

総括研究報告

I-1-1-1 首都圏主部での地震発生過程の解明

平田 直(東京大学地震研究所)

1. 研究の目的

首都圏地震観測網(MeSO-net)の観測データによって、首都圏のプレート構造の解明を進め、2011年3月11日以降活発化した地震活動との関係を解明し、将来発生が予想される首都直下地震の地震像(地震規模、地震発生頻度、発生場所)を解明することを目的としました。そのために、首都圏主部、特に、東京湾域、房総半島域などの地震活動に注目し、詳細なプレート構造を解明するための調査研究を行いました。

2. MeSO-net による自然地震観測

MeSO-net(図1)は、文部科学省委託業務「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト(2007年-2011年)」において構築されました(平田・他, 2009¹⁾)。この観測網は、296ヶ所の地震観測点からなり、各観測点では約20mのボアホール底に加速度計が設置されています。測定データは孔底でデジタル変換されてから地上部装置へ伝送されています。地表から離れたこと、温度変化の少ない地中で測定したこと、デジタルで伝送したこと等の理由から、都市部における地震観測としては、十分なシグナルを得ることができています。

データは、NTTのフレッツ網を利用して地震研究所まで送信していますが、回線混雑時や回線断の時は自ら判断してメモリにデータを蓄積し、回線が空いてから改めて送信するといった再送機能を有しています。停電時にも稼働できるようにバッテリーを備えているため、24時間365日のほぼすべての連続データが収集でき

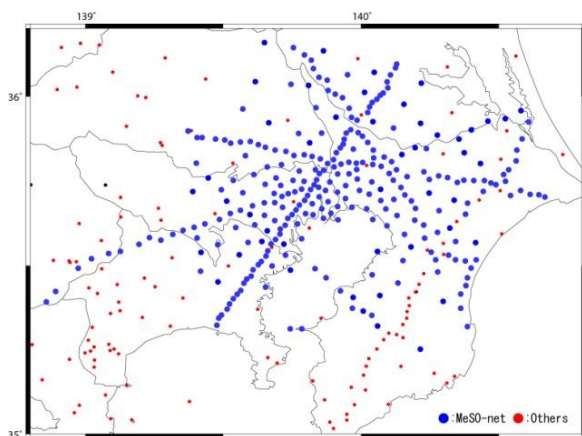


図1 MeSO-net 観測網。296ヶ所の地震計からなります。観測点の間隔は2~5kmで、6本の線状配列とそれを埋めるような面状配列の組み合わせからなります。

ています。東日本大震災時にもすべてのデータが記録されました。

地上部に設置された装置は、地下の地震計の制御部としての機能だけでなく、各装置の動作状況をSNMP(Simple Network Management Protocol)を利用して自動的に監視するシステムを有しています。そのため、少人数での運用が可能となっています。データセンターで収集されたデータは、共同研究を行っている国立研究開発法人防災科学技術研究所(防災科研)および神奈川県温泉地学研究所(温地研)へ送られ、周辺の既存観測点のデータと統合され、高精度処理(震源決定、速度構造トモグラフィー解析、減衰構造トモグラフィー解析)に利用されています。

3. データ解析

3.1 震源分布

統合されたデータは、一元化处理震源カタログに基づいて切り出され、震源決定が行われました(図2)。首都圏はノイズレベルの高い地域ではありますが、M2以上の規模の地震であれば、十分観測可能でした。

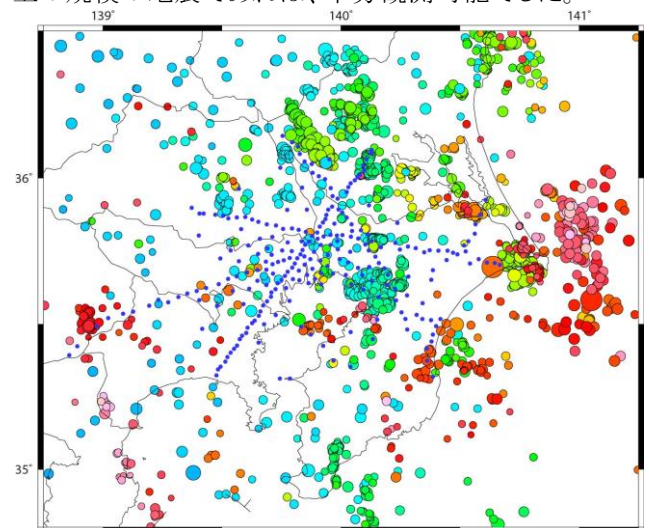


図2 MeSO-net 観測点で決めた震源分布(2012-2017)。M2.5以上。色は深さを表し、暖色ほど浅くなります。

3.2 地震波速度構造

解析者による検測データを用いて、二重走時差トモグラフィー法(Zhang and Thurber, 2003²⁾)による走時データインバージョン解析を行い、首都圏の地震波速度構造を推定しました。解析グリッドの水平位置は、東西

方向(X)と南北方向(Y)に平均 10 km 間隔(都心部は 5 km、外周部は 20 km 間隔)、深さ方向(Z)は、深さ 70 km までは 5 km 間隔に、それ以深は 80、90、100、150 km に配置しました。初期速度構造は、防災科研がルーチン処理で用いている構造(鶴川・他, 1984³⁾)です。解析に使用した地震は、2010 年 12 月から 2015 年 3 月までに発生した 1,871 個で、気象庁一元化処理震源カタログのマグニチュード 2.2 以上の地震に相当します。その結果、前プロジェクトで得られた速度構造より空間分解能の良いイメージが得られました(図 3、図 4)。

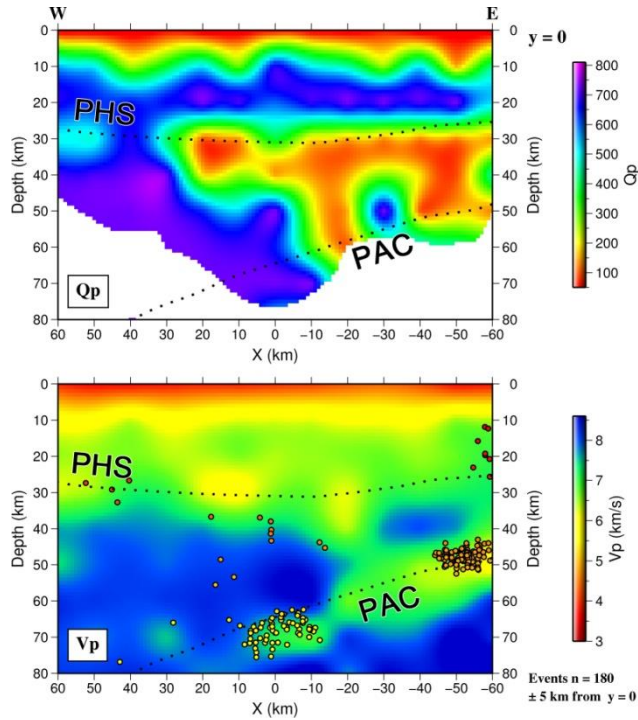


図 3 P 波の速度構造 V_p (下図)と減衰構造 Q_p (上図)。北緯 35.7 度での東西断面図。暖色は速度が速く、減衰が大きい領域を表します。丸印は震源、PHS はフィリピン海プレート、PAC は太平洋プレート、をそれぞれ示します。

3.3 非弾性定数の 3 次元分布

MeSO-net で観測された波形記録に対して、震源から観測点までの減衰効果を表すパラメータ(t^*)を求め、この t^* を説明する非弾性乗数(Q)の三次元構造を推定しました。Q は地震波が伝播するときに失われるエネルギーの割合の逆数で、Q が大きいと減衰しにくく、Q が小さいと減衰が大きいことを示します。

本研究では Brune (1970)⁴⁾の震源モデルを用い、観測されたスペクトル $H(f)$ が以下の式(1)(例えば、Boatwright, 1978⁵⁾)で表わされるとして、 t^* 、 Ω_0 、 f_c を求めました。

$$H(f) = \frac{\Omega_0 \exp(-\pi f t^*)}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^{2\gamma}\right)^{\frac{1}{2}}} \quad (1)$$

ここで、 t^* は伝播経路での減衰の影響を表すパラメータ、 f は周波数、 Ω_0 は周波数 $f = 0$ のスペクトル振幅、 f_c はコーナー周波数、 γ は震源スペクトルの周波数依存性を決めるパラメータです。本解析では $\gamma = 2$ とし、 ω^2 震源モデルを用いました。

次に推定された t^* から、減衰パラメータ(Q)の 3 次元的な分布を、P 波と S 波について求めました。この手法は減衰トモグラフィと呼ばれています。これは、減衰トモグラフィと、走時トモグラフィでは、数理的にほぼ同じアルゴリズムが用いられるからです(SIMUL2000, Thurber and Eberhart-Phillips, 1999⁶⁾)。以下に示す解

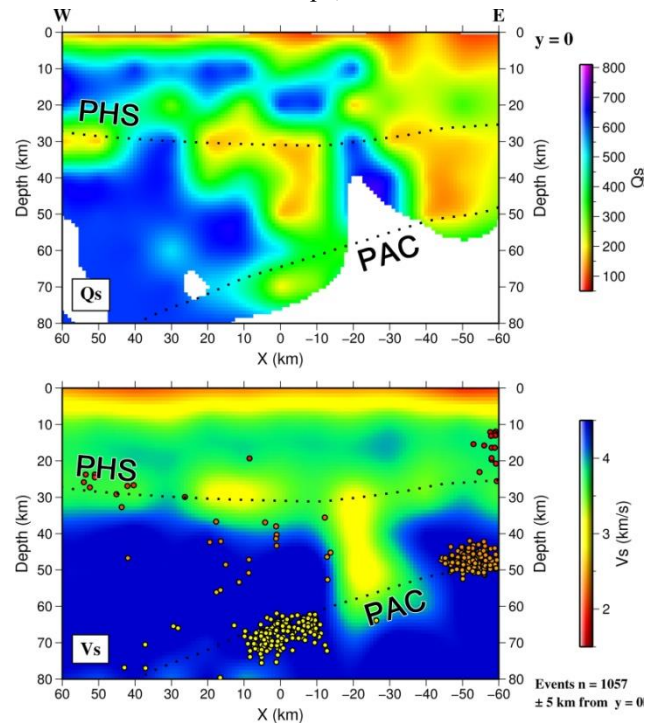


図 4 S 波の速度構造 V_s (下図)と減衰構造 Q_s (上図)。北緯 35.7 度での東西断面図。暖色は速度が速く、減衰が大きい領域を表します。丸印は震源、PHS はフィリピン海プレート、PAC は太平洋プレート、をそれぞれ示します。

析では、2008 年 4 月から 2015 年 2 月までに発生した地震の中から、計測震度が 0.5 以上で、高 S/N の記録が多点で得られているものを 3,174 個選びました。それらの地震に対して、推定された t^* を用いて減衰トモグラフィ解析を行い、P 波と S 波の減衰構造を求めました(図 3、図 4)。得られた減衰構造からは、千葉県西部や東京都東部における深さ 40 km 付近には低 Q 域が存在し、フィリピン海プレート内の太平洋プレートと接合している領域と対応していることがわかります。一般的に古くて冷たいプレートの内部は減衰しにくく、Q 値は高いと考えられていますが、沈み込むフィリピン海プレート内部は周辺に比べて低 Q 域でした。そこは、先行研究で P 波と S 波の地震波速度比(V_p/V_s)が大きいとされていた部分です。この領域が低 Q 値、高 V_p/V_s であることは、太平洋プレートから脱水した水が

フィリピン海プレート内に留まり、プレート内部のカンラン石が蛇紋石へ変質している可能性を示唆しています。

3.4 減衰構造を考慮した震度分布

本研究で得られた減衰構造を用いて、首都圏で観測される震度分布の不均質を説明することができました。例えば、フィリピン海プレート内部の地震における震度分布では、震源地直上ではなく、東京都東部での計測震度が大きくなることがあります(図 5)。プレート内の低 Q 域を長く伝播することで、より減衰すると考えれば、定性的にはこの観測事実を説明することが可能です。

歴史地震の場合、震度の大きい所を震央(震源の水平位置)とすることが一般的です。しかし、先のように直上が必ずしも最大震度にならないという観測事実は、被害分布と地表付近の地盤による地震波増幅効果だけを考慮した推定では不十分であることを示しています。地震の揺れは、地盤構造だけでなく、このような地殻やプレートの減衰効果にも影響されるからです。

一方で、観測値だけを利用することで大地震の揺れを推定する試みもなされました。MeSO-net 観測点で、ある地域で発生した地震による計測震度を集め、その震度とマグニチュードの関係式を作ります。この関係式を外挿して、M7 程度の地震の震度を推定してみました。例えば、千葉県北部の深さ 64 km 付近で発生している地震群を用いて計算式を作り、M7.0 の規模に外挿すると図 6 のようになりました。震度が大きくなると予想される地域は、震源地直上ではなく、東京都東部の地域となりました。ただし、観測された地震数は十分ではなく、規模も限られるため、この関係式による見積もりには誤差が大きいと言わざるを得ません。さらなる観測記録の充実が待たれます。

本研究で得られた減衰構造と速度構造を統合して解釈することにより、沈み込むプレートの特性や物性を知ることができます。これらの成果を利用することでより現実的なシミュレーションが可能になり、歴史上の地震から現代の地震まで、様々なタイプの地震による地表での揺れを再現することができるようになります。

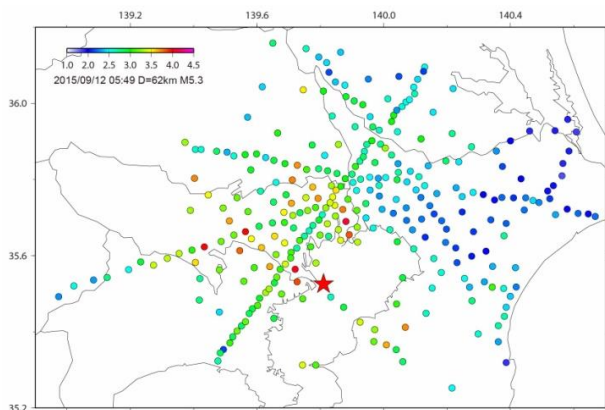


図 5 羽田沖の地震(M5.3)による震度相当値の分布。★は震央。必ずしも震央付近の震度が大きいとは限らず、東京多摩

地区や東京東部で大きな震度が観測されました。

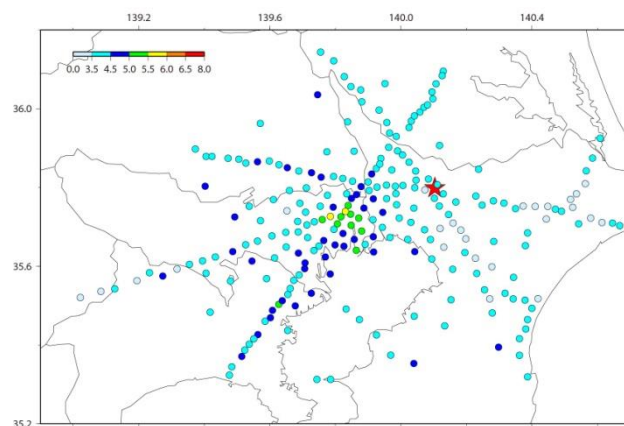


図 6 MeSO-net 観測点の実測値を用いて推定した千葉県北部の地震の震度予想値の分布。★が M7.0 の震源地。震源地直上ではなく、東京都東部で震度が大きくなります。

4. おわりに

MeSO-net の観測データを周辺の既存観測データと統合し、震源決定、速度構造解析、減衰構造解析などの解析に用い、首都圏のプレート構造の解明を進めました。プレート構造と 2011 年 3 月 11 日以降活発化した地震活動の関係や、将来発生が予想される首都直下地震の地震像(地震規模、地震発生頻度、発生場所)を明らかにするための基礎的な情報を得ることができました。

参考文献

- 1) 平田 直、酒井慎一、佐藤比呂志、佐竹健治、額 額一起、首都直下地震防災・減災特別プロジェクト「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、東京大学地震研彙報、No. 84、pp. 41-56、2009
- 2) Zhang, H. and Thurber, C.: Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 93, pp. 1875-1889, 2003.
- 3) 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、防災科学技術センター研究速報、Vol. 35, pp. 1-88, 1984.
- 4) Brune, J. N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res. 75, pp. 4997-5009, 1970.
- 5) Boatwright, J.: Detailed spectral analysis of two small New York state earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 68, pp. 1117-1131, 1978.
- 6) Thurber, C., and Eberhart-Phillips, D.: Local earthquake tomography with flexible gridding, Comput. Geosci. 25, pp. 809-818, 1999.

