

### 3. 2. 5. 2 沿岸域の地震活動の把握

#### 目 次

##### (1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 8か年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）
  - 1) 平成25年度
  - 2) 平成26年度
  - 3) 平成27年度
  - 4) 平成28年度
  - 5) 平成29年度
  - 6) 平成30年度
  - 7) 平成31年度
  - 8) 平成32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) 業務の実施方法および成果
  - 1) 三次元地震波速度構造による震源再決定
  - 2) 地震発生層深度の推定
- (c) 結論ならびに今後の課題
- (d) 引用文献
- (e) 成果の論文発表・口頭発表等
- (f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

##### (3) 平成27年度業務計画案

## (1) 業務の内容

### (a) 業務題目

#### 2.5.2 沿岸域の地震活動の把握

### (b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人防災科学技術研究所 観測・予測研究領域 地震・火山防 災研究ユニット	主任研究員	松原 誠
	主任研究員	武田 哲也
	主任研究員	浅野 陽一
	主任研究員	汐見 勝彦
	主任研究員	木村 尚紀
	主任研究員	松本 拓己
	主任研究員	松澤 孝紀
	主任研究員	上野 友岳
	主任研究員	木村 武志

### (c) 業務の目的

陸域の自然地震観測網のデータを基に、詳細な震源分布を明らかにし、地震発生層の下限をもとに断層面の深さについて推定する。また、発震機構解を基に断層面上のすべり角を推定する。

### (d) 8か年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

#### 1) 平成25年度：

日本海沿岸域における地震活動データから、震源断層モデルにおいて重要なパラメータである地震発生層深度とすべり角の初期的情報を提供した。地震発生層深度は、ルーチン震源データに基づき、地震発生層の下限と上限の深さ（D90 と D10）の計算を実施した。その結果を基に他のサブテーマで推定された予備震源断層の位置・形状情報から、各震源断層における地震発生深度の見積もりを行った。一方、すべり角は、既存の地殻応力研究の結果に基づいた日本島弧の広域応力場に基づき、前述の予備震源断層の位置・形状情報の走向・傾斜角のデータから、最適なすべり角を推定した。

#### 2) 平成26年度：

日本海沿岸域における地震発生層深度の改善を図ることを目的に、使用する速度モデルを信頼性のある三次元速度構造を考慮した震源再決定を行う。これによって震源の精度（特に深さ方向）が向上することから、得られた結果より、地震発生層深度を推定し直し、前年度に推定した震源断層ごとのモデルパラメータ更新を行う。

3) 平成27年度：

沿岸域での地震活動を詳細に把握するために、速度構造の高精度化を図る。既存の観測網で観測された海域の制御震源の記録と自然地震のデータを用いて、三次元速度構造を高度化する。平成27年度は、新潟沖周辺の地域を対象とする。

4) 平成28年度：

改良された三次元速度構造を用いて震源再決定を実施して、震源断層モデルの地震発生層深度の情報を更新する。また、変換波の情報をを用いて沿岸域の震源の深さ精度を向上させる手法を開発する。

5) 平成29年度：

北陸・近畿沿岸地域で発生した地震の変換波の読み取りを行い、H28年度に開発した手法を用いて震源再決定を行う。その震源分布に基づき、微小地震のメカニズム解の決定を行い、北陸・近畿沿岸地域の細分化した応力場の推定を行う。これらの結果から、北陸・近畿沿岸地域の地震発生層深度と断層すべり角の情報を更新する。

6) 平成30年度：

山陰・九州沿岸地域で発生した地震の変換波の読み取りを行い、H28年度に開発した手法を用いて震源再決定を行う。その震源分布に基づき、微小地震のメカニズム解の決定を行い、山陰・九州沿岸地域の細分化した応力場の推定を行う。これらの結果から、山陰・九州地域の地震発生層深度と断層すべり角の情報を更新する。

7) 平成31年度：

北海道・青森沿岸地域で発生した地震の変換波の読み取りを行い、H28年度に開発した手法を用いて震源再決定を行う。その震源分布に基づき、微小地震のメカニズム解の決定を行い、北海道・青森沿岸地域の細分化した応力場の推定を行う。これらの結果から、北海道・青森沿岸地域の地震発生層深度と断層すべり角の情報を更新する。

8) 平成32年度：

これまでの調査結果を取り入れた三次元速度構造モデルを構築し、それに基づき震源再決定を行い、日本海側全域の地震発生層深度の最終的な情報を提供する。合わせて、これまで得られた微小地震メカニズム解を全て取り込み、断層すべり角の最終的な情報を提供する。

(e) 平成26年度業務目的

地震発生層深度の推定精度を向上させるために、一次元地震波速度構造によって推定されているルーチン震源データを、地震波トモグラフィ法等で推定されている三次元速度構造を用いて震源再決定を実施する。得られる再決定震源データから D90 および D10 の推定を実施し、震源断層モデルパラメータにおける地震発生層深度の情報を更新する。

## (2) 平成26年度の成果

### (a) 業務の要約

地震発生層深度の推定精度を向上させるために、一次元地震波速度構造によって推定されているルーチン震源データを、地震波トモグラフィ法等で推定されている三次元速度構造を用いて震源再決定を実施した。得られた再決定震源データから地震発生層の下限と上限の深さ（D90とD10）の推定を実施し、震源断層モデルパラメータにおける地震発生層深度の情報を更新した。

### (b) 業務の実施方法および成果

#### 1) 三次元地震波速度構造による震源再決定

##### a) はじめに

地震発生層深度を精度良く求めるためには、震源決定の精度の向上が必要である。防災科学技術研究所（防災科研）の高感度地震観測網（Hi-net）では一次元地震波速度構造（鶴川、1984<sup>1)</sup>）を用いて、震源カタログを構築している。しかし、実際の地下構造は複雑であり、精度良く震源を決めるには、三次元地震波速度構造を用いる必要がある。防災科研 Hi-net や気象庁、大学等の観測点で観測された地震波の到達時刻データを利用して、Matsubara and Obara, 2011<sup>2)</sup> により日本列島の下の広域で詳細な三次元地震波速度構造が推定されている。この三次元地震波速度構造を用いて、日本海沿岸域の地震の震源再決定を行った。また、新潟県においては、Kato et al. (2009)<sup>3)</sup>により2004年新潟県中越地震及び2007年新潟県中越沖地震の余震を用いた更に詳細な速度構造が推定されている。両地震の余震域周辺の地震については、Kato et al. (2009)<sup>3)</sup>の構造を用いた震源再決定も行った。

