

3. 3 断層帯の地震波速度構造および地震活動解析

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の地震波速度構造および地震活動解析

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人 防災科学技術研究所 地震津波火山ネットワークセンター	主任研究員 特別研究員	松原 誠 ヤノ トモコ エリザベス

(c) 業務の目的

断層帯の地震波速度構造および地震活動解析を基に、詳細な震源分布、地震発生層の下限や、活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マンツルの構造的な特徴を検討する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度：

日本列島の活断層－震源断層システムの構造的な特徴の抽出のために必要となる 3 次元地震波速度トモグラフィ・微小地震活動などの地震学的データの収集・整理を行った。

2) 平成 30 年度：

平成 29 年度に収集した微小地震活動やトモグラフィなどのデータを元に、近年発生した内陸地震の震源断層域およびサブテーマ(1)で実施した反射法地震探査周辺の活断層における地殻・最上部マンツルの構造的な特徴を検討した。

3) 平成 31 年度：

断層帯の地震波速度構造および地震活動解析を基に、詳細な震源分布、地震発生層の下限や、活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マンツルの構造的な特徴を検討する。

(2) 平成 30 年度の成果

(a) 業務の要約

平成 29 年度に収集した微小地震活動やトモグラフィなどのデータを元に、近年発生した内陸地震の構造的な特徴を抽出するとともに、地震発生層の厚さを求めた。この結果に基づき、活断層における地震発生層の統合的な検討を行った。

(b) 業務の実施方法

1) 内陸地震震源域における地震発生層の厚さ

防災科研 Hi-net による観測が始まった 2000 年 10 月以降に発生した内陸地震について、本震前の地震活動から推定される地震発生層の下限を推定し、さらに温度構造・本震の深

さ、余震分布、地震波速度構造を比較した。ある領域内の地表から深さ 40 km までの地震活動のうち、全体の 5% の地震が起きている深さ (D05) を地震発生層の上限、全体の 95% の地震が起きている深さ (D95) を地震発生層の下限とした。地下の温度構造は、防災科研 Hi-net の観測井などで測定した温度から推定した地殻熱流量 (Matsumoto et al., 2007) 等のデータを用いて Tanaka (2004) や Tanaka (2009) の手法を用いて推定した。

2) 活断層における地震発生層の統合的検討

平成 30 年度に実施された反射法探査の側線を含む中央構造線断層帯について、地震波速度構造と震源分布を比較した。

(c) 業務の成果

1) 内陸地震震源域における地震発生層の厚さ

2003 年宮城県北部の地震、2008 年岩手・宮城内陸地震、2016 年熊本地震、2018 年大阪府北部の地震、2018 年北海道胆振東部地震の結果をそれぞれ図 1~5 に示す。2008 年岩手・宮城内陸地震、2016 年熊本地震、2018 年大阪府北部の地震については、本震前の地震活動から推定される D95 は概ね内陸大地震の強震動を引き起こす本震時のすべり域の下限と一致する (図 2a~4a)。一方、本震前の活動が少ない 2003 年宮城県北部の地震では本震付近の D95 は推定できない (図 1a)。2018 年北海道胆振東部地震では、地震発生前の深部での地震活動は少なく、本震前の活動から推定される D95 は本震と比べて非常に浅くなっている (図 5a)。一方、D95 が求められている場合、温度構造としては 300~450 °C と一致する (図 3b~4b)。2003 年宮城県北部の地震では D95 が推定できなかったが、その場合でも温度構造は推定可能であり (図 1b)、本震は 300~400 °C に位置しており、地震活動から D95 が推定できない地域においては温度構造から地震発生層の下限を推定することが有効である。一方、2008 年岩手・宮城内陸地震の周辺のように火山近傍など地下の温度構造が特異な場合には事前の地震活動から推定する必要がある (図 2b)。地震波速度構造の P 波速度構造と S 波速度構造の比 (V_p/V_s) は物質の変形のしやすさ (剛性率) と対応し、温度構造も反映する。 V_p/V_s がある一定の範囲内という条件における P 波速度構造の分布を抽出することで、後述の 3.4 のように地下の温度構造に結び付けられる。地表での観測から得られる地下の温度構造が特異な場合については、この手法による温度構造の推定が有効な可能性がある。

