首都圏直下の地震と強震動

- 安政江戸地震と明治東京地震 -

古村孝志*竹内宏之*

Large Earthquakes Occurring beneath Tokyo Metropolitan Area and Strong Ground Motions: Ansei Edo Earthquake and Meiji Tokyo Earthquake

Takashi FURUMURA* and Hiroyuki TAKEUCHI*

Abstract

The Tokyo metropolitan area is known to have been struck by large earthquakes due to the subduction of the Philippine Sea Plate and the Pacific Plate beneath the North American plate. Recent damaging earthquakes that occurred beneath Tokyo include the 1855 Ansei Edo earthquake, the 1894 Meiji Tokyo earthquake, and the 1923 Kanto earthquake. Whereas the Kanto earthquake is known to have occurred at the top of the subducting Philippine Sea Plate, the other events are considered to have occurred in Tokyo bay, but their source depths are unknown. Many researchers have attempted to determine the source mechanisms of these earthquakes through analyses of patterns of seismic intensity distribution in the Kanto area, but the intensity pattern at the center of Tokyo would be considerably affected by the site amplification effect of the shallow, localized structure rather than be related directly to the source itself. In the present paper, we summarize the characteristics of strong ground motions and damage caused by the earthquakes. We then compare the pattern of intensities on local and regional scales with those of recent earthquakes occurring in Tokyo and corresponding computer simulations using heterogeneous crust and upper-mantle structure models below Tokyo to find referable source models for the Ansei Edo and Meiji Tokyo earthquakes.

Key words : Ansei Edo earthquake, Meiji Tokyo earthquake, seismic intensity, computer simulation

キーワード:安政江戸地震,明治東京地震,震度,コンピュータシミュレーション

I. はじめに

太平洋プレートとフィリピン海プレートの2つ が北米プレートの下に同時に沈み込む首都圏の下 では、3つのプレート境界とプレートの内でこれ まで大地震が繰り返し発生している。

1703年元禄関東地震(M8.4)や1923年大正

関東地震(M7.9)は、フィリピン海プレートの 上面で起きた M8 級のプレート境界地震である と推定されており、その発生間隔は約 200 ~ 400 年であると考えられている。このため、前回の関 東地震から 80 年余しか経過していない現在では、 次の関東地震までにはやや時間的猶予があるよう に考えられる。一方、1855 年安政江戸地震(M7)

* 東京大学地震研究所

^{*} Earthquake Research Institute, University of Tokyo

や1894年明治東京地震(M7)は、関東直下で 発生した地震であったことはほぼ間違いないが、 その震源の深さと発生メカニズムはいまだによく わかっていない。これらの首都圏直下の大地震 は、これまで100年あたり2~3個の割合で発 生してきたと考えられ、地震調査研究推進本部の 調査によれば、今後30年以内の大地震の発生確 率は70%になるという。

首都圏直下の大地震の発生に備え,過去の大地 震の発生メカニズムとその強震動の特徴を明らか にすることが急務の課題である。本論文では,安 政江戸地震と明治東京地震のふたつの大地震につ いて,既往の研究の成果とその議論をまとめると ともに,関東周辺の詳細な震度分布形状と,日本 列島全域の広域震度分布の特徴からその震源像を 再考する。

関東平野では、軟弱な表層地盤による地震動増 幅と、地下深部(地殻・マントル)の強い不均質 性が、震度分布に強い影響を与えていると考えら れるため、まず、これらの震度異常の原因を考察 することが必要である。ボーリングデータを用い た関東平野の表層地盤の増幅特性や、高密度の自 治体震度計(SK-net)・強震ネットワーク(K-NET, KiK-net)で記録された、近年の中小地震の震度 分布、そして、地震波動伝播のコンピュータシ ミュレーションを用いて震度異常のメカニズムを 確認するとともに、関東を襲った2つの大地震 の震度分布の特徴をもとに、震源像について考察 を進める。

II. 安政江戸地震と明治東京地震

1) 1855 年安政江戸地震

安政2年10月2日の夜四つ頃(西暦1855年 11月11日午後10時頃)に発生した安政江戸地 震により,江戸の下町を中心とする広い範囲が激 震に見舞われ,死者7,000人余,全壊家屋14,000 棟になる大被害が引き起こされた。この地震によ る江戸市中の最大震度は6と推定されている(宇 佐美,1996;図1)。

関東周辺の震度分布については、字佐美(1996) による詳しい調査に加え、中村ほか(2003)は、



図 1 1855年安政江戸地震の震度分布図(宇佐美, 1996より作成). 図左上は関東の詳細震度 分布図(中村ほか,2003より作成).

