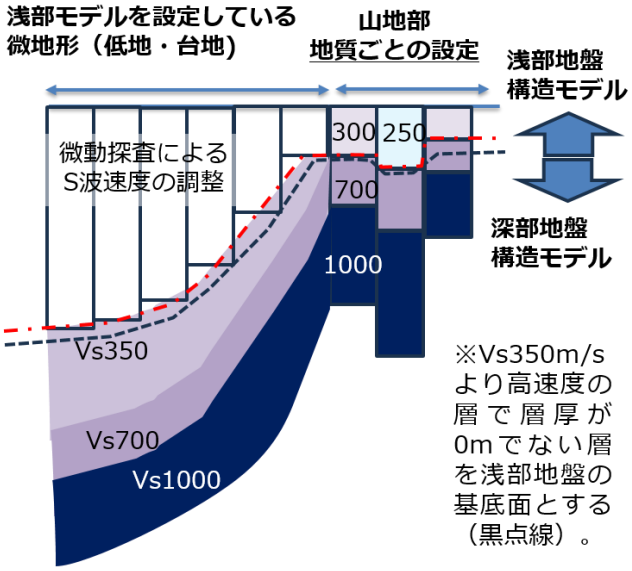
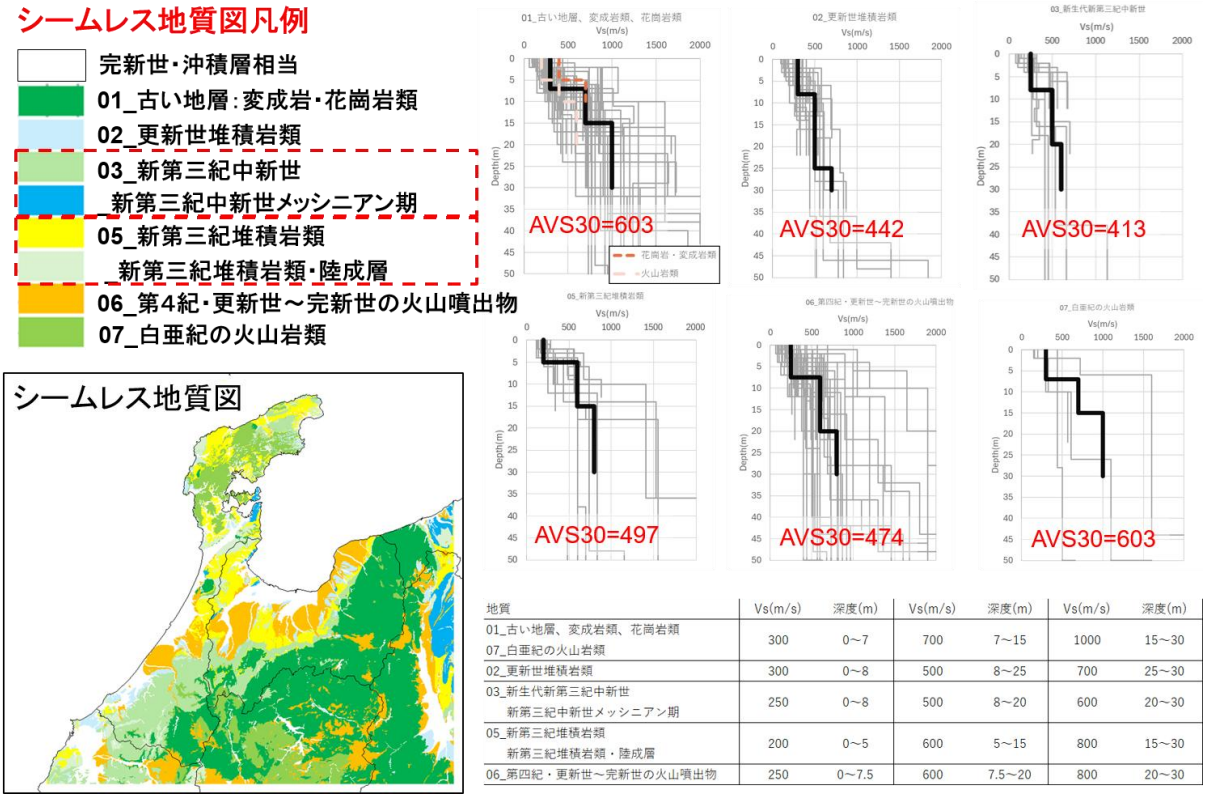


図 22　浅部地盤構造モデルの模式図（低地・台地と山地の境界の接続）



地質	Vs(m/s)	深度(m)	Vs(m/s)	深度(m)	Vs(m/s)	深度(m)
01_古い地層、変成岩類、花崗岩類 07_白亜紀の火山岩類	300	0～7	700	7～15	1000	15～30
02_更新世堆積岩類	300	0～8	500	8～25	700	25～30
03_新生代新第三紀中新世 新第三紀中新世メッシニアン期	250	0～8	500	8～20	600	20～30
05_新第三紀堆積岩類 新第三紀堆積岩類・陸成層	200	0～5	600	5～15	800	15～30
06_第四紀・更新世～完新世の火山噴出物	250	0～7.5	600	7.5～20	800	20～30

図 23　山地部の浅部地盤構造モデルの設定（AVS30）

図 24 に最終的に作成された浅部・深部統合地盤構造モデル（SD モデル）の AVS30（左）と既往の J-SHIS（微地形区分）による AVS30（中）およびその比を取った図（右）をそれぞれ示す。J-SHIS の結果と比べると、手取川扇状地および庄川扇状地では AVS30 は SD モデルの方が大きく、河北潟周辺は SD モデルの方が小さい。砂丘は総じて AVS30 が大きい。氷見の内陸部や邑知潟北東部では、AVS30 が小さいことが分かる。また、山地は全体的に小さく設定されていることが分かる。理由として、使用した PS 検層の表層の風化部や表土

の影響が考えられる。参考までに、図 25 には SD モデルの工学的基盤の速度構造を考慮($AVS30_{EB}$)した最大速度増幅率（藤本・翠川，2006）を示す。

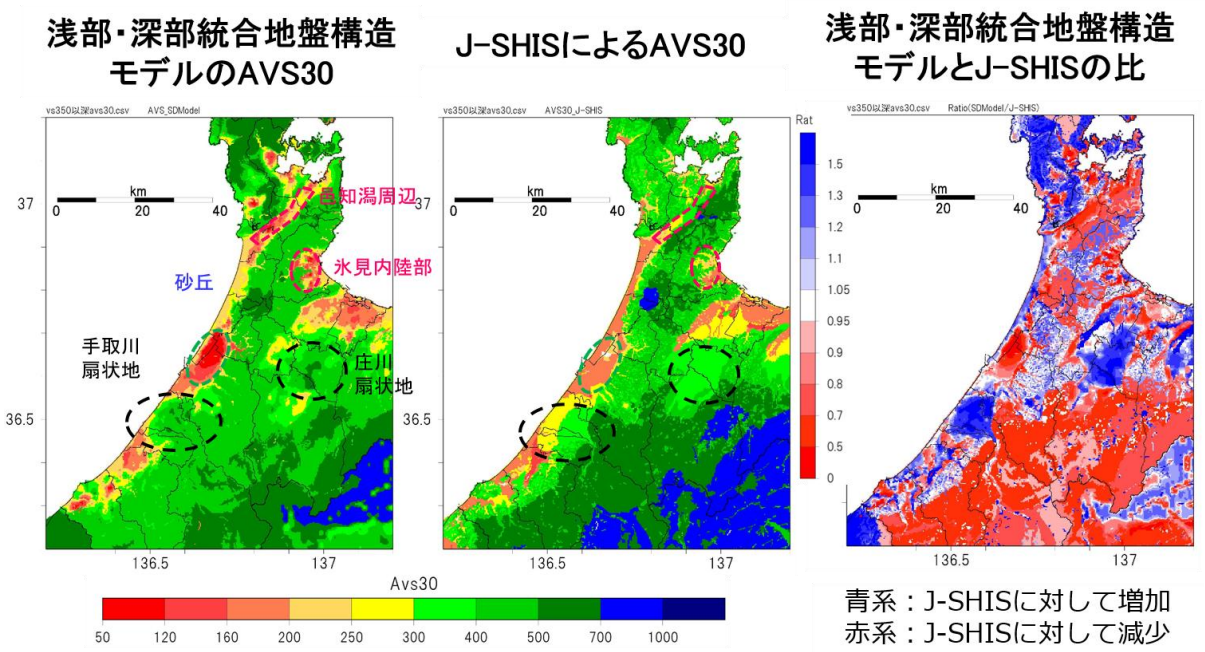


図 24　浅部・深部統合地盤構造モデル（SD モデル）による AVS30 の結果の比較
（左：SD モデルの AVS30、中：J-SHIS の AVS30、右：SD モデル／J-SHIS）

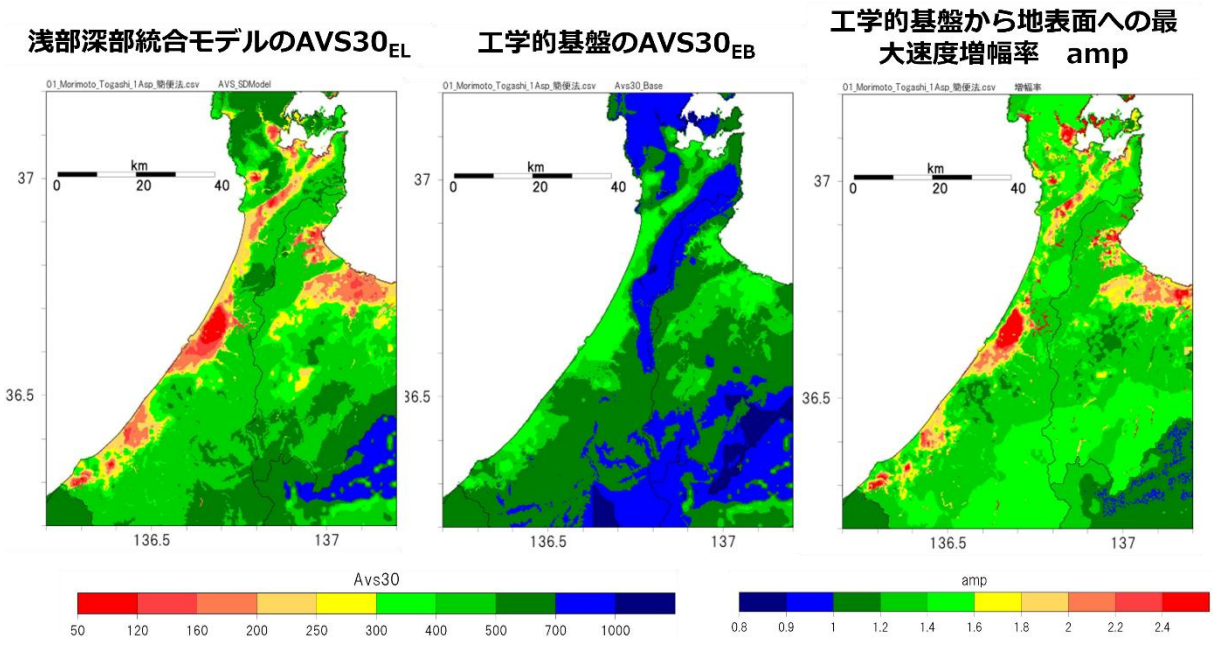
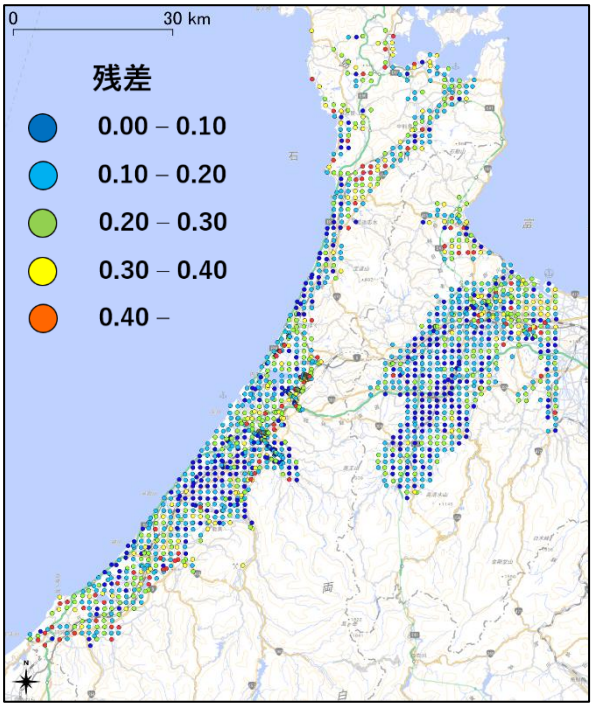


図 25　SD モデルの地表からの $AVS30_{EL}$（左）と工学的基盤を地表とした $AVS30_{EB}$（中）および $AVS30_{EB}$ を考慮して $AVS30_{EL}$ で計算した最大速度増幅率（右）

図 26 に示す指標に基づき、観測位相速度と理論位相速度の合致度を評価した。残差の計算結果については、右図の S 波速度構造に示す。合致度について目視による評価を行うと、概ね残差 0.3 未満の地点が観測位相速度と調和的であったため、0.3 未満を数えると全体の 90%近くを占めることが分かった。拡大した金沢市周辺、羽咋市周辺、七尾市周辺、高岡・射水市周辺の観測および作成した浅部地盤構造モデルの理論位相速度の比較図を図 27～図 30 にそれぞれ示す。残差が 0.3 以上の大きい（合致度が悪い）地点は、山地との境界周辺に多く分布しており、浅部地盤構造が 250m メッシュ内で急変する地点であると考えられる。このような場所（例えば図 27 の R5KA00020 地点）においては 250m メッシュの解像度では精度を上げることが難しく、精度を向上させるには、より稠密な観測および、より詳細なメッシュサイズでモデル化を行う必要がある。



$$misfit = 1/N \sum_{j=1}^{N} \left[\left(C^o(f_j) - C^c(f_j) \right) / C^o(f_j) \right]^2$$

N ：位相速度のデータ数
$C^o(f_j)$ ：周波数f_jにおける観測位相速度
$C^c(f_j)$ ：周波数f_jにおける計算位相速度

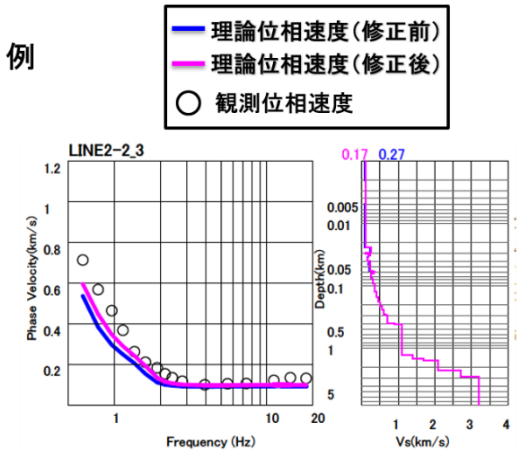


図 26　小アレイ探査に基づくモデルの検証方法・例（右）と結果（左）

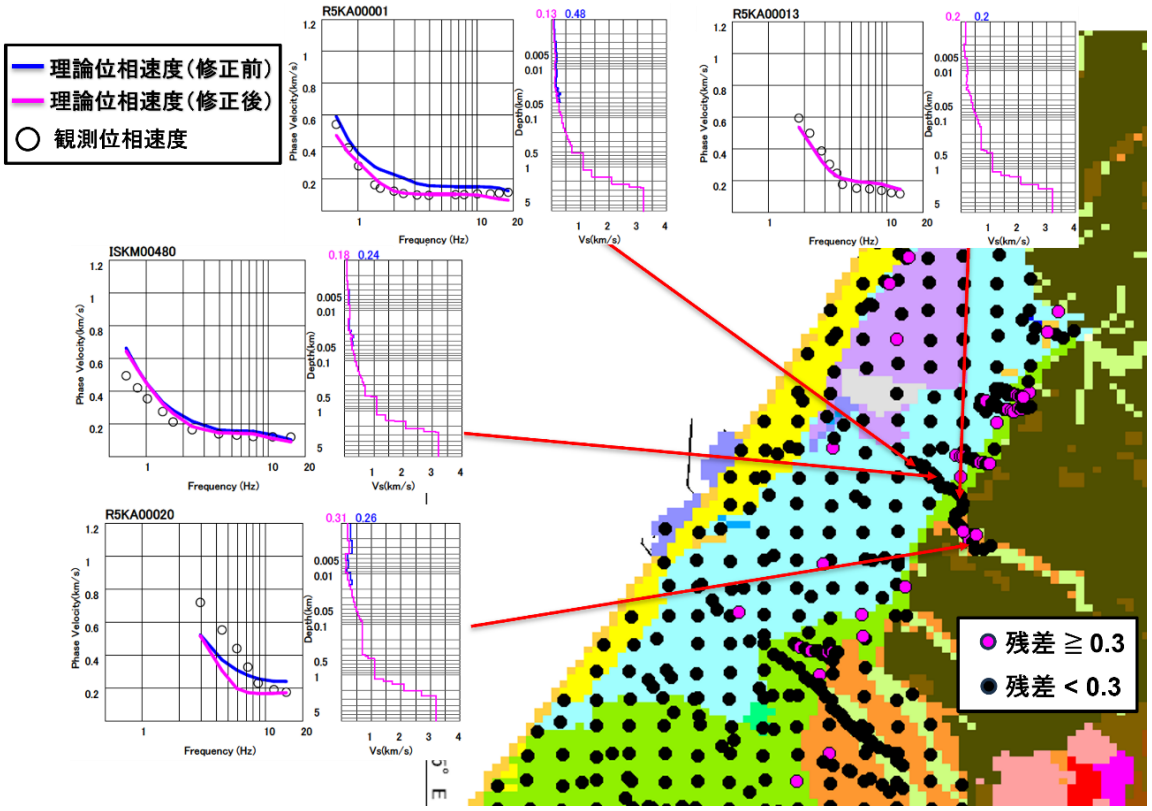


図 27　観測位相速度とモデルの理論位相速度（修正前・修正後）の比較
（金沢市周辺）

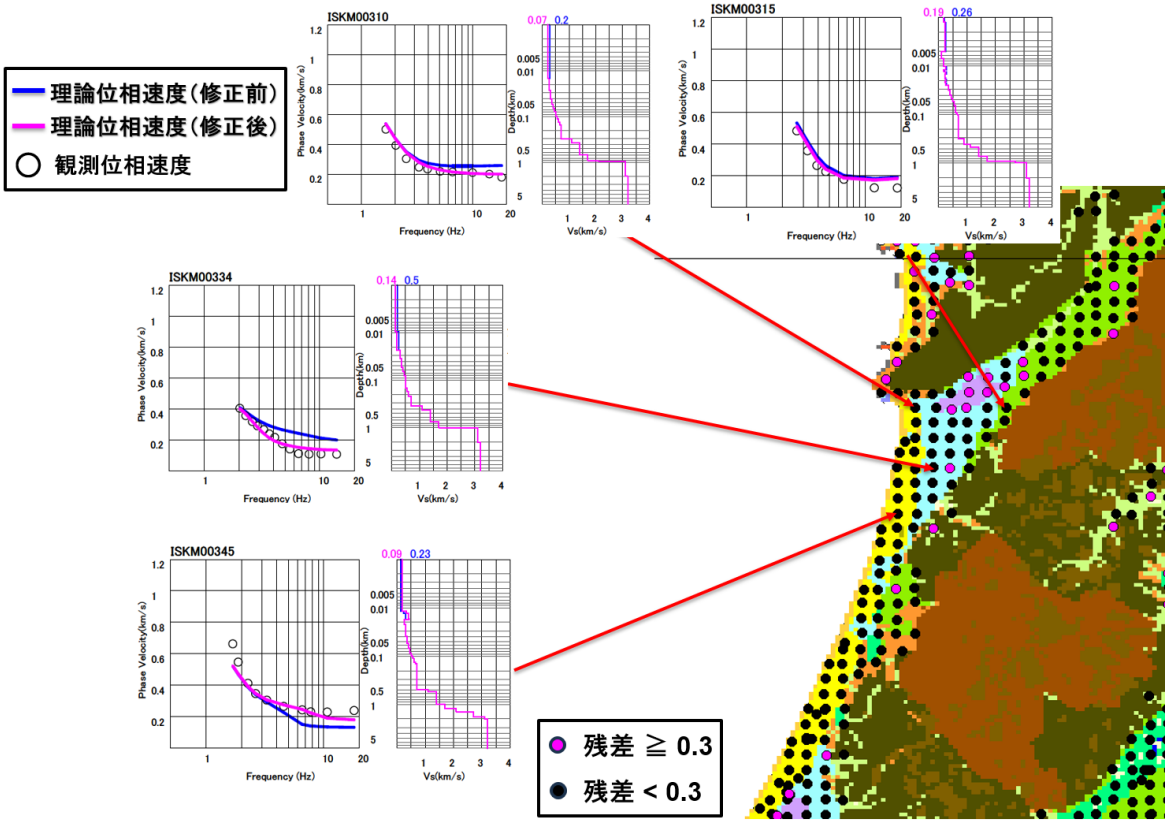


図 28　観測位相速度とモデルの理論位相速度（修正前・修正後）の比較
（羽咋市周辺）

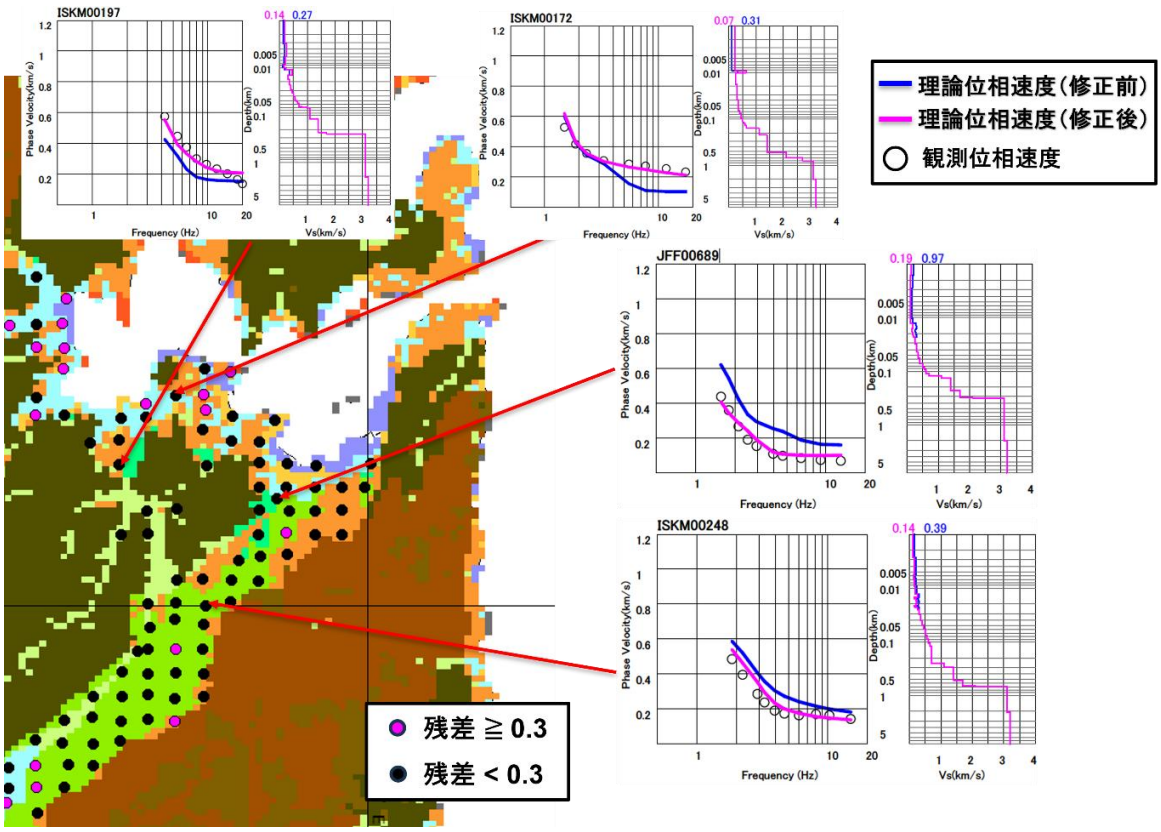


図 29　観測位相速度とモデルの理論位相速度（修正前・修正後）の比較
（七尾市周辺）

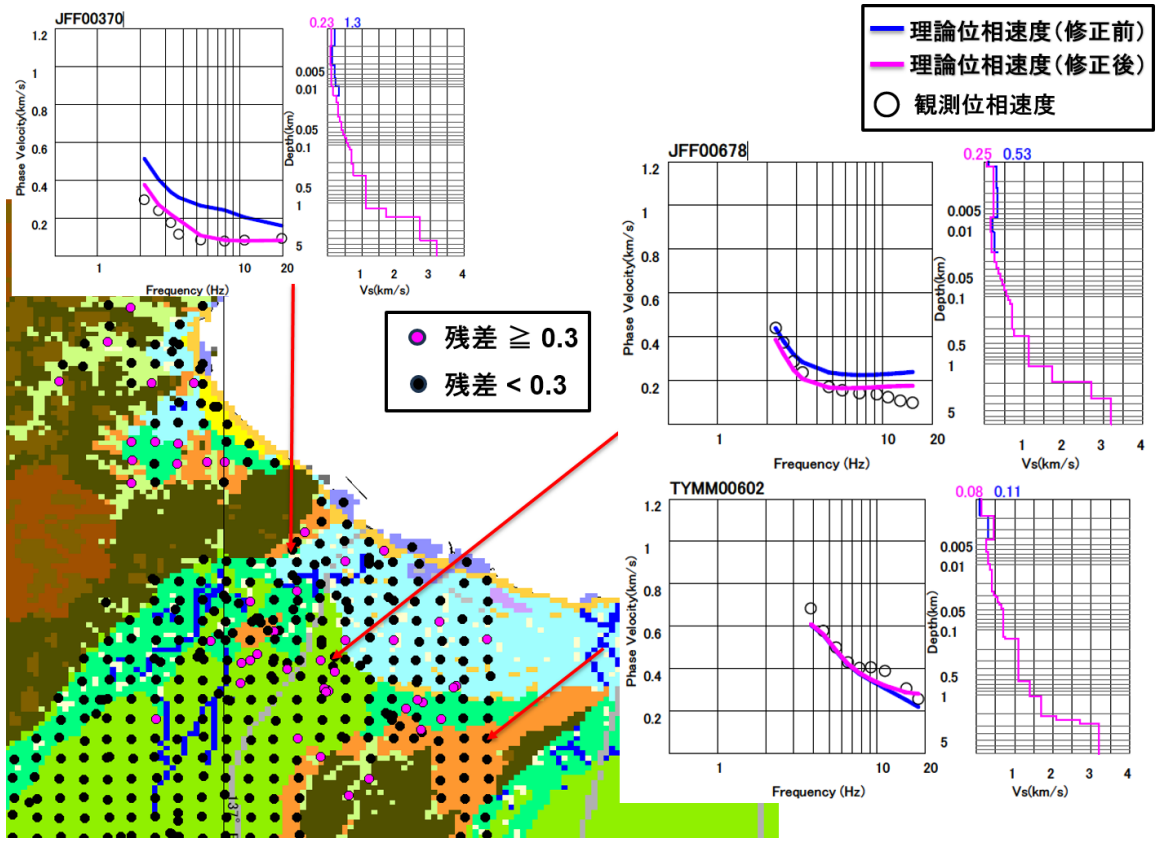


図 30　観測位相速度とモデルの理論位相速度（修正前・修正後）の比較
（高岡市・射水市周辺）

(d) 結論ならびに今後の課題

森本・富樫断層帯における強震動評価を実施するために、震度５強以上が想定される、石川県・富山県を中心とした地域のうち、森本・富樫断層帯周辺、および、令和６年能登半島地震において液状化被害があった内灘地域において、小アレイの探査と解析を追加して行った。また、ボーリングデータ等の既往の地質情報をさらに収集し、サブテーマ３．２と協働で浅部・深部統合地盤構造モデル構築を行った。本検討にて作成した浅部地盤構造モデルは、微動探査（小アレイ）の位相速度およびH/Vスペクトル比等の結果と調和的であり、主に工学的基盤以浅のＳ波速度構造が適切に改善されているものと考える。一方で、作成された250mメッシュ浅部地盤構造モデルには、観測結果と比較して乖離が大きい（精度が十分でない）メッシュも存在する。そのような場所の多くは、メッシュ内で地盤構造が大きく変化するような地形の変化点（不整形地盤等）であることが分かった。今後において、そのような場所でモデルの精度を向上させるためには、より稠密な観測を行い、より詳細なメッシュサイズ（例えば50mメッシュ）での検討を行う必要がある。

(e) 引用文献

Ballard, R. F. and Jr., Determination of soil shear moduli at depth by in situ vibratory techniques, U. S. Army Waterways Experiment Station, 1964.

Cho, I., S. Senna, and H. Fujiwara, Miniature array analysis of microtremors, Geophysics, 78, KS13-KS23, 2013.

Cho, I., S. Senna, A. Wakai, K. Jin, and H. Fujiwara, Basic performance of a spatial autocorrelation method for determining phase velocities of Rayleigh waves from microtremors, with special reference to the zero-crossing method for quick surveys with mobile seismic arrays, Geophys. J. Int., 226, 1676-1694, 2021.

Cho, I., and T. Iwata, A Bayesian approach to microtremor array methods for estimating shallow *S* wave velocity structures: identifying structural singularities, J. geophys. Res., 124, 527-553, 2019.

Cho, I., T. Tada, Y. Shinozaki, A generic formulation for microtremor exploration methods using three-component records from a circular array, Geophys. J. Int., 165, 236-258, 2006.

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，第６巻，第１号，2006.

紺野克昭・片岡俊一，レイリー波の位相速度から地盤の平均Ｓ波速度を直接推定する方法の提案，土木学会論文集，647，415-423，2000.

Satoh, T., C. J. Poran, K. Yamagata, and J. A. Rodriguez, Soil profiling by spectral analysis of surface waves, Proc. 2nd International Confer-ence on Recent Advances in Geotechnical Earth-quake Engineering and Soil Dynamics, vol. 2, 1429-1434, 1991.

先名重樹・藤原広行・前田宜浩・森川信之・岩城麻子・河合伸一・谷田貝淳・佐藤将・鈴木晴彦・稲垣賢亮・松山尚典 ： 強震動評価のための浅部・深部統合地盤構造モデルの構

築，防災科学技術研究所研究資料 第 498 号，2023.

(3) 令和４～６年度の成果

(a) 業務の要約

本業務では、森本・富樫断層帯が活動した場合に、震度５強以上が想定される範囲の強震動予測を行うため、工学的基盤面相当以浅の浅部地下構造モデルの構築に資する速度構造探査等を実施し、サブテーマ３．２と協働して、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルの構築を行った。

(b) 業務の実施方法

令和４～５年度は、浅部地盤構造モデルを構築する範囲において、石川・富山県の既往のボーリングデータ等の地質調査データ、既往微動アレイ探査データの収集・整理、および、工学的基盤深度までのＳ波速度構造を得るための小サイズの微動アレイ探査（以後、小アレイ探査）を計画した上で、1900 地点余りの小アレイ探査およびデータの解析も実施し、位相速度およびＳ波速度構造の整理を行い、浅部・深部統合地盤構造モデルの構築の準備を行った。令和６年度は、過年度までに実施した小アレイの結果およびボーリングデータ等の地質調査資料および検討結果等を追加・整理した上で、サブテーマ３．２と協働で浅部・深部統合地盤構造モデルの検討・構築を行った。サブテーマ３．１では主に浅部地盤構造モデルの構築を行った。

(c) 業務の成果

1) データの収集・整理

森本・富樫断層帯周辺および近傍都市域の工学的基盤深さまでの詳細な浅部地盤構造モデル構築のため、稠密な小アレイ探査を実施した。また、既往の地盤情報としてボーリングデータ、微動アレイ探査データを収集・整理し、浅部・深部統合地盤構造モデルのうち浅部地盤構造モデルの構築を行った。具体的には、まず、浅部地盤構造モデル構築範囲内（図 31）における、J-SHIS 微地形区分で低地・台地系の区分となる地域について、約１km 間隔（全国標準地域メッシュ３次メッシュ間隔）および、サブテーマ１．１において断層帯近傍にて実施された反射法地震波探査測線（３測線）位置を含む計６測線において 100～200m 間隔にて小アレイ探査の計画（計 1,661 地点）を作成した上で探査を実施した。また、浅部地盤モデル化範囲内にある既往小アレイ探査データ（306 地点）を収集し、計 1967 地点分の小アレイ探査データをモデル化に用いた。また、既往の地盤情報として収集したボーリングデータをモデル化に活用できるデータとして再整理し、サブテーマ３．２と協働で、浅部・深部統合地盤構造モデルの構築を行った。このうちサブテーマ３．１では、浅部地盤構造モデルの構築を行っている。モデル化範囲の観測地点分布と AVS30 の結果を図 31 に示す。

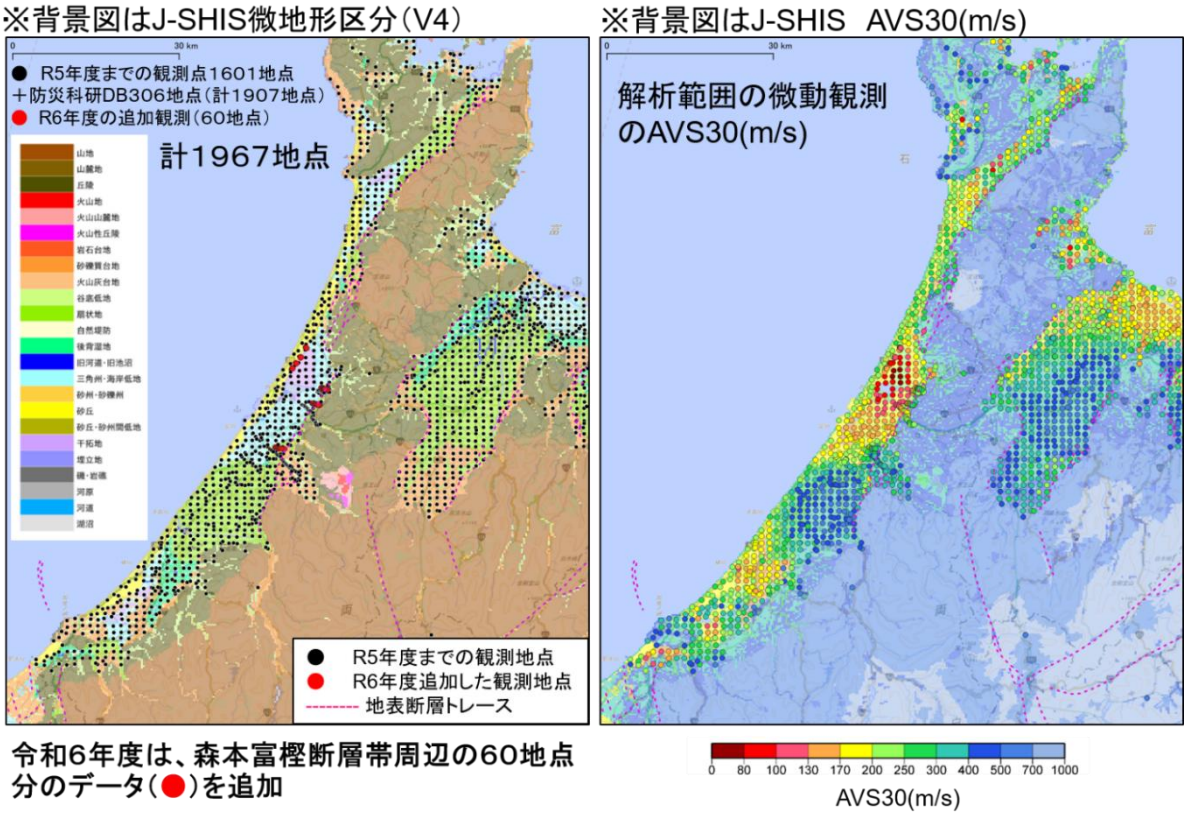


図 31　小アレイ探査地点分布と AVS30 分布図
（左：観測地点と微地形区分、右：J-SHIS と観測結果の AVS30）

また、断層周辺および周辺都市域の既往の地盤等の土質・地質の情報として、ボーリングデータ（国土地盤情報検索サイト KuniJiban、ほくりく地盤情報システム、国土地盤情報センター（NGiC）、地盤図、金沢市等）を、今年度収集分も含めて整理した（図 32）。富山県・石川県全域には 35,131 本のボーリングデータが存在する。なお、浅部地盤モデル化範囲内には 23,212 本存在する。

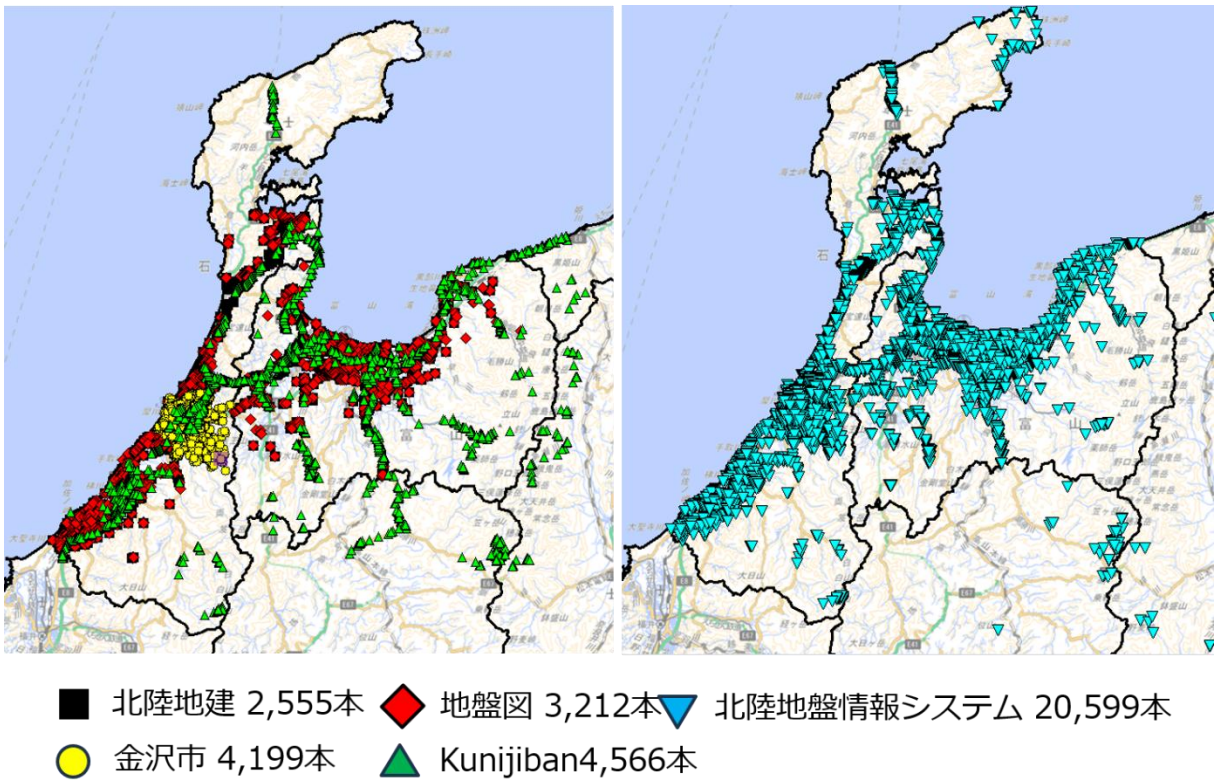


図 32　ボーリングデータ分布図

2）微動観測（小アレイ探査）について

小アレイ探査の配置と観測風景を図 33 および写真２にそれぞれ示す。また、小アレイ探査の観測および解析の諸元を表２に示す。

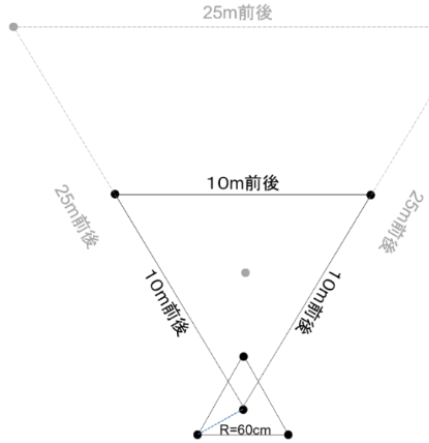


図 33　小アレイ探査配置図（●：微動計設置位置、地震観測点では●も実施）

写真２　小アレイ探査観測風景（R6-1 測線：長田２丁目）

表２　小アレイ探査の観測・解析手法の諸元

項目	機材・方法	仕様
アレイ観測	微動計	JU410(加速度計), VSE15D-6(速度計)
	アレイ展開方法	Cho et al.(2013)に基づく
	サンプリング周波数	200Hz
	観測時間	15 分
分散曲線解析	SPAC 法	Cho et al.(2021)のゼロクロス法を参照
	CCA 法	Cho et al.(2006)
S 波速構造解析	AVS30（波長 40m）	紺野・片岡(2000)
	分散曲線の直接深度変換（SPM）	Ballard(1964), Satoh et al.(1991)
	簡易逆解析手法（SIM）	Cho and Iwata(2019)

本研究では、全ての小アレイ探査地点に対し、表２に示した仕様に基づいて観測および解析を行っている。S 波速度構造については、SPM と SIM の平均値も算出した上で浅部地盤構造のモデル化に活用する。サブテーマ１．１で実施している反射法地震波探査測線（R4 年度測線（R4-1 測線）および R5 年度実施測線（R5-1、R5-2 測線））上において計 68 地点の小アレイ探査を実施した。また、R6 年度には小アレイ探査測線（R6-1・R6-2・R6-3 測線）で計 40 地点と、令和６年能登半島地震により液状化した内灘町・かほく市周辺の地盤状況を検討するため、特に液状化被害が大きかった地域において 20 地点の小アレイ探査を実施した（図 34）。小アレイ観測点の間隔はいずれの測線も 100～200 m 間隔としている。

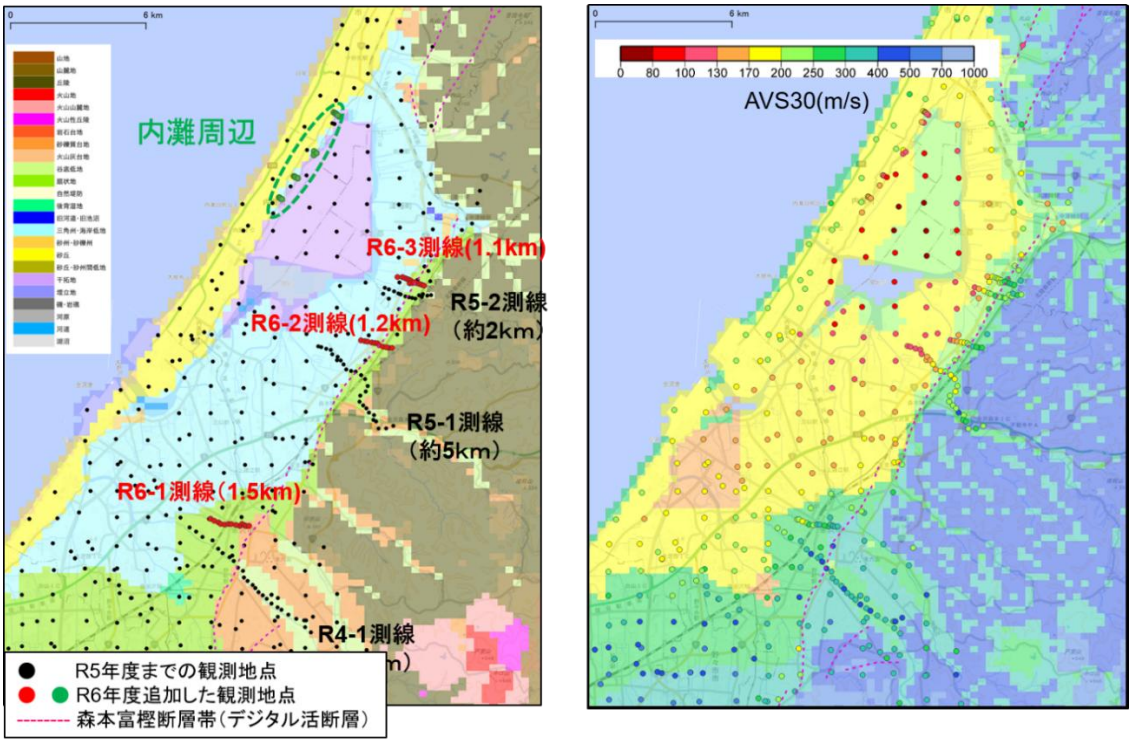


図 34　今年度実施した小アレイ探査地点（赤と緑丸）の拡大図（図１の拡大図）
（左：観測地点と微地形区分、右：J-SHIS と観測結果の AVS30）

図 35 に示す手法を用いてモデル化に用いるＳ波速度構造を作成し、クリギング法にて断面図としたものを図 36～図 40 にそれぞれ示す。Vs ＝ 300 m/s（青色出現深度）（以下 Vs300 と記載）を工学的基盤相当層と仮定すると、図 36 の R4-1 測線断面の北陸新幹線の北西側で Vs300 上面深度が 30 m から 10 m 程度と急激に浅くなり、北陸新幹線の南東側でさらに深さ５m と浅くなり、その後 Vs300 上面深度は南東に向かって５m 程度となっておりほとんど変化はない。図 37 の R5-1 測線では、国道８号線付近で、Vs300 上面深度が 70 m から 30 m 程度と浅くなり、南東の山地に向かって徐々に浅くなっている。R5-2 測線では、国道 8 号線の西側で Vs300 上面深度が深さ 70m から 20m 程度と浅くなるが、IR 石川鉄道付近で一旦 30 m 程度と深くなり、そのすぐ東側で深さ 10 m 程度とさらに浅くなっている。これらの不連続な構造は森本・富樫断層帯の位置との関係が考えられえる。図 38 に示す R6-1 測線（金沢駅南部地区）断面では、北陸新幹線および玉川町周辺において Vs300 上面深度が 10 m 程度の比較的緩やかな変化があることが確認できる。図 39 の R6-2 測線(金沢市今町地区)では、国道８号線よりも西側から Vs300 上面深度が 50 m から 20 m 程度と浅くなり、南東の山地に向かって深さ 10 m 程度となっている。図 40 の R6-3 測線（津幡町太田地区）では、国道８号の西側で Vs300 上面深度が深さ 50 m から 20 m 程度と浅くなるが、R6-2 測線同様に南東の山地に向かって深さ 10 m 程度となっていることが分かる。

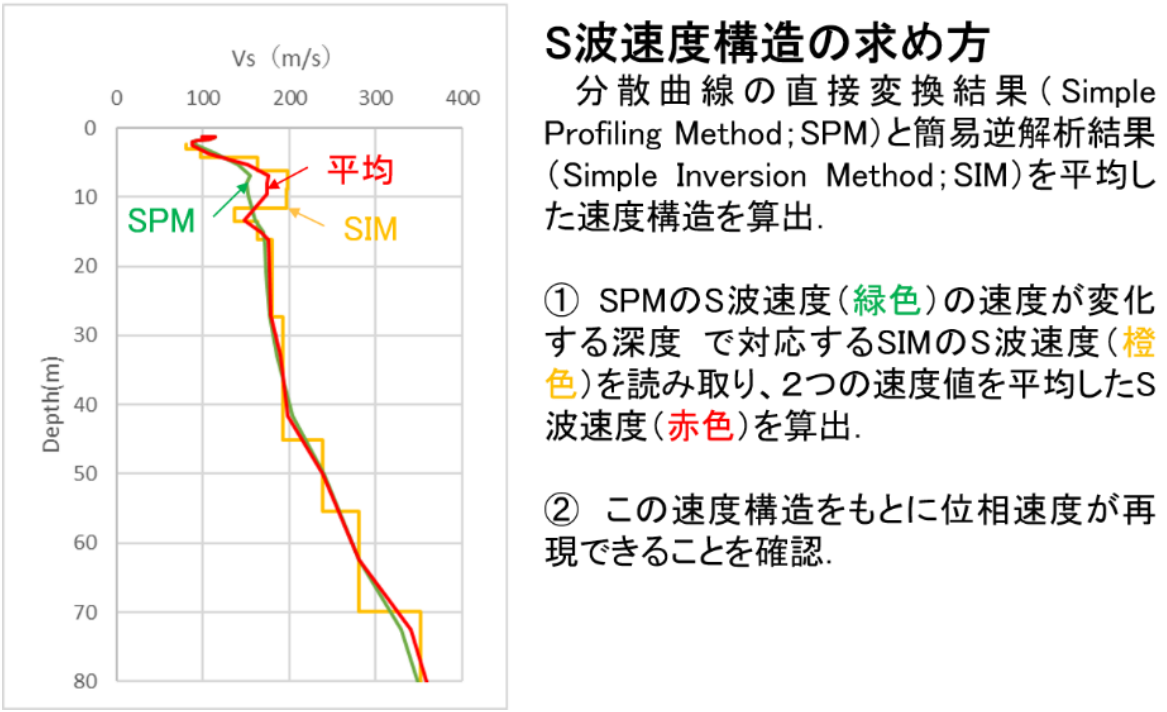


図 35　小アレイ探査結果に基づく浅部地盤モデル化に活用するための
S 波速度構造の作成方法

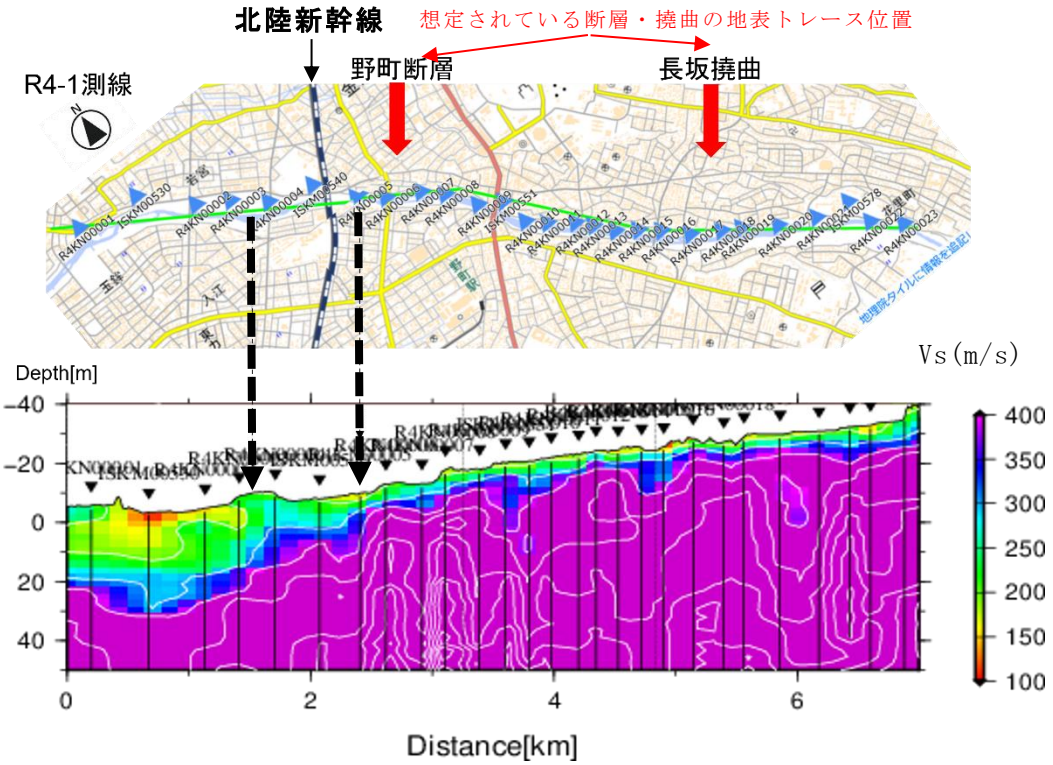


図 36　反射法地震波探査測線（R4-1 測線）における
小アレイ観測地点と S 波速度構造断面図

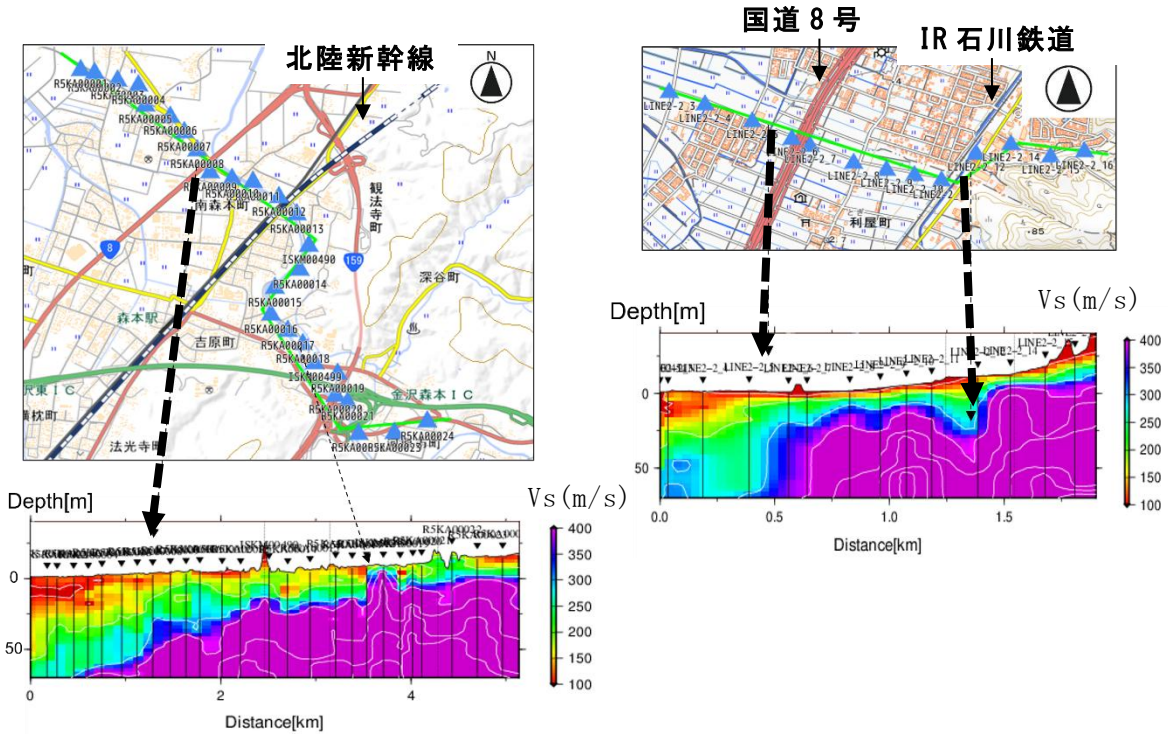


図 37　反射法地震波探査測線（R5-1（左図）および R5-2 測線（右図））における
小アレイ観測地点と S 波速度構造断面図

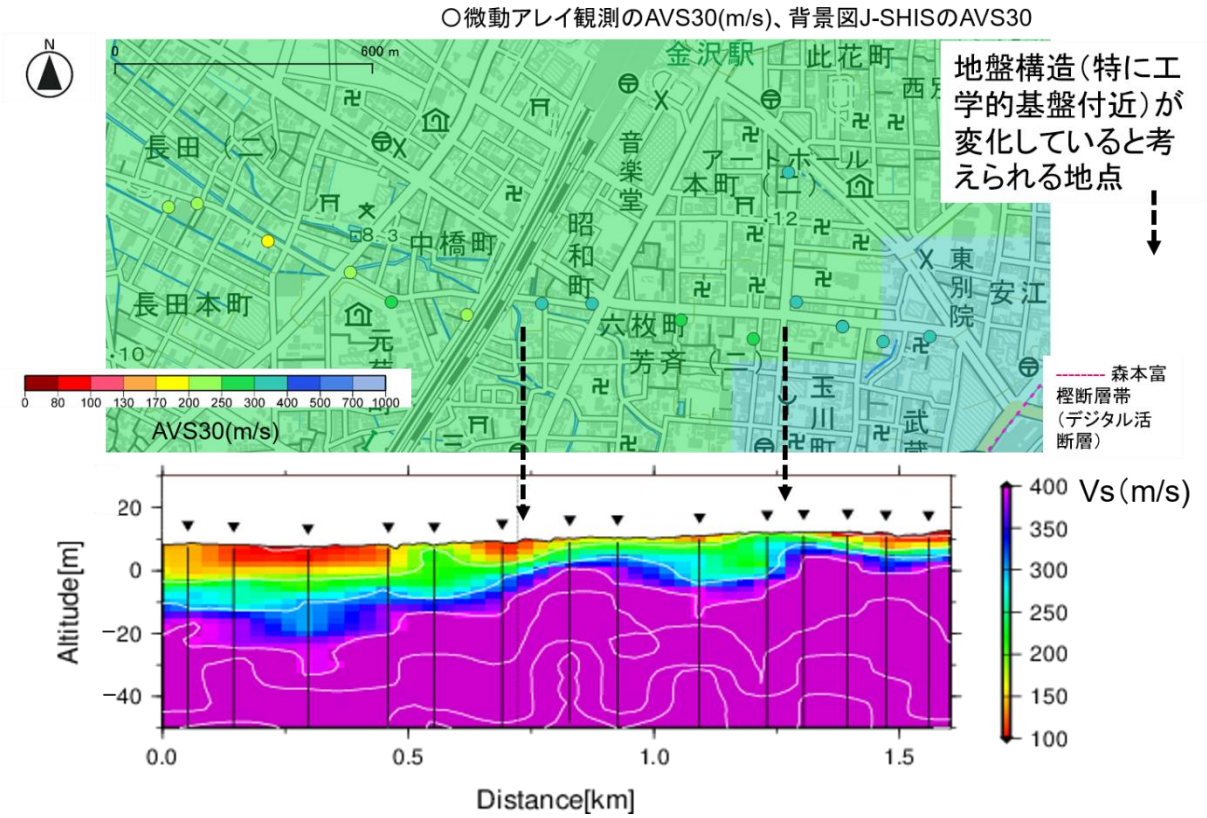


図 38　測線（R6-1）における小アレイ観測地点と S 波速度構造断面図

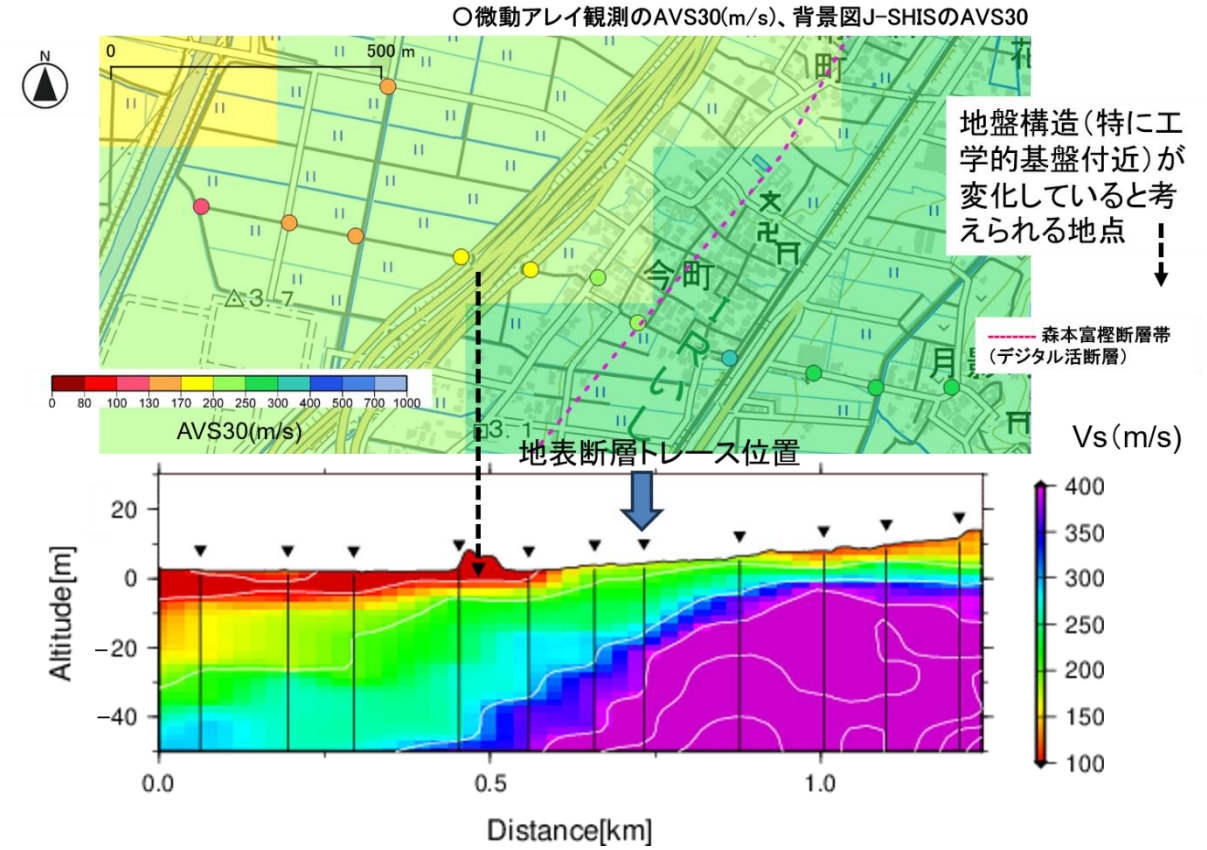


図 39　測線（R6-2）における小アレイ観測地点と S 波速度構造断面図

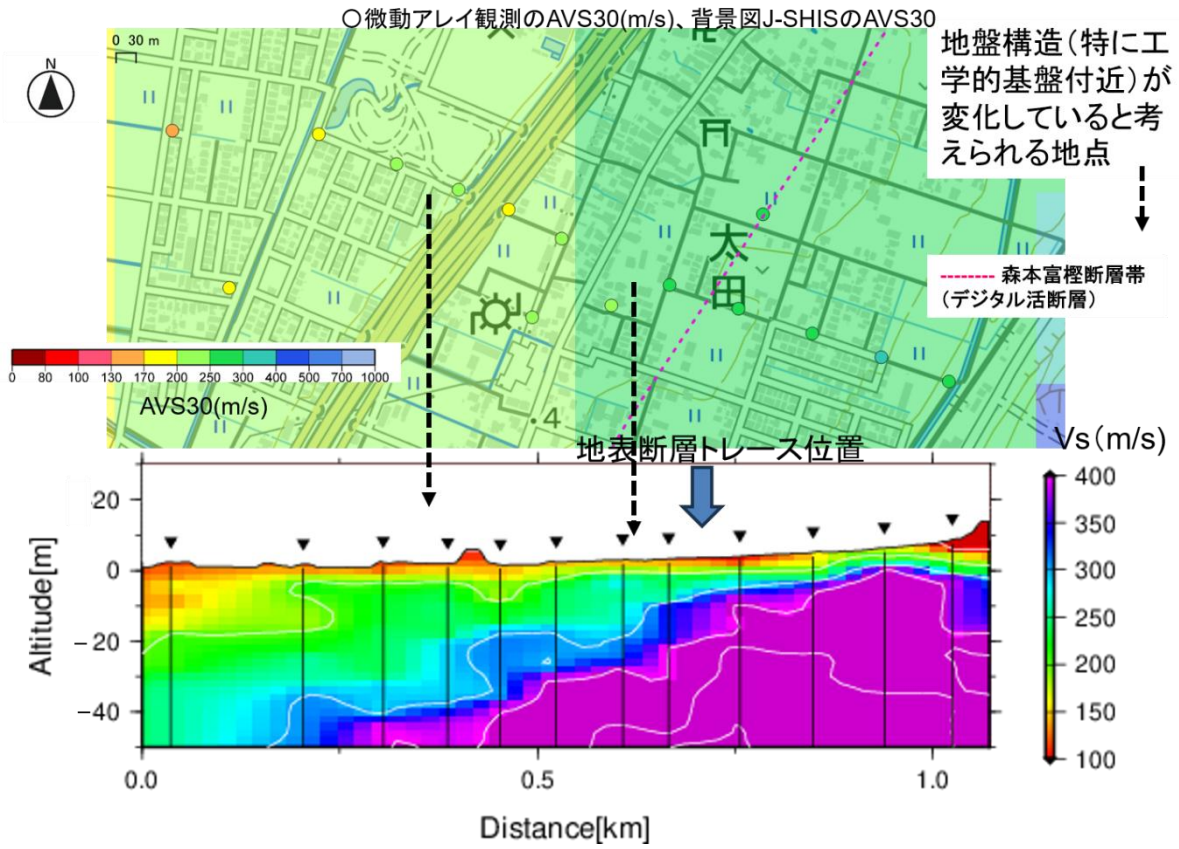


図 40　測線（R6-3）における小アレイ観測地点と S 波速度構造断面図

図 41 に小アレイ探査における、金沢市内の金沢港から小立野地域（A-A’測線：約 12.5 km）と、松任地域から津幡地域（B-B’測線：約 20 km）の S 波速度構造断面図と各観測点の H/V スペクトル比を示す。なお、S 波速度構造断面図には、Vs300 が出現する上面深度を赤点線で示した。この図に示した Vs300 上面深度は、この地域のボーリング調査の N 値 50 以上が安定的に出現する深度と調和的であることを確認している。Vs300 を工学的基盤相当層と仮定すると、A－A’測線断面の金沢港付近で深さ 35m、金沢城付近では深さ３ｍ程度と浅くなっている。一方で B-B’測線断面の松任駅周辺では深さ３ｍ程度、津幡駅の南西側では深さ 70 ｍ以上と極めて深くなっている。図 34 に示した AVS30 の分布からも確認できるが、AVS30 の小さい河北潟周辺の津幡地域では沖積堆積物が厚く、森本・富樫断層帯がある低地と丘陵地の境界付近にまで軟弱な地盤が広範囲に分布している事が確認できる。

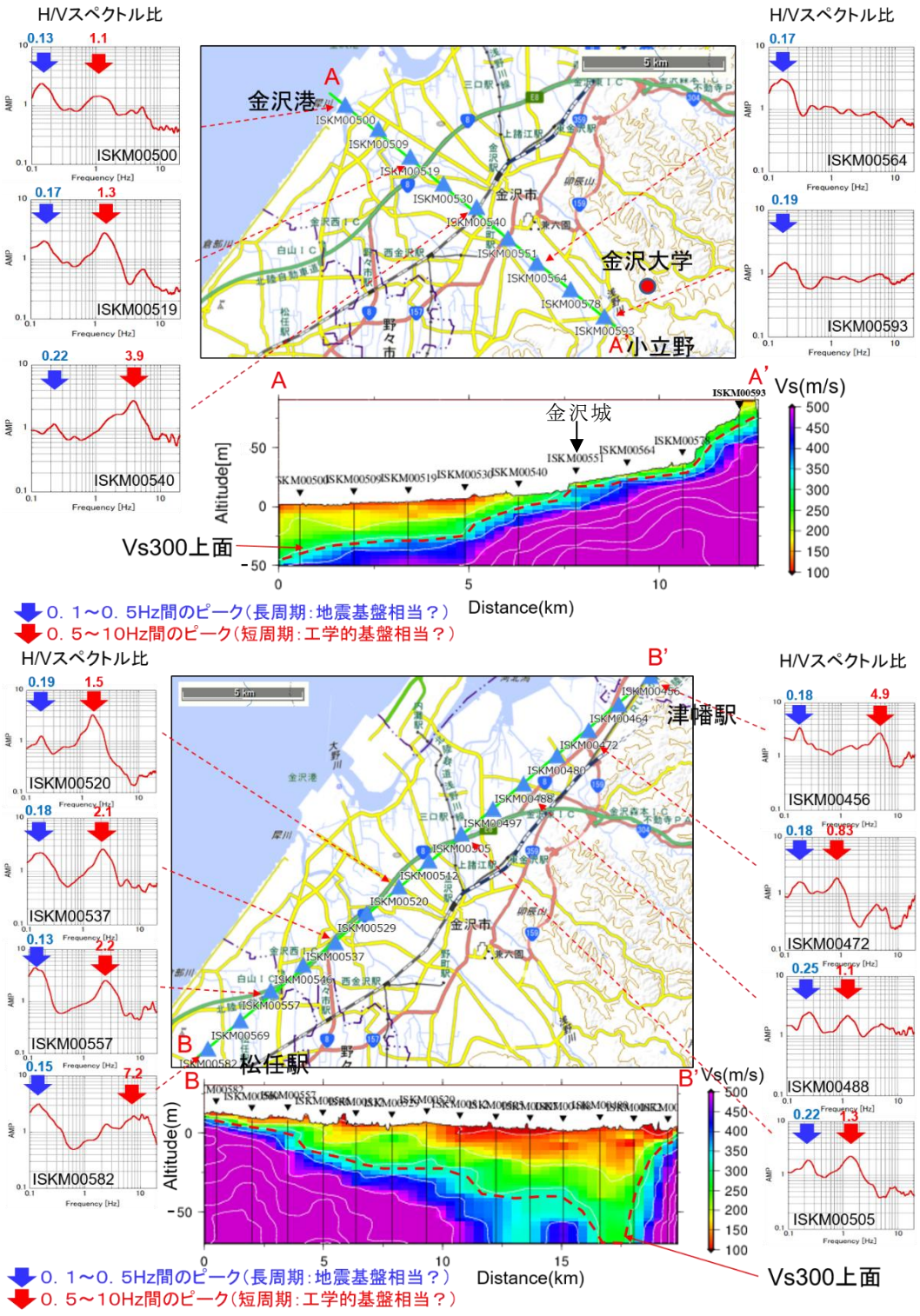


図 41　金沢市周辺の小アレイ探査結果における S 波速度構造断面図と H/V スペクトル比

小アレイ探査の解析結果について、AVS30（深さ 30m までの平均 S 波速度。単位は m/s）と藤本・翠川(2006)で計算される Vs400 からの最大速度増幅率の結果を図 42 および図 43 にそれぞれ示す。また、参考までに図 44 には AVS20 および AVS10 も示す。AVS の計算結果は、表 1 に示すように波長と S 波速度の関係(AVS30 は波長 40 m、AVS20 は 26 m、AVS10 は

13 m にそれぞれ対応)、SPM および SIM でそれぞれ得られる S 波速度構造から計算される AVS30、AVS20、AVS10 結果をそれぞれ足し合わせて平均したものである。

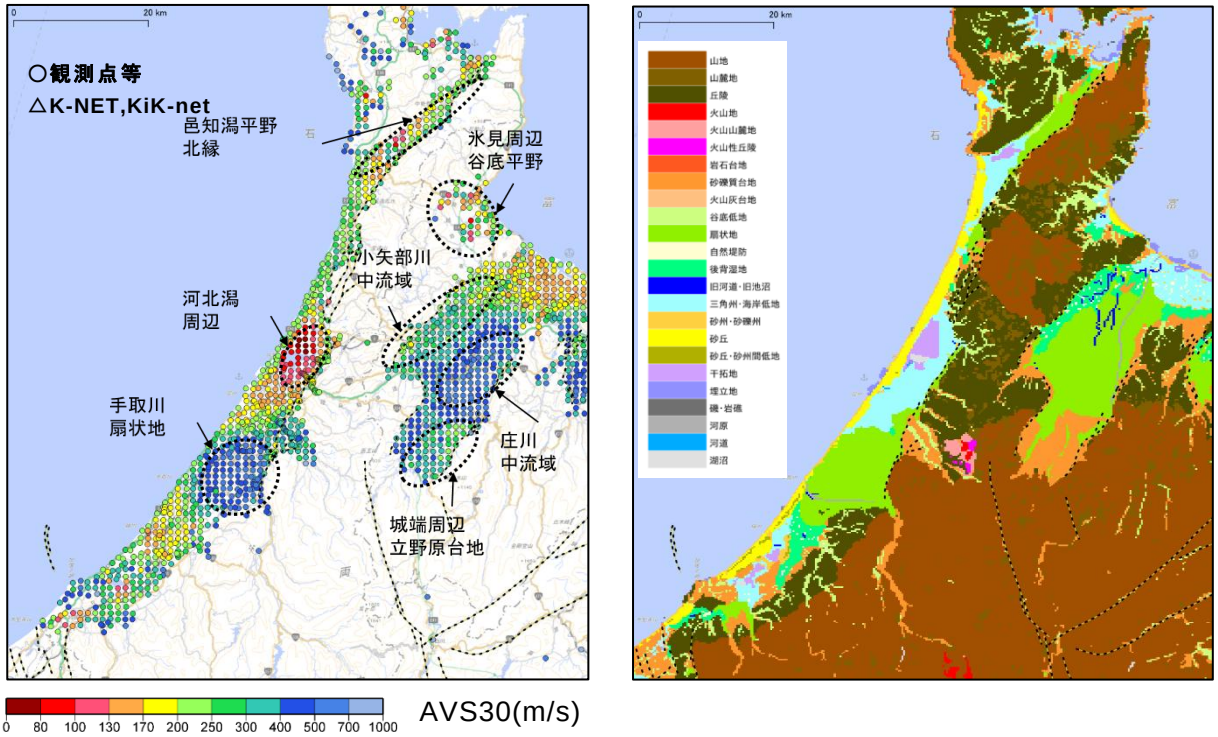


図 42　小アレイ探査結果の AVS30(m/s)の分布（左図）と J-SHIS 微地形区分（右図）

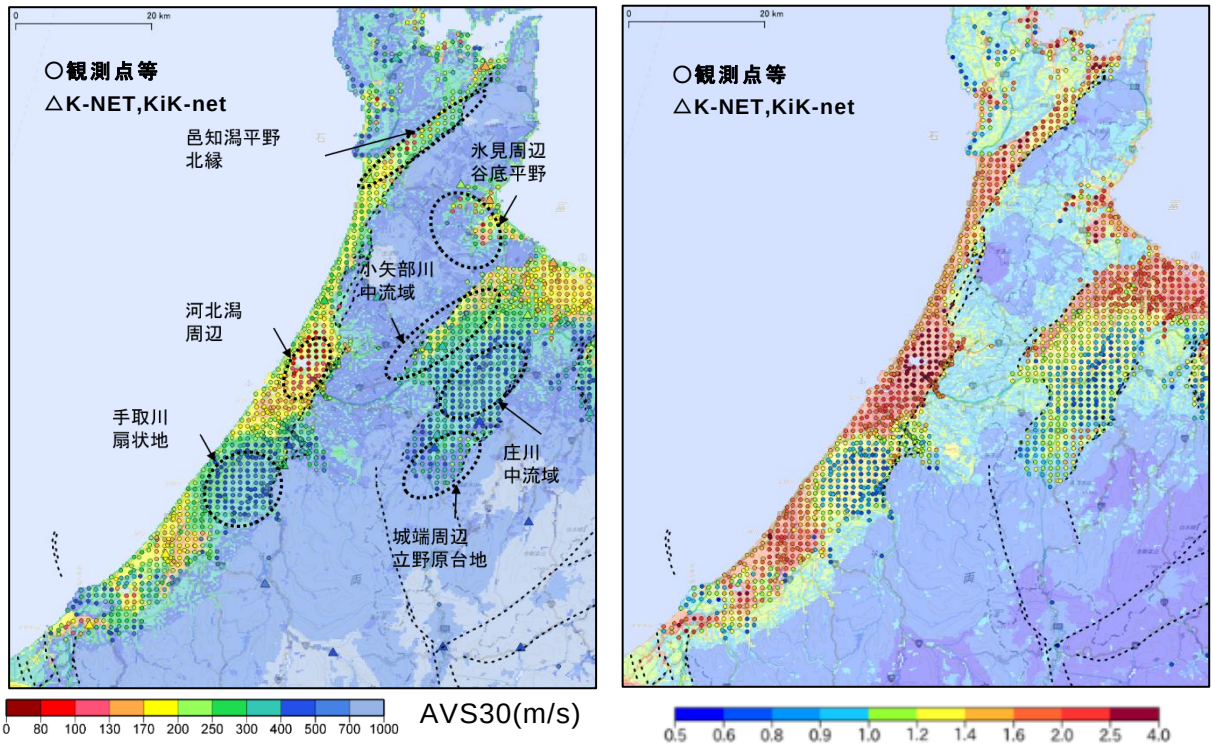


図 43　小アレイ探査結果と J-SHIS の AVS30(m/s)の比較図（左図）と
小アレイ探査結果と J-SHIS の最大速度増幅率（Vs400）の比較図（右図）

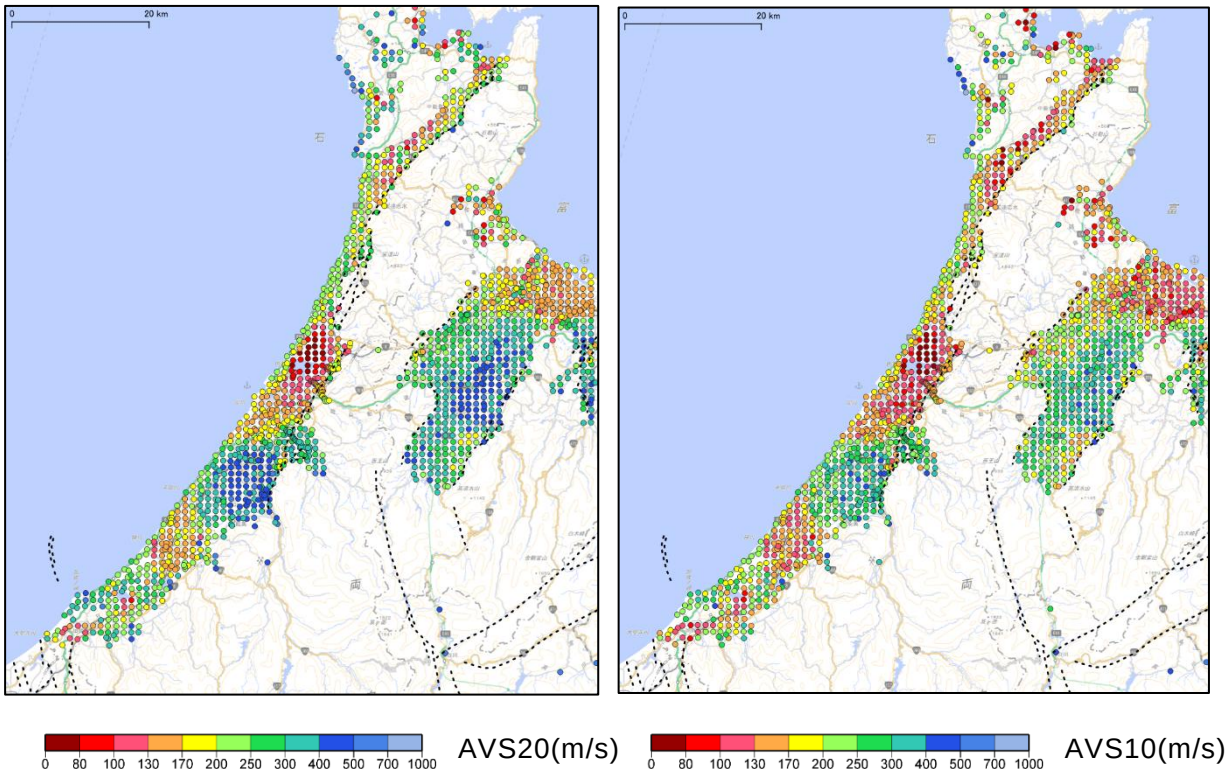


図 44　小アレイ探査結果の AVS20(m/s)（左図）と AVS10(m/s)（右図）

表３には、小アレイ探査結果による AVS30 と J-SHIS 微地形区分の AVS30 の比較一覧について石川県と富山県に分けたものを示す。

表３　小アレイ探査結果による AVS30 と J-SHIS 微地形区分の AVS30 の比較（県別）
（平均値の赤字は J-SHIS の結果に対し 15%以上小さく、青字は 15%以上大きい）
石川県　１０６９地点

微地形No.	微地形名	個数	AVS30(m/s) 平均値	AVS30(m/s) 中央値	標準偏差（±１σ）	JSHIS微地形区分における AVS30(m/s)の平均値
7	岩石台地	**5**	**805**	**757**	**345**	**351**
8	砂礫質台地	**153**	**401**	**359**	**158**	**407**
10	谷底低地	**83**	**356**	**334**	**147**	**349**
11	扇状地	**303**	**368**	**357**	**124**	**306**
12	自然堤防	**5**	**188**	**177**	**21**	**199**
13	後背湿地	**71**	**212**	**177**	**98**	**157**
14	旧河道・旧池沼	**3**	**204**	**188**	**40**	**192**
15	三角州・海岸低地	**254**	**181**	**173**	**144**	**171**
16	砂州・砂礫州	**44**	**235**	**229**	**61**	**251**
17	砂丘	**93**	**241**	**237**	**48**	**198**
18	砂州・砂丘間低地	**12**	**235**	**232**	**42**	**195**
19	干拓地	**33**	**127**	**95**	**87**	**205**
20	埋立地	**10**	**313**	**244**	**194**	**213**

富山県　８３８地点

微地形No.	微地形名	個数	AVS30(m/s) 平均値	AVS30(m/s) 中央値	標準偏差（±１σ）	JSHIS微地形区分における AVS30(m/s)の平均値
7	岩石台地	ー	ー	ー	ー	ー
8	砂礫質台地	185	391	382	99	407
10	谷底低地	21	241	215	123	349
11	扇状地	389	393	401	115	306
12	自然堤防	17	202	179	85	199
13	後背湿地	92	223	228	75	157
14	旧河道・旧池沼	8	306	288	91	192
15	三角州・海岸低地	91	171	170	27	171
16	砂州・砂礫州	18	201	200	19	251
17	砂丘	7	236	238	27	198
18	砂州・砂丘間低地	ー	ー	ー	ー	ー
19	干拓地	5	205	193	35	205
20	埋立地	5	229	222	36	213

図 42～図 44 および表３の結果より、既往の J-SHIS の AVS30（最大速度増幅率）と小アレイ探査の結果は一部地域・地形では調和的な結果となっているものの、手取川扇状地では J-SHIS よりも平均で 30%程度 AVS30 が大きく（地盤増幅率が小さく）、一方で、河北潟周辺の干拓地では J-SHIS よりも平均で 40%程度 AVS30 が小さく（地盤増幅率が大きく）なっている。また、邑智潟平野北縁の扇状地および谷底低地および氷見市内陸部の谷底低地で AVS30 が小さく、砺波平野の小矢部川（主に後背湿地）および庄川中流域（扇状地）では、全体的に AVS30 が大きくなる傾向が確認できる。さらに庄川の上流域の城端地域の砂礫質台地では AVS30 は全体的に 20%程度小さくなっている。表２に示す県別で微地形区分毎に平均すると、石川県では干拓地の AVS30 が小さく、扇状地や埋立地の AVS30 が大きい。富山県では、谷底低地や砂州・砂礫州で AVS30 は小さく、扇状地や後背湿地で AVS30 が大きい。

3）浅部地盤構造モデルの作成

収集したボーリングデータを用いて、初期浅部地盤構造モデルを作成した。これ以降の浅部地盤構造モデルの作成方法は、先名・他(2023)による浅部・深部統合地盤構造モデル作成手法に基づいている。図 45 に、主に浅部地盤構造モデル作成に関するフローチャートを示した。まず、各メッシュでボーリングの有無を確認した。250m メッシュ毎のボーリングデータ数を図 46 に示す。メッシュ毎にメッシュ内にボーリングが 1 本あればそのボーリングを、複数あれば最も長いボーリングを 250 m メッシュにおける代表ボーリングとした。次に代表ボーリングの検層結果をもとに、土質区分ごとに N 値を整理した。ボーリングデータの補間方法を図 47 に示す。ボーリングが存在するメッシュについては、代表ボーリングをもとに土質、N 値モデルを作成した。ボーリングが存在しないメッシュについては、最も近い代表ボーリングを用いて土質、N 値モデルを作成した。補間の際には、微地形区分ごとに補間作業を行った。この作業に関しては、最初に、基盤（N 値 50 以上）に達している代表ボーリングのみを使用してモデル化を行った。次に、表層の浅部地盤モデル

の解像度向上のために、基盤に達していないボーリングデータを含むすべてのボーリングを使用してモデルを再作成した。

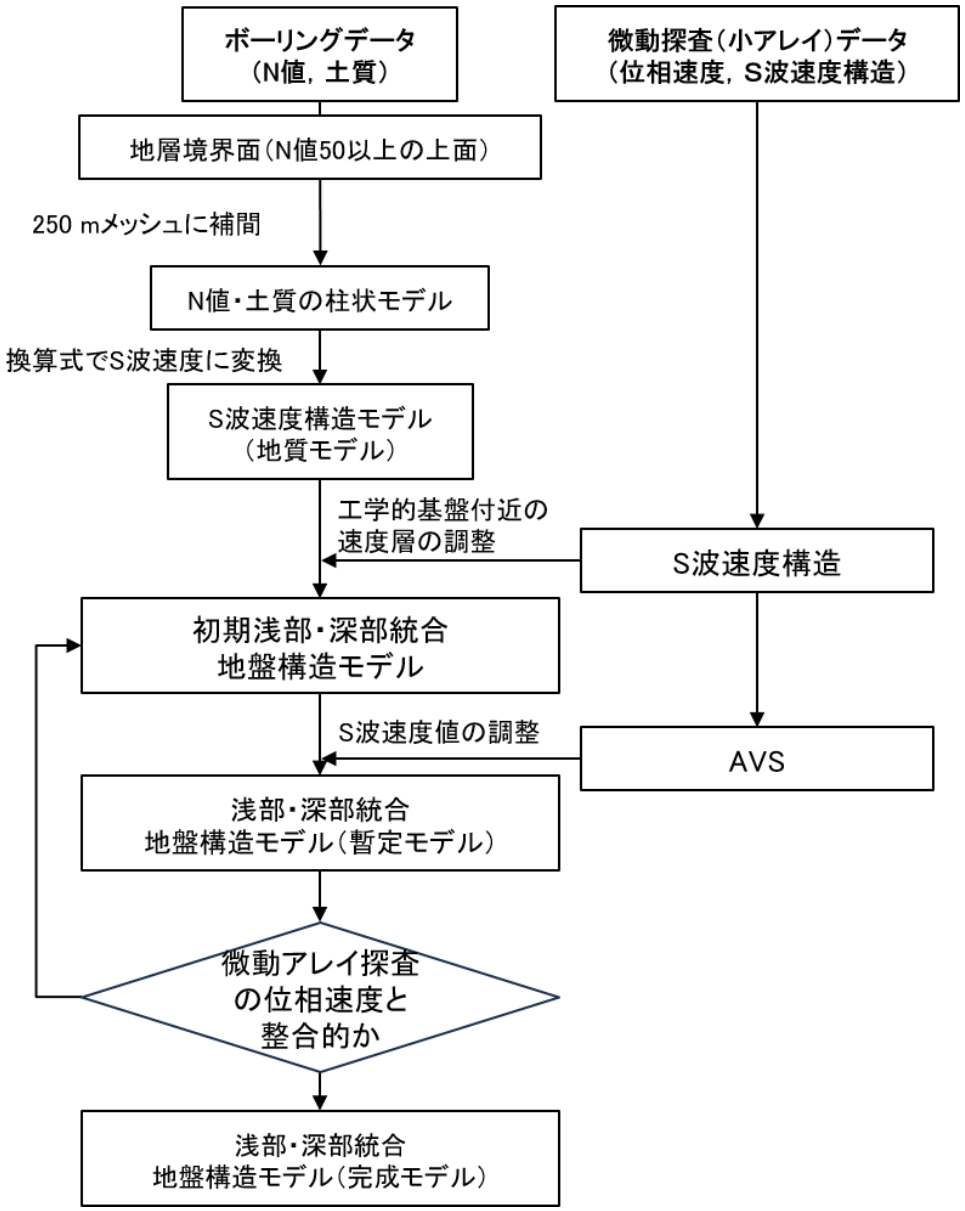


図 45　主に浅部地盤構造モデル作成に関するフローチャート

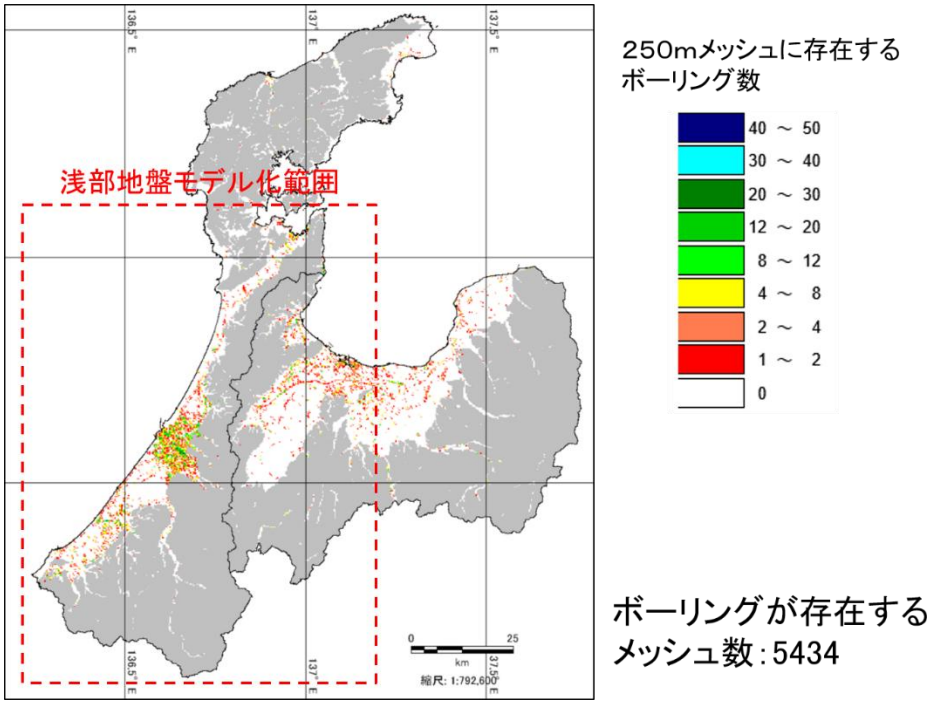


図 46　250 m メッシュ単位に存在するボーリング本数

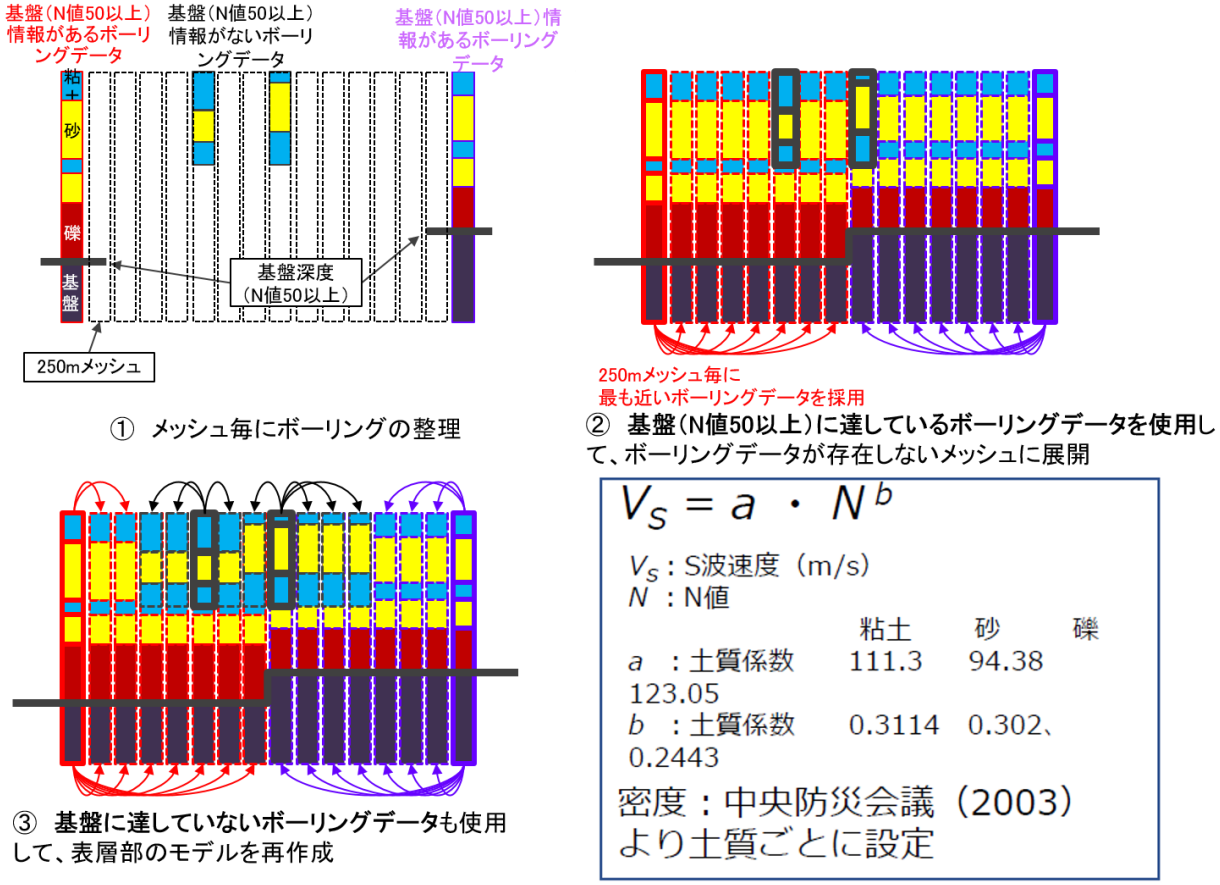


図 47　初期浅部地盤構造モデルの作成：ボーリングデータの補間方法

次に、ボーリングデータから作成した初期浅部地盤構造モデルの基底面深度と、微動探査のＳ波速度上面深度（Vs250 m/s 層，Vs300 m/s 層，Vs 350 m/s 層）をメッシュ毎に比較し、工学的基盤付近の速度構造の修正を行った。図 48 に初期浅部地盤構造モデルとサブテーマ３．２で作成した深部地盤構造モデルの接続方法を示す。初期浅部地盤構造モデルの基底面以浅についてはＮ値の換算式によってＳ波速度を算出しているが、Ｎ値とＳ波速度の関係はばらつきが大きいため、微動アレイ探査（主に小アレイ探査）を用いて浅部地盤モデルのＳ波速度構造の調整を行った。浅部地盤モデルＳ波速度値の修正方法の概念図を図 48 に示す。初期浅部地盤構造モデルのＳ波速度構造から求めた AVS が、（小アレイ探査データから評価される AVS と一致するように初期浅部地盤構造モデルのＳ波速度を調整（係数倍）する。初期浅部地盤構造モデルの基盤深度に応じて、調整に使用する AVS データを変更する。小アレイ探査データから評価される AVS については、ここでは、AVS10～AVS30 を用いて調整した（図 49)。

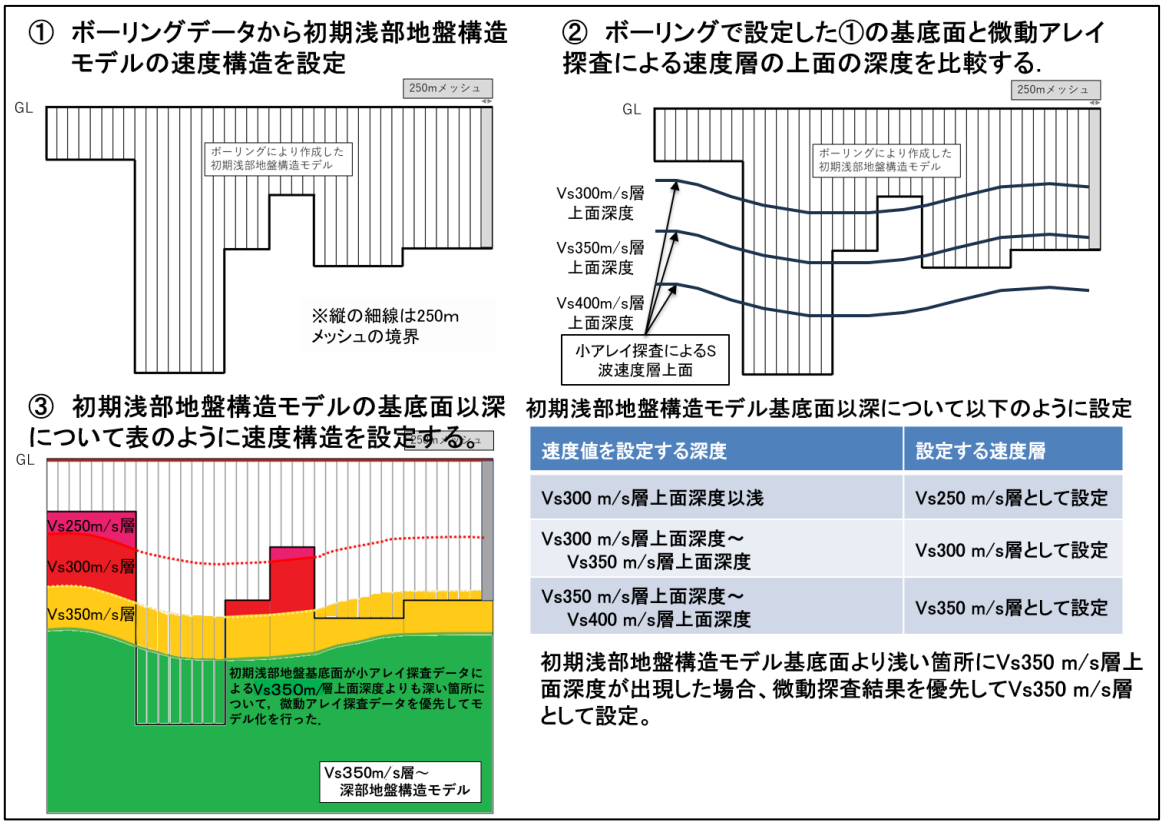
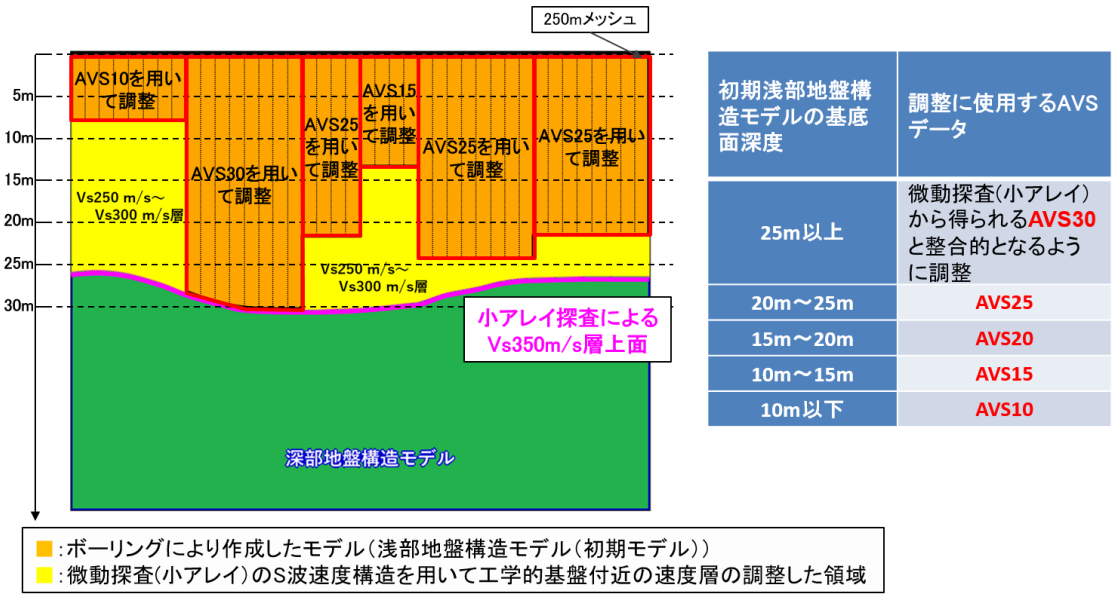


