3.3 強震動評価に基づく歴史地震の震源断層推定（サブテーマ 2.2）

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　強震動評価に基づく歴史地震の震源断層推定

(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	特定研究員	Miroslav Hallo
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	松島　信一
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	准教授	長嶋　史明
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
国立大学法人福井大学附属国際原子力工学研究所	准教授	吉田　邦一

(c) 業務の目的

近代以前に発生した被害地震のうち、既往の史料研究やサブテーマ 2.1 によって被害・推定震度分布が得られているものの、震源断層や地震規模が不確かな地震を対象に、微動アレイ探査等による地盤構造モデルの高度化を行った上で、強震動を計算することにより、震源断層や地震規模の推定やその不確実性評価を行う。

(d) 3 か年の年次実施業務の要約

1) 令和 7 年度：

史料分析によって近代以前の歴史地震の地震被害が報告されている地点のうち、地盤構造に関する情報が不足している地域を対象に、微動アレイ探査による地盤構造調査を行った。強震動評価によって震源断層や地震規模の推定を行う手順を整理し、近代以前に京都周辺で発生した地震をテストケースとして試行した。

2) 令和 8 年度：

前年度のサブテーマ 2.1 の成果や既往調査・文献も踏まえ、史料分析等によって近代以前の地震の地震被害が報告されている近畿地方や新潟県周辺の地点のうち、地盤構造に関する情報の不足している地域を対象に、微動アレイ探査等による地盤構造調査を継続し、強震動評価のための地盤構造モデルを高度化する。既往の歴史地震史料の豊富な近畿地方や新潟県周辺を中心に、史料に基づく地震被害や震度分布が整理された地震を対象に、詳細な地盤構造モデルを考慮した強震動評価を行い、震源断層や地震規模の推定を行う。

3) 令和 9 年度：

前年度までのサブテーマ 2.1 の成果も踏まえ、史料分析等によって近代以前の地震の地震被害が報告されている地域・地点のうち、地盤構造に関する情報の不足している地域・地点を対象にした微動アレイ探査等による地盤構造調査を継続し、強震動評

価のための地盤構造モデルを高度化する。史料に基づく地震被害や震度分布が整理された地震について、詳細な地盤構造モデルを考慮した強震動評価を行い、震源断層や地震規模の推定を継続する。また、サブテーマ 3 や 4 に提供するため、強震動評価に基づく震源断層推定結果やその不確実性を取りまとめる。

(2) 令和 7 年度の成果

(a) 業務の要約

史料分析によって地震被害や推定震度が報告されている近代以前の歴史地震として、1830 年文政京都地震を調査対象とした。当該地震の地震被害が報告されている亀岡盆地、園部盆地、京都盆地のうち、地盤構造に関する情報が不足している地点にて、微動アレイ探査を行い、浅部地盤の S 波速度構造及び V_{S30}（地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度）を推定した。深部地盤構造に関する既往研究の乏しい亀岡盆地を構成する堆積層の構造を把握するため、大半径の微動アレイ探査の実施に加え、既存の重力測定値、反射法地震探査結果、岩着ボーリング資料を解析し、亀岡盆地の基盤深度分布をモデル化した。強震動評価によって歴史地震の震源断層や地震規模を推定する手順を整理し、1830 年文政京都地震をテストケースとして試行した。史料分析から得られた震度データを用いた Bayesian Inversion により、震央位置とモーメントマグニチュードを推定した結果、推定震央は北東傾斜の逆断層である越畑断層帯付近、モーメントマグニチュードは 6.4 程度と推定された。地表地震断層が出現しないと一般に考えられている地震規模であるものの、越畑断層帯の活動に対応する可能性が考えられる。

(b) 業務の成果

1) 1830 年文政京都地震被害地域における地盤構造調査

たとえ震央距離が同じでも、各地点の地盤増幅率の違い等によって、観測される震度は異なる。このため、史料の記述から推定された震度情報を用いて、歴史地震の震源位置やマグニチュードを推定するためには、記録された地点の地盤増幅率の情報が必要となる。初年度は、史料を用いた既往研究が豊富な 1830 年文政京都地震をテストケースとした。文政京都地震は、1830 年 8 月 19 日（文政十三年七月二日）の申の刻（午後 3〜5 時頃）に京都周辺で発生した地震であり、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009)によれば、江戸時代に京都府に被害を及ぼした地震のうちでは、死者 280 人と最も被害の深刻な地震であった。現在の京都市中心部に大きな被害を及ぼしたほか、丹波亀山(現在の亀岡市)、伏見、淀などでも被害が報告されている（西山・他, 2026)。その震源位置については、長く議論されてきており、例えば、宇佐美・他（2013）では、震央は愛宕山付近（東経 135.6 度、北緯 35.1 度)、規模は M6.5±0.2 と記載されている。本調査研究では、西山・他(2026)や大邑（2014）を参考に、京都市北部、亀岡市、南丹市園部町の主要な地点計 18 地点（図 1）を調査候補地とし、小半径の微動アレイ探査により地表付近の地盤構造を推定した。それにより得られる V_{S30}（地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度）を用いて、地盤増幅率を評価した。現地下見や施設管理者との事前折衝、許認可申請手続等を行った上で、調査地点を確定し、現地での微動アレイ観測を実施した。

現地での微動アレイ観測は令和 8 年 2 月 6〜27 日の日中もしくは夜間に実施した（表

1、図 1)。各地点で半径 0.6 m、6 m、20 m の 3 種類のアレイ半径による観測を行った。それぞれの微動アレイ観測は、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 点に地震計を配する円形アレイによる観測とした。地震計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 2 V/G）を用いた。なお、地震計は事前にハドルテストを行い、振幅や位相に問題がないことを確認した。JU410 の収録設定は、チャンネルゲインを 100 倍、サンプリング周波数を 200 Hz、デシメーションフィルタの位相特性を線形位相、カットオフ周波数を 80 Hz とした。それぞれの収録装置の時刻は GPS 信号によって較正、同期した。観測中はプラケースを地震計に被せて風除けとし、コーン等で安全対策をした。測定時間は、各アレイとも最低 20 分以上確保するものとした上で、周辺の交通状況などを現場で判断し、必要に応じて観測時間の延長を行った。地震計の水平成分の方位は方位磁針を用いて合わせた。地震計の設置位置は GNSS 測位により測量した。地震計の設置状況などの現場写真をデジタルカメラで撮影することで記録した。微動アレイ観測の実施状況の例を写真 1 に示す。

表 1 小半径微動アレイ観測の諸元

調査対象地点	アレイ名	半径 (m)	中心点座標		観測日	開始時刻	終了時刻
			緯度 (° N)	経度 (° E)			
園部城下（南丹市園部町若松町）	WKM	20	35.111140	135.474197	2026/2/6	10:19	11:00
		6	35.111204	135.474197	2026/2/6	10:19	12:16
		0.6	35.111137	135.474190	2026/2/6	11:46	12:16
園部城址（南丹市園部町小桜町）	KZK	20	35.105984	135.468430	2026/2/6	13:55	14:33
		6	35.105984	135.468430	2026/2/6	13:55	15:26
		0.6	35.105984	135.468430	2026/2/6	14:53	16:26
亀山城下（亀岡市古世町）	ART	20	35.012406	135.582257	2026/2/15	1:05	1:35
		6	35.012406	135.582257	2026/2/15	1:05	2:47
		0.6	35.012406	135.582257	2026/2/15	2:17	2:47
旧大井村（亀岡市大井町並河）	OOI	20	35.030075	135.558384	2026/2/18	11:56	12:26
		6	35.030082	135.558320	2026/2/18	13:17	13:47
		0.6	35.030088	135.558320	2026/2/18	13:17	13:47
旧亀岡河原町（亀岡市河原町）	KWR	20	35.020698	135.570251	2026/2/18	9:37	10:07
		6	35.020698	135.570251	2026/2/18	9:37	10:07
		0.6	35.020698	135.570251	2026/2/18	10:26	10:56
旧三宅村（亀岡市三宅町）	MYK	20	35.008536	135.590545	2026/2/17	9:24	10:08
		6	35.008218	135.590145	2026/2/17	9:58	11:00
		0.6	35.008218	135.590145	2026/2/17	10:28	11:00
旧柏原村（亀岡市篠町柏原）	KSB	20	35.009712	135.595244	2026/2/17	12:27	13:07
		6	35.009582	135.595297	2026/2/17	12:57	14:05
		0.6	35.009582	135.595297	2026/2/17	13:24	14:05

旧毘沙門村（亀岡市千歳町国分）	BSM	20	35.038471	135.585831	2026/2/16	9:48	10:22
		6	35.038470	135.585781	2026/2/16	9:48	11:16
		0.6	35.038470	135.585781	2026/2/16	10:44	11:16
旧水尾村（京都市右京区嵯峨水尾）	MZO	20	35.045351	135.625220	2026/2/16	13:55	14:55
		6	35.045298	135.625236	2026/2/16	13:55	15:42
		0.6	35.045298	135.625236	2026/2/16	15:12	15:42
旧天龍寺村（京都市右京区嵯峨天龍寺）	TRJ	20	35.014170	135.679760	2026/2/27	0:41	1:21
		6	35.014170	135.679760	2026/2/27	0:41	2:04
		0.6	35.014170	135.679760	2026/2/27	1:34	2:04
大覚寺（京都市右京区嵯峨大覚寺）	DKJ	20	35.027049	135.678064	2026/2/25	21:39	22:20
		6	35.027049	135.678064	2026/2/25	21:39	23:03
		0.6	35.027049	135.678064	2026/2/25	22:33	23:03
仁和寺（京都市右京区御室）	NNJ	20	35.028869	135.713864	2026/2/17	17:35	18:10
		6	35.028869	135.713864	2026/2/17	17:35	19:01
		0.6	35.028869	135.713864	2026/2/17	18:21	19:01
妙心寺（京都市右京区花園）	MSJ	20	35.021512	135.721221	2026/2/18	15:34	16:15
		6	35.021512	135.721221	2026/2/18	16:48	17:18
		0.6	35.021512	135.721221	2026/2/18	16:48	17:18
北野天満宮付近（京都市北区衣笠）	KNP	20	35.036508	135.735421	2026/2/26	13:54	14:24
		6	35.036508	135.735421	2026/2/26	13:54	15:07
		0.6	35.036508	135.735421	2026/2/26	14:37	15:07
二条城付近（京都市上京区主税町）	NJP	20	35.016391	135.746135	2026/2/26	10:57	11:47
		6	35.016337	135.746133	2026/2/26	10:57	12:49
		0.6	35.016337	135.746133	2026/2/26	11:59	12:49
京都御所付近（京都市上京区京都御苑）	KGE	20	35.028460	135.766392	2026/2/19	13:39	14:39
		6	35.028460	135.766392	2026/2/19	13:39	14:39
		0.6	35.028460	135.766392	2026/2/19	14:53	15:35
三条付近（京都市中京区麸屋町六角下る）	SSO	20	35.006769	135.765475	2026/2/19	10:10	10:50
		6	35.006769	135.765475	2026/2/19	10:10	11:42
		0.6	35.006769	135.765475	2026/2/19	11:02	11:42
方広寺・豊国神社（京都市東山区茶屋町）	TKJ	20	34.991537	135.771774	2026/2/18	19:29	19:59
		6	34.991537	135.771774	2026/2/18	19:29	19:59
		0.6	34.991537	135.771774	2026/2/18	20:09	20:39

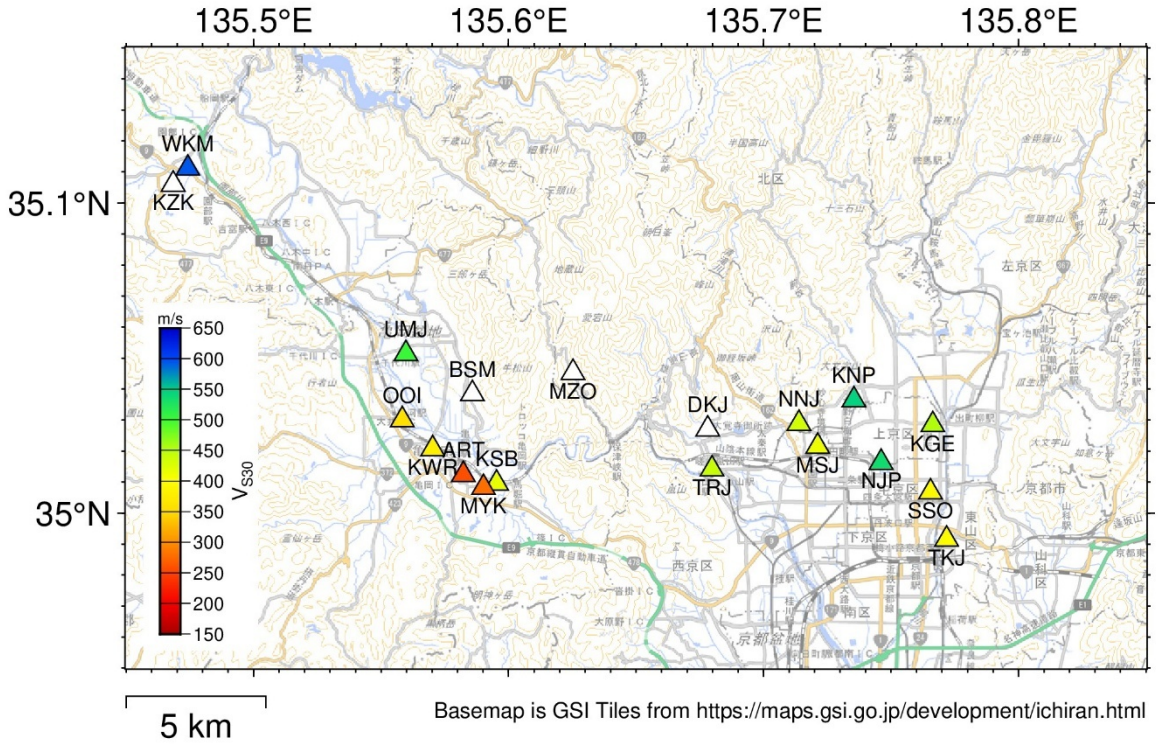


図 1 微動アレイ探査調査地点（△印、色は微動アレイ探査で推定した V_{S30} の値を示す。白抜きは基盤岩相当の地点。UMJ は大半径微動アレイ探査実施地点、それ以外は小半径微動アレイ探査実施地点）。基図は地理院タイルを使用。



写真 1 微動アレイ観測の実施風景（左上：KSB、右上：TRJ、左下：NJP、右下：SSO）

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位相速度と H/V スペクトル比（半径 0.6 m のアレイと半径 6 m のアレイの中心点と各頂点の計 8 点の平均）を図 2 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。ただし、KZK、BSM、MZO、DKJ の 4 地点については、それぞれ丹波帯の基盤岩に近い位置にあり、現地で観測された微動の振幅レベルも極めて小さく、今回実施したアレイ半径では、位相速度が推定されなかったことから、S 波速度構造推定の対象からは除外した。これらの観測点では、H/V スペクトル比も明瞭なピークを有せず、基盤岩に近い観測点であるといえる。

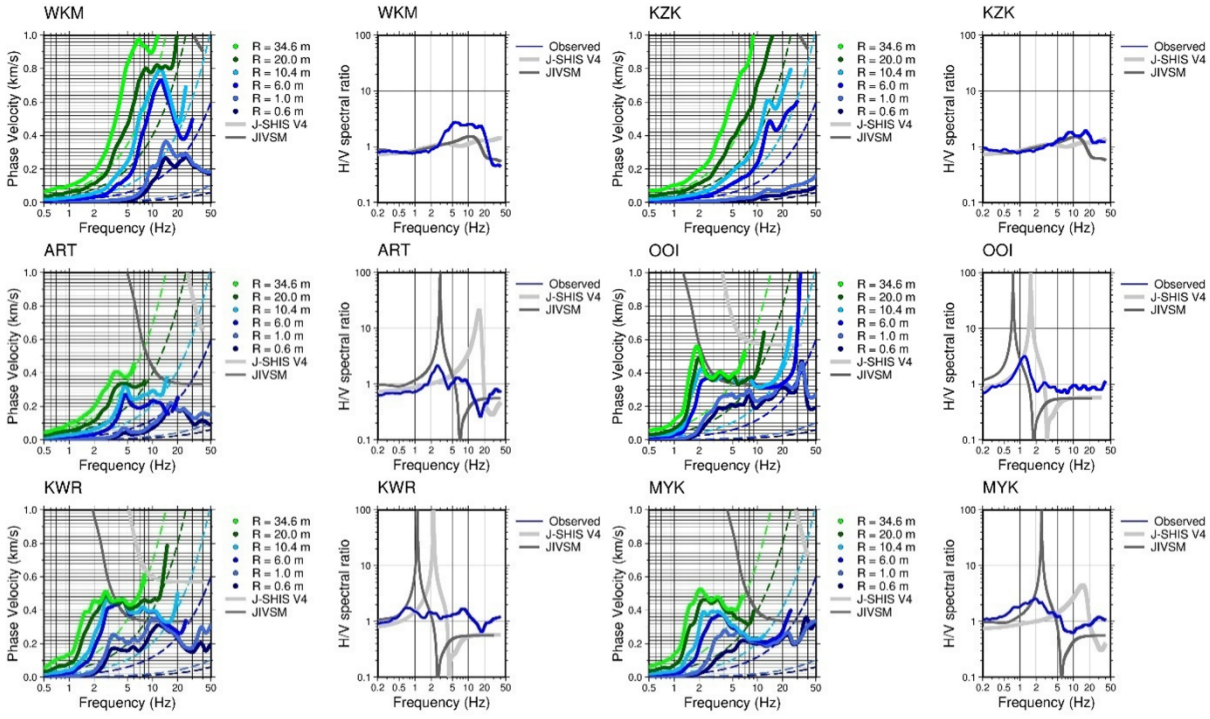


図 2 SPAC 法による位相速度推定結果及び H/V スペクトル比。プロットの色の違いがアレイ半径に対応する。破線はアレイ半径の 2 倍の波長に対応し、SPAC 法で位相速度を推定可能な波長の下限を表す。薄灰線は J-SHIS V4 モデル（先名・他, 2023）、濃灰線は全国 1 次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）からアレイ中心点直下の S 波速度構造を抽出して計算した Rayleigh 波基本モードの分散曲線（左）及び Rayleigh 波基本モードの楕円率（右）。