Fig. 1 Pattern of regional intensities of the Ansei Edo earthquake in 1855 (after Usami, 1996) and local intensity distribution around the Kanto area (after Nakamura *et al.*, 2003).

江戸市中および関東平野の地震被害の史料を精査 することにより,現在の気象庁震度階に換算した 震度分布図を作成している(図1左上)。これを 見ると,震度6弱の範囲が浦和付近から江戸全 域にわたる約20kmの範囲に広がっており,こ のほか利根川の流路沿いと横浜に震度6弱の飛 び地が現れている。震度5強の範囲は,埼玉東 部から東京湾岸を取り囲むように三浦半島までの びており,また埼玉東部,茨城南部,千葉全域, 東京東部,および神奈川東部をカバーする平野部 のほぼ全域が震度5弱と推定されている。なお, 安政江戸地震の江戸の被害については,野口 (2004)の著書や,中央防災会議(2004)の資料 に詳しい記載がある。

次に、日本列島全域の広域震度分布を見ると、 関東平野で震度6~5へと急激に揺れが弱まっ た後、震度の距離減衰は比較的緩やかになり、石 巻から豊橋付近までの 400 km の範囲に震度 4 の 揺れの範囲が広がっている。日本海側では震度の 距離減衰がやや大きく,震度 4 の等震度線はの びていない。

この地震の震央としては、震度6の区域の中 心にあたる、東京湾北部の隅田川河口付近、北緯 139.8 度、東経 35.65 度の地点が考えられている (宇佐美, 1976, 1996)。ただし、川崎、鶴見、横 浜にもかなりの被害があったことから、震央はこ れよりも南にある可能性も指摘されている(宇佐 美, 1976)。地震の規模は、震度6の揺れの範囲 の広がりから、およそM7~7.1(宇佐美, 1976) ないしM7.2(萩原, 1972)程度と見積もられて いる。

一方,震源の深さについては,研究者ごとに解 釈はさまざまである。宇佐美(1976)は、地震 の規模と深さ、および被害等級の経験式から、震 源の深さを 20 km 程度以下と見積もっている。 萩原(1972)は、震度6の範囲が1930年北伊豆 地震 ($M7.0, h = 0 \sim 5 \, \text{km}$) の震度 6 の面積と ほぼ一致することを考慮し,深さ30kmよりも 浅い地震であると考えている。大竹(1980)は、 関東平野の地震活動の特徴から、フィリピン海プ レート上面の,深さ35 km 程度の地震の可能性 を考えている。中村ほか(2003)は、江戸市中 の被害の程度と関東全域の震度分布、そして史料 に津波の記録がないことなどを根拠として、フィ リピン海プレート内部の,深さ40~50kmの地 震の可能性を指摘している。引田・工藤(2001) は、中小地震の地震計記録を経験的グリーン関数 に用いて関東平野の震度分布を合成し、太平洋プ レートで起きた, 深さ 68 km の M7.6 程度の地 震が、安政江戸地震の震度分布に一致することを 述べている。また、引田(2006)は、近年の地 震を用いて関東の地震の計測震度の距離減衰式を 作成し、安政江戸地震が深さ 60 km、M7.6 の地 震であった可能性を再確認している。以上のよう に、関東平野の震度分布(萩原, 1972; 宇佐美, 1976) という同一のデータセットを用いながら, その結果が研究者毎に大きく異なったものになっ ている。このことは、関東周辺の限られた範囲の 震度分布のみから,震源の深さを正確に求めるこ との難しさを意味しているといえよう。

一方,関東平野の震度分布ではなく,日本列島 全域の広域震度分布に着目した研究がある。古村 (2003)は、太平洋プレートの地震で必ず見られ る、東北~北海道の太平洋側の大きな震度,すな わち「異常震域」が安政江戸地震の広域震度分布 (図1)に認められないことや,震度の距離減衰 が内陸地震の特徴に近いことを指摘し,安政江戸 地震が浅い,地殻内地震であった可能性を考えて いる。また,Bakun (2005)は、日本の地殻内 地震とプレート内もしくはプレート境界地震の震 度減衰式を作成し、安政江戸地震の震度分布は、 フィリピン海プレート内、または太平洋プレート との境界で起きた、深さ 30 km の地震のものと 対応すると述べている。

このほかに,地震直前の数々の前駆現象(武者, 1934)が,浅い地殻内地震の根拠とされたこと や,地震時の様子を記述した史料の中に初期微動 継続(S-P)時間が長いことが伺えるものがあり, これが深い地震の根拠となった背景など,震度分 布以外のデータに基づいた議論についても,萩原 (1990)に詳しい紹介がある。