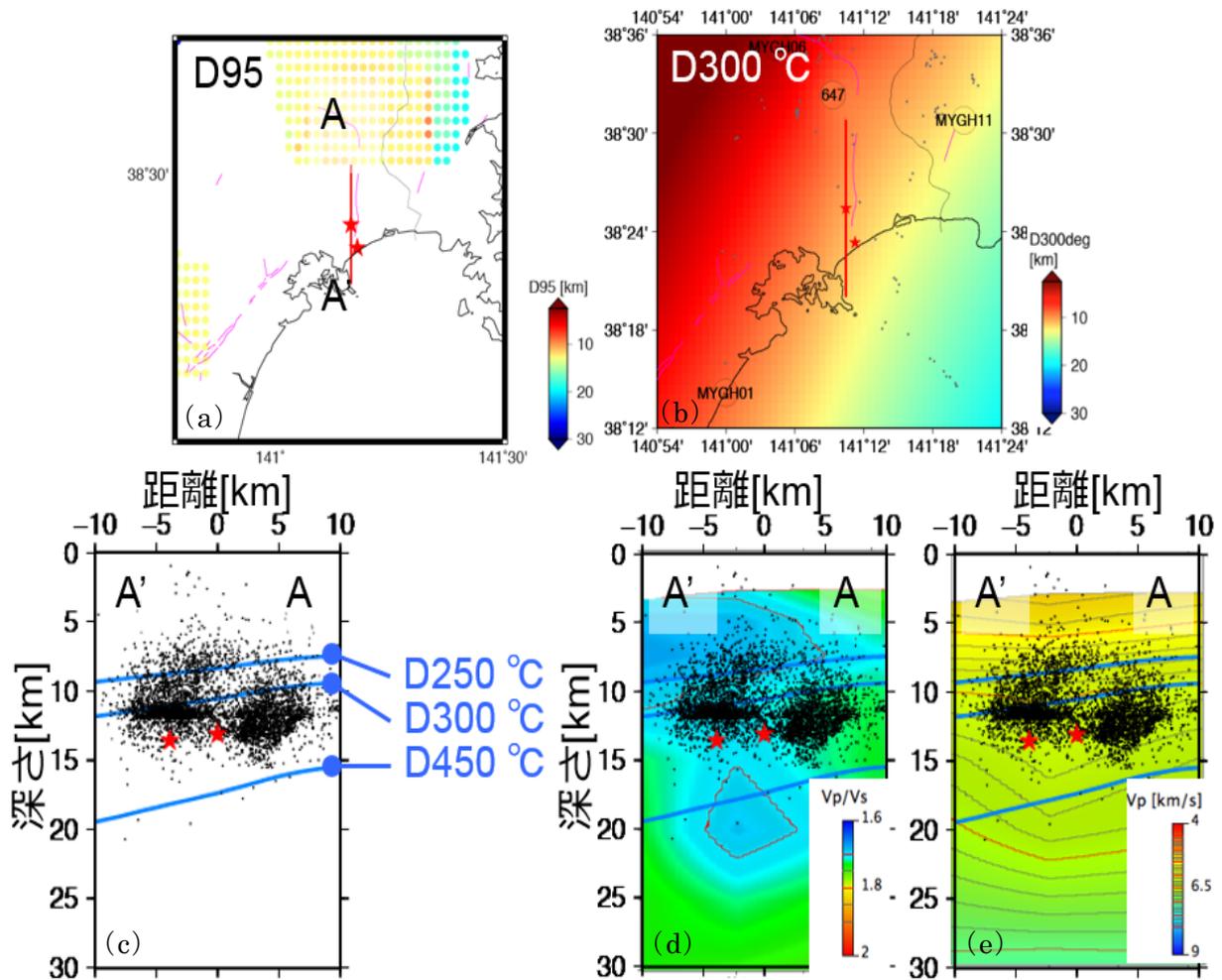


図 1 2003 年 7 月宮城県北部の地震の結果。(a) 本震発生前の地震活動から推定した D95、(b) D300 °C の分布、(c) 余震分布、(d) V_p/V_s 構造、(e) P 波速度構造と地震発生層の下限や温度分布との比較。

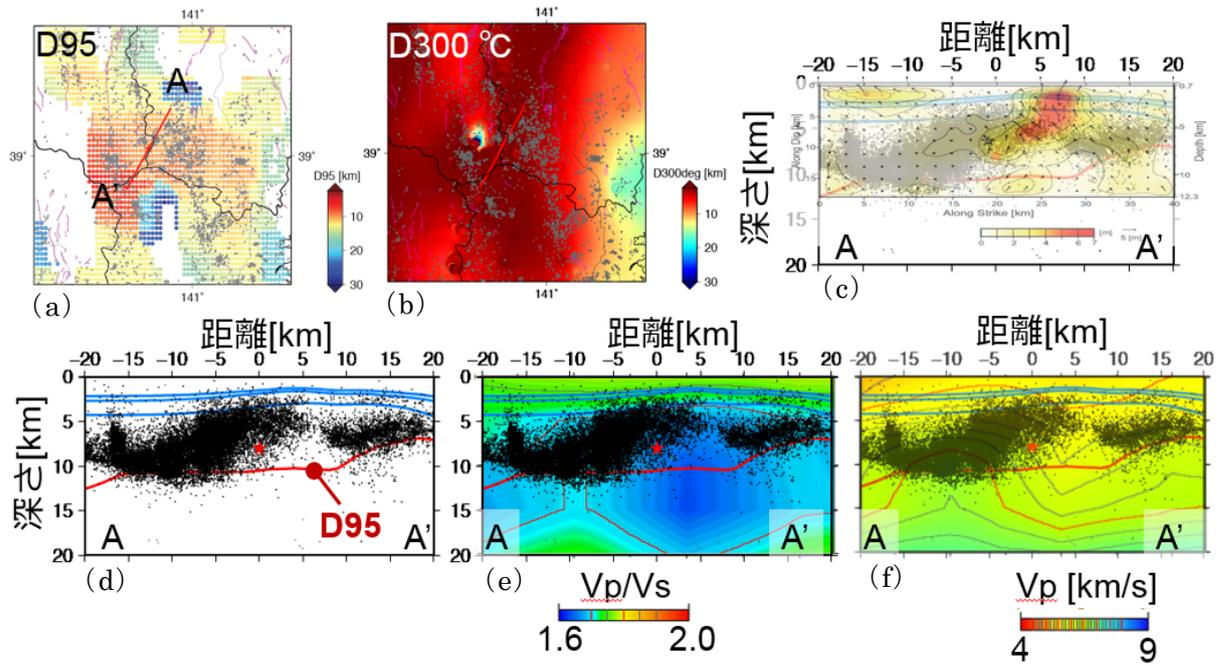


図 2 2008 年 6 月岩手・宮城内陸地震の結果。(a) 前震前の地震活動から推定した D95、(b) D300°Cの分布、(c) 震源過程や (d) 余震分布、(e) Vp/Vs (f) P波速度構造と地震発生層の下限や温度分布との比較。