図 48 初期浅部地盤モデルと深部地盤モデルの接続方法



初期浅部地盤構造モデルの基底面深度	調整に使用するAVSデータ
25m以上	微動探査(小アレイ)から得られるAVS30と整合的となるように調整
20m～25m	AVS25
15m～20m	AVS20
10m～15m	AVS15
10m以下	AVS10

図 49　微動アレイ探査（小アレイ）による S 波速度構造の調整方法について

前述の調整は 250 m メッシュ毎に行う。一方で、小アレイ探査は概ね約 1km 間隔で行われているため、小アレイ探査地点の AVS を面的に補間して 250 m メッシュのデータを作成した。空間補間は微地形区分ごとに補間作業を行い、この補間された AVS10～AVS30 と調和的となるように、初期浅部地盤構造モデルの S 波速度値を係数倍することにより、浅部地盤構造モデルを修正した。図 50 にボーリングデータの N 値 50（連続 3 回確認）上面深度と小アレイ探査の Vs350 上面深度と Vs200 上面深度をそれぞれ示す。N 値 50 と Vs350 は比較的調和的であることから、工学的基盤層（深部と浅部の接続部）を Vs350 として調整した上で浅部地盤構造モデルの構築を行っている。

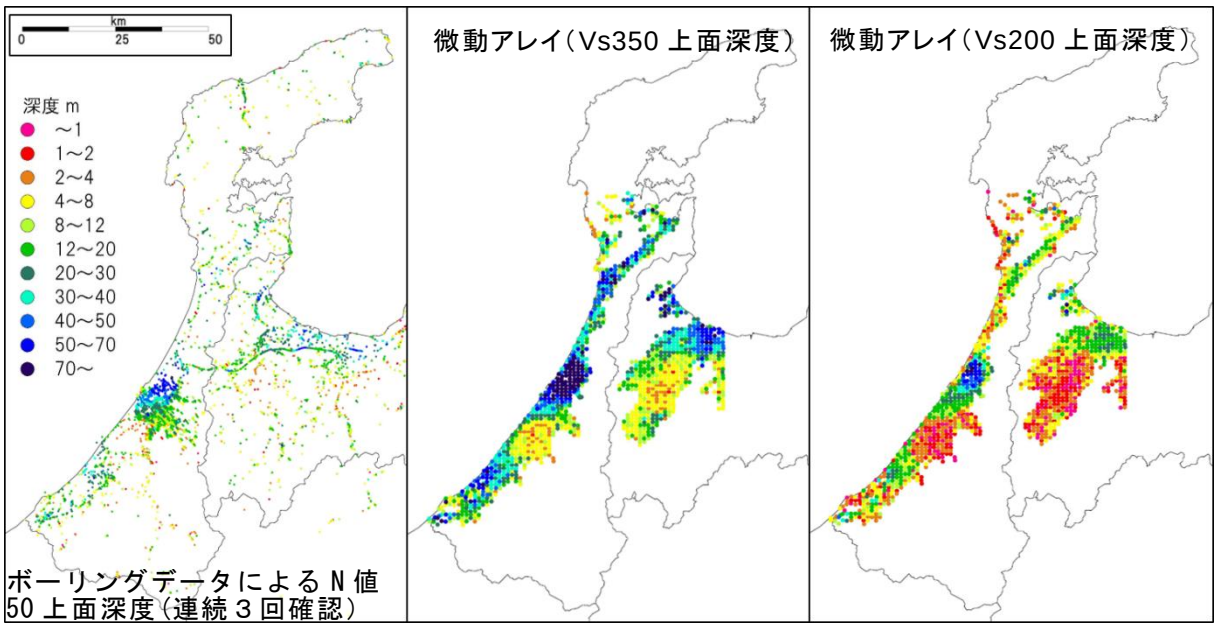


図 50　ボーリングデータの N 値 50（連続 3 回確認）上面深度と微動アレイ探査（小アレイ）の Vs350 上面深度と Vs200 上面深度の比較

作成した浅部地盤構造モデルを地域毎に図 51～図 57 に示す。最も工学的基盤相当層(Vs350)が深いのは、図 51 に示す河北潟干拓地であり、Vs350 上面深度が最深部で 100 m 程度となっている。また地表から深さ 20 m 程度まで、Vs100 未満の軟弱層が広域で確認出来る。図 52 に示す金沢市中心部は海側の三角州・海岸低地から山側の砂礫質台地にかけて、Vs350 上面深度が深さ 30 m から 10 m 程度まで浅くなっている。一方で、図 53 に示す手取川扇状地では、Vs350 上面深度が概ね深さ５m 程度と浅く、地表付近でも Vs200 以上となっている。図 54 および図 55 に示す羽咋市や七尾市では、海岸に近い砂丘、埋立地、砂州よりも、少し内陸に入った三角州・海岸低地で Vs350 上面が 50 m 以上と深くなっている。羽咋市の断面では邑知潟（干拓地）の近傍で Vs350 が深くなっていることが分かる。図 56 の砺波市周辺は扇状地であり、手取川扇状地同様に比較的 Vs350 上面深度は 10～15 m と浅く、地表付近でも概ね Vs200 以上となっている。図 57 に示す高岡・射水市の低地部は、Vs350 上面が概ね 40～50 m 程度と比較的深いが、Vs120 未満の軟弱層は少ない。

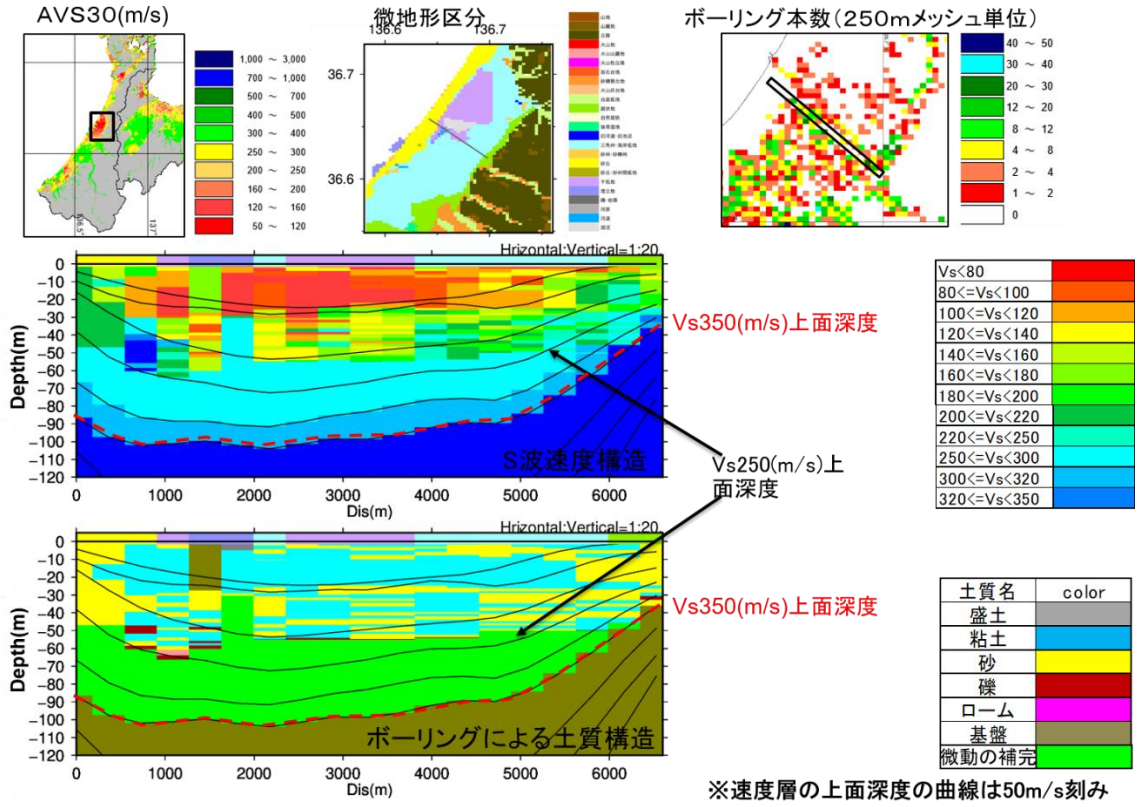


図 51　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図
（石川県：河北潟周辺）

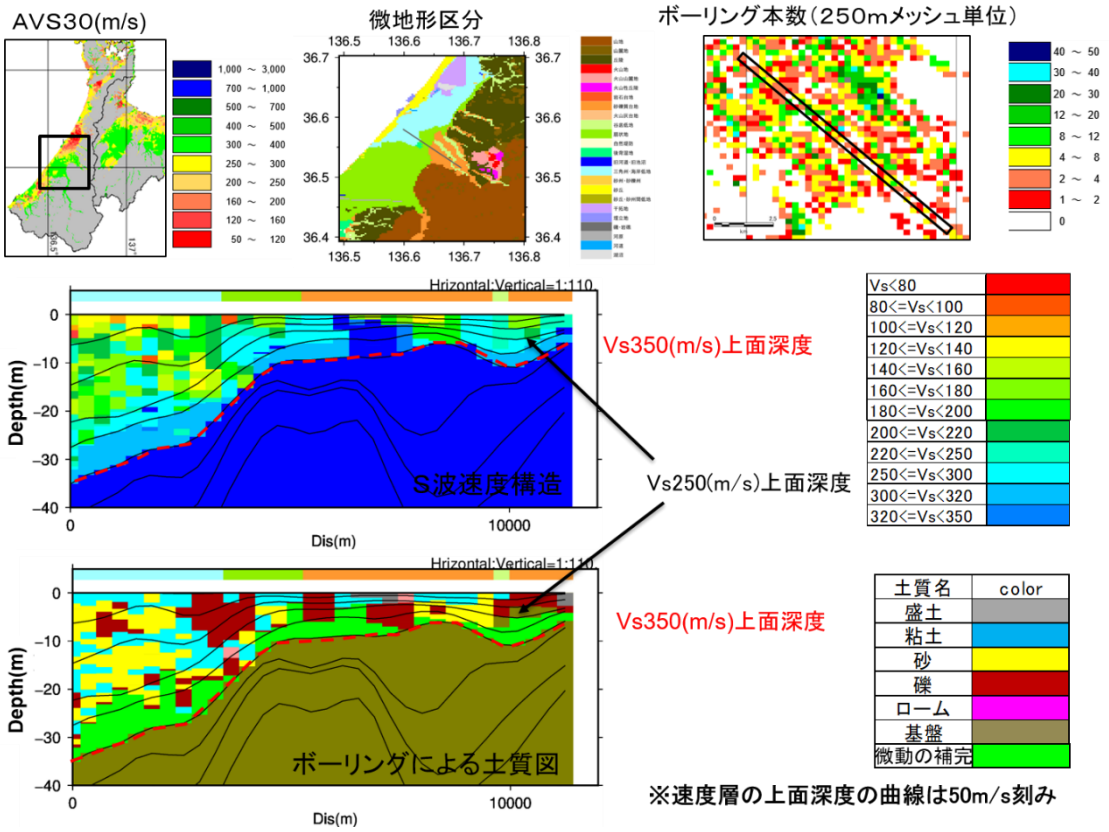


図 52　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図
（石川県：金沢市中心部）

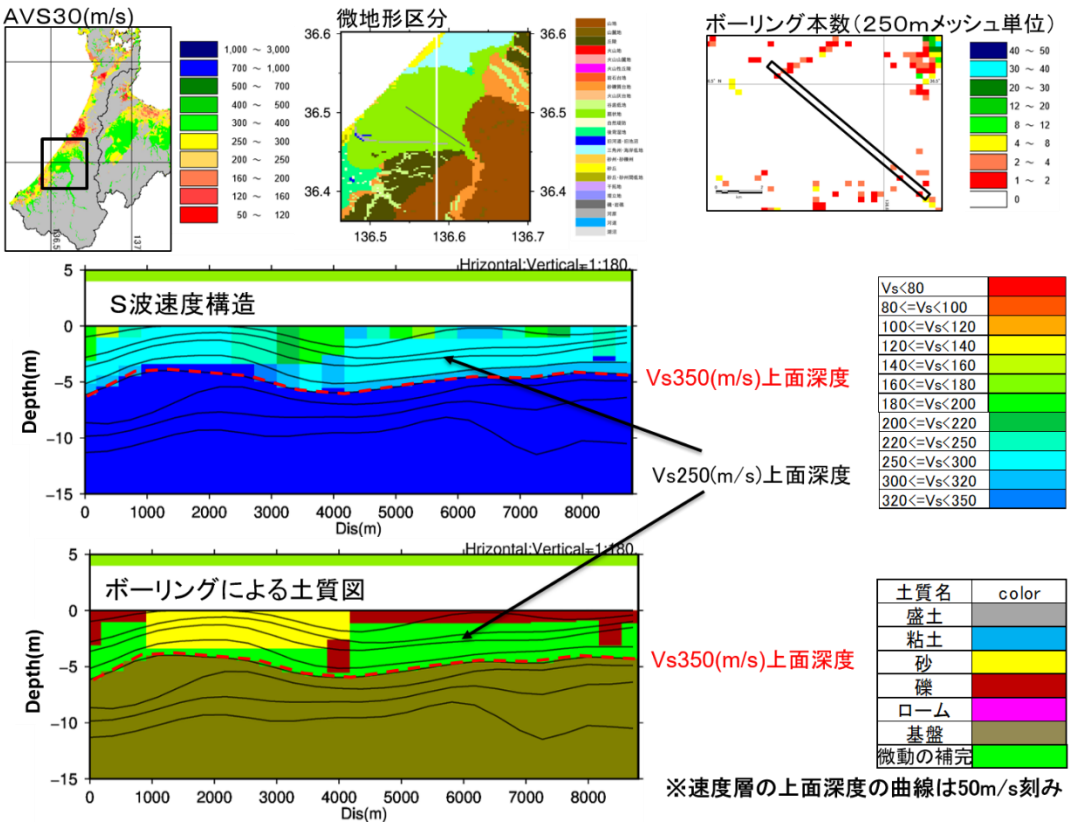


図 53　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図
（石川県：手取川扇状地）

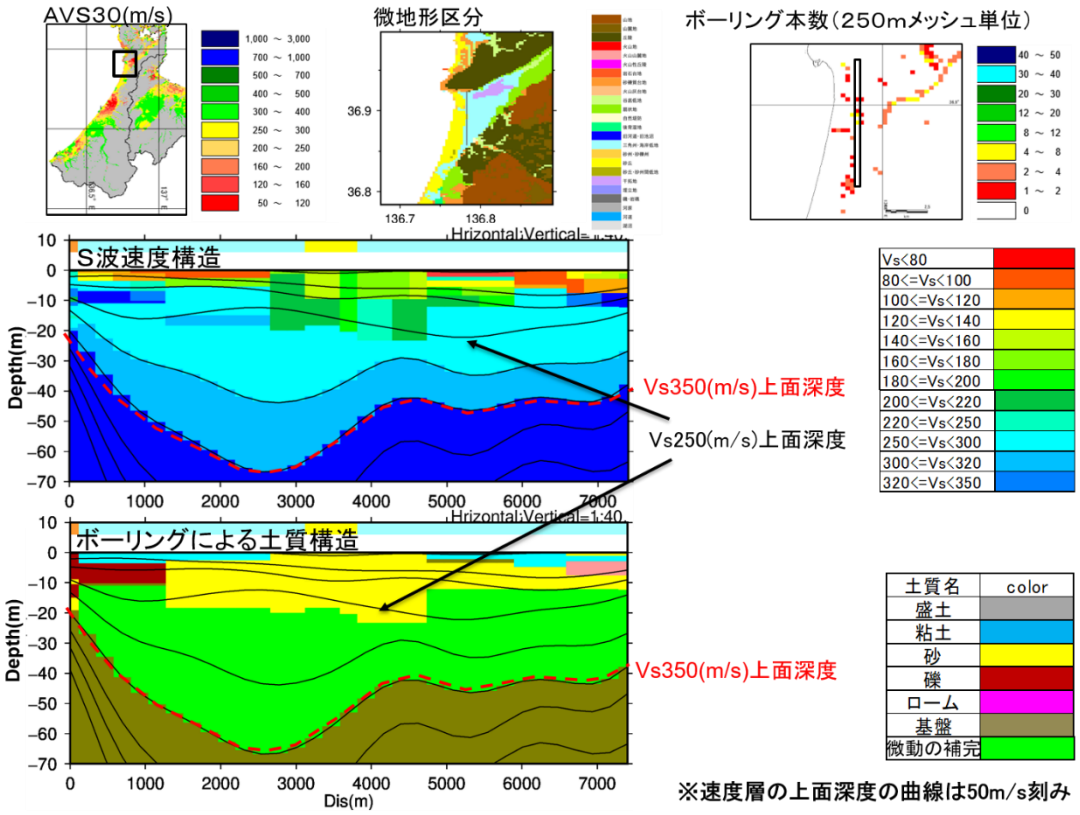


図 54　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図
（石川県：羽咋市周辺）

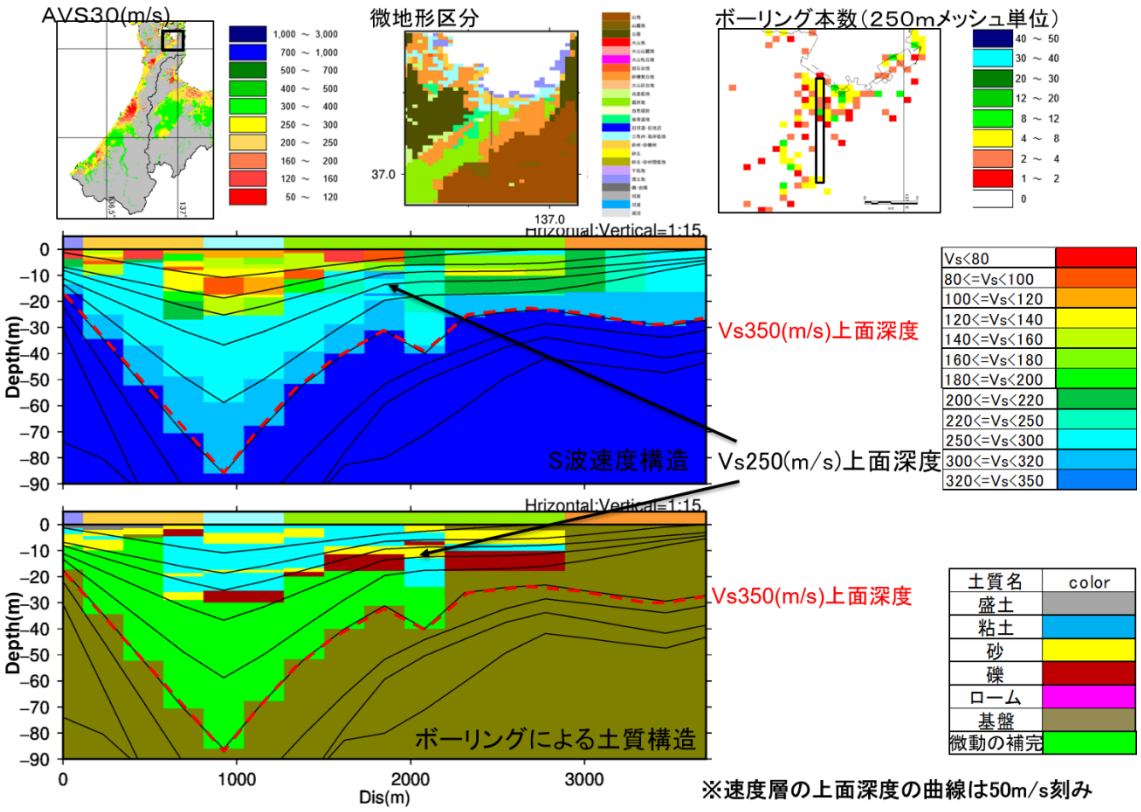


図 55　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図
（石川県：七尾市周辺）

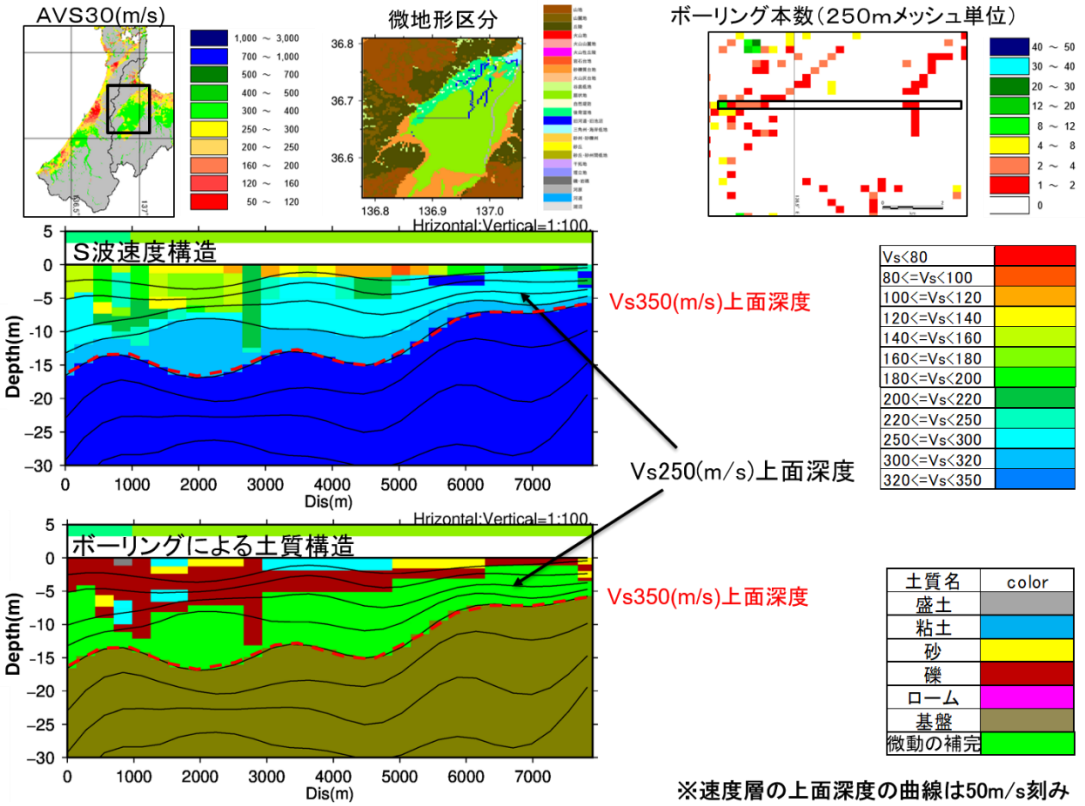


図 56　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図
（富山県：砺波市周辺）

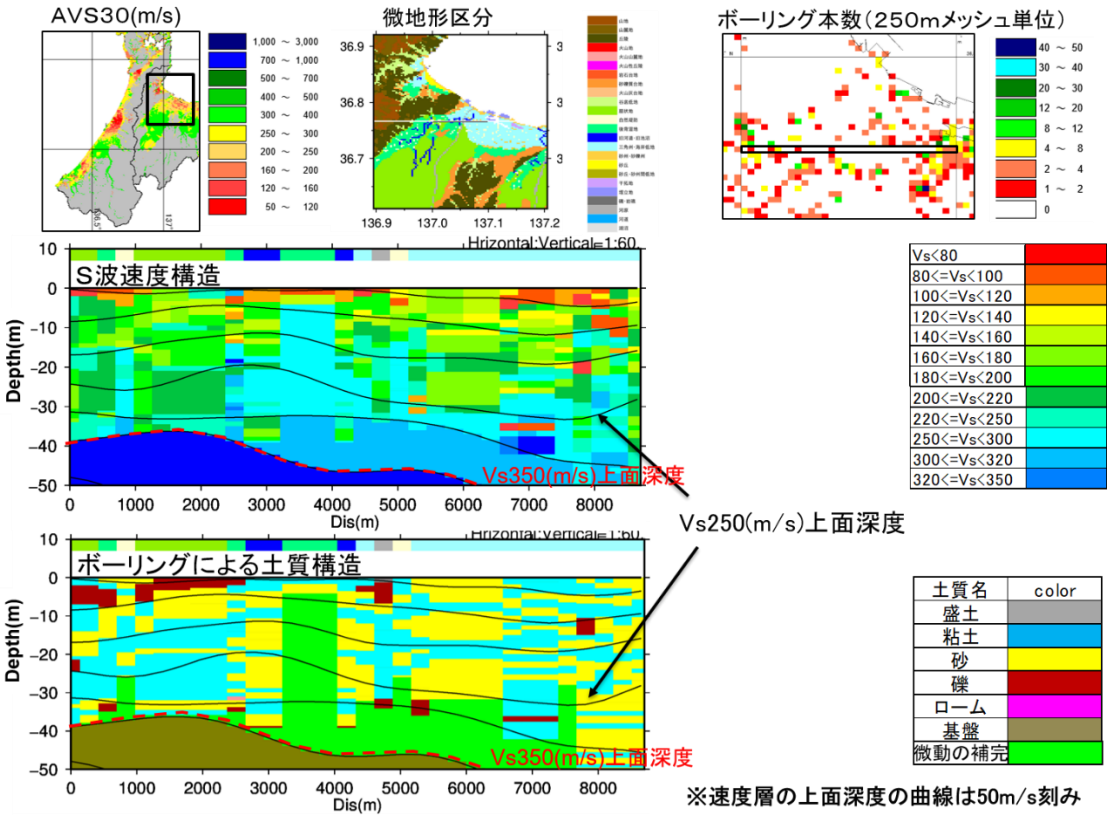


図 57　作成した浅部地盤構造モデルの土質および S 波速度構造断面図
（富山県：高岡・射水市周辺）

なお、微地形区分１～６の山地系微地形区分は、図 58 に示すように、シームレス地質図に対応する K-NET、KiK-net 観測地点の PS 検層を用いた。地質図の凡例毎に PS 検層結果を平均処理することで S 波速度構造を作成した。図 59 に K-NET、KiK-net のボーリングデータと各々のカテゴリーの AVS30 を示す。低地と山地との接続方法については、小アレイで設定した工学的基盤相当層の Vs350 上面深度を基準として、Vs350 より高速度の層で層厚が 0m でない層を浅部地盤の基底面（工学的基盤上面）とした。模式図を図 60 に示す。

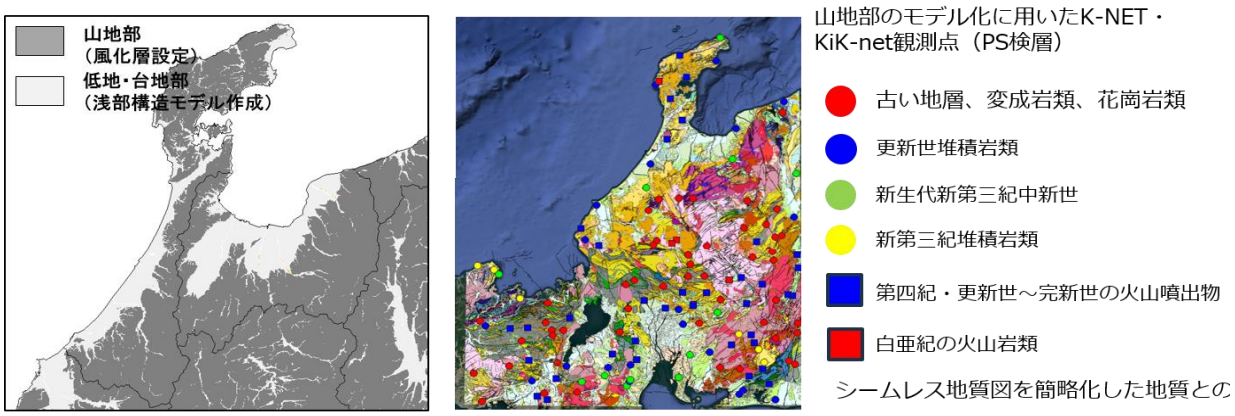
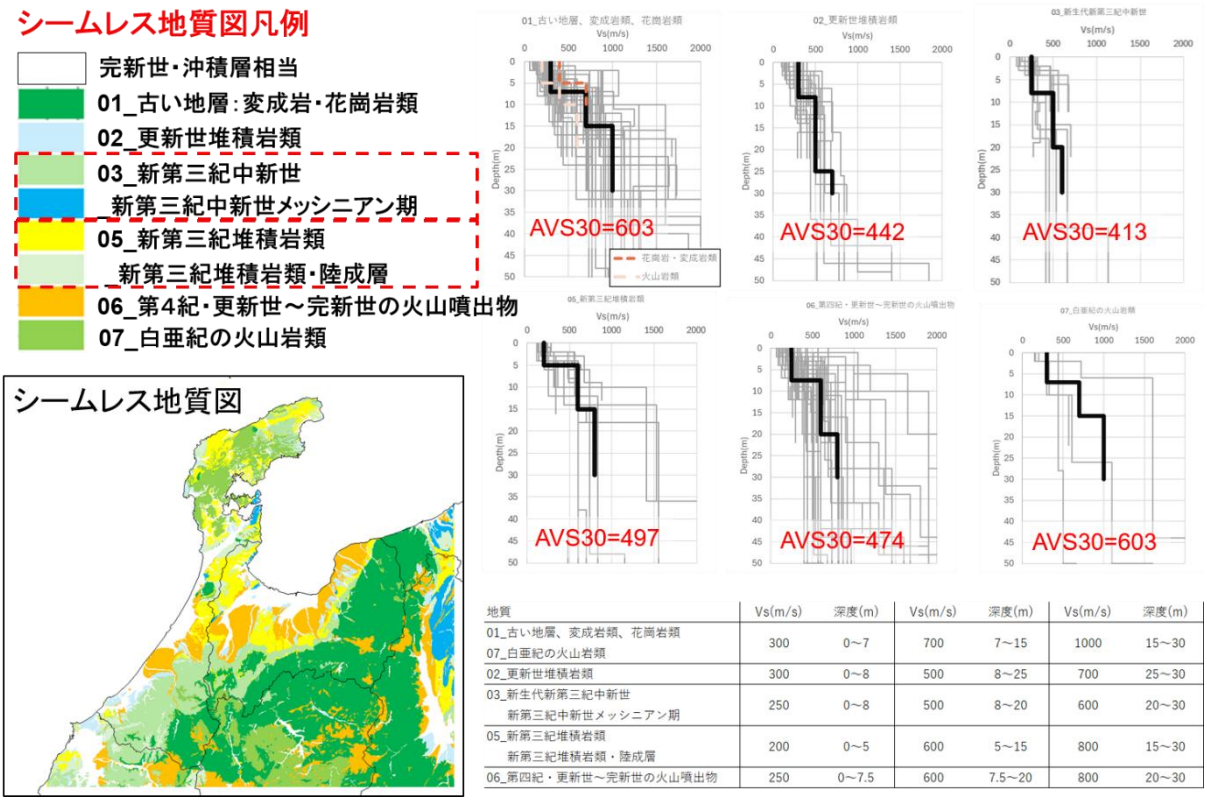


図 58　山地部の浅部地盤モデルの設定（使用する PS 検層の選択地点）



地質	Vs(m/s)	深度(m)	Vs(m/s)	深度(m)	Vs(m/s)	深度(m)
01_古い地層、変成岩類、花崗岩類 07_白亜紀の火山岩類	300	0～7	700	7～15	1000	15～30
02_更新世堆積岩類	300	0～8	500	8～25	700	25～30
03_新生代新第三紀中新世 新第三紀中新世メッシニアン期	250	0～8	500	8～20	600	20～30
05_新第三紀堆積岩類 新第三紀堆積岩類・陸成層	200	0～5	600	5～15	800	15～30
06_第四紀・更新世～完新世の火山噴出物	250	0～7.5	600	7.5～20	800	20～30

図 59　山地部の浅部地盤構造モデルの設定（AVS30）

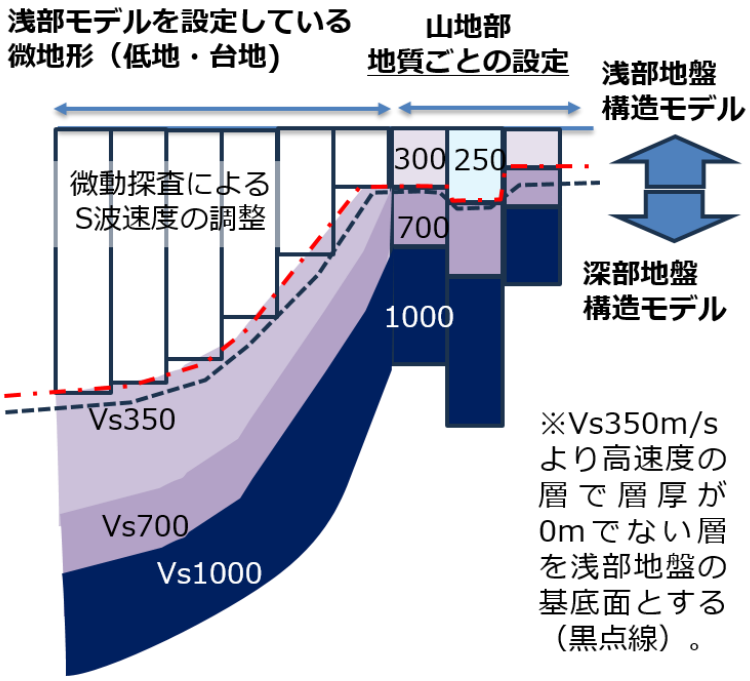


図 60　浅部地盤構造モデルの模式図（低地・台地と山地の境界の接続）

図 61 に最終的に作成された浅部・深部統合地盤構造モデル（SD モデル）の AVS30（左）と既往の J-SHIS（微地形区分）による AVS30（中）およびその比を取った図（右）をそれぞれ示す。J-SHIS の結果と比べると、大まかな特徴として、手取川扇状地および庄川扇状地では AVS30 は SD モデルの方が大きく、河北潟周辺は SD モデルの方が小さい。砂丘は総じて AVS30 が大きい。氷見の内陸部や邑知潟北東部では、AVS30 が小さいことが分かる。また、山地は全体的に小さく設定されていることが分かる。PS 検層の表層の風化部や表土の影響が考えられる。参考までに、図 62 には SD モデルの工学的基盤の速度構造を考慮($AVS30_{EB}$)した最大速度増幅率（藤本・翠川(2006)）を示す。

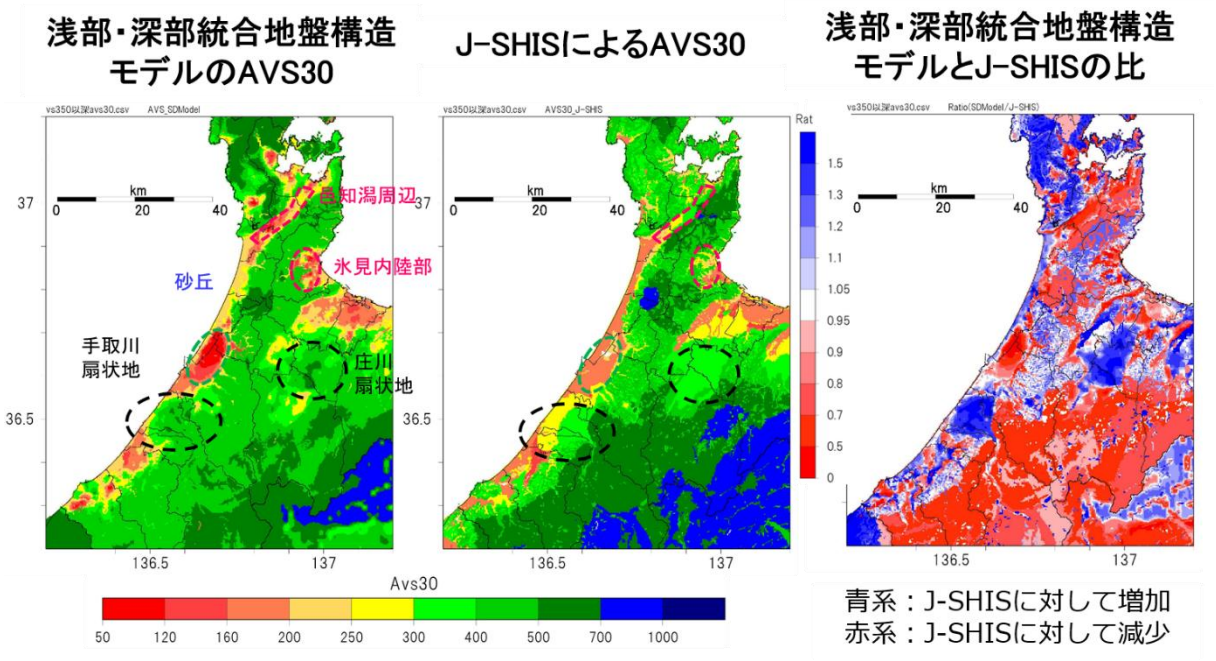


図 61　浅部・深部統合地盤構造モデル（SD モデル）による AVS30 の結果の比較
（左：SD モデルの AVS30、中：J-SHIS の AVS30、右：SD モデル／J-SHIS）

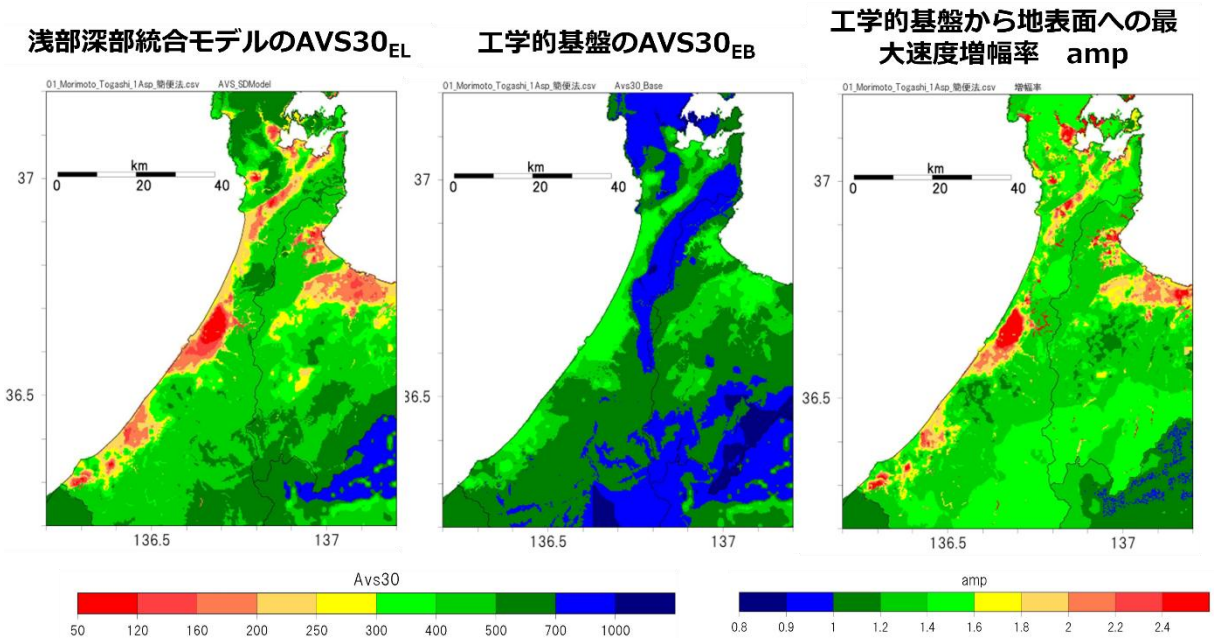


図 62　SD モデルの地表からの $AVS30_{EL}$（左）と工学的基盤を地表とした $AVS30_{EB}$（中）および $AVS30_{EB}$ を考慮して $AVS30_{EL}$ で計算した最大速度増幅率（右）

4）浅部地盤構造モデルの精度検証

モデルの精度の検証方法の１つとして、図 63 に示す指標に基づき、観測位相速度と作成した地盤モデルによる理論位相速度の合致度を評価した。

残差の計算結果については、右図の S 波速度構造に示す。合致度について目視による評価を行うと、概ね残差 0.3 未満の地点が観測位相速度と調和的であったため、0.3 未満を数えると全体の 90%近くを占めることが分かった。拡大した金沢市周辺、羽咋市周辺、七尾市周辺、高岡・射水市周辺の観測および作成した浅部地盤構造モデルの理論位相速度の比較図を図 64～図 67 にそれぞれ示す。残差が 0.3 以上の大きい（合致度が悪い）地点は、山地との境界周辺に多く分布しており、浅部地盤構造が 250 m メッシュ内で急変する地点であると考えられる。このような場所（例えば図 64 の R5KA00020 地点）においては 250 m メッシュの解像度では精度を上げることが難しく、精度を向上させるには、より稠密な観測および、より詳細なメッシュサイズでモデル化を行う必要がある。

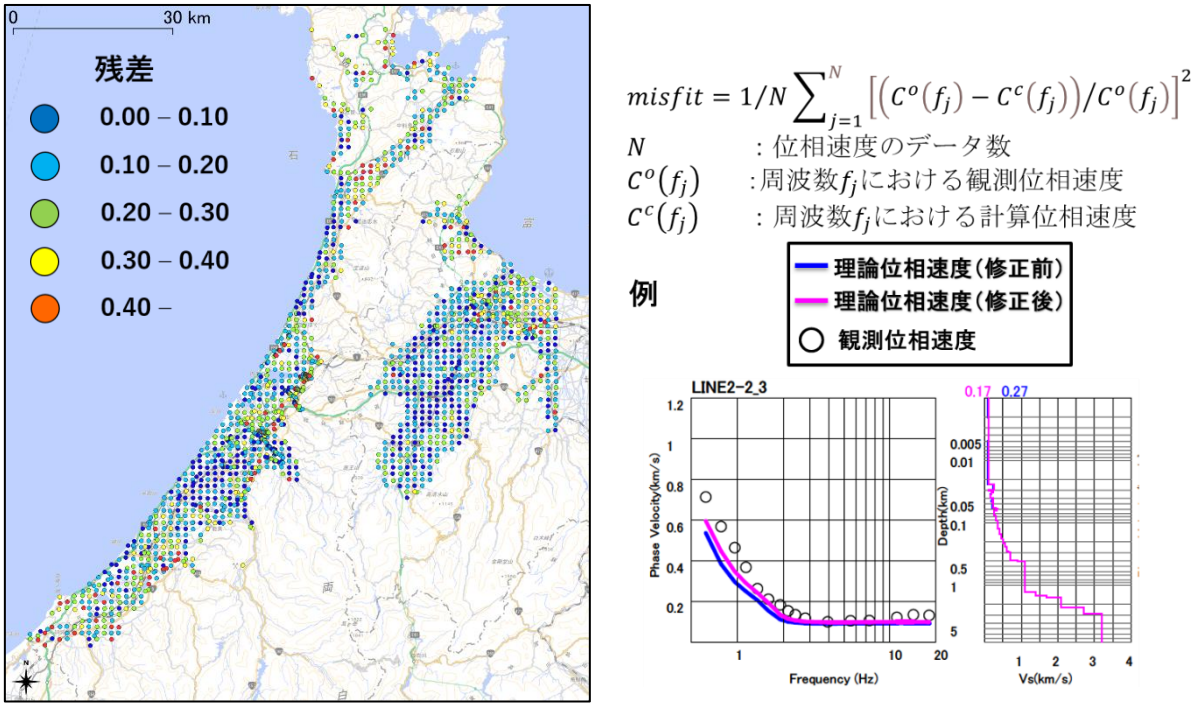


図 63　小アレイ探査に基づくモデルの検証方法・例（右）と結果（左）

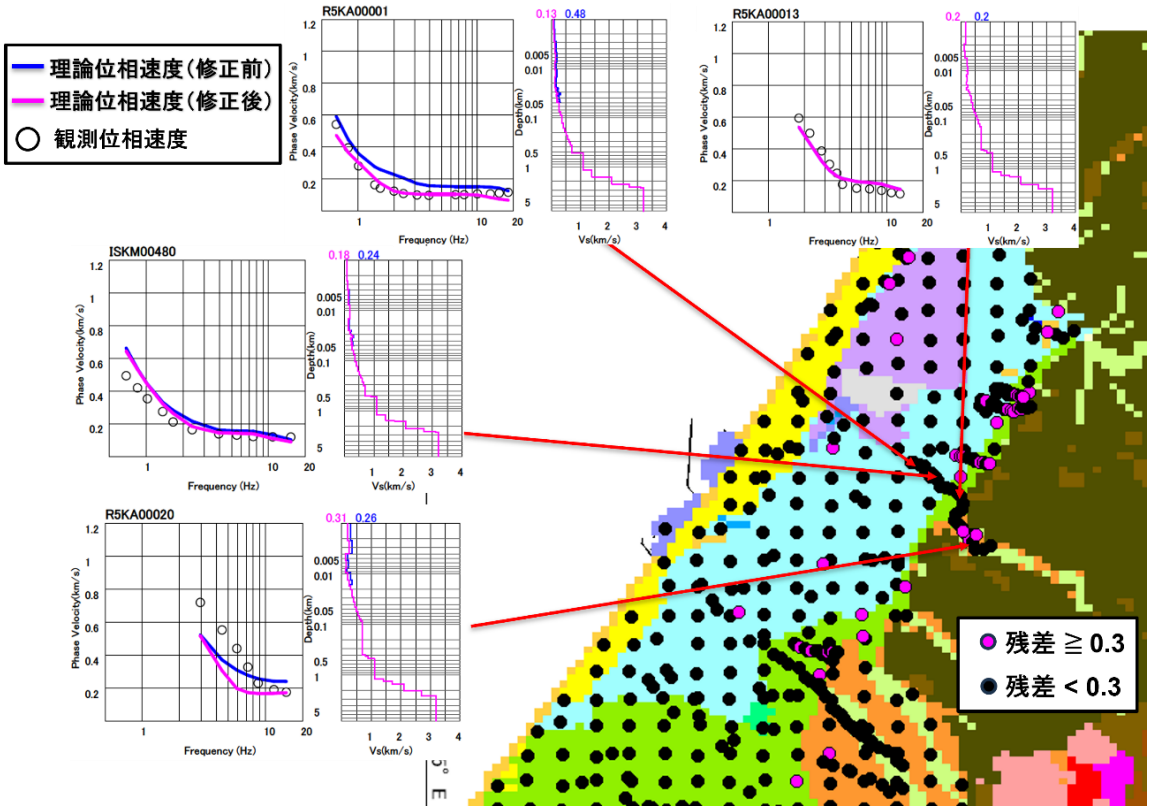


図 64　観測位相速度とモデルの理論位相速度（修正前・修正後）の比較
（金沢市周辺）

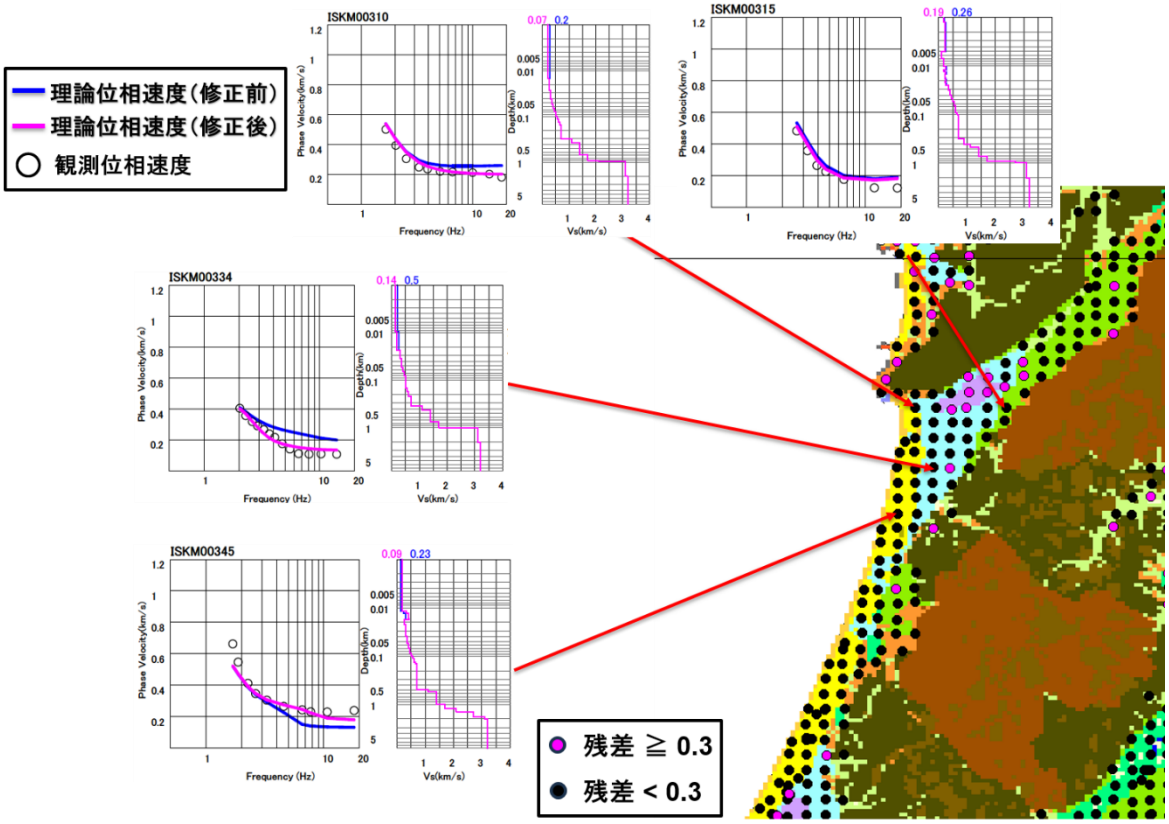


図 65　観測位相速度とモデルの理論位相速度（修正前・修正後）の比較
（羽咋市周辺）

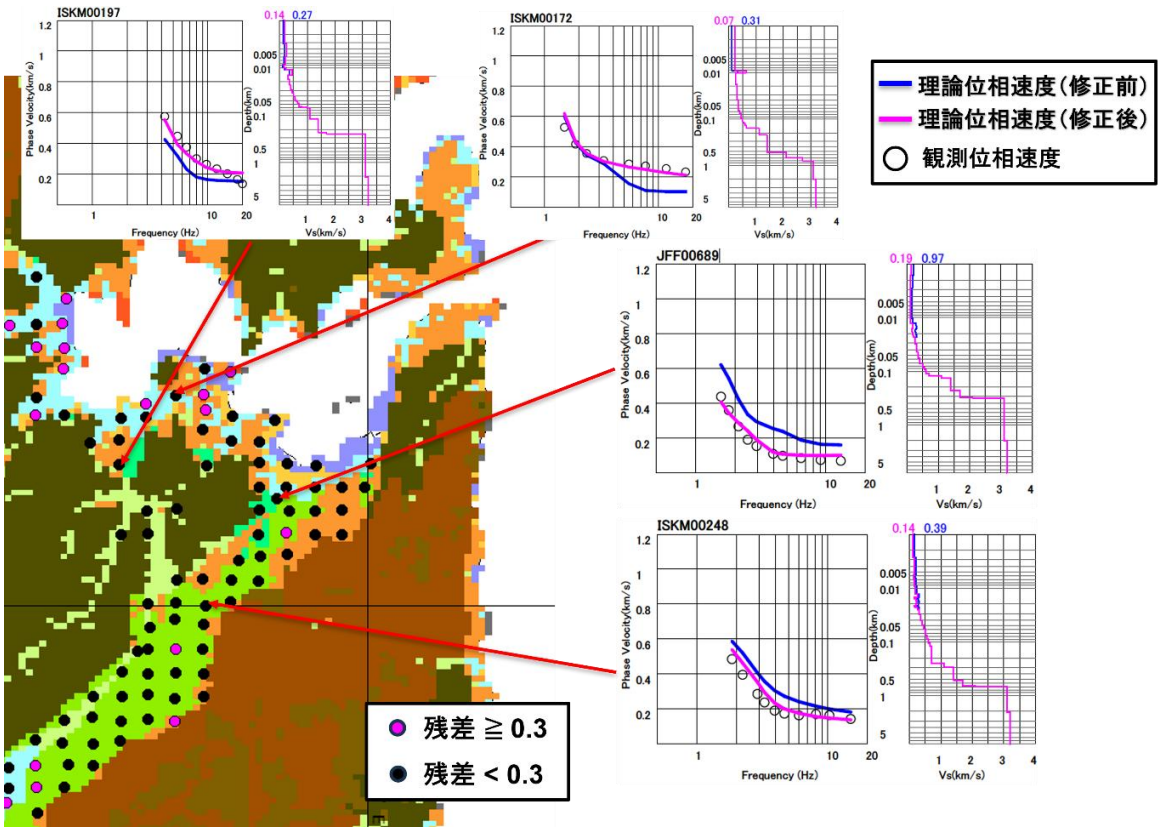


図 66　観測位相速度とモデルの理論位相速度（修正前・修正後）の比較
（七尾市周辺）

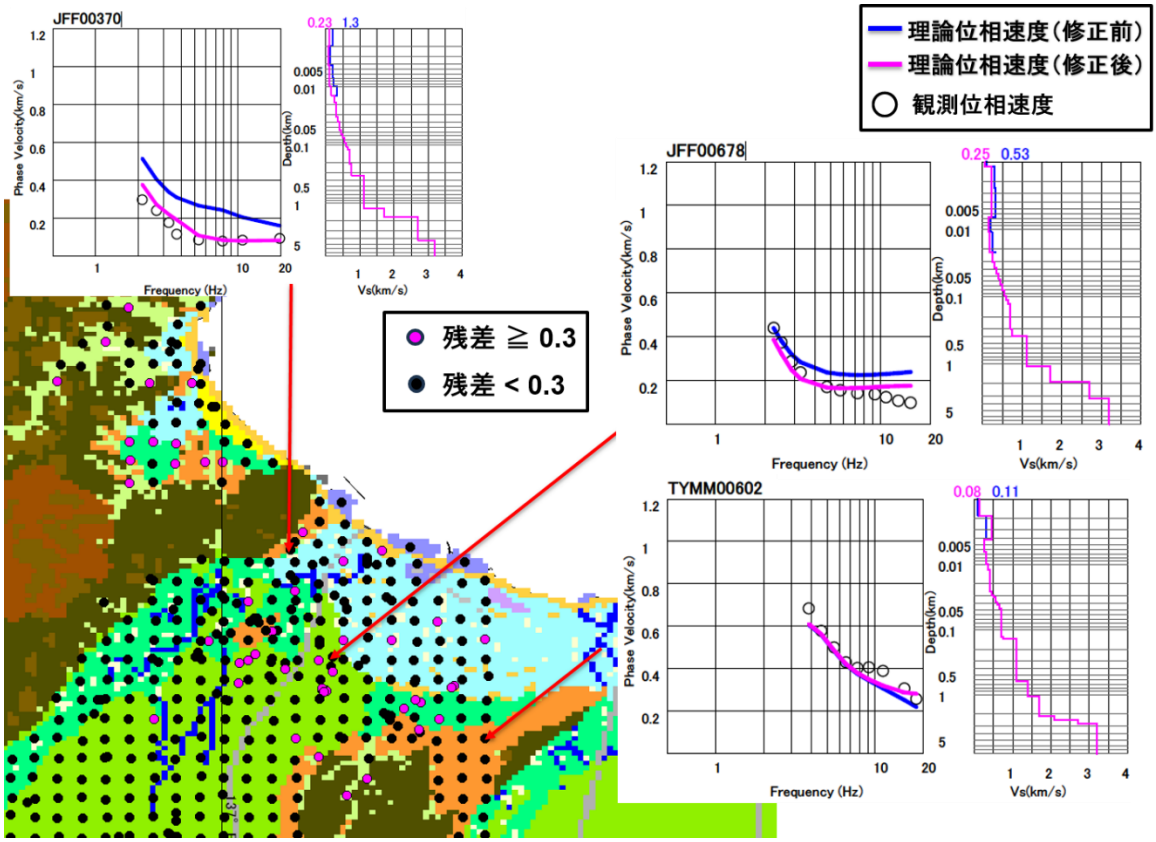


図 67　観測位相速度とモデルの理論位相速度（修正前・修正後）の比較
（高岡市・射水市周辺）

(d) 結論ならびに今後の課題

森本・富樫断層帯における強震動評価を実施するために、震度５強以上が想定される、当該断層帯を中心とした石川県中南部・富山県西部を中心とした地域において、約 2000 地点の小アレイ探査と解析を実施した。また、ボーリングデータ等の既往の地質情報を可能な限り収集・整理し、サブテーマ３．２と協働で浅部・深部統合地盤構造モデル構築を行った。本検討によって作成された浅部地盤構造モデルは、小アレイ探査の位相速度および H/V スペクトル比等の結果と調和的であり、これまでの地盤モデルと比べてより最適な浅部地盤構造モデルが構築出来たものと考える。また、森本・富樫断層帯の近傍において、測線として稠密に展開した小アレイ探査によって得られるＳ波速度構造断面より、より詳細な断層位置や地質構造を推定することができた。

主として浅部地盤の影響の評価方法として、微地形区分などと AVS30、AVS30 と増幅率との経験的関係式より、微地形区分に基づく浅部地盤の地震動増幅率と、今回構築した浅部地盤Ｓ波速度構造に基づく地震動増幅率は、金沢市平野部北部の河北潟周辺等では後者がより大きくなった一方、手取川下流部の扇状地においては、後者が小さくなった。現地での多数の微動探査やボーリング資料の活用により構築された浅部地盤構造モデルの有効性が示された。サブテーマ３．２においては、強震観測点サイトにおける浅部・深部地盤構造モデルの地震基盤より上の理論増幅率と、観測から得られているサイト増幅特性の比較を行い、構築された浅部・深部統合地盤構造モデルのパフォーマンスチェックを行っている。

一方で、作成された 250 m メッシュ浅部地盤構造モデルには、微動観測結果の位相速度と比較して乖離が大きい（精度が十分でない）メッシュも存在する。そのような場所の多くは、メッシュ内で地盤構造が大きく変化するような地形の変化点（不整形地盤等）であることが分かった。今後において、そのような場所でモデルの精度を向上させるためには、より稠密な観測を行い、より詳細なメッシュサイズ（例えば 50m メッシュ）での検討を行う必要がある。

(e) 引用文献

Ballard, R. F. and Jr., Determination of soil shear moduli at depth by in situ vibratory techniques, U. S. Army Waterways Experiment Station, 1964.

Cho, I., S. Senna, and H. Fujiwara, Miniature array analysis of microtremors, Geophysics, 78, KS13-KS23, 2013.

Cho, I., S. Senna, A. Wakai, K. Jin, and H. Fujiwara, Basic performance of a spatial autocorrelation method for determining phase velocities of Rayleigh waves from microtremors, with special reference to the zero-crossing method for quick surveys with mobile seismic arrays, Geophys. J. Int., 226, 1676-1694, 2021.

Cho, I., and T.Iwata, A Bayesian approach to microtremor array methods for estimating shallow *S* wave velocity structures: identifying structural singularities, J. geophys. Res., 124, 527-553, 2019.

Cho, I., T.Tada, Y.Shinozaki, A generic formulation for microtremor exploration

methods using three-component records from a circular array, Geophys. J. Int., 165, 236-258, 2006.
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，第６巻，第１号，2006.
紺野克昭・片岡俊一，レイリー波の位相速度から地盤の平均S波速度を直接推定する方法の提案，土木学会論文集，647，415-423，2000.
Satoh, T., C. J. Poran, K. Yamagata, and J. A. Rodriguez, Soil profiling by spectral analysis of surface waves, Proc. 2nd International Confer-ence on Recent Advances in Geotechnical Earth-quake Engineering and Soil Dynamics, vol. 2, 1429-1434, 1991.
先名重樹・藤原広行・前田宜浩・森川信之・岩城麻子・河合伸一・谷田貝淳・佐藤将・鈴木晴彦・稲垣賢亮・松山尚典 ： 強震動評価のための浅部・深部統合地盤構造モデルの構築，防災科学技術研究所研究資料 第498号，2023.

３．３．２　深部地盤構造モデルの構築と強震動予測

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　深部地盤構造モデルの構築と強震動予測

(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	浅野　公之
国立大学法人京都大学防災研究所	名誉教授	岩田　知孝
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	関口　春子
国立大学法人京都大学防災研究所附属地震災害研究センター	准教授	長嶋　史明
国立大学法人京都大学防災研究所附属地震災害研究センター	教授	松島　信一
国立研究開発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	吉見　雅行
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	研究員	二宮　啓
公立大学法人滋賀県立大学環境科学部	教授	大堀　道広
国立大学法人京都大学防災研究所	オフィスアシスタント	岩村　虹希
国立大学法人京都大学防災研究所	オフィスアシスタント	宮本　英

(c) 業務の目的

森本・富樫断層帯の強震動評価の高度化には、震源断層モデルに加えて、地盤構造の正確な把握が必要となる。強震動予測に必要な深部地盤構造モデル構築に資する調査を実施するとともに、各サブテーマで実施された構造調査に関係するデータも集約して、浅部・深部統合地盤構造モデルを構築する。他のサブテーマも含む研究グループ全体で得られた知見をもとに震源断層モデルを設定し、強震動予測を行うことで、地震ハザードに関する知見を得ることを目的とする。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

1) 令和４年度：

対象地域の地盤構造モデルと構築に用いられた既往研究情報・資料等を情報収集整理し、地盤構造モデル高度化に資するための盆地基盤面深度程度までを探査対象範囲として、微動アレイ調査観測等の計画立案と観測を実施した。堆積平野での地震動特性把握のための臨時地震観測点（11 点）を設置した。対象地域の各機関の地震記録の収集を行い、地震動増幅特性評価を行った。

2）令和５年度：

令和４年度に引き続き、地盤構造モデル高度化に資するための盆地基盤面深度程度までを探査対象範囲として、微動アレイ調査観測等の計画立案と観測を実施した。堆積平野での地震動特性把握のため令和４年度に設置した臨時地震観測点（11 点）を維持した。対象地域の各機関の地震記録の収集を継続し、地震動増幅特性評価を継続した。浅部地盤に関する動的特性に関する資料の情報収集を行い、加賀平野等で情報が不足している地域での浅部ボーリング調査と動的試験を実施した。

3）令和６年度：

令和４年度に設置した臨時地震観測点（11 点）での観測を継続し、年度末に撤収を行った。本調査観測で実施した各種探査結果を活用し、当該地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを構築した。本調査観測の研究グループで協働して策定する震源断層モデルに基づき、強震動予測を実施した。

(2) 令和６年度の成果

(a) 業務の要約

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われることが想定される石川県や富山県西部を主な対象として、深部地盤構造モデル高度化のための観測や調査、資料収集等を継続した。令和４年度に金沢市及び白山市の計 11 地点において開始した、強震計を用いた臨時地震観測を継続し、令和７年３月に撤収した。既存の震度計や強震計で取得された地震波形記録を収集し、臨時地震観測点の記録とともに地震動増幅特性評価のための分析を行った。盆地基盤面深度程度までを目標探査対象とした微動アレイ観測を石川県河北郡津幡町、金沢市、能美市、富山県氷見市、高岡市の５地点で実施し、堆積層部分の S 波速度構造を推定した。本調査観測でこれまでに取得した各種の調査データをもとに、森本・富樫断層帯周辺地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを作成した。各サブテーマの調査結果を踏まえ、震源断層モデルと５ケースの地震シナリオを設定し、強震動予測を行い、地震シナリオの違いによる予測地震動分布の違いや地表での地震動計算手法による予測結果の違い等を整理した。

(b) 業務の成果

1）堆積平野での地震動特性把握のための臨時地震観測

a）臨時地震観測の概要

令和４年度に、加賀平野（金沢平野）における空間的に詳細な地震動特性の把握を目的に、金沢市内８地点及び白山市内３地点に強震計による臨時地震観測点を設置し、連続観測を開始した（図１及び表１）。このうち、富樫山地の新第三系に位置する MTSV10 及び河北潟南岸付近に位置する MTSV11 の２地点には速度型強震計、残りの９地点には加速度型強震計を設置している。これらの臨時地震観測を継続し、観測点の保守作業や観測データの回収を定期的に実施した。本年度は本調査観測の最終年度であるため、令和７年３月に全ての観測機器を撤収し、原状復帰を行った。回収した連続波形記録は、対象地域で臨時微小地震観測や地殻速度構造の解析を実施しているサブテーマ２にも提供した。

加速度型強震計設置地点では、アカシ製ポータブル加速度計 SMAR-6A3P を使用した。

SMAR-6A3P に搭載されている地震計は、動コイル式過減衰型加速度計 JEP-6A3（約 1.1 V/G）、収録装置は白山工業製 DATAMARK LS-8800 である。収録装置の形式分解能 24 bit、倍率１倍、サンプリング周波数 100 Hz、デシメーションフィルタのカットオフ周波数 40 Hz と設定した。完全密封型鉛蓄電池（12 V）より収録装置へ電源を供給した。なお、JEP-6A3 センサーそのものは外部電源不要で動作する。時刻較正は GPS 信号によって１時間毎に実施した。地震計は工作用石膏やＬ字金具等によって、既存のコンクリート平面上に固定し、風雪雨対策として、ポリプロピレン製コンテナあるいはハウスステップで防護した。ポリプロピレン製フェンス等による安全対策を行い、「地震観測中」の表示を掲示した。

速度型強震計設置地点には、東京測振製サーボ型速度計 VSE-355G3 を設置した。微動から強震動（最大２m/s）まで測定可能な広帯域速度計であり、測定周波数範囲は 0.008～70 Hz である。収録装置は白山工業製 DATAMARK LT-7700 を使用し、形式分解能 24 bit、倍率１倍、サンプリング周波数 100 Hz、デシメーションフィルタのカットオフ周波数 40 Hz と設定した。時刻較正は GPS 及び GLONASS 信号によって 30 分毎に実施した。地震計のベースプレートを強力粘着テープ等によって、既存のコンクリート平面上に固定した。地震計にはポリプロピレン製コンテナを被せ、地震計用電源装置、収録装置、ラインインタラクティブ方式無停電電源装置、端子台等をポリプロピレン製ツールストッカーに収納した。ポリプロピレン製フェンスによる安全対策を行い、「地震観測中」の表示を掲示した。

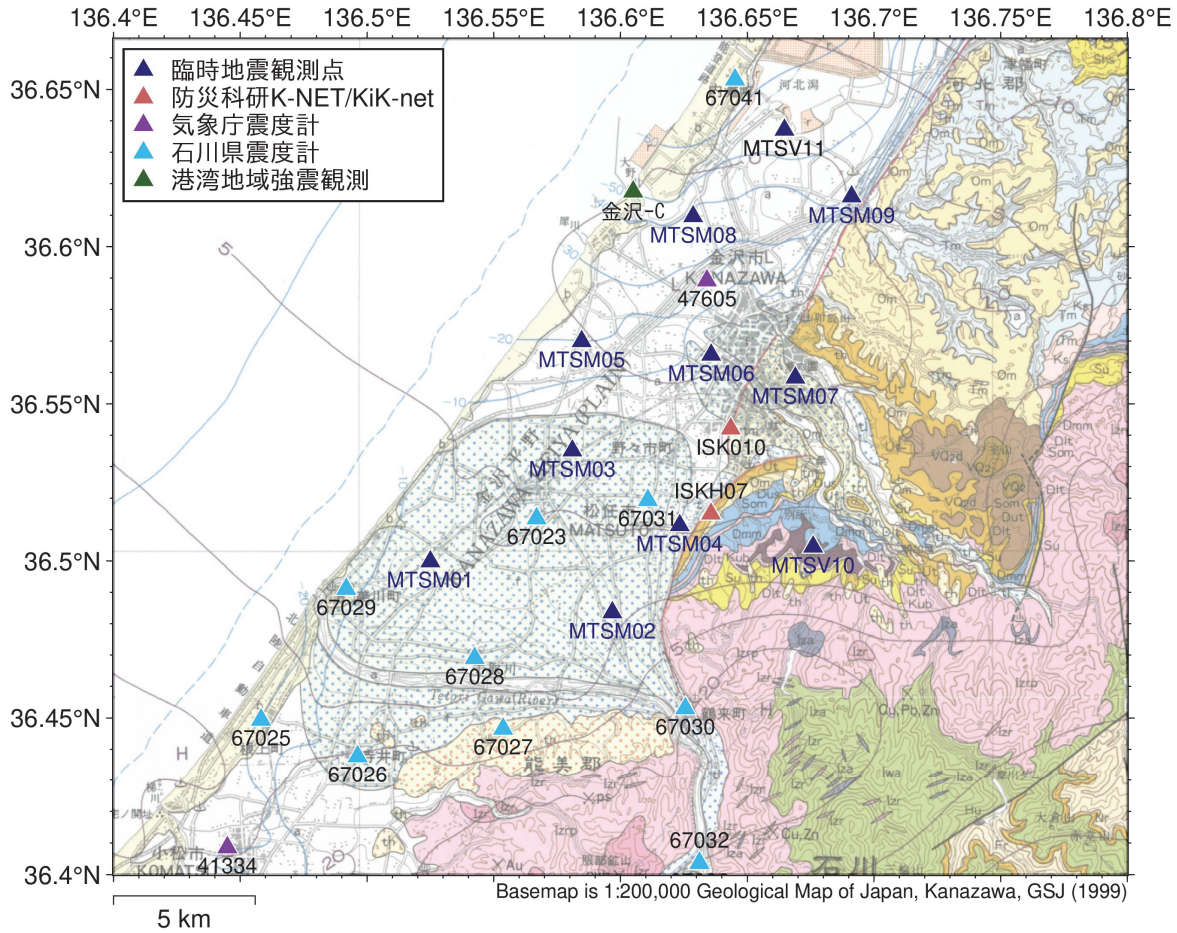


図１　森本・富樫断層帯周辺の震度・強震観測点及び本調査観測による臨時地震観測点。基図は 20 万分の１地質図幅「金沢」（鹿野・他，1999）。地質の凡例は出典を参照。

表１　臨時地震観測点一覧

観測点	緯度（北緯）	経度（東経）	標高（m）	地震計			収録装置		観測開始	設置場所	
				型式	方位	感度	型式	V/LSB		住所	施設名称
MTSM01	36.49983	136.52502	14	JEP-6A3	UP	0.112 V/ms^{-2}	LS-8800	6.2585×10^{-7}	2022/9/27 14:51	白山市笠間町 157 番地	白山市立笠間中学校
					N000E	0.115 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
					N090E	0.117 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
MTSM02	36.48363	136.59679	58	JEP-6A3	UP	0.113 V/ms^{-2}	LS-8800	6.2585×10^{-7}	2022/9/27 10:27	白山市日向町ロ 24 番地２	白山市立北辰中学校
					N000E	0.128 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
					N090E	0.121 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
MTSM03	36.53506	136.58102	18	JEP-6A3	UP	0.111 V/ms^{-2}	LS-8800	6.2585×10^{-7}	2022/9/13 10:38	白山市番匠町 468 番地１	白山市立光野中学校
					N000E	0.117 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
					N090E	0.119 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
MTSM04	36.51127	136.62339	35	JEP-6A3	UP	0.113 V/ms^{-2}	LS-8800	6.2585×10^{-7}	2022/9/14 10:43	金沢市額乙丸町イ１番地	金沢市立額中学校
					N004E	0.116 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
					N094E	0.119 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
MTSM05	36.56987	136.58471	4	JEP-6A3	UP	0.113 V/ms^{-2}	LS-8800	6.2585×10^{-7}	2022/9/13 15:18	金沢市みどり２丁目３番地	金沢市立緑中学校
					N005E	0.115 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
					N095E	0.119 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
MTSM06	36.56556	136.63580	12	JEP-6A3	UP	0.113 V/ms^{-2}	LS-8800	6.2585×10^{-7}	2022/9/15 15:21	金沢市新神田１丁目 10 番１号	金沢市立高岡中学校
					N118E	0.116 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
					N208E	0.115 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
MTSM07	36.55827	136.66896	55	JEP-6A3	UP	0.108 V/ms^{-2}	LS-8800	6.2585×10^{-7}	2022/9/28 11:08	金沢市飛梅町３番 30 号	金沢市立紫錦台中学校
					N000E	0.112 V/ms^{-2} 2023/9/28- 0.116 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
					N090E	0.112 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
MTSM08	36.60957	136.62871	2	JEP-6A3	UP	0.107 V/ms^{-2}	LS-8800	6.2585×10^{-7}	2022/9/15 10:03	金沢市近岡町 217 番地	金沢市立港中学校
					N000E	0.113 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
					N090E	0.113 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
MTSM09	36.61587	136.69116	5	JEP-6A3	UP	0.109 V/ms^{-2}	LS-8800	6.2585×10^{-7}	2022/9/14 15:13	金沢市弥勒町ヨ 22 番地	金沢市立森本中学校
					N000E	0.112 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
					N090E	0.112 V/ms^{-2}		6.2585×10^{-7}			
MTSV10	36.50454	136.67598	219	VSE-355G3	N270E	10.0 V/ms^{-1}	LT-7700	2.49612×10^{-6}	2022/9/28 16:11	金沢市別所町ヰ 18 番地	金沢市立内川小中学校
					N000E	10.0 V/ms^{-1}		2.49612×10^{-6}			
					UP	10.0 V/ms^{-1}		2.49612×10^{-6}			
MTSV11	36.63711	136.66467	3	VSE-355G3	N000E	10.0 V/ms^{-1}	LT-7700	2.49612×10^{-6}	2022/9/29 11:47	金沢市東蚊爪町２丁目５番	石川県消防学校
					N090E	10.0 V/ms^{-1}		2.49612×10^{-6}			
					UP	10.0 V/ms^{-1}		2.49612×10^{-6}			

令和６年６月、８月、11 月に、観測波形データを記録した SDHC カードや鉛蓄電池の交換などの観測点保守作業を実施した。表２に観測点保守作業時に確認された主な欠測や機器異常等について整理した。令和４年度に購入した鉛蓄電池の劣化が進行したため、令和６年８月の保守作業時より、各観測点に設置する鉛蓄電池の個数を増やすなどの対応を行った。令和７年３月 10～13 日の撤収時には、地震計の設置方位や水平器の状況について再確認を行い、観測状況に問題がないことを確認した上で、すべての観測機器を撤去した。豪雪期の現地作業を回避するため、観測機器撤収日程を令和７年３月 10～13 日としたため、最終の観測点保守作業以降に現地の鉛蓄電池が消耗した観測点では、順次、観測が終了していた（表２）。撤収直前まで稼働していた臨時地震観測点は５地点（MTSM01、MTSM02、MTSM03、MTSV10、MTSV11）であった。

表２　臨時地震観測における欠測、機器異常及び対処内容

観測点	期間	異常の内容及び対処
MTSM01	2024/04/11 16:00-2024/04/11 16:08	原因不明の機器再起動による欠測
	2024/05/29 06:27-2024/06/06 13:14	バッテリ電圧低下のため欠測
	2024/08/19 08:01-2024/08/21 13:09	バッテリ電圧低下のため欠測
	2024/11/19 10:20-2024/11/21 09:17	バッテリ電圧低下のため欠測
	2025/03/10 09:12	観測終了
MTSM02	2024/08/20 10:34-2024/08/21 10:46	バッテリ電圧低下のため欠測
	2025/03/10 10:54	観測終了
MTSM03	2024/06/04 10:06-2024/06/06 14:42	バッテリ電圧低下のため欠測
	2025/03/10 14:45	観測終了
MTSM04	2024/06/01 21:15-2024/06/06 09:41	バッテリ電圧低下のため欠測
	2024/11/18 19:05-2024/11/19 09:16	バッテリ電圧低下のため欠測
	2025/02/11 03:32-2025/03/13 09:13	バッテリ電圧低下のため欠測
	2025/03/13 09:13	観測終了
MTSM05	2025/02/20 15:12-2025/03/10 13:19	バッテリ電圧低下のため欠測
	2025/03/10 13:19	観測終了
MTSM06	2024/06/03 06:18-2024/06/04 09:18	バッテリ電圧低下のため欠測
	2025/02/19 20:10-2025/03/12 09:10	バッテリ電圧低下のため欠測
	2025/03/12 09:10	観測終了
MTSM07	2024/05/25 20:20-2024/06/04 10:40	バッテリ電圧低下のため欠測
	2024/10/17 11:18-2024/10/17 11:32	原因不明の機器再起動による欠測
	2025/01/07 21:26-2025/03/12 10:28	バッテリ電圧低下のため欠測
	2025/03/12 10:28	観測終了
MTSM08	2024/05/29 21:20-2024/06/05 10:44	バッテリ電圧低下のため欠測
	2024/08/17 18:31-2024/08/22 10:49	バッテリ電圧低下のため欠測
	2025/02/24 18:27-2025/03/11 09:14	バッテリ電圧低下のため欠測
	2025/03/11 09:14	観測終了
MTSM09	2024/05/29 07:35-2024/06/05 13:19	バッテリ電圧低下のため欠測
	2024/08/21 05:22-2024/08/22 14:14	バッテリ電圧低下のため欠測
	2025/02/27 08:08-2025/03/11 13:20	バッテリ電圧低下のため欠測
	2025/03/11 13:20	観測終了
MTSV10	2025/03/12 13:36	観測終了
MTSV11	2025/03/11 09:59	観測終了

b）臨時地震観測で得られた記録例

臨時地震観測では、活発な地震活動が継続している石川県能登地方や能登半島沖を震源とする地震が多数観測された。このうち、2024 年 11 月 26 日 22 時 47 分に能登半島西方の羽咋沖西断層で発生した地震（M_{JMA} 6.6、深さ 7 km）の震度分布を図２に、観測波形を図３に示す。比較のため、かほく市から小松市にかけての加賀平野周辺において、国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網（NIED, 2019）、気象庁計測震度計、石川県震度情報ネットワークシステムから収集した観測波形も併せてプロットした。ただし、加速度計の記録は時間領域で積分し、速度波形としたものを示した。この地震で観測された最大震度は５弱（志賀町香能、輪島市門前町走出）であり、金沢市内に位置する気象庁震度観測点 47605（金沢市西念、金沢地方気象台）で観測された計測震度は 3.4（震度３）であった。臨時地震観測点で観測された波形から計算した計測震度相当値は 2.5～4.0（震度３～４）の範囲に分布し、金沢市西念の震度よりも大きな地点が半数を超えた（６地点）。図３に示す速度波形（0.05～20 Hz）では、令和４～５年度に記録されたさまざまな地震と同様、河北潟周辺から金沢港周辺にかけての MTSM08 や MTSV11 で、直達Ｓ波よりも振幅の大きな後続動が長時間継続している顕著な特徴がみられた。

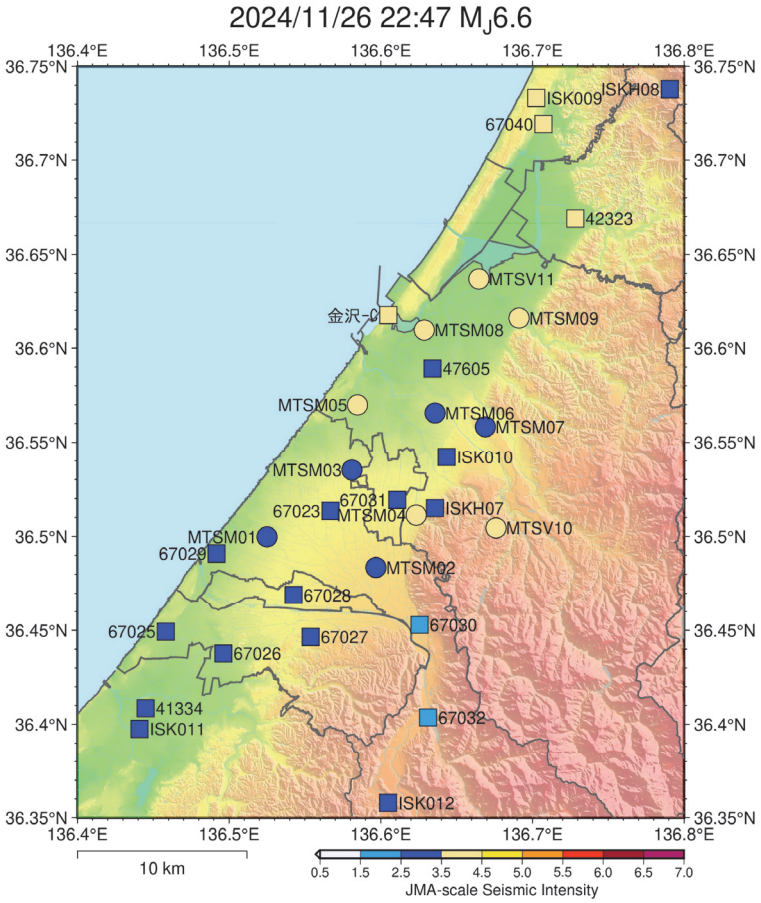


図２　2024 年 11 月 26 日 22 時 47 分に発生した地震（M_{JMA} 6.6）の臨時地震観測点を含む震度分布。丸印が臨時地震観測点、四角印が既設の震度・強震観測点を表す。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。

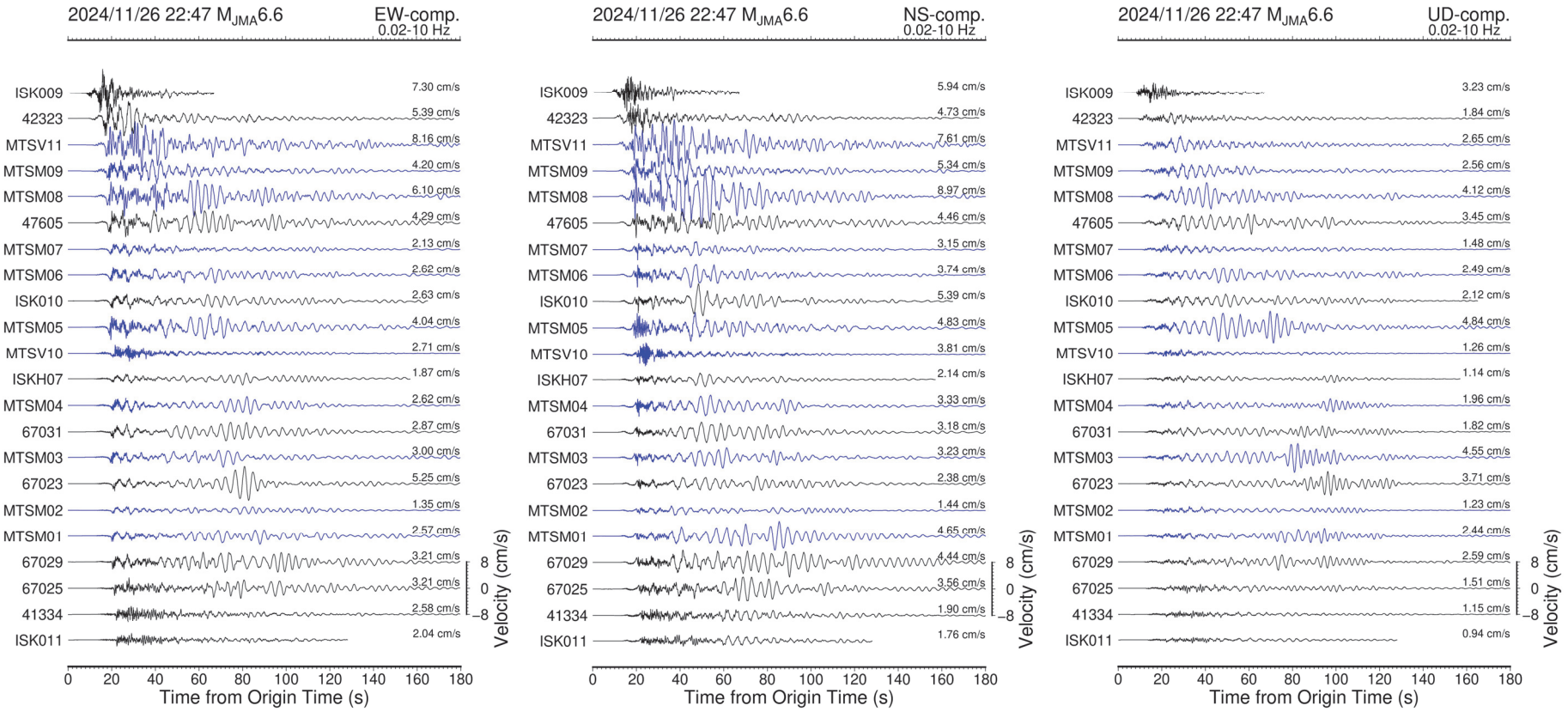


図３　2024 年 11 月 26 日 22 時 47 分に発生した地震（M_{JMA} 6.6）の観測波形。青色が臨時地震観測点、黒色が気象庁計測震度計、石川県震度情報ネットワークシステム及び国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網の記録を表す。

c）臨時地震観測で得られた記録の分析

令和４年 11 月 30 日から令和６年７月 11 日までに観測された 49 地震（M_{JMA} 4.1～7.6）の記録を用い、それぞれの計測震度相当値（以下、計測震度と略す）を計算した。そして、気象庁震度観測点 47605（金沢市西念、金沢地方気象台）で報告されている計測震度を基準とし、各地震観測点の計測震度との差（各地震観測点の計測震度相当値－47605 の計測震度）を図４にプロットした。

解析対象となった地震は、石川県能登地方、能登半島沖、または佐渡西方沖を震源とする地震であり、震央距離の違いによる影響も注意する必要はあるものの、MTSM05 や MTSM08 は 47605 の計測震度と同程度、MTSM08、MTSM09、MTSV10、MTSV11 では、47605 よりもやや大きな計測震度が観測されたことがわかる。反対に、手取川扇状地の MTSM01、MTSM02、MTSM03、MTSM04、67023（白山市倉光）、67028（川北町壱ツ屋）、67029（白山市美川浜町）、67030（白山市鶴来本町）、67031（野々市市三納）、や犀川と浅野川に挟まれた河岸段丘上の MTSM07 では、47605 よりも計測震度が小さくなる傾向がみられた。K-NET の ISK010 の計測震度も 47605 に比べてやや小さめであった。以上のように、加賀平野（金沢平野）では、地域によって計測震度で±１程度の差が生じることが、臨時地震観測によって明らかとなった。このような地域的特徴を地震動評価に反映させるためにも、浅部・深部統合地盤モデルの精緻化が必要である。

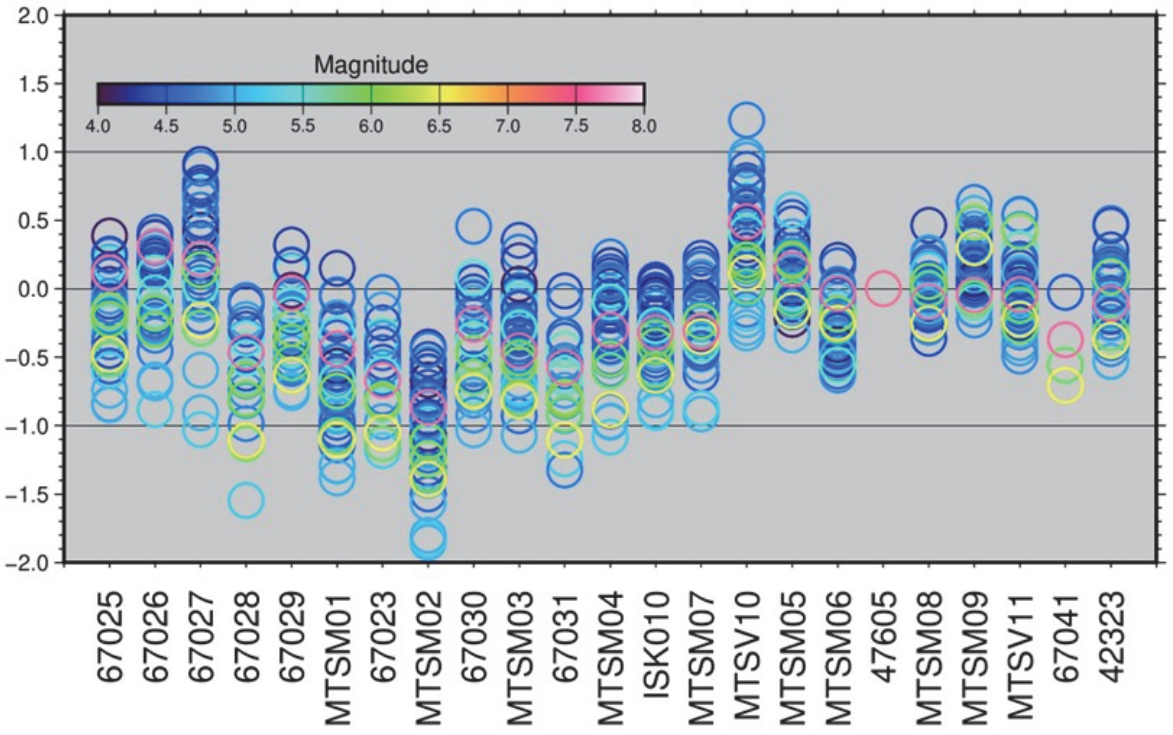


図４　各地震観測点の計測震度相当値と気象庁 47605 の計測震度の差。それぞれの○印が個々の地震記録に対応する。

2）各機関の地震波形記録の収集

国立研究開発法人防災科学技術研究所、気象庁、港湾地域強震観測から公開されている地震波形記録に加え、石川県危機管理監室危機対策課及び富山県危機管理局防災・危機管理課の協力のもと、震度情報ネットワークシステム（図５）で取得された記録を収集した。

石川県震度情報ネットワークでは、令和４年度末に震度情報ネットワークシステムの計測部及び収録部の更新が行われた。過去の日本海地震・津波調査プロジェクトや令和４～５年度の既収集分に加え、令和７年３月までの地震波形記録を収集した。これにより、旧システム（東京測振株式会社製計測震度計VIP-18）による平成22年７月～令和５年３月の地震波形記録と、新システム（応用地震計測株式会社製計測震度計ACCURA municipa）による令和５年４月～７年３月の地震波形記録を収集することができた。1)の臨時地震観測点での観測記録との比較のほか、浅部・深部統合地盤構造モデルの検証等に用いた。

富山県震度情報ネットワークシステムでは、令和５年度に計測部及び収録部の更新が行われた。過去の日本海地震・津波調査プロジェクトや令和５年度での既収集分に加え、令和６年５月までに新システムで記録された地震波形記録を収集した。これまでに、旧システム（明星電気株式会社製計測震度計S-210）による平成22年５月～令和５年７月の地震波形記録と、新システム（明星電気株式会社製計測震度計G-250）による令和５年９月～令和６年５月の地震波形記録を収集した。

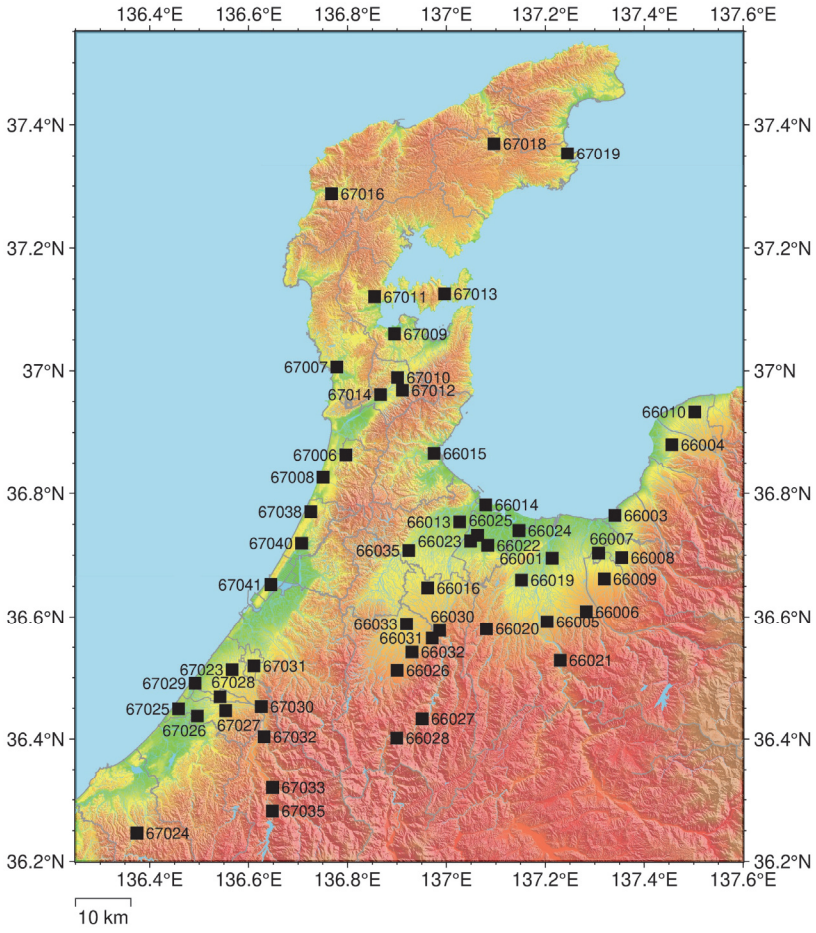


図５　石川県及び富山県震度情報ネットワークシステムの観測点（■）。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。

3）微動アレイ探査による堆積平野の深部地盤構造調査

堆積平野での深部地盤のＳ波速度構造を探査する手法の一つとして、微動アレイ探査が広く利用されている。森本・富樫断層帯周辺の加賀平野では、神野・他(2003)がかほく市から野々市市にかけての 10 地点で小半径～大半径の微動アレイ探査を行い、深部地盤構造を推定した。平成 25 年度日本海地震・津波調査プロジェクトでは、加賀平野南部の白山市及び小松市、邑知潟平野の羽咋市及び七尾市、平成 26～27 年度日本海地震・津波調査プロジェクトでは、富山県の射水平野（射水市）や砺波平野（小矢部市、砺波市、南砺市）において、それぞれ微動アレイ探査が実施された（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，2014，2015，2016；浅野・他，2015；Asano et al.，2020)。本調査観測では、令和４年度に２地点（HKT、YUK)、令和５年度に４地点（MAT、HYG、NKZ、TBT）で、小半径から大半径までの微動アレイ探査を行い、浅部から深部までの地盤構造を調査した。これらの既存調査地点を図６の地図に示す。

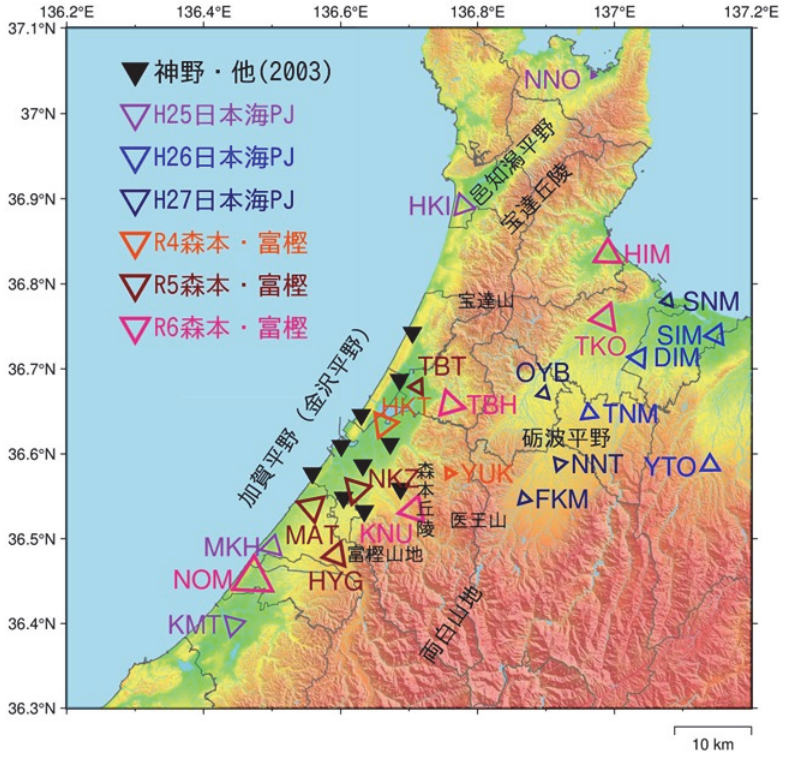


図６　森本・富樫断層帯周辺の微動アレイ探査実施地点（三角印)。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。

これまでの微動アレイ探査実績も踏まえ、令和６年度は、森本・富樫断層帯の地震で強震動に見舞われる可能性のある石川県と富山県の平野部の深部地盤構造についての情報を拡充することを目的に、石川県能美市、金沢市、河北郡津幡町、富山県高岡市、氷見市の５地点において、微動アレイ探査を実施した（図６)。NOM は能美市の手取川以南の沖積平野である。KNU は金沢市田上地区周辺の森本・富樫断層帯の上盤側に位置する、主として卯辰山層や大桑層からなる丘陵地である。TBH は河北郡津幡町の津幡川沿いに谷底低

地の広がっている地域で、同じく森本・富樫断層帯の上盤側に位置し、谷底低地を構成する沖積層の下には高窪泥岩層が広がっていると考えられている（鹿野・他, 1999)。HIMは氷見市の十二町潟周辺、TKO は高岡市の射水平野西縁を流れる小矢部川沿いの地域でアレイを設定した。今年度の調査で実施した微動アレイの半径、中心点座標、観測日時等は表３の通りである。

