

3.2 断層帯周辺の地殻活動の現状把握の高度化に関する調査研究

(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の高度化に関する調査研究

(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	主任研究員	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	主任研究員	宮川 歩夢
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	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	研究部門付	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	研究員	二宮 啓
国立大学法人京都大学防災研究所附属地震予知研究センター	教授	飯尾 能久
国立大学法人京都大学防災研究所附属地震予知研究センター	技術補佐員	田中 三恵

(c) 業務の目的

奈良盆地東縁断層帯および周辺断層の地殻活動の現状把握に基づき、震源断層形状と活動形態を推定し、地震時の構成断層の検討および強震動予測のための震源断層モデル構築に活かすことを目的とする。このため、断層帯周辺の地震活動調査、変形構造調査、地形・地質調査を実施し、応力場、深部断層形状、断層の活動形態を推定する。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 令和元年度：

奈良盆地東縁断層帯および周辺断層の地殻活動および変形構造に関する既往研究の整理・データ収集、断層帯周辺の臨時高感度地震観測網の構築および観測、応力変遷解析のための野外地質調査、深部断層位置推定のための地形調査、微動アレイ探査による断層帯周辺の構造調査を行った。

2) 令和2年度：

当該断層帯および周辺断層の地殻活動の現状把握に基づく震源断層形状と活動形態の推定を目的とし、対象地域の地殻活動および変形構造に関する既往研究の整

理・データ収集を引き続き実施するとともに、断層帯周辺の臨時高感度地震観測網の保守および観測および微小地震解析、応力変遷解析のための野外地質調査、微動アレイ等による断層帯周辺の構造調査を行う。

3) 令和3年度：

対象断層帯および周辺断層の地殻活動および変形構造に関するデータ収集、野外調査、地震観測を引き続き実施する。地震データを用いた発震機構解析により当該断層帯および周辺断層の現状の応力場推定を行うとともに、変形構造に基づき震源断層の地下形状を推定する。これらを統合して、周辺の活断層帯を含めた断層の活動しやすさ、断層の活動形態を推定する。

(2) 令和元年度の成果

(a) 業務の要約

奈良盆地東縁断層帯の主として上盤側に15点の臨時高感度地震観測網(NRKV-net)を構築し、地震データの蓄積を行った。また、当該断層帯に隣接する琵琶湖西岸断層帯や花折断層帯の応力状態を把握するため、近畿地方中北部に設置されている高感度稠密臨時地震観測網「満点地震観測網」による発震機構解析結果を整理した。当該断層帯および周辺断層の地殻活動の現状把握に基づく震源断層形状と活動形態の推定を目的に、対象地域の地殻活動および変形構造に関する既往研究の整理・データ収集、応力変遷解析のための野外地質調査を行った。深部断層位置の推定を目的に、木津川流域の段丘面区分予察図を作成した。奈良盆地における奈良盆地東縁断層帯の上下変位量を見積もるため、断層を横断する3測線にて計15地点の微動アレイ探査を実施し、基盤深度を推定した。

(b) 業務の成果

1) 微小地震観測による応力場推定

a) 奈良盆地東縁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(NRKV-net)の構築

奈良盆地東縁断層帯など活断層で将来発生する地震の発生様式を評価するためには、断層面の形状に加え、地下の岩盤に作用する応力場の情報が必要である。日本列島の応力場は、活断層・岩脈や火山の配列等の活構造、地震の発震機構、原位置応力測定結果等の情報を元に推定され(松田・他, 1978; 塚原・小林, 1991)、近年では、発震機構データの充実を受けて応力場の情報が精緻化されてきた(例えば、Terakawa and Matsu'ura, 2010; Yukutake et al., 2015)。しかし、地震活動が低調な場所については依然として応力場の情報は少ないままであり、このような地域については、臨時の地震観測を行い、応力場推定に重要な発震機構データを増加させる手法が採られてきた(例えば、Katsumata et al., 2015; 今西・他, 2016)。

本事業の対象である奈良盆地東縁断層帯周辺は地震活動が低調であり、既往研究による応力情報に乏しい。そこで、応力場情報の精緻化を目的とした臨時の高感度地震観測を行う。本地域における既存の高感度地震観測網の観測点間隔は20 km程度であり、特に奈良盆地東縁断層帯の上盤にあたる大和高原は観測の空白域となっている。そこで、主に断層

上盤側に観測点を配置することとし、観測点間隔は5 km程度を目安とした。既存地震観測点および本事業における臨時高感度地震観測網（NRKV-net）の観測点分布を図1および図2に、各観測点の緯度経度を表1に示す。

観測点の構築に際し、多くの臨時地震観測で導入実績のある高感度地震計（近計システム社製速度型センサー KVS-300、固有周波数2 Hz）を15台導入した（図3）。これを産業技術総合研究所所有の低電力消費データロガー（計測技研社製 HKS-9550）に接続してデータを収録し、CFカード内のデータを現地回収するオフライン観測点とした。電源には密閉型鉛蓄電池を用い、ソーラーパネルで常時充電するシステムとした。データの収録仕様（ロガーの設定条件）を表2に示す。

観測点は次のように構築した（図4）。ソーラーパネルでバッテリーを充電する必要性から、観測点には付近に岩盤が露頭するか地山を切土した陽当たりの良い場所を選定した。地震計の設置にあたっては、地表面がコンクリート・アスファルト舗装の場合には、電動ドリル等で凹みを作り、強力接着剤で地震計の脚部を固定した。地表面が土壌の場合は、地山（主にマサ土）が露出する程度（20 cmほど）に表土を取り除き、防水用のビニール袋及び石板を敷き、石板周囲に釘を打ち速乾セメントで固定した後、石板に地震計を強力接着剤で固定した。地震計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。雨水対策として地震計は雨水枡およびビニール袋で保護した。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遮光シートで覆い、ソーラーパネル付き架台をコンテナボックス上部に固定した。観測装置周囲には、高さ1 m程度の鉄筋柵及び防御ネットを張り、野生動物（猪や鹿など）による破壊を防止した。柵の上部には野生サルやカラス等の悪戯を防ぐために鳥獣防護用糸を施し、地面には雑草防止のための防草シートを敷き、必要に応じてカラーコーンを四隅に置いた。防御ネットには観測目的や観測点名称、緊急時連絡先等を記載した看板を設置した。なお、平城宮跡にあるNRKV-04（奈良文化財研究所）観測点では、埋蔵文化財保護の要請からコンクリート舗装への穴開けは行わず、接着剤で地震計の脚を接着剤で舗装面に固定するだけに留めた。また、この観測点は唯一奈良盆地内にあることから、広帯域速度計（Nanometrics 製、Trillium compact 120s）も設置した。

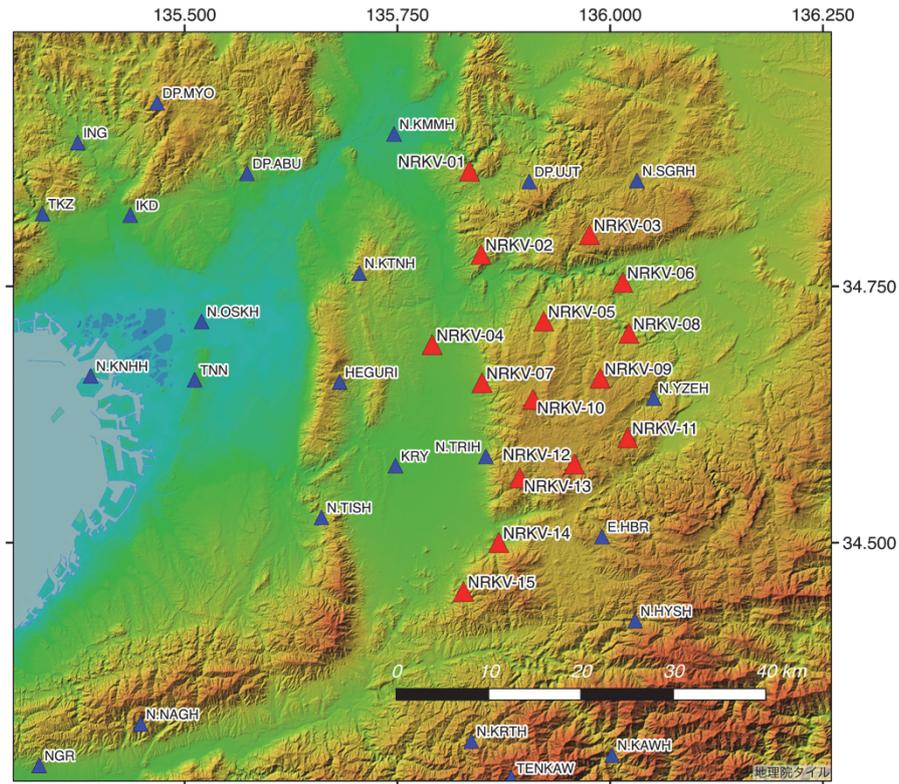


図1 奈良盆地東縁断層帯周辺における臨時高感度地震観測点分布（赤三角：NRKV）および周辺の高感度地震観測点（青三角）（基図は国土地理院色別標高図）

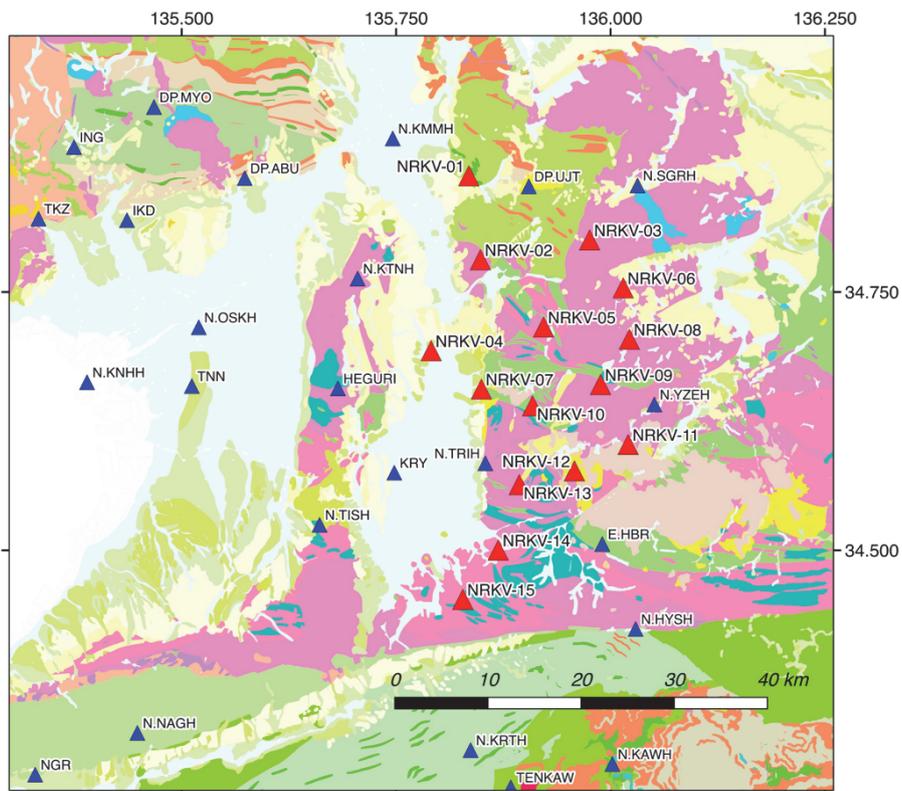


図2 臨時高感度地震観測点分布（赤三角：NRKV）と地質分布の状況。青三角は既存の高感度地震観測点（基図は20万分の1 シームレス地質図）

表1 奈良盆地東縁断層帯周辺における臨時高感度地震観測点一覧 (NRKV-net)

コード	観測点名称	緯度	経度	標高 m	観測開始日	備考
NRKV-01	くつわ池自然公園	N34.86225	E135.83485	289.2	2019/11/07	
NRKV-02	山城町森林公園	N34.78120	E135.84837	212.9	2019/10/31	
NRKV-03	童仙房生涯学習センター	N34.8028	E135.97576	444.0	2019/11/02	
NRKV-04	奈良文化財研究所	N34.693249	E135.790896	69.6	2019/12/18	舗装
NRKV-05	奈良市東部出張所	N34.71617	E135.92206	297.3	2019/10/30	
NRKV-06	南山城村自然の家	N34.75398	E136.01490	164.8	2019/10/30	舗装
NRKV-07	奈良仔鹿園	N34.65613	E135.84949	135.4	2019/11/01	
NRKV-08	月瀬公民館	N34.70427	E136.02208	251.0	2019/11/02	
NRKV-09	奈良大学野外活動センター	N34.66052	E135.98847	474.7	2019/11/01	
NRKV-10	民地	N34.63992	E135.90921	532.8	2019/11/06	
NRKV-11	宇陀市やまなみドーム	N34.60251	E136.02065	425.3	2019/11/05	
NRKV-12	奈良県野外活動センター	N34.57690	E135.95802	592.5	2019/11/06	
NRKV-13	桜井市笠地区公園	N34.56362	E135.89369	477.2	2019/11/04	
NRKV-14	倉橋溜池公園	N34.50013	E135.86916	149.2	2019/11/04	
NRKV-15	関西大学飛鳥文化研究所	N34.45242	E135.82783	210.1	2019/10/31	



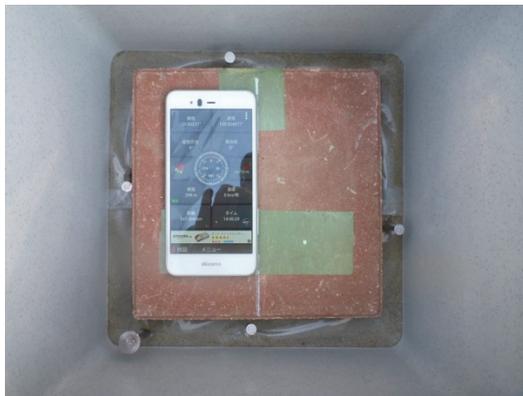
図3 本事業で導入した高感度速度計 (近計システム社製 KVS-300)

表2 データ収録仕様（ロガー設定条件）

設定項目	設定内容
サンプリング周波数	200 Hz
アンプゲイン	x 1
入力レンジ	5 Vp-p
データフォーマット	WIN
記録長	1 時間
フィルター	最小位相フィルター
GPS インターバル	1 時間



① 設置する地震計およびデータロガー ②表面の土壌を剥ぐ



③ 雨水枘・敷石を挿入し真北に調整 ④敷石を速乾セメントで固定

図4 観測点の設置作業写真



⑤ 地震計を固定。ケーブル線を出す。



⑥ コーキングで防水処理



⑦ 信号線、アース線を結線



⑧ ソーラーパネル、機器を固定



⑨ 鉄柵で囲う



⑩ 防御ネット等を施し設置完了

図4 (続き) 観測点の設置作業写真

構築した臨時高感度地震観測網の各観測点の概要を記す。外観写真は図5～19に示す。

・NRKV-01 観測点

くつわ池自然公園の見晴台に向かう林道脇の東屋広場に設置。人はほとんど立ち入らない。幹線道路からは500 m程度離れている。

・NRKV-02 観測点

山城町森林公園のキャンプ場の奥にある広場に設置。キャンプシーズンでも人の出入

りはほとんどない。花崗岩が露頭。

• NRKV-03 観測点

南山城村童仙房生涯学習センター（旧 野殿童仙房小学校）の校舎脇に設置。地域住民の利用はあるが、奥まった集落にあるため、交通は地域住民に限られており静か。

• NRKV-04 観測点

平城宮跡内にある奈良文化財研究所の倉庫前に設置。本観測網唯一の奈良盆地内の観測点。100 m 北に国道がある。

• NRKV-05 観測点

奈良市東部出張所に隣接する旧興東中学校校舎脇に設置。県道 47 号線が近くを通る。

• NRKV-06 観測点

南山城村自然の家の管理事務所脇のアスファルト上に設置。周辺の交通量は僅か。250 m 西に高山ダムの堤体がある。

• NRKV-07

奈良仔鹿園の駐車場脇に設置。天理撓曲上の孤立した高位段丘（西岡・他，2001）。

• NRKV-08

奈良市月瀬公民館の広場の地山切土部に設置。周辺道路は細い生活道路のみ。

• NRKV-09

奈良大学野外活動センターの北縁駐車場内に設置。隣接する丘に道路トンネルがあるが交通量は僅か。

• NRKV-10

奈良市長田町の小集落奥の丘の上に設置。白亜紀変成岩（西岡・他，2001）。

• NRKV-11

宇陀市やまなみドーム（屋内ゲートボール場）の駐車場内に設置。やまなみロードが脇を通るが交通量は少ない。

• NRKV-12

奈良県野外活動センターのふれあい展望台広場に設置。展望台は使用禁止のため、周辺への人の出入りはほとんどない。幹線道路からは 500 m 以上離れている。地質は室生火砕流堆積物（西岡・他，2001）。

• NRKV-13

桜井市笠地区公園の旧子供公園敷地に設置。休日は南隣の野球場で少年野球の練習が行われるが、児童公園の利用はない。花崗岩からなる丘陵の切土。

• NRKV-14

倉橋溜池遊歩道沿いの花崗岩露頭脇に設置。ダムの吐水口まで約 60 m、取水塔まで約 150 m の距離にある。

• NRKV-15

関西大学飛鳥文化研究所の建物北側斜面の駐車場に設置。そばに花崗岩露頭あり。

観測点の構築後、観測点の保守とデータ回収を 2 回実施した。2 回目のデータ回収（2020 年 1 月 27～29 日）の際、3 観測点で異常が見つかった。NRKV-10 観測点では電圧低下により 1 月 24 日に機器が停止、NRKV-13 観測点では GPS の感度不良により 1 月 17 日に機器が

停止していた。また、NRKV-09 観測点のセンサー故障（NS 成分）が見つかった（他成分は正常）。これらの異常を受けて、日照不足が疑われる観測点のソーラーパネルを大きく（10W→20W）し、GPS アンテナを新品に交換した。センサー交換は次年度に持ち越しとした。



図 5 NRKV-01 くつわ池自然公園



図 6 NRKV-02 山城町森林公園



図 7 NRKV-03 童仙房生涯学習センター



図 8 NRKV-04 奈良文化財研究所



図 9 NRKV-05 奈良市東部出張所



図 10 NRKV-06 南山城村自然の家



図 11 NRKV-07 奈良仔鹿園



図 12 NRKV-08 月瀬公民館



図 13 NRKV-09 奈良大学野外活動センター



図 14 NRKV-10 奈良市長谷町内



図 15 NRKV-11 宇陀市やまなみドーム



図 16 NRKV-12 奈良県野外活動センター



図 17 NRKV-13 桜井市笠地区公園



図 18 NRKV-14 倉橋溜池公園



図 19 NRKV-15 関西大学飛鳥文化研究所

ii) 取得波形の特徴

臨時高感度地震観測網の設置目的は、記録から微小地震データを切り出し、定常観測点のデータと合わせて発震機構を求めることである。これらの作業は次年度以降に実施するが、ここでは、本年度中に回収したデータで記録された地震記録および観測点のノイズ状況を記述する。観測網周辺で発生した浅い地震（深さ<20 km、2010/01/01~2020/03/10、 $M>-1$ ）の震央分布を図 20 に示す。観測網周辺では周囲に比べて地震活動が低調である。これらのうちから、観測網内で発生した地震について波形例（速度、上下動成分）を図 21~23 に示す。マグニチュードは 0.5 から 1.5 の地震であっても震央周辺の多数の観測点で立ち上がりの明瞭な波形が記録されている。ノイズの状況を見るため、昼間と深夜のノイズスペクトル（上下動成分）を図 24 と図 25 にそれぞれ示す。市街地の NRKV-04 では他地点よりノイズが大きい傾向にある。また、NRKV-06 および NRKV13 では 20 Hz 付近の周波数帯域のノイズが大きい。どちらもダム付近にあり、ダム施設がノイズ源となっている可能性もある。

