

3.1.2. 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的3次元構造調査

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3ヵ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成24年度
 - 2) 平成25年度
 - 3) 平成26年度
- (e) 平成26年度業務目的

(2) 平成26年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法
- (c) 業務の成果
 - 1) 臨時観測点の選定および設置
 - 2) 観測データの回収および品質確認
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的 3次元構造調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
東京大学地震研究所観測開発基盤センター	准教授	酒井 慎一
東京大学地震研究所地震予知研究センター	助教	蔵下 英司
東京大学地震研究所地震予知研究センター	教授	平田 直

(c) 業務の目的

立川断層帯周辺地域において、30台の高感度地震計からなる臨時観測点を設置し、自然地震観測を行う。臨時観測点で得られるデータと既存の基盤的地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net) (平田ほか, 2009) のデータを統合し、高精度な震源決定処理を行う。この処理に用いられた臨時観測データ、基盤的地震観測網データおよび MeSO-net データを利用して、地震波速度トモグラフィ解析を行い、立川断層帯周辺地域における詳細な広域的 3次元速度構造を得る。高精度な震源分布と 3次元速度構造を比較する。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

- 1) 平成24年度：立川断層帯周辺地域において、30台の高感度地震計からなる臨時観測点を選定し、観測機器を設置し、自然地震観測を開始した。臨時観測点で得られるデータの品質確認を行った。統合処理を行うため、既存の基盤的地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)のデータ収集を開始した。
- 2) 平成25年度：立川断層帯周辺地域に設置された30台の高感度地震計からなる臨時観測を継続し、自然地震を観測した。臨時観測で得られたデータは、既存の基盤的地震観測網のデータおよび MeSO-net のデータと統合し、高精度な震源決定処理を行った。
- 3) 平成26年度：臨時観測データ、基盤的地震観測網データおよび MeSO-net データを基に、高精度震源再決定、発震機構解再解析、トモグラフィ解析を行った。地震クラスターの特徴を抽出するとともに、高分解能地震波トモグラフィ解析等を実施し、立川断層帯深部延長、南方延長域等での性状を明らかにした。

(e) 平成26年度業務目的

臨時観測データ、基盤的地震観測網データおよび MeSO-net データを基に、高精度震源再決定、発震機構解再解析、トモグラフィ解析を行う。地震クラスターの特徴を抽出するとともに、高分解能地震波トモグラフィ解析等を実施し、立川断層帯深部延長、南方延長域等での性状を明らかにする。

(2) 平成26年度の成果

(a) 業務の要約

高精度な震源決定処理に用いられた臨時観測データ、基盤的地震観測網データおよび MeSO-net データを利用して、地震波速度トモグラフィ解析を行い、立川断層帯周辺地域における詳細な広域的 3 次元速度構造を得た。高精度な震源分布と 3 次元速度構造を比較した。

(b) 業務の方法

立川断層帯周辺地域で行われた自然地震観測で得られた記録を、周辺の基盤的地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)のデータと統合し、処理を行った。それらから、地震波形を切り出し、読み取りを行い、震源決定および地震波トモグラフィ解析を行った。

(c) 業務の成果

1) 臨時観測データと周辺の基盤的地震観測データ等との統合

前年度までに回収した臨時観測点の全 30 点に対して、周辺の首都圏地震観測網(MeSO-net)や東京大学地震研究所、神奈川県温泉地学研究所、気象庁、防災科学技術研究所の既存観測網のデータと統合させ、その後の処理に用いた(図 1)。

2) 高精度震源処理と地震活動

臨時観測が、2013 年 1 月 23 日から 7 月 24 日まで行われたため、その間に発生した地震のカタログを用いて、地震波形の切り出しを行った。切り出す地震は、気象庁一元化震源カタログに基づき、以下の基準で選んだ。

- ・北緯 34.85 度～36.60 度、東経 138.8 度～140.8 度、マグニチュード 2.5 以上

これら 224 個の地震に対し、各観測点の P 波到着時刻、S 波到着時刻、最大振幅、P 波初動振動方向を読み取り、震源決定を行った(図 2)。読み取り数は P 波到着時刻が 47,900 個、S 波到着時刻が 27,836 個、最大振幅が 50,227 個、初動振動方向が 28,382 個である。震源決定には、東京大学地震研究所の通常処理で用いる一次元 P 波速度構造を使用した。またポアソン比を 1.73 として計算した S 波速度を用いた。

この期間(2013 年 1 月 13 日～7 月 24 日)の気象庁一元化震源の分布を見ると、立川断層帯周辺には、地震活動が無かった。都市部の雑音が多く、地震の検知能力が低いことも考えられるため、比較的ノイズレベルの低い観測点(TC10、飯能市名栗)を選んで、その連続波形記録を目視で観察し、地震と思われる波形の抽出を試みた。2013 年 2 月 1 日から 4 月 30 日の 89 日間を調べたところ、立川断層帯周辺で気象庁一元化震源カタログに含まれていない地震を検知することができた。それらの読み取りを行い、震源決定した所、その多くは採石発破による振動であった。その中から、地震波の特徴や発生した時間帯等を考慮して、自然地震と思われるものを抽出したが、それらの震源は立川断層帯から有意に離れた場所に位置した(図 3)。ほんの 3 ヶ月間の波形を調査したにすぎないが、立川断

層帯での地震活動は、まったく見出されなかった。

一方、臨時観測点は、基盤岩上ではなく関東平野の堆積層上に設置していて、その厚さは地域によって大きく異なる。そのため、震源決定に用いた一次元速度構造からのずれを補正することによって、震源決定精度を向上させる必要がある。そこで、最初の震源決定後、観測走時と計算走時の差の平均値を基に観測点補正値を決定した(図4)。観測点補正値を求めるために使用した地震は、今年度の処理データに加えて昨年度の処理データを合わせたものの中から、東経138度から141度、北緯34度から38度、深さ150km以浅で発生した地震のうち、P波到着時刻、S波到着時刻ともに50個以上の読み取りのある103イベントである。観測点補正値の分布を図4に示す。この観測点補正値は、立川断層帯の東西で顕著な違いが見られる。ただし、その境をなすものは、立川断層帯というよりも東経139.35度付近にあるように見える。立川断層を挟んで直線状に配置した臨時観測点(TC19~TC29)を並べてみると、走時遅れの差が明らかになる(図5)。P波初動の振幅も、西側の観測点に比べて東側の観測点は、数倍大きく増幅していることが明らかになった。

3) 地震波トモグラフィ解析による速度構造

臨時観測で取得したデータ及び既存のデータを用いて、二重走時差トモグラフィ法(Double-difference tomography)(Zhang and Thurber, 2003)による走時データ・インバージョン解析を行い、立川断層帯周辺の地震波速度構造の推定を試みた。解析グリッドの水平位置は、中心部では東西方向と南北方向に5km間隔となるようにグリッドを配置した。また、深さ方向は、深さ10kmから60kmまでは5km間隔に、それ以深は70、80、100、150kmにグリッドを配置した。インバージョン解析用の初期速度構造および初期Vp/Vsとして、防災科学技術研究所高感度地震観測網がルーチン処理で用いている構造(鶴川ほか、1984)を採用した。インバージョン解析に使用した地震は、2010年8月15日から2014年7月10日の期間に発生した1539個で、気象庁一元化処理震源カタログのうちマグニチュード2.2以上の地震に相当する。

その結果、この地域全体の速度構造は、他のプロジェクトで得られた速度構造(平田、2014)と矛盾しない結果が得られた。立川断層帯周辺に臨時観測点を集中配置したため、格子点間隔を5km間隔と密にして、分解能を高めた速度構造を求めた(図6)。深さ10kmでは、顕著な速度異常領域は見られない(図7)。しかし、深さ15kmでは、立川断層の東側に低速度の領域が見られた(図8)。立川断層が東傾斜であるとすれば、その深部延長の領域にあたる。P波速度の方は低速度の度合いが高いが、S波速度の方は低速度領域が広がっている。しかし、この領域には、地震活動は全く見られない。この低速度領域は、立川断層北部の東側だけに存在し、立川断層南部や名栗断層近傍には見られない。

深さ20kmの速度構造を見ると、P波速度の低速度域は見られなくなり、逆に高速度の領域が見られるが、その領域は狭い(図9)。一方で、S波速度における低速度領域は、やや西に移動し、立川断層の真下に局在する。深さ25kmでも、P波速度の低速度域は見られなくなり、逆に高速度の領域が立川断層南部に見られる。S波速度では、西部に比較的 low velocity の領域が広がっているが、顕著な速度異常の領域は見られなかった(図10)。

チェッカーボードテストを行い解の信頼度を確認した(図11)。深さ約15kmおよび約

20km 付近では、水平方向に約 5 km の分解能が確認できたが、深さ方向には解像度がやや悪く、より浅部の領域の速度不均質が、深い領域に影響している可能性がある。低速度の領域は、立川断層北部の東側の深さ 15 km に局所的に存在するものだけであるが、その付近で地震活動は観測されなかった。

(d) 結論

立川断層帯周辺地域において、30 ヶ所に高感度地震計による臨時観測点を設置して自然地震の観測を行った。臨時観測点で得られたデータは、周辺の地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)のデータと統合処理を行った。これらのデータから、地震波形を切り出し、P 波、S 波等の読み取りを行って、震源決定および地震波トモグラフィ解析を行った。

その結果、立川断層帯周辺では、地震活動が見られなかった。さらに、地震波トモグラフィ解析の結果から得られた地震波速度構造では、立川断層北部の深部延長では、低速度領域が見られるものの、立川断層南部や名栗断層においては、顕著な速度異常は見られなかった。

(e) 引用文献

平田 直・酒井慎一・佐藤比呂志・佐竹健治・額瀨一起：「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」サブプロジェクト①「首都圏周辺でのプレート構造調査，震源断層モデル等の構築等」の概要，地震研究所彙報，84，41-56，2009.

平田 直：「都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト」サブプロジェクト①2013年度成果報告書，2014.

鶴川元雄・石田瑞穂・松村正三・笠原敬司：関東・東海地域地震観測網による震源決定方法について，国立防災科学技術センター研究速報，Vol. 35，pp. 1-88，1984.

Zhang, H. and C. Thurber: Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 93, pp/1875-1889, 2003.