I-1-1-2 首都圏南西部での地震発生過程の解明

本多 亮(温泉地学研究所)

1. 研究の目的

首都圏南西部においては、足柄平野付近を震源とする M7 クラスの地震が繰り返し発生しており、古くから小田原地震と呼ばれてきました。首都圏南西部は、フィリピン海プレートの衝突もしくは沈み込みが、陸域で発生する非常に特異な場所です。小田原地震もプレート運動に関連する地震である可能性は以前から指摘されており、その震源モデルとして、西相模湾断裂モデル¹⁾などが提案されてきましたが、その実態は必ずしも明らかではありませんでした。

本プロジェクトにおける温泉地学研究所の役割は、定常的な地震活動に加え、周辺で発生した中小規模の地震や低周波地震などの発震機構解の推定、詳細な震源分布などについての解析を行って、フィリピン海プレートの沈み込み口である相模湾から、本州との衝突帯である丹沢にかけてのプレート構造と地震活動の解明を進めることでした。また、首都圏における地震活動を詳細に観測するために、H19 年度から構築が進められた MeSO-net(首都圏地震観測網)²⁾のうち、首都圏南西部の観測点の一部の維持管理および、観測データを蓄積する役割も担いました。

2. 研究の実施内容

2.1 MeSO-net の維持管理と観測データの収集

温泉地学研究所は、神奈川県内に設置されている MeSO-net 観測点のうち表1に示した 10 観測点について維持管理を担当し、観測データの送信を行ってきました。MeSO-net は H19 年度より設置・運用が始まっており、機材の老朽化に伴う不具合の発生が懸念されたため、最初の 2 年間で順次観測点の保守点検を実施しました。平成 24 年度は、相模原市立津久井中央小学校、同・青野原小学校、同・青根中学校、横浜市立平戸小学校の観測点について、老朽化したバッテリーを交換し、内部機器(コントローラ、電源制御装置、ルータ、温度センサー、避雷器、AC 端子台等)の動作確認、商用電源確認、電源出力確認、バッテリーの電圧確認を行いました。また、青野原小学校については、観測波形に異常が見られたため、センサーの修理を行い、正常な波形が記録されることを確認しました。残りの 6 観測点は、平成 25 年度に同様の保守点検を実施しました。

平成 26 年度には横浜市立平戸小学校からのデータが 7 月 9 日夕方より受信できなくなる不具合が発生しま

表1. MeSO-net(首都圏地震観測網)のうち、温泉地学研究所が管理する 10 観測点。

所在地	学校名	住 所
1 川崎市	有馬小学校	神奈川県川崎市宮前区東有馬 5-12-1
2 横浜市	北方小学校	神奈川県横浜市中区鰐訪町 29
3 横浜市	奈良小学校	神奈川県横浜市青葉区奈良町 1541-2
4 座間市	栗原小学校	神奈川県座間市栗原 6-8-1
5 相模原市	根小屋小学校	神奈川県相模原市緑区根小屋 1580
6 相模原市	青根中学校	神奈川県相模原市緑区青根 1926
7 相模原市	青野原小学校	神奈川県相模原市緑区青野原 1250-1
8 相模原市	二本松小学校	神奈川県相模原市緑区二本松 2-9-1
9 相模原市	津久井中央小学校	神奈川県相模原市緑区三ヶ木 39-7
10 横浜市	平戸小学校	神奈川県横浜市戸塚区平戸町 542



写真 1. 平戸小学校でのルータの電源コード交換実施の様子。

したが、NTT への問い合わせにより保安器までの回線は正常であることが判明したため、ルータの電源異常と判断し現地調査を行いました。現地調査の結果、ルータの電源コードおよび SD カードの異常と判明したため、電源コードと SD カードの交換作業を実施して、作業後に正常にデータが送信されていることを確認しました。平成 27 年度 9 月 16 日にも同様の不具合が相模原市立青根中学校の観測点でも発生しましたが、電源コードの交換により復旧しています。

2.2 地震発生のメカニズム

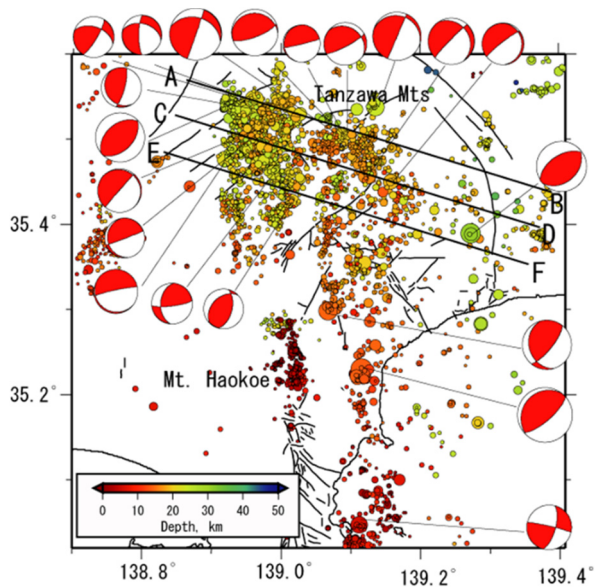


図 1. 首都圏南西部で発生する地震のメカニズム解の分布。

首都圏南西部において、もっとも地震の活動度が高い領域は丹沢山地周辺です。この地域の震源分布を詳しく調べると、東経 139 度付近を境に東西のグループに分かれていることがわかります(図 1)。また地震のメカニズム解も東西のグループで異なり、東側では

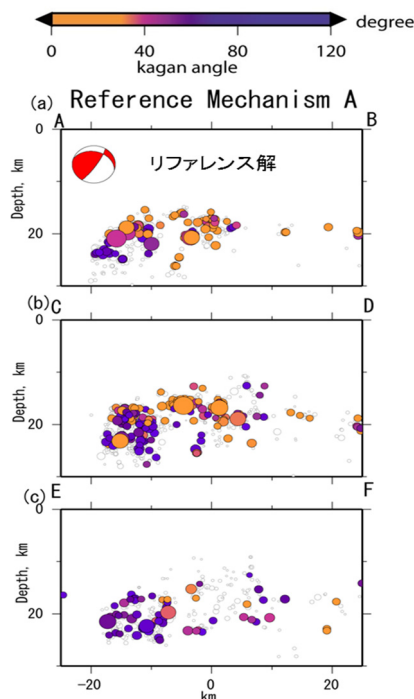


図 2. 図 1 の A-B、C-D、E-F での断面図。オレンジ色の地震ほど、1923 年大正関東地震のメカニズムに近いメカニズム解をもった地震であることを示します。

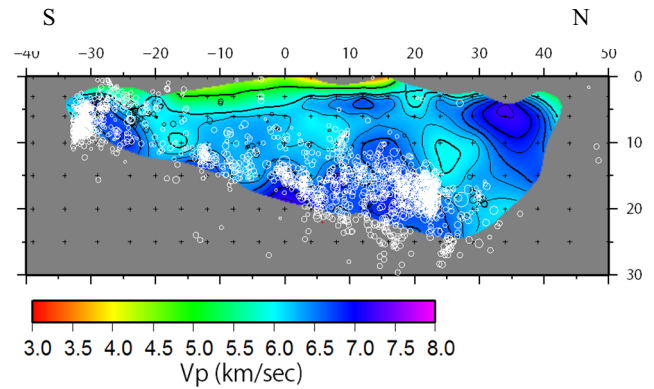


図 3. 丹沢山地から、伊豆半島東部にかけての地震波速度構造。P 波速度が 6.5km/s 程度の付近で多くの地震が発生しています。

1923 年の大正関東地震のメカニズム(北北西-南南東方向に圧縮軸をもつ低角逆断層型)に近い地震が多いのに対して、西側ではさまざまなメカニズム解をもった地震が発生することがわかりました(図 2)。このことから、丹沢地域の東側で発生する地震は、フィリピン海プレートの沈み込みに関係する地震であるのに対して、西側で発生する地震は陸のプレートとの衝突の影響を強く受けていることが考えられます³⁾。温泉地学研究所の地震観測網や MeSO-net の観測データなどを解析して得られた丹沢地域の東側ブロックから伊豆半島にかけての地震波速度構造と震源分布(図 3)をみると、P 波速度が 6.5km/s の付近で多くの地震が発生しています⁴⁾。また、メカニズム解から応力テンソルインバージョンによって応力場を推定すると、箱根を除いたほぼ全域で逆断層タイプの応力場となっており、この付近が実質的にプレート運動の歪を開放するプレート境界となっていると考えられます。

2.3 定常的な地殻変動の検出

図 4 に GNSS の解析から得られた伊豆衝突帯における地殻変動を基にして推定した最大せん断歪および面積歪の分布を示します。使用したデータは 2005 年から 2010 年の 6 年間に於いて GNSS を用いて得られた地殻変動から火山活動やアンテナ交換などの影響を取り除いたもので、定常的な地殻変動を推定したものです。これらの図からは北伊豆断層付近を西端とする幅 20km ほどの shear zone(せん断帯)が形成されていることがわかります。また、首都圏南西部(神奈川県西部地域)は基本的には圧縮場で、地震のメカニズム解から推定した応力場と調和的です。一方で、伊豆半島の川奈崎から真鶴半島付近にかけては、北東-南西方向の引張場となっていることがわかります。

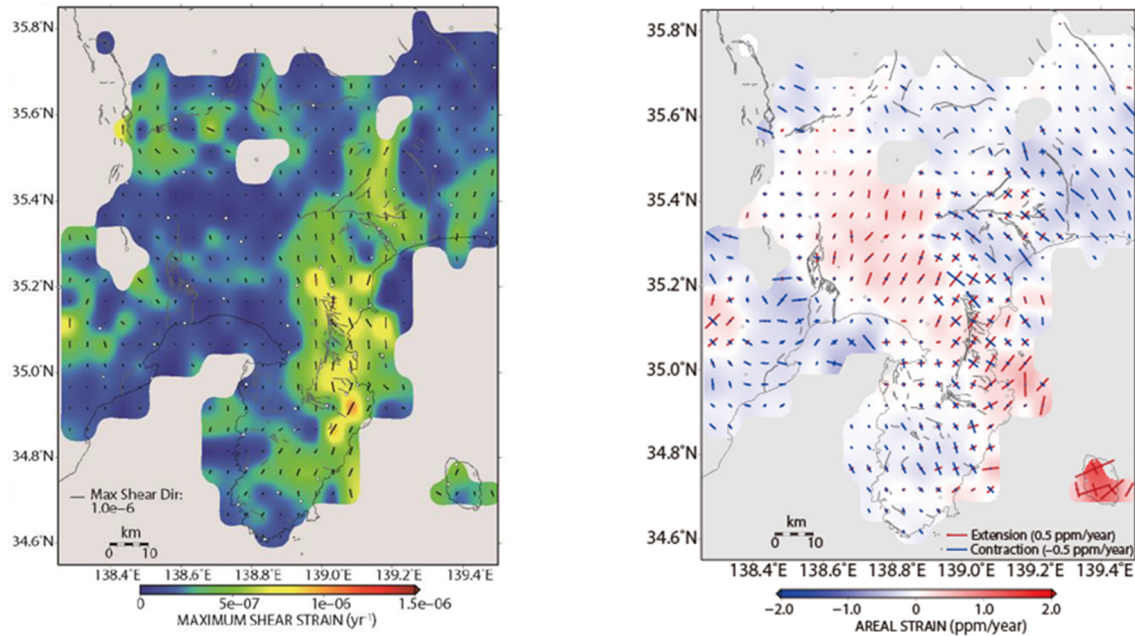


図 4. GNSS データから推定した、定常的な地殻変動による歪場。(左)最大せん断歪と、(右)面積歪。

このような歪場を生み出す原因は、地震のメカニズム解からも推定される、フィリピン海プレートの東西での挙動の違いであろうと考えられます⁵⁾。フィリピン海プレートを東西二つのブロックに分ける考え方は以前からありましたが、GNSS の解析結果からはその境界は、従来から考えられていた小田原から真鶴付近などよりも西側の、北伊豆断層帯付近に存在するほうがより尤もらしいと考えられます。

2.4 まとめ

これまで解析を行ってきた地殻変動、震源メカニズムおよび地震活動などを総括し、首都圏南西部における地震の発生メカニズムについて考察しました。震源メカニズム解を用いた応力インバージョンの結果からは、首都圏南西部は全体的には北西南東方向の圧縮場ですが、箱根火山や伊豆半島東部の引張場 (GNSS 解析) の影響によると考えられる応力比やメカニズム解の分布に乱れがあることが示されました。北伊豆断層よりも東側で発生する地震は、基本的にはプレートの沈み込みに起因するプレート境界型の地震であり、プレート境界は伊豆半島東部から丹沢にかけて連続的な構造を有していると考えられます。西相模湾断裂に相当するような構造は地震波速度構造インバージョンの結果からは発見できませんでしたが、地殻変動の解析結果からはより西側の北伊豆断層付近から北に延びる領域に伊豆半島を東西に分割する境界が存在することが強く唆されました。

参考文献

- 1) Ishibashi K., Seismotectonic modeling of the repeating M 7-class disastrous Odawara earthquake in the Izu collision zone, central Japan, *Earth Planets Space*, 56, 843–858, 2004.
- 2) 平田 直、酒井慎一、佐藤比呂志、佐竹健治、額 纈一起、首都直下地震防災・減災特別プロジェクト「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、*東京大学地震研彙報*、No.84、pp.41-56、2009
- 3) Yukutake Y., T. Takeda, R. Honda and A. Yoshida, Seismotectonics in the Tanzawa Mountains area in the Izu-Honshu collision zone of central Japan, as revealed by precisely determined hypocenters and focal mechanisms, *Earth Planets Space*, 64, 269-277, 2012.
- 4) Yukutake Y., R. Honda, M. Harada, R. Arai and M. Matsubara, A magma-hydrothermal system beneath Hakone volcano, central Japan, revealed by highly resolved velocity structures, *J. Geophys. Res.*, 120, doi:10.1002/2014JB011856, 2015.
- 5) Doke R., M. Harada, K. Miyaoka and M. Satomura, Shear deformation in the northeastern margin of the Izu collision zone, central Japan, inferred from GPS observations, *Tectonophysics*, under review.

I-1-1-3 首都圏を含む関東広域の地震発生過程の解明

木村尚紀(防災科学技術研究所)

1. 研究の目的

本プロジェクトは、首都圏地震観測網(MeSO-net)の観測データによって、首都圏のプレート構造の解明を進め、プレートの詳細な構造と2011年3月11日以降活発化した地震活動の関係を解明し、将来発生が予想される首都直下地震の地震像(地震規模、地震発生頻度、発生場所)を解明することを目的としています。関東地方のプレート構造や地震活動は複雑なため、対象領域にあわせて最適な解析手法を検討することや、様々な時間・空間スケールで調査した結果を比較・検討することで、全体像の理解を深め、信頼性を向上できると期待されます。そこで、参加機関の特性を活かして、研究課題を分担しました。防災科学技術研究所(防災科研)では、MeSO-net 開始以前から、全国で高感度地震観測網(Hi-net)をはじめとした基盤観測網を維持・管理していることから、MeSO-net データと防災科研 Hi-net 等の既存データを統合してデータベースを構築し、関東広域のプレート構造と地震活動の関係を解明し、得られた成果を代表機関である東京大学地震研究所へ提供してプロジェクトの成果取りまとめに協力することを目的としました。

2. 研究の実施内容

2.1 地震波形統合データベースの構築・保管

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行い、地震波形統合データベースを構築・保管しました。

2.2 統合データベースを用いた長期・広域の地震活動の解明

2.2.1 3次元的な減衰構造

地震波の減衰構造は、周波数に応じて異なることが知られています。t*を用いた研究では、周波数に依らない減衰構造を推定することになりますが、本研究では、周波数帯域ごとの最大振幅を用いることで、周波数に応じた減衰構造を推定しました。

解析には、防災科研 Hi-net と MeSO-net で得られた地震波形データの速度波形を用いました。MeSO-net の加速度波形は、速度波形に変換しました。代表的な周波数として、2 Hz、5 Hz、10 Hz の波に対する減衰構造を推定しました。そのため、それぞれ 1-3、3-7、

7-15 Hz のバンドパスフィルターを波形に作用させ、その上で P 波の初動から 2 秒以内の最大振幅値をデータとしました。地震の規模 (M) によって破壊過程が異なるため、M についても 0.5 毎に区切りました。

防災科研 Hi-net については、2000 年 10 月から 2012 年 12 月、MeSO-net については、2008～2009 年のデータを主として用いました。M2.5～M2.9 の地震の震源分布を図 1 に示します。地震の総数は 9777 個です。グリッド間隔は水平方向に 0.2 度、深さ方向に 5 km ごとに設定しました。手法は、地震波速度トモグラフィ法の手法¹⁾にスムージングを導入した手法²⁻⁴⁾について、パラメーターを地震波のスローネスから非弾性常数の逆数 Q^{-1} とし、データを到達時刻(走時)から最大振幅値にすることにより⁵⁾、周波数に応じた減衰構造を推定しました。スムージングを導入しているため、分解能はグリッド間隔の 2 倍となり、水平方向に 0.4 度(約 40 km)、深さ方向に 10 km となります。

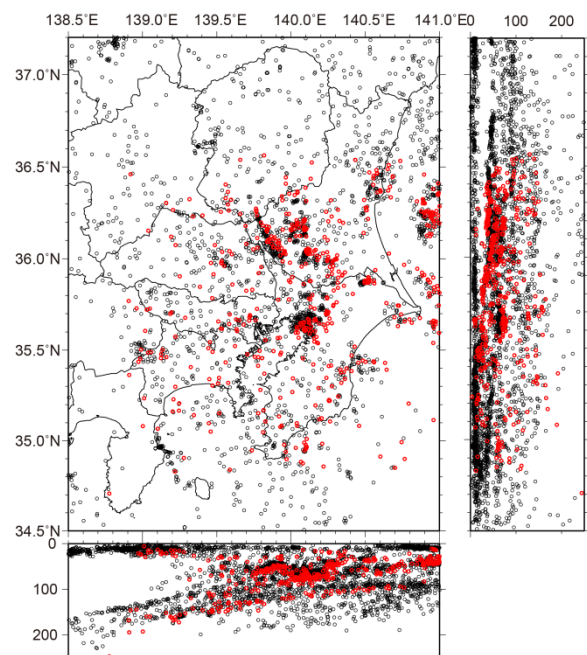


図 1 減衰構造の推定に用いた M2.5～2.9 の震源分布。黒丸は防災科研 Hi-net 等の定常観測網による震源、赤丸は MeSO-net のデータも用いた震源を示します。

周波数 2 Hz、5 Hz、10 Hz の深さ 20～60 km の減衰構造を図 2 に示します。

関東地域では、深さ 30 km に北緯 35.5～36 度にお

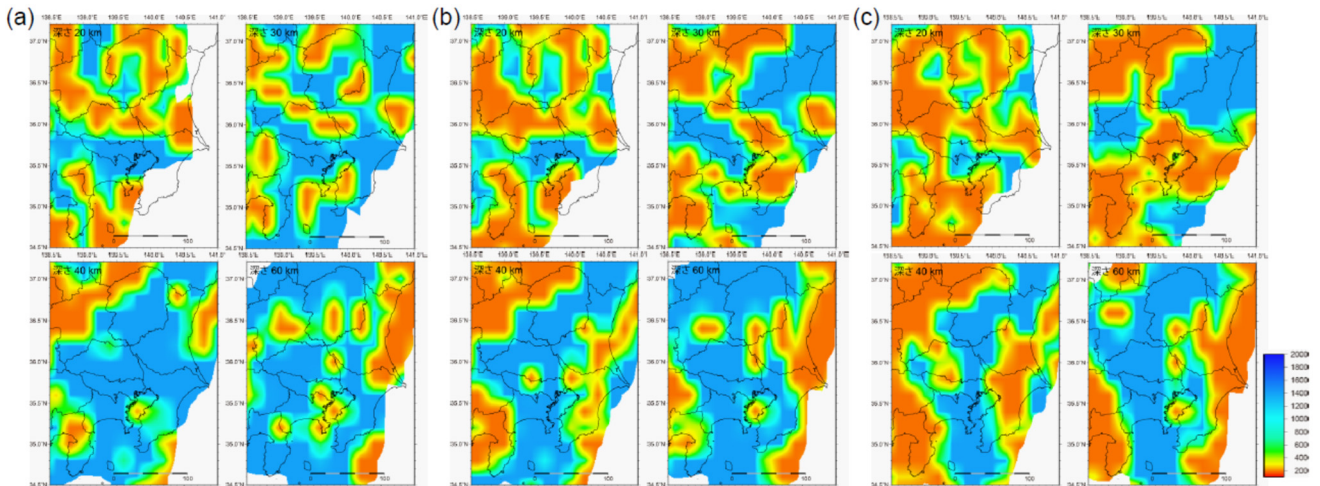


図2 周波数毎の減衰構造の水平分布図。(a) 2 Hz、(b) 5 Hz、および (c) 10 Hz について示します。それぞれ、深さ 20 km (左上)、30 km (右上)、40 km (左下)、および 60 km (右下) の減衰構造です。

いて、東西に延びる顕著な低速度領域が存在することが知られています。2 Hz では、この領域での減衰はそれほど大きくありませんが、周波数が高くなるにつれて、この領域の減衰が大きくなるのが分かります。

深さ 40 km においては、周波数 5 Hz や 10 Hz では、銚子付近で減衰が小さくなっています。この付近は、太平洋プレートが沈み込んでおり、減衰しにくいことを示していると考えられます。

深さ 60 km では、房総半島西部は沈み込む太平洋プレートを反映して減衰の度合いが小さいが、東部では減衰が大きくなっています。沈み込む太平洋プレート内の構造を示していると考えられます。

2.2.2 自然地震の後続位相解析

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します。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、後続位相として観測されます。このため、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ます。そこで、本研究では、茨城県南西部から千葉県北西部を対象として後続位相を解析しました。