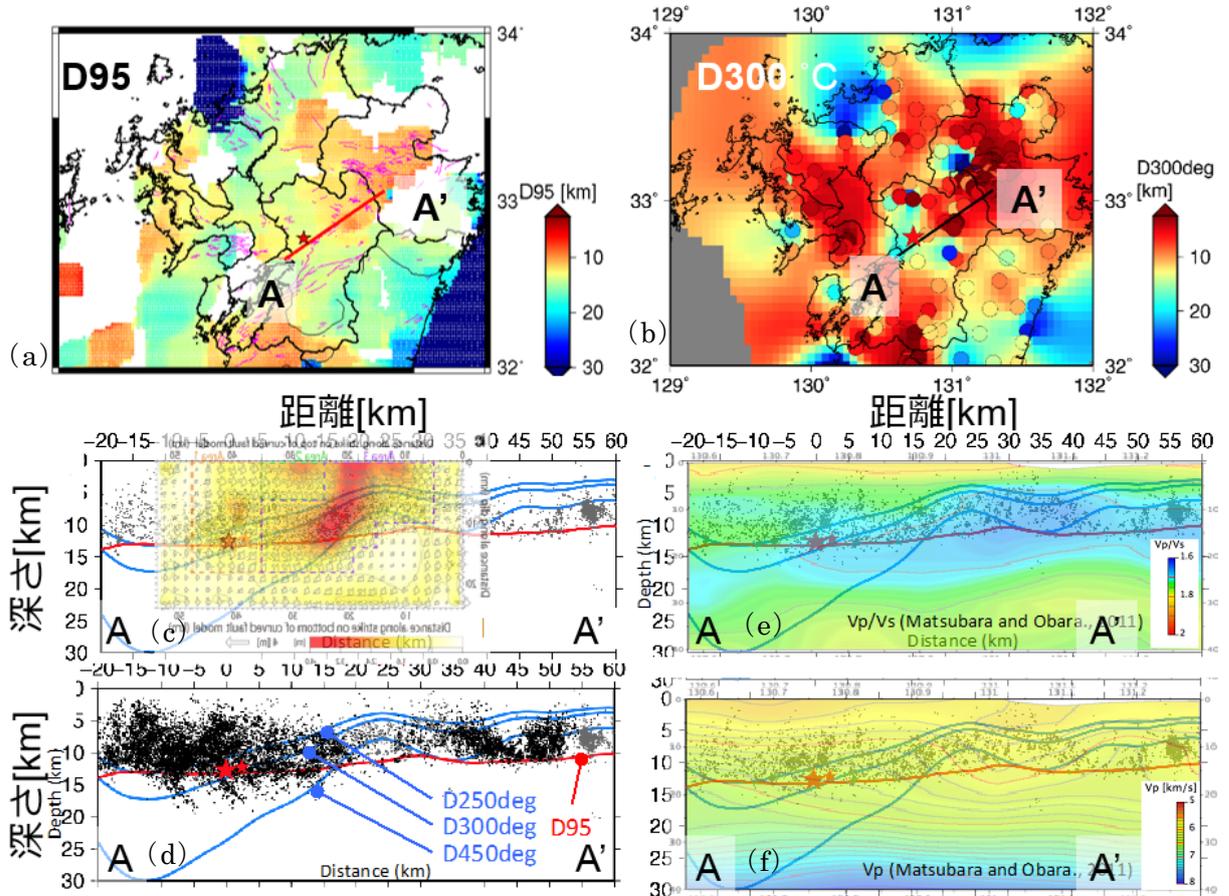


図 3 2016 年 4 月熊本地震の結果。図の諸元は図 2 と同じ。

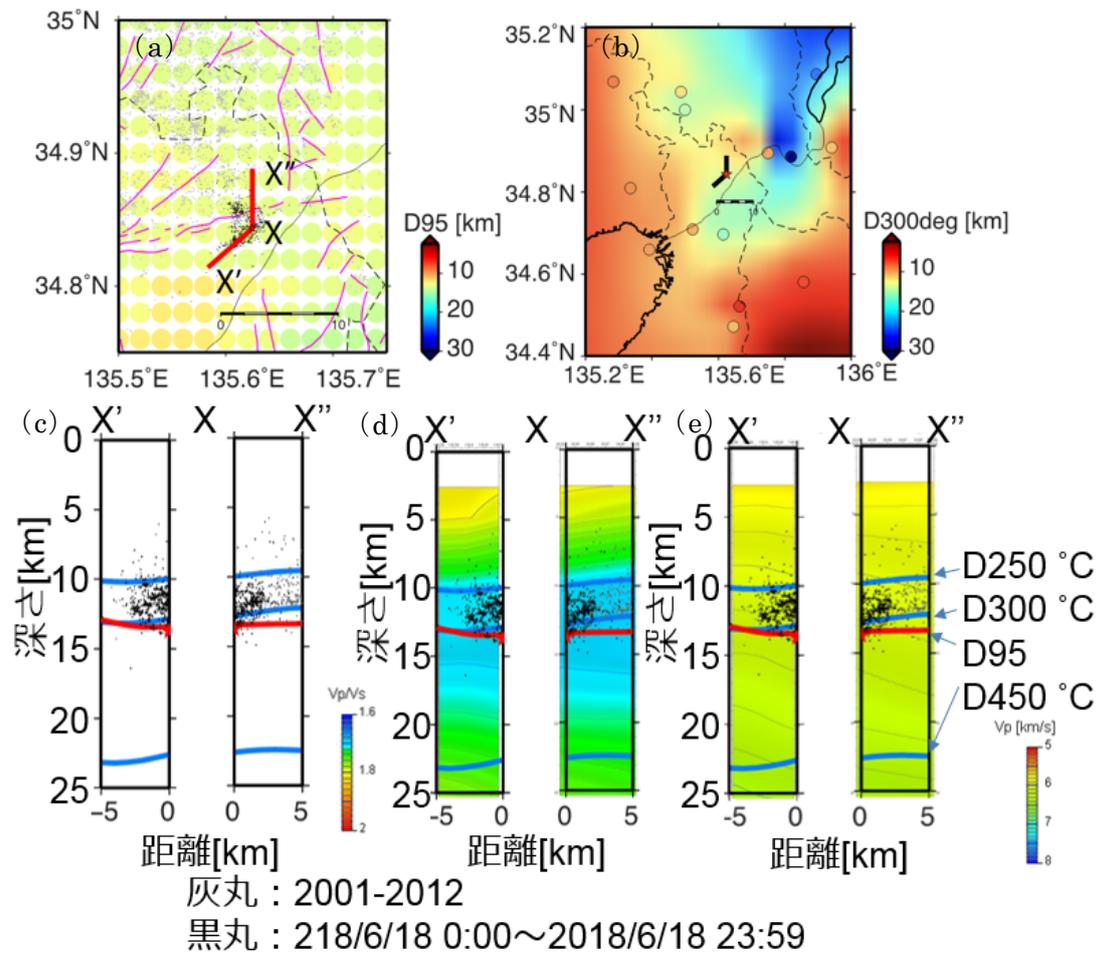


図 4 2018 年 6 月大阪府北部の地震の結果。(a) 前震前の地震活動から推定した D95、(b) D300°C の分布、(c) 余震分布や (d) Vp/Vs (e) P 波速度構造と地震発生層の下限や温度分布との比較。

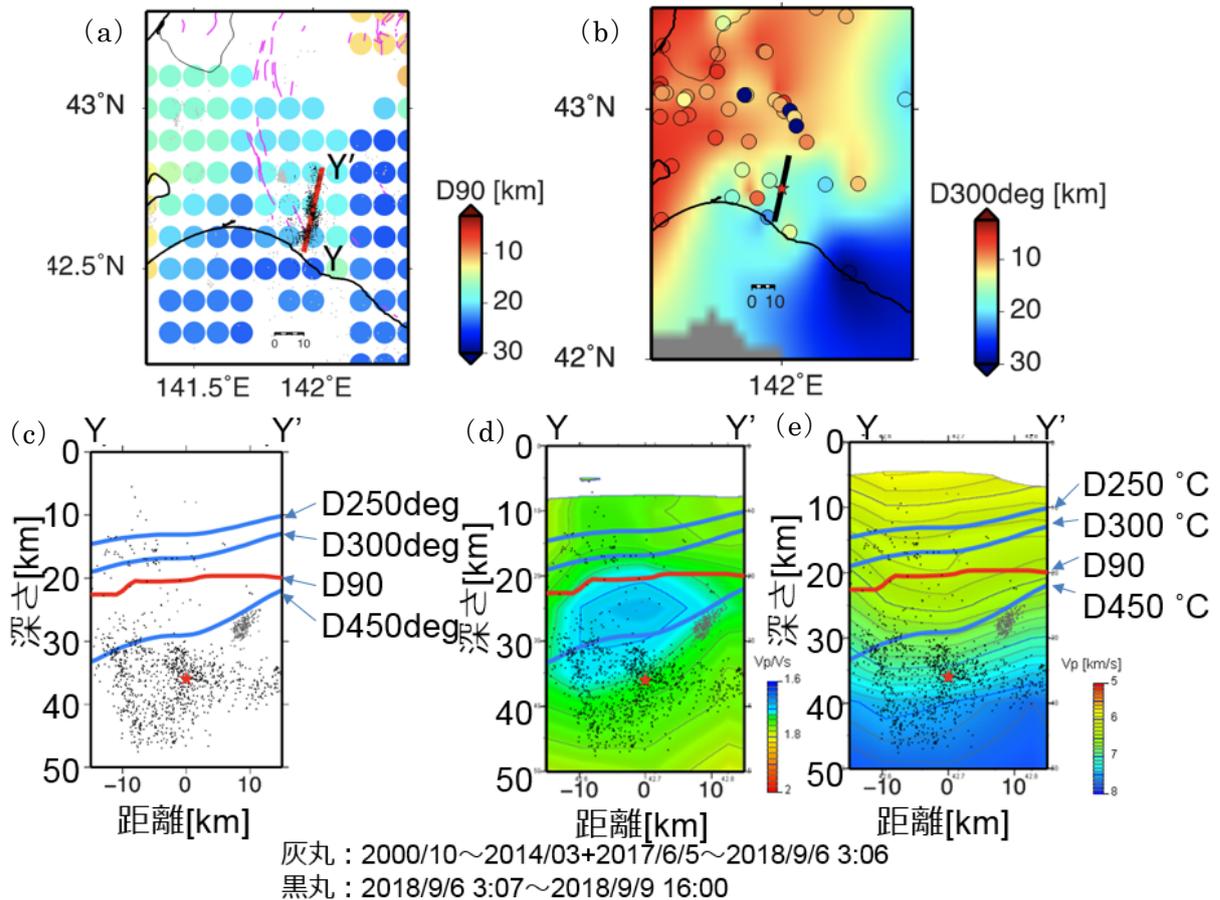


図 5 2018 年 9 月北海道胆振東部地震の結果。図の諸元は図 4 と同じ。

2) 活断層における地震発生層の統合的検討

中央構造線断層帯を横切る東経133.2°~133.7°における地震波速度構造(P波速度構造・S波速度構造・Vp/Vs・P波速度パーターベーション・S波速度パーターベーション・微小地震震源分布・発震機構解)の南北断面をそれぞれ図6~図11に示す。いずれの断面においても中央構造線断層帯の地表位置周辺から北に傾斜する地震活動が見られる。P波速度パーターベーションやS波速度パーターベーションから明らかなように、この地震活動は中央構造線南側の低速度領域と北側の高速度域の境界付近で発生している。これは、北側の高速度な領家帯と南側の最近の付加体である低速度な四万十帯の境界付近に相当し、中央構造線断層帯ないしは三波川帯・四万十帯における地震活動と考えられる。一方、中央構造線断層帯から鉛直に下方に伸びるような震源分布は見られない。このように、活断層周辺の地震活動から、断層面の傾斜や地震発生層の下限などが推定可能であることが分かった。

