3.1.1.3 首都圏を含む関東広域の地震発生過程の解明

(1)業務の内容

(a) 業務の目的

MeSO-net データと防災科学技術研究所高感度地震観測網(Hi-net)等の既存データを統合して、関東広域のプレート構造と地震活動の関係を解明する。統合データを蓄積して、データベースを構築し、MeSO-net開始以前を含む長期・広域の地震活動を解明する。

(b) 平成 27 年度業務目的

- 1)国立大学法人東京大学地震研究所の「データ収集・処理・公開センター」で収集された首都圏地震観測網(MeSO-net)の自然地震観測データを受信し、首都圏内における国立研究開発法人防災科学技術研究所高感度地震観測網(Hi-net)をはじめとした既存の地震観測データとの統合処理を引き続き行い、地震波形統合データベースの構築・保管を継続する。
- 2)統合データベースを元に、高精度震源・メカニズム解推定結果による地震クラスターの分類および地震波形解析によるプレート構造推定にもとづき首都圏における長期・広域の地震活動を解明するため、自然地震の後続位相解析および3次元的な減衰構造解明のための手法開発を進める。

(c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立研究開発法人防災科学技術研究所	主任研究員	木村 尚紀	kimura@bosai.go.jp
国立研究開発法人防災科学技術研究所	地震・火山防災研	関口 渉次	
	究ユニット長		
国立研究開発法人防災科学技術研究所	地震・火山観測デ	青井 真	
	ータセンター長		
国立研究開発法人防災科学技術研究所	主任研究員	汐見 勝彦	
国立研究開発法人防災科学技術研究所	主任研究員	淺野 陽一	
国立研究開発法人防災科学技術研究所	主任研究員	松原 誠	
国立研究開発法人防災科学技術研究所	主任研究員	武田 哲也	
国立研究開発法人防災科学技術研究所	主任研究員	松澤 孝紀	

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

- 1)国立大学法人東京大学地震研究所の「データ収集・処理・公開センター」で収集された首都圏地震観測網(MeSO-net)の自然地震観測データを受信し、首都圏内における国立研究開発法人防災科学技術研究所高感度地震観測網(Hi-net)をはじめとした既存の地震観測データとの統合処理を引き続き行い、地震波形統合データベースの構築・保管を継続した。
- 2) 統合データベースを元に、高精度震源・メカニズム解推定結果による地震クラスタ

ーの分類および地震波形解析によるプレート構造推定にもとづき首都圏における長期・広域の地震活動を解明するため、自然地震の後続位相解析および3次元的な減衰 構造解明のための手法開発を進めた。

(b) 業務の成果

1) 統合処理による地震波形統合データベースの構築・保管

国立大学法人東京大学地震研究所の「データ収集・処理・公開センター」で収集された 首都圏地震観測網(MeSO-net)の自然地震観測データを受信し、首都圏内における国立研 究開発法人防災科学技術研究所(以下、防災科研とする)高感度地震観測網(Hi-net)をはじ めとした既存の地震観測データとの統合処理を引き続き行い、地震波形統合データベース の構築・保管を継続した。

防災科研ネットワークの上流ネットワークである、つくば WAN のインターネット接続 サービスが終了するため、「データ収集・処理・公開センター」の担当者と協議の上、デー タ受信経路を国立情報学研究所の運営する次期学術情報ネットワーク (SINET5)の L2VPLS に変更した。

2) 統合データベースを用いた長期・広域の地震活動の解明

統合データベースを元に、自然地震の後続位相解析および3次元的な減衰構造解明のた めの手法開発を進めた。後続位相の解析によりプレート境界の形状・性状を解明し、減衰 構造解明により揺れの強さを推定し震度予測への貢献が期待でき、これらの成果を活用す ることで、長期・広域の地震活動の解明を進める。