直達 P 波と S 波の間に、上下動成分に卓越する位相を、複数の MeSO-net 観測点で連続して見出すことができました。関東地方はプレート構造が複雑なため、変換面の候補がいくつか考えられます。そこで、震源の深さによる依存性を調べたところ、震源が浅くなるとともに直達 P 波との走時差が減少することが分かりました(図 3)。この特徴は、震源より上方で S 波から P 波に変換した波(SP 変換波)であることを示しています。

次に、観測された走時を、理論値と比較しました。比較の際は、表層の速度構造の影響を相殺するため、P 波と SP 変換波の走時差を用いました。理論走時の計算は、MeSO-net データの解析結果⁶⁾に、「地震ハザードステーション」(J-SHIS)⁷⁾を表層に導入した速度構

造モデルを用い、差分法走時計算プログラム (FAST)⁸⁾にて行いました。変換面として MeSO-net によるフィリピン海プレート上面⁹⁾を設定したところ、観測値をほぼ説明でき、フィリピン海プレート上面で変換された波であることが分かりました(図 4)。

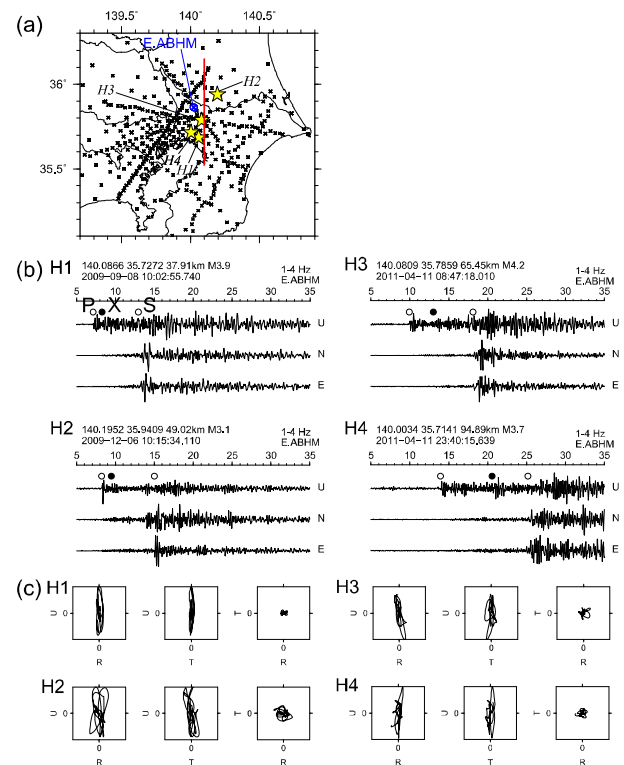


図3 (a) MeSO-net および防災科研 Hi-net の観測点をX印で、地震の震央を星印で示します。(b) 千葉県 我孫子高校観測点(E.ABHM)における、地震 H1-H4 の地震波形を示します。1-4Hz のバンドパスフィルターを作用させた後、成分毎に最大振幅で正規化しています。位相 X が SP 変換波に相当します。(c) SP 変換波の到達から 1 秒間の粒子軌跡を示します。

変換点を地震波速度構造と比較すると、フィリピン海プレートの地殻とマントルウェッジが接する領域に分布することが分かりました(図 5)。速度コントラストが大きいため、効率的に地震波が変換されたと考えられます。また、深さ 40 km より深い領域ではプレート境界の地震が多く発生しますが、変換点はこれより浅い、地震のほとんどない領域に位置します。上記の領域では、すでに、空間分解能が 5-10 km 程度の地震波速度構造解析からプレート境界の位置が推定されていますが⁹⁾、プレート境界からの後続位相を MeSO-net により観測できること、また後続位相の走時解析に基づきより高精度にプレート境界を特定できることが分かりました。

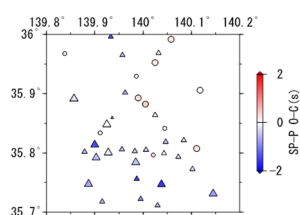


図 4 SP 変換波と直達 P 波の走時差の、観測値と理論値の差(O-C)を、対応する観測点位置に示します(丸:正、三角:負)。シンボルサイズは SP 変換波の SN 比を表し、サイズが大きいほど SN 比が大きいことを表します。

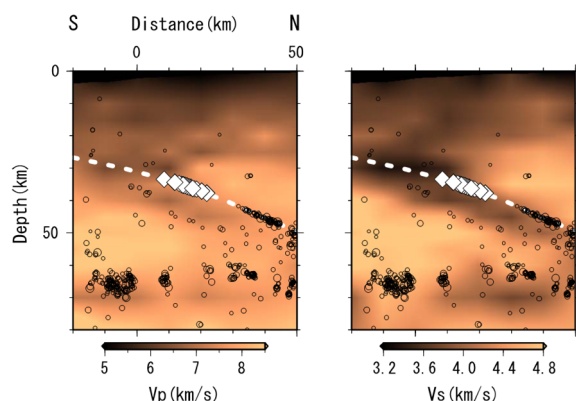


図 5 速度構造⁹⁾と変換点の関係を示します。断面の位置は、図 3(a)の実線です。白波線はフィリピン海プレート上面境界⁹⁾を、菱形は図 4 に示した観測点に到達した変換波の変換点を示し、震源⁶⁾を黒丸で重ねて示します。

3 まとめ

MeSO-net と防災科研 Hi-net をはじめとした既存の地震観測データを統合し、地震波形統合データベースを構築・保管しました。

関東地方の防災科研 Hi-net および MeSO-net の最大振幅データを使用し、周波数帯域ごとの減衰構造を推定し、沈み込む太平洋プレートの影響と思われる、減衰構造の地域性を明らかにしました。また、茨城県南西部から千葉県北西部において自然地震の後続位相を調査し、SP 変換波を見出し、震源深さ依存性と理論走時解析により、MeSO-net によりこの領域でのプレート境界からの後続位相を観測できること、またプレ-

ート境界の位置を高精度に特定できることを示しました。得られた成果は、東京大学地震研究所へ提供し、プロジェクトの成果取りまとめに協力しました。

参考文献

- 1) Zhao, D., Horiuchi, S., Hasegawa, A., Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan islands. *Tectonophysics* 212, 289-301, 1992.
- 2) Matsubara, M., Hirata, N., Sato, H., and Sakai, S., Lower crustal fluid distribution in the northeastern Japan arc revealed by high resolution 3D seismic tomography, *Tectonophysics*, 388, 33-45, 2004.
- 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, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 110, B12304- doi:10.1029/2005JB003673, 2005.
- 4) Matsubara, M., Obara, K., and Kasahara, K., Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, 454, 86-103, 2008.
- 5) Matsubara, M., Low-Q structure related to partially saturated pores within the reservoir beneath The Geysers area in the northern California, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, S41A-2172, 2011.
- 6) 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.
- 7) 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.
- 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.*, Vol. 103, pp. 7187-7210, 1998.
- 9) 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, 2012.

I-1-2-1 プレート構造・変形過程と地震発生過程の解明

佐藤比呂志・石山達也・橋間昭徳(東京大学地震研究所)

1. 研究の目的

2011 年東北地方太平洋沖地震(東北沖地震)は極めて巨大な地震で、地震に伴う地殻変動は日本列島のみならず朝鮮半島や沿海州までおよびました。こうした巨大地震後の地殻変動は発生後、数十年にわたって継続し、広範な地域の地震活動に影響を及ぼします。東北沖地震の震源域に隣接する関東地方においても、地殻変動や地下の応力状態が大きな影響を受けることは想像に難くありません。日本列島は日本海の拡大期(2500 万年前～1500 万年前)に大陸から分離して形成されましたが、関東地方は本州の中でも移動距離が大きく、また伊豆－小笠原弧と南関東で衝突し、現在の関東平野下にも多くの断層が形成されました。こうした断層の一部は、平野部に伏在するものも含めて、活断層として分布しています。これらの活断層は東北沖地震後の応力変化で、動き易く(地震が起きやすくなる)のでしょうか。この課題に答えることを我々の研究の目的として、二つの観点から研究を進めました。一つは、東北沖地震後の応力変化を求めるための、広域的な 3 次元粘弾性有限要素モデルを構築すること、もう一つは首都圏の震源断層のモデル化を行うことです。

巨大地震後の長期間の応力変化は、弾性的に挙動する地殻のみならず、非弾性的な性質をもつマンツルの影響も受けます。1995 年の兵庫県南部地震以降、日本列島には多数の GPS 観測点が設置され、巨大地震に伴う地殻変動が世界で初めて稠密な観測網で観測されました。本研究ではこうした地殻変動データを用いて 3 次元の粘弾性数値計算を行い、広域的な粘性構造を求めました。この粘弾性モデルに東北沖地震に伴う変位を与えることで、その後の周辺域の応力変化を求めることが可能になります。こうした応力場において、震源断層それぞれの位置や形状を考慮して断層面上の応力変化(クーロン応力変化)を求めることにより、巨大地震が首都圏下の断層に及ぼす影響を評価することが可能になります。震源断層については、これまで取得した反射法地震探査を再検討するとともに、新たに反射法地震探査を実施し、変動地形学的な検討を加え震源断層モデルを構築しました。この研究によって、首都圏の活断層や震源断層について新たな知見が得られました。

2. 関東地方の伏在活断層

首都圏を含む関東平野周辺域には、深谷断層・綾瀬

川断層といった第四紀後期に活動を繰り返してきた活断層が分布しています¹⁾。また、このほかにも、上総層群・下総層群および中期更新世以降の海成・河成段丘面の分布・編年に基づいた活構造に関する数多くの研究がされています²⁾。一方、伏在断層の形状や分布などについてはまだ不明な点が多いのが実情です。本研究では、関東平野で行われてきた大深度地殻構造探査の結果^{3,4)}に加えて、本プロジェクトを含む近年の成果を加味して、改めて関東平野周辺域の震源断層モデルを再検討しました(図 1)。

大都市大震災軽減化特別プロジェクト・北関東測線の深部構造探査の結果⁴⁾によると、北関東測線が延びる青梅市から春日部市にかけての区間では、地下に半地溝構造がいくつか存在します。これを覆う上総層群と下総層群は緩い背斜を形成していることから、第四紀中期以降に逆断層として繰り返し活動したと考えられます。データの量的不足を補うために 2015 年に富士見市で実施した反射法地震探査によって、北関東測線と構造的に類似した、反転する半地溝構造が見出されました。これらのデータから、川越市から富士見市にかけてほぼ南北に伸びる、西傾斜の伏在逆断層が存在すると推定されます。反射断面とボーリングコアとの対比によれば、この伏在逆断層の上盤側で上総・下総層群が累積的に変形していると考えられます。また、この伏在断層に沿っては、武蔵野面に東側低下の撓曲崖地形が断続的に分布しており、これらは伏在断層の第四紀後期の変位を示す可能性があります。

同様に、北関東測線中央部では、上総層群相当層が参加する西向きの撓曲構造が認められ、この地下には西傾斜の伏在逆断層が存在すると推定されます。これは再解析した東京都(2003)測線中央部付近に存在する半地溝構造に連続する可能性があります。また、半地溝構造を限り、第四紀に反転して再活動した西傾斜の逆断層は、狭山丘陵の形成に寄与した可能性があります。この断層に沿っては、金子台や武蔵野面に東側低下の撓曲崖地形が断続的に分布しており、これらは伏在断層の第四紀後期の変位を示す可能性があります。

以上の結果と、伏在断層によって形成されたと考えられる変動地形の分布に基づき、関東地域の活断層・活構造についての震源断層モデルを矩形で図示しました(図 1)。F11 や F12 など、限られた数の反射断面と、断片的な変位の可能性がある地形に基づいて推定し

ており、形状や分布については不確実性が残ります。また、地形面の変位量からは、その多くはいわゆるC級活断層と推定されます。これらの構造は首都圏の近傍に位置し、地震防災上の重要性は極めて高いと言えます。伏在断層の性格を明らかにするためには、今後さらに多くの地下構造断面を取得するとともに、変位地形についてもより詳細な検討を進めることが重要です。



図 1 首都圏に分布する震源断層の矩形モデル。黒線は検討した反射測線の位置を示す。太線は断層面上端位置を示す。赤い矩形は下総層群の堆積期ないしは第四紀後期に活動した可能性のある断層、青色は上総層群を变形させる断層を示す。

3. 東北沖地震によるクーロン応力変化

一般に、巨大地震後の地殻変動はアセノスフェアにおける粘弾性流動と本震の延長部で起こる余効すべりによって引き起こされます。したがって、GPS 観測網によってとらえられた東北沖地震後の地殻変動データを解析することによって地下の粘性構造および余効すべりを解明することが可能となります。得られた粘性構造と余効すべり分布を用いれば、粘弾性モデルにより日本列島域の応力変化の予測計算を行うことが可能です。このような目的のために、本研究では日本列島域の現実的なプレート構造(ユーラシア、太平洋、フィリピン海プレート)^{5,6,7}とアセノスフェアの粘弾性流動を考慮した三次元有限要素モデル^{8,9}を構築しました(図 2)。

この有限要素モデルを用いて、東北沖地震による地

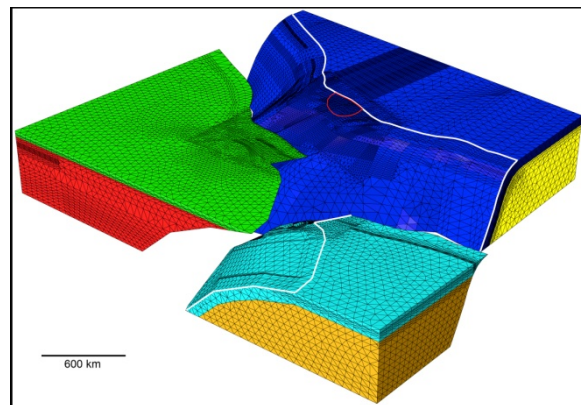


図 2 計算に用いた有限要素モデル。南西上方から眺めた図。ユーラシア(緑-赤)、太平洋(青-黄)、フィリピン海(水色-橙)の各プレートに分けて表示。日本列島はユーラシアプレート上に位置する。

殻変動を説明できる粘性構造と余効すべりを求めました。まず粘性構造は、既存研究による知見¹⁰⁾をもとに、逐次的に複雑な構造を取り入れて観測変位との残差を最小にするモデルを探索するという方法⁹⁾によって求めました。得られた粘性構造を図 3a に示します。地殻変動に大きな影響を与える低粘性の領域は、大陸側の深さ 150-300 km の領域と、太平洋プレートの屈曲している部分の下半部に存在することがわかりました。これらの領域の粘弾性流動により、日本列島の陸域の東向き、海底観測点の西向き、及び太平洋沿岸部の隆起という特徴的な地震後の地殻変動を説明することができま。粘弾性緩和による変位と観測変位の残差からインバージョンを行うことにより余効すべりを得ました(図 3b)。これらは本震のすべり分布の南北に別れて分布し、過去の地震発生域に挟まれるようにして存在します。

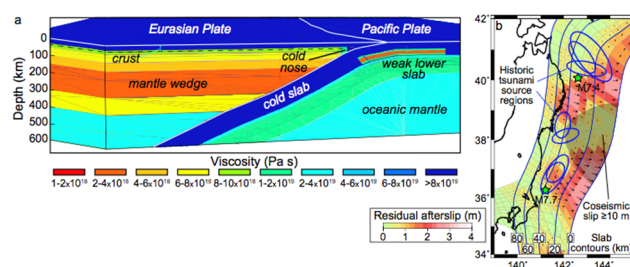


図 3 a) 地下の粘性構造 b) 余効すべり分布。黒い影の領域は東北沖地震の本震すべり分布。青い楕円は過去の地震による津波波源域。

以上で求められた粘性構造と余効すべり分布を用いて、図 1 で得られた関東地方の伏在断層における断層活動の指標であるクーロン応力変化のモデル計算を行いました。図 4 にその結果を示します。図 1 に示したように、関東地方の伏在断層の多くは北東または南西傾斜の低角逆断層です。これらの断層におけるクーロン

応力は負となり断層運動は抑制されるという結果になりました。しかし、その特徴から外れる断層(横ずれ断層:F6、高角傾斜:F6、F7、F9、北西または南東傾斜:F15、F16)では例外的に断層運動を促進するように応力が働くことが明らかになりました。この計算結果は、断層運動の予測のために断層の形状とすべり方向を正確に求めることの必要性を示しています。

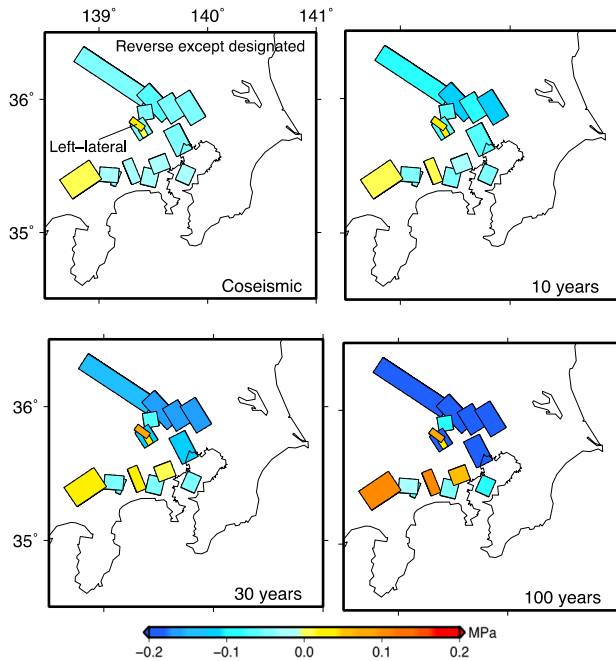


図 4 東北沖地震の発生直後、10 年後、30 年後、100 年後の関東地方の伏在断層上のクーロン応力。断層のすべり方向は左横ずれの箱根ヶ崎断層(旧立川断層北部)以外は全て逆断層すべりである。カラースケールの黄色ー赤色は断層運動を促進する応力、水色ー青色は断層運動を抑制する応力を示す。

参考文献

- 1) 活断層研究会, 新編日本の活断層一分布図と資料一, 東京大学出版会, 437pp, 1991.
- 2) 貝塚爽平, 関東の第四紀地殻変動, 地学雑誌, 96, 51-68, 1987.
- 3) Ishiyama, T. et al., Active blind thrusts beneath the Tokyo metropolitan area: Seismic hazards and inversion tectonics, Geophys. Res. Lett., 40, 2608-2612, 2013.