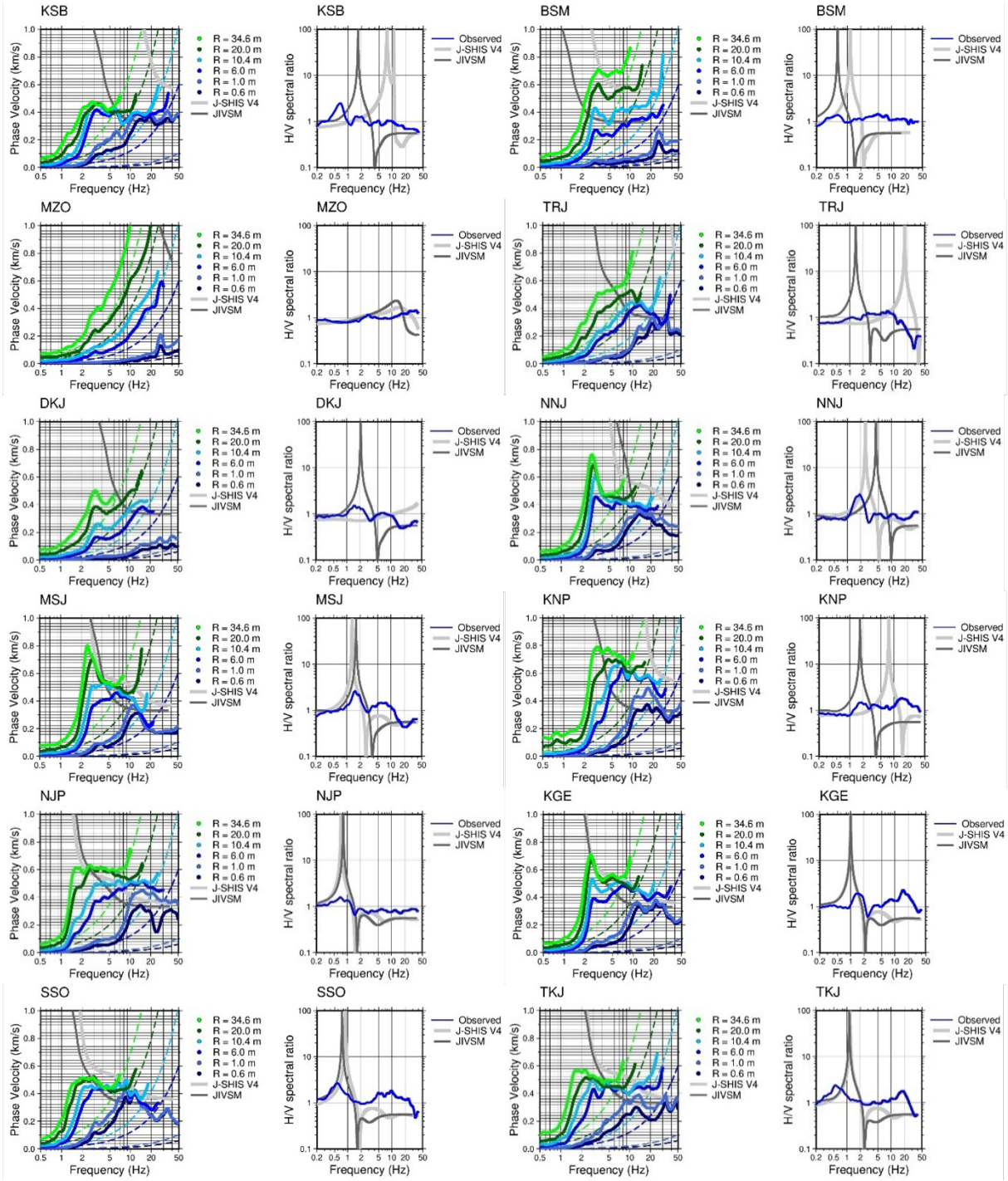


図 2 続き

得られた位相速度データのインバージョン解析により、各地点の S 波速度構造を推定した。インバージョン解析には、Hallo et al. (2021)による Trans-dimensional Bayesian Inversion 手法による Neopsy コード（ETH Zurich）を用いた。これは、マルコフ連鎖モンテカルロ法（Hastings, 1970）に Parallel Tempering アルゴリズム（Sambridge, 2014）を組み合わせた手法である。この手法では、速度構造を何層かの水平な均質等方媒質の組み合わせで表現するが、層境界の深さを定義する Voronoi セルの個数をインバージョン中で可変とすることで、層数は位相速度データに合わせて柔軟に設定される（Green, 1995）。

理論的背景も含め、解析手法の詳細は Hallo et al. (2021)に記述されている。各地点での推定結果を図 3〜16 に示す。これらの図では、V_{S30} の推定値については、最尤推定値（Maximum Likelihood、ML)、最大事後確率推定値（Maximum a Posteriori、MAP)、確率密度関数の最大値（MAX)、確率密度関数の平均値（AM）について示したほか、平均値に対し、その推定の幅（1σ、2σ）も示した。以下では、MAP 推定によるモデルを中心に結果を述べる。V_{S30} の推定値は図 1 の地図中にも示した。

園部盆地では園部川沿いに沖積層が広がり、その下位では、新生代の園部累層が丹波帯の基盤岩を不整合に覆っている（井本・他, 1991)。微動アレイによる WKM 地点（南丹市園部町市街地、旧園部藩城下町エリア）での地盤構造推定結果（図 3）では、沖積層は薄く、工学的基盤が浅い（深さ約 3 m）と考えられる。このため、推定された V_{S30} の値も 594 m/s と大きい。

亀山盆地では、江戸時代当時の城下町は主に桂川（大堰川）右岸の低位段丘上に発達していた。微動アレイ探査地点のうち、ART（亀山城)、OOI（旧大井村)、MYK（旧三宅村）が低位段丘に位置する（井本・他, 1989)。一方、KWR（旧河原町）と KSB（旧柏原村）は沖積層の地点である（井本・他, 1989)。KWR では 10 Hz 以上で位相速度が急激に低下するため、最表層の S 波速度が特に小さい（約 150 m/s）ものの、推定された沖積層の層厚は約 4 m と薄いため、V_{S30} は 380 m/s と工学的基盤相当の値であり、必ずしも小さくない。KSB は全体として S 波速度が 300 m/s を上回っており、沖積層はほとんど存在しないと考えられる。これは、微動アレイによる位相速度が 20 Hz でも約 390 m/s と大きいことと整合する結果である。一方で、地表面が低位段丘の砂礫層からなる ART や MYK では、S 波速度が 200 m/s 前後の層厚が比較的厚く（11〜20 m）推定されたために、V_{S30} は亀岡盆地の他地点に比べて小さめの値となった。

京都盆地北部の 8 地点（TRJ、NNJ、MSJ、KNP、NJP、KGE、SSO、TKJ）では、V_{S30} の推定結果が約 400〜550 m/s の範囲に分布しており、亀岡盆地に比べて、相対的に V_{S30} が大きく、地盤増幅率が小さめであると判断できる。全体的に、微地形区分情報から作成された J-SHIS 浅部地盤構造モデル V4（若松・松岡, 2020）に比べ、本調査研究の微動アレイ探査から推定された V_{S30} は大きい結果となった。これは、奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測（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, 2022）にて、ボーリングデータベースと微動アレイ探査データをもとに、京都盆地の浅部地盤構造モデルを作成した際と同様の傾向である。

以上により推定された V_{S30} の値を、項目 3)で 1830 年文政京都地震の震源位置や地震規模を推定する際に、サイトの地盤増幅率を与えるための情報として使用した。