2) 1894 年明治東京地震

1894年6月20日14時に発生した明治東京地 震は、東京ないし横浜が震央と考えられており、 東京東部と横浜の沿岸部を中心に死者31名を含 む大被害が起こされた(宇佐美,1996)。この地 震により、東京都心部が震度6相当の揺れに見 舞われたほか、島根、紀伊半島から青森までの広 い範囲が有感となった(宇佐美,1996;萩原, 1972;図2)。東京下町の被害が大きく、明治の 近代化とともに建設が進められた煉瓦造りの西洋 建造や煙突が多数被災したことから、一部で"煙 突地震"とも呼ばれたようである(茅野,1989; 大追・金子,2004)。

この地震による被害は、震災予防調査会により 克明に調査され、関東周辺および日本列島全域の 広域震度分布図が作成されている(大森,1899)。 関東周辺の震度分布を見ると、都心部が最大震度 6、そして被害が大きかった埼玉から東京、横浜



 図 2 明治東京地震の広域震度分布図(字佐美, 1996より作成)と関東周辺の震度分布図(萩 原,1972より作成).

Fig. 2 Pattern of regional intensities of the Meiji Tokyo earthquake (after Usami, 1996) and local intensity distribution around the Kanto area (after Hagiwara, 1972).

にかけての幅 30 km,長さ 60 km 以上にわたる 三日月型の範囲が震度5の揺れとなったほか,平 野部の一円が震度4相当の揺れに見舞われたこ とがわかる。

この時代には、ユーイング・グレイ・ミルン式 普通地震計や、ユーイング式円盤型地震計を用い た計器観測が東京帝国大地震学教室と中央気象台 において開始されており、最大震動方向や S-P 時間、地動振幅が読み取られている(関谷・大森, 1899)。

大森(1899)は、この地震があまり余震を伴っ ていないこと、有感半径に比べて震央での地震被 害が少ないこと、本郷で記録した S-P 時間が長 い(約6.8秒)ことなどを総合的に判断して、震 源の深さを40km 程度と推定している。萩原 (1972)は、震度4ないし5以上の地域の面積か

ら M6.4 ないし M6.7 の地震規模を考え、同規模 の地震の震度分布図との比較から、深さを30km 程度と判断している。宇津(1979)は、被害分 布の考察から、震央を東京東部の北緯35.7度、 東経139.8 度に再決定し、また長野、名古屋、境 の3地点の地震計記録の最大震幅を用いて地震 の規模をM7.0と見積もっている。同時に、地震 の規模に比べて被害が激甚でなかったことから. フィリピン海プレート境界付近の、やや深い地震 の可能性を指摘している。また、宇津(1979)は、 この地震の2年前より東京~東京湾の直下でM5 クラスの地震が増えていたことや、この地震に伴 う余震活動は低かったが、10月7日に震源近傍 で M6.7 の地震が起き、小規模な被害が出たこと を記している。なお、この10月7日の地震を明 治東京地震の余震とする解釈もある(地震調査研 究推進本部地震調查委員会. 1999)。

須藤(1977)は、東京帝国大学の本部や工科 大学に設置されていたユーイング式円盤型地震計 記録の S-P 時間を読み取り、震源の深さを 40 km と見積もるとともに、地殻変動測量デー タの隆起・沈降パターンを説明する断層モデルと して、中川河口を震源とする正断層型の震源モデ ルを提示している。勝間田ほか(1999)は、地 震波形記録(関谷・大森,1899)と国内の他の観 測点での地震検測値を再検討し、地震の規模を M6.6、そして震源メカニズムとして太平洋プ レート内の深さ80 kmの、南北走行で鉛直な節 面を持つ発震機構を考えている。

3)明治東京地震の地震計記録

本郷の東京帝国大学に設置されていたユーイン グ式地震計の記録(図3)は、地震研究所の古地 震記録データベース(岩田・野口,2003)にマイ クロフィルム化され保存されている。この画像を 読み取り(図3c)、山田(2004)の手順に従って 回転座標系から直交座標系への変換を行った(古 村ほか,2005)。地震計の記録(回転)速度は、 円盤上に記載された55秒/回転の値を用い、地 震計の腕の長さは51 cm、倍率は1倍とした。復 元した地震計記録の一例を図4に示す。

ユーイング式地震計の固有周期は約6秒,減



- 図 3 (a) ユーイング式円盤型地震計(国立科学博物館蔵),(b)東京帝国大学(本郷)における明治東京地震の円盤記録,(c)NS成分のデジタイズ波形.
- Fig. 3 (a) Ewing-type seismoscope (photograph from National Museum of Nature and Science, Japan), (b) Seismogram observed at Tokyo Imperial University, Hongo, of the Meiji Tokyo earthquake in 1894, (c) Digitized seismogram of NS motion.