- 4) 佐藤比呂志ほか、首都圏における地下構造探査：堆積平野からプレートまで、日本地質学会関東支部—日本第四紀学会ジョイントシンポジウム講演予稿集, 12-15, 2010.
- 5) Nakajima, J., Hasegawa, A.: Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: Reactivation of subducted fracture zone?, Geophysical Research Letters, Vol.33, pp.L16309, doi:10.1029/2006GL026773, 2006.
- 6) Nakajima, J., Hirose, F., Hasegawa, A.: Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity, Journal of Geophysical Research, Vol.114, pp.B08309, doi:10.1029/2008JB006101, 2009.
- 7) Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J., Matsuzawa, T.: Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials, Earth and Planetary Science Letters, Vol.290, pp.415-426, 2010.
- 8) Hashima, A., Becker, T.W., Freed, A.M., Sato, H., Okaya, D.A.: Coseismic deformation due to the 2011 Tohoku earthquake: influence of 3-D elastic structure around Japan, Earth, Planets and Space, Vol.68, pp.DOI: 10.1186/s40623-016-0535-9, 2016.
- 9) Freed, A.M., Hashima, A., Becker, T.W., Okaya, D.A., Sato, H., Hatanaka, Y.: Resolving depth-dependent subduction zone viscosity and afterslip from postseismic displacements following the 2011 Tohoku-oki, Japan Earthquake, Earth and Planetary Science Letters, Vol.459, pp.279-290, 2017.
- 10) Hirth, G., and D. L. Kohlstedt, Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists, in Inside the Subduction Factory, Geophys. Monogr. Ser., Vol. 138, edited by J. Eiler, pp. 83-105, AGU, Washington, D. C., 2003

I-1-2-2 関東下の構成岩石モデルの構築

石川正弘(横浜国立大学)

1. 研究の目的

首都圏地震観測網による地震波トモグラフィーは、首都圏の陸側プレート、首都圏下に沈み込むフィリピン海プレートと太平洋プレートの地震波速度の分布を捉えています。地震波速度の特徴は地下を構成する岩石の種類や地下深部の流体の分布に対応するものと期待されます。そこで地震波速度を用いて、関東下、特に首都圏下の関東地震震源断層近傍の構成岩石と流体分布の推定を目的としました。

2. 構成岩石モデル

2.1 岩石の弾性波速度測定

横浜国立大学設置のピストンシリンダー高圧発生装置を用いて、関東山地の四万十帯および丹沢山地の丹沢層群の構成岩石を対象としてP波速度(V_p)、S波速度(V_s)、 V_p/V_s を測定しました。図1は実験結果です。丹沢層群の緑色岩($V_p/V_s=1.75$)と比べると四万十帯の砂岩や砂質泥岩の V_p/V_s は1.60~1.65程度と著しく低い特徴を示すことがわかります。低い V_p/V_s は四万十帯における高い石英含有率に起因しています。つまり、四万十帯は低 V_p/V_s 帯として地震波トモグラフィーで捉えることが可能であることを弾性波速度測定実験は示しています。

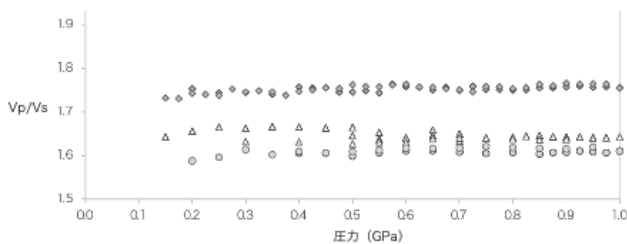


図1 V_p/V_s 測定結果。最大 1.0 GPa の高圧条件下・室温で V_p/V_s を測定。シンボルは○が四万十帯の砂岩、△が四万十帯の砂質泥岩、◇が丹沢層群の緑色岩。

2.2 関東の陸側プレートの地殻構成

首都圏においては、フィリピン海プレートが陸側プレートに沈み込む一方で、神奈川県西部では伊豆・小笠原弧が本州弧に衝突し、複雑な地殻構造を形成しています(Sato et al, 2005, Arai et al., 2009)。丹沢山地の北側には関東山地が位置しており、三波川帯・秩父帯・四万十帯の各付加体からなります。関東平野下の

基盤はこれらの地質体から構成されると予想されますが、基盤岩石が露出していないために、関東平野部の陸側プレートの地殻構成岩石を直接観察することはできません。そこで、防災科学技術研究所の日本列島下の三次元地震波速度構造(Matsubara and Obara, 2008)を用いて、西南日本から関東における地下の地質体を検討しました。図2は西南日本から関東の地下10 kmにおける V_p/V_s トモグラフィーです。四万十帯や秩父帯の分布域は低 V_p/V_s として、三波川帯は中程度の V_p/V_s として明瞭に認識できます。

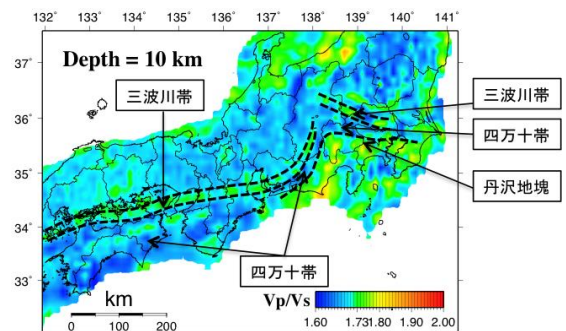


図2 地下10 kmにおける地質分布。

2.3 プレート境界上面の構成岩石

本研究では、首都圏地震観測網(MeSO-net)による地震波トモグラフィー(Nakagawa et al., 2010)の速度データを用いてフィリピン海プレートと接する陸側プレートの構成岩石、つまり関東地震震源断層近傍の陸側プレートの構成岩石を推定しました。一般的に島弧の最上部マントルの V_p は7.8 km/s以上です。したがって、 $V_p > 7.8$ km/sの分布域はかんらん岩であると推定しました。東側(千葉県と茨城県の県境下)では約30 km以深でフィリピン海プレートと陸側プレートのマントルが接する一方で、西側(埼玉県下)では約40 km以深でフィリピン海プレートとマントルが接します。相対的に東部ほど陸側プレートの地殻が薄いことが読み取れます。図3には、 $V_p=6.5\sim 7.5$ km/sかつ $V_p/V_s=1.7\sim 1.9$ の分布域を示しました。この分布域は苦鉄質下部地殻であると推定しました。約20 km以深からフィリピン海プレートと陸側プレート下部地殻(苦鉄質岩)が接することがわかります。図4には、 $V_p < 6.5$ km/sかつ $V_p/V_s=1.7\sim 1.9$ の分布域を示しました。この分布域は珪長質地殻であると推定しました。約20 km以浅でフィリピン海プ

プレートと陸側プレート上部地殻の珪長質岩が接しています。深さ 30 km 前後で西北西から東南東に並ぶスポット状の領域も珪長質地殻であると推定されます。

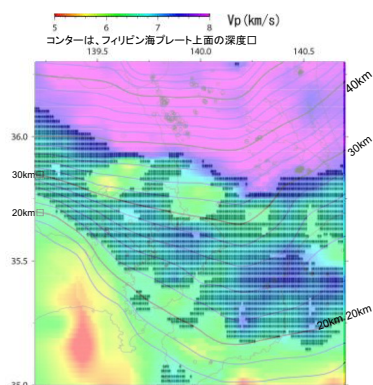


図 3 プレート境界上面 3 km における珪鉄質岩の分布。コンターは、フィリピン海プレート上面の深度。

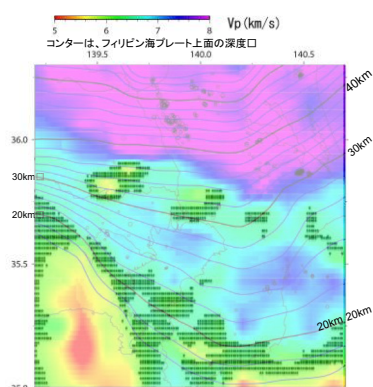


図 4 プレート境界上面 3 km における珪長質岩の分布。コンターは、フィリピン海プレート上面の深度。

2.4 プレート境界上部における蛇紋岩の分布

首都圏地震観測網(MeSO-net) による地震波トモグラフィ (Nakagawa et al., 2010) と蛇紋岩の弾性波速度を比較することで、フィリピン海プレート上面から 3 km 上部に位置する蛇紋岩領域の分布を推定しました。蛇紋岩の弾性波速度は、ダンかんらん岩 (dunite)–蛇紋岩 (lizardite) 系列の V_p および V_s データ (Christensen, 2010) を用いました。

図 5 には蛇紋岩化率 25 %–75 % の領域を示しました。蛇紋岩化率 25 %–75 % の領域は、陸側プレートの地殻マントル境界に分布するもの (陸側プレートのマントルかんらん岩の蛇紋岩化に伴うもの) と、陸側プレート地殻内部のもの (蛇紋岩が何らかのプロセスで陸側プレート地殻内に取り込まれたもの) に区分されます。房総半島中央部と房総沖において蛇紋岩化域と推定された領域はスロースリップ領域とオーバーラップしており、房

総半島下のプレート境界面で発生するスロースリップ現象はプレート境界面上の蛇紋岩と関連していると考えられます。プレート境界深度 16–18 km 付近 (房総沖海底下、房総南部、横須賀) の蛇紋岩化域と陸上の蛇紋岩の分布域は一系列の西北西–東南東の帯状に並んでおり、この蛇紋岩配列は深度 16–18 km 付近から地表までほぼ垂直に分布していると推定されます。

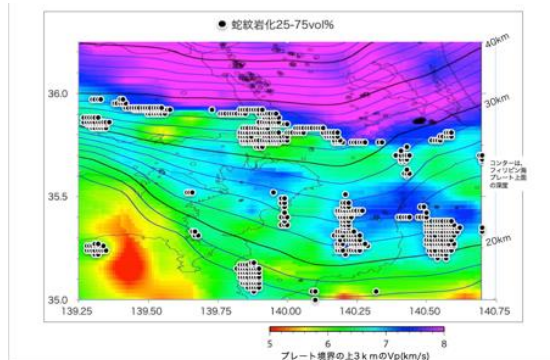


図 5 プレート境界より上部 3 km における蛇紋岩化率 25 %–75 % の領域 (●)。コンターはプレート境界の深さを示す。カラーはプレート境界よりも 3 km 上部の P 波速度を表す。蛇紋岩化領域の判定基準は、ダンかんらん岩–蛇紋岩 (lizardite) 系列の V_p を満たし、かつ、 V_p/V_s 値が ± 0.05 の範囲内の領域とした。

2.5 プレートの構成岩石と流体分布

P 波速度の分布に基づくと、日本海溝から沈み込んだ太平洋プレートの P 波速度が深さ 60 km で約 8 km/s まで急激に上昇する特徴が見られます。沈み込んだ海洋地殻が青色片岩からローソン石エクロジヤイトに相転移したことを反映していると推測されます (図 6)。高 V_p/V_s 異常 (>1.9) 域がプレートの相転移箇所の直上に分布しており、青色片岩がローソン石エクロジヤイトに相転移する際にプレートから脱水した H_2O 流体であると推測されます。

図 7 は V_p/V_s の分布から推定した広域的な流体分布です。地殻とマントルを構成する主要な鉱物の V_p/V_s は 1.9 を超えないので、流体分布域の判定基準は、 V_p/V_s が 1.9 を超える領域とここでは定義しました。南北に配列する流体分布が深度 45–60 km で認識され、太平洋プレートの海洋地殻の変成脱水反応に由来する水が上昇しているものと解釈されます。また、深度 40–45 km において、東西に配列する流体分布が見られ、フィリピン海プレートの海洋地殻の変成脱水反応に由来する水が上昇しているものと考えられます。

P 波速度の分布に基づくと、相模トラフから沈み込んだフィリピン海プレート伊豆弧前弧地殻の P 波速度が 6.5–7.0 km/s から 7.0–7.5 km/s まで増加する特徴が、深さ 40–45 km において見られます。フィリピン海プレート

として沈み込んだ伊豆弧前弧地殻が緑色片岩からざくろ石角閃岩に相転移したことを反映していると推測されます。さらに、フィリピン海プレート伊豆弧前弧地殻の P 波速度は深さ 50 km で約 8 km/s まで上昇する特徴を示し、深さ 50 km でエクロジャイトに相転移していると推測されます。

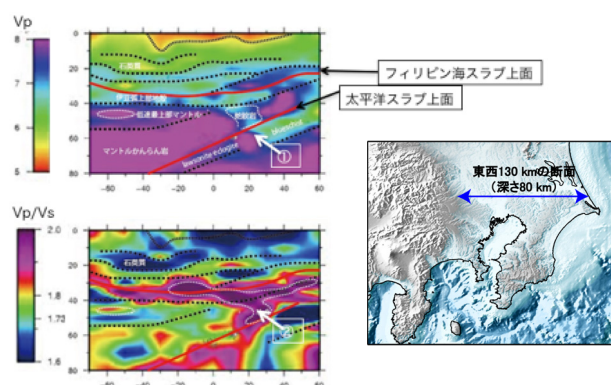


図 6 P 波速度と V_p/V_s の東西方向に沿う深度断面図。日本海溝から沈み込んだ海洋地殻の P 波速度が深さ 60 km で急激に増加する(①)。高 V_p/V_s 異常 (>1.9) 域が分布する(②)。

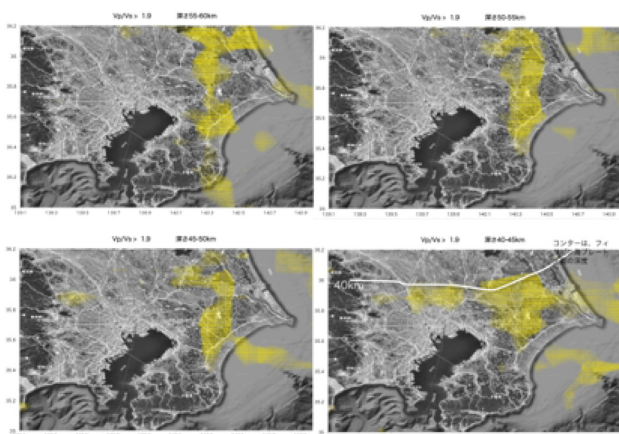


図 7 推定される流体 ($V_p/V_s > 1.9$) の分布域(黄色)。

3. 結論ならびに今後の課題

四万十帯は低い P 波速度と著しく低い V_p/V_s で特徴付けられることが弾性波速度実験から示されました。

首都圏地震観測網(MeSO-net) による地震波トモグラフィに基づき、フィリピン海プレートと接する陸側プレートの構成岩石(珪長質岩、苦鉄質岩)分布を推測しました。

蛇紋岩化域は、プレート境界深度 32-34 km 付近の陸側プレートの地殻マントル境界に分布するものと、より浅部のプレート境界上の陸側プレート地殻内部のものに区分されました。房総半島中央部と房総沖において蛇紋岩化域と推定された領域はスロースリップ領域と

オーバーラップしており、房総半島下のプレート境界面で発生するスロースリップ現象はプレート境界面上の蛇紋岩分布と関連していると考えられます。

プレート境界深度 16-18 km 付近(房総沖海底下、房総南部、横須賀)に分布する蛇紋岩化領域と陸上の蛇紋岩の分布域が西北西-東南東の帯状に並んでいることが明らかとなりました。この蛇紋岩配列は深度 16-18 km 付近から地表まではほぼ垂直に分布していると推定されます。

太平洋プレートの海洋地殻部分の青色片岩からローソン石エクロジャイトへの相転移は深さ 60 km で発生しています。

フィリピン海プレートの伊豆弧前弧地殻部分の緑色片岩からざくろ石角閃岩へ相転移は深さ 40-45 km で、また、ざくろ石角閃岩からエクロジャイトへの相転移は深さ 50 km で発生していると考えられます。

以上のように、関東下、特に首都圏下の関東地震震源断層近傍の構成岩石と流体分布を推定しました。

参考文献

- 1) 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, Vol.309, pp.462-464, 2005.
- 2) Arai, R., Iwasaki, T., Sato, H., Abe, S. and Hirata, N.: Collision and subduction structure of the Izu-Bonin arc, central Japan, revealed by refraction/wide-angle reflection analysis, Tectonophysics, Vol.475, Issue 3-4, pp.438-453, 2009.
- 3) Matsubara, M., Obara, K. and Kasahara, K.: Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, Tectonophysics, Vol.454, pp.86-103, 2008.
- 4) 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, AGU Fall Meeting Abstracts, 2010.
- 5) Christensen, N. I.: Serpentinities, Peridotites, and Seismology, International Geology Review, Vol.46, pp.795-816, 2004.

I-1-3 首都圏での中小地震と大地震の発生過程の解明

佐竹健治(東京大学地震研究所)

1. 研究の目的

2011 年東北地方太平洋沖地震以降、関東地方では地震活動が活発になりました。これらを含めた関東地方の中小地震の震源を決定し、その類型化を図ります。また、南関東で過去に発生した大地震について、古地震・古津波記録すなわち計器観測記録・歴史資料・津波堆積物等の記録を収集し、分析することで、その地震像を明らかにし、新たな時系列モデルを構築します。これらをもとにして中小地震と大地震の発生過程の関係性を解明します。

2. 研究の実施内容

2.1 MeSO-net 検測値を用いた発震機構解の推定

本プロジェクトで維持・管理されてきた首都圏地震観測網(MeSO-net)による検測値データを用いて、2008 年 4 月 1 日～2015 年 2 月 9 日に発生した 2786 個の地震について、発震機構(メカニズム)解を推定し、カタログを作成しました(図 1)。カタログ化した発震機構解は、首都圏に展開された稠密観測網に基づくため、特に首都圏中心部では精度良く決定されています。また、2011 年前後の期間を収録していることから、東北地方太平洋沖地震による応力場の時空間的な変化を調査するための貴重なデータになるはずです。

2.2 明治・大正期の顕著地震の震源・発震機構解

日本における地震の近代計器観測は 1870 年代半ばに始まり、当時の煤書きの波形記録や検測値、被害記録等が収集・保管されています。本課題では、近年に発生した地震の震源・発震機構解あるいは S-P 時間・初動との比較から明治・大正期に発生した顕著地震の震源・発震機構解を推定する手法を構築し、適用しました(石辺・他、2015)。

1922 年 4 月 26 日に発生した浦賀水道付近の地震の場合、構築した手法によって推定された震源は房総半島南西部の深さ 50~60 km 程度となり、関東下に沈み込んでいるフィリピン海プレート内で発生した地震である可能性が高いことが分かりました。またこの地震について報告されている初動は、近年この領域で発生している引張軸が南西-北東方向を向く正断層型あるいは横ずれ型の地震と調和的であることが分かりました。

本課題で構築した手法は、関東地方のみならず日本全国で発生した地震へ適用可能であるため、今後も調査を継続することで、明治・大正期に発生した顕著地震

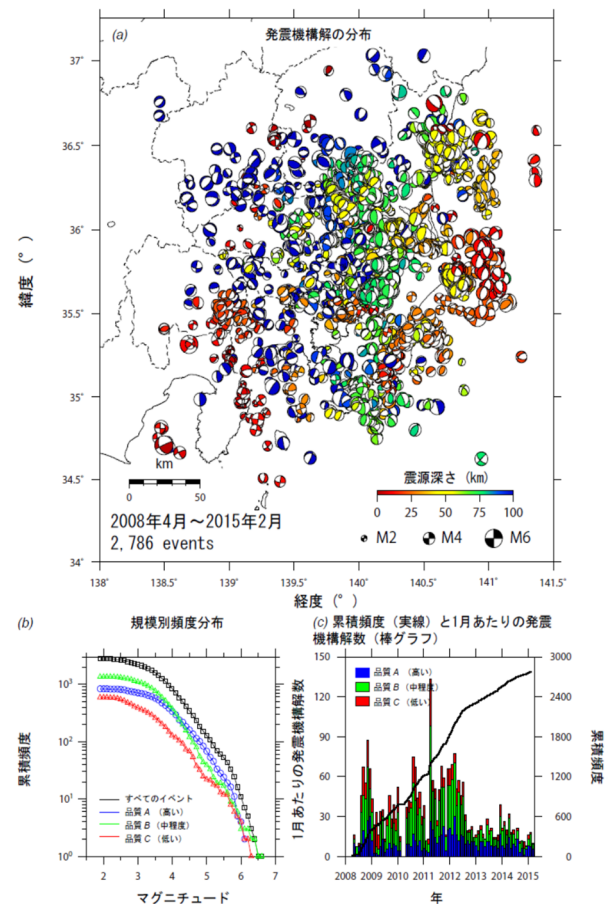


図 1 MeSO-net 検測値を用いて決定した発震機構解の分布。

に対する新たなカタログの作成が期待されます。

2.3 大地震による応力変化と中小地震の関係

2011 年東北地方太平洋沖地震後に、日本各地で地震活動の変化が観測されました。特に関東地方では顕著な地震活動の活発化が観測され、現在も東北地方太平洋沖地震前に比べて活発な地震活動が継続しています。