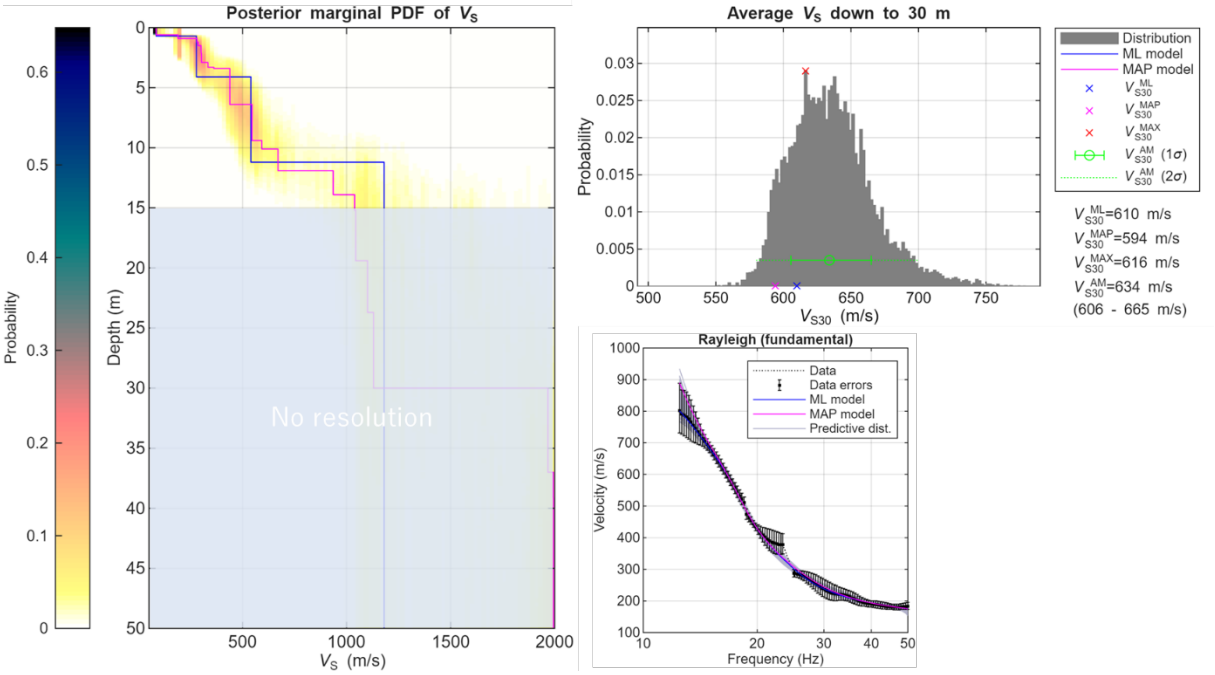


図 3 WKM 地点での S 波速度構造推定結果。

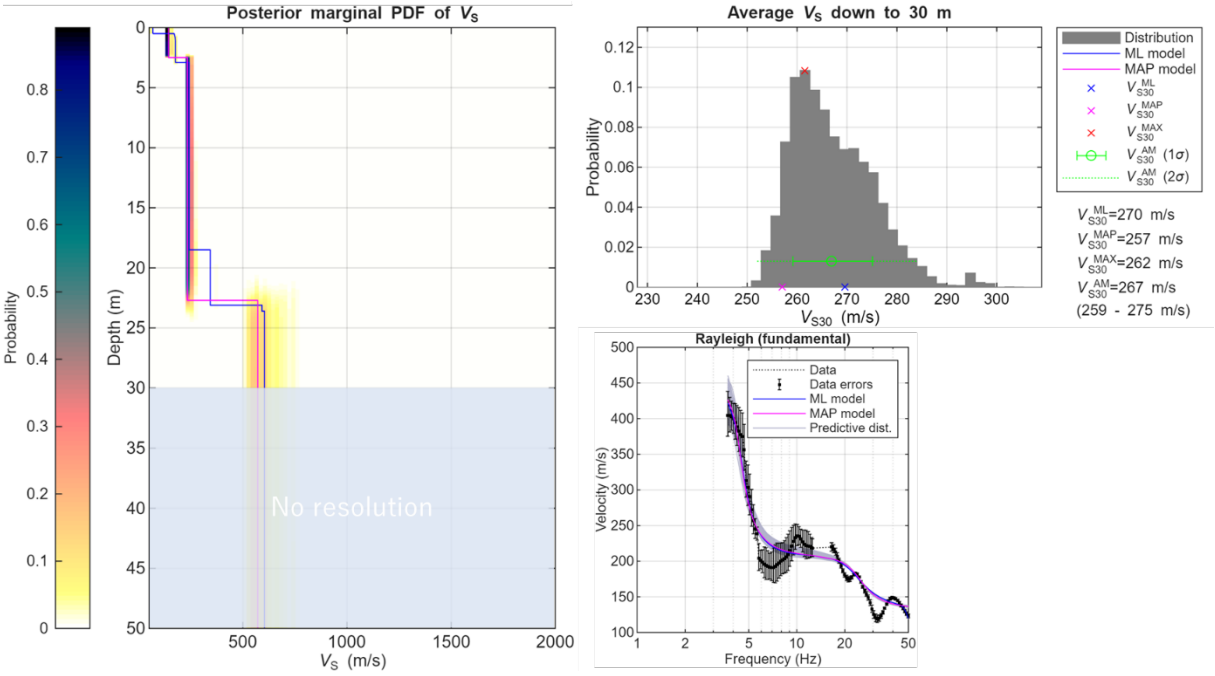


図 4 ART 地点での S 波速度構造推定結果

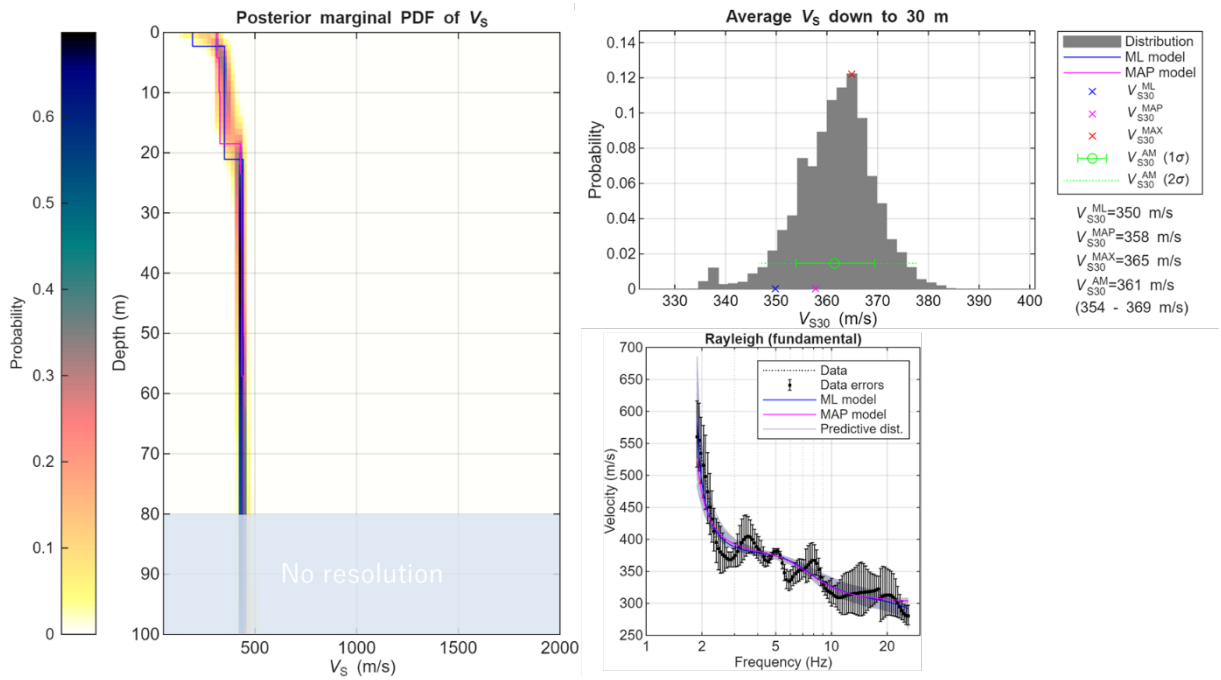


図 5 OOI 地点での S 波速度構造推定結果

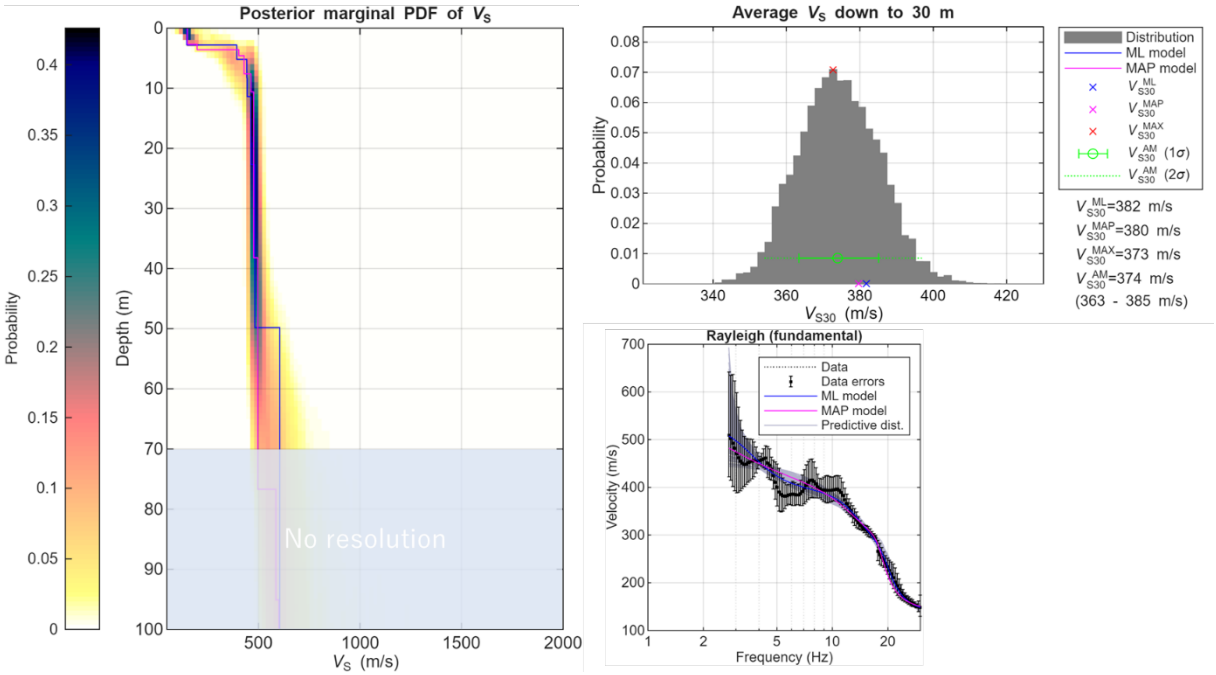


図 6 KWR 地点での S 波速度構造推定結果

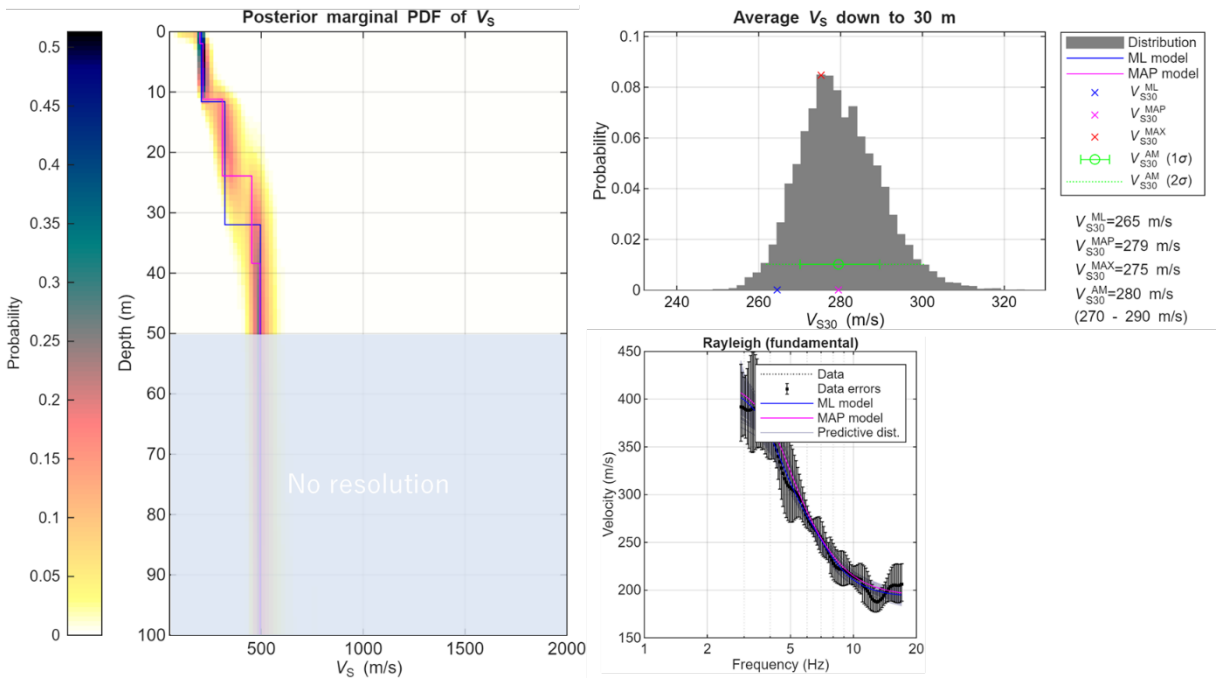


図 7 MYK 地点での S 波速度構造推定結果

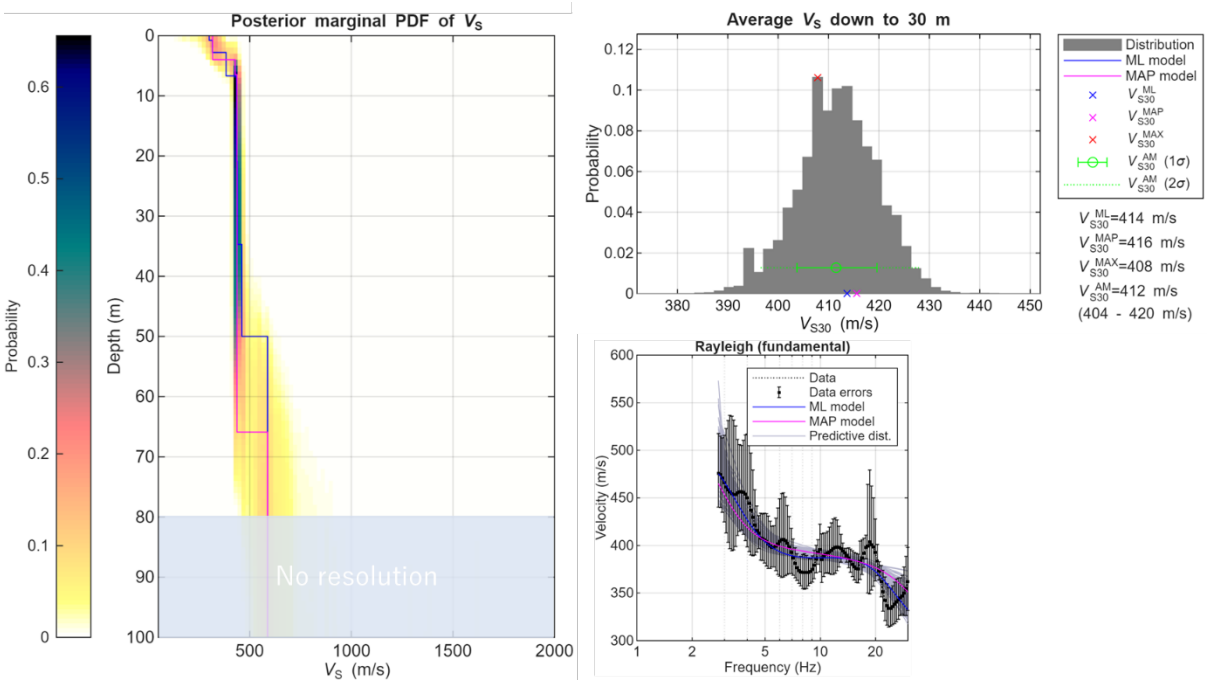


図 8 KSB 地点での S 波速度構造推定結果

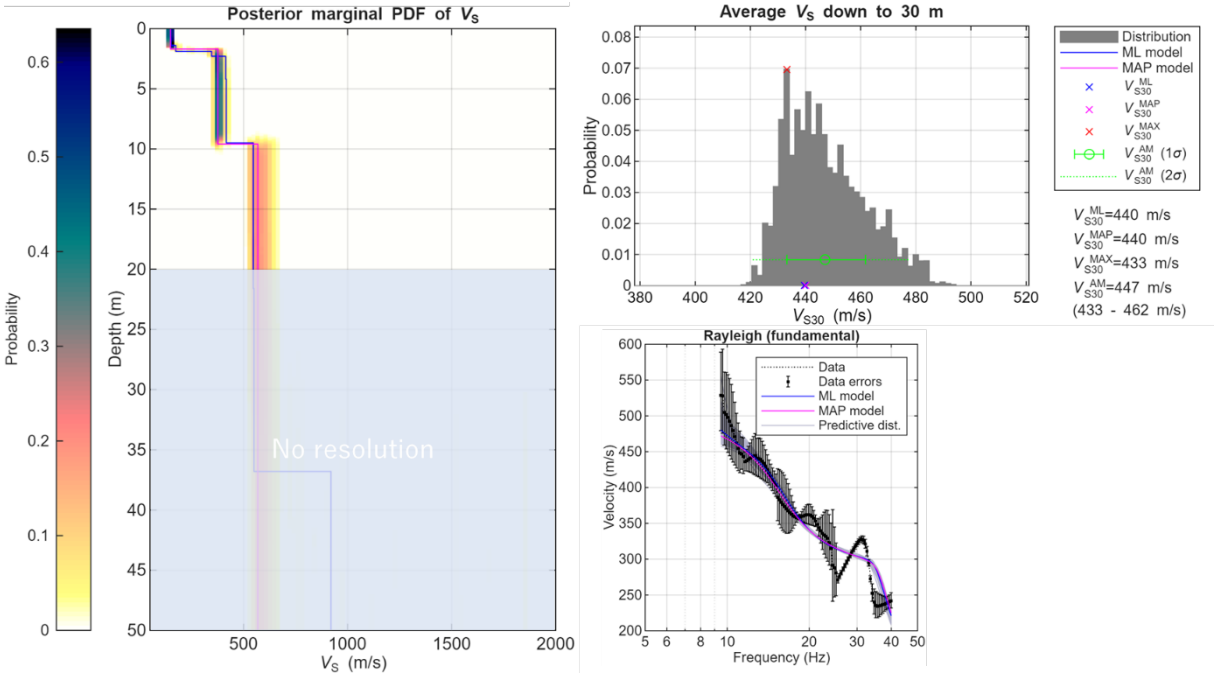


図 9 TRJ 地点での S 波速度構造推定結果

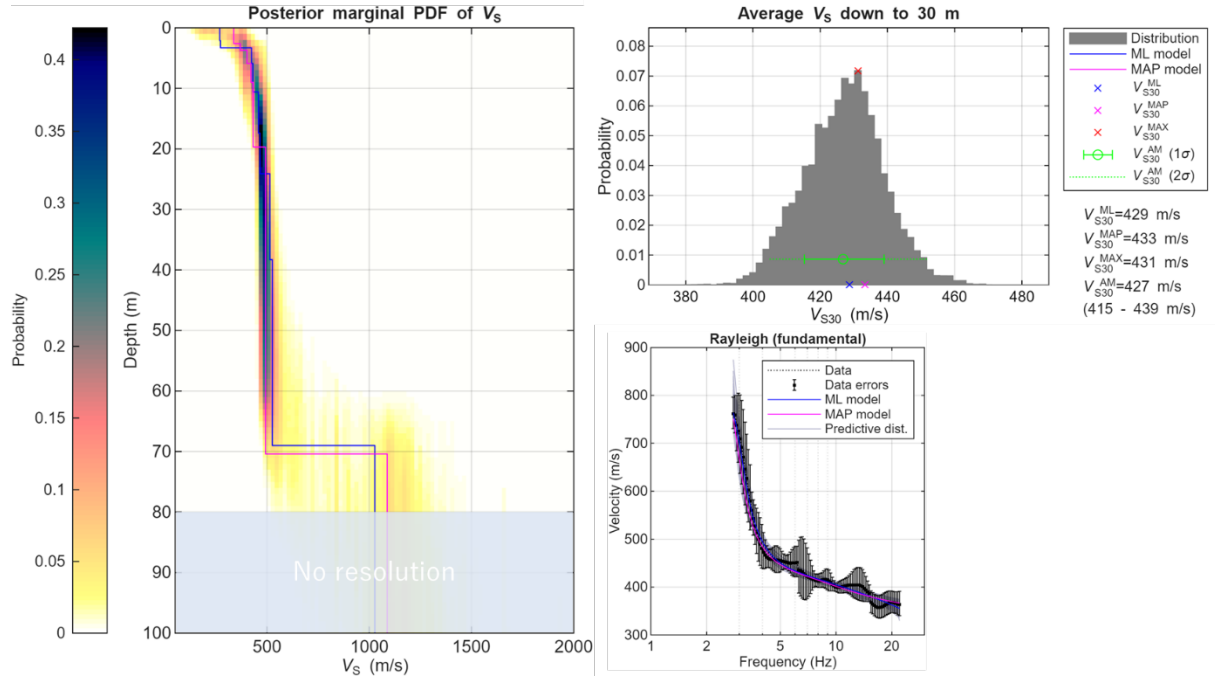


図 10 NNJ 地点での S 波速度構造推定結果

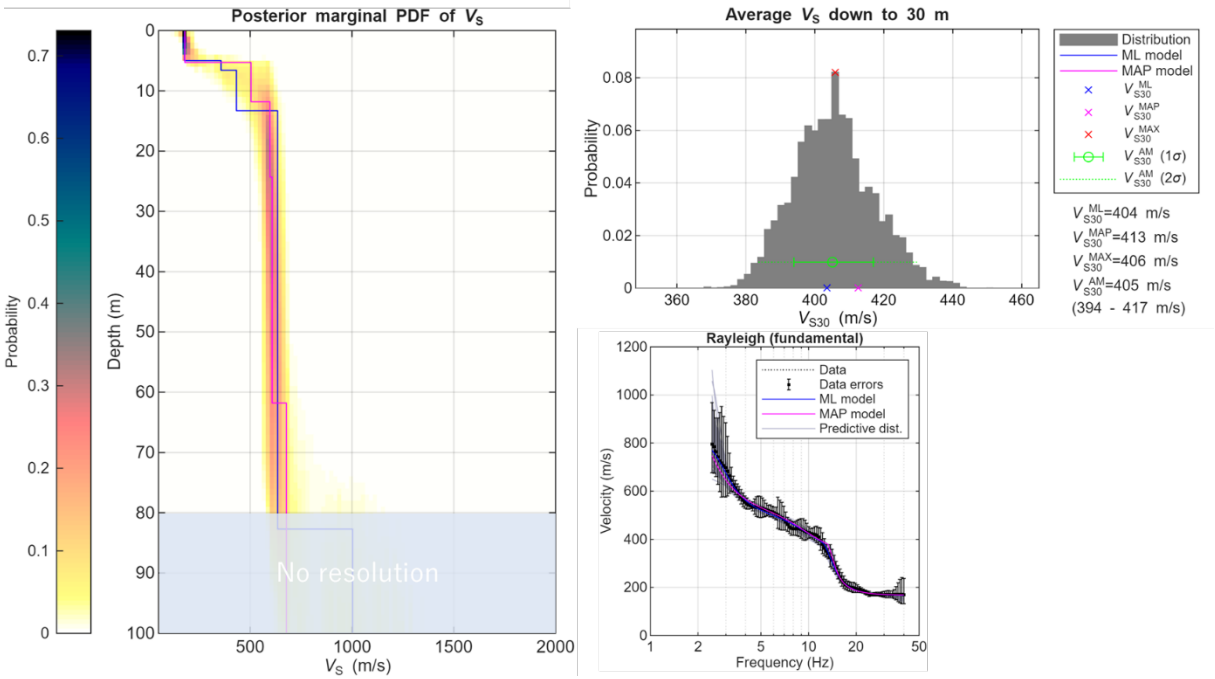


図 11 MSJ 地点での S 波速度構造推定結果

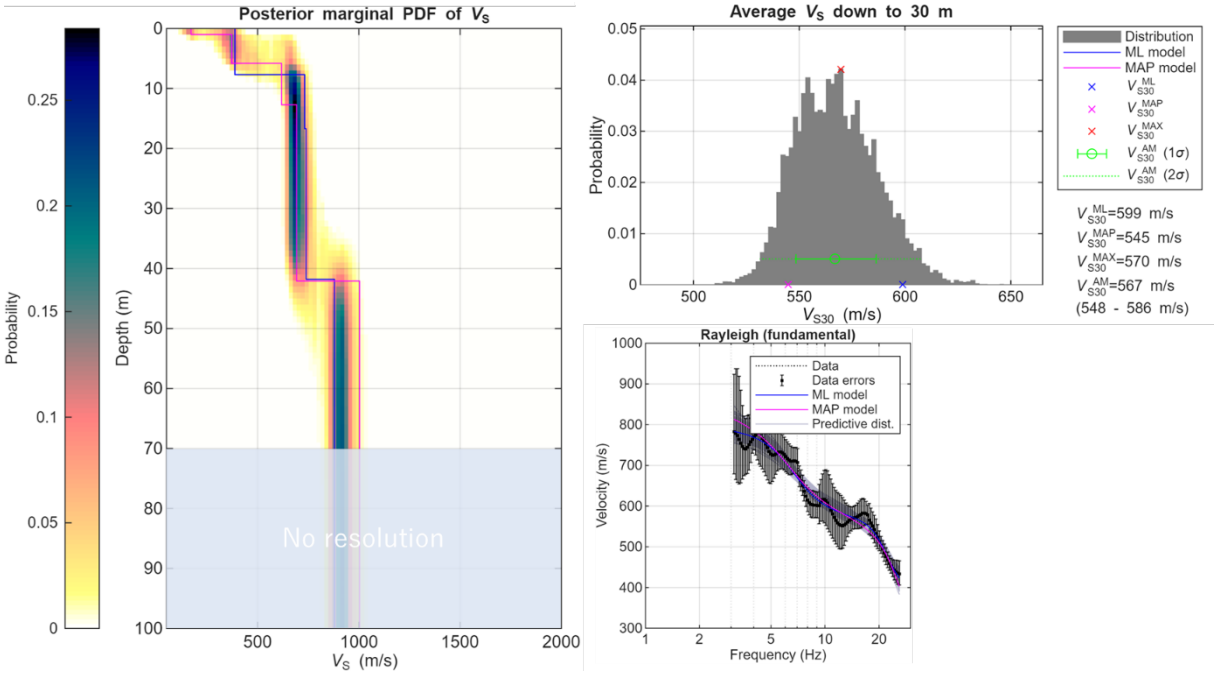


図 12 KNP 地点での S 波速度構造推定結果

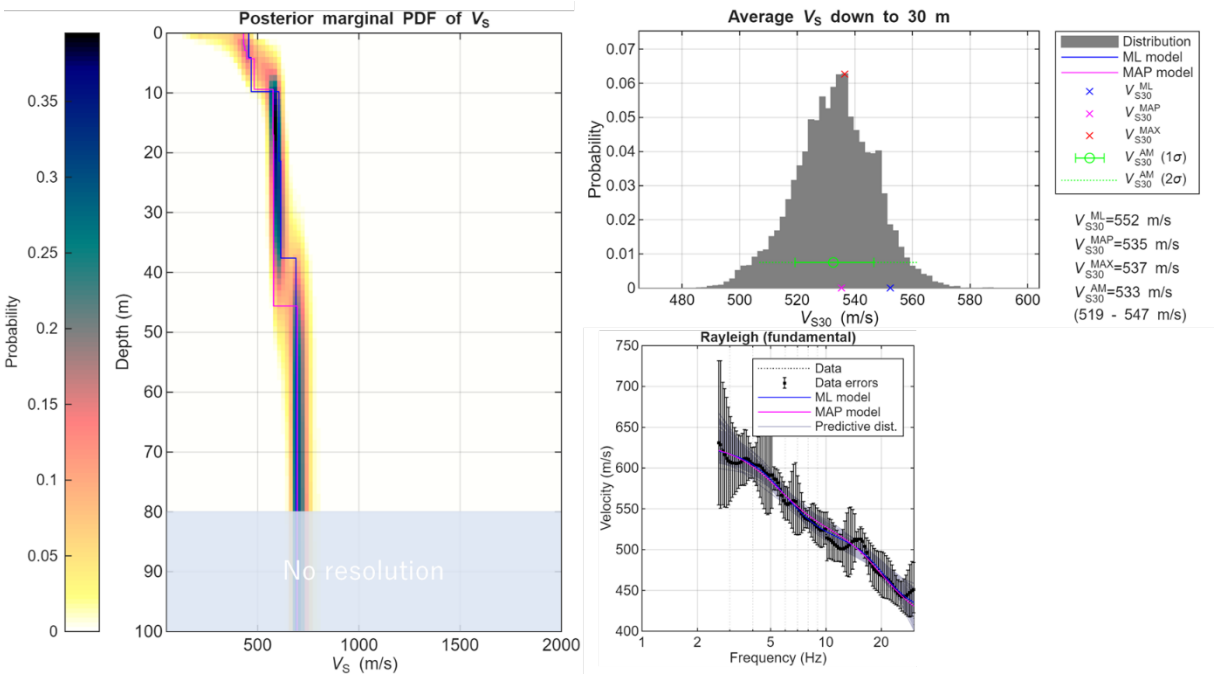


図 13 NJP 地点での S 波速度構造推定結果

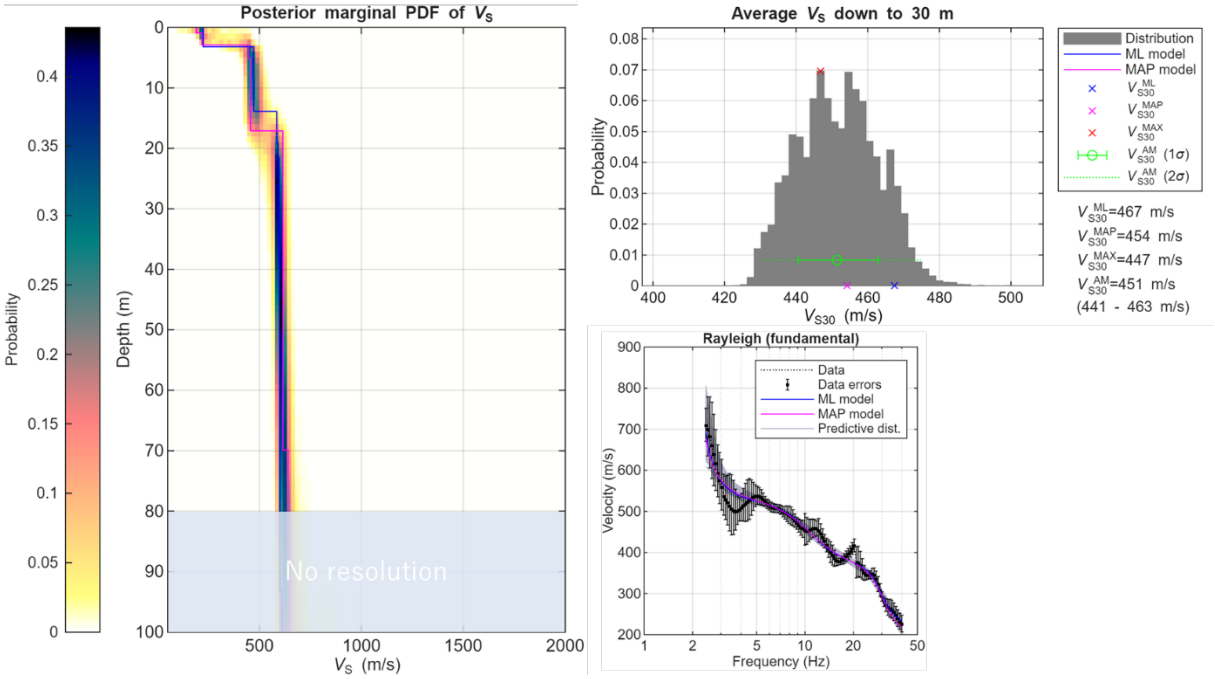


図 14 KGE 地点での S 波速度構造推定結果

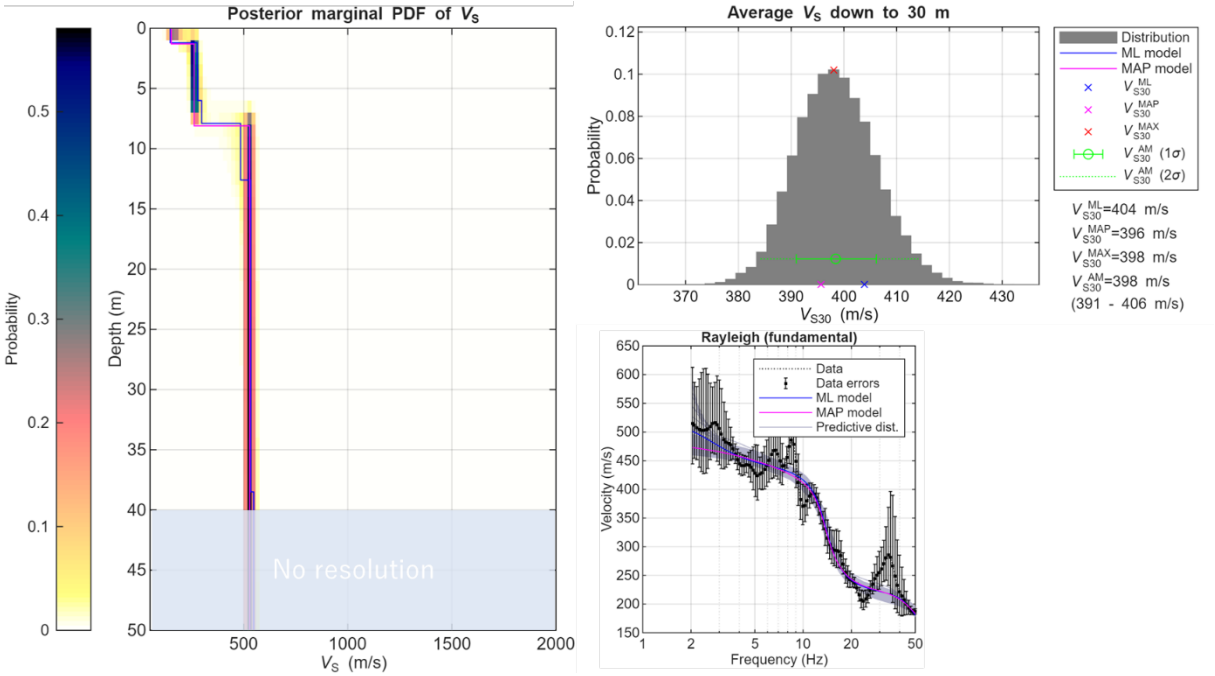


図 15 SSO 地点での S 波速度構造推定結果

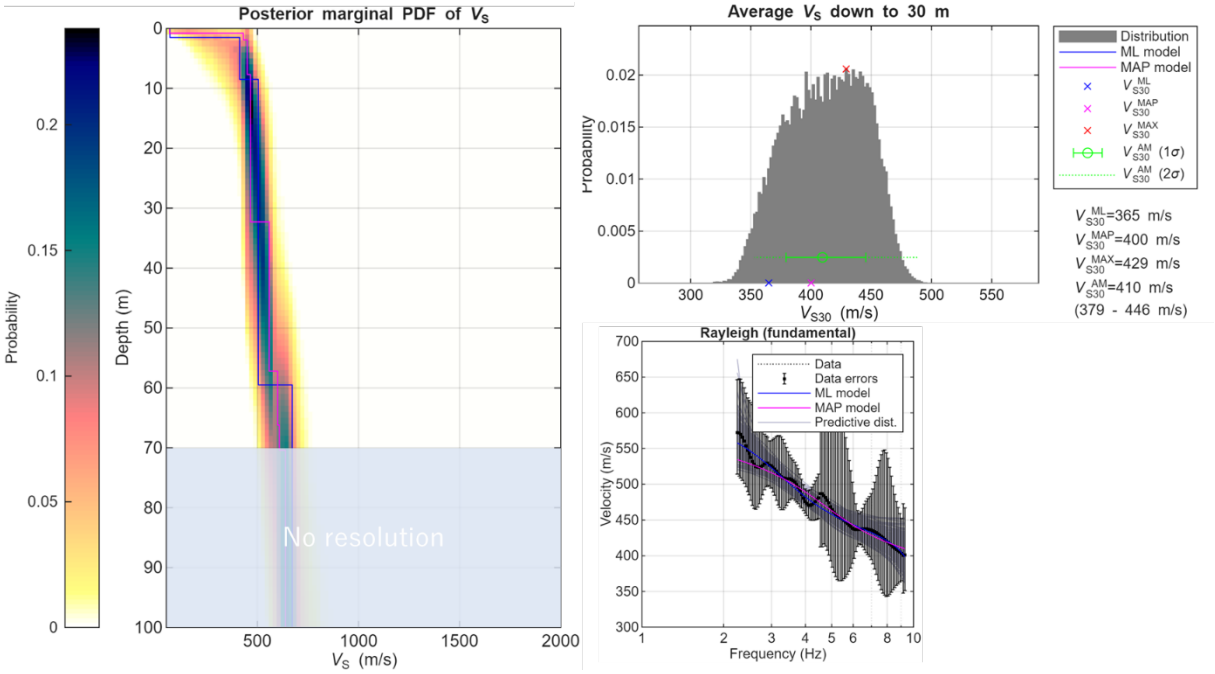


図 16 TKJ 地点での S 波速度構造推定結果

2）亀岡盆地の深部地盤構造調査

京都盆地においては、地震調査研究推進本部（以下「地震本部」という。）発足後に実施された、地震関係基礎調査交付金による地下構造調査（京都市, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003）として、京都盆地内で多くの反射法地震探査、ボーリング調査及び物理検層、微動アレイ探査、重力探査が行われた。その後も各機関により、京都盆地の基盤形状や深部地盤構造モデルに関する研究が進められてきた。令和元～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」（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, 2022）では、奈良盆地や近江盆地南部に加え、京都盆地の三次元地盤構造モデルが作成された。

一方で、1830 年文政京都地震での地震被害が知られている亀岡盆地の深部地盤構造については、京都府が地震関係基礎調査交付金による三峠・京都西山断層帯の活断層調査（京都府, 2003, 2004）として実施した、亀岡断層帯の反射法地震探査 3 測線（平成 14 年度河原林測線、平成 15 年度馬路測線、平成 15 年度保津測線）のほかは、詳細な調査は実施されていなかった。このため、本調査研究では、亀岡盆地において、大半径の微動アレイ探査、既存反射法地震探査資料収集、深井戸ボーリング資料収集、重力データの解析を行い、亀岡盆地の深部地盤構造に関する情報整備を行った。得られた成果は、本調査研究で行う歴史地震の震源断層推定のための分析のみならず、地震本部が行う地下構造モデルの高度化にも利用されることが期待される。

a）大半径微動アレイ探査

大半径微動アレイ探査は、ブーゲー重力異常（後述）から基盤岩深度が最も深いと想定される河原林測線と馬路測線（前述）の中間付近の桂川（大堰川）左岸の地域（図 1 の UMJ 地点、亀岡市馬路町周辺）で実施した。関係行政機関や土地改良区、自治会との許認可手続きや事前相談、周辺道路の交通量など観測環境を考慮し、図 17 のようなアレイ配置とした。それぞれの微動アレイ観測は、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 点に地震計を配する円形アレイによる観測とした。現地での微動アレイ観測は令和 8 年 2 月 5 日の日中に実施した。当日の天候は晴れのち曇りであった。半径 60 m 以上の微動アレイ観測では、Lennartz 製 LE-3D/5s（固有周期 5 秒の速度型地震計）を用い、白山工業製 DATAMARK LS-8800（A/D 変換器の形式分解能 24 bit）を用いて三成分の微動を連続収録した。