

3.1.2 統合処理によるプレート構造調査研究及びデータ保管

(1) 業務の内容

(a) 業務の目的

新たに設置される中感度稠密地震観測データと、首都圏内において深さ 3000m の基盤岩に達する深層地震観測を含む既存の高感度地震観測データとの統合処理を行い、自然地震波形データベースを構築・保管すると共に、高精度震源・メカニズム解決定に基づく地震クラスターの分類、3次元地震波速度・減衰構造、地震波形解析に基づくプレート境界面形状及び浅部地震基盤構造を明らかにし、首都直下におけるプレートモデルを構築する。

(b) 平成 21 年度業務目的

国立大学法人東京大学地震研究所に集約される中感度稠密地震観測データを防災科学技術研究所地震研究部地震観測データセンターに転送し、基盤的地震観測網データと統合的に処理を行い、本プロジェクトの研究基盤となるデータベースの維持及び保管を引き続き行う。

また、相似地震活動や群発地震活動の高精度相対震源決定処理による地震クラスター解析、首都圏を含めた広域三次元地震波速度構造トモグラフィー、減衰構造トモグラフィー、散乱解析、変換波解析等に基づき、基盤観測網との統合処理によるプレート境界性状解明に向けた解析を進める。

さらに、首都圏直下の厚い堆積層に対応するレシーバ関数解析処理方法および地震計設置方位推定方法の検討を行う。

(c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
独立行政法人 防災科学技術研究所 地震観測データセンター	データセンター長	小原一成	
同 地震研究部	部長	堀貞喜	
同 地震研究部	総括主任研究員	関口渉次	
同 地震研究部	総括主任研究員	野口伸一	
同 地震研究部	主任研究員	木村尚紀	
同 地震研究部	主任研究員	汐見勝彦	
同 地震研究部	主任研究員	武田哲也	
同 地震研究部	主任研究員	浅野陽一	
同 地震研究部	主任研究員	松原誠	
同 地震研究部	研究員	関根秀太郎	

(2) 平成 21 年度の成果

(a) 業務の要約

- 1) 東京大学地震研究所に集約される中感度稠密地震観測データを防災科学技術研究所地震研究部地震観測データセンターに転送し、基盤的地震観測網データと統合的に処理を行い、本プロジェクトの研究基盤となるデータベースの維持及び保管を引き続き行なった。
- 2) 昨年度の房総スロースリップイベントに伴う相似地震の詳細解析に引き続き、さらに小規模な群発地震活動の詳細解析、関東地方の相似地震の詳細震源決定、房総半島下の地震による変換波の予備的解析、プレート内外のサイスマテクトニクスを解明するための高精度3次元地震波速度・減衰構造トモグラフィ手法を用いた予備的解析等、基盤観測網との統合処理によるプレート境界性状解明に向けた解析を進めた。
- 3) 首都圏直下の厚い堆積層に対応するレシーバ関数解析処理方法および地震計設置方位推定方法の検討を行った。

(b) 業務の成果

- 1) サブテーマ 既存時地震観測データとの統合処理による自然地震波形データベース構築および保管

首都直下防災減災プロジェクト（以下首都直下プロジェクト）において各観測点において観測された波形データは地震研究所に集められたのち、防災科学技術研究所に転送され蓄積される。本年度も、本プロジェクトの研究基盤となるデータベースの維持および保管を引き続き行った。さらに、既存観測網とのデータベースの統合処理に向けてデータベースの統一化を図った。

本年度までにシステムに含まれているサーバの構成図を図1に示す。

首都直下プロジェクトにおける観測点数は400観測点を計画しており、首都直下プロジェクトのデータ収集においては、大学間の地震波形データが流れているJDXnetを用いている。首都直下データの収集を円滑に進めるため、受信部においてデータが正常に流通しているかどうかを確認している。その状態はWeb上で閲覧することができる(図2)。この図から、データは安定的に配送されていることがわかる。なお、1日周期でデータ量が増減しているが、これは社会活動に起因する人為的ノイズレベルの増減を示している。データ量のピーク付近で、若干の減少が見られるが、これは昼休みを示している。また、時折多少のスパイク的な変化が見られるが、これは有感地震等が発生したことによるデータ量の増加に伴う変化である。その影響は、通常は一時的なものである。

- 2) サブテーマ 基盤観測網との統合処理によるプレート境界性状解明

- a) 首都直下観測網のデータを用いた3次元減衰構造の推定

- i) はじめに

首都圏直下には2枚の海洋プレートが沈み込んでおり、複雑な地下構造を形成している。したがって、首都圏における防災・減災に資する目的で強震動予測を高精度化するためには、地下の3次元構造、特に地震波振幅に直接影響する3次元減衰構造を精密な解像度で明らかにすることが必要である。関東地域における3次元減衰構造は1)や2)などの研究から求められてきているが、強震動予測を高精度化を行うための詳細な波形計算には、さらに精密な解像度を必要とする。本項では、首都直下プロジェクトによって構築されつつ

ある中感度稠密地震観測網 (MeSO-net) から得られた加速度振幅データと既存観測点の速度振幅データを用いて、振幅トモグラフィーによって関東地方における減衰構造を求めた。

ii) データおよび手法

北緯 34.5 度から 37.0 度、東経 138.5 度から 141.5 度の範囲で 1207 個の地震について、同地域にある MeSO-net の観測点および周辺の既存観測点で観測された波形にバンドパスフィルターをかけ、読み取りが行われた P 波の初動到達から 2 秒以内の上下動成分の最大振幅値をデータとして用いた。本項における減衰構造の推定手法は、2) の手法に基づいている。トモグラフィーに使った波線の数は、15444 本である。なお計算する際のグリッド間隔は、以前の研究と比較をするために、水平方向では 0.1 度×0.1 度、深さ方向は 50km までは 5km 間隔、それ以深は 10km~15km 間隔であり、計算する際に必要な関東地方の速度構造は、3)を用いている。また減衰構造の初期構造は $Q=400$ としている。

iii) 結果および考察

深さ 10km、および 40km における P 波 10Hz の減衰構造の水平断面図を図 3 に、また、図 4、図 5 に、3)で求められた速度構造および本研究で求められた減衰構造の鉛直断面図を示す。これらの図より、高減衰域と低速度域、低減衰域と高速度域が非常によく対応しており、沈み込むフィリピン海プレートが明瞭にイメージされている。また、図 5 では、フィリピン海プレートの下に沈み込んでいる太平洋プレートの低減衰、高速度領域が顕著に現れている。東京、千葉、埼玉県境付近では、周囲よりも高減衰・低速度の領域が存在する。この領域は、2) による Hi-net の最大速度振幅データによる減衰構造の解析や 4) における防災科研 K-net、KiK-net の解析においても、周囲より Low-Q が確認されている場所である。また、3) や 5) によって蛇紋岩の存在が推定されている地域であり、速度構造のみでなく減衰構造からも特徴的な構造が示されることが判明した。一方、地震活動との関連について調べると、地震活動は低減衰領域に対応しているが、そのなかでも高減衰領域との境界部で地震が発生しているように見える。図 4、図 5 の星印は相似地震であるが、特にこのようなプレート境界地震は、低減衰域から高減衰域に急激に変化している場所で発生している。

b) MeSO-net : 房総アレイで見た房総半島下の地震のプレート境界変換波

) はじめに

房総沖では相似地震より深い地震で P 波と S 波の間に後続位相がしばしば見られ、構造調査および M7 クラスのフィリピン海スラブ内地震(1987 年千葉県東方沖地震、M6.7)の余震を含む多数の波形記録の詳細な検討によりフィリピン海プレート最上部に分布する火山性砕屑物層(以下、砕屑物層とする)での変換波であることが明らかとなっている(木村、2005)⁶⁾。近年、MeSO-net の整備により、この観測網でも房総沖の地震について後続位相が稠密に捉えられている(酒井ほか、2008)⁷⁾。そこで MeSO-net で捉えられた後続位相を詳しく調べ、既存の結果と比較した。特に、房総半島では半島を縦断する稠密なアレイが構築されており(以後、房総アレイとする)このデータに着目した。

) 房総アレイで見られる後続波

房総半島下で発生した地震について、房総アレイによる波形記録を調べたところ、プレート境界の地震では房総アレイの多くの点で上下動成分に直達 S 波の前に一つの明瞭な位相が見られた(図 6、x1 とする)。一方、プレート境界より深い地震で S 波の前に 2 つの位相が見られた(図 6)。S 波に近い位相から x1 および x2 とする。S 波に近い位相は S 波との相似差が x1 の場合とほぼ同じことから暫定的に起源の同じ位相とした。X2 は x1 より継続時間が長く、詳しく見ると 2 つのパルスが見られる場合が多い。

) 走時計算

後続位相の起源を明らかにするため、Zelt and Barton (1998)⁸⁾による差分法走時計算プログラム FAST を用いて走時計算を行った。速度構造は Hi-net のルーチン処理で用いられる構造を参考に作成し、さらに反射法構造探査により捉えられた砕屑物層(木村、2005; Kimura et al., 2009a)^{6),9)}を加えた。房総アレイの E.DD15 (センサー標高 75m) と、近接した Hi-net 中深層観測点(養老、N.YROH: センサー標高 -1920m)の記録を比較し、表層の堆積層の平均的な V_p および V_s を 1.9 km/s, 0.7 km/s と推定した(V_p/V_s 比は 2.7)。基盤深度は鈴木 (2002)¹⁰⁾による房総アレイに沿った基盤深度を東西に延長した。なお、震源は Hi-net による。地下の地震波速度不連続面で励起された SP 変換波は観測点直下では P 波として進行するため、直達 P 波との走時差をとると表層の影響が相殺されると期待される。そこで、これらの走時差を波形記録と比較した。

) 結果および考察

プレート境界の地震、およびこれより深い地震で見られた x1 の走時は堆積層基盤での SP 変換波、プレート境界より深い地震で見られた x2 は砕屑物層での SP 変換波とほぼ 0.6 秒以内で一致した。X2 で見られる 2 つのパルスの幅は砕屑物層上・下面の SP 変換波の走時差とほぼ同じだった。以上から x2 は木村(2005)⁶⁾で見出された変換波に対応する速度境界での SP 変換波とすると、走時および振動方向をおよそ説明できる。X2 が砕屑物層での SP 変換波とすると、プレート境界の地震で見られず、これより深い地震で見られること、および 2 つのパルスを含むことと調和的である。

c) 房総半島東岸の群発地震活動： 詳細解析に基づくプレート形状推定

) はじめに

房総沖では平均 6 年間隔でスロースリップイベント(SSE)が繰り返すことが知られている(防災科研, 2003; 木村ほか, 2004; Ozawa et al., 2007)^{11),12),13)}。房総 SSE は巨大地震(1923 年関東地震の最大余震; M7.5; Kimura et al., 2009a)⁹⁾の深部延長に位置し、巨大地震の震源域への応力の蓄積状況をモニターするために重要である。房総 SSE に伴って相似地震が群発的に発生する一方、房総半島東岸では SSE と SSE の間の期間でも定常的に地震が発生しており、プレートの定常的な運動を表すと考えられる(木村ほか, 2004)¹²⁾。房総 SSE の震源過程を把握するうえで房総 SSE に伴う活動の詳細を明らかにすることは重要だが、定常発生域の活動も房総 SSE への応力の蓄積状況をモニターする上で重要である。房総半島東岸で最近観測された特徴的な 2 例の活動について詳細を調査した。

) 2008 年 10 月の活動

2008 年 10 月 12, 14, および 16 日に房総半島東岸のほぼ同じ位置で M4 クラスの地

震が立て続けに発生した(それぞれ最大震度 3, 4, および 3。それぞれイベント 1, 2, および 3 とする、図 7(a))。発震機構解はすべて北北西- 南南東方向に P 軸を有する低角逆断層型である(図 7(a))。イベント 1 は相似地震だがイベント 2, 3 は通常の地震だった。詳細な震源分布を見るため波形相関を用いた Double Difference 法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)¹⁴⁾による震源決定を行った(図 7(b))。時空間分布を見るとイベント 1 から 3 と南から北に移動する様子が見られた。南北方向の鉛直断面を見ると、今回の活動および相似地震の分布は Kimura et al. (2006)¹⁵⁾により得られたフィリピン海プレート上面の形状と調和的である。イベント 1 から 3 同士はお互いにおよそ 1 km 離れている(表 1 参照)。M4 の地震の断層サイズはおよそ 1 km と見積もられることから(宇津・関, 1955)¹⁶⁾、イベント 1 から 3 はプレート境界上に近接して並んだ断層面で南から北に順に破壊が生じた可能性がある。

) 2009 年 12 月の活動

2009 年 12 月 24 日、房総半島東岸のほぼ同じ場所で M4 クラスの地震が 2 イベント発生した(図 8(a))。発震機構解はいずれも北北西- 南南東方向に P 軸を有する低角逆断層型でどちらも相似地震だった。活動履歴を示すと図 9 のようになり、それぞれ別の相似地震である。これに先立って、12 月 17 日に M3.3 の低角逆断層型の地震が南で発生している(図 8(a))。詳細な震源分布を見るため、均質観測点法により震源決定を行った。反射法構造探査による結果と比較すると、相似地震はプレート境界を示す構造とよく一致し、さらにプレート境界に平行な地震の並びが見られる(図 8(b))。

この活動に伴って直上の観測点('N.KT2H', 勝浦東)で傾斜変動が観測された(図 10(a))。16 日頃から北下がり傾斜変動が始まり、21 日頃にはほぼ終息しているが、それ以降も微弱な変動が継続しているようにも見える。27 日までの変動量は約 0.2 μ rad である。2007 年 8 月の房総 SSE の際は、勝浦東観測点で約 0.7 μ rad、千葉観測点でも約 0.3 μ rad の変動が観測された(Sekine et al., 2007¹⁷⁾; 図 10(c), (d))。一方、今回は千葉観測点('N.CBAH')では同じ期間にはほとんど変動が見られない。このことから、房総 SSE とは異なる活動と考えられる。

この傾斜変動がプレート境界の SSE によるものとして試行錯誤的に断層モデルを求めたところ、図 10(b)に示す結果が得られた。得られた断層モデルは地震発生域の西隣に位置する。また、12 月 17 日の地震が発生した後、しばらく間をおいて 24 日に北で 2 つの相似地震が発生したが、得られた断層モデルはこれら間を含むような広がりを持つ。このことから、一つの可能性として、16 日頃から SSE のすべりが 17 日の地震の周辺で起き始め、SSE のすべり域が北に拡大し 24 日の相似地震を引き起こしたというモデルが考えられる。

) 議論

房総 SSE に伴う相似地震の活動では、相似地震の発生域の移動が見られ、房総 SSE のすべり域の移動と対応することが知られている(木村ほか, 2009b)¹⁸⁾。西南日本でも、通常の地震と微動との違いはあるが、短期的 SSE のすべり域の移動に対応して微動発生域が移動する現象が知られている(Obara et al., 2004 ほか)¹⁹⁾。このように、移動性の群発地震あるいは微動は非地震性すべり域の移動を反映している場合がある。また、房総沖では

相似地震データから平均 6 年で繰り返す房総 SSE とは別に、2000 年にも小規模な SSE の発生が捉えられている (Kimura et al., 2009c)²⁰⁾。このような事例をふまえると、今回調査した活動も小規模な SSE に対応する可能性が考えられる。2008 年 10 月の活動では明瞭な傾斜変動は捉えられなかったが、直上に中深層ポアホール傾斜観測点がないため検知能力が低く、小規模な SSE は検知されない可能性は十分考えられる。2008 年 10 月および 2009 年 12 月の活動が小規模な SSE を表すとすると、房総 SSE 震源域の西隣に位置することになる。近傍にこのような小規模な SSE パッチが分布する場合、その活動状況は房総 SSE への応力の蓄積状況のモニターとして役立てられる可能性があり、詳細な調査と監視の継続が必要である。しかし、房総半島東岸、特に 2008 年 10 月の地震発生域(九十九里浜南部)は、定常的に地震の発生数が多いにも関わらず中深層観測点が存在しない。地殻変動の検知能力を向上し震源決定精度を向上するためにも、基盤に達するポアホール観測点の建設が望まれる。