課題 1.a1「首都圏主部での地震発生過程の解明」が首都圏主部のプレート沈み込み帯を、 課題 1.a2「首都圏南西部での地震発生過程の解明」が首都圏南西部のプレート衝突域を主 な研究対象としているのに対し、本課題は首都圏を含む関東広域を対象としており、また、 時間的にも MeSO-net 開始以前を含む長期間を対象としている点が異なる。異なる時空間 スケール(長期広域)を解析対象とすることで、あるいは異なる手法を用いることで、相互 に補完し信頼性を向上することが期待される。

a) 自然地震の後続位相解析のための手法開発

i)はじめに

関東広域のプレート構造と地震活動の関係を解明するために、詳細な地下構造を明らか にすることは重要である。震源から放射された地震波は、地下構造の影響を受けながら観 測点まで到達する。伝播経路に速度不連続が存在する場合、反射波や変換波が生成される ため、自然地震の後続位相は地下の速度構造について有用な情報を与えてくれる。

房総半島沖では、フィリピン海プレート上面に沿って発生するプレート境界型地震より 深い地震の波形記録に、P 波とS 波の間に到達する位相がしばしば見られる。既存の研究 により、多数の地震の波形記録を検討し、深部反射法構造探査によるイメージングの結果 と詳細に比較した解析により、フィリピン海プレート最上部を構成する火山性砕屑物・火 山岩層(以下、volcaniclastic and volcanic rock (VCR)層とする)下面での PS 変換波に同定さ れ、さらに相似地震と比較することにより底付け作用の発見につながっている(Kimura et al., 2010) ¹)_o

その後、房総半島を含む首都圏において、本プロジェクトの前身にあたる首都直下地震 防災・減災特別プロジェクト(2007-2011年度)により、それまでよりはるかに稠密な観測 網である MeSO-net が構築された。MeSO-net の観測点分布と構築の経緯は以下のようであ る。MeSO-net は、4本の直線状のアレイ観測点と半径約80kmの範囲に面状に分布する観 測点からなり、観測点間隔は、アレイ観測点では約2-3km、面的な観測点では約4-10km で、中心で密である(平田、2013)²⁾。MeSO-net 構築に際して、まずアレイ観測点が構築さ れ、次いで面状観測点が構築された(酒井・平田、2009)³⁾。2007年度は、アレイ観測点で あるつくば藤沢測線(間隔約2km)が房総測線とほぼ並行に設置され、さらに東京都23区の 観測点の合計46観測点が設置された。房総測線は、さらに前身の大都市大震災軽減化特別 プロジェクト(2002-2006年度)で整備された房総半島中央部を北北東から南南西方向に 縦断するアレイ観測点である(間隔約3km)(平田、2007)⁴⁾。2008年度は、入間銚子測線、藤 岡九十九里測線、および富士山測線の3本のアレイ観測点と、東京都23区部や東京湾内 の観測点からなる、127観測点が設置された。2009年度は、東京都東部と千葉県西部を中 心として、関東一円の48観測点が設置された。2010年度以降は、残りの観測点が設置さ れた。

MeSO-net によっても、房総半島沖で発生する地震による変換波が捉えられている(酒井 ほか、2008)⁵。堆積層を考慮した変換波の走時を検討した結果、フィリピン海プレート上 面に沿って発生するプレート境界型地震で見られる変換波は堆積層基盤、これより深い地 震で見られる変換波は堆積層基盤および VCR 層からの SP 変換波に相当することが明らか となった(平田、2013)²⁾。この当時は、MeSO-net の初期の測線(房総半島では房総測線の 北方延長および藤岡-九十九里測線)が構築された状態であり、半島中央部から北西部でも 変換波が観測された。房総半島南東岸では既存のモデルで変換波の走時を説明できるが、 当時の限られた観測点分布でも、半島中央部および北西部では走時のずれが大きくなる傾 向が認められた。そこで、構築の途上とはいえ既存の観測網よりはるかに稠密な MeSO-net の観測点分布を活かし、変換面の形状を推定した(平田、2013)²⁾。その後、MeSO-net の構 築が完了し、観測データの蓄積が進んだことから、前年度には、新たな MeSO-net の自然 地震観測データを取り込むための手法開発を進めた。その過程で、グリッドサーチの解像 度の向上および読み取り誤差の適切な評価等が課題としてあげられたため、今年度はこれ らの課題への対応を検討した。