LS-8800 の収録設定は、チャンネルゲインを 16 倍、サンプリング周波数を 100 Hz、デシメーションフィルタの位相特性を線形位相、カットオフ周波数を 40 Hz とした。半径 20 m 以下の微動アレイ観測では、白山工業製のポータブル微動観測装置 JU410 を用いた。JU410 の収録設定は、チャンネルゲインを 100 倍、サンプリング周波数を 200 Hz、デシメーションフィルタの位相特性を線形位相、カットオフ周波数を 80 Hz とした。それぞれの収録装置の時刻は GPS 信号によって較正、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、コーン等で安全対策をした。測定時間は、各アレイとも最低 1 時間以上確保するものとした上で、観測時の周辺交通状況などを現場で判断し、必要に応じて観測時間の延長を行った。地震計の水平成分の方位は方位磁針を用いて合わせた。地震計の設置位置は GNSS 測位により測量した。地震計の設置状況などの現場写真をデジタルカメラで撮影することで記録した。微動アレイ観測の実施状況の例を写真 2 に示す。

表 2 UMJ 地点での微動アレイ観測の諸元

アレイ名称	半径（m）	中心点座標		使用機材	観測日	開始時刻	終了時刻	観測時間
		緯度（° N）	経度（° E）					
UMJ-X	790	35.051407	135.562910	LE-3D/5s + LS-8800	2026/2/5	13:58	16:45	167 分
UMJ-L	400	35.049620	135.562019		2026/2/5	13:58	15:04	66 分
UMJ-M	200	35.050520	135.559726		2026/2/5	10:35	11:40	65 分
UMJ-S	100	35.050970	135.559722		2026/2/5	10:35	11:40	65 分
UMJ-A	60	35.051163	135.559715		2026/2/5	16:41	17:43	62 分
UMJ-B	30	35.051345	135.559717	JU410	2026/2/5	16:41	17:43	62 分
UMJ-C	6	35.051408	135.559717		2026/2/5	16:41	17:43	62 分

前述の小半径微動アレイ観測と同様、微動波形記録の上下動成分を用い、位相速度を推定した。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 18 に示した。得られた位相速度の分散曲線の様子から、広い周波数範囲で位相速度を良好に推定できたことが分かる。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。

UMJ 地点における微動アレイ観測による位相速度と、既存の深部地盤構造モデル（J-SHIS V4 及び JIVSM）による理論位相速度との比較を図 18 に併せて示した。約 0.8〜5 Hz で、観測位相速度は J-SHIS V4 モデル（先名・他, 2023）による理論位相速度を下回っている。一方で、JIVSM（Koketsu et al., 2012）との比較では、観測位相速度は JIVSM による理論位相速度を上回っている。

小半径の微動アレイ探査と同様、Hallo et al. (2021)の手法により位相速度を逆解析し、推定された S 波速度構造を図 19 及び 20 に示す。位相速度へのフィッティングは良好である。基盤深度については、約 450 m と、周辺の反射法地震探査結果に比べ深めに推定されている。基盤岩上面付近の風化による速度低下の可能性も考えられるが、今回の微動データでの深部の構造推定には不確実性が大きいとも考えられるため、H/V スペクトル比とのジョイントインバージョンなどを検討する必要がある。亀岡盆地の最深部付近での探査であったものの、表層付近の S 波速度は比較的大きく、V_{S30} の推定値は 503 m/s であった。深さ約 12 m から、S 波速度は 700 m/s を超える推定結果となった。

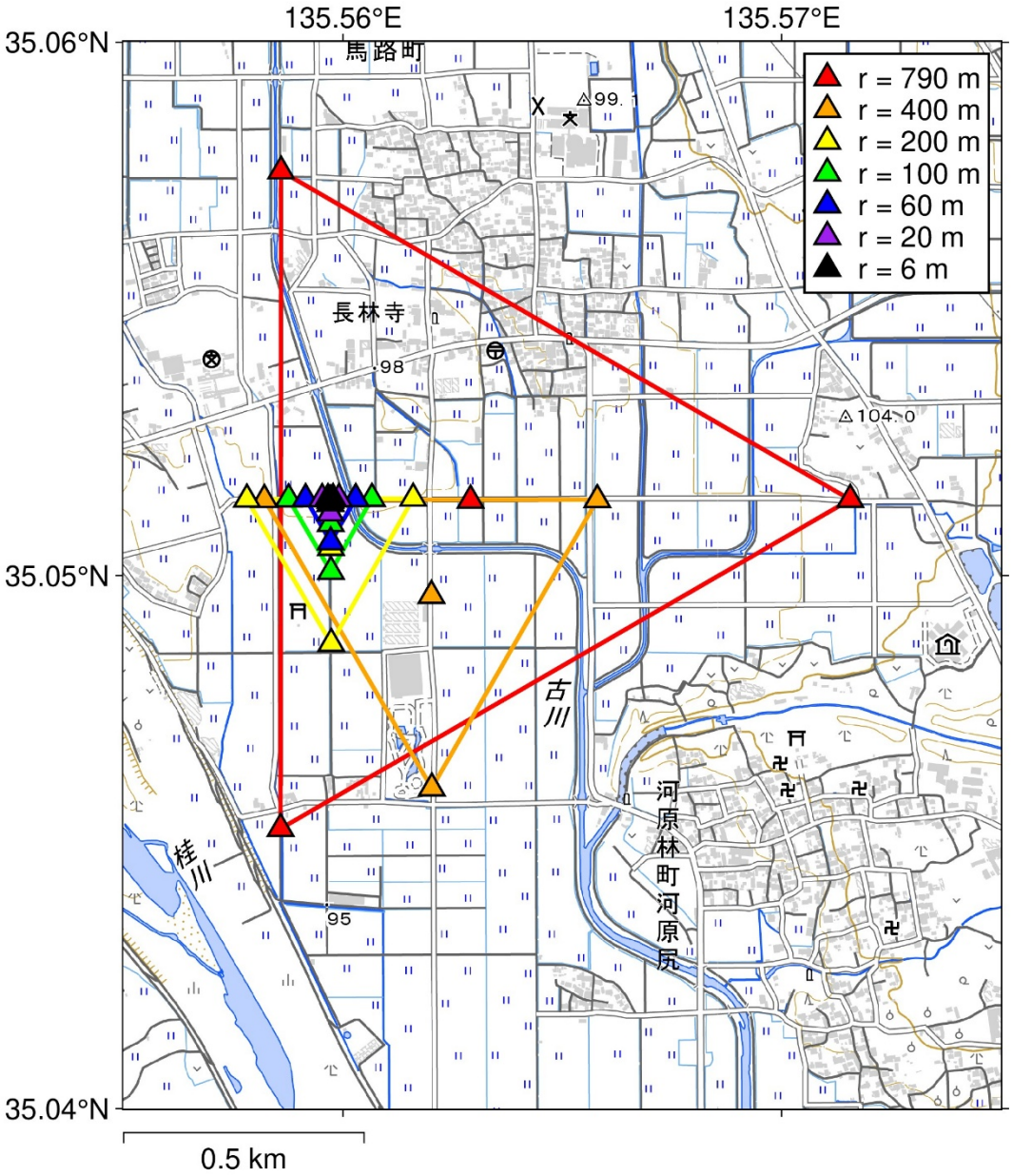


図 17 UMJ アレイのアレイ配置。基図は地理院タイルを使用。



写真 2 UMJ アレイの観測実施風景

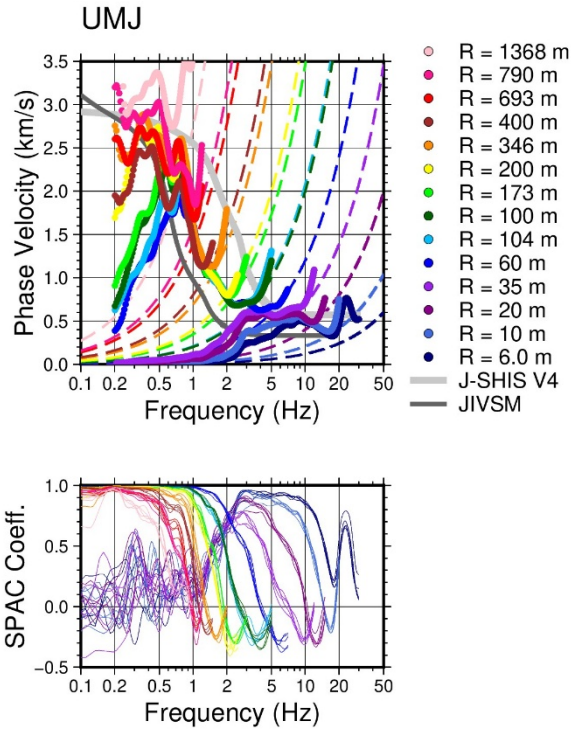


図 18 UMJ 地点での微動アレイ観測で得られた位相速度（上図）と SPAC 係数（下図）。プロットの色の違いがアレイ半径に対応する。破線はアレイ半径の 2 倍の波長に対応し、SPAC 法で位相速度を推定可能な波長の下限を表す。薄灰線は J-SHIS V4 モデル（先名・他, 2023）、濃灰線は全国 1 次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）からアレイ中心点直下の S 波速度構造を抽出して計算した Rayleigh 波基本モードの分散曲線。