##### b) 手法およびデータ

Matsubara and Obara, 2011<sup>2)</sup> は、陸域に展開された防災科研 Hi-net や気象庁、大学などの観測網により観測された地震波到達時刻データを用いて、日本列島下の広域な三次元地震波速度構造を推定している。さらに、陸域の下の地震に加えて、防災科研の広帯域観測網（F-net）で推定された地震の深さを固定して解析することにより、陸域の下だけではなく、海域の下の速度構造も推定している。この三次元地震波速度構造を用いて、防災科研 Hi-net において一次元地震波速度構造を用いて定常処理で決められた地震の震源を再決定するシステムを構築した。震源を計算するには、地震波の波線経路と走時（震源から観測点まで地震波が到達する所要時間）を計算する必要がある。一つの地震について、波線を1本1本計算していると非常に時間を要する。そのため、この破線経路の計算部分には並列化が可能なシステムを構築し、計算時間の効率化を図った。12並列が最適であるという結果になった。

活断層に関わる地震活動の研究であることから、地殻内地震の活動に限るため、深さ50km以浅の地震について解析を行った。日本海沿岸において2000年10月から2014年7月までに防災科研 Hi-net の定常処理により決められた地震の個数は、295069個である（図1）。地震発生層の厚さを推定するためには、発生したすべての地震を捉えている必要

がある。しかし、小さい地震については、地震波の振幅が小さく、地震波の到達時刻を読み取れる観測点が少ない等のため、全ての地震を捉えられていない。そのため、マグニチュード別の頻度分布（図 2）から、解析領域ではマグニチュード（M）1.5 以上の 93845 個の地震は全て捉えていると判断し、これらの地震を三次元地震波速度構造により再決定することとした（図 3）。

また、新潟県においては、2004 年中越地震と 2007 年中越沖地震の余震域を含む領域における詳細な三次元地震波速度構造が得られている（Kato et al., 2009<sup>3)</sup>）。この領域においては、広域な三次元地震波速度構造（Matsubara and Obara, 2011<sup>2)</sup>）に加えて、さらに詳細な構造（Kato et al., 2009<sup>3)</sup>）による震源再決定を行った。

### c) 解析結果と議論

広域な三次元地震波速度構造（Matsubara and Obara, 2011<sup>2)</sup>）により再決定した震源分布を図 4 に示す。三次元地震波速度構造の分解能のある領域に決まった震源に限るため、地震の個数は 73261 個となった。新潟県地域を拡大した震源分布を図 5 に示す。三次元地震波速度構造を用いることにより深さ 5km 以浅の浅い地震は約 2km 程度深く、深さ 15km ~ 30km の深い地震は約 5km 浅く再決定された。これは、速度構造の改善とともに、観測点補正値を考慮することにより、地表付近の堆積層の影響が除かれたためである。水平位置については、内陸の中越地震の余震は 1km 程度北西（海側）へ、沿岸域の中越沖地震の余震は 1km 程度南東（陸側）へ移動した。

新潟県における詳細な三次元地震波速度構造（Kato et al., 2009<sup>3)</sup>）により再決定した震源分布を図 6 に示す。深さ方向については、どちらの三次元地震波速度構造を用いても、浅い地震が深く、深い地震が浅く移動し、顕著な違いは見られない。しかし、Kato et al., 2009<sup>3)</sup> による地震波速度構造では Matsubara and Obara, 2011<sup>2)</sup> による構造と比べて、深さ 5km 以浅の低速度領域がより顕著に推定されている（図 7）。そのため、内陸の中越地震の余震は約 2km 程度北西（海側）へ、沿岸域の中越沖地震の余震は約 2km 程度南東（陸側）へ移動した。

## 2) 地震発生層深度の推定

### a) はじめに

地震発生層深度は、活断層において発生する地震の破壊領域の下限に結びつくため、破壊領域の大きさ、すなわち、地震の規模に直結する。地震発生層は地殻内部における脆性破壊が可能な領域に対応し、その性質は、物質・温度・圧力に依存するものである。地殻内の物質は地域により異なり、火山の有無などにより、温度分布にも地域性が存在する。そのため、地震発生層深度は震源断層ごとのように、細かい精度で調べる必要がある。

本解析では、地震発生深度を推定する方法として、防災科研 Hi-net の整備により十分なデータの蓄積があり、広域において均質なデータが存在する微小地震の発生分布から推定する手法を採用する。微小地震の発生分布から地震発生層深度を精度よく求めるには、精度の良い震源情報が必要である。そこで、三次元地震波速度構造により決定した震源情報を活用して、地震発生層の下限と上限（D90 と D10）を再解析した。

## b) 手法およびデータ

地震発生層深度の推定方法についてまとめる。まず、解析対象領域において、 $0.1^\circ$  (約 10km) 間隔でグリッドを面的に配置する。それぞれのグリッドを中心として、四方 (東西南北)  $\sim 0.2^\circ$  (約 20km) の範囲 (約 40km 四方) における深さ 50km までの直方体内において発生した地震のデータセットを作成する。この地震のデータセットの中で、上方 (浅方) に 90% の地震が含まれる深さを D90 として、地震発生層の下限とし、浅方に 10% の地震が含まれる深さを D10 として、地震発生層の上限とする。なお、直方体の中に 10 個以上の地震が存在するときにこれらの値を推定し、10 個に満たないグリッドは解析対象から外した。

## c) 解析結果と議論

防災科研 Hi-net の定常処理の震源分布で得られた D90 および D10 の分布及び三次元地震波速度構造により再決定された震源分布を用いて解析された D90 および D10 の分布をそれぞれ図 8 および図 9 に示す。D90 は一次元地震波速度構造に基づく深さよりも三次元地震波速度構造に基づく深さのほうが浅くなった。北海道北部では陸域から沿岸海域に至るまで、9~24km までの深さに達する。北海道南部では、陸域では 9~15km であるのに対し、沿岸海域では 16~24km と深くなる。青森県から新潟県にかけての領域の陸域では、海岸から 20km 以上内陸の地域では 8~16km である。しかし、海岸から約 20 km 以内の沿岸地域は 16~24km と深くなる。さらに、山形県沖の飛島周辺や新潟県沖では深さ 30km 程度まで達する領域も存在する。富山県から鳥取県にかけての領域は 11~16km であった。三次元地震波速度構造に基づく D10 は一次元地震波速度構造に基づく深さよりも深くなった。北海道及び山形県~鳥取県の陸域では、深さ 4~8km に分布している。このうち、京都府では一部で深さ 8km よりも深くなる地域もある。一方、秋田県~青森県にかけての陸域では、深さ 8~12km と深くなっている。沿岸海域については、北海道沖では陸域と同程度の 4~8km である。しかし、青森県以南の沿岸域の D10 は、陸域に比べて深くなり、8~16km であった。