各微動アレイ観測は中心点及び正三角形(外接円の半径がアレイ半径に対応）の各頂点の計４点に地震計を配置する円形アレイによる観測を基本とした（図７～11)。TKO の半径 30 m 及び 90 m のアレイ、HIM の半径 40 m 及び 120 m のアレイは、それぞれ正三角形の底辺を共有した７点アレイである。また、NOM の半径 725 m 及び 1,450 m のアレイ、KNU の半径 1,050 m 及び 2,000 m のアレイ、TBH の半径 970 m 及び 1,940 m のアレイ、TKO の半径 1,000 m 及び 2,000 m のアレイ、HIM の半径 1,050 m 及び 2,000 m のアレイ、262 m 及び 525 m のアレイは、それぞれ中心点を共有した７点アレイである。半径 10 m 以上のアレイ観測では、東京測振製の速度計 SE-321（センサー感度５V/(cm/s)、固有周期 10 秒）を使用し、白山工業製 DATAMARK LS-8800 で収録した。LS-8800 の設定は、A/D 変換器の形式分解能 24 bit、サンプリング周波数 200 Hz、内蔵増幅器の倍率８倍、デシメーションフィルタのカットオフ周波数 80 Hz とした。半径９m 以下のアレイ観測では、白山工業製のポータブル微動観測装置 JU410（内蔵加速度センサーJA-40GA の感度２V/G）を使用した。JU410 の収録設定は、A/D 変換器の形式分解能 24 bit、サンプリング周波数 200 Hz、内蔵増幅器の倍率 100 倍、デシメーションフィルタのカットオフ周波数 80 Hz とした。各収録装置の時刻は GPS 信号により較正することで同期した。観測中はプラスチックバケツまたはコンテナを地震計に被せて風除けとし、コーンやコーンバー等で安全対策をした。観測実施状況の例を写真１に示す。各地点で、半径の最も大きなアレイについては、周辺道路の通過交通等によるノイズの影響を低減するため、夜間～深夜時間帯に観測を行った。

微動波形記録の上下動成分を用い、位相速度を推定した。解析手順は浅野・他(2021)と同様である。まず、空間自己相関（SPAC）法（Aki, 1957）にて各半径、各周波数の SPAC 係数を求めた。中心点と正三角形の頂点（半径 r ）に対する解析に加え、正三角形の辺を使った解析（半径 $\sqrt{3}r$ に相当）も行った。各アレイについて、通過交通などの非定常ノイズの影響がなく、同一アレイ内のパワースペクトルが類似している区間を 25 区間以上抽出し、５区間ずつを１セットにしてパワースペクトルやクロススペクトルのアンサンブル平均を計算した。個々のスペクトルは Konno and Ohmachi (1998)の方法で平滑化した（平滑化の幅を規定する b の値は 30 に設定)。各半径に対して得られた SPAC 係数と位相速度を図 12～13 に示した。最後に、各半径で得られた SPAC 係数を拡張 SPAC 法（凌・岡田, 1993）により統合して解析し、最終的な位相速度の分散曲線を得た。SPAC 係数の状況から判断し、約 0.2 Hz 以上で信頼できる位相速度を得ることができていると考えている。

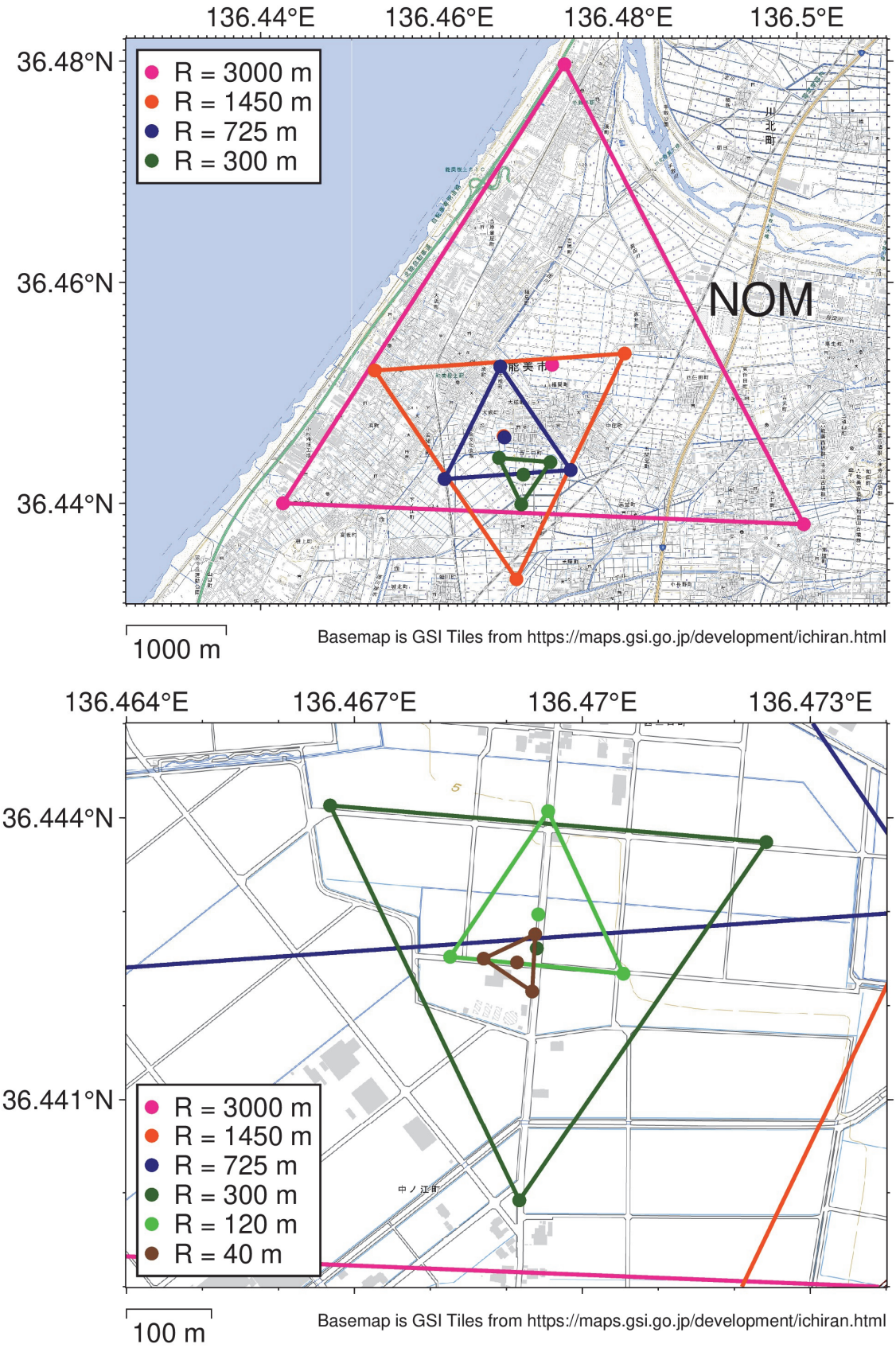
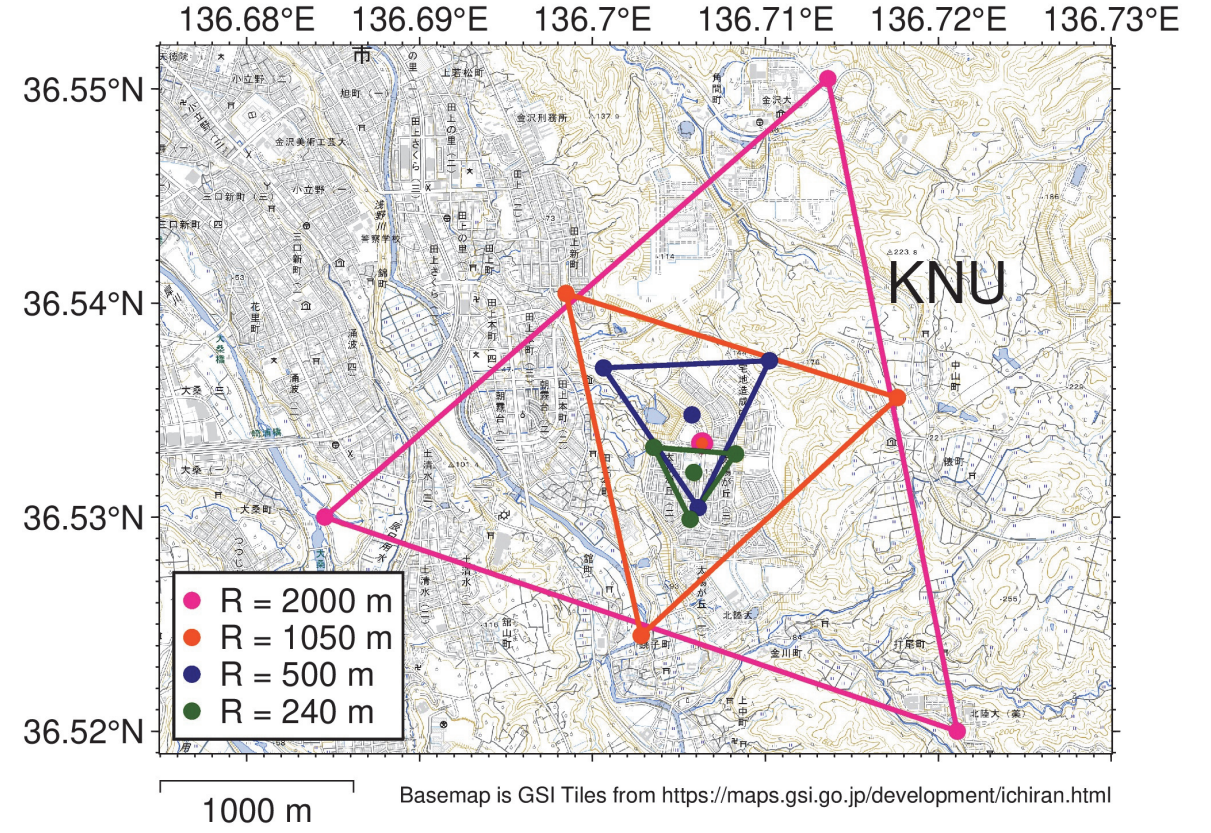


図 7　NOM アレイでの地震計の配置。丸印が地震計を表す。基図は地理院タイルを使用。



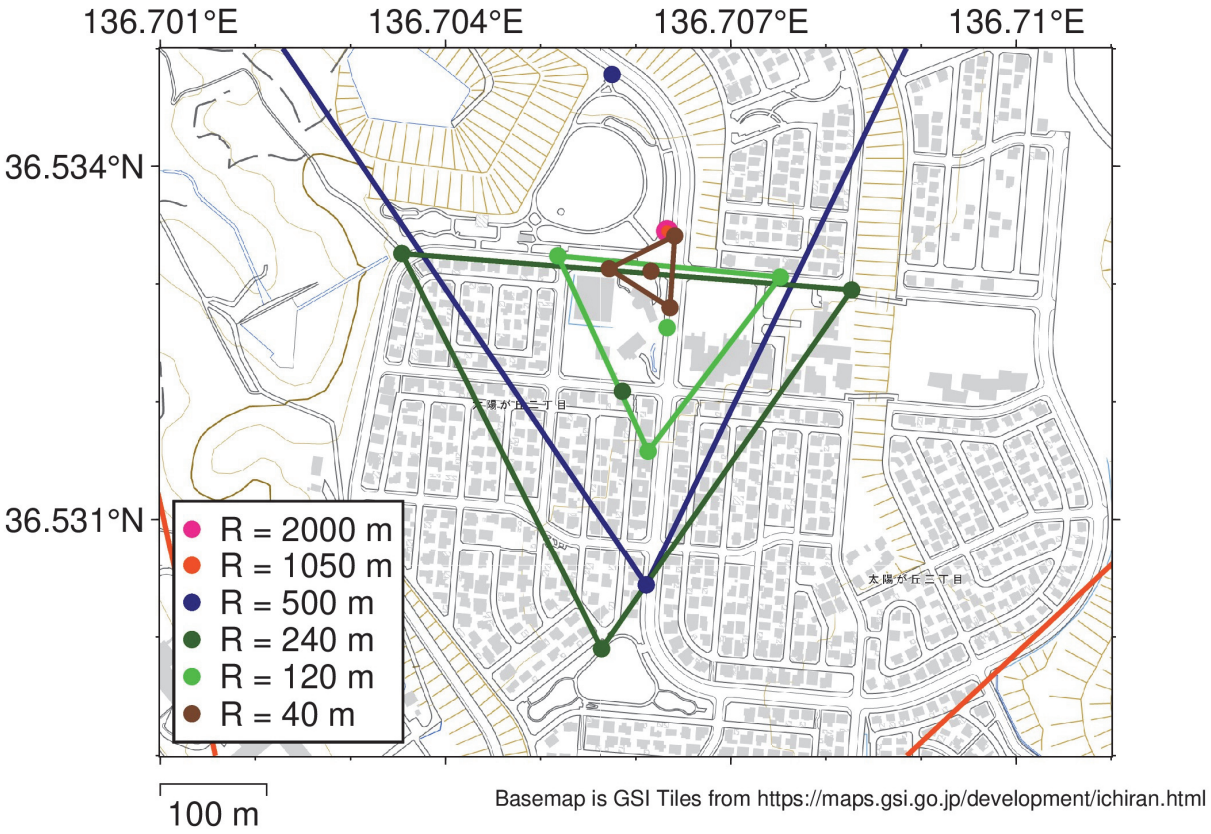


図８　KNU アレイでの地震計の配置。丸印が地震計を表す。基図は地理院タイルを使用。

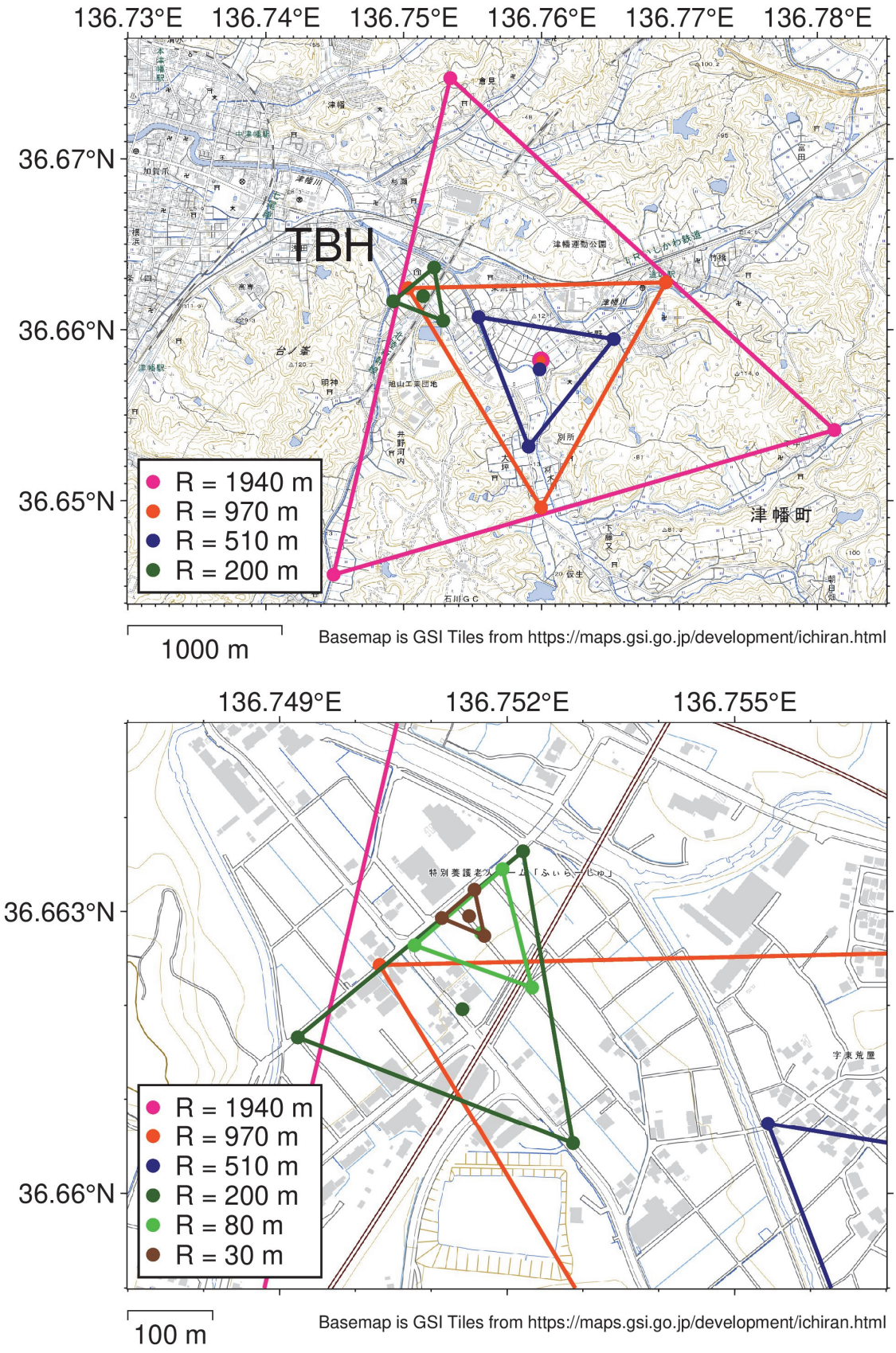


図 9　TBH アレイでの地震計の配置。丸印が地震計を表す。基図は地理院タイルを使用。

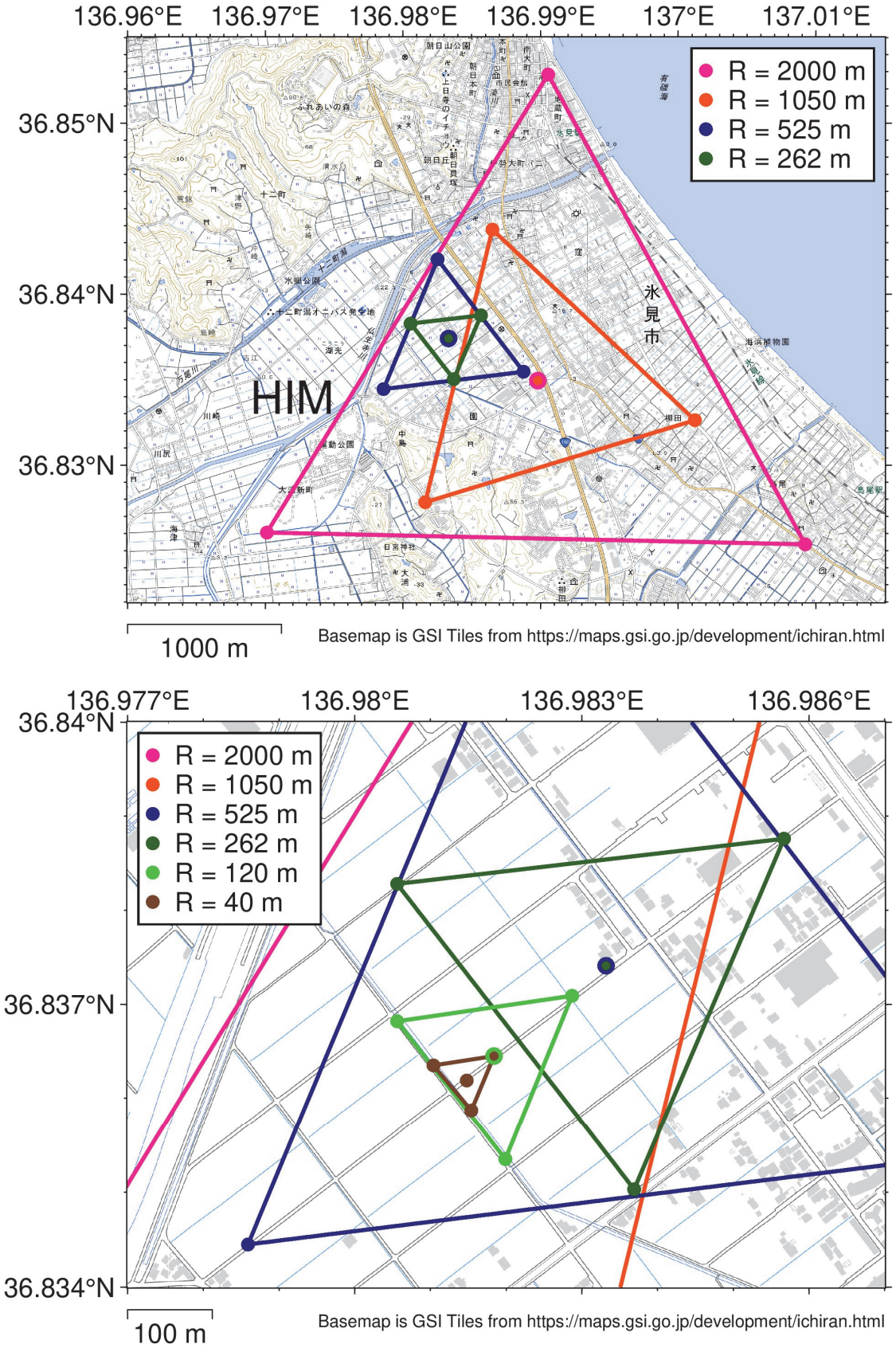


図 10　HIM アレイでの地震計の配置。丸印が地震計を表す。基図は地理院タイルを使用。

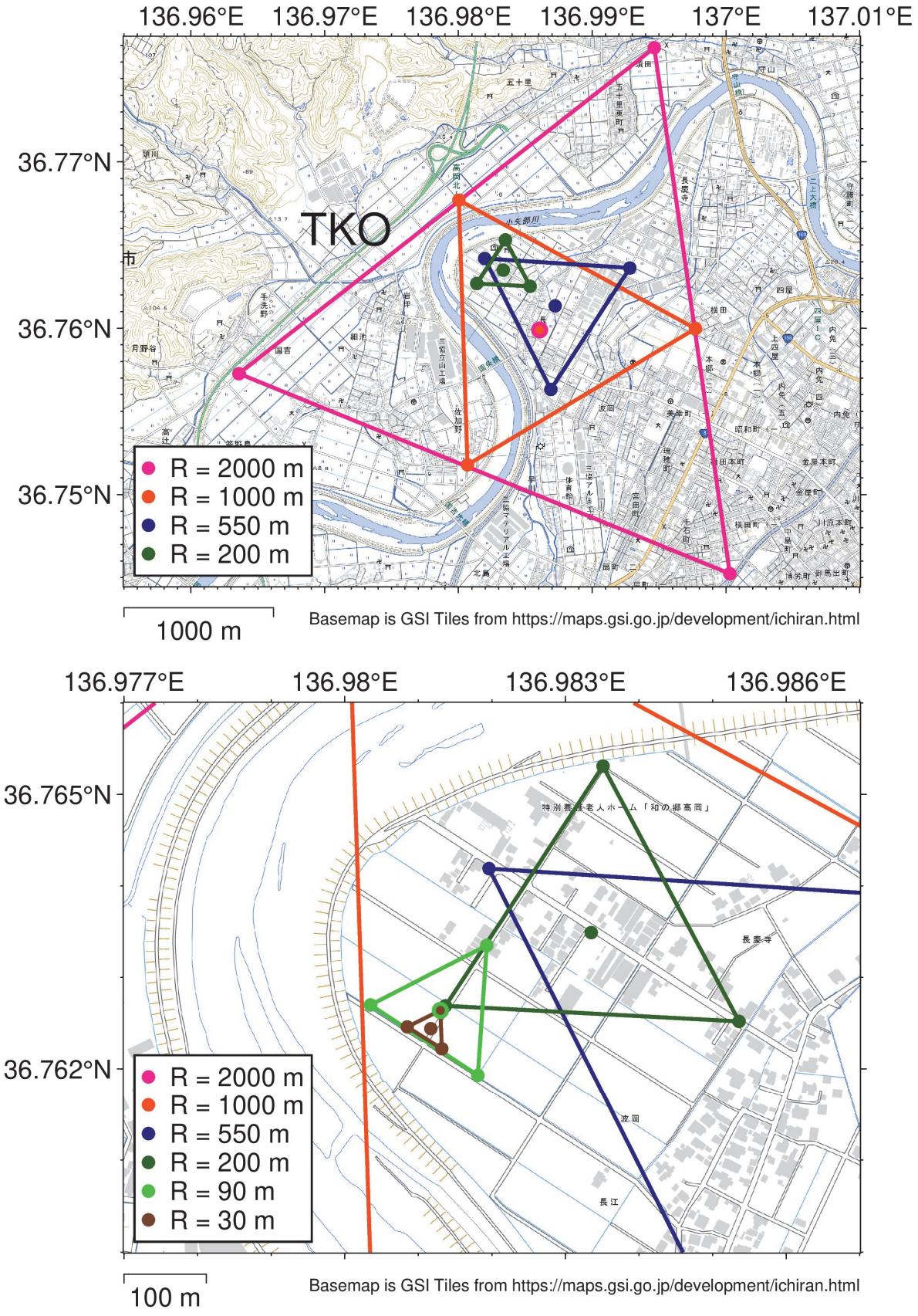


図 11　TKO アレイでの地震計の配置。丸印が地震計を表す。基図は地理院タイルを使用。

表３　微動アレイ観測一覧

アレイ	半径 (m)	中心点緯度 (° N)	中心点経度 (° E)	観測日	開始時刻	終了時刻	観測時間
NOM 能美市西二口町	0.6	36.44239	136.46930	2024/8/24	13:55	14:13	18 分
	4	36.44237	136.46928	2024/8/24	14:20	14:41	21 分
	14	36.44243	136.46927	2024/8/24	15:05	15:35	30 分
	40	36.44246	136.46914	2024/8/24	15:05	15:35	30 分
	120	36.44297	136.46942	2024/8/24	13:42	14:45	63 分
	300	36.44261	136.46940	2024/8/24	13:42	14:45	63 分
	725	36.44597	136.46728	2024/8/24	11:00	13:00	120 分
	1450	36.44610	136.46719	2024/8/24	11:00	13:00	120 分
	3000	36.45255	136.47261	2024/8/24	17:00	翌 8:00	900 分
KNU 金沢市太陽が丘	0.6	36.53330	136.70602	2024/8/25	12:47	13:15	28 分
	5	36.53327	136.70608	2024/8/25	13:20	13:40	20 分
	14	36.53311	136.70628	2024/8/25	14:48	15:30	42 分
	40	36.53311	136.70616	2024/8/25	14:48	15:30	42 分
	120	36.53263	136.70633	2024/8/25	12:37	14:20	103 分
	240	36.53209	136.70586	2024/8/25	12:37	14:20	103 分
	500	36.53478	136.70575	2024/8/25	9:40	10:50	70 分
	1050	36.53345	136.70633	2024/8/25	17:00	翌 9:00	960 分
	2000	36.53345	136.70633	2024/8/25	17:00	翌 9:00	960 分
TBH 河北郡津幡町東荒屋	0.6	36.66314	136.75140	2024/8/26	13:27	13:45	18 分
	5	36.66307	136.75138	2024/8/26	13:49	14:10	21 分
	10	36.66304	136.75141	2024/8/26	14:40	15:10	30 分
	30	36.66295	136.75150	2024/8/26	13:30	14:30	60 分
	80	36.66277	136.75166	2024/8/26	13:30	14:30	60 分
	200	36.66196	136.75141	2024/8/26	10:32	13:00	148 分
	510	36.65768	136.75986	2024/8/26	10:16	13:00	164 分
	970	36.65821	136.75995	2024/8/26	18:00	翌 8:00	840 分
	1940	36.65821	136.75995	2024/8/26	18:00	翌 8:00	840 分
HIM 氷見市園	0.6	36.83608	136.98123	2024/8/27	14:11	14:31	20 分
	5	36.83614	136.98134	2024/8/27	14:42	15:00	18 分
	15	36.83605	136.98119	2024/8/27	15:18	15:50	32 分
	40	36.83619	136.98148	2024/8/27	14:10	15:10	64 分
	120	36.83645	136.98184	2024/8/27	14:10	15:10	64 分
	262	36.83741	136.98332	2024/8/27	11:24	13:30	126 分
	525	36.83741	136.98332	2024/8/27	11:24	13:30	126 分
	1050	36.83490	136.98980	2024/8/27	18:00	23:58	358 分
	2000	36.83490	136.98980	2024/8/27	18:00	翌 8:00	840 分

表３　微動アレイ観測一覧（続き）

アレイ	半径 (m)	中心点緯度（° N）	中心点経度（° E）	観測日	開始時刻	終了時刻	観測時間
TKO 高岡市長江	0.6	36.76232	136.98096	2024/8/28	13:38	14:01	23 分
	9	36.76235	136.98108	2024/8/28	14:07	14:30	23 分
	30	36.76244	136.98117	2024/8/28	13:30	14:30	60 分
	90	36.76264	136.98130	2024/8/28	13:30	14:30	60 分
	200	36.76349	136.98335	2024/8/28	10:40	13:00	140 分
	550	36.76134	136.98723	2024/8/28	10:40	13:00	140 分
	1000	36.75990	136.98607	2024/8/28	18:00	翌 9:00	900 分
	2000	36.75990	136.98607	2024/8/28	18:00	翌 9:00	900 分

写真１　微動アレイ観測の実施状況（左上：KNU、右上：NOM、左下：HIM、右下：TKO）

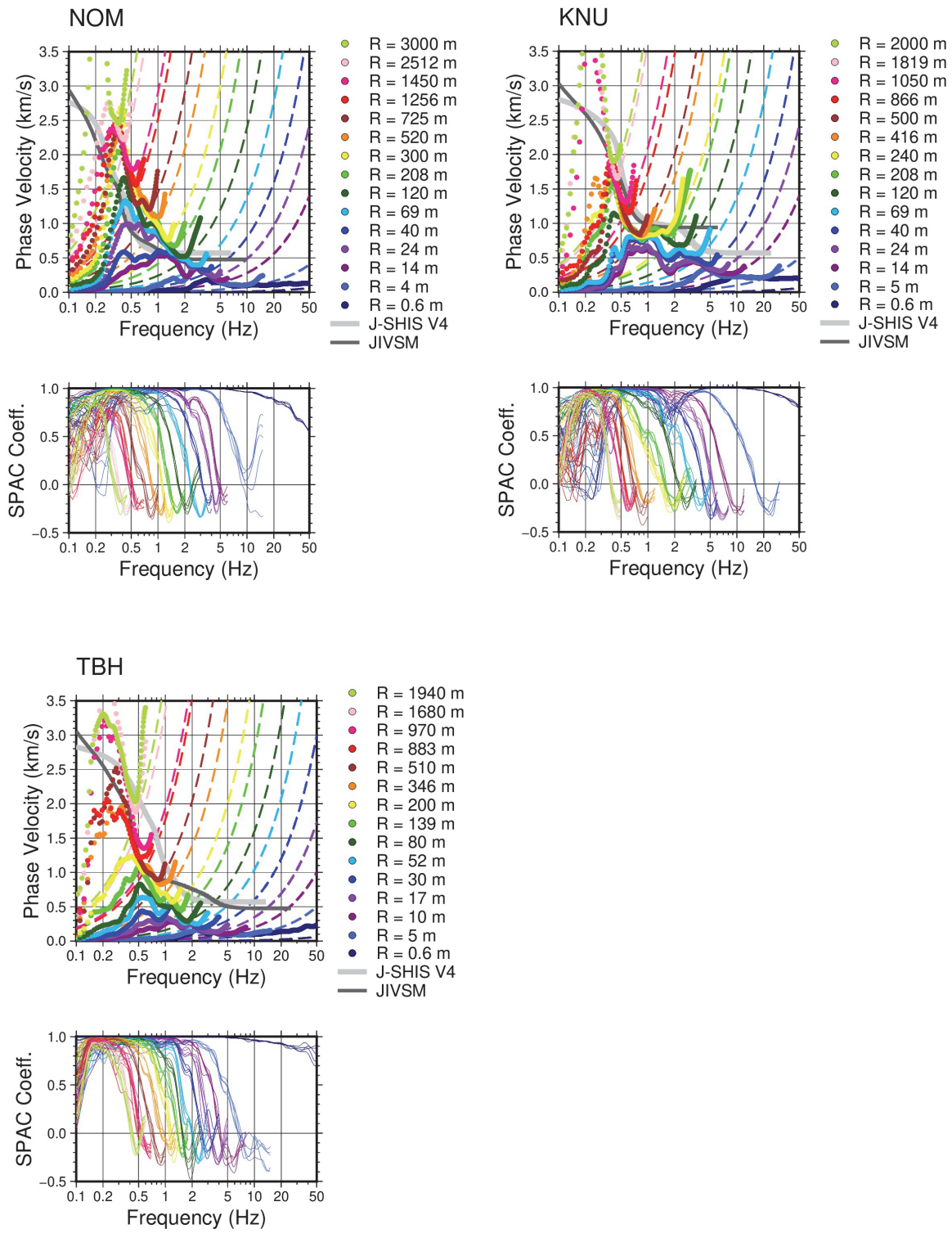


図 12　加賀平野周辺における各地点での微動アレイ観測で得られた位相速度（上図）と SPAC 係数（下図）。プロットの色の違いがアレイ半径に対応する。波線は、アレイ半径の２倍の波長に対応し、SPAC 法で位相速度を推定可能な波長の下限を表す。薄灰線は J-SHIS V4 モデル（先名・他, 2023)、濃灰線は全国１次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012)からアレイ中心点直下の S 波速度構造を抽出して計算した Rayleigh 波基本モードの分散曲線。

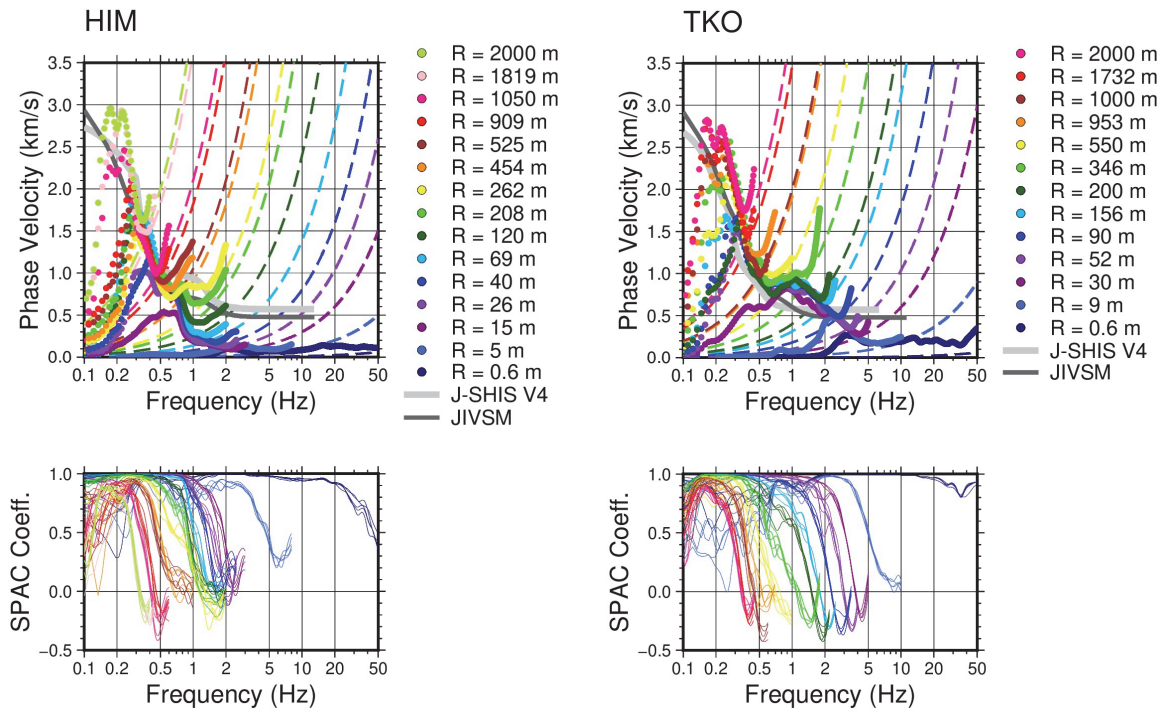


図 13　氷見平野及び射水平野における各地点での微動アレイ観測で得られた位相速度（上図）と SPAC 係数（下図）。プロットの色の違いがアレイ半径に対応する。波線は、アレイ半径の２倍の波長に対応し、SPAC 法で位相速度を推定可能な波長の下限を表す。薄灰線は J-SHIS V4 モデル（先名・他, 2023）、濃灰線は全国１次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012)からアレイ中心点直下の S 波速度構造を抽出して計算した Rayleigh 波基本モードの分散曲線。

加賀平野南部の NOM アレイ（図 12）では、周波数６Hz 以上の帯域で、位相速度が約 0.1 km/s と小さな値が得られており、加賀平野北部（金沢平野）で令和４年度に実施した HKT（金沢市）や令和５年度に実施した TBT（河北郡津幡町）に匹敵する小さな位相速度であり、沖積層の存在に対応すると考えられる。手取川下流に広く広がる手取川扇状地で令和５年度に実施した MAT アレイや HYG アレイとは分散曲線の特徴が大きく異なっている。２Hz 以下の低周波数帯域では、周波数が低くなるに従い、位相速度が漸増する傾向にある。

津幡川沿いの谷底低地に位置する TBH アレイ（図 12）でも、約４Hz 以上で約 0.1 km/s の小さな位相速度が得られ、厚い沖積層の存在が推測される。１Hz 以上では、TBH アレイと TBT アレイ（令和５年度実施）との分散曲線の差異は小さい。一方で、１Hz 以下の低周波数側では、丘陵側に位置する TBH の方が TBT に比べて位相速度が大きい。例えば、0.5 Hz では、TBT が 0.9 km/s であるのに対し、TBH では 1.2 km/s であった。

金沢市内の丘陵地で観測した KNU アレイ（図 12）では、NOM や TBH アレイに比べて、位相速度が大きいという特徴を有している。0.7 Hz から２Hz 付近にかけて、分散曲線がややフラットとなっている。周波数７Hz 以上では、位相速度は約 0.2 km/s でほぼ一定であり、沖積層の分布する平野部での同周波数帯域での位相速度に比べて大きめである。0.5

Hz の位相速度は 1.3 km/s であり、TBH と近い値である。約 0.6 Hz 以下の低周波数帯域では、KNU と TBH の分散曲線は比較的似ている。

氷見平野の HIM アレイ（図 13）では、高周波数帯域の位相速度は極めて小さく、２Hz 以上では 0.1 km/s を下回る傾向にあった。完新世期に十二町潟で形成された S 波速度の小さな沖積層が厚く堆積していると考えられる。周波数１Hz でも 0.3 km/s、0.5 Hz で 0.9 km/s であった。

射水平野西部の TKO アレイ（図 13）では、周波数約 0.6～1.3 Hz の区間で位相速度が約 0.9 km/s である。２Hz 以上で位相速度が急激に低下し、５Hz の位相速度は 0.2 km/s であった。また、周波数 0.5 Hz の位相速度は 1.1 km/s であり、0.5 Hz 以下では、位相速度が大きくなり、0.3 Hz で 2.0 km/s に達する。

同図には J-SHIS V4 モデル（先名・他, 2023）と全国１次地下構造モデル（JIVSM、Koketsu et al., 2012)からそれぞれ中心点直下の速度構造を１次元構造として抽出したモデルから計算した Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線も比較のためにプロットした。ただし、本図で観測位相速度と比較する際には、これらの地盤構造モデルによる理論位相速度は深部地盤構造のみを考慮したものであることに注意が必要である。NOM では、約１Hz 以下での観測位相速度は、J-SHIS V4 モデルや JIVSM による理論分散曲線よりも大きく、深部地盤の速度が既存モデルよりも大きいことが予想された。TBH でも、J-SHIS V4 モデルや JIVSM による理論分散曲線と観測位相速度との一致はよくない。そのほかの地点についても、微動アレイ探査の結果を用いて地盤構造モデルを改良する必要があることが確認された。

微動アレイ解析によって得られた位相速度分散曲線を用いて、S 波速度（V_S）構造を推定した。ここでは、観測位相速度を Rayleigh 波の基本モードで説明できると仮定して解析を行った。浅部地盤から上部マントルまでを水平成層構造でモデル化し、$V_S \leqq$ 1,000 m/s の堆積層の各層（層数は３）の S 波速度及び $V_S \leqq$ 2,700 m/s の堆積層の各層の層厚を未知パラメータとして、観測位相速度を説明できるように推定した。上部地殻／下部地殻の境界から上部マントルまでの構造は地震本部全国１次地下構造モデル（JIVSM、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2012; Koketsu et al., 2012）から、アレイ中心点直下の構造を一次元モデルとして取り出したモデルをそのまま与えた。表４に各層のパラメータ及び探索範囲をまとめた。$V_S \leqq$ 1,000 m/s の堆積層の各層の P 波速度及び密度は、S 波速度の値から Nagashima and Kawase (2021)の経験式を用いて与えた。Rayleigh 波の理論位相速度分散曲線の計算には工学院大学久田嘉章教授が公開しているプログラム（Hisada, 1995）を使用した。

未知パラメータの推定はマルコフ連鎖モンテカルロ法（MCMC 法）で行い、サンプリング手法は Metropolis-Hastings アルゴリズム（Metropolis et al., 1953; Hastings, 1970）を用いた。全部で 100,000 回の試行を実施し、最初の 5,000 サンプルを burn-in 期間として棄却した後、残る 95,000 サンプルの中央値を最終的なモデル推定結果として採用した。

図 14 に各地点での S 波速度構造モデルの推定結果を示す。最上位層である第１層は、沖積平野の NOM アレイで 100 m/s（層厚 10 m）、TBH アレイで 140 m/s（層厚 31 m）、HIM アレイで 90 m/s（層厚 27 m）、TKO アレイで 200 m/s（層厚 28 m）と推定された。丘陵地の KNU アレイでは、第１層は 220 m/s で層厚 20 m と推定された。第２層の S 波速度は NOM

で 440 m/s、TBH で 540 m/s、KNU で 510 m/s、HIM で 560 m/s、TKO で 590 m/s と推定され、層厚は 76～266 m の範囲に推定された。第３層は NOM で 730 m/s、TBH で 750 m/s、KNU で 910 m/s、HIM で 880 m/s、TKO で 960 m/s が最適解（中央値）として得られた。基盤深度（V_S = 2,700 m/s の上面）の推定結果は、NOM で 1.6 km、TBH で 0.6 km、KNU で 1.0 km、HIM で 2.0 km、TKO で 1.9 km であった。今年度に実施した５地点の中では、富山県の HIM や TKO での基盤深度が相対的に深い結果となった。既存の J-SHIS V4 や JIVSM との比較では、TBH、KNU、TKO では既存モデルよりも浅く推定された一方、NOM と HIM の基盤深度は J-SHIS V4 モデルと同程度であった。

令和４～５年度に調査した地点も含めた比較としては、金沢平野周辺での V_S = 1,100 m/s 層の上面深度は、HKT が 0.77 km、TBT が 0.71 km、NKZ が 0.66 km、KNU が 0.70 km と推定されており、４地点間の違いは小さい。一方で、手取川以南の NOM では 0.24 km と顕著に浅い。倶利伽羅峠を挟んで丘陵地の両側に位置する TBH と TKO では 0.40～0.42 km とお互いに近い結果が得られている。新第三系の火山岩（医王山層や岩稲層）に相当すると考えられる V_S = 2,100 m/s 層の上面深度は、HIM と TKO でほぼ同じであり、この層から地震基盤までの深い構造は比較的類似しているといえる。

表４　仮定した一次元構造モデル及び未知パラメータ探索範囲

層 No.	P 波速度 (m/s)	S 波速度 (m/s)	密度 (kg/m^3)	層厚 (m)
1	S 波速度の関数	50～290	S 波速度の関数	1 ～100
2	S 波速度の関数	300～640	S 波速度の関数	0 ～1,000
3	S 波速度の関数	650～1,000	S 波速度の関数	0 ～1,000
4	2,500	1,100	2,150	0 ～2,000
5	4,000	2,100	2,400	0 ～4,000
6	5,000	2,700	2,500	0 ～4,000
7	5,700	3,200	2,650	JIVSM の基底深度となるように設定
8	6,000	3,400	2,750	JIVSM の基底深度となるように設定
9	6,400	3,800	2,800	JIVSM の基底深度となるように設定
10	7,500	4,500	3,200	半無限

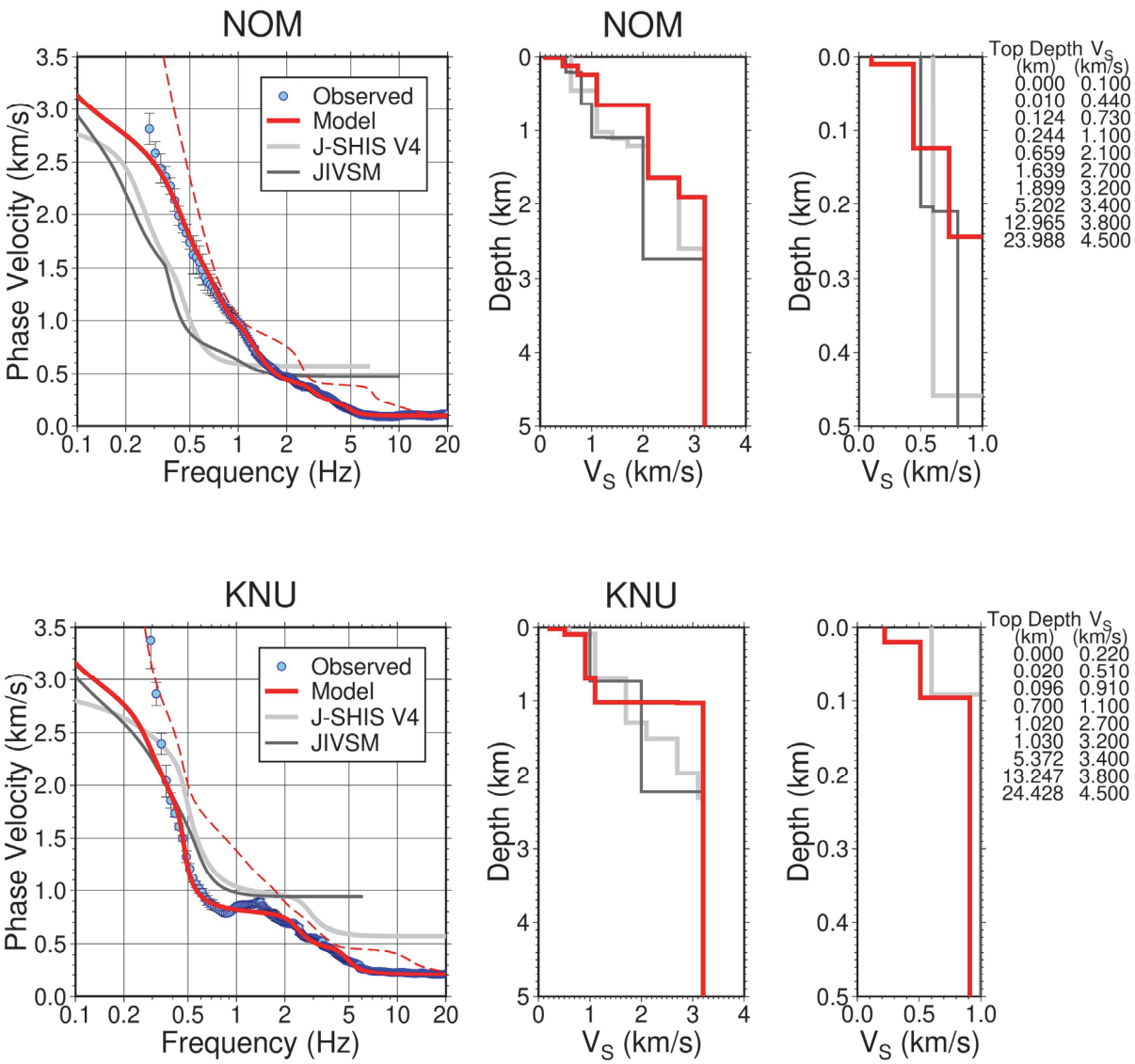


図 14　S 波速度構造推定結果。それぞれ、左図は位相速度分散曲線。青丸：観測、赤実線：推定モデルによる Rayleigh 波基本モードの理論分散曲線、赤破線：推定モデルによる Rayleigh 波 1 次モードの理論分散曲線、薄灰線：J-SHIS V4 による Rayleigh 波基本モードの理論分散曲線、濃灰線：JIVSM による Rayleigh 波基本モードの理論分散曲線。中図は S 波速度構造モデル。右図は深さ 0.5km 以浅を拡大して示した S 波速度構造モデル。右端の数値は各速度層の上面深度と S 波速度。赤線：微動アレイによる推定モデル、薄灰線：J-SHIS V4、濃灰線：JIVSM。

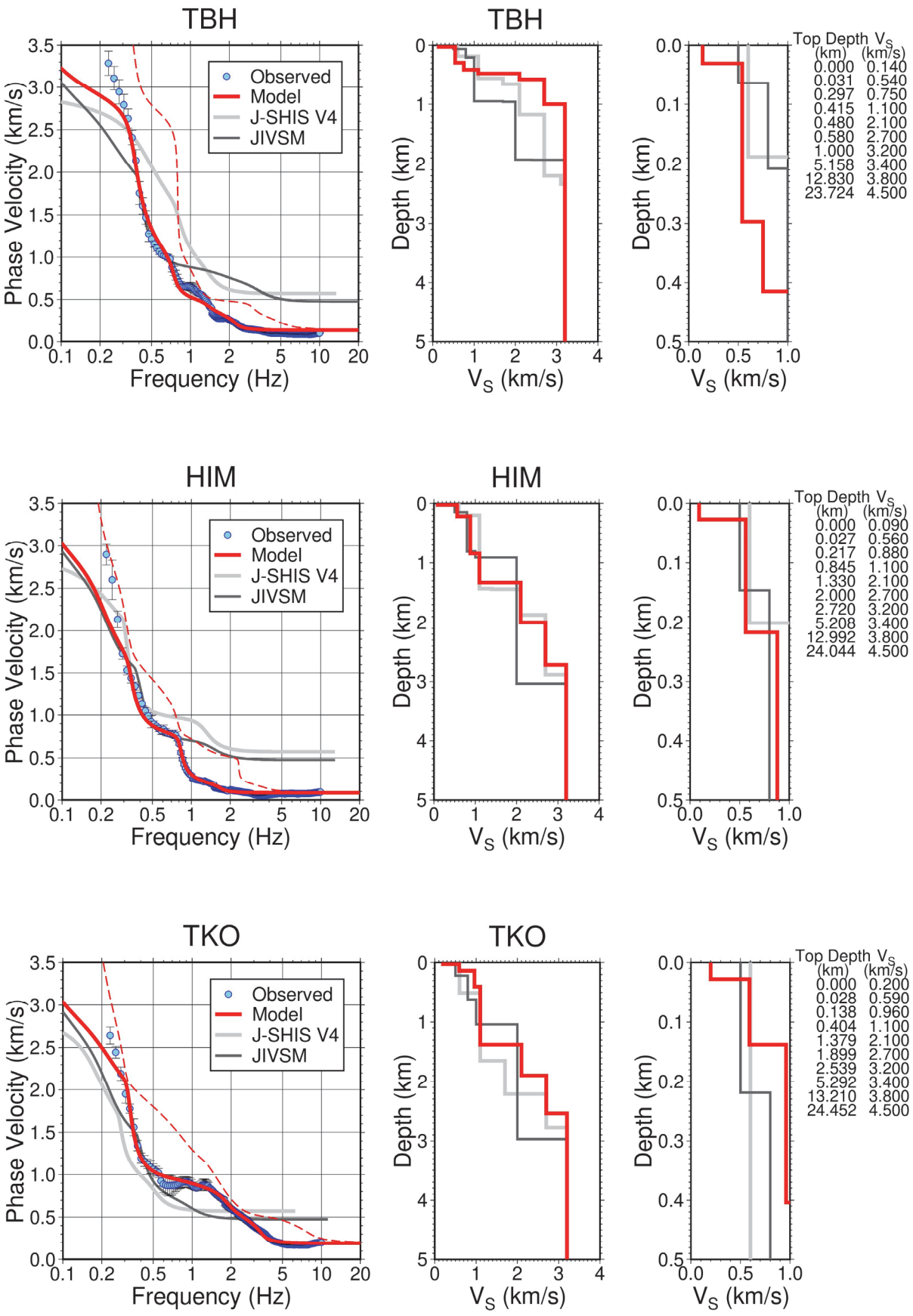

TBH
Observed
Model
J-SHIS V4
JIVSM
Phase Velocity (km/s)
Frequency (Hz)
Depth (km)
V_S (km/s)
Top Depth V_S
(km) (km/s)
0.000 0.140
0.031 0.540
0.297 0.750
0.415 1.100
0.480 2.100
0.580 2.700
1.000 3.200
5.158 3.400
12.830 3.800
23.724 4.500
HIM
Observed
Model
J-SHIS V4
JIVSM
Phase Velocity (km/s)
Frequency (Hz)
Depth (km)
V_S (km/s)
Top Depth V_S
(km) (km/s)
0.000 0.090
0.027 0.560
0.217 0.880
0.845 1.100
1.330 2.100
2.000 2.700
2.720 3.200
5.208 3.400
12.992 3.800
24.044 4.500
TKO
Observed
Model
J-SHIS V4
JIVSM
Phase Velocity (km/s)
Frequency (Hz)
Depth (km)
V_S (km/s)
Top Depth V_S
(km) (km/s)
0.000 0.200
0.028 0.590
0.138 0.960
0.404 1.100
1.379 2.100
1.899 2.700
2.539 3.200
5.292 3.400
13.210 3.800
24.452 4.500

図 14　続き

4）浅部・深部統合地盤構造モデルの作成

a）浅部・深部統合地盤構造モデル作成手順の概要

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる可能性の高い石川県および富山県西部を対象に、地震基盤から工学的基盤までの深い地盤の速度構造モデル（深部地盤構造モデル）及び工学的基盤面以浅の地盤の速度構造モデル（浅部地盤構造モデル）を作成した上で、両者を接続し、浅部・深部統合地盤構造モデルを作成した。図 15 に浅部・深部統合地盤構造モデル作成手順の概要を示す。浅部・深部統合地盤構造モデルの作成は、サブテーマ 3.1 をはじめ、各サブテーマの調査結果を活用した。このうち、浅部地盤構造モデルの作成に関する詳細については、サブテーマ 3.1 の報告において説明する。

深部地盤構造モデルは、微動探査データを用いて作成した。作成した深部地盤構造モデルは、反射法地震探査（サブテーマ 1.1）や重力異常データ（サブテーマ 1.2）の結果と比較し、モデルの妥当性確認を行った。浅部地盤構造モデルと深部地盤構造モデルを接続する際には、ボーリングデータによる工学的基盤面（N 値が 50）と深部地盤構造モデルの各層の対応関係から接続する層を判断した。その結果、S 波速度が 0.35 km/s である速度層の上面を工学的基盤面と設定して、浅部地盤構造モデルと深部地盤構造モデルを接続した。最後に、モデルの妥当性検証を行った。

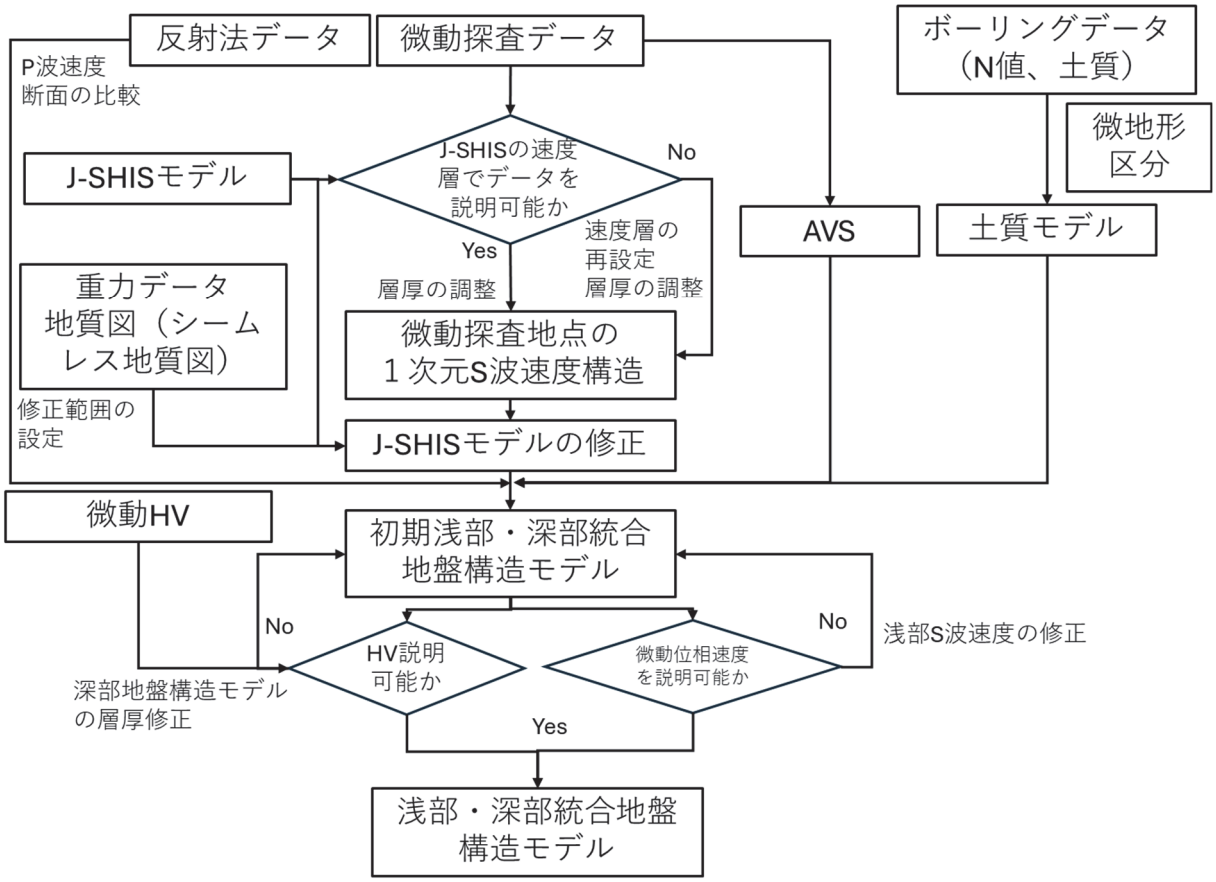


図 15　浅部・深部統合地盤構造モデル作成の概要

b）微動探査データの解析

深部地盤構造モデル作成のため、石川県及び富山県で実施された微動探査データを収集した。令和４～６年度にサブテーマ 3.2 で実施した微動探査（微動アレイ探査、単点微動観測）に加え、既往文献で実施されている微動アレイ探査や単点微動観測データについて、各論文著者の協力を得て、位相速度分散曲線や H/V スペクトル比データを収集した。図 16 に、深部地盤構造モデル作成に使用した微動探査データの分布を地図に示すとともに、収集したデータの概要を表５及び表６にまとめた。図 16 の赤丸印で示した地点では微動アレイ探査で得られた位相速度とアレイ中心点での H/V スペクトル比を同時解析し、青三角印で示した地点では微動アレイ探査で得られた位相速度のみ、緑四角印で示した地点では、H/V スペクトル比のみを使用した。

J-SHIS V4 のモデル（先名・他, 2023）を初期モデルとして、微動探査データを用いて堆積層部分の各速度層の層厚を調整した。分散曲線と H/V スペクトルについて、観測値と J-SHIS のモデル及び調整後のモデルから得られる理論値の比較結果の例を図 17 に示す。加賀平野（金沢平野）周辺の地点については、観測分散曲線の説明性を考慮して、既存の J-SHIS V4 モデルで設定されている速度層に加えて、S 波速度が 0.70 km/s の層を追加することにより、地盤構造モデルを調整した。分散曲線と H/V スペクトルの両者において、調整後モデルの結果は、J-SHIS V4 のモデルの結果より観測記録を良く説明できている。

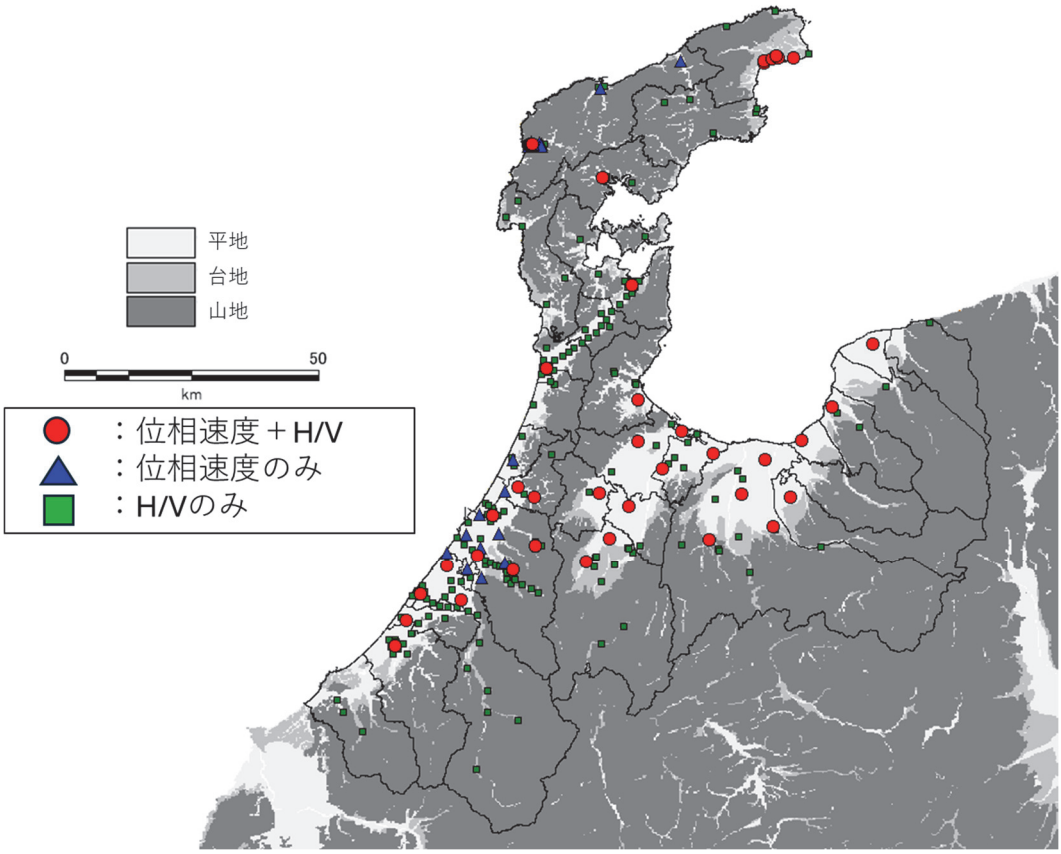


図 16　深部地盤構造モデルの作成に用いた微動探査データの分布図

表５　深部地盤構造モデル作成に用いた微動探査データ（微動アレイ）

文献	対象地域	調査地点
令和４年度森本・富樫断層帯における重点的な調査観測	加賀平野及び森本丘陵	金沢市２地点（HKT、YUK）
令和５年度森本・富樫断層帯における重点的な調査観測	加賀平野	白山市２地点（MAT、HYG） 金沢市１地点（NKZ） 津幡町１地点（TBT）
令和６年度森本・富樫断層帯における重点的な調査観測	加賀平野、森本丘陵、氷見平野、射水平野	能美市１地点（NOM） 金沢市１地点（KNU） 津幡町１地点（TBH） 氷見市１地点（HIM） 高岡市１地点（TKO）
平成25年度日本海・地震津波調査プロジェクト	加賀平野南部及び邑知潟平野	小松市１地点（KMT） 白山市１地点（MKH） 羽咋市１地点（HKI） 七尾市１地点（NNO）
平成26～27年度日本海・地震津波調査プロジェクト	富山平野、射水平野、砺波平野	入善町１地点（NYZ） 魚津市１地点（UOZ） 滑川市１地点（NMK） 立山町１地点（TTY） 富山市４地点（TYB、TYF、OYM、YTO） 射水市３地点（SIM、DIM、SNM） 砺波市１地点（TNM） 南砺市２地点（FKM、NNT） 小矢部市１地点（OYB）
神野・他(2003)	加賀平野	白山市１地点（A1） 野々市市１地点（A2） 金沢市５地点（A3、B1、B2、B3、C2） 内灘町１地点（C1） 津幡町１地点（X1） かほく市１地点（X2）
岩田・他(2007)	奥能登地域	穴水町１地点（ANA）
山中・他(2008)	奥能登地域	輪島市門前町８地点 （大アレイ１地点、小アレイ７地点）
堀川・他(2010)	奥能登地域	輪島市２地点（WJMC、MCHN）
鈴木・他(2021)	奥能登地域	輪島市門前町６地点（AR1～AR6）
岩田・他(2022)	奥能登地域	珠洲市６地点（SIN、HCG、SIK、NNE、KSG、IID）

表 6　深部地盤構造モデル作成に用いた微動探査データ（単点微動観測）

文献	対象地域
令和 4 年度森本・富樫断層帯における重点的な調査観測	金沢市内の犀川沿いの平野及び段丘 21 地点
	石川県全域及び富山県西部の既設強震計及び震度計設置地点 103 地点
平成 25 年度日本海・地震津波調査プロジェクト	加賀平野南部 14 地点（野々市市、白山市、川北町、能美市、小松市） 邑知潟平野 14 地点（七尾市、中能登町、羽咋市、宝達志水町）
平成 19 年能登半島地震の際に京都大学防災研究所が実施した調査	穴水町 11 地点 輪島市門前町 6 地点

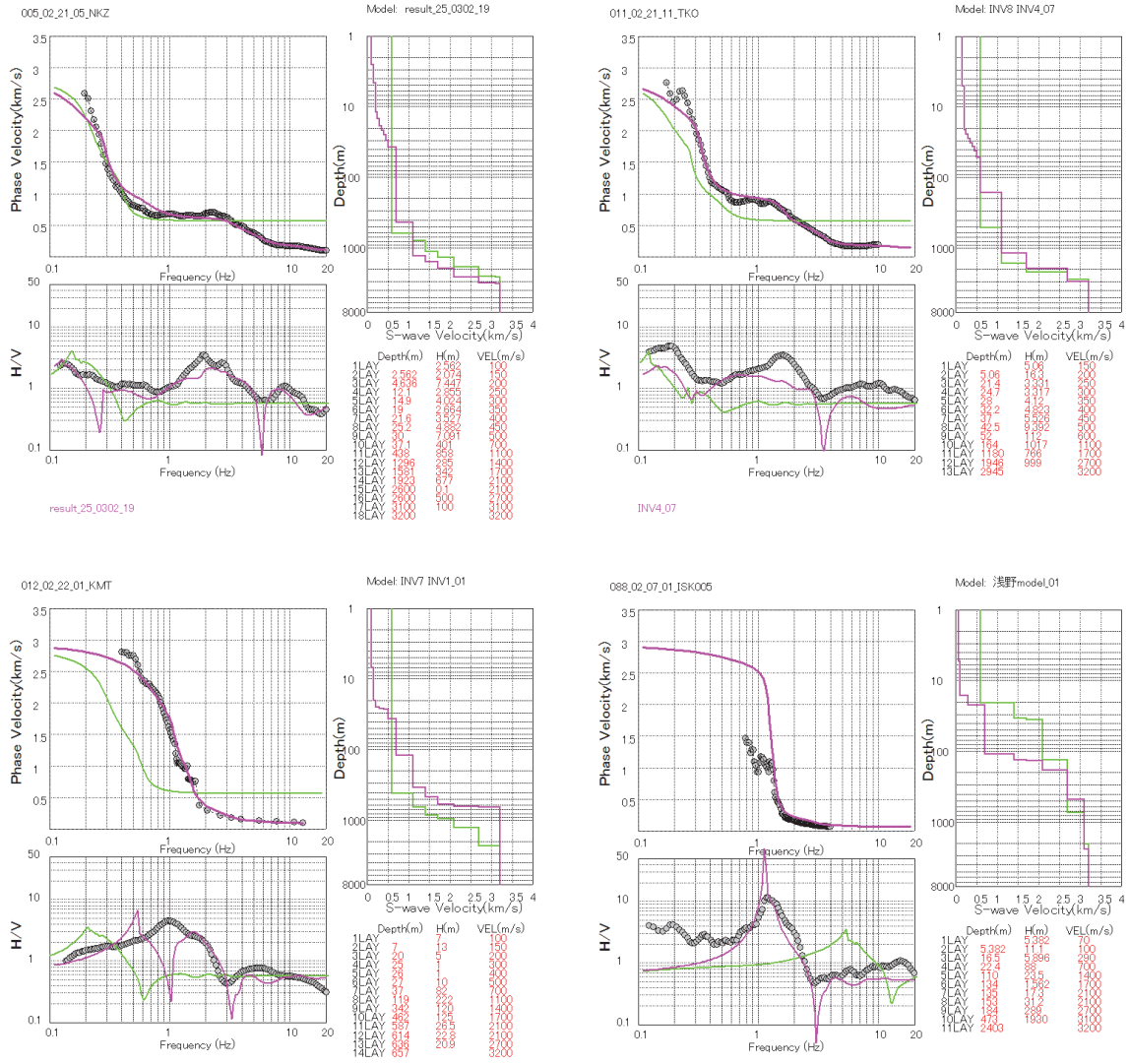


図 17　微動アレイ探査データによる地盤構造モデル修正例。左上：NKZ、右上：TKO、左下：KMT、右下：ISK005。黒丸：観測値、紫：修正後のモデル、緑：J-SHIS V4 モデル。

c）深部地盤構造モデルの修正

微動探査結果によって調整された地盤構造モデルは、それぞれの調査地点での一次元 S 波速度構造モデルである。これらの地盤構造モデル調整結果をもとに、空間補間により面的に展開することで、深部地盤構造モデルを修正した。その際には、深部地盤構造モデルを構成する速度層（表７）を４つに区分（S 波速度 1.2 km/s の層以深、0.75～1.1 km/s の各層、0.65 km/s 及び 0.70 km/s の各層、0.60 km/s の層以浅）した各速度層について、図 18 に示すブーゲー重力異常データ（産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013）や古第三系堆積岩・古第三系火成岩の分布を参考に、深部地盤構造モデル（境界面深度の空間分布）を修正する範囲を図 19 のように設定した。修正後のモデル、J-SHIS V4 モデル、モデル修正量、各速度層の境界面深度分布の元データとなる微動探査による上面深度分布を図 20～47 に示す。

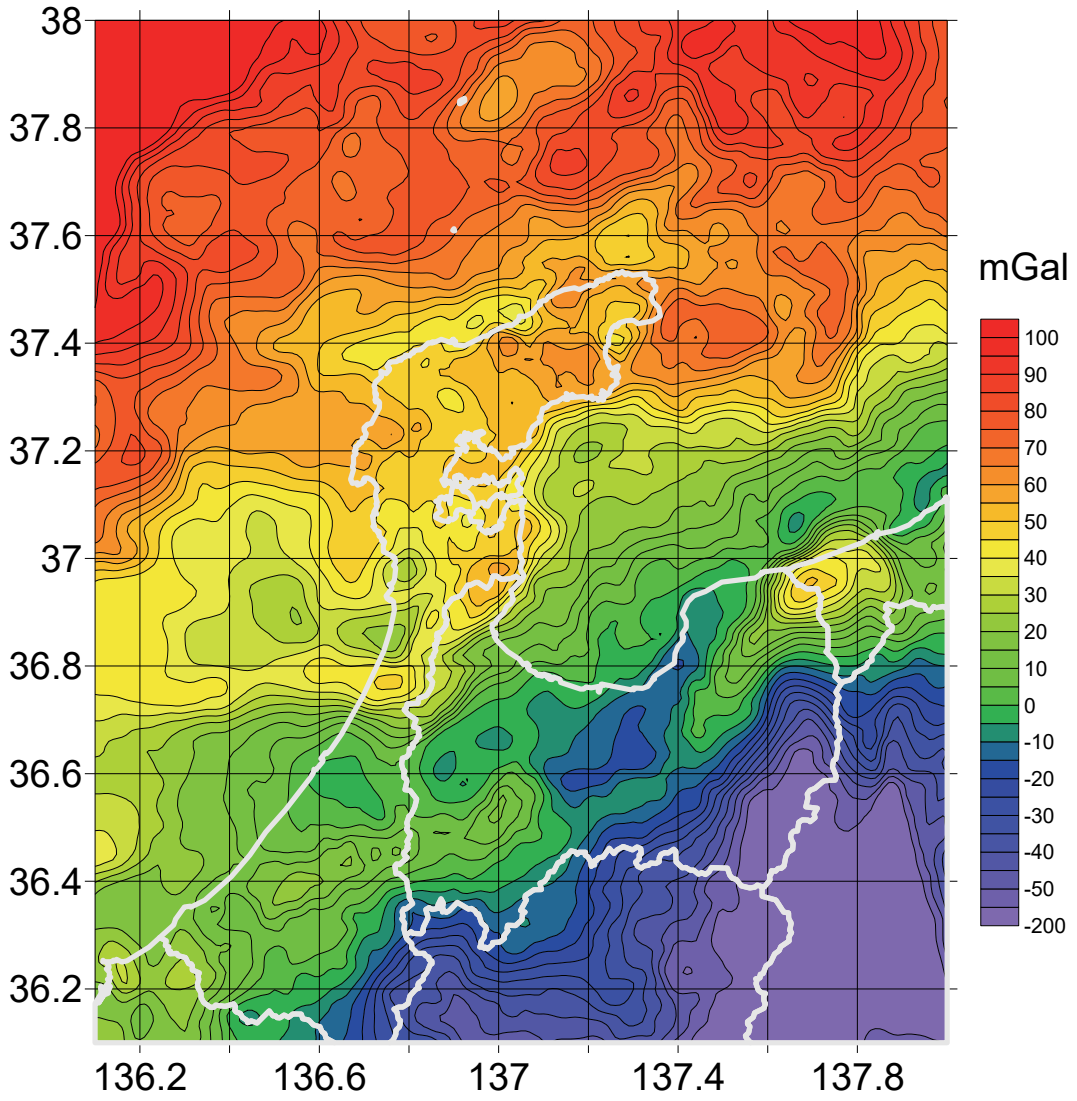


図　18　深部地盤構造モデル修正対象領域のブーゲー重力異常（産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013）。仮定密度は 2.67 g/cm^3。

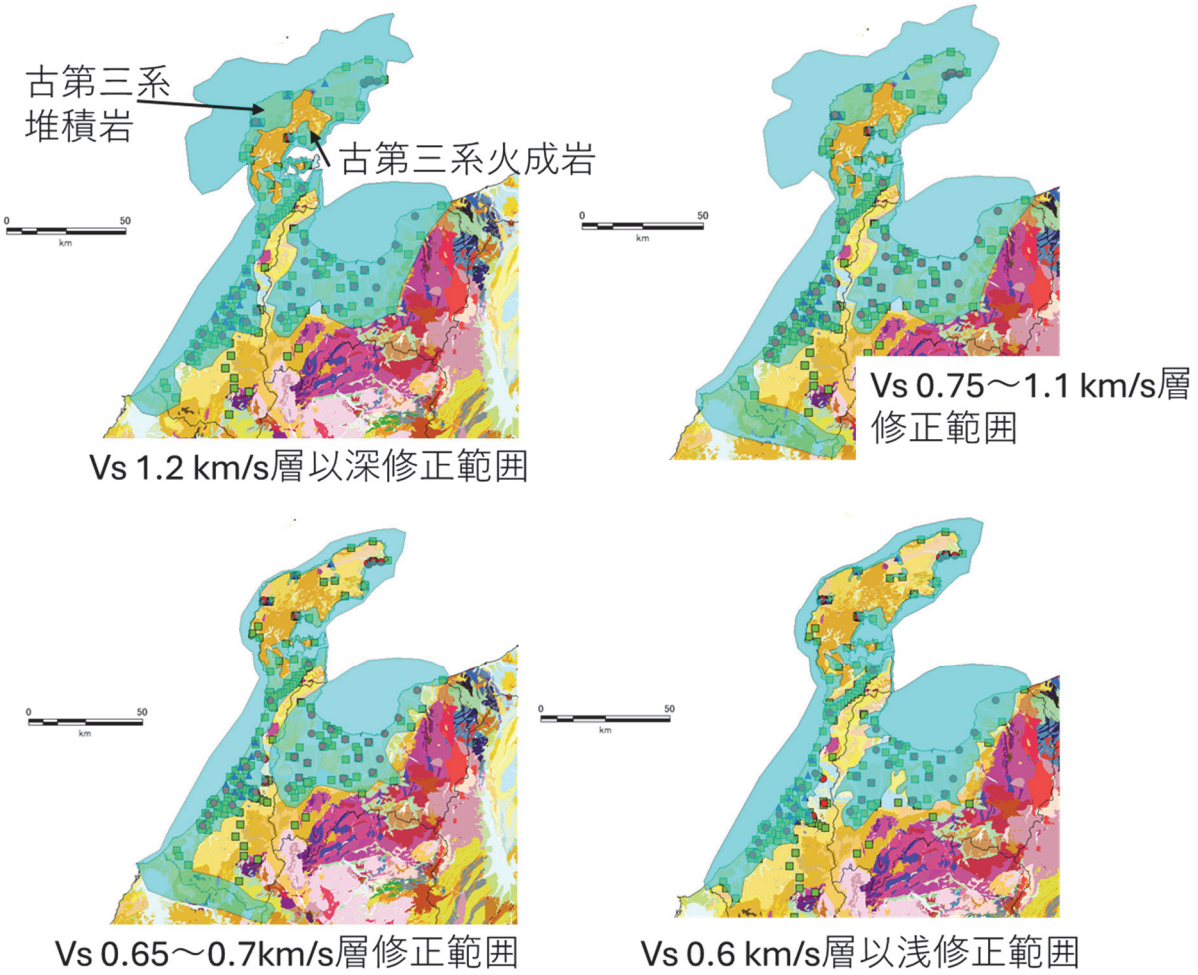


図 19　深部地盤構造モデルを構成する各速度層のモデル修正範囲（水色で塗った領域）。基図は 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2。

表７　深部地盤構造モデルの各速度層の物性値（P 波速度、S 波速度、密度、P 波の Q 値、S 波の Q 値）

層番号	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cc)	Qp	Qs
7	1.60	0.35	1.85	119	70
8	1.60	0.40	1.85	136	80
9	1.70	0.45	1.90	153	90
10	1.80	0.50	1.90	170	100
11	1.80	0.55	1.90	187	110
12	2.00	0.60	1.90	204	120
13	2.00	0.65	1.95	221	130
14	2.10	0.70	2.00	238	140
15	2.10	0.75	2.00	255	150
16	2.20	0.80	2.00	272	160
17	2.30	0.85	2.05	289	170
18	2.40	0.90	2.05	306	180
19	2.40	0.95	2.10	323	190
20	2.50	1.00	2.10	340	200
21	2.50	1.10	2.15	374	220
22	2.60	1.20	2.15	408	240
23	2.70	1.30	2.20	442	260
24	3.00	1.40	2.25	476	280
25	3.20	1.50	2.25	510	300
26	3.40	1.60	2.30	544	320
27	3.50	1.70	2.30	578	340
28	3.60	1.80	2.35	612	360
29	3.70	1.90	2.35	646	380
30	3.80	2.00	2.40	680	400
31	4.00	2.10	2.40	680	400
32	4.00	2.10	2.40	680	400
33	5.00	2.70	2.50	680	400
34	4.60	2.90	2.55	680	400
35	5.00	2.70	2.50	680	400
36	5.50	3.10	2.60	680	400
37	5.50	3.10	2.60	680	400
38	5.50	3.20	2.65	680	400

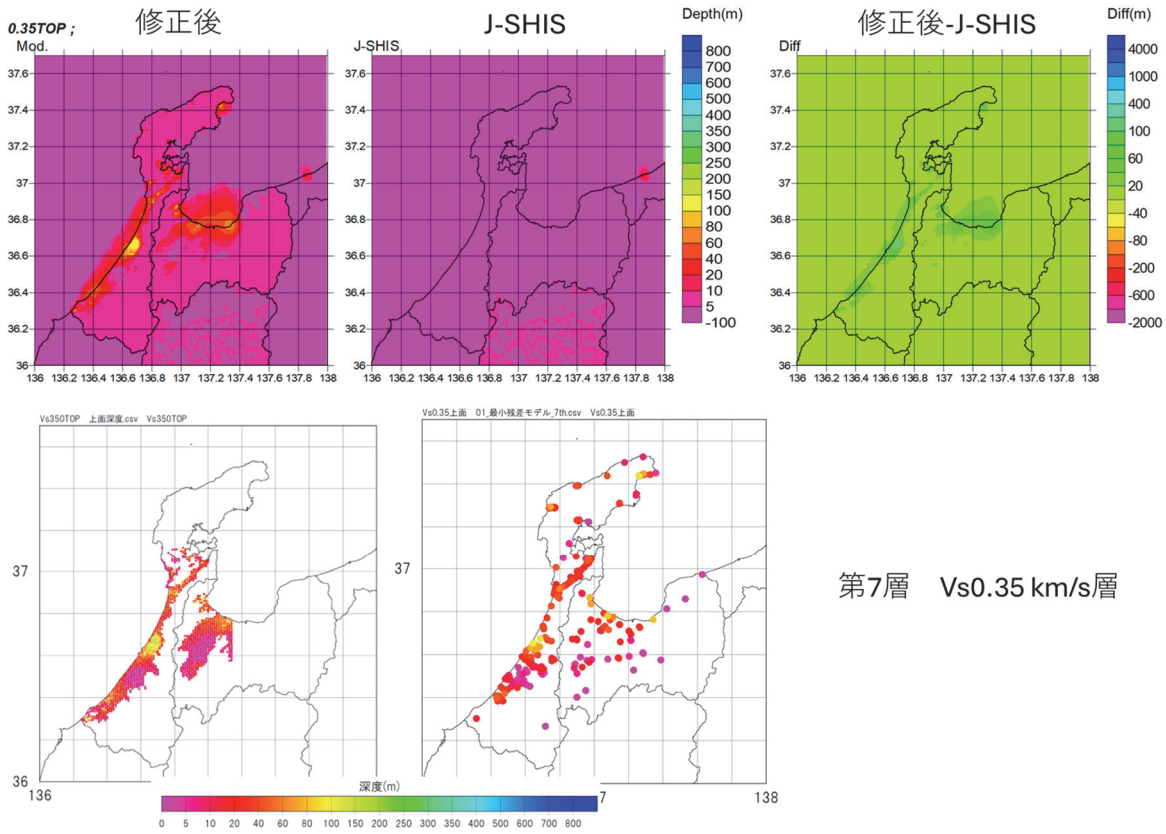


図 20　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 0.35 km/s 層上面）。（上段左）修正後のモデル、（上段中）J-SHIS V4 モデル、（上段右）修正後のモデルと J-SHIS V4 モデルの差分（修正後の上面深度が J-SHIS V4 よりも深い場合を正）、（下段左）モデル修正に用いた小半径微動アレイ探査データ（サブ 3.1）の分布、（下段右）モデル修正に用いた大半径微動アレイ探査や単点微動観測データの分布。

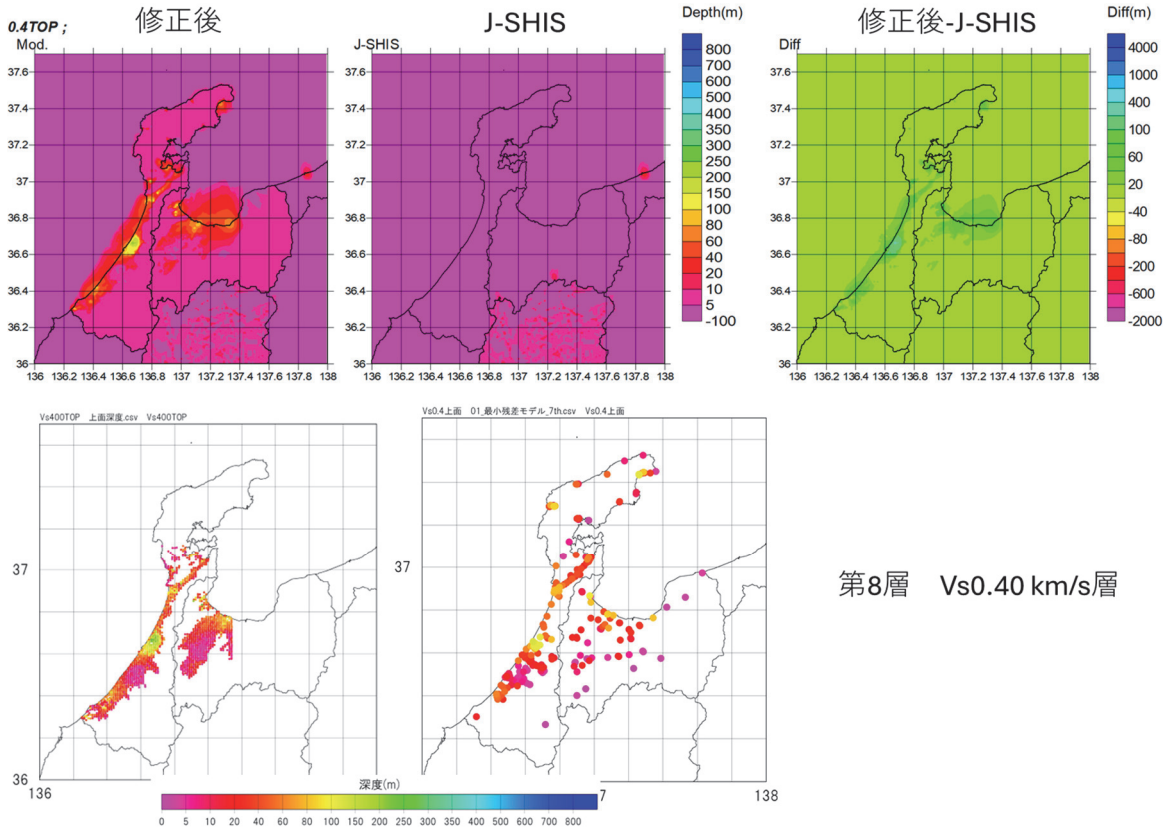


図 21　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 0.40 km/s 層上面）。凡例は図 20 に同じ。

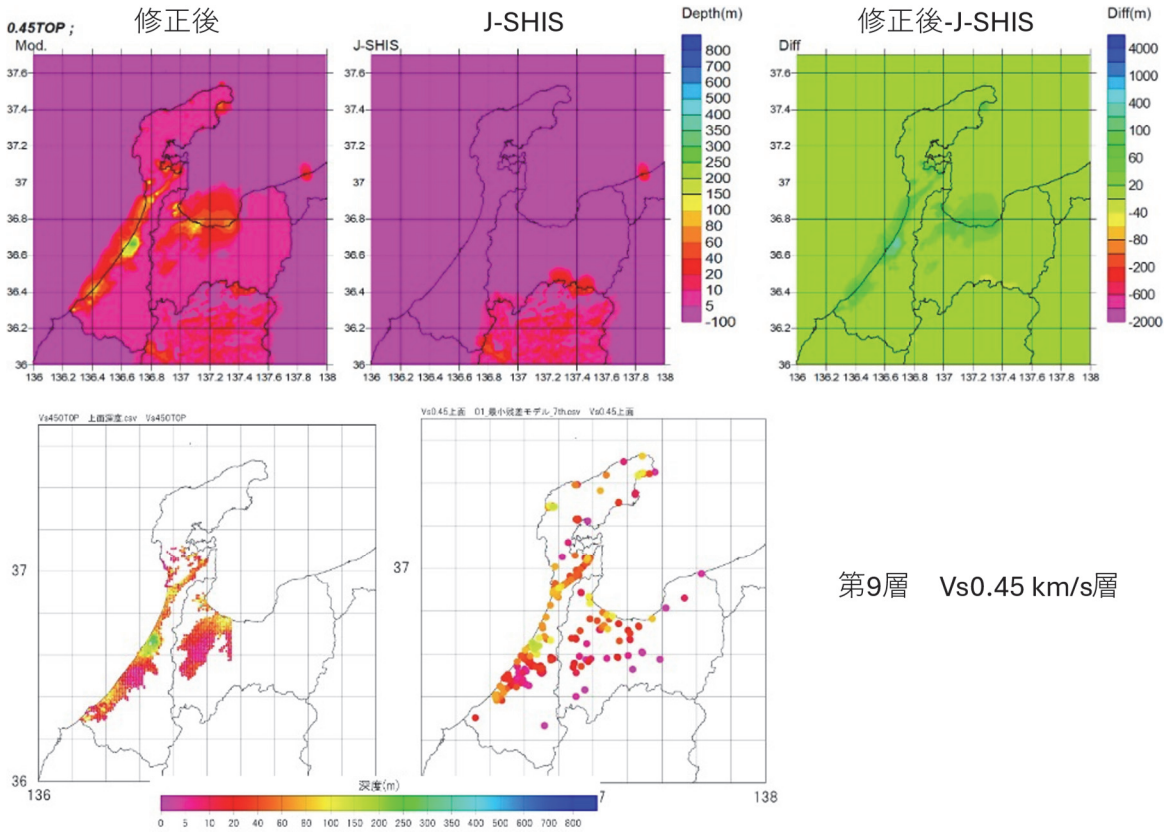


図 22　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 0.45 km/s 層上面）。凡例は図 20 に同じ。

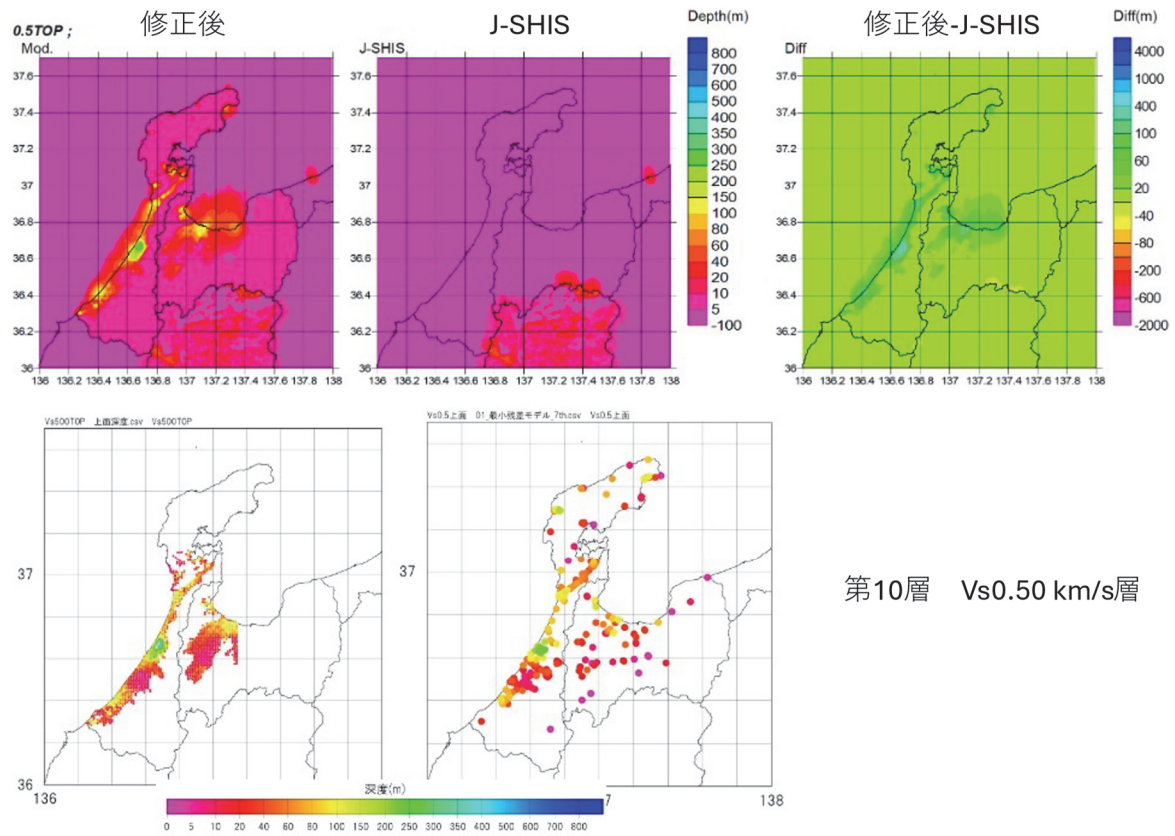


図 23　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 0.50 km/s 層上面）。凡例は図 20 に同じ。

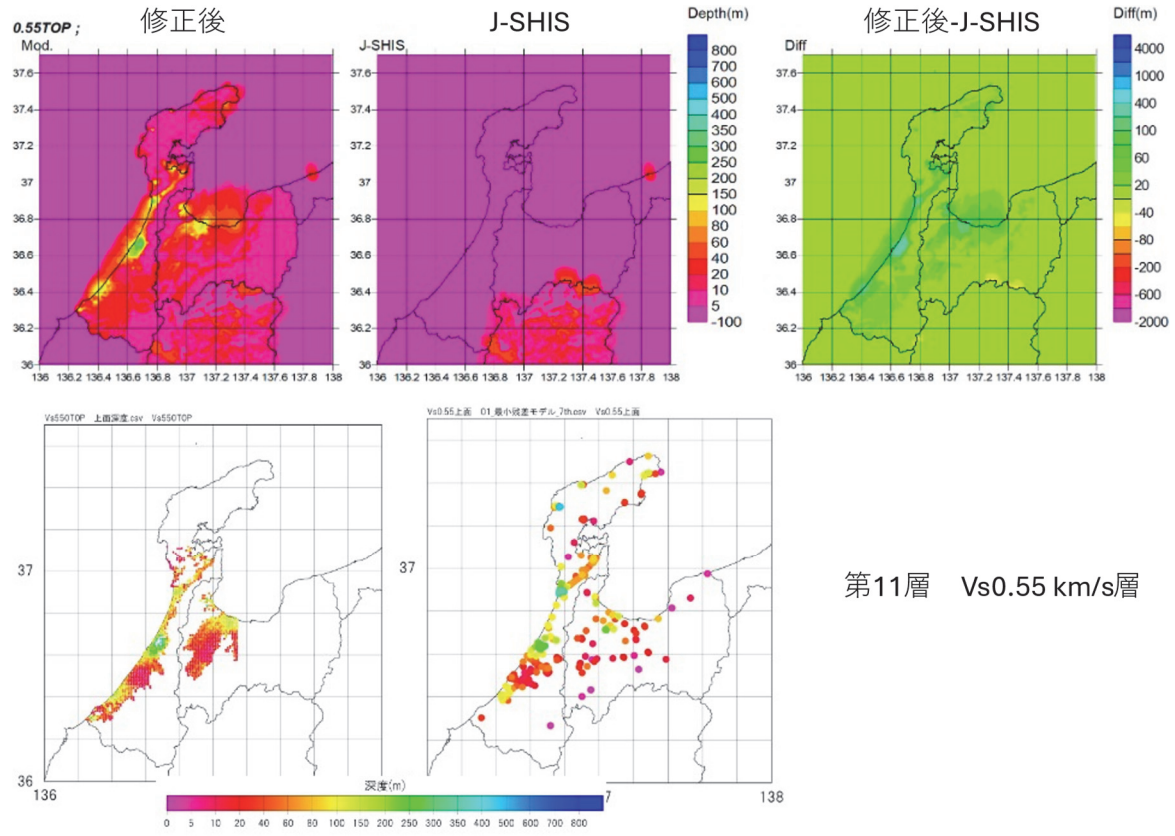


図 24　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 0.55 km/s 層上面）。凡例は図 20 に同じ。

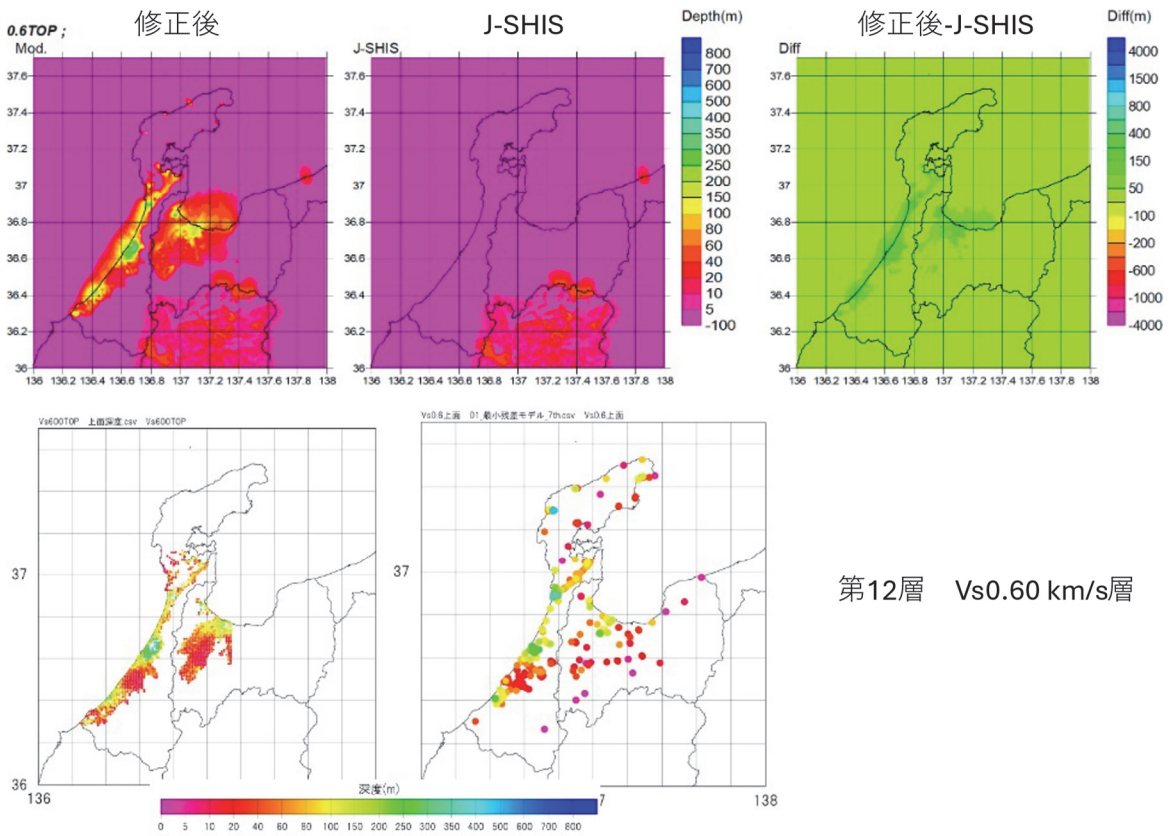


図 25　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 0.60 km/s 層上面）。凡例は図 20 に同じ。