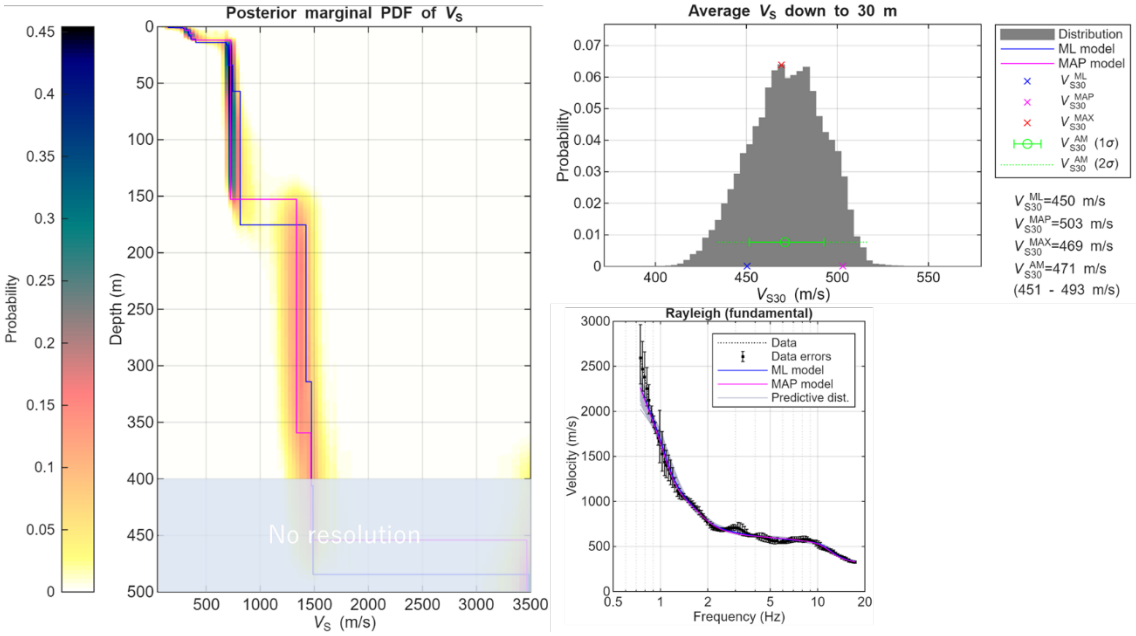


図 19 UMJ 地点での S 波速度構造推定結果

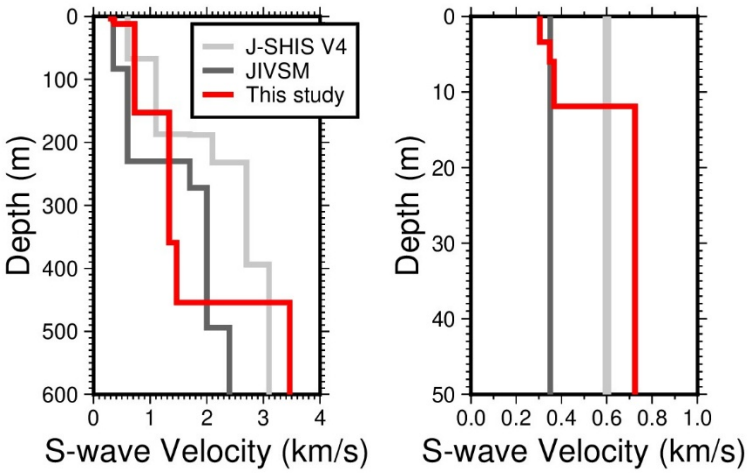


図 20 UMJ 地点での S 波速度構造推定結果と既存モデルの比較。右図は左図の深さ 50 m 以浅を拡大したもの。

b）単点微動観測

微動アレイ探査の予察調査も兼ねて、亀岡盆地内の 17 地点（図 21、表 3）で単点微動観測を実施し、微動の H/V スペクトル比を得た。現地での微動観測は、令和 7 年 9 月 9～10 日の日中に実施した。天候は晴れであった。地震計は東京測振製サーボ型速度計 VSE-15D6（感度 10 V/(cm/s)）を三成分、収録装置は白山工業製 DATAMARK LS-8800（A/D 変換器の形式分解能 24 bit）を使用した。LS-8800 の収録設定は、チャンネルゲインを 4 倍、サンプリング周波数を 100 Hz、デシメーションフィルタの位相特性を線形位相、カットオフ周波数を 40 Hz とした。

H/V スペクトル比の解析は、交通ノイズなどの含まれていない 40.96 秒間の区間を可能な限り抽出した（最少でも 5 区間以上、最も多い地点で 51 区間）。抽出した各区間の各成分の微動波形記録に対して、フーリエ変換によりフーリエスペクトルを求め、Konno and Ohmachi (1998)の方法によりスペクトルの平滑化を行った（平滑化の幅を規定する係数 b の値は 40 に設定）。各区間について得られた H/V スペクトル比をアンサンブル平均したものを観測 H/V スペクトル比とした。

図 22 に全地点の観測 H/V スペクトル比を示し、図 21 の地図中に H/V スペクトル比のピーク周波数の空間分布を示した。桂川（大堰川）左岸の亀岡市河原林町周辺（KM2507、KM2514～KM2517）でのピーク周波数は 0.5～0.6 Hz であった。それより北の馬路町周辺（KM2510～KM2513）では、ピーク周波数が 0.6～0.8 Hz とやや高く、同様の堆積層であるとすると、KM2514～KM2517 に比べて、基盤深度がやや浅いと考えられる。一方、旧城下町の広がる右岸の低位段丘上の地点（KM2501～KM2504）では、H/V スペクトル比のピーク周波数は、0.7～1.3 Hz と盆地中心部の沖積層分布域に比べて高い。盆地の南端部に近く、左岸に比べて基盤深度が相対的に浅いと考えられる。

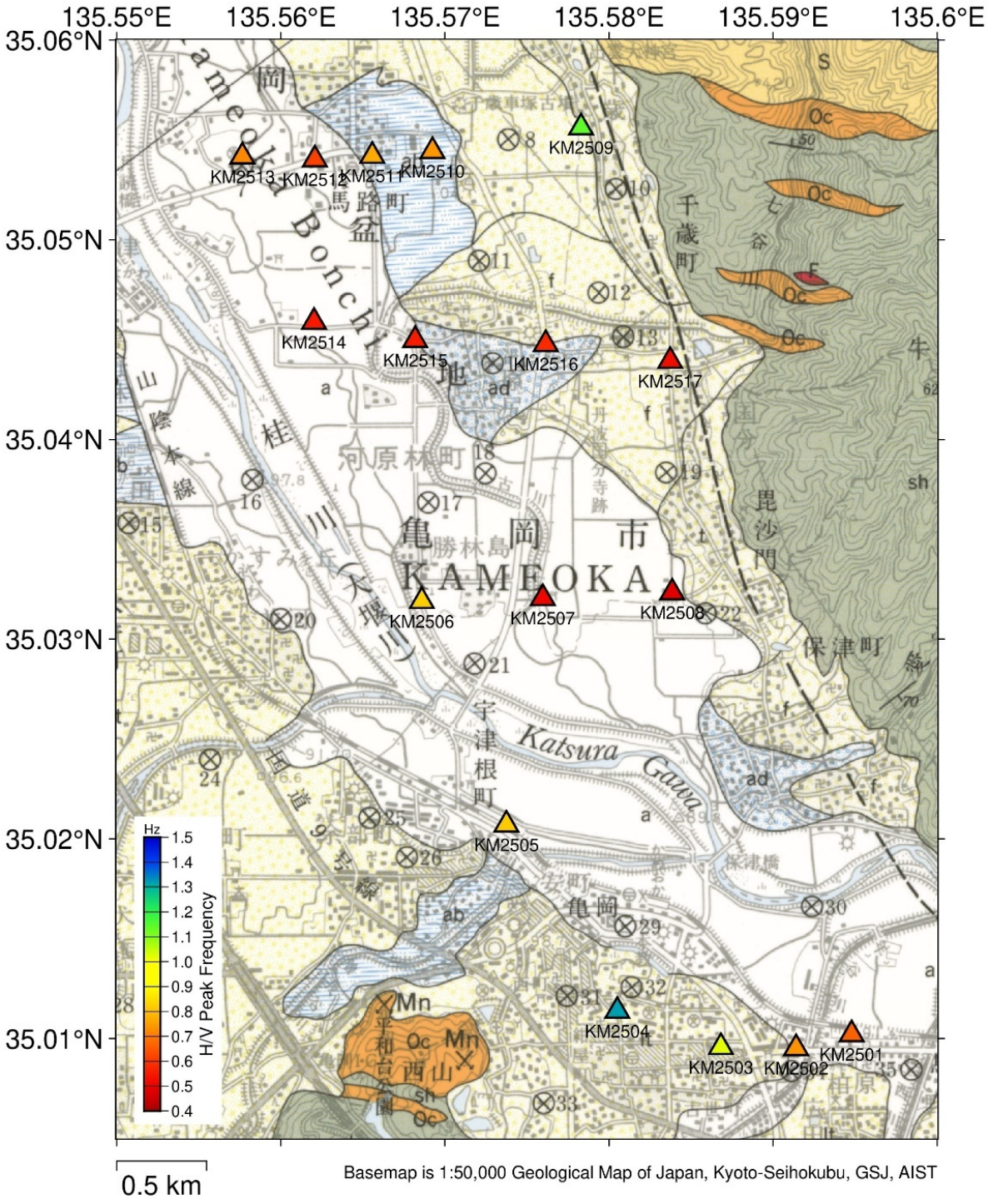


図 21 亀岡盆地における単点微動観測点（△印、色は H/V スペクトルの卓越周波数に対応する）。基図は 5 万分の 1 地質図幅「京都西北部」（井本・他, 1989）。地質図の凡例：a 沖積層、ab 後背湿地堆積物、ad 新規扇状地堆積物（以上、完新世）、f 扇状地堆積物、t 崖錐堆積物、lt 低位段丘堆積物（以上、更新世）、F 岩脈（珪長岩）（以上、白亜紀）、S 砂岩及び泥岩互層、sh 頁岩及び泥質混在岩、Oc チャート（以上、三畳紀－ジュラ紀後期）。

表 3 亀岡盆地における単点微動観測の諸元

観測点	緯度（° N）	経度（° E）	観測日	開始時刻	終了時刻	所在地	ピーク周波数（Hz）
KM2501	35.01021	135.59479	2025/9/9	9:26	11:11	亀岡市篠町柏原	0.67
KM2502	35.00951	135.59140	2025/9/9	9:42	11:30	亀岡市三宅町	0.74
KM2503	35.00956	135.58682	2025/9/9	9:56	11:34	亀岡市突抜町	1.02
KM2504	35.01138	135.58051	2025/9/9	10:08	11:38	亀岡市内丸町	1.32
KM2505	35.02071	135.57375	2025/9/9	12:45	13:53	亀岡市河原町	0.82
KM2506	35.03190	135.56860	2025/9/9	12:58	14:22	亀岡市河原林町勝林島	0.82
KM2507	35.03205	135.57597	2025/9/9	13:11	14:26	亀岡市河原林町勝林島	0.51
KM2508	35.03233	135.58385	2025/9/9	13:22	14:31	亀岡市千歳町毘沙門	0.49
KM2509	35.05561	135.57830	2025/9/9	14:46	16:35	亀岡市千歳町千歳	1.14
KM2510	35.05443	135.56925	2025/9/9	14:55	15:57	亀岡市馬路町	0.74
KM2511	35.05419	135.56558	2025/9/9	15:04	16:12	亀岡市馬路町	0.77
KM2512	35.05401	135.56208	2025/9/9	15:14	17:07	亀岡市馬路町	0.62
KM2513	35.05416	135.55766	2025/9/9	16:07	17:10	亀岡市馬路町	0.72
KM2514	35.04588	135.56203	2025/9/9	16:27	17:23	亀岡市河原林町河原尻	0.55
KM2515	35.04497	135.56819	2025/9/10	13:30	14:40	亀岡市河原林町河原尻	0.55
KM2516	35.04477	135.57615	2025/9/10	13:18	14:35	亀岡市河原林町河原尻	0.58
KM2517	35.04392	135.58373	2025/9/10	13:07	14:30	亀岡市千歳町国分	0.53

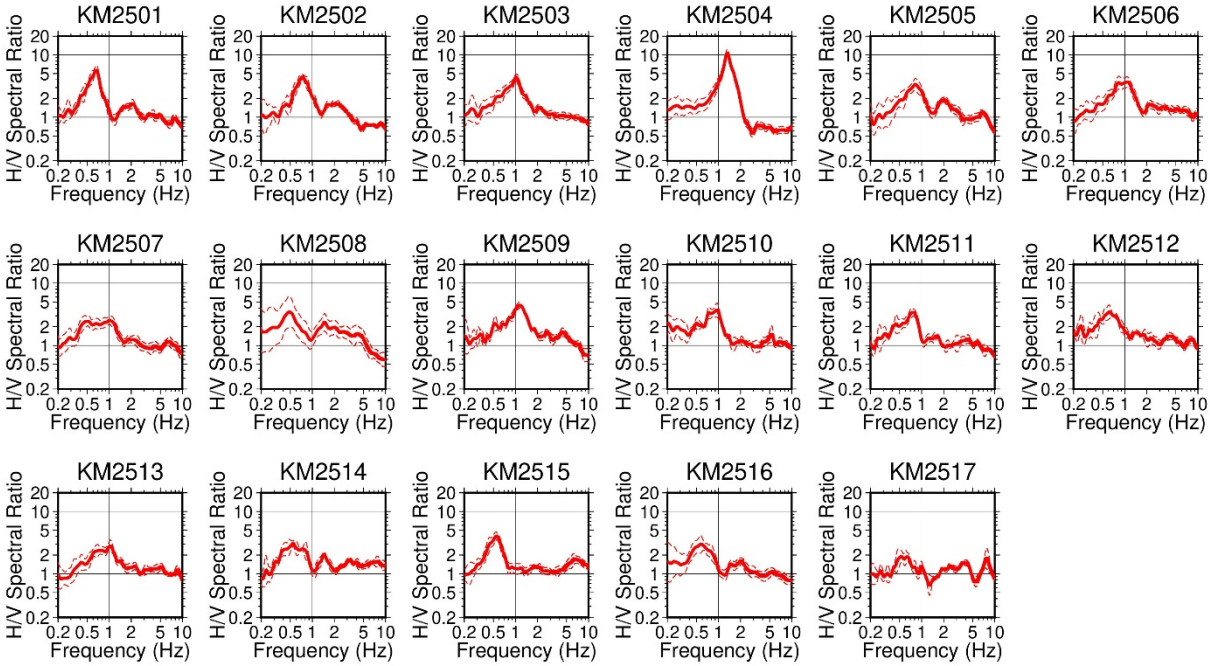


図 22 亀岡盆地における微動 H/V スペクトル比。破線は標準偏差を表す。

c）重力データ解析による基盤深度推定

亀岡盆地周辺を対象に、既存の出版公開されている重力探査データベースから重力探査測定データを収集・整理した。収集したデータをもとに、ブーゲー重力異常を解析し、重力基盤面をモデル化することで、基盤岩深度分布のデジタルデータとして作成した。

はじめに､既存の深井戸ボーリング情報と反射法地震探査結果に関する文献調査を行い、基盤深度情報が得られている地点とその深度情報を整理した。ボーリングデータは、国土交通省の国土地盤情報検索サイト KuniJiban のボーリングデータベースから、検討対象範囲のボーリングデータのうち、基盤岩に関する情報の記載がある柱状図を取得した。取得した柱状図は 40 地点である。また、国土交通省（旧国土庁）による全国深井戸資料台帳から、亀岡盆地周辺のボーリングに関して基盤岩と判断できる柱状図を選び、基盤岩深度を読み取り、5 地点分の情報が得られた。このほか、近畿農政局計画部（1973）が宇津根橋北詰付近で実施した試錐調査（掘削長 180 m）について、当該文献から情報を読み取った。清水・黒川（1974）によれば、深さ 15 m までの玉石混じり砂礫層は沖積層、深さ 71 m までは砂礫層（段丘堆積層及び篠層上部)、深さ 71～168 m は大阪層群上部の粘土、砂、砂礫、泥炭層、深さ 168 m 以深は基盤岩（チャート、ホルンフェルス）と判読されている。基盤岩に到達しているボーリングデータの多くは、国道 478 号京都丹波道路（旧一般国道 9 号亀岡道路）建設に伴うものであり、亀岡盆地東部では基盤岩まで到達しているボーリングデータは少ない。