発震機構解からは、この領域の圧縮場や引張場の方向が推定できる。東経133.2°~133.5°では、中央構造線断層帯付近の微小地震の発震機構解は南北引張の正断層型と南北引張東西圧縮の横ずれ断層が共存している。一方、東経133.6°および133.7°においては南北引張東西圧縮の横ずれ断層が主である。日本列島は広域としては太平洋プレートの沈み込みに依る東西圧縮場であり、この地域では南からフィリピン海プレートが沈み込むことにより、

南北方向に圧縮する力も働くことが考えられる。しかし、発震機構解からは南北引張場であることから、フィリピン海プレートによる南北圧縮の力よりも太平洋プレートによる東西圧縮の力が強いことが分かった。また中央構造線断層帯の断層面は北傾斜であるが、発震機構解では横ずれ断層型の地震が多いことも特徴的である。

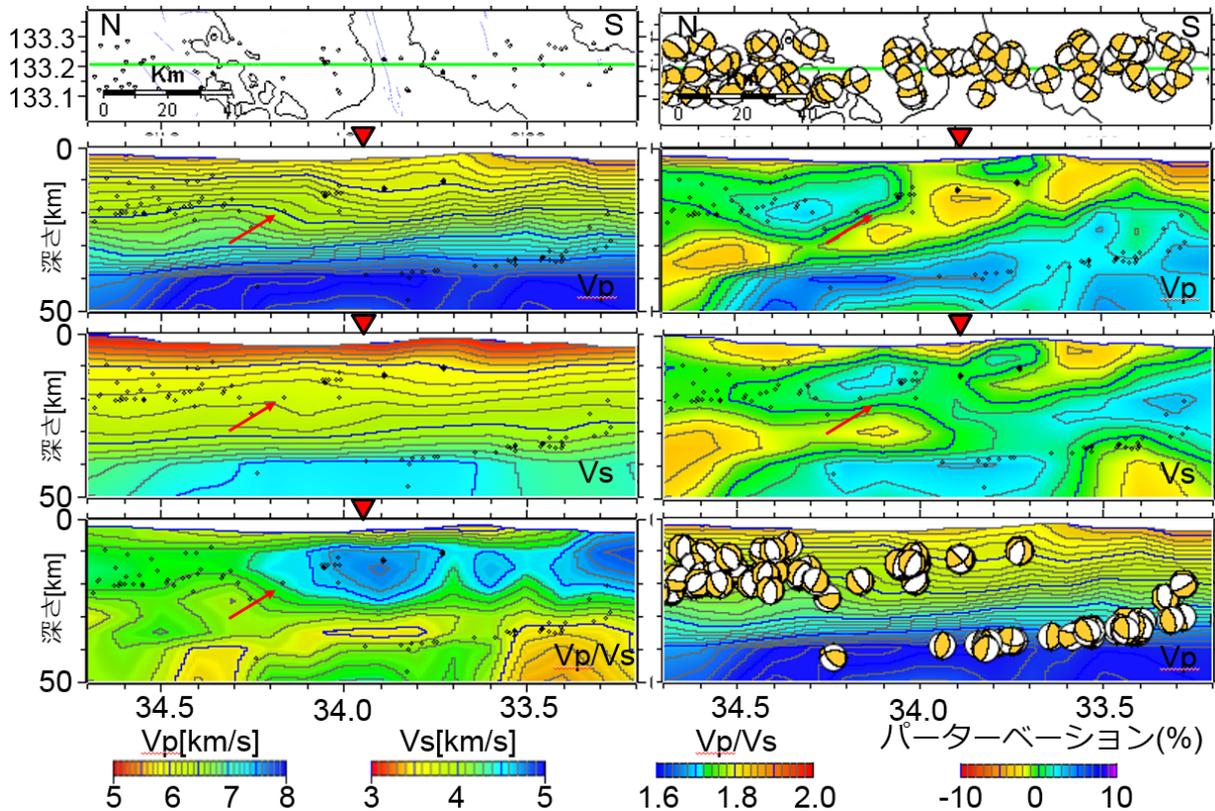


図 6 東経 133.2° における速度構造 (Matsubara et al., 2017)、震源分布及び発震機構解。左列上から震源分布と断面位置図、P 波速度構造、S 波速度構造、 V_p/V_s 、右列上から発震機構解と断面位置図、P 波速度パーターベーション、S 波速度パーターベーション、P 波速度を示す。黒点は 2000 年 10 月 1 日～2017 年 12 月 31 日までの防災科研 Hi-net で決められた M2.0 以上の地震を Matsubara et al. (2017) の三次元地震波速度構造を用いて再決定した震源である。▼は中央構造線断層帯の地表の位置を、赤矢印は中央構造線断層帯から北傾斜の面状の地震活動を示す。発震機構解は三次元地震波速度構造を用いて再決定したものをそれぞれの断面に対して下半球投影で表示している。