地震発生層の厚さは、一次元地震波速度構造に基づく厚さよりも三次元地震波速度構造に基づいた厚さのほうが薄くなった (図 10)。北海道北部では陸域から沿岸海域まで北側の 18km から南側の 5 km 程度と地域により大きな差が存在する。北海道南部では陸域では 4~8km 程度であるのに対し、海域では 6~14km と厚くなる。青森県から秋田県の男鹿半島付近では 2~8km 程度である。一方、男鹿半島以南~新潟県にかけての地域では、陸域においても 8~16km と非常に厚く、特に海域に向かって厚くなっている。富山県~鳥取県の地域では、2~7km と薄くなっている。

Omuralieva et al. (2012)<sup>4)</sup>は、気象庁一元化震源を三次元地震波速度構造で再決定したうえで、D90 を推定している。本研究と同様三次元地震波速度構造に基づく D90 は気象庁一元化に基づくものよりも浅くなっている。また、北海道北部、秋田県から新潟県にかけての沿岸で深く、富山県より西で浅い点も一致する。

## (c) 結論ならびに今後の課題

三次元地震波速度構造を考慮した震源再決定システムを構築した。このシステムを活用

して、一次元地震波速度構造により決定した防災科研 Hi-net のルーチン震源を三次元地震波速度構造により再決定した。三次元速度構造により再決定された震源分布を用いて、地震発生層の上限、下限および厚さを再推定した。その結果、新潟以北では地震発生層が深く、厚さも厚い一方、富山以西では地震発生層の位置は浅く、厚さも薄いことが明らかになった。

利用している三次元地震波速度構造は、陸域の観測網による解析のため、海域下浅部については分解能が良くない。そこで、海域の速度構造を改善する必要がある。海域における探査のデータなどを活用して地震波速度構造解析をする必要がある。海域下浅部の速度構造の質が向上することにより、日本海沿岸における海域活断層の断層破壊域の大きさやすべり角等の高精度な推定に結びつけることができる。

(d) 引用文献

- 1) 鵜川元雄・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.53, pp.1-88, 1984.
- 2) Matsubara M. and Obara K.: The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, Earth Planets Space, 63, pp.663-667, 2011.
- 3) Kato, A., Kurashimo, E., Igarashi, T., Sakai, S., Iidaka, T., Shinohara, M., Kanazawa, T., Yamada, T., Hirata, N., and Iwasaki T. : Reactivation of ancient rift systems triggers devastating intraplate earthquakes, Geophys. Res. Lett., Vol. 36, L05301, 2009.
- 4) Omuralieva, A. M., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., Nakajima, J., and Okada, T. : Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis, Vol. 518-521, pp.93-105, 2012.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

### (3) 平成27年度業務計画案

沿岸域での地震活動を詳細に把握するために、速度構造の高精度化を図る。既存の観測網で観測された海域の制御震源の記録と自然地震のデータを用いて、三次元速度構造を高度化する。平成27年度は、新潟沖周辺の地域を対象とする。