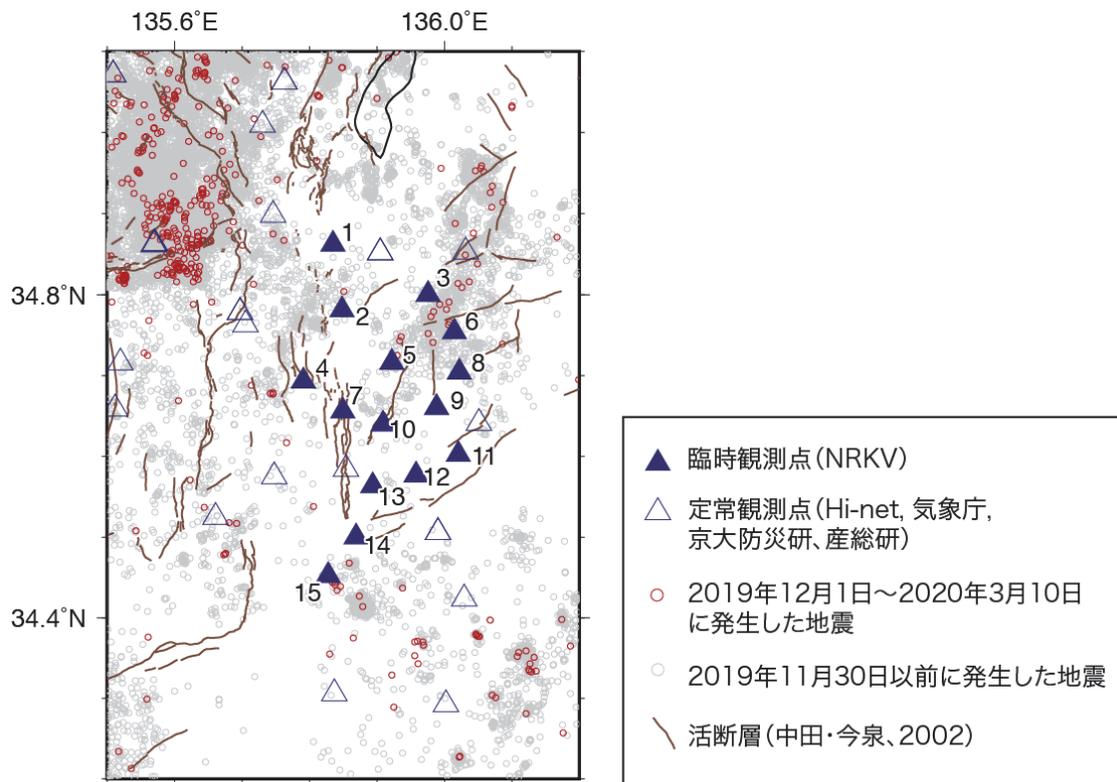


図 20 NRKV-net 周辺における浅い地震の震央分布。気象庁一元化震源を使用。深さ 20 km 以上、マグニチュード-1 以上。

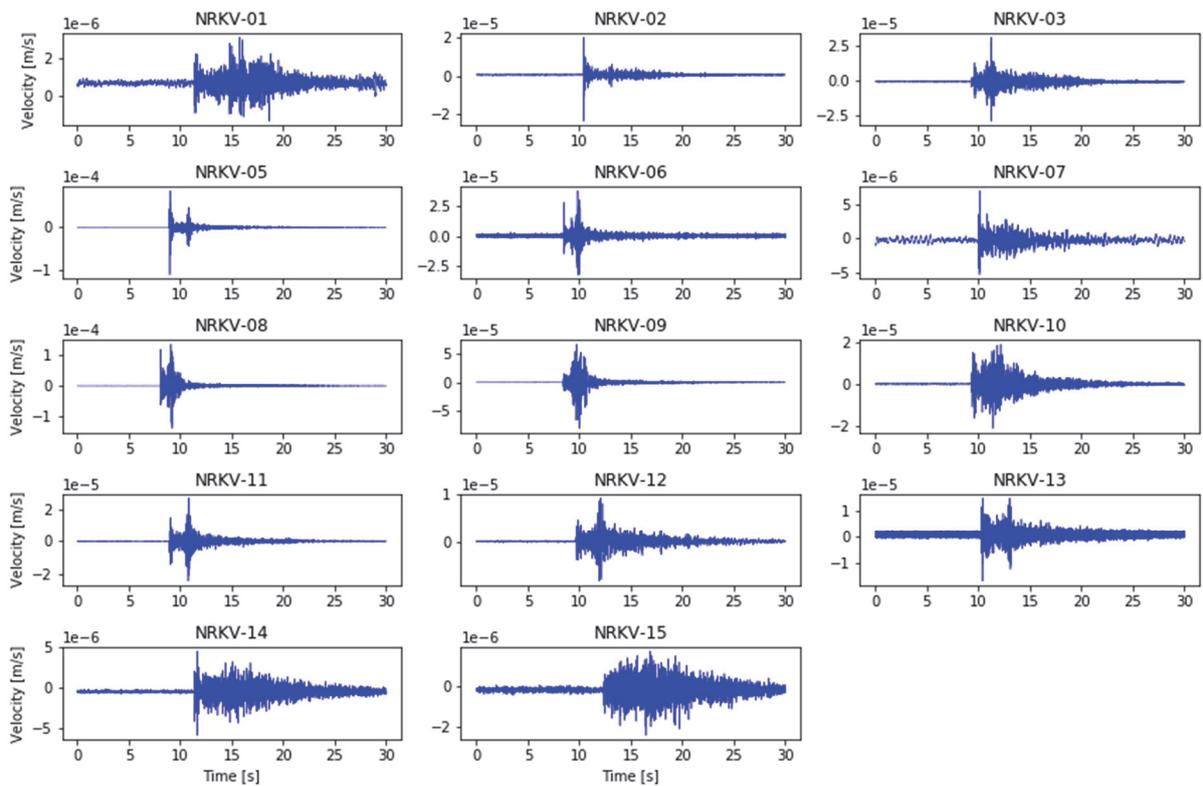


図 21 2019 年 11 月 21 日 04:23 の地震 (N34.690、E136.039、深さ 9.9 km、M1.2 : NRKV-08 付近)

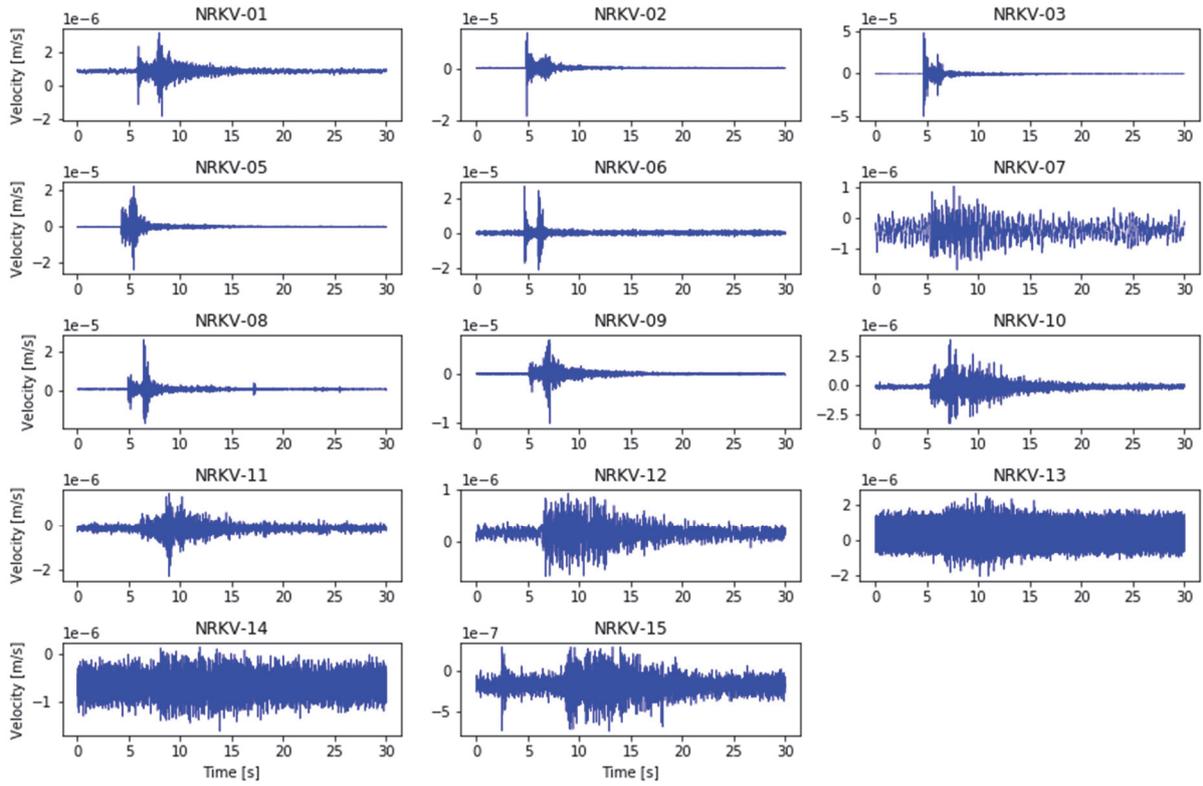


図 22 2019 年 12 月 14 日 04:19 の地震 (N34.748、E135.936、深さ 10.6 km、M0.5 : NRKV-05 付近)

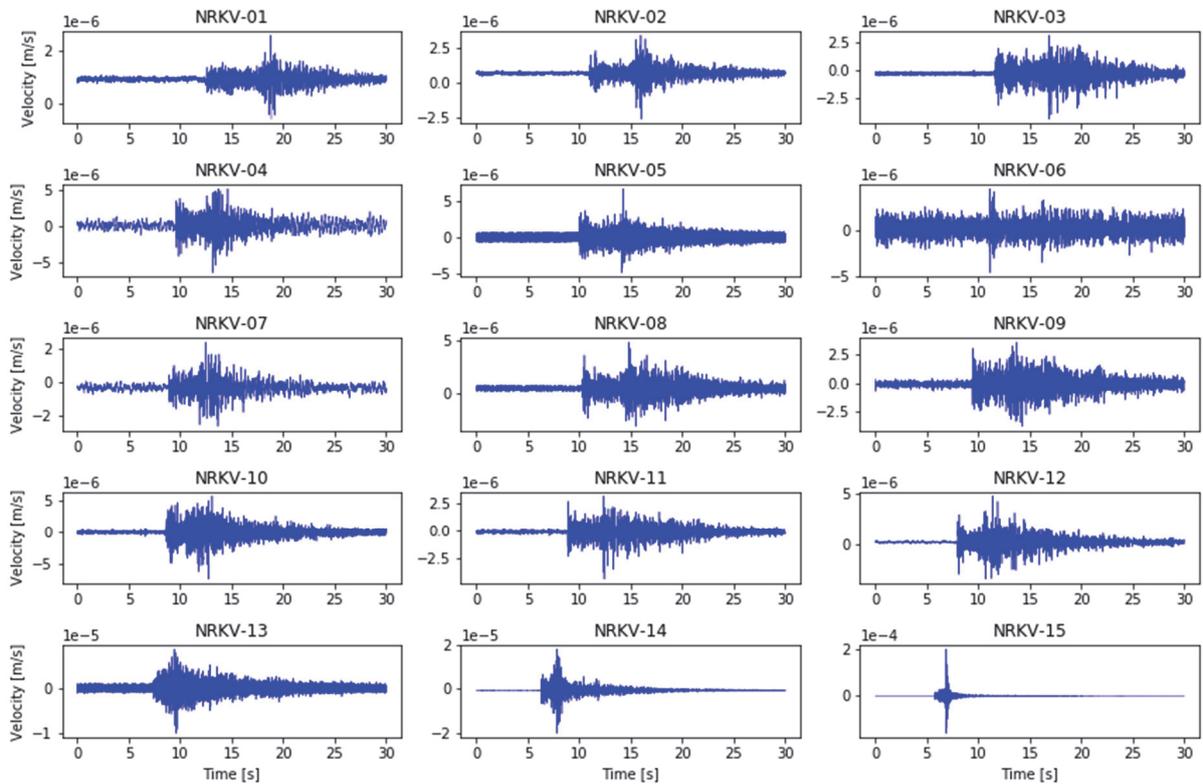


図 23 2020 年 1 月 3 日 04:01 の地震 (N34.441、E135.838、深さ 9.4 km、M1.3 : NRKV-15 付近)

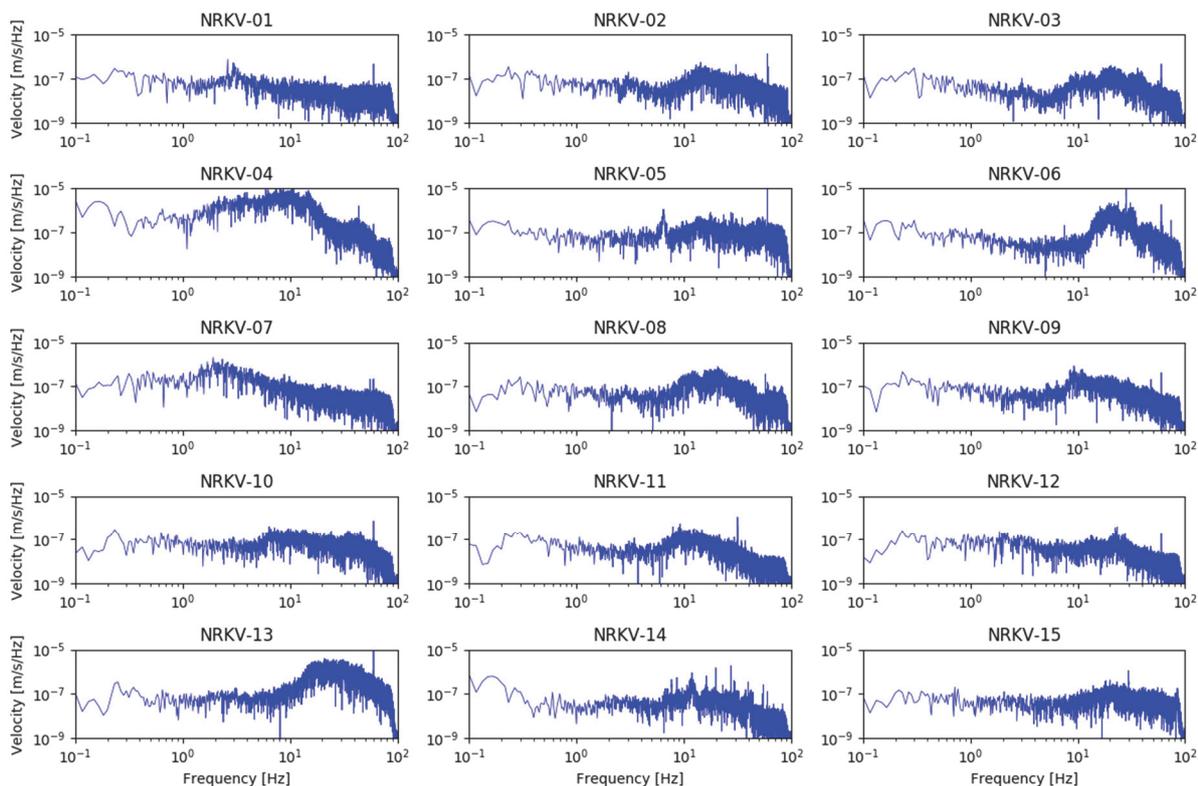


図 24 NRKV-net のノイズスペクトル (2020 年 1 月 5 日 11 時)

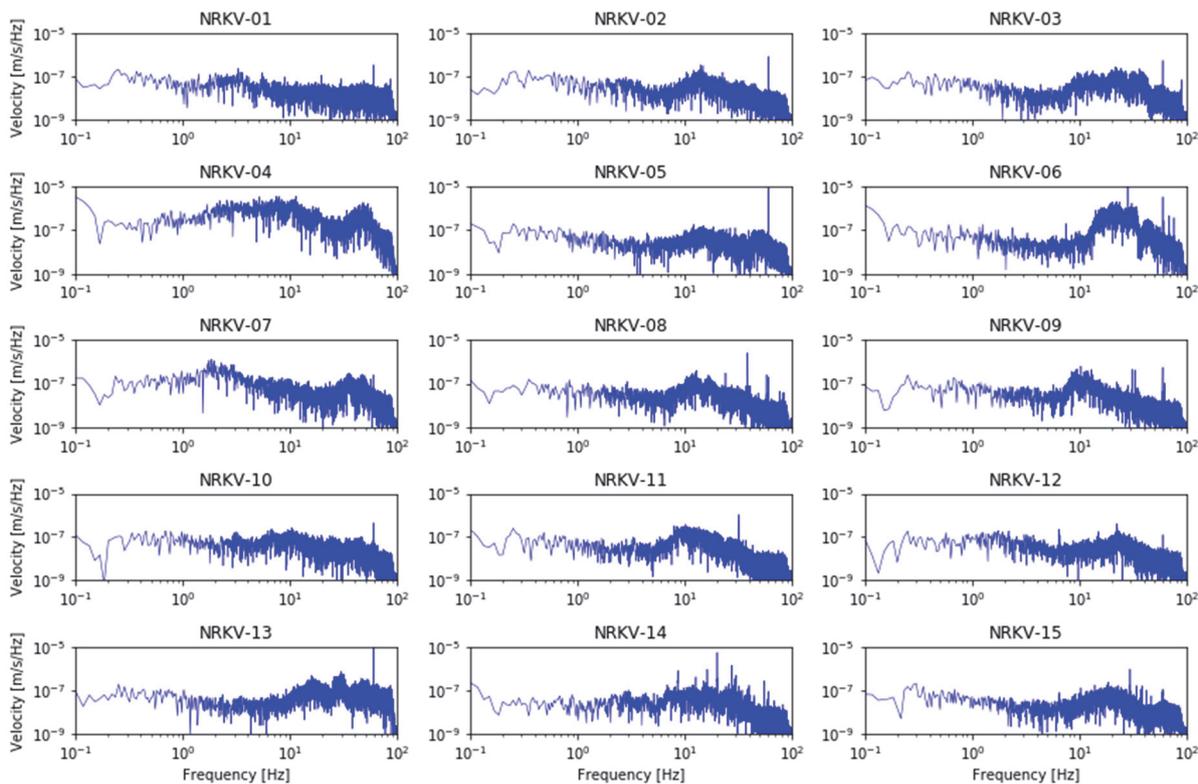


図 25 NRKV-net のノイズスペクトル (2020 年 1 月 5 日 23 時)

iii) 雑微動を用いた地震波干渉法解析

連続地震観測データのうち地震の発生していない期間を用いて表面波解析を行った。各観測点で得られたデータのうち 2019 年 11 月 9 日から 2019 年 12 月 16 日と 2019 年 12 月 21 日から 2020 年 1 月 17 日の計 66 日間のデータを用いた。ただし、観測点 NRKV-04 は観測開始日以降のデータ（2019 年 12 月 21 日から 2020 年 1 月 17 日の計 28 日間）を使用した。

前処理として、観測データ（上下動成分）に地震計のレスポンス補正を施した後、1 日分のデータを 50% ずつオーバーラップさせながら 30 分間のセグメントに分割した。各セグメントの RMS 振幅が 1 日の RMS 振幅の 1.4 倍以上となるセグメントはノイズを含むものとして除外した。残ったセグメントデータに地震波干渉法を適用して観測ペア間を伝播する表面波を抽出し、拡張 SPAC 法を用いて位相速度を推定した。

地震波干渉法は、異なる 2 地点の地震計が無数の震源で囲まれている場合、観測されたデータの相互相関関数を計算することで、一方を仮想的な震源、他方を受振器として観測された疑似的な地震動データを合成する方法である。地震波干渉法は、単純な波動場を仮定しているが（例えば、Lobkis & Weaver, 2001）、さまざまな現実の地震動への適用事例により（例えば、Shapiro and Campillo, 2004）、相互相関関数から観測点間のグリーン関数が抽出可能であることが示されている。地震観測網や地震計アレイで観測されたデータを利用し、表面波の群速度や位相速度を抽出する研究が盛んであり、地下の S 波速度構造が推定されている（例えば、Shapiro et al., 2005）。

本解析においては観測記録を周波数領域に変換したうえで、振幅成分で正規化したコヒーレンシーをとることで相互相関関数を計算した。さらに、得られた相互相関関数にバンドパスフィルターを適用した。図 26 に結果を示す。縦軸は観測点間距離、横軸は時間である。観測点間距離が大きくなるほど波形が遅れて到達する、すなわち、観測点間を伝播する波形が得られている。

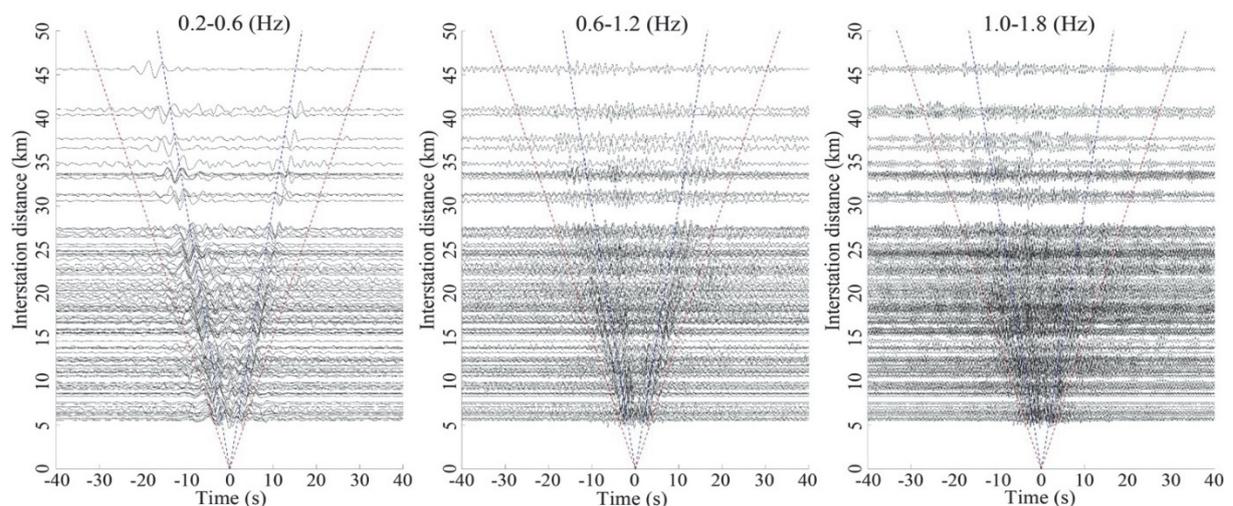


図 26 地震波干渉法によって得られた相互相関関数。左から 0.2~0.6 Hz、0.6~1.2 Hz、1.0~1.8 Hz のバンドパスフィルターを適用した結果を表す。縦軸は観測点間距離、横軸は時間を表す。赤の波線は 1.5 km/s、青の波線は 3.0 km/s の伝播速度を示す。

次に、相互相関関数を用いて地下の速度構造を推定する。本年度構築した臨時地震観測網は、主に花崗岩や変成岩が分布する地域に置かれている。こうした地域では堆積盆地内とは異なり、地下構造の空間的不均質は大きくないと考えられる。今年度はテストとして、臨時地震観測網全体の平均的な速度構造を推定する。解析には拡張 SPAC 法 (Okada, 2003) を用いる。具体的には、周波数毎に、観測点間隔の異なる複数の観測点ペアのクロススペクトルの実部とベッセル関数の誤差が最小となる位相速度を推定した。観測網全体で水平方向に均質な多層構造を仮定し、複数の観測点間において二乗平方誤差 (RMSE) が最も小さくなる位相速度を推定した。推定した分散曲線を図 27 に示す。縦軸は位相速度、横軸は周波数、背景のカラーは RMSE を示す。周波数ごとに RMSE が最小となる位相速度を黒点で示す。0.2~1.0 Hz の周波数帯域で分散曲線を安定して求めることができた。位相速度は 2.5 km/s 以上であり、臨時地震観測網が花崗岩や変成岩の分布する微小地震観測に良好な地域であることを示している。