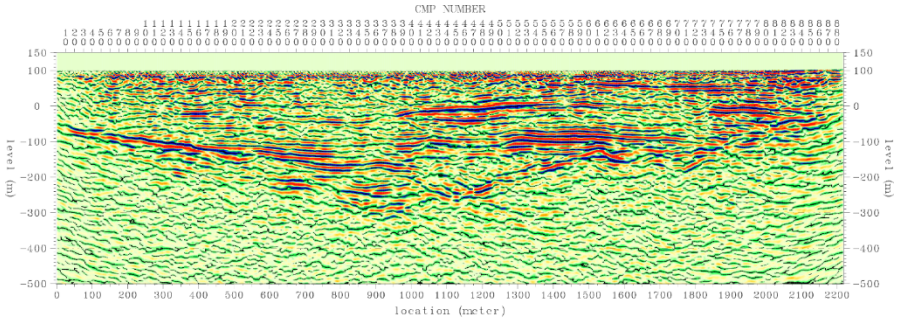
反射法地震探査は、表 4 に記載の 3 測線のデータを整理した。各測線における深度断面図を図 23 に示す（測線位置は図 24 参照)。反射法地震探査の深度断面図から、基盤岩上面と推定される反射面の深度をトレースした。トレースした基盤深度とそれぞれの CMP 座標から、各測線における基盤岩深度分布を与えた。基盤岩深度を与えた間隔は CMP40（水平距離 100 m）毎とした。反射法地震探査による基盤深度は、河原林測線で 20～372 m、馬路測線で 163～261 m、保津測線で 82～348 m であり、亀岡断層帯を横切る地点で、基盤深度が急変する特徴がある（京都府, 2003, 2004)。

以上の作業により整理された基盤岩深度分布を図 24 に示す。

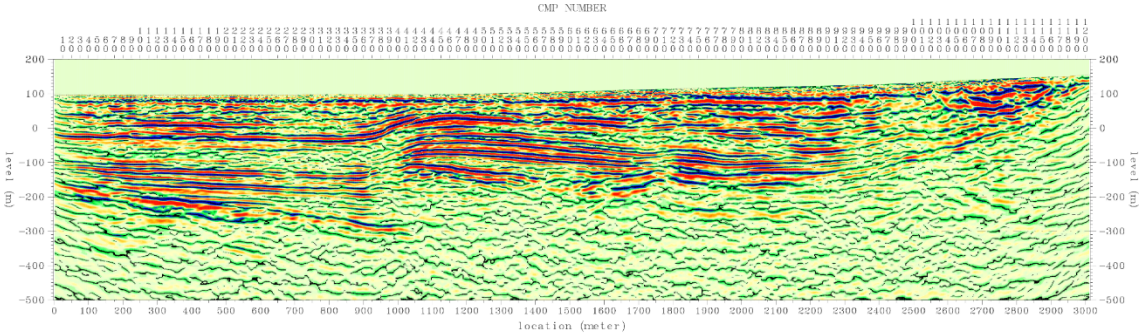
表 4 基盤岩の判読対象とした反射法地震探査データ

実施業務名	測線名	測線長	出典
三峠－京都西山断層帯に関する調査	平成 14 年度河原林測線	3,195 m	京都府（2003）
	平成 15 年度馬路測線	2,215 m	京都府（2004）
	平成 15 年度保津測線	1,285 m	京都府（2004）

馬路測線



河原林測線



保津測線

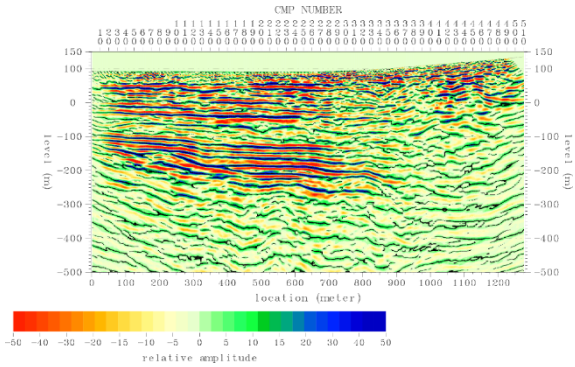


図 23 亀岡盆地における反射法地震探査の深度断面図（京都府, 2003, 2004）

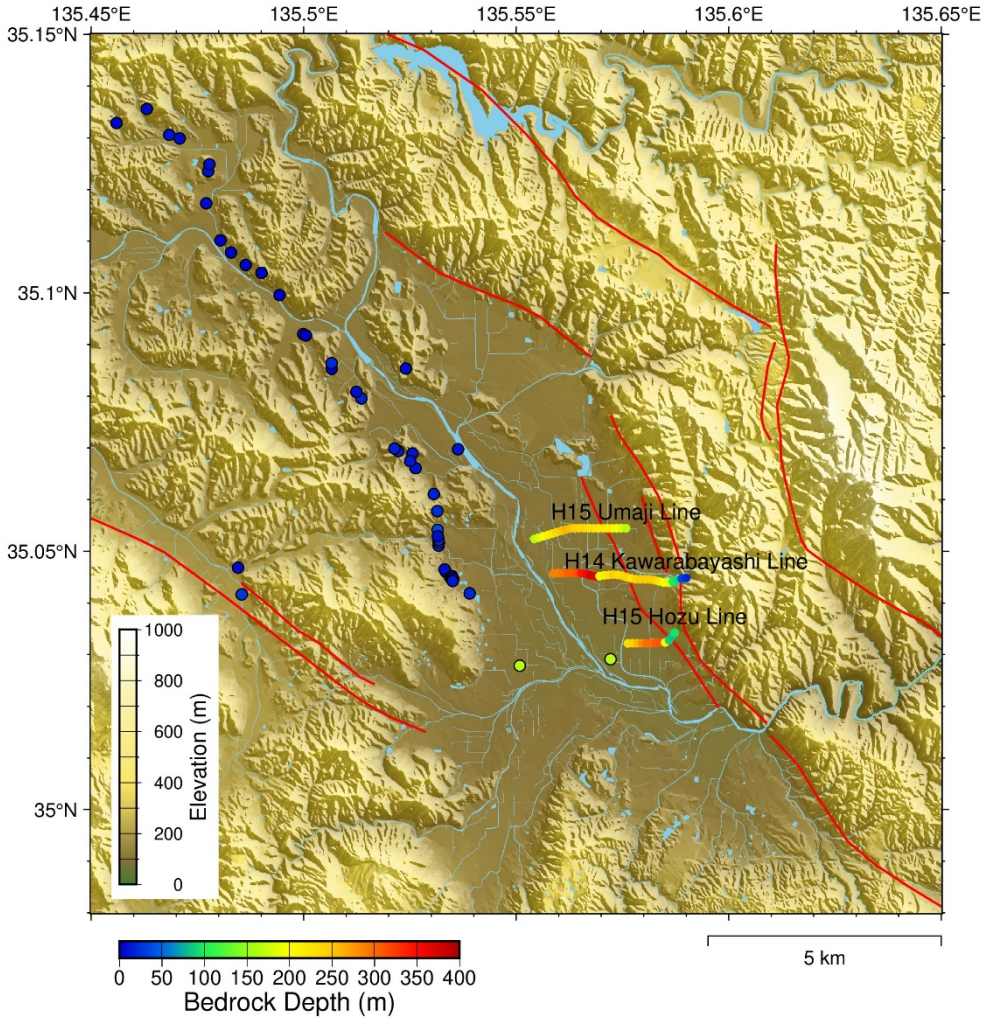


図 24 亀岡盆地周辺の既存の調査情報による基盤岩深度分布。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）。赤線は産業技術総合研究所活断層データベースによる活断層トレース。丸印はボーリング位置。

次に、既存の重力探査データベースを用いて重力基盤面をモデル化し、重力基盤面深度のデジタルデータを作成した。使用した重力データは Yamamoto et al. (2011)、本多・他（2012)、産業技術総合研究所地質調査総合センター（2013）である。亀岡盆地周辺の基盤岩は丹波帯であると考えられ、丹波帯そのものの密度値は不明であるが、ここでは仮定密度 2.67 g/cm^3 のブーゲー異常値を用いた。亀岡盆地の主な堆積層は大阪層群であるため、堆積層内における密度変化は大きくないと仮定し、堆積層と基盤岩からなる単純な 2 層モデルとして評価した。具体的な解析手順は以下のとおりである。

① 各機関のブーゲー異常データを整理した。基盤岩深度分布のモデル作成範囲は亀岡盆地周辺であるが、重力値はプレートの沈み込みなどにより広域的な傾向を有する。傾向面補正の精度を確保するため、東経 135.40～135.7 度、北緯 34.95～35.2 度の範囲のブーゲー異常データを対象とした。ブーゲー異常のデータ分布を図 25 に示す。対象範囲を東方及び南方へ拡げていない理由は、傾向面除去の際に堆積層の影響を極力排する

ためである。

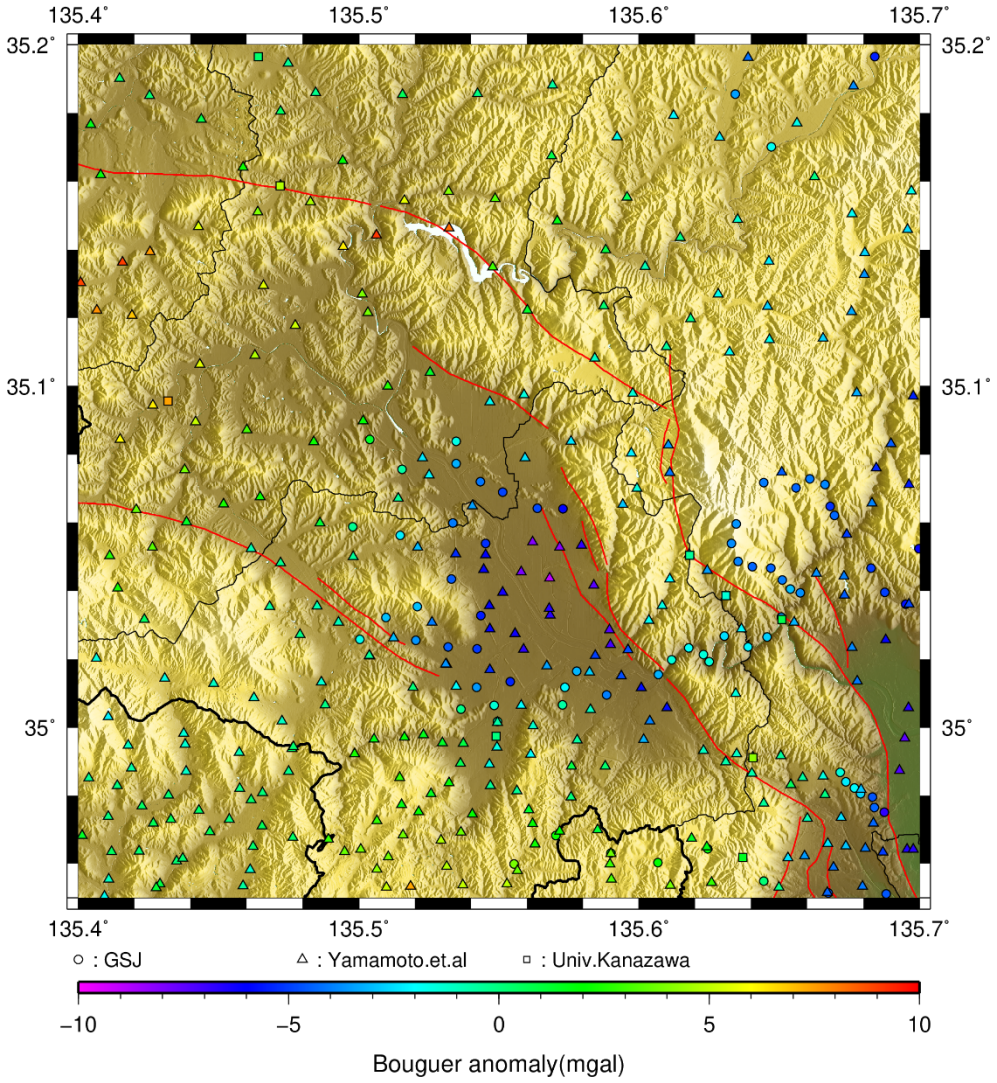


図 25 亀岡盆地周辺におけるブーゲー重力異常のデータ分布（仮定密度 2.67 g/cm^3）

② ①で作成したデータセットに対して、Generic Mapping Tools の surface コマンドを用いて補間し、メッシュデータとした。補間の間隔は東西・南北とも 0.0005° 刻みとした。補間により得られたブーゲー異常分布を図 26 に示す。なお、図 26 はモデル化の対象範囲である東経 135.50～135.66 度、北緯 34.97～35.12 度の範囲で描画した。

③ ②で作成した面的なブーゲー異常分布に対して、傾向面の除去を行った。この操作には Generic Mapping Tools の grdtrend コマンドを用いた。トレンド除去には傾向面の関数を仮定する必要がある。二次曲面及び三次曲面での比較を行い、全体の傾向を表現できていると見られる、三次曲面を仮定した傾向面除去を行った（図 27 左）。図 27（右）に傾向面除去後のブーゲー異常分布を示す。これを基盤岩深度分布推定のためのベースデータとした。

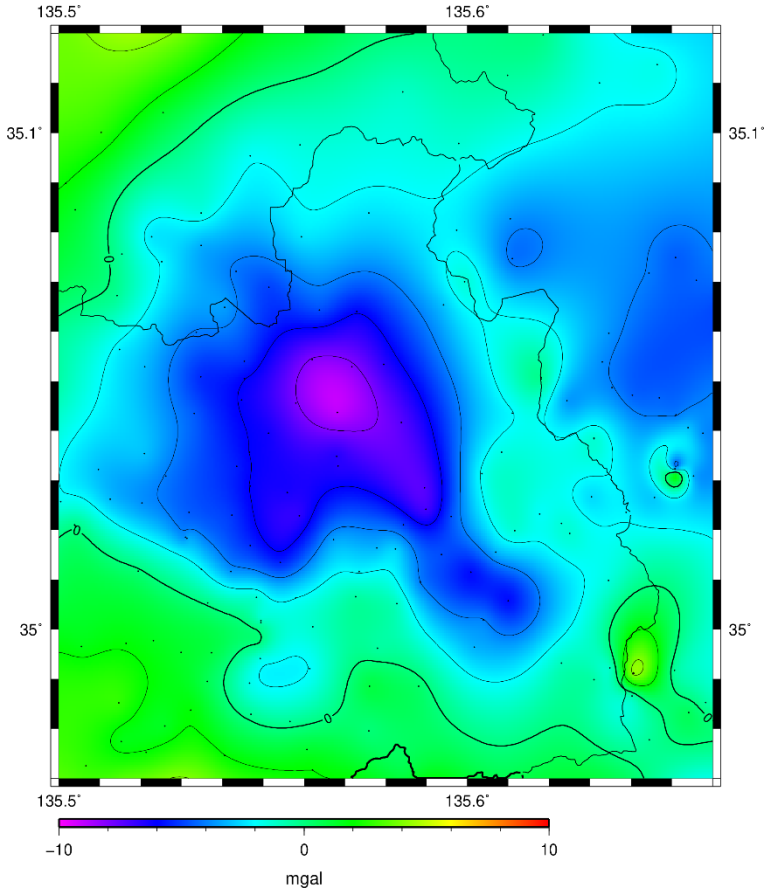


図 26 亀岡盆地周辺におけるブーゲー異常分布（仮定密度 2.67 g/cm^3）

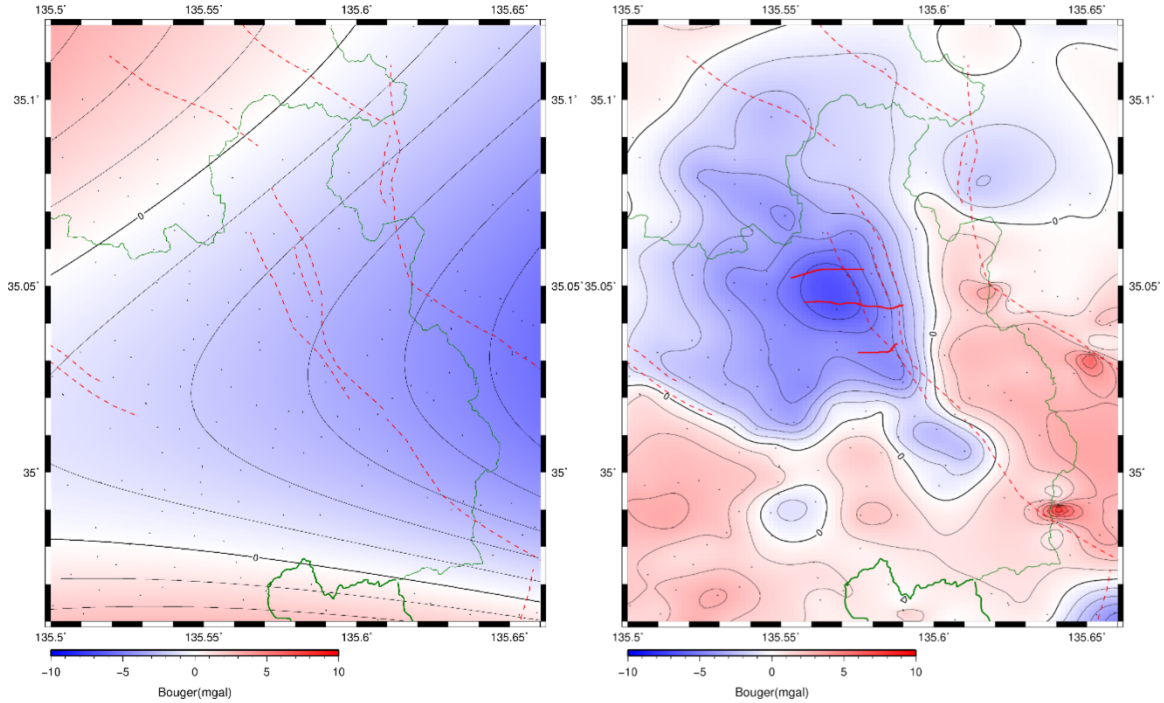


図 27 亀岡盆地周辺における三次曲面を仮定した傾向面（左）及び傾向面除去後のブーゲー異常分布（右）。赤実線は反射法測線位置（京都府, 2003, 2004）、赤破線は産業技術総合研究所活断層データベースによる活断層トレースを表す。

④　③で作成した傾向面除去後のブーゲー異常分布に対して、岩着ボーリングによる基盤岩深度、反射法地震探査による推定基盤岩深度、及び基盤岩露出地点をコントロールポイントとして、最小二乗法により面的な深度の推定を行った。得られた亀岡盆地の基盤岩深度分布を図 28 に示す。空間分布の特徴は、微動 H/V スペクトル比のピーク周波数分布の傾向とも対応する。