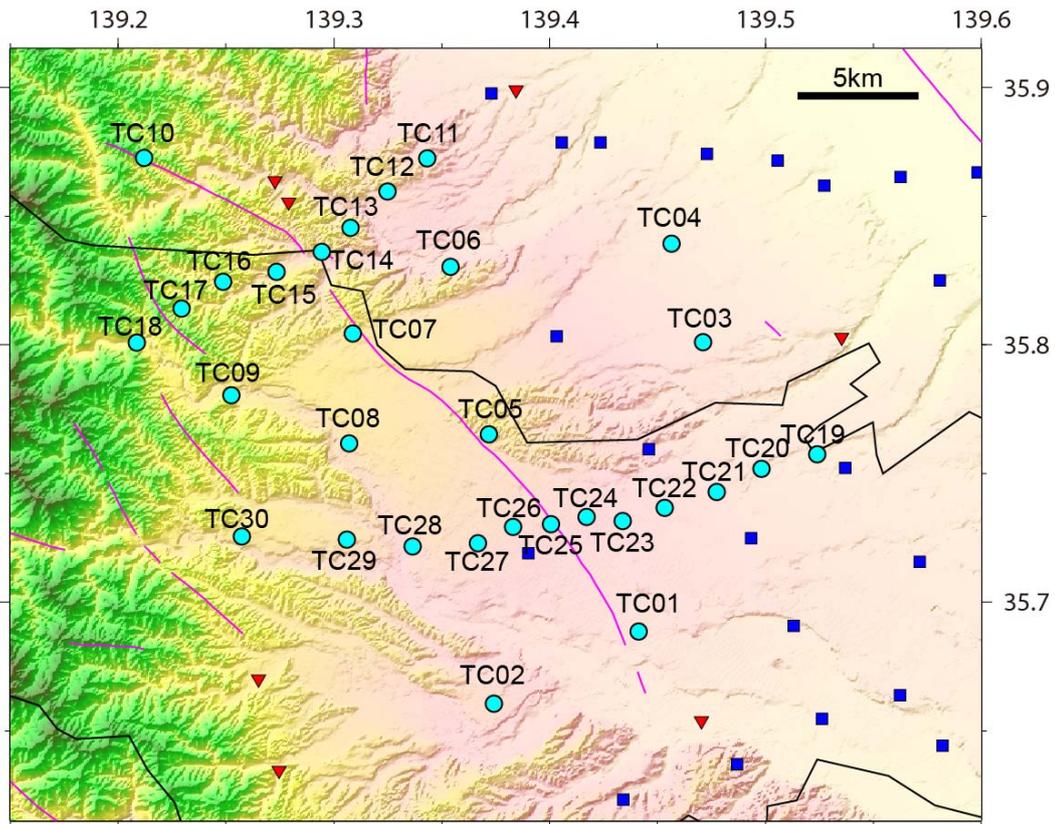


図1 地震観測点分布。●：臨時観測点、■：MeSO-net、▼：既存観測点。

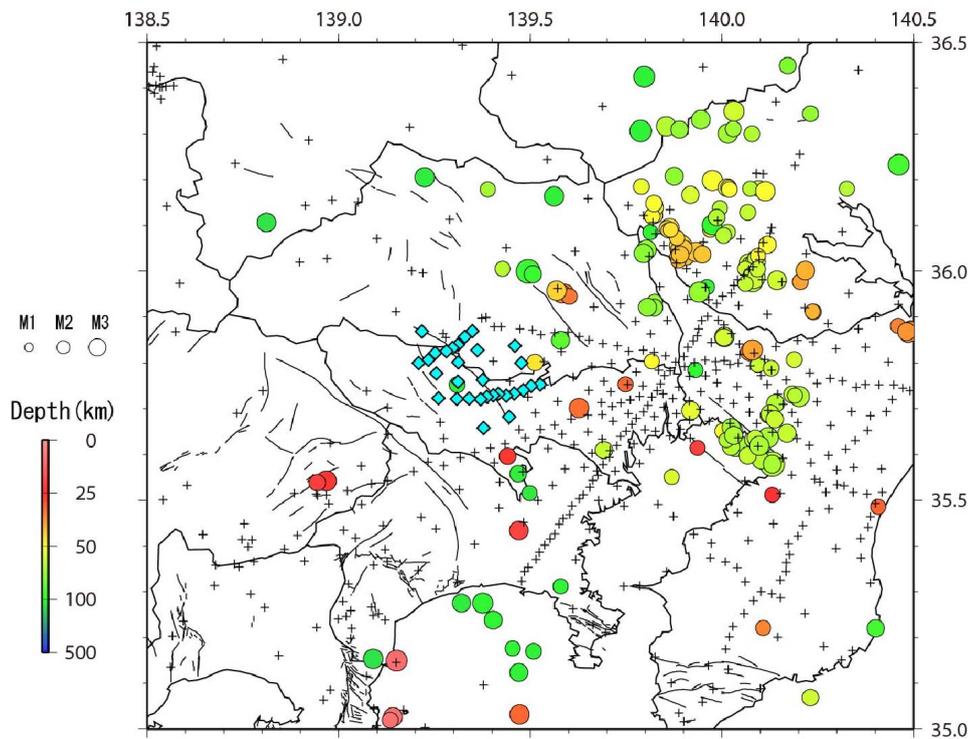


図2 震源分布（2013年1月12日～7月27日）。気象庁一元化震源によるM2.5以上の地震を選び、本研究で震源再決定した。色は深さを、大きさは規模を表わす。◆：臨時観測点、+：既存テレメータ観測点。