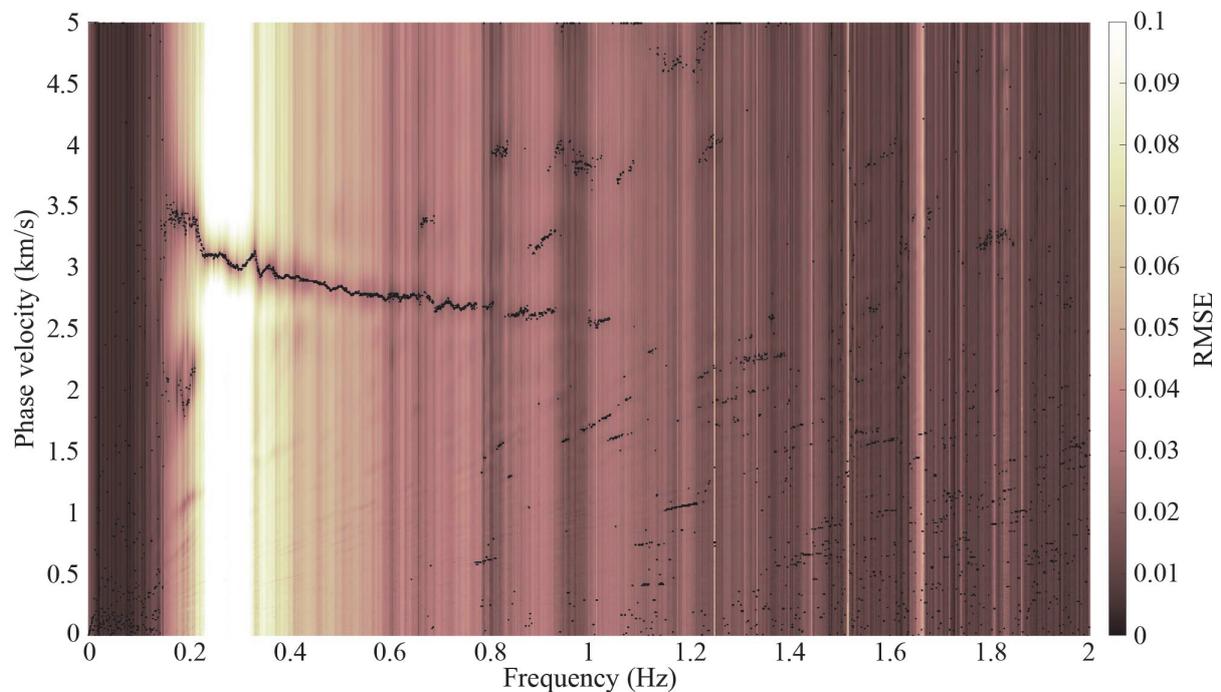


図 27 拡張 SPAC 法によって推定した分散曲線。縦軸は位相速度、横軸は周波数を表す。背景のカラーは RMSE を示す。黒点は各周波数において RMSE が最小となる位相速度を示す。

b) 満点観測網データを用いた発震機構解析

近畿地方中北部に設置されている高感度稠密臨時地震観測網、いわゆる「満点観測網」は、2008年11月に、文部科学省委託業務「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」により開始され、琵琶湖西岸の活断層集中域に、「満点地震計」48点が設置された(三浦・他, 2010)。2010年4月には、文部科学省の科学技術・学術審議会の建議に基づく「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」により、近畿地方において新たに33点が設置されるとともに、既設の48点の観測も継続された。2014年4月からは「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」により観測が継続された。2018年6月18日の大阪府北部の地震の発生後、余震域とその周辺に、「0.1満点地震計」(松本・他, 2018)による余震観測網が京大・九大・東大地震研・関大合同地震観測班により設置されたが、2018年12月頃に28点が満点地震計に置き換えられ、2019年4月に開始された「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画(第2次)」等により観測が継続されている。

図28に、以下で解析を行った期間に対応する2017年における高感度地震観測網の観測点分布を示す。

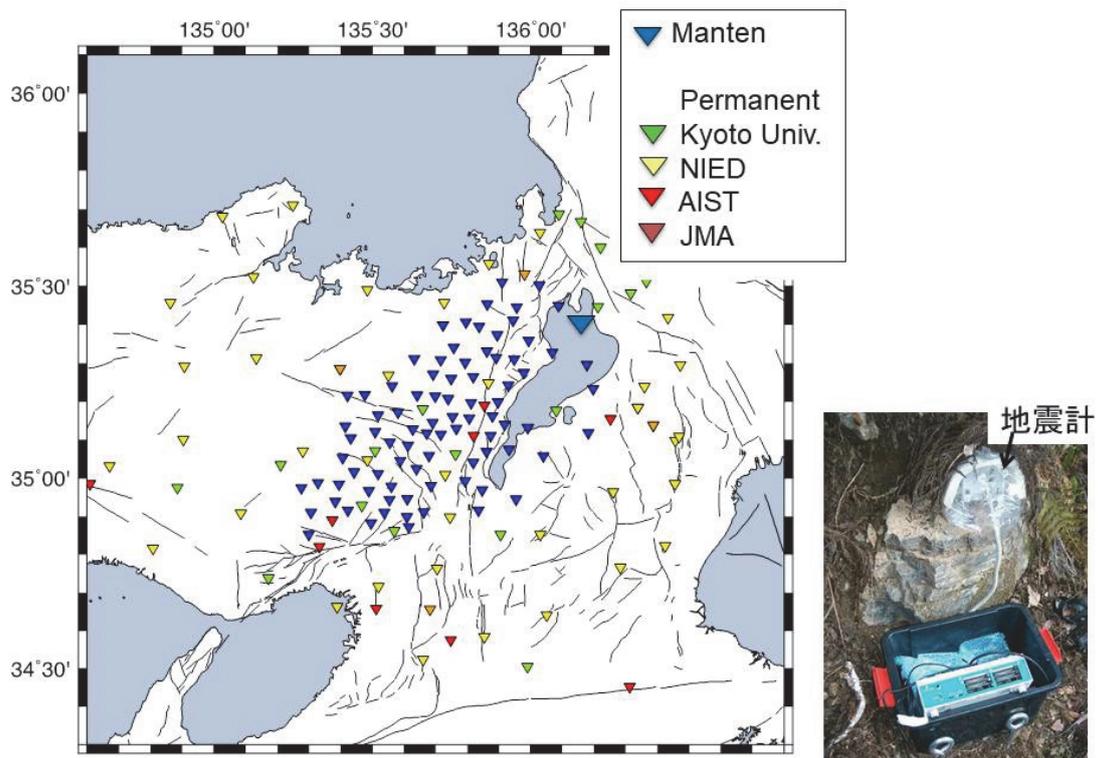


図28 近畿地方における高感度地震観測網の観測点分布と観測点の写真。満点観測網、および、防災科学技術研究所、産業技術総合研究所、気象庁と京都大学の高感度定常観測点の2017年における分布を示した。

2008年11月から2017年12月までに記録され、 34.4° N \sim 35.7° N、 134.5° E \sim 135.6° E に仮震源が決まったマグニチュード0以上の地震のうち、手動読み取りを行った約1万7千個の地震について震源再決定とメカニズム解の決定を行った。用いたデータは、満点観測網に加えて、防災科学技術研究所、産業技術総合研究所、気象庁と京都大学の高感度定常観測点のデータである。震源決定は、hypomh プログラム(Hirata and Matsu'ura, 1987)を一部修正して、S波速度構造をP波とは独立に設定可能な hypomh_ps プログラム(Kawanishi et al., 2009)を用いて行った。観測点数15個以下、あるいは、震源決定におけるO-C(観測走時-理論走時)が、P波到着時刻について0.5 s、S波については1.0 sより大きい読み取り値を含む地震を除いて、各観測点のO-C(観測走時-理論走時)の平均値を求め、観測点補正值とした。得られた観測点補正值を用いて震源を再計算した。震源位置の誤差は、多くの地震において水平方向に100 mを超えない。次に、Maeda(1992)の方法によりメカニズム解を計算した。4象限型のメカニズム解と適合している観測点の割合、スコア値が0.9より大きく、複数の解の存在範囲がKagan角 $<60^{\circ}$ のデータ、約7000個を以下の解析に使用した。

図29に、地震メカニズム解のT軸の傾斜角(plunge)の分布を示した(小さな地震についてはP軸の方位も参考として示している)。近畿地方においては、横ずれ型と逆断層型の地震が混在することが知られているが(例えば、Iio, 1996)、この図においても、赤系統の色で示される逆断層型と青系統の色で示される横ずれ型の地震の両方が起こっていることがよくわかる。

図30a)~l)には、図29に黒線で示した南北方向の幅10 kmの長方形の領域毎に、東西断面に投影した地震メカニズム解のP軸の方位とT軸の傾斜角(plunge)の分布を示す。三方・花折断層帯と京都盆地-奈良盆地東縁断層帯の位置を黒矢印と灰色矢印で示している。図30c)において、三方・花折断層帯付近で逆断層的な地震が集中しているように見える。また、図30e)、f)においては、三方・花折断層帯付近を境に、東側では地震の分布が深くなるとともに、逆断層的な地震が卓越していることが分かった。琵琶湖西岸において逆断層的な地震が多いことは、藤野・片尾(2009)などにより以前から指摘されているが、今後さらにデータを増やすことにより、活断層の深部構造との関係が明らかになると期待される。図30d)、f)では、三方・花折断層帯付近を境に、10 km以浅の浅い地震が少なくなる傾向が見られるが、図30g)~i)に示された京都盆地の南部付近においては、この傾向がより顕著であり、東の方では、地震は、分布の下限付近に集中していることが分かった。浅部の地震活動の意味するものはよく分かっていないが、図30h)から活断層との関係も示唆される。図30j)~l)に示した奈良盆地東縁断層帯付近では、地震活動は非常に低い。

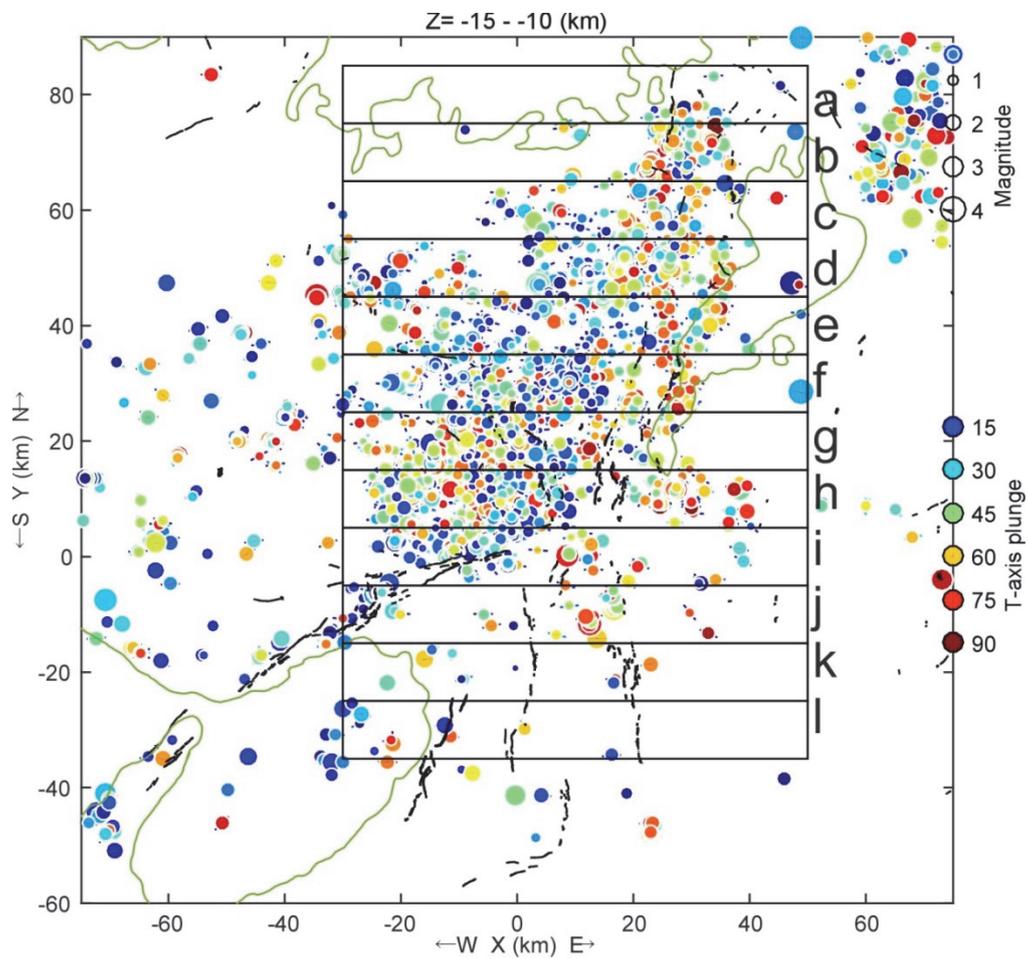


図 29 近畿地方における地震メカニズム解のT軸の傾斜角の分布。黒線で示した南北方向の幅 10 km の長方形の領域内のデータを図 30a)～1)に東西断面に投影した。活断層データは今泉・他(2018)による。

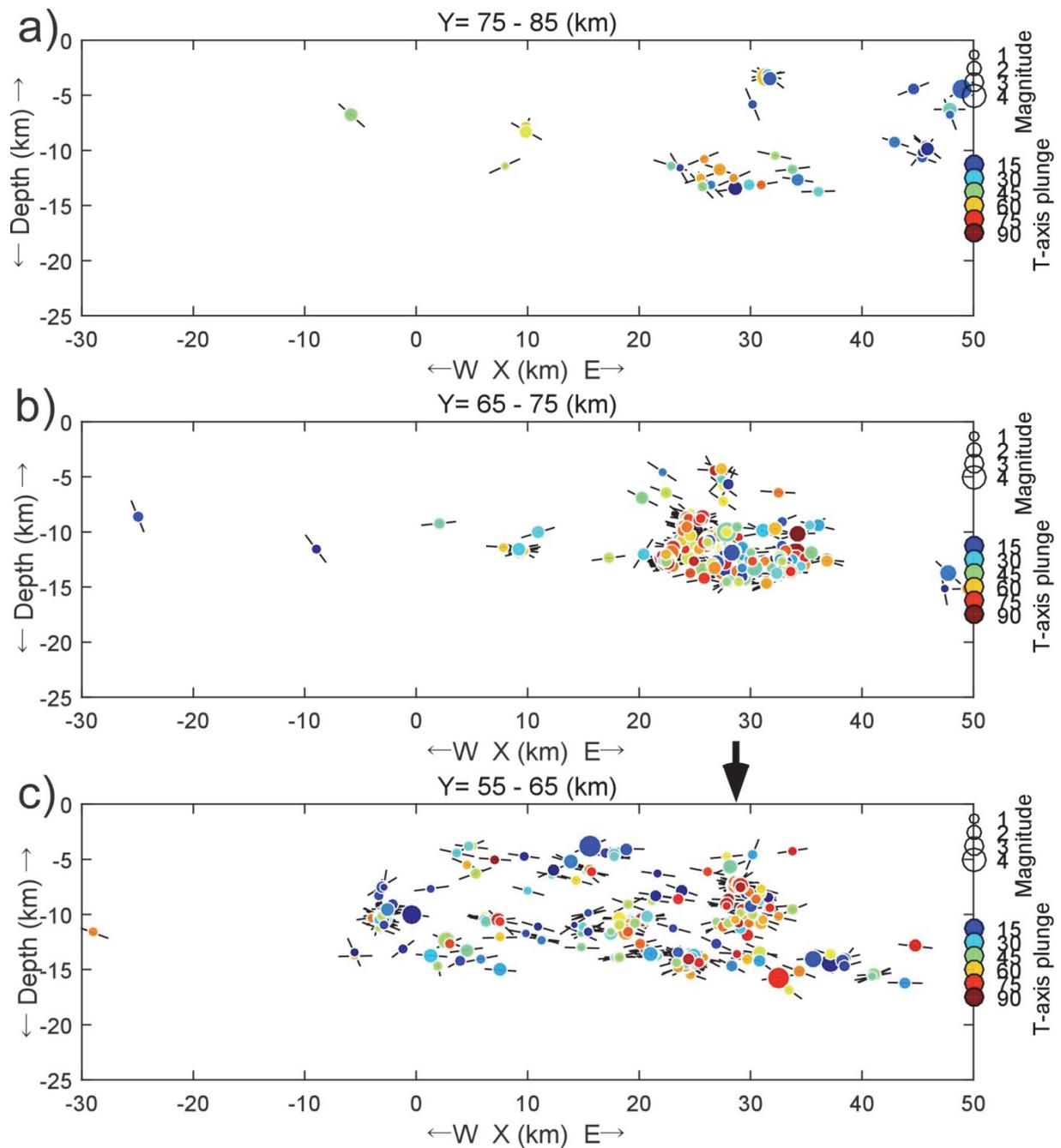


図 30a)~c) 近畿地方における地震メカニズム解のP軸の方位(黒線)とT軸の傾斜角の分布。図 29 の a)~c)の領域のデータを東西断面に投影した。三方・花折断層帯の位置を黒矢印で示している。

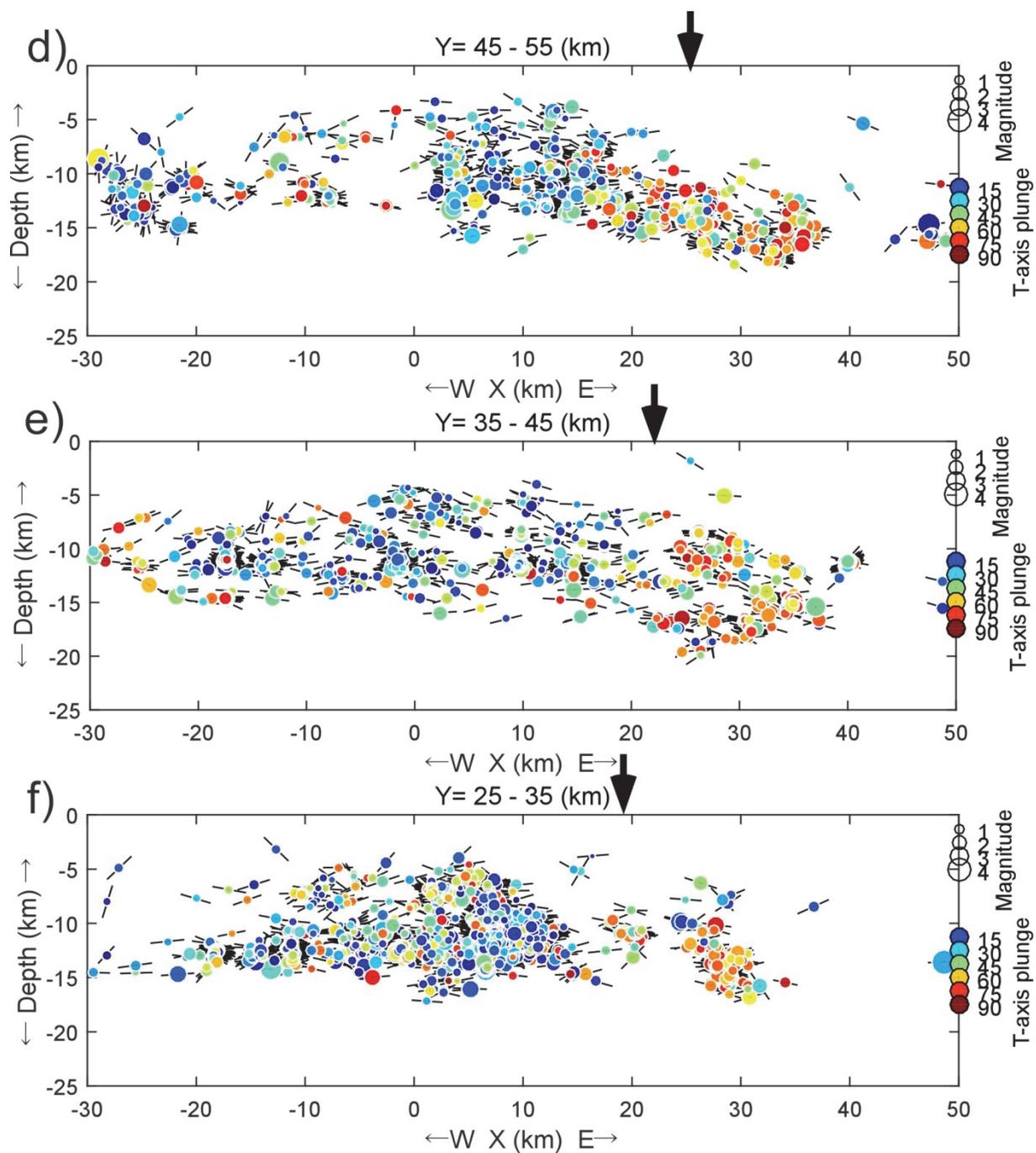


図 30d)~f) 近畿地方における地震メカニズム解のP軸の方位(黒線)とT軸の傾斜角の分布。図 29 の e)~f)の領域のデータを東西断面に投影した。三方・花折断層帯の位置を黒矢印と灰色矢印で示している。

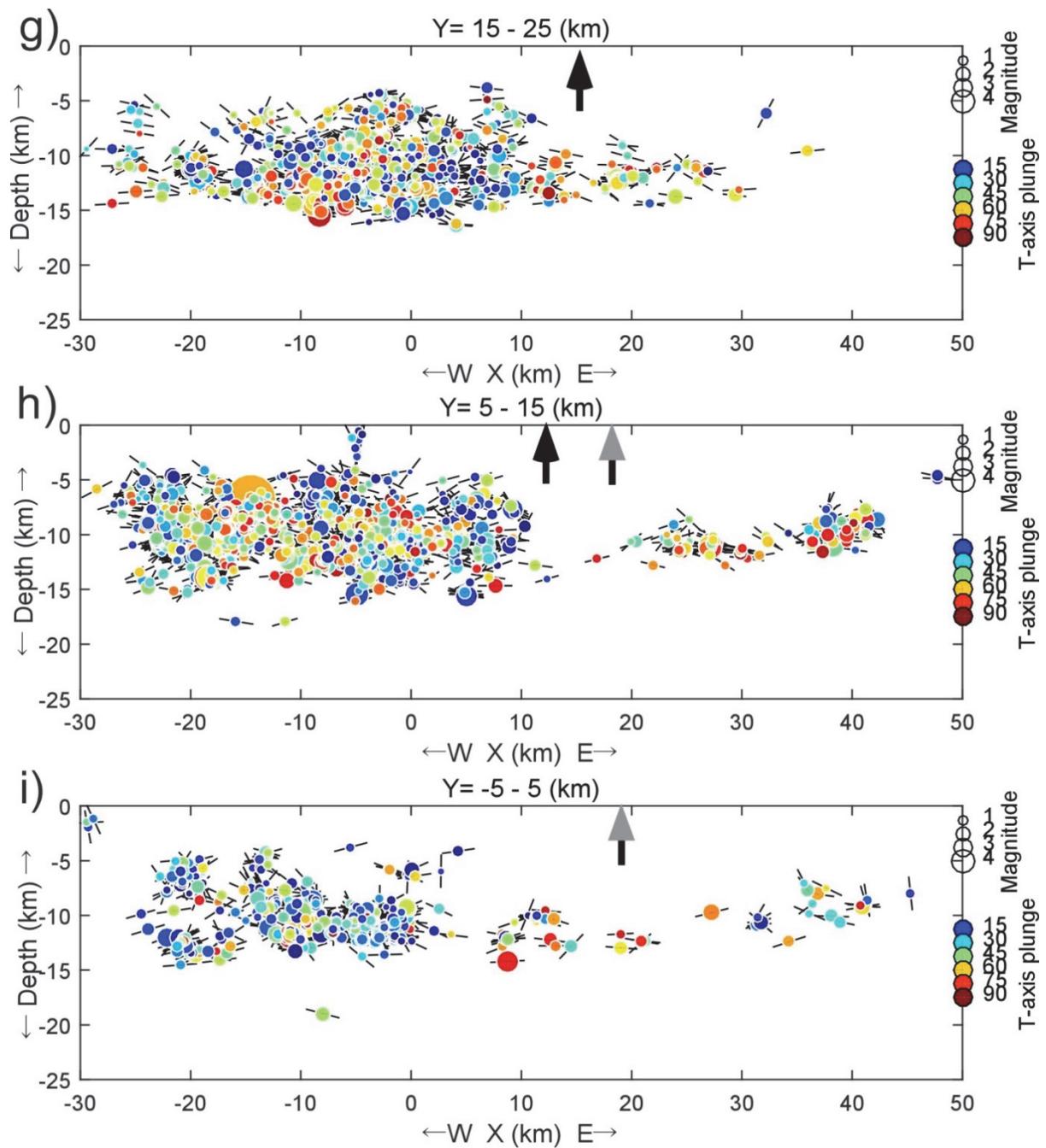


図 30g)~i) 近畿地方における地震メカニズム解のP軸の方位(黒線)とT軸の傾斜角の分布。図 29 の g)~i)の領域のデータを東西断面に投影した。三方・花折断層帯と京都盆地-奈良盆地東縁断層帯の位置を黒矢印と灰色矢印で示している。