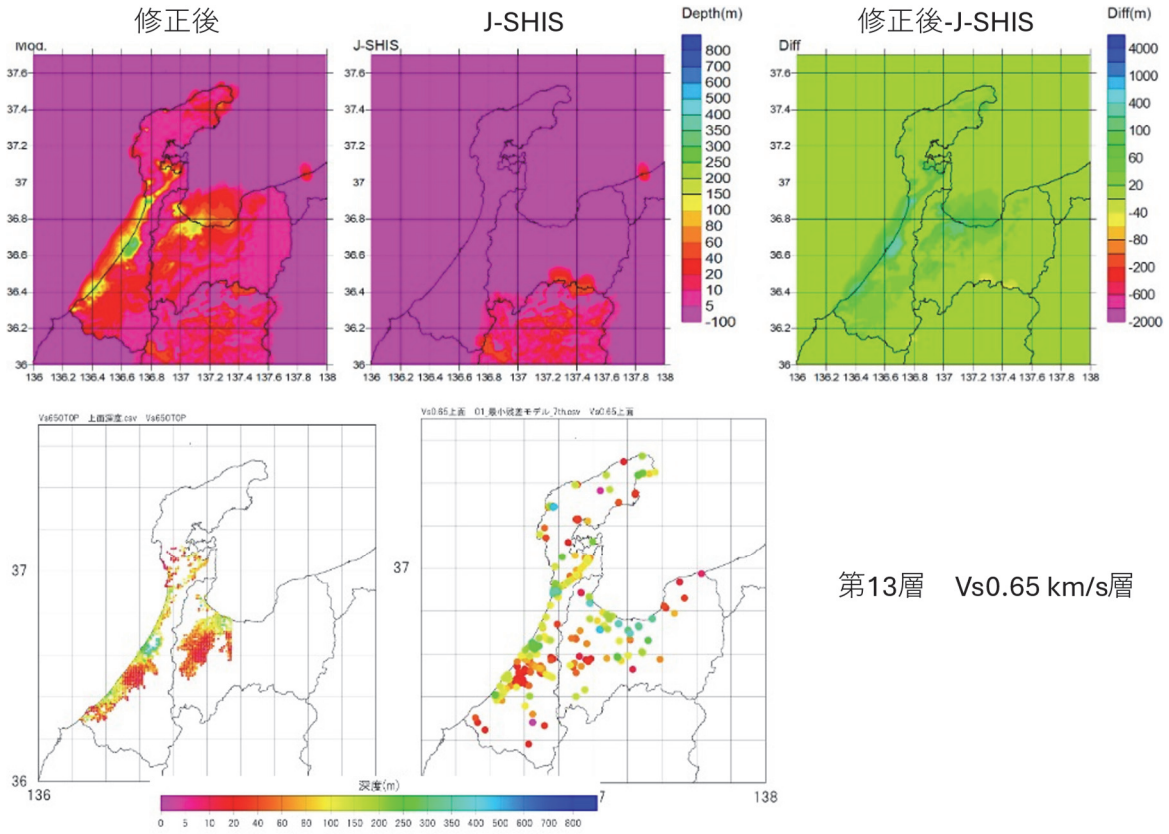


図 26　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 0.65 km/s 層上面）。凡例は図 20 に同じ。

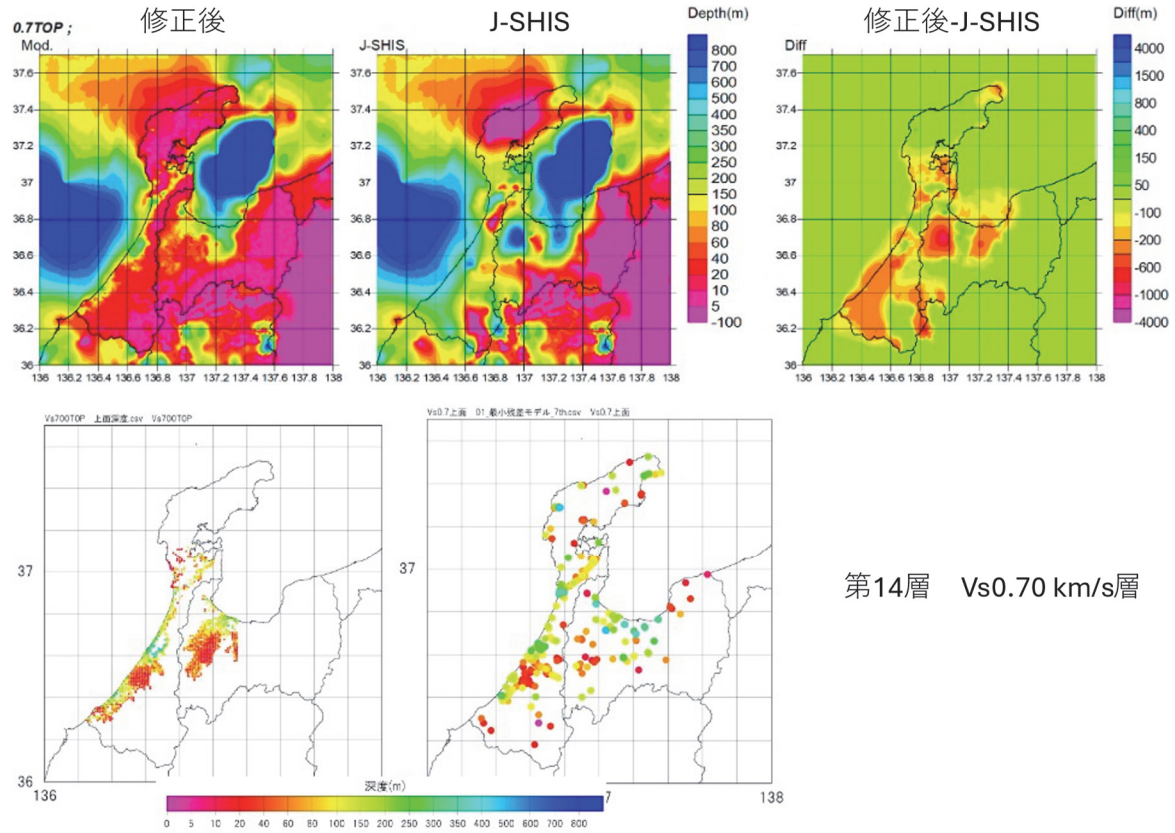


図 27　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 0.70 km/s 層上面）。凡例は図 20 に同じ。

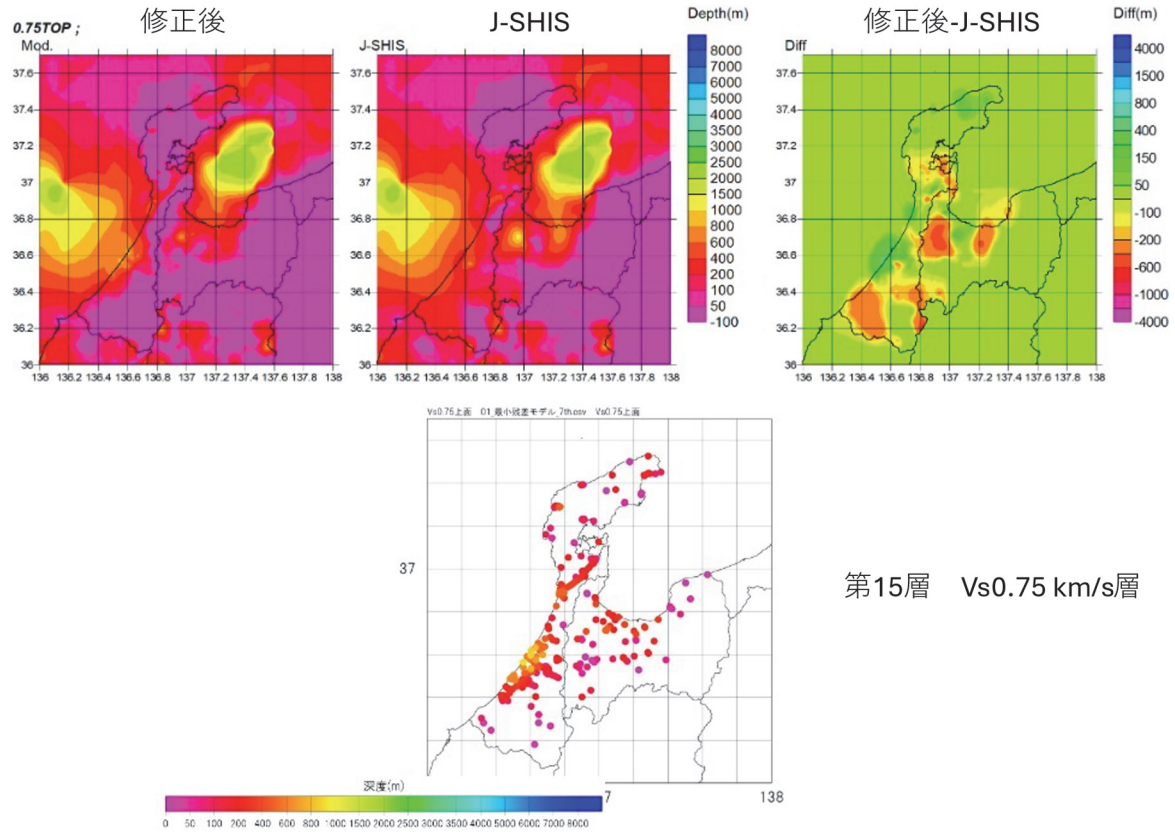


図 28　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 0.75 km/s 層上面）。凡例は図 20 に同じ。ただし、この深さに対応する小半径微動アレイ探査データはない。

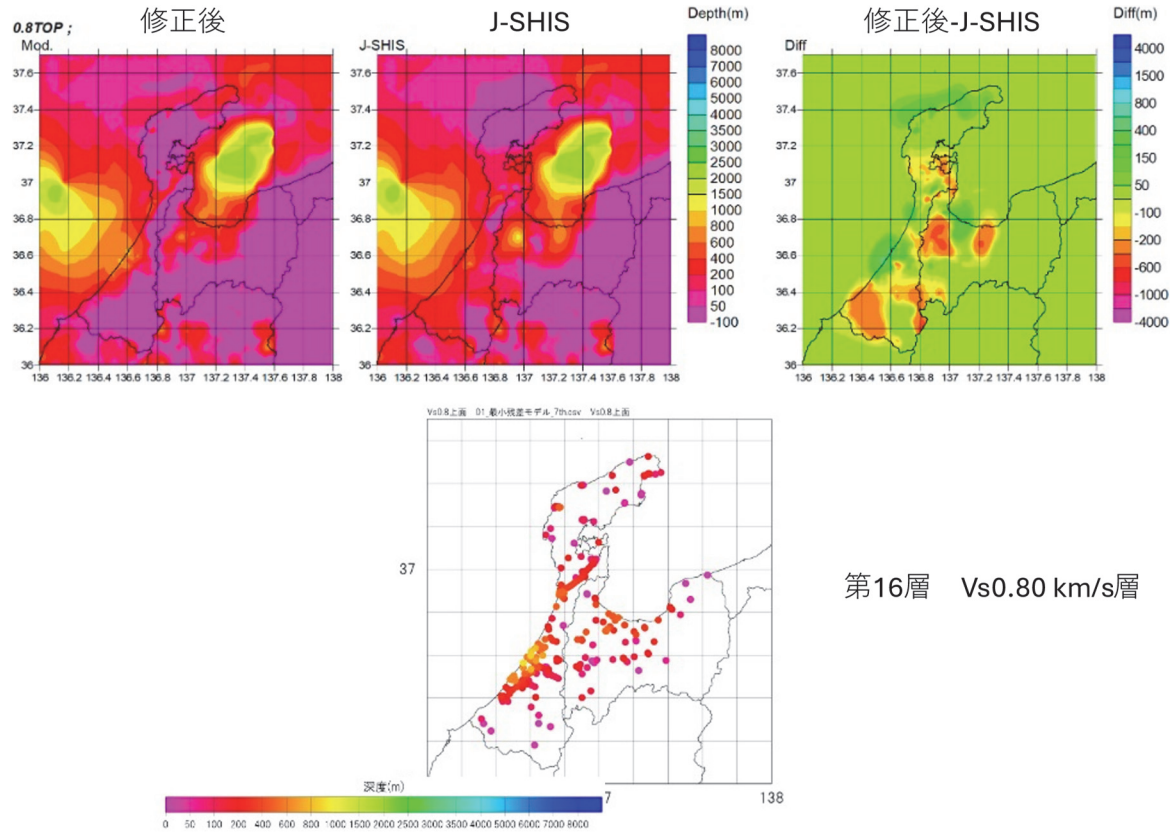


図 29　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 0.80 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

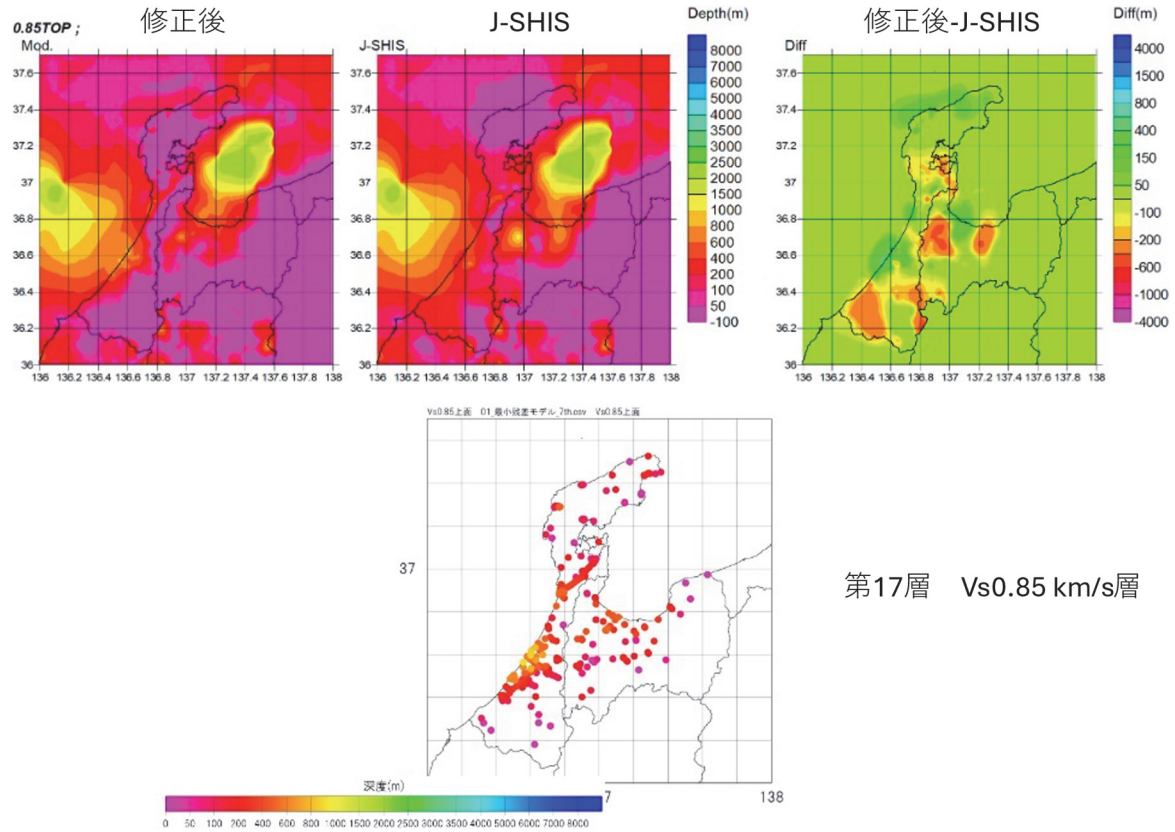


図 30　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 0.85 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

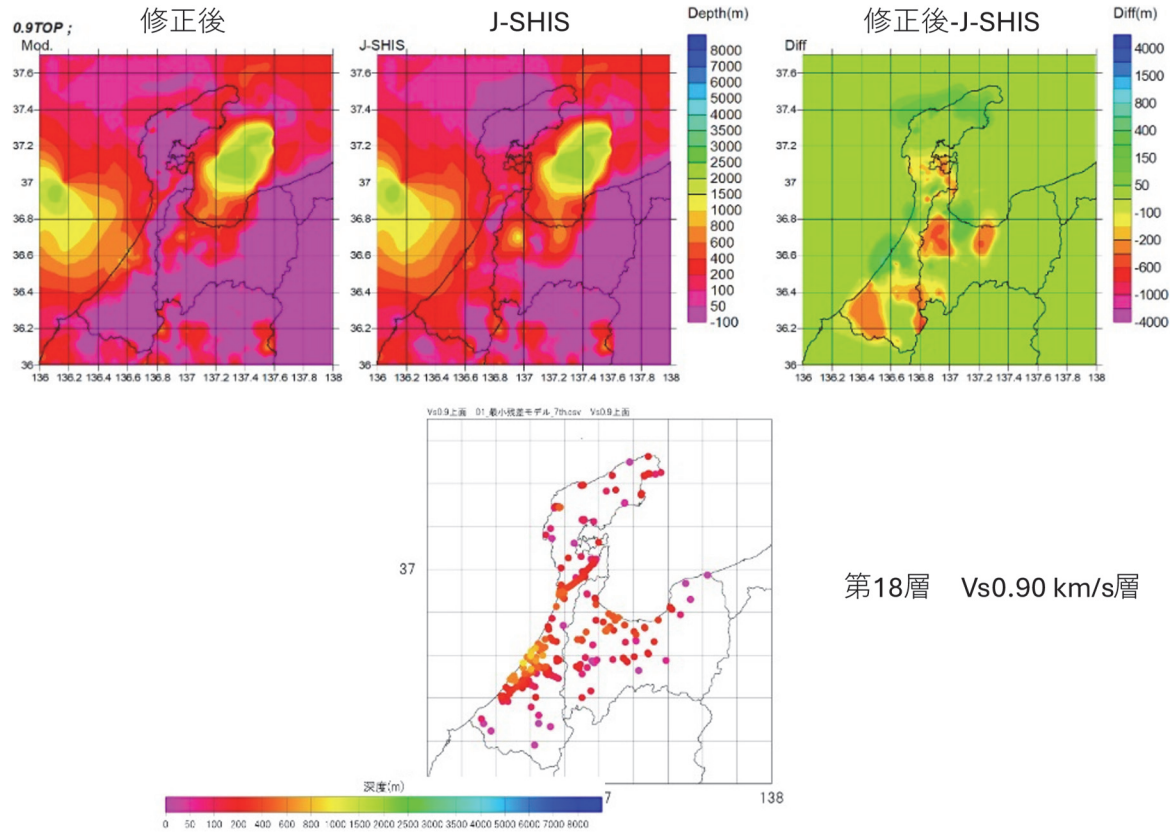


図 31　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 0.90 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

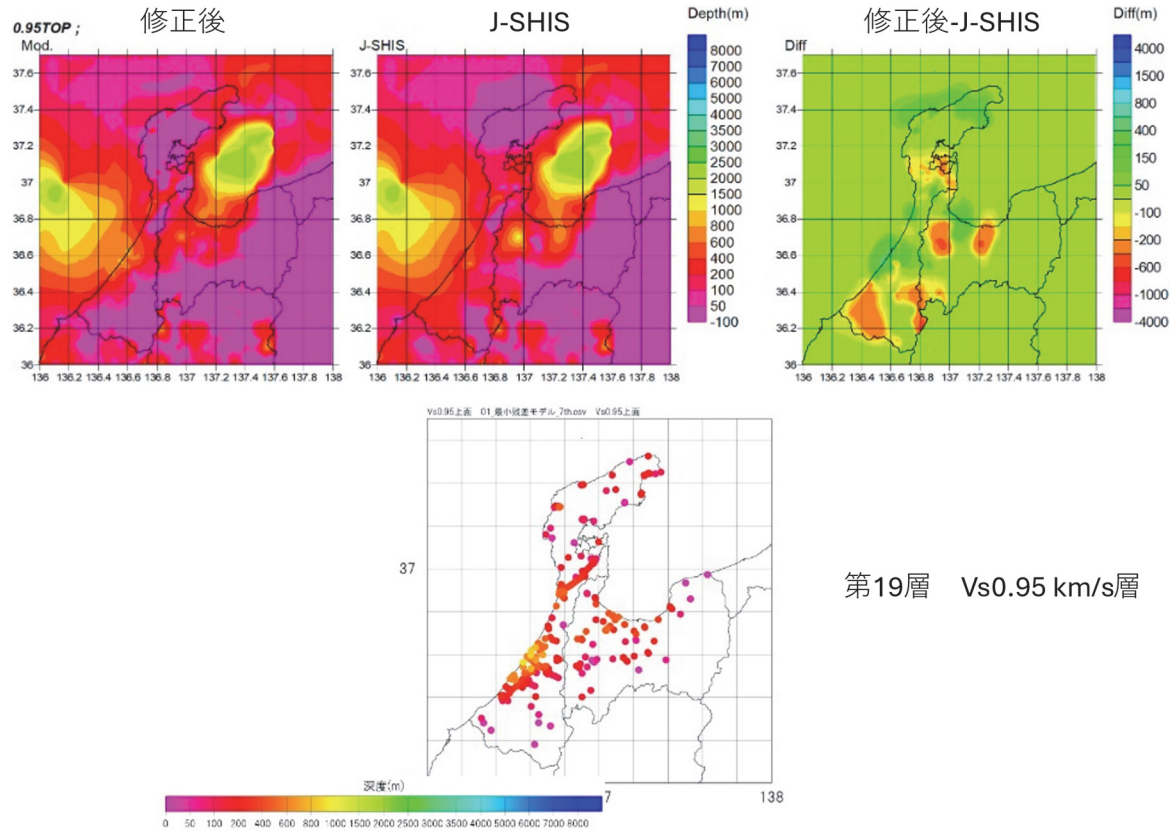


図 32　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 0.95 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

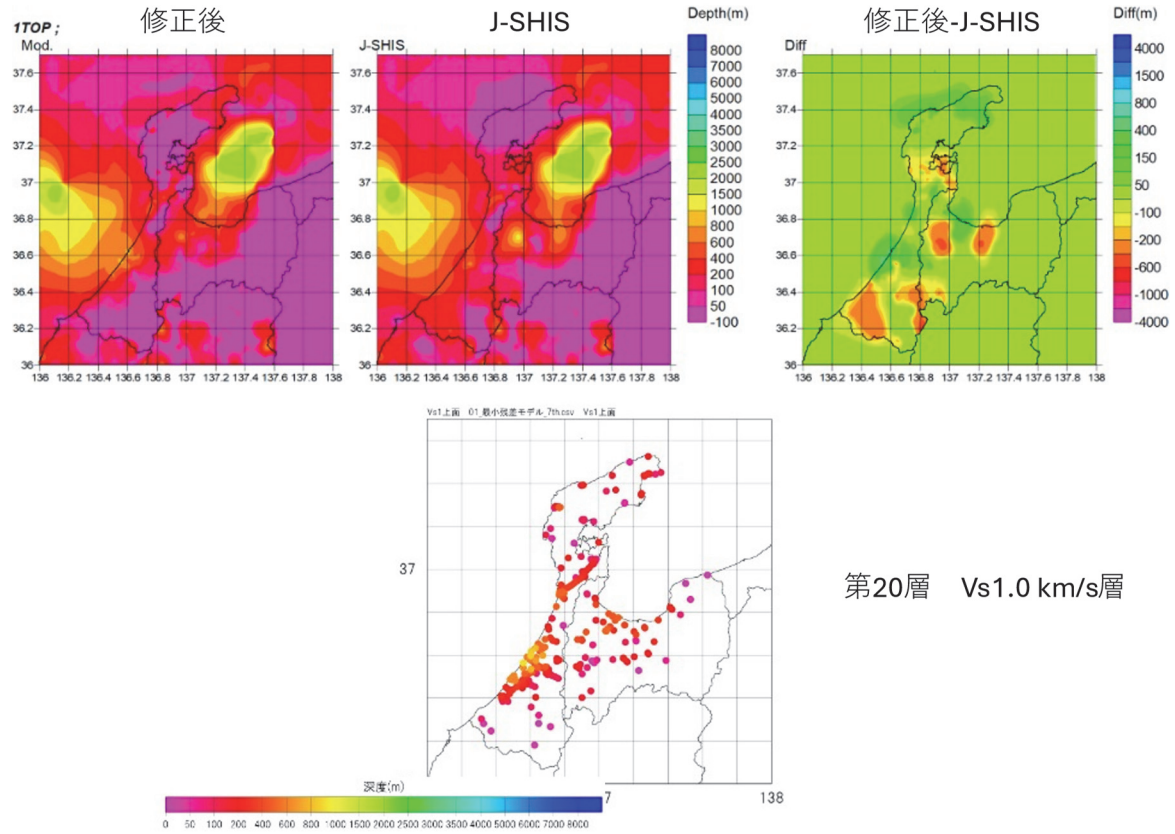


図 33　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 1.0 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

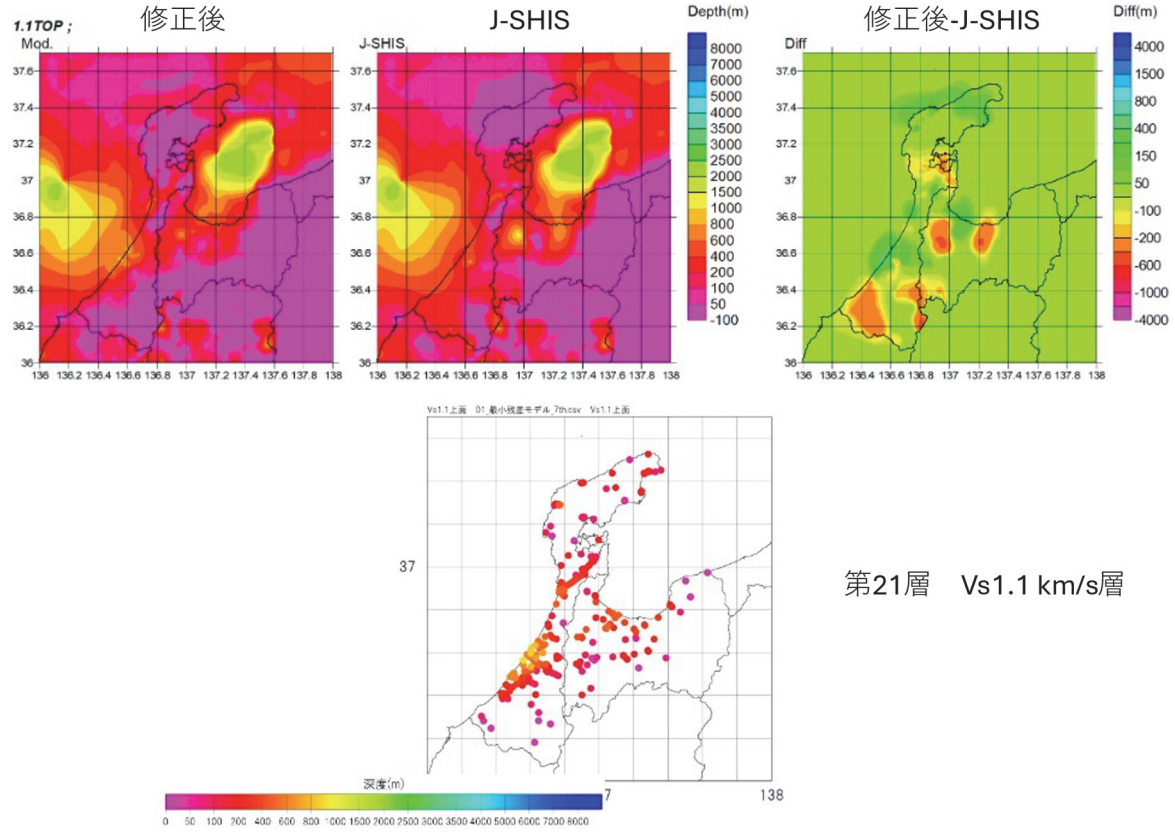


図 34　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 1.1 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

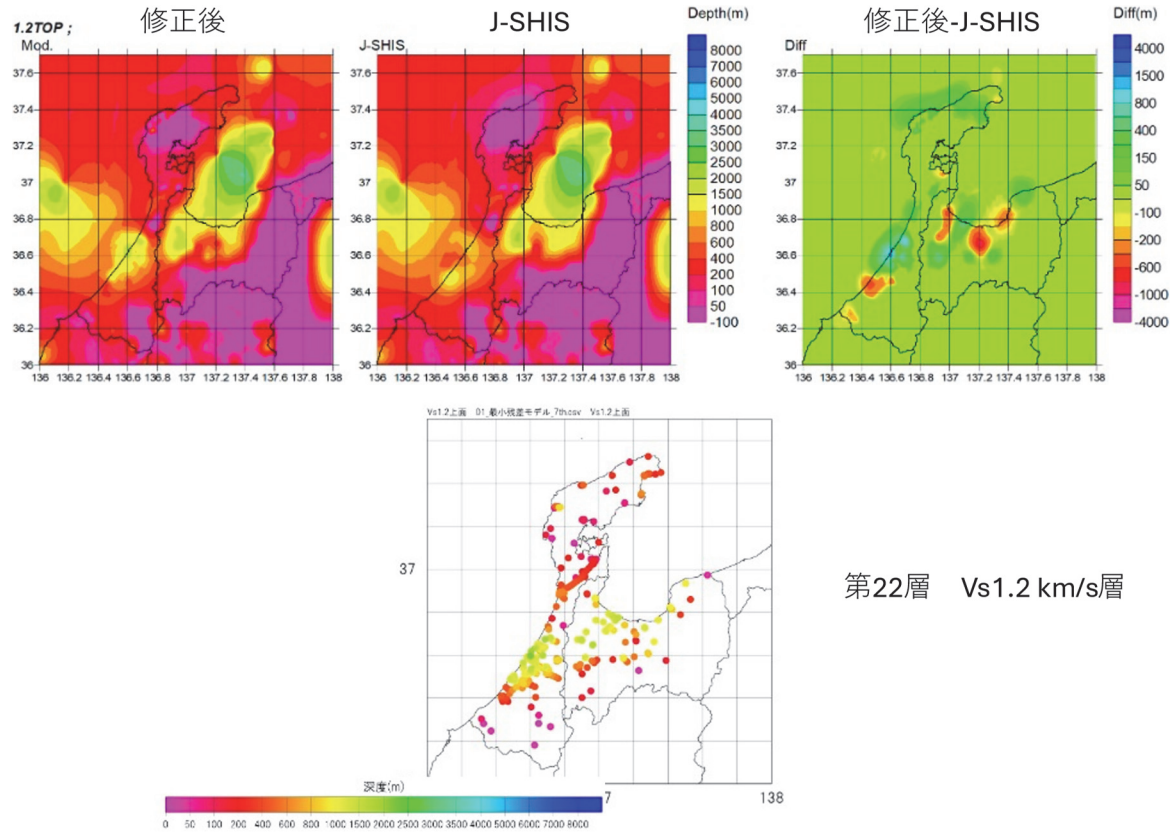


図 35　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 1.2 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

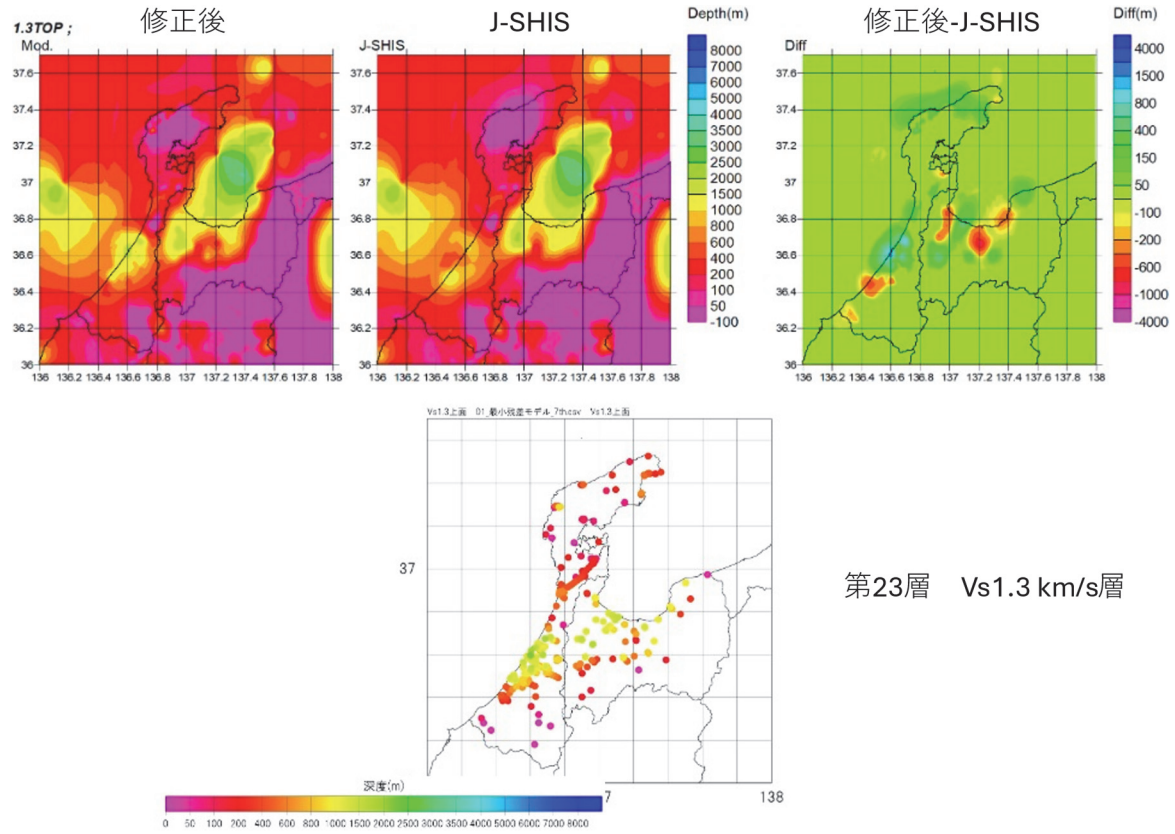


図 36　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 1.3 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

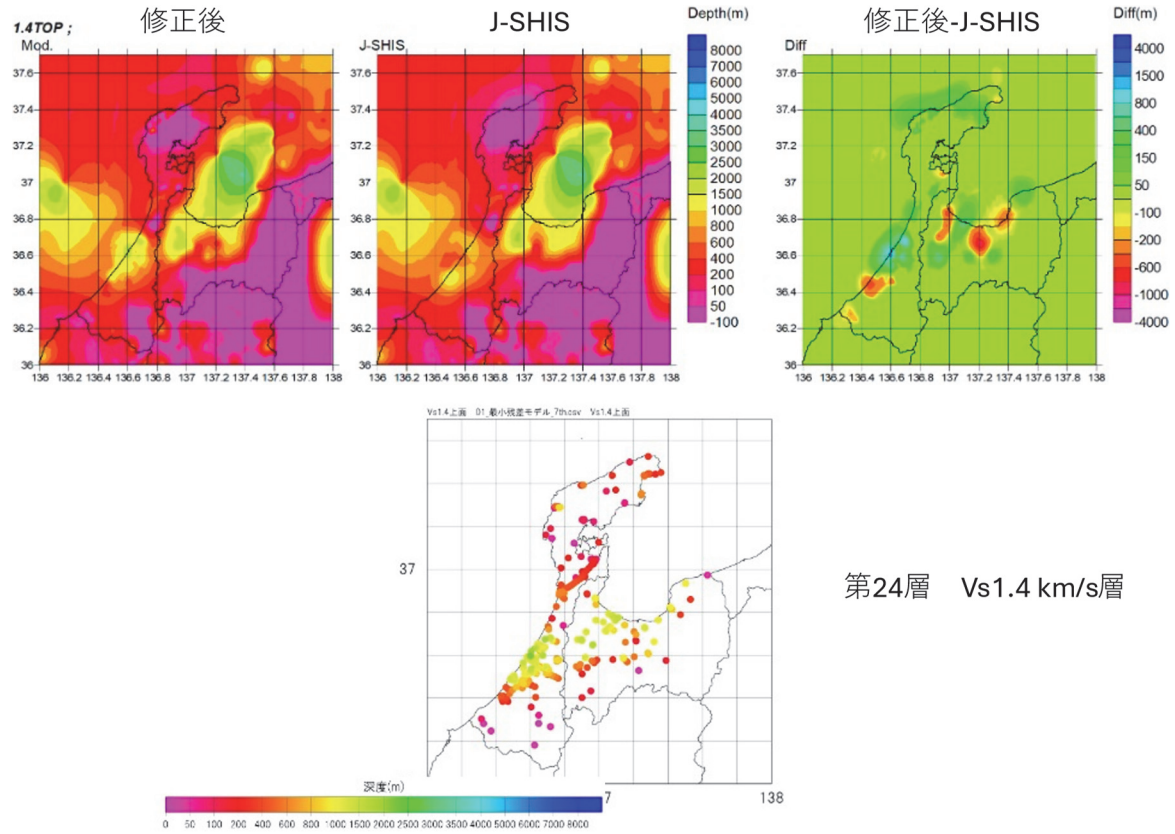


図 37　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 1.4 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

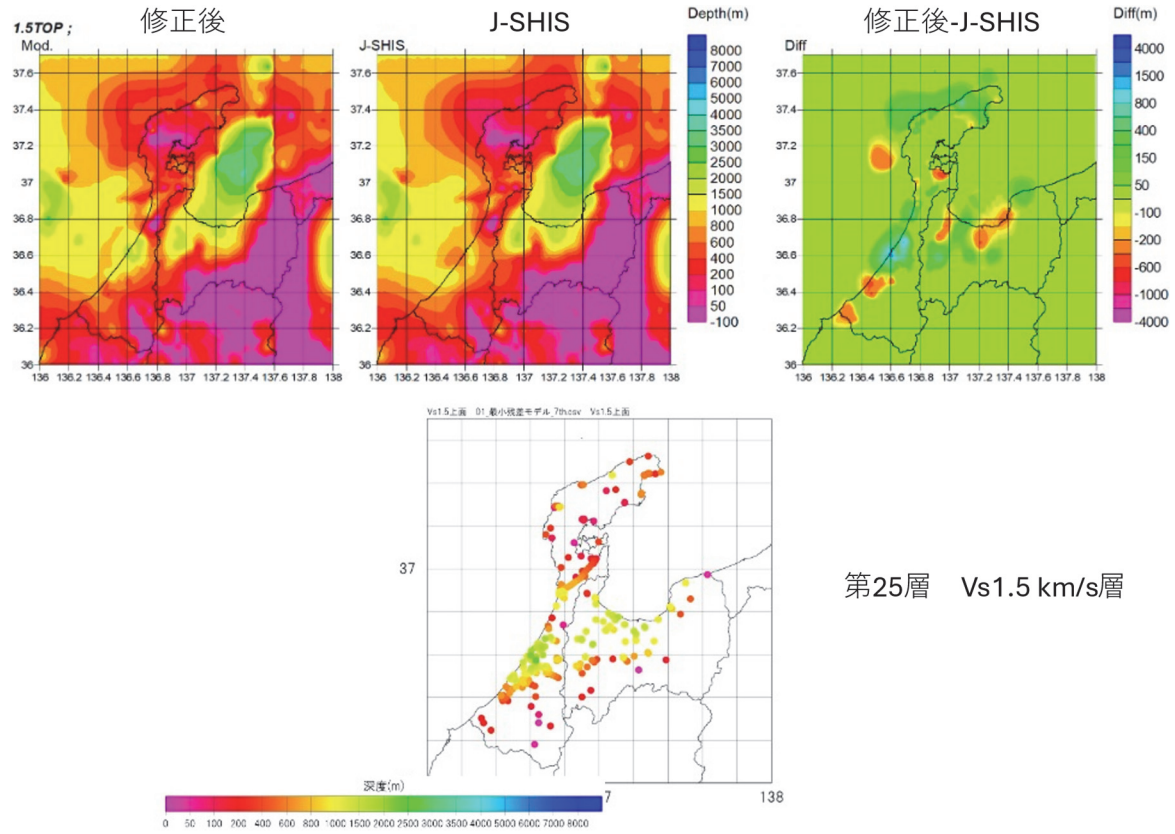


図 38　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 1.5 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

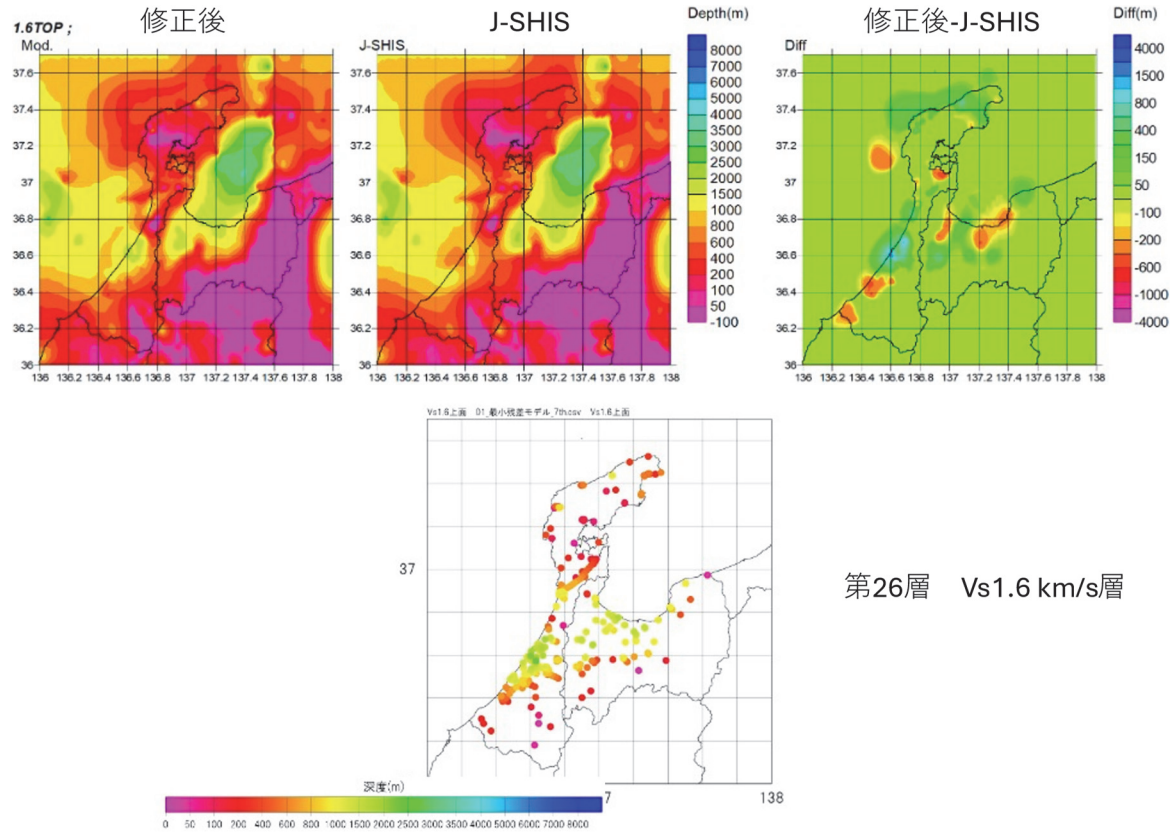


図 39　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 1.6 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

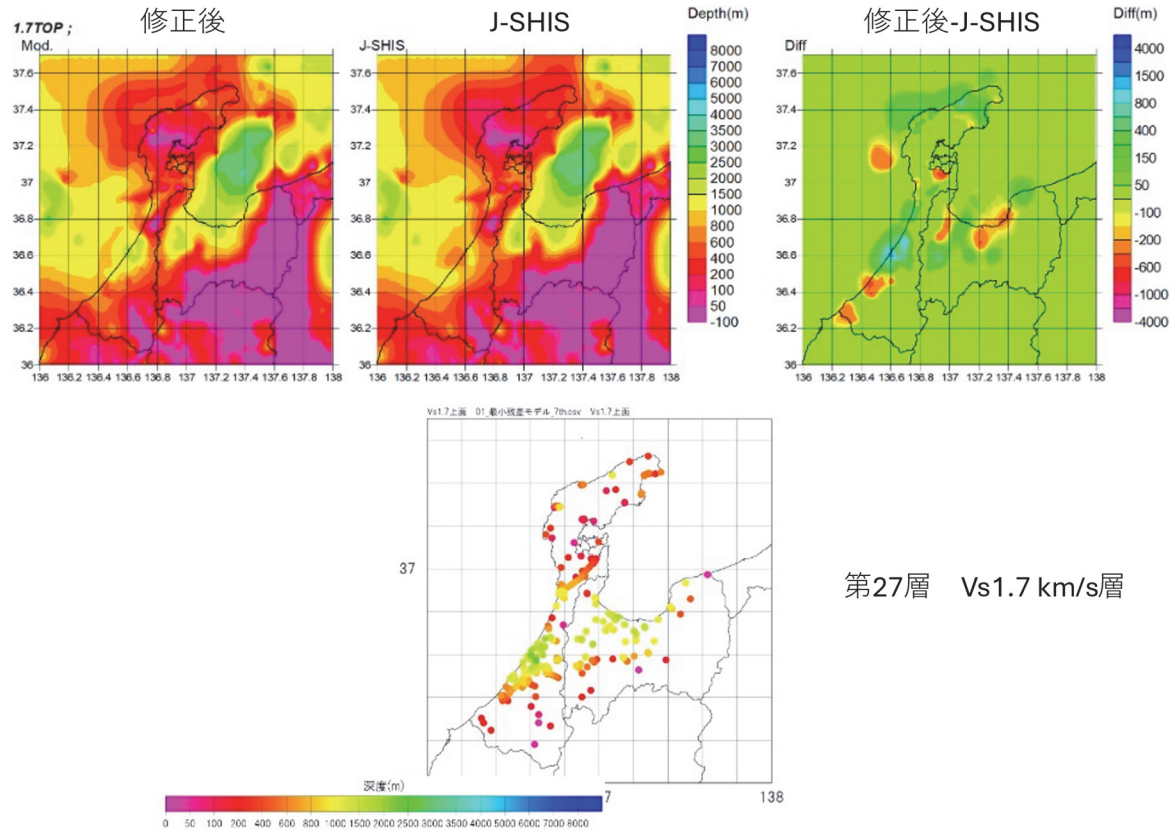


図 40　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 1.7 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

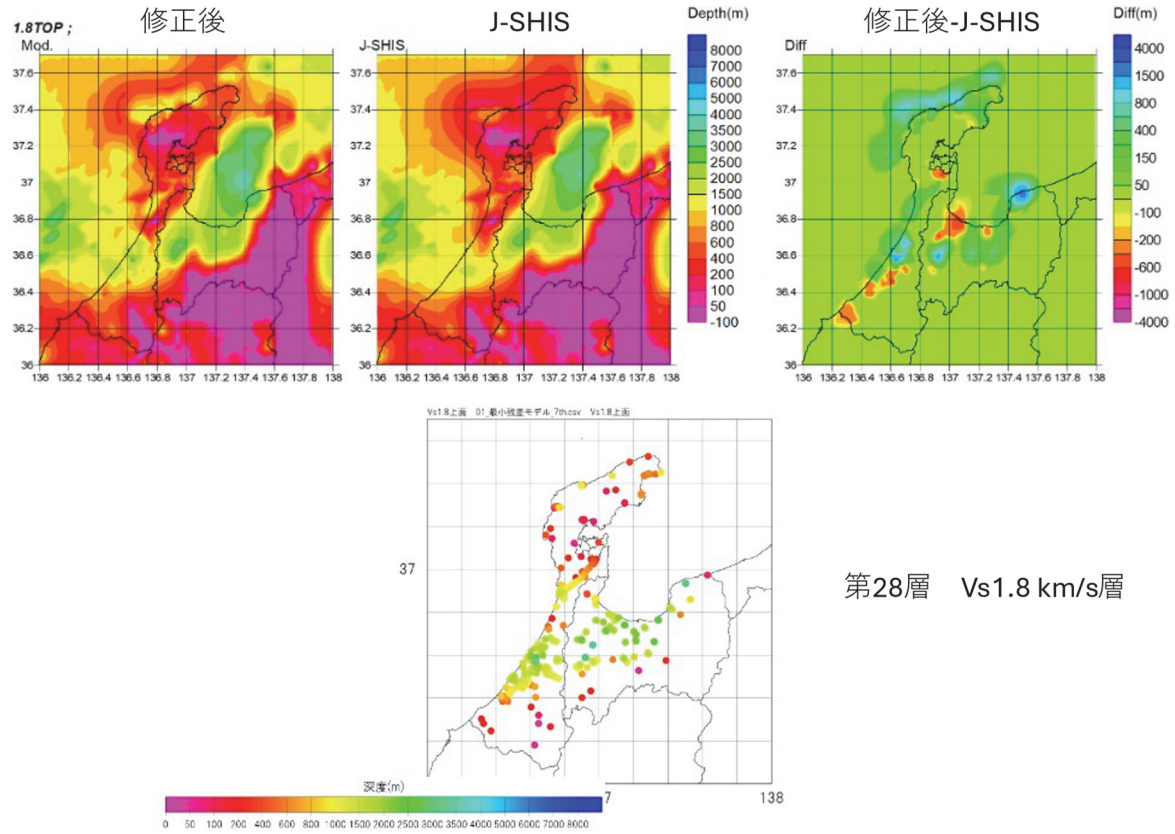


図 41　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 1.8 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

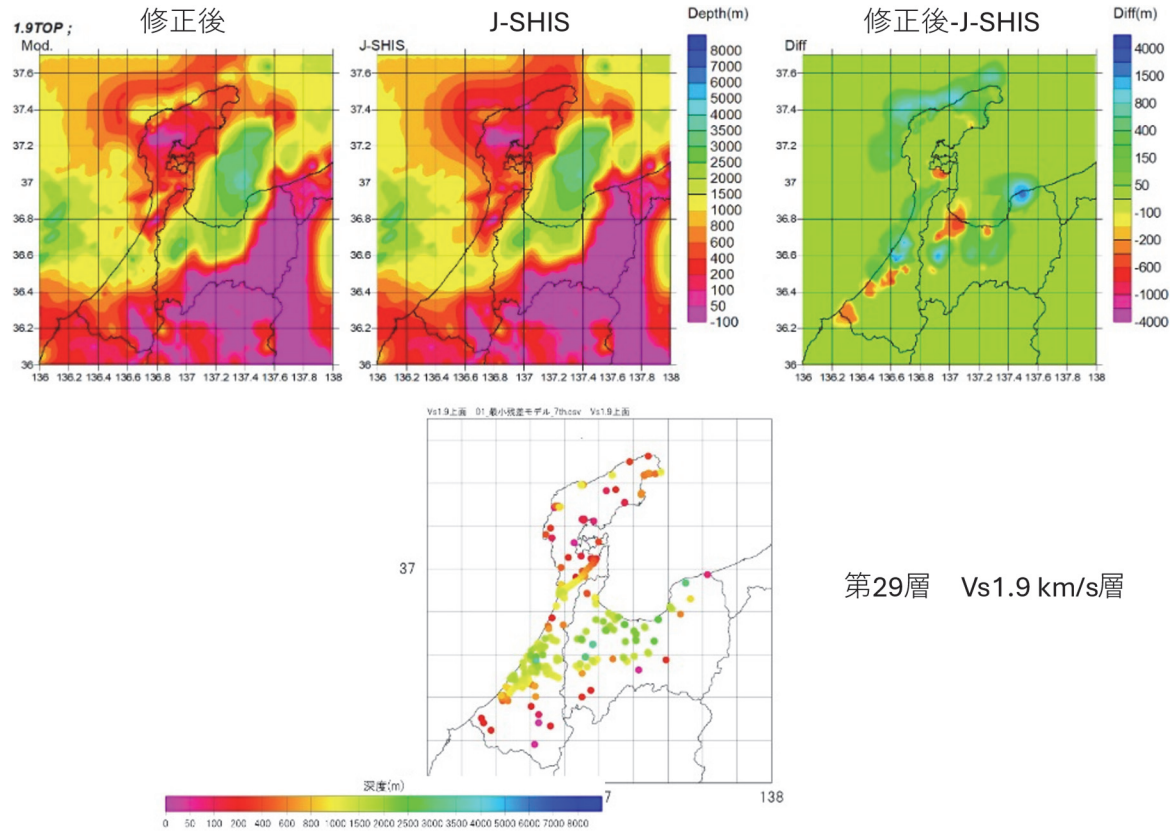


図 42　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 1.9 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

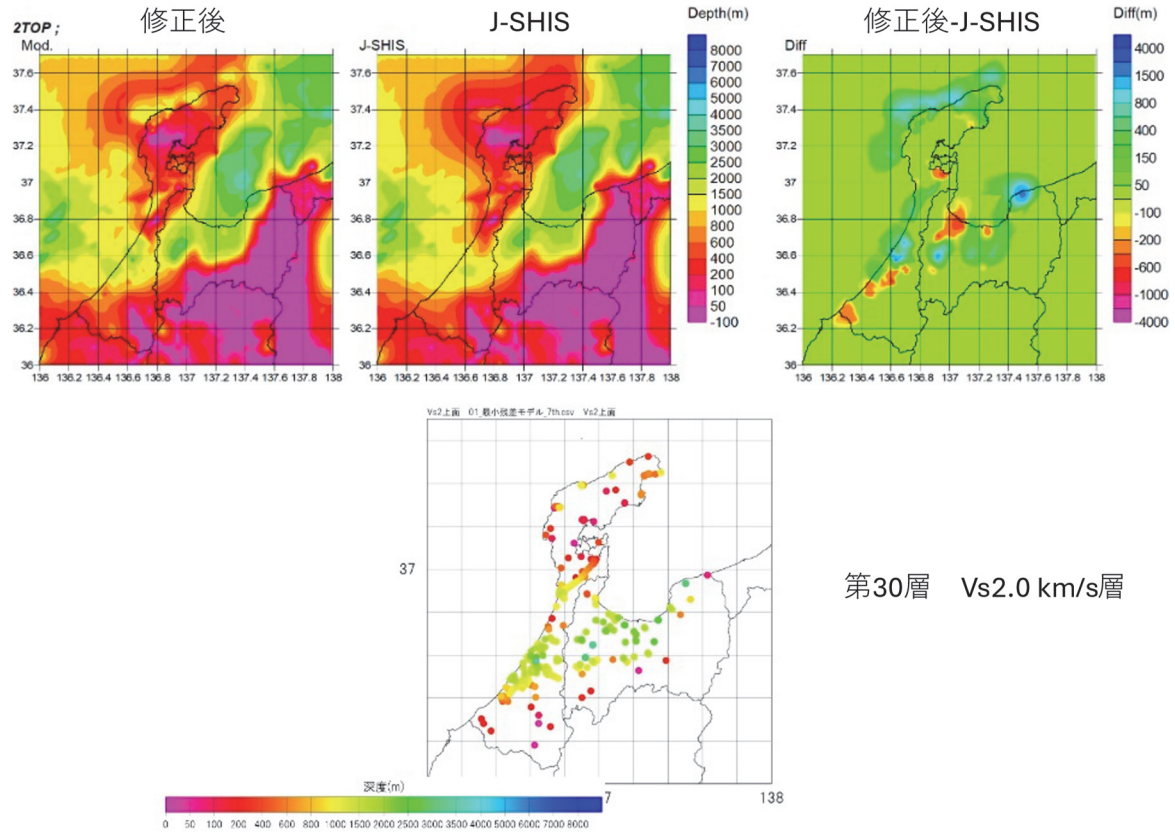


図 43　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 2.0 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

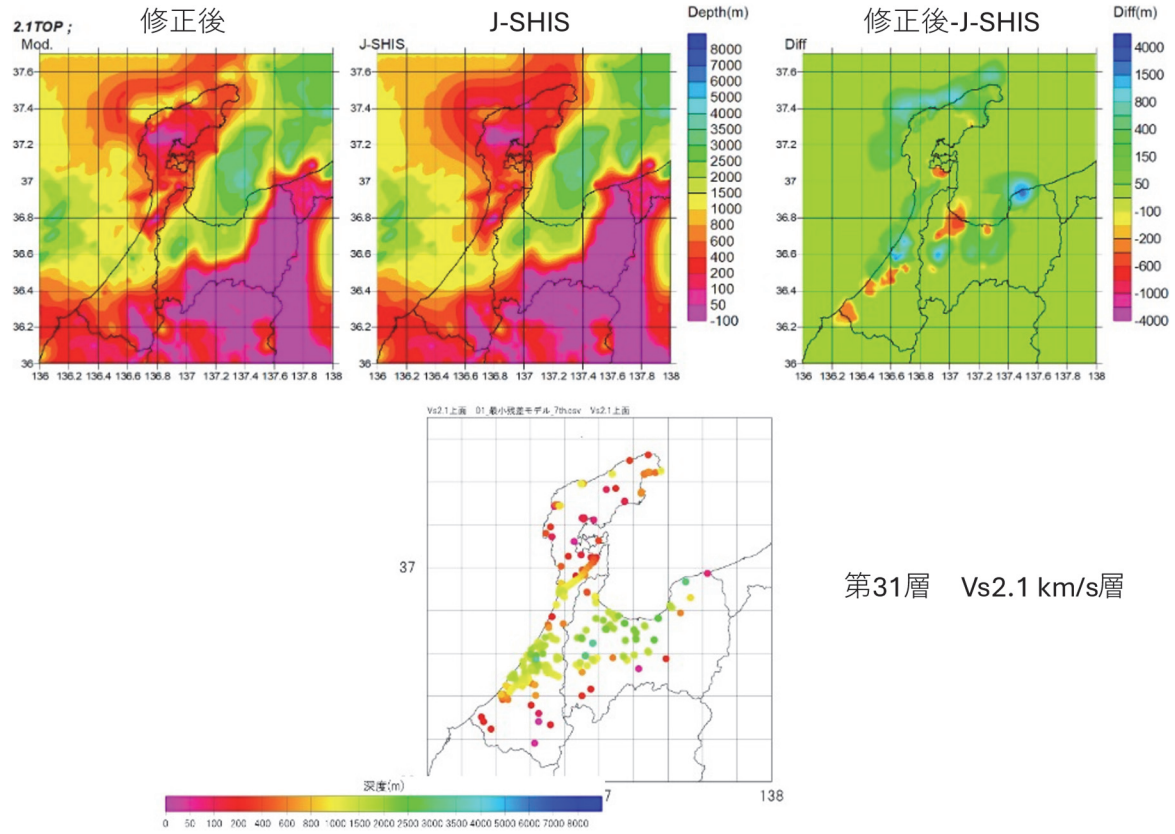


図 44　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 2.1 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

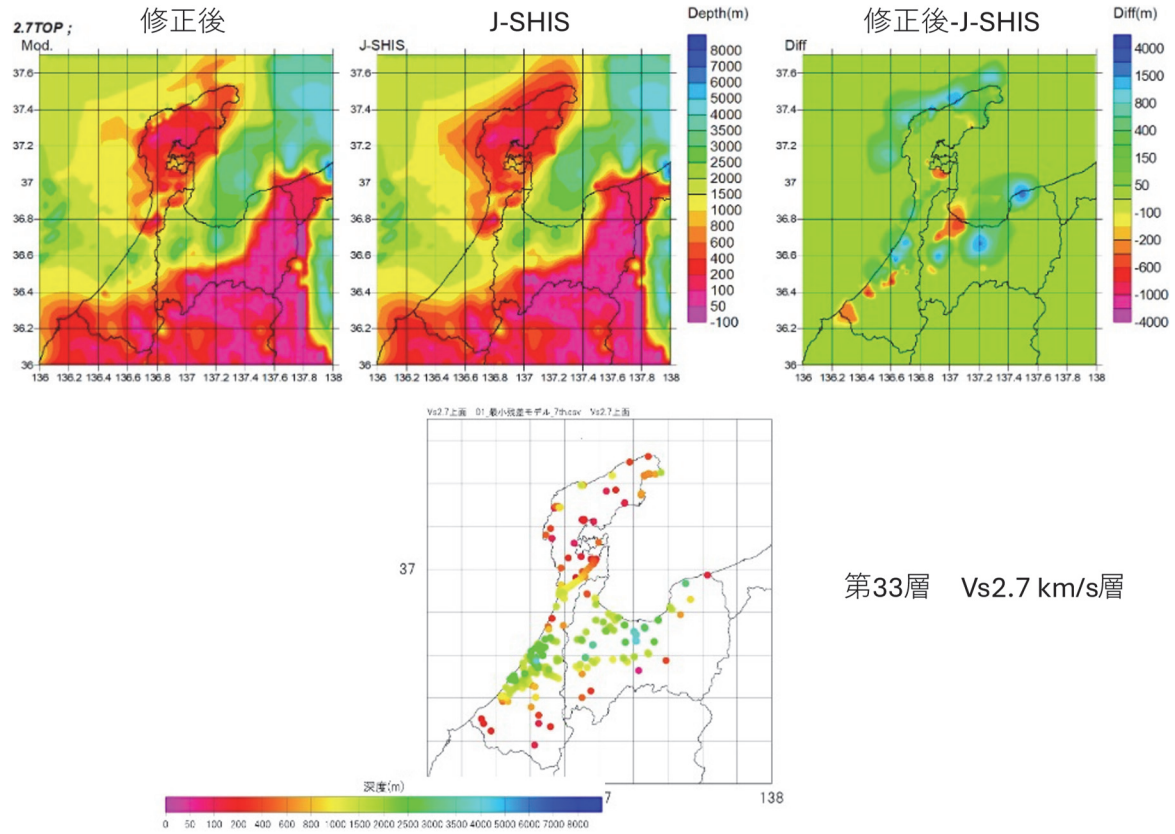


図 45　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 2.7 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

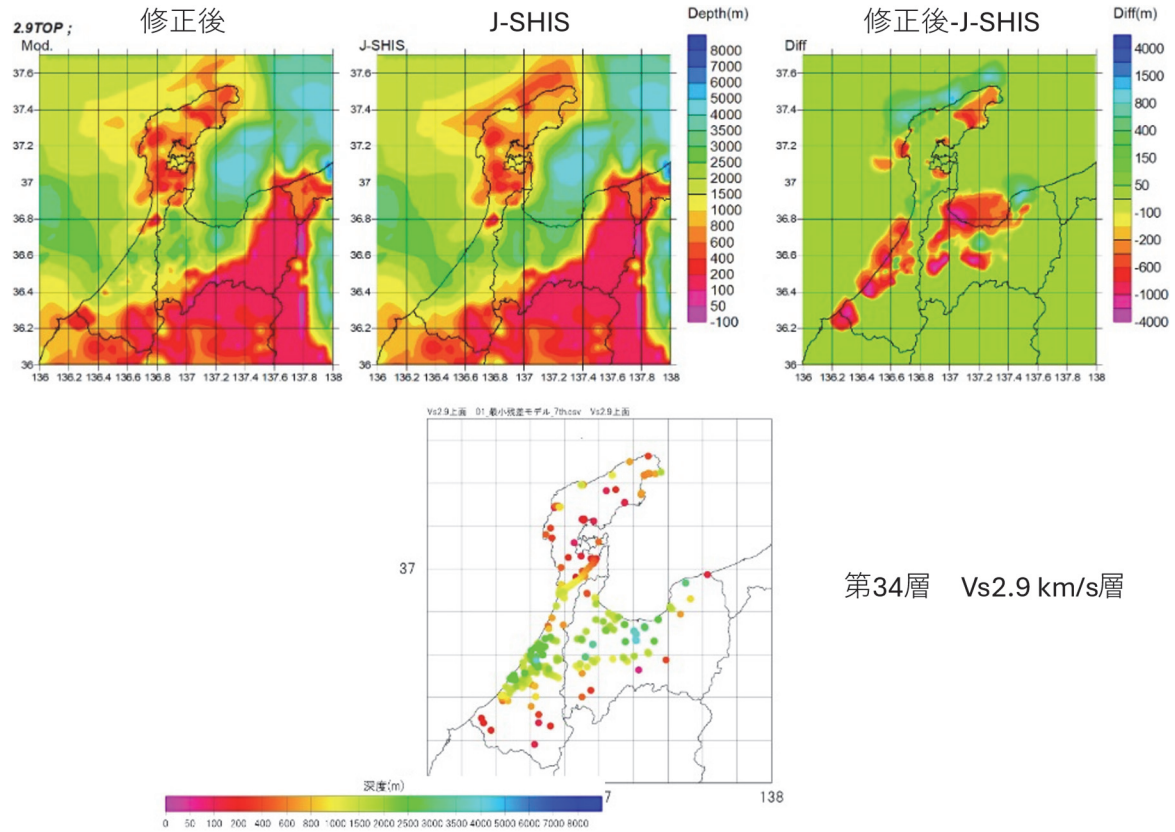


図 46　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 2.9 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

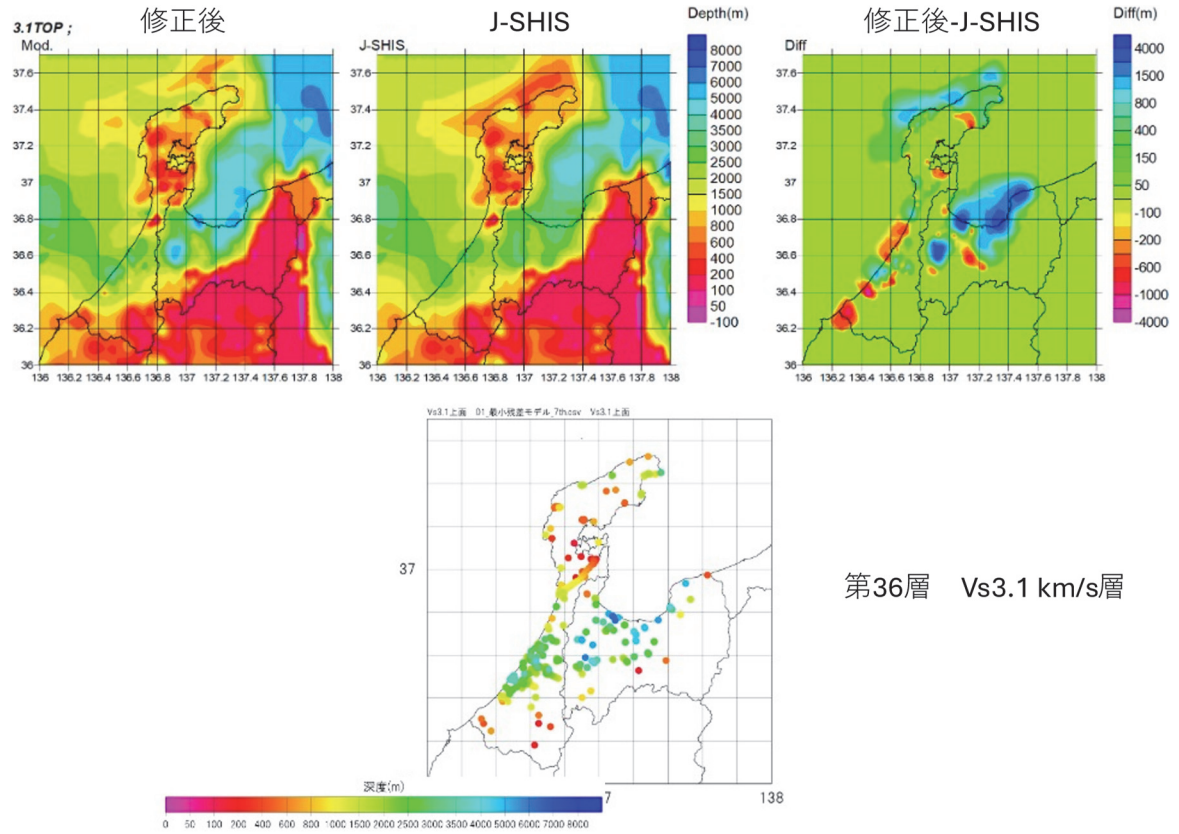


図 47　深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 3.1 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

d）浅部・深部統合地盤構造モデルの作成

サブテーマ 3.1 にて、ボーリングデータ（土質区分・N 値）と空間的に高密度に実施された小半径の微動アレイ探査による位相速度データをもとに作成した浅部地盤構造モデルと、サブテーマ 3.2 で作成した深部地盤構造モデルを工学的基盤面（S 波速度 0.35 km/s の速度層上面）で接続し、浅部・深部統合地盤構造モデルを作成した。その際、サブテーマ 3.1 の報告で説明されているとおり、工学的基盤付近の速度層の調整や微動アレイ探査の AVS データを用いた浅部地盤構造モデルの速度層の調整を行った上で、最終的な浅部・深部統合地盤構造モデルとした。

e）反射法による深部構造探査結果による検証

サブテーマ 1.1 で実施された反射法による深部構造探査の結果との比較を行った。サブテーマ 1.1 が実施した深部構造を対象とした反射法地震探査は P 波震源が用いられているため、深部地盤構造モデルの各速度層の P 波速度分布と比較した。図 48 は令和 4 年度に実施した犀川－医王山測線、図 49 は令和 5 年度に実施した内灘－南砺測線について、それぞれサブテーマ 1.1 による P 波速度トモグラフィ解析結果と修正後の深部地盤構造モデルとの比較である。このほかにも、日本海地震・津波調査プロジェクト（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，2015）や旧石油公団による反射法地震探査結果とも比較検証を行った。いずれの測線でも、基盤面の形状や堆積層内の速度分布などの特徴は概ね対応しており、適切な深部地盤構造モデルを作成することができたと判断した。

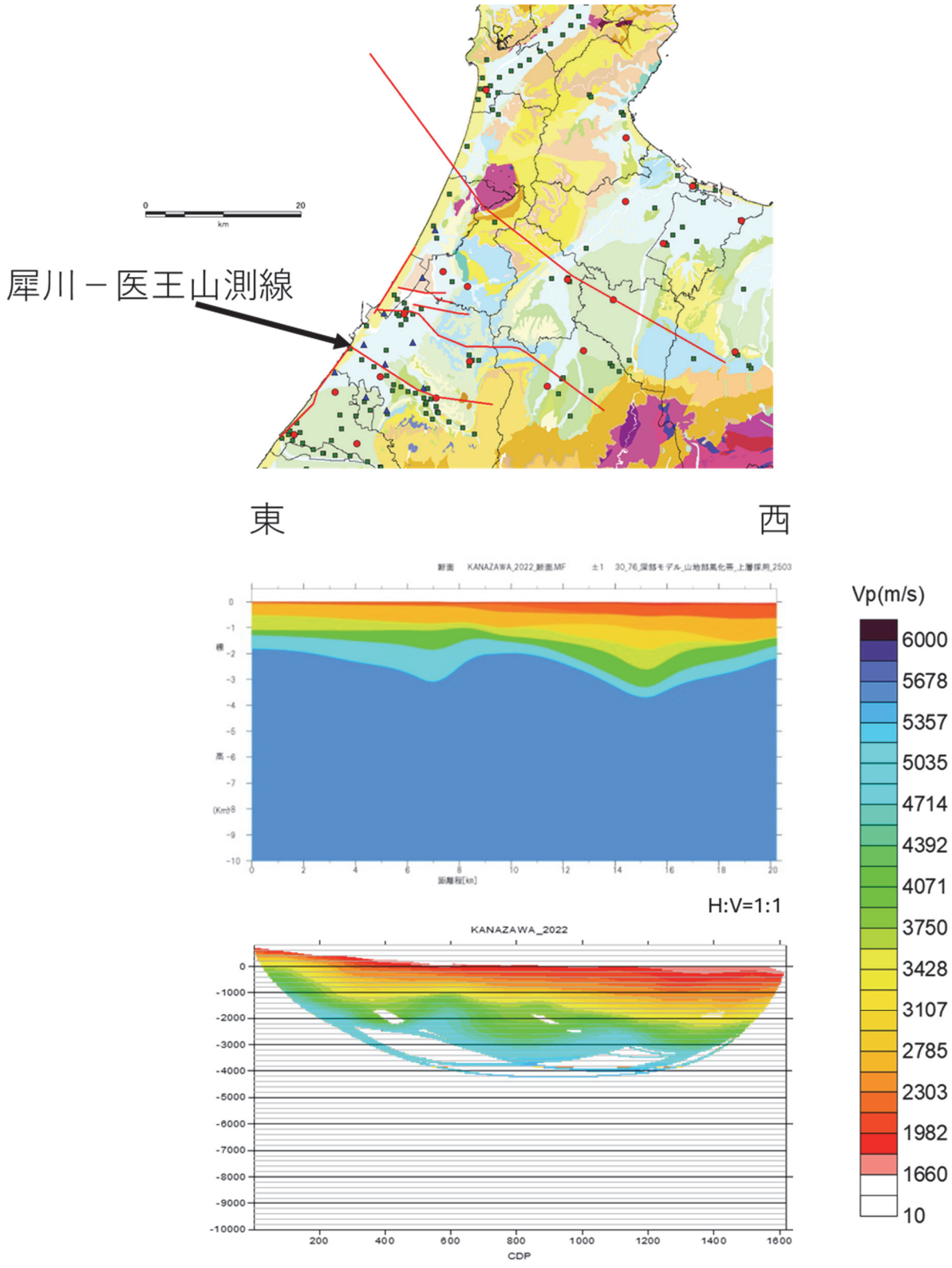


図 48　犀川－医王山測線との比較。測線位置を上段の地質図（20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2）上に示す。中段は修正後の深部地盤構造モデルの P 波速度の深さ分布、下段はサブテーマ 1.1 でトモグラフィ解析された P 波速度の深さ分布である。

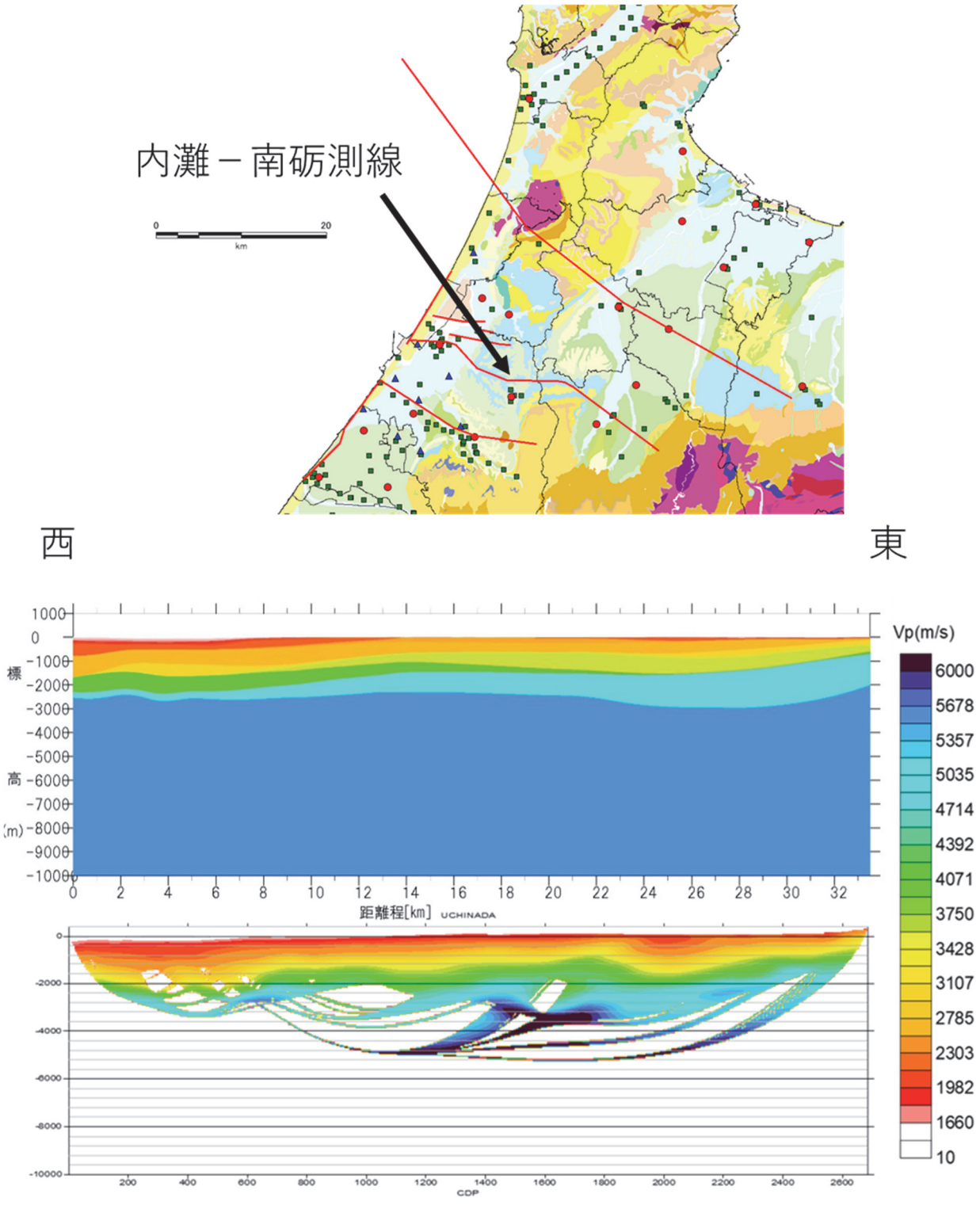


図 49　内灘－南砺測線との比較。測線位置を上段の地質図（20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2）上に示す。中段は修正後の深部地盤構造モデルの P 波速度の深さ分布、下段はサブテーマ 1.1 でトモグラフィ解析された P 波速度の深さ分布である。

f）強震・震度観測点でのサイト増幅特性の検証

中小地震波形記録のスペクトルインバージョン解析（Somei et al., 2016）で求められている各強震・震度観測点のサイト増幅特性との比較を行った。Somei et al. (2016)は、北陸地方（石川県、富山県、福井県）の強震・震度観測点 160 地点で、2004 年４月から 2016 年２月の期間に観測された 128 地震（気象庁マグニチュード 3.3～5.4）の波形記録を用い、スペクトルインバージョン法（岩田・入倉, 1986）により、震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性を分離した。分離された観測サイト増幅特性は、防災科学技術研究所広帯域地震観測網 F-net の白峰観測点（SRN）のサイト増幅率を全周波数で２と仮定した相対的なサイト増幅特性である。ただし、Somei et al. (2016)は、線形時のサイト増幅特性を求めるために中規模地震記録を用いた解析であり、一部の観測点では低周波数域の記録の SN 比が十分ではないことから解析個数が少なくなり、結果として低周波数側のサイト増幅率は信頼性が低いと考えられる。このうち、石川県及び富山県西部の観測点でのサイト増幅特性と、浅部・深部統合地盤構造モデルを用い、SH 波の鉛直入射（S 波速度 2.7 km/s の層を半無限層として入射）を仮定することで計算した理論増幅特性を比較した（図 50～52)。

石川県南部（図 50）や富山県西部（図 52）では、浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論増幅特性は、多くの地点で観測サイト増幅特性の振幅や卓越周波数の特徴を再現している。奥能登地方（図 51）については、浅部地盤構造に関する調査データの少ない地域であるが、これらの地域の観測点のサイト増幅特性の特徴も比較的よく再現されている。

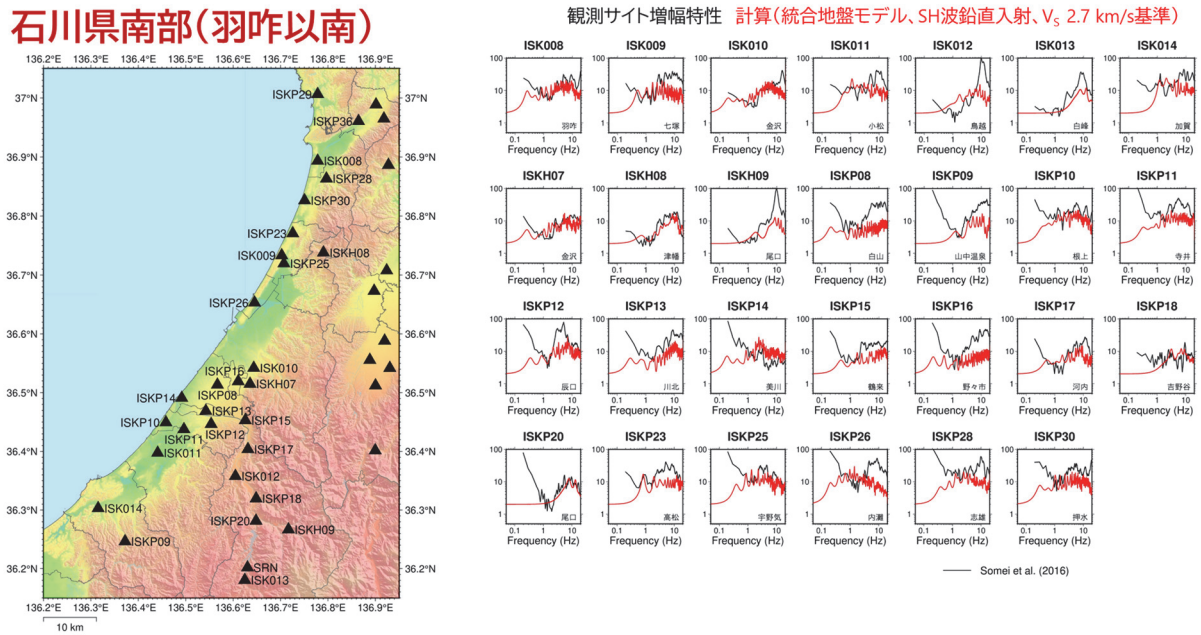


図 50　Somei et al. (2016)による観測サイト増幅特性（黒）と浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論サイト増幅特性（赤）の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。石川県加賀地方及び能登地方のうち口能登の一部（羽咋市、羽咋郡宝達志水町）の観測点を示す。

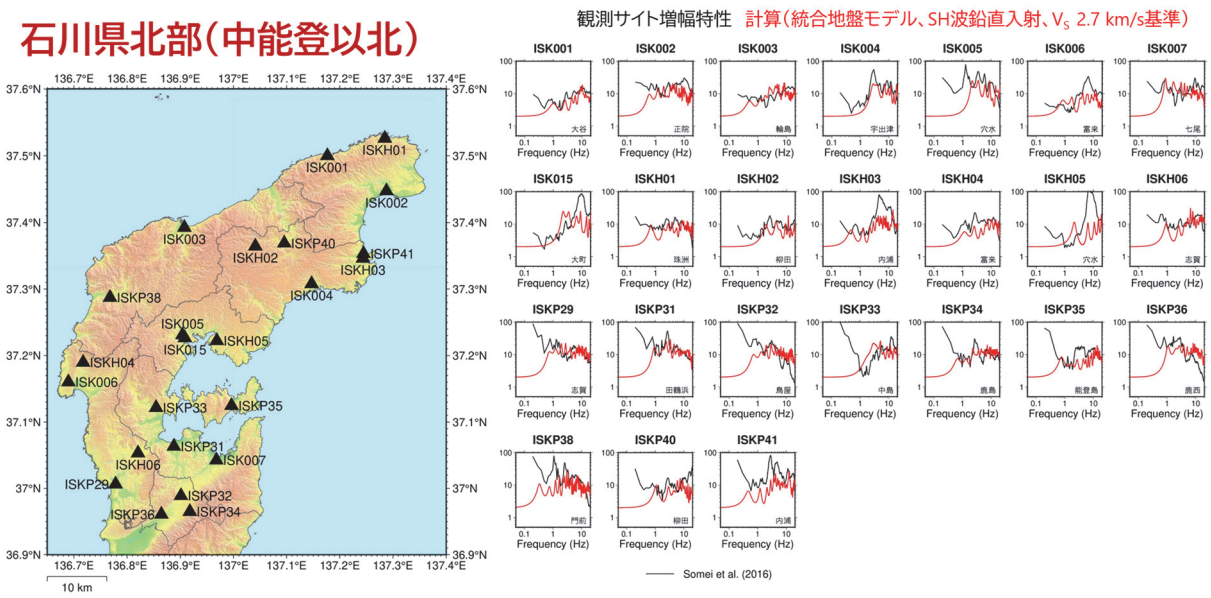


図 51　Somei et al.（2016）による観測サイト増幅特性（黒）と浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論サイト増幅特性（赤）の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。石川県能登地方のうち、奥能登（珠洲市、輪島市、鳳珠郡穴水町、能登町）、中能登（七尾市、鹿島郡花果の都町）及び口能登の一部（羽咋郡志賀町）の観測点を示す。

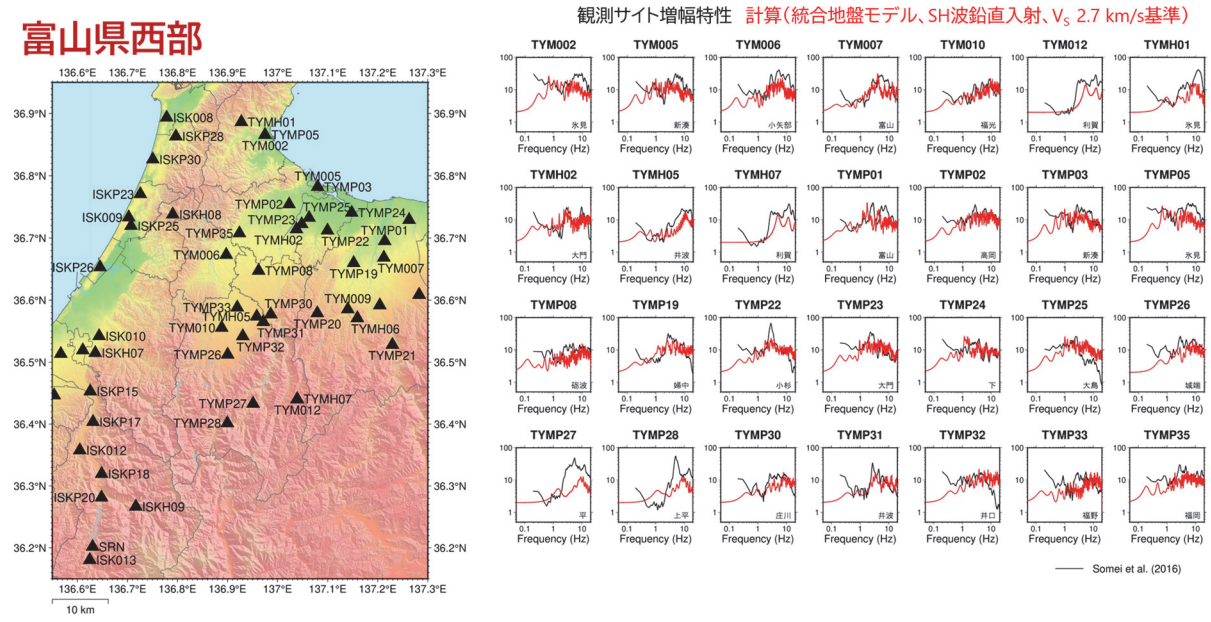


図 52　Somei et al.（2016）による観測サイト増幅特性（黒）と浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論サイト増幅特性（赤）の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。富山県西部（呉東）及び富山市の一部の観測点を示す。

前述のスペクトルインバージョン解析は、本調査観測よりも前に行われた研究であったため、金沢市や白山市に設置した臨時地震観測点は含まれていない。臨時地震観測点を含む加賀平野内のサイト増幅特性を検証するため、平野内の観測点と F-net 白峰（SRN）観測点のフーリエスペクトル比を検討した。低周波数側まで十分な S/N 比を有し、震源が対象地域より十分に離れた地震を選び、石川県能登地方で 2023 年 5 月 5 日 14 時 42 分に発生した M6.5 の地震と同日 21 時 58 分に発生した M5.9 の地震の記録を使用した。観測フーリエスペクトルは S 波到着 1 秒前から 20.48 秒間の波形のフーリエスペクトルをとり、水平 2 成分のベクトル和をとった。平野内の観測点と SRN の観測フーリエスペクトル比をとり、それらを相対的なサイト増幅特性とみなした。解析区間の先頭と末尾の各 1 秒間にはコサイン型のテーパを適用した。これと、SH 波の鉛直入射を仮定した理論増幅特性とを比較した結果を図 53 に示す。観測フーリエスペクトル比には、直達 S 波のほかに、平野内を伝播する表面波成分も含まれていることに注意する必要がある。このため、加賀平野内の観測点の中には、理論増幅特性の振幅が低周波数側で過小評価になっている例（例えば、MTSM04、MTSM05、MTSM06、MTSM07、MTSM08、47605、ISKP13 や ISKP14 など）も見られるが、これらの観測点も含め深部地盤構造よって生じる低周波数域での卓越周波数や、広周波数側での増幅率を多くの観測点で、よく再現していることを確認することができた。

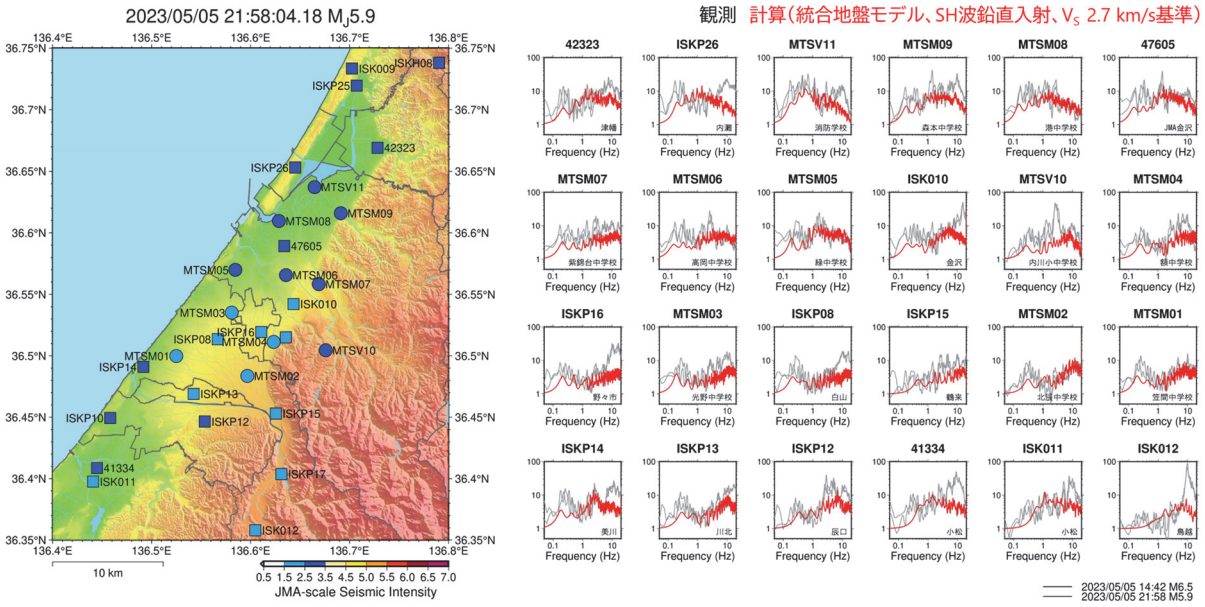


図 53　観測フーリエスペクトル比（灰）と浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論サイト増幅特性（赤）の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。地図中の観測点を表す記号は 2023 年 5 月 5 日 14 時 42 分に石川県能登地方で発生した地震（M6.5）の震度で色分けしている。

g）中規模地震の地震動シミュレーションによる検証

本調査観測で作成した浅部・深部統合地盤構造モデルを検証するため、加賀平野付近で発生した小地震の地震動シミュレーションを差分法により実施した。今回の検証例では、2024 年 11 月 6 日 6 時 42 分に手取川付近で発生した M_{JMA} 3.7 の地殻内地震（図 65）を対象とした。

地震動の計算はくい違い格子を用いた空間４次、時間２次精度の速度－応力型３次元差分法によって実施した。数値計算手法の詳細は、Asano et al. (2016)が 2013 年淡路島の地震の地震動シミュレーションを行ったときのものと同様である。計算対象領域は、加賀平野を含む東西 90 km×南北 115 km の領域とし、鉛直方向は地表から GL-29.95 km までを計算領域に含めた。この計算領域を水平方向・鉛直方向ともに 25 m 間隔の格子で離散化した。したがって、総格子数は東西方向 3,601×南北方向 4,601×鉛直方向 1,200、計 19,881,841,200 格子である。堆積層内には本調査観測で作成した三次元地下構造モデルを入れ、地震基盤より下の構造は、地震調査研究推進本部の全国１次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）を組み込んだ。非弾性減衰の効果を Graves (1996)の方法で導入し、Q 値の参照周波数は１Hz とした。地表面には自由境界条件、モデルの側面及び底面には PML（Perfectly Matched Layer）境界条件を与え、PML の層厚を 10 格子とした。

震源は、サブテーマ２が臨時地震観測データも用いて求めた震源位置（北緯 36.47133 度、東経 136.58269 度、深さ 8.795 km）及びメカニズム解（走向 60.3 度、傾斜 74.0 度、すべり角 146.1 度）をダブルカップル型の点震源として与えた。震源時間関数は単純なコサイン型の関数とし、ライズタイムは 0.3 秒、地震モーメントを 3.0×10^{14} Nm と仮定した。差分法計算のタイムステップ間隔は 0.00125 秒とし、発震時から 60 秒間（48,000 ステップ）の地震動を計算した。

サブテーマ 3.2 による臨時地震観測点での強震記録に加え、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）及び基盤強震観測網（KiK-net)、気象庁、石川県震度情報ネットワークシステムの観測点を対象とし、観測波形とシミュレーション波形の比較を行った。図 54 に各強震観測点（地表）での観測波形（黒色）と新たに構築した浅部・深部統合地盤構造モデルによる計算波形（赤色）を比較した。観測波形及び計算波形ともに、0.1～１Hz のチェビシェフ型帯域通過フィルターを適用した速度波形のうち、地震発生時刻から 60 秒間を示した。震源から比較的遠い金沢市北部や津幡町での観測波形には、直達Ｓ波以降も、直達Ｓ波を超える大きな振幅も伴いながら、30 秒以上強い地震動が継続している様子が見られる。これらは、堆積層内の多重反射波や表面波によって構成されているが、浅部・深部統合地盤構造モデルによる計算波形はこれらの特徴を概ね再現しているといえる。

図 55 には、代表的な地点を対象に、浅部・深部統合地盤構造モデルと J-SHIS 深部地盤構造モデル V4（J-SHIS V4 モデル）による計算波形の比較を示した。浅部・深部地盤構造モデルの最小Ｓ波速度が 70 m/s であるのに対して，当該地域の J-SHIS V4 モデルの最小Ｓ波速度が 600 m/s であることにも留意する必要はあるが、J-SHIS V4 モデルの計算波形では、MTSM08、MTSM09、MTSV11、42323 などで、直達 S 波以降も長時間後続動が継続する特徴を出せていないことから、本調査観測の浅部・深部統合地盤構造モデルは、既存の地盤構造モデルに比べて、堆積平野内を伝播する地震動の説明力が大きく改善されている。

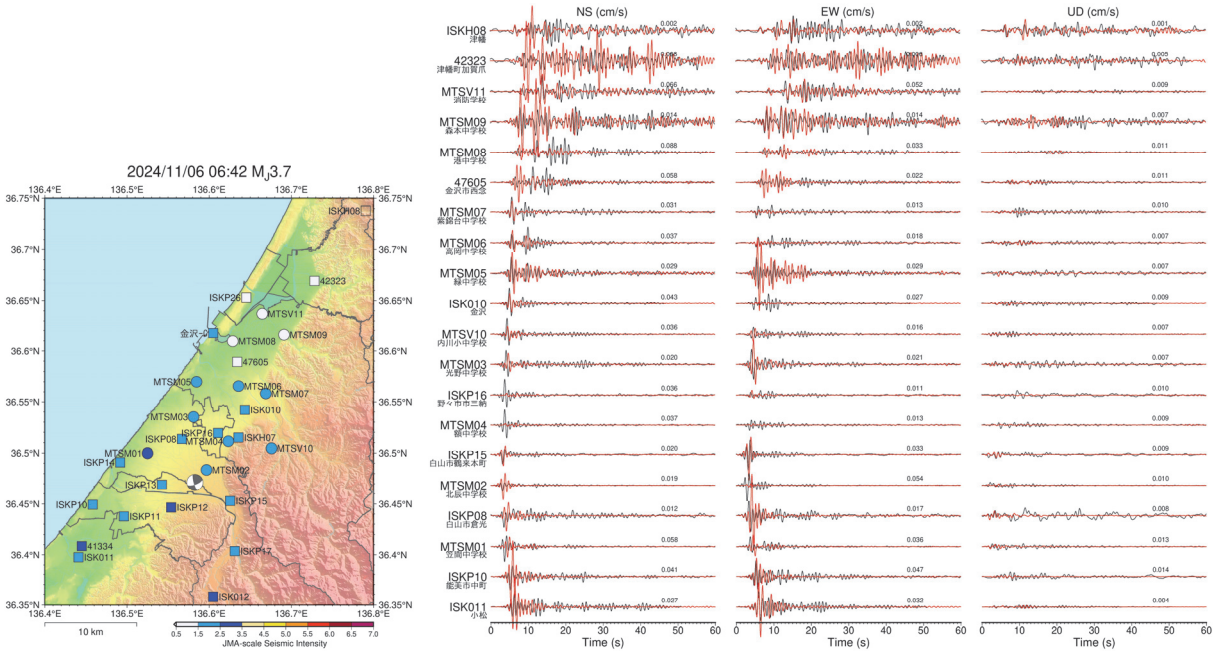


図 54　2024 年 11 月 6 日 6 時 42 分に石川県加賀地方で発生した地震（M3.7）の観測波形（黒）と浅部・深部統合地盤構造モデルを用いた計算波形（赤）の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。地図中の観測点を表す記号は観測された震度で色分けしている。

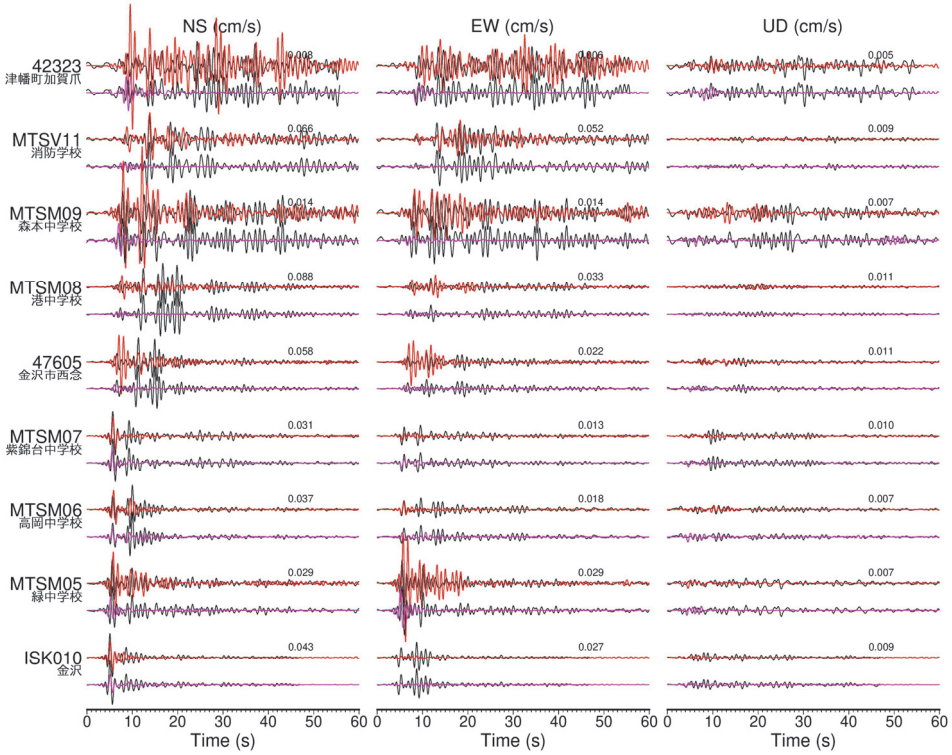


図 55　2024 年 11 月 6 日 6 時 42 分に石川県加賀地方で発生した地震（M3.7）の観測波形（黒）、浅部・深部統合地盤構造モデルを用いた計算波形（赤）、J-SHIS　V4 モデルを用いた計算波形（紫）の比較。