本課題では、2.1 で決定したものを含む豊富な発震機構解を用いることで、東北地方太平洋沖地震とその後の関東における地震活動の活発化との関係について調査しました。その結果、関東地方における地震活動の活発化は、2011 年東北地方太平洋沖地震による静的クーロン応力変化で大局的に説明できることが分かりました(Ishibe et al., 2015)。

また、近年に発生した他の 2 つの巨大地震(2004 年スマトラ・アンダマン地震・2010 年チリ・マウレ地震)についても調査しました。2004 年スマトラ・アンダマン地震の場合にも、その応力変化によって発震機構解の分布の時間的変化が説明可能でした。一方で、2010 年チリ・マウレ地震の場合には、明瞭な相関は認められませんでした。これらの結果からは、大地震が発生した後に生じる地震活動変化の予測にクーロン応力変化が有効である可能性が示唆されますが、この他にも様々な要因が地震活動変化あるいはその後の大地震の誘発に寄与していることが考えられます。

2.4 関東地方の歴史地震史料のデータベース

大地震の繰り返しやその複雑性を理解するには、100 年程度に過ぎない近代計器観測のみでは不十分です。日本では過去 1000 年以上にわたって歴史資料が残されており、これらを調べることによって、過去の地震で生じた被害の分布や地震像を調査することができます。これらの歴史資料を、検索機能を有する電子データベース化することは、今後の歴史地震研究を推進するための基礎資料として非常に重要です。

古代・中世に発生した歴史地震の歴史資料は、「古代・中世地震・噴火史料データベース」(石橋・古代中世地震史料研究会、2011)として電子化されています。近世の歴史資料は膨大なため多くはアナログ媒体のままです。そこで 1600 年以降に南関東及びその周辺で発生した被害地震を対象として『新収日本地震史料』などの史料集所収の史料や、新たに収集した歴史資料をデジタルデータ化し、「1703 年元禄関東地震」、「1855 年安政江戸地震」、「江戸時代に発生した顕著な被害地震」35 地震の 3 種類のデータベースを構築しました。

図 2 は 1703 年元禄関東地震のデータベースの例です。①でキーワードを入力すると、検索結果が②に表示され、②の史料名をクリックすると③のような史料本文が表示されます。その他の 35 の地震も同様に検索ができます。1855 年安政江戸地震に関しては、本プロジェクトで使用了史料のみ掲載し、暫定的に PDF 形式で公開しています。安政江戸地震の史料は膨大であるため、今回はその一部分の公開となりました。

2.5 安政江戸地震の震源像の解明

首都圏直下では、1855 年(安政二年)にマグニチュード 7 クラスの地震が発生し、江戸市中に大きな被害を及ぼしたことが歴史資料から明らかにされています。しかし、この地震の深さについては、地表付近という説もあれば、100 km 程度という説もありました。

関東の地下にはフィリピン海プレートや太平洋プレートが潜り込んで、大変複雑な構造となっており、これらの影響により「異常震域」と呼ばれる現象が生じます。すなわち、地震が発生した真上の地域が必ずしも大きな震



図 2 1703 年元禄関東地震のデータベースの例。

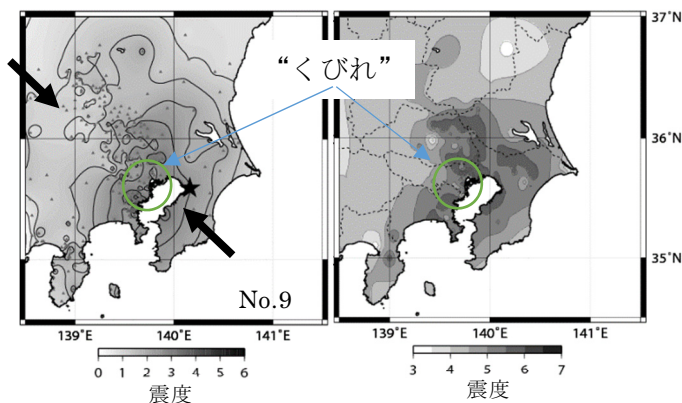
度になるとは限りません。地震計が無い時代の地震の発生場所や深さを推定するには、震度分布が有力な手がかりになるのですが、このような現象が邪魔をして、なかなか分かりませんでした。

本課題ではまず史料の収集や解説を行い、次に異常震域の特徴を調べるとともに、地下の三次元的な地震波減衰構造を考慮して震度を理論的に予測し、震源がどこであれば、史料から得られた震度分布の特徴が説明できるかを調べました。検討は東北から関西にかけて(遠地と呼びます)と関東周辺(近地と呼びます)での震度分布について行いました。

史料には、地震が発生して何十年も後に書かれたものや聞き伝えを書いたものなど、その信頼性・確実性は様々です。今回、遠地についての史料を吟味した結果、近畿地方よりも西には有感の記事がないことが新たに判明しました。

日本列島全体の 3 次元減衰構造を用いて、先行研究によるフィリピン海プレート内やフィリピン海プレートと太平洋プレート境界に地震の断層面を仮定し、広域的な震度予測を行ったところ、上記史料の分析から得られた有感域を説明できることが分かりました。つまり、浅い地震でなくても広域の震度分布が説明できることがわかりました。一方、太平洋プレート内の深さ 100 km 程度の地震では、東北地方に比べ、西日本への震度分布の広がりが小さくなり、史料から得られる安政江戸地震の震度分布と一致しませんでした。

近地の震度分布の先行研究(中村・他、2007)では、フィリピン海プレートと太平洋プレート境界付近の地震による震度分布には東京都の中央部で震度が小さくなる「くびれ」(図 3)がみられることが指摘されていました。本プロジェクトで実施した史料調査では、ある人物が他



(a) 1999 年 9 月 13 日の地震 (b) 1855 年安政江戸地震。
(深さ 76 km)。

図 3 フィリピン海プレートと太平洋プレート境界付近の地震による震度分布(a)と、安政江戸地震の震度分布(b) (中村・他, 2007 に加筆)。円は“くびれ”を示す。

の場所から江戸に移動する間の被害を連続的に記載している記事の分析を行っており、そのうち『公私日記』からは、代田橋(京王線の代田橋駅付近に存在した橋)より西では被害はそれほどでもなかったことがわかり、この地域と“くびれ”が良く対応します。安政江戸地震でも“くびれ”が確かにあることがわかってきました。

一方で、フィリピン海プレートと太平洋プレート境界付近の地震による震度は、東京都よりも神奈川県東部で大きくなり、安政江戸地震が江戸での被害が甚大である特徴とは異なることがわかりました。このことから、フィリピン海プレートと太平洋プレート境界の地震の可能性は低いと考えられます。

“くびれ”の特徴を 3 次元減衰構造から説明するために、新たに、より詳細な 3 次元減衰構造を求め、それによる震度予測を実施しました。図 4 には千葉県北西部の深さ 50 km(フィリピン海プレート内)を想定した震度分布の予測結果を示しています。東京都心部のほか、川崎や横浜など神奈川県東部で震度が大きいのに対し、そのすぐ北側の世田谷区より西側で震度がそれほど大きくなっておらず、江戸に被害が集中したこと及び震度分布の“くびれ”が説明できていると考えられます。すなわち、安政江戸地震の近地での震度分布は、フィリピン海プレート内の地震であっても説明できること分かってきました。

以上の検討から推定される安政江戸地震の震源像をまとめたものを図 5 に示します。

地殻内地震については、先行研究の P-S 時間に基づいて推定された深さから否定的であり、今回の 3 次元減衰構造を考慮した広域震度予測によれば、浅い地震でなくても遠地での有感域が説明できることから、その可能性は低いと考えられます。

太平洋プレート内の深い地震については、広域震度予測によると、東北地方に比べて西日本への震度分布

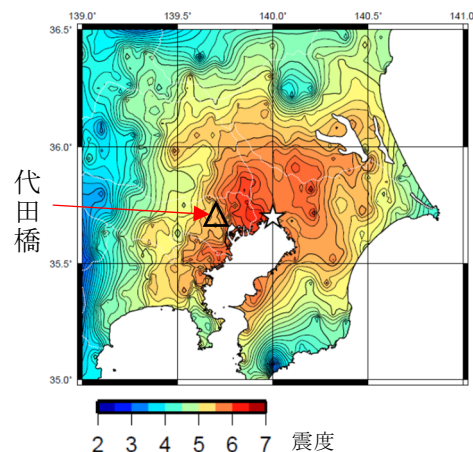


図 4 詳細な 3 次元減衰構造に基づく予測震度の一例。震源の深さ 50 km(フィリピン海プレート内)、 $M=7.0$ 、 $\Delta\sigma=50$ MPa を仮定しています。

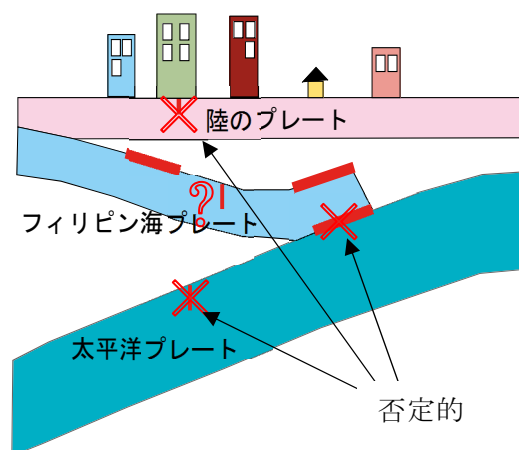


図 5 安政江戸地震の震源像。残された可能性として、フィリピン海プレート内あるいはフィリピン海プレートの上面と考えられます。

の広がりが小さくなり、遠地での震度分布と合わないことから、その可能性も低いと考えられます。

フィリピン海プレートと太平洋プレート境界の地震については、近年の地震の震度分布は神奈川県東部で最大となり、安政江戸地震が江戸での被害が甚大である特徴とは異なることから、その可能性が低いと考えられます。

残る可能性としては、フィリピン海プレート内、あるいはフィリピン海プレート上面の地震であり、1855 年安政江戸地震の震源はこのいずれかであったと考えられます。

2.6 地形・地質調査による関東地震の発生履歴

フィリピン海プレートの沈み込みによる関東地震は、マグニチュード 8 クラスの地震で、関東地方の広範囲に被害をもたらします。しかしながら、歴史的に知られている関東地震は 1923 年の大正関東地震と 1703 年元禄関東地震に限られ、その発生間

隔や多様性を議論するためには十分なデータが集まっているとは言えませんでした。本プロジェクト以前に三浦半島で行われた津波堆積物の調査から、1293（永仁元）年鎌倉大地震が関東地震である可能性が指摘されました（Shimazaki *et al.*, 2011）。本プロジェクトでも、地形・地質学的な調査と歴史資料調査により過去の関東地震の痕跡を調べました。

房総半島では、史料調査からは元禄関東地震による津波の挙動や耕作地への砂入りが明らかになりました（Muragishi, 2016）。千葉県九十九里町では地形・地質学的な調査を行い、過去の地震による津波堆積物と考えられる砂層を発見しました。

また、静岡県伊東市宇佐美の遺跡発掘現場からは、15世紀の砂層堆積物が発見され、これは当初1498（明応七）年東海地震によるものと考えられてきました（藤原・他、2007）。しかし東海地震により伊豆半島東岸に大津波が押し寄せるとは考えにくいこと、さらに歴史資料の再検討から、これまでは1498（明応七）年東海地震の誤記とされてきた1495年（明応四年八月十五日）の地震が関東地震であり、これによる津波堆積物である可能性が示唆されました（金子、2012）。

1293（永仁元）年鎌倉大地震、1495（明応四）年の地震がともに関東地震であった場合、マグニチュード8クラスの関東地震の発生間隔は202年（1293年～1495年）、208年（1495年～1703年元禄関東地震）、220年（1703年～1923年大正関東地震）となり、これまで考えられていた200年～500年に比べて、その発生間隔のばらつきが小さくなります。今後、さらなる検討が必要です。

3. まとめ

◆ MeSO-net 検測値を用い2008年4月1日～2015年2月9日の2786個の地震についてMeSO-net検測値に基づく発震機構解のカatalogを作成しました。

◆ 明治・大正期の顕著地震について検討し、1922年4月26日に発生した浦賀水道付近の地震はフィリピン海プレート内で発生した地震である可能性が高いことがわかりました。

◆ 2011年東北地方太平洋沖地震後の関東地方における地震活動の活発化は、同地震による静的クーロン応力変化で大局的に説明できることがわかりました。

◆ 1600年以降に南関東及びその周辺で発生した被害地震として「1703年元禄関東地震」、「1855年安政江戸地震」、「江戸時代に発生した顕著な被害地震」35地震の3種類のデータベースを構築しました。安政江戸地震については暫定的にPDF形式での公開となりました。

◆ 1855年の安政江戸地震の震源像を震度分布の特徴を三次元減衰構造にもとづく震度予測から検討し、フィリピン海プレート内あるいはその上面で発生した可能

性が高いことがわかりました。

◆ 地形・地質調査から、1293年、1495年の地震がともに関東地震であった可能性が指摘されました。これらが正しければ、1923年、1703年も含めると、関東地震はほぼ200年毎に規則正しく発生することになります。

参考文献

- 1) 藤原治、平川一臣、金子浩之、杉山宏生、静岡県伊東市北部の宇佐美遺跡に見られる津波（？）イベント堆積物、津波工学研究報告、Vol.24、pp.77-83、2007.
- 2) 石橋克彦、古代中世地震史料検討会：[古代・中世] 地震・噴火史料データベース、歴史地震、Vol.26、pp.86、2011.
- 3) Ishibe, T., K. Satake, S. Sakai, K. Shimazaki, H. Tsuruoka, Y. Yokota, S. Nakagawa, and N. Hirata, Correlation between Coulomb stress imparted by the 2011 Tohoku-Oki earthquake and seismicity rate change in Kanto, Japan, *Geophys. J. Int.*, 201, pp.112-134, doi:10.1093/gji/ggv001, 2015.
- 4) 石辺岳男、佐竹健治、村岸純、鶴岡弘、中川茂樹、酒井慎一、平田直、関東地方において計器観測初期に発生した地震の調査のための近年の地震データの収集・整理と1922年浦賀水道付近の地震への予察的適用、歴史地震、30、pp.109-127、2015.
- 5) 金子浩之、宇佐美遺跡検出の津波堆積物と明応四年地震・津波の再評価、伊東の今・昔－伊東市史研究、Vol.10、pp.102-124、2012.
- 6) Muragishi, J., Inflow of sand caused by the 1703 Genroku Kanto tsunami as described in historical documents, *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, 51, pp.77-82. 2016.
- 7) 中村亮一、植竹富一、佐竹健治、遠田晋次、宇佐美龍夫、島崎邦彦、渡辺健、関東地域の三次元減衰構造・異常震域とそれに基づく1855年安政江戸地震の震源深さの推定、歴史地震、Vol.22、pp.101-107、2007.
- 8) 中村亮一、植竹富一、引間和人、3次元Q構造を考慮した統計的グリーン関数法による強震動評価、一プレート境界巨大地震の広域強震動予測－日本地震工学論文集、Vol.15、No.7、pp.7_230-7_241、2015.
- 9) Shimazaki, K., H. Y. Kim, T. Chiba, and K. Satake, Geological Evidence of Recurrent Great Kanto Earthquakes at the Miura Peninsula, Japan. *J. Geophys. Res.*, 116, B12408, doi:10.1029/2011JB008639, 2011.

I-1-4 首都圏の過去の地震活動に基づく地震活動予測手法の確立

鶴岡 弘（東京大学地震研究所）

1. 研究の目的

本研究では、過去に発生した地震活動から将来の地震活動を予測する統計地震学的手法を発展させた新たな地震活動予測手法を提案することです。そのために首都圏の過去の地震活動に最適化した時空間的に高分解能かつ高精度な地震活動予測アルゴリズムの開発を行います。またそれらのアルゴリズムを評価・検証するための基盤を構築し、地震活動予測の実験を行って、地震活動予測手法の妥当性を検証します。

2. 研究の実施内容

2.1 地震活動予測手法を評価・検証するためのプラットフォーム

Collaboratory of the Study for Earthquake Predictability (CSEP) は、2006 年アメリカ・カリフォルニアで始まった地震予測可能性を探究する学術的国際プロジェクトであり、地震発生予測基準モデルの作成とその性能の向上を目的としています。日本においては、このプロジェクトに 2008 年より参画し、CSEP により開発されたソフトウェアを利用して地震発生予測検証実験を実施しています。日本では、地震研究所にテストセンターを置き、1 日、3 ヶ月、1 年、3 年のテストクラスと AllJapan, Mainland, Kanto のテスト領域を定義して地震活動予測モデルの評価を行っています。

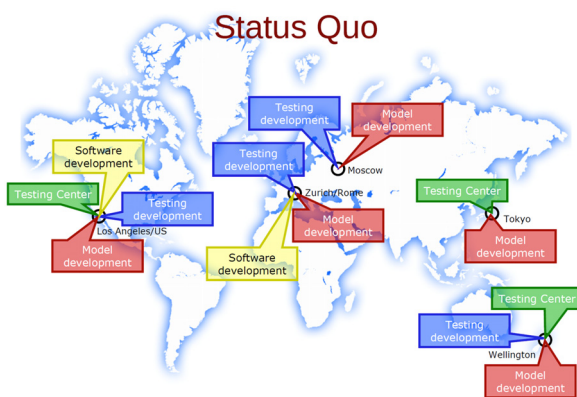


図 1 CSEP の活動状況。

CSEP では、地震の発生はポアソン過程であると考え、予測値と観測値から計算される尤度

$$p(\omega|\lambda) = \frac{\lambda^\omega}{\omega!} e^{-\lambda} \quad (\lambda: \text{予測}, \omega: \text{観測}) \quad \dots (1)$$

を計算し、この値が大きいほどモデルの予測性能（パフ

フォーマンス）が高いとして評価します。実際には、(1)式の対数を取り、

$$L(\omega|\lambda) = \log p(\omega|\lambda) = -\lambda + \omega \log \lambda - \log \omega! \quad \dots (2)$$

(2)式により地震活動予測モデルの評価が行われます。

2.2 関東地域における 3 次元テスト領域

日本の CSEP において、図 2 にある関東のテスト領域を設定して評価・検証を実施しています。水平方向は、 $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ のセルで、深さ方向には 100 km までの 1 層として予測しています。つまり、2 次元予測となっています。