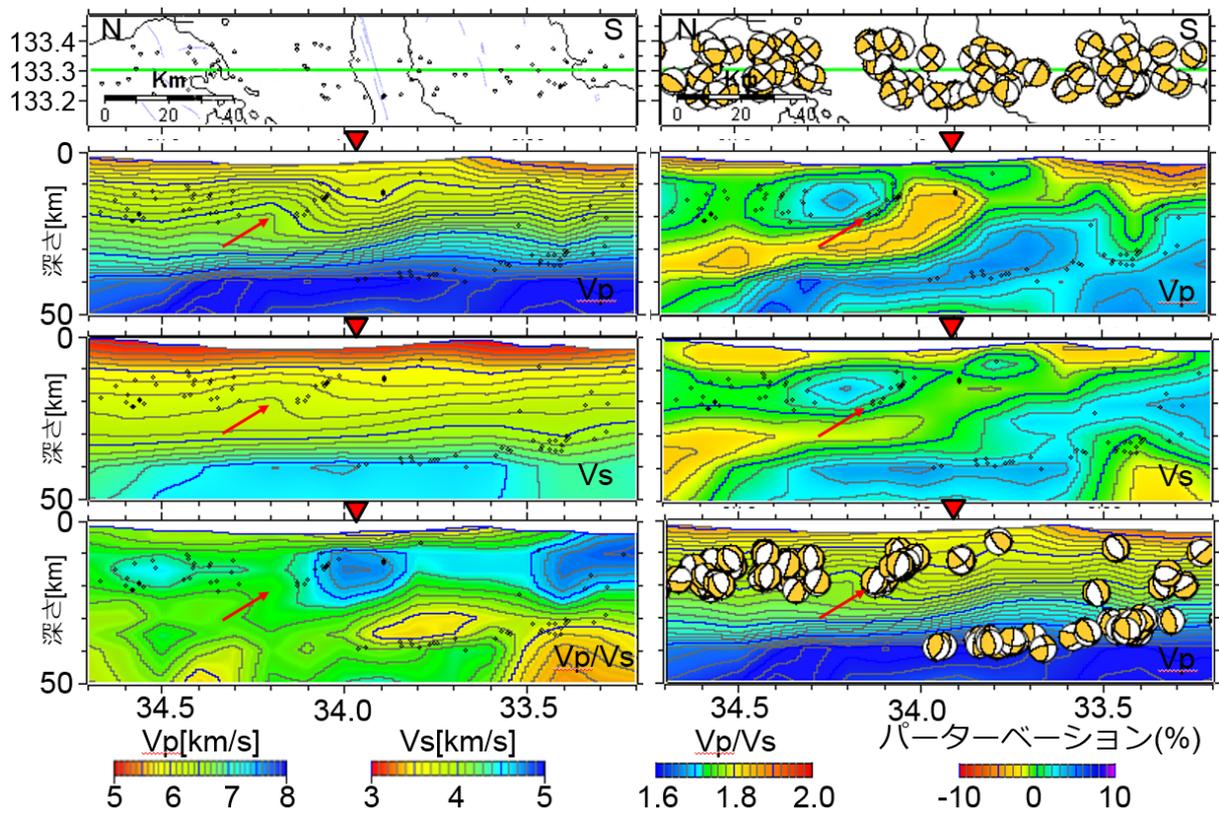


図 7 東経 133.3° における速度構造 (Matsubara et al., 2017)、震源分布及び発震機構解。図の緒言は図 6 と同じ。

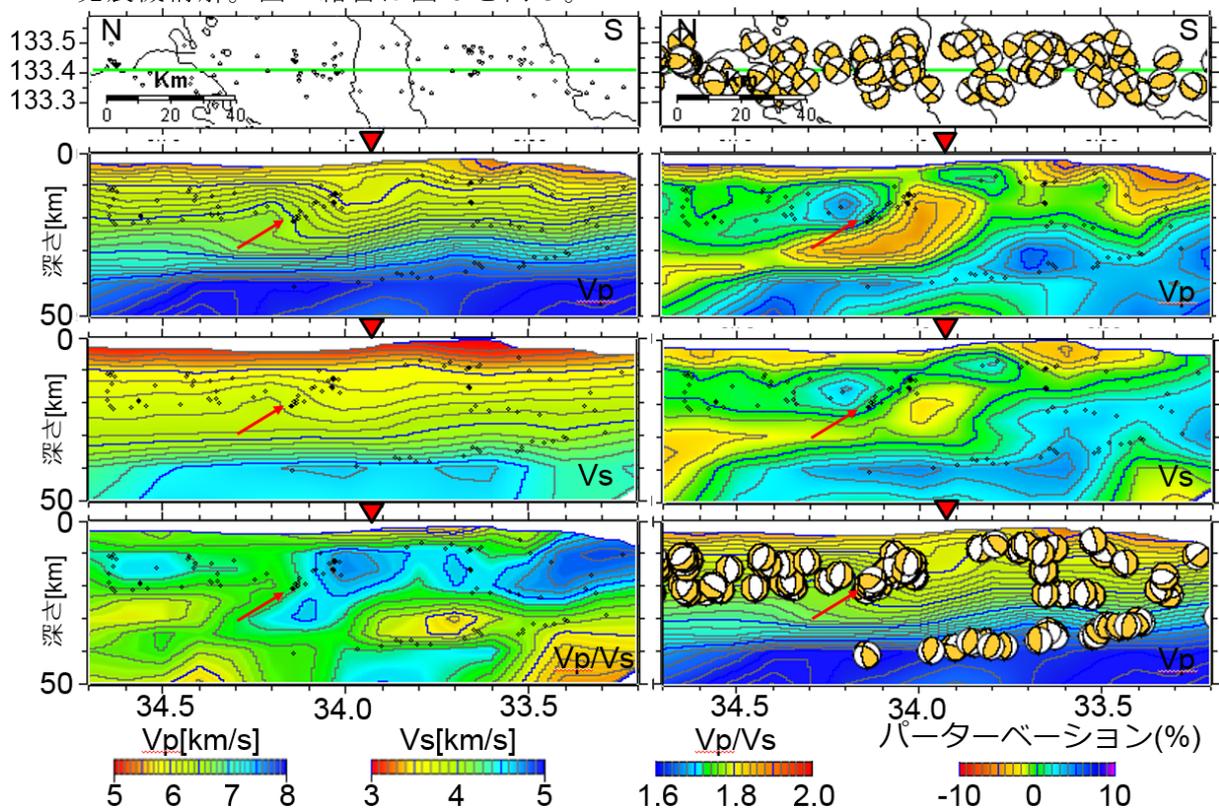


図 8 東経 133.4° における速度構造 (Matsubara et al., 2017)、震源分布及び発震機構解。図の緒言は図 6 と同じ。

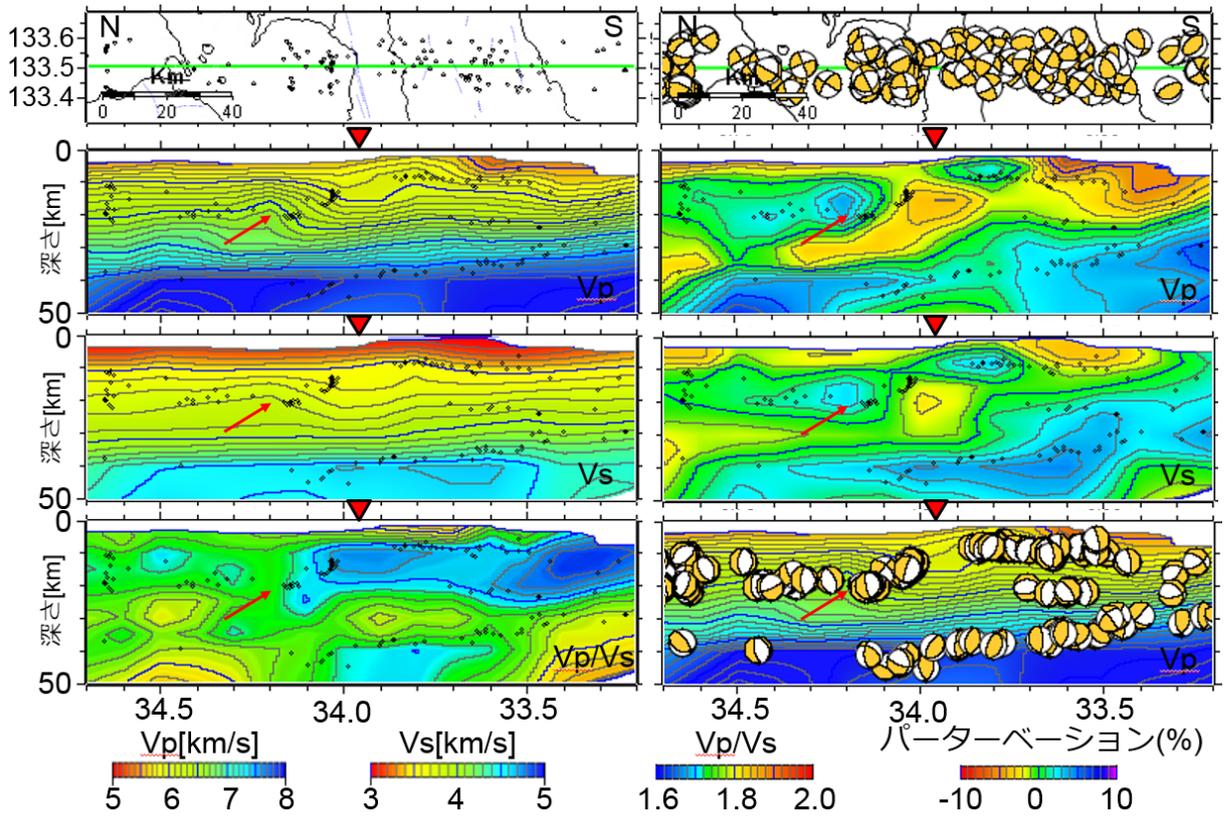


図 9 東経 133.5° における速度構造 (Matsubara et al., 2017)、震源分布及び発震機構解。図の緒言は図 6 と同じ。

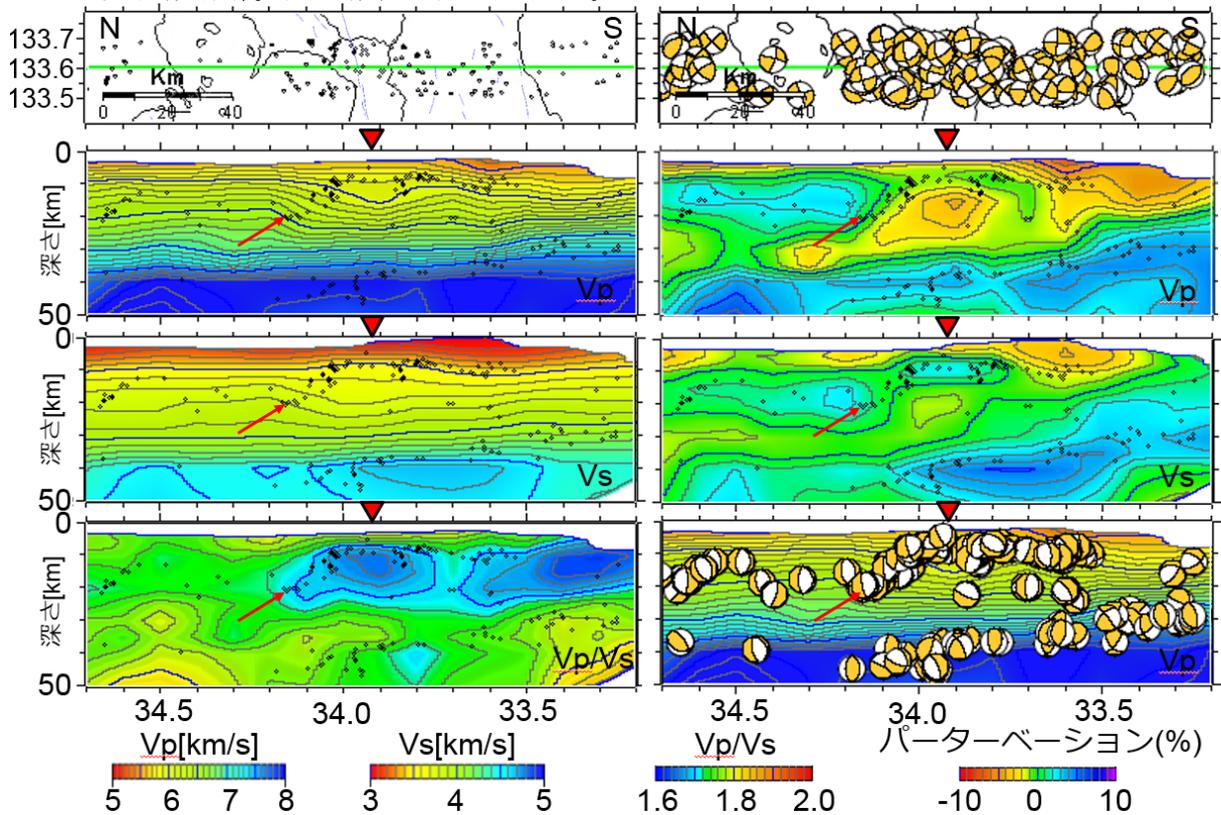


図 10 東経 133.6° における速度構造 (Matsubara et al., 2017)、震源分布及び発震機構解。図の緒言は図 6 と同じ。

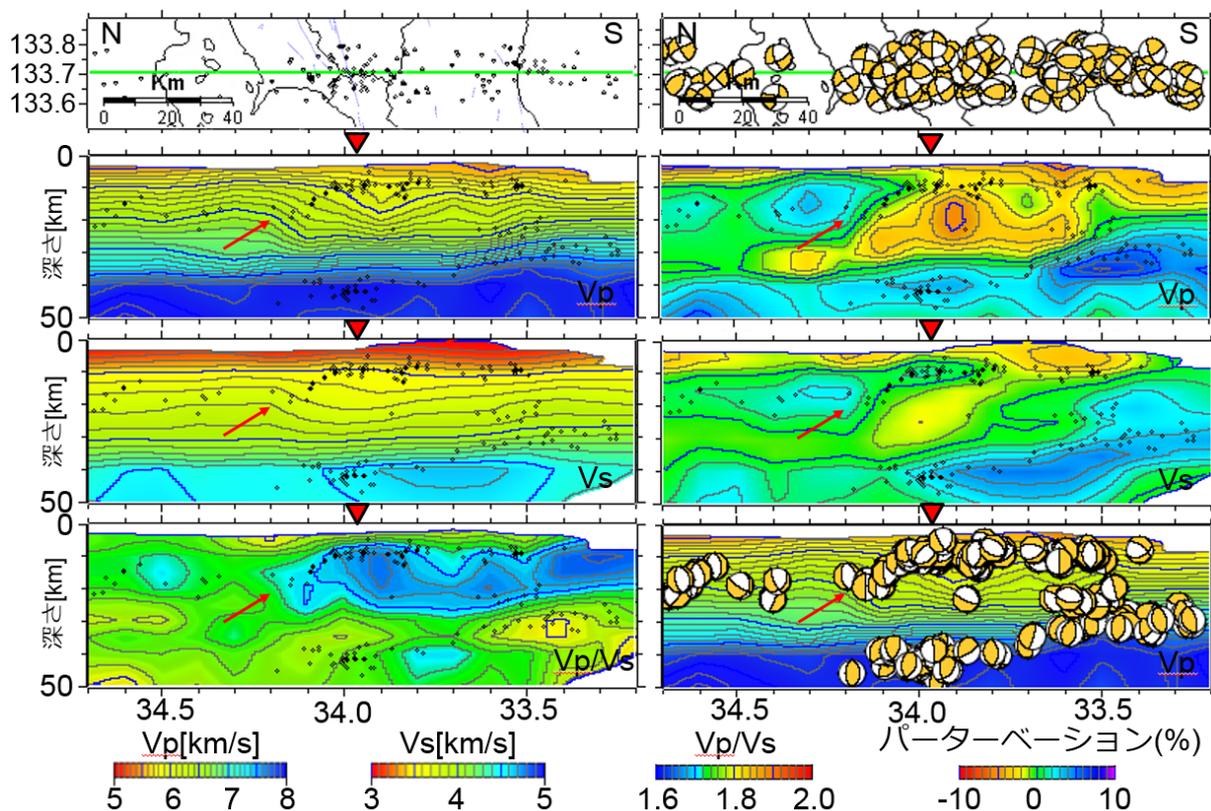