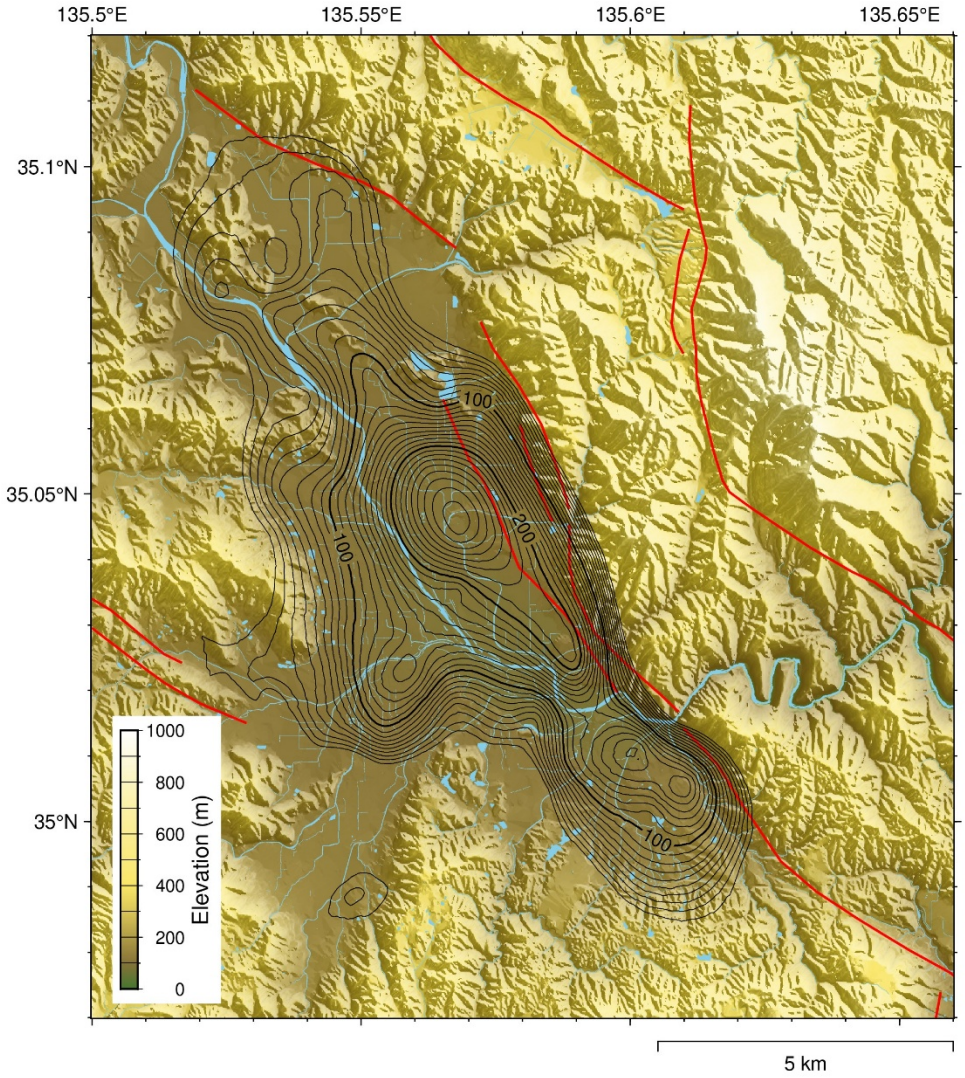


図 28 亀岡盆地周辺における基盤岩深度分布。基図は国土地理院数値地図(国土基本情報)。赤線は産業技術総合研究所活断層データベースによる活断層トレース。

作成した基盤岩深度モデルの最深部は、河原林測線（京都府, 2003）の最深部であった CMP380 付近に位置し、その深さは概ね 280 m 強である。反射法地震探査結果を参照すると、この付近の基盤深度は約 370 m であるが、その東の CMP400 付近では盆地下に伏在する断層運動により深さ 200 m 程度と、ごく浅くなる。重力データから推定された基盤深度はこれらが平均化されたものと考えられる。なお、周辺の基盤岩からの積分値となるた

め、基盤岩の落差ほど明瞭には重力値の違いとして現れにくいこと、この付近における重力測定点が 1 点であり、補間により面が平滑化されていることが基盤形状の違いとして現れていると見られる。

亀岡盆地東部では、北緯 35.00～35.05 度付近では、亀岡断層帯付近に基盤岩深度コンターが密になっている。図 23 に示した保津測線（京都府, 2004）でも CMP390～400 付近に断層が存在するものと見られ、基盤岩の高低差は約 300 m と推定される。この基盤岩の落差が、推定した基盤深度モデルの急変を与えていると考えられる。モデルの基盤深度は断層帯よりもさらに東の山地側にも推定されているため、逆断層型として低角に基盤岩が沈み込んでいる可能性も考えられるが、保津測線では明瞭な形状が判別しにくく、断層の傾斜に関しては判断がつかない。また、重力の測定点もごくわずかであるため、傾向面除去後のブーゲー異常に基盤岩の急変帯を狭めるほどの形状を与えられなかった可能性がある。

北緯 34.98～35.10 度、東経 135.53～135.56 度付近にあたる亀岡盆地の南西部では、北緯 34.99 度、東経 135.55 度付近（亀岡市曽我部町周辺）の一部を除いて、基盤岩深度が求まっていない。ブーゲー異常の値から基盤岩深度はごく浅いものと予想できるものの、基盤岩深度を拘束することのできる情報がないことも影響しているものと考えられる。

3) 1830 年文政京都地震の震源位置の推定

1830 年文政京都地震（1830 年 8 月 19 日、文政十三年七月二日）をテストケースとして、史料の分析結果をもとに、強震動評価による当該地震の震源位置や規模の推定を試行した。西山・他（2026）は、1830 年文政京都地震に関する史料を判読し、個々の史料の信頼性を吟味した上で、信頼性の高い史料に記された地震被害や揺れの記述から、西山・原田（2022）が提案した、宇佐美（1986, 2010）の震度判定表を用い、建造物の築年数や構造などによる脆弱性も考慮し被害状況を評価して推定する方法によって、各地点の震度を図 29 の地図に示すとおりに推定した。これによれば、京都盆地北東部では震度 5 強～6 強、亀岡盆地では震度 5 弱～6 弱である。また、園部盆地でも園部城の屋根瓦が多数落下し、震度 5 強と判定されている。京都盆地南部では、伏見の町家や奉行所、淀城、宇治橋などで被害が報告されている。大津では特に大きな被害はみられず、大坂や奈良でも目立った被害は見受けられない、と西山・他（2026）では報告されている。有感範囲は、氷見（富山県）や伊勢（三重県）から出雲（島根県）に及ぶ。図中の強地震（Felt strong shaking）や大地震（Felt marked shaking）は震度 4、地震（Felt shaking）は震度 3 に相当する。

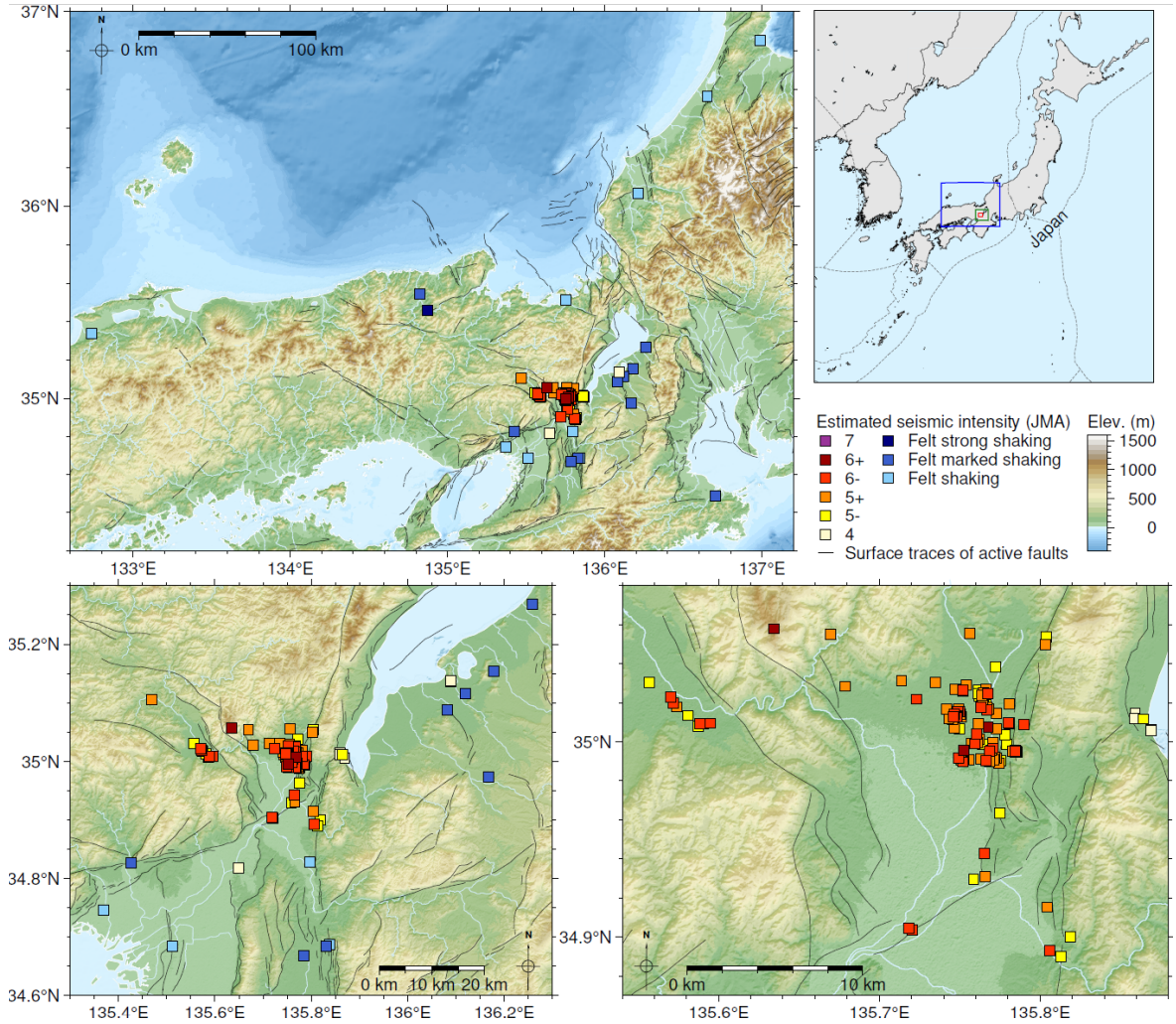


図 29 西山・他（2026）による 1830 年文政京都地震の震度分布。□印は西山・他（2026）が史料から判定した震度の推定地点とその震度階を示す。

強震動評価は、点震源を仮定した地震動予測式による評価とした。まず、気象庁計測震度を対象とした既存の地震動予測式を調査し、Shabestari and Yamazaki (1998)、Campbell and Bozorgnia (2011)、森川・他 (2010)、Morikawa and Fujiwara (2013)の 4 つを選んだ。このほかに、松崎・他 (2006) の地震動予測式は、地盤増幅率を陽に含まないため、検討対象から除外した。これら 4 つの地震動予測式の比較例が図 30 である。同図では、M_{JMA} 6.5、V_{S30} が 300 m/s の場合の例を示した。Shabestari and Yamazaki (1998)の式は、震源近傍で他の式に比べて震度が大きくなる傾向にあるが、地震動予測式作成の元データが断層最短距離 10 km 以内の観測データをほとんど含まないことに留意が必要である。森川・他 (2010) をさらに改良した Morikawa and Fujiwara (2013)と Campbell and Bozorgnia (2011)は、震源距離約 30 km 以内での違いは大きくない。今回の比較対象とする震度データは、計測震度ではなく階級化された値であるので、両者の地震動予測式の違いによる影響は小さいと考え、以下に示す Morikawa and Fujiwara (2013)の地震動予測式を用いることとした。

$$\frac{I_{JMA}}{2} = -0.0321\{\min(M_W, 8.2) - 16.0\}^2 - 0.003736X + 6.9301 - \log\left(X + 0.005078 \cdot 10^{0.5\min(M_W, 8.2)}\right) + 0.032214\log\left[\frac{\max(320, D_{1400})}{300}\right] - 0.7565\log\left[\frac{\max(1200, V_{S30})}{350}\right]$$

ここで、I_{JMA}は計測震度、M_Wはモーメントマグニチュード、Xは断層最短距離、D_{1400}は S 波速度 1,400 m/s 層の上面深度、V_{S30}は地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度である。

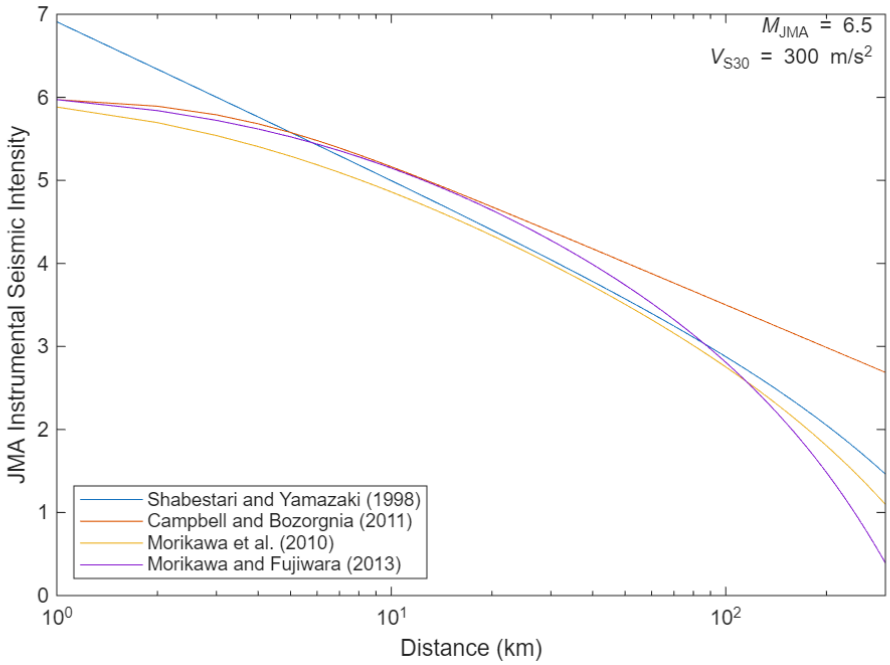


図 30 計測震度の地震動予測式の比較例

震度データを用いた逆解析の手順は以下に述べるとおりである。未知変数は、デカルト

座標の 2 成分（東西方向、南北方向）及びモーメントマグニチュードM_Wの計 3 つである。深さに関する解像度は乏しいと考えられるため、地表地震断層を伴わない内陸地殻内地震として、地震発生層の上限である 3 km に固定し、断層最短距離Xを計算した。3 つの未知変数からなるモデルベクトル$\mathbf{m}$の事前確率分布は一様分布とし、事後確率$p(\mathbf{m}|\mathbf{d}_{\mathrm{obs}})$を

$$p(\boldsymbol{m}|\boldsymbol{d}_{\mathrm{obs}}) \propto \exp\left(-\frac{1}{2}\sum_{i}\frac{\left(I_{\mathrm{obs},i}-I_{\mathrm{syn},i}\right)^2}{\sigma_D^2+\sigma_M^2}\right)$$

の式で評価した。ただし、$I_{\mathrm{obs},i}$は西山・他（2026）による各地点 i の推定震度（本解析での観測データ）であり、それを全地点分まとめたものがデータベクトル$\mathbf{d}_{\mathrm{obs}}$、$I_{\mathrm{syn},i}$は Morikawa and Fujiwara (2013)による予測震度である。σ_Dは観測誤差（ここでは 1.0 と仮定）、σ_Mはモデル誤差（ここでは Morikawa and Fujiwara (2013)より 0.3493 と仮定）である。Bayesian Inversion には Hallo et al. (2019)の解析コードを本調査研究での解析に適用するよう改良したものを用いた。

震度の評価地点が、本調査研究による微動アレイ探査実施地点から半径 1 km 以内にある場合は、微動アレイ探査から推定された V_{S30} を用いた。それ以外の京都盆地内の地点では、奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測で作成した浅部地盤構造モデル（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, 2022；浅野・他, 2022）による V_{S30} を用いた（図 31)。そのほかの遠方の地点では、J-SHIS 浅部地盤構造モデル V4（若松・松岡, 2020）による V_{S30} を参照した。

図 32 に推定結果を事後確率密度関数として示す。震央に関するデカルト座標の原点は、宇佐美（2010）による震央位置（北緯 35.1 度、東経 135.6 度）を原点とした。その結果、震央位置は、宇佐美（2010）の震央よりも約 7.5 km 南東の越畑断層帯周辺（高尾山付近）に求まった（図 33)。尤度最大（事後確率最大）となる震央位置は北緯 35.0546 度、東経 135.6605 度、M_{W} 6.36 と推定された。それらの推定誤差 2σ（95%信頼区間に相当）は、東西方向±8.9 km、南北方向±13 km、M_{W}±0.4 であった。越畑断層帯は北東に傾斜する逆断層と考えられており（宮内・他, 2026)、上記の推定誤差を考慮しても、震央が越畑断層帯の北東に位置することから、1830 年文政京都地震の震央は越畑断層帯付近と判断できる。ただし、越畑断層帯やその周辺域において、江戸時代に形成された地表地震断層の存在はこれまで報告されていないことから、越畑断層帯に関連した地震活動であったとしても、1830 年文政京都地震が地表地震断層を伴う規模の地震であるとは考えにくい。各地点の史料による推定震度と計算震度の差（ミスフィット）と震央距離の関係を図 34 に示す。震央距離約 10～30 km で震度差が 1.0 程度ある地点が 3 地点あるが、これらは京都市内の寺院や宇治橋の地点であり、近傍の多地点に比べて推定震度が大きい地点であった。これらは、当該の建造物の個別の強度の差異などの理由で、周辺よりも大きな震度推定値となっていると推察する。図 34 を見る限り、ミスフィットの全体的な傾向として大きな偏りは見られなかった。