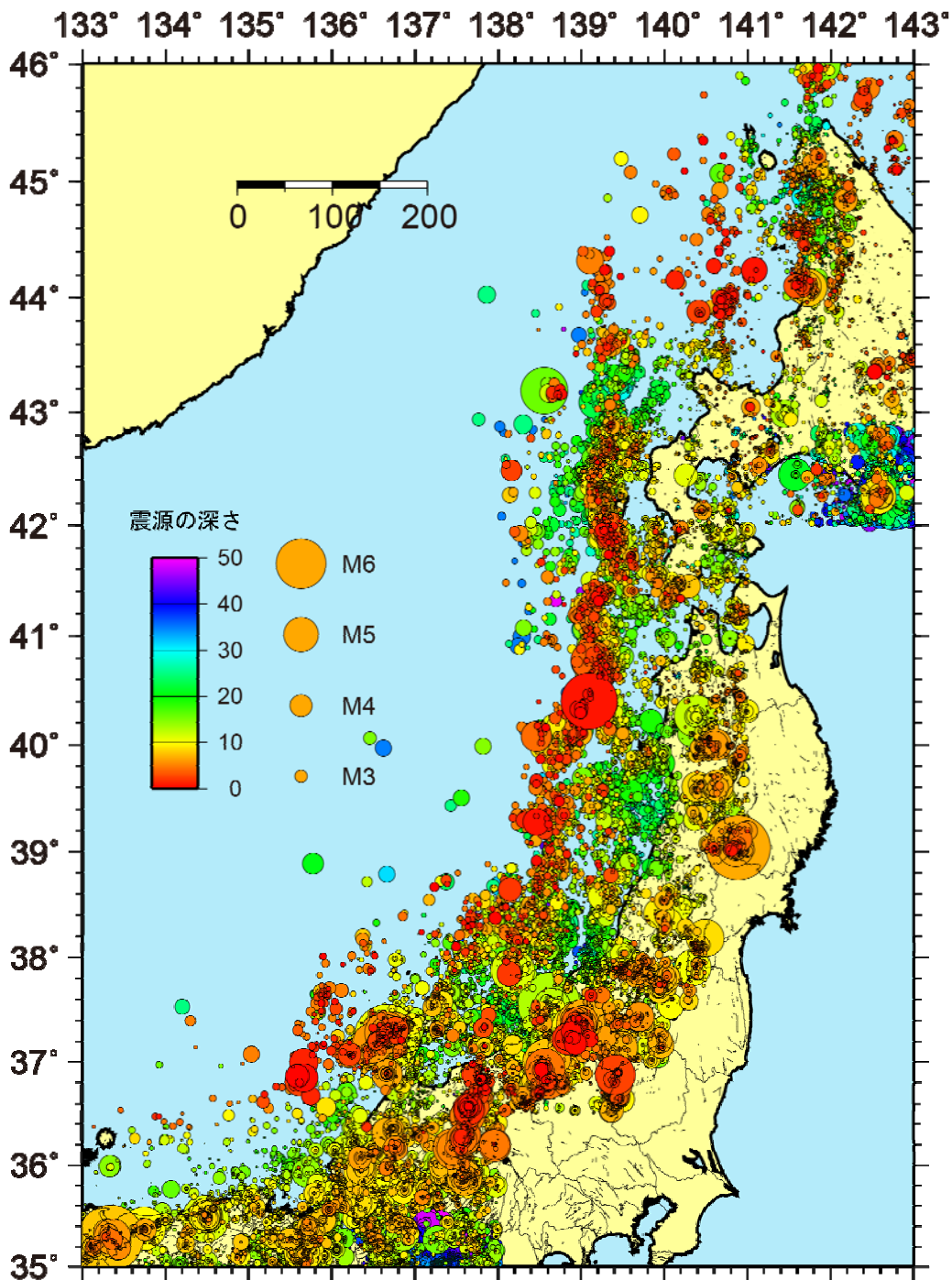


図1 防災科学技術研究所（防災科研）高感度地震観測網（Hi-net）の定常処理により決められた震源分布（2000年10月～2014年3月）。



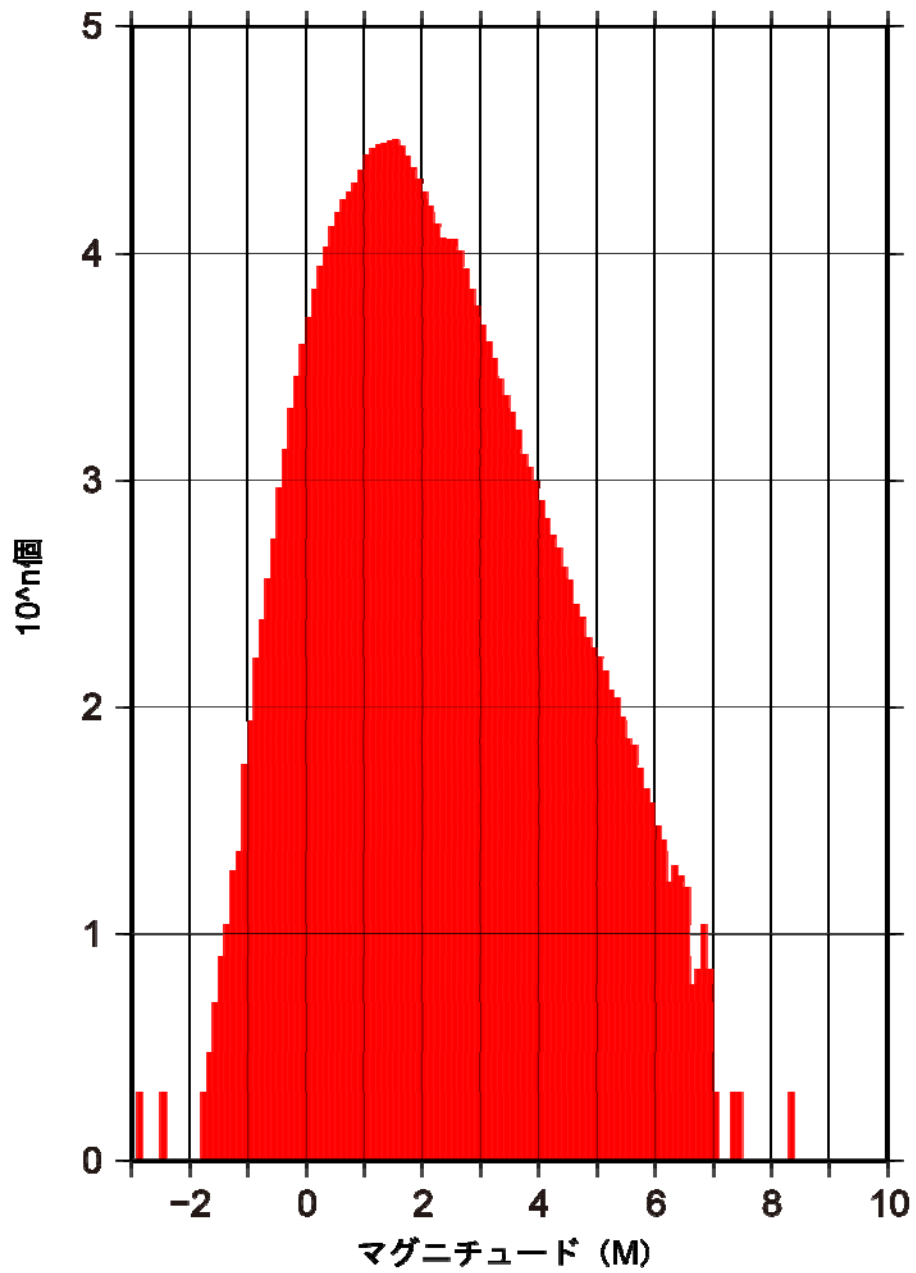


図2 防災科研 Hi-net により解析領域に決められた地震のマグニチュード(M)頻度分布。  
M1.5以上の地震は全て捉えられていると考えられる。

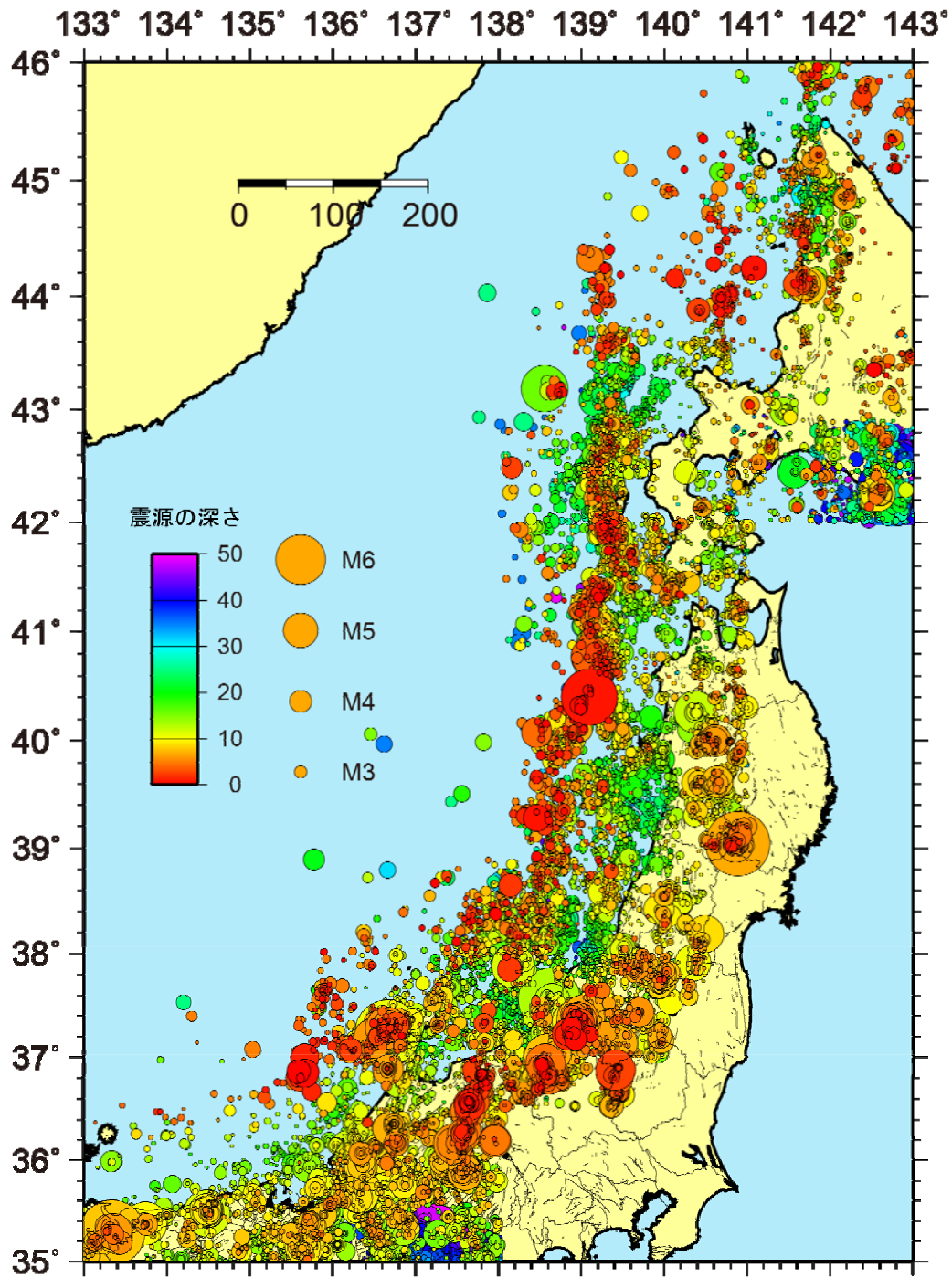


図3 D90 および D10 の推定に使用した防災科研 Hi-net の定常処理により決められた M1.5 以上の地震の震源分布 (2000 年 10 月～2014 年 3 月)。