ii) データ

今年度は手法の開発が主目的であるため、基本的に前年度と同じデータを用いた。具体的には、MeSO-net構築が開始して以降、2013年9月16日までに房総半島の周辺で発生した M3以上の地震で、広い範囲でP波およびS波が明瞭な地震を対象とした。これらのうち、なるべく広い範囲に均質に分布する地震5イベントを選択した。

波形読取りの流れは以下のようになる。変換波を連続して追跡できるよう、MeSO-net の測線毎、あるいは面状観測点では近接した観測点が隣り合うように波形トレースの図を 作成し、確認した。解析に使用する帯域を検討したところ、1-4Hz で高周波のノイズが低 減され位相を明瞭に確認できるため、以後はこの帯域を用いた。P 波と S 波の間に、明瞭 な位相が見られ、近接したある程度の範囲の観測点で連続して追跡できる場合に、変換波 ありとした。その際に、課題 1.a1「首都圏主部での地震発生過程の解明」で取得された P および S 波の読み取り値を活用した。こうした地震について、観測点毎に波形を表示して 変換波の到達走時を読み取った。S 波の直前には堆積層基盤からの変換波が到達すること が分かっているため、S 波より 3 秒以上早く到達し、複数の観測点で連続して明瞭に追跡 できる位相について読取りを行った。また、今年度は PS 変換波の読取りを追加した。地 震波形データの前処理はこれまでと同様とし、1-4Hz の帯域通過フィルターを用いた。読 取りの方針も、基本的に同様とし、複数の観測点で連続して明瞭に追跡できる位相を対象 とした。

変換波の波形例を図 1(P.44)に、1 観測点における 3 成分の波形例および粒子軌跡を図 2(P.44)に示す。10-11 秒の間に、明瞭な位相が連続して確認できる。3 成分波形および粒子 軌跡から上下動成分に卓越することが分かり、SP 変換波と考えられる。観測点毎の読み取 り結果の例を図 3(P.45)に示す。

変換波の走時を比較する際は、直達S波とSP変換波、あるいはPS変換波と直達P波と の走時差を用いた。どちらの波も震源から変換面まではS波あるいはP波として進行する ため、両者の走時差をとることで震源から変換面までの経路の影響は相殺されると期待さ れる。これにより、震源位置の不確定性の影響を取り除くことができる。最終的に使用し た走時差データは、合計で422個となった。なお、観測データには、ノイズレベルおよび 変換波の振幅によって、読取り品質の異なるデータが混在する。これらのデータを適切に 扱えるよう、読取り精度に応じて重みを導入することとした。対象とする地震波のS/N比 が読み取り精度を反映すると考え、S/N比に応じた重みを導入した。

iii)理論走時計算

理論走時の計算は Zelt and Barton (1998) ⁶ による差分法走時計算プログラム Program package for First Arrival Seismic Tomography (FAST) を用いた。FAST による走時計算手法の 概要を以下に記す。計算領域を等間隔のグリッドで表現し、アイコナール方程式を有限差 分法により解くことで初動走時を計算する Vidale (1990) ⁷⁾ の手法を基礎としている。走時は、震源から順次拡張されていく領域を構成する立方体について、片側の走時を計算後、 次の側面について走時を計算していく。波線は、観測点より震源方向に、走時の勾配の最 も急な方向を追跡していくことで得られる(Vidale, 1988)⁸⁾。ただし、速度の勾配が大きい、 あるいは速度不連続の変化が大きい場合に、正確な走時が計算できないという問題点があ ったが、Hole and Zelt (1995)⁹⁾ は、屈折波を計算する処理(head wave operator)を導入し、計算領域のある側面を起点として逆方向に走時を計算することで(reverse propagation)、こ の問題を解決した。さらに、計算対象領域が、なるべく実際の波面に沿って拡大するよう、 走時の小さい順に計算を行うことにより、head wave operator および reverse propagation の 実行回数を減らすことができ、計算速度が約5倍高速化された (Zelt and Barton, 1998)⁹⁾。