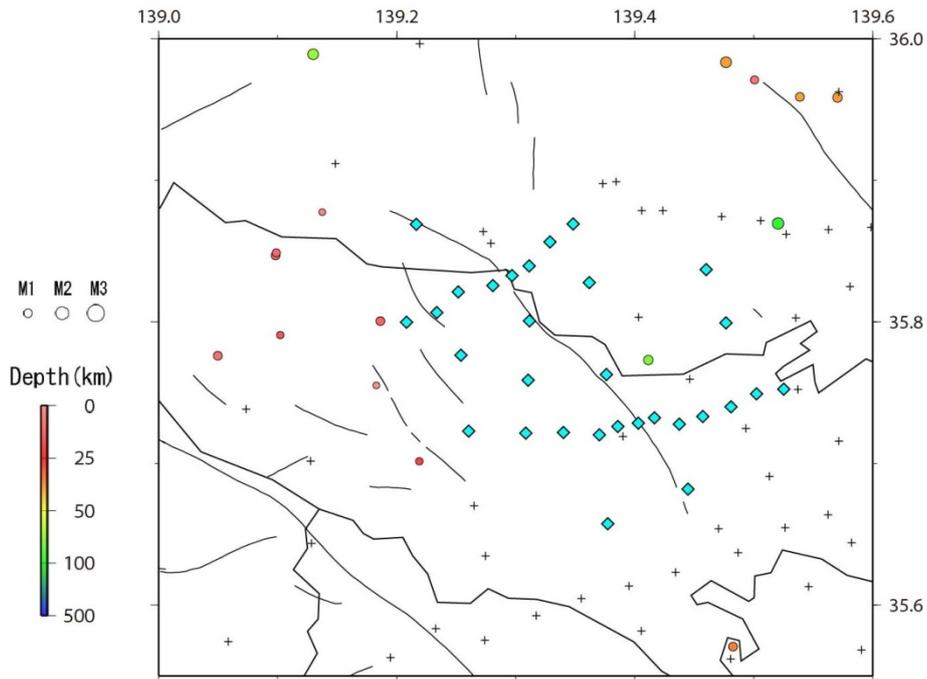


図3 震源分布 (2013年2月1日~2月9日)。目視によって検知された16個の自然地震の震源 (採石発破と思われるものは除外した)。色は深さを、大きさは規模を表わす。◆ : 臨時観測点、+ : 既存テレメータ観測点。