5）震源断層モデルにもとづく強震動予測

a）震源断層モデルの設定

はじめに、各サブテーマの調査結果を持ち寄って議論し、森本・富樫断層帯の震源断層モデルを検討した。サブテーマ 1.1 からは、地表トレースの位置情報、深部構造探査の結果、走時トモグラフィによる地殻速度構造、微小地震の震源分布にもとづく D90 の情報、サブテーマ 1.2 からは、断層帯周辺の重力異常にもとづく検討結果、サブテーマ２からは、断層帯周辺の微小地震の震源分布やメカニズム解情報、サブテーマ 3.1 からは、断層帯近傍で行われた稠密な微動アレイ探査による浅部地盤構造に関する情報などが提供された。

議論の結果、震源断層モデルとしては、森本・富樫断層帯全体を１枚の矩形の震源断層で表現したモデル（１枚モデル）と、森本断層と富樫断層をそれぞれ走向の異なる矩形の震源断層（森本モデル、富樫モデル）で表現したモデルの２通りを提案することとした（図 56)。１枚モデルは走向 26 度、傾斜 50 度、森本モデルは走向 28 度、傾斜 50 度、富樫モデルは走向 22 度、傾斜 50 度である。震源断層の上端は、微小地震の震源分布と深部地盤構造モデルを参照し、２km と設定した。震源断層の下端は、サブテーマ 1.1 や２にて検討された微小地震の震源分布から得られる D90 の深さを参照し、約 15～16 km とした。図 56 に設定した震源断層モデルを地図上に投影した結果を示す。森本断層と富樫断層に対応する震源断層の長さLはそれぞれ 14.9 km、14.1 km である。断層帯全体を１枚の矩形の震源断層で表現した場合（１枚モデル）の断層長Lは 29.8 km である。今回の試算では、以下の５ケースのシナリオを強震動予測の対象とした。

・ケース１：　森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を震源断層の中央部付近に１つ配置する。破壊開始点はアスペリティ下端中央。
・ケース２：　森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を森本断層と富樫断層に１つずつ配置する。破壊開始点は森本断層のアスペリティ下端中央。
・ケース３：　森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を森本断層と富樫断層に１つずつ配置する。破壊開始点は富樫断層のアスペリティ下端中央。
・ケース４：　森本断層のみが破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を森本断層の中央部付近に１つ配置する。破壊開始点アスペリティ下端中央。
・ケース５：　森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を富樫断層の中央部付近に１つ配置する。破壊開始点はアスペリティ下端中央。

ケース１～３は全体を１枚の矩形の震源断層としたモデル、ケース４と５は、森本断層と富樫断層をそれぞれ矩形の震源断層としたモデルを用いることとした。ケース４と５は、対象断層帯全体を破壊する固有地震よりもひとまわり小さな地震を想定したケースである。近年発生した内陸地震では、2016 年４月 14 日に発生した M_{JMA}6.5 熊本地震のように断層帯の一部が活動した場合にも地震被害が起きることから、対象断層帯においてひとまわり小さな地震ではどのような揺れの分布となるか、という観点でのシナリオを考えた。

今回の強震動予測では、震源断層モデルを２km×２km の要素断層に分割して計算を行うため、実際に強震動予測計算に用いる震源断層モデルの長さL_{model}は、ケース１～３は 30 km、ケース４と５は 14 km となる。震源断層モデルの幅W_{model}は全ケースともに 18 km、下端深さは 15.8 km である。これにより、震源断層モデルの面積S_{model}はケース１～３が 540 km^2、ケース４～５が 252 km^2であり、ケース１～３は第２ステージ、ケース４～５は

第１ステージの地震に対応する。「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（レシピ）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017）に準拠して、震源断層モデルのパラメータを設定した。当該断層帯では現在の地震活動が低調であるため、地震発生層の厚さにも不確かさが伴うことから、第２ステージに対応するケース１～３ではレシピの（イ）の方法、ケース４～５では（ア）の方法で設定した（表８～11）。地震モーメントはケース１～３が 1.78×10^{19} Nm（M_W 6.8）、ケース４～５が 3.80×10^{18} Nm（M_W 6.3）となる。

破壊様式については、以下のように仮定した。破壊伝播速度V_rは震源域の S 波速度（3.4 km/s）の 72%である 2.45 km/s とする。森本・富樫断層帯が逆断層であることから、レシピに準拠し、アスペリティ下端中央を破壊開始点とし、そこから同心円状に破壊が広がるものと仮定した。また、ライズタイムt_rは$t_r = 0.5W/V_r$で設定した。ここで、Wは断層幅(km)、V_rは破壊伝播速度(km/s)とする。すべり角の平均値は、サブテーマ２の slip tendency 解析により、当該断層帯周辺の現在の応力場の下で、もっともすべりやすいと考えられる方向とし、１枚モデル 87 度、森本モデル 90 度、富樫モデル 81 度である。また、レシピでは、すべり角について、「すべり角を断層全体で一定にした場合には、ディレクティビティ効果が強震動予測結果に顕著に表れすぎる傾向がある」との注意書きが附されている。これを踏まえ、浅野・他(2024)では、国内の地震の震源インバージョン解析結果を分析・整理し、すべり角の標準偏差を 20 度として与えることを提案している。これを採用し、要素断層のすべり角に標準偏差 20 度の正規分布で揺らぎを与えることとした。図 57 に各ケースのアスペリティの配置やすべり角の分布を示した。

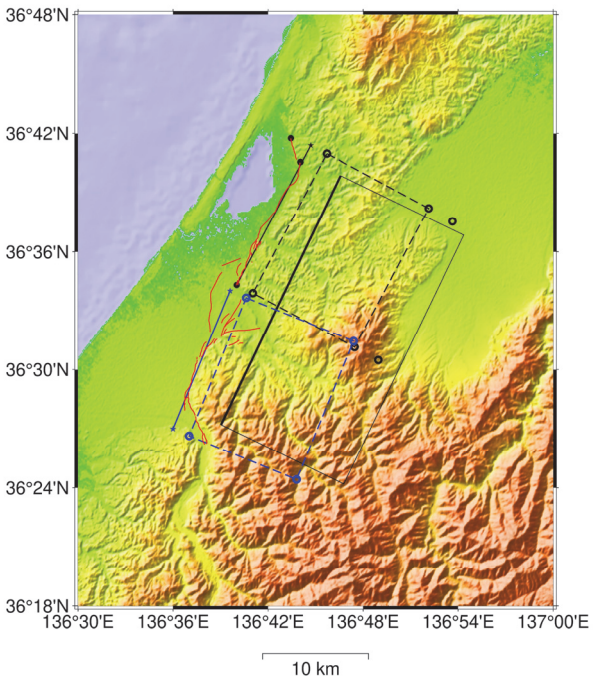


図 56　震源断層モデルの地表投影図。赤線はサブテーマ 1.1 による活断層の地表トレース。黒破線の矩形が森本断層、青破線の矩形が富樫断層の震源断層モデルに対応する。それぞれ同色の実線部分が深さ０km に対応する。また、黒実線の矩形は J-SHIS V4 で用いられている震源断層モデルの地表投影である。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いた。

表８　ケース１の震源断層パラメータ設定

巨視的震源パラメータ		設定方法	設定値
長さ L			29.8 km
マグニチュード M		$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	7.3
断層モデル原点		地中の上端における南端	36.444
			136.617
走向 θ		端点を結ぶ方向	N26.0°E
傾斜角 δ		「南東傾斜」	50°
すべり角 λ		「南東隆起の縦ずれ断層」	86.94°
断層モデル上端深さ		微小地震の発生と地震基盤深さを参考	2 km
断層モデル長さ L_{model}			30 km
断層モデル幅 W_{model}			18 km
断層モデル面積 S_{model}		$S_{model} = L_{model} \times W_{model}$	540 km^2
地震モーメント M_0		$\log M_0 = 1.17 \cdot M + 10.72$	1.78E+19 Nm
モーメントマグニチュード M_w		$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	6.8
S波速度 β		地殻内の平均値	3.4 km/s
密度 ρ		地殻内の平均値	2.70E+03 kg/m^3
剛性率 μ		地殻内の平均値	3.12E+10 N/m^2
静的応力降下量 $\Delta\sigma$		$\Delta\sigma = 7/16 \cdot (M_0 / R^3)$, $R = (S_{model} / \pi)^{1/2}$	3.45 MPa
平均すべり量 D_{model}		$D_{model} = M_0 / (\mu \cdot S_{model})$	1.05 m
短周期レベル A		$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	1.38E+19 Nm/s^2
微視的震源パラメータ		設定方法	設定値
アスペリティ	面積 S_a	$S_a = \pi r^2$, $r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	121.73 km^2
	平均すべり量 D_a	$D_a = \gamma_D \cdot D_{model}$, γ_D=2.0	2.10 m
	実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	15.30 MPa
	地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	7.98E+18 Nm
第1アスペリティ	面積 S_{a1}	$S_{a1}=S_a \cdot (2/3)$ または $S_{a1}=S_a$	121.73 km^2
	実効応力 σ_{a1}	$\sigma_{a1}=\sigma_a$	15.30 MPa
	平均すべり量 D_{a1}	$D_{a1}=(\gamma_1/\Sigma\gamma_i^3) \cdot D_a$ または$D_{a1}=D_a$	2.10 m
	地震モーメント M_{0a1}	$M_{0a1}=\mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$	7.98E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ(6x5)	120 km^2
背景領域	面積 S_b	$S_b = S_{model} - S_a$	418.27 km^2
	実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b)/(D_a / W_a) \cdot \sigma_a$	2.18 MPa
	平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.75 m
	地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	9.78E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ	420 km^2

表９　ケース２と３の震源断層パラメータ設定

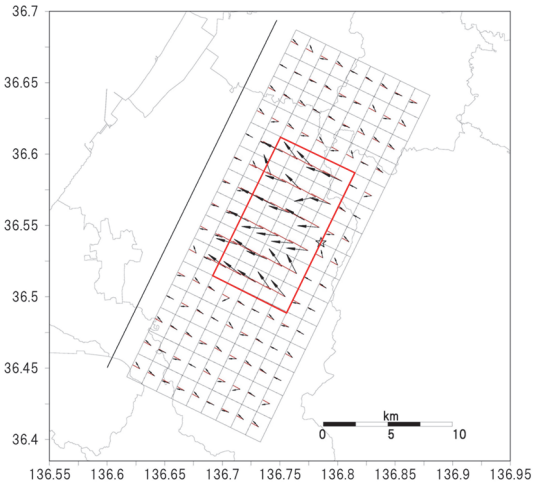
巨視的震源パラメータ		設定方法	設定値
長さ L			29.8 km
マグニチュード M		$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	7.3
断層モデル原点		地中の上端における南端	36.444
			136.617
走向 θ		端点を結ぶ方向	N26.0°E
傾斜角 δ		「南東傾斜」	50°
すべり角 λ		「南東隆起の縦ずれ断層」	86.94°
断層モデル上端深さ		微小地震の発生と地震基盤深さを参考	2 km
断層モデル長さ L_{model}			30 km
断層モデル幅 W_{model}			18 km
断層モデル面積 S_{model}		$S_{model} = L_{model} \times W_{model}$	540 km^2
地震モーメント M_0		$\log M_0 = 1.17 \cdot M + 10.72$	1.78E+19 Nm
モーメントマグニチュード M_w		$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	6.8
S波速度 β		地殻内の平均値	3.4 km/s
密度 ρ		地殻内の平均値	2.70E+03 kg/m^3
剛性率 μ		地殻内の平均値	3.12E+10 N/m^2
静的応力降下量 $\Delta\sigma$		$\Delta\sigma = 7/16 \cdot (M_0 / R^3), R = (S_{model} / \pi)^{1/2}$	3.45 MPa
平均すべり量 D_{model}		$D_{model} = M_0 / (\mu \cdot S_{model})$	1.05 m
短周期レベル A		$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	1.38E+19 Nm/s^2
微視的震源パラメータ		設定方法	設定値
アスペリティ	面積 S_a	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	121.73 km^2
	平均すべり量 D_a	$D_a = \gamma_D \cdot D_{model}, \gamma_D$=2.0	2.10 m
	実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	15.30 MPa
	地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	7.98E+18 Nm
第1アスペリティ	面積 S_{a1}	$S_{a1}=S_a \cdot (2/3)$ または $S_{a1}=S_a$	81.15 km^2
	実効応力 σ_{a1}	$\sigma_{a1}=\sigma_a$	15.30 MPa
	平均すべり量 D_{a1}	$D_{a1}=(\gamma_1/\Sigma\gamma_i^3) \cdot D_a$ または$D_{a1}=D_a$	2.33 m
	地震モーメント M_{0a1}	$M_{0a1}=\mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$	5.89E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ(5x4)	80 km^2
第2アスペリティ	面積 S_{a2}	$S_{a2}=S_a \cdot (1/3)$ または「なし」	40.58 km^2
	実効応力 σ_{a2}	$\sigma_{a2}=\sigma_a$ または「なし」	15.30 MPa
	平均すべり量 D_{a2}	$D_{a2}=(\gamma_2/\Sigma\gamma_i^3) \cdot D_a$ または「なし」	1.65 m
	地震モーメント M_{0a2}	$M_{0a2}=\mu \cdot D_{a2} \cdot S_{a2}$ または「なし」	2.08E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ(3x3)	36 km^2
背景領域	面積 S_b	$S_b = S_{model} - S_a$	418.27 km^2
	実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma\gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	2.96 MPa
	平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.75 m
	地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	9.78E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ	424 km^2

表 10　ケース４の震源断層パラメータ設定

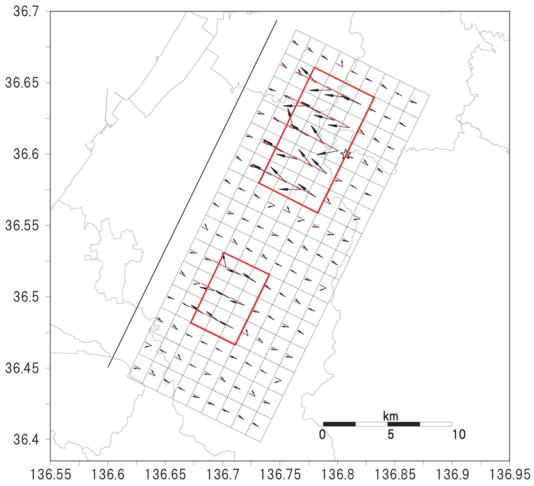
巨視的震源パラメータ		設定方法	設定値
長さ L			14.85 km
マグニチュード M		$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	6.8
断層モデル原点		地中の上端における南端	36.565
			136.684
走向 θ		端点を結ぶ方向	N28.0°E
傾斜角 δ		「南東傾斜」	50°
すべり角 λ		「南東隆起の縦ずれ断層」	90.14°
断層モデル上端深さ		微小地震の発生と地震基盤深さを参考	2 km
断層モデル長さ L_{model}			14 km
断層モデル幅 W_{model}			18 km
断層モデル面積 S_{model}		$S_{model} = L_{model} \times W_{model}$	252 km^2
地震モーメント M_0		$M_0 = (S / 2.23\times10^{15})^{3/2} \times10^{-7}$	3.80E+18 Nm
モーメントマグニチュード M_w		$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	6.3
S波速度 β		地殻内の平均値	3.4 km/s
密度 ρ		地殻内の平均値	2.70E+03 kg/m^3
剛性率 μ		地殻内の平均値	3.12E+10 N/m^2
静的応力降下量 $\Delta\sigma$		$\Delta\sigma = 7/16 \cdot (M_0 / R^3)$, $R = (S_{model} / \pi)^{1/2}$	2.31 MPa
平均すべり量 D_{model}		$D_{model} = M_0 / (\mu \cdot S_{model})$	0.48 m
短周期レベル A		$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	8.27E+18 Nm/s^2
微視的震源パラメータ		設定方法	設定値
アスペリティ	面積 S_a	$S_a = \pi r^2$, $r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	33.38 km^2
	平均すべり量 D_a	$D_a = \gamma_D \cdot D_{model}$, γ_D=2.0	1.00 m
	実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	17.50 MPa
	地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	1.04E+18 Nm
第1アスペリティ	面積 S_{a1}	$S_{a1}=S_a \cdot (2/3)$ または $S_{a1}=S_a$	33.38 km^2
	実効応力 σ_{a1}	$\sigma_{a1}=\sigma_a$	17.50 MPa
	平均すべり量 D_{a1}	$D_{a1}=(\gamma_1/\Sigma\gamma_i^3) \cdot D_a$ または$D_{a1}=D_a$	1.00 m
	地震モーメント M_{0a1}	$M_{0a1}=\mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$	1.04E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ(3x3)	36 km^2
背景領域	面積 S_b	$S_b = S_{model} - S_a$	218.62 km^2
	実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b)/(D_a / W_a) \cdot \sigma_a$	2.83 MPa
	平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.40 m
	地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	2.76E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ	216.00 km^2

表 11　ケース５の震源断層パラメータ設定

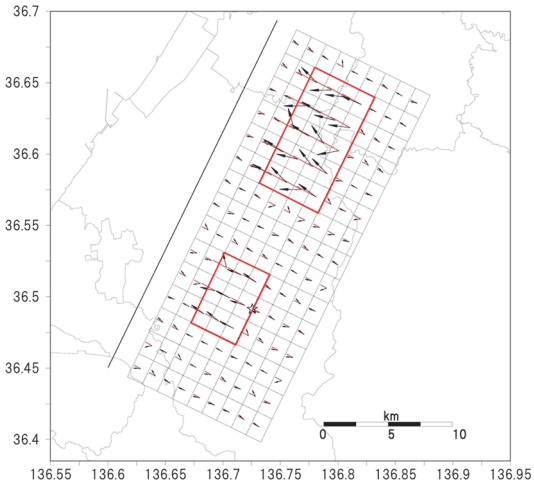
巨視的震源パラメータ		設定方法	設定値
長さ L			14.07 km
マグニチュード M		$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	6.7
断層モデル原点		地中の上端における南端	36.444
			136.617
走向 θ		端点を結ぶ方向	N22.0°E
傾斜角 δ		「南東傾斜」	50°
すべり角 λ		「南東隆起の縦ずれ断層」	80.55°
断層モデル上端深さ		微小地震の発生と地震基盤深さを参考	2 km
断層モデル長さ L_{model}			14 km
断層モデル幅 W_{model}			18 km
断層モデル面積 S_{model}		$S_{model} = L_{model} \times W_{model}$	252 km^2
地震モーメント M_0		$M_0 = (S / 2.23\times10^{15})^{3/2} \times10^{-7}$	3.80E+18 Nm
モーメントマグニチュード M_w		$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	6.3
S波速度 β		地殻内の平均値	3.4 km/s
密度 ρ		地殻内の平均値	2.70E+03 kg/m^3
剛性率 μ		地殻内の平均値	3.12E+10 N/m^2
静的応力降下量 $\Delta\sigma$		$\Delta\sigma = 7/16 \cdot (M_0 / R^3), R = (S_{model} / \pi)^{1/2}$	2.31 MPa
平均すべり量 D_{model}		$D_{model} = M_0 / (\mu \cdot S_{model})$	0.48 m
短周期レベル A		$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	8.27E+18 Nm/s^2
微視的震源パラメータ		設定方法	設定値
アスペリティ	面積 S_a	$S_a = \pi r^2$, $r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	33.38 km^2
	平均すべり量 D_a	$D_a = \gamma_D \cdot D_{model}$, γ_D=2.0	1.00 m
	実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	17.50 MPa
	地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	1.04E+18 Nm
第1アスペリティ	面積 S_{a1}	$S_{a1}=S_a \cdot (2/3)$ または $S_{a1}=S_a$	33.38 km^2
	実効応力 σ_{a1}	$\sigma_{a1}=\sigma_a$	17.50 MPa
	平均すべり量 D_{a1}	$D_{a1}=(\gamma_1/\Sigma\gamma_i^3) \cdot D_a$ または$D_{a1}=D_a$	1.00 m
	地震モーメント M_{0a1}	$M_{0a1}=\mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$	1.04E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ(3x3)	36 km^2
背景領域	面積 S_b	$S_b = S_{model} - S_a$	218.62 km^2
	実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b)/(D_a / W_a) \cdot \sigma_a$	2.83 MPa
	平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.40 m
	地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	2.76E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ	216.00 km^2



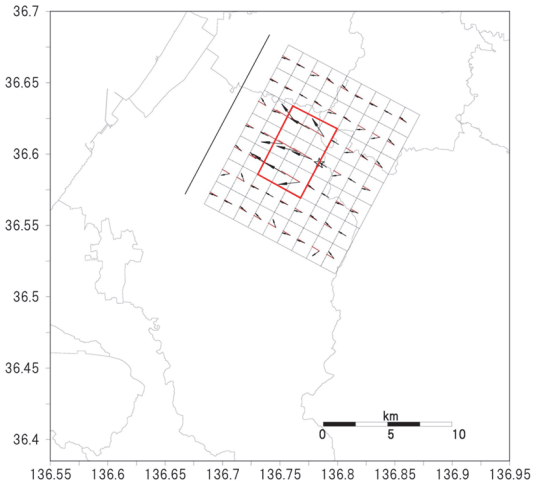
ケース１



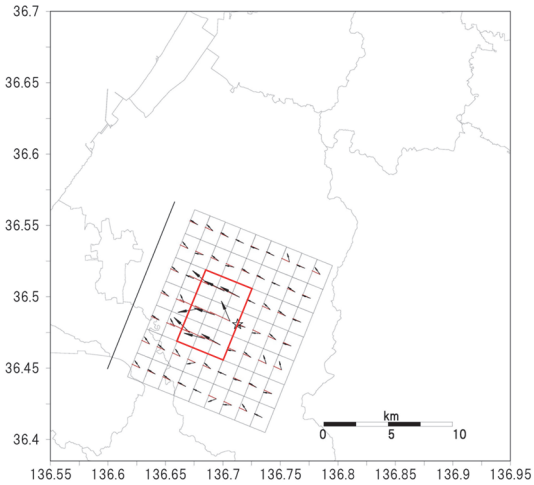
ケース２



ケース３



ケース４



ケース５

図 57　各ケースのアスペリティの配置（赤枠）及び下盤に対する上盤のすべり方向（黒線：各要素断層のすべり方向、赤線：平均すべり方向）。星印は破壊開始点、黒太線は、震源断層モデルを地表まで延ばしたときの深さ０km での断層位置に対応する。

b）統計的グリーン関数法による工学的基盤での短周期地震動の計算

工学的基盤での地震動の計算は、設定した震源断層モデルと深部地盤構造モデルを用いて、長周期帯域の地震動を差分法、短周期帯域の地震動を統計的グリーン関数法で計算し、次に、マッチングフィルターを介して両者を合成するハイブリッド法によって行った。S 波速度 350 m/s の速度層の上面を工学的基盤とし、４分の１地域メッシュ（250 m メッシュ）単位で地震動を出力した。

はじめに、統計的グリーン関数法による短周期地震動の計算手順を説明する。Boore(1983)の加速度振幅スペクトル及び佐藤・他(1994)の包絡関数を用い、地震基盤における要素波を SV 波、SH 波それぞれについて作成し、入倉・他(1997)の方法で波形合成を行った。ここで、地震基盤から工学的基盤までの地盤増幅は、SV 波、SH 波それぞれの斜め入射により評価し、座標回転により NS 成分、EW 成分、UD 成分の３成分の波形を計算した。なお、理論放射特性係数を計算するための射出角および非弾性減衰を計算するための走時については、球殻モデルによる計算値を用いた。以下に、要素地震波の作成方法や波形合成の計算方法等について述べる。

まず、地震基盤における要素波の周波数 f [Hz]に関する加速度振幅スペクトル $A(f)$ を設定する。

$$A(f)=\frac{R_{\theta\phi}(f)}{4\pi\rho\beta^3}\cdot\frac{M_0\cdot(2\pi f)^2}{1+\left(\frac{f}{f_c}\right)^2}\cdot\frac{1}{[1+(f/f_{\max})^{2s}]^{\frac{1}{2}}}\cdot\frac{\exp(-\pi f t_t/Q)}{R}\cdot\sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_b\beta_b}}$$

ここで、$R_{\theta\phi}$ は放射特性係数、ρおよび β は震源における密度および S 波速度を表す。M_0 は地震モーメント、f_cはコーナー周波数であり、$f_{\max}$ は高周波遮断周波数を表し、係数 s はフィルターの次数を表す。Q は非弾性減衰定数、t_tおよび R はそれぞれ、震源からサイト直下の地震基盤までの走時および距離を表す。また、ρ_b,β_b はそれぞれ、地震基盤における密度および S 波速度である。

Q 値については、日本海地震・津波調査プロジェクトによる北陸地方のスペクトルインバージョン結果を参考に $Q=300.0f^{0.85}$ とした。ただし、0.5Hz 以下と５Hz 以上については一定値となるように設定した。高周波遮断周波数 $f_{\max}$ は６Hz に設定し、次数 s は２を用いた。また、コーナー周波数 f_c は Brune(1970)に基づき、次式で与えた。

$$f_c=4.9\times10^6\beta(\Delta\sigma/M_0)^{1/3}$$

$A(f)$の振幅に一様乱数で位相を与え、佐藤・他(1994)による包絡関数を考慮し、地震基盤における要素地震波を作成した。

次に、放射特性係数 $R_{\theta\phi}(f)$ について、低周波数では理論放射係数$R_{\theta\phi0}$、高周波数では平均化された放射係数 $R_{\theta\phi m}$ となるように、次式の香川(2004)による方法を用いた。

$$R_{\theta\phi}=\frac{(\log(f_2)-\log(f))R_{\theta\phi0}+(\log(f)-\log(f_1))R_{\theta\phi m}}{\log(f_2)-\log(f_1)}$$

ここで、$f_1=0.25\text{Hz},f_2=2\text{Hz}$ とし、高周波数での平均化された $R_{\theta\phi m}$ は大西・堀家(2004)により計算した。

震源からサイト直下の地震基盤までの走時 t_t および射出角については、笠原(1985)を参考にした球殻モデルにより算出される値を用いた。球殻モデルの S 波構造は、モホ面深さ M を 32 km、地表からの深さを H [km]として以下のように設定した。

$$V_S = 3.1 \times \left(\frac{R_0 - H}{R_0}\right)^{-60} \qquad H < M$$

$$V_S = 4.475 \times \left(\frac{R_0 - H}{R_0 - M}\right)^{-3} \qquad H \geq M$$

ここで、球殻モデルの半径 R_0 は 6371 km とした。

以上により要素地震波の候補を計算したのち、香川(2004)を参考に、積分による変位波形がベル型となるという条件を満たす波形を地震基盤における要素地震波として採用した。

工学的基盤面での波形合成では、SV 波、SH 波それぞれに、サイト直下の深部地盤構造モデルを用いた斜め入射による地盤増幅係数を乗じ、Radial および Transverse 成分から NS および EW 成分への座標回転を考慮した後、入倉・他(1997)による補正関数を用い波形合成を行った。

$$U(f) = \sum_{m}^{N_L} \sum_{n}^{N_W} e^{-i2\pi f t_{mn}} \left\{ 1 + \frac{1}{n'(1 - e^{-1})} \sum_{k=1}^{(N_D-1)n'} e^{-\frac{k-1}{(N_D-1)n'}} e^{-i2\pi f \frac{(k-1)\tau}{(N_D-1)n'}} \right\} u_{mn}(f)$$

ここで、$U(f)$ は波形合成後のサイトの加速度フーリエスペクトルであり、$u_{mn}(f)$ は要素断層によるサイトの加速度フーリエスペクトルである。t_{mn} は破壊開始時刻からサイトに到達するまでの時間であり、球殻モデルによる走時と破壊開始点から要素断層までの破壊伝播時間の和で表される。N_L, N_W, N_D はそれぞれ長さ方向、幅方向、すべり方向の分割数であり、τ[s] はライズタイム、n' は重ね合わせによる人工的な周期特性を有効周波数より高い周波数側に移動させる再分割数である。

各ケースについて、工学的基盤での最大速度（PGV）分布を図 58～60 に示す。

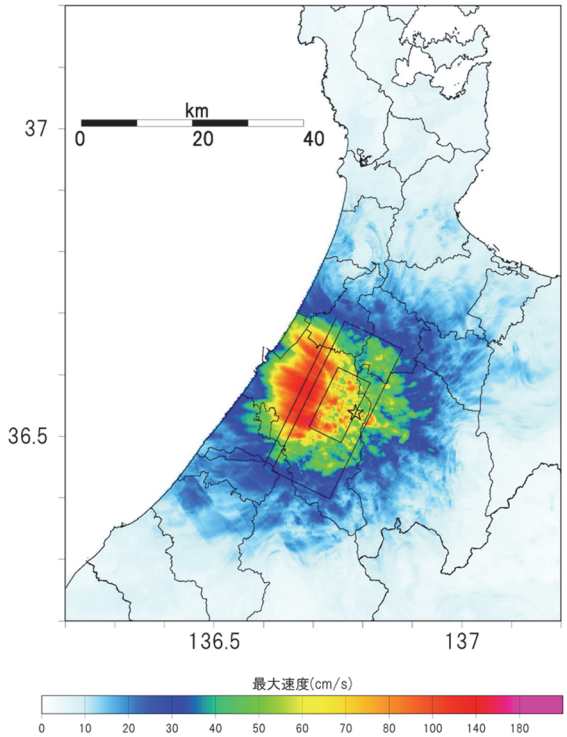


図 58　統計的グリーン関数法による工学的基盤での最大速度（ケース１）

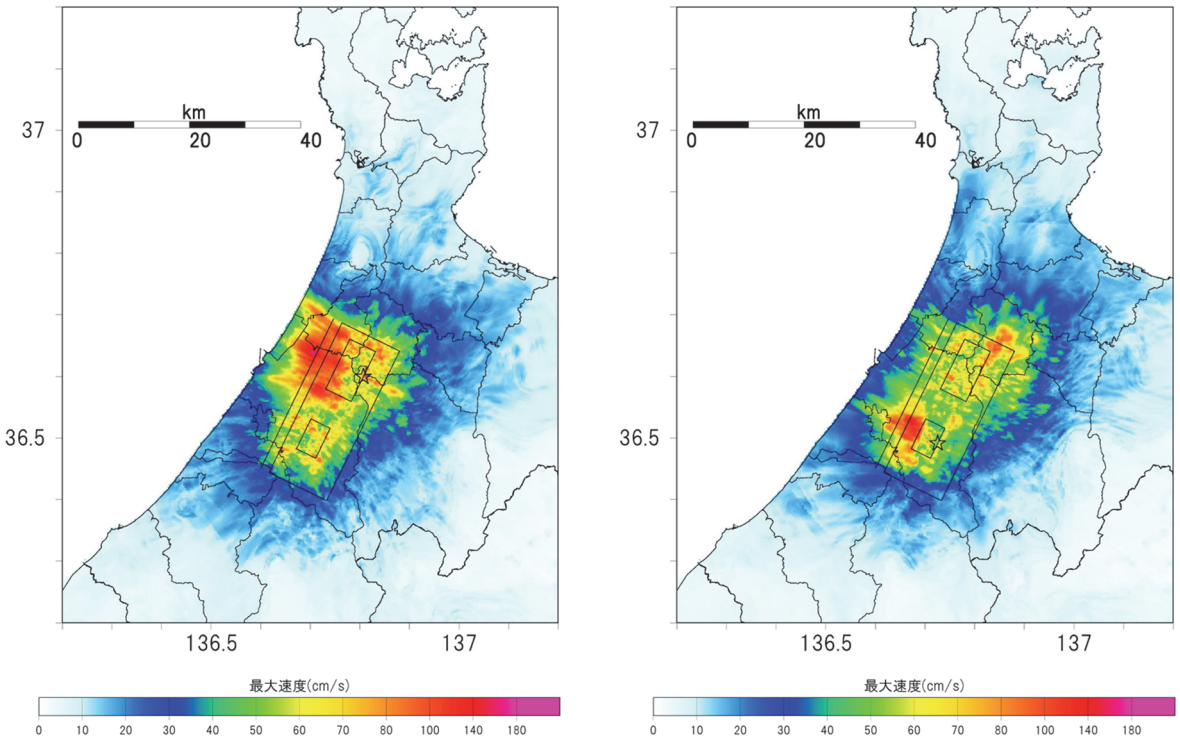


図 59　統計的グリーン関数法による工学的基盤での最大速度
（左：ケース２、右：ケース３）

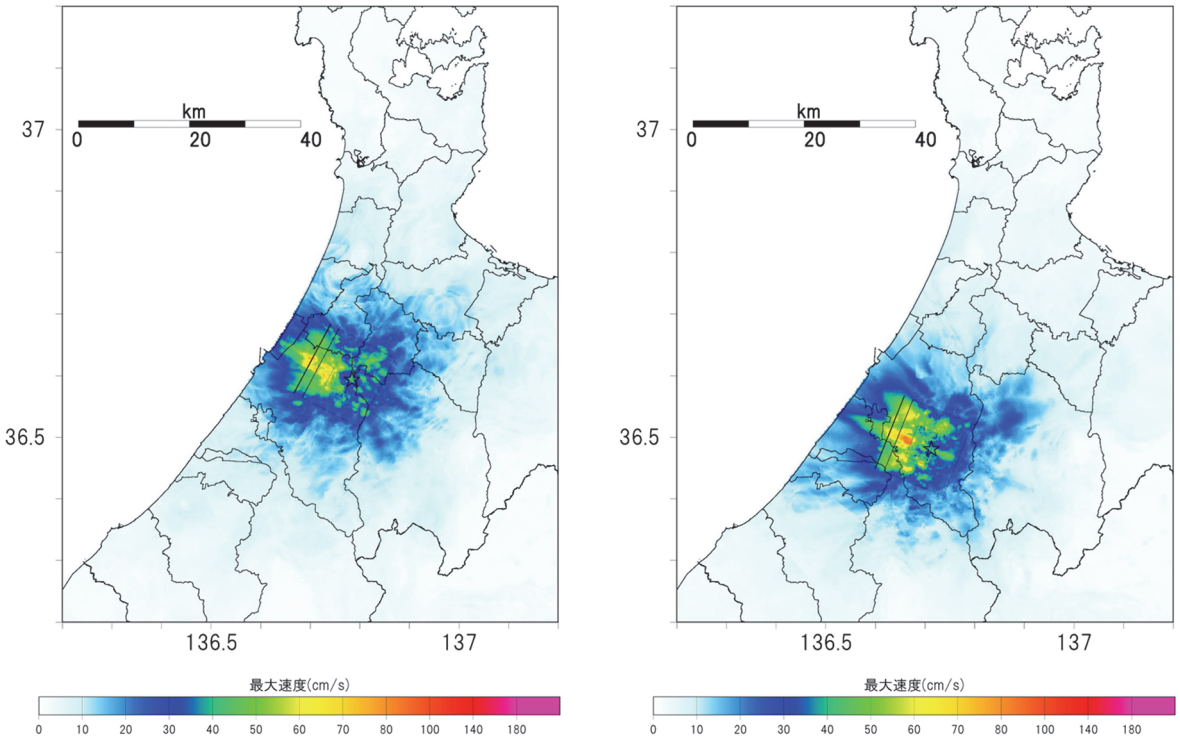


図 60　統計的グリーン関数法による工学的基盤での最大速度
（左：ケース４、右：ケース５）

c）差分法による工学的基盤での長周期地震動の計算

工学的基盤（S 波速度 350 m/s）での長周期帯域の地震動は、三次元差分法により計算を行った。差分法の計算の基本となる差分スキームは、速度―応力型の食い違い格子（Virieux, 1986)であり、時間方向に２次，空間方向に４次の精度（Levander, 1988)で計算を行った。速度―応力型の食い違い格子に対する震源の導入には、モーメントテンソルを等価な体積力として表現する方法（Graves, 1996)を用いた。表 12 に三次元差分法の諸元を示す。最小グリッドサイズは 55 m とした。地震基盤以深の構造は、地震本部の全国１次地下構造モデル（暫定版）の構造を接続し、物性値についても全国１次地下構造モデル（暫定版）の値を用いた。各ケースについて、工学的基盤での最大速度（PGV）分布を図 61～63 に示す。ケース間の地震モーメントの違いを反映し、ケース４と５（図 63）では、ケース１～３（図 61・62）に比べて、長周期帯域での PGV が小さい傾向にある。いずれのケースもアスペリティの破壊進行方向の上方に位置する領域で PGV が相対的に大きい結果となった。また、地震時の永久変位分布を図 64 に示す。

表 12　三次元差分法の諸元

グリッドサイズ	水平方向 55m	深さ方向	55 m	深さ０～2.475 km
			110 m	深さ 2.475～3.575 km
			220 m	深さ 3.575～9.075 km
			330 m	深さ 9.075～26.235 km
時間ステップ		間隔	0.012 秒	時間ステップ数 3,000
計算領域	EW: 150 km (2,727 グリッド)、NS: 135 km (2,457 グリッド)			
左下隅の座標	平面直角座標第６系		EW: -105,000 m、NS:	0 m
右上隅の座標	平面直角座標第６系		EW: 45,000 m、NS:	135,000 m

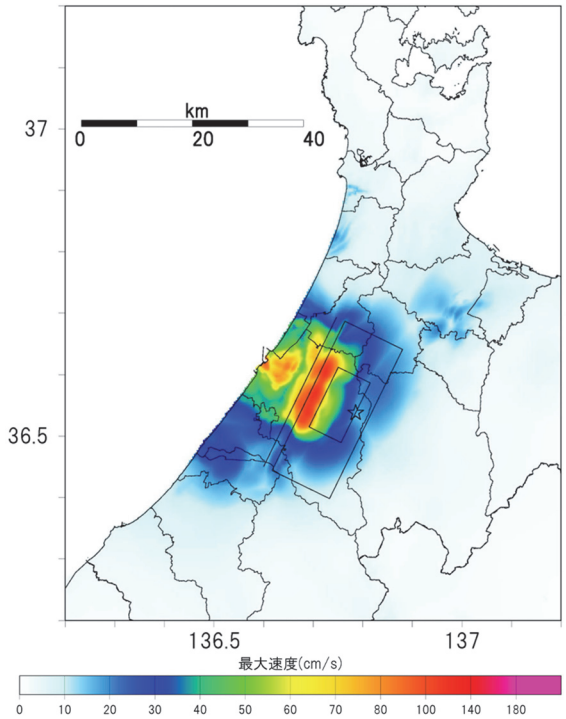


図 61　差分法による工学的基盤での最大速度（ケース１）

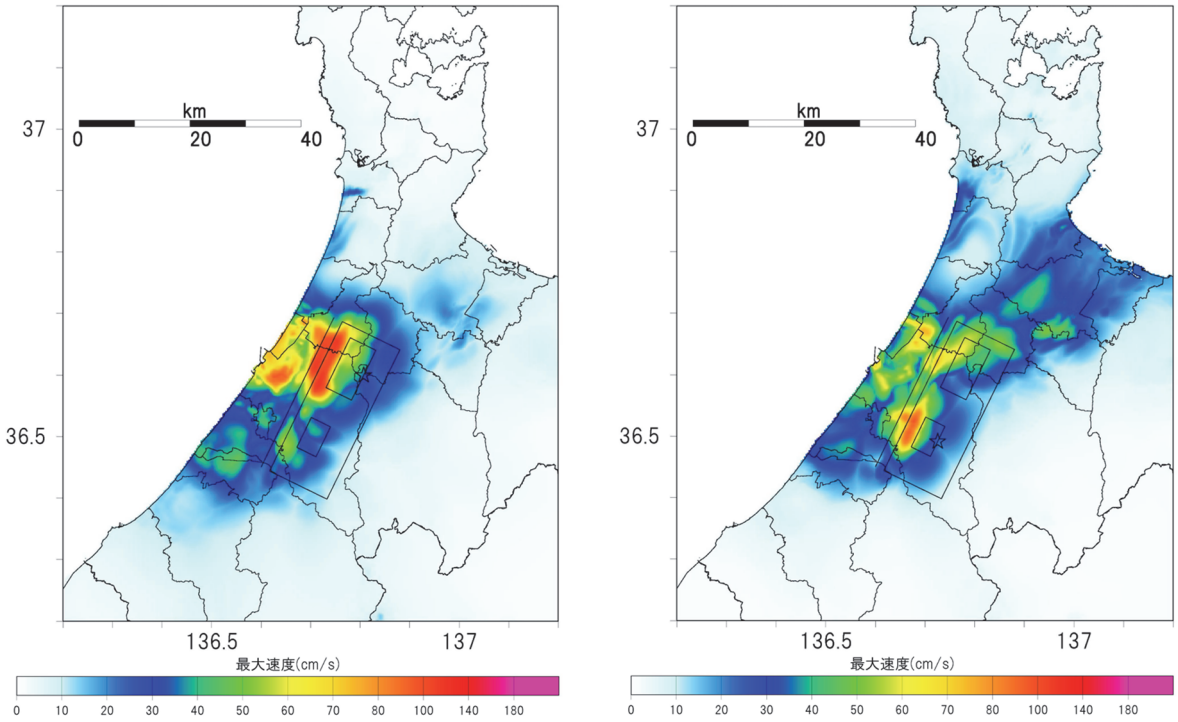


図 62　差分法による工学的基盤での最大速度
（左：ケース２、右：ケース３）

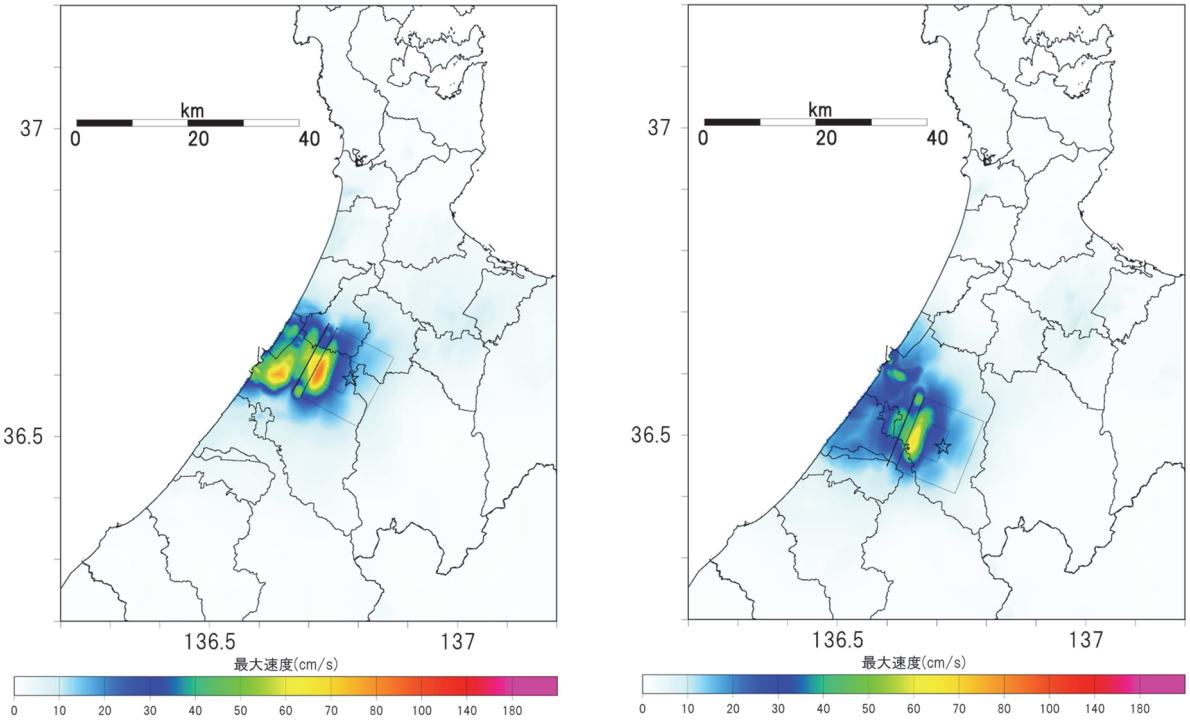


図 63　差分法による工学的基盤での最大速度
（左：ケース４、右：ケース５）

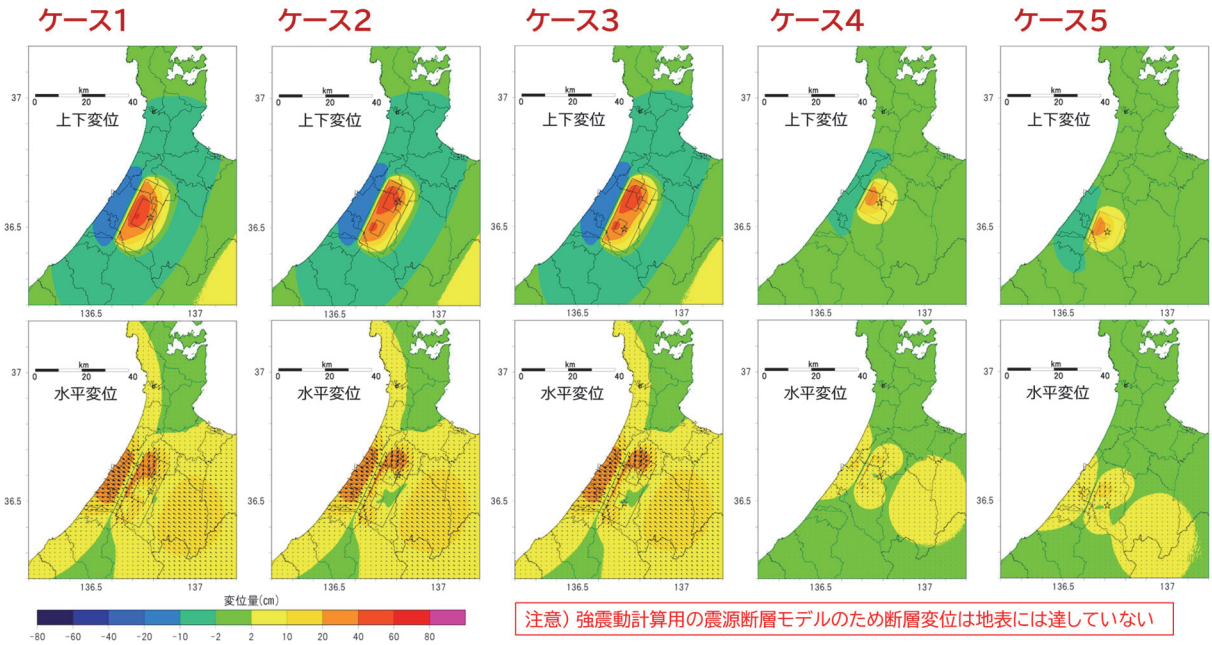


図 64　各ケースの地震時永久変位量分布（上段：上下方向成分、下段：水平方向成分）

d）ハイブリッド法による工学的基盤での地震動の合成

工学的基盤における広帯域地震動は、三次元差分法と統計的グリーン関数法のハイブリッド法により計算した。図 65 にハイブリッド法の計算手順を示す。図 66 に示すローカットフィルターを統計的グリーン関数法による計算波形に適用する。統計的グリーン関数法と三次元差分法による初動走時を計算し、両者の走時差を考慮して統計的グリーン関数法の波形の時刻をシフトする。次に、三次元差分法計算結果を微分して加速度波形にし、ハイカットフィルターを適用した後、さらに 100 Hz にリサンプリングする。両波形を時間領域で足し合わせることにより、広帯域の計算波形を計算する。

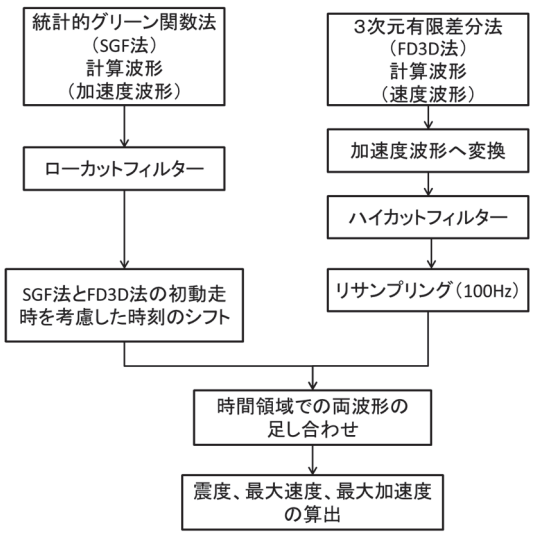


図 65　ハイブリッド法による広帯域地震動計算手順

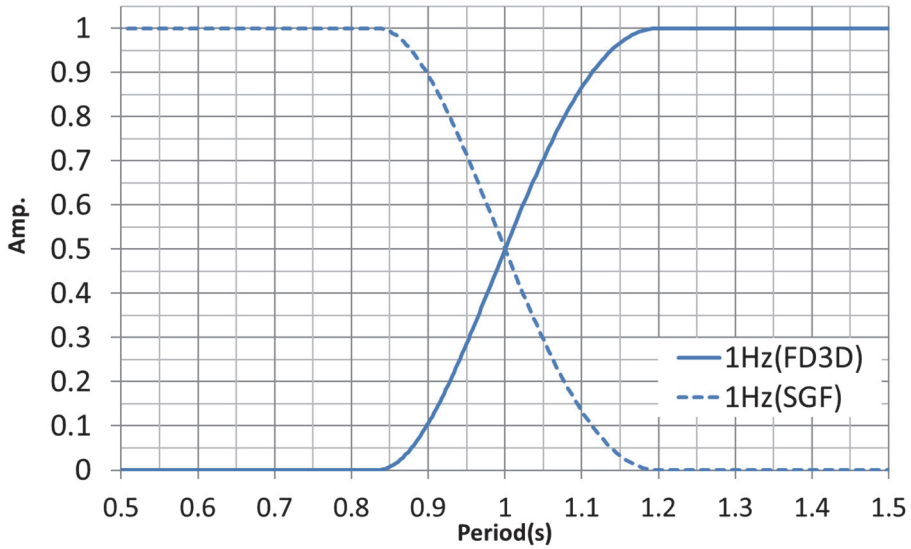


図 66　ハイブリッド法で用いるマッチングフィルター。実線は三次元差分法（FD3D）の計算波形に適用するハイカットフィルター、破線は統計的グリーン関数法（SGF）の計算波形に適用するローカットフィルターを示す。

ハイブリッド法により得られた工学的基盤での震度及び最大速度分布を図 67～71 に示す。アスペリティ直上から地表の断層トレース周辺にかけて、震度６強以上の範囲が広がっている。工学的基盤での最大速度はアスペリティの破壊進行方向に位置する断層浅部の上盤側で大きい。ケース１～３では、加賀平野においても金沢市や津幡町などで 80 cm/s を超える予測結果となった。ただし、地震動（震度、最大速度）の空間分布を仔細にみると、ケース間でのアスペリティの位置や破壊開始点の違いによって、強い地震動が出現する領域が断層帯の走向方向に沿って異なっている。それに対し、下盤側（加賀平野側）でのケース間の違いは相対的に小さい。また、南側のアスペリティから破壊開始し、破壊が北東方向に拡大するケース３では、指向性効果により、富山県の砺波平野での地震動がケース１～２に比べて大きくなる傾向にある。森本断層や富樫断層が単独に破壊するケース４や５では、地震モーメントがケース１～３の約５分の１であるものの、断層帯付近では 50 cm/s 以上、震度６強程度と大きいことから、このようにひとまわり小さい地震であっても、地域の地震ハザードとして無視できるものではない。

図 72 に統計的グリーン関数法（SGF)、差分法(FD3D)、ハイブリッド法（HYB）による速度波形の例を示す。同図ではメッシュ番号 5436659124（金沢駅付近）でのケース１の波形例を示している。差分法波形にはマッチングフィルターを適用している。周期１秒付近で統計的グリーン関数法と差分法速度波形のスペクトル振幅は概ね同レベルであることを確認した。図 73 に司・翠川（1999）による地震動予測式（S 波速度 350 m/s の工学的基盤での最大速度）との比較を示す。断層最短距離 20 km以遠では、地震動予測式に比べハイブリッド法による最大速度はやや小さい傾向が見られた。

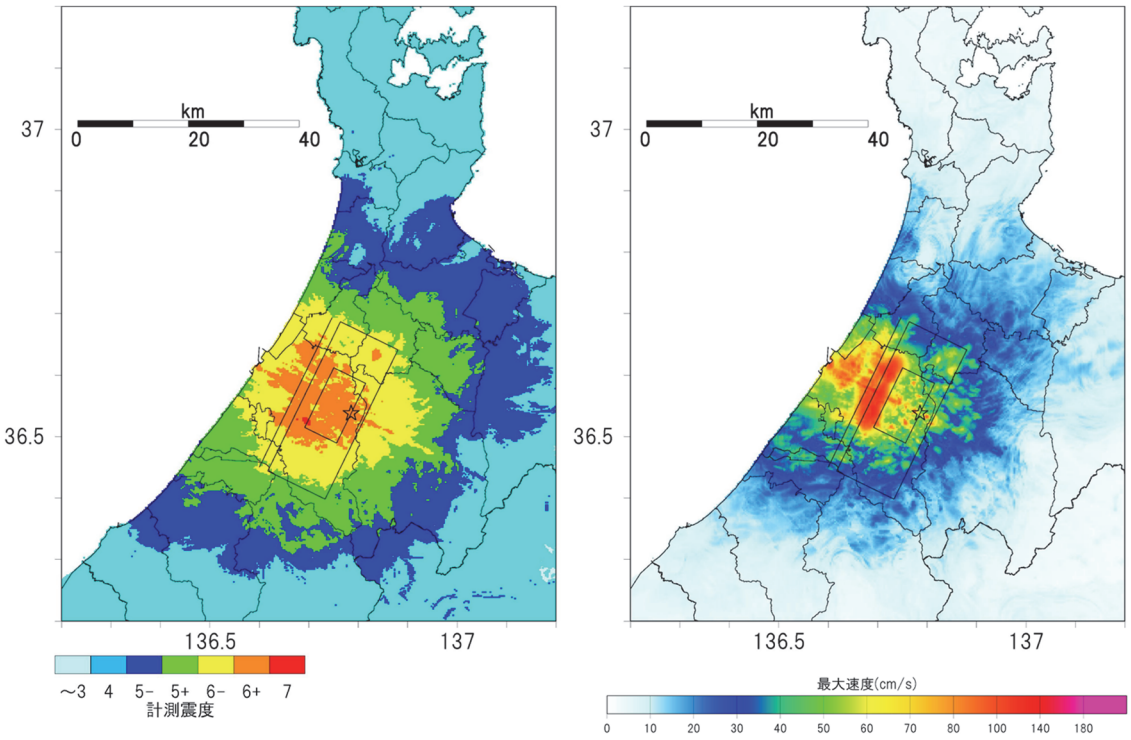


図 67　ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース１）

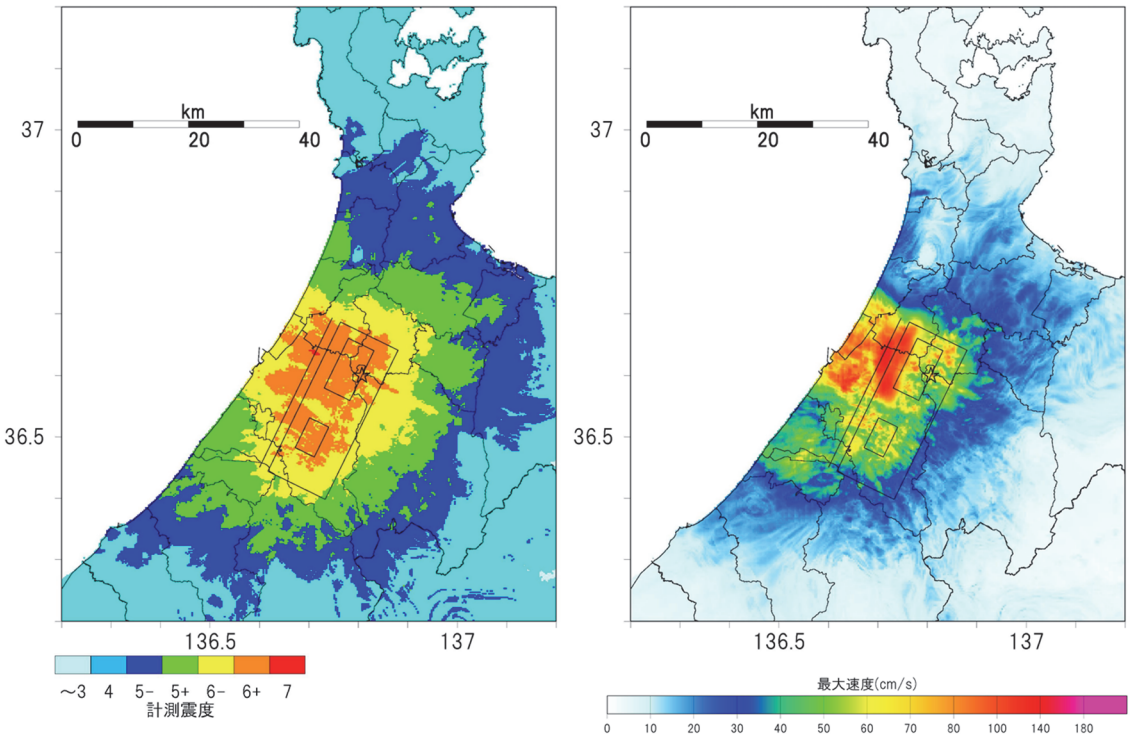


図 68　ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース２）

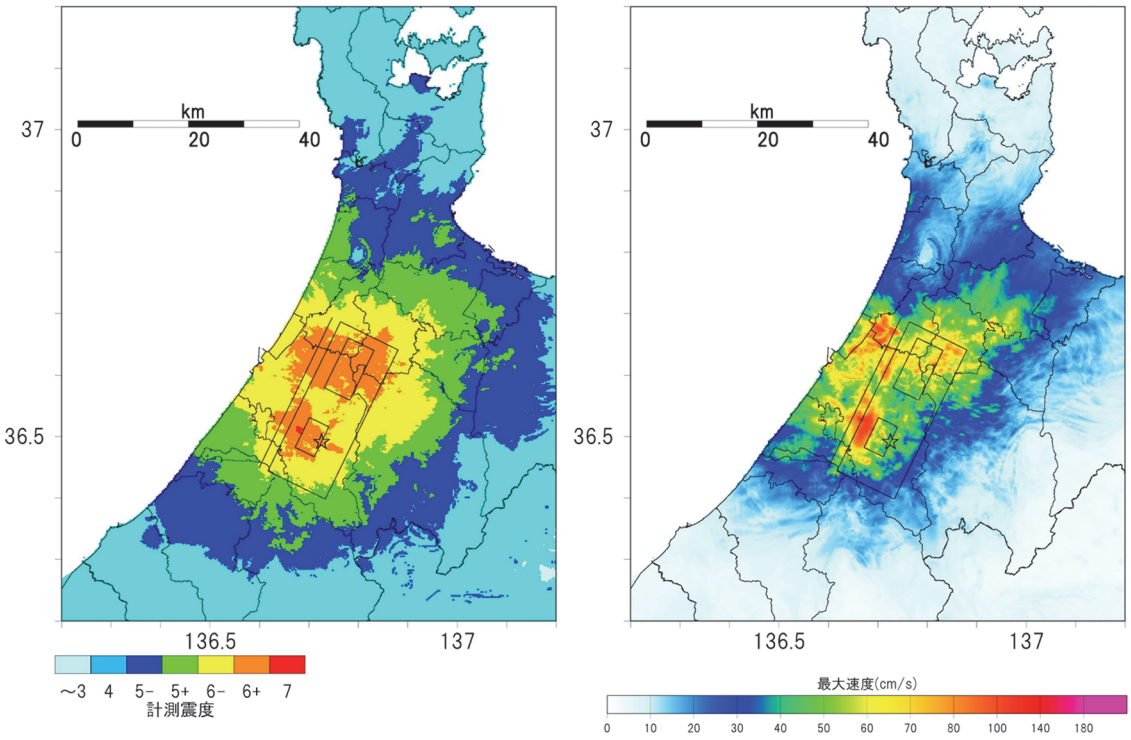


図 69　ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース３）

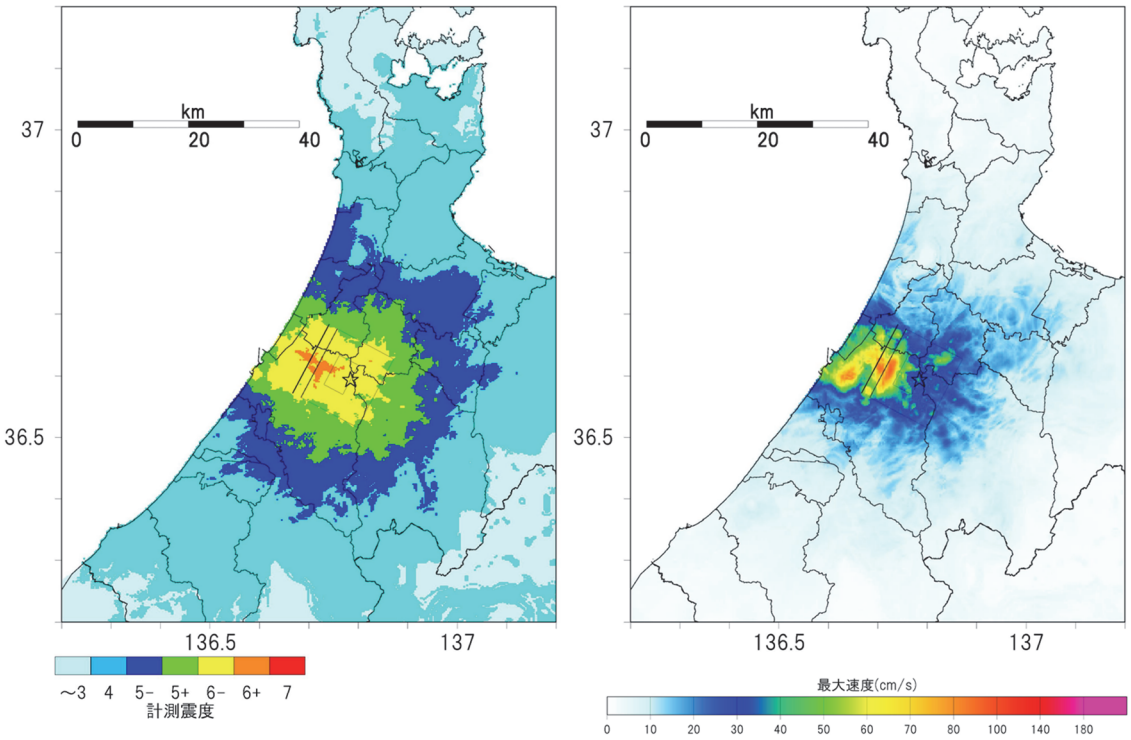


図 70　ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース４）

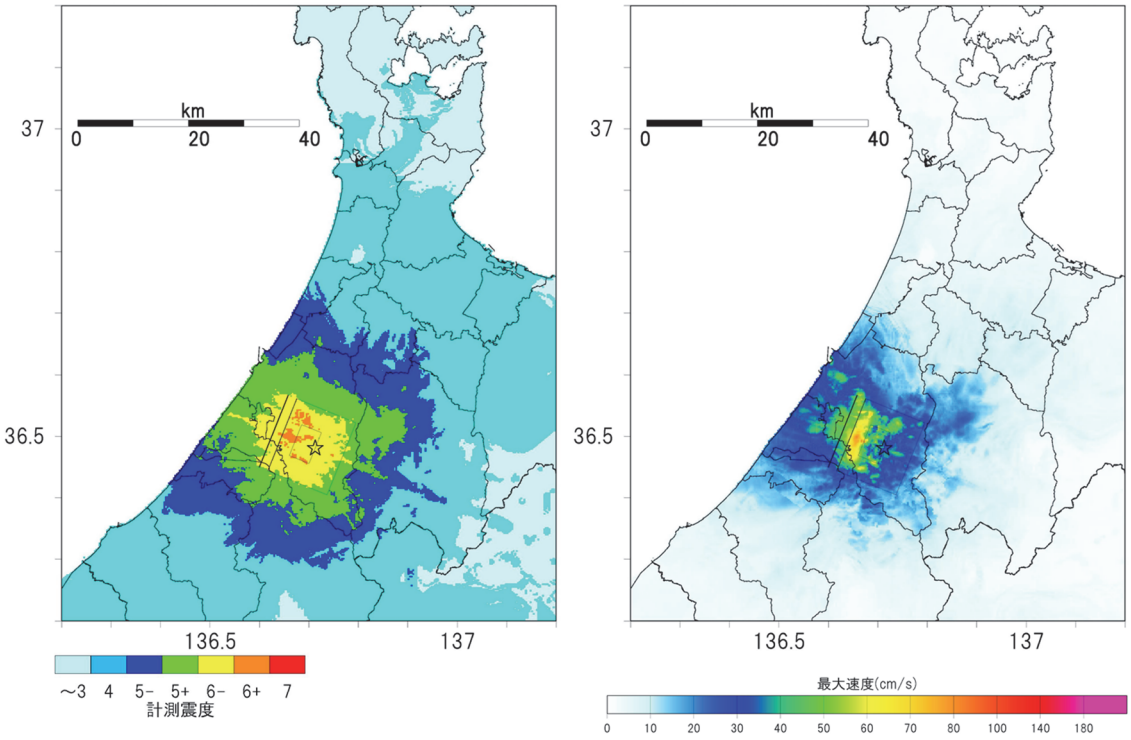


図 71　ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース５）

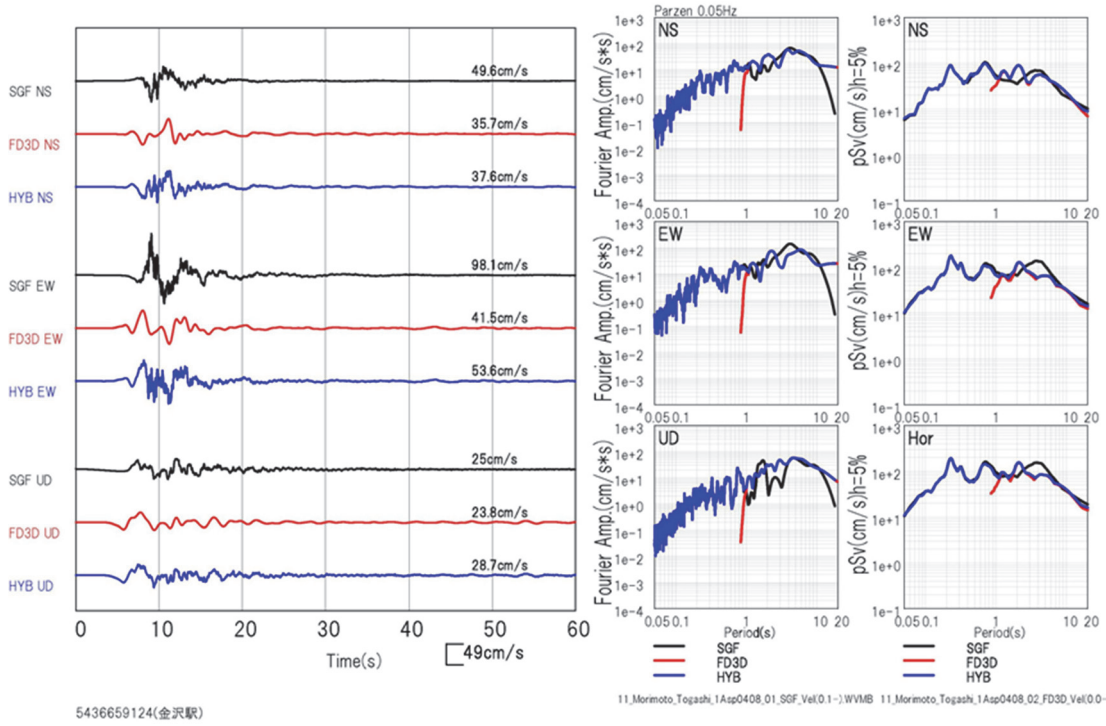


図 72　ハイブリッド法による計算波形例（左、上から NS、EW、UD 成分）、フーリエスペクトル（中、上から NS、EW、UD 成分）、擬似速度応答スペクトルの例（右、上から NS、EW、水平成分）。ケース１のメッシュ番号 5436659124（金沢駅付近）の結果を例示した。黒：統計的グリーン関数法、赤：差分法、青：ハイブリッド法。

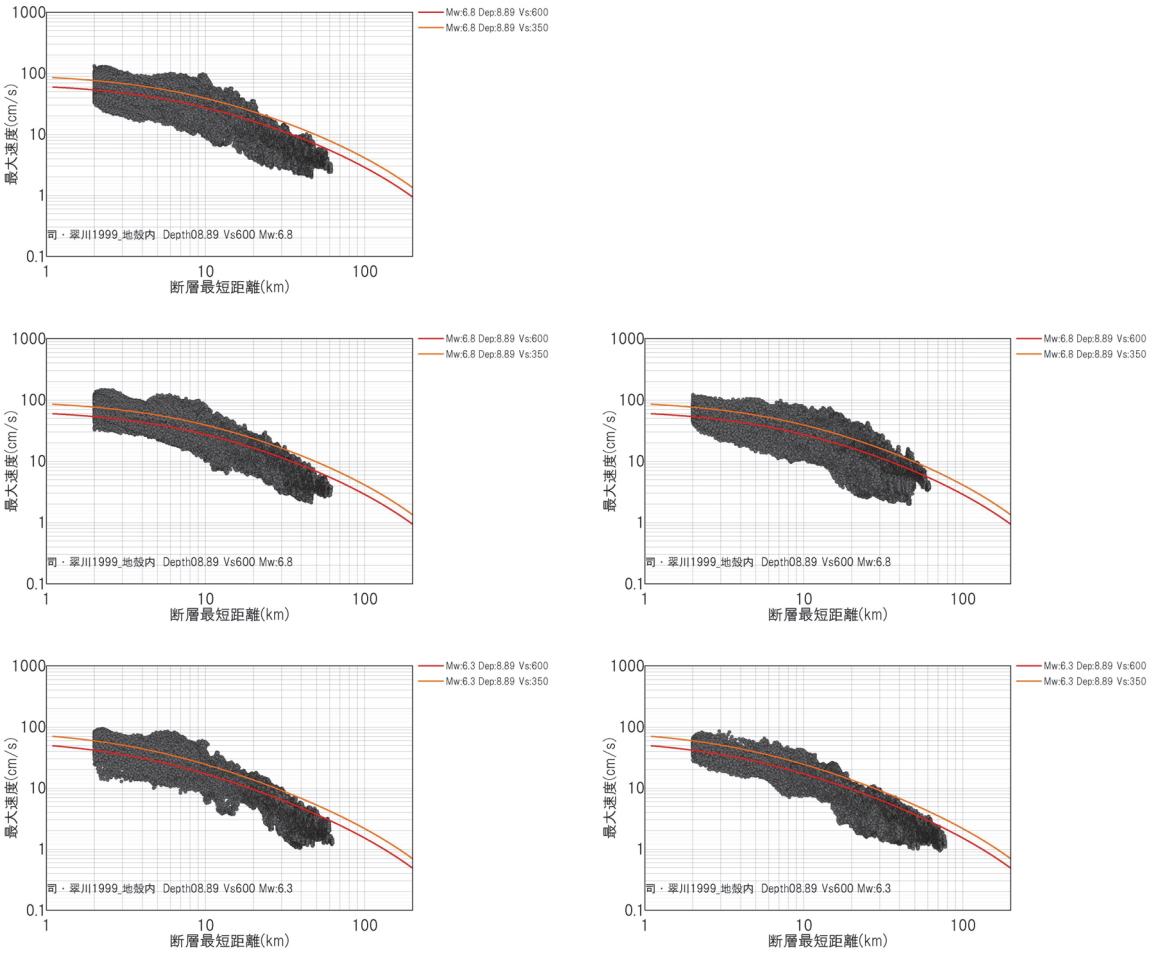


図 73　ハイブリッド法による工学的基盤での計算波形の最大速度と断層最短距離の関係。実線は司・翠川（1999）の地震動予測式（赤：S 波速度 600 m/s、橙：S 波速度 350 m/s）。

e）地表での地震動の計算

ハイブリッド法で得られた工学的基盤での計算波形を浅部地盤モデルの基底面に 2E として入力し、等価線形解析により地表面の地震動波形を計算し、地表震度、最大速度等を整理した。本検討では、SHAKE（Schnabel et al, 1972）の高周波数帯の過小評価、および低周波数帯の過大評価が改善された周波数依存性を考慮した等価線形解析である DYNEQ（吉田, 2004）による等価線形解析により計算した。周波数の有効ひずみγ_{eff}は次式により与えられる。f_pはひずみの時刻歴が最大（$\gamma_{\max}$）となるときの周波数である。ある周波数f_eより大きい周波数では弾性応答（$Q=30$）とする。本検討では、$f_e=6\,\mathrm{Hz}$、$m=2$とした。

$$\gamma_{\mathrm{eff}}=\begin{cases}\gamma_{\max} & f<f_p\\ \gamma_{\max}\left[1-\left(\dfrac{\log f-\log f_p}{\log f_e-\log f_p}\right)^m\right] & f_p\le f\le f_e\\ 0 & f_e<f\end{cases}$$

等価線形解析に用いる動的変形特性曲線は、沖積層については、令和４～５年度の本

調査観測で収集した金沢市内５地点の繰返しせん断試験結果（本調査観測で令和５年度に実施した試験結果２地点、他機関からの資料提供３地点）を整理したものを用いた。解析に用いる動的変形特性曲線は、各試験結果のうち共通する土質区分でそれぞれ平均して求め、$G/G_0-\gamma$ と $h-\gamma$ の関係を表形式で与えた。有効ひずみが動的変形特性曲線の与えられている範囲よりも大きくなったときは、動的変形特性試験でせん断ひずみが最大のときのG および h の値を与えた。収集した試験結果の土質は、沖積粘性土、沖積砂質土、沖積礫質土、沖積粘性土砂質土互層、洪積砂質土、洪積粘性土の７種であった。このうち、データ数が多く、その後の検討に用いた沖積砂質土と沖積粘性土の試験結果をそれぞれ図74 と 75 に示す。

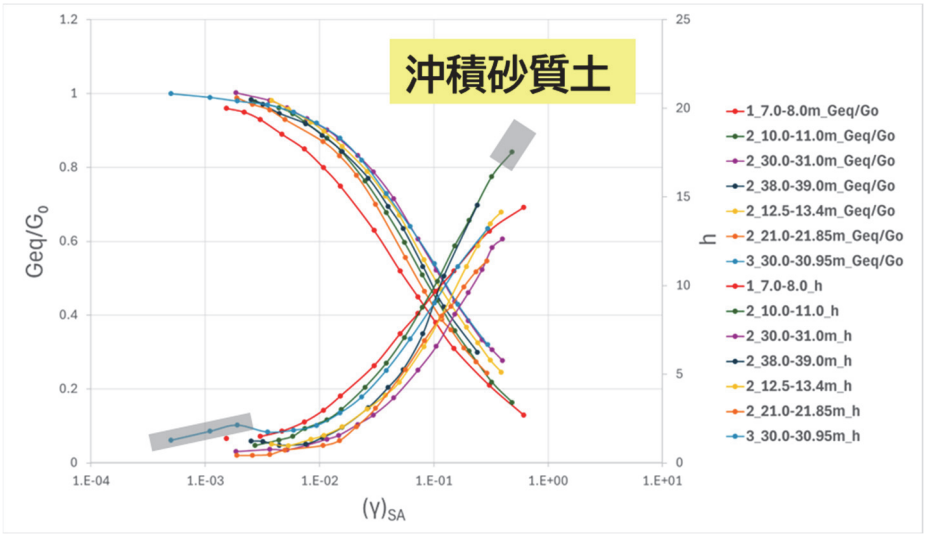


図 74　沖積砂質土についての動的変形特性曲線の収集結果。グレーの網掛けはデータの平均化から除いたデータ。

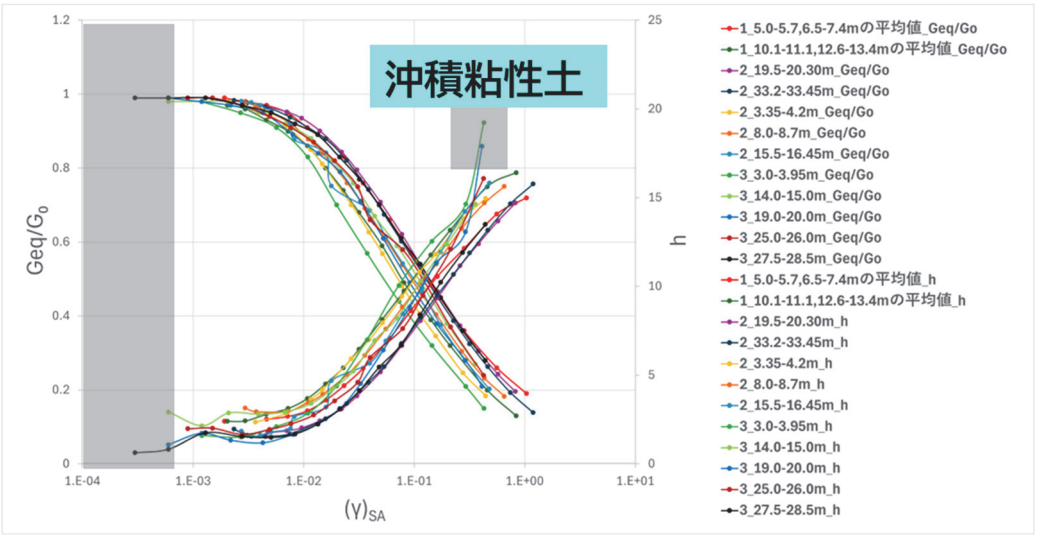


図 75　沖積粘性土についての動的変形特性曲線の収集結果。グレーの網掛けはデータの平均化から除いたデータ。

表 13 には、浅部地盤構造モデルの土質区分に対する試験結果の対応表を示す。図 76 と図 77 には、等価線形解析に用いた平均化後の沖積砂質土と沖積粘性土の動的変形特性曲線を示す。平均化の際は、図 74 と図 75 の灰色の示す範囲はデータ数が少ない、もしくは他のデータとの乖離が大きいため用いなかった。

また、工学的基盤（S 波速度 350 m/s）上面までの深さが大きい加賀平野においては、浅部地盤構造モデルのうち、相対的に深い部分は沖積層よりも古い地層に相当すると考えられる。そこで、既往文献（紺野，1992）を参考に、沖積層基底面の深さを図 78（右上）のように定義し、沖積層基底面から工学的基盤面（図 78 左下）までの層を洪積層（層厚を図 78 右下に示す）とみなし、当該層の動的変形特性を土研式（建設省土木研究所，1982）の洪積層砂質土（図 79）及び洪積層粘性土（図 80）の関係式を与えた。

表 13　浅部地盤構造モデルの土質区分と繰り返しせん断試験結果の対応

土質	繰返しせん断試験結果
盛土	沖積砂質土
粘土	沖積粘性土
砂	沖積砂質土
礫	沖積砂質土
ローム （ほぼ見られない）	沖積粘性土
基盤	線形
微動の補間 （上位の層は概ね砂・礫）	沖積砂質土

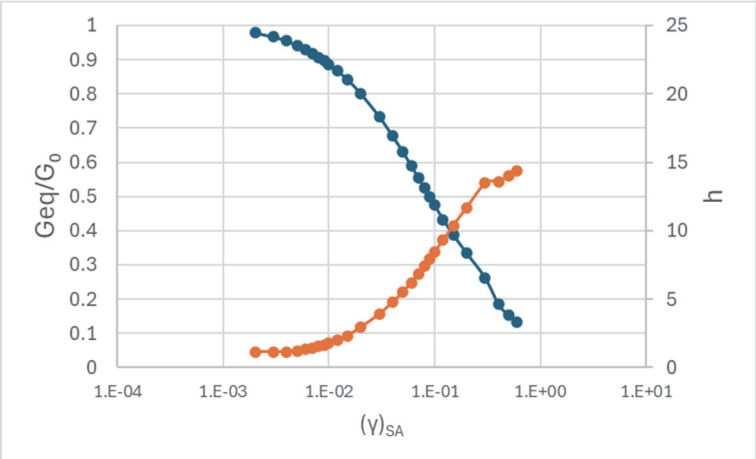


図 76　等価線形解析に用いた沖積砂質土の動的変形特性曲線

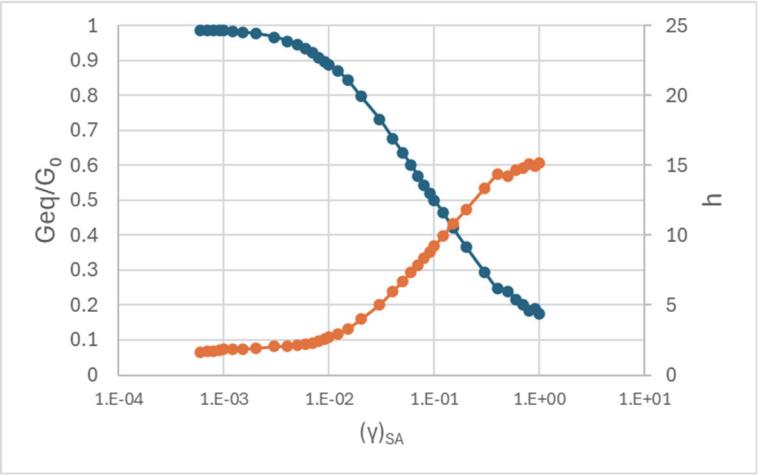


図 77　等価線形解析に用いた沖積粘性土の動的変形特性曲線

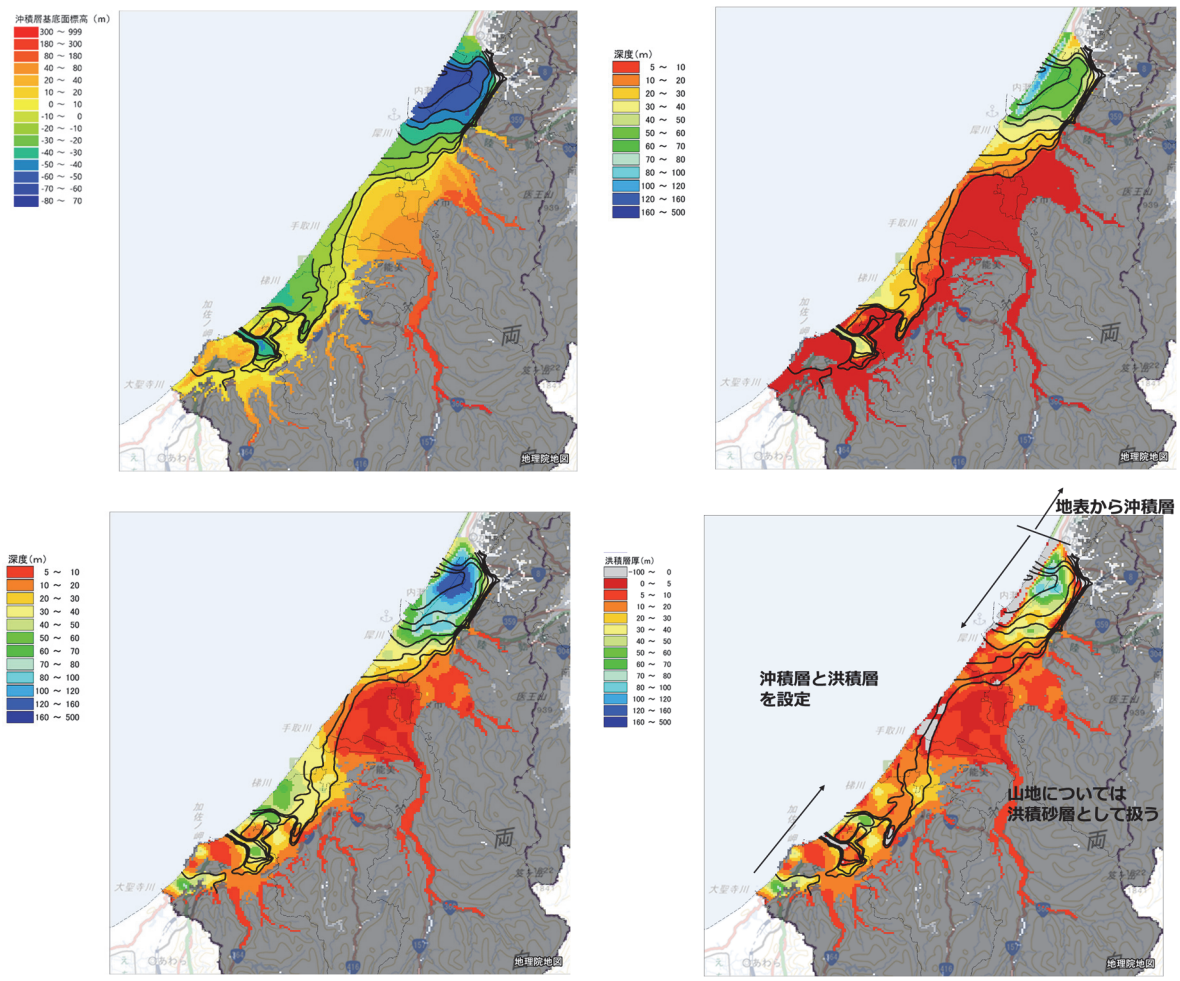


図 78　加賀平野における沖積層基底面深度の設定。（左上）沖積層基底面標高（紺野，1992 をもとに作成）、（右上）沖積層基底面深度、（左下）浅部・深部統合地盤構造モデルの S 波速度 350 m/s 層上面深度、（右下）沖積層基底面と S 波速度 350 m/s 層上面深度の差から求めた洪積層厚。基図は地理院地図。黒実線のコンターは全て左上図と同じ沖積層基底面標高分布の形状を表している。

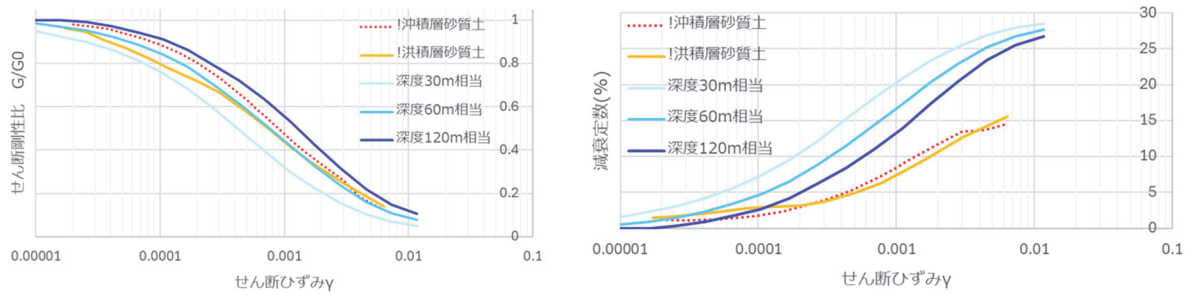


図 79　等価線形解析に用いた洪積層砂質土の動的変形特性曲線（左：せん断剛性率の比、右：減衰定数）。水色～青色実線：土研式（深さ 30 m、60 m、120 m 相当）、橙色実線：金沢平野で収集した洪積層砂質土の試験結果、赤色破線：金沢平野で収集した沖積層砂質土の試験結果の平均（図 76）。

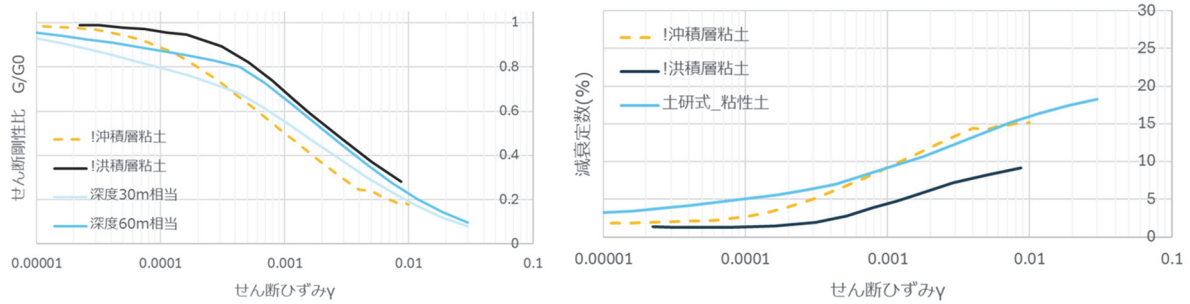


図 80　等価線形解析に用いた洪積層粘性土の動的変形特性曲線（左：せん断剛性率の比、右：減衰定数）。水色実線：土研式（深さ 30 m、60 m 相当、ただし、減衰定数の拘束圧依存性はなし）、紺色実線：金沢平野で収集した洪積層粘性土の試験結果、橙色破線：金沢平野で収集した沖積層粘性土の試験結果の平均（図 77）。

等価線形化法により得られた地表での地震動波形より求めた震度及び最大水平速度分布を図 81～85、最大水平加速度分布を図 86～88 に示す。ケース１～３では、金沢市、津幡町、小矢部市、南砺市に震度７の領域がみられるほか、邑知潟、加賀平野、砺波平野などの広い範囲が震度５強以上の結果になった。ケース４では、金沢市、津幡町、内灘町、かほく市、小矢部市、南砺市で震度６弱以上、ケース５では、金沢市と白山市を中心に震度６弱以上の領域が広がっている。最大水平速度は、ケース２及び３で相対的に大きい傾向にある。最大水平加速度についても、震源断層周辺に大きな加速度の領域が広がっている一方、沖積層が相対的に厚く堆積している河北潟周辺では、浅部地盤の非線形応答により加速度が低減している様子が分かる。

地震規模が大きいケース１～３では、震源域を中心に震度６強の領域が広がるとともに、上盤側の柔らかい地盤が広がっている地域や、下盤側では金沢平野を中心として広く震度６強の地域が広がっている。一方、地震規模が小さいケース４、５での震度６強の領域は、震源断層の上端付近の上盤側および下盤側に存在しており、前者のケースに比して狭い範囲ではあるが、強い揺れに見舞われる領域が存在する可能性があることがわかる。

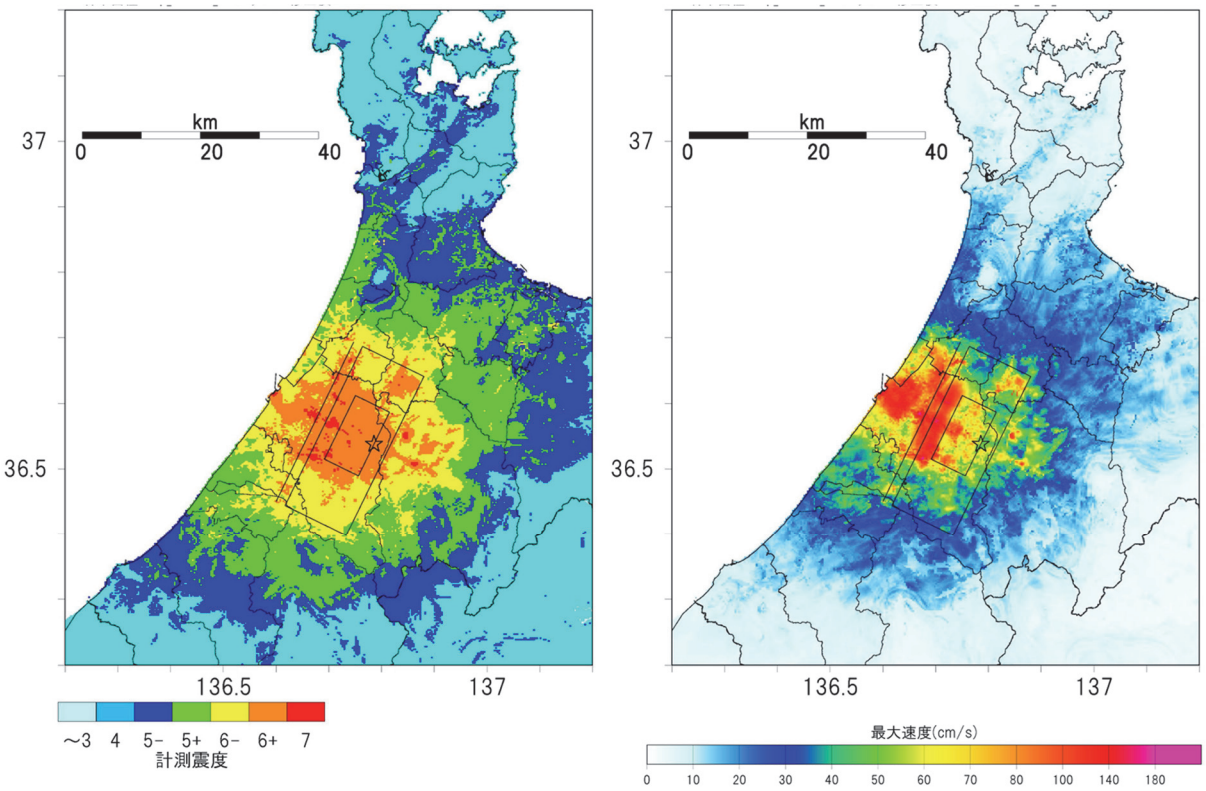


図 81　等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース１）

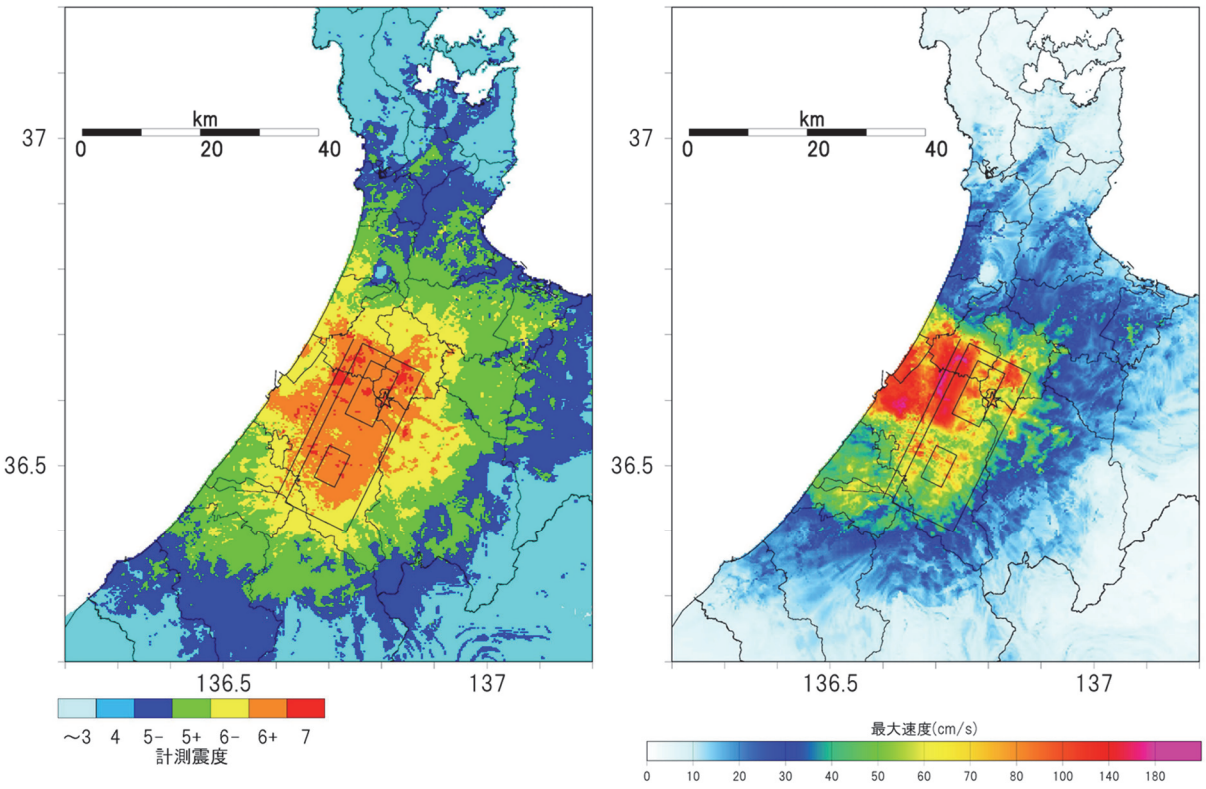


図 82　等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース２）

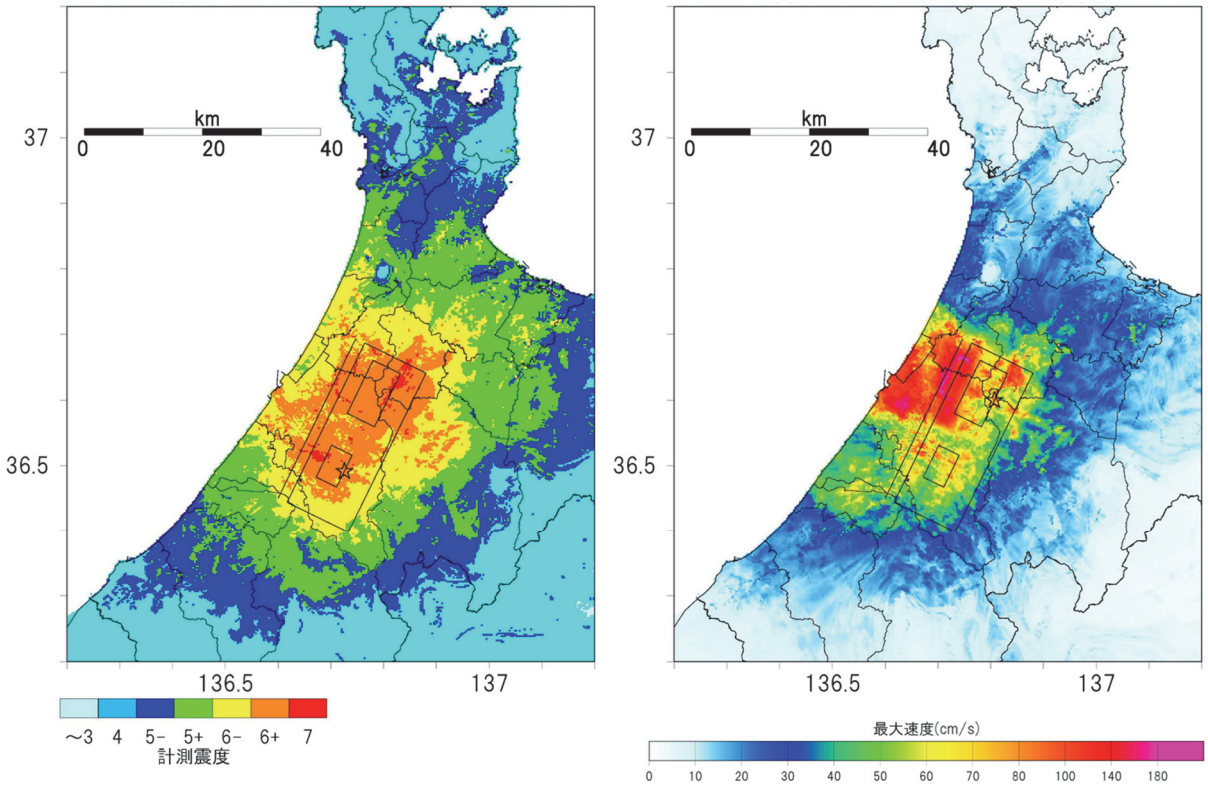


図 83　等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース３）

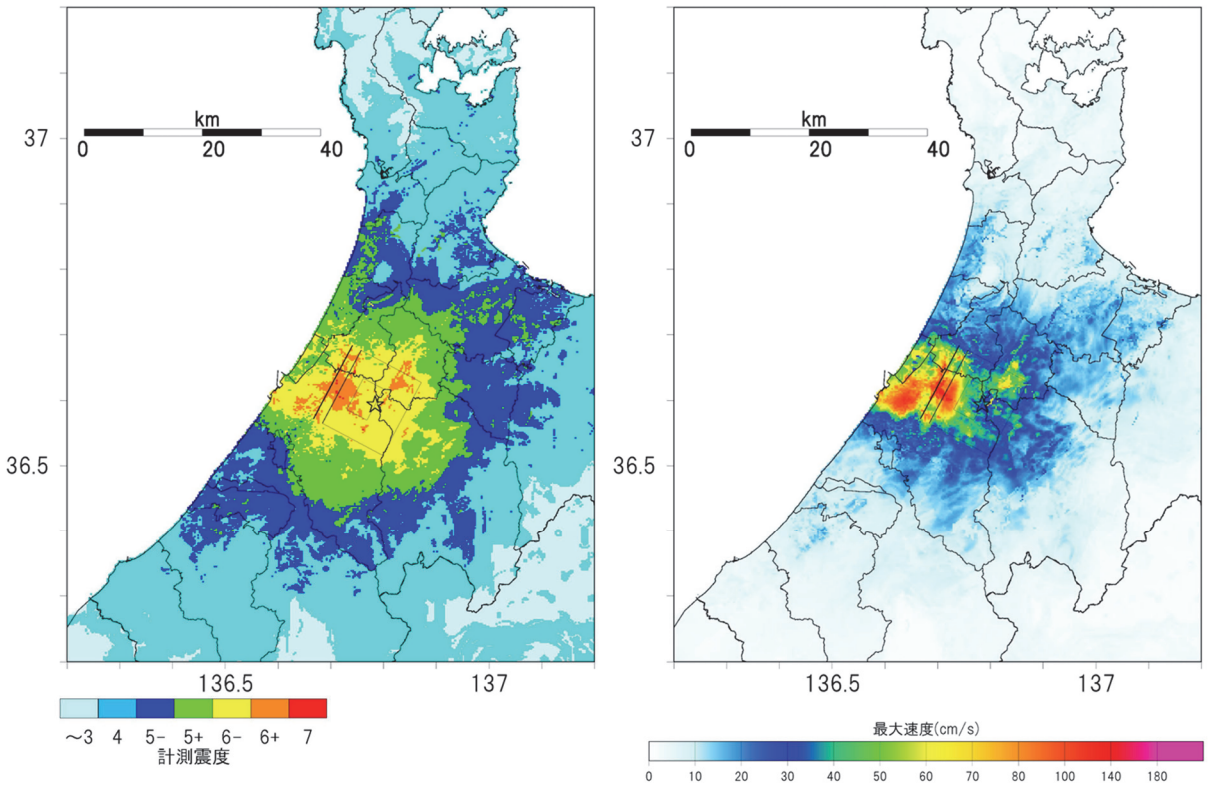


図 84　等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース４）

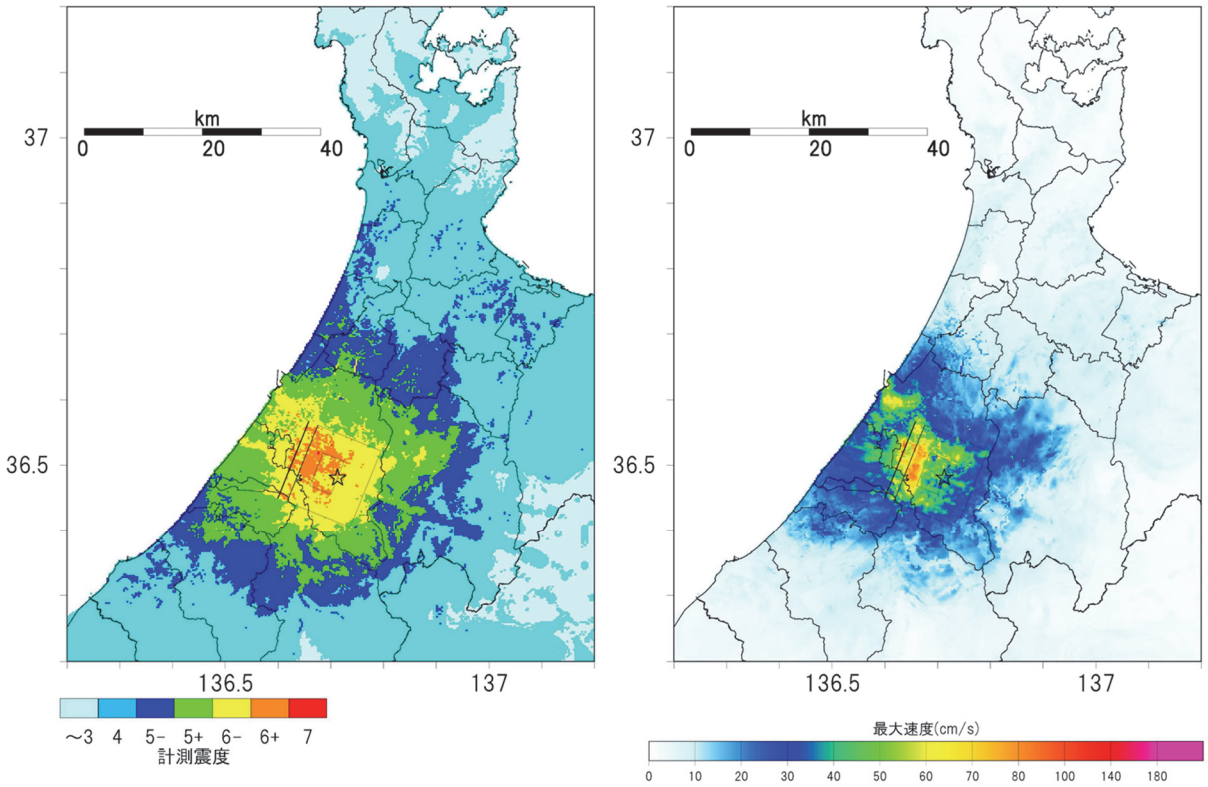


図 85　等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース５）

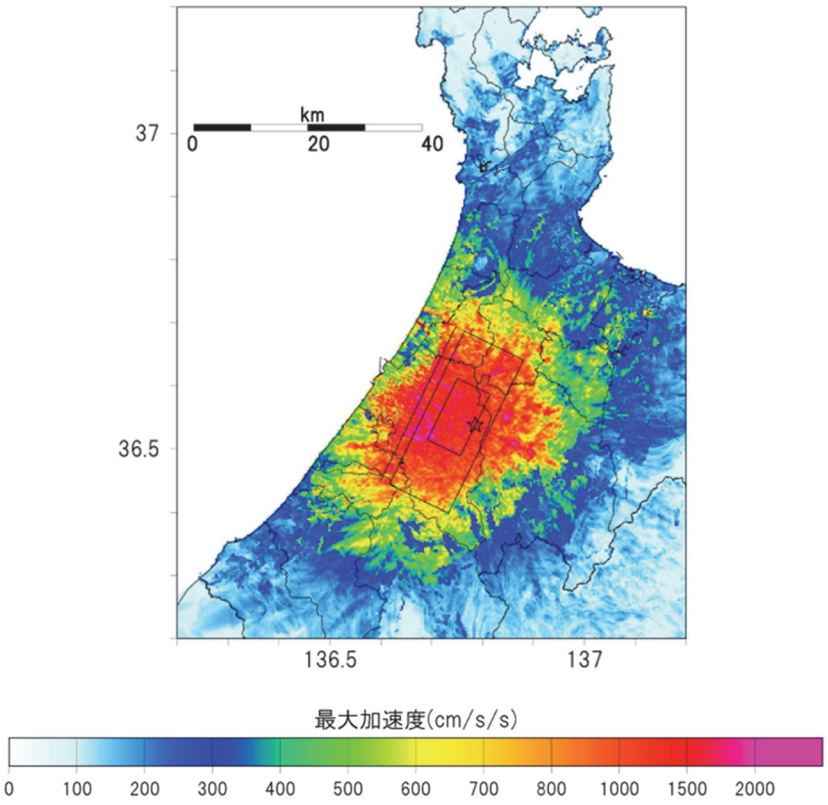


図 86　等価線形化法による地表での最大水平加速度（ケース１）

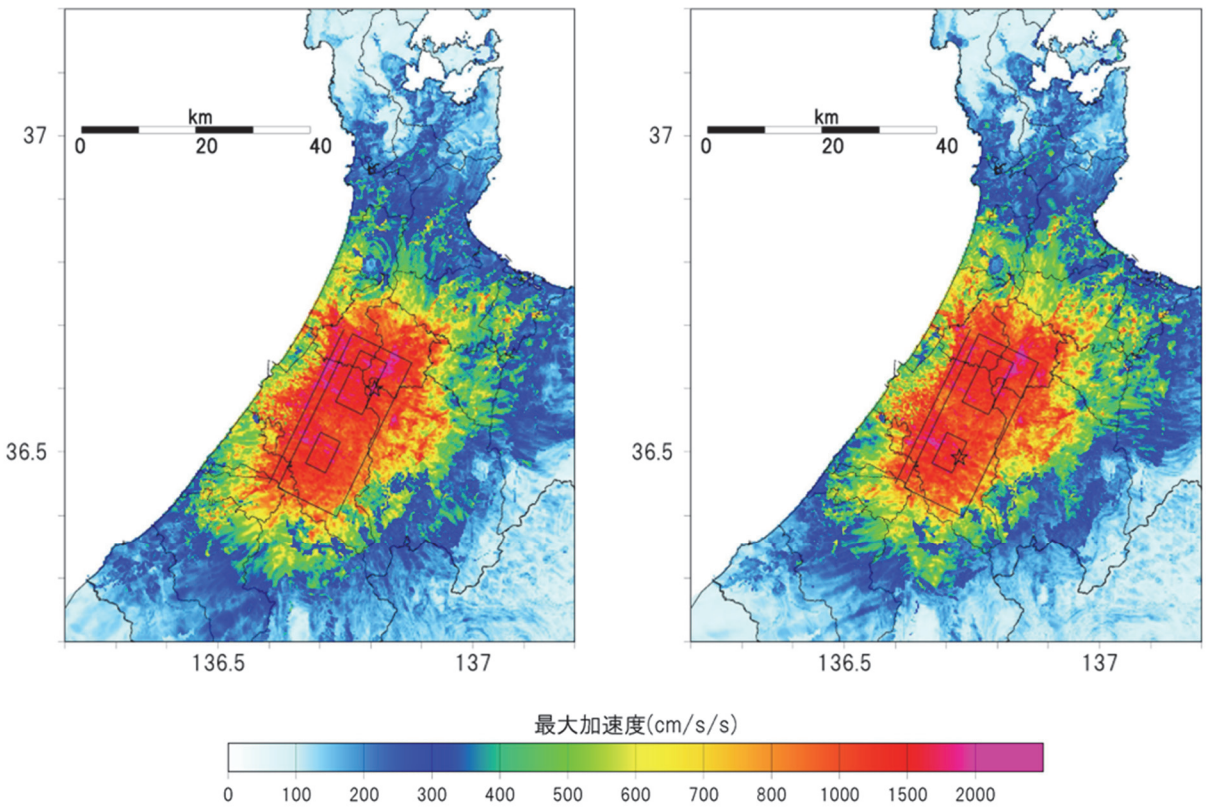


図 87　等価線形化法による地表での最大水平加速度（ケース２～３）

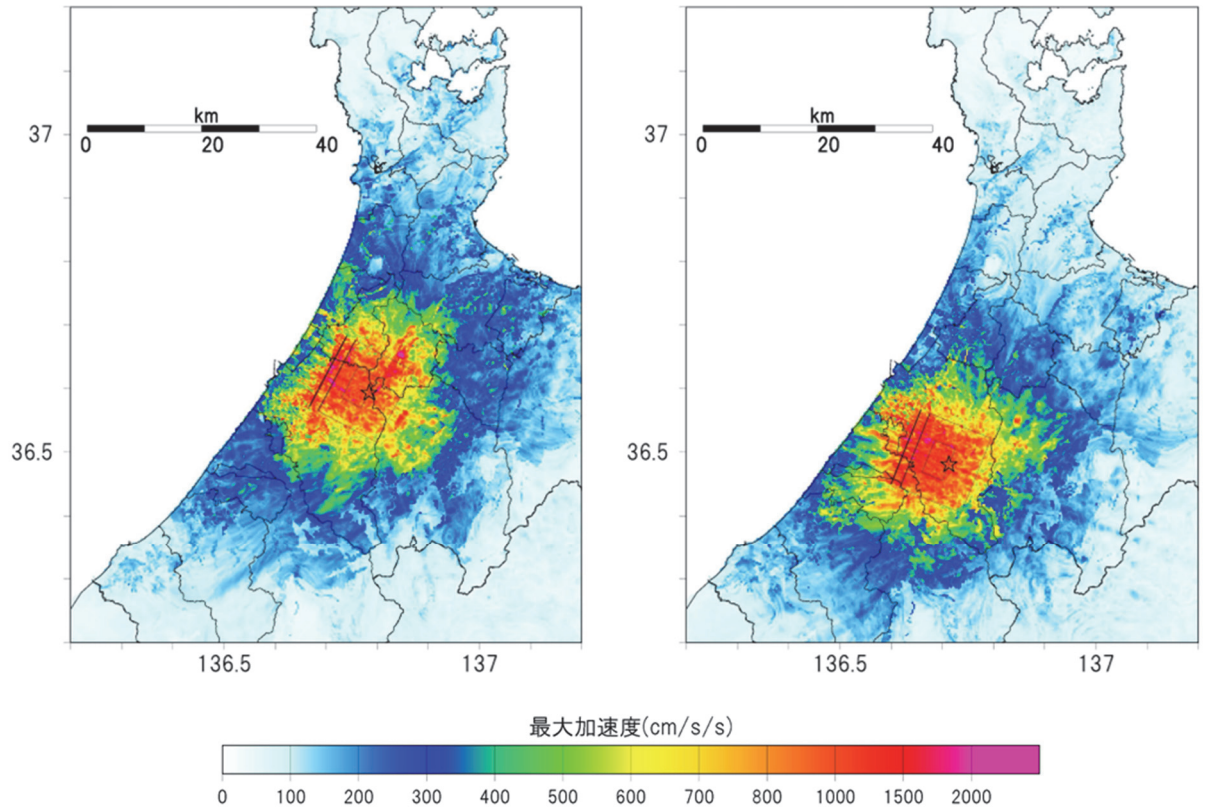


図 88　等価線形化法による地表での最大水平加速度（ケース４～５）

いくつかの代表的な地点（図 89）での計算波形とスペクトルの例を図 90～95 に示す。地震規模の小さなケース４～５のフーリエスペクトルや応答スペクトルは、ケース１～３よりも小さくなる事例が多いものの、１秒より短周期側では、ケースや地点によっては、ケース１～３に匹敵する結果も見られる。

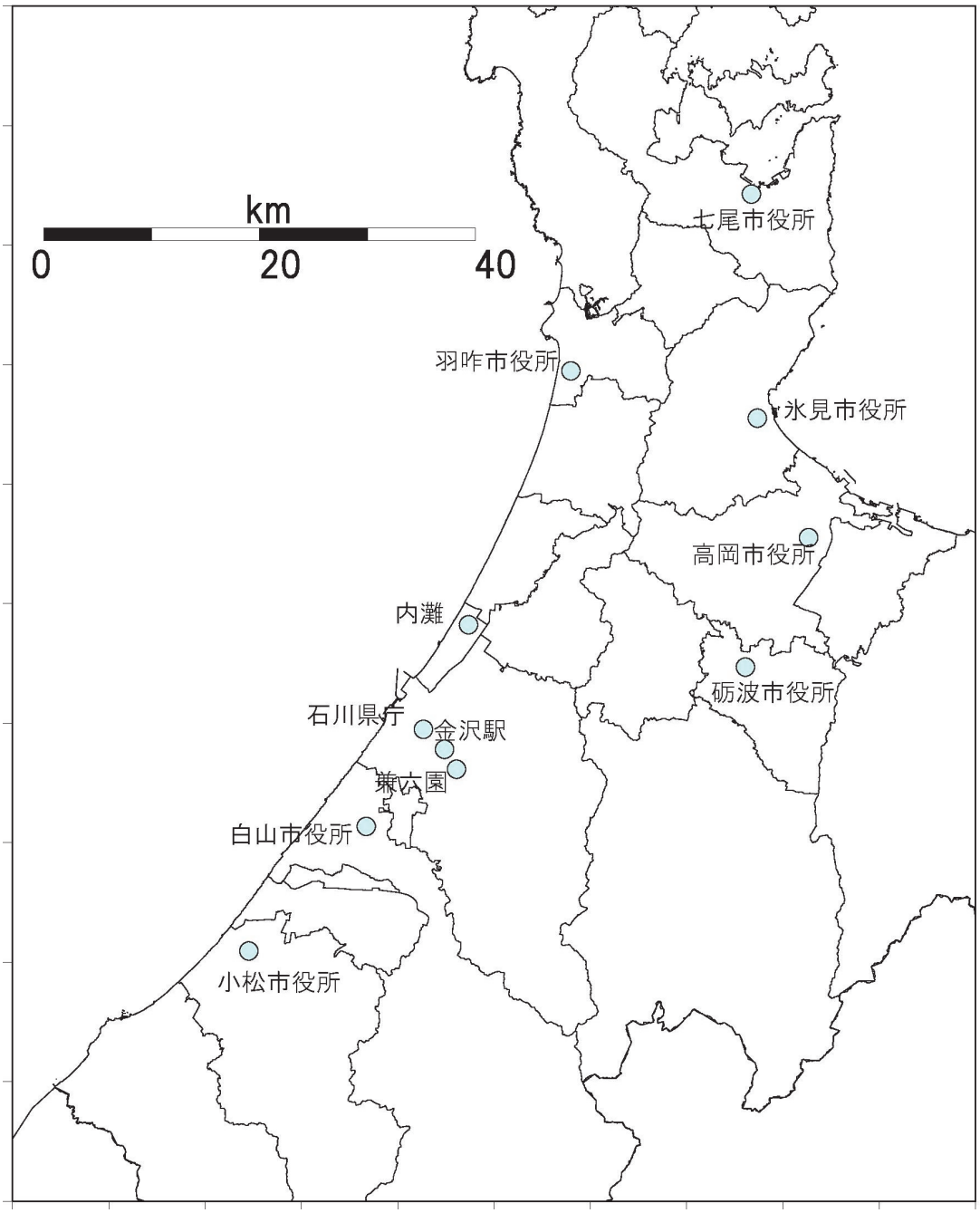


図 89　地表での計算波形とスペクトルを例示した地点

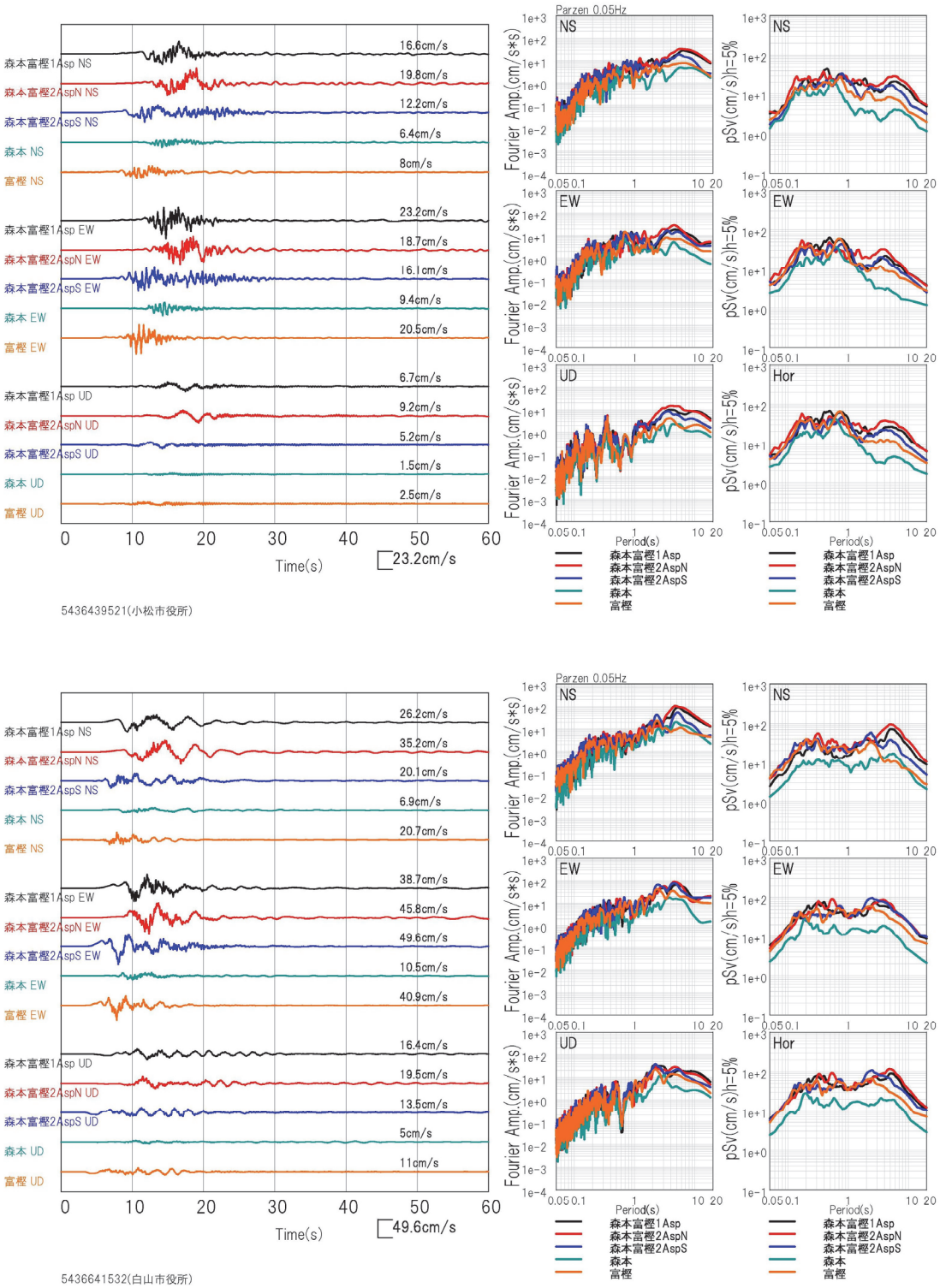


図 90　各ケースの地表での計算波形（左）、フーリエスペクトル（中）、擬似速度応答スペクトル（右、減衰５％）。上：小松市役所（メッシュ番号 5436439521）、下：白山市役所（メッシュ番号：5436641532）。

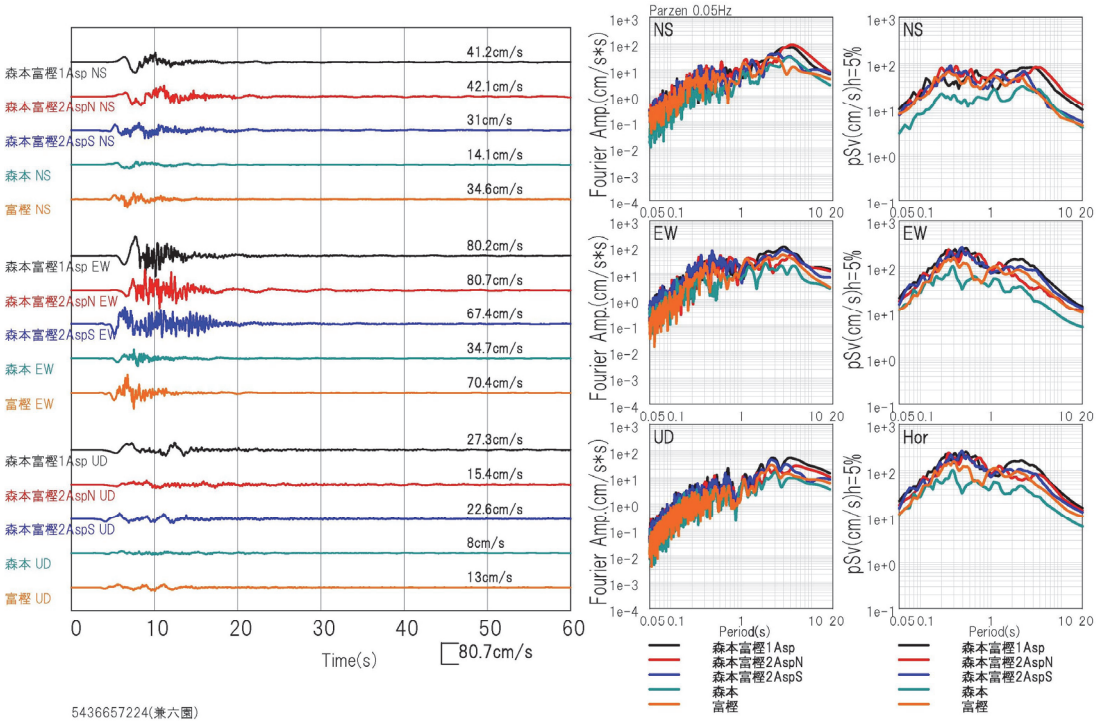


図 91　各ケースの地表での計算波形（左）、フーリエスペクトル（中）、擬似速度応答スペクトル（右、減衰５％）。上：兼六園（メッシュ番号 5436657224)、下：金沢駅（メッシュ番号：5436659124)。

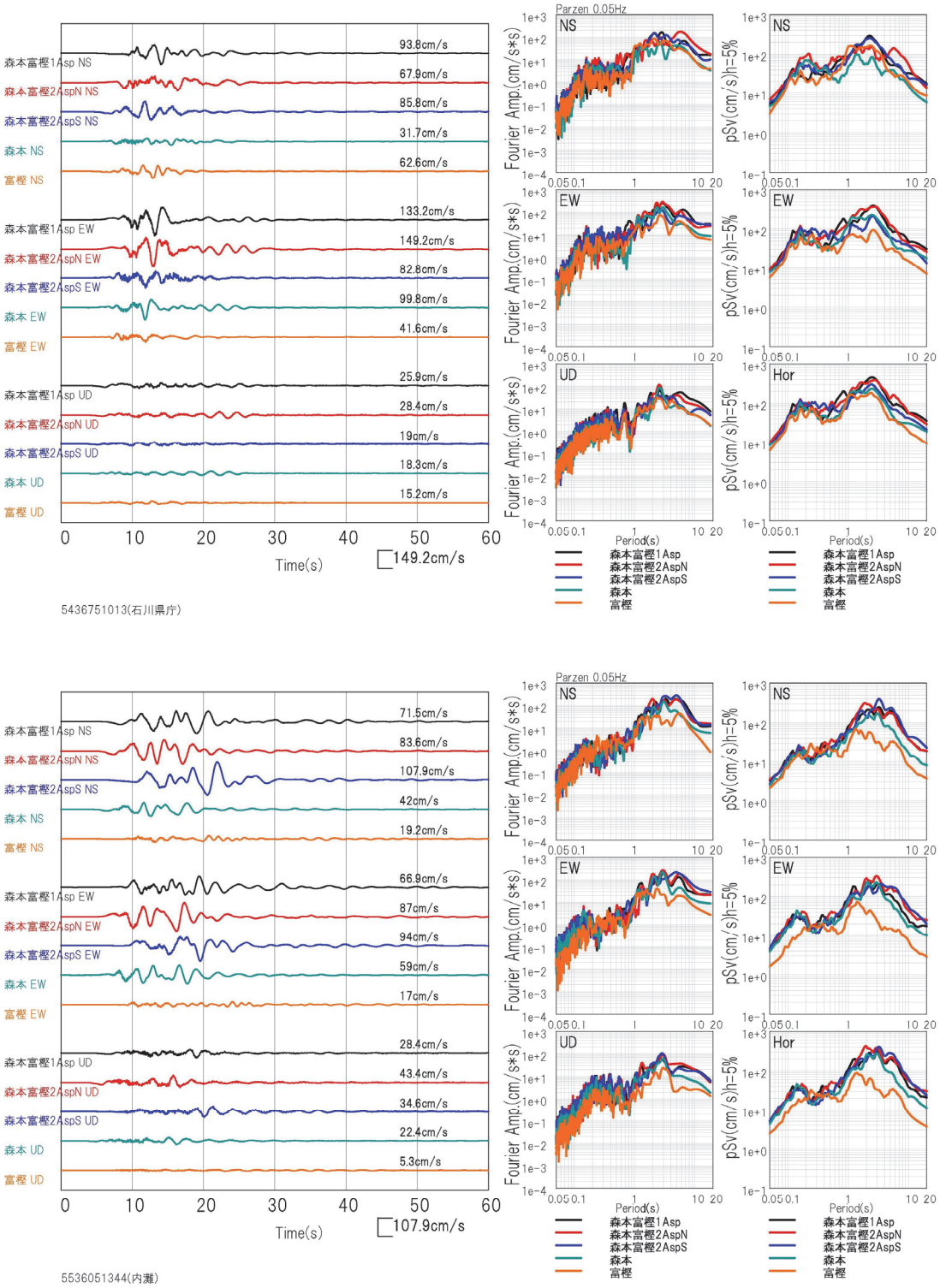


図 92　各ケースの地表での計算波形（左）、フーリエスペクトル（中）、擬似速度応答スペクトル（右、減衰５％）。上：石川県庁（メッシュ番号 5436751013）、下：内灘町（メッシュ番号：5536051344）。

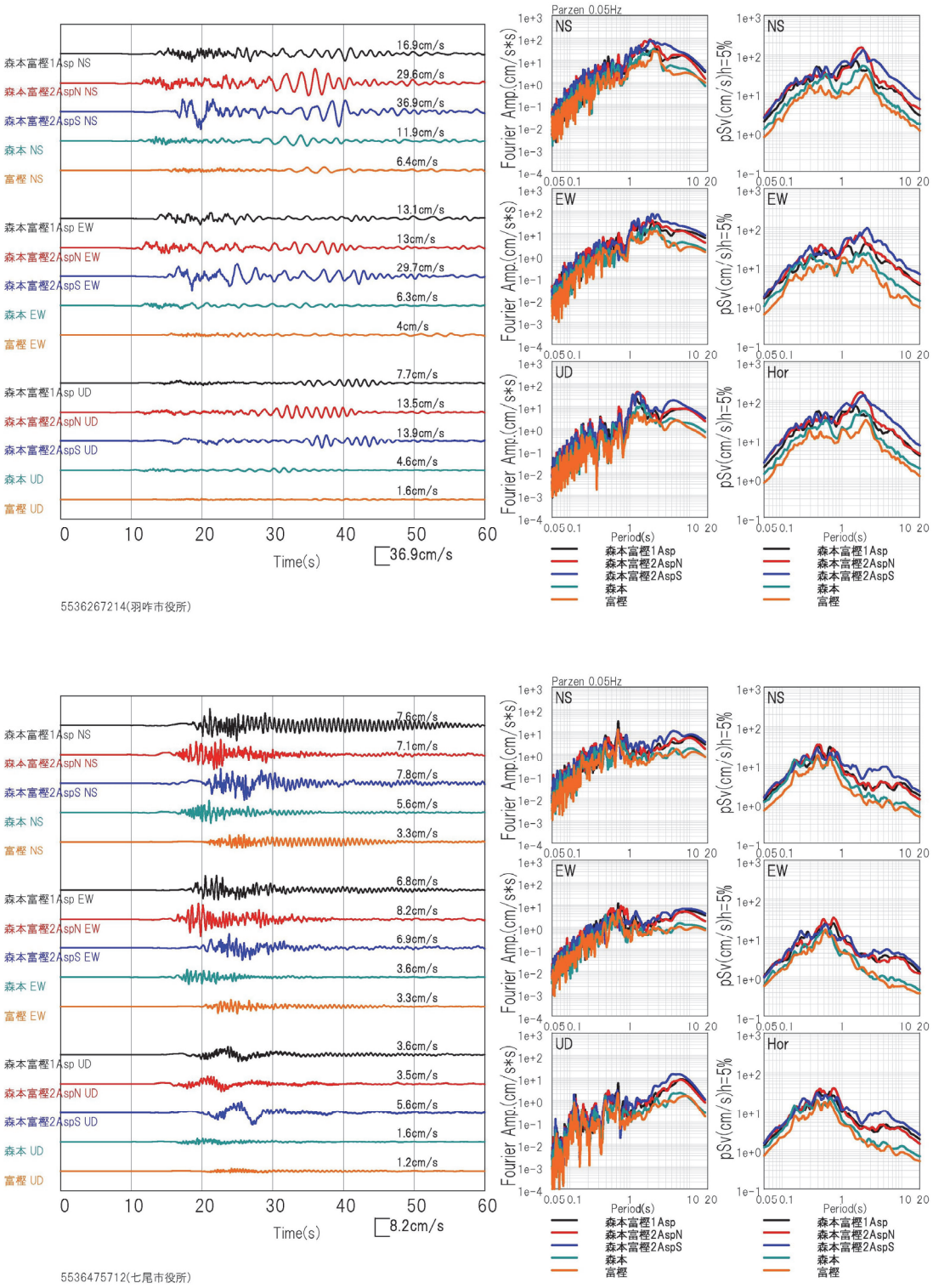


図 93　各ケースの地表での計算波形（左）、フーリエスペクトル（中）、擬似速度応答スペクトル（右、減衰５％）。上：羽咋市役所（メッシュ番号 5536267214）、下：七尾市役所（メッシュ番号：5536475712）。

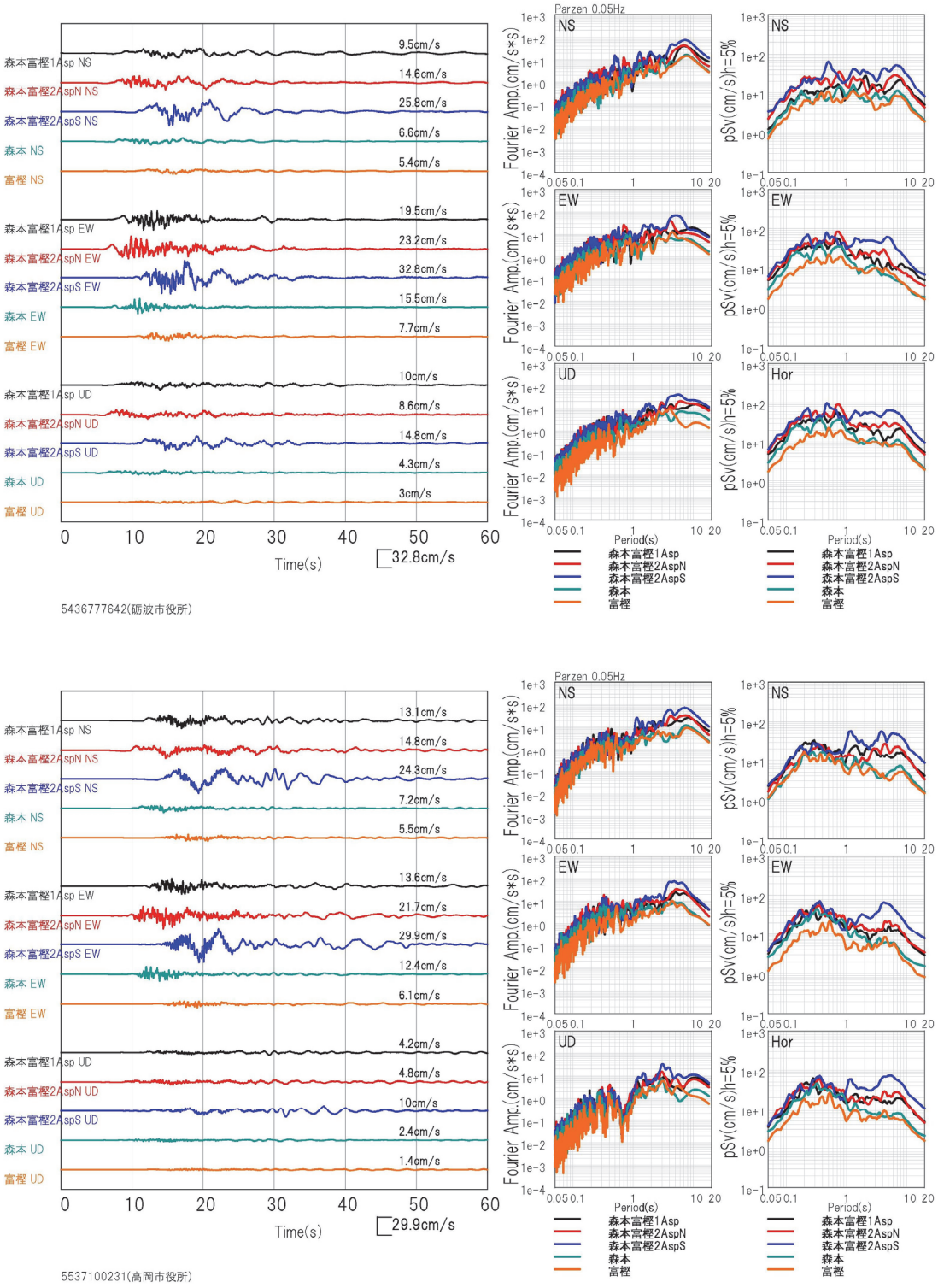


図 94　各ケースの地表での計算波形（左）、フーリエスペクトル（中）、擬似速度応答スペクトル（右、減衰５％）。上：砺波市役所（メッシュ番号 5436777642）、下：高岡市役所（メッシュ番号：5537100231）。

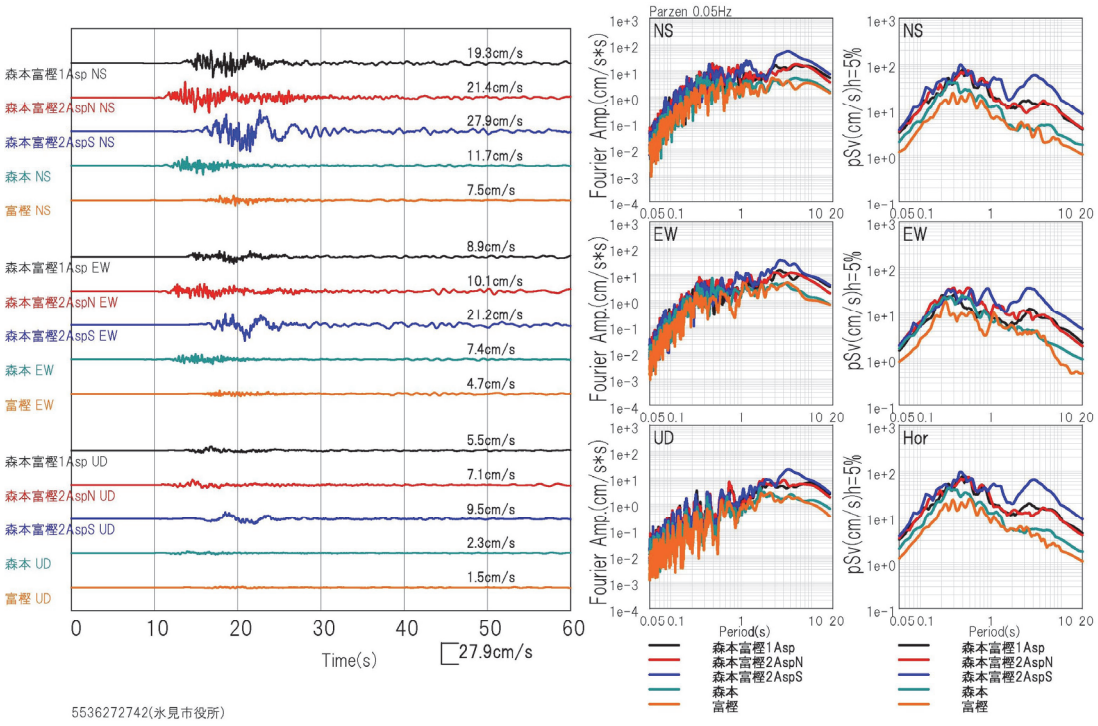


図 95　各ケースの地表での計算波形（左）、フーリエスペクトル（中）、擬似速度応答スペクトル（右、減衰５％）。氷見市役所（メッシュ番号 5536272742）。

f）地表の地震動計算手法による強震動予測結果の違いの検討

本調査観測での強震動予測計算における地表での地震動計算では、浅部地盤構造モデルと動的変形特性を用いた等価線形解析により、工学的基盤での地震動波形から地表の波形を得た。一方で、工学的基盤での地震動波形に$AVS30$（地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度）を用いた経験的地盤増幅率を乗じることで地表での震度分布や最大速度分布を簡便に求める方法（以下、簡便法）も、地震本部の全国地震動予測地図をはじめとして、広く用いられている。ここでは、ケース１を例として、計算手法による強震動予測結果の違いを確認した。

まず、簡便法による計算手順を説明する。図 96（左）は本調査観測で作成した浅部・深部統合地盤構造モデルの$AVS30$、図 96（中）は工学的基盤（S 波速度 350 m/s）の$AVS30_{\mathrm{EB}}$のである。ただし、$AVS30_{\mathrm{EB}}$の上限は 1500 m/s とした。藤本・翠川(2006)を参考に、工学的基盤から地表までの増幅率ampを以下の式で与えた。ただし、対数は常用対数である。

$$\log amp = -0.852 \log\left(\frac{AVS30}{AVS30_{\mathrm{EB}}}\right)$$

図 96（右）に上式で得られた地盤増幅率分布を示す。浅部・深部統合地盤構造モデルでは、石川県の河北潟周辺や邑知潟平野、富山県の氷見平野や射水平野などに$AVS30$の小さな領域が広がっており、これらの地域では地盤増幅率が２倍を超える値を呈している。

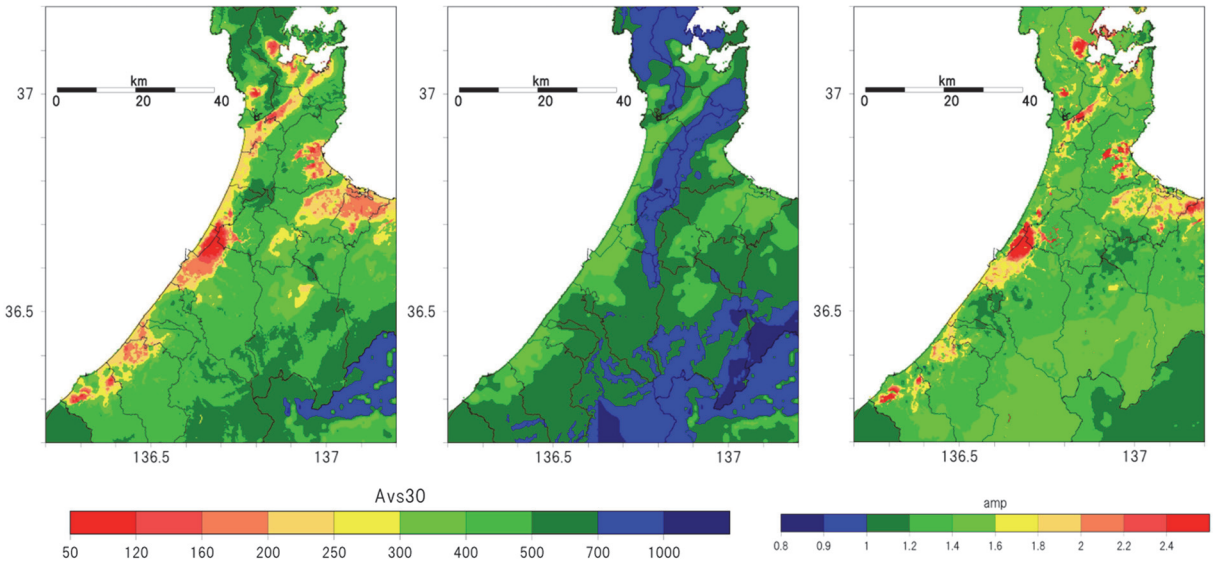


図 96　浅部・深部統合地盤構造モデルによる地盤増幅率の分布。（左）$AVS30$（単位 m/s）、（中）工学的基盤での$AVS30_{\mathrm{EB}}$（単位 m/s）、（右）地盤増幅率amp。

図 96（右）の地盤増幅率ampを用いて、工学的基盤での最大速度PGV_{B}から地表における最大速度PGVを次式により評価した。

$$PGV = amp \cdot PGV_{\mathrm{B}}$$

また、最大速度と計測震度の関係式（藤本・翠川，2005）

$$I = 2.002 + 2.603 \log PGV - 0.213 \cdot \{\log PGV\}^2$$

から地表での震度を計算した。ケース１の場合の、簡便法による地表震度分布を図 97 に示す。これを、等価線形解析による地表震度分布と比較すると、大局的な傾向は似ているものの、例えば、河北潟周辺では、簡便法では震度７の領域が面的に広がっているのに対し、等価線形解析では震度６弱～６強の占める面積が広い。同様に、邑知潟平野の一部においても、簡便法による震度は等価線形解析による結果よりも大きくなっている。これらの違いは、簡便法では、地表での$AVS30$が工学的基盤の$AVS30_{\mathrm{EB}}$よりも小さい場合、増幅率は必ず１よりも大きくなるため、$PGV > PGV_{\mathrm{B}}$ という関係にある。このため、地表の震度Iも工学的基盤での震度I_{B}よりも大きくなる。一方で、等価線形解析の場合、河北潟や邑知潟のように、S 波速度が極めて小さく、層厚の厚い浅部地盤に、大きな地震動が入力した場合、地盤内のひずみが大きくなることで、減衰定数が大きくなったり、剛性率が低下することで卓越周期が長周期側にシフトしたりすることにより、地表での最大加速度、最大速度、震度が工学的基盤のそれらより小さくなることがある。

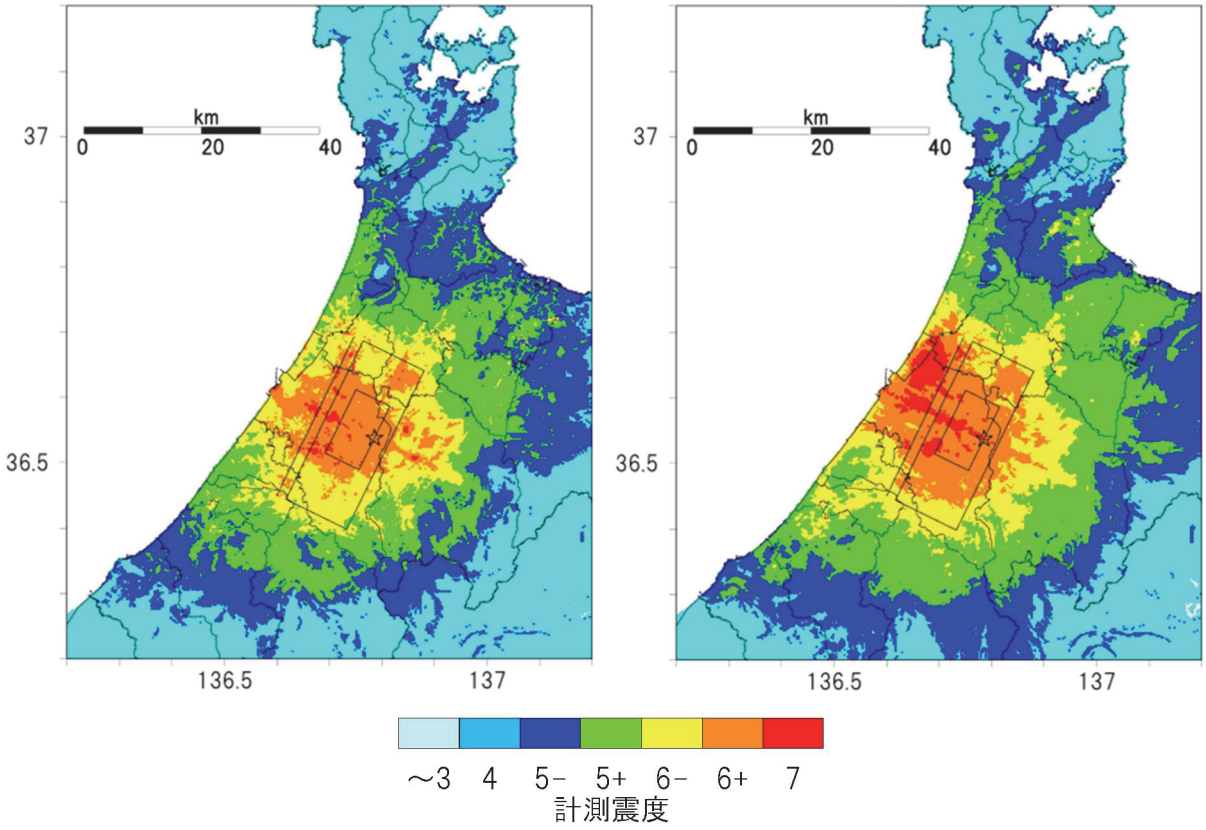


図 97　地表の地震動計算手法による震度分布の違い（ケース 1)。（左）等価線形解析（図 81 の再掲)、（右）簡便法。

（c）結論

森本・富樫断層帯の地震で強い揺れに見舞われることが想定される石川県や富山県西部を主な対象として、深部地盤構造モデル高度化のための観測や調査、資料収集等を実施した。令和６年度は、令和４年度に開始した臨時地震観測の継続及び撤収のほか、各機関からの地震波形記録の収集、深部地盤構造の調査を目的とした大半径の微動アレイ探査を実施した。また、これまでのサブテーマ３．２での調査や、他のサブテーマの調査結果を集約し、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルの作成を行った。プロジェクトの研究チームで検討した森本・富樫断層帯の震源断層モデルと地震シナリオにもとづいて、強震動の試算を行った。

堆積平野が広がっている金沢市及び白山市の計 11 地点において、令和４年度に開始した強震計を用いた臨時地震観測点を維持し、連続観測を継続した後、令和７年３月に観測を終了した。臨時地震観測で新たに得られた地震波形記録に加えて、既存の各機関の震度計や強震計観測点で記録された対象地域の有感地震等の波形記録を取得し、観測された波形の特徴等を分析し、加賀平野内で震度が相対的に大きな地点や小さな地点を把握した。地震動特性の空間的な違いを定量的に把握するためには、実際に地震動を観測することが最も有用であることは言うまでもない。今後も、震度計波形データなどのさらなる有効活用が期待される。なお、主として金沢平野の堆積層上に展開した臨時地震観測の連続波形記録はサブテーマ２にも提供し、サブテーマ２で実施課題である雑微動解析による基盤速度推定にも活用できるように連携して取り組んだ。

盆地基盤面深度程度までを目標探査対象範囲とした微動アレイ観測を能美市１点、金沢市１地点、津幡町１地点、高岡市１地点、氷見市１地点で実施し、堆積層部分のＳ波速度構造を推定し、深部地盤構造モデル高度化のためのＳ波速度構造に関する物理探査情報を充実させた。令和４～６年度に実施した微動アレイ探査、単点微動観測、反射法地震探査の結果に加え、石川県や富山県を対象に実施された既往の微動アレイ探査、単点微動観測、反射法地震探査結果も収集し、これらのデータを統合して解析し、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを新たに作成した。作成した浅部・深部統合地盤構造モデルは、現行の J-SHIS V4 モデルに比べて、観測波形や観測サイト増幅特性の再現性が大きく改善されたことを確認した。

プロジェクト全体から調査結果や知見を持ち寄って議論を重ね、森本・富樫断層帯の震源断層モデルを提案し、破壊様式やアスペリティ配置、地震規模などの異なる５ケースの検討用地震シナリオを策定した。本調査観測で作成した浅部・深部統合地盤構造モデルを用い、これら５ケースの予測地震動を試算した。地表での地震動波形の計算では、令和４～５年度に金沢市内で取得した動的変形特性曲線を用いた等価線形解析を行うことで、対象地域の土質特性を浅部での地盤応答特性の評価に取り入れた。これにより、ケース間の地震動分布のバラツキをみたほか、浅部地盤応答の計算方法の違いによる地表の地震動分布の違いを検討し、対象地域の地震ハザード評価のための基礎的資料を得た。

(d) 引用文献

Aki, K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 35, 415-456, 1957.

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, 日本地震工学会論文集, 15(7), 194-204, 2015.

浅野公之・岩田知孝・関口春子, 不均質震源断層モデルのすべり角のばらつき, 地震第２輯, 76, 287-294, 2024.

浅野公之・岩田知孝・関口春子・杉山長志, 近江盆地南部における微動アレイ探査, 京都大学防災研究所年報, 64B, 9-20, 2021.

Asano, K., H. Sekiguchi, T. Iwata, M. Yoshimi, T. Hayashida, H. Saomoto, and H. Horikawa, Modelling of wave propagation and attenuation in the Osaka sedimentary basin, western Japan, during the 2013 Awaji Island earthquake, Geophys. J. Int., 204, 1678-1694, 2016.

Asano, K., K. Yoshida, K. Miyakoshi, M. Ohori, and T. Iwata, Microtremor Surveys in Large Sedimentary Basins on the Coast of the Sea of Japan, Proc. 17th World Conf. Earthq. Eng., paper no. 1f-0006, 2020.

Boore, D.M., Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seismol. Soc. Am., 73(6), 1865-1894, 1983.

Brune, J.N, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75, 4997-5009, 1970.
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, 7, 241-246, 2005.
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, 6(1), 11-22, 2006.
Graves, G.W., Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1091-1106, 1996.
Hisada, Y., An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths (Part 2). Bull. Seismol. Soc. Am., 85(4), 1080-1093, 1995.
Hastings, W.K., Monte Carlo Sampling methods using Markov chains and their applications, Biometrika, 57(1), 97-109, 1970.
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速報, 54, 89-93, 2010.
入倉孝次郎・香川敬生・関口春子, 経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会1997年度秋季大会講演予稿集, B25, 1997.
岩田知孝・浅野公之・岩城麻子・栗山雅之・鈴木亘・Oprsal Ivo・澤崎絵理子, 2007年能登半島地震における穴水での地震動特性, 日本地震学会2007年秋季大会講演予稿集, A12-08, 2007.
岩田知孝・浅野公之・宮本　英・緒方夢顕, 2022年6月能登地方の地震によるK-NET正院（ISK002）の地震動特性と地盤構造, 日本地震学会2022年秋季大会, S16-04, 2022.
岩田知孝・入倉孝次郎, 観測された地震波から, 震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震第２輯, 39, 579-593, 1986.
地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「長周期地震動予測地図」2012年試作版, https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/12_choshuki/ , 2012.
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」）, 51 pp, 2017.
香川敬生, ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張, 日本地震工学会論文集, 4(2), 21-32, 2004.
笠原敬司, プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式, 国立防災科学技術センター研究報告, 35, 33-137, 1985.
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, 56(5), 313-326, 2003.
鹿野和彦・原山　智・山本博文・竹内　誠・宇都浩三・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久, 20万分の1地質図幅「金沢」, 工業技術院地質調査所, 1999.
紺野義夫, 加賀平野, アーバンクボタ, 31, 48-55, 1992.
建設省土木研究所, 地盤の地震時応答特性の数値解析法 -SHAKE:DESRA-, 土木研究所資

料, 1778, 136 pp., 1982.
Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki, Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng., paper no. 1773, 2012.
Konno, K. and T. Ohmachi, Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, Bull. Seismol. Soc. Am., 88(1), 228-241, 1998.
Levander, A.R., Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, Geophysics, 53, 1425-1436, 1988.
凌　甦群・岡田　広, 微動探査法における空間自己相関法の拡張, 物理探査学会第89回学術講演会論文集, 44-48, 1993.
Metropolis, N., A.W. Rosenbluth, M.N. Rosenbluth, A.H. Teller, and E. Teller, Equation of State Calculations by Fast Computing Machines, J. Chem. Phys., 21(6), 1087-1092, 1953.
文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 平成25年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書, 313 pp., 2014.
文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 平成26年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書, 365 pp., 2015.
文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 平成27年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書, 431 pp., 2016.
Nagashima, F. and H. Kawase, The relationship between Vs, Vp, density and depth based on PS-logging data at K-NET and KiK-net sites, Geophys. J. Int., 225, 1467-1491, 2021.
National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, NIED K-NET, KiK-net, doi: 10.17598/nied.0004, 2019.
大西良広・堀家正則, 震源近傍での地震動予測のための拡張統計的グリーン関数法とそのハイブリッド法への適用に関するコメント, 日本建築学会構造系論文集, 69(586), 37-44, 2004.
産業技術総合研究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, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013.
佐藤智美・川瀬　博・佐藤俊明, ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461, 19-28, 1994.
Schnabel, P.B., J. Lysmer, and H.B. Seed, SHAKE: A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. EERC72-12, University of California, Berkley, 1972.
先名重樹・藤原広行・前田宜浩・森川信之・岩城麻子・河合伸一・谷田貝淳・佐藤　将・鈴木晴彦・稲垣賢亮・松山尚典, 強震動評価のための浅部・深部統合地盤構造モデルの構築, 防災科学技術研究所研究資料, No.498, 259 pp., 2023.
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, 64(523), 63-70, 1999.

Somei, K., K. Asano, T. Iwata, and K. Miyakoshi, Estimation of site amplification factors for strong motion stations in the Hokuriku district, Japan, Proc. 5th IASPEI/IAEE Inter. Symp. on Effects of Surface Geology on Seismic Motion, paper no. P105B, 2016.

鈴木晴彦・森伸一郎・小西千里・小林　巧, ２次元微動アレイ探査による石川県門前町道下地区における浅部 S 波速度構造探査, 物理探査学会第 144 回学術講演会論文集, 98-101, 2021.

Virieux, J., P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method, Geophysics, 51, 889-901, 1986.

山中浩明・元木健太郎・山田伸之・福元俊一・山田 悦子・瀬尾和大, 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, 61(5), 385-396, 2008.

吉田　望, DYNEQ A computer program for DYNamic response analysis of level ground by EQuivalent linear method, 2004.

(3) 令和４～６年度の成果

(a) 業務の要約

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われることが想定される石川県や富山県西部を主な対象として、深部地盤構造モデル高度化のための観測や調査、資料収集等を実施した。加賀平野における空間的に詳細な地震動特性の把握を目的に、金沢市及び白山市の計 11 地点にて、強震計を用いた臨時地震観測を行った。既存の震度計や強震計で取得された地震波形記録を収集し、臨時地震観測点の記録とともに地震動増幅特性評価のための分析を行った。盆地基盤面深度程度までを目標探査対象とした微動アレイ観測や単点微動観測を石川県及び富山県西部で実施し、堆積層部分の S 波速度構造を拘束するためのデータを取得した。強震時の浅部地盤の非線形特性をモデル化するため、対象地域における既存動的変形試験結果を収集するとともに、加賀平野等で情報が不足している地域での浅部ボーリング調査と動的変形特性試験を実施した。本研究グループでこれまでに取得した各種の調査データをもとに、森本・富樫断層帯周辺地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを作成した。各サブテーマの調査結果を踏まえ、震源断層モデルと５ケースの地震シナリオを設定し、強震動予測を行い、地震シナリオの違いによる予測地震動分布の違いや地表での地震動計算手法による予測結果の違い等を整理した。

(b) 業務の成果

1) 堆積平野での地震動特性把握のための臨時地震観測

a) 臨時地震観測の概要

森本・富樫断層帯周辺の加賀平野（金沢平野）において、強震計による臨時地震観測点を設置した。はじめに、気象庁計測震度計、石川県震度情報ネットワーク及び国立研究開発法人防災科学技術研究所による既設の震度計及び強震計の配置を踏まえ、臨時地震観測を行う候補地を検討した。加賀平野における空間的に詳細な地震動特性の把握を目的に、金沢市内８地点及び白山市内３地点に臨時地震観測点を設置することとした（図１及び表１）。令和４年７月に各学校を訪問し、校長及び教頭に観測目的等を説明し了承を得た上で、地震計の設置場所や安全対策などについて現地で相談した。また、石川県危機管理監室、金沢市教育委員会、白山市教育委員会において必要な手続等を行った。

令和４年９月 13～15 日及び９月 27～29 日に、現地へ地震計を設置した。富樫山地の新第三系に位置する MTSV10 及び河北潟南岸付近の MTSV11 の２地点には速度型強震計を、他の９地点には加速度型強震計を設置した（写真２～12）。その後は、２～３ヶ月に１回の頻度で、記録用 SDHC カードの交換、鉛蓄電池の交換、必要な修繕や野生動物対策等の保守作業を実施した。地震計や収録装置に不具合が確認された場合は、当該機器の交換等を行った。約２年５ヶ月にわたって臨時地震観測を継続した後、令和７年３月 10～13 日に全ての観測機器を撤収し、原状復帰を行った。臨時観測期間中は、冬季の積雪を適切に考慮する必要があった。写真 13 は白山市鶴来地区にある MTSM02 の積雪時の状況である。令和４年 12 月の記録的な豪雪時も含め、積雪による観測への支障は発生しなかった。

加速度型強震計設置地点では、アカシ製ポータブル加速度計 SMAR-6A3P を使用した。SMAR-6A3P に搭載されている地震計は動コイル式過減衰型加速度計 JEP-6A3（約 1.1 V/G）、

収録装置は白山工業製 DATAMARK LS-8800 である。収録装置の形式分解能 24 bit、倍率１倍、サンプリング周波数 100 Hz、デシメーションフィルタのカットオフ周波数 40 Hz と設定した。完全密封型鉛蓄電池（12 V）を用いて、収録装置へ電源を供給した。なお、JEP-6A3 センサーそのものは外部電源不要で動作する。時刻較正は GPS 信号によって１時間毎に実施した。地震計は工作用石膏やＬ字金具等によって、既存のコンクリート平面上に固定し、風雪雨対策として、ポリプロピレン製コンテナあるいはハウスステップで防護した。ポリプロピレン製フェンス等による安全対策を行い、「地震観測中」の表示を掲示した。

速度型強震計設置地点には、微動から強震動（最大２m/s）まで測定可能な広帯域速度計である東京測振製サーボ型速度計 VSE-355G3（測定周波数範囲 0.008～70 Hz）を設置した。収録装置は白山工業製 DATAMARK LT-7700 を使用し、形式分解能 24 bit、倍率１倍、サンプリング周波数 100 Hz、デシメーションフィルタのカットオフ周波数 40 Hz と設定した。時刻較正は GPS 及び GLONASS 信号によって 30 分毎に実施した。地震計のベースプレートを強力粘着テープ等によって、既存のコンクリート平面上に固定した。地震計にはポリプロピレン製コンテナを被せ、地震計用電源装置、収録装置、ラインインタラクティブ方式無停電電源装置、端子台等をポリプロピレン製ツールストッカーに収納した。ポリプロピレン製フェンスによる安全対策を行い、「地震観測中」の表示を掲示した。

期間中に観測された地震の震央分布を図 98 に示す。震源情報は気象庁と文部科学省が協力して処理した結果を参照した。2020 年 12 月頃から活発に継続している能登半島北東部の群発地震活動や、令和６年能登半島地震の余震活動に伴う地震が多数観測されたほか、日向灘など遠方で発生した規模の大きな地震や、太平洋プレートの深発地震などの記録も得られている。取得した連続波形記録は、対象地域で臨時微小地震観測や地殻速度構造の解析を実施しているサブテーマ２にも提供した。

写真２　MTSM01 観測点

写真３　MTSM02 観測点

写真４　MTSM03 観測点

写真５　MTSM04 観測点

写真６　MTSM05 観測点

写真７　MTSM06 観測点

写真８　MTSM07 観測点

写真９　MTSM08 観測点

写真 10　MTSM09 観測点

写真 11　MTSV10 観測点

写真 12　MTSV11 観測点

写真 13　MTSM02 積雪状況

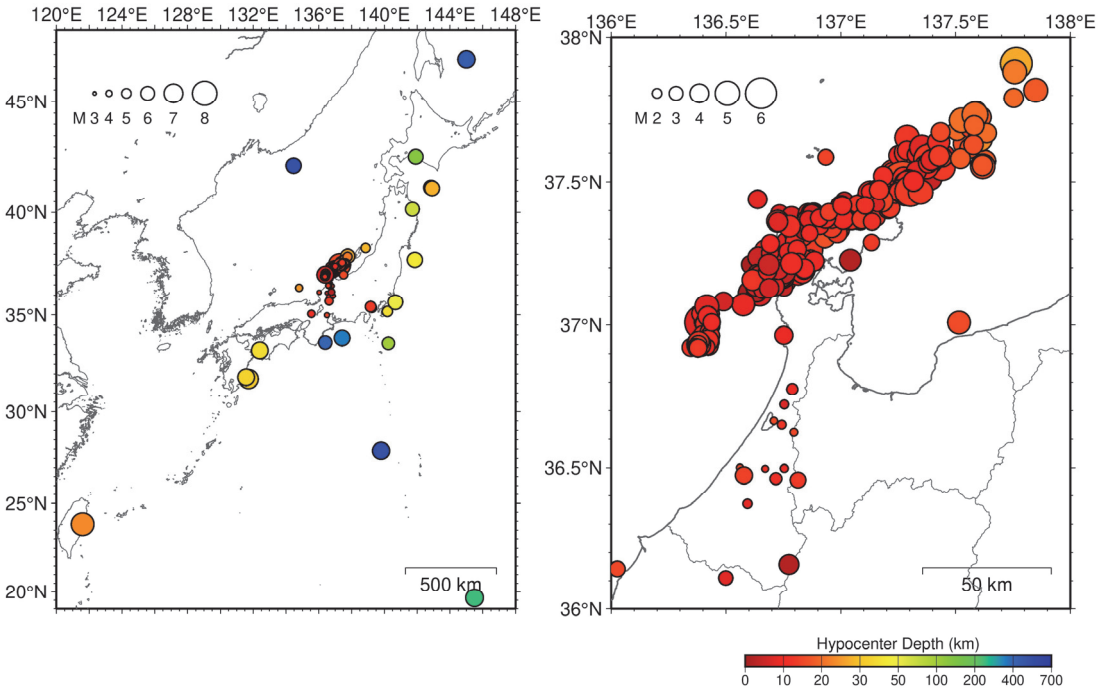


図 98　臨時地震観測で観測された地震の震央分布（令和４年９月～７年３月）

2）各機関の地震波形記録の収集

国立研究開発法人防災科学技術研究所、気象庁、港湾地域強震観測から公開されている地震波形記録に加え、石川県危機管理監室危機対策課及び富山県危機管理局防災・危機管理課の協力のもと、震度情報ネットワークシステムで取得された記録を収集した。

石川県震度情報ネットワークでは、令和４年度末に震度情報ネットワークシステムの計測部及び収録部の更新が行われた。過去の日本海地震・津波調査プロジェクトでの既収集分に加え、新旧システムによる令和７年３月までの地震波形記録を収集した。これにより、旧システム（東京測振株式会社製計測震度計VIP-18）による平成22年７月～令和５年３月の地震波形記録と新システム（応用地震計測株式会社製計測震度計ACCURA municipa）による令和５年４月～７年３月の地震波形記録を収集することができた。

富山県震度情報ネットワークシステムでは、令和５年度に計測部及び収録部の更新が行われた。過去の日本海地震・津波調査プロジェクトでの既収集分に加え、令和６年５月までに新旧システムで記録された地震波形記録を収集した。これにより、旧システム（明星電気株式会社製計測震度計S-210）による平成22年５月～令和５年７月の地震波形記録と新システム（明星電気株式会社製計測震度計G-250）による令和５年９月～令和６年５月の地震波形記録を収集することができた。

収集した地震波形記録は、臨時地震観測点での観測記録との比較のほか、浅部・深部統合地盤構造モデルの検証等に用いた。図 99 は、令和６年１月１日 16 時 10 分に発生した M7.6 の地震の際に金沢平野の臨時地震観測点及び周辺の強震・震度観測点で観測された波形記録例である。

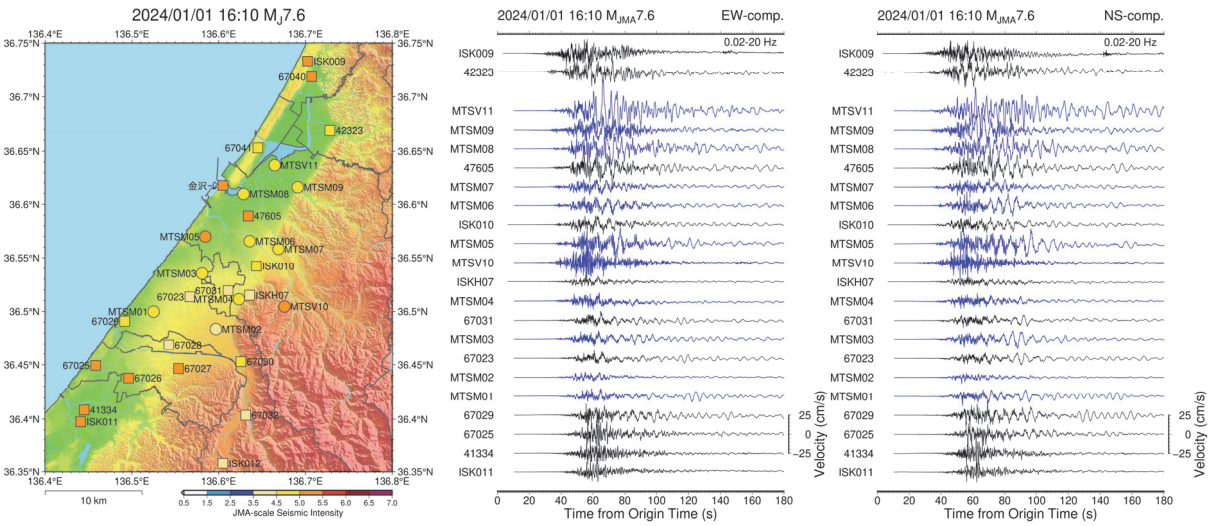


図 99　2024 年１月１日 16 時 10 分に発生した令和６年能登半島地震の本震（M_{JMA} 7.6、深さ 16 km）の震度分布（左）及び観測波形（中：EW 成分、右：NS 成分）。地図中の丸印が臨時地震観測点、四角印が既設の震度・強震観測点を表す。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。速度波形は青色が臨時地震観測点、黒色が気象庁計測震度計、石川県震度情報ネットワークシステム及び国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網の記録である。

3）微動探査による堆積平野の深部地盤構造調査

a）微動アレイ探査

堆積平野での深部地盤のＳ波速度構造を探査する手法の一つとして、微動アレイ探査が広く利用されている。森本・富樫断層帯周辺の加賀平野では、神野・他(2003)がかほく市から野々市市にかけての 10 地点で小半径～大半径の微動アレイ探査を行い、深部地盤構造を推定している。平成 25～27 年度日本海地震・津波調査プロジェクトでは、加賀平野南部の白山市及び小松市、邑知潟平野の羽咋市及び七尾市、富山県の射水平野（射水市）、砺波平野（小矢部市、砺波市、南砺市）や富山平野（富山市）において、それぞれ微動アレイ探査が実施された（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2014, 2015, 2016；浅野・他, 2015；Asano et al., 2020)。

これらの地域での既往の微動アレイ探査実績も踏まえ、森本・富樫断層帯で発生する地震で強震動に見舞われる可能性のある石川県と富山県の深部地盤構造についての情報を拡充することを目的に、石川県金沢市、白山市、能美市、河北郡津幡町、富山県高岡市、氷見市の計 11 地点において、微動アレイ探査を実施した（図 100)。このうち、HKT、NKZ、TBT、NOM が加賀平野の沖積層が広く分布する地域、MAT 及び HYG が手取川扇状地、YUK、KNU、TBH は森本丘陵やその周辺の谷底平野や河岸段丘、HIM が氷見平野、TKO が射水平野に位置する。これらの地点で、浅部から深部までの地盤構造を調査するため、小半径から大半径までの微動アレイ探査を行った。

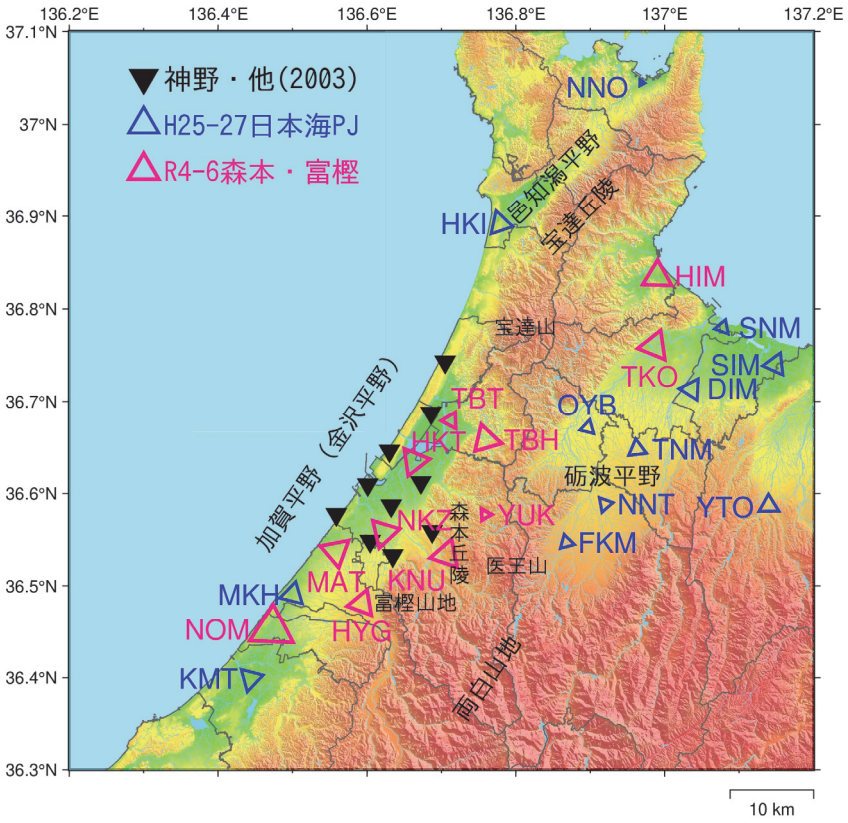


図 100　森本・富樫断層帯周辺の微動アレイ探査実施地点（三角印)。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。

各微動アレイ観測は中心点及び正三角形(外接円の半径がアレイ半径に対応）の各頂点の計４点に地震計を配置する円形アレイによる観測を基本とした。各調査地点でのアレイ半径や観測日時などの詳細は、各年度の成果報告書に記載されている。最小アレイ半径は 0.6 m（HKT と YUK 以外)、２m（HKT)、10 m（YUK）である。最大アレイ半径は、想定される基盤深度や地形上の制約に応じて適切に設定することとし、800 m から 3,000 m の範囲で調査地点毎にアレイを設計した。具体的には、800 m（YUK)、1,150 m（TBT)、1,800 m（HYG)、1,900 m（HKT)、1,940 m（TBH)、1,950 m（NKZ)、2,000 m（MAT、KNU、HIM、TKO)、3,000 m（NOM）である。現地でのアレイ観測では、東京測振製の速度計 SE-321（センサー感度５V/(cm/s)、固有周期 10 秒）を主に使用し、白山工業製 DATAMARK LS-8800 で収録した。アレイ半径の小さなアレイでは、白山工業製のポータブル微動観測装置 JU410（内蔵加速度センサーJA-40GA の感度２V/G）を使用し、現地での観測を効率的に実施した。いずれの観測でも、各収録装置の時刻は GPS 信号で較正することで同期した。半径の大きなアレイについては、周辺道路の通過交通等によるノイズによって、地震計間のコヒーレンスが低下する影響を低減するため、夜間～深夜時間帯に観測を行った。

微動波形記録の上下動成分を用い、位相速度を推定した。解析手順は浅野・他(2021)と同様である。まず、空間自己相関（SPAC）法（Aki, 1957）にて各半径、各周波数の SPAC 係数を求めた。解析可能なアレイ半径を増やすため、中心点と正三角形の頂点（半径 r ）に対する解析に加え、正三角形の辺を使った解析（半径 $\sqrt{3}r$ に相当）も行った。最後に、各半径で得られた SPAC 係数を拡張 SPAC 法（凌・岡田, 1993）により統合して解析し、最終的な位相速度の分散曲線を得た。図 101 に本調査観測以前に行われた既往調査分（図 100）も含め、各調査地点で得られた位相速度の分散曲線を示す。これらの位相速度やアレイ各点の H/V スペクトル比を深部地盤構造モデルの作成に使用した。沖積層が厚く堆積している地域（例えば、HKT、TBT、NOM、HIM など）では、高周波数側の位相速度が約 0.1 km/s と小さい値が得られている。低周波数側の位相速度分散曲線の形状も、それぞれの地点の深部地盤構造の違いによる特徴がみられている。

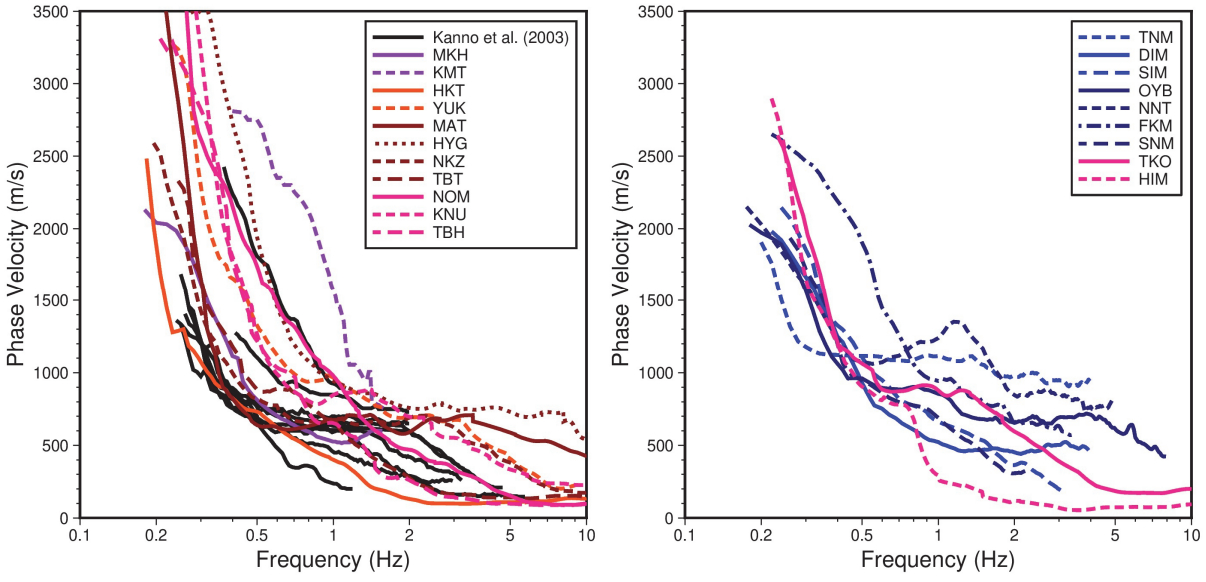


図 101　微動アレイ探査により得られた位相速度（左：加賀平野周辺、右：富山県西部）

b）犀川沿いでの稠密な単点微動観測

サブテーマ 1.1 が金沢市内で実施した反射法地震探査測線に沿って、基盤深度の空間変化に関する資料を得るため、金沢市赤土町から金沢市古郷町にかけての 21 地点で単点微動観測を実施した（図 102)。現地での微動観測では、東京測振製の速度計 SE-321（センサー感度５V/(cm/s)、固有周期 10 秒）を使用し、白山工業製 DATAMARK LS-8800 で収録した。各観測地点では、地震計の方位を磁北に合わせ、地盤上に水平に設置した。観測は令和４年８月 25 日及び 11 月５日に実施した（写真 14)。

写真 14　単点微動観測の実施状況（左：MTJ03、右：MTJ14）

単点微動観測で取得した３成分の微動波形から、交通ノイズなどの影響の少ない時間区間（区間長 40.96 秒）を少なくとも５区間以上選び、Fourier 振幅スペクトルを計算した。その際、Konno and Ohmachi (1998)の方法（b = 40 と設定）により、振幅スペクトルの平滑化を行った。水平２成分の幾何平均と上下動成分の振幅スペクトル比を H/V スペクトル比とし、その対数平均を求めた。また、HKT、MAT、NKZ 及び YUK での微動アレイ観測時の各点の記録についても、同様に H/V スペクトル比を求めた。

得られた H/V スペクトル比から卓越周波数を読み取り、図 102 の地図上に卓越周期（卓越周波数の逆数）をプロットした。犀川沿いでは、野町断層よりも西の平野部での観測地点（MTJ02～MTJ04）では、卓越周期が 6.5～6.8 秒であった。平野部での H/V スペクトル比は周期６秒以上の長周期（低周波数）と周期１秒以下の短周期（高周波数）の２つのピークを有することが特徴である。短周期(高周波数)側のピークは浅部地盤と工学的基盤に関係したピークと考えている。犀川西岸のうち野町断層と野田山撓曲の間の区間（MTJ06～MTJ08）では卓越周期 5.3～5.7 秒、犀川と浅野川に挟まれた段丘（MTJ14～MTJ16）では 4.1～5.1 秒、浅野川右岸の段丘（MTJ18～MTJ21）では 3.9～4.4 秒と、短くなる傾向が見られた。MTJ11 以東では、低い周波数での H/V スペクトル比のピークは見られなくなる。

河北潟南岸の HKT アレイでの観測結果では、長周期側の卓越周期が約７～８秒であり、犀川左岸よりもさらに大きい。森本丘陵の YUK アレイでの卓越周期は 5.0～5.3 秒であり、平野部に比べればやや短いとはいえ、加賀平野に広く堆積する大桑層（第四系）や高窪層（新第三系）などの堆積層が数 km の層厚で存在することを示唆する結果が得られた。

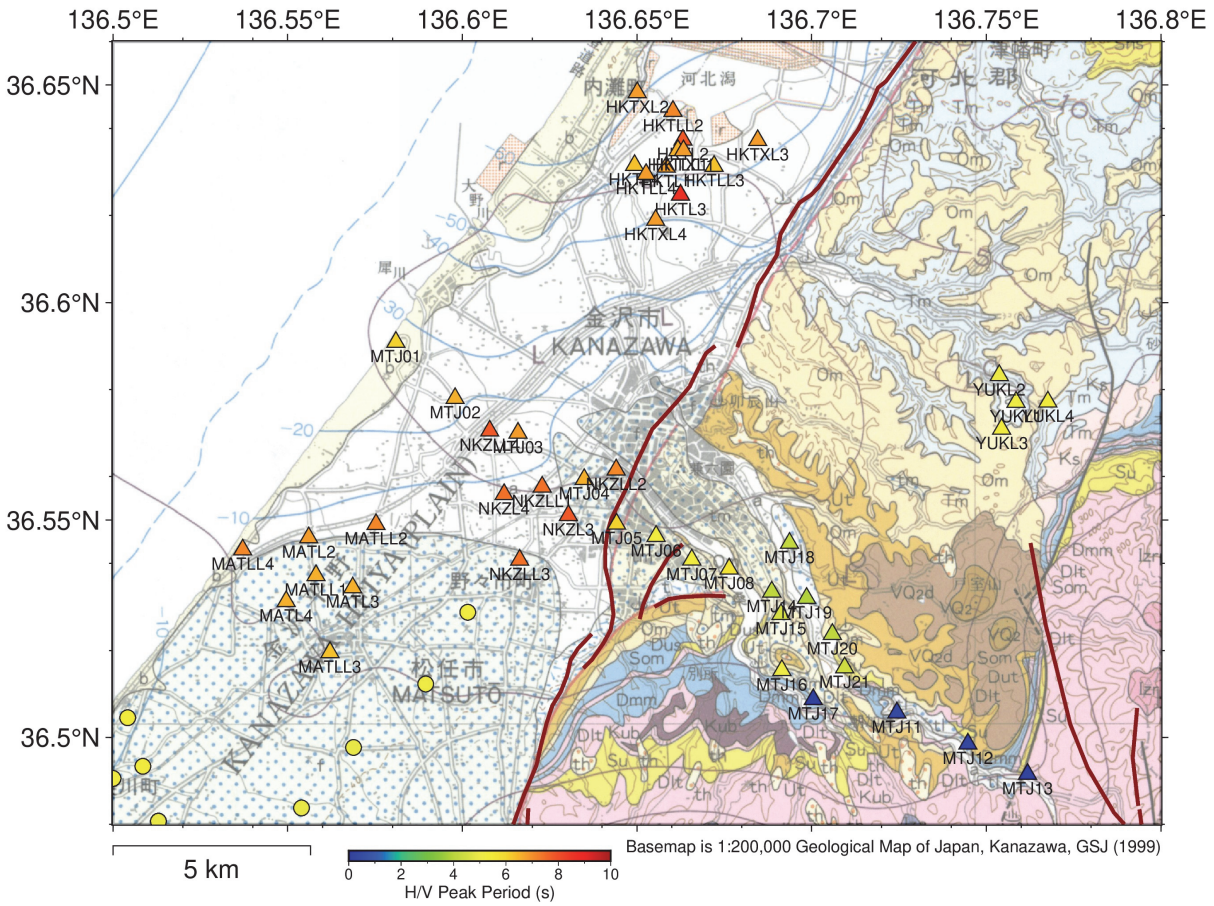


図 102　金沢市周辺における単点微動観測による H/V スペクトル比の卓越周期。△：本調査観測、○：日本海地震・津波調査プロジェクトによる調査結果（浅野・他，2015）。基図は 20 万分の 1 地質図幅「金沢」（鹿野・他，1999）。

c）震度・強震観測点での単点微動観測

石川県及び富山県西部の広域的な深部地盤構造に関する基礎的資料を得るため、既存の震度観測点（気象庁、石川県震度情報ネットワークシステム、富山県震度情報ネットワークシステム）と強震観測点（国立研究開発法人防災科学技術研究所 K-NET 及び KiK-net、港湾地域強震観測）にて、単点微動観測を実施した。単点微動観測の実施には、震度計や強震計の所在する各施設の管理担当者の協力を得て、震度計や強震計近傍で観測を行った。ただし、震度計が庁舎内の床面等に設置されている場合は、庁舎外の地盤上かつ震度計にできるだけ近い場所で観測をした。観測地点数は 103 地点である（図 103)。

現地での微動観測は、Lennartz 製３成分速度計 LE-3D/20s（固有周期 20 秒、減衰定数 0.707、感度 1000 V/(m/s)）を用い、白山工業製 DATAMARK LS-8800 で収録した。地震計を地表面に水平に設置し、地震計の N 成分を磁北に合わせた。各地点での観測時間は 30 分以上とし、周辺の交通量など現地状況に応じて、観測時間の長さを調整した。写真 15 は現地での観測実施状況の例である。各観測地点の座標、観測日時などの詳細は令和４年度成果報告書に記載されている。

単点微動観測で取得した３成分の微動波形を確認し、周辺交通などによるノイズの影響の少ない解析区間を抽出した。１つの時間ウィンドウの解析区間長は 81.92 秒とし、記録状況に応じて５～20 区間を選択した。次に、それぞれ抽出した解析区間の Fourier スペクトルを計算した。その際に振幅スペクトルは、Konno and Ohmachi (1998)の方法（b を 30 と設定）により平滑化した。最後に水平２成分の幾何平均と上下動成分の振幅スペクトル比を H/V スペクトル比とし、その対数平均を求めた。長周期成分まで利用可能な地震計（周期 20 秒）を使用したとはいえ、市街地での一時的な観測であるため、周期５秒以上（周波数 0.2 Hz 以下）で H/V スペクトル比のバラツキが大きい地点も一部に認められるが、全般的には H/V スペクトル比は安定して求められたと判断した。

各観測点の H/V スペクトル比のピークを読み取り、卓越周期を図 104 の地図に示す。ピークを読み取る際は、深部地盤の堆積層厚に関係していると考えられるピークをできるだけ読み取った。邑知潟平野では、北端の七尾市（ISK007、JMA535）で卓越周期 1.0～1.4 秒、中能登町（ISKP32、ISKP34、ISKP36）で卓越周期 2.2～2.9 秒、羽咋市（ISK008）と宝達志水町押水（ISKP30）でともに卓越周期 4.6 秒と南西に向かって、卓越周期が長くなる傾向がみられた。宝達山西側の海岸沿いの平野では、羽咋市周辺よりも卓越周期が短くなり、かほく市高松（ISKP23）で卓越周期 1.3 秒、宇ノ気（ISKP25）で 2.6 秒、七塚（ISK009）で 2.1 秒であった。森本・富樫断層帯の西側に位置する加賀平野では、津幡町（JMA913）で卓越周期 4.8 秒、内灘町（ISKP26）で 6.8 秒、金沢市（ISK010）で 4.6 秒、白山市美川（ISKP14）で 6.3 秒、川北町（ISKP13）で 3.9 秒、能美市根上（ISKP10）で 4.1 秒であったのに対し、能美市寺井（ISKP11）で 0.94 秒、小松市（ISK011、MA536）で 0.85～1.1 秒、加賀市（ISK014）で 0.73 秒であり、加賀平野南部では北部に比べて卓越周期が短い。富山県西部では、氷見市（TYM002、TYMP05）で卓越周期 4.1～4.3 秒、射水平野の射水市（TYM005、TYMH02、TYMP03、TYMP22、TYMP23、TYMP25）で 5.1～6.8 秒であった。砺波平野においても、砺波市（TYMP08）で卓越周期 7.4 秒であるなど、堆積盆地が深いことを反映した結果が得られた。これらの調査で得られた H/V スペクトル比データは、深部地盤構造モデルの作成に使用された。

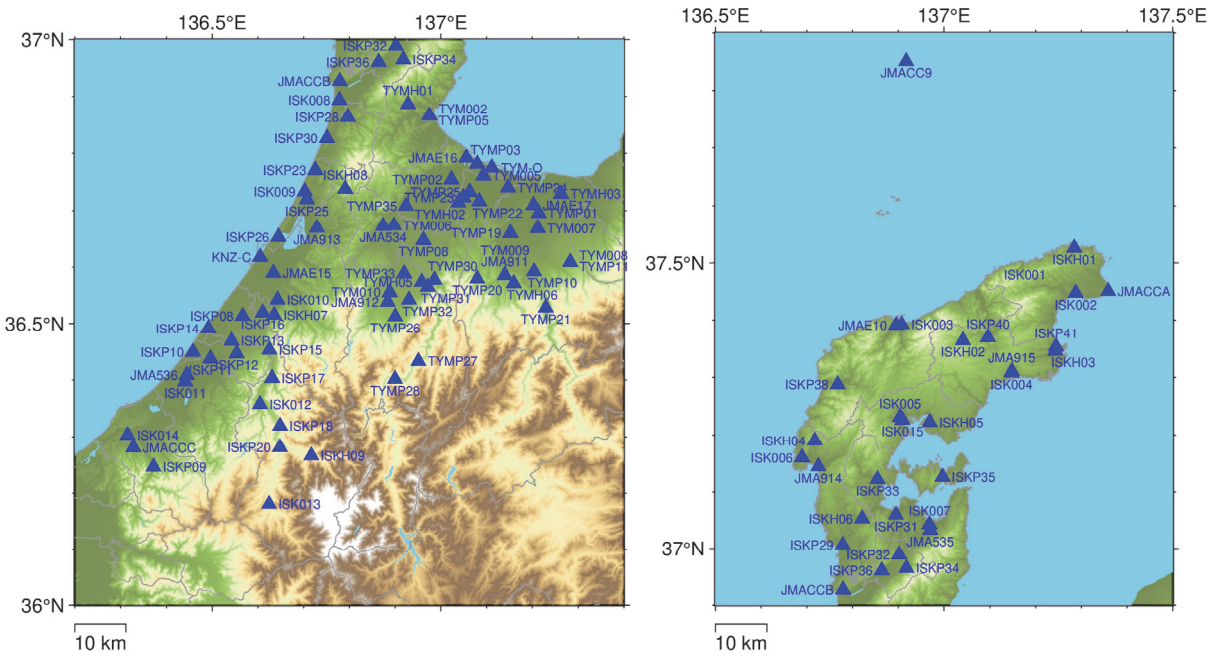


図 103　単点微動観測を実施した震度・強震観測点。灰色実線は市町村界。基図は SRTM3 (NASA JPL, 2013)を使用して作図した。

写真 15　単点微動観測の実施状況例（左上：ISK014 加賀市役所、右上：ISKH01 旧珠洲市立日置小学校、左下：ISKP13 川北町役場、右下：TYMP22 射水市消防本部）。折り畳みコンテナで覆われている白い円筒状の機器が地震計である。

図 104　H/V スペクトル比の卓越周期。丸印の色が卓越周期、大きさがピーク振幅に対応する。×はピークが不明瞭であった地点である。灰色実線は市町村界。基図は SRTM3 (NASA JPL, 2013)を使用して作図。

4）深いボーリング情報の収集

基盤岩の深度や盆地を埋積する堆積層の地質構造を直接的に把握するためには、掘削長の大きなボーリング掘削調査が有用である。調査対象地域にある関係機関からの資料提供、地域の地質等に関する既刊の文献、国立研究開発法人防災科学技術研究所の高感度地震観測井のボーリング資料などから地質柱状図の情報を収集した。図 105（左）にボーリング資料を収集したボーリングの位置を示す。

これらのボーリングが花崗岩や飛騨変成岩の上面に到達した深さを図 105(右)の地図に示した。北陸地方の堆積平野は、新第三系の堆積岩や火山岩の層厚が大きく、基盤岩まで到達するボーリング掘削資料は多くはない。石川県内では、宝達山周辺や志賀町の一部に船津花崗岩が露頭している地域がある。これらの周辺地域では基盤岩上面が比較的浅く、花崗岩まで到達しているボーリングもある。また、富山県氷見市においても基盤岩に達しているボーリングの例が報告されている（藤井・他， 1989；氷見市史編さん委員会，1999）。一方で、加賀平野や奥能登地方では、掘削深度が 1,000～1,800 m 程度のボーリングでも、基盤岩に到達していない。このようなボーリング資料でも、第四系と新第三系の堆積層の層序に関する情報は深部地盤構造モデル作成や他のサブテーマが行う調査結果の解釈等に有用であった。

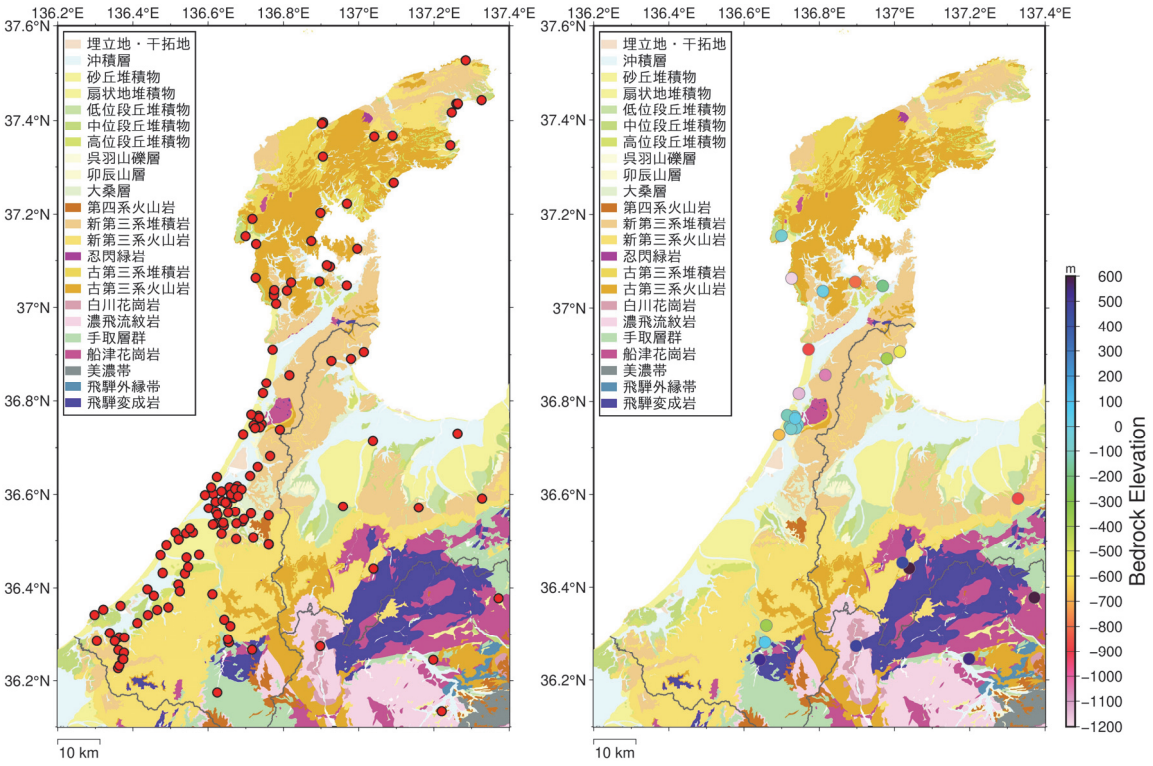


図 105　（左）地質柱状図の情報を収集したボーリング位置（赤丸印）。（右）花崗岩または飛騨変成岩の上面の深さ。カラースケールが深さを表す。基図は 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2（産業技術総合研究所地質調査総合センター， 2022）をもとに編集したもの。

5）地盤の動的変形特性データの収集

a）既往の動的変形試験資料収集

表層付近のＳ波速度の小さな地盤においては、強震時に微小変形時の応力－ひずみの線形関係が成り立たず、非線形応答を示す場合が多い。そのような地盤の動的変形特性の把握は、強震動予測の高度化には必要不可欠である。あるサイトの地震動評価の場合は、その地点の試料を得て実際の動的変形特性である剛性率とひずみ（G-γ）、および減衰率とひずみ（h-γ）関係を得ることで評価に用いることができる。面的な地震動評価の場合には、動的変形特性資料の標準的なモデル（例えば、中央防災会議，2003；今津・福武，1986；建設省土木研究所，1982 など）を使って強震動評価を行う。

本対象地域において、動的変形試験資料を収集し、強震動予測に用いる経験式として使う、あるいは標準的な関係式を用いるにしても、その標準的な式と、現地の実際の地盤特性の差異があるかどうかを調べた上で適用すべきと考える。そこで、まず対象地域における既存動的変形試験の資料を収集し、その上で、情報が不足している地域があれば、本調査観測において動的変形試験を実施することとした。