図 11 東経 133.7° における速度構造 (Matsubara et al., 2017)、震源分布及び発震機構解。図の緒言は図 6 と同じ。

(d) 結論ならびに今後の課題

地表付近の温度構造から推定される地下の温度構造は、地熱地帯や滞留の存在などにより、地下の正確な温度構造を推定できていない場合も考えられる。地震波速度構造による V_p , V_s , V_p/V_s 等から推定される温度構造と合わせて議論することにより、地震発生層の下限の推定の精度が向上することが期待される。

(e) 引用文献

Matsubara, M., H. Sato, K. Uehira, M. Mochizuki, and T. Kanazawa (2017) Three-dimensional seismic velocity structure beneath Japanese Islands and surroundings based on NIED seismic networks using both inland and offshore events, *Journal of Disaster Research*, 12, 844-857, doi:10.20965/jdr.2017.p0844

Matsumoto, T. (2007), Terrestrial heat flow distribution in Japan area based on the temperature logging in the borehole of NIED Hi-net, T23A-1217, 2007 Fall Meeting.

Tanaka A (2004) Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (II): Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, *Earth, Planets Space*, 56, 1195-1199, doi: 10.1186/BF03353340.

田中明子 (2009) 地球浅部の温度構造・地震発生層との関連, *地震*, 61, 239-245.