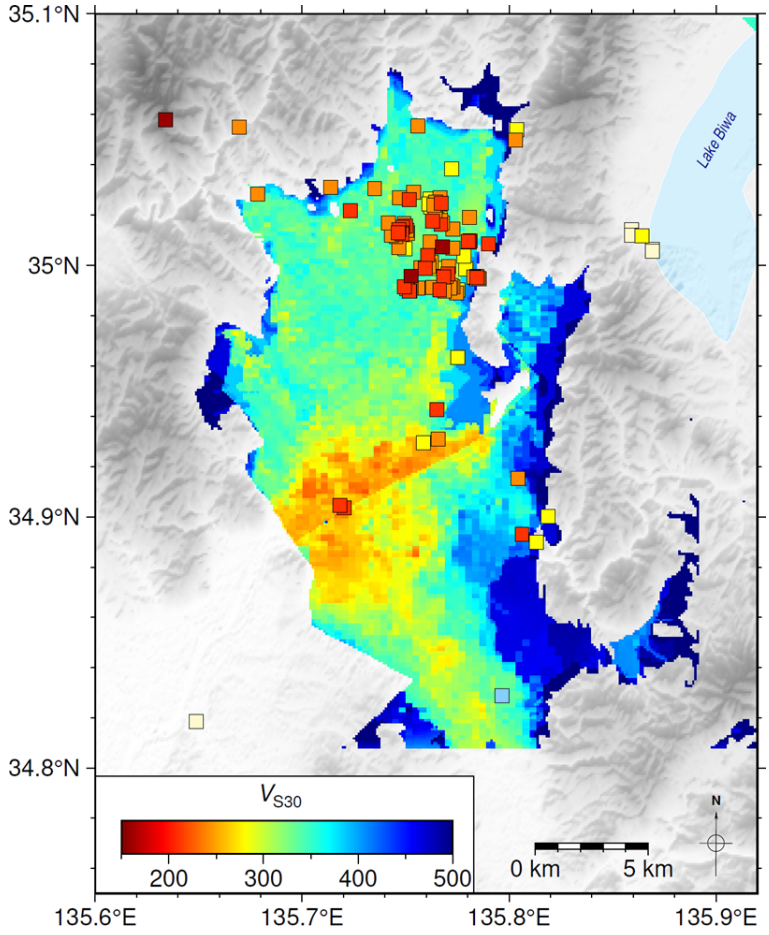


図 31 奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測で作成した浅部地盤構造モデル（文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 2022；浅野・他, 2022）による V_{S30} と西山・他（2026）による 1830 年文政京都地震の震度（□印、色の凡例は図 29 を参照のこと）の比較。

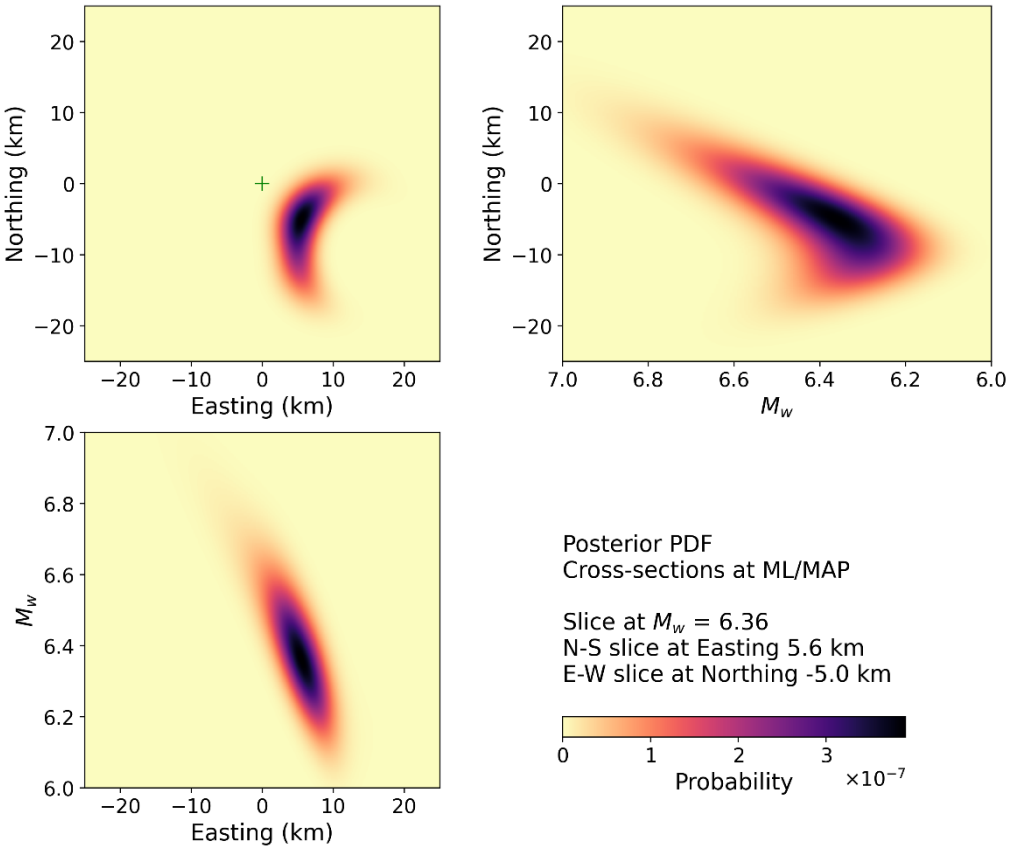


図 32 1830 年文政京都地震の震央推定結果の事後確率密度関数分布。デカルト座標の原点（十字印）は宇佐美（2010）による震央に対応する。

宮内・他（2026）によれば、越畑断層帯は、京都市右京区嵯峨越畑付近から同区嵯峨小倉山付近に至る、長さ 9 km で北西－南東方向に延びる北東側隆起の逆断層帯である。活動度は B 級、最新活動時期や活動間隔は不明とのことである。宇佐美（2010）や宇佐美・他（2013）では、1830 年文政京都地震の震央は、越畑断層帯の北西隣に位置する殿田－神吉断層帯の南東端付近に推定されている。殿田－神吉断層帯は、長さ約 23 km で西北西－東南東方向に延びる北側隆起を伴う左横ずれ断層帯であって、最新活動は 2,400 年前～2 世紀、活動間隔は 3,500～5,600 年と推定されている（宮内・他, 2026）。この最新活動時期は 1830 年文政京都地震とは対応しない。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）では、越畑断層帯や殿田－神吉断層帯の他に、樫原断層帯や亀岡断層帯なども含む一連の断層帯を京都西山断層帯（長さ 42 km、M7.2 程度）として評価されている。京都西山断層帯全体が活動する地震では、地表地震断層が出現するものと考えられるが、1830 年文政京都地震のようなひとまわり小さな地震規模では、一般には地表地震断層は出現しない可能性が高いと考えられる。このため、1830 年文政京都地震が越畑断層帯付近のみの M_W 6.4 程度の活動であれば、地表地震断層が出現したという報告は知られていないこととも矛盾しないと考えられる。

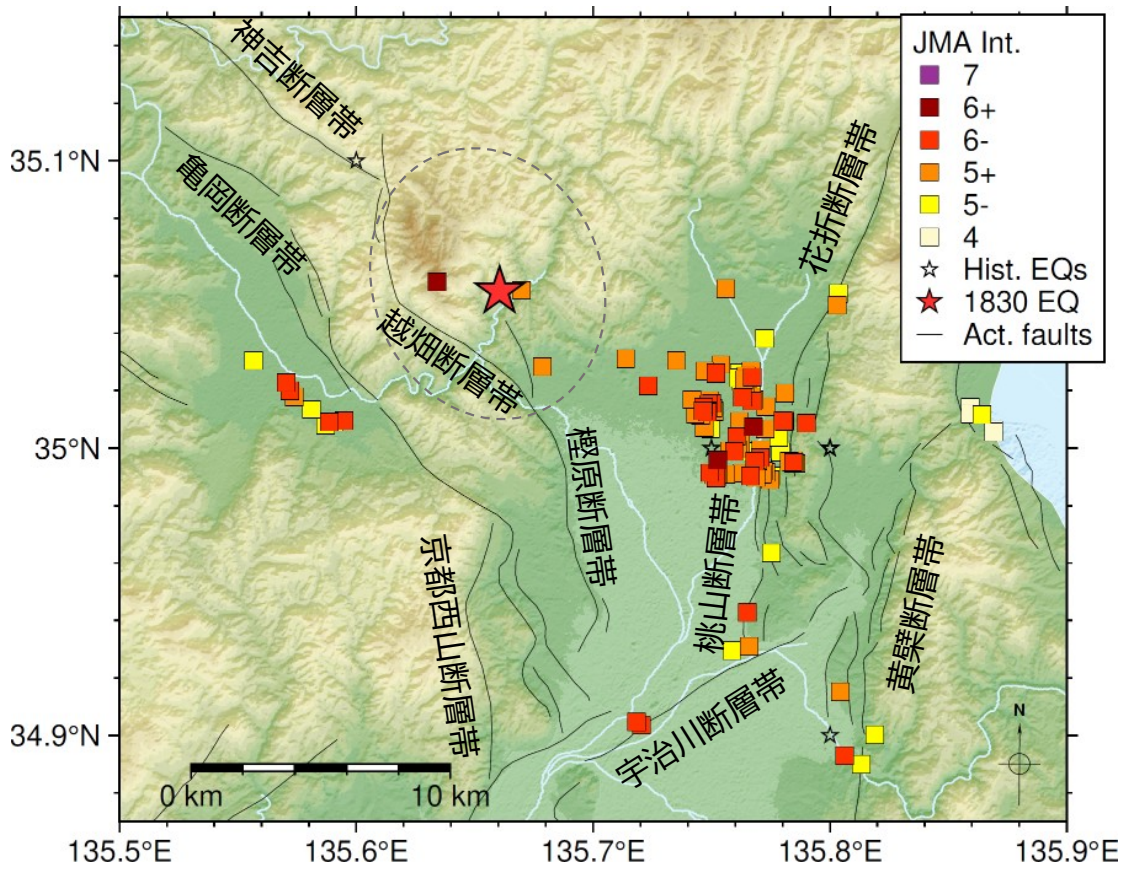


図 33 1830 年文政京都地震の震央推定結果と西山・他（2026）による震度分布。赤色の星印が尤度最大となる推定震央位置、破線は震央の推定誤差を考慮した範囲を表す。□印は西山・他（2026）が史料から判定した震度の推定地点とその震度階を示す。☆印は宇佐美（2010）による歴史地震の震央を表す。

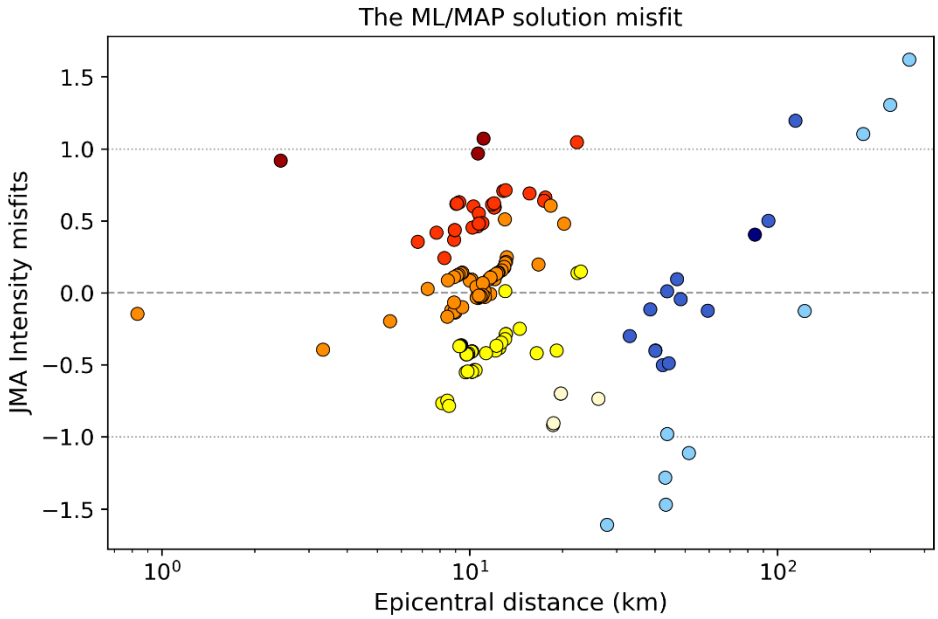


図 34 震度の残差の分布。丸印の色は史料からの推定震度を表す（図 29 の凡例と同じ）。

（c）結論並びに今後の課題

本サブテーマでは、既往の史料研究やサブテーマ 2.1 によって被害・推定震度分布が得られているものの、震源断層や地震規模が不確かな地震を対象に、微動アレイ探査等による地盤構造モデルの高度化を行った上で、強震動を計算することにより、震源断層や地震規模の推定やその不確実性評価を行うことで、内陸地震の長期評価の高度化に資することを目的としている。初年度は、テストケースとして、史料分析によって地震被害や推定震度が詳細に報告され、既往の研究も豊富な近代以前の歴史地震である、1830 年文政京都地震を調査対象とした。当該地震の地震被害が報告されている亀岡盆地、園部盆地、京都盆地のうち、地盤構造に関する情報が不足している 18 地点にて、微動アレイ探査を行い、浅部地盤の S 波速度構造及び V_{S30}（地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度）を推定した。また、盆地全体の深部地盤構造に関する既往研究の乏しい亀岡盆地を構成する堆積層の構造を把握するため、大半径の微動アレイ探査の実施に加え、既存の重力測定値、反射法地震探査結果、岩着ボーリング資料を解析し、亀岡盆地の基盤深度分布をモデル化した。これらの地盤構造調査結果は、強震動評価のための地下構造モデル高度化にも資するものである。強震動評価によって歴史地震の震源断層や地震規模を推定する手順を整理し、1830 年文政京都地震をテストケースとして試行した。史料分析から得られた震度データを用いた Bayesian Inversion により、震央位置とモーメントマグニチュードを推定した結果、推定震央は北東側隆起の逆断層である越畑断層帯付近、モーメントマグニチュードは 6.4 程度と推定された。地表地震断層が出現しないと一般に考えられている地震規模であるものの、周辺の活断層分布との比較では、越畑断層帯に関連した活動に対応する可能性も考えられる。次年度以降も、今年度の調査結果を踏まえ、対象とする歴史地震の震源断層推定の解析事例を蓄積するとともに、そのための地盤構造情報の収集が必要である。

（d）引用文献

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

浅野公之・岩田知孝・濱田晃之・吉田邦一・染井一寛・関口春子，ボーリングデータベース解析と微動アレイ観測による京都盆地～奈良盆地の浅部地盤速度構造モデルの作成，日本地震学会 2022 年度秋季大会，S16-03, 2022.

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.

Campbell, K. W. and Y. Bozorgnia, A ground motion prediction equation for JMA instrumental seismic intensity for shallow crustal earthquakes in active tectonic regimes, Earthq. Eng. Struct. Dyn., 40, 413–427, 2011.

Green, P.J., Reversible jump Markov chain Monte Carlo computation and Bayesian model determination, Biometrika, 82, 711–732, 1995.

Hallo, M., I. Opršal, K. Asano, and F. Gallovič, Seismotectonics of the 2018 Northern Osaka M6.1 earthquake and its aftershocks: joint movements on strike-slip and reverse faults in inland Japan, Earth Planets Space, 71:34, 2019.

Hallo, M., W. Imperatori, F. Panzera, D. Fäh, Joint multizonal transdimensional Bayesian inversion of surface wave dispersion and ellipticity curves for local near-surface imaging,

Geophys. J. Int., 226, 627–659, 2021.
Hastings, W.K., Monte Carlo sampling methods using Markov Chains and their applications, Biometrika, 57, 97–109, 1970.
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, 153–160, 2012.
井本伸広・松浦浩久・武蔵野実・清水大吉郎・石田志朗，園部地域の地質，地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅，通商産業省工業技術院地質調査所，68p, 1991.
井本伸広・清水大吉郎・武蔵野実・石田志朗，京都西北部地域の地質，地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅，通商産業省工業技術院地質調査所，84p, 1989.
地震調査研究推進本部地震調査委員会，三峠・京都西山断層帯の長期評価について，31p, 2005.
地震調査研究推進本部地震調査委員会，日本の地震活動―被害地震から見た地域別の特徴―第 2 版，財団法人地震予知総合研究振興会地震調査研究センター，496p, 2009.
近畿農政局計画部，農業用水地下水調査開発調査亀岡盆地地区調査報告書，256p, 1973.
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, 228-241, 1998
京都府，平成 14 年度地震関係基礎調査交付金「三峠・京都西山断層帯に関する調査」成果報告書，128p, 2003.
京都府，平成 15 年度地震関係基礎調査交付金「三峠・京都西山断層帯に関する調査」成果報告書，217p, 2004.
京都市，平成 10 年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書, 1999.
京都市，平成 11 年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書, 2000.
京都市，平成 12 年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書, 2001.
京都市，平成 13 年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書, 2002.
京都市，平成 14 年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書, 2003.
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.
松崎伸一・久田嘉章・福島美光，断層近傍まで適用可能な震度の距離減衰式の開発，日本建築学会構造系論文集，604, 201–208, 2006.
宮内崇裕・堤　浩之・石山達也・楮原京子・金田平太郎・後藤秀昭・田力正好・廣内大助・松多信尚，日本の活断層総覧，370p, 2026.
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，奈良盆地東縁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，564p, 2022.

森川信之・神野達夫・成田　章・藤原広行・福島美光，近年の強震動記録に基づく計測震度の距離減衰式，北海道大学地球物理学研究報告，73, 149–158, 2010.
Morikawa, N. and H. Fujiwara, A New Ground Motion Prediction Equation for Japan Applicable up to M9 Mega-Earthquake, J. Disaster Res., 8, 878-888, 2013.
西山昭仁・原田智也，1596 年文禄伏見地震に関する地震象の検討―京都・伏見での地震被害を中心に―，京都歴史災害研究，23, 15–28, 2022.
西山昭仁・原田智也・石辺岳男，1830 年文政京都地震の震源断層の検討，歴史地震，41，印刷中，2026.
大邑潤三, 文政京都地震(1830)による被害と起震断層の再検討, 歴史地震, 29, 51–60, 2014.
Sambridge, M., A Parallel Tempering algorithm for probabilistic sampling and multimodal optimization, Geophys. J. Int., 196, 357–374, 2014.
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.
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, 259p, 2023.
Shabestari, K. T. and F. Yamazaki, Attenuation relation of JMA Seismic Intensity based on JMA-87-type accelerometer records, Bulletin of Earthquake Resistant Structure Research Center, 31, 13–21, 1998.
清水欣一・黒川睦生，京都府亀岡盆地の水理地質について，陸水学雑誌，35, 82–87, 1974.
宇佐美龍夫，歴史地震事始，自費出版, 185p, 1986.
宇佐美龍夫, わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図（改訂版), 社団法人日本電気協会, 726p, 2010.
宇佐美龍夫・石井　寿・今井隆正・武村雅之・松浦律子，日本被害地震総覧 599–2012，東京大学出版会, 694p, 2013.
若松加寿江・松岡昌志, 地形・地盤分類 250 m メッシュマップの更新, 日本地震工学会誌, 40, 24-27, 2020.
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.