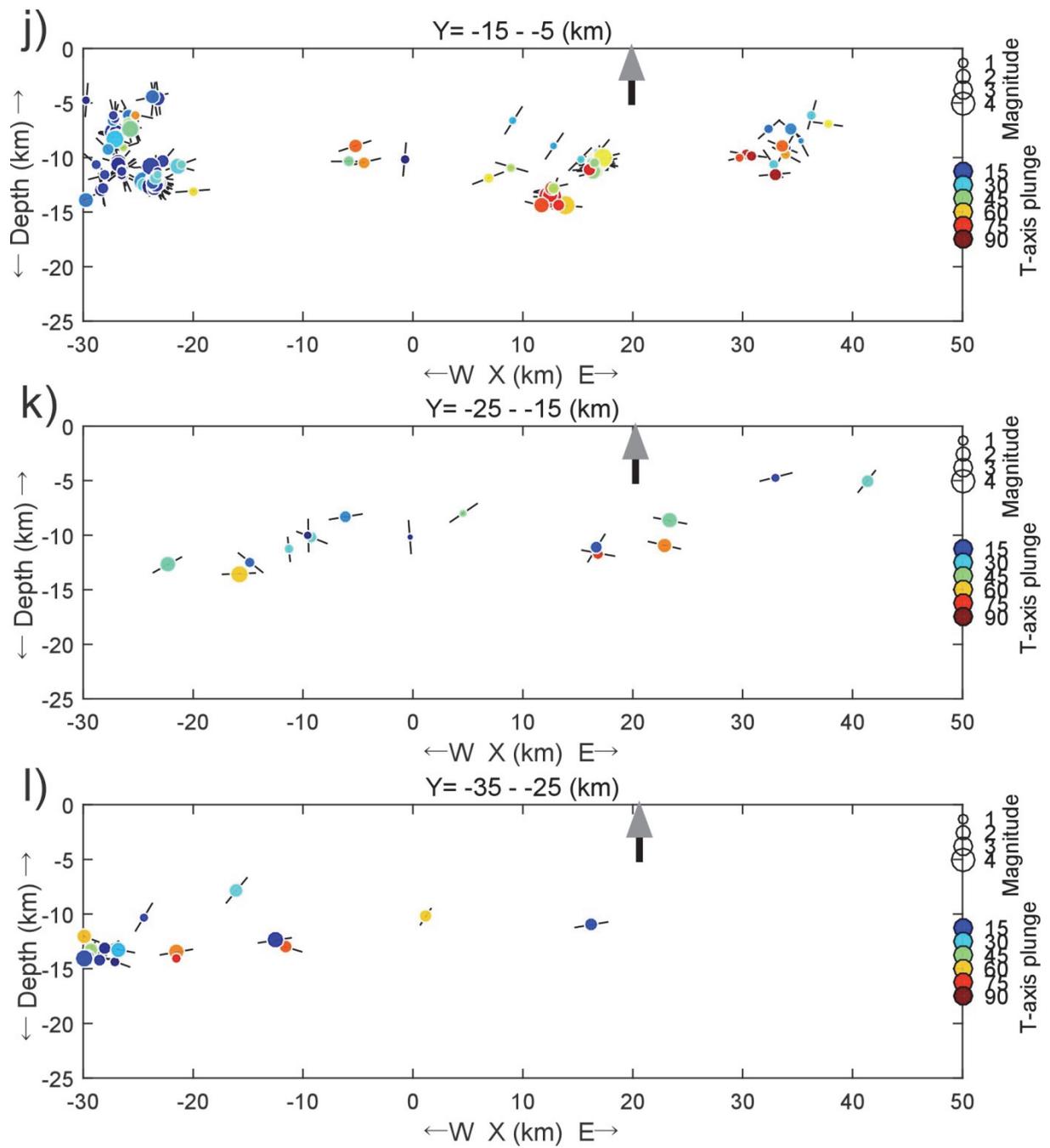


図 30 j)~l) 近畿地方における地震メカニズム解のP軸の方位(黒線)とT軸の傾斜角の分布。図 29 の j)~l)の領域のデータを東西断面に投影した。京都盆地-奈良盆地東縁断層帯の位置を黒矢印と灰色矢印で示している。

2) 地質調査に基づく応力場の推定

a) 近畿地域の応力場変遷に関する既往文献の整理

日本列島が現在の位置に定置したと考えられる中新世以降の応力場を対象として、近畿地域の応力場変遷に関する既往研究の整理・データ収集を行った。中新世以降の応力場を対象とした理由は、日本列島は鮮新世～中新世にかけてユーラシア大陸の東端から分離し、1500 万年前頃（以下、100 万年前を時間の単位である Ma と表記する。つまり、1500 万年前は 15 Ma と表記される）に日本海拡大に伴う大規模な回転を起こした後に、ほぼ現在の位置に定置したと考えられるためである（例えば、Yamaji and Yoshida, 1998; 竹下, 2010; Hosoi et al., 2015）。

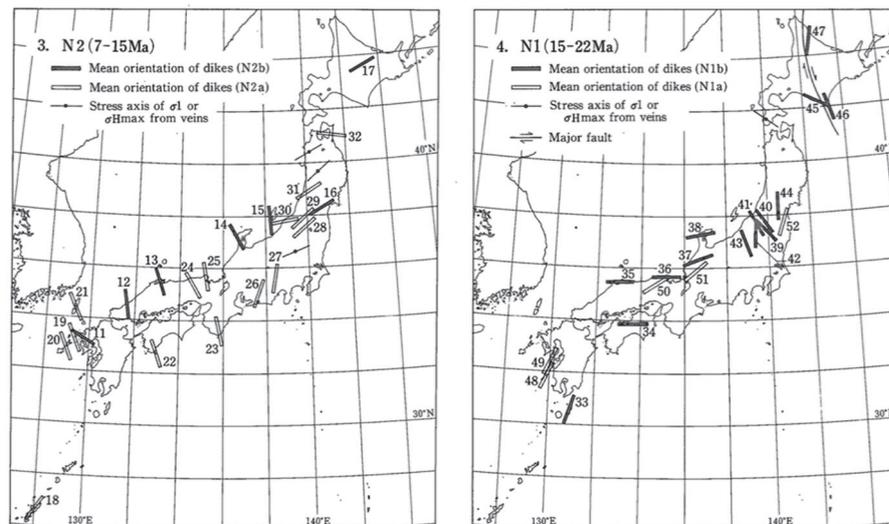


図 31 山元（1991）によって推定された岩脈群の卓越する平均的な方位。N1b、N1a、N2a、N2b はそれぞれ 22～18、18～15、15～12、12～7 Ma の期間を示す。

過去の応力場は、成層火山の側火口分布、岩脈群・鉱脈群の卓越方位、短小山地と盆地の構造発達などから推定される。山元（1991）は、1991 年以前に公表された後期新生代の岩脈群の卓越方位と放射年代値を整理し、日本列島の構造応力場の変遷について考察を行った。藤田（1968）は、短小山地と盆地の構造発達から、鮮新世から第四紀にかけての応力分布を推定した。以下に、山元（1991）と藤田（1968）で考察された（i）22～15 Ma、（ii）15～7 Ma、（iii）鮮新世前期～最新世初期および（iv）最新世初期から現在にかけての近畿地方の応力場について簡潔に記載する。

（i）22～15 Ma に形成された岩脈群の卓越方位は島弧に平行であった（図 31 右）。また、22～15 Ma において、西南日本では中・大規模の正断層が卓越していたとされるため、この期間の応力場は水平最大圧縮軸（ σ_{Hmax} ）の方向が島弧に平行な正断層型の応力場であったと考えられる。

（ii）15～7 Ma に西南日本で形成された岩脈群の卓越方位は島弧に直交する N-S から NNW-SSE であった（図 31 左）。また、この時期に島弧方向の軸を持つ褶曲運動（台湾-宍道褶曲帯）が始まっている。そのため、これらの岩脈群の卓越方位は島弧に直交する短縮応力場の反映であり、この時期の σ_{Hmax} の方向は N-S から NNW-SSE であったと考えられる。

(iii) 第二瀬戸内統（藤田（1968）において、第二瀬戸内統は大阪層群相当層であり、鮮新世前期～最新世前期の地層である）下部の堆積盆地の分布（図 32 の 3）から推定される最大主応力軸（ σ_1 ）の分布を図 32 の 4 に示す。この堆積盆地の分布から、第二瀬戸内統下部の堆積した鮮新世前期～最新世初期の近畿地方の σ_1 は NNW-SSE 方向であったと考えられる。

(iv) 第二瀬戸内統上部の堆積盆地の分布（図 32 の 5）から推定される σ_1 の分布を図 32 の 6 に示す。この堆積盆地の分布から、第二瀬戸内統上部の堆積した最新世初期から 1 Ma の近畿地方の σ_1 は WNW-ESE 方向であったと考えられる。また、1 Ma 以降、短小山地と盆地の分布に大きな変動がないため、最新世初期から現在にかけて近畿地方の σ_1 は WNW-ESE 方向であったと考えられる。

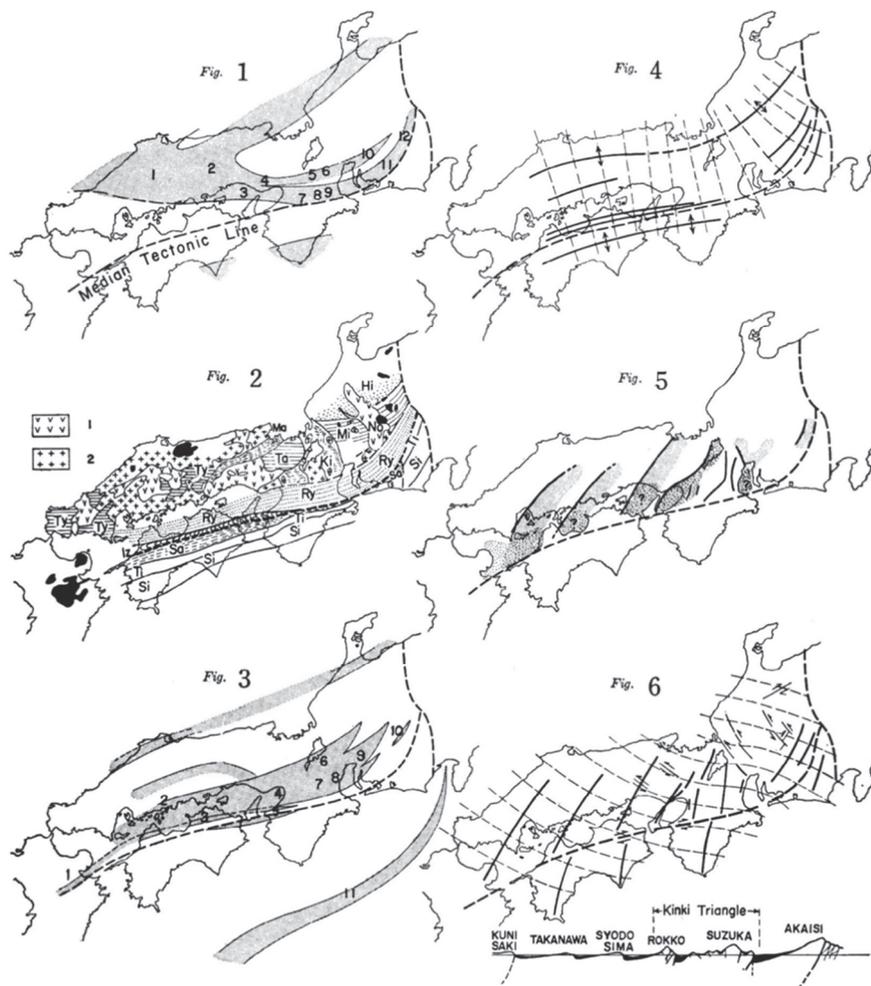


図 32 1：第一瀬戸内統の堆積盆地から推定した沈降帯分布。2：西南日本の基盤岩の区分。3：第二瀬戸内統下部の堆積盆地の分布。4：第二瀬戸内統下部の堆積盆地の分布から推定される最大主応力軸の分布（細破線）。5：第二瀬戸内統上部の分布および地形から描き出された構造軸。6：第二瀬戸内統上部の分布および地形から描き出された構造軸から推定される最大主応力軸の分布（細破線）（藤田，1968）。

現在の近畿地方の応力場は、Terakawa and Matsu'ura (2010) によって地震のメカニズム解を用いて推定されている。彼女らの結果では、現在の近畿地方の応力場はE-WからWNW-ESE 方向に圧縮軸を持つ逆断層型もしくは横ずれ断層型であると推定されている。この結果は藤田 (1968) において、地質学的データから推定された応力場と調和的である。

上記の既往研究を整理した結果を図33にまとめる。中新世以降の日本列島の応力場は、15 Maと更新世初期にかけて大きく変化している。しかしながら、近年、日本列島の応力場の変遷に関して、既往研究の手法が多種多様であるために分野間での整合性の検討が必要であることが指摘されている (例えば、細井・天野, 2013; Haji et al., 2019)。そのため、本節でまとめた応力場の変遷が今後変更される可能性が高いことにも留意すべきである。

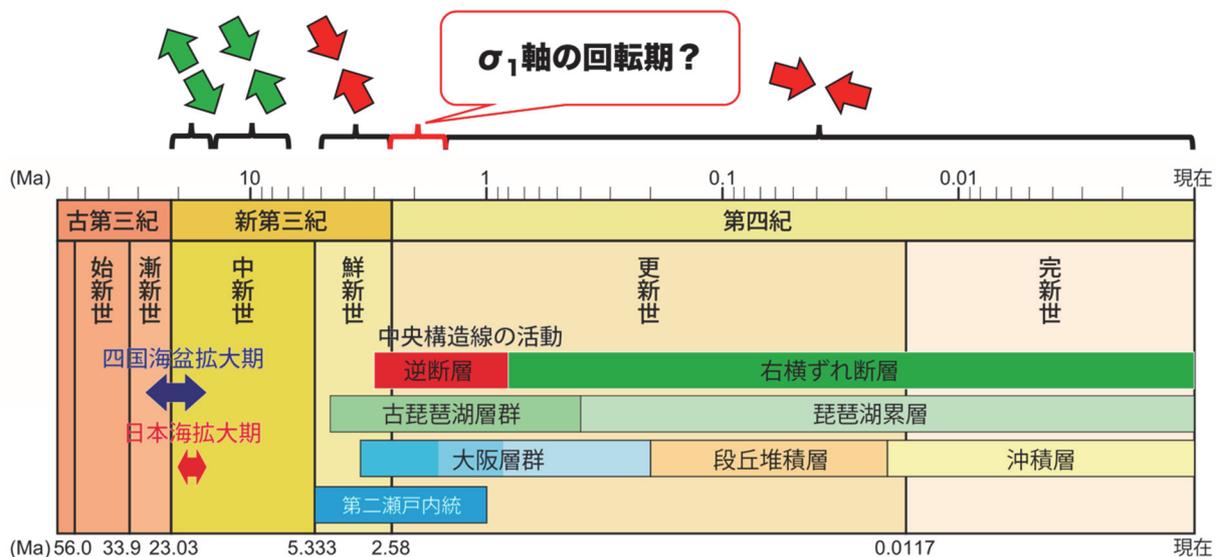


図 33 近畿地域の応力場変遷。緑の矢印は 15 Ma を境に NNW-SSE 方向の引張場が NNW-SSE 方向の圧縮場になったことを示す (山元, 1991)。赤の矢印は第二瀬戸内統堆積時に、 σ_1 軸が NNW-SSE から WNW-ESE 方向に変化したことを示す (藤田, 1968)。

b) 大阪層群および古琵琶湖層群を対象とした地表踏査

本研究では、奈良盆地東縁断層帯を含む地域の応力変遷解析のための野外地質調査を実施し、大阪層群および古琵琶湖層群を切る小断層等を用いた逆解析による応力変遷史の復元を試みた。ここでは、近畿地域の応力場の水平最大圧縮軸が、大阪層群および古琵琶湖層群が堆積した以降、つまり、数十万年前以降に北西-南東から東西に変化した可能性を確認するものとする。ここでは、これらの地層を対象に陸上の地質調査を行う際は、小断層のみにこだわらず、地質図規模の中規模断層も調査対象とし、小断層の方位データ等を収集した。

小断層とは、露頭で変位が視認できる規模 (変位量が数 cm~数 10 m) の断層であ

る。小断層群の方位は、それらが形成された当時の応力状態を推定する手掛かりとなる。応力状態を求めるために必要なデータは、断層面の方位と変位方向である。変位方向は、断層面上の条線（擦痕）によって示される。断層方位データの解析には、Sato (2006) の応力逆解析法を用いた。この手法は、断層の滑り方向が剪断応力と平行であるとの仮定に基づき、観測されたデータを説明できる応力状態を列挙する。この手法の利点は、条線が見られないデータや、地層の対比ができず剪断センス（正断層、逆断層、左横ずれ断層、右横ずれ断層の区別）が不明なデータも解析できることである。

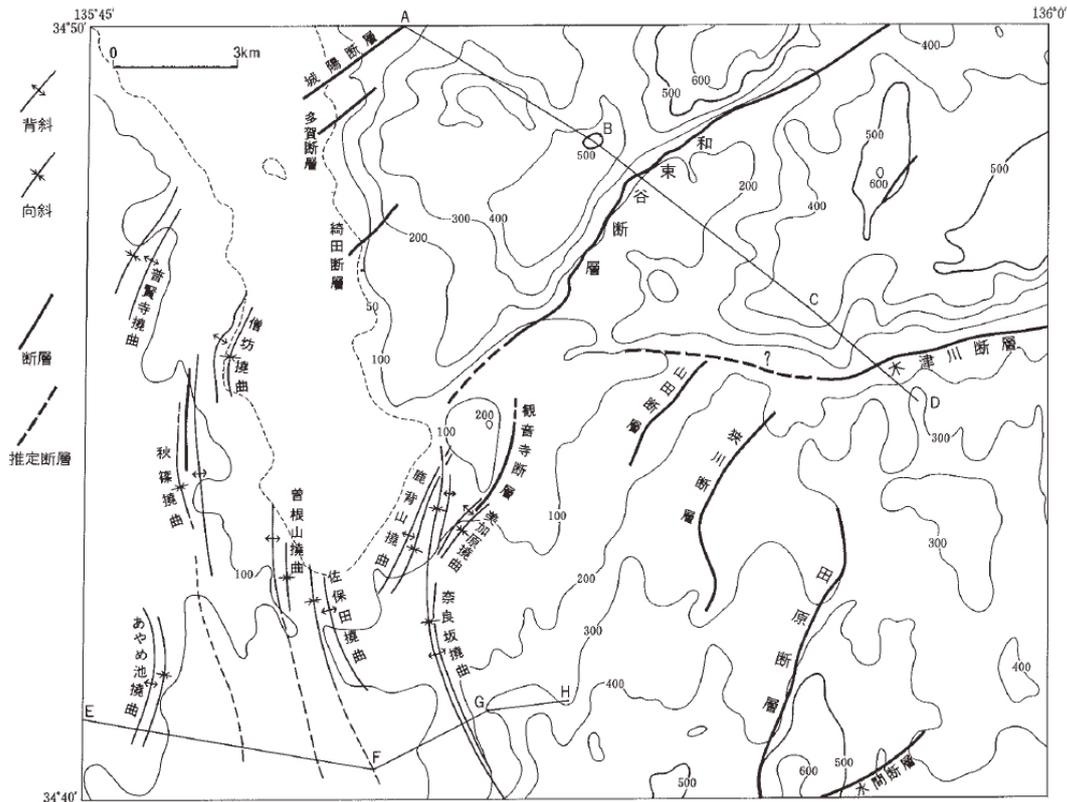
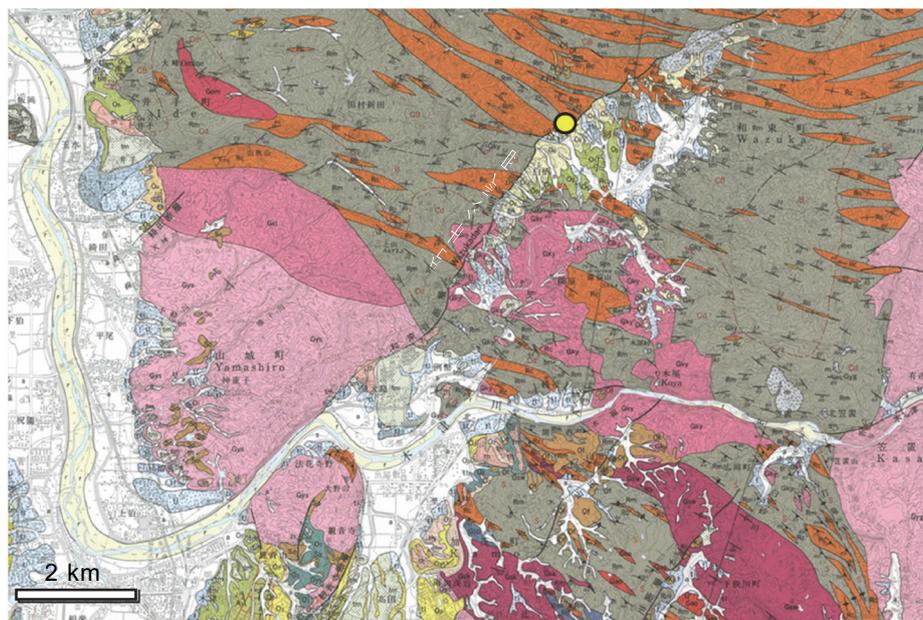