衰定数は5%程度であると考えられ,読み取り波 形からこれらの計器特性を取り除くことにより地 動への復元を試みた。しかし,直交座標系への変 換過程で,地震計のゼロ線変動の除去と円弧補正 を完全に行うことはできず,計器補整により記録 が大きく暴れてしまうために,図4aに示した本 郷観測点のNS成分以外は地動への完全な復元は 困難であった。このため,図4b,cは計器補整 を行う以前の波形を示している。図4aに示した, 計器補正前後の波形を比べると,S波の後続相の 振幅にわずかの違いが現れることを除き,波形全 体の特徴は大きく変化していないことが確認でき る。これは,地震動の卓越周期と地震計の固有周 期が大きく異なっていること,また地震計の減衰 (機械摩擦)が大きく地震計の自由振動が長く続 かないことが原因と考えられる。

地震計記録からは,S-P時間が5.6~7.0秒に, また最大地動振幅が25~40mmの範囲にあるこ とがわかる。ここで,震央を東京東部(北緯35.7 度,東経139.8度)と考えると,読み取ったS-P 時間から震源距離は少なくとも40~52km以上 になる。

ユーイング式円盤型地震計は,感震器が地動を 検知して円盤が始動する(イベントトリガー)方 式のため,振幅の小さなP波の初動部分が記録 されていないことに注意が必要である。また,地



図 4 明治東京地震の地震計記録(a)東京帝国大学本部地上(点線は地震計の計器 特性補正後の地動記録,実線は補正前),(b)工科大学2階,(c)工科大学1階.

Fig. 4 Strong motion seismograms of Meiji Tokyo earthquake, recorded at (a) 1F of Main building of Tokyo Imperial University (solid and dashed lines illustrating ground motions before and after correcting for instrument response), (b) Department of Technology at 2F, and (c) Department of Technology at 1F.

震計の動きが、円盤の同一円周上に重ねて記録されることから、初動部分が掠れているような場合には、記録の先頭部分を正確に見つけることが難しい問題もある。同じ地震計でもNS, EW 成分ごとに S-P 時間の読み取り値が異なっているのはこのためである。

なお、図4に示された地震波形を見ると、振幅の小さな P 波の後続相の後に、急激な立ち上がりを持つ S 波が顕著に見られることが特徴的である。たとえば伊豆半島沖の地震のように、浅い (h < 10 km) 地震では、都心部において周期 $6 \sim 10$ 秒のやや長周期の表面波が強く生成する

ことが知られているが(たとえば, Koketsu and Kikuchi, 2000),明治東京地震の地震波形には, このような表面波が全く見られないことからも, 震源が浅い地震ではないと判断できる。

前述したように、明治東京地震から約3ヶ月後(10月7日)に東京湾でM6.7の地震が起き ており、この地震の余震の可能性が疑われてい る。古地震記録データベースに保存されているこ の地震のユーイング式地震計記録を同様に処理し たところ、S-P時間が12~15秒の、鋭いS波 の立ち上を持つ波形が得られた(古村ほか、 2005)。このS-P時間は、明治東京地震のもの



図 5 (a) ボーリングデータに基づく表層 30 m の平均 S 波速度 (AVS₃₀) の空間分布 (三宅ほか, 2006)と, (b) これよる硬質地盤地点 (V_s = 600 m/s 相当) に対する震度の増分値.

Fig. 5 (a) Average shear-wave velocity of upper 30 m (AVS_{30}) produced by borehole data (Miyake *et al.*, 2006), and (b) expected intensity amplification.