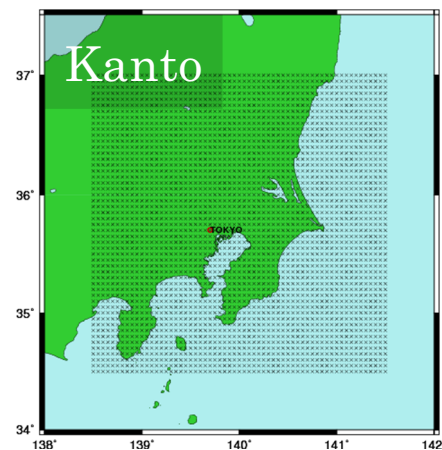


図 2 CSEP 日本における関東テスト領域。

関東領域は、太平洋プレート及びフィリピン海プレートが沈み込んでいるため、地震活動が複雑であり、地震活動予測モデルは、2 次元ではなく、3 次元での開発を実施しました。結果として、深さ方向も 5 km 毎の層を作成して、最終的なテスト領域としました。

2.3 首都圏の地震カタログの性能評価

地震活動予測モデルに入力する地震カタログについては、首都圏をカバーするカタログは複数あり、気象庁一元化震源カタログ、防災科学技術研究所が作成したカタログ¹⁾、宇津カタログ²⁾の 3 つについて検知能力(=コンプリートネスマグニチュード)の時間変化の調査を実施しました。なお、宇津カタログについては、深さが very shallow、shallow、deep の 3 区分のみであるため地震の深さ毎の検知能力については調査を実施していません。なお、検知能力については、Maximum curvature 法 (Wiemer and Wyss, 2000³⁾) を使用して求

めました。図3にそれぞれのカタログの検知能力について

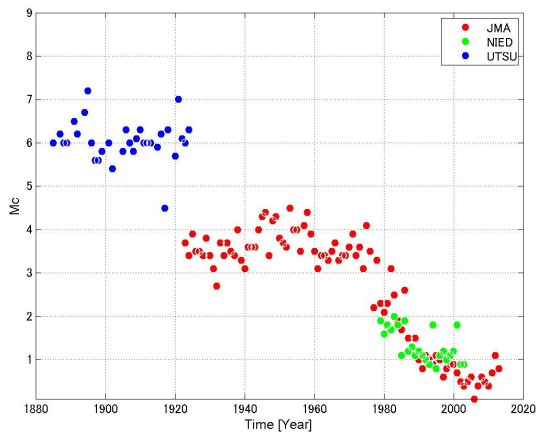


図3 気象庁地震カタログ(JMA)、防災科学技術研究所が作成した地震カタログ(NIED)、宇津カタログ(UTSU)のコンプリートネスマグニチュード。震源の深さは、0 から 100 km。縦軸はコンプリートネスマグニチュード、横軸は時間を示します。

て示しました。

気象庁一元化震源カタログは、1997 年 10 月以降はマグニチュード 2 以下が十分とれていることがわかりますし、宇津カタログは 6 以上であればとれていることがわかります。

2.4 地震活動予測モデル

地震活動予測モデルは、Relative Intensity モデル(RI モデル)と階層的時空間 ETAS モデルの二つについて開発を行いました。

(1) 3D RI モデル

RI モデルにおけるパラメータは、学習期間、b 値、学習下限マグニチュード、平滑化半径の 4 つがあります。学習期間については、2.3 で解析した検知能力の時間変化も考慮する必要があります。

(2) 階層的時空間 ETAS モデルの 3 次元化

3次元空間の階層的時空間 ETAS モデルは、任意の時刻 t と位置 (x,y,z) での地震活動度が、過去の地震発生の履歴 H_t の関数として、

$$\lambda_{ETAS}(t, x, y, z | H_t) = \mu(x, y, z) + \dots$$

$$\sum_{\{j; t_j < t\}} \frac{K(x_j, y_j, z_j) \left[\frac{(x - x_j, y - y_j, z - z_j) S_j (x - x_j, y - y_j, z - z_j)^t}{e^{\alpha(M_j - M_c)}} + d \right]^{-q}}{\dots} \quad (3)$$

の様記述されます。 $\mu(x,y,z)$ は、常時地震活動度(background seismicity)、 $K(x,y,z)$ は余震生産性(aftershock productivity)と呼ばれ、これらが位置の関数と考え、各部分領域で特に異なる地震活動度の特徴を定量化します。その上で関東直下の現在の地震活動度および将来の地震活動予測には、東北地方太平洋沖地震によって誘発された活動度が追加されて、

$$\lambda(t, x, y, z | H_t) = \lambda_{ETAS}(t, x, y, z | H_t) + \frac{K_{M9}(x, y, z)}{(t - t_{M9} + c_{M9})^{p_{M9}}} \quad (4)$$

の様東北沖地震の発生時刻 t_{M9} を起点とする大森・宇津型の減衰関数で記述されます。ここで、関東直下の位置 (x,y,z) における東北沖震からの影響度 $K_{M9}(x,y,z)$ の地域性を区別して定量化しました。

2.5 事後予測検証実験

3D-RI モデルにおいて、パラメータの最適化を目的として複数ラウンドにわたって、下限のマグニチュードと学習期間のグリッドサーチを実施しました。3ヶ月テストクラスにおいては、2009 年 11 月から 21 ラウンド、1 年テストクラスにおいては、18 ラウンドを実施しました。

3M_1round(2009-11-01-2010-02-01)

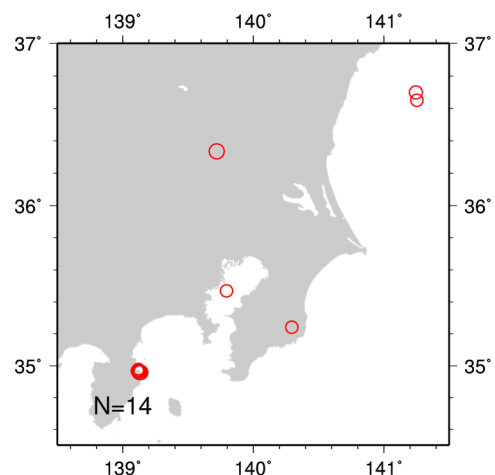
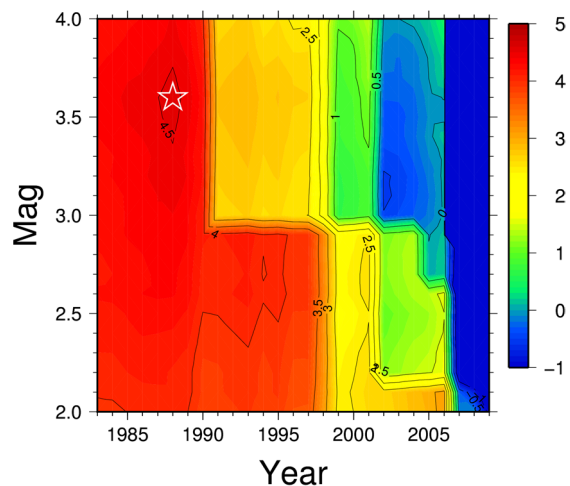


図4 3ヶ月テストクラス第1ラウンドにおける学習開始年と学習下限マグニチュードの探索結果と観測地震の震央図。情報利得の最大値となるパラメータを白の星で示す。

パラメータの最適値は、空間一様分布モデルを基準として地震 1 個あたりどの程度対数尤度が良くなるかという情報利得を用いて決定しました。最適なパラメータは、

ラウンド毎にすべて変わることがわかりましたが、東北地震後のラウンドにおいては、学習期間の開始は東北地震後にするとよいラウンドが多くなりました。

2.6 事前予測検証実験

一部事後予測実験も含まれますが、3 ヶ月テストクラスおよび1 年テストクラスについて、3D-RI モデルによる事前予測検証実験を行いました。モデルパラメータは、学習期間を期間①:1998 年 1 月 1 日から 2011 年 1 月 1 日(2011 年東北地方太平洋沖地震の前)、期間②:1998 年 1 月 1 日から予測期間の前日(2011 年東北地方太平洋沖地震の前と後)、期間③:2012 年 1 月 1 日から予測期間の前日(2011 年東北地方太平洋沖地震の後)の 3 ケース、平滑化半径は、7.5 km、10 km、20 km、50 km の 4 ケース、下限マグニチュードは 2.5 以上、b 値については、0.9 を採用して実験を行いました。評価は、CSEP のテストを 3 次元化に対応させて行いました。図 5 に 2012 年 8 月から 11 月のラウンドの S テストの結果を示します。

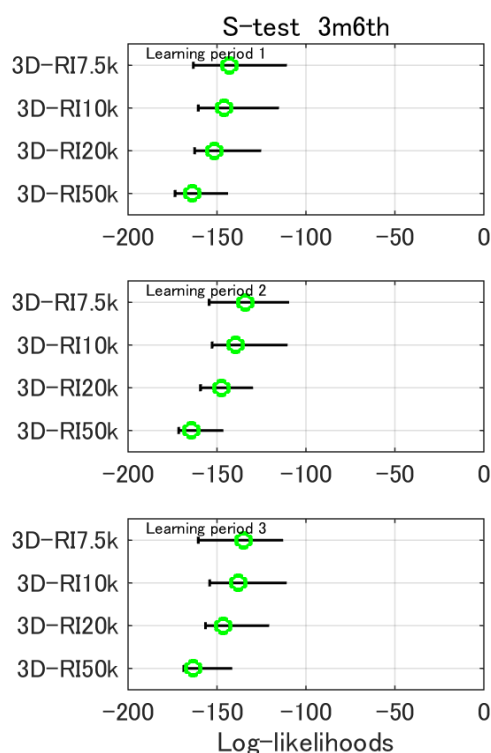


図 5 3D-RI モデルにおける 3 ヶ月第 6 回予測実験の S テストの検証結果。黒い線は 95%信頼区間を示し、この区間の中に丸があればテストにパスしたとする。緑色はテストにパスしたこと、赤色はパスできなかったことを示します。

また、各テストのパス率を 3 ヶ月テストクラスは表 1 に 1 年テストクラスについて表 2 に示します。

表 1 3 ヶ月予測実験における各モデルの各テストのパス率

3 ヶ月予測	N-test	L-test	S-test	M-test
3D-RIcase1	19.0	15.5	53.6	100
3D-RIcase2	57.1	57.1	98.8	100
3D-RIcase3	23.5	100	95.6	100
OmoriUtsu	90.0	-	-	-

表 2 1 年予測実験における各モデルの各テストのパス率

1 年予測	N-test	L-test	S-test	M-test
3D-RIcase1	40.0	40.0	60.0	100
3D-RIcase2	40.0	55.0	75.0	100
3D-RIcase3	33.3	100	83.3	100
OmoriUtsu	20.0	-	-	-

事前予測検証実験の結果から、平滑化半径は、7.5 km 学習期間は期間②がベストとなることがわかりました。

2.7 M6 以上の地震活動予測モデルの開発

I-1-3 によりコンパイルされた過去に発生した地震の新たな時系列モデルを取り込んで、地震活動予測モデルの改良を行いました。新たな時系列を含む地震カタログから、図 6 に示される関東の検知能力の時間変化から、赤線よりも大きいマグニチュードの地震を学習データとして、M6 以上の予測実験を 5 回実施しました。その結果を図 7 に示します。

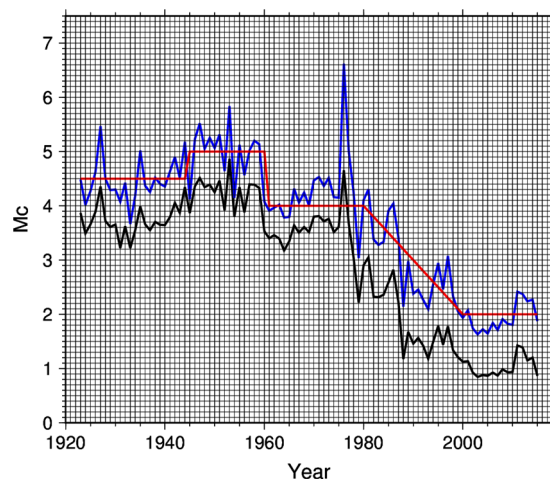


図 6 関東地域のコンプリートネスマグニチュードの時間変化。青: 計算されたコンプリートネスマグニチュード、赤: 設定したコンプリートネスマグニチュード。

図 7 の結果から、平滑化半径は事前予測検証実験と同じ 7.5 km で最適となることがわかりました。また、学習開始年については、1923 年の大正関東地震発生前後において、情報利得値にステップ状の変化が見られますが、そのステップの幅はほんの少しでありますので、I-1-3 による新たな時系列を取り込むことにより安定して予測が可能であることもわかります。

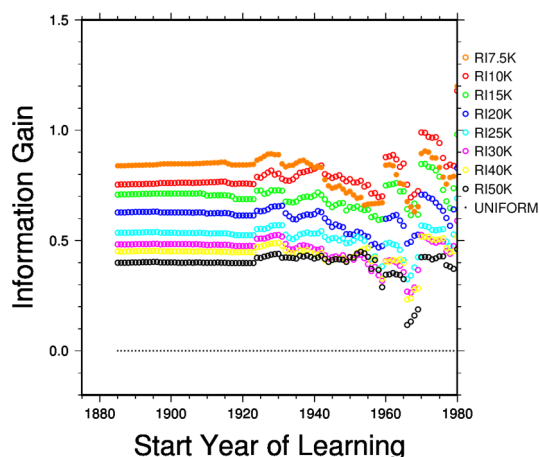


図 7 RI モデルの空間予測に対する情報利得(IG)。横軸は学習データの始まりの年、縦軸は IG を示します。学習データは、図 6 におけるコンプリートネスマグニチュード以上の地震を使用しました。

2.8 ハイブリッドモデルとの比較・評価

独立のモデルとして、RI モデルの平滑化半径の異なるモデルのハイブリッド化を検討しました。平滑化半径として 15 km と 30 km の二つのモデルの場合には、単独に比較すると、30 km よりも 15 km のほうがより大きな情報利得値を取ります。なお、平滑化半径の小さい 15 km のモデルは、情報利得値は大きいですが、地震発生数の期待値

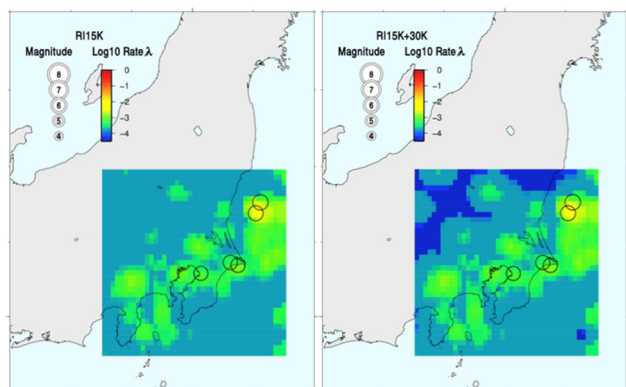


図 8 通常モデルおよびハイブリッドモデルの地震数期待値マップ。左が RI15K モデルで、右が RI15K と 30K のハイブリッドモデル。

の最小値は、30 km のモデルよりも大きくなります。そこで、30 km モデルの期待値が最小となっている領域かつ期待値マップ作成時において学習データが平滑化半径以内になかったセルの期待値をそのまま 15 km のモデルに置き換えることにより、単独の 15 km のモデルよりもさらに情報利得値を高めることができました。情報利得値の実際の向上は、1.559 から 1.615 でした。また、RI15K 単独および RI15K と RI30K のハイブリッドモデルの期待値マップを図 8 に示します。この応用として、速度構造や Q 構造において、期待値を下げるができる領域がわかれば、同様にモデルのパフォーマンスを向上させることが原理的に可能であることもわかりました。

3. 結論

首都圏の中小地震（マグニチュード 4 以上）の地震発生確率を 3 次的に予測する手法として、3D-RI モデルを開発しました。また、3 次元予測モデルによる予測を統計学的に評価する方法を構築し、3D-RI モデルの予測実験を行い、近年の首都圏の地震を予測するのに適したパラメータを決定しました。また、大地震（マグニチュード 6 以上）を予測する方法として RI モデルによる二次元空間でのパラメータの決定と、複数の RI モデルを組み合わせることによって予測の高精度化が図れることを明らかにしました。上記どちらも平滑化半径としては、7.5 km をとるのがよく、学習期間としては、中小地震は東北地方太平洋沖前後の期間、大地震についてはデータをさかのぼれるだけ利用することでパフォーマンスの向上が得られることがわかりました。さらに、ハイブリッドモデルや時空間 ETAS モデルなどの検討も重要であることが言えます。

参考文献

- 1) 野口伸一・増子徳道・関東東海地殻活動観測研究グループ：関東・東海地域地震観測網による震源の時空間分布と規模分布について－特別研究「関東・東海地域における地震活動に関する研究」観測成果のまとめ（その5）－，防災科学技術研究所研究資料，第239号，pp.1-71，2003.
- 2) 宇津徳治：12. 1885年～1925年の日本の地震活動－M6以上の地震および被害地震の再調査－，地震研究所彙報，Vol.54，pp.253-308，1979.
- 3) Wiemer, S. and Wyss, M.: Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.90, No.4, pp.859-869, 2000.

I-2-1 地震動・地震応答の大規模数値解析法の開発

堀宗朗(東京大学地震研究所)

1. 研究の目的

巨大地震発生時の都市の構造物即時被害予測の精度向上は、応急的な被害評価の他、緊急対応、二次災害軽減などに大きな貢献が期待されます¹⁾。地盤と構造物の都市モデルに、地震計ネットワークで観測された地震動を入力し、大規模数値解析をすることで被害予測を行う、という災害被害の推定手法を研究開発します。

2. 成果の概要

2.1 地震被害評価技術の基盤の実用性の向上

首都圏では、複雑な表層地盤の上に多種多様な構造物が数多く存在しています。このため、首都直下地震の際には複雑かつ大規模な被害が生じる可能性があることが懸念されています。地震被害を軽減するためには、起こりうる被害を知ること、首都直下地震時の首都圏の様態を事前に評価する手法を高精度・高分解能化することが、有効な手段として考えられています。

地震被害評価に関わる技術の高精度・高分解能化を図る上で、京コンピュータのようなスーパーコンピュータを用いた大規模数値解析の活用が考えられます。事前に想定された首都直下地震の地震動や首都直下地震で観測された地震動を、都市空間情報を用いて計算機上に再現した首都圏の都市モデルに入力し、全ての構造物の地震応答解析を行い、首都直下地震による首都圏の被害を評価することにつながるからです。従来の被害評価手法とは異なり、大規模数値解析を用いることで、場所毎に大きく変化する表層地盤構造の影響や構造物毎の特性を考慮して被害を算定し、これをひとつひとつ積み上げて都市全体の被害を評価することで、高精度化・高分解能化を達成します。

工学基盤の上にある表層地盤での地震動増幅は、各種構造物の地震被害を引き起こす主要な要因の一つと考えられています。構造物の固有振動数は 1~10 Hz にあり、10 m のオーダの厚さと 100 m/s のオーダのせん断弾性波速度を持つ表層地盤では、この振動数の地震動成分が数倍にも増幅することがあるためです。この過程は、材料非線形性を持つ地盤の波動方程式を解くことで解析できますが、増幅の度合いは地盤の各層の幾何形状に大きく依存するため、地盤層の幾何形状を十分な精度でモデル化し、かつ、この精緻な解析モデルを計算できる数値解析手法を用いて波動方程式を解く必要があります。

最初に、地盤工学会が管理・運営する『全国電子地盤図』を用いて山手線内の 3 次元地盤構造モデルを構築しました。この地盤構造モデルは、地盤データの粗密により、実際の地盤の形状や材料特性を完全に忠実に再現するものではありません。しかし、地表地形や層境界が影響する局所的な地震動の増幅を従来にない精度で評価することは可能です。地震被害評価という目的からすると、従来の地盤構造モデルと比較して遥かに精緻かつ高精度なモデルであると考えられます。

幾何形状を十分な精度でモデル化した地盤構造モデルに対し、3 次元非線形有限要素法を適用して波動方程式を解き、地盤によって増幅された地表面での地震動を計算します。山手線内 10 × 10 km の領域で、構造物の固有振動数 1~10 Hz の帯域の地震動の数値解析を行うためには、地盤モデルは非常に細かい要素を使う必要があります。実際、上記の 3 次元地盤構造モデルの自由度は、1330 億自由度という巨大なもの

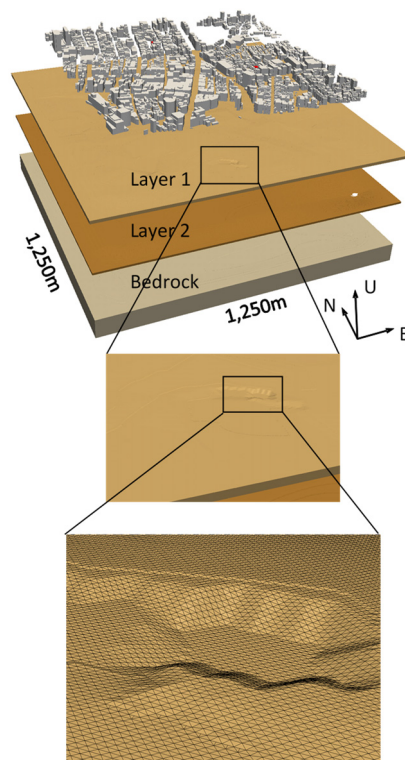


図 1.1 構築された 3 次元地盤構造モデルの一部。地盤は三層から構成。地表は構造物群の都市モデル。

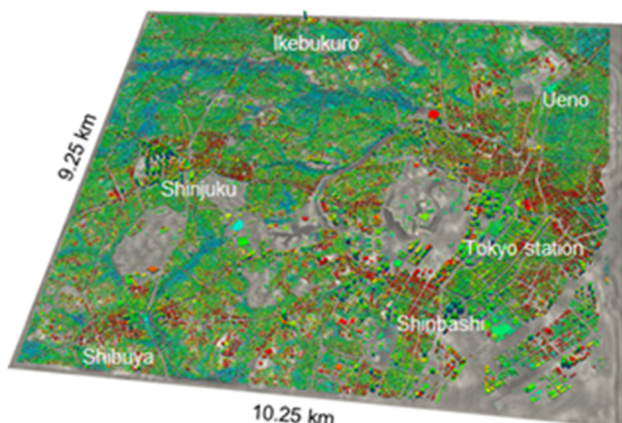


図 1.2 山手線内の約 33 万棟の建物の仮想首都直下地震時の揺れの様子。1330 億自由度の三次元非線形地盤増幅有限要素解析により得られた高分解能地震動を用いて一棟一棟の非線形構造応答解析を行うことで、地盤構造の影響と各建物の性質を反映した複雑な地震時の揺れを想定。詳細は参考文献¹⁾参照。

となりました(図 1.1 参照)。京コンピュータ関連のプロジェクトで開発されている世界最先端の 3 次元非線形有限要素解析コードを用いることで、この巨大な自由度を持つ地盤構造モデルに対し、非線形の波動方程式を初めて解くことができました。この結果、高分解能・高精度で増幅された地震動を評価することもできました。この規模・精度・分解能での地震動増幅解析は世界初の成果であり、大規模数値解析の成果を表彰する米国計算機学会のゴードンベル賞の 2015 年度の最終選考に選ばれました。

つぎに、計算された地表面の地震動を用いて構造物の揺れを解析します。山手線内の約 33 万棟の建物一棟一棟に対し、地理空間情報システム等のデータリソースを使って解析モデルを構築しました。この解析モデルを使った非線形地震応答解析を行うことで、各建物の揺れを評価しました。仮想首都直下地震に対する、上記の方法で評価した山手線内の都市の地震時の揺れを図 1.2 に示します。

開発中の総合地震シミュレータ(Integrated Earthquake Simulator, IES)は、都市を構成する地盤構造から建物群・各種構造物までの数値解析を行います。IES では地理情報システムや行政データを利用して都市モデルを自動構築します。

同じ構造種別・面積・高さであっても、実際の構造物の特性は多様であることを考えれば、自動構築されるモデルには不確実性が残ります。IES の実用性の向上のために、不確実性に対応した応答の曖昧さを確率的に評価することを試みます。

モンテカルロ法では膨大な計算負荷が必要となるため、計算負荷を大幅に低減する方法を開発しました²⁾。これは点推定と呼ばれ、少数のパラメータによるモデル

を使って確率評価を行います。応答の期待値等が一致するような適切な確率密度関数を別途考案することで、少ないモデルの数値解析で確率的応答評価が可能となりました。

開発した方法を四ツ谷地区(建物棟数約 7400 棟)の地震応答シミュレーションに適用しました。一棟当たり 3 個のパラメータによるモデルでもモンテカルロ法(一棟当たり 5000 個のパラメータ)から得られる各建物の損傷確率を概ね再現できることを示しました³⁾。

自動構築した木造モデルの精度および開発した応答評価手法の検証の一環として、これらを適用した実被害地域の地震応答シミュレーションを行いました。併せて、自治体等で近年広く活用されている建物被害曲線(例えば²⁾)に基づく被害評価手法も同地域に適用し、各手法の結果を比較しました。

対象領域は、東北地方太平洋沖地震により木造家屋に顕著な被害が見られた大崎市古川地区で、建物被害分布と表層地盤構造³⁾が既知の約 1.7 km 四方の区域です。建物の位置・階数・面積は住宅地図データから得ましたが、建築年代情報が入手できなかったため、航空写真 5 枚(1947~2006 年、国土地理院撮影)の目視から各建物の年代を推定しました。JMA 古川で観測された本震記録(NS 成分)を工学的基盤に引き戻し⁴⁾、これを各建物位置の基盤入力として 1 次元非線形解析から表層加速度時刻歴を求め、これを建物モデルへの入力としました。

被害区分(半壊~全壊)と応答値との対応関係は不明瞭ですが、既往の実験結果やヒアリングに基づき最大層間変形角が 1/50、1/30、1/20 を超過する確率を半壊、大規模半壊、全壊に相当するとしました。推定された被害率を図 1.3 に示します。各手法とも、定性的には実被害が顕著な区域の被害率を高く推定するような傾向が確認でき、適用性が示唆されます。解析対象領域内の被害率を被害棟数に換算した結果を実被害棟数と併せて表 1.1 に示します。実被害が過大評価されて

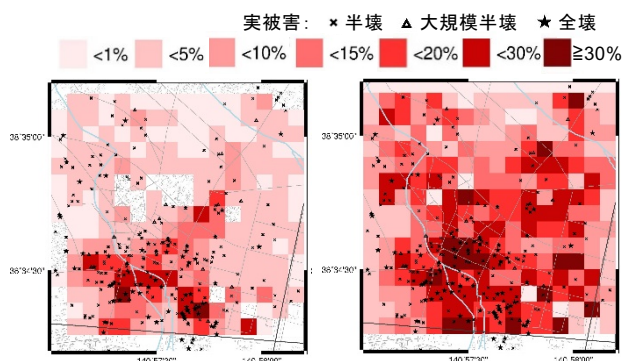


図 1.3 推定された被害率と実被害分布。(左:IES、右:被害曲線に基づく結果)。

表 1.1 解析対象地域内の被害建物棟数(全 4178 棟)。

相当	半壊	大規模半壊	全壊
IES	930	575	275
被害曲線	969	–	670
実被害	190	25	79

いますが、その度合いは IES の方が小さい結果になりました⁵⁾。解析モデルの設定、評価指標の設定、入力地震動の精度、それぞれに改良の余地はあるものの、これらの実被害地域へ適用結果は、IES を利用した地震被害評価技術の実用性を十分に示すと考えられます。

2.2 MeSO-net のデータ処理方法の検討

地震発生時の構造物即時被害推定は構造物の応答解析を通して行われるため、その精度は入力となる地震動をどれだけ正確に推定できるかに依存します。そこで本課題では、関東地方に高密度で設置された MeSO-net により得られた観測波形から、さらに密度の高い首都圏の 100 万オードの構造物に対する入力地震動を推定する“地震動イメージング”技術の高度化を図ります。

最初に稠密な地震観測網を活かして、lasso やクリギングといった観測データのみを利用したデータ駆動型地震動イメージング手法の開発を行いました⁶⁾。これらの手法は 10 秒程度より長い周期では比較的有効であるものの、より短い周期の地震動の場合はよい推定結果が得られませんでした。

そこで、新たに地震波が満たすべき波動方程式を物理的拘束条件としつつ、同時に観測波形が定量的に説明可能な地震動を推定するシミュレーション/データ

両駆動型イメージング手法を開発しました⁷⁾。具体的には、波動方程式を解く際に必要となる、地震波速度や層厚といった地下構造に関するパラメータと、震源位置や発震時刻といった震源に関するパラメータを未知変数とし、それらの事後確率密度関数(事後分布)を観測波形に基づきベイズ理論で推定します。このとき、マルコフ連鎖モンテカルロ法(MCMC 法)の一種であるレプリカ交換モンテカルロ法(REMC 法⁸⁾)を用いて、パラメータの事後分布からサンプリングを行います。REMC 法は、多峰性のある確率分布においても効率的なサンプリングが可能な手法であることが知られています。

REMC 法を用いた地震動イメージングの有効性を検証するため数値実験を行いました。まず、真の半無限地下構造を仮定して生成した擬似観測波形に対して、REMC 法と一般的な MCMC 法であるメトロポリス法を適用し、パラメータの探索結果を比較しました(図 2.1)。このとき、推定する未知パラメータを P 波速度、S 波速度の 2 種類とし、震源は真の値に固定しました。図 2.1 ではパラメータ数が少ない場合にのみ有効なグリッド計算により求めた事後分布を併せて表示してあります。図 2.1 からは、半無限地下構造を仮定した単純な問題設定においても事後分布が多峰的であること、メトロポリス法では局所解(黒破線で囲まれた領域)にパラメータ探索が収束しているのに対し、REMC 法では真のパラメータ周辺をうまく探索していることが分かります。

さらに、関東地方の地下構造を近似的に表現した三層+半無限の水平成層構造(図 2.2)を用いた場合の数値実験を行い、REMC 法による地震動イメージングが有効であることを確認しました。また、プレートの沈み込みを考慮した詳細な三次元地下構造で生成した擬似データに対して、図 2.2 の水平成層構造を用いて REMC 法で地震動イメージングを行ったところ、構造物の応答解析に重要と考えられる振幅の大きな直達波の再現には一次元の水平成層構造で十分であることを確認しました。

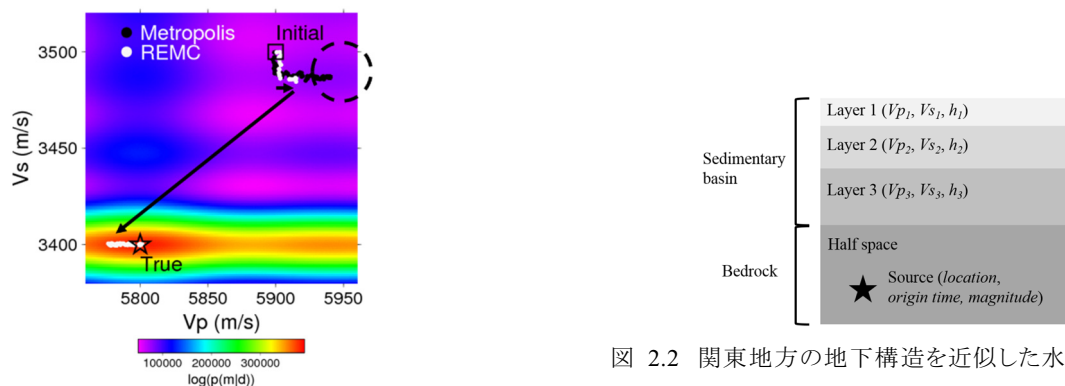


図 2.1 パラメータの事後分布。白丸・黒丸がそれぞれ REMC 法、メトロポリス法による探索結果、黒四角が探索の初期値、星印が真の値。背景はグリッド計算により求めた事後分布の値。

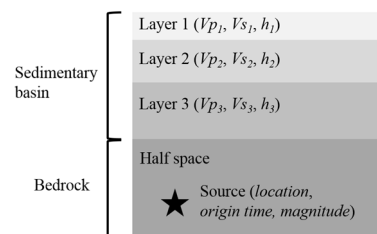


図 2.2 関東地方の地下構造を近似した水平成層構図

次に実際に 2014 年 9 月 16 日に茨城県南部で発生した Mw 5.5 の地震時に MeSO-net で得られた観測波形に対して、REMC 法の基づく地震動イメージング

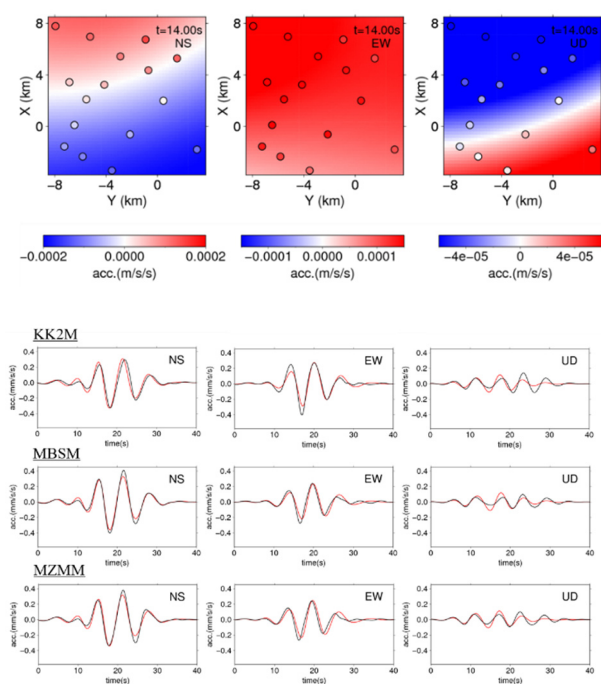


図 2.3 地震動イメージング。(上)発震時刻から 14 秒後の推定波動場に丸印で観測値を重ね表示。(下)5-10 秒の周期帯の観測波形(黒線)と理論波形(赤線)。

を実施しました。イメージングの適用例として、地盤増幅率が大きく 1923 年関東地震時にも大きな被害が報告されている⁹⁾東京都北東部・千葉県北西部の 12 km 四方を対象地域としました。関東地方の地下構造を図 2.2 のように仮定し、地震計の設置方位¹⁰⁾を補正した MeSO-net 加速度波形に REMC 法を適用し、5~10 秒の周期帯の地震動イメージングを行いました。この周期帯は、堆積層から成る関東平野で特に卓越し、かつ高層建築物の固有周期に対応するため、首都機能を持つ関東地方において特に重要です。図 2.3 に地震動イメージング結果を示しますが、観測値と推定値がよい一致を示しています。より短周期の地震動イメージングを行ったところ、およそ 3 秒より長周期の観測波形を再現することに成功しました。

また、構造物の地震動に対する応答の簡易的な評価は速度応答スペクトルを用いて評価することができます。図 2.4 は 1~10 秒の周期帯に対して地震動イメージングを実行し得られた推定波形と、観測波形から計算した速度応答スペクトルを比較したものです。両者は比較的よい一致を示しており、構造物の応答解析という観点からは 1 秒程度より長周期の地震動イメージングが行えると言えます。

構造物は地震動の被害を受けると固有周期が数倍程度長くなるため、一般的な中低層建物から高層建築物に至るあらゆる構造物の大規模被害の推定には、1 秒程度より長周期の地震動評価で十分であることが知

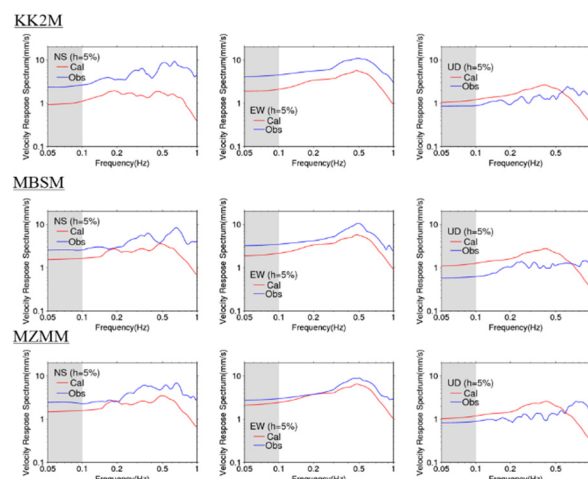


図 2.4 観測波形・理論波形から計算された速度応答スペクトルの比較。黒線が観測、灰色線が理論スペクトル。白色で表示された周波数帯域を対象。

られています¹¹⁾。従って、将来的に本課題で開発した REMC 法による地震動評価手法と、より詳細な構造物応答解析手法を連動させることによって、地震被害の応急評価が可能となり、ひいては都市の二次災害の軽減への貢献が期待されます。

2.3 地震被害評価技術の社会基盤構造物への拡張

本研究で開発する地震被害予測手法は、従来の建築建物に加え、交通ネットワーク・ライフライン等の社会基盤構造物にも適用できるよう拡張を図ってきました。拡張には、解析手法と解析モデルの二つが必要です。この内、解析手法は既存の手法を利用することができます。構造形式や材料(鋼・地盤・鉄筋コンクリート)が異なる多岐多様な社会基盤構造物には固有の地震応答解析が必要とされますが、優れた解析手法が開発されており、独自開発の必要はありません。一方、個々の社会基盤構造物に対して、公開されている解析モデルはありません。利用できる都市情報を使って、解析モデルの自動構築を行うことが必要となります。

社会基盤施設の解析モデルの自動構築は、道路橋梁構造物(交通ネットワーク)と埋設管(ライフライン)を対象としました。橋梁構造物は複数の橋脚と橋脚が支える橋桁から構成され、地震応答は橋梁の重さを支える橋脚によって決まります。重い橋桁を支える橋脚の地震応答を正しく解析できる解析モデルを構築することが課題となります。総延長が 100 km にも及ぶ埋設管に対して、被害発生頻度(大きな地震でもキロ当たり 0.1 件以下)を考慮すると、全延長に対して詳細な解析モデルを作ることは効率的ではありません。埋設管全体、被害の発生が懸念される部分、被害発生個所、という階層的な解析モデルを自動構築することが必要です。