図 34 奈良盆地北東地域の中新統-更新統下部に発達する断層群（尾崎・他，2000）。

i) 大阪層群を対象とした地表踏査結果

奈良盆地北東域の奈良県奈良市，京都府木津川市および和束町（図 34）において、既往文献と野外踏査により、計 8 条の中規模断層群の断層方位データを収集した。収集した断層は、北から、城陽断層、綺田断層、和束谷断層、木津川断層、観音寺断層、山田断層、田原断層、水間断層、の 8 条である（図 34）。応力逆解析には、地表踏査で得た方位のみならず、既往文献から尾崎・他（2000）に記載されている断層方位データも使用した。それらの断層の多くが北東-南西走向の逆断層である（尾崎・他，2000）。図 35 では、その 1 つである和束谷断層における京都府和束町別所での露頭写真を示す。この露頭では、美濃丹波帯のチャート主体の岩体が大坂層群の礫および砂主体の岩体にのし上がっている様子が認められ、変位方向はほぼ傾斜すべり（上盤側が南東へ移動）を示す。

(a)



(b)



図 35 和束谷断層で断層方位データを収集した露頭（京都府和束町別所）の (a) 位置図（黄色丸、尾崎・他（2000）に加筆）および (b) 露頭写真。

応力逆解析の結果、北西-南東方向に水平最大圧縮軸を持つ逆断層型応力が検出された（図 36）。このことは、北西-南東方向に水平最大圧縮軸を持つ逆断層型応力が大阪層群堆積以降まで継続していた可能性を示唆するものである。

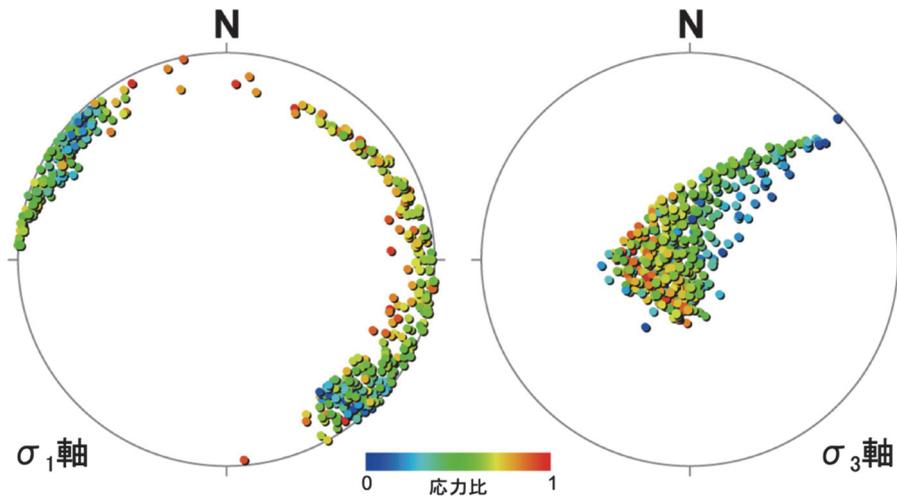


図 36 奈良盆地北東域の断層の断層方位データからの逆解析結果。下半球等積投影。逆解析には Sato (2006) を使用した。丸の色は応力比 $(= (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3))$ 。ただし、 σ_2 は中間主応力を意味する。

ii) 古琵琶湖層群を対象とした地表踏査結果

滋賀県湖南市野洲川沿いにおいて、古琵琶湖層群を切る小断層を確認し、2 条の断層方位データを収集した (図 37)。野洲川沿いでは古琵琶湖層群の砂岩泥岩互層が分布する。この砂岩泥岩互層を切る 2 条の断層はどちらも泥層のずれから逆断層と判断できる (数 cm ~ 10 cm 程度の垂直隔離)。これらの断層の断層面上の条線から傾斜すべり成分のものと横ずれすべり成分の強いものが認められた (図 38)。このことは、古琵琶湖層群堆積以降に、南北方向、および、東西方向に水平最大圧縮軸を持つ応力場の存在を示唆するものである (図 38)。

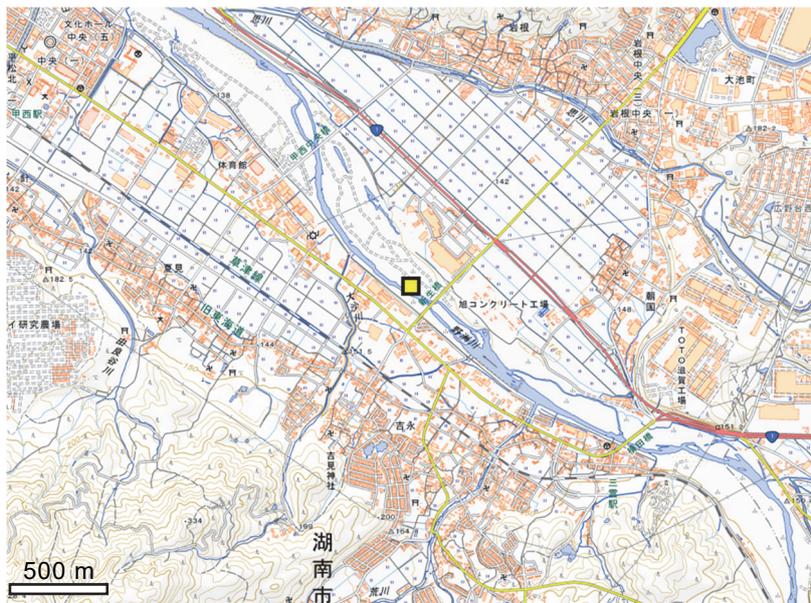
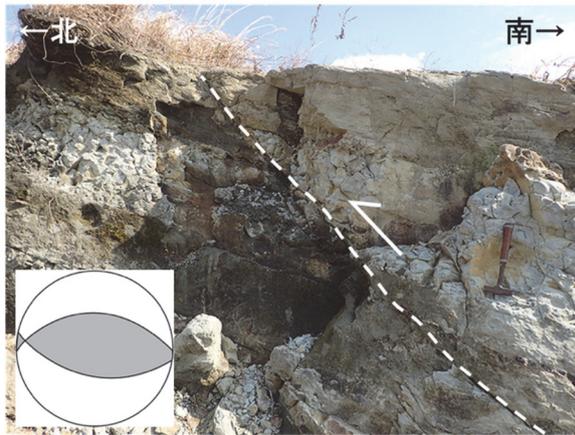


図 37 滋賀県湖南市野洲川沿いの古琵琶湖層群を切る小断層の露頭位置 (黄色四角)。露頭位置を国土地理院地形図に加筆。

(a)



(b)

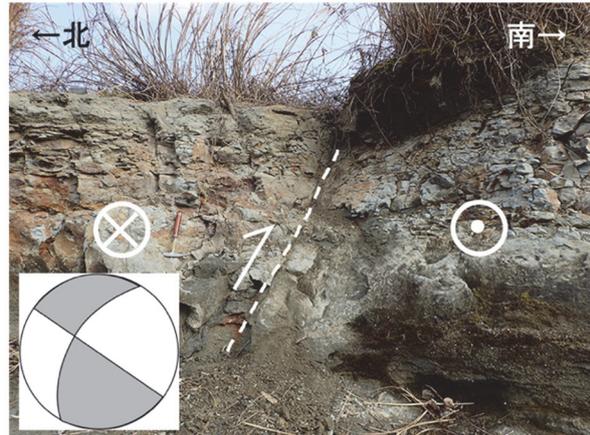


図 38 滋賀県湖南市野洲川沿いの古琵琶湖層群を切る小断層。(a)傾斜すべりの逆断層、および(b)横ずれすべり成分の大きい逆断層。それぞれの写真の左下に、地表踏査で得た断層方位データを発震機構解(円内の白の領域が圧縮の領域で、灰色の領域が引張の領域)で示す。写真中の岩石ハンマーはスケール。

c) 活断層の姿勢および運動センスに基づく応力逆解析の再検討

対象地域の地殻活動および変形構造に関する既往研究の整理・データ収集の一環として、既往研究における第四紀以降の応力変遷に対する解析手法について再検討した。日本に分布する活断層は第四紀以降に活動した断層であることから、それらの姿勢および運動センスに基づく応力逆解析を実施することで、その活断層を含む地域の第四紀以降の応力場を推定することが期待できる。Tsutsumi et al. (2012) は、近畿地方から中部地方にかけて分布する活断層の姿勢および運動センスに対して(図 39)、Sato (2006) の応力逆解法を適用することで、東南東—西北西方向に最大圧縮軸を持つ応力場を推定した。推定された応力場が、測地学あるいは地震学的に観測される応力場(Mazzotti et al., 2001; Townend and Zoback, 2006; Terakawa and Matsu'ura, 2010) と整合的であることから、過去数十万年に亘り同様の応力場が継続したと考えられている(Tsutsumi et al., 2012)。

ただし、上記解析においては、下記に記すように解析に用いた応力逆解法および入力データ(活断層データ)について注意する必要がある。上記解析の特徴として、Sato (2006) の応力逆解法が、従来の応力逆解法と異なり、断層の滑り方向(完全データ)だけでなく、断層の運動センス(センスオンリーデータ)を扱えることが挙げられる。断層の滑り方向とは、断層面に沿って、どの方向に断層が滑ったかを示すものであるのに対し、断層の運動センス(センスオンリーデータ)は、その断層が「逆断層」や「右横ずれ断層」といったどのような断層タイプであるかを示すものである(図 40)。これらの運動センスは、活断層において一般的に得られているデータである。そのため、Tsutsumi et al. (2012) では応力逆解析を多くの活断層に対して実施することができた。一方、運動センス(センスオンリーデータ)は、より厳密な滑り方向(完全データ)に対して自由度が高く、応力逆解析で得られる結果も拘束が弱い解として得られる。多くの活断層では運動センス(センスオンリーデータ)は得られているが、より厳密な滑り方向(完全データ)は得られていな

いことが多い。そのため、Tsutsumi et al. (2012)でも、厳密な滑り方向（完全データ）を持つ入力データは 10%以下で、その他は運動センス（センスオンリーデータ）として入力されているため、得られた解も拘束が弱い解として得られていることに注意が必要である。

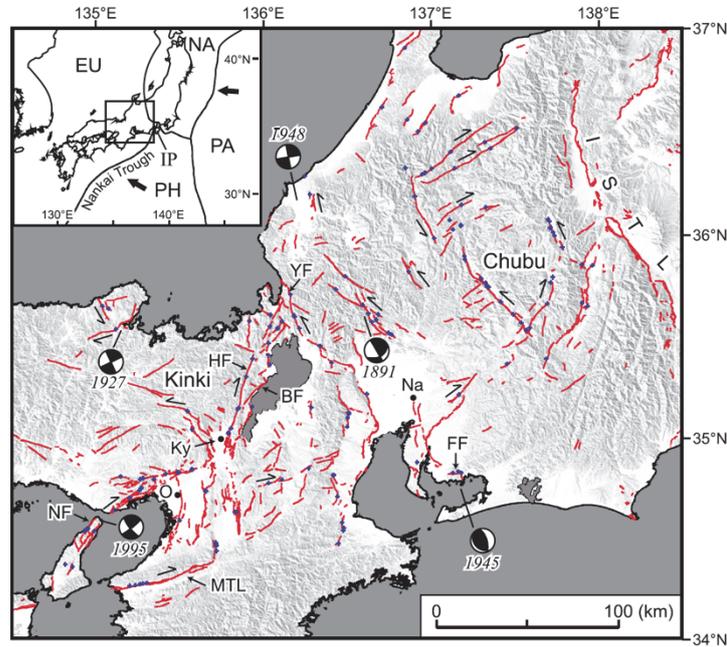


図 39 近畿地方から中部地方にかけての活断層の分布と代表的な地震の発震機構解 (Tsutsumi et al., 2012)。活断層の分布 (赤線) は、中田・今泉 (2002) による。

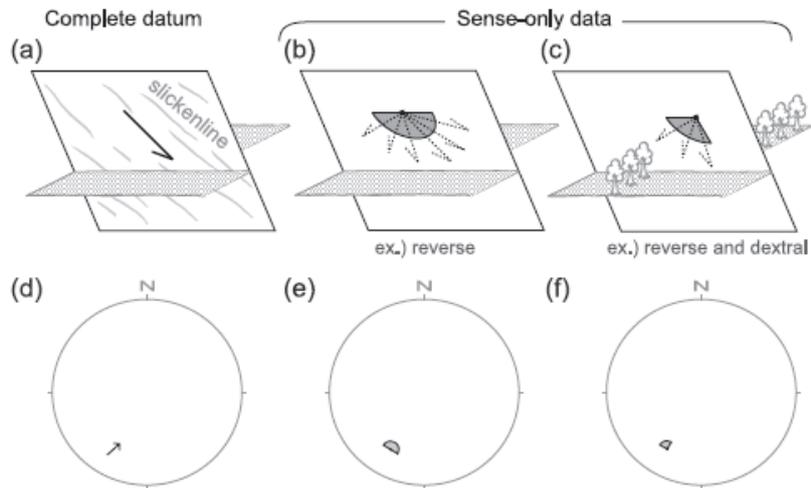


図 40 断層の滑りデータの種類 (Tsutsumi et al. (2002) を改変)。(a) 断層の滑りデータ (完全データ)。断層の滑り方向が断層面の条線 (slicken line) として観察され、ベクトルで表す事ができる。(b)と (c)断層の運動センスデータ (センスオンリーデータ)。断層の滑り方向は不明だが、断層の運動センスが地形的な食い違い方向などから読み取られたデータ。運動センスは、滑りセンスが取りうる範囲として扇形で表される。(d) 下半球等角投影における断層の滑りデータ (完全データ) の表現。(e, f) 下半球等角投影における断層の運動センスデータ (不完全データ) の表現。

そこで、今年度は Tsutsumi et al. (2012) と同様の活断層データに対して、Sato (2006) の応力逆解法に断層の滑りやすさ (fault instability) (Vavrycuk, 2014) を加えることで、従来の手法より拘束の強い条件下での応力逆解法による解析を試みた。断層の滑りやすさ (fault instability) は、ある応力条件における断層面へのせん断応力 (断層を動かそうとする力) と、法線応力 (断層を押さえる力) のバランスとして計算され、fault instability が高いほどその応力条件において断層が動きやすいことを示す。断層の滑り方向のみに基づく応力逆解法に断層の滑りやすさ (fault instability) を導入することで、断層の滑り方向による拘束に加え、滑りやすさによる拘束を加えることができるようになる。これにより、センスオンリーデータの多い活断層データについても、これまでより強い拘束をかけた解析が期待できる。本研究では Tsutsumi et al. (2012) で用いた活断層データ (169 データ、内完全データ 11、センスオンリーデータ 158) を、応力逆解法 (Sato, 2006) を用いて再解析した (図 41)。このとき、内部摩擦角を 30° と仮定し、目的関数 (剪断応力の方向と断層滑り方向の一致度) に断層の滑り易さの指標 fault instability を乗ずることで重み付けを施した。解析の結果、これまでの解析では 1 つの種類の応力しか得られなかったのに対して、本研究では 2 つの種類の応力を求める事ができた (図 42)。これは、従来の拘束条件下では分離されなかった応力が、断層の滑りやすさの拘束条件を加えることで分離されたものと考えられる。

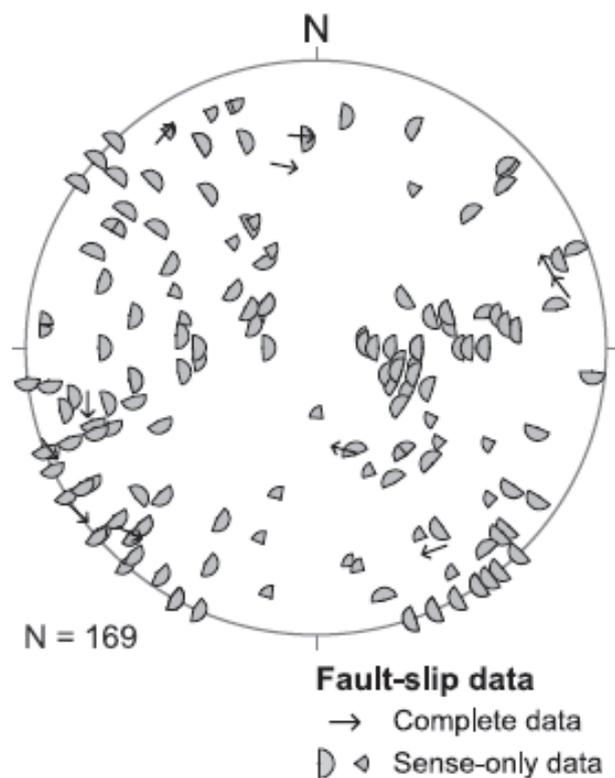


図 41 近畿地方から中部地方にかけての活断層データの下半球等積投影 (Tsutsumi et al., 2012)。完全データとセンスオンリーデータの下半球等角投影については、図 40 のキャプションを参照。

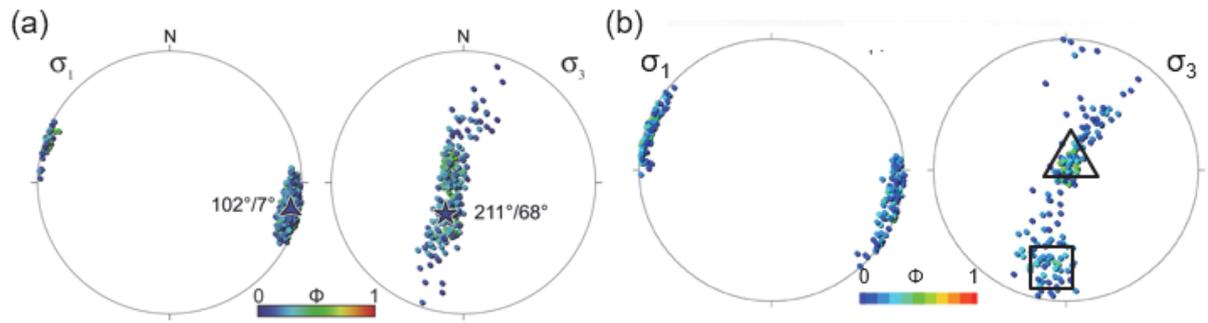


図 42 近畿地方から中部地方にかけての活断層データから推定された応力状態。いずれも、左側が最大圧縮主応力 (σ_1) の軸、右側が最小圧縮主応力 (σ_3) の軸の 90%信頼区間で求められる解を丸で示し、下半球等積投影したもの。丸の色は応力比 ($\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$)。ただし、 σ_2 は中間主応力を意味する。(a) Sato (2006) の応力逆解法のみを用いた場合に得られる応力場 (Tsutsumi et al., 2012)。最適な応力解が星で表されている。(b) Sato (2006) の応力逆解法に断層の滑り易さの指標 fault instability を乗ずることで重み付けを施すことで得られた応力場。逆断層型の応力場 (Δ) と、横ずれ断層型の応力場 (\square) の二つの種類の応力場が読み取れる。

3) 深部断層位置推定のための木津川沿いの段丘面調査

奈良盆地東縁断層帯は東傾斜する活断層とされる。逆断層の深部における断層位置を推定するためには、堆積盆地内の活断層や撓曲位置だけでなく、断層周辺の地殻変動を調べることが望ましい。本断層帯の北部にある京都盆地南部では、盆地—山地境界の活断層帯（桃山断層や黄檗断層）の南部に変形幅が東西約5 kmにも及ぶ宇治傾動帯が報告されている（小松原・他，2013）。宇治傾動帯は宇治川沿いの段丘区分によって見出されたものである。宇治傾動帯の原因は明らかにされていないが、深部の断層位置を拘束する情報である可能性がある。

このような変形構造が奈良盆地東縁断層帯に存在する可能性を検討するため、本年度は奈良盆地東縁断層帯を横断して流れる木津川に着目し、段丘面区分を行った。空中写真判読（国土地理院、米軍写真を使用）により段丘面区分の空中写真判読予察図を作成した上で、5万分の1地質図幅「奈良」（尾崎・他，2000）に示された中位段丘面（主にtm面）の露頭状況を現地確認し、段丘面区分の予察図を作成した（図43）。露頭の現況は8箇所にて確認し、そのうち5箇所について柱状図を作成した（位置は図43、柱状図は図44）。

現状では、段丘の本流性と支流性の区分、段丘の形成年代の検討は実施できていない。今後は、木津川沿いの本流性の中位段丘および高位段丘を区分し、現河床勾配との比較を行い、変動の有無を確認する予定である。

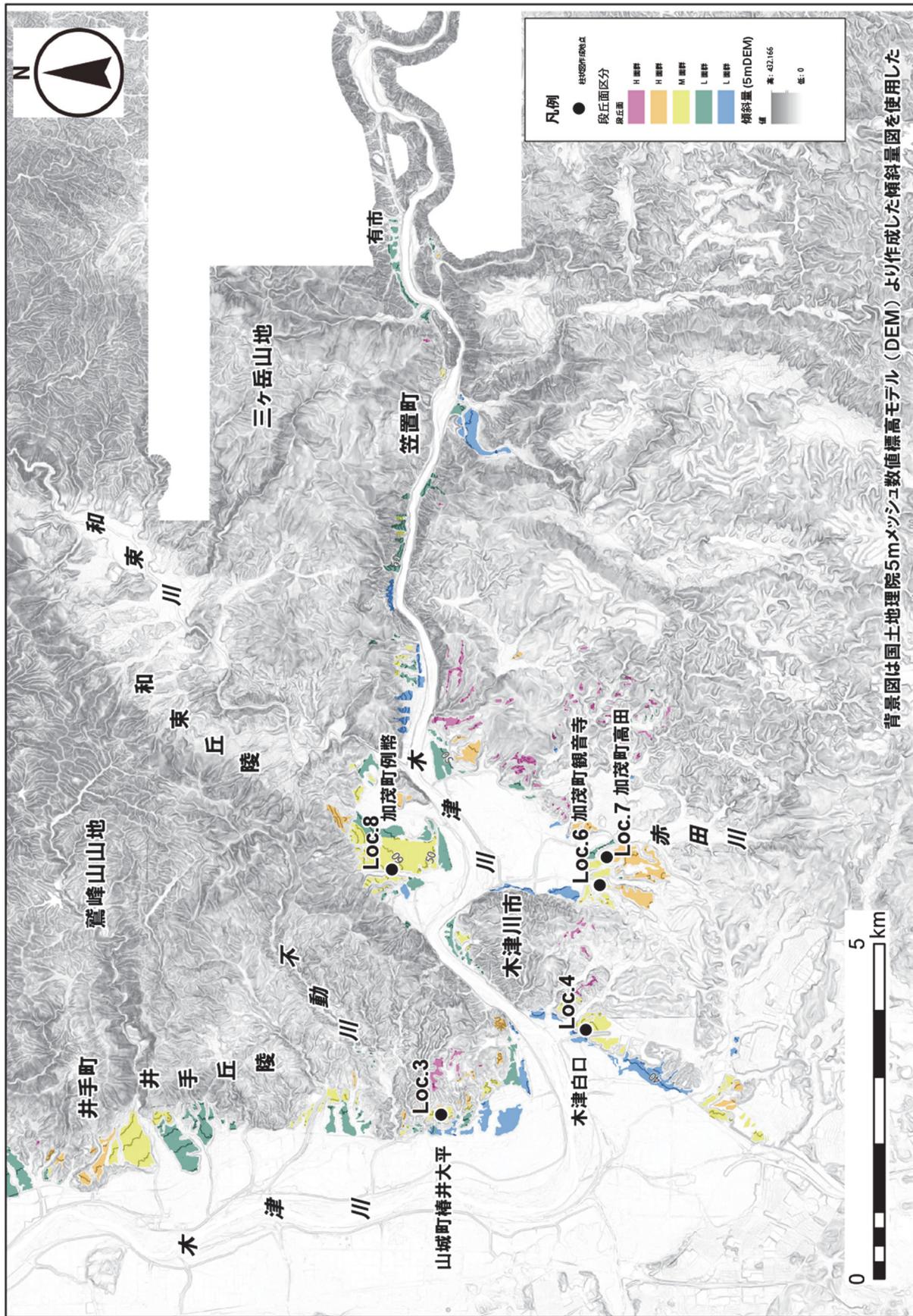


図 43 木津川周辺における段丘面区分予察図および露頭柱状図作成地点

4) 微動アレイ探査による奈良盆地東縁断層帯近傍の基盤深度分布の推定

a) 微動アレイ観測

微動アレイ探査は、表面波の位相速度に見られる分散性を利用して、主に地盤のS波速度構造を推定する手法である(Aki, 1957、Okada, 2003など)。地表に多数の地震計を配置して常時微動(地面の微かな揺れ)を同時に観測(微動アレイ観測)し、主にレイリー波の位相速度を多くの周波数に対して推定し、地盤のS波速度構造を逆解析等で求める。反射法地震探査やボーリング調査に比べて構造推定の精度は劣るものの、大がかりな機材が不要で、簡易に堆積盆地の深部までのS波速度構造を推定できることから多くの堆積盆地の地下構造調査に適用が進んでいる。

奈良盆地は生駒断層や奈良盆地東縁断層帯など周辺の断層活動で形成された構造盆地である。奈良盆地東縁断層帯の天理撓曲で実施されたP波反射法地震探査の帯解測線(奥村・他, 1997)では、奈良盆地に伏在する帯解断層と天理撓曲によって鮮新—更新統に対応する反射面がほぼ一定の上下変位を被っていることが明らかにされた(図45)。これら反射面に認められる上下変位量は、基盤岩もしくは中新統上面の高度差とほぼ同じである。したがって、基盤岩もしくは中新統上面の高度差から、奈良盆地東縁断層帯の奈良盆地内における断層累積変位が推定可能であると考えられる。

奈良盆地の地下構造は、帯解測線の反射法地震探査で示されるように、基盤岩を大阪層群が直接覆うか、あるいは基盤岩を中新統が覆い、その上に大阪層群が載る構造であると推定されている。奈良盆地では単点3成分微動観測により得られた水平・上下のスペクトル比(H/V比)の卓越周期と基盤深度との回帰式を基に基盤深度が推定されている(岩田・他, 2007)が、基盤以浅の速度構造に地域差がある場合にはH/V卓越周期から推定した基盤深度は必ずしも正確なものとはならないと考えられる。微動アレイ探査により基盤以浅の速度構造を拘束することで、より正確な深度分布を把握できると期待される。

そこで、奈良盆地東縁断層帯による基盤岩の上下変位の推定を目的として、断層を横断する3測線(帯解測線:NRO、天理測線:NRT、桜井測線:NRS)を設定し、微動アレイ観測を実施した。観測は2020年1月20日から2月5日にかけて実施した。各測線は5つの観測アレイからなり、都市圏活断層図(「奈良」「桜井」:八木・他, 1998、相馬・他, 1998)に図示される活断層線と大和高原西麓の間を観測アレイの東端とし、断層線をなるべく跨がないように奈良盆地内にかけて観測アレイを配置した。観測アレイの分布を図46に、各観測アレイの観測半径毎の中心座標を表3に示す。帯解測線(NRO)はP波反射法地震探査結果との対比が可能なように反射法地震探査測線およびその延長に沿って配置した。天理測線(NRT)と桜井測線(NRS)はそれぞれ断層区間の中部および南部に設定した。

奈良盆地における既往反射法探査や温泉ボーリング等に基づく、奈良盆地の基盤深度は最大でも1km程度に収まると考えられることから、深度1km程度の速度構造が推定できる探査仕様とした。各観測アレイについて、7点の観測点からなる大アレイ(重心を同一とする外接円半径200m、400mの正三角形アレイ。ただし、NRS-1アレイでは半径150mおよび300m)と、半径4m~60mの4点正三角形アレイを設定し、浅部から深部までの速度構造および基盤岩上面深度を推定するデータが得られるようにした。

観測には、固有周期10秒の速度型三成分微動計(東京測振製SE-321、5V/kine)を小型低消費電力データロガー(白山工業製LS-8800、GPS時刻校正、24bitAD変換)に接続し

て使用した。これらをリン酸鉄リチウムイオンバッテリーで駆動し、サンプリング周波数 200 Hz、最小位相フィルター、4 倍アンプをかけて微動データを収録した。なお、微動計は X 方向を磁北に合わせ水平を取った。長時間の観測にあたっては、プラスチックバケツで覆い風雨等の影響を避けた。機材写真を図 47、観測の様子を図 48 に示す。

微動アレイ観測においては、微動源はアレイの外側にあることが要求される。そのため、アレイ内部に振動源がない静かな場所を観測対象とすることが望ましい。半径の小さいアレイでは、田畑や大きな広場を観測地点に選定したり、人間活動の少ない時間に観測したりすることで振動源をアレイ内から比較的容易に除去できる。一方、大半径のアレイ観測においては、道路や住家を含まないようなアレイ配置を設定することは難しい。本観測においては、幹線道路をなるべく含まないようにアレイ観測点を選定することとしたが、奈良盆地東縁断層帯付近の段丘上を南北に貫く国道 169 号線や、東西方向の県道の全てを避けることはできなかった。そこで、交通ノイズを低減するために、大半径のアレイ観測は夜間に実施した。大アレイでは、観測機器を夕方までに設置し、翌朝に機器を回収した（ただし、NR0-4 アレイでは観測を昼間に実施）。観測点の確保にあたっては、自治体、区長、地権者に連絡し許可を取った。小アレイ観測（半径 60 m 以下）は大アレイ領域内の静かなサイトを選定し、観測は昼間に実施した。小アレイ観測の観測時間は 30 分間とした（観測日および観測時間は表 3 を参照）。

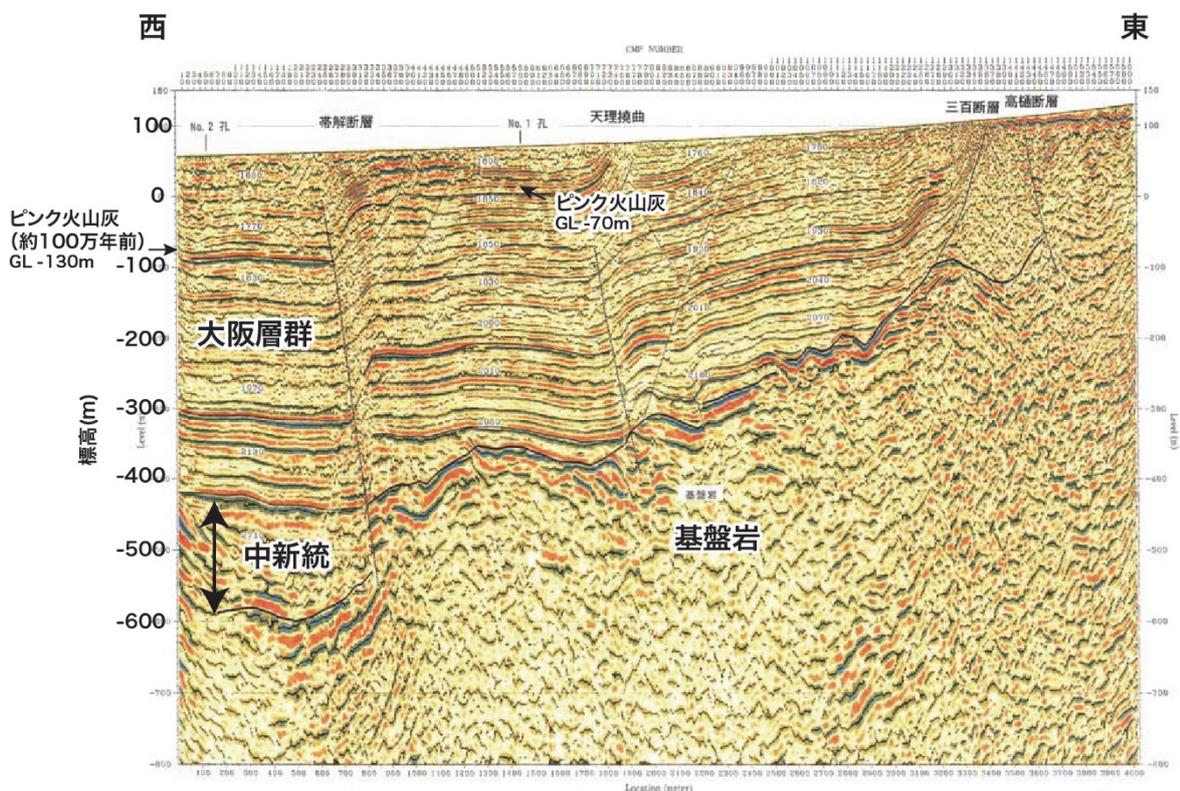


図 45 天理撓曲で実施された P 波反射法地震探査深度断面図（奥村・他，1997 に加筆）

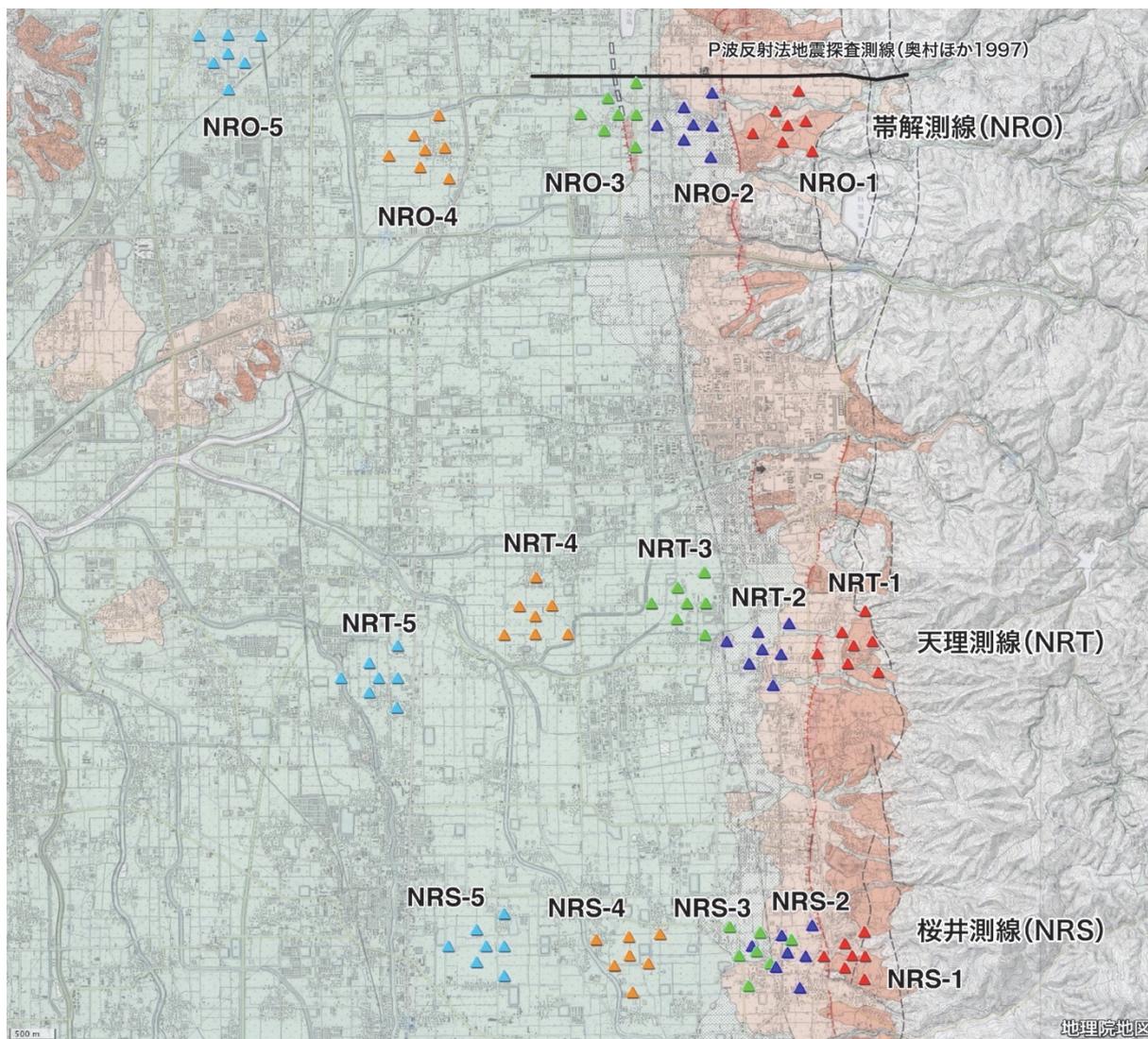


図 46 観測アレイ配置図（北から南に、帯解測線、天理測線、桜井測線の各観測アレイ位置。大半径アレイの観測位置を▲で示す）。地理院地図を使用し、都市圏活断層図、傾斜量図、陰影起伏図を透過率 50%で重ね合わせて基図とした。

表3 微動アレイ観測地点と観測時間一覧

観測 アレイ 名	観測半径	アレイ中心点座標		観測日、観測時間
		北緯	東経	
NRO-1	200, 400 m	34.63020	135.84225	2020/1/24 18:00 - 1/25 7:00
	4, 15, 30, 60 m	34.62991	135.84229	2020/1/22 30 min
NRO-2	200, 400 m	34.63022	135.83113	2020/1/23 21:00 - 1/24 7:00
	4, 15, 30, 60 m	34.62897	135.82964	2020/1/24 30 min
NRO-3	200, 400 m	34.63120	135.82216	2020/1/22 22:00 - 1/23 7:00
	4, 15, 30, 60 m	34.62812	135.82030	2020/1/22 30 min
NRO-4	200, 400 m	34.62778	135.79938	2020/1/21 12:05-16:00
	4, 15, 30, 60 m	34.62538	135.79707	2020/1/21 30 min
NRO-5	200, 400 m	34.63723	135.77597	2020/1/20 17:00 - 1/21/ 6:00
	4, 15, 30, 60 m	34.63742	135.77617	2020/1/20 30 min
NRT-1	200, 400 m	34.57901	135.85011	2020/1/27 18:00 - 1/28 7:00
	4, 15, 30, 60 m	34.57834	135.84830	2020/1/28 30 min
NRT-2	200, 400 m	34.57869	135.83929	2020/1/28 18:00 - 1/29 5:00
	4, 15, 30, 60 m	34.58133	135.84254	2020/2/3 30 min
NRT-3	200, 400 m	34.58316	135.83029	2020/1/29 18:00 - 1/30 7:00
	4, 15, 30, 60 m	34.58397	135.83151	2020/1/30 30 min
NRT-4	200, 400 m	34.58194	135.81239	2020/1/30 18:00 - 1/31 7:00
	4, 15, 30, 60 m	34.58183	135.81236	2020/1/31 30 min
NRT-5	200, 400 m	34.57586	135.79385	2020/1/31 19:00 - 2/1 7:00
	4, 15, 30, 60 m	34.57683	135.79291	2020/2/01 30 min
NRS-1	150, 300 m	34.54853	135.84990	2020/1/26 18:00 - 1/27 7:00
	4, 15, 30, 60 m	34.54775	135.84782	2020/1/24 30 min
NRS-2	200, 400 m	34.54882	135.84225	2020/1/25 21:00 - 1/26 7:00
	4, 15, 30, 60 m	34.54960	135.84442	2020/1/24 30 min
NRS-3	200, 400 m	34.54898	135.83855	2020/2/4 18:00 - 2/5 7:00
	4, 15, 30, 60 m	34.55068	135.83908	2020/1/25 30 min
NRS-4	200, 400 m	34.54855	135.82358	2020/2/3 18:00 - 2/4 7:00
	4, 15, 30, 60 m	34.55047	135.82356	2020/1/26 30 min
NRS-5	200, 400 m	34.54950	135.80653	2020/2/2 18:00 - 2/3 7:00
	4, 15, 30, 60 m	34.55148	135.80552	2020/1/26 30 min



図 47 観測に使用した機器 (東京測振製 SE-321 速度計)



図 48 観測の様子 (左 : 大アレイ観測、右 : 小半径アレイ観測 (4、15 m))。大アレイ観測では微動計をバケツで覆い風雨の影響を低減。

b) 微動アレイ観測記録の解析

微動アレイ観測で得られた速度時刻歴データについて、微動アレイ解析ツール「BID02.0」ソフトウェア (Tada et al., 2010、<http://staff.aist.go.jp/ikuo-chou> からダウンロード) を用いて解析した。ここでは、Rayleigh 波を対象とし、観測記録のうち上下動成分のみを解析に用いた。観測データからのトレンド成分や交通ノイズ等の除去はソフトウェアのデフォルト機能にて行った。大アレイ (半径 150m 以上) のデータは 20.48 秒 (データ数 4096) を小アレイのデータは 10.24 秒 (データ数 2048) を基本区間長として波形を切り出し、SPAC 法にて解析した。

SPAC 法においては、位相速度が推定可能な表面波の波長はアレイ半径の 2～10 倍程度 (例えば、宮腰・他, 1996) である。今回の観測では、深さ 1 km 程度までの基盤深度の探索を目的としており、そのためには地下浅部から深さ 1 km 程度までの速度構造を推定する必要がある。表面波の波長にすると数～10m オーダーから 3～5 km 程度となる。これらの背景から、表 3 に示したように、同一地点で半径の異なるアレイ観測を行った。同一地点における様々な半径のアレイ観測データから解析した位相速度値が連続的に推移すれば、アレイ観測を行った地域内の速度構造は急変を伴わないこと、および、観測・解析の妥当性がある程度担保できる。

図 49～図 51 に、帯解測線、天理測線および桜井測線の微動アレイ観測データについて、各観測半径に対する位相速度の解析値および空間自己相関 (SPAC) 係数 (アレイ半径毎に色分けして表示)、および全観測データから抽出した観測位相速度値 (白抜き△) を示す。小半径から大半径までの位相速度の解析値がほぼ全てのアレイで連続的に推移している (NRS-1 は連続性が悪い)。位相速度の解析値のうち、対応する SPAC 係数の極小点よりも低周波側でかつ SPAC 係数が 0.9 から -0.3 程度の周波数範囲の値を抽出して観測位相速度とした。観測半径により値がばらつく場合には、大きい半径の観測値を優先して選択した。これにより、概ね 0.5 Hz から 20 Hz の周波数範囲で、0.2 km/s から 2 km/s の観測位相速度が抽出された。図 52 に、各測線における観測位相速度の比較を示す。断層線の東に位置する観測アレイ (NRO-1、NRT-1、NRS-1) の位相速度は他点よりも大きい。深い地下構造を反映する低周波数側 (概ね 2 Hz 以下) の位相速度は、断層から離れるほど (番号が大きいほど) 小さくなる傾向がある。ただし、奈良盆地の中央部から西側に位置する観測アレイ (NRO-5、NRT-5、NRS-5) ではその東側の観測アレイに比べて位相速度が大きくなる傾向がある。なお、NRS-1 の大半径アレイの位相速度はばらつきが大きく、観測位相速度は良く求まっていない。今後データを精査して位相速度推定を再検討する予定である。

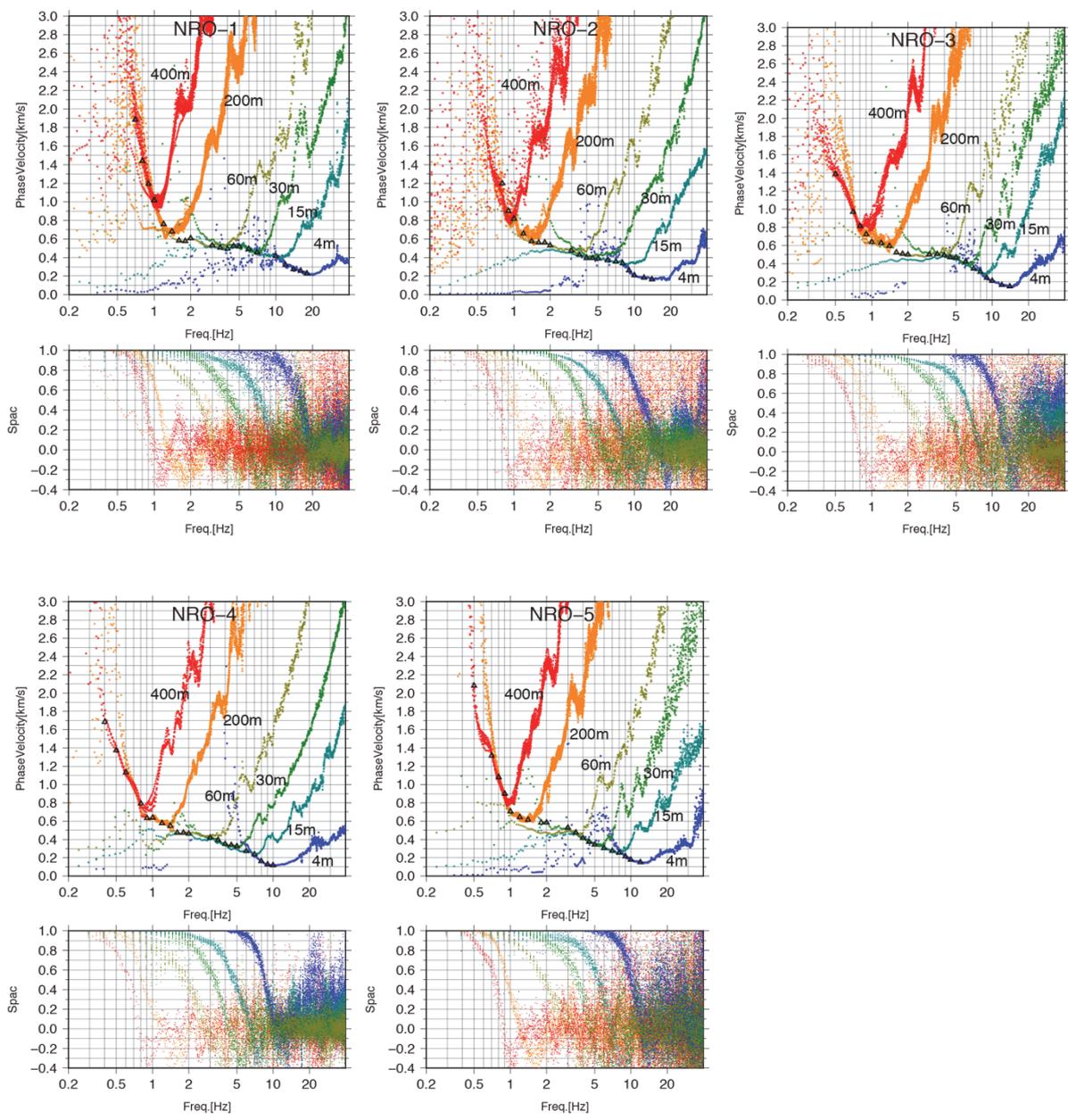


図 49 帯解測線 (NRO) における位相速度解析結果 (上段: 位相速度、下段: SPAC 係数)。観測半径毎に色分けして表示。位相速度パネル内の△は抽出した観測位相速度。

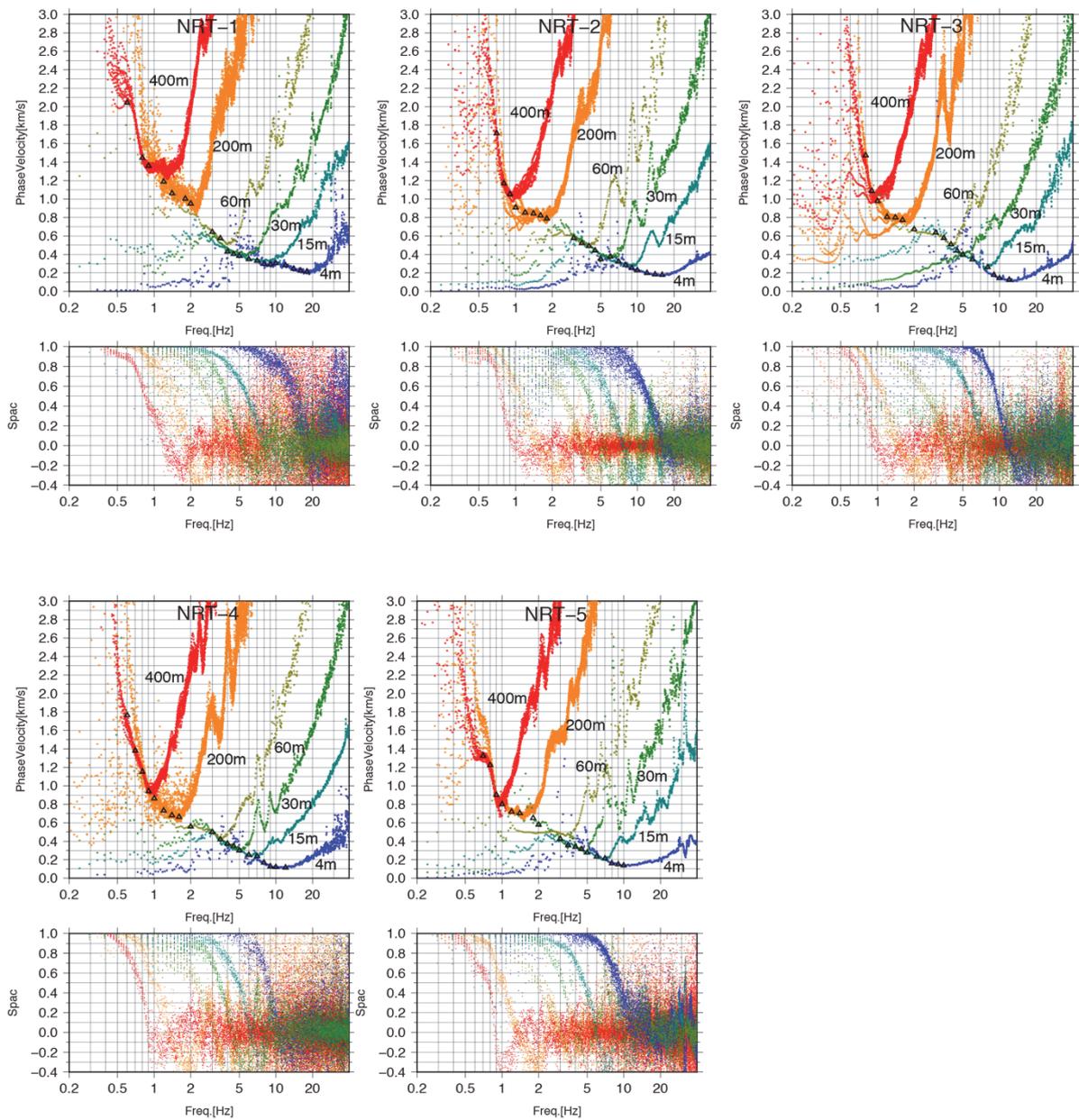


図 50 天理測線 (NRT) における位相速度解析結果 (上段 : 位相速度、下段 : SPAC 係数)。観測半径毎に色分けして表示。位相速度パネル内の△は抽出した観測位相速度。

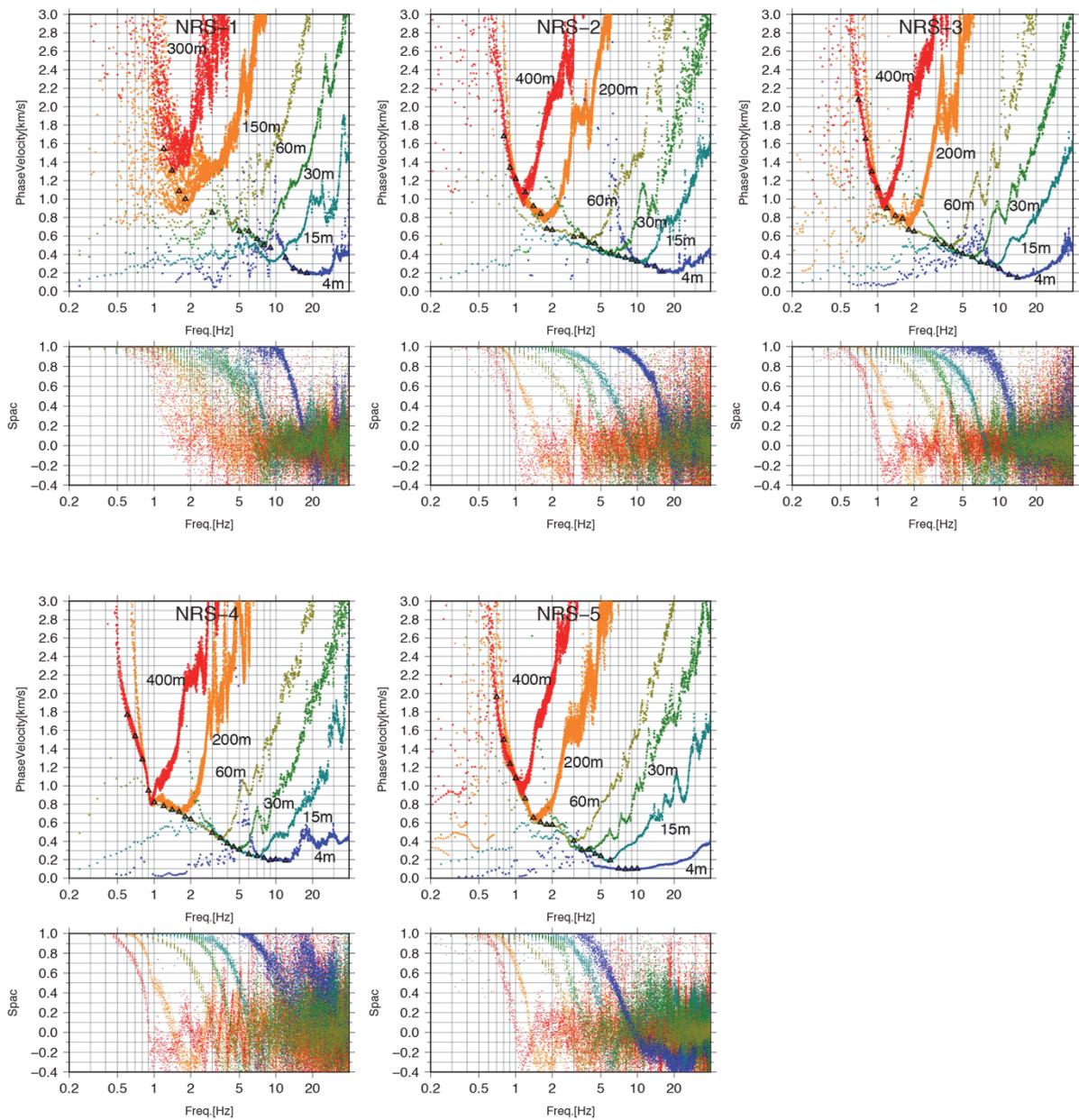


図 51 桜井測線 (NRS) における位相速度解析結果 (上段: 位相速度、下段: SPAC 係数)。観測半径毎に色分けして表示。位相速度パネル内の△は抽出した観測位相速度。

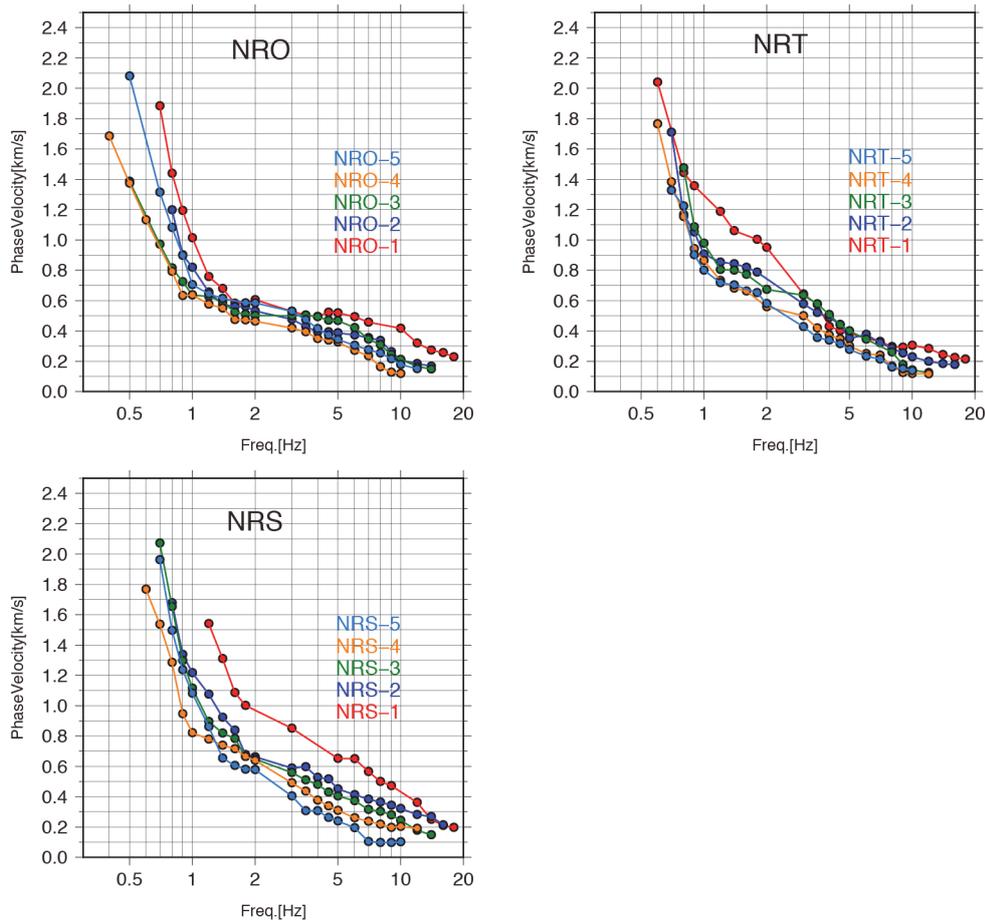


図 52 各アレイ観測測線における観測位相速度の比較。

c) 観測位相速度に基づく基盤深度の推定と既往速度構造モデルとの比較

各観測アレイにおける基盤深度を推定するため、観測位相速度を説明する速度構造を探索する。速度構造の探索には山中・石田（1995）の遺伝的アルゴリズムを用い、観測位相速度との残差が小さい位相速度を持つ1次元S波速度構造モデルを探索した。ここでは観測位相速度がRayleigh波の基本モードであると仮定した。

探索する速度構造の設定においては次のことを考慮した。前掲の奥村・他（1997）による反射法地震探査（図45）においては、約100万年前のピンク火山灰層は断層低下側で深度約130mに認められており、深度断面に示される大阪層群相当層の大部分は大阪層群下部および最下部である。また、奈良盆地西部（北葛城郡広陵町）における深井戸（松本編、2018）では、領家花崗岩類の基盤岩（上面深度276m）の上に大阪層群が載っており、深度約50m以深の大阪層群（大阪層群下部および最下部に対応）のP波速度は約2km/sでほぼ一定である。これらのことから、奈良盆地では大阪層群下部および最下部の比較的硬い堆積層が厚く分布することがわかる。そこで、堆積層の深部にあたる $V_s=600$ m/s以上の層が厚いようなS波速度構造想定し、表4に示す探索範囲を設定した。なお、大阪層群の下位に分布が想定される中新統相当層については、今回は考慮していない。

表 4 S波速度の探索範囲

	V _s の探索範囲 [m/s]	層厚の探索範囲 [m]
1	80 - 200	0 - 20
2	200 (固定)	0 - 50
3	300 (固定)	0 - 50
4	400 (固定)	0 - 100
5	600 (固定)	0 - 200
6	700 - 800	0 - 400
7	900 (固定)	0 - 400
8	2,700 (固定)	0 - 2,000
9	3,100 (固定)	0 - 2,000
10	3,300 (固定)	-

1次元S波速度構造モデルの推定結果を図52～図54に示す。探索により得られた1次元S波速度構造モデルおよび理論位相速度と観測位相速度の比較、およびアレイ中心点における水平・上下スペクトル比(H/V比)とRayleigh波の楕円率に基づく水平・上下振幅比を比較した。参考のため、既往速度構造モデル(防災科学技術研究所で公開されている地震本部の速度構造モデル(藤原・他, 2012): J-SHIS-v2モデル(青線)、全国一次速度構造モデル(Koketsu et al., 2008): JVMモデル(緑破線)、中央構造線断層帯重点による速度構造モデル(関口・他, 2019): MTLモデル(茶鎖線))も同様に示す。なお、速度構造の探索においてはH/V比は使用していない。

帯解測線(NR0)に対しては、5地点全ての地点に対し観測位相速度をよく再現するS波速度構造が推定された。推定S波速度構造モデルはMTLモデルと良い一致を示す。H/V比の低周波側のピーク周波数もよく再現している。天理測線(NRT)に対しては、断層東側の観測アレイ(NRT-1)では1～2Hz帯域の観測位相速度がうまく再現できていない。H/V比の低周波数側のピーク周波数も再現されていないが、他の既往速度構造モデルよりは近づいている。NRT-1以外の地点については観測位相速度をよく説明するS波速度構造が推定された。ここでも推定S波速度構造モデルはMTLモデルと良く対応している。桜井測線(NRS)に対しては、概ね全ての地点で観測位相速度を再現するS波速度構造が推定された。H/V比の低周波数側のピーク周波数もよく再現している。

推定された1次元S波速度構造を測線毎に柱状図として並べたものを図55に示す。帯解測線ではNR0-1からNR0-3にかけて基盤深度(黄緑と青・水色の境界)が低下する様子がみられ、図45の反射法探査深度断面の基盤岩深度とも概ね対応する。NR0-5は奈良盆地西部の地点であり、奈良盆地東縁断層とは異なる断層の影響で基盤深度が浅くなっているものと考えられる。天理測線では基盤深度に大きな違いはみられない(NRT-1の速度構造モデルは観測位相速度を再現していないことに注意)。桜井測線では、NRS-4の基盤深度が大きい。

今後はデータを精査し、速度構造の探索条件も変えた検討を行うことが課題である。

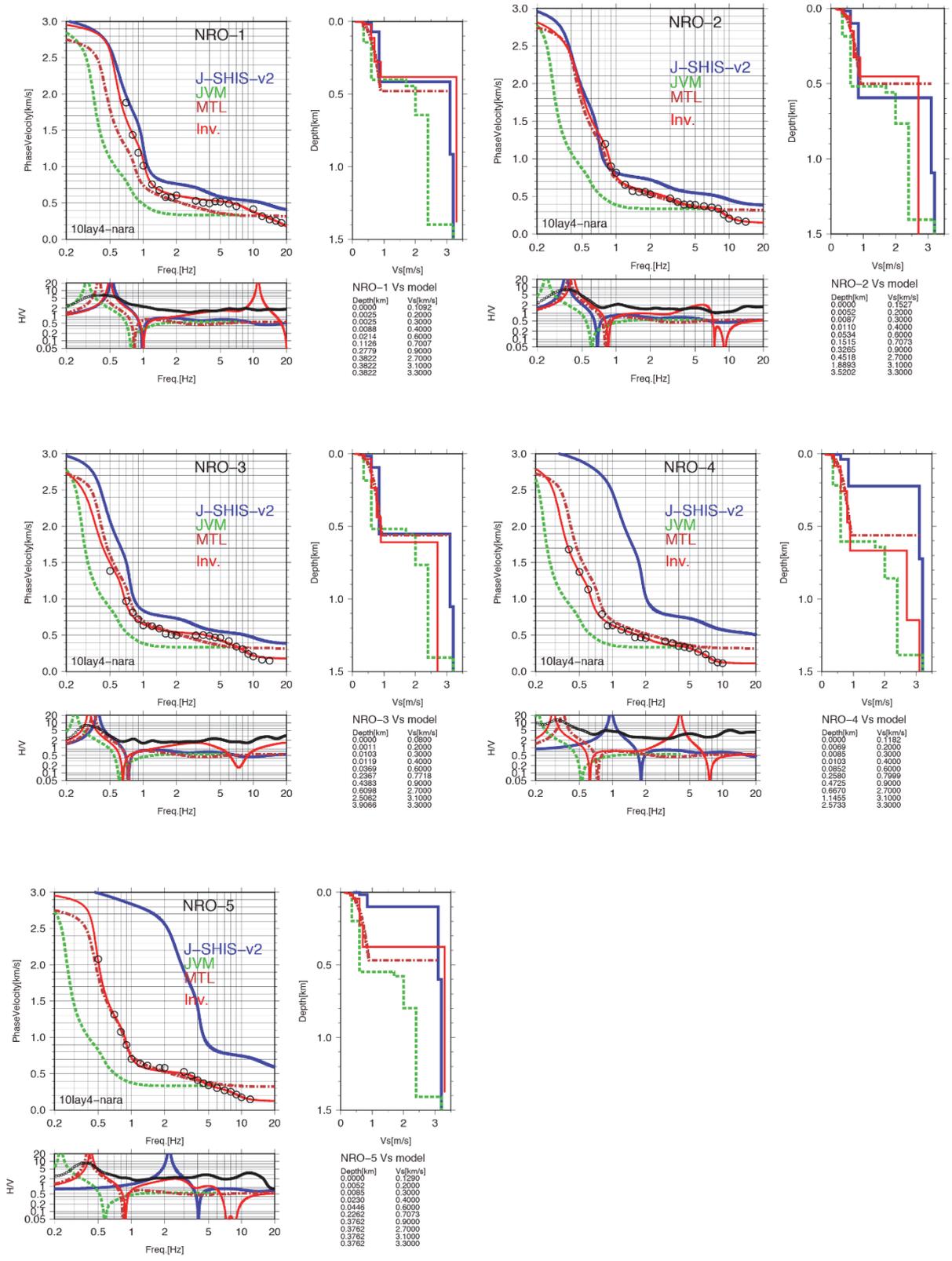


図 52 帯解測線 (NRO) の 1 次元 S 波速度構造モデルの推定結果 (左上: 位相速度、左下: H/V 比、右: S 波速度構造)。赤: 推定速度構造、青: J-SHIS-v2 モデル、緑: JVM モデル、茶: MTL モデル、黒丸: 観測結果。

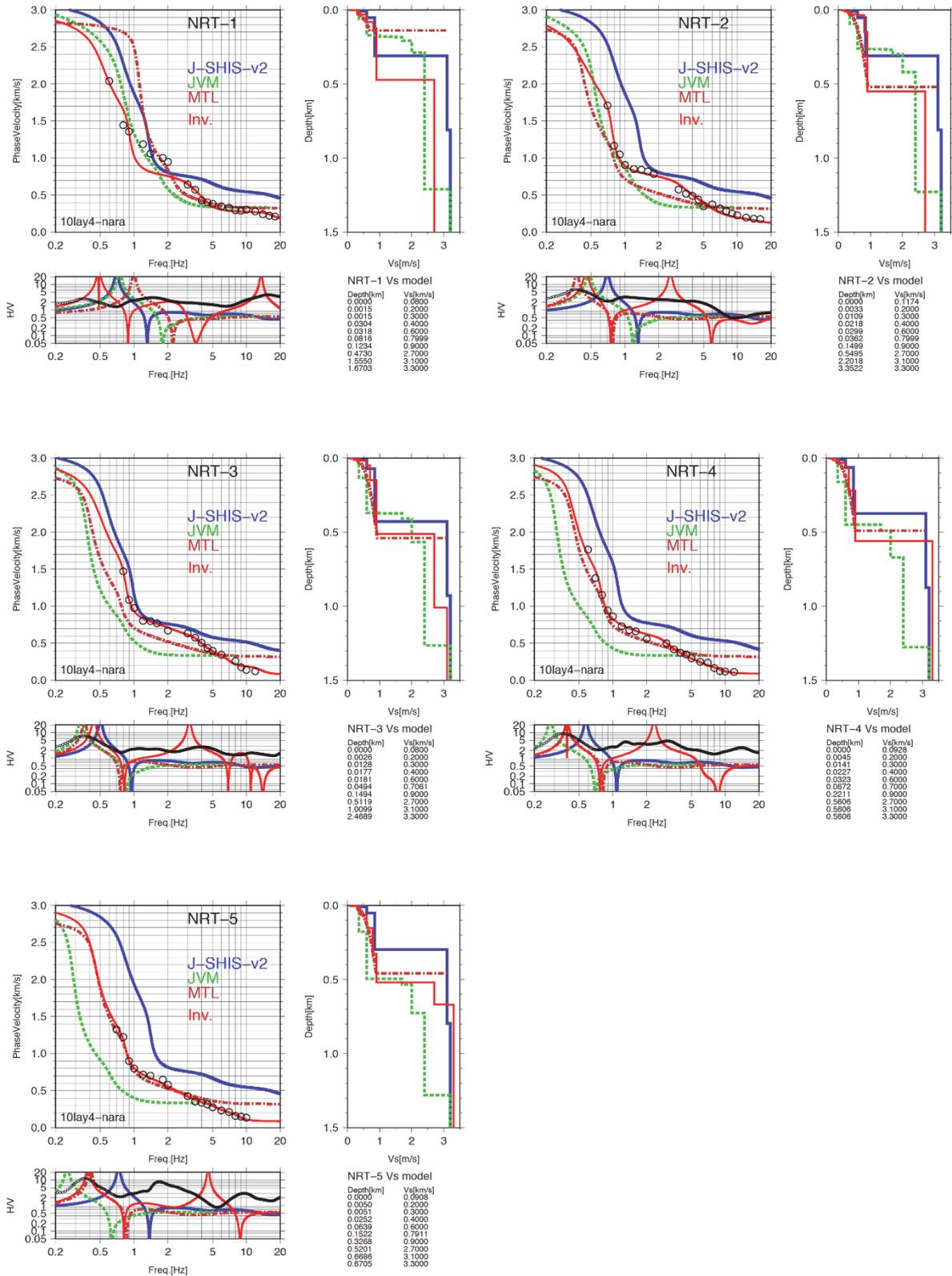


図 53 天理測線 (NRT) の 1 次元 S 波速度構造モデルの推定結果 (左上: 位相速度、左下: H/V 比、右: S 波速度構造)。赤: 推定速度構造、青: J-SHIS-v2 モデル、緑: JVM モデル、茶: MTL モデル、黒丸: 観測結果。

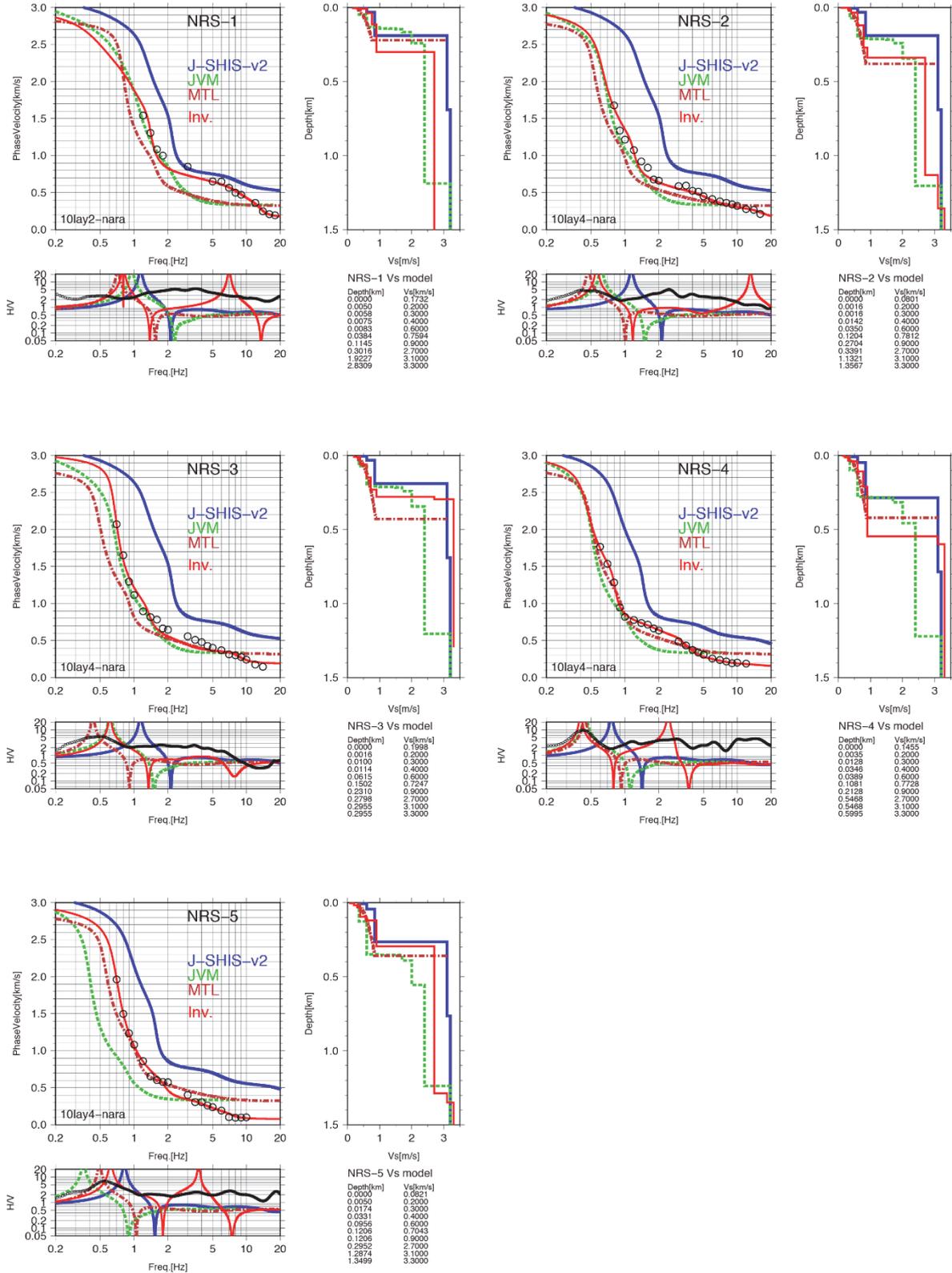


図 54 桜井測線 (NRS) の 1 次元 S 波速度構造モデルの推定結果 (左上: 位相速度、左下: H/V 比、右: S 波速度構造)。赤: 推定速度構造、青: J-SHIS-v2 モデル、緑: JVM モデル、茶: MTL モデル、黒丸: 観測結果。

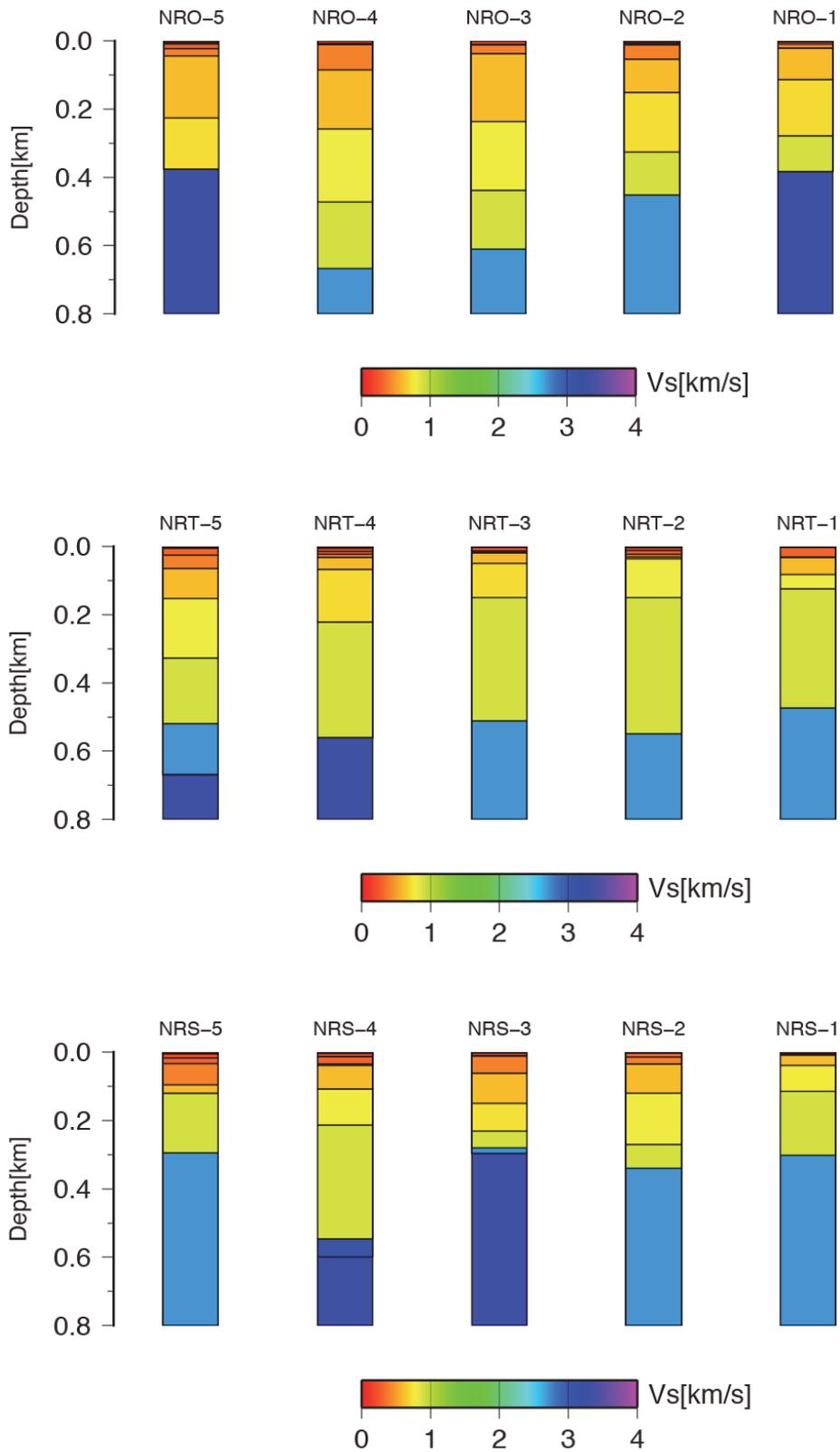


図 55 各測線における推定 S 波速度構造（暫定）の比較（上：帯解測線、中：天理測線、下：桜井測線）

(c) 結論ならびに今後の課題

奈良盆地東縁断層帯の応力場情報の精緻化を目的に、主に断層上盤に 15 点の臨時高感度地震観測網 (NRKV-net) を構築した。3 地点で不具合が出たものの、適宜対応して地震データの蓄積を行った。当地域の地震活動は低調であるため微小地震 (マグニチュード 1 程度またはそれ以下) の発震機構解を求めることが重要である。観測網近傍で発生した微小地震の波形は概ね良好に記録されており、今後地震記録の蓄積を待って微小地震の発震機構解析を実施することが課題である。ただし、ダム近傍の観測点ではノイズレベルが高いため、発震機構解析への影響をみて観測点の移設の必要性を検討する必要がある。なお、本年度は、ノイズデータに地震波干渉法を適用し、本観測網の地盤が極めて良好であることを確認した。今後は周辺観測点 (Hi-net 等) のノイズデータも使用した広域解析が課題である。

奈良盆地東縁断層帯の北に隣接する地域に展開されている満点観測網および定常観測点データを用い、震源再決定とメカニズム解決定を行った。地域毎に地震メカニズムを整理し、活断層と地震発生機構、震源深さの関係を考察した。

地殻活動および変形構造に関する既往研究の整理・データ収集に関しては、中新世以降の応力場を対象とした検討を行った。検討の結果、中新世以降の日本列島の応力場は、15 Ma と更新世初期にかけて大きく変化していることが整理された。令和元年度の地表踏査では、古琵琶湖層群および大阪層群を切る小断層群等の調査によって、近畿地域の現在の応力状態とは異なる過去の応力状態を経験している小断層の存在が明らかになりつつある。奈良盆地周辺において、応力場の水平最大圧縮軸が北西-南東方向から東西方向へ変化したのは古琵琶湖層群および大阪層群堆積以降の可能性がある。応力逆解析による応力推定に必要なデータ数を確保する必要があり、引き続き調査を継続する。また、対象地域の応力変遷に対する既往研究における解析手法の再検討の結果、断層力学理論の改善を進めつつ、応力状態の不均質の可能性の検討を進める必要がある。本研究により従来 1 つの種類の応力が推定されていた活断層データから、2 つの種類の応力場を推定することができた。この結果から、近畿地方から中部地方にかけて一様な応力場ではない応力場の空間不均質性、あるいは最近数十万年のなかで一様な応力場ではなかった応力場の時間変化が予想される。次年度以降は、これらの応力場の空間不均質性および時間変化について検討するとともに、本研究で採用した応力逆解法の適用性について検討する必要がある。

奈良盆地東縁断層帯を横断する木津川流域の段丘面区分を予察的に行った。本流性の中位段丘および高位段丘を区分し、現河床勾配との比較を行い、変動の有無を確認することが課題である。

奈良盆地東縁断層帯による基盤岩の上下変位の推定を目的として、断層を横断する 3 測線にて微動アレイ探査を実施し基盤深度を推定した。観測位相速度の再現が十分でない地点もあるため、今後はデータを精査し、基盤深度および速度構造の推定を行う必要がある。本年度実施の探査結果だけでは基盤深度の断層走向方向の変化をみることはできないため、観測測線を増やすことも課題である。また、既往研究では単点微動観測による基盤深度推定が行われていることから、断層近傍の 3 成分データを用いた解析も課題としたい。

臨時高感度地震観測網の構築にあたっては、郷之口生産森林組合、木津川市高麗財産区、山城町森林公園、独立行政法人国立文化財機構奈良文化財研究所、奈良市東部出張所、社

会福祉法人宝山寺福祉事業団、障害児福祉センター奈良仔鹿園、学校法人奈良大学、桜井市笠区、奈良市月ヶ瀬月瀬区、桜井市倉橋土地改良区、学校法人関西大学、奈良県野外活動センター、奈良市長谷町の植田様、および、宇治田原町、木津川市、南山城村、奈良市、南山城村、宇陀市のご協力を賜った。また、微動アレイ観測にあたっては、天理市、大和郡山市、桜井市、田原本町および地域の方々のご協力を賜った。記して謝意を示す。

(d) 引用文献

- Aki, K., Space and time spectra of stationary waves with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 35, 415-456, 1957.
- 藤野宏興・片尾 浩, 琵琶湖西岸地域における微小地震のメカニズムと応力場, *京都大学防災研究所年報*, 52B, 275-284, 2009.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・東 宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田 章, 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討. *防災科学技術研究所研究資料*, 379, 1-349, 2012.
- Haji, T., J. Hosoi, and A. Yamaji, A middle Miocene post-rift stress regime revealed by dikes and mesoscale faults in the Kakunodate area, NE Japan, *Island Arc*, 28(4), e12304, 2019.
- Hirata, N. and M. Matsu'ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with original time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 47, 50-61, 1987.
- 細井 淳・天野一男, 岩手県西和賀町周辺奥羽脊梁山脈における前期～中期中新世の火山活動と堆積盆発達史, *地質学雑誌*, 119(9), 630-646, 2013.
- Hosoi, J., M. Okada, T. Gokan, K. Amano, and A. J. Martin, Early to Middle Miocene rotational tectonics of the Ou Backbone Range, northeast Japan. *Island Arc*, 24(3), 288-300, 2015.
- 藤田和夫・六甲変動, その発生前後—西南日本の交差構造と第四紀地殻変動—, *第四紀研究*, 7, 248-260, 1968.
- Iio, Y., Depth-dependent change in the focal mechanism of shallow earthquakes: Implications for brittle-plastic transition in a seismogenic region, *J. Geophys. Res.*, 101, 11209-11216, 1996.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高編, 活断層詳細デジタルマップ(新編), 東京大学出版会, USBメモリ, 解説書141pp., 2018.
- 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.
- 岩田知孝・堀家正則・香川敬生・Petukhin Anatoly・大西良広, 近畿圏における強震動予測のための地下構造モデル作成および強震動予測, 文部科学省「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」平成18年度成果報告書, I. 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」, 744-763, 2007.
- 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.
- Kawanishi, R., Y. Iio, Y. Yukutake, T. Shibutani, and H. Katao, Local stress concentration in the seismic belt along the Japan Sea coast inferred from precise focal mechanisms: Implications for the stress accumulation process on intraplate earthquake faults, *J. Geophys. Res.*, 114, B01309, doi:10.1029/2008JB005765, 2009.
- Koketsu, K., H. Miyake, H. Fujiwara, and T. Hashimoto, Progress towards a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, *Proc. 14th World Conf. Earthquake Eng.*, S10-038, 2008.
- 小松原琢・水野清秀・脇田浩二・竹内圭史, 第9章地質構造, 京都東南部地域の地質, 地域地質研究報告5万分の1地質図幅, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 87-94, 2013.
- Lobkis, O. I. and R. L. Weaver, On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *J. Acoust. Soc. Am.*, 110(6), 3011-3017, 2001.
- Maeda, N., A method of determining focal mechanisms and quantifying the uncertainty of the determined focal mechanisms for microearthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82, 2410-2429, 1992.
- 松田時彦・中村一明・杉村 新, 第3章 活断層とネオテクトニクス-地殻変動の累積-, 笠原慶一・杉村 新編, 岩波講座 地球科学 10 変動する地球 I -現在および第四紀-, 岩波書店, 東京, 89-157, 1978.
- 松本則夫・編, 平成7年度地震予知地下水等観測施設及び設備工事(その3)報告書, 地質調査総合センター研究資料集, no. 663, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2018.
- 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、地殻構造の可視可に向けて, 可視可情報, 38, 149, 7-10, 2018.
- Mazzotti, S., O. Henry, and X. Le Pichon, Transient and permanent deformation of central Japan estimated by GPS: 2. Strain partition and arc-arc collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, 455-469, 2001.
- 三浦 勉, 飯尾能久, 片尾 浩, 中尾節郎, 米田格, 藤田安良, 近藤和男, 西村和浩, 澤田麻沙代, 多田光弘, 平野憲雄, 山崎友也, 富阪和秀, 辰己賢一, 加茂正人, 澁谷拓郎, 大見士朗, 加納靖之, 近畿地方中北部における臨時地震観測, 京都大学防災研究所年報, 53B, 203-212, 2010.
- 宮腰 研, 岡田 広, 凌 甦群, 微動探査法における推定可能な微動中の表面波位相速度の波長範囲, 物理探査学会学術講演会講演論文集, 94, 178-182, 1996.
- 中田 高・今泉俊文, 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 2002.
- 西岡芳晴・尾崎正紀・寒川 旭・山元孝広・宮地良典, 桜井地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 工業技術院地質調査所, 141pp., 2001.
- Okada, H., *The Microtremor Survey Method*, Geophysical Monograph, Vol. 12, Society

- of Exploration Geophysicists, 2003.
- 奥村晃史・寒川 旭・須貝俊彦・高田将志・相馬秀廣, 奈良盆地東縁断層系の総合調査, 平成8年度活断層研究調査概要報告書, 地質調査所研究資料集, 51-62, 1997.
- 尾崎正紀・寒川 旭・宮崎一博・西岡芳晴・宮地良典・竹内圭史・田口雄作, 奈良地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 工業技術院地質調査所, 162pp., 2000.
- Sato, K., Incorporation of incomplete fault-slip data into stress tensor inversion, *Tectonophysics*, 421, 319-330, 2006.
- 関口春子・浅野公之・岩田知孝, 奈良盆地の3次元速度構造モデルの構築と検証, 地質学雑誌, 125, 715-730, 2019.
- 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., Campillo, M., Stehly, L. and M. H. Ritzwoller, High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise, *Science*, 307(5715), 1615-1618, 2005.
- 相馬秀廣・八木浩司・岡田篤正・中田 高・池田安隆, 1:25,000 都市圏活断層図「桜井」, 国土地理院, 1998.
- Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki, New horizons in the utility of horizontal-motion microtremors, *Proc. 7th International Conference on Urban Earthquake Engineering*, Center for Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of Technology., 2010.
- 竹下 徹, 日本海拡大時の中央および西南日本前弧域テクトニクス, 地学雑誌, 119, 347-361, 2010.
- Terakawa, T. and M. Matsu'ura, The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626, 1-14, 2010.
- Townend, J. and M. D. Zoback, Stress, strain, and mountain building in central Japan, *J. Geophys. Res.*, 111, B03411, 2006.
- Tsutsumi, H., K. Sato, and A. Yamaji, Stability of the regional stress field in central Japan during the late Quaternary inferred from the stress inversion of the active fault data, *Geophys. Res. Lett.*, 39(23), L23303, 2012.
- Vavrycuk V., Iterative joint inversion for stress and fault orientation from focal mechanisms, *Geophys. J. Int.*, 199, 69-77, 2014.
- 八木浩司・相馬秀廣・岡田篤正・中田 高・池田安隆, 1:25,000 都市圏活断層図「奈良」, 国土地理院, 1998.
- Yamaji, A. and T. Yoshida, Multiple tectonic events in the Miocene Japan arc: The Heike microplate hypothesis, *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 93(10), 389-408, 1998.
- 山元孝広, 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場, 地質調査所月報, 42(3), 131-148, 1991.
- 山中浩明・石田 寛, 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学会構造系

論文集, 466, 9-17, 1995.

Yukutake, Y., T. Takeda, and A. Yoshida, The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 411, 188-198, 2015.