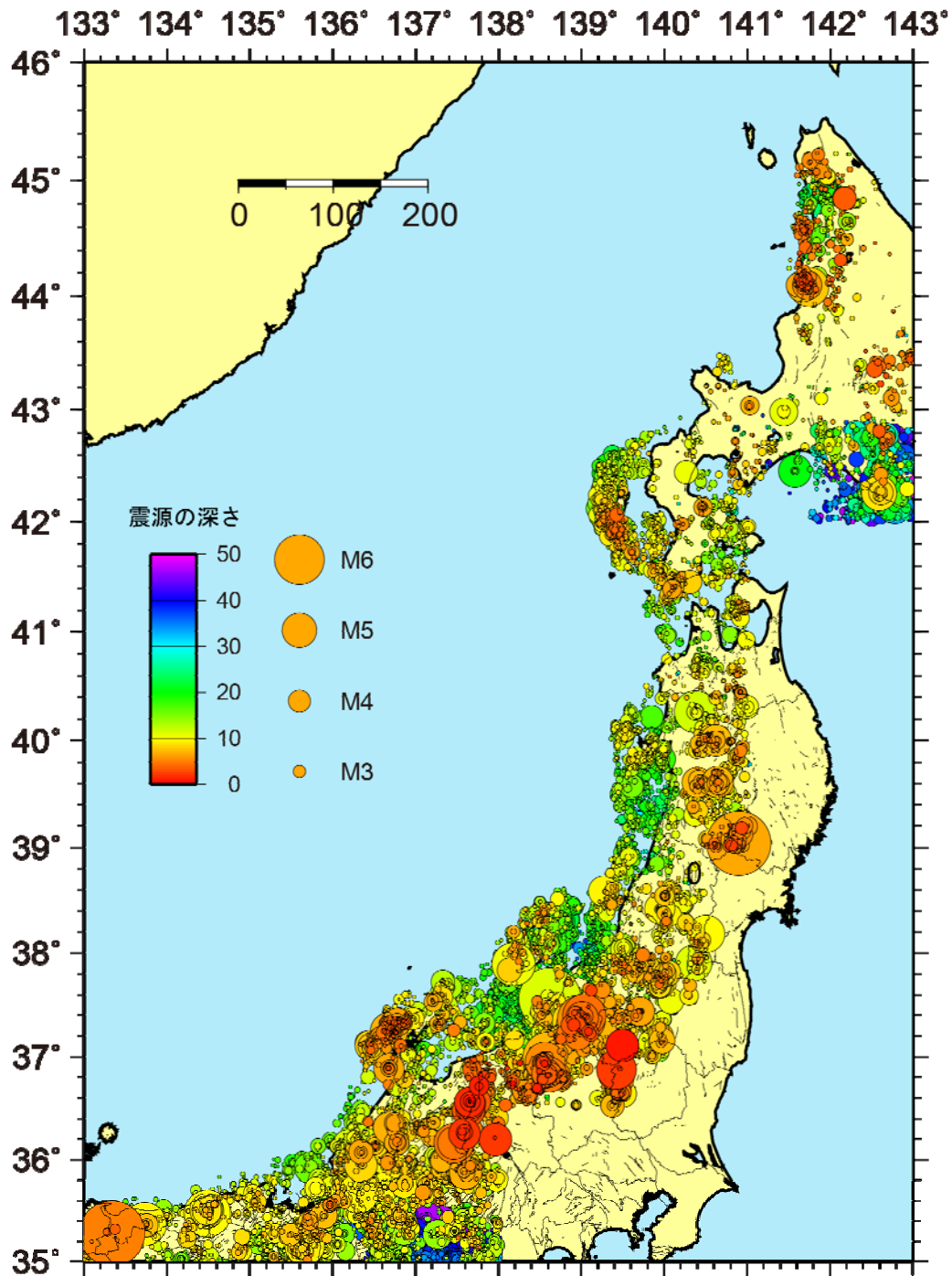


図4 三次元地震波速度構造 (Matsubara and Obara, 2011<sup>2)</sup>) により再決定した震源分布。

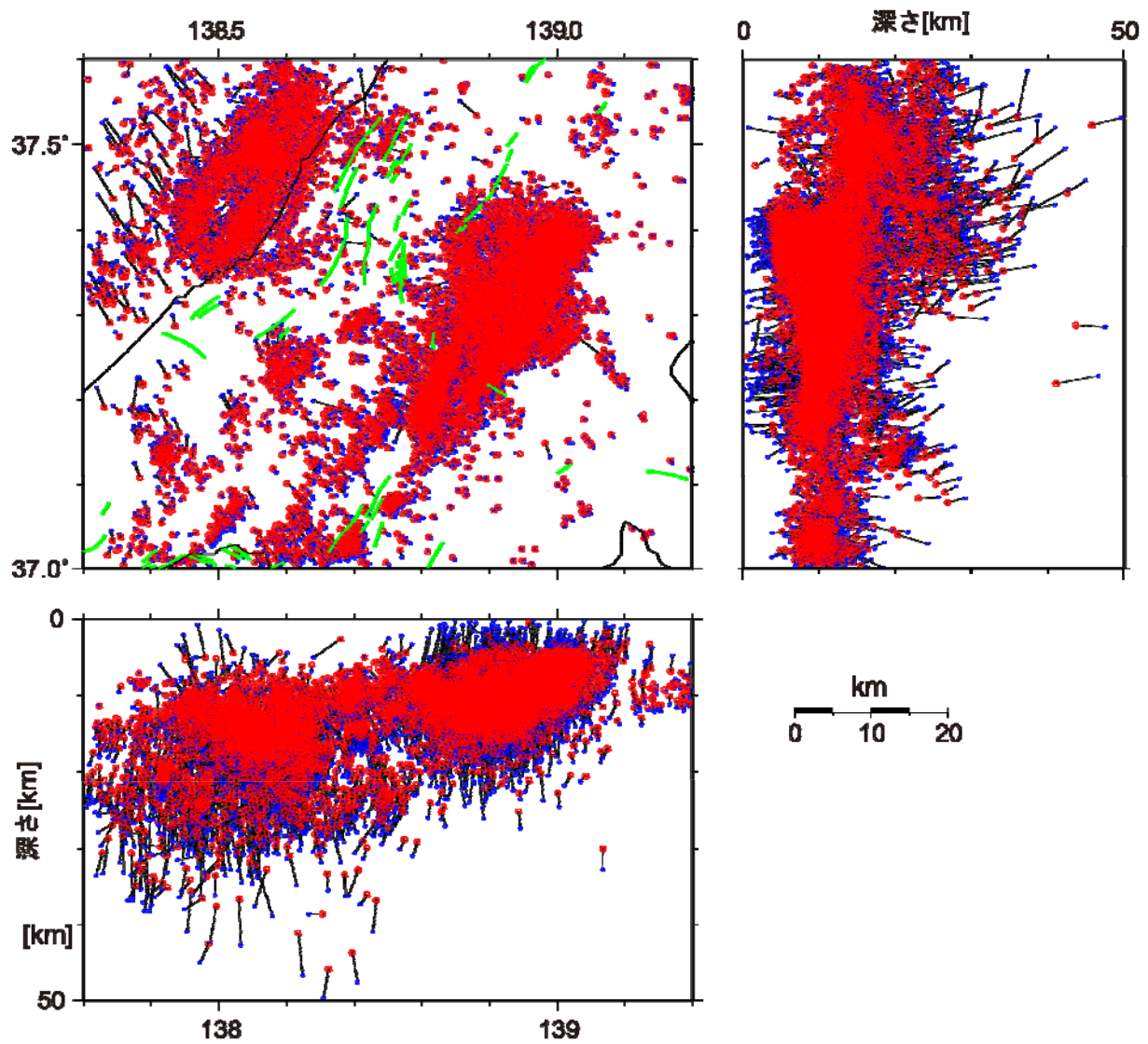


図 5 新潟県中越地震および中越沖地震の震源域を拡大した三次元地震波速度構造 (Matsubara and Obara, 2011<sup>2)</sup>) により再決定した震源分布 (赤丸)。一次元地震波速度構造により決められた震源分布 (青点) からの移動を示す。

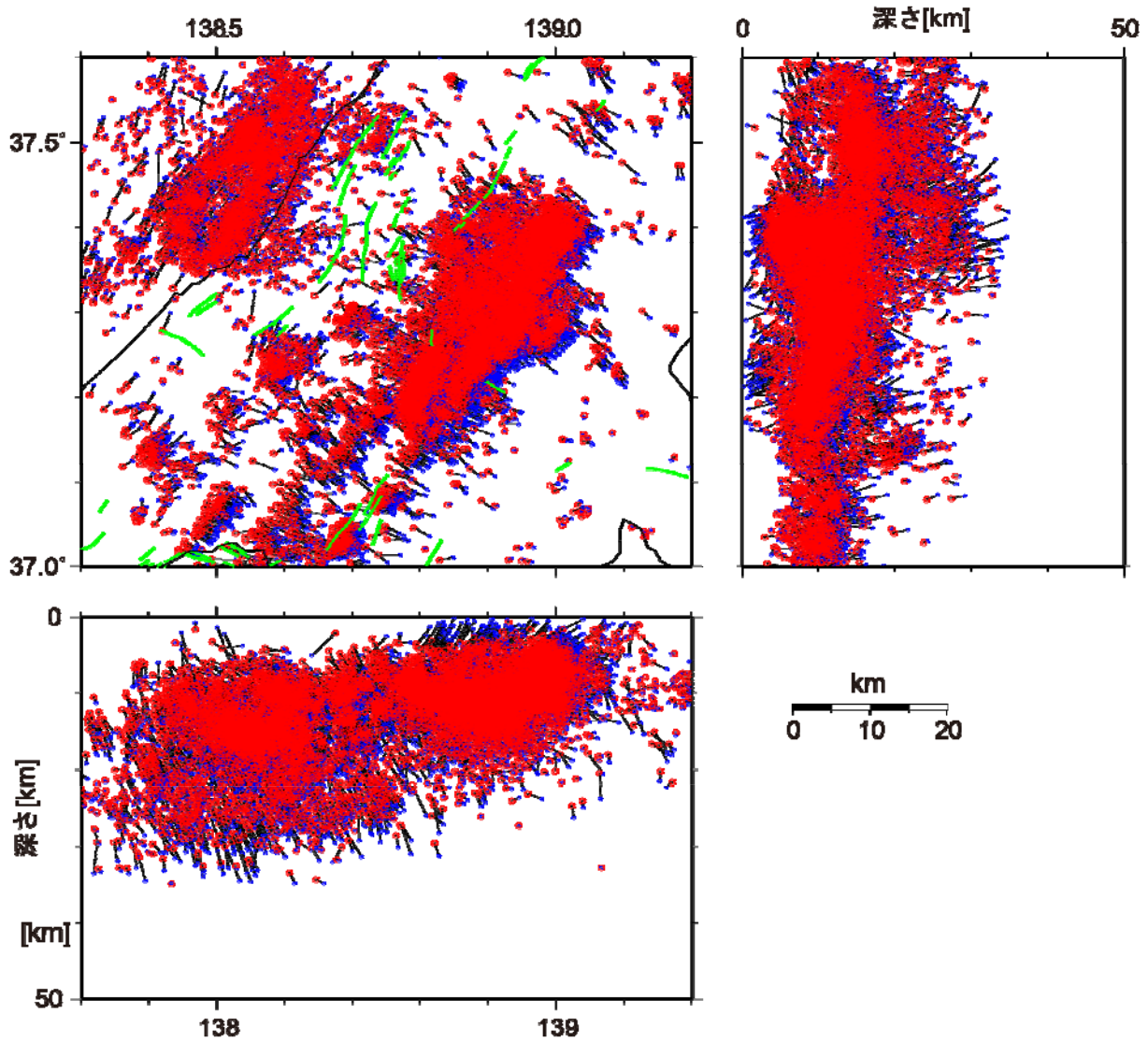


図6 新潟県中越地震および中越沖地震の震源域を拡大した三次元地震波速度構造 (Kato et al., 2009<sup>3)</sup>) により再決定した震源分布 (赤丸)。一次元地震波速度構造により決められた震源分布 (青点) からの移動を示す。

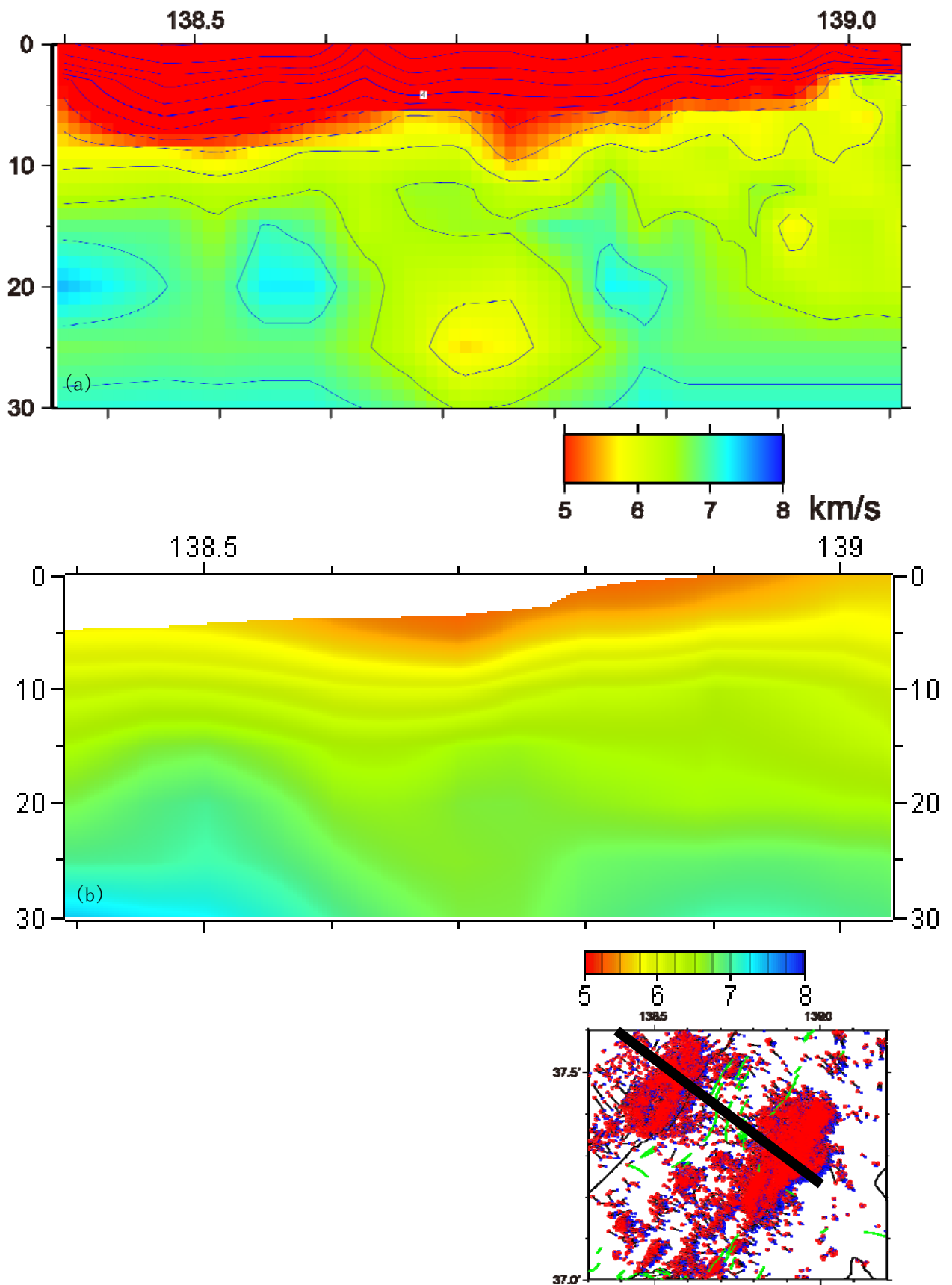


図7 新潟県中越地震から中越沖地震の震源域に至る領域の下の三次元地震波速度構造 (a)Kato et al., 2009<sup>3)</sup>による速度構造。(b) Matsubara and Obara, 2011<sup>2)</sup>による速度構造。

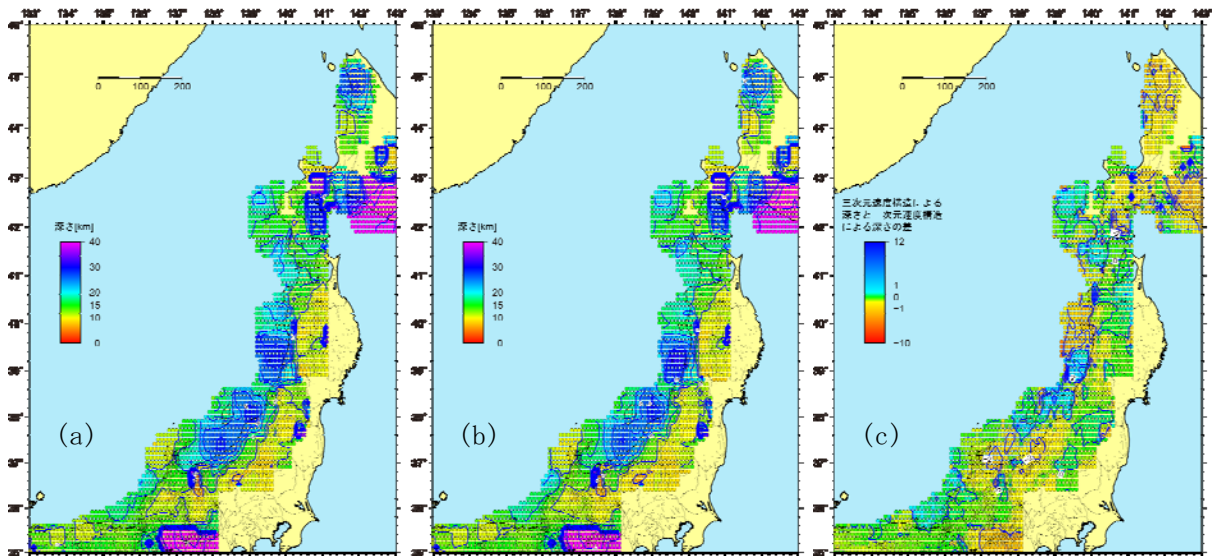


図 8 D90 の深さ分布。(a)一次元地震波速度構造により決められた震源分布に基づく。(b)三次元地震波速度構造により決められた震源分布に基づく。(c)三次元地震波速度構造に基づく深さと一次元地震波速度構造に基づく深さとの差。

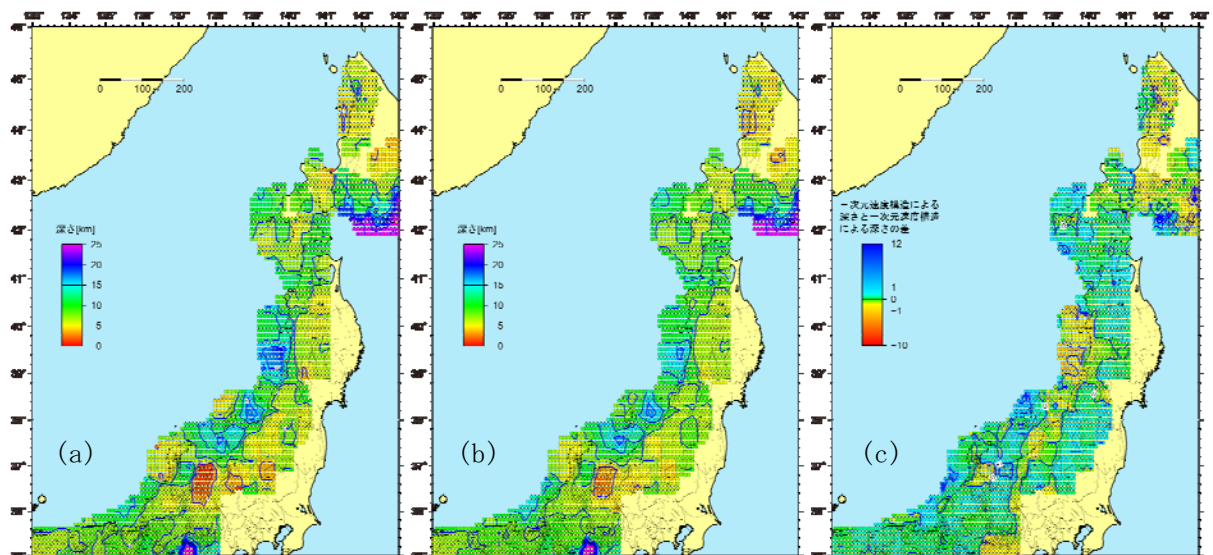


図 9 D10 の深さ分布。(a)一次元地震波速度構造により決められた震源分布に基づく。(b)三次元地震波速度構造により決められた震源分布に基づく。(c)三次元地震波速度構造に基づく深さと一次元地震波速度構造に基づく深さとの差。

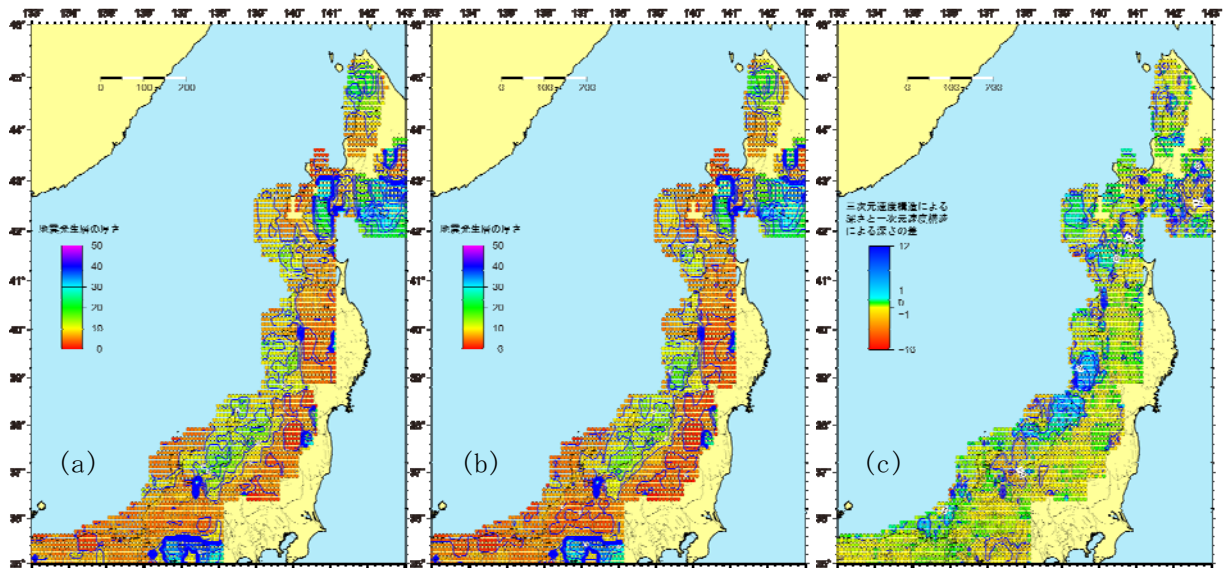


図 10 地震発生層の厚さ分布。(a)一次元地震波速度構造により決められた震源分布に基づく。(b) 三次元地震波速度構造により決められた震源分布に基づく。(c)三次元地震波速度構造に基づく厚さと一次元地震波速度構造に基づく厚さとの差。