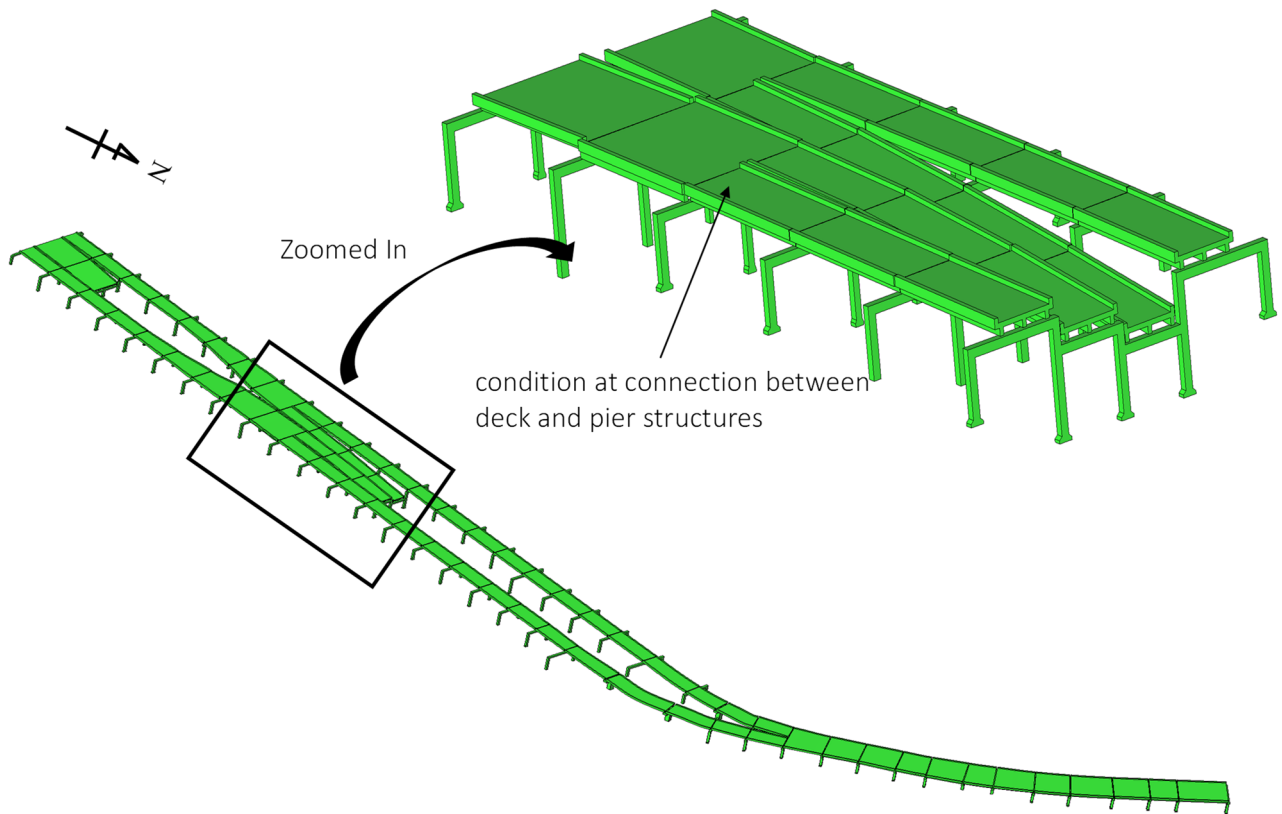


図 3.1 橋梁構造物に対して自動構築されたソリッド要素モデル。橋桁(上部)と橋脚の構造部材から精密なモデルを構築。ソリッド要素モデルを簡略化することで、梁要素モデル・質点系モデルも自動構築可能。

現在、社会基盤構造物の多くは、CAD (Computer Aided Design) によって設計され、構造部材のデジタルデータが利用できます。しかし、数十年前に建設された構造物にはこのようなデジタルデータが利用できません。本研究では、デジタルデータの代わりに設計図面をデジタル化したデータを利用することも行いました。このようなデータから解析モデルを構築する際、材料特性や構造物の詳細部のパラメータを推定することも必要となります。パラメータの推定を含め、解析モデルを合理的に構築するためのさまざまな工夫を行いました。一例として図 3.1 に橋梁構造物に対して自動構築された解析モデルを示します。適切なデータを変換することで、精緻な解析モデル(ソリッド要素モデル)が自動構築できるようになりました。

2.4 個別建物シミュレーションの精度・信頼度についての検討(サブプロジェクト②との連携)

都市全体など広範囲の被害推定を行うためには解析対象領域のモデル生成が必要となりますが、100 万オーダの建物のモデルを手作業で生成することは不可能です。このため、IES では、地理情報システムおよび行政データから S 造、RC 造、木造のモデルを自動構築できるようにしています。推定の要求精度と使用可能な計算資源に応じて非線形 MDOF モデル、材端パネ

モデル、FIBER モデルを選択することもできます。

自動構築された RC 造 MDOF モデルの精度の検証を行いました。RC 中層建物3棟に対し、設計図から手作業で作られた FEM モデル(サブプロ②)の push-over 解析から得られた骨格曲線を有する MDOF モデルを参考解としました。自動構築された MDOF モデルの地震応答解析結果が、参考解と同程度となることを確認しました。

2.5 構造部材の損傷を判定する簡易センサの開発

各家屋・構造物の被災度を簡易に判定するため、小型安価な地震センサを開発することとしました。応急危険度判定の損傷指標である層間変形角に着目し、MEMS (Micro Electro Mechanical Systems) 加速度計とジャイロセンサを用いて、層間変形角を計測することを目的としました。

本研究では、MEMS 加速度センサのみならず、ジャイロセンサも採用します。方針としては、センサが傾斜すると、加速度センサの各軸で計測される重力の分力が変化することを利用して残留層間変形角を推定し、ジャイロセンサが出力する角速度を時間積分することでセンサの回転角(経験最大層間変形角に相当)を推定します。

図 5.1 は本研究で開発された 6 軸地震センサの試

作機の 1 つです。MEMS 加速度計、ジャイロセンサの他にマイクロコントローラ、フラッシュメモリ、電源回路等で構成され、安価で低消費電力となるように設計されています。

1 軸振動実験を行い、角速度を積分して層間変形角の時系列を精度よく推定できることを確認しました。また、角度に換算して 0.1 度以下の精度で残留層間変形角を推定できることが確認されました。

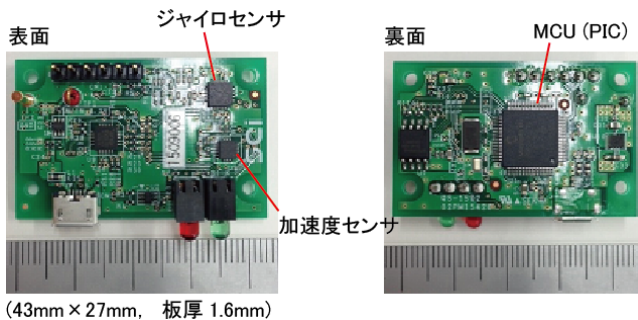


図 5.1 6 軸地震センサ。

参考文献

- 1) Ichimura et al., Implicit Nonlinear Wave Simulation with 1.08T DOF and 0.270T Unstructured Finite Elements to Enhance Comprehensive Earthquake Simulation, SC15: International Conference for High Performance Computing, Networking, Storage and Analysis, Article No.4, Gordon Bell Prize finalist.
- 2) Iiyama, K., Hosono, M., Ishida, T., Fujita, K., Yamazaki, Y., Ichimura, T., Wijerathne, L., Morikawa, H., Hori, M., Yamada, S., Sakata, H., Yamanaka, H., and Hirose, S.: Practical method for damage evaluation based on point estimate considering uncertainty of structural properties, Kuala Lumpur (AWAM International Conference of Civil Engineering), 2015.
- 3) 防災対策推進検討会議 南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループ: 南海トラフ巨大地震の被害想定について(第一次報告)(平成 24 年 8 月 29 日発表)南海トラフの巨大地震 建物被害・人的被害の被害想定項目及び手法の概要.
- 4) Goto, H., Mitsunaga, H., Inatani, M., Iiyama, K., and Morikawa, H. :Shallow subsurface structure estimated from dense aftershock records and microtremor observations in Furukawa district, Miyagi, Japan, JPGU, May 23-28., 2016.
- 5) 盛川仁・飯山かほり・後藤浩之:大崎市古川地区における 2011 年東北地方太平洋沖地震の本震記録を用いた地震動分布の簡易推定、日本地震学会 2016 年度秋季大会, 2016.
- 6) 水迫覚信・長尾大道・廣瀬慧・加納将行・堀宗朗: スパースモデリングによる首都圏における地震動分布推定手法の開発、第 34 回地震工学研究発表会、2014.
- 7) Kano, M., Nagao, H., Ishikawa, D., Ito, S., Sakai, S., Nakagawa, S. Hori, M. and Hirata, N.: Seismic wavefield imaging based on the replica exchange Monte Carlo method, Geophysical Journal International, Vol. 208, No. 1, pp. 529–545, 2017.
- 8) Hukushima, K. and Nemoto, K.: Exchange Monte Carlo method and application to spin glass simulations, Journal of the Physics Society of Japan, Vol. 65, No. 6, pp. 1604–1608, 1996.
- 9) 諸井孝文・武村雅之: 関東地震(1923 年 9 月 1 日)による被害要因別死者数の推定、日本地震工学会論文集、第 4 巻、第 4 号、2004.
- 10) 加納将行・長尾大道・酒井慎一・中川茂樹・水迫覚信・堀宗朗・平田直・汐見勝彦・本多亮: 首都圏地震観測網(MeSO-net)地震計の設置方位の検証、地震 2、68 巻、31–44 頁、2015.
- 11) 神田和紘・境有紀: 計測震度のフィルタを修正することによって建物被害率と対応させる試み、日本地震工学会論文集、第 12 巻、第 7 号、19–37 頁、2012.

I-2-2 大規模数値解析結果の先端可視化技術の開発

廣瀬壮一（東京工業大学 環境・社会理工学院）

1. 研究の目的

本研究全体で開発する地震被害評価手法は大規模数値解析の計算結果に基づきますが、この評価手法には膨大な量の計算結果を効率的に可視化することが必須となります。このため、計算結果の 3 次元視とマルチスケールの可視化を可能とする先端的な可視化技術を開発します。併せて、応急評価にも使えるように高速処理も実現します。得られた都市全体の被害情報をわかりやすく可視化することで、広域の都市全体から地区・街区といった都市の部分まで、評価された地震被害の様相を容易に理解できるようになることが期待されます。

2. 成果の概要

2.1 3次元化・高速化

構造物の揺れは、構造物の性質（固さと強さ）に影響されますが、それと同様、構造物を揺らす地盤の地震動にも影響されます。河川の氾濫の結果、都市の地盤は肥沃ではあるものの複雑です。この結果、都市の構造物そのものの多様性に加え、地盤による地震動の増幅が場所場所で異なるため、構造物の揺れや大きな揺れが引き起こす被害の空間分布は複雑になります。似通った構造物が隣接していても、被害の有無や程度の差がある、といった極端な例もあります。

本研究で開発している大規模数値計算を使う被害評価手法では、地盤と構造物の両方の物理過程を数値解析するため、高い空間分解能で複雑な被害分布を評価することができます。その代り、得られる数値計算結果は膨大です。高さ方向に延びる構造物の解析モデルを使うため、数値解析結果は 3 次元的ですし、建物一棟一棟を計算しているため、1 m の空間スケールで街区の被害分布を詳細に調べたり、1 km の空間分布で地区全体の被害分布を俯瞰することにも使えます。

3 次元的、かつ、密から疎まで様々なスケールで都市の地震被害の計算結果を分析したり、提示したりすることは容易ではありません。しかし、このような分析は適切かつ合理的な防災・減災には必要不可欠です。提示は防災教育や防災意識高揚につながることを期待されます。

大規模数値解析結果の分析・提示のためには、計算結果の可視化が必要です。このため、開発された被害評価手法に適した先端可視化技術の開発を行いま

した。具体的には、従来の被害分布という静止画を作る 2 次元可視化を超えて、都市全体を俯瞰できる動画を作る 3 次元可視化の技術です。この 3 次元可視化には、街区単位で一棟一棟の地震応答を可視化することや、地区全体での構造物群の地震応答を可視化するマルチスケール可視化も含まれます。

街区単位の可視化からは地区単位の可視化、その逆となる地区単位の可視化から街区単位の可視化、というスケールの切り替えは分析には重要です。そもそも 3 次元可視化では、空間的な被害情報を平面に表示するための計算が必要で、この計算をさらに高速処理することでスケールの切り替えを可能としました。3 次元可視化のスケールの切り替えには、都市全体ないし地区単位で可視化する場合には簡便化した都市モデルを、街区単位で可視化する場合には詳細な都市モデルを用います。この結果、可視化の際の計算や表示に

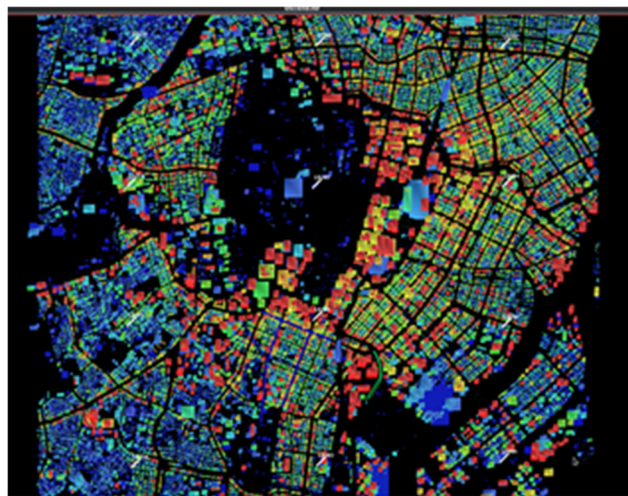


図 1 千代田区近傍の地震時の構造物群の揺れを可視化した例。詳細な都市モデルを簡便化した都市モデルがこの可視化に利用。地区レベルで見る場合、簡便化された都市モデルを使った可視化で十分であることが確認された。

使用するデータ量を圧縮し、柔軟にスケールを変更して、都市の揺れを可視化することに成功しました（図 1、図 2 参照。詳細は参考文献¹⁾参照）。

2.2 サブプロジェクト③との連携

サブプロジェクト③と連携して有用な可視化について検討した結果、地方公共団体など一般ユーザ用の実用的なシステムとすること、及び、火災シミュレーション

などの、地震被害以外の可視化にも対応するシステムを構築することも重要であるとの認識で合意したことから、それらに対応したシステムを開発しました。

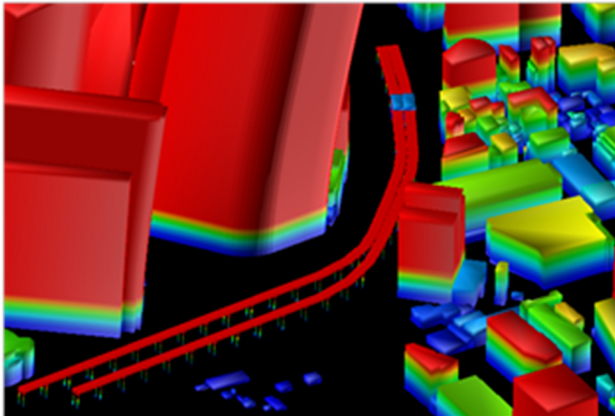


図 2 図 1 の地区レベルの可視化を街区レベルの可視化に変更した例。詳細な都市モデルが使われており、複雑な形状を再現した構造物群の詳細な揺れの可視化が可能。

2.2.1 ウィンドウズ版化

2.1 節で示した可視化においては、大規模数値計算による膨大なデータを高速に表示するために、最速の画像処理能力を持つ Linux マシンを用いてシステム開発を行っています。しかし、可視化技術の実用的な活用を考えたときに、実際の可視化システムのユーザとしては行政担当者や住民などが想定されます。そのため、通常は高性能な Linux マシンが利用できる環境は多くないと考えられます。そこで、本研究では、Linux 上で開発された可視化システムを、一般的に普及している Windows マシンにおいても利用できるように、機能の改良を行って可視化システムの可搬性を実現しました。作業に用いた Windows の計算機は、画像処理を担当する GPU プロセッサを搭載していますが、それ以外は市販されているノート PC です。

ノート PC の性能は最速の Linux マシンに比べると劣るため、Linux マシンで開発した機能をすべてノート PC に搭載することはできません。ノート PC 上では、東京 23 区全体表示ではなく、各区単位で構造物群の地震応答を表示できるようにしました。当然ながら、可視化における回転や拡大の機能は残しています。また、Linux マシンと同様、街区単位 of 可視化から地区単位の可視化、その逆となる地区単位の可視化から街区単位の可視化、というスケールの切り替え機能も保持しています。区単位の可視化では、構造物を矩形で表示し、街区単位の表示のときは、構造物を多角形で表示することによって可視化の効率性を向上させています。Linux マシン用に開発されている高速なレンダリングモジュールを標準のレンダリングモジュールで置き換えているために、表示速度は多少遅くなりますが、構造物の

時系列変位のアニメーションの表示も可能となっています。

2.2.2 火災シミュレーションの可視化

地震時においては、構造物の揺れそのものによる被害に加えて、その後の火災による被害も想定しておく必要があります。そのため、火災シミュレーションによる結果を効率よく可視化することが求められています。

本研究で開発した先端可視化技術を用いれば、原理的には構造物毎に得られた、あらゆるシミュレーションデータを可視化することが可能です。しかし、シミュレーションのデータはそれぞれ固有のフォーマットで出力されますので、すべてのシミュレーションの出力データをそのまま使って可視化することはできません。そこで本研究では、火災シミュレーションの出力のフォーマットを分析して、可視化システムの入力データに適合するデータ変換プログラムを開発しました。具体的には、火災シミュレーションから、建物毎の着火時刻と消失時刻を読み込んで、それを建物データと照合した上で、可視化システムで利用可能なデータを作成します。

図 3 は、ある時刻における新宿区の一街区の建物一棟ごとの火災被害状況を可視化したもので、焼失前あるいはシミュレーション対象外を白色、着火～消失までを赤色、焼失以降を黒色で表しています。

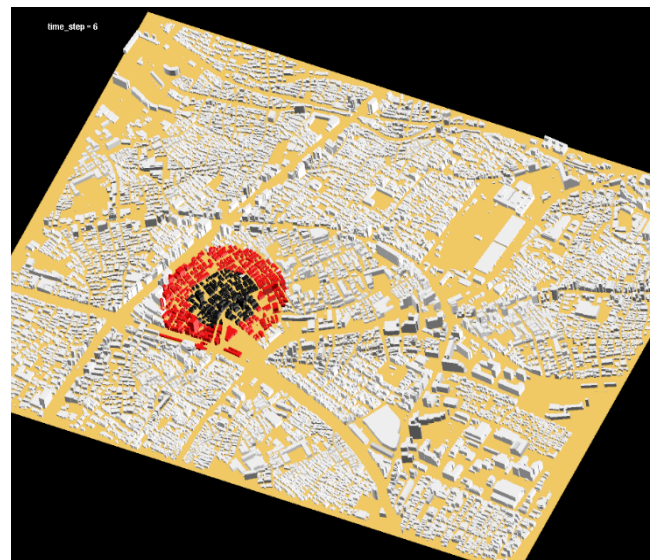


図 3 新宿区の一街区における建物ごとの火災被害状況を可視化した例。

参考文献

- 1) Ichimura et al., Implicit Nonlinear Wave Simulation with 1.08T DOF and 0.270T Unstructured Finite Elements to Enhance Comprehensive Earthquake Simulation, SC15: International Conference for High Performance Computing, Networking, Storage and Analysis, Article No.4, Gordon Bell Prize finalist.