(5.6 ~ 7.0 秒程度)より明らかに長いことから, 震源距離が90~120 km 程度以上の深い地震で あると考えるのが適切である。

III. 関東の地震と震度分布

古い地震の震源の位置と深さの調査には,関東 と全国の震度分布図が重要な鍵となることは言う までもない。一般に,震度分布は震央を中心とし て,距離とともに同心円状に弱まることが期待さ れ,そして有感の範囲や等震度線の間隔から,そ れぞれマグニチュードと震源の深さを推定するこ とは,原理的には可能である。

しかし,関東平野のように,柔らかい表層地盤 に厚く覆われた堆積平野では,平野全体の震度が 周囲の山地より大きくなるほか,河川の流路沿い の地域や埋め立て地などの軟弱地盤では,局所的 に震度が1~2程度いつも大きくなることに注 意が必要である。さらに,日本列島に沈み込む太 平洋プレートとフィリピン海プレートが作り出す 強い地殻・マントル不均質性は,関東下で発生し た地震の震度分布を大きく変形させる(異常震 域)。以下に,関東平野の表層地盤における震度 増幅の効果と,関東下に沈み込むプレートが震度 分布に与える影響について考察する。

1) 浅部表層地盤による地震動の増幅

震度の強さを規定する,周波数0.2~2Hz 程度 の高周波地震動は,地下数メートル~数+メート ルの深さの表層地盤の増幅効果を強く受けること が一般に知られている。たとえば,松岡・翠川 (1994)や藤本・翠川(2006)は,地下30mの平 均S波速度(AVS₃₀)と地震動の地盤増幅率とに 高い相関があることを,ボーリング検層データと 地震観測データを用いた回帰分析から示している。

図5は、関東平野周辺の約78,500本の浅層 ボーリングとS波速度の検層データをもとに作 成された、AVS₃₀値の空間分布図である(三宅 ほか、2006)。このAVS₃₀値と最大地動速度の地 盤増幅度(ARV)の関係は、たとえば、藤本・ 翠川(2006)の式を用いて以下により与えられる:

 $\log ARV = 2.367 - 0.852 \log AVS_{30} \pm 0.166$ (1)

なお、ARV は硬質の基準地盤(S 波速度 Vs = 600 m/s 相当) に対する地震動の増幅率を表す。 また、最大地動速度(PGV)と計測震度(I)は、 翠川ほか(1999)の経験式より、以下で結びつ けられる:

$$I = 2.68 + 1.72 \log PGV \tag{2}$$

これを用いることにより,表層地盤による最大地 速度の地増 (*ARV*) が計測震度に与える影響 (Δ*I*) を,以下のように考えることができる:

$$I + \Delta I = 2.68 + 1.72 \log (PGV \times ARV)$$
(3)
$$\Delta I = 1.72 \log ARV$$
(4)

この関係を用いて、関東平野の表層地盤が震度分 布に与える影響(Vs = 600 m/s 相当の硬質の基 準地盤に対する震度の増分)を調査した(図 5b)。これより、東京湾から旧利根川沿いに埼玉 県東部へ北上する地域と、利根川に沿った茨城/ 千葉県境付近の地域では、地震によらず震度がい つも 1.0 ~ 1.5 程度大きくなり、また関東の平野 部全域にわたって 0.5 ~ 1.0 程度大きくなること がわかる。

次に,地震動増幅特性が,関東直下の地震の震 度分布に与える影響を見るために,PGVの距離 減衰式と表層地盤による震度増幅率を用いた簡単 な考察を行う。まず,東京湾北部の北緯139.8 度,東経35.65度の地点下の,深さh = 40 km に M_W6.8 の地震を想定し,基準地盤(V_s = 600 m/s)での最大地動速度(PGV)の空間分布を, 司・翠川(1999)の距離減衰式:

$\log PGV = 0.58 M_{\rm W} + 0.0038 h + d - 1.29$ $- \log (X + 0.00028 \times 10^{0.58} M_{\rm W}) - 0.002$ (5)

を用いて計算した(図 6a)。上式中の,地震のタ イプによる PGVの補正係数(d)には,プレート 間地震の値(d = -0.02)を用いた。地表の各地点 の震源距離(X)に応じた PGV値を式(5)より求 め,これに図 5aの地動速度増幅度(ARV)を乗じ た後に,式(2)より計測震度を求めた(図 6b)。 距離減衰式から期待される単調な震度分布(図 6a)が、表層地盤の地震動増幅効果により全く 異なった形状(図 6b)に変化することがわかる。 求められた震度分布図は、先に示した安政江戸地 震(図 1)や明治東京地震(図 2)の震度分布に よく似ていることから、これらの地震の震度分布 に表層地盤の影響が強く表れていることが考えら れる。

ここで、震源が南西-北東方向に±0.2度、す なわち±約40km移動した場合の震度分布の変 化を調べた(図6c, d)。震源の移動により、た とえば震度5強(5+)の領域にはわずかな平行 移動が見られるものの、関東平野全体の震度分布 のパターンの変化は小さく、また埼玉から東関東 にかけての荒川に沿って見られる震度6の場所 はほとんど変化しないことがわかる。震度計の設 置は平野部に限られ、東京湾や相模湾には震度観 測点がないