

3. 2 地殻応力場と震源断層形状推定のための微小地震解析

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 地殻応力場推定のための微小地震解析

(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	主任研究員	椎名 高裕
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	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	副研究部門長	今西 和俊

(c) 業務の目的（業務全般の基本的な目的を明確に記載する。）

中央構造線断層帯周辺の地殻応力場の情報を整理し、3次元速度構造を用いて微小地震の震源位置を精密に再決定する。また、地震の震源分布やメカニズム解を用いて震源断層の地下形状を推定する。

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和5年度：

対象断層帯周辺で発生した地震のメカニズム解や地殻応力場の情報を整理し、対象断層帯に適切な地殻応力場を提示した。

2) 令和6年度：

3次元地震波速度構造を用い、対象断層帯周辺で発生した地震の震源再決定を行った。地震の震源分布から地震発生層の下限深さを検討した。

3) 令和7年度：

断層帯周辺の微小地震の分布やメカニズム解等から断層形状を推定し、地殻応力場や隣接する断層セグメントとの関係を検討する。

(2) 令和6年度の成果

(a) 業務の要約

紀伊半島西部で発生した地震の震源位置を、3次元速度構造を用いて再決定し、中央構造線断層帯周辺における地殻内地震の震源分布の特徴を調べた。その結果、中央構造線断層帯付近では地殻内地震が深さ5～10km程度に分布することを確認した。中央構造線断層帯南側の群発地震域から続く地震活動の分布はおおむね地表の中央構造線断層帯直下まで確認でき、その北側では地震の分布が疎となる。なお、中央構造線断層帯近傍に注目すると、地表の中央構造線断層帯の南側と北側で発生する地震の深さの差はあまりないように見える。再決定した地殻内地震の震源分布から見積もられるD90、D95、D100はそれぞれ9.8km、10.1km、10.8kmとなった。この深さは四国地方の中央構造線断層帯に比べて浅く、紀伊半島西部では地震発生層下限がより浅い深さに位置していることを示していると考え

られる。

(b) 業務の成果

1) 地殻内地震の震源位置の再決定

紀伊半島西部周辺で発生した地震に対して、3次元地震波速度分布を用いた震源位置の再決定を実施した。本研究では、気象庁一元化震源カタログに掲載された地震のうち、2005年1月から2024年1月までに発生したマグニチュード1.0以上かつ深さ0~50kmに位置する地震を用いた。対象となった地震の数は43,097個であり、使用した観測点は104点である(図1)。3次元地震波速度構造にはMatsubara et al. (2022)が構築したモデルを使用した。図2にP波速度分布とS波速度分布を示す。気象庁がルーチンの震源決定で使用する1次元速度構造モデル(JMA2001モデル(上野・他, 2002))と比較すると、深さ5~20kmにおいて、地震波速度の速い領域が中央構造線断層帯の北側に、遅い領域が南側にそれぞれモデル化されている(図3)。また、深さ30km以深では沈み込むフィリピン海プレートに対応する高速度異常域が明瞭にイメージされている。同様の特徴は、同地域の地震波速度構造を精査したNakajima (2023)でも確認できる。震源の再決定にはマルコフ連鎖モンテカルロ法(MCMC法)による震源位置と観測点補正值の同時推定手法を用いた。この手法は震源位置と観測点補正值、1次元速度構造を同時に推定するShiina and Kano (2022)の方法を、震源位置と観測点補正值の推定に最適化している。MCMC法の適用により、モデルパラメータ(ここでは、震源位置と観測点補正值)の事後確率分布をサンプリングすることで、それらの推定とその不確定性の評価を可能とする。以降ではサンプリングされた事後確率分布の平均値を推定結果とみなす。図4は本研究により得られた地殻内地震の震源位置の分布と観測点補正值である。なお、深さ方向と水平2成分のそれぞれについて周辺化した震源位置の事後確率分布から算出される標準偏差が、水平方向では0.8km以上、深さ方向では1.6km以上となった地震は除外した。これらの閾値は各方向で計算された標準偏差の平均値の2倍に対応する。

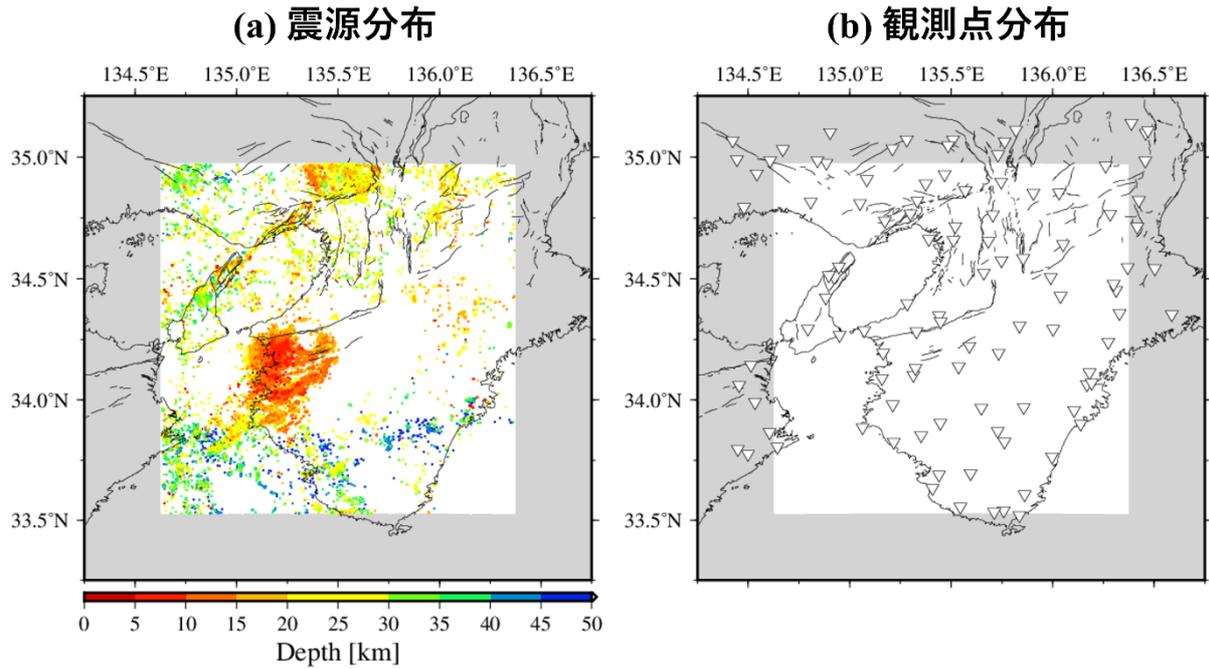
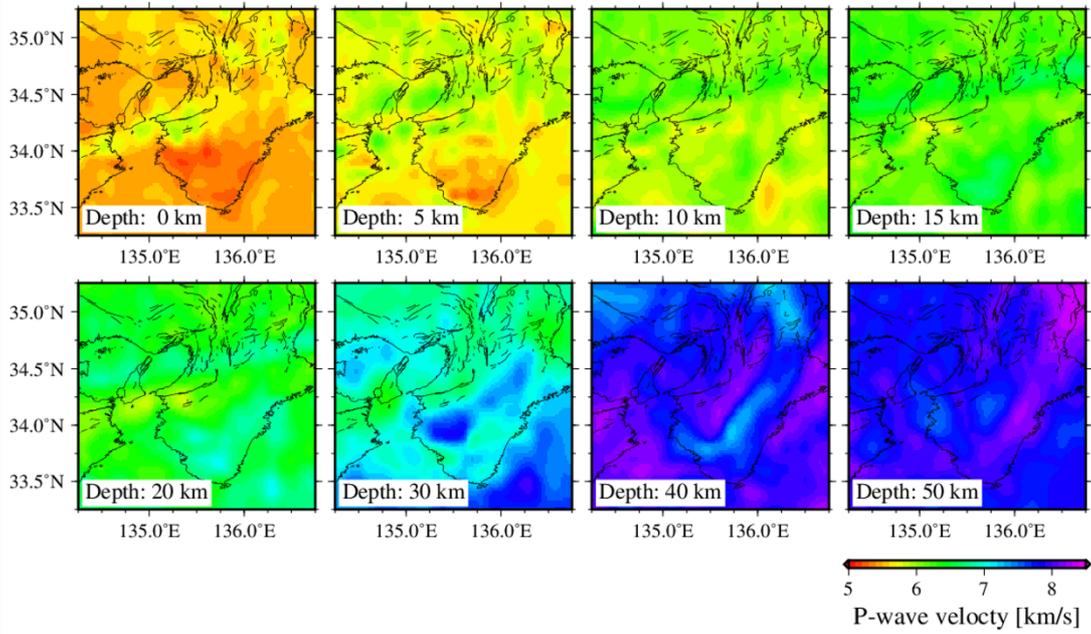


図1 震源位置の再決定に用いた地震の(a)震源位置と(b)観測点の分布。(a) 気象庁一元化震源カタログのうち、白領域内で発生した地震を用いた。カラースケールは震源の深さを示す。(b) 逆三角は観測点の位置を示す。黒線は中田・今泉(2002)による地表活断層の位置を示す。

(a) P波速度分布



(b) S波速度分布

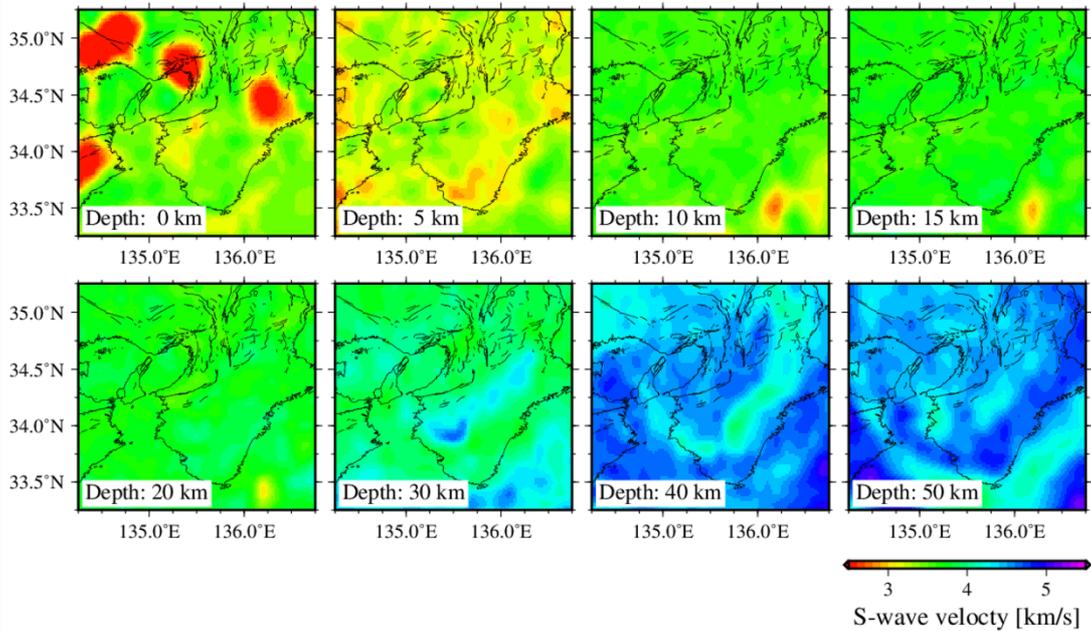
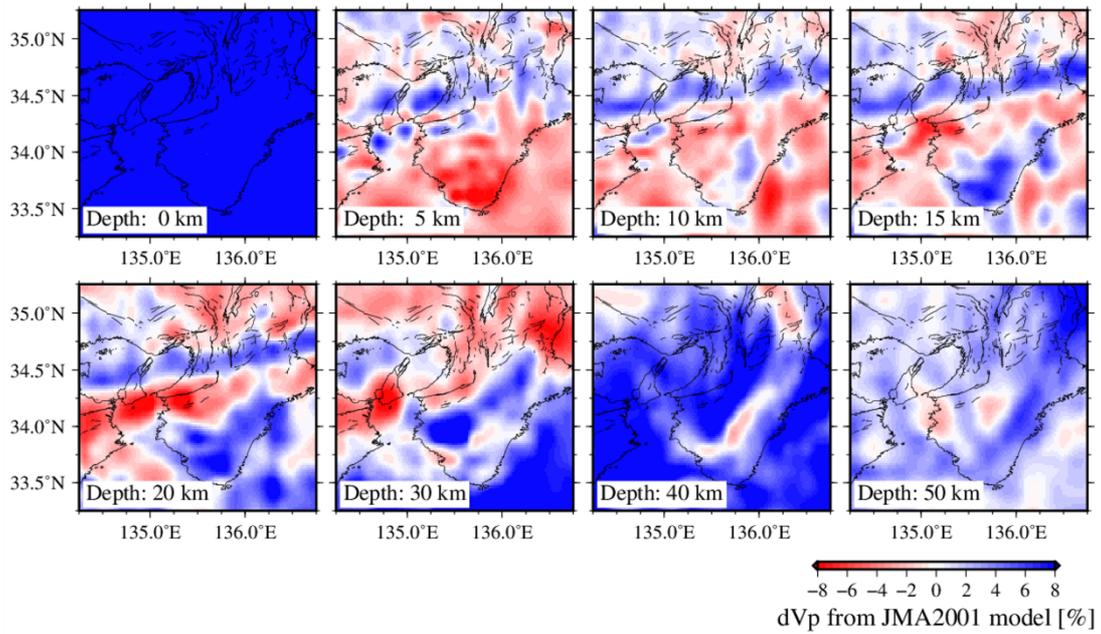


図2 紀伊半島周辺におけるMatsubara et al. (2022) の地震波速度構造モデル。(a) P波速度構造。(b) S波速度構造。黒線は中田・今泉(2002)による地表活断層の位置を示す。

(a) P波速度偏差分布



(b) S波速度偏差分布

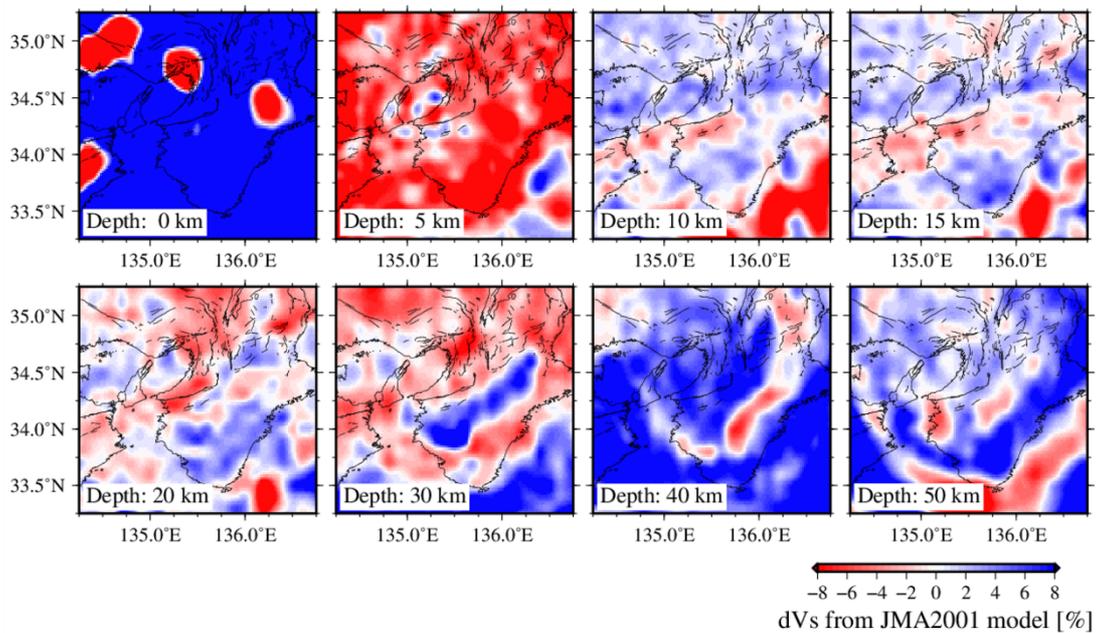


図3 紀伊半島周辺におけるMatsubara et al. (2022) の地震波速度偏差分布。偏差を計算する基準はJMA2001速度モデル（上野・他，2002）とした。(a) P波速度偏差分布。(b) S波速度偏差分布。黒線は中田・今泉（2002）による地表活断層の位置を示す。

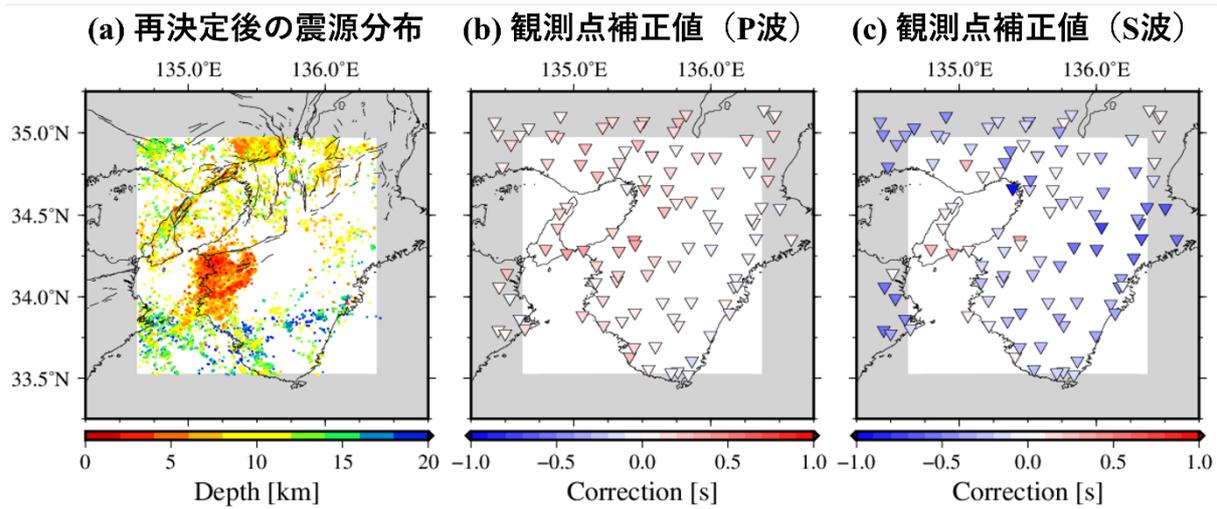


図4 再決定した地震の震源分布と観測点補正值。(a) 再決定後の震源分布。ここでは、深さ20km以浅の地震の震源位置のみを示す。カラースケールは震源の深さを示す。黒線は中田・今泉(2002)による地表活断層の位置を示す。(b) P波到達時刻に対する観測点補正值。(c) S波到達時刻に対する観測点補正值。正の補正值は、理論走時に対して観測走時が遅れていることを表す。

2) 地殻内地震の震源分布の特徴

紀伊半島西部の中央構造線断層帯付近で発生した地殻内地震の震源分布を図5に示す。Matsubara et al. (2022) の3次元速度構造を用いた場合、中央構造線断層帯付近の地殻内地震は深さ5~10km付近により集中して再決定される(図5)。この深さ分布は気象庁一元化震源カタログの値に比べて同程度かやや浅い。図1に見られるように、中央構造線断層帯南側には群発的な地震活動が存在する(例えば、Maeda et al., 2018)。3次元速度構造を用いて再決定された震源分布からも同様の特徴が確認できる。すなわち、この群発地震活動域から続く地殻内地震の分布はおおむね地表の中央構造線断層帯直下まで確認できる(図5(b)の測線A~Bと測線F~H)。また、中央構造線断層帯北側では地震の分布が疎となるものの、いくつかの地震のクラスタが存在する(図5(b)の測線C~E)。なお、先行研究(例えば、Nakajima, 2023)でも指摘されているように、群発地震活動域内部には面状の震源分布が複数認められる(図6)。目視による検討から、これらの震源分布は東西方向に広がり(図6(a))、北傾斜あるいは南傾斜の分布であることが推測される(図6(b)の測線A~F)。

再決定により得られた地殻内地震は、地震波速度の高速度異常域あるいはその周辺に分布する(図7、図8)。地表の中央構造線断層帯の南側と北側で低速度異常域と高速度異常域がそれぞれ卓越する構造的特徴は、四国地方(例えば、文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 2023)と同様に、地質境界としての中央構造線が北傾斜の構造を持つことを反映すると考えられる。一方で、中央構造線北側の地震は主に高速度異常域に位置しており、地質境界としての中央構造線との関係は明瞭とは言いにくい。また、地表の中央構造線断層帯直下に対応する群発地震活動域から続く地殻内地震の分布の北限に明らかに関

連する構造的特徴も地震波速度構造から見出すことは難しい。

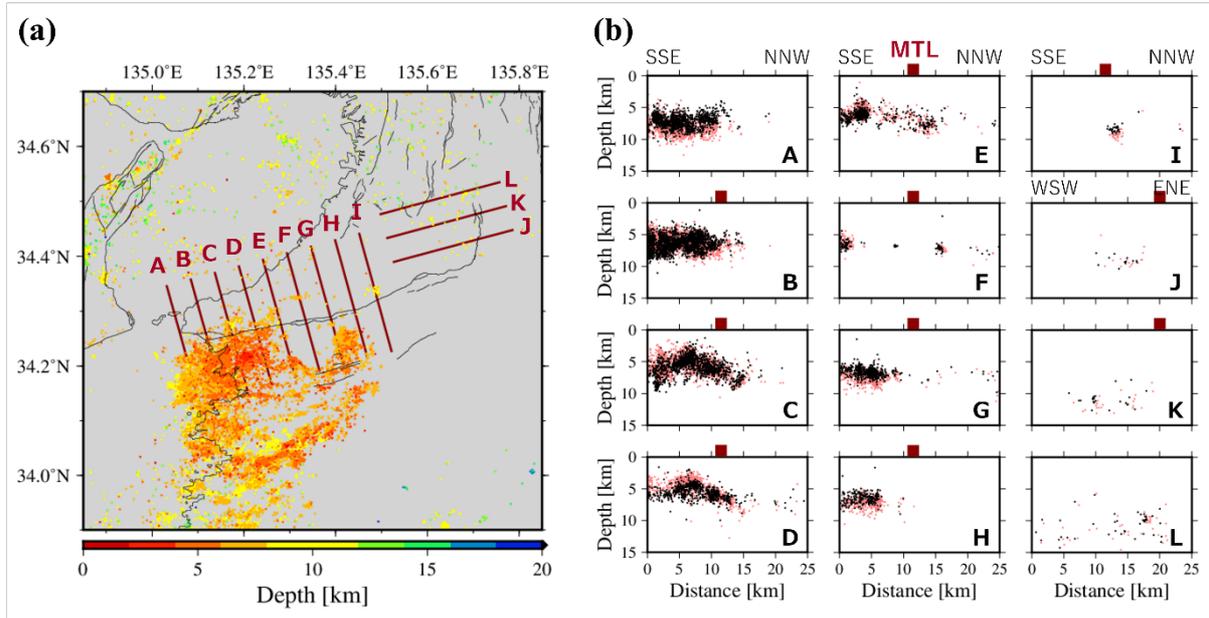


図5 中央構造線断層帯付近における再決定後の地殻内地震の震源分布。(a) 震央分布。深さ20km以浅の震源のみを示す。カラースケールは震源の深さを示す。黒線は中田・今泉(2002)による地表活断層の位置を示す。(b) 鉛直断面図。黒丸と淡赤丸は再決定後と前(気象庁一元化震源カタログ)の震源位置をそれぞれ表す。濃赤四角は中央構造線(MTL)の地表位置を表す。各断面の測線の位置は(a)を参照。

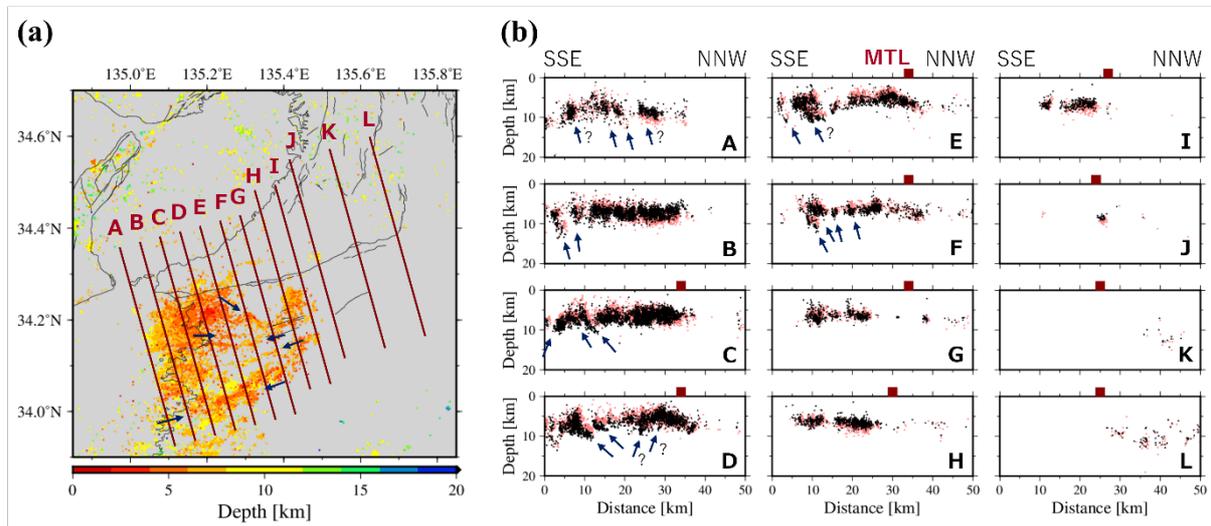
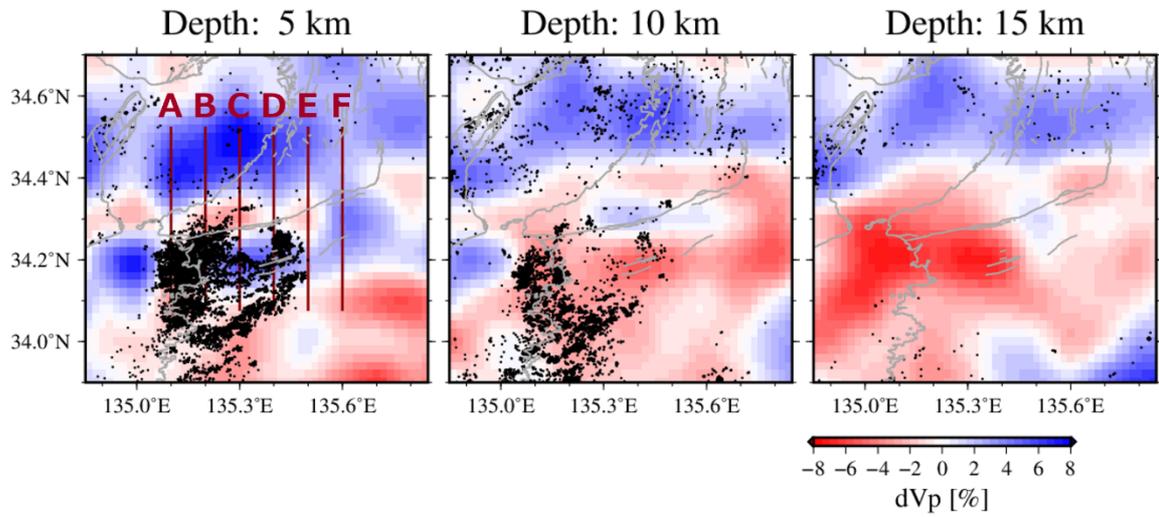


図6 紀伊半島西部における再決定後の地震の震源分布。(a) 震央分布。カラースケールは震源の深さを示す。黒線は中田・今泉(2002)による地表活断層の位置を示す。(b) 鉛直断面図。黒丸と淡赤丸は再決定後と前(気象庁一元化震源カタログ)の震源位置をそれぞれ表す。濃赤四角は中央構造線(MTL)の地表位置を表す。各断面の測線の位置は(a)を参照。矢印は目視により推定した面上の震源分布を示す。

(a) P波速度偏差分布との比較



(b) S波速度偏差分布との比較

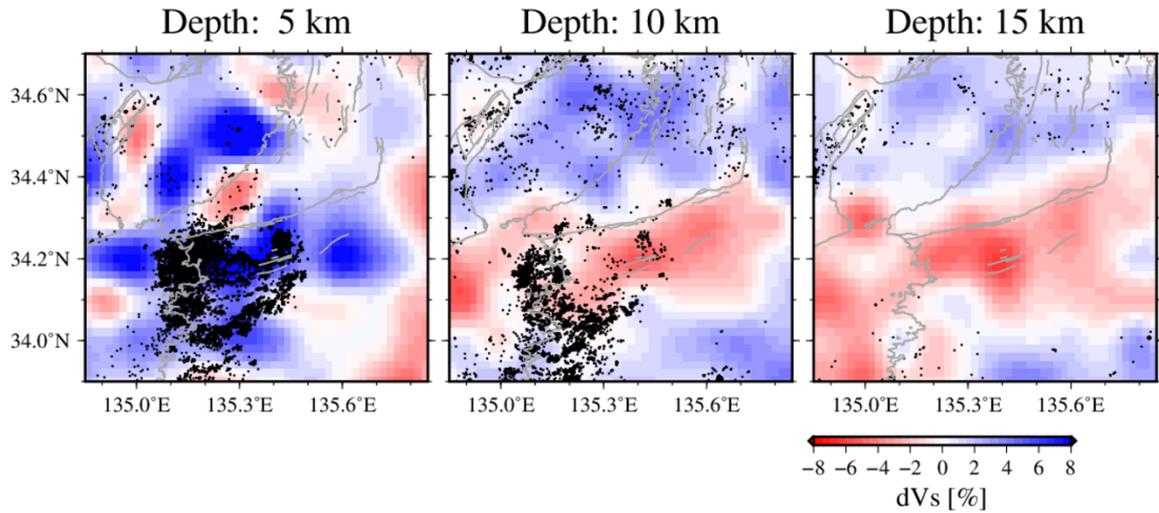


図7 地震波速度構造 (Matsubara et al., 2022) との比較。地震波速度偏差は図示領域の平均速度からの偏差として算出。黒丸は震源位置を示す。灰線は海岸線および中田・今泉 (2002) による地表活断層の位置を示す。

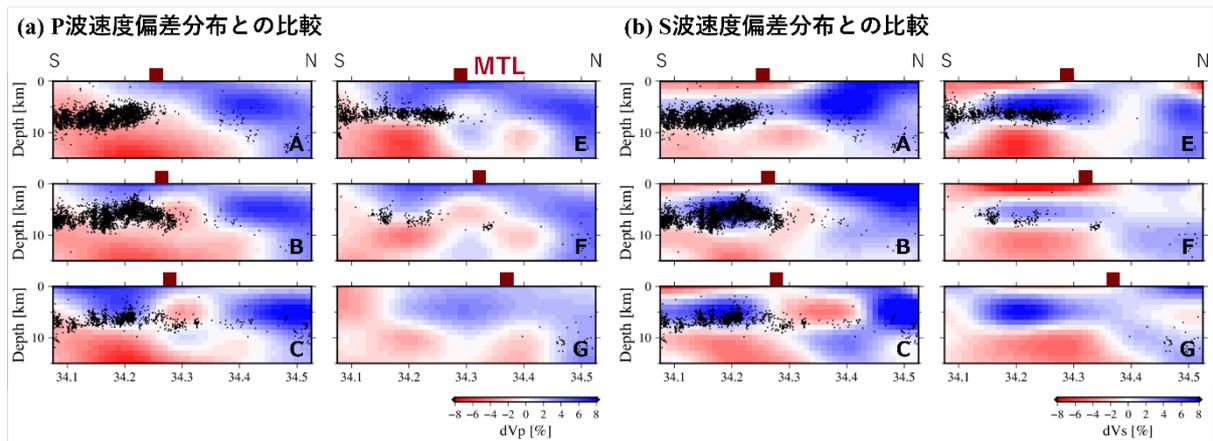


図8 鉛直断面による地震波速度構造 (Matsubara et al., 2022) との比較。速度偏差は対象領域で算出した平均的な1次元速度モデルからの偏差として算出。黒丸は震源位置を示す。赤四角は中央構造線 (MTL) の地表位置を示す。各断面の測線の位置は図7 (a)を参照。

3) 地震発生層下限深さの検討

3次元速度構造を用いて再決定した震源分布に基づいて地震発生層下限深さの検討を行った。本研究では、地震発生下限の深さを特徴付ける指標としてD90およびD95、D100を用いた。図9 (a)は中央構造線断層帯付近のD90およびD95、D100の空間分布であり、緯度と経度それぞれを0.025度ごとに区分した領域内に8個以上の地震が分布する地点の値を示す。D90、D95、D100に共通した特徴として、中央構造線断層端の北側では南側に比べて地震発生層の下限深さが深くなる傾向がある。なお、気象庁一元化カタログと比較すると、D90等の値は中央構造線断層帯近傍では浅く、群発地震活動域では深い値となった (図9 (b))。

中央構造線断層帯からおおむね2.5km以内に再決定された地殻内地震から計算されるD90とD95、D100はそれぞれ9.8km、10.1km、10.8kmである。同様の検討を行った四国地方の中央構造線断層帯ではD90で10~20km程度、D95で10~25km程度、D100で10~30km程度の深さが見積もられている (文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 2023)。したがって、四国地方と比べた場合、紀伊半島西部では中央構造線断層帯付近における地震発生層の下限が相対的に浅い深さに位置している可能性がある。

(a) 地震発生層下限深さ

(b) JMA震源との差

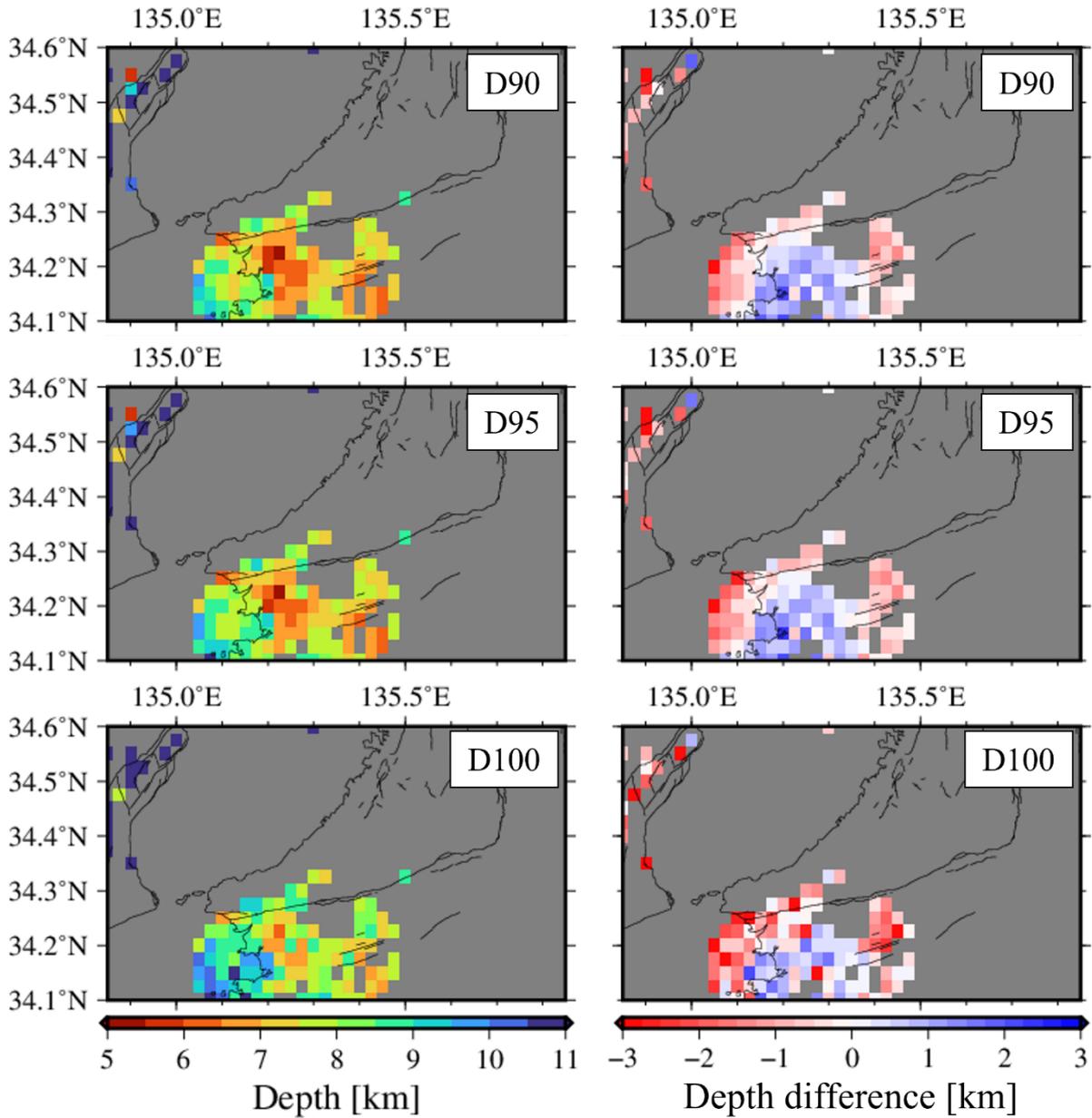


図9 (a) 3次元速度構造を用いて決定した地殻内地震の震源分布から計算したD90およびD95、D100の深さ分布と(b) 気象庁一元化震源カタログとの比較。カラスケールは深さの差を示し、正の値は本研究で算出した地震発生層下限深さが深いことを示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

紀伊半島西部の中央構造線断層帯周辺で発生した地震の震源位置を再決定し、震源分布の特徴や地震発生層下限深さを検討した。Matsubara et al. (2022) の3次元地震波速度構造を用いて震源位置を再決定すると、中央構造線断層帯付近の地殻内地震は5～10km程度に集中して分布する。

中央構造線断層帯南側の群発地震域から続く地震活動の分布はおおむね地表の中央構造線断層帯直下まで確認でき、その北側では地震の分布が疎となる。D90およびD95、D100を用いて地震発生層の下限深さを評価すると、中央構造線断層帯北側では南側に比べて下限深さが深くなる傾向がみられた。中央構造線からおおむね2.5km以内に位置した地殻内地震から見積もられる地震発生層下限深さはD90で9.8km、D95で10.1km、D100で10.8kmである。これらの値は四国地方の中央構造線断層帯付近で求められた値に比べて小さく、紀伊半島西部の中央構造線断層帯付近では地震発生層の下限深さが相対的に浅い深さに位置している可能性を示唆する。

次年度は、本年度の震源再決定の結果に基づいて地震の震源位置やメカニズム解の分布等を精査し、中央構造線断層帯周辺に存在する震源断層の形状やその地殻応力場との関係を検討する。

謝辞：気象庁一元化震源カタログを使用いたしました。図はGeneric Mapping Tools (Wessel and Smith, 2013) で作成しました。

(d) 引用文献

- Maeda, S., T. Matsuzawa, T. Shinji, K. Yoshida, and H. Katao, Complex microseismic activity and depth-dependent stress field changes in Wakayama, southwestern Japan, *Earth, Planets, and Space*, 70, 21, 2018. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0788-6>.
- 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 Space*, 74, 171, 2022. <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01724-0>.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 連動型地震の発生予測のための活断層調査 令和2～4年度成果報告書, 258-263p, 2023.
- Nakajima, J., The Wakayama earthquake swarm in Japan. *Earth Planets Space*, 75, 48, 2023. <https://doi.org/10.1186/s40623-023-01807-6>.
- 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.
- Shiina, T., and M. Kano, Bayesian-based joint determination of earthquake hypocentres and 1-D velocity structures divided by a structural boundary, *Geophysical Journal International*, 230, 759-775, 2022. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac065>.

上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生, 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, 験震時報, 65, 123-145, 2002.

Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe, Generic Mapping Tools: Improved Version Released. Eos, Transactions American Geophysical Union, 94, 409-410, 2013.