関係行政機関や民間事業者等の協力を得て、動的変形特性を求めるための、繰り返し三軸試験または繰り返しねじりせん断試験結果を調査した。その結果、金沢市内３地点と加賀市内１地点の試験結果を収集することができた。図 106 に既存動的変形特性が得られている地点を示す。Ａ～Ｃ地点は金沢市内で、Ｄ地点は加賀市内である。また、Ａ地点とＢ地点は完新統（沖積層）、Ｃ地点とＤ地点は中位段丘など更新統を対象とした試験であった。動的変形特性が得られている地点は多くないことがわかった。以上を踏まえ、令和５年度には本調査観測において浅層ボーリング掘削と動的変形試験を実施した。

b）金沢平野における浅部ボーリングと動的変形特性試験の実施

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる、震源断層に近い金沢市の平野部を対象とし、ボーリング調査の用地が確保できるといった条件により、金沢市北部の金腐川右岸域の千木（せぎ）町と金沢市西部の犀川左岸域の下安原町で行った。図 107 に、既存動的変形試験の位置とともに、ボーリングを実施した地点を地質図に示した。両者の表層地質はともに沖積堆積物域にあり、その地質は、粘性土・砂質土及び礫質土が空間的に複雑に堆積していることが、当該地域のボーリング資料によってわかっている。この地域の浅部地盤は、埋積土砂（沖積層）の供給源である背後の丘陵や中小河川、手取扇状地から連続し、海側に向けて概ね緩勾配となっている。両地点周辺の既存ボーリング情報からは、この地域の工学的基盤は扇状地性堆積物で、調査地の千木町では概ね EL-50～-55m 付近、下安原地点は概ね EL-25～-30m 付近と想定された。

ボーリングは、地質・土質確認の調査孔としてφ66 mm サイズで実施し、N 値などの計測を行った上で、沖積堆積物の部分でサンプリングする層を決定した。次に、そのごく近傍においてφ116 mmの別孔ボーリングを実施して、土壌のサンプリングを行った。なお、千木町では前者のボーリングは実施せず、代わりに近年実施された既存ボーリングを参照することでサンプリング対象層を決め、後者の作業をそのボーリングの近傍で行った。調査孔はそれぞれ工学的基盤相当が確認される深度まで実施した。写真 16 には千木町におけるボーリング掘削の様子を示す。

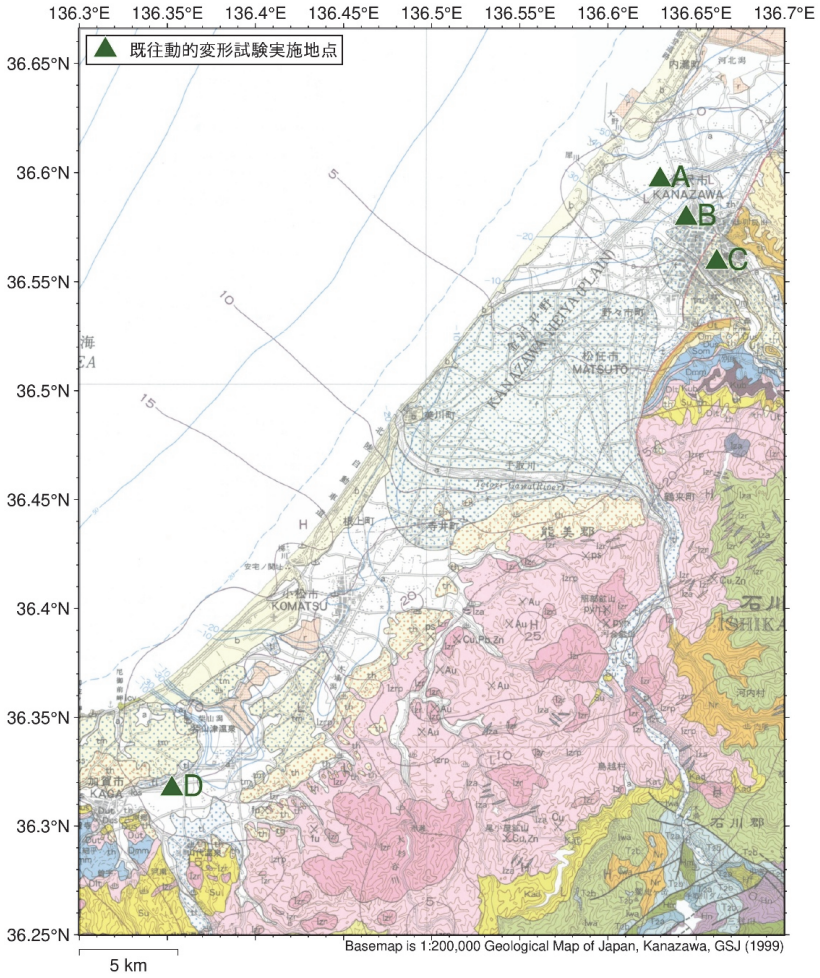


図 106　森本・富樫断層帯周辺における動的変形特性試験の実施地点（三角印）。基図は 20 万分の 1 地質図幅「金沢」（鹿野・他，1999）。

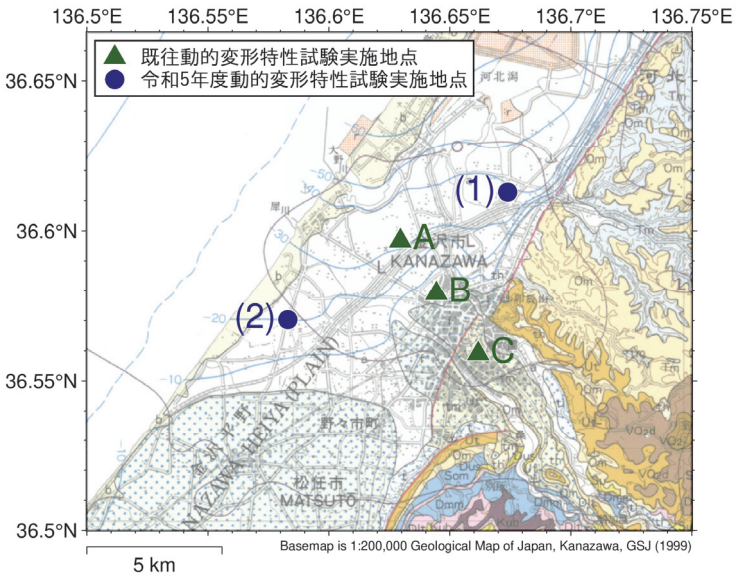


図 107　森本・富樫断層帯周辺におけるボーリングおよび動的変形特性試験の実施地点。（１）千木町、（２）下安原町。三角印は令和 4 年度に動的変形試験を収集した地点。基図は 20 万分の 1 地質図幅「金沢」（鹿野・他，1999）。

図 108 と表 14、15 に両地点のボーリング柱状図と地層区分一覧を示す。沖積層の堆積物は、どちらの地点も砂質土及び粘性土が互層となっており、また層内においても不均質な堆積の様相を呈していた。これらは、調査地点が大局的には河川の氾濫原に位置しており、時代によって堆積環境が変化したものによると考えられる。なお地下水位は、千木町、下安原町でそれぞれ GL-0.97m、GL-2.10m と高く、強震時に液状化の危険性は高いと考えられる。

ボーリング調査の結果から判った地層区分をもとに、両地点でそれぞれ砂質土層と粘性土層から５深度での試料サンプリングを行い、動的変形試験（地盤材料の変形特性を求めるための繰返し三軸試験）を標準的な方法で実施した。求められた G/Go～γ関係，h～γ関係を図 109 に示す。図は繰り返し回数 10 回のものである。それぞれの層の関係は一般的な砂質土や粘性土のそれと類似していることがわかった。これらの動的変形試験結果を強震動評価のモデルに利用した。

写真 16　金沢市千木町（地点 1）におけるボーリング掘削の様子

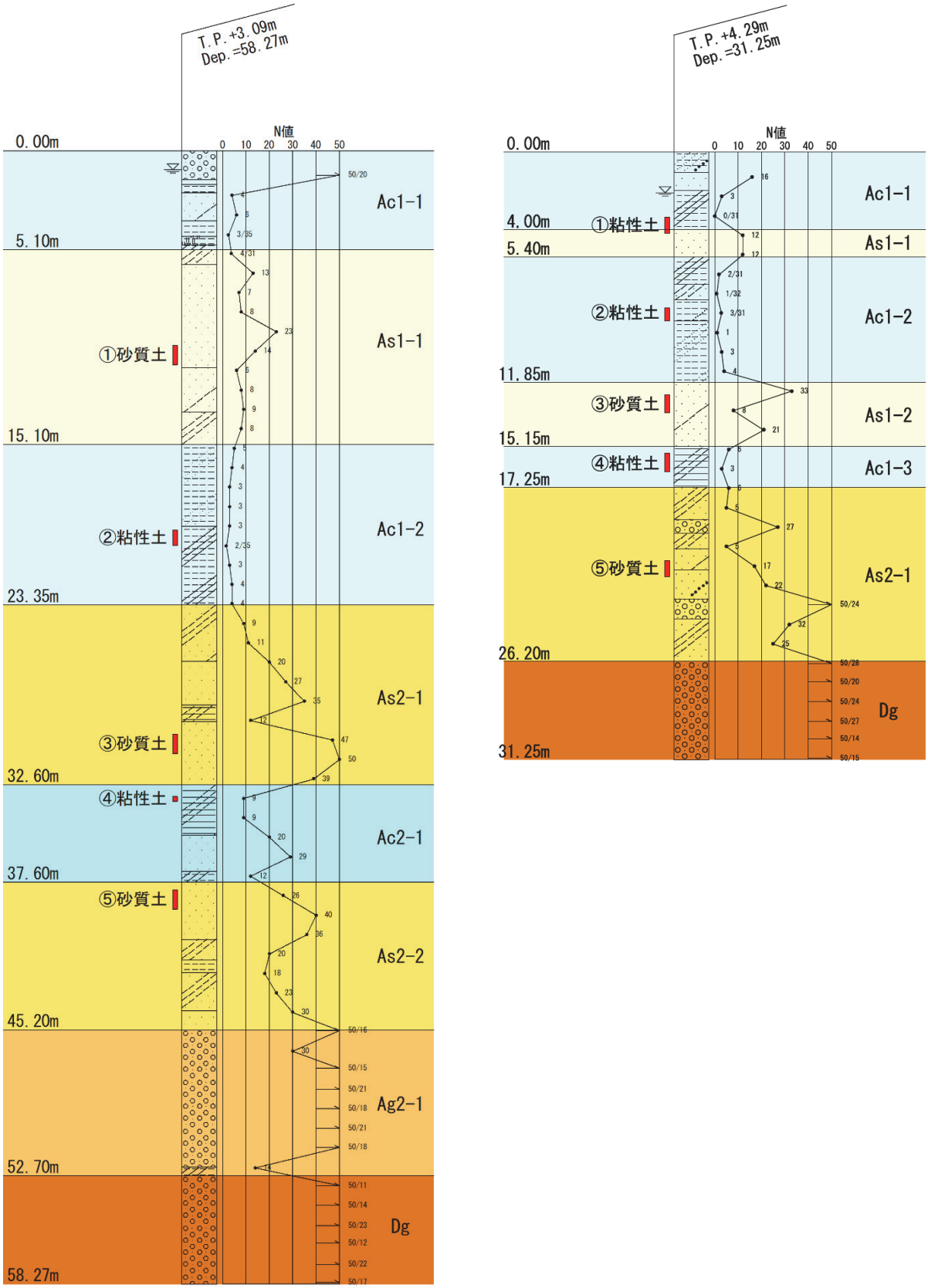


図 108　（左）千木町（地点１）、（右）下安原町（地点２）のボーリング柱状図。赤印の地層サンプルを動的変形試験に用いた。

表 14　千木町（地点１）でのボーリングによる地層区分一覧

地質年代		地質区分		記号	N 値	地層の特徴
第四紀	完新世	上部沖積層	粘性土	Ac1-1	3～6	表層より分布する粘性土で、主に有機質シルトや砂混じりシルトからなり、後層状を呈する箇所も多い。所々に細砂を塊状に含むほか、砂質土の薄層を挟むなど、全体に層相は不均質である。全体に含水量は多く、やや粘性が強い。
			砂質土	As1-1	4～23	シルト質砂～シルト混じり砂～砂からなる。砂は細砂～中砂が主体をなすが、シルト分の眼球は不規則である。またシルトの薄層が挟まれるなど、土質変化に富む。所々にφ２～20mm 程度の細礫や貝殻細片が混入する。
			粘性土	Ac1-2	2～5	主に上部の砂質シルト，下部の粘土質シルトからなる。上部は微細砂の含有が多く、粘性は弱い～中位な状態にあり、所々に少量の腐植物や炭化物が混入している。下部は粘性が強く比較的均質で、一部で火山灰質土を挟む。
		下部沖積層	砂質土	As2-1	9～50	上部は砂質土（シルト質砂～～砂）と粘性土（砂質シルトからシルト）の互層状からなり、両者とも層状に厚く堆積する。下部は連続性ある砂質土（シルト質砂～砂）。細砂～中砂が主体で所々にφ20mm 以下の礫が点在する。
			粘性土	Ac2-1	9～29	主にシルト～シルト質粘土からなり、全体に粘性が比較的強い。所々で微細砂の含有が多く、砂質シルトとの互層状態を呈する。また、層下部には細砂を層状に挟むところもある。腐植物を若干含み、やや有機質を帯びる箇所も含まれる。
			砂質土	As2-2	18～40	全体に細砂を主体とするが、一部で中砂を多く含み、φ10mm 以下の細礫が点在する。また、所々にシルトの薄層を挟み、やや有機質を呈する箇所を含む等、層相は不均質である。層中には比較的連続性を有する粘性土層を挟んでいる。
			礫質土	Ag2-1	14～100	礫はφ２～60mm 前後の亜円～亜角礫を主体とし、最大径はコア長で 100mm 程度まで確認される。礫間を充填する基質はシルト混じり砂からなり、全体的に締まっている。また、最下部に粘土質シルトの薄層が挟まれる。
	完新世	上部沖積層	礫質土	Dg	65～136	礫はφ２～60mm 前後の亜円～亜角礫を主体とし，最大径はコア長で 80mm 程度まで確認される。基質はシルト混じり砂からなり、所々で礫混じり砂状を呈するが、全体的に締まっている。また色調は全体に酸化色を呈する。

表 15　下安原町（地点２）でのボーリングによる地層区分一覧

地質年代		地質区分		記号	N 値	地層の特徴
第四紀	完新世	上部沖積層	粘性土	Ac1-1	0～16	表層より分布する粘性土で、主として粘土質シルトからなり、所々に細砂～中砂を主体とする砂質土の薄層を挟む。シルトは含水量が多く軟質で粘性が強い。やや有機質を帯びる箇所を含むが層相は比較的均質である。
			砂質土	As1-1	12	砂は細砂が主体で中砂～粗砂が混じる。全体に含水量がやや多く、締まりは緩い。下部は微細砂~シルトの混入が多く、砂質シルト状を呈する。
			粘性土	Ac1-2	1～4	主に上部の粘土質シルト、下部の砂質シルトからなる。上部は粘性が比較的強く、有機物や炭化物を層状に挟むほか、所々に貝殻片が混じる。下部はシルト～微細砂が主体で中間土の様相を呈する。全体に土質が変化し層相は不均質である。
			砂質土	As1-2	8～33	シルト混じり砂に代表され、細砂～中砂を主体とするが、所々で粗砂を含み粒子不均一である。所々に砂質シルトやシルト質砂の薄層（10～30cm）を挟み、全体に層相は不均質である。
			粘性土	Ac1-3	3～6	上部には粘土質シルト、下部はシルト質粘土～粘土を主体とし、下部ほど均質な土質となる。全体に粘性が強く、所々に有機物が混入する。含水量はやや少なく比較的硬質である。
		下部沖積層	砂質土	As2-1	5～63	シルト質砂、シルト混じり砂、礫混じり砂からなり、各々１～２m 前後の層相で変化し、地層として土質変化が著しい。土質に応じ、構成粒子も微細砂・細砂・中砂・粗砂およびφ10mm 以下の砂礫～φ100m 大の玉石まで含まれる。
	更新世	洪積層	礫質土	Dg	54～107	礫はφ２～30mm 前後の亜円礫が主体で、最大径はコア長で 100mm 前後程度まで確認される。基質はシルト混じり砂からなり、細砂～中砂が多い。含水量はやや少なく、全体的に締まっている。部分的にシルト質砂の薄層を挟む。

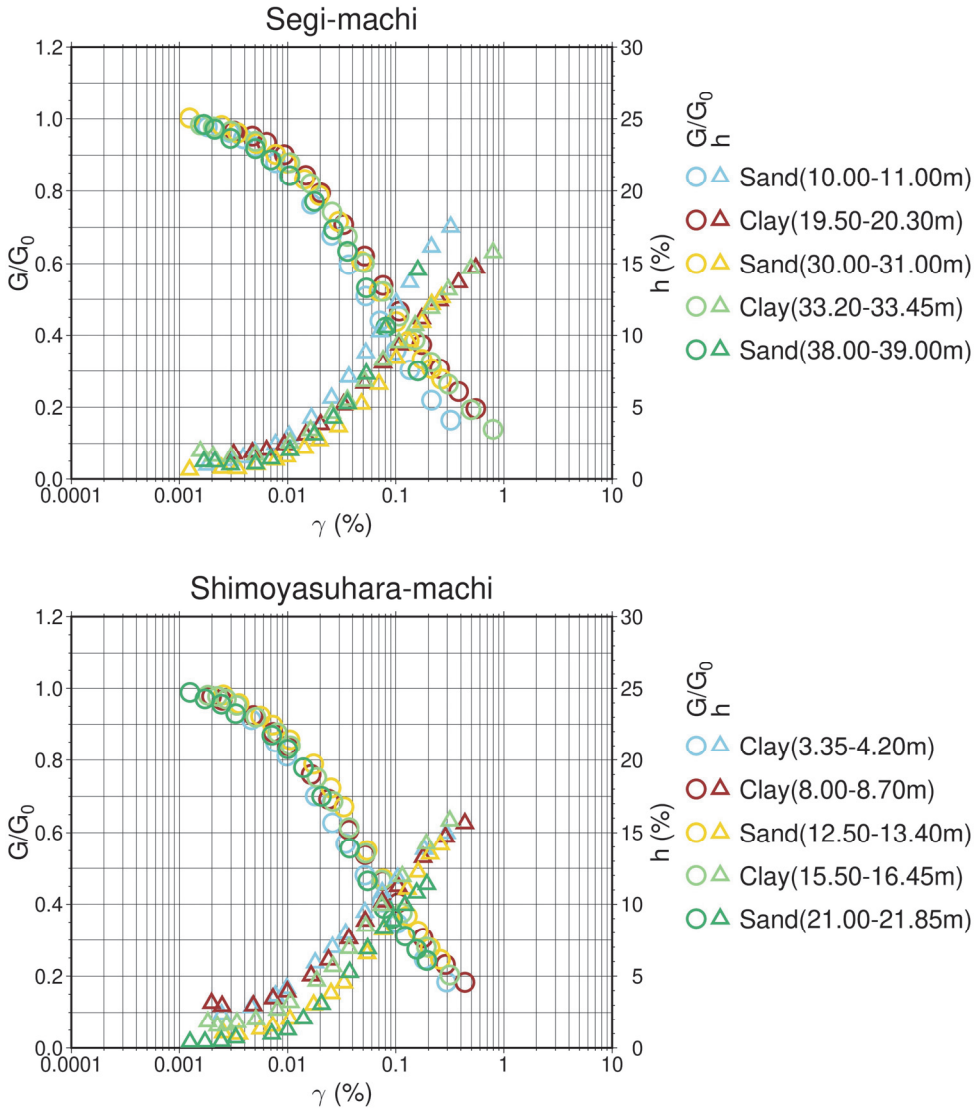


図 109　（上）千木町、（下）下安原町ボーリングにおける G-γ（丸印）及び h-γ曲線（三角印）。凡例中の数値は供試体を採取した深さ。

6）浅部・深部統合地盤構造モデルの作成

a）浅部・深部統合地盤構造モデルの作成手順

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる可能性の高い石川県および富山県西部を対象に、地震基盤から工学的基盤までの深い地盤の速度構造モデル（深部地盤構造モデル）及び工学的基盤面以浅の浅い地盤の速度構造モデル（浅部地盤構造モデル）を作成した上で、両者を接続し、浅部・深部統合地盤構造モデルを作成した。図 110 に浅部・深部統合地盤構造モデル作成手順の概要を示す。浅部・深部統合地盤構造モデル作成は、サブテーマ 3.1 をはじめ、各サブテーマの協力の下に実施した。このうち、浅部地盤構造モデルの作成に関する詳細については、サブテーマ 3.1 の報告において説明する。

深部地盤構造モデルは、微動探査データを用いて作成した。浅部地盤構造モデルと深部地盤構造モデルを接続する際には、ボーリングデータによる工学的基盤面（N 値が 50）と深部地盤構造モデルの各層の対応関係から接続する層を判断した。その結果、S 波速度が 0.35 km/s の速度層の上面を工学的基盤面とし、浅部地盤構造モデルの工学的基盤付近の速度層を微動探査データで調整した後、深部地盤構造モデルを接続した。最後に、反射法地震探査データとの比較、重力異常データとの比較、強震・震度観測点でのサイト増幅特性の比較、三次元差分法による中規模地震の地震動シミュレーションを行うことで、本調査観測で作成した浅部・深部統合地盤構造モデルの妥当性検証を行った。

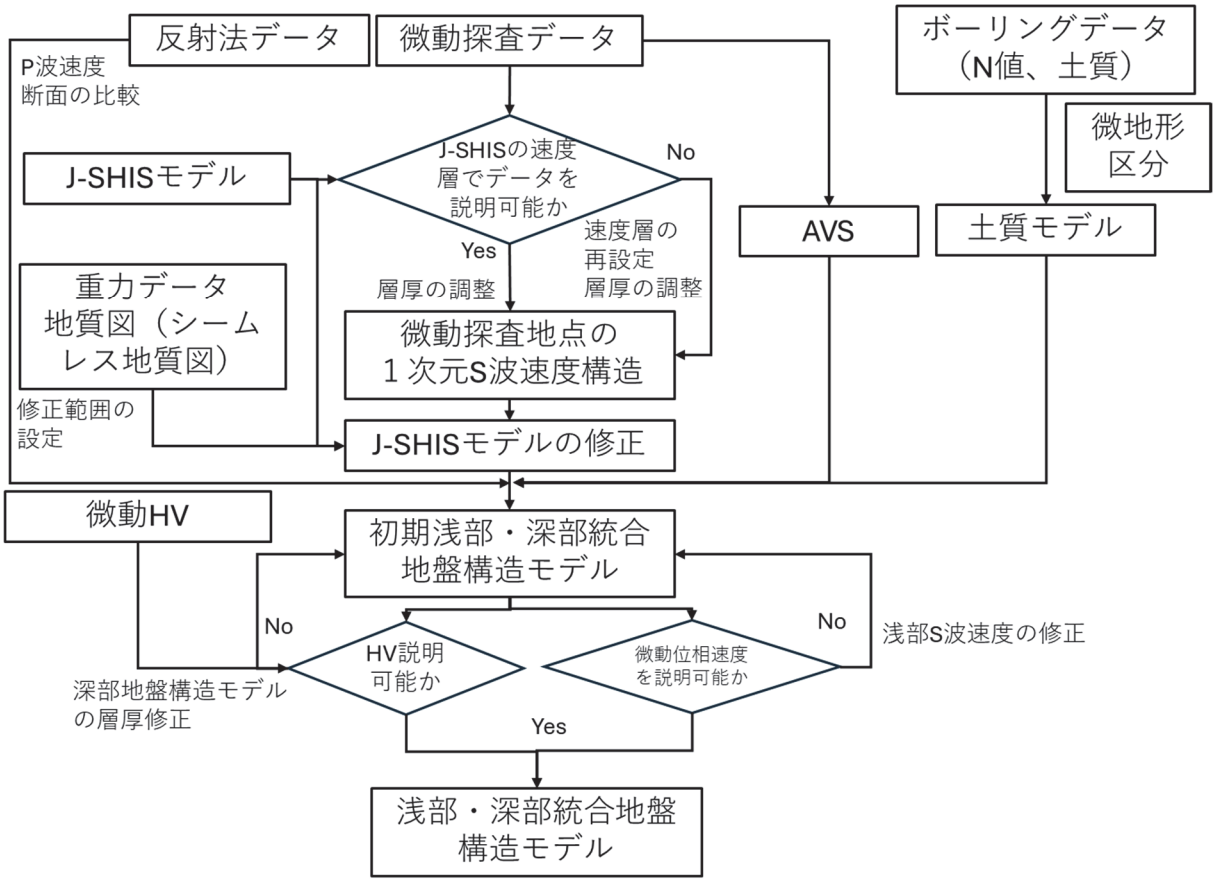


図 110　浅部・深部統合地盤構造モデル作成の概要

はじめに、深部地盤構造モデル作成のため、石川県及び富山県で実施された微動探査データを収集した。サブテーマ 3.2 で実施した微動探査（微動アレイ探査、単点微動観測）に加え、既往の文献で実施されている微動アレイ探査や単点微動観測データについて、各論文著者の協力を得ることにより、位相速度分散曲線や H/V スペクトル比データを収集した。これらのデータセットには、微動アレイ探査で得られた位相速度とアレイ中心点での H/V スペクトル比を同時解析可能な地点のほか、微動アレイ探査で得られた位相速度のみ、または、H/V スペクトル比のみのデータがある地点も多数含まれる。

J-SHIS V4 のモデル（先名・他, 2023）を初期モデルとして、微動探査データを用いて堆積層部分の各速度層の層厚を調整した。加賀平野（金沢平野）周辺の地点については、観測分散曲線の説明性を考慮して、既存の J-SHIS V4 モデルで設定されている速度層に加えて、S 波速度が 0.70 km/s の層を追加することにより、地盤構造モデルを調整した。分散曲線と H/V スペクトルの両者において、調整後モデルの結果は、J-SHIS V4 のモデルの結果より観測記録を良く説明できていることを確認した。

微動探査結果によって調整された地盤構造モデルは、それぞれの調査地点での一次元 S 波速度構造モデルである。これらの地盤構造モデル調整結果をもとに、空間補間により面的に展開することで、深部地盤構造モデルを修正した。その際には、深部地盤構造モデルを構成する速度層（表 16）を 4 つに分類（S 波速度 1.2 km/s の層以深、0.75～1.1 km/s の各層、0.65 km/s 及び 0.70 km/s の各層、0.60 km/s の層以浅）した各速度層について、ブーゲー重力異常データ（産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013）や古第三系堆積岩・古第三系火成岩の分布を参考に、深部地盤構造モデル（境界面深度の空間分布）を修正する範囲を設定した。代表的な速度層における、修正後のモデル、J-SHIS V4 モデル、モデル修正量を図 111～113 に示す。

次に、サブテーマ 3.1 にて、ボーリングデータ（土質区分・N 値）と空間的に高密度に実施された小半径の微動アレイ探査による位相速度データをもとに作成した浅部地盤構造モデルと、サブテーマ 3.2 で作成した深部地盤構造モデルを工学的基盤面（S 波速度 0.35 km/s の速度層上面）で接続し、浅部・深部統合地盤構造モデルを作成した。その際、サブテーマ 3.1 の報告で説明されているとおり、工学的基盤付近の速度層の調整や微動アレイ探査の AVS データを用いた浅部地盤構造モデルの速度層の調整を行った上で、最終的な浅部・深部統合地盤構造モデルとした。

表 16　深部地盤構造モデルの各速度層の物性値（P 波速度、S 波速度、密度、P 波の Q 値、S 波の Q 値）

層番号	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cc)	Qp	Qs
7	1.60	0.35	1.85	119	70
8	1.60	0.40	1.85	136	80
9	1.70	0.45	1.90	153	90
10	1.80	0.50	1.90	170	100
11	1.80	0.55	1.90	187	110
12	2.00	0.60	1.90	204	120
13	2.00	0.65	1.95	221	130
14	2.10	0.70	2.00	238	140
15	2.10	0.75	2.00	255	150
16	2.20	0.80	2.00	272	160
17	2.30	0.85	2.05	289	170
18	2.40	0.90	2.05	306	180
19	2.40	0.95	2.10	323	190
20	2.50	1.00	2.10	340	200
21	2.50	1.10	2.15	374	220
22	2.60	1.20	2.15	408	240
23	2.70	1.30	2.20	442	260
24	3.00	1.40	2.25	476	280
25	3.20	1.50	2.25	510	300
26	3.40	1.60	2.30	544	320
27	3.50	1.70	2.30	578	340
28	3.60	1.80	2.35	612	360
29	3.70	1.90	2.35	646	380
30	3.80	2.00	2.40	680	400
31	4.00	2.10	2.40	680	400
32	4.00	2.10	2.40	680	400
33	5.00	2.70	2.50	680	400
34	4.60	2.90	2.55	680	400
35	5.00	2.70	2.50	680	400
36	5.50	3.10	2.60	680	400
37	5.50	3.10	2.60	680	400
38	5.50	3.20	2.65	680	400

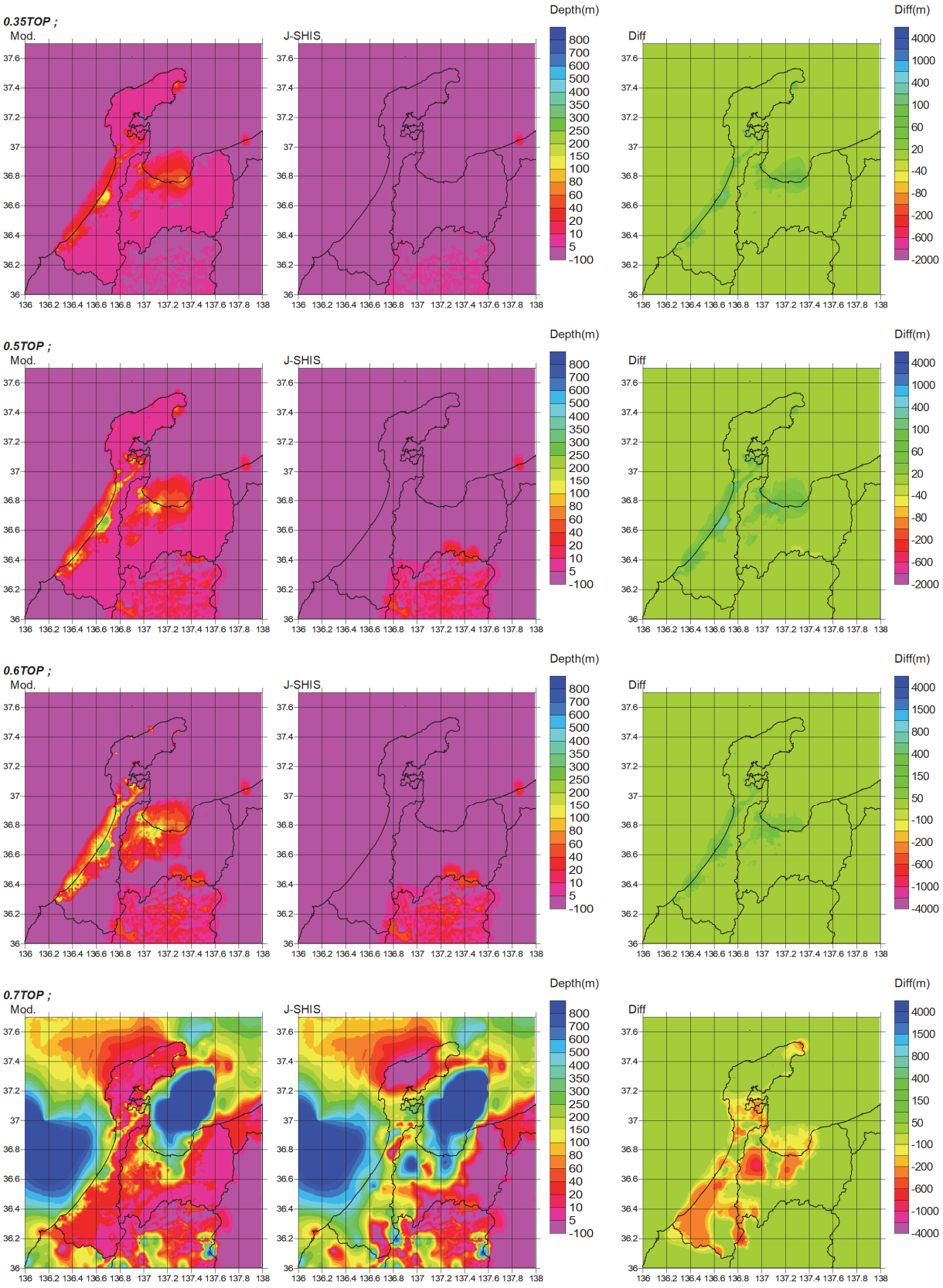


図 111　深部地盤構造モデル修正結果。（左）修正後のモデル、（中）J-SHIS V4 モデル、（右）修正後のモデルと J-SHIS V4 モデルの差分（修正後の上面深度が J-SHIS V4 よりも深い場合を正）。上から、S 波速度 0.35 km/s、0.50 km/s、0.60 km/s、0.70 km/s の各層の上面深度。

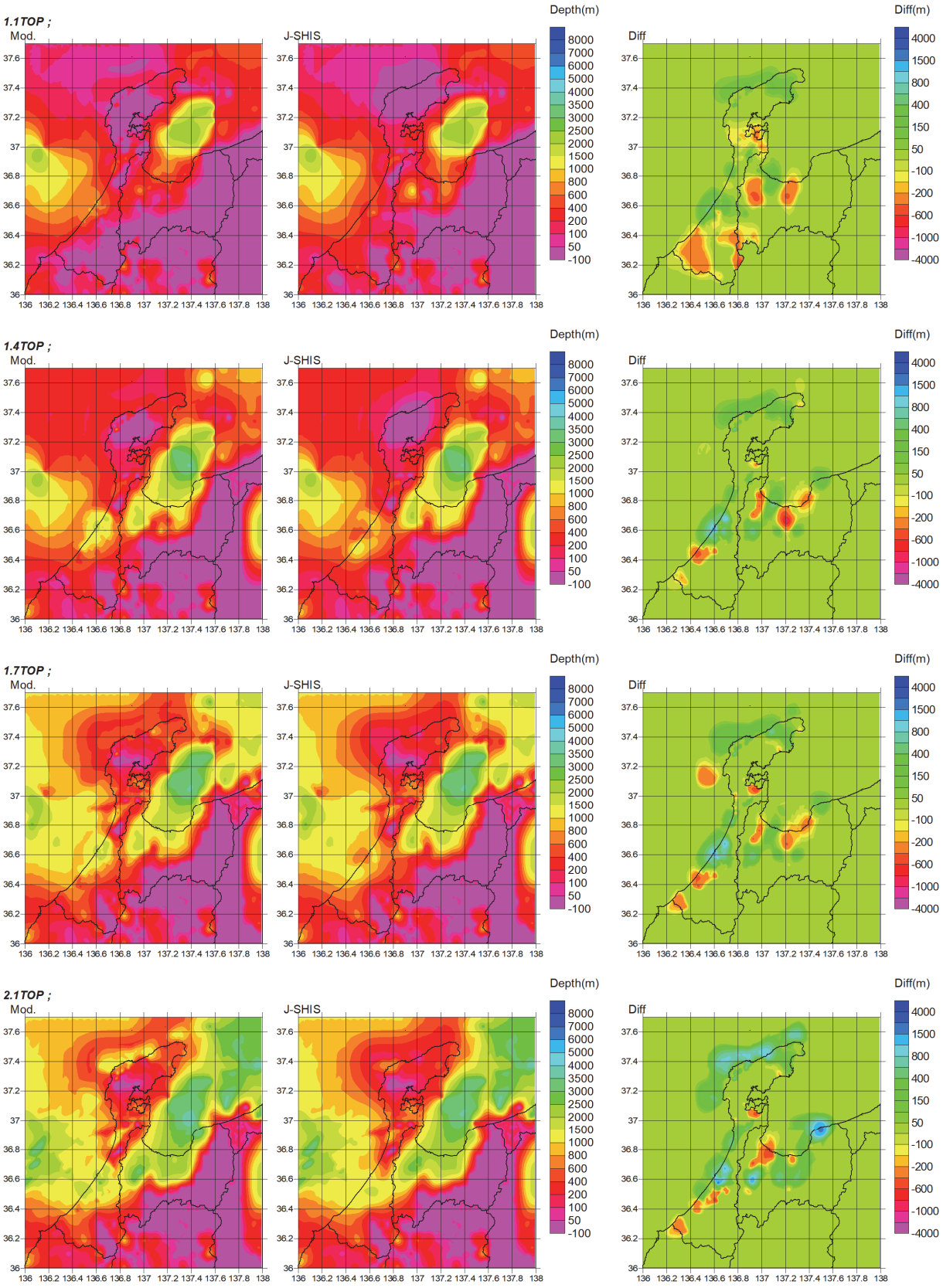


図 112　深部地盤構造モデル修正結果。（左）修正後のモデル、（中）J-SHIS V4 モデル、（右）修正後のモデルと J-SHIS V4 モデルの差分（修正後の上面深度が J-SHIS V4 よりも深い場合を正）。上から、S 波速度 1.1 km/s、1.4 km/s、1.7 km/s、2.1 km/s の各層の上面深度。

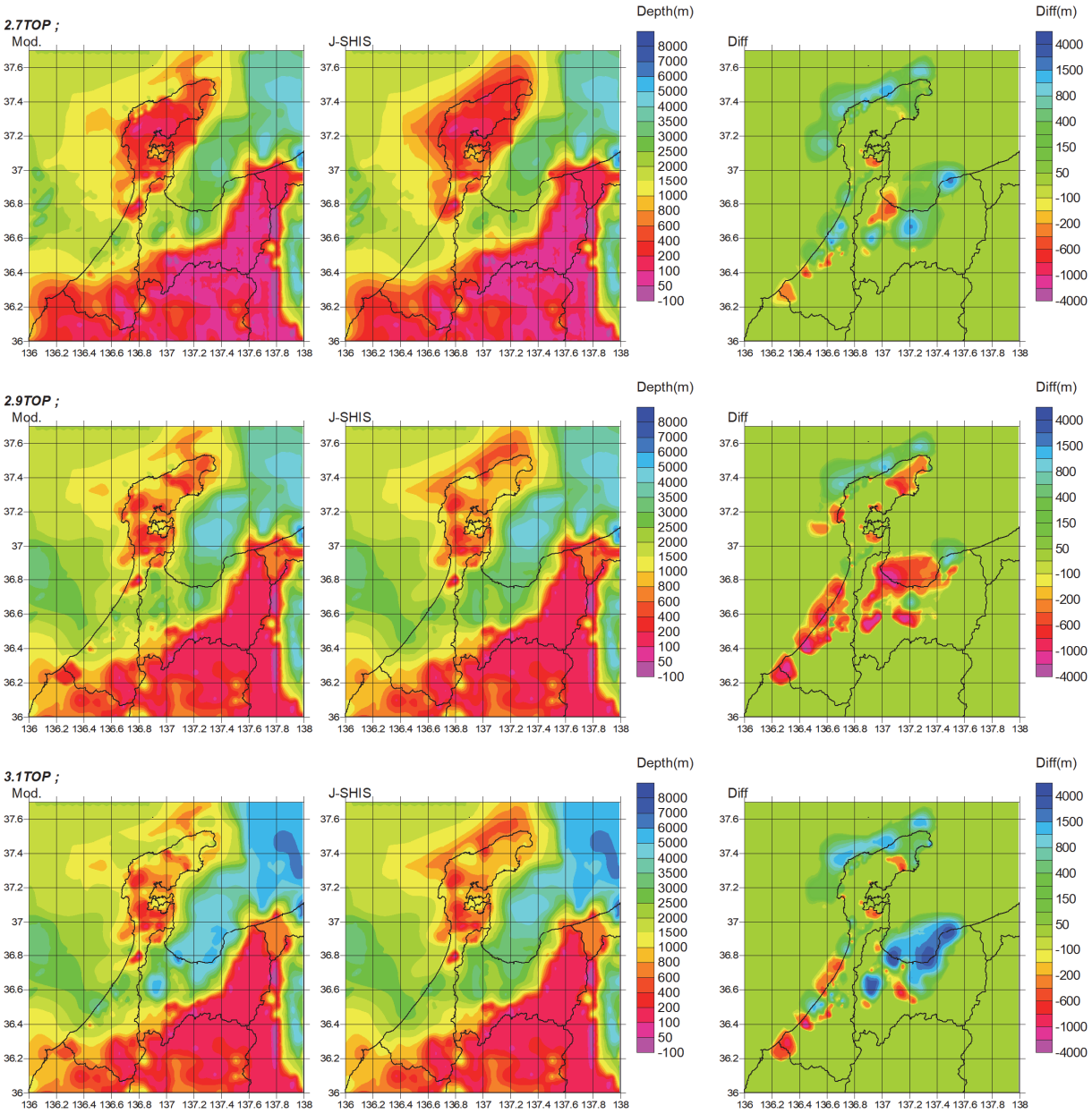


図 113　深部地盤構造モデル修正結果。（左）修正後のモデル、（中）J-SHIS V4 モデル、（右）修正後のモデルと J-SHIS V4 モデルの差分（修正後の上面深度が J-SHIS V4 よりも深い場合を正）。上から、S 波速度 2.7 km/s、2.9 km/s、3.1 km/s の各層の上面深度。

b）反射法による深部構造探査結果による検証

サブテーマ 1.1 や既往の調査で実施された反射法による深部構造探査の結果との比較を行った。深部構造を対象とした反射法地震探査では P 波震源が用いられているため、深部地盤構造モデルの各速度層の P 波速度分布と比較した。平成 26 年度日本海地震・津波調査プロジェクト（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2015；Ishiyama et al., 2017）で実施されたかほく－砺波測線との比較結果を例として図 114 に示す。いずれの測線でも、基盤面の形状や堆積層内の速度分布などの特徴は概ね対応しており、適切な深部地盤構造モデルを作成することができたと判断した。

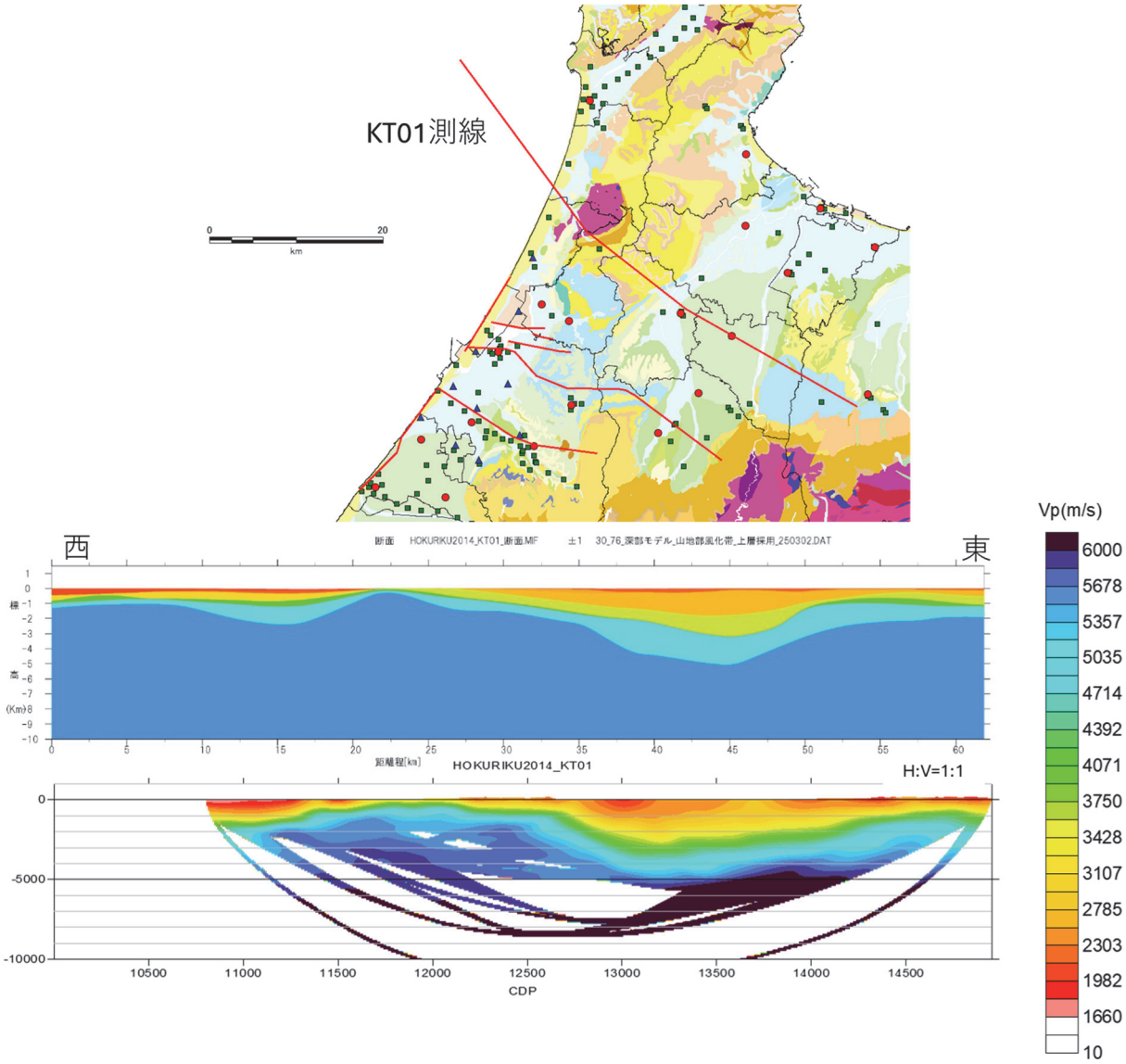


図 114　かほく－砺波測線（KT01）との比較。測線位置を上段の地質図（20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2）上に示す。中段は修正後の深部地盤構造モデルの P 波速度の深さ分布、下段は Ishiyama et al.(2017)でトモグラフィ解析された P 波速度の深さ分布である。

c）強震・震度観測点でのサイト増幅特性の検証

中小地震波形記録のスペクトルインバージョン解析（Somei et al., 2016）で求められている各強震・震度観測点のサイト増幅特性との比較を行った。Somei et al. (2016)は、北陸地方（石川県、富山県、福井県）の強震・震度観測点 160 地点で、2004 年４月から 2016 年２月の期間に観測された 128 地震（気象庁マグニチュード 3.3～5.4）の波形記録を用い、スペクトルインバージョン法（岩田・入倉, 1986）により、震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性を分離した。分離された観測サイト増幅特性は、防災科学技術研究所広帯域地震観測網 F-net の白峰観測点（SRN）のサイト増幅率を全周波数で２と仮定した相対的なサイト増幅特性である。ただし、Somei et al. (2016)は、線形時のサイト増幅特性を求めるために中規模地震記録を用いた解析であり、一部の観測点では低周波数域の記録の SN 比が十分ではないことから、解析個数が少なくなり、結果として低周波数側のサイト増幅率は信頼性が低いと考えられる。このうち、図 115 には、森本・富樫断層帯にも近い石川県加賀地方から口能登にかけての観測点でのサイト増幅特性と、浅部・深部統合地盤構造モデルを用い、SH 波の鉛直入射（S 波速度 2.7 km/s の層を半無限層として入射）を仮定することで計算した理論増幅特性を比較した。浅部・深部統合地盤モデルによる理論増幅特性は、多くの地点で観測サイト増幅特性の振幅や卓越周波数の特徴を再現している。

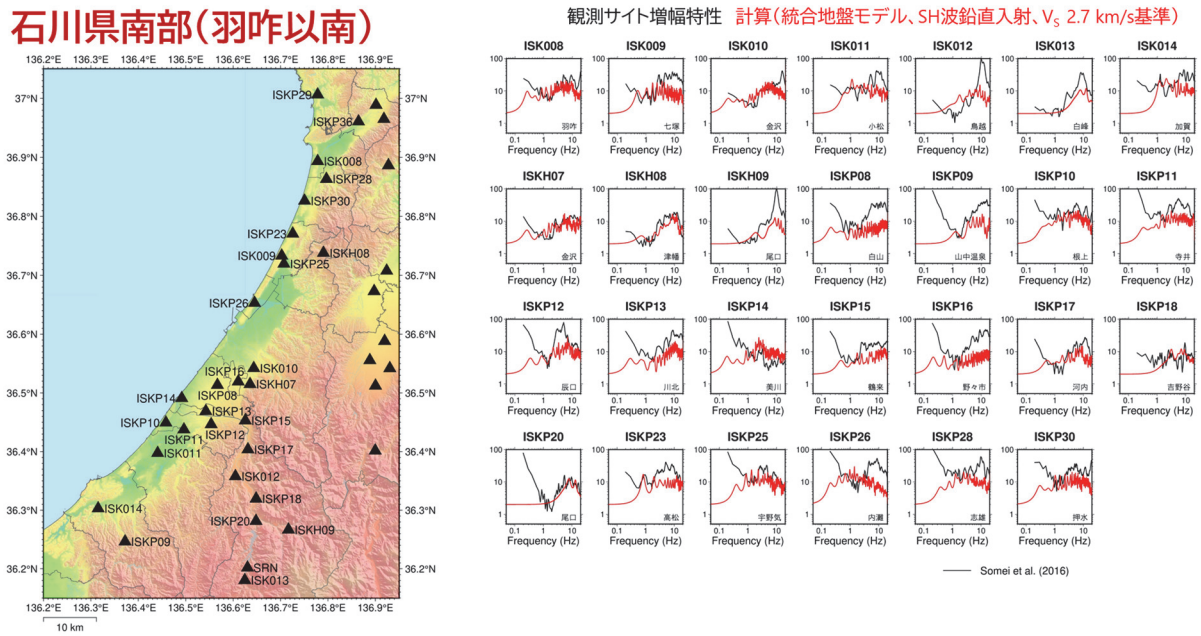


図 115　Somei et al. (2016)による観測サイト増幅特性（黒）と浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論サイト増幅特性（赤）の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。石川県加賀地方及び能登地方のうち口能登の一部（羽咋市、羽咋郡宝達志水町）の観測点を示す。

上述のスペクトルインバージョン解析は、本業務よりも前に行われた研究であったため、金沢市や白山市に設置した臨時地震観測点は含まれていない。臨時地震観測点を含む加賀平野内のサイト増幅特性を検証するため、平野内の観測点と F-net 白峰（SRN）観測点のフーリエスペクトル比を検討した。低周波数側まで十分な S/N 比を有し、震源が対象地域より十分に離れた地震を選び、石川県能登地方で 2023 年 5 月 5 日 14 時 42 分に発生した M6.5 の地震と同日 21 時 58 分に発生した M5.9 の地震の記録を使用した。観測フーリエスペクトルは S 波到着 1 秒前から 20.48 秒間の波形のフーリエスペクトルをとり、水平 2 成分のベクトル和をとった。平野内の観測点と SRN の観測フーリエスペクトル比をとり、それらを相対的なサイト増幅特性とみなした。解析区間の先頭と末尾の各 1 秒間にはコサイン型のテーパを適用した。これと、SH 波の鉛直入射を仮定した理論増幅特性とを比較した結果を図 116 に示す。観測フーリエスペクトル比には、直達 S 波のほかに、平野内を伝播する表面波成分も含まれていることに注意する必要がある。このため、加賀平野内の観測点の中には、理論増幅特性の振幅が低周波数側で過小評価になっている例（例えば、MTSM04、MTSM05、MTSM06、MTSM07、MTSM08、47605、ISKP13 や ISKP14 など）も見られるが、これらの観測点も含め深部地盤構造よって生じる低周波数域での卓越周波数や、広周波数側での増幅率を多くの観測点で、よく再現していることを確認することができた。

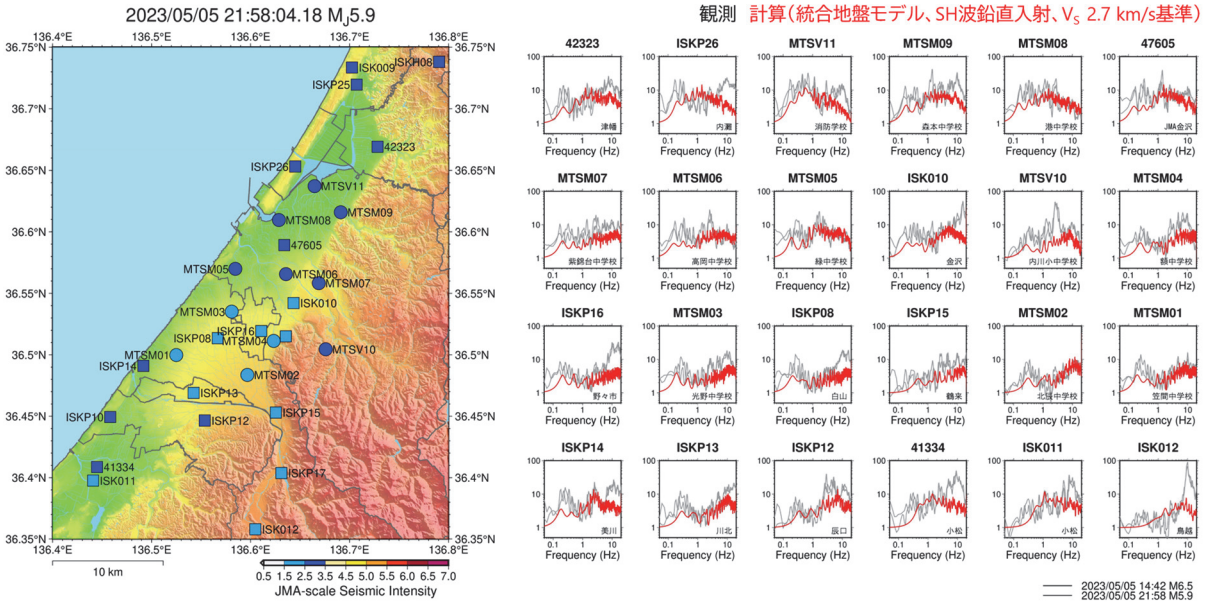


図 116　観測フーリエスペクトル比（灰）と浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論サイト増幅特性（赤）の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。地図中の観測点を表す記号は 2023 年 5 月 5 日 14 時 42 分に石川県能登地方で発生した地震（M6.5）の震度で色分けしている。

d) 中規模地震の地震動シミュレーションによる検証

浅部・深部統合地盤構造モデルを検証するため、2024 年 11 月 6 日 6 時 42 分に手取川付近で発生した M_{JMA} 3.7 の地殻内地震の地震動シミュレーションを差分法により実施した。地震動の計算はくい違い格子を用いた空間 4 次、時間 2 次精度の速度－応力型 3 次元差分法で行い、数値計算手法の詳細は、Asano et al. (2016)が 2013 年淡路島の地震の地震動シミュレーションを行ったときのものと同様である。堆積層内には本重点調査観測で作成した三次元地下構造モデルを入れ、地震基盤より下の構造は、地震調査研究推進本部の全国 1 次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）を組み込んだ。震源は、サブテーマ 2 が臨時地震観測データも用いて求めた震源位置（北緯 36.47133 度、東経 136.58269 度、深さ 8.795 km）及びメカニズム解（走向 60.3 度、傾斜 74.0 度、すべり角 146.1 度）をダブルカップル型の点震源として与えた。震源時間関数は単純な cosine 型の関数とし、ライズタイムは 0.3 秒、地震モーメントを 3.0×10^{14} Nm と仮定した。

図 117 には、代表的な地点を対象に、本業務で新たに構築した浅部・深部統合地盤構造モデルによる計算波形（赤色）、J-SHIS V4 モデルによる計算波形（紫色）、観測波形（黒色）を比較した。0.1～1 Hz のチェビシェフ型帯域通過フィルターを適用した速度波形のうち、地震発生時刻から 60 秒間を示した。震源から比較的遠い金沢市北部や津幡町での観測波形には、直達 S 波以降も、直達 S 波を超える大きな振幅も伴いながら、30 秒以上強い地震動が継続している様子が見られる。浅部・深部統合地盤構造モデルによる計算波形はこれらの特徴を概ね再現し、既存の地盤構造モデルに比べて、堆積平野内を伝播する地震動の説明力が大きく改善されていることを確認した。

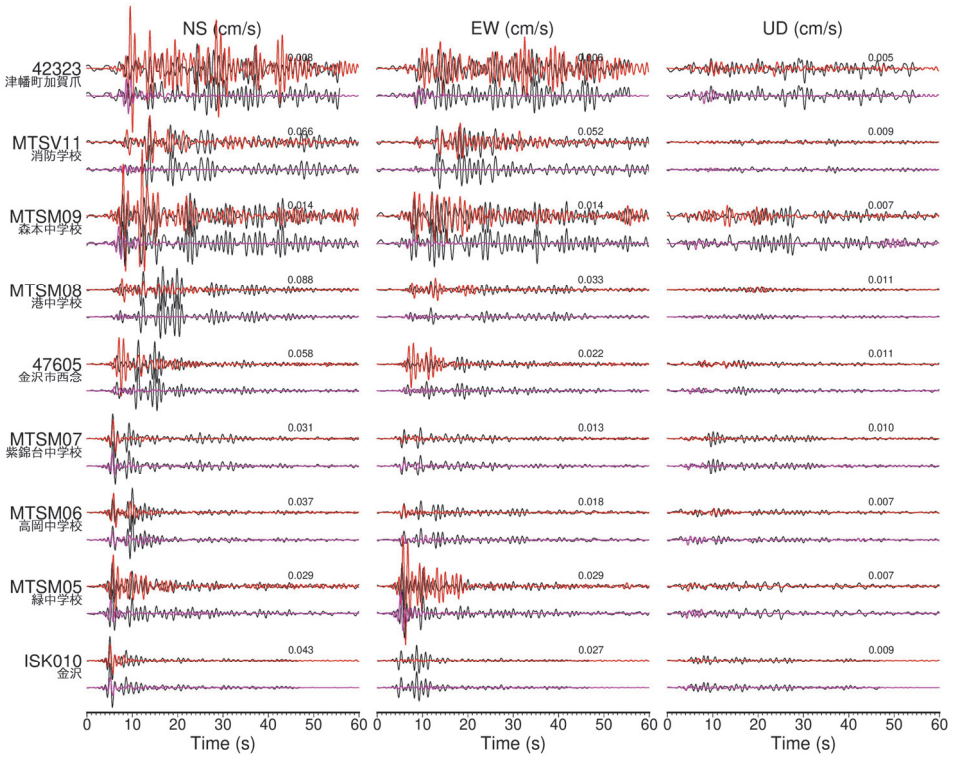


図 117　2024 年 11 月 6 日 6 時 42 分に石川県加賀地方で発生した地震（M3.7）の観測波形（黒）、浅部・深部統合地盤構造モデルを用いた計算波形（赤）、J-SHIS V4 モデルを用いた計算波形（紫）の比較。

7）震源断層モデルにもとづく強震動予測

a）震源断層モデルの設定

はじめに、各サブテーマの３年間の調査結果を持ち寄って議論することにより、森本・富樫断層帯の震源断層モデルを検討した。サブテーマ 1.1 からは、地表トレースの位置情報、深部構造探査の結果、走時トモグラフィによる地殻速度構造、微小地震の震源分布にもとづく D90 の情報、サブテーマ 1.2 からは、断層帯周辺の重力異常にもとづく検討結果、サブテーマ２からは、断層帯周辺の微小地震の震源分布やメカニズム解情報、サブテーマ 3.1 からは、断層帯近傍で行われた稠密な微動アレイ探査による浅部地盤構造に関する情報などが提供された。

議論の結果、震源断層モデルとしては、森本・富樫断層帯全体を１枚の矩形の震源断層で表現したモデル（１枚モデル）と、森本断層と富樫断層をそれぞれ走向の異なる矩形の震源断層（森本モデル、富樫モデル）で表現したモデルの２通りを提案した（図 118）。１枚モデルは走向 26 度、傾斜 50 度、森本モデルは走向 28 度、傾斜 50 度、富樫モデルは走向 22 度、傾斜 50 度である。震源断層の上端は、微小地震の震源分布と深部地盤構造モデルを参照し、２km と設定した。震源断層の下端は、サブテーマ 1.1 や２にて検討された微小地震の震源分布から得られる D90 の深さを参照し、約 15～16 km とした。図 118 に設定した震源断層モデルを地図上に投影した結果を示す。森本断層と富樫断層に対応する震源断層の長さLはそれぞれ 14.9 km、14.1 km である。断層帯全体を１枚の矩形の震源断層で表現した場合（１枚モデル）の断層長Lは 29.8 km となった。今回の試算では、以下の５ケースのシナリオを強震動予測の対象とした。

・ケース１：　森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を震源断層の中央部付近に１つ配置する。破壊開始点はアスペリティ下端中央。
・ケース２：　森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を森本断層と富樫断層に１つずつ配置する。破壊開始点は森本断層のアスペリティ下端中央。
・ケース３：　森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を森本断層と富樫断層に１つずつ配置する。破壊開始点は富樫断層のアスペリティ下端中央。
・ケース４：　森本断層のみが破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を森本断層の中央部付近に１つ配置する。破壊開始点アスペリティ下端中央。
・ケース５：　森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を富樫断層の中央部付近に１つ配置する。破壊開始点はアスペリティ下端中央。

ケース１～３は全体を１枚の矩形の震源断層としたモデル、ケース４と５は、森本断層と富樫断層をそれぞれ矩形の震源断層としたモデルを用いることとした。ケース４と５は、対象断層帯全体を破壊する固有地震よりもひとまわり小さな地震を想定したケースである。今回の強震動予測では、震源断層モデルを２km×２km の要素断層に分割して計算を行うことから、実際に強震動予測の計算に用いる震源断層モデルの長さL_{model}は、ケース１～３は 30 km、ケース４と５は 14 km となる。震源断層モデルの幅W_{model}は全ケースともに 18 km であり、下端深さは 15.8 km である。これにより、震源断層モデルの面積S_{model}はケース１～３が 540 km^2、ケース４～５が 252 km^2であり、ケース１～３は第２ス

テージ、ケース４～５は第１ステージの地震に対応する。「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（レシピ）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017）に準拠して、震源断層モデルのパラメータを設定した。当該断層帯では現在の地震活動が低調であるため、地震発生層の厚さにも不確かさが伴うことから、第２ステージに対応するケース１～３ではレシピの（イ）の方法、ケース４～５では（ア）の方法で設定した。最終的に設定した地震モーメントはケース１～３が 1.78×10^{19} Nm（M_W 6.8）、ケース４～５が 3.80×10^{18} Nm（M_W 6.3）となる。

破壊様式については、以下のように仮定した。破壊伝播速度V_rは震源域の S 波速度（3.4 km/s）の 72%である 2.45 km/s とする。森本・富樫断層帯が逆断層であることから、レシピに準拠し、アスペリティ下端中央を破壊開始点とし、そこから同心円状に破壊が広がるものと仮定した。また、ライズタイムt_rは$t_r = 0.5W/V_r$で設定した。ここで、Wは断層幅(km)、V_rは破壊伝播速度(km/s)とする。すべり角の平均値は、サブテーマ２の slip tendency 解析により、当該断層帯周辺の現在の応力場の下で、もっともすべりやすいと考えられる方向とし、１枚モデル 87 度、森本モデル 90 度、富樫モデル 81 度である。また、レシピでは、すべり角については、浅野・他(2024)の検討結果を参照し、要素断層のすべり角に標準偏差 20 度の正規分布で揺らぎを与えることとした。図 119 に各ケースのアスペリティの配置やすべり角の分布を示した。

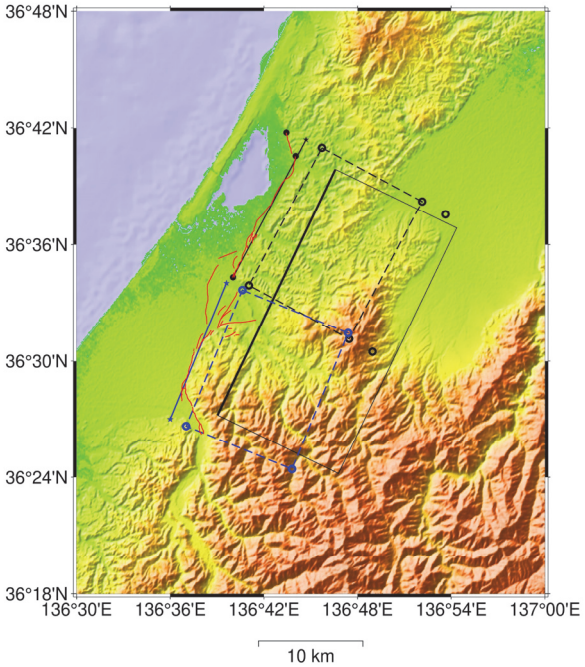
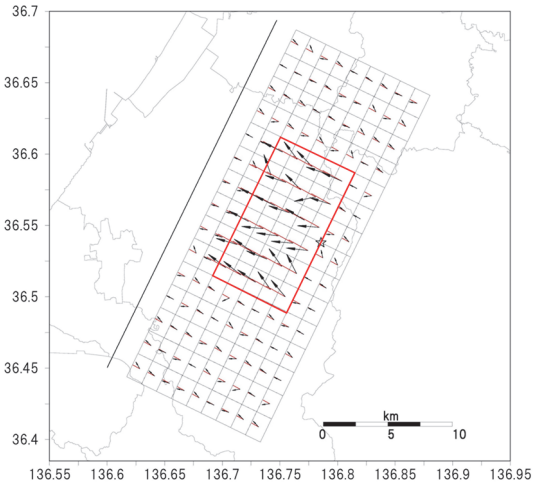
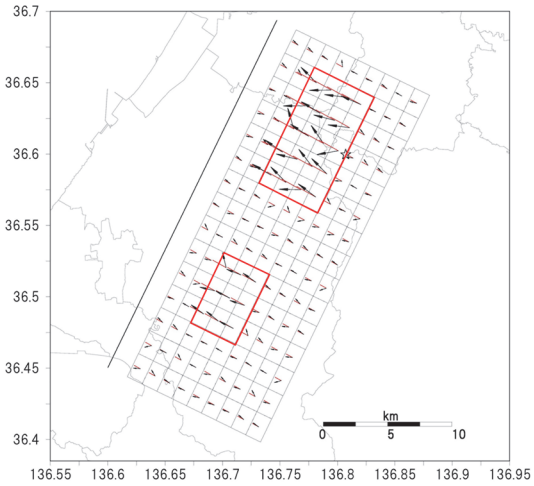


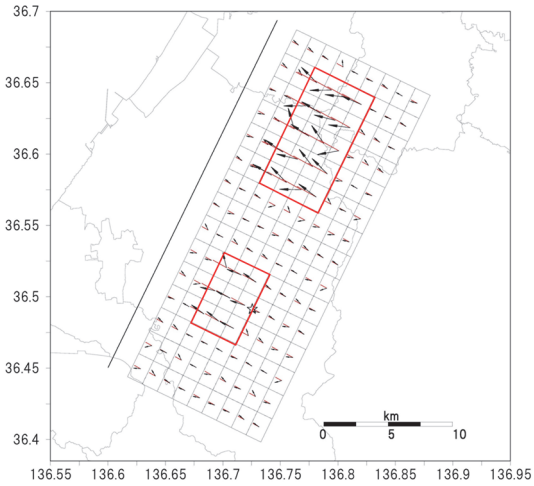
図 118　震源断層モデルの地表投影図。赤線はサブテーマ 1.1 による活断層の地表トレース。黒破線の矩形が森本断層、青破線の矩形が富樫断層の震源断層モデルに対応する。それぞれ同色の実線部分が深さ０km に対応する。また、黒実線の矩形は J-SHIS V4 で用いられている震源断層モデルの地表投影である。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いた。



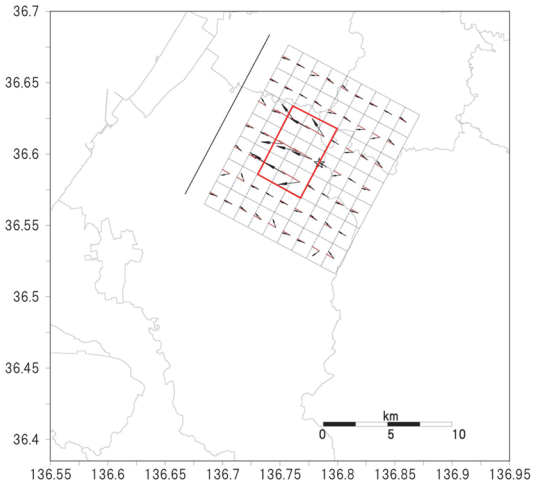
ケース１



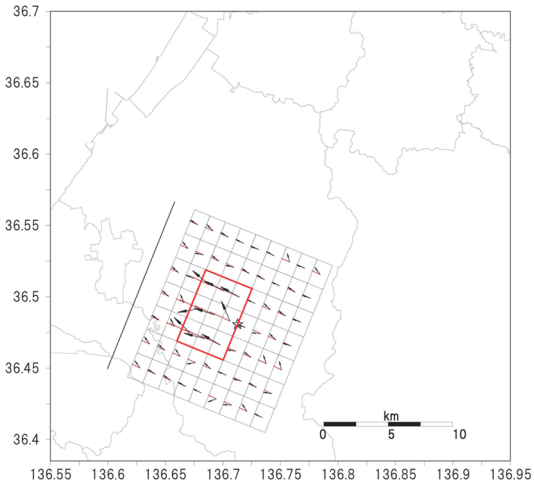
ケース２



ケース３



ケース４



ケース５

図 119　各ケースのアスペリティの配置（赤枠）及び下盤に対する上盤のすべり方向（黒線：各要素断層のすべり方向、赤線：平均すべり方向）。星印は破壊開始点、黒太線は、震源断層モデルを地表まで延ばしたときの深さ０km での断層位置に対応する。

b）統計的グリーン関数法による工学的基盤での短周期地震動の計算

工学的基盤での地震動の計算は、設定した震源断層モデルと深部地盤構造モデルを用いて、長周期帯域の地震動を差分法、短周期帯域の地震動を統計的グリーン関数法で計算し、次に、マッチングフィルターを介して両者を合成するハイブリッド法（図 120）によって行った。マッチングフィルターの接続周期は 1 Hz とした（図 121）。S 波速度 350 m/s の速度層の上面を工学的基盤とし、４分の１地域メッシュ（250 m メッシュ）単位で地震動を出力した。ハイブリッド法により得られた工学的基盤での震度及び最大速度分布を図 122～126 に示す

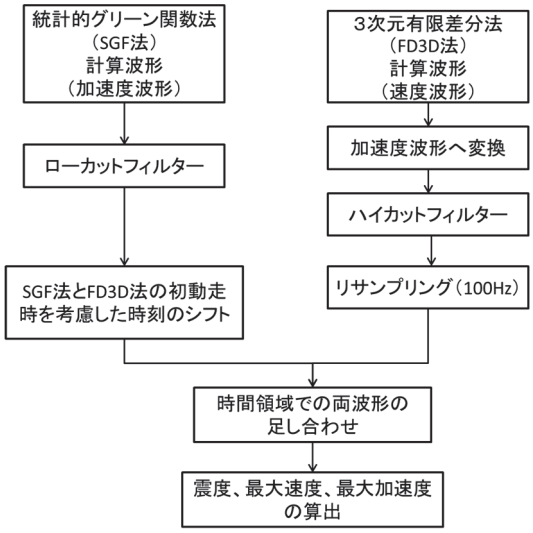


図 120　ハイブリッド法による広帯域地震動計算手順

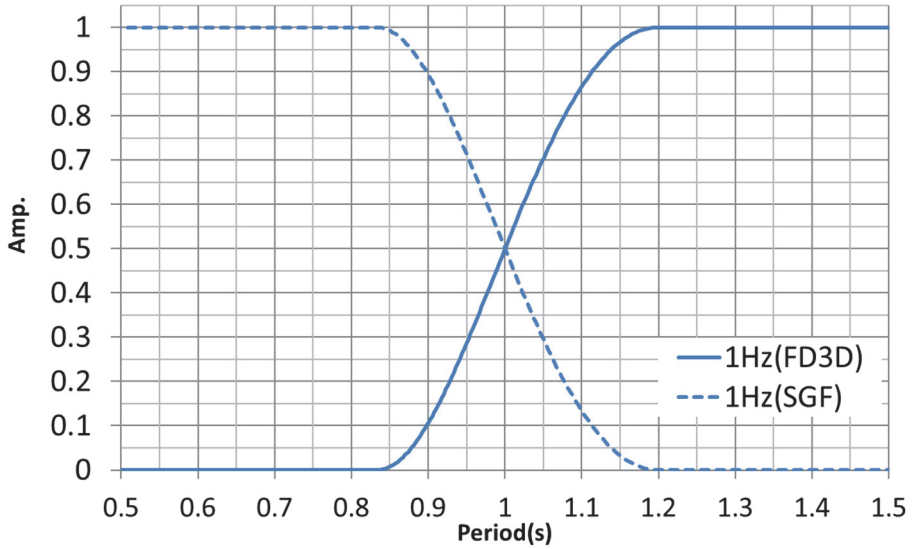


図 121　ハイブリッド法で用いるマッチングフィルター。実線は三次元差分法（FD3D）の計算波形に適用するハイカットフィルター、破線は統計的グリーン関数法（SGF）の計算波形に適用するローカットフィルターを示す。

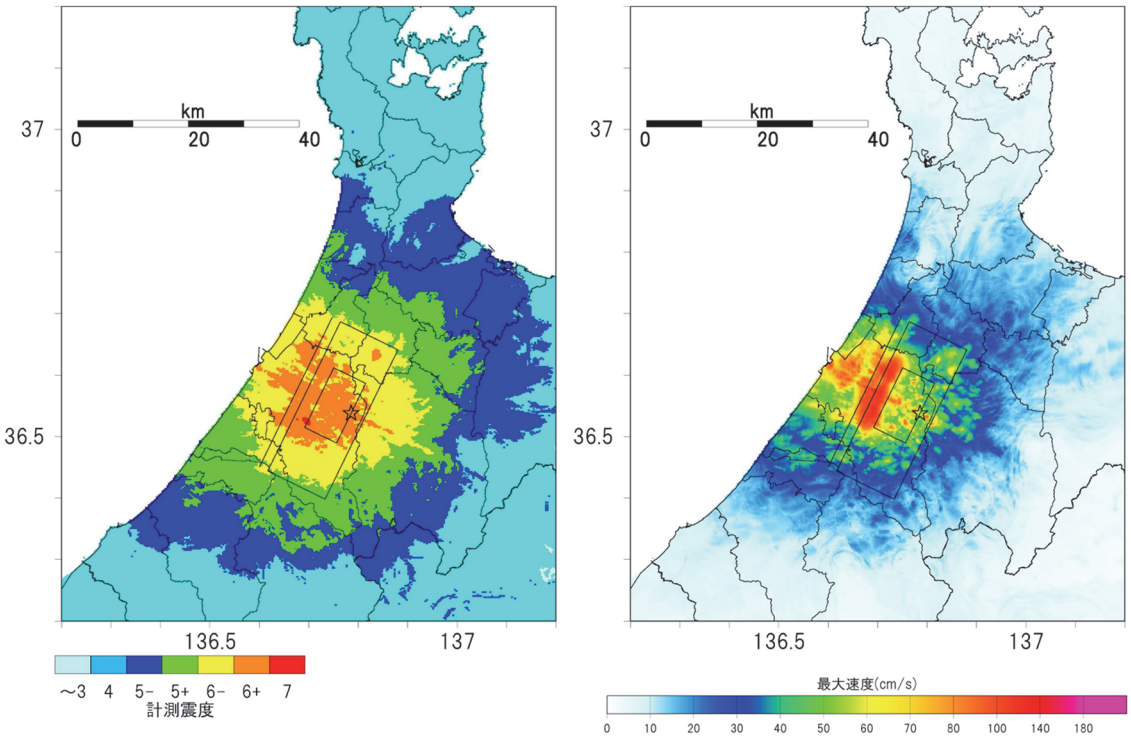


図 122　ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース１）

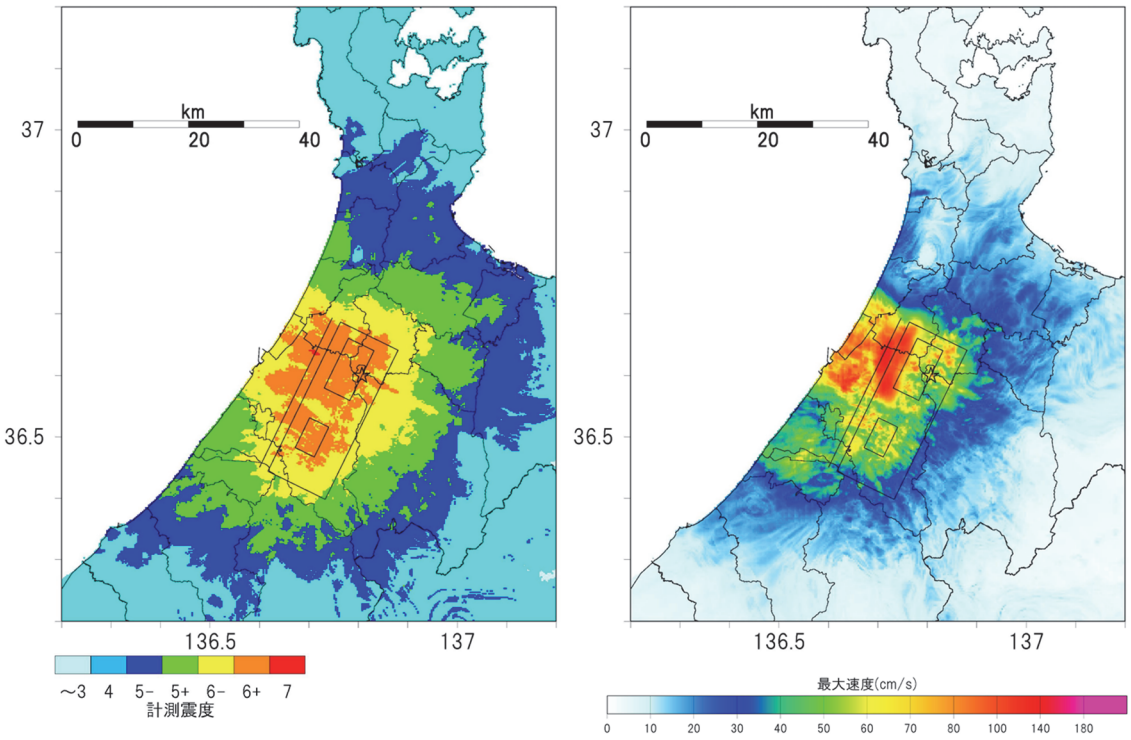


図 123　ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース２）

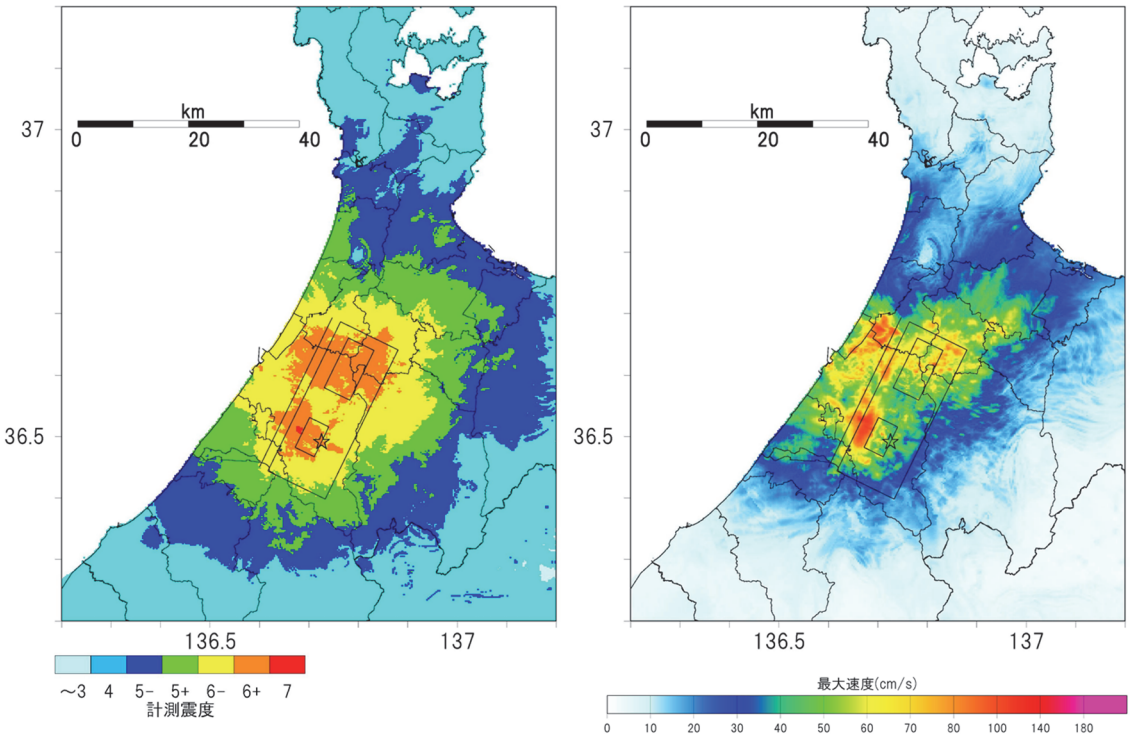


図 124　ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース３）

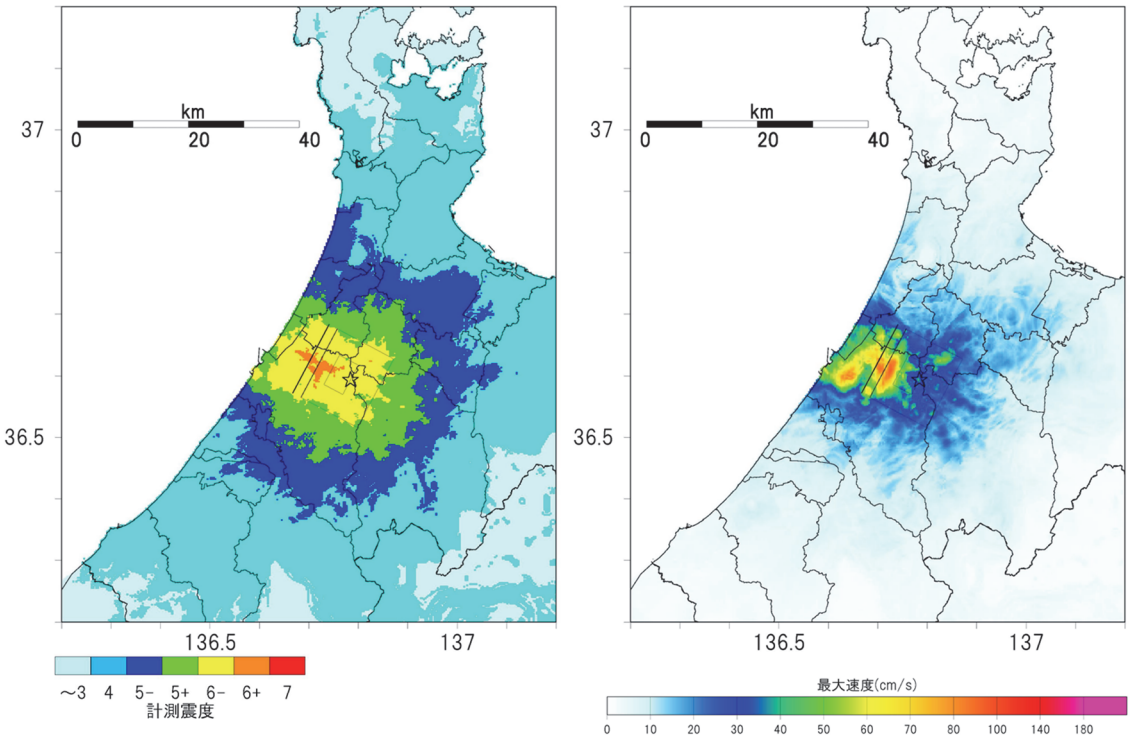


図 125　ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース４）

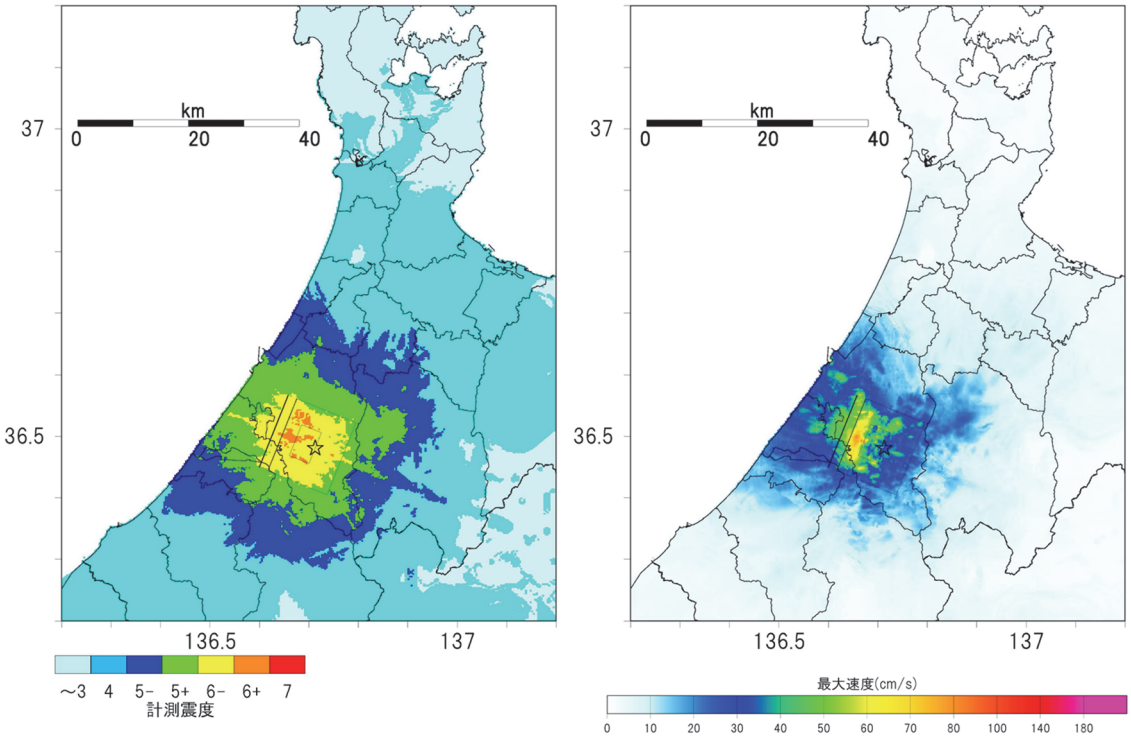


図 126　ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース５）

e）地表での地震動の計算

ハイブリッド法で得られた工学的基盤での計算波形を浅部地盤モデルの基底面に 2E として入力し、等価線形解析により地表面の地震動波形を計算し、地表震度、最大速度等を整理した。本検討では、SHAKE（Schnabel et al, 1972）の高周波数帯の過小評価、および低周波数帯の過大評価が改善された周波数依存性を考慮した等価線形解析である DYNEQ（吉田, 2004）による等価線形解析により計算した。周波数の有効ひずみγ_{eff}は次式により与えられる。f_pはひずみの時刻歴が最大（$\gamma_{\max}$）となるときの周波数である。ある周波数f_eより大きい周波数では弾性応答（$Q=30$）とする。本検討では、$f_e=6\,\mathrm{Hz}$、$m=2$とした。

$$\gamma_{\mathrm{eff}}=\begin{cases}\gamma_{\max} & f<f_p\\ \gamma_{\max}\left[1-\left(\dfrac{\log f-\log f_p}{\log f_e-\log f_p}\right)^m\right] & f_p\le f\le f_e\\ 0 & f_e<f\end{cases}$$

等価線形解析に用いる動的変形特性曲線は、沖積層については、令和４～５年度の本調査観測で収集した金沢市内５地点の繰返しせん断試験結果（本調査観測で令和５年度に実施した試験結果２地点、他機関からの資料提供３地点）を整理したものを用いた。解析に用いる動的変形特性曲線は、各試験結果のうち共通する土質区分でそれぞれ平均して求め、$G/G_0-\gamma$ と $h-\gamma$ の関係を表形式で与えた。有効ひずみが動的変形特性曲線が与えられている範囲よりも大きくなったときは、動的変形特性試験でせん断ひずみが最大のと

きのG および h の値を与えた。収集した試験結果の土質は、沖積粘性土、沖積砂質土、沖積礫質土、沖積粘性土砂質土互層、洪積砂質土、洪積粘性土の 7 種であった。このうち、データ数が多かった沖積砂質土と沖積粘性土の試験結果について、データを平均化することにより、対象地域の沖積砂質土と沖積粘性土の動的変形特性曲線を表現した（図 127、128）。その際、個別の試験結果を検討し、データ数の少ないひずみ範囲の試験結果や他のデータとの乖離が大きい試験結果などは平均化に用いなかった。表 17 には、浅部地盤構造モデルの土質区分に対する試験結果の対応表を示す。

また、工学的基盤（S 波速度 350 m/s）上面までの深さが大きい加賀平野においては、浅部地盤構造モデルのうち、相対的に深い部分は沖積層よりも古い地層に相当すると考えられる。そこで、既往文献（紺野，1992）を参考に、沖積層基底深度を定義し、沖積層基底面から工学的基盤面までの層での動的変形特性は、土研式（建設省土木研究所，1982）の洪積層砂質土（図 129）及び洪積層粘性土（図 130）の関係式を与えた。

表 13　浅部地盤構造モデルの土質区分と繰り返しせん断試験結果の対応

土質	繰返しせん断試験結果
盛土	沖積砂質土
粘土	沖積粘性土
砂	沖積砂質土
礫	沖積砂質土
ローム （ほぼ見られない）	沖積粘性土
基盤	線形
微動の補間 （上位の層は概ね砂・礫）	沖積砂質土

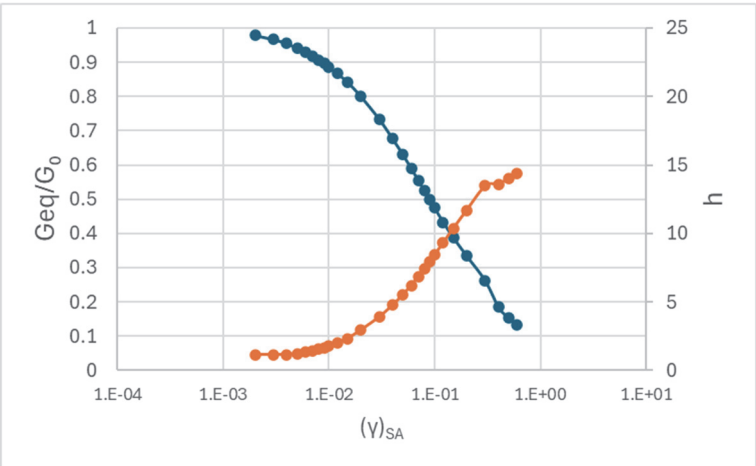


図 127　等価線形解析に用いた沖積砂質土の動的変形特性曲線

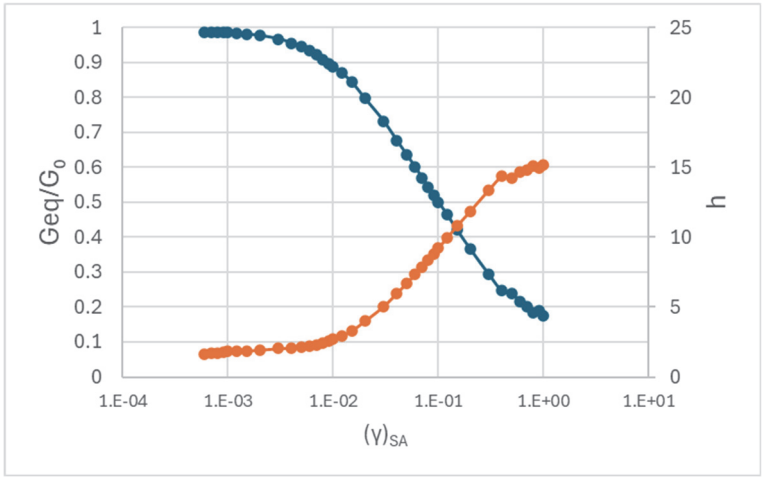


図 128　等価線形解析に用いた沖積粘性土の動的変形特性曲線

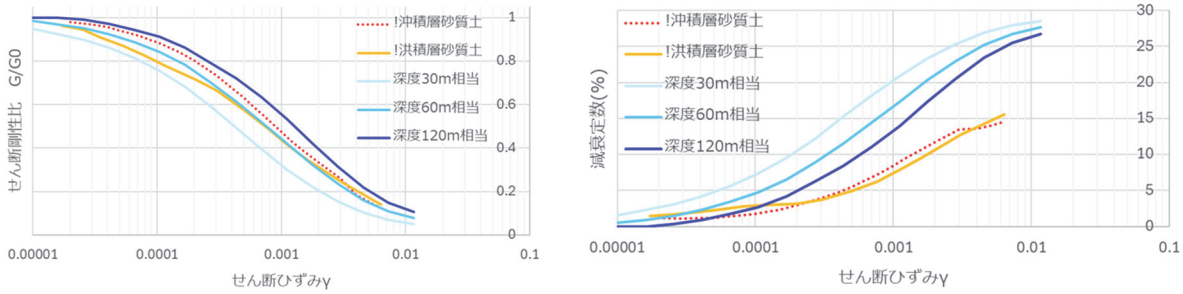


図 129　等価線形解析に用いた洪積層砂質土の動的変形特性曲線（左：せん断剛性率の比、右：減衰定数）。水色～青色実線：土研式（深さ 30 m、60 m、120 m 相当）、橙色実線：金沢平野で収集した洪積層砂質土の試験結果、赤色破線：金沢平野で収集した沖積層砂質土の試験結果の平均（図 127）。

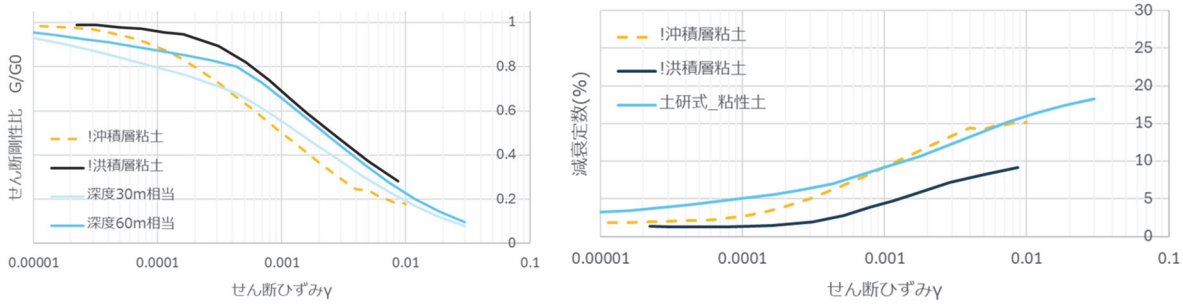


図 130　等価線形解析に用いた洪積層粘性土の動的変形特性曲線（左：せん断剛性率の比、右：減衰定数）。水色実線：土研式（深さ 30 m、60 m 相当、ただし、減衰定数の拘束圧依存性はなし）、紺色実線：金沢平野で収集した洪積層粘性土の試験結果、橙色破線：金沢平野で収集した沖積層粘性土の試験結果の平均（図 128）。

等価線形化法により得られた地表での地震動波形より求めた震度及び最大水平速度分布を図 131～135 に示す。ケース１～３では、金沢市、津幡町、小矢部市、南砺市に震度７の領域がみられるほか、邑知潟、加賀平野、砺波平野などの広い範囲が震度５強以上の結果になった。ケース４では、金沢市、津幡町、内灘町、かほく市、小矢部市、南砺市で震度６弱以上、ケース５では、金沢市と白山市を中心に震度６弱以上の領域が広がっている。最大水平速度は、ケース２及び３で相対的に大きい傾向にある。最大水平加速度についても、震源断層周辺に大きな加速度の領域が広がっている一方、沖積層が相対的に厚く堆積している河北潟周辺では、浅部地盤の非線形応答により加速度が低減している傾向が得られた。地震規模の小さなケース４～５のフーリエスペクトルや応答スペクトルは、ケース１～３よりも小さくなる事例が多かったものの、１秒より短周期側では、ケースや地点によっては、ケース１～３に匹敵する結果も見られた。したがって、森本・富樫断層帯全体が同時に破壊しないケース（いわゆるひとまわり小さな地震）であっても、当該断層帯周辺の確率論的地震ハザードを検討する上で重要である。

本報告では、浅部地盤構造モデルと動的変形特性を用いた等価線形解析により、工学的基盤での地震動波形から地表の地震動を得た。一方で、工学的基盤での地震動波形に$AVS30$（地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度）を用いた経験的地盤増幅率を乗じることで地表での震度分布や最大速度分布を簡便に求める方法（以下、簡便法）も、地震本部の全国地震動予測地図をはじめとして、広く用いられている。ここでは、ケース１を例として、計算手法による強震動予測結果の違いを確認した。簡便法による地表震度分布との比較を図 136 に示す。等価線形解析による結果と簡便法による結果と比較すると、大局的な傾向は似ているものの、例えば、河北潟周辺では、簡便法では震度７の領域が面的に広がっているのに対し、等価線形解析では震度６弱～６強の占める面積が広い。同様に、邑知潟平野の一部においても、簡便法による震度は等価線形解析による結果よりも大きくなっている。これらの違いは、簡便法では、地表での$AVS30$が工学的基盤の$AVS30_{\mathrm{EB}}$よりも小さい場合、増幅率は必ず１よりも大きくなるため、$PGV > PGV_{\mathrm{B}}$ という関係にある。このため、地表の震度Iも工学的基盤での震度I_{B}よりも大きくなる。一方で、等価線形解析の場合、河北潟や邑知潟のように、S 波速度が極めて小さく、層厚の厚い浅部地盤に、大きな地震動が入力した場合、地盤内のひずみが大きくなることで、減衰定数が大きくなったり、剛性率が低下することで卓越周期が変化したりすることにより、地表での最大加速度、最大速度、震度が工学的基盤のそれらより小さくなることがある。このように、対象地域の地盤特性を反映した、より現実的な予測地震動を得るためには、本報告書で述べたように、詳細な深部・浅部統合地盤構造モデルを作成し、浅部地盤の各土質に対応する動的変形特性を適切に与えた上で、地表の時刻歴波形を得ることが重要である。そのためには、ボーリングデータの蓄積と分析に加え、各々の地域の土質特性を反映した動的変形特性試験結果の充実が必要不可欠といえる。

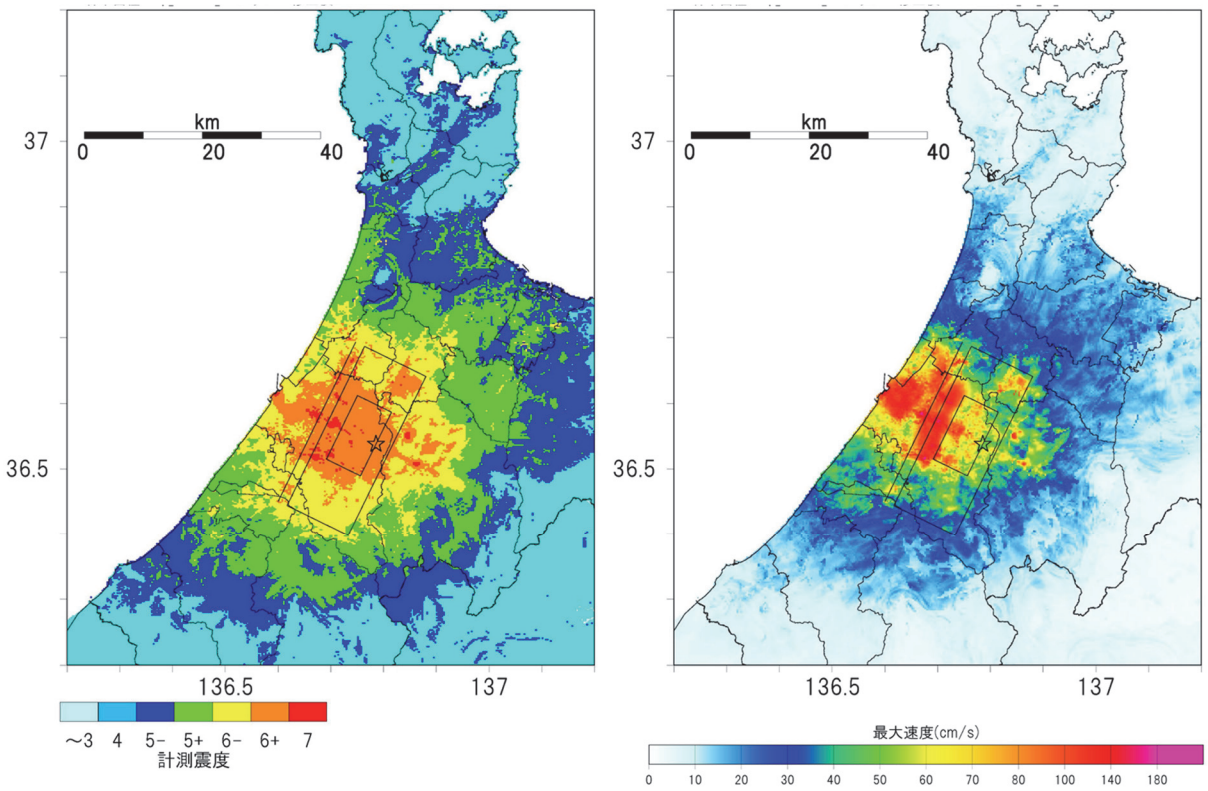


図 131　等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース１）

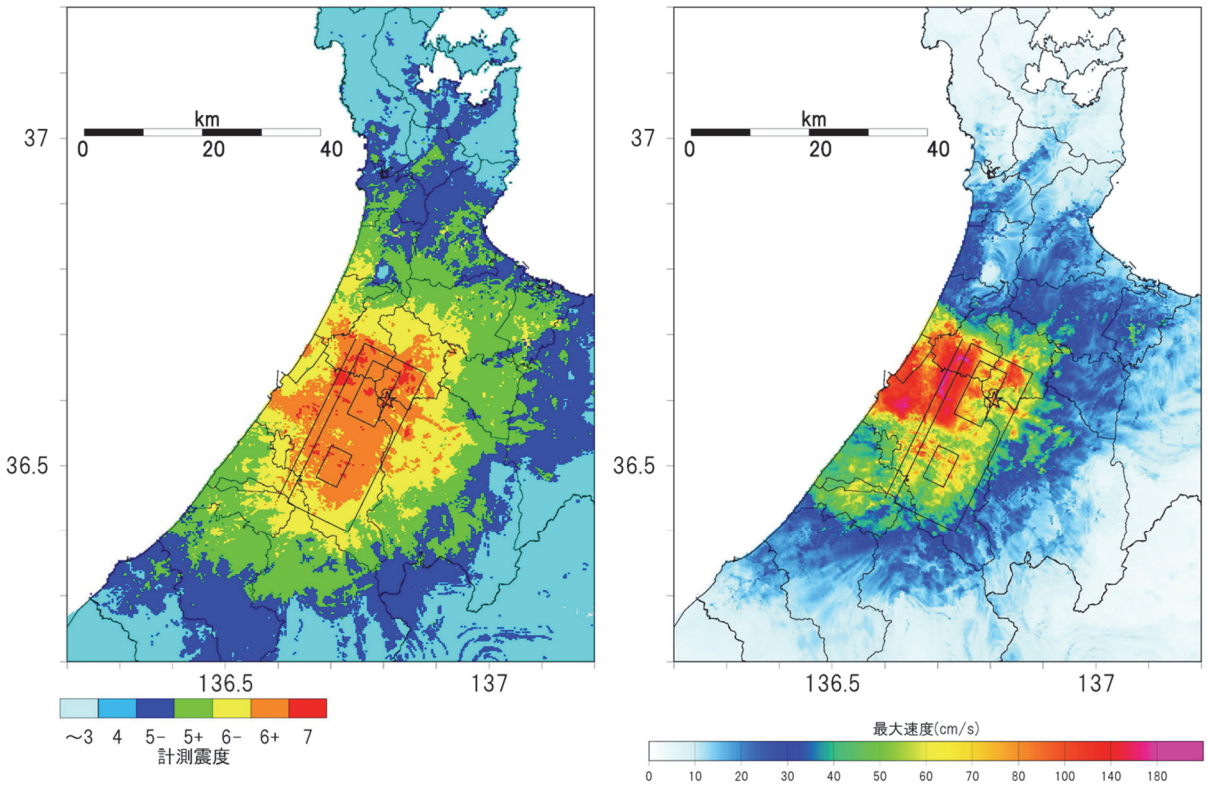


図 132　等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース２）

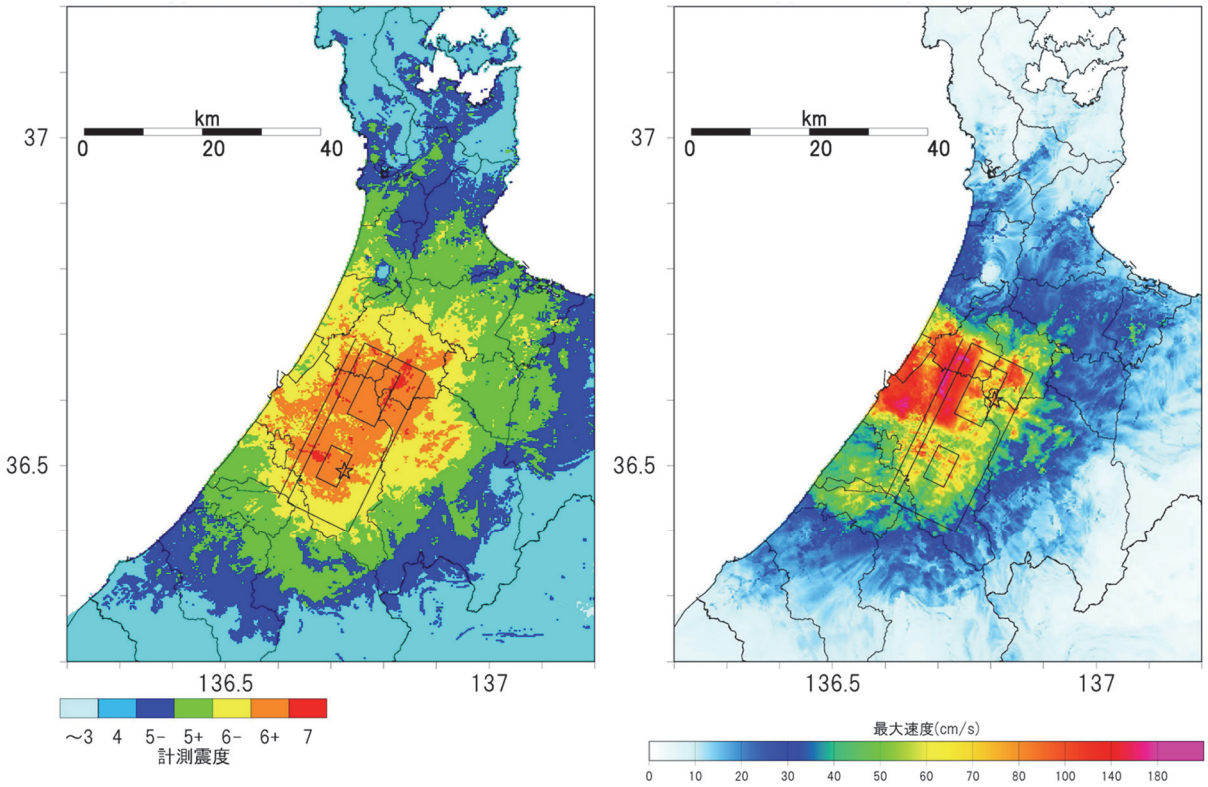


図 133　等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース３）

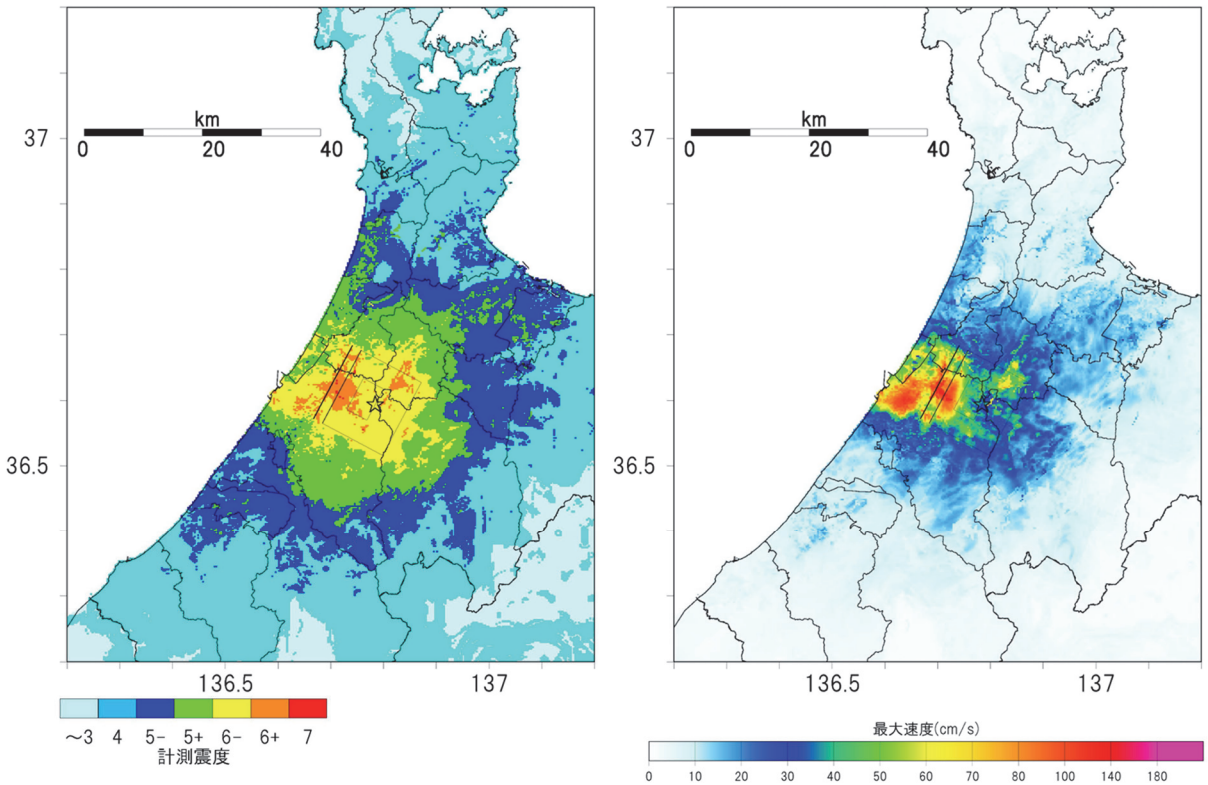


図 134　等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース４）

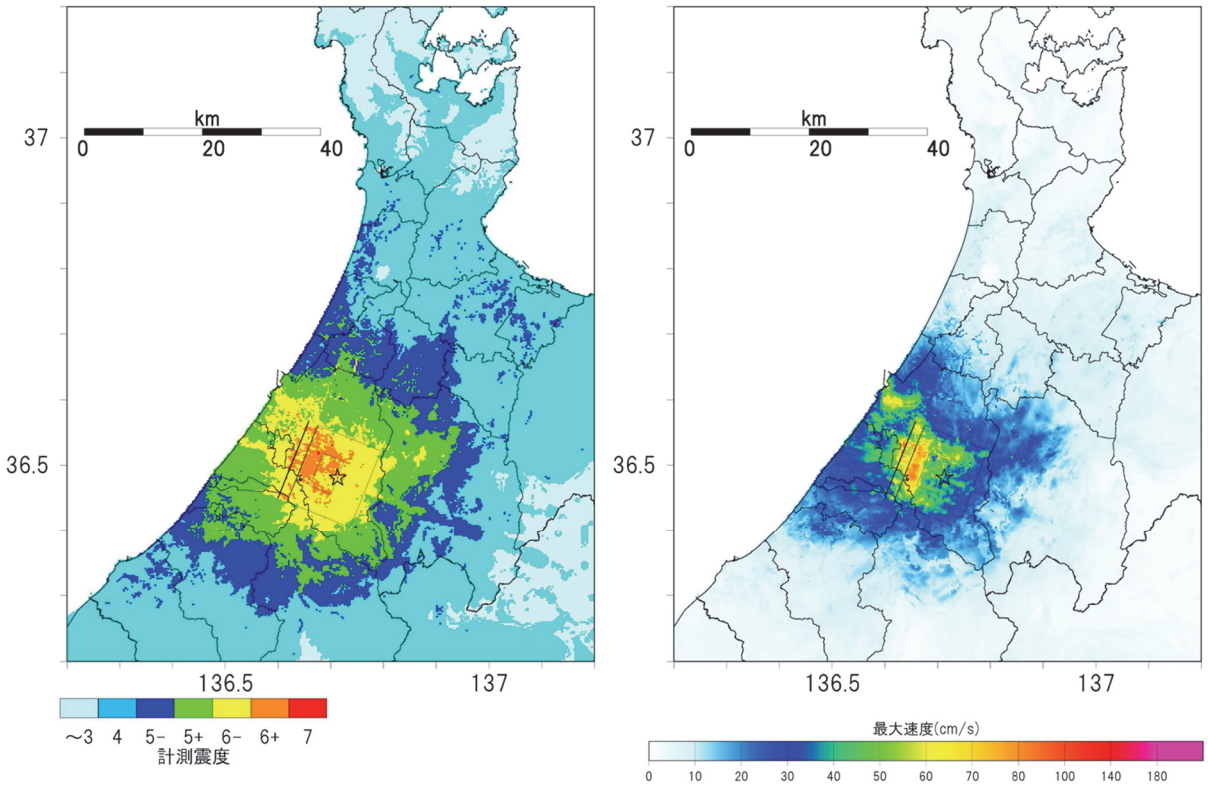


図 135　等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース５）

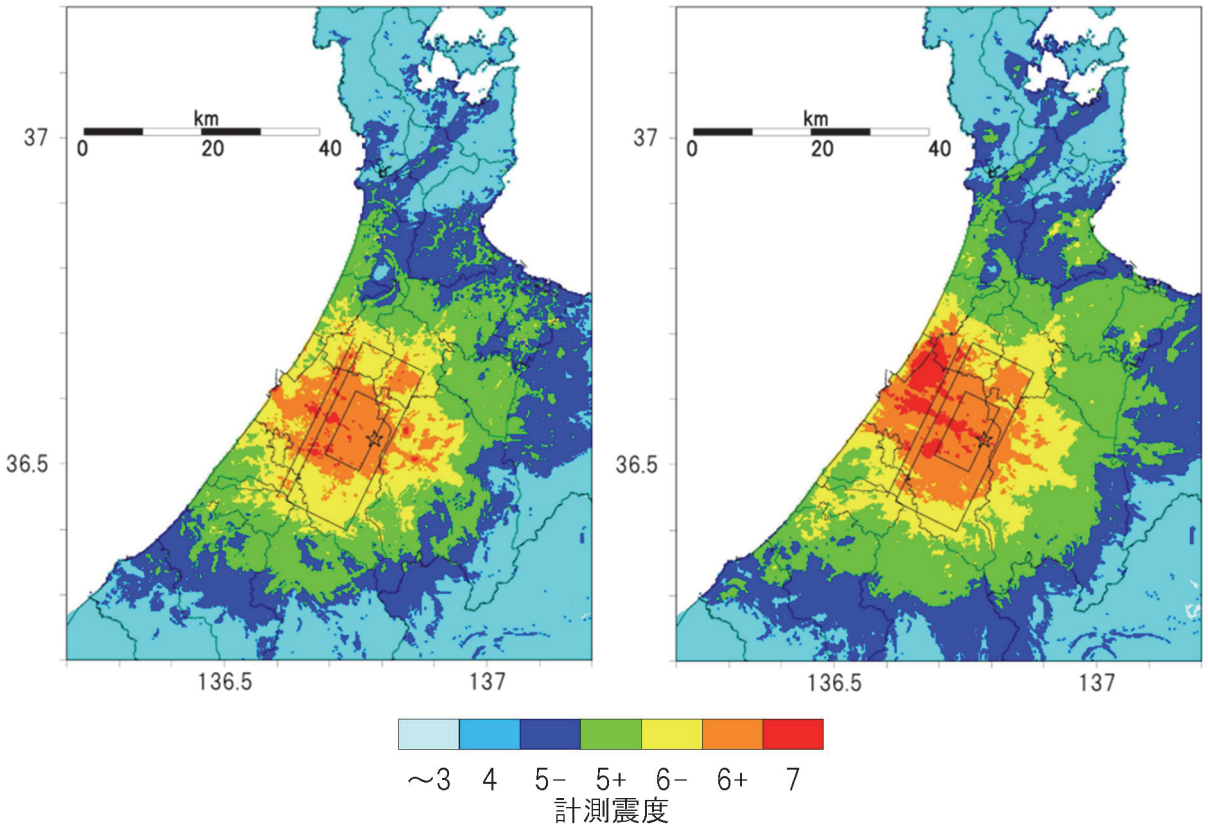


図 136　地表の地震動計算手法による震度分布の違い（ケース 1)。（左）等価線形解析（図 131 の再掲)、（右）簡便法。

(c) 結論ならびに今後の課題

森本・富樫断層帯の地震で強い揺れに見舞われることが想定される石川県や富山県西部を主な対象として、深部地盤構造モデル高度化のための観測や調査、資料収集等を実施した。また、最終年度である令和６年度には、これまでのサブテーマ３．２での調査や、他のサブテーマの調査結果を集約し、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルの作成を行った。プロジェクトの研究チームで検討した森本・富樫断層帯の震源断層モデルと地震シナリオにもとづいて、強震動の試算を行った。

堆積平野が広がっている金沢市及び白山市の計 11 地点において、令和４年９月より強震計を用いた臨時地震観測を開始し、連続観測を継続した後、令和７年３月に観測を終了した。臨時地震観測で新たに得られた地震波形記録に加えて、既存の各機関の震度計や強震計観測点で記録された対象地域の有感地震等の波形記録を取得し、観測された波形の特徴等を分析し、加賀平野内で震度が相対的に大きな地点や小さな地点を把握した。地震動特性の空間的な違いを定量的に把握するためには、実際に地震動を観測することが最も有用であることは言うまでもない。今後も、地方公共団体による震度計波形データなどのさらなる有効活用が期待される。なお、主として金沢平野の堆積層上に展開した臨時地震観測の連続波形記録はサブテーマ２にも提供し、サブテーマ２の実施課題である雑微動解析による基盤速度推定にも活用できるように連携して取り組んだ。

盆地基盤面深度程度までを目標探査対象範囲とした微動アレイ観測を、森本・富樫断層帯の地震で強震動に見舞われる可能性のある石川県９地点、富山県２地点で実施し、深部地盤構造モデル高度化のための S 波速度構造に関する物理探査情報を充実させた。また、単点微動観測も多数の地点で実施し、各地点の地盤震動特性に関する情報をもっている H/V スペクトル比データを得た。これらの調査結果や、サブテーマ１．１の反射法地震探査、サブテーマ１．２の重力探査結果などを参照したほか、石川県や富山県を対象に実施された既往文献等による微動アレイ探査、単点微動観測、反射法地震探査結果も収集した。これらのデータを統合して解析し、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを新たに作成した。作成した浅部・深部統合地盤構造モデルは、現行の J-SHIS V4 モデルに比べて、観測波形や観測サイト増幅特性の再現性が大きく改善されたことを確認した。今後も、地震動の伝播特性や増幅特性に大きく影響する堆積平野の S 波速度構造に関する探査情報のさらなる充実が、地盤構造モデルの信頼性向上に不可欠である。

本断層帯が活動した場合に強い揺れを受ける地域において、地盤材料の動的変形特性試験の既存資料を収集し、断層近傍で表層地盤が軟弱と考えられ、情報がない２地点において浅部ボーリング調査と動的変形試験を実施した。得られた動的変形特性は、標準的な特性に似ていることを確認することができた。強震時の地盤の非線形応答や液状化は大きな地震災害を引き起こす可能性があるため、原位置での動的変形特性を知ることは重要であり、試験を実施するとともに，既存情報の収集を進める必要がある。

プロジェクト全体から調査結果や知見を持ち寄って議論を重ね、森本・富樫断層帯の震源断層モデルを提案し、破壊様式やアスペリティ配置、地震規模などの異なる５ケースの検討用地震シナリオを策定した。本調査観測で作成した浅部・深部統合地盤構造モデルを用い、これら５ケースの予測地震動を試算した。地表での地震動波形の計算では、金沢市内で取得した動的変形特性曲線を用いた等価線形解析を行うことで、対象地域の土質特性を浅部での

地盤応答特性の評価に取り入れた。これにより、ケース間の地震動分布のバラツキをみたほか、浅部地盤応答の計算方法の違いによる地表の地震動分布の違いを検討し、対象地域の地震ハザード評価のための基礎的資料を得た。地震規模の小さなケース（ケース４～５）であっても、特に１秒以下の短周期帯域では、ケースや地点によっては、森本・富樫断層帯全体が破壊するケース（ケース１～３）に匹敵する地震動強さや応答スペクトルが得られる結果も見られた。森本・富樫断層帯全体が同時に破壊しないケース（ひとまわり小さな地震）であっても、当該断層帯周辺の確率論的地震ハザードを検討する上で重要といえる。

面的な強震動予測や地震ハザード評価で広く用いられている簡便法では、地表での*AVS*30が工学的基盤の S 波速度も小さい場合、増幅率は１よりも大きくなるため、地表での最大速度は工学的基盤のそれよりも必ず大きくなる。よって、地表の震度も工学的基盤での震度を上回る傾向にある。一方、等価線形解析では、河北潟や邑知潟のようにＳ波速度が極めて小さく、層厚の厚い浅部地盤に、大きな地震動が入力した場合、地盤内のひずみが大きくなることで、減衰定数が大きくなったり、剛性率が低下することで卓越周期が変化したりすることにより、地表での最大加速度、最大速度、震度が工学的基盤のそれらより小さくなることがある。このように、対象地域の地盤特性を反映した、より現実的な予測地震動を得るためには、本報告書で述べたように、詳細な深部・浅部統合地盤構造モデルを作成し、浅部地盤の各土質に対応する動的変形特性を適切に与えた上で、地表の時刻歴波形を得ることが重要である。そのためには、ボーリングデータの蓄積と分析に加え、各々の地域の土質特性を反映した動的変形特性試験結果の充実が必要不可欠といえる。

謝辞：本サブテーマでの各種の現地調査、データや資料収集の実施に関しては、石川県危機管理監室危機対策課はじめ県庁内の各部局、金沢市教育委員会、白山市教育委員会、金沢市立紫錦台中学校、金沢市立高岡中学校、金沢市立港中学校、金沢市立緑中学校、金沢市立額中学校、金沢市立内川小中学校、金沢市立森本中学校、白山市立光野中学校、白山市立笠間中学校、白山市立北辰中学校、石川県消防学校、金沢大学、金沢市、七尾市、小松市、輪島市、珠洲市、加賀市、羽咋市、かほく市、白山市、能美市、野々市市、能美郡川北町、河北郡津幡町、河北郡内灘町、羽咋郡志賀町、羽咋郡宝達志水町、鹿島郡中能登町、鳳珠郡穴水町、鳳珠郡能登町、石川県教員総合研修センター、珠洲市教育委員会、珠洲市立大谷小中学校、能登町教育委員会、公立宇出津総合病院、公益財団法人金沢市スポーツ事業団、公益社団法人七尾市体育協会、田鶴浜地区地域づくり協議会、中島地域づくり協議会、能登島地域づくり協議会、特定非営利活動法人宝達スポーツ文化コミッション、富山県危機管理局防災・危機管理課、富山市、高岡市、氷見市、砺波市、小矢部市、南砺市、射水市、富山市消防局、高岡市消防本部、射水市消防本部、砺波地域消防組合、高岡市教育委員会、氷見市教育委員会、小矢部市教育委員会、射水市立下村小学校、特定非営利活動法人新湊カモンスポーツクラブ、気象庁金沢地方気象台、気象庁富山地方気象台、宮島昌克金沢大学名誉教授、高原利幸金沢工業大学准教授、神野達夫九州大学教授、山中浩明東京科学大学教授、堀川晴央産業技術総合研究所主任研究員、中部地質株式会社、株式会社ホクコク地水、株式会社国土開発センター、株式会社北國銀行、国土交通省北陸地方整備局金沢河川国道事務所、一般財団法人 GRI 財団、応用地質株式会社、地域住民の皆様にお世話になった（順不同）。

(d) 引用文献

Aki, K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 35, 415-456, 1957.

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, 日本地震工学会論文集, 15(7), 194-204, 2015.

浅野公之・岩田知孝・関口春子, 不均質震源断層モデルのすべり角のばらつき, 地震第２輯, 76, 287-294, 2024.

浅野公之・岩田知孝・関口春子・杉山長志, 近江盆地南部における微動アレイ探査, 京都大学防災研究所年報, 64B, 9-20, 2021.

Asano, K., H. Sekiguchi, T. Iwata, M. Yoshimi, T. Hayashida, H. Saomoto, and H. Horikawa, Modelling of wave propagation and attenuation in the Osaka sedimentary basin, western Japan, during the 2013 Awaji Island earthquake, Geophys. J. Int., 204, 1678-1694, 2016.

Asano, K., K. Yoshida, K. Miyakoshi, M. Ohori, and T. Iwata, Microtremor Surveys in Large Sedimentary Basins on the Coast of the Sea of Japan, Proc. 17th World Conf. Earthq. Eng., paper no. 1f-0006, 2020.

Boore, D.M., Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seismol. Soc. Am., 73(6), 1865-1894, 1983.

Brune, J.N, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75, 4997-5009, 1970.

中央防災会議, 地盤構造に関する資料, 東南海、南海地震等に関する専門調査会（第 16 回）, 2003.

藤井昭二・佐竹 洋・高倉盛安・林 隆文・藤平彬文, 氷見有磯温泉について, 富山県地学・地理学研究論集, 9, 15-22, 1989.

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, 7, 241-246, 2005.

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, 6(1), 11-22, 2006.

Graves, G.W., Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1091-1106, 1996.

氷見市史編さん委員会, 氷見市史９, 資料編七 自然環境, 506 pp., 1999.

今津雅紀・福武毅芳, 砂礫材料の動的変形特性, 第 21 回土質工学研究発表会講演集, 509-512, 1986.

Ishiyama, T., H. Sato, N. Kato, S. Koshiya, S. Abe, K. Shiraishi, and M. Matsubara, Structures and active tectonics of compressionally reactivated back-arc failed rift across the Toyama trough in the Sea of Japan, revealed by multiscale seismic profiling. Tectonophysics, 710-711, 21-36, 2017.

入倉孝次郎・香川敬生・関口春子，経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良，日本地震学会 1997 年度秋季大会講演予稿集，B25，1997.
岩田知孝・入倉孝次郎，観測された地震波から，震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み，地震第２輯，39，579-593，1986.
地震調査研究推進本部地震調査委員会，「長周期地震動予測地図」2012年試作版，https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/12_choshuki/ ，2012.
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」），51 pp，2017.
香川敬生，ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張，日本地震工学会論文集，4(2)，21-32，2004.
笠原敬司，プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式，国立防災科学技術センター研究報告，35，33-137，1985.
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，56(5)，313-326，2003.
鹿野和彦・原山　智・山本博文・竹内　誠・宇都浩三・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久，20 万分の１地質図幅「金沢」，工業技術院地質調査所，1999.
紺野義夫，加賀平野，アーバンクボタ，31，48-55，1992.
建設省土木研究所，地盤の地震時応答特性の数値解析法 -SHAKE:DESRA-，土木研究所資料，1778，136 pp.，1982.
Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki, Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng., paper no. 1773, 2012.
Konno, K. and T. Ohmachi, Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, Bull. Seismol. Soc. Am., 88(1), 228-241, 1998.
凌　甦群・岡田　広，微動探査法における空間自己相関法の拡張，物理探査学会第 89 回学術講演会論文集，44-48，1993.
文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，平成 25 年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書，313 pp.，2014.
文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，平成 26 年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書，365 pp.，2015.
文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，平成 27 年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書，431 pp.，2016.
NASA JPL, NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 3 arc second, doi: 10.5067/MEaSUREs/SRTM.STRMGL3.003, 2023.
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，データ更新日 2022 年３月 11 日，https://gbank.gsj.jp/seamless/，2022.
大西良広・堀家正則，震源近傍での地震動予測のための拡張統計的グリーン関数法とそのハイブリッド法への適用に関するコメント，日本建築学会構造系論文集，69(586)，37-44，2004.

佐藤智美・川瀬　博・佐藤俊明，ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性，日本建築学会構造系論文集，461，19-28，1994.

Schnabel, P.B., J. Lysmer, and H.B. Seed, SHAKE: A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. EERC72-12, University of California, Berkley, 1972.

先名重樹・藤原広行・前田宜浩・森川信之・岩城麻子・河合伸一・谷田貝淳・佐藤　将・鈴木晴彦・稲垣賢亮・松山尚典，強震動評価のための浅部・深部統合地盤構造モデルの構築，防災科学技術研究所研究資料，No.498，259 pp.，2023.

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，64(523)，63-70，1999.

Somei, K., K. Asano, T. Iwata, and K. Miyakoshi, Estimation of site amplification factors for strong motion stations in the Hokuriku district, Japan, Proc. 5th IASPEI/IAEE Inter. Symp. on Effects of Surface Geology on Seismic Motion, paper no. P105B, 2016.

吉田　望，DYNEQ A computer program for DYNamic response analysis of level ground by EQuivalent linear method, 2008.

３．４　地域連携・地域の内在地震ハザード情報共有

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　地域連携・地域の内在地震ハザード情報共有

(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	浅野　公之
国立大学法人京都大学大学院工学研究科	教授	大西　正光
国立大学法人東京大学地震研究所	准教授	石山　達也
国立大学法人金沢大学理工研究域	教授	平松　良浩
国立研究開発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	吉見　雅行
国立研究開発法人防災科学技術研究所巨大地変災害研究領域地震津波複合災害研究部門評価研究部門	主任専門研究員	先名　重樹
国立大学法人京都大学防災研究所	名誉教授	岩田　知孝
国立大学法人京都大学防災研究所	オフィスアシスタント	宮本　英
国立大学法人京都大学防災研究所	オフィスアシスタント	岩村　虹希

(c) 業務の目的

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる地域となる石川県、富山県、福井県等の自治体及びインフラストラクチャ事業者等の関連部局に呼びかけ、地域勉強会を実施する。そこでは、低頻度だが大災害につながる可能性のある多様な直下地震ハザードと社会基盤の持続性の観点から、森本・富樫断層帯における重点的な調査観測（以下「本調査観測」という。）で実施された新たな調査結果等も含めた情報共有と意見交換を行う。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

1) 令和４年度：

本調査観測１年目にあたる令和４年度は、本調査観測の調査目的と、地域に内在する地震ハザードについての情報共有のため、森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる地域と考えられる石川県、富山県、福井県等の自治体及びインフラストラクチャ事業者等の関連部局に呼びかけ、地域勉強会を令和４年８月５日（金）に金沢市で実施した。

2) 令和５年度：

令和４年度に引き続き、地域勉強会を令和５年８月 25 日（金）に金沢市で実施した。当該地域の地震ハザードの共有に加え、本調査観測の令和４年度の成果と令和５年度の進捗状況報告により情報共有を行うとともに、意見交換を行なった。

3) 令和６年度：

令和５年度に引き続き、地域勉強会を実施した。令和６年１月１日に発生した能登半島地震（M_J7.6）を受け、関係自治体とも日程調整を行った上で、令和６年 11 月 22 日に実施した。本調査観測の進捗状況報告に加え、令和６年能登半島地震により広域で発生した液状化被害についての調査結果を報告して情報共有した。

(2) 令和６年度の成果

(a) 業務の要約

森本・富樫断層帯における重点的な調査観測によって得られた知見を、当該断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる地域と考えられる石川県、富山県、福井県の自治体及びこの地域のインフラストラクチャ事業者等の関連部局等と共有を図り、地震ハザード対策の必要性に関する理解を深めてもらうことを目的として地域勉強会を企画・実施した。これまで同様、自治体及び事業者等が防災・減災のための具体的方策を検討するための情報を提供する上で、研究者と実務担当者の間で効果的に意思疎通が可能となるような関係づくりのため、お互いが顔の見える関係を築く場としての意義も意識して実施した。関係者を含め 48 名の出席により地域勉強会が行われた。本調査観測の進捗状況、令和６年能登半島地震の液状化被害についての話題提供、話題提供に関する質疑応答を研究者グループと行う意見交換を行った。参加者には内容についてアンケートをとった。提供した話題については、一定の評価を得たが、内容が「やや難しい」との回答が少なくなかった。令和６年能登半島地震の影響もあり、地震災害についてより関心があり、多くの質問やコメントが寄せられた。

(b) 業務の成果

1) 地域勉強会の開催目的及び準備

重点的な調査観測によって得られた知見は、地震調査研究推進本部の長期評価や強震動評価の高度化に活かされるだけではなく、防災・減災の方策を考えるための基本情報として重要である。本調査観測で対象としている森本・富樫断層帯が活動した場合、震源域にあたる石川県中部や富山県西部を中心として、震度６弱以上の強い揺れに見舞われ、大きな地震被害が発生すると考えられている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013)。森本・富樫断層帯を含むこの地域の地震ハザードについて、本調査観測実施の機会を使って、石川県、富山県、福井県等の自治体関係者及びこの地域のインフラストラクチャ事業者等の関連部局の担当者と情報共有を行い、地域に内在する地震ハザードの理解を進めるため､地域勉強会をリスクコミュニケーションの場として位置づけて実施した｡その上で、対象地域における自治体やインフラストラクチャ事業者等が地震災害リスクの存在を認知し、戦略的に対策を講じるよう促すことを企図した。

地震リスクは、稀にしか起きないが、ひとたび起きると大災害につながる事象を対象としていることから、評価結果の統計的検証ができない。そのため、過去の活断層の活動履歴調査や地球物理学的手法に基づく地盤・地殻構造調査、解析を通じて得られる多面的な情報を集約して総合的に判断する必要がある。また、地震リスクを対象とする意志決定で

は、合理的意思決定理論が前提とするような確率情報とそれを結びつける客観的モデルは先験的には存在しない。したがって、自治体や事業者等が観測調査から得られた情報、知見を活かし、地震リスク対策にかかる意思決定に結びつけるためには、情報の送り手と受け手が情報を表現するための文脈や意味を共有しながら理解する必要があると考えた。この情報共有においては、情報の送り手であるリスクの専門家と情報の受け手である自治体や事業者の間での信頼関係の構築が重要なことは言うまでもない。

今年度の地域勉強会を実施するにあたっては、令和６年１月１日に発生した令和６年能登半島地震（以下、能登半島地震）による大規模地震災害を目の当たりにした現実、という点を考慮した。令和２年末頃より能登半島北東部において活発化していた地震活動では、令和４年６月 19 日に M5.4、令和５年５月５日に M6.5 の地震が発生し、珠洲市ではそれぞれ最大震度６弱、６強の揺れを観測して建物倒壊を含む地震被害が生じた。令和６年１月１日の地震では、奥能登地域では最大震度７を記録するなど、広域に強震動に見舞われたことにより、多くの建物被害、地盤・斜面災害が生じた。金沢平野周辺においても最大震度５強を観測する揺れとなり、特に、内灘町を中心として大規模な液状化、地盤の側方流動被害が発生するなど、多くの家屋等が被災した。本調査観測で対象としている森本・富樫断層帯が活動した場合には、石川県の人口密集地である金沢市を中心として強い揺れに見舞われることとなり、能登半島地震での金沢市の揺れとは比べるべきものではないと考えられるが、強震を受け、また地盤の悪いところでは地盤災害が生じるといった事実を踏まえた情報共有は、本調査観測で予測される将来の地震像のそれとは別次元の重要な課題と考え、能登半島地震による災害、特にクローズアップされた地盤の液状化災害の情報共有も行うこととした。

今年度は本調査観測の最終年度である３年目にあたり、前回（令和５年８月 25 日）以降の２年目（令和５年度）の調査成果や３年目前半の取り組みについての情報共有を行うため、日程調整を進める必要があったが、本業務で実施している地域勉強会の対象者である、石川県をはじめとする地方自治体の危機管理担当の方など関係者は上述の能登半島地震によるご多忙であることを推察し、切り出し辛い状態であった。これまでの２年間に地域勉強会を実施していた８月頃に石川県の危機対策課担当者に連絡し、実施日程の可能性について打診したところ、先のことはなかなか見通せないが，11 月下旬頃はどうか，という提案をうけ、調整ののち、例年より遅い 11 月 22 日（金）に金沢市において対面で実施した。これまで通り石川県危機管理監室危機対策課を通して石川県関係部署、県下全市町、富山県、富山市以西の市町、福井県の危機管理関係者等、各県の地方気象台、インフラストラクチャ事業者等へ連絡を行った。これまで自治体では危機管理関係部局に呼びかけをしていたが、現実の能登半島地震による地震災害や地盤災害とその成因等についての話題提供を入れ、自治体の他部局（消防や都市計画担当など）にも呼びかけをしていただいた。また、実施１週間前に県政記者クラブに外部機関の資料（開催案内）として投げ入れ、報道機関にも情報共有した。

2）令和６年度地域勉強会の開催状況

令和６年度地域勉強会の出席者は気象台等の国の関係機関３名、地方自治体関係者 22 名、インフラストラクチャ等関係者７名、報道関係者４名の研究グループメンバー及び文部科

学省からの出席者 12 名の、計 48 名であった。地方自治体関係者の中には、今回お声がけした危機管理担当ではない部局や消防機関等からの出席が目立った。これは能登半島地震を踏まえての情報収集ではないかと推察された。

当日配付資料とプログラムを図１に示す。本調査観測の地域勉強会までの調査結果と今後の調査計画等を各サブテーマから報告したのち、能登半島地震による液状化被害について精力的に調査を行っていた、研究グループのメンバーでもある先名重樹防災科学技術研究所主任専門研究員より、液状化被害分布と特徴について情報提供を行った。休憩時間をとり、調査結果や地震ハザードに関する質問を「質問票」に記入してもらい、後半の時間では、質問票をもとに意見交換を進める方式をとった。加えて勉強会終了後には出席者にその場でのアンケートを実施した。図２に「質問票」とアンケート用紙を掲載し、当日の様子を写真１に示した。なお、配付資料は地域勉強会を案内した機関のうち当日欠席された機関には後日郵送した。

「質問票」は、口頭での質問を呼びかけてもなかなか手が上がらないことを踏まえて、前回から導入した方法で、記載時間をとる必要がある一方、勉強会の最初に「質問票」の使い方を説明しておくことにより、各提供話題に対して複数の質問を得ることもでき、質疑応答の時間を充実させることができた。

地域勉強会の様子を写真１に示す。例年同様、報道機関による勉強会後の取材もあり、新聞報道などがなされた。

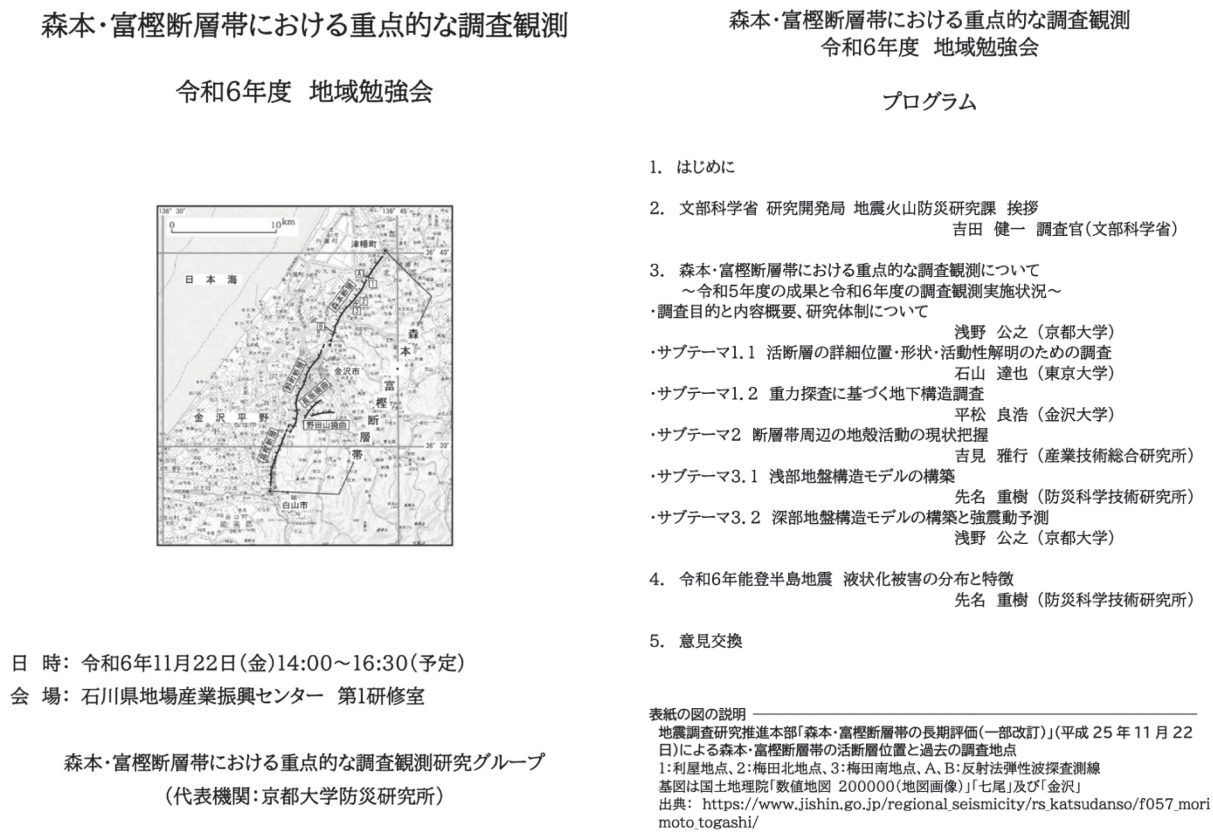
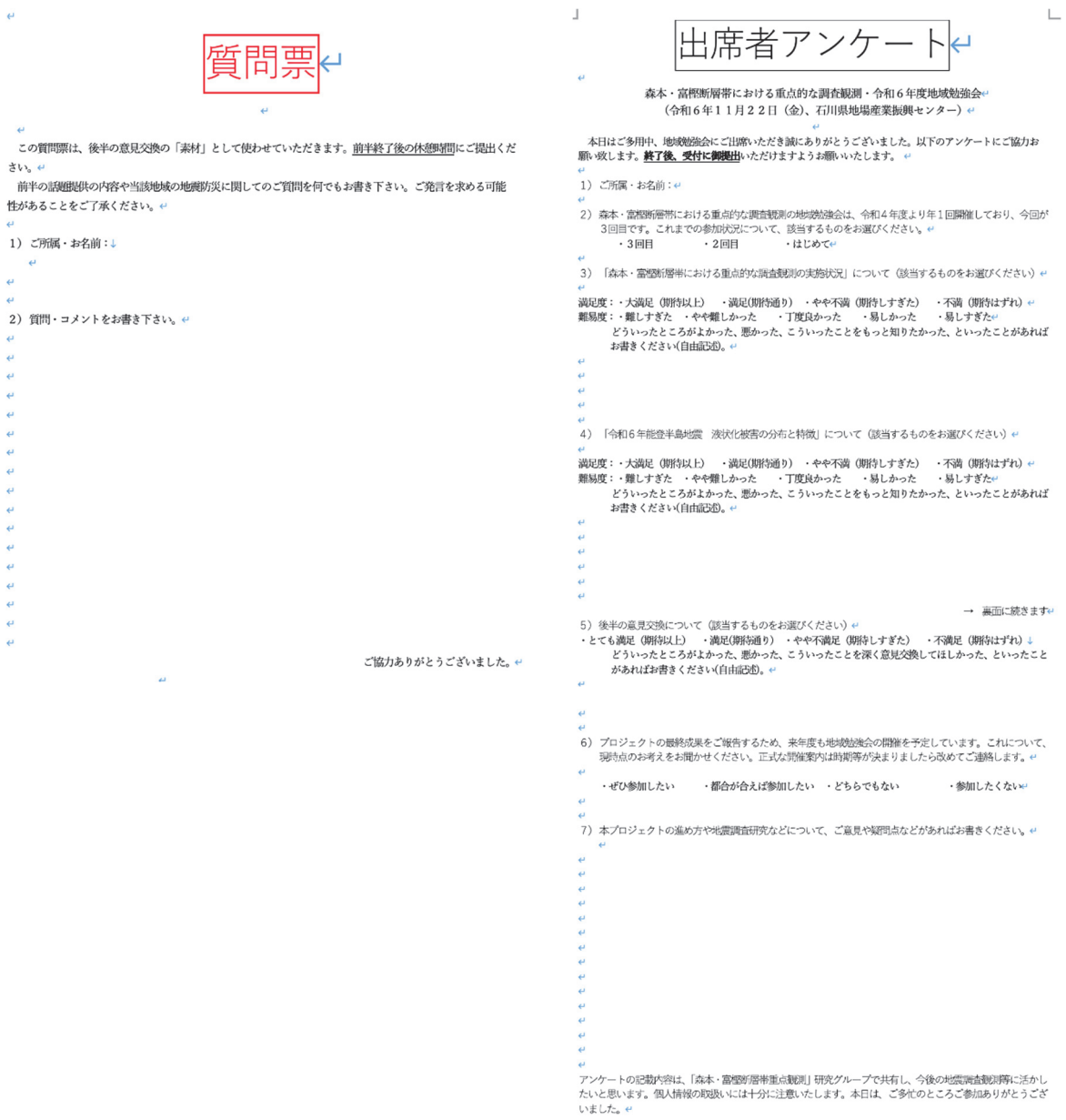


図１　令和６年度地域勉強会資料の表紙（左）とプログラム（右）



質問票

この質問票は、後半の意見交換の「素材」として使わせていただきます。前半終了後の休憩時間にご提出ください。

前半の話題提供の内容や当該地域の地震防災に関してのご質問を何でもお書き下さい。ご発言を求める可能性があることをご了承ください。

1）ご所属・お名前：

2）質問・コメントをお書き下さい。

ご協力ありがとうございました。

出席者アンケート

森本・富樫断層帯における重点的な調査観測・令和６年度地域勉強会
（令和６年１１月２２日（金）、石川県地場産業振興センター）

本日はご多用中、地域勉強会にご出席いただき誠にありがとうございました。以下のアンケートにご協力お願い致します。**終了後、受付に御提出**いただけますようお願いいたします。

1）ご所属・お名前：

2）森本・富樫断層帯における重点的な調査観測の地域勉強会は、令和４年度より年１回開催しており、今回が３回目です。これまでの参加状況について、該当するものをお選びください。
・３回目　・２回目　・はじめて

3）「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測の実施状況」について（該当するものをお選びください）

満足度：・大満足（期待以上）　・満足(期待通り）　・やや不満（期待しすぎた）　・不満（期待はずれ）
難易度：・難しすぎた　・やや難しかった　・丁度良かった　・易しかった　・易しすぎた
どういったところがよかった、悪かった、こういったことをもっと知りたかった、といったことがあればお書きください(自由記述)。

4）「令和６年能登半島地震　液状化被害の分布と特徴」について（該当するものをお選びください）

満足度：・大満足（期待以上）　・満足(期待通り）　・やや不満（期待しすぎた）　・不満（期待はずれ）
難易度：・難しすぎた　・やや難しかった　・丁度良かった　・易しかった　・易しすぎた
どういったところがよかった、悪かった、こういったことをもっと知りたかった、といったことがあればお書きください(自由記述)。

→ 裏面に続きます

5）後半の意見交換について（該当するものをお選びください）
・とても満足（期待以上）　・満足(期待通り）　・やや不満足（期待しすぎた）　・不満足（期待はずれ）
どういったところがよかった、悪かった、こういったことを深く意見交換してほしかった、といったことがあればお書きください(自由記述)。

6）プロジェクトの最終成果をご報告するため、来年度も地域勉強会の開催を予定しています。これについて、現時点のお考えをお聞かせください。正式な開催案内は時期等が決まりましたら改めてご連絡します。

・ぜひ参加したい　・都合が合えば参加したい　・どちらでもない　・参加したくない

7）本プロジェクトの進め方や地震調査研究などについて、ご意見や疑問点などがあればお書きください。

アンケートの記載内容は、「森本・富樫断層帯重点観測」研究グループで共有し、今後の地震調査観測等に活かしたいと思います。個人情報の取扱いには十分に注意いたします。本日は、ご多忙のところご参加ありがとうございました。

図２　令和６年度地域勉強会資料の質問票（左）と事後アンケート（右）

写真１　地域勉強会の様子

3）事後アンケート結果

事後アンケートについて、前半の調査観測状況説明についての満足度と難易度を図３に示す。図には同じアンケート項目で実施した令和５年度のそれと比較する。両年度とも満足度は高い一方、説明の難易度は「難しすぎた」「やや難しかった」が目立つ。その中で「大満足」＋「満足」は令和６年度の方が高く、難易度も、「丁度良かった」が令和６年度で増えている。一方で「難しすぎた」も増えている。これらのことは、令和５年度の結果を踏まえた話題提供者の工夫や、令和６年度は５年度よりも参加者の関係分野が広がっていることに起因する可能性がある。地震防災に関する本調査観測のような成果を一般に理解してもらうために、より工夫した説明も考える必要がある一方、地震研究のアウトリーチ活動においては参加者側の基礎知識にバラツキが大きいこともよくあるため、適切な説明を心がけていく必要がある。調査観測に関する意見・コメントを表１にまとめた。

能登半島地震による液状化被害分布と実態に関する話題提供のアンケート結果とコメントをそれぞれ図４と表２に示す。震源域の石川県能登地方のみならず、福井県、石川県、富山県、新潟県といった場所によっては 100 ㎞以上離れた地域においても噴砂などの液状化痕が観測されたことや、その原因について報告され、実態を学ぶことができたという評価を多くいただいた。コメントでも理解に役立ったということに加えて、研究を積み重ねて被害予測マップの高度化につなげてほしいといった意見も見られた。

質疑応答については、前述のように話題提供後に「質問票」を配布し、これらに書かれた質問、コメントに関して限られた時間ではあったが、質問を読み上げ、対応する発表者

が答える形をとった。表３に質問票の記載内容を紹介する。本調査観測に関係する活断層、震源断層モデル、地盤構造モデルに関する内容、液状化に関する内容、調査研究の成果公表などに関する内容、と、多岐に亘っての質問をいただくことができた。これも、参加者の幅が広がったことによるのかもしれない。これらの中からそれぞれの内容に対してピックアップした上で、意見交換の場で回答を行い、場合によっては質問者からの発言も受けて、さらなる意見交換を実施した。

意見交換・質疑についての満足度を図５に示す。概ね好評であったと考える一方、難しすぎる、あるいは、期待と違っていた、という意見もあった。より満足度がある、できるだけ理解してもらえるような方策を継続的に考えて行く必要がある。主催側の予想を超える件数の質問があったことから、一つ一つの内容に十分な時間をとることができず、説明や双方向の意見交換が駆け足になった部分もあった。参加者の負担にならない範囲で、会の時間設定やプログラム構成を適切に検討する必要がある。

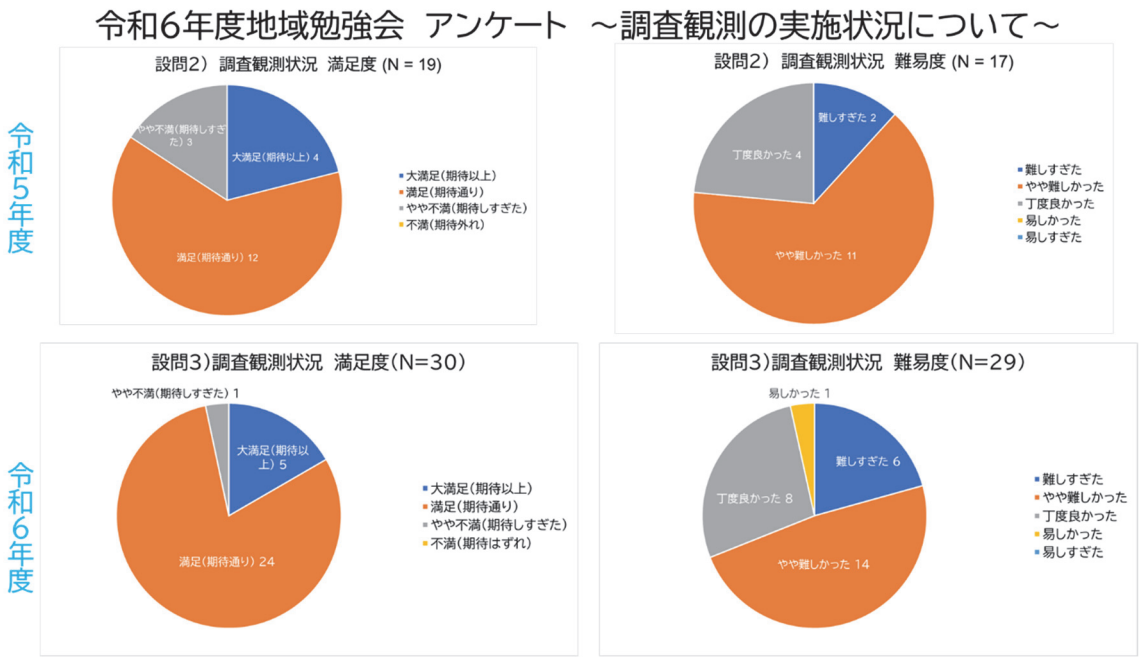


図３　調査観測の話題提供に関する出席者アンケートの満足度、難易度。令和５年度と６年度との比較。

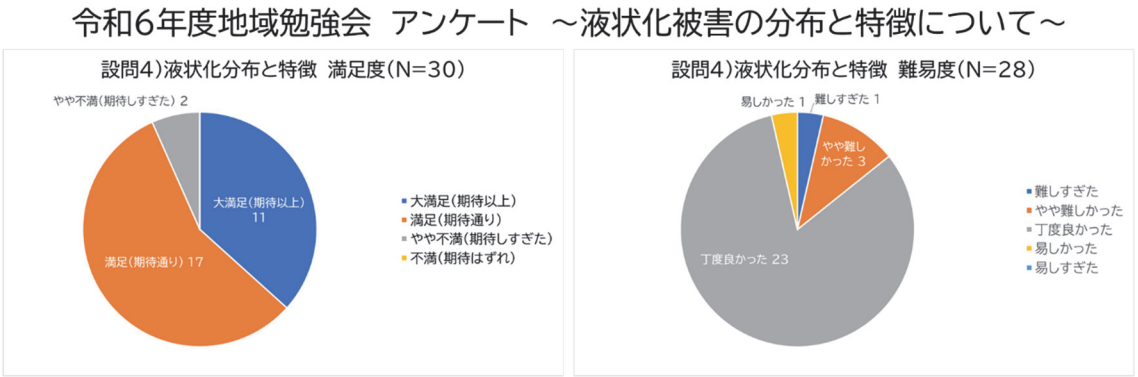


図４　「令和６年能登半島地震による液状化被害分布と特徴」についての満足度

表１　調査観測に関するコメント

気象庁	専門的な図が多くて、説明の速度に少しついていけなかった。
気象庁	地下の断層帯の調査方法について詳細に知れてよかった。
市町	被害想定等､今後具体的な対策に向けての成果につながることが期待できる。
市町	興味深い内容で来年の結果をぜひ聞きたい。
県埋蔵文化財センター	過去の断層の動きに興味があったので、そういう点については業務上参考になりそうでありがたかったです。（これまでのことを知ることで（データを蓄積することで）、これからの危険を予想することが可能かも、ということがわかり，その点も自分たちの仕事が少しは役立つのかもと意義を感じられた）。
消防	基本的な説明に重点が置かれている感がしました。行政で担当する参加者も多いので少し踏み込んだ見解を期待する人もいるので、専門家としての考えも御願いします。
不明	震源メカニズム解はむずかしいですね。

表２　「令和６年能登半島地震による液状化被害分布と特徴」についての質問・コメント

国交省	液状化が起こりやすい箇所、条件等についての説明が非常に分かりやすく、防災面で役立つ情報でした。
気象庁	地盤のゆるい所で液状化が発生しやすいという特徴は知っていましたが、能登半島地震では砂丘の後背低地部の多くの場所で発生したということが知れてよかった。
市町	実際の現場に立ち会ってみて説明と合致することばかりで納得できた。
市町	液状化危険度と実際に液状化した箇所の関係について今後の研究結果を聞きたい。
県埋蔵文化財センター	液状化が起こりやすい条件がわかりやすく説明されていて勉強になりました。
消防	もう少し踏み込んで欲しいと感じました。完全な一般の方が参加しているのではないので。しかし、興味深い結果も多く、行政、住民ともに影響もある内容ですが、以後の全国的な対策として公開が期待されます。
不明	震度５弱とゆれの長さという事でしたが、周期（ゆれの）は関係あるでしょうか？

表３　「質問票」記載内容

活断層評価や震源断層モデルに関するご質問	
気象庁	サブテーマ 1.1 で断層の位置が現行よりも海側である可能性を示唆されていたように思いますが、どの資料のどの部分が最もそれを表していますか？
石川県	森本・富樫断層は、県民の関心が高く，住民や事業者（不動産事業者など）から、断層帯の詳細な位置が分かる地図はないか？との問い合わせがよくある。その際には、今回の冊子の表紙に掲載されている地震本部の地図を案内しているが、金沢大学が金沢城跡にあるなど、古い地図であり、また、少し広域な地図であるため、もっと新しく、もっと詳細なものはないかとの声もある。現状、県民にどの位置図を案内すれば良いか。
石川県	問い合わせに対しては、「断層面は地下にも潜り込んでおり、地上に現れた断層線がたとえ直下になくても、強い揺れが想定されるため、注意が必要」と説明しているが、間違ってないか？
石川県	サブテーマ 1.1 の活断層の地表詳細位置マップの公表はいつ頃か？公表後には県民に案内してもいいか？
金沢市	地域住民から、活断層図の地表トレース上に自宅が建っているが、大丈夫かと聞かれる。どのように説明すればいいか。
石川県	森本・富樫断層帯の中に、森本断層、野町断層、富樫断層などがあることは分かったが、発生確率（30 年間）が高いのはどこか？
産総研	金沢近くで地表の断層位置が変わりそうとのことでしたが、断層位置が変わると地震被害予測はどの程度変わるのでしょうか。
石川県	現在までで推測されるアスペリティはあるのか？又、想定される震源の深さ（15km より浅い）などはあるか。
報道機関	プロジェクトで構築した震源断層モデルはどういった形で報告、公表されるのか。いつごろ予定しているか。
液状化に関するご質問	
文部科学省	液状化については、現状の地震調査委員会のフォーカスから外れている（？）ので勉強になりました。
文部科学省	ちなみに、液状化は「起こる」か「起こらない」かのゼロイチで「程度」の概念はないのでしょうか？
産総研	液状化について、とても分かりやすかった。
金沢市	地下水位低下？法による沈下の５cm 以上はダメな理由→基準はあるか？
金沢市	液状化危険度４で液状化していない理由は？（想定でも）
地盤構造調査や地盤モデルに関するご質問	
石川県	断層付近は、水平成層地盤ではないが、それでも微動アレイ（小アレイ）観測の正確なデータを得ることができるのか？
石川県	森本・富樫での観測地震波の特徴は？長周期成分などは記録されていないのか？１Hz 帯の卓越などは記録されていないのか？
石川県	表層地盤モデルで、地盤の平均的な減衰率は何％くらいか。

調査研究や成果の公表・普及に関するご質問・ご意見	
文部科学省	情報がたくさんあるので、たとえば２ページ概要にある「現状把握」に対してどのような新しい知見が得られたのか、端的なご説明があると理解の助けになるかと思いました。（新しい断層が見つかった、断層の長さ、幅、活動履歴の理解がこう変わった、断層モデル、地下構造がこう変わった、etc）その意味で、浅部地盤の既往モデルとの比較のご説明は分かりやすく感じました。
気象庁	冊子５ページ目について、森本・富樫断層帯周辺の非常に小さい地震（M1 未満）も含めて解析するために、臨時で地震観測点を設置し、地震の観測数が増えましたが、9ページ目の応力場の決定例ではどのくらいまで小さな Mw の震源メカニズム解を推定することができたのでしょうか。
報道機関	重力測定点、既往データ（過去のデータ）はいつ調査されたものでしょうか。
国土交通省	要望になりますが、研究成果を地域に普及還元する観点で考えると、我々行政（防災）担当者としては、森本・富樫断層帯による地震が発生した場合、「どのような被災が想定されるか？」が分かれば、防災対応（計画）に活かせると思います。
国土交通省	なお，細かい被災想定は難しいかと思われますので、「既往地震」に対して、同じ被災が生じるのか、異なるのか、特性だけでも分かれば参考になると思います。（既往地震と同じ特性であれば，これまでの経験が活かせる）
石川県	白山の火山活動による断層への影響はないのか。
科捜研	電子基準点の変位データと森本・富樫断層の関係について知見があれば、教えてください。

(c) 結論

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる地域と考えられる石川県、富山県、福井県等における自治体及びこの地域のインフラストラクチャ事業者等の関連部局等と共有を図り、地震ハザード対策の必要性に関する理解を深めることを目的として、昨年度に引き続き地域勉強会を行った。今年度は本調査観測の３年度目にあたるが、令和６年１月１日の能登半島地震の後ということを考慮し、11 月 22 日（金）に金沢市において対面で実施した。その時点までの調査結果を中心とした成果報告、および能登半島地震で広域に生じた液状化被害分布と特徴についての話題提供を行い、内容に関する質疑、意見交換の時間をもつとともに事後にアンケートをとった。上述したように多くの質問、コメントをいただき、能登半島地震被害と遭遇して今後の地震防災をより具体的に考えるきっかけになればと考えている。

(d) 引用文献

地震調査研究推進本部地震調査委員会，森本・富樫断層帯の評価， https://www.jishin.go.jp/regional_seismicity/rs_katsudanso/f057_morimoto_togashi/, 2013.

(3) 令和４～６年度の成果

(a) 業務の要約

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる地域となる石川県、富山県、福井県等の自治体及びインフラストラクチャ事業者等の関連部局に呼びかけ、毎年度地域勉強会を実施した。そこでは、低頻度だが大災害につながる可能性のある多様な直下地震ハザードと社会基盤の持続性の観点から、本調査観測で実施された新たな調査結果や、地震防災に関係する重要な事象に関する情報共有と意見交換を行った。

(b) 業務の成果

３年間の地域勉強会の実施状況を記す。

令和４年度は、本調査観測の開始に合わせて、本調査観測の調査目的と、地域に内在する地震ハザードについての情報共有のため、森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる地域と考えられる石川県、富山県、福井県等の自治体及びインフラストラクチャ事業者等の関連部局に呼びかけ、地域勉強会を令和４年８月５日（金）に金沢市で実施した。石川県北部の奥能登北東部の珠洲市付近では、令和２年末より地震活動が活発となり、有感地震が頻発していたこともあり、地震ハザードの情報共有として能登半島北東部での地震活動に関する情報提供を行った。前日からの大雨により石川県、福井県等で河川氾濫に伴う浸水災害が多数発生したことにより、県等の危機管理関係の方の出席が叶わないこととなり、参加者は 20 名に留まった。

令和５年度は令和５年８月 25 日（金）に金沢市で実施した。当該地域の地震ハザードの共有に加え、本調査観測の令和４年度の成果と令和５年度の進捗状況報告により情報共有を行うとともに、意見交換を行なった。意見交換では議論を進めるため、「質問票」を配布し、参加者に話題提供内容に関して質問やコメントを記載してもらい、それらを取り上げて議論を進める方式とした。参加者は 34 名であった。

令和６年度は、令和６年１月１日に発生した令和６年能登半島地震（M_J7.6）で関係行政機関や事業者等が震災対応で多忙と考えられる状況も踏まえ、関係自治体とも日程調整を行った上で、令和６年 11 月 22 日に実施した。能登半島地震の発生により、対象としている地域でも液状化による地盤災害など被害を受けたことから、これまで自治体では危機管理担当者のみへ案内をしていたが、土木や消防など自治体内の他部局へも開催連絡を行うとともに、本調査観測の進捗状況報告に加え、能登半島地震により広域で発生した液状化被害についての調査結果を報告して情報共有した。前年度同様の「質問票」により質疑を取り、意見交換を行った。参加者は 36 名であった。

なお、地域勉強会には毎回主宰側の研究者グループから 10 名程度の出席があった。また、資料は発表スライドを印刷したものを共有するとともに、欠席された各自治体危機管理担当者には、後日、冊子資料を送付して情報共有が進むようにした。報道関係者からの取材も毎回あり、テレビや新聞等で地域勉強会の概要や本調査観測で得られた成果を広めていただいた。図５に３回の地域勉強会の参加者数と内訳を示す。参加者には、地域勉強会の事後アンケートに協力をお願いし、内容説明の難易度、勉強会の事後の期待度といったことを尋ねて次年度以降の充実に努めた。また、意見交換での議論につなげるように、

令和５年度から「質問票」を意見交換の前に記入してもらい、活発な質疑・議論に繋げることを試した。アンケート結果は概ね良好であったと理解しているが、時間に限りもあることから、提出された全ての質問に対して十分な議論ができなかった面もある。

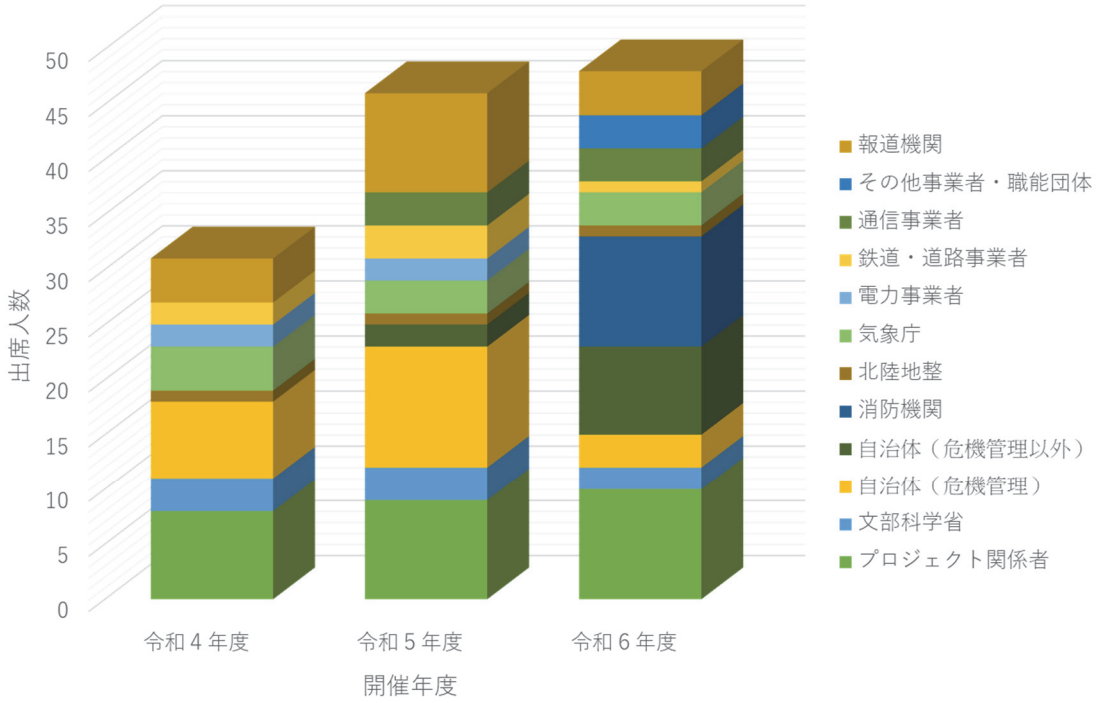


図５　３ヵ年の地域勉強会の参加者数とその属性

（c）結論ならびに今後の課題

本調査観測で対象としている森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる地域となる石川県、富山県、福井県等の自治体及びインフラストラクチャ事業者等の関連部局に呼びかけ、毎年度、地域勉強会を実施した。そこでは、低頻度だが大災害につながる可能性のある多様な直下地震ハザードと社会基盤の持続性の観点から、当事業で実施された新たな調査結果や、地震防災に関係する重要な事象に関する情報共有と意見交換を行った。当該地域では調査観測期間中に令和６年能登半島地震が発生し、金沢周辺でも最大震度５強の揺れに見舞われ、地盤の液状化による地盤災害などの被害が発生した。実際の被害を踏まえて、住民への地震防災の意識づけを進めるためにも、本調査観測の成果をまず自治体の地震防災や都市計画などの担当者と共有し、理解してもらうことで、社会の防災力を高めていくことに繋げる必要がある。この地域勉強会に参加された方々には、３年間の成果を改めて情報共有できる機会を持つことを考える必要がある。本調査観測の成果は地震本部の長期評価や強震動評価の高度化に反映されるものと考えているが、こういった国の評価を地方自治体の防災力向上に確実に反映させるために、より一層の努力が必要と考える。

４．全体成果概要

森本・富樫断層帯（以下「本断層帯」という。）における重点的な調査観測（以下「本調査観測」という。）では、森本・富樫断層帯の地震規模及び長期的な発生時期の予測精度の高度化、周辺断層帯との関係、断層帯周辺における地殻活動の現状把握の高度化、強震動の予測精度の高度化等の調査観測研究を令和４年６月から７年３月までの２年 10 ヶ月間の計画で実施した。

本調査観測では、１）活断層の詳細位置・形状・活動性及び周辺の地下構造解明のための調査として、１．１）活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査、と、１．２）重力探査に基づく地下構造調査、２）断層帯周辺の地殻活動の現状把握調査、３）浅部・深部統合地盤構造モデルの構築と強震動予測として、３．１）浅部地盤構造モデルの構築、３．２）深部地盤構造モデルの構築と強震動予測、の５つのサブテーマ研究グループを構築して、調査観測を進めるとともに、これらの活断層調査の実施に際して、関係自治体や事業者等と連携を図るとともに、調査観測成果を地域へ普及・還元する観点から、４）地域連携・地域の内在地震ハザード情報共有、のサブテーマを設定した。

以下、令和４～６年度に実施した本調査観測の成果概要を記す。

１．１）活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査では、森本・富樫断層帯の変動地形調査を行い、断層帯の位置やその分布を明らかにした。また、浅部・深部構造探査を森本・富樫断層帯を横断する複数の測線で行い、断層帯を構成する主要断層の浅部・深部形状を明らかにするとともに、近接する断層帯との構造的な関係を明らかにした。さらに、断層帯の活動性調査（群列ボーリング・トレンチ・浅層高分解能反射法地震探査）を森本・富樫断層帯北部及び南部で行い、北部ではこれまでの推定よりも大きな平均上下変位速度を、南部では完新世後期の断層活動の可能性を推定した。構造探査データおよび地震活動解析により推定した地震発生層厚さに基づき震源断層モデルを構築した。これらの調査で得られたデータを森本・富樫断層帯の長期評価のための特性表としてとりまとめた。

今後の課題としては、上記のほかに、森本・富樫断層帯の活動履歴に関する情報のさらなる拡充が望まれる。本調査観測では、これまでデータの無かった森本・富樫断層帯の南部における活動履歴のデータを提示したが、過去複数回の断層活動時期に関するデータは得られなかった。本断層帯は金沢市およびその近郊に位置することから、様々な社会・経済的条件等の制約の中で、トレンチ調査などを実施する適地を見出すことは一般に困難である。今回の事業期間内でも最適と考えられる調査箇所でトレンチ調査を実施することはできなかった。引き続き、より古地震調査に適した地点において古地震調査を実施し、活動履歴に関する情報を増やすことが重要である。また、本断層帯の北部についても、さらにボーリング調査地点を１～２点増やすことで、断層活動時期に関する解析を進めることができると期待される。上記の成果を踏まえた上での継続的な調査研究が、森本・富樫断層帯の長期予測と強震動予測の精度向上に必要であると考える。

１．２）重力探査に基づく地下構造調査では、森本・富樫断層帯周辺で重力測定を行い、1071 点の新規重力データを追加した。また、既存データの精査を行い、信頼性が低いと推測される重力データ 248 点について除去を行い、そのうち 82 点について同一地点にて再測定を行い、信頼性の高い重力データを得た。これらの重力データを加えた重力異常図及

びその勾配図を作成し、森本・富樫断層帯及び周辺の活断層に関する重力異常の特徴を抽出した。森本・富樫断層帯は全体として、重力異常図では断層構造の特徴が明瞭ではないが、堆積盆の構造を示す低重力異常域に断層帯が区画されていることが明らかとなった。また、森本・富樫断層帯の傾斜方向の重力異常の勾配からは森本断層及び野町断層については断層構造に起因する可能性のある重力異常が見られるものの、富樫断層では不明瞭であった。断層周辺での重力異常の特徴が不明瞭であることは、基盤における鉛直方向の断層変位が小さい可能性を示唆する。さらに重力勾配図の特徴から、森本・富樫断層帯の断層構造は邑知潟断層帯の断層構造と連続しないことが考えられる。

観測重力異常分布に基づき森本・富樫断層帯周辺地域において三次元重力インバージョン解析を行い、２層構造を仮定した場合の２層の境界深度分布の推定を行った。複数例の初期深度分布及び密度差に対して解析を行った結果、本調査観測で実施した反射法地震探査結果と概ね整合的であり、観測重力異常分布を説明する境界深度分布が得られた。

また、令和４年度実施の反射法地震探査測線である犀川－医王山測線及び令和５年度実施の内灘－南砺測線にて二次元タルワニ法解析を行った。内灘－南砺測線では、反射法地震探査結果に基づく二次元密度構造により測線沿いの観測重力異常値を概ね説明可能であり、反射法地震探査から推定された層構造は重力異常の観点から妥当であることを確認した。犀川－医王山測線では、観測重力異常値を説明するために最深部の層境界において反射法地震探査結果に基づく二次元密度構造の修正が必要であったが、堆積層の層構造は妥当であることが確認できた。これらの結果を参照し、反射法地震探査測線以外の森本・富樫断層帯を直交する５測線においても二次元タルワニ法解析を行い、森本断層及び野町断層は類似の密度構造が連続するが、富樫断層は異なる構造を示す可能性を持つことが分かった。さらなる精度向上のためには、基盤深度に達する大深度のボーリングデータでの実測値に基づく密度値の設定と拘束条件になり得る境界深度値が必要となる。

稠密かつ高精度な重力測定データを用いた重力異常図の作成は、活断層の断層構造を面的に推定する上で有効である。本調査観測では平野部では約 500 m の格子に重力測定点が１点含まれるように重力測定を実施したが、山間部では道路の制約等により均質な重力測定点分布を得ることが難しい。山間部での均質な重力測定データを得るためには、今後の高精度な空中重力測定方法の開発等が望まれる。

２）断層帯周辺の地殻活動の現状把握調査では、森本・富樫断層帯周辺に 11 点の３成分地震計からなる臨時高感度地震観測網（MTKV-net）を令和４年９月に構築し、さらに当断層帯の主に上盤側に 25 点の１成分地震計からなる臨時稠密地震観測網（MTMT-net）を令和５年７月に構築した。これら観測網で令和６年 12 月まで観測し、MTKV-net では約２年３ヶ月間、MTMT-net では約１年４ヶ月間の連続地震観測データを取得した。

MTKV-net と周辺の定常観測点のデータを用い、深層学習モデル等を用いた自動処理により、地震を検出し震源を決定した。これにより森本・富樫断層帯周辺で、同期間の気象庁一元化震源カタログの約３倍の数の地震を検出した。Ｐ波初動極性を検測し、Ｐ波とＳ波の振幅比も用いて 29 個の地震の震源メカニズムを決定した。断層のタイプは逆断層型と横ずれ断層型のいずれのものも見られた。さらに、応力テンソルインバージョンにより、応力場を推定したところ、森本・富樫断層帯の走向に直交する圧縮方位を持つ同断層帯を動かしやすい応力場が得られた。応力場推定に不可欠な震源メカニズムの決定には多点で

の地震データが必要であるため、臨時地震観測は極めて有用であり、当該断層帯の地殻活動に関する知見は増大した。しかし、森本・富樫断層帯周辺の地震活動は、令和６年能登半島地震以降にやや増加したものの依然として低調であるゆえに、稠密な臨時地震観測をもってしても震源メカニズムを決定できた地震数は 29 個にとどまり、応力場の空間分布の推定にまでは至らなかった。地震活動の低調な活断層帯は日本中に数多く存在する。このような活断層帯に対する応力場推定には、本事業で実施したような２年間強程度の観測では足りず、より稠密な地震観測を長期間実施する必要がある。

臨時地震観測網（MTKV-net、MTMT-net、サブテーマ３．２による臨時観測網）および既存の定常地震観測網の連続地震データを用いて表面波解析を実施した。地震波干渉法および SPAC 法を適用し、２観測点間を伝播する表面波の群速度および位相速度を推定した。推定した２観測点間の位相速度分散曲線をもとに、周波数ごとの位相速度マップを推定した。位相速度マップをもとにインバージョン解析を行い、３層構造としての森本・富樫断層帯周辺の広域三次元Ｓ波速度構造を推定した。その結果、金沢平野から砺波平野にかけては表層にＳ波速度が 0.7 km/s 程度の層が厚く分布し、２層目では金沢平野周辺では 1.6 km/s 程度の層が約 1.5 km の厚さで分布する構造が得られた。最下層の３層目のＳ波速度は、金沢平野および砺波平野を除く多くの範囲で地震基盤に相当する 3.0 km/s 以上の値が得られた。当該三次元Ｓ波速度構造の妥当性を検証するために、群速度と位相速度を指標として全国１次地下構造モデル（暫定版）と比較した。その結果、推定した広域三次元Ｓ波速度モデルは、全ての周波数帯において、群速度と位相速度の観測値をよく説明することが示された。なお、得られた３次元Ｓ波速度構造の検証にはボーリングデータや実体波の走時など他の情報を使用して行われることが望ましい。こうした情報が広域に得られることは稀であり、まだ課題が残されている。

本調査観測で推定した応力場情報とサブテーマ１により推定された森本・富樫断層帯の断層形状を用いて、slip tendency および断層活動様式を推定した。応力場の最適解に対しては、森本・富樫断層帯は力学的にすべりやすい断層であり、その運動センスは逆断層が卓越することが確認できた。また，応力場の不確実性を考慮した際にも、この特性は概ね変わらないことが確認できた。

３．１）浅部地盤構造モデルの構築では、森本・富樫断層帯における強震動評価を実施するために、震度５強以上が想定される、当該断層帯を中心とした石川県中南部・富山県西部を中心とした地域において、約 2,000 地点の小アレイ微動探査と解析を実施した。また、ボーリングデータ等の既往の地質情報を可能な限り収集・整理し、サブテーマ３．２と協働で浅部・深部統合地盤構造モデル構築を行った。本検討によって作成された浅部地盤構造モデルは、小アレイ探査の位相速度および H/V スペクトル比等の結果と調和的であり、既往の地盤モデルと比べ、より最適な浅部地盤構造モデルが構築できたものと考える。また、森本・富樫断層帯の近傍において、測線として稠密に展開した小アレイ微動探査によって得られるＳ波速度構造断面より、より詳細な断層位置や地質構造を推定することができた。

主として浅部地盤の影響の評価方法として、微地形区分などと AVS30、AVS30 と増幅率との経験的関係式より、微地形区分に基づく浅部地盤の地震動増幅率と、今回構築した浅部地盤Ｓ波速度構造に基づく地震動増幅率は、金沢市平野部北部の河北潟周辺等では後者が

より大きくなった一方、手取川下流部の扇状地においては、後者が小さくなった。現地での多数の微動探査やボーリング資料の活用により構築された浅部地盤構造モデルの有効性が示された。

サブテーマ３．２においては、強震観測点サイトにおける浅部・深部統合地盤構造モデルの地震基盤より上の理論増幅率と、観測から得られているサイト増幅特性の比較を行い、構築された浅部・深部統合地盤構造モデルのパフォーマンスチェックが行われた。

一方で、作成された 250 m メッシュ浅部地盤構造モデルには、微動観測結果の位相速度と比較して乖離が大きい（精度が十分でない）メッシュも存在する。そのような場所の多くは、メッシュ内で地盤構造が大きく変化するような地形の変化点（不整形地盤等）であることが分かった。今後において、そのような場所でモデルの精度を向上させるためには、より稠密な観測を行い、より詳細なメッシュサイズ（例えば 50 m メッシュ）での検討を行う必要がある。

３．２）深部地盤構造モデルの構築と強震動予測では、３．１）と同じく、森本・富樫断層帯の地震で強い揺れに見舞われることが想定される石川県や富山県西部を主な対象として、深部地盤構造モデル高度化のための観測や調査、資料収集等を実施した。また、これまでのサブテーマ３．２での調査や、他のサブテーマの調査結果を集約し、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルの作成を行った。本調査観測の研究チームで検討した森本・富樫断層帯の震源断層モデルと地震シナリオにもとづいて、強震動の試算を行った。

堆積平野が広がっている金沢市及び白山市の計 11 地点において、令和４年９月から７年３月まで、強震計を用いた臨時地震観測を実施した。臨時地震観測で新たに得られた地震波形記録に加えて、既存の各機関の震度計や強震計観測点で記録された対象地域の有感地震等の波形記録を取得し、観測された波形の特徴等を分析し、加賀平野内で震度が相対的に大きな地点や小さな地点を把握した。地震動特性の空間的な違いを定量的に把握するためには、実際に地震動を観測することが最も有用であることは言うまでもない。今後も、地方公共団体による震度計波形データなどのさらなる有効活用が期待される。なお、主として金沢平野の堆積層上に展開した臨時地震観測の連続波形記録はサブテーマ２にも提供し、サブテーマ２の実施課題にも活用できるように連携して取り組んだ。

盆地基盤面深度程度までを目標探査対象範囲とした微動アレイ観測を、森本・富樫断層帯の地震で強震動に見舞われる可能性が強い石川県９地点、富山県２地点で実施し、深部地盤構造モデル高度化のための S 波速度構造に関する物理探査情報を充実させることができた。また、単点微動観測も多数の地点で実施し、各地点の地盤震動特性に関する情報をもっている H/V スペクトル比データを得た。これらの調査結果や、サブテーマ１．１の反射法地震探査、サブテーマ１．２の重力探査結果なども参照したほか、石川県や富山県を対象に実施された既往文献等による微動アレイ探査、単点微動観測、反射法地震探査結果も収集した。これらの探査データを統合して解析し、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを作成した。本調査観測で作成した浅部・深部統合地盤構造モデルは、現行の J-SHIS V4 モデルに比べて、観測波形や観測サイト増幅特性の再現性が大きく改善されたことを確認した。今後も、地震動の伝播特性や増幅特性に大きく影響する堆積平野の S 波速度構造に関する探査情報のさらなる充実が、地盤構造モデルの信頼性向上と揺れの予測精度向上にはに不可欠である。

対象断層帯が活動した場合に強い揺れを受ける地域において、地盤材料の動的変形特性

試験の既存資料を収集し、断層近傍で表層地盤が軟弱と考えられ、情報がない２地点において浅部ボーリング調査と動的変形試験を実施した。得られた動的変形特性は、標準的な特性に似ていることを確認することができた。強震時の地盤の非線形応答や液状化は大きな地震災害を引き起こす可能性があるため、原位置での動的変形特性を知ることは重要であり、試験を実施するとともに，既存情報の収集を進める必要がある。

最終年度である令和６年度には、本調査観測のプロジェクト全体から調査結果や知見を持ち寄って議論を重ね、森本・富樫断層帯の震源断層モデルを提案し、破壊様式やアスペリティ配置、地震規模などの異なる５ケースの検討用地震シナリオを策定した。本調査観測で構築された浅部・深部統合地盤構造モデルを用い、これら５ケースの予測地震動を試算した。地表での地震動波形の計算では、金沢市内で取得した動的変形特性曲線を用いた等価線形解析を行うことで、対象地域の土質特性を浅部での地盤応答特性の評価に取り入れた。これにより、ケース間の地震動分布のバラツキをみたほか、浅部地盤応答の計算方法の違いによる地表の地震動分布の違いを検討し、対象地域の地震ハザード評価のための基礎的資料を得た。本断層帯の一部のみが破壊することを想定した、地震規模の小さなケース（ケース４～５）であっても、特に１秒以下の短周期帯域では、断層近傍の地点等では、森本・富樫断層帯全体が破壊するケース（ケース１～３）に匹敵する地震動強さや応答スペクトルが得られる場合も見られた。森本・富樫断層帯全体が同時に破壊しないケース（いわゆるひとまわり小さな地震）であっても、当該断層帯周辺の確率論的地震ハザードを検討する上で重要といえる。

面的な強震動予測や地震ハザード評価で広く用いられている簡便法では、地表でのAVS30が工学的基盤のＳ波速度よりも小さい場合、増幅率は必ず１よりも大きくなるため、地表での最大速度は工学的基盤のそれよりも必ず大きくなる。このため、地表の震度も工学的基盤での震度を上回る傾向にある。一方で、より現実的な等価線形解析を用いた場合には、河北潟や邑知潟のように、S 波速度が極めて小さく、層厚の厚い浅部地盤に、大きな地震動が入力した場合、地盤内のひずみが大きくなることで、減衰定数が大きくなったり、剛性率が低下することで卓越周期が変化したりすることにより、地表での最大加速度、最大速度、震度が工学的基盤のそれらより小さくなることがある。このように、対象地域の地盤特性を反映した、より現実的な予測地震動を得るためには、本報告書で述べたように、詳細な深部・浅部統合地盤構造モデルを作成し、浅部地盤の各土質に対応する動的変形特性を適切に与えた上で、地表の時刻歴波形を得ることが重要である。そのためには、ボーリングデータの蓄積と分析に加え、各々の地域の土質特性を反映した動的変形特性試験結果の充実が必要不可欠である。

４）地域連携・地域の内在地震ハザード情報共有では、本調査観測で対象としている森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる地域となる石川県、富山県、福井県等の自治体及びインフラストラクチャ事業者等の関連部局に呼びかけ、毎年度１回ずつ地域勉強会を実施した。そこでは、低頻度だが大災害につながる可能性のある多様な直下地震ハザードと社会基盤の持続性の観点から、当事業で実施された新たな調査結果や、地震防災に関係する重要な事象に関する情報共有と意見交換を行った。当該地域では調査観測期間中に令和６年能登半島地震が発生し、金沢周辺でも最大震度５強の揺れに見舞われ、地盤の液状化による地盤災害などの被害が発生した。実際の被害を踏まえて、住民への地

震防災の意識づけを進めるためにも、本調査観測の成果をまず自治体の地震防災や都市計画、ライフライン維持管理などの担当者と共有し、理解してもらうことで、社会の防災力を高めていくことに繋げる必要がある。これまでの地域勉強会に参加された方々には、3年間の成果を改めて情報共有する機会を準備することを考える必要がある。本調査観測の成果は地震本部の長期評価や強震動評価の高度化に反映されるものと考えているが、こういった国の評価を地方自治体の防災力向上に確実に反映させるために、より一層の努力が必要と考える。

５．成果の論文発表・口頭発表等

（１）活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
石山達也・佐藤比呂志・岩田知孝・平松良浩・加藤直子・斉藤秀雄・石毛宏和・阿部進	森本・富樫断層帯の深部構造探査	日本地球惑星科学連合大会2024（千葉県千葉市）	令和６年５月26日

(b) 特許出願，ソフトウエア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

（２）重力探査に基づく地下構造調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
澤田明宏・平松良浩	森本富樫断層帯周辺域の重力異常調査	日本地球惑星科学連合大会2023（千葉県千葉市）	令和５年５月22日
澤田明宏・平松良浩	森本富樫断層帯周辺域の重力異常調査	日本地震学会2024年秋季大会（新潟県新潟市）	令和６年10月21日

(b) 特許出願，ソフトウエア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

（３）断層帯周辺の地殻活動の現状把握調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウエア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

（４）浅部地盤構造モデルの構築

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウエア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

（５）深部地盤構造モデルの構築と強震動予測

(a) 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	森本・富樫断層帯における重点的な調査観測について	令和５年度京都大学防災研究所研究発表講演会（京都府宇治市）	令和６年２月21日
浅野公之・岩田知孝・稲谷昌之・田中礼司・西村利光・赤澤隆士	金沢平野における臨時強震観測	日本地震学会2024年秋季大会(新潟県新潟市)	令和６年10月22日

(b) 特許出願，ソフトウエア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3）仕様・標準等の策定

なし

（６）地域連携・地域の内在地震ハザード情報共有

(a) 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	森本・富樫断層帯における重点的な調査観測について	令和５年度京都大学防災研究所研究発表講演会（京都府宇治市）	令和６年２月21日

(b) 特許出願，ソフトウエア開発，仕様・標準等の策定

1）特許出願

なし

2）ソフトウエア開発

なし

3）仕様・標準等の策定

なし

６．むすび

地震調査研究推進本部（以下「地震本部」という。）では、平成 17 年８月に策定した「今後の重点的調査観測について（―活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測、活断層の今後の基盤的調査観測の進め方―）」に基づき、活断層帯の重点的な調査観測を推進している。さらに、地震本部では、平成 21 年４月に策定し、平成 25 年３月に改訂した「新たな活断層調査について」において、必要とされる活断層調査に関する基本方針や実施方法等についてとりまとめるとともに、重点的調査観測の対象候補となる活断層帯を明記している。この選定基準に該当する森本・富樫断層帯（以下「本断層帯」という。）の重点的な調査観測（以下「本調査観測」という。）を令和４年６月から７年３月までの２年 10 ヶ月間の計画で実施した。

本調査観測では、本断層帯の長期評価や強震動評価の課題を踏まえ、本断層帯における地震規模及び長期的な発生時期の予測精度の高度化、周辺の断層帯との関係、断層帯周辺における地殻活動の現状把握の高度化、強震動の予測精度の高度化等を目指している。このため、本調査観測では、１）活断層の詳細位置・形状・活動性及び周辺の地下構造解明のための調査として、１．１）活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査、と、１．２）重力探査に基づく地下構造調査、２）断層帯周辺の地殻活動の現状把握調査、３）浅部・深部統合地盤構造モデルの構築と強震動予測として、３．１）浅部地盤構造モデルの構築、３．２）深部地盤構造モデルの構築と強震動予測、の５つのサブテーマ研究グループを構築して、調査観測を進めるとともに、関係自治体等と調査観測での連携を図るとともに、調査観測成果を地域へ普及・還元する観点から、４）地域連携・地域の内在地震ハザード情報共有、のサブテーマを設定した。

最終年度にあたる令和６年度は、各研究サブテーマにおける個別の調査観測を実施し、成果を取りまとめるとともに、各サブテーマの調査観測成果を集約し、プロジェクト全体で議論することで、本断層帯の震源断層モデルや浅部・深部統合地盤構造モデルを構築し、本断層帯が活動した場合の強震動の試算を実施した。これらの成果を本断層帯の長期評価と強震動評価の高度化に資するべく、令和４～６年度成果報告書としてとりまとめた。

最後になりましたが、３年間にわたる本調査観測を行うにあたり、調査対象地域である石川県や富山県等の関連機関の皆様には、調査観測の実施、資料収集、地域勉強会の開催等に関してご協力いただきました。また、各種の現地調査では地権者の皆様にも便宜を図っていただきました。ここに記して深謝申し上げるとともに、引き続き、地震調査研究へのご理解ご支援を賜りますようお願い申し上げます。また、外部評価委員の先生方には、ご多用のところ、全体会議や外部評価委員会、現地視察等にご参加頂き、本調査観測を推進するため､様々な専門的知見からの助言を頂戴いたしました｡謹んで御礼申し上げます。

本調査観測の期間中には、能登半島北東部で継続する活発な地震活動による被害地震が相次ぎ、マグニチュード 7.6 の令和６年能登半島地震では、本調査観測の対象地域でもある、石川県や富山県の各地で、建物被害や地盤災害等が発生いたしました。被災された皆様に謹んでお見舞い申し上げるとともに、被災地域の復興と地域住民の皆様に平穏な生活が一刻も早く戻ることを心から願っております。

７．全体会議・外部評価委員会

７．１　活動報告

第１回(令和４年度第１回)「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」全体会議 議事概要

日時　令和４年 10 月３日（月）　13 時 00 分～15 時 25 分
場所　Zoom によるオンライン開催
議事　１.「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」の全体計画概要について
　　２．各サブテーマの３ヶ年の調査観測計画と令和４年度のこれまでの調査結果について
　　３．その他

第２回(令和４年度第２回)「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」全体会議 議事概要

日時　令和５年３月 29 日（水）　11 時 00 分～15 時 30 分
場所　京都大学東京オフィス大会議室Ａ＋Ｂ及び Zoom によるハイブリッド開催
議事　１．令和４年度の調査観測の成果及び令和５年度の計画について
　　２．その他

第３回(令和５年度第１回)「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」全体会議 議事概要

日時　令和５年９月 26 日（月）　13 時 30 分～16 時 18 分
場所　Zoom によるオンライン開催
議事　１．令和４年度成果と令和５年度計画及びこれまでの調査結果について
　　２．その他

第４回(令和５年度第２回)「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」全体会議 議事概要

日時　令和６年３月 27 日（水）　11 時 00 分～15 時 57 分
場所　京都大学東京オフィス大会議室Ａ＋Ｂ及び Zoom によるハイブリッド開催
議事　１．令和５年度の調査観測の成果及び令和６年度の計画について
　　２．その他

第５回(令和６年度第１回)「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」全体会議 議事概要

日時　令和６年９月 20 日（金）　13 時 30 分～17 時 15 分
場所　Zoom によるオンライン開催
議事　１．令和５年度成果と令和６年度計画及びこれまでの調査結果について
　　２．全体での意見交換
　　３．その他

第６回(令和６年度第２回)「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」全体会議 議事概要

日時　令和７年３月 26 日（水）　10 時 45 分～16 時 00 分
場所　京都大学東京オフィス大会議室Ａ＋Ｂ及び Zoom によるハイブリッド開催
議事　１．令和４～６年度の調査観測の成果について
　　２．全体での意見交換
　　３．その他

第１回(令和４年度)「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」外部評価委員会 議事概要

日時　令和５年３月 29 日（水）　15 時 45 分～16 時 37 分
場所　京都大学東京オフィス大会議室Ａ＋Ｂ
議事　１．外部評価委員会の役割、構成について及び委員長の選任
　　２．令和４年度「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」についての評価
　　３．その他

第２回(令和５年度)「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」外部評価委員会 議事概要

日時　令和６年３月 27 日（水）　16 時 10 分～17 時 32 分
場所　京都大学東京オフィス大会議室Ａ＋Ｂ
議事　１．令和５年度「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」についての評価
　　２．その他

第３回(令和６年度)「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」外部評価委員会 議事概要

日時　令和７年３月 26 日（水）　16 時 15 分～17 時 42 分
場所　京都大学東京オフィス大会議室Ａ＋Ｂ及び Zoom によるハイブリッド開催
議事　１.「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」についての評価
　　２．その他

森本・富樫断層帯における重点的な調査観測 外部評価委員会規則

令和４年７月６日制定

（趣旨）

第１条 この規則は、文部科学省科学技術基礎調査等委託事業「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」を適切かつ効果的に推進するため、外部評価委員会（以下「委員会」という。）を設置し、その組織及び運営について定めるものとする。

（目的）

第２条 委員会は、外部有識者を評価委員（以下「委員」という。）として招聘し、本プロジェクトの進捗状況の把握・評価・改善提言・指導等を行うことを目的とする。

（任務）

第３条 前条に定める目的を達成するため、委員会は、次の各号に掲げる事項について審議する。

（１）本プロジェクトに関わる研究計画や実施状況及び研究成果に関すること

（２）事後評価に関すること

（３）その他、研究推進に関わる事項に関すること

（構成）

第４条 委員会の委員は、次に掲げる者の中からそれぞれ１名以上を京都大学防災研究所長（以下「所長」という。）が委嘱する。

（１）地震学・変動地形学・強震動地震学・社会システム工学の各分野における有識者

（２）必要に応じて、オブザーバーの参加を認める。

（委員長）

第５条 委員会に委員長を置く。

２ 委員長に事故あるときは、あらかじめ委員長の指名する委員がその職務を代理する。

（任期）

第６条 委員の任期は、１年とする。ただし、再任を妨げない。

２ 補欠による委員の任期は、前任者の残任期間とする。

（会議）

第７条 委員会は、必要に応じ、委員長が招集する。

（委員会の期限）
第８条　委員会の期限は本プロジェクトの終了までとする。

（補則）
第９条　この規則に定めるもののほか、委員会の運営に関して必要な事項は、委員会の定めるところによる。

附　則
１．この規則は、令和４年７月６日から施行される。
２．この規則の施行によって委嘱された最初の委員の任期は、第６条第１項の規定にかかわらず、令和５年３月３１日までとする。

７．２　外部評価委員会構成員

１．外部評価委員（令和４～５年度）

国立大学法人千葉大学大学院理学研究院	宮内　崇裕（委員長）
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	遠田　晋次（委員長代理）
国立大学法人鳥取大学工学部	香川　敬生
株式会社大崎総合研究所	佐藤　俊明

２．外部評価委員（令和６年度）

国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	遠田　晋次（委員長）
国立大学法人鳥取大学工学部	香川　敬生（委員長代理）
株式会社大崎総合研究所	佐藤　俊明
国立大学法人千葉大学大学院理学研究院	宮内　崇裕

３．オブザーバー

（委託元）	文部科学省研究開発局地震火山防災研究課
（委託・再委託機関）	研究代表者、各サブテーマ責任者