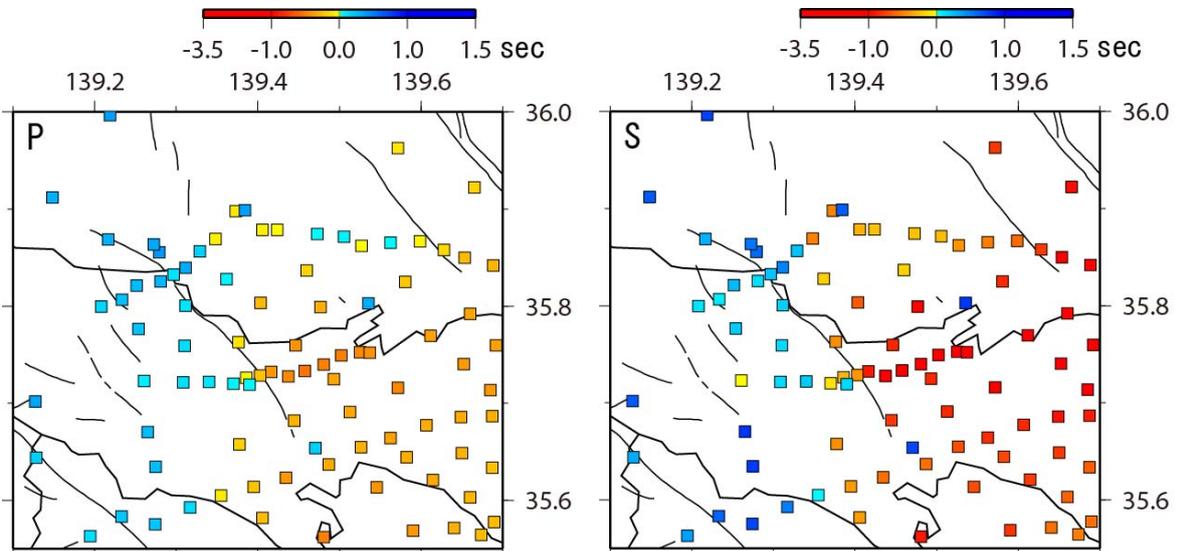


図4 P波 (左) とS波 (右) の観測点補正值。暖色は、遅く到達する観測点。

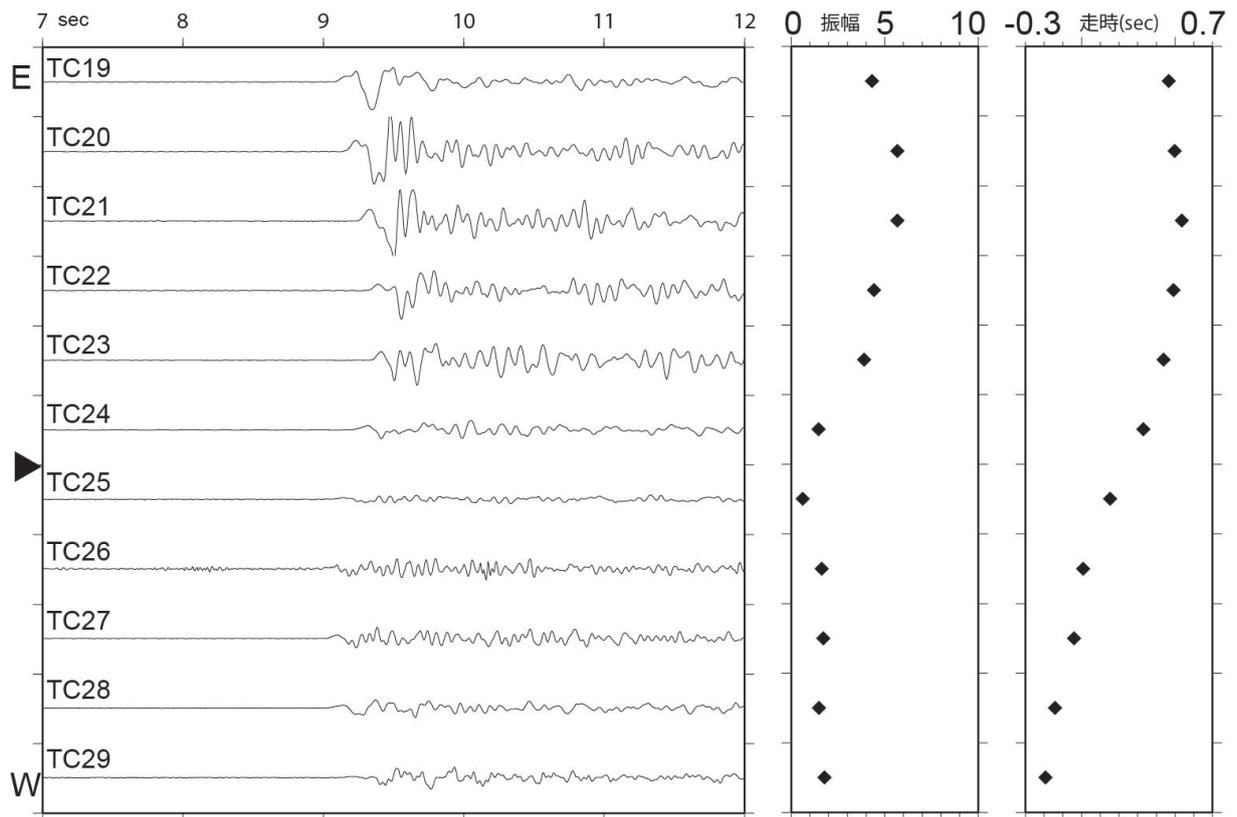


図 5 立川断層(▼印)を挟んで配置された観測点における地震波形の違い。左図：P波初動部分の拡大。上が東に位置する観測点(TC19)で下が西に位置する観測点(TC29)。中図：P波初動部分の振幅(TC11を1とした時の倍率)。右図：走時残差(TC11を0.0とした時の値)。立川断層を挟んで東に位置する観測点の方が、振幅が大きく、走時は遅い。

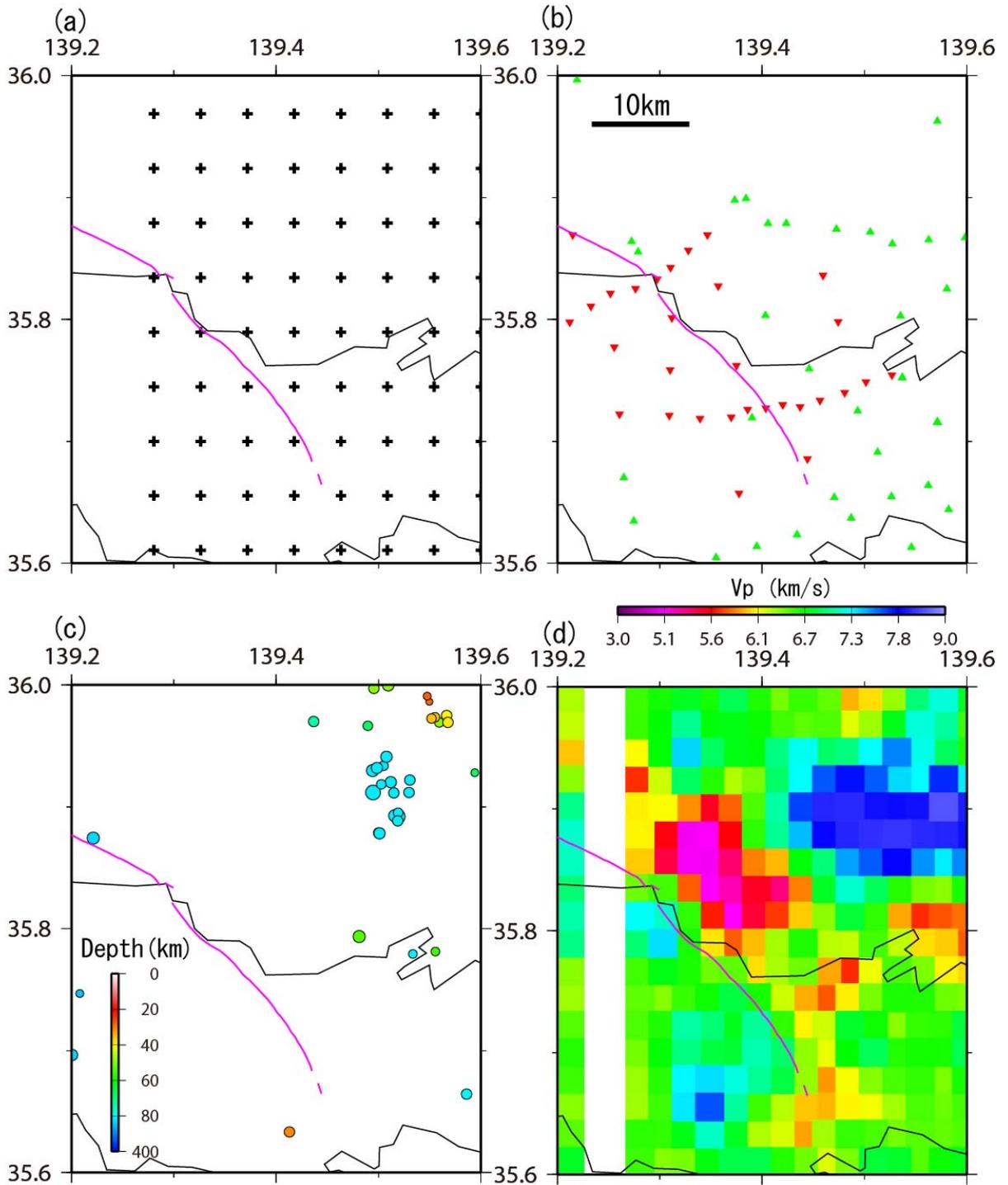


図6 地震波トモグラフィ解析による結果。(a) 5 km 間隔の格子点分布。桃色線：立川断層帯。(b)観測点分布。▼：立川断層帯臨時観測点、▲：既存テレメータ観測点。(c)この範囲に発生していた地震の震源分布。色は震源の深さ。(d)深さ 15 km における P 波速度構造。速度が遅いことを暖色系で示す。立川断層北部の東側に、局所的に低速度の領域が見られるが、立川断層南部では顕著ではない。東経 139.24 度付近には格子点がないので、解が得られていないため、表示していない。