差分法による走時計算手法は、波線追跡法に対して、以下の利点がある。波線追跡法で は、波線がちょうど観測点に到達するまで、波線の射出方向を変えながら計算を繰り返す 必要があるため、計算量が多くなりがちである。また、複雑な構造では、波線が到達しな い領域 (shadow zone) が存在する場合や、観測点に到達する波線が複数存在するため (multipath)、初動を求めるまで計算量が多くなる場合がある。これに対して、差分法では、 屈折波あるいは回折波を考慮することで、すべての領域で初動走時が求められるため、こ うした問題が回避できる。今回の解析では、P 波から S 波、あるいはその逆の変換を扱う ため、こうした境界面では速度の変化が大きく、また波線の屈折も大きいため、波線追跡 法では、すべての観測点で安定して走時を計算することは困難であることが容易に想像さ れる。これに対し、今回導入した手法により、安定して走時が計算できると期待される。

初期構造モデルは、昨年度と同様とした。具体的には、Hi-net のルーチン処理で用いら れる構造を参考に作成し、表層の堆積層およびフィリピン海プレートを追加した。関東平 野は厚い未固結堆積物層に覆われるため、「地震ハザードステーション」(Japan Seismic Hazard Information Station, J-SHIS) Ver.2 による深部地盤構造モデル(藤原ほか、2012)¹⁰⁾ を 取り込んだ。VSP法あるいはPS検層によって推定されたP波速度と岩相との対比(林ほか、 2006)¹¹⁾ によれば、深成岩あるいは変成岩により構成される基盤岩はおよそ Vp5.0 km/s 前 後の値を示す。そこで、ここでは速度構造モデルの浅部を J-SHIS による Vp3800m/s 以下 の層で置き換えた。房総半島下に沈み込むフィリピン海プレートの構造は、関東地方に沈 み込む以前の伊豆・小笠原島弧の構造探査の結果(Suyehiro et al., 1996)¹²⁾を元に構築した。 さらに、房総半島沖の深部反射法構造探査によりフィリピン海プレートの最上部にイメー ジングされた VCR 層(Kimura et al., 2009¹); Kimura et al., 2010¹³) を加えた。

房総半島および周辺を含む領域を、グリッドサイズ 0.2 km でモデル化した。モデル領 域の詳細は表1の通りである。変換波の走時は、変換面より浅い領域の速度構造を変換後 の地震波の速度で置き換えて計算した。初期構造モデルに対して得られた理論走時の例を、 図3(P.45)に示す。

	東西	南北	深さ	合計
範囲 (km)	130.0	140.0	85.0	$1,547 \times 10^3 \text{ km}^3$
グリッド数	651	701	426	194,405,526

表1 理論走時計算のためのモデル領域

iv)変換面形状推定

変換面形状決定の際は、初期構造モデルにおけるフィリピン海プレートの位置を変化さ せて、グリッドサーチにより、S 波と SP 変換波あるいは PS 変換波と P 波の走時差の残差 2 乗和(それぞれS_{SP}およびS_{PS})が最小となるモデルを最適解として採用した。残差 2 乗和 は、それぞれ次の式で表される。

$$S_{SP} = \sum_{i} \{ \left[\left({}_{i}T_{S}^{ob} - {}_{i}T_{SP}^{ob} \right) - \left({}_{i}T_{S}^{cal}(c) - {}_{i}T_{SP}^{cal}(c) \right) \right] w_{i} \}^{2}$$

$$S_{PS} = \sum_{i} \{ \left[\left({}_{i}T_{PS}^{ob} - {}_{i}T_{P}^{ob} \right) - \left({}_{i}T_{PS}^{cal}(c) - {}_{i}T_{P}^{cal}(c) \right) \right] w_{i} \}^{2}$$

ここで、 _iT^{ch}_{ph}、 _iT^{ch}_{ph}(c)は、それぞれ i 番目の観測点における位相 ph(S, SP, PS, P) の観 測・理論走時を、wi は重みを、c は変換面の形状を特定するパラメータを表す。 初期構造モデルにおけるフィリピン海プレートの深さを変化させた場合および傾斜さ せた場合について検討した。昨年度と比較して、探索範囲を広げるとともに、深さおよび 傾斜の変化幅を細かくした(表 2)。推定に際して、走時残差が領域ごとに異なる傾向が見ら れ、単一のモデルでは説明できない事例が見られた。一例を図3(P.45)に示す。房総半島 南東岸の勝浦周辺(図中、波線で囲んだ領域)では、初期モデルで走時差がほぼ説明できる のに対し、半島北東部、北西部、および南部では走時の残差が大きく、構造モデルが異な ると考えられる。昨年度は、房総半島南東岸周辺のみを対象として解析を行ったが、今年 度は、領域ごとに構造モデルを推定することとした。これは、MeSO-netの稠密な観測点分 布により、はじめて可能であると言える。震源から離れた点では読取り品質が低下する可 能性があるが、重みの導入により対応できると期待される。初期モデルからの変化量が大 きい場合、変換面の一部が地表にはみ出し、データが計算できない観測点が存在するが、 このようなモデルは地震・領域毎に除外した。

項目	範囲	間隔
深さ	-9 ~ 30 km	-9 ~ 15: 1 km
		15 ~ 30: 5 km
傾斜方向	$S60^{\circ}W \sim N60^{\circ}W$	5°
傾斜角度	0° ~ 60°	5°

表2変換面形状推定のための探索範囲

v)結果および考察

地震および領域毎に解析を行い、変換面が精度よく推定された結果を変換波の種別毎に 重ねて示す(図4、P.45)。変換面の形状には、以下の特徴が見られた。房総半島南東岸直下 (図中波線で示す)ではほぼ平坦で、初期構造モデルと一致し、その北部および北西部で急 に深くなる。今回用いた走時差データでは、震源と変換面の間の経路の影響は相殺され、 変換面が深いほど走時差が大きくなることが期待される。観測データは、前述のように房 総半島南東岸でほぼ初期モデルによる理論値と一致し、その北東部・北西部で残差が正に 大きくなることから、得られた変換面の形状は観測値の特徴をほぼ説明していると考えら れる。こうした特徴は、変換波の種別によらず共通して見られた。PS 変換波による結果 では、北西方向への傾斜がやや緩やかとなっているものの、PS 変換波のデータが相対的 に少ないために、詳細な形状が推定できていない可能性がある。昨年度と比較すると、解 析対象の領域を増やし、データが増加したことで形状が明瞭になった。また、探索のグリ ッド間隔を細かくしたことにより、地震毎・領域毎に得られた結果の連続性が良くなった。

東西・南北断面を図 5 (P.46) に示す。変換点は深さおよそ 18~30 km の範囲に分布し、 東西断面の房総半島南東岸(X: 20~30km)では変換面はほぼ平坦だが、半島中央部(X: 10km) にむかって深くなる。Nakagawa et al.(2010)¹⁴⁾ による地震波速度構造(図 5, P.46 の背景)と 比較すると、変換点は浅部の低速域(地殻)と高速域(マントル)の境界付近に分布する。南北 断面では、変換点は、北に傾き下がる分布を示す。速度構造では、同じく北に傾き下がる 低速な領域が見られ、沈み込むフィリピン海プレートの地殻と考えられる。変換点は、こ の低速域(地殻)と高速域(マントル)の境界付近に分布する。よく見ると、東西断面の X: 20~ 30 km、南北断面の Y: -50~-40 km の範囲では、変換点は速度境界より約 5 km 浅い。こ れは、フィリピン海プレート最上部の VCR 層下面で変換波が励起されているとの既存結 果(Kimura et al., 2010)¹⁾ と整合的と考えられる。トモグラフィー解析は、グリッド間隔 5-10km 程度で広範囲の構造をイメージングすることが可能であるのに対して、変換波の解 析では速度構造の境界を詳細に特定することができる。異なる手法により、房総半島下の フィリピン海プレートの沈み込む様子をとらえることができたと考えられる。

b) 3次元的な減衰構造解明のための手法開発

i) はじめに

首都圏下には、フィリピン海プレートと太平洋プレートの2枚の海洋プレートが沈み込 む非常に複雑な構造となっている。たとえば、2015年9月12日に東京湾下で起きた地震 の最大震度が東京都調布市で観測されるなど、必ずしも震源直上で揺れが大きくなるとは 限らない。MeSO-net 観測点や防災科研、気象庁、大学等の観測点で得られた波形データを 下に、最大振幅値を抽出し、P波やS波の周波数ごとの減衰構造の推定に着手した。

ii)解析技術開発

減衰構造の推定方法には、最大振幅値を用いて周波数ごとに解析する手法(Zhao et al., 1997¹⁵⁾; Tsumura et al., 2000¹⁶⁾)や t*値を用いた手法(Eberhart-Phillips and Chadwick, 2002¹⁷⁾; Hauksson and Shearer, 2006¹⁸⁾)がある。

現在波形データが得られている震源分布を図 6(P.47)に示す。波形データは、防災科学技術研究所高感度地震観測網(防災科研 Hi-net)の観測点などから得られる速度計データや MeSO-net の観測点などから得られる加速度計のデータが混在している。本課題では、速度計の最大振幅値を解析に用いるため、加速度計データについては積分して速度波形にする。 速度波形に 1-3, 3-7, 7-16Hz のバンドパスフィルターを作用させ、P 波、S 波の到達時刻から 2 秒以内の最大振幅および 5 秒以内の最大振幅値を抽出する。これらは、それぞれ 2, 5, 10Hz の波の最大振幅に対応すると考えられる。

速度スペクトルは、震源スペクトル、観測点応答、放射特性の積で表される。地震モー メントとコーナー周波数から求められる震源スペクトル(Boatwright, 1978)¹⁹⁾と、モーメン トマグニチュードと地震モーメントの関係(Kanamori, 1977)²⁰⁾を仮定する。P 波および S 波 のコーナー周波数は P 波速度および S 波速度と破壊半径から定義され(Aki and Richards, 1980)²¹⁾、破壊については円形破壊モデル(Sato and Hirasawa, 1973)²²⁾を仮定し、破壊伝播 速度は S 波速度の 0.72 倍(Geller, 1976)²³⁾と仮定することとした。応力降下量は内陸では 10MPa を、海溝型地震の場合は 3MPa を仮定し、破壊領域の半径は地震モーメントと応力 降下量から求めることとした。

本年度は、これらの仮定をもとに解析技術開発を行った。

(c) 結論ならびに今後の課題

国立大学法人東京大学地震研究所の「データ収集・処理・公開センター」で収集された MeSO-net の自然地震観測データを受信し、首都圏内における防災科研 Hi-net をはじめと した既存の地震観測データとの統合処理を引き続き行い、地震波形統合データベースの構 築・保管を継続した。 構築が完了した MeSO-net による統合データベースを元に、後続位相を読み取り、グリ ッドサーチの解像度の向上、読み取り誤差の適切な評価、および領域毎に解析を行い、詳 細な地下構造を解明するための手法開発を進めた。また、3 次元的な減衰構造解明のため の手法開発を進めた。今後、速度構造と変換点の関係を検討するとともに、他の領域でも 解析を行い、また3次元的な減衰構造を解明することで、長期広域の地震活動の解明に貢 献する。

- (d) 引用文献
- Kimura, H., Takeda, T., Obara, K. and Kasahara, K.: Seismic Evidence for Active Underplating Below the Megathrust Earthquake Zone in Japan, Science, Vol. 329, No. 5988, pp. 210-212, doi:10.1126/science.1187115, 2010.
- 2) 平田直: 地震計を用いた自然地震観測によるプレート構造調査, 文部科学省委託研究 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト総括成果報告書, pp.7-14, 2013.
- 3) 酒井慎一, 平田直: 首都圏地震観測網の設置計画, 地震研究所彙報, Vol. 84, pp. 57-69, 2009.
- 4) 平田直: I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」、大都市大震災軽減 化特別プロジェクト 総括成果報告書, 2007.
- 5) 酒井慎一, 笠原敬司, 中川茂樹, 鶴岡弘, 佐々木俊二, 平田直, 木村尚紀: 首都圏地震 観測網(MeSO-net)から見たスロースリップとプレート構造, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, S143-P009, 2008.
- Zelt, C. A. and Barton, P. J.: 3D seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin, J. Geophys. Res., Vol. 103, pp. 7187-7210, 1998.
- 7) Vidale, J.: Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions, GEOPHYSICS, Vol. 55, pp. 521-526, 1990.
- Vidale, J.: FINITE-DIFFERENCE CALCULATION OF TRAVEL TIMES, Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 78, pp. 2062-2076, 1988.
- 9) Hole, J. A., Zelt, B. C.: 3-D finite-difference reflection traveltimes, Geophys. J. Int., Vol. 121, pp. 427-434, 1995.
- 10)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 第 379 号, 2012.
- 11) 林広樹, 笠原敬司, 木村尚紀: 関東平野の地下に分布する先新第三系基盤岩類, 地質 学雑誌, Vol. 112, pp. 2-13, 2006.
- 12) Suyehiro, K., Takahashi N., Ariie Y., Yokoi Y., Hino R., Shinohara M., Kanazawa T., Hirata N., Tokuyama N. and Taira A.: Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc, Science, Vol. 272, No. 5260, pp. 390-392, doi:10.1126/science.272.5260.390, 1996.
- 13) Kimura, H., Kasahara, K. and Takeda, T.: Subduction process of the Philippine Sea Plate off

the Kanto district, central Japan, as revealed by plate structure and repeating earthquakes, Tectonophysics, Vol. 472, pp. 18–27, doi:10.1016/j.tecto.2008.05.012, 2009.

- 14) Nakagawa, S., Kato A., Sakai S., Nanjo K., Panayotopoulos Y., Kurashimo E., Obara K., Kasahara K, Aketagawa T., Kimura H. and Hirata N.: Heterogeneous Structure and Seismicity beneath the Tokyo Metropolitan Area, Abstract S41A-2004 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13-17 Dec, 2010.
- 15) Zhao, D., Kanamori, H., Negishi, H., and Wiens, D.: Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: evidence for fluids at the hypocenter?, Science, Vol. 274, No. 5294, pp. 1891-1894, doi:10.1126/science.274.5294.1891, 1997.
- 16) Tsumura, N., Matsumoto, S., Horiuchi, S., and Hasegawa A.: Three-dimensional attenuation structure beneath the northeastern Japan arc estimated from spectra of small earthquakes, Tectonophysics, Vol. 319, pp. 241-260, doi:10.1016/S0040-1951(99)00297-8, 2000.
- 17) Eberhart-Phillips, D., and Chadwick, M.: Three-dimensional attenuation model of the shallow Hikurangi subduction zone in the Raukumara Peninsula, New Zealand, J. Geophys. Res., Vol. 107, No. B2, 2033, doi:10.1029/2000JB000046, 2002.
- 18) Hauksson, E., and Shearer P. M.: Attenuation models (Qp and Qs) in three dimensions of the southern California crust: Inferred fluid saturation at seismogenic depths, J. Geophys. Res., Vol. 111, B05302, doi:10.1029/2005JB003947, 2006.
- Boatwright, J.: A spectral theory for circular seismic sources; simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 70, No. 1, pp. 1-27, 1978.
- 20) Kanamori, H.: The energy release in great earthquakes, J. Geophys. Res., Vol. 82, pp. 2981-2987, 10.1029/JB082i020p02981, 1977.
- 21) Aki, K. and Richards P. G.: Quantitative Seismology, W. H. Freeman and Company, 1980.
- 22) Sato, T., and Hirasawa, T.: Body wave spectra from propagating shear cracks, J. Phys. Earth, Vol. 21, pp. 415-431, 1973.
- 23) Geller, R. J.: Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 66, No.5, pp. 1501-1523, 1976.

(e) 学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表 学会誌・雑誌等における論文掲載 なし

マスコミ等における報道・掲載 なし

- (f)特許出願,ソフトウエア開発,仕様・標準等の策定
- 1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

- (3) 平成 28 年度業務計画案
 - 1)国立大学法人東京大学地震研究所の「データ収集・処理・公開センター」で収集された首都圏地震観測網(MeSO-net)の自然地震観測データを受信し、首都圏内における国立研究開発法人防災科学技術研究所高感度地震観測網(Hi-net)をはじめとした既存の地震観測データとの統合処理を引き続き行い、地震波形統合データベースの構築・保管を継続する。
 - 2)統合データベースを元に、高精度震源・メカニズム解推定結果による地震クラスターの分類および地震波形解析によるプレート構造推定にもとづき首都圏における長期・広域の地震活動を解明するため、自然地震の後続位相および3次元的な減衰構造を解析し、地震活動との関連性を明らかにする。
 - 3) a 1にこれまでの研究成果を提供し、a 1の4)の研究成果取りまとめに協力する。

140.4531 35.4589 50638.00 3.5 2013-01-09 13:59:29.290



図1 MeSO-net で観測された地震波形例。1-4Hzの帯域通過フィルター後の上下動 成分をトレース毎に最大振幅で正規化して示す。黒菱型はP波およびS波の、黒丸は SP変換波の読み取り結果を表す。観測点位置は図3(P.45)左図に示す。

140.4531 35.4589 50638.00 3.5 2013-01-09 13:59:29.290



図2 新治小学校観測点(E.SNJM)における3成分地震波形およびSP変換波の粒子軌跡。地震波形は、1-4Hzの帯域通過フィルター後の地震波形をトレース毎に最大振幅で正規化して示す。黒菱型はP波およびS波の、黒丸はSP変換波の読み取り結果を、灰色矩形は粒子軌跡を図示した時刻範囲を表す。



図3 S波とSP変換波の走時差の観測値(左図)、初期構造モデルを用いた場合の理論値(中図)、および走時差の残差(右図)を示す。観測値および残差のシンボルサイズは S/N比を表し、サイズが大きいほどS/N比が大きいことを表す。×はデータのない観 測点を、星印は震央位置を表す。図1(P.44)および図2(P.44)に示した地震につい て示す。左図の太黒線で囲んだシンボルは図1(P.44)の観測点を表す。



図4 S波とSP変換波およびPS変換波とP波の走時差の解析から得られた結果を示す(それぞれ、左図および右図)。星印は解析に用いた地震の震央を表す。



図 5 房総半島南部における変換点の深さ分布および速度構造の東西・南北鉛直断 面図。断面の位置は上図に示す。片幅 3 km 以内の変換点を白丸で示す。背景の速度 構造は Nakagawa et al. (2010)¹⁴⁾ による。



図6波形データが得られている震源分布。