2009 年 12 月の活動域のすぐ西では大都市圏地殻構造調査研究計画により房総半島を縦断する測線で大規模構造探査が行われており、Sato et al. (2005)²¹⁾によりフィリピン海プレートの形状モデルが決定されている。そこでプレート形状の比較を行った。Sato et al. (2005)²¹⁾によれば、今回の活動域のすぐ西ではプレートの境界の深さは 20km と推定されている。今回の活動域でのプレート境界の深さは図 8(b)に示した震源分布で、相似地震も含む浅い方の並びを採用すればおよそ 13-15km となる。これらを比較すると 5-7 km の段差があることになる(図 11)。このように大きな段差がある場合、地震活動へも何らかの影響が予想される。過去の巨大地震の発生領域と比べると、段差の位置は 1923 年関東地震およびその最大余震の破壊域の境界に位置し(図 11)、関連が示唆される。

d) 関東地方の相似地震： 詳細分布に基づく相似地震構成則の推定

) はじめに

関東地方ではフィリピン海プレート・太平洋プレートの沈み込みに伴って多くの相似地震クラスターが存在する (Kimura et al., 2006; 2009a; 木村, 2010)^{15),9),22)}。相似地震を用いてクラスター毎に平均すべり履歴を求めたところ、太平洋プレートの茨城県南西部のクラスターで他の太平洋プレートのクラスターより特に速い速度が推定されている(木村, 2010)²²⁾(以後、「高速度グループ」とする)。この領域では相似地震の構成則が異なる可能性もある。そこで相似地震の発生メカニズムの解明を目的として波形相関を用いた詳細な震源決定を試みた。

) 手法

既存の結果 (Kimura et al., 2006; 2009a)^{15),9)}に加えて防災科研の旧関東東海観測網の M2.0 以上のイベントについて相似地震解析を行った。2002 年 9 月 1 日以降は防災科研 Hi-net による M1.0 以上のイベントについて、旧関東東海観測網の結果と比較した。M3.5 以上の地震についてはすべての地震との比較を行った。解析手法および相似地震と判定する条件は Kimura et al. (2006)¹⁵⁾と同じである。すべり量は Nadeau and Johnson (1998)²³⁾によるモーメントとすべり量の関係を用い地震の規模(M)から求め、相似地震のグループ毎に平均すべり速度を求めた。2002 年 9 月以降を対象として Double Difference (DD)

法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)¹⁴⁾により相似地震のグループ毎に震源決定を行った。グループ内のすべての地震との波形相関を計算し、波形相関データのみを用い、点震源からスタートした。

) 結果

太平洋プレートの茨城県南西部で見られる高速度グループのすべり履歴の例を図 12 に示す。すべり履歴の傾きは、グローバルなプレート運動モデル(Seno et al., 1996)²⁴⁾から期待される速度の約 2 倍になる。また、M-T 図を見るとマグニチュード(M)のばらつきが大きいという特徴がある。DD 法により震源再決定を行ったところ、関東地方の相似地震はほぼすべて地震の規模から予想される断層サイズ内に決定された。一方、震源間の距離が想定される断層サイズを越えるグループも見出された。そこで想定される断層サイズを元にグループ内でさらにグルーピングを行った。断層サイズは、面積が $\log S = 1.0M - 3.9$ (宇津・関, 1955)¹⁶⁾の円の半径とした。図 12 に示したグループの結果を図 13 に示す。このグループでは 2 つのサブグループに分割された。グループ内で分割された地震の波形を見ると、基本的には相似だが、わずかな相違が認められる。

) 議論

複数のサブグループに分割されたグループはすべり速度が速く、M のばらつきが大きい傾向がある。個々のグループではすべり速度がモデルに近く M がほぼ一定だったとしても、複数のグループが混入することによってすべり速度が見かけ上早く推定され M のばらつきも大きくなったとすると相似地震グループの特徴を説明できる。相似地震アスペリティの位置の違いから、地震波形にも相違が期待されるが、実際にサブグループ毎にわずかな相違が認められた。これまでの条件でサブグループを分離できなかった理由は、他の領域と比べてアスペリティが近接して分布するためかも知れない。このような見かけ上の高速度グループは太平洋プレートの茨城県南西部で多く見られた。特定の領域に集中する原因の一つとして相似地震の発生する場の構造の違いがあるかも知れない。例えば、中央カリフォルニアにおける調査では、花崗岩領域で短期間に集中的に発生する相似地震(バースト型)が多数見出されたことから花崗岩領域で定常すべりが起きにくくバースト型になりやすい可能性が議論されている(Templeton et al., 2008)²⁵⁾。太平洋プレートの茨城県南西部について言えば、単一のアスペリティ内にも固着の強弱があり、通常なら一つのアスペリティとして破壊するところが、個々のアスペリティが独立に破壊しやすい可能性が考えられる。詳細な検討が必要である。

e) 関東地域東部の低速度かつ低 V_p/V_s 域

関東地域の東部の深さ 40 ~ 70km の領域には、非常に低速度な領域が存在することが知られている(Ohmi and Hurukawa, 1996; Sekiguchi, 2001; Matsubara et al., 2005; Shelly et al. 2006; Nakajima et al., 2009)^{26),27),3),28),29)}。この低速度領域の V_p/V_s は 1.73 を下回り、低 V_p/V_s 域である(Matsubara et al., 2005)³⁾。2000 年 10 月 ~ 2009 年 11 月のデータを用いて関東地域の地震波速度トモグラフィーの再解析を行った。解析領域は、東経 138 ~ 141°、北緯 34.5 ~ 37.0°、深さ 0 ~ 200km である。257 観測点により観測された 30,755 地震からの 1,235,665 個の P 波,980,356 個の S 波到達時刻データを用いた。手法

は、Zhao et al. (1992)³⁰⁾にスムージングや観測点補正值の計算を取り入れた手法 (Matsubara et al., 2004; 2005)^{31),3)}である。その結果、Matsubara et al. (2005)³⁾と同様な結果が得られた(図 14)。この領域については、Sekiguchi (2001)²⁷⁾や Shelly et al. (2006)²⁸⁾らの結果においても、 V_p/V_s は高くない結果が得られている。P 波速度が 6.75km/s の蛇紋岩化ウェッジマントルが存在する場合、 V_p/V_s は 1.90 程度まで高い状態である(表 2, Christensen, 1972)³²⁾必要があることから、この領域が蛇紋岩化していると考えるのは難しい。地殻内では、低速度かつ低 V_p/V_s の領域が存在することが知られている(Matsubara et al., 2004; Nakajima and Hasegawa, 2007; 松原, 2008)^{31),29),34)}。P 波速度が 7.0 km/s 以下であることから、この領域はフィリピン海プレートの地殻部分太平洋プレートの沈み込みに巻き込まれて厚く存在し、その中で流体が存在することが要因ではないかと考えられる。