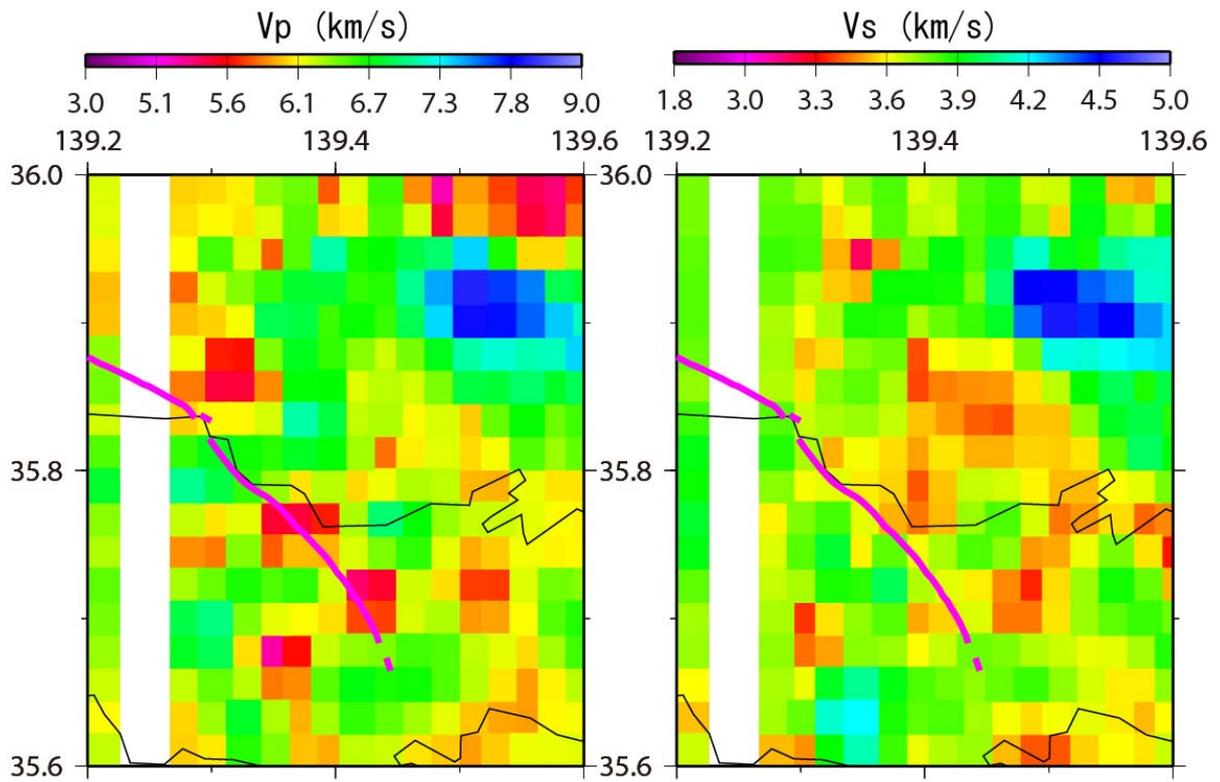


図 7 地震波トモグラフィ解析の結果。深さ 10 km における速度構造。左図は P 波速度。右図は S 波速度。速度が遅いことを暖色系で示している。この深さでは、顕著な速度異常は見られない。

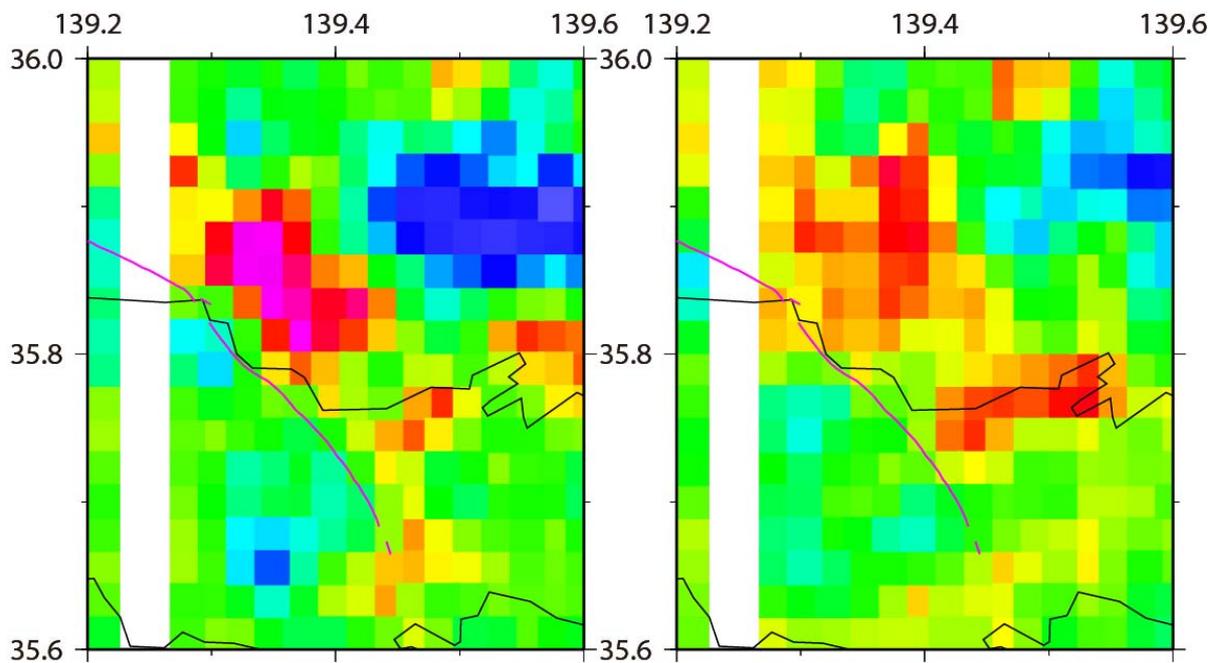


図 8 地震波トモグラフィ解析の結果。深さ 15 km における速度構造。左図は P 波速度。右図は S 波速度。速度が遅いことを暖色系で示している（スケールは図 7 と同じ）。立川断層北部（図中の桃色線）の東側に、局所的に低速度の領域が見られる。P 波速度の方が低速度の度合いが強いが、S 波速度の方はその範囲が広い。

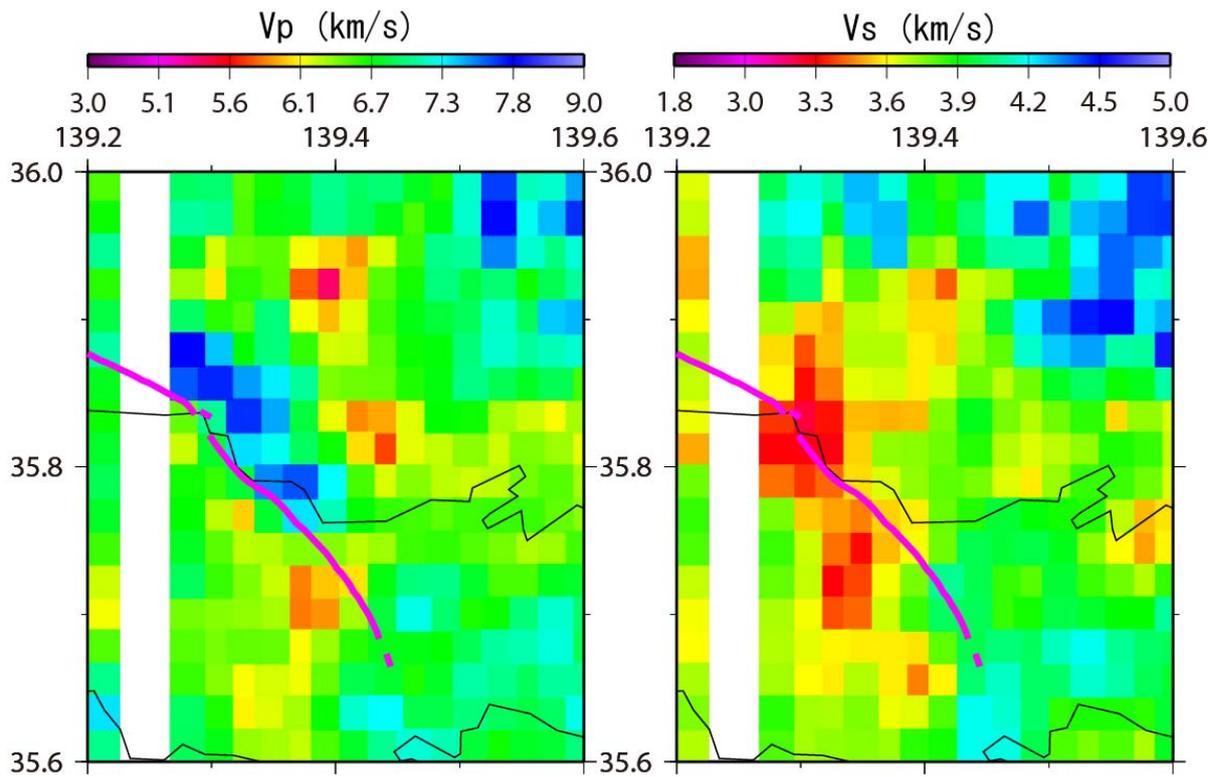


図 9 地震波トモグラフィ解析の結果。深さ 20 km における速度構造。左図は P 波速度。右図は S 波速度。速度が遅いことを暖色系で示している。立川断層北部（図中の桃色線）の東側の低速度領域は、P 波速度では逆に早くなり、S 波速度の領域はやや西にずれている。

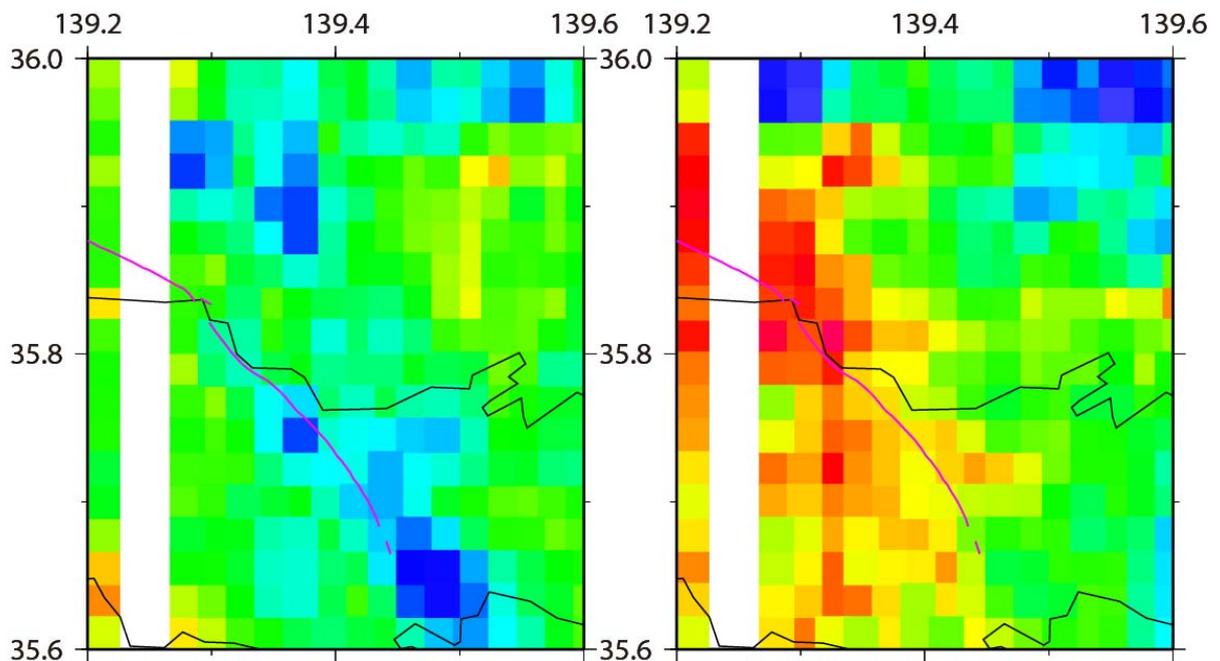


図 10 地震波トモグラフィ解析の結果。深さ 25 km における速度構造。左図は P 波速度。右図は S 波速度。速度が遅いことを暖色系で示している（スケールは図 9 と同じ）。立川断層北部（図中の桃色線）の東側に見られた低速度領域は、P 波速度では見られなくなり、立川断層南部の方に高速度領域が見られる。S 波速度の領域は、西側に広がって見られた。

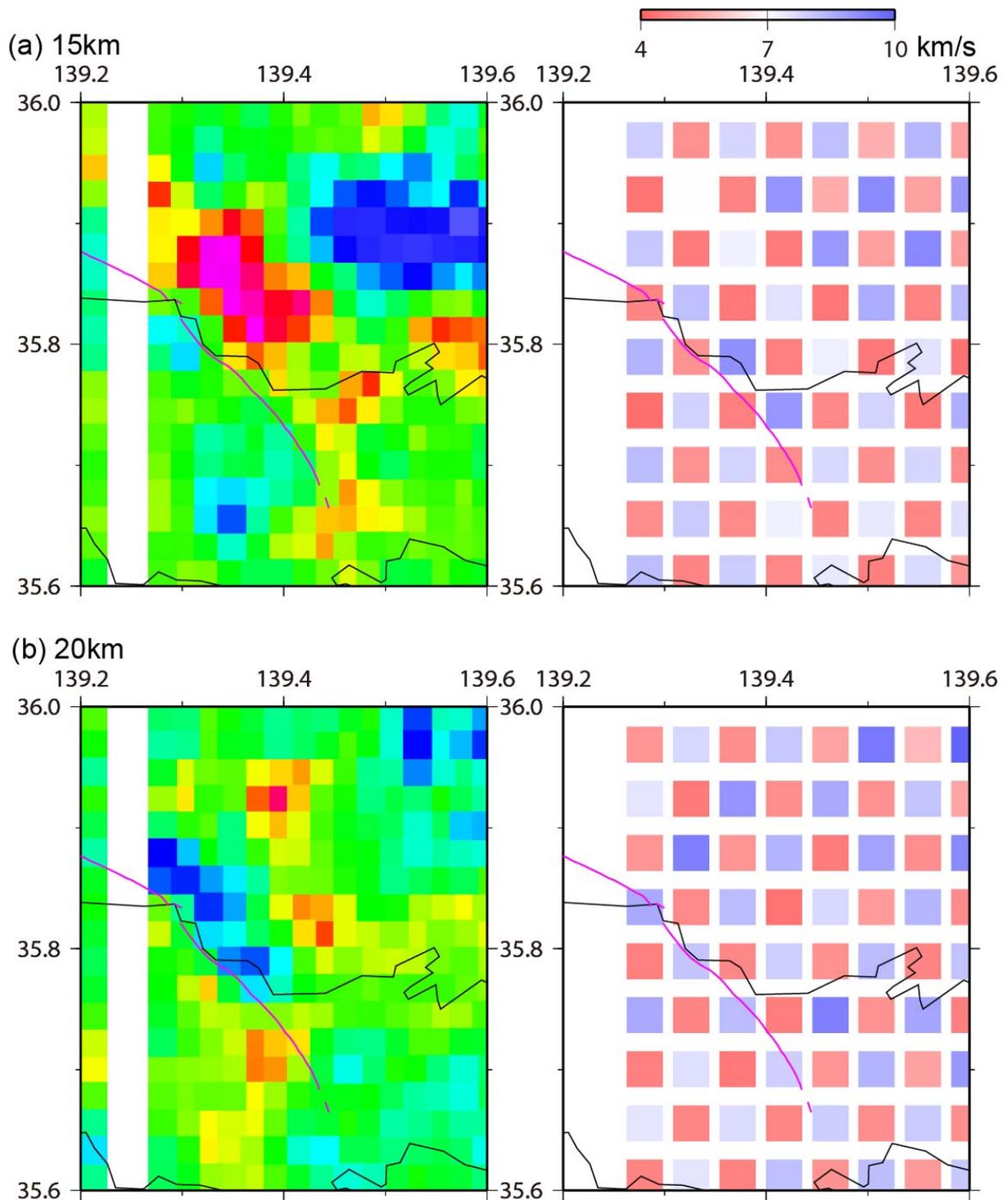


図 11 地震波トモグラフィ解析の結果とチェッカーボードテスト。左図はP波速度構造、右図はチェッカーボードテスト。約 5 km 間隔の格子点に 6km/s と 8km/s の速度を交互に置いて計算走時を作り、それをデータとして同様のトモグラフィ解析を行った。(a)深さ 15 km における速度構造とチェッカーボードテスト。(b)深さ 20km における速度構造とチェッカーボードテスト。立川断層北部の東側に見られる低速度領域は、水平に 5km 程度の解像度がある領域であるが、深さ方向にはあまり分解能がないことがわかる。