3) サブテマ 首都圏直下の厚い堆積層に対応するレシーバ関数解析処理方法および地震計設置方位推定

a) MeSO-net 観測点設置方位の推定

一般に、沈み込むプレートに起因する媒質とその周辺では、地震波伝播速度が異なる。地震波速度に不連続が存在する場合、地震波はその速度境界面で P 波から S 波、あるいは S 波から P 波に変換することがある。変換波を観測波形から抽出、解析することにより、プレート境界の位置や境界付近の性状を推定することが可能である。このような地震波を用いた解析をする場合、水平動 2 成分の記録から動径方向 (radial) 成分とそれに直交する成分 (transverse 成分) を合成することが重要となるが、MeSO-net のように孔底設置型の地震計の場合、水平動 2 成分の設置方位が必ずしも明確ではないという問題がある。本年度は、昨年度に引き続き、遠地地震動の長周期成分の波形相関にもとづいて、2008 年度までに整備された MeSO-net 観測点の水平動地震計の設置方位の推定を行った。

解析は、昨年度と同様、MeSO-net 観測点に近接する防災科研 F-net/Hi-net で観測された遠地地震波形を基準波形とし、MeSO-net 観測点で得られた波形との相関係数を求めることで設置方位の推定を行った。本解析では、MeSO-net および基準として用いた防災科研 F-net / Hi-net とも、観測された波形を変位波形に変換した後、50 秒から 100 秒の帯域通過フィルタを適用した。観測された波形の一例を図 15 に示す。F-net/Hi-net 観測点については、各観測網のホームページ記載の設置方位情報^{35),36)}を用いて南北および東西成分の波形を合成し、基準波形とした。解析に用いた地震のリストを表 3 に示す。2008 年 9 月 11 日に発生した十勝沖の地震の震源情報は Hi-net のカタログ、それ以外は米国地質調査所 (USGS) の速報値 (PDE) を用いた。

MeSO-net 観測点から、約 20 km 以内に存在する F-net/Hi-net の観測波形を抽出し、MeSO-net での観測波形を 1 度ずつ回転させながら、F-net/Hi-net 変位波形に対する相互相関係数を計算した。各 MeSO-net 観測点において、地震ごと観測点ごとに計算された相互相関係数の重み付き平均を求め、この値が最大となる回転角をその観測点の設置方位とした。なお、MeSO-net 観測点建設にあたっては、地中地震計の N 成分が磁北方向を向くように設置されている³⁷⁾が、本解析により求められる設置方位は、真北方向からの差異

である。

2008年度までに整備された MeSO-net 178 観測点を対象に、地中地震計 N 成分の設置方位を推定した結果を図 16 に示す。本解析では、10 観測点で十分な S/N を持った記録が得られなかったために、設置方位を推定することが出来なかったが、その他の観測点については、安定した結果が求まった。MeSO-net 観測点の地中地震計 N 成分は、磁北（およそ N-7°E）を向くように設置押されている。設置方位を推定することが出来た観測点の約 6 割にあたる 97 観測点で、地中地震計の N 成分は、磁北±5°、すなわち N-12°E から N-2°E の範囲に設置されており、8 割以上の観測点が磁北±10°の範囲に含まれることを確認した。その一方で、設置方位と磁北との差が 20°を超える点も 7 点（4%）あり、うち 3 点は 90°以上の差が存在することを確認した。

b) 厚い堆積層に対応するレシーバ関数解析法

観測点直下における地震波速度不連続面形状を推定する際、初動に続く「後続波」中に含まれている情報を活用することが多い。遠地地震等、観測点のほぼ直下から入射する地震波から、このような情報を抽出する方法の一つとして、レシーバ関数解析が知られている。レシーバ関数解析法は、観測点下に存在する地震波速度不連続面において、入射 P 波が S 波に変換した P_s 変換波を抽出する方法であり、過去、西南日本等において、レシーバ関数解析により詳細なスラブモホ面形状が提案されている³⁸⁾。一方、首都圏では厚さ数 km におよぶ堆積層が存在することが知られている³⁹⁾。このような場所で観測された地震波形には、地表と堆積層の基底（地震基盤最上部）間での多重反射による影響のため、地殻深部から最上部マントル付近での変換波が不明瞭となることが懸念される。また、堆積層が厚い地域における防災科研 Hi-net 観測点は、S/N を改善するために、深さ 1000 m 以上の観測井を掘削し、その孔底で地震観測を行っているため、地表面からの反射波の影響も考慮する必要がある。今年度は、過去 10 年間に防災科研 Hi-net / F-net 観測点で観測された遠地地震波形に通常のレシーバ関数解析方法を適用し、得られたレシーバ関数の特徴について議論を行った。

図 17 に、防災科研 Hi-net および F-net 観測点で得られたレシーバ関数の鉛直断面図の一例を示す。レシーバ関数において、正の振幅（図中に赤で表示）は深部が浅部よりも高速度な速度不連続面の存在を示唆し、負の振幅（青で表示）は深部が浅部よりも低速度となる速度不連続面が存在することを意味する。本図の作成方法は、Shiomi et al. (2008)³⁸⁾ に準じた。図中、参考として、Ishida (1992)⁴⁰⁾ による太平洋スラブおよびフィリピン海スラブ上面の位置を灰色の実線、点線として示した。図 17 の測線 A（上段）において、基盤的地震観測網の観測点だけでは、必ずしも十分に波線が得られているとは言えないが、Ishida (1992)⁴⁰⁾ が地震活動から推定した太平洋スラブ上面は、ほぼ、左（西）に傾斜する赤い領域の上部をなぞる様に位置している。また、フィリピン海スラブは赤い領域とよく一致している。両者の相対的な位置関係については詳細な検討が必要であるが、レシーバ関数により、首都圏北部域下に沈み込む両スラブの形状を推定することは可能であろう。

首都圏中央部を横断する測線 B を見ると、赤い領域の連続性は非常に不明瞭である。多摩西部（距離 220 ~ 270 km）では、後続波位相そのものが不明瞭となっている。多摩西部

域は、平野部と丘陵部の境界に位置するため、後続波部分では、地震波の回折等の影響を受けている可能性がある。このような場合、3次元的な波動場を考慮しないと、正確なイメージは得られない。一方、多摩東部以東（距離 130～220 km）は、厚い堆積層が存在する地域³⁹⁾に相当する。地表付近に低速な堆積層が厚く存在する場合、得られるレシーバ関数には、地表付近の多重反射による位相が多数表れるため、一般に地中の速度不連続面と1対1で対応させることは難しい⁴¹⁾。図 17 の測線 B からは、フィリピン海スラブに相当する赤い領域が存在するように見える。しかし、図をよく見ると、正負の振幅の変動（赤青の配色の変化）が、深さ方向にほぼ一定間隔で発生しているように見えることから、レシーバ関数が正弦波のような振動を示している可能性が示唆される。地表付近に低速度な堆積層が厚く存在する場合にそのようなレシーバ関数が得られることが多く、レシーバ関数そのものから地下構造に関する情報を読み取ることは出来ない。より深部の太平洋スラブでの赤い領域の連続性が乏しいことも同様の原因であろう。このような低速度な厚い堆積層の影響が避けられない領域においては、堆積層に関する情報を加味した解析を行う必要がある。

上記のような特徴をより詳細に検討するため、比較的近接した位置に存在する埼玉県・飯能（N.HHNH）観測点と日高（N.HDKH）観測点で得られたレシーバ関数を、地震波到来方向（Backazimuth）ごとに図 18 に示す。両観測点間の距離は 11 km である。飯能観測点は、標高 155 m の地点から 104 m 掘削した観測井の孔底に地震計を設置しており、孔底（地震計設置位置）での P 波速度は 3.70 km/s、S 波速度は 1.60 km/s と報告されている⁴²⁾。一方、日高観測点の地表面標高は 51 m であり、掘削長は 1800 m に及ぶが、地震計設置位置の P 波速度は 2.79 km/s、S 波速度は 1.47 km/s と、飯能観測点に比べて有意に低速度である。Ishida (1992)⁴⁰⁾によると、飯能観測点付近では、深さ約 50 km に、北に向かって傾斜するフィリピン海スラブの上面が存在する。飯能観測点のレシーバ関数を見ると、遅延時間 6 秒付近に正の振幅が存在すること、この正振幅の位相は、南部（150～180°付近）でやや早く出現することから、この位相は、フィリピン海スラブの沈み込みに起因する速度不連続面に相当すると考えられる。このほか、120～330°付近の遅延時間 2～3 秒にも顕著な正の振幅が到着しており、深さ 20 km 前後にも速度不連続面が存在することを示唆しているが、東方（90°付近）では、この位相は確認出来ず、大きな負の振幅が存在するのみである。このことは、観測点の東方に平野が広がっていることと関係する可能性が高い。

一方、日高観測点は、飯能観測点に比較的近接しているにも関わらず、そのレシーバ関数の特徴は大きく異なる。まず、直達 P 波の到来に相当する正の振幅が 0 秒よりも有意に遅延している。これは、表層付近に厚い低速度の堆積層がある場合のレシーバ関数の特徴である⁴¹⁾。顕著な後続波は、-1 秒付近ならびに 3 秒付近に存在する。日高観測点は地表から 1800 m の地下に設置されており、地表から地震計までの平均的な P 波速度は、およそ 2.4 km/s、S 波速度は 1.1 km/s 程度である⁴²⁾。地中地震計を通過した P 波が地表で反射し、地震計設置位置に戻ってくることを考えると、P-P 反射の場合 1.5 秒、P-S 反射で 2.4 秒となる。したがって、負の時間領域に存在する位相は、地表での P-P 反射による波、3 秒付近に存在する位相は、地表での P-S 反射による波と考えるのが妥当であろう。この観

測点でも、飯能同様、深さ 50 km 付近、すなわち経過時間 6 秒付近にフィリピン海スラブに起因する変換波が記録されているはずであるが、実際には 8 秒付近に変換波成分が見られるのみである。飯能観測点に比べて日高観測点の表層付近の V_p/V_s が大きく、かつ V_p が低速である場合、この 8 秒付近の波群は、フィリピン海スラブ起源である可能性がある。

日高観測点のような場所においてレシーバ関数解析を行う場合、地表付近での多重反射の影響（出現時刻や振幅情報）と位相の遅延を適切に評価しなくてはならない。そのためには、表層の詳細な速度構造に関する情報が必要であり、現時点で保持している情報から微細な深部構造を推定することは極めて難しいのが現状である。

(c) 結論ならびに今後の課題

東京大学地震研究所に集約される中感度稠密地震観測データを防災科学技術研究所地震研究部地震観測データセンターに転送し、基盤的地震観測網データと統合的に処理を行い、本プロジェクトの研究基盤となるデータベースの維持及び保管を引き続き行った。また、昨年度の房総スロースリップイベントに伴う相似地震に加え、さらに規模の小さい群発地震活動の詳細解析によるプレート形状の推定、太平洋プレート茨城県南西部の相似地震の詳細震源決定にもとづく相似地震構成則の推定、プレート境界性状調査のための房総半島下地震による変換波の予備的調査、プレート内外のサイスマテクトニクスを解明するための高精度 3 次元地震波速度・減衰構造トモグラフィー手法を用いた解析等、基盤観測網との統合処理によるプレート境界性状解明に向けた解析を進めた。さらに、首都圏直下の複雑な構造に対応するレシーバ関数解析等の予備的解析、そのための観測点設置方位の推定を進めた。

今後は、中感度稠密地震観測データの蓄積に伴い、3 次元地震波速度・減衰構造トモグラフィー解析の分解能向上が見込まれるが、帯域や種類の異なるデータを用いて同様の解析を行うなど、信頼性に関する検討が課題として挙げられる。また、変換波の詳しい解析によりプレート境界構造に関する情報の抽出が期待される。

(d) 引用文献

- 1) Sekiguchi, S.: Three-dimensional Q structure beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *Tectonophys.*, 195, 83-104, 1991.
- 2) Sekine, S.: Tomographic Inversion of Ground Motion Amplitudes for the 3-D Attenuation Structure beneath the Japanese Islands, 防災科学研究所研究報告, 68, 137-174, 2005.
- 3) Matsubara, M., Hayashi, H., Obara, K., and Kasahara, K.: Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 110, B12304, doi:10.1029/2005JB003673, 2005.
- 4) Nakamura, R., Satake, K., Toda, S., Uetake T., and Kamiya, S.: Three-dimensional attenuation (Q_s) structure beneath the Kanto district, Japan, as inferred from

- strong motion records, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21304, doi:10.1029/2006GL027352, 2006.
- 5) Kamiya, K., and Kobayashi, Y.: Seismological evidence for the existence of serpentinitized wedge mantle, *grl* 27, 819-822, 2000.
 - 6) 木村尚紀：関東地方南東沖におけるプレート構造と繰り返し地震，東京大学博士論文，2005 .
 - 7) 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.
 - 8) 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.*, 103, 7187-7210, 1998.
 - 9) 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*, 472, 18–27, doi:10.1016/j.tecto.2008.05.012, 2009a.
 - 10) 鈴木宏芳：関東平野の地下地質構造，防災科学技術研究所研究報告，63, 1-19, 2002.
 - 11) 防災科学技術研究所：地殻傾斜の連続観測で捉えた 2002 年 10 月に発生した房総半島東方沖のスロースリップ，地震予知連絡会会報，69, 198-204, 2003.
 - 12) 木村尚紀，笠原敬司，平田直，五十嵐俊博：相似地震活動から推定した関東地方におけるフィリピン海プレート上面の滑り分布，地球惑星科学関連学会講演予稿集，S045-P015, 2004.
 - 13) Ozawa, S., Suito, H., and Tobita, M.: Occurrence of quasi-periodic slow-slip off the east coast of the Boso peninsula, Central Japan, *Earth Planets Space*, 59, 1241-1245, 2007.
 - 14) Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L.: A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1353-1368, 2000.
 - 15) Kimura, H., Kasahara, K., Igarashi, T., and Hirata, N.: Repeating earthquake activities associated with the Philippine Sea plate subduction in the Kanto district, central Japan: a new plate configuration revealed by interplate aseismic slips. *Tectonophysics*, 417, 101–118, 2006.
 - 16) 宇津，関：余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係，*地震* 2, 7, 233-240, 1955.
 - 17) Sekine, S., Hirose, H., Kimura, H., and Obara, K.: The 2007 Boso Slow Slip Event and the associated earthquake swarm, *Eos Trans. AGU*, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T21A-0363, 2007.
 - 18) 木村尚紀，武田哲也，小原一成，笠原敬司：2007 年房総スロースリップイベントに同期した相似地震活動の特徴，日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集，S221-P011, 2009b.

- 19) Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F., and Kasahara, K.: Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 31 (23), doi:10.1029/2004GL020848, 2004.
- 20) Kimura, H., Takeda, T., Obara, K., and Kasahara, K.: The small Boso slow slip event in 2000 detected by small repeating earthquakes, *Eos Trans. AGU*, 90(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T11C-1840, 2009c.
- 21) Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Abe, S., Kobayashi, R., Matsubara, M., Iwasaki, T., Ito, T., Ikawa, T., Kawanaka, T., Kasahara, K., and Harder, S.: Earthquake Source Fault Beneath Tokyo, *Science*, 309, 462-464, 2005.
- 22) 木村尚紀: 関東地方の相似地震, 地震予知連絡会会報, 83, 596-608, 2010.
- 23) Nadeau, R.M. and Johnson, L.R.: Seismological studies at Parkfield VI: moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 790–814, 1998.
- 24) Seno T., Sakurai, S., and Stein, S.: Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, *J. Geophys. Res.*, 101, 11305-11315, 1996.
- 25) Templeton, D. C., Nadeau, R. M., and Bürgmann, R.: Behavior of Repeating Earthquake Sequences in Central California and the Implications for Subsurface Fault Creep, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, 52–65, doi: 10.1785/0120070026, 2008.
- 26) Ohmi, S., and Hurokawa, N.: Detection of the subducting crust of oceanic plates beneath the Kanto district, Japan, *Tectonophysics*, **261**, 249-276, doi:10.1016/0040-1951(95)00150-6, 1996.
- 27) Sekiguchi, S.: A new configuration and a seismic slab of the descending Philippine Sea plate revealed by seismic tomography, *Tectonophysics*, **341**, 19-32, doi:10.1016/S0040-1951(01)00182-2, 2001.
- 28) Shelly, D. R., Berzosa, G. C., Zhang, H., Thurber, C. H., and Ide, S.: High-resolution subduction zone seismicity and velocity structure beneath Ibaraki Prefecture, Japan, *J. Geophys. Res.*, **111**, B06311, doi:10.1029/2005JB004081, 2006.
- 29) Nakajima, J., Hirose, F., and Hasegawa, A.: Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity, *J. Geophys. Res.*, **114**, B08309, doi:10.1029/2008JB006101, 2009.
- 30) Zhao, D., Hasegawa, A., and Horiuchi, S.: Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 19909-19928, doi:10.1029/92JB00603, 1992.
- 31) Matsubara, M., Hirata, N., Sato, H., and Sakai, S.: Lower crustal fluid distribution in the northeastern Japan arc revealed by high resolution 3-D seismic tomography, *Tectonophysics*, **388**, 33-45, doi:10.1016/j.tecto.2004.07.046, 2004.
- 32) Christensen, N. I.: The abundance of serpentinites in the oceanic crust, *J. Geol.*, **80**, 709-719, 1972.

- 33) Nakajima J. and Hasegawa, A.: Deep crustal structure along the Niigata-Kobe Tectonic Zone, Japan: Its origin and segmentation, *Earth Planets Space*, **59**, e5–e8, 2007.
- 34) 松原誠: 伊勢湾から北陸地域の三次元地震波速度構造 中部・下部地殻の低速度・低 V_p/V_s 域, *月刊地球*, **30**, 409-418, 2008.
- 35) 防災科研広帯域地震観測網ホームページ:
http://www.fnet.bosai.go.jp/st_info/?LANG=ja
- 36) 防災科研高感度地震観測網ホームページ: <http://www.hinet.bosai.go.jp/REGS/direc>.
- 37) 笠原敬司, 酒井慎一, 森田裕一, 平田直, 鶴岡弘, 中川茂樹, 楠城一嘉, 小原一成: 首都圏地震観測網(MeSO-net)の展開, *地震研究所彙報*, Vol. 84, pp. 71-88, 2009.
- 38) Shiomi, K., Matsubara, M., Ito, Y., and Obara, K.: Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan, *Geophys. J. Int.*, **173**, 1018–1029, 2008.
- 39) 鈴木宏芳: 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造, *防災科学技術研究所研究報告*, **56**, 77–123, 1996.
- 40) Ishida, M.: Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489–513, 1992.
- 41) 汐見勝彦・小原一成: レシーバ関数から推定される新潟県中越地方の地下構造の特徴, *地震*, **58**, 345–357, 2005.
- 42) 防災科研高感度地震観測網 Hi-net ホームページ:
http://www.hinet.bosai.go.jp/st_info/detail/, (2010/03/12 確認).
- 43) 松村稔, 伊藤喜宏, 木村尚紀, 小原一成, 関口涉次, 堀貞喜, 笠原敬司: 高精度即時震源パラメータ解析システム(AQUA)の開発, *地震*, **59**, 167-184, 2006.
- 44) Tamura, Y., Sato, T., Ooe, M., and Ishiguro, M.: A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion, *Geophys. J. Int.*, **104**, 507-516, 1991.

(e) 学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表

発表成果	発表者氏名	発表場所	発表時期	国際・国内の別
2007年房総スロースリップイベントに同期した相似地震活動の特徴	木村尚紀・武田哲也・小原一成・笠原敬司	日本地球惑星科学連合大会	2009年5月	国内
首都圏直下の相似地震活動とプレートダイナミクス	木村尚紀	日本地球惑星科学連合大会	2009年5月	国内
防災科研関東東海観測	松原誠	日本地球惑星科学	2009年5月	国内

網・Hi-net のデータを用いたトモグラフィ解析により得られたこれまでの関東地域の地震波速度構造		連合大会		
相似地震から推定される2000年房総スローリップイベント	木村尚紀・武田哲也・小原一成・笠原敬司	日本地震学会	2009年10月	国内
関東地方の相似地震に見られるすべり速度の分布	木村尚紀・武田哲也・小原一成・笠原敬司	日本地震学会	2009年10月	国内
The small Boso slow slip event in 2000 detected by small repeating earthquakes	Kimura, H., T. Takeda and K. Obara, K. Kasahara	AGU Fall meeting 2009	2009年12月	国際

学会誌・雑誌等における論文掲載

掲載論文（論文題目）	発表者氏名	発表場所（雑誌等名）	発表時期	国際・国内の別
地震動の長周期成分を用いた首都圏地震観測網（MeSO-net）の設置方位推定	汐見勝彦・他	地震研究所彙報	2010年1月	国内

マスコミ等における報道・掲載

報道・掲載された成果	対応者氏名	報道・掲載機関	発表時期	国際・国内の別
「 ” 相似地震 ” を追跡 」	木村尚紀	しんぶん赤旗	2009年10月	国内

(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 22 年度業務計画案

国立大学法人東京大学地震研究所に集約される中感度稠密地震観測データを防災科学技術研究所地震研究部地震観測データセンターに転送し、基盤的地震観測網データと統合的に処理を行い、本プロジェクトの研究基盤となるデータベースの維持及び保管を継続して行う。また、相似地震活動や群発地震活動の高精度相対震源決定処理により地震クラスターの特徴を解析するとともに、関東地域における広域三次元地震波速度構造トモグラフィ解析を進め、減衰構造トモグラフィの高度化にむけた手法開発、後続波等を用いたプレート境界性状解明に向けた解析を行う。また、これまで開発した手法に基づき、中感度地震計設置方位推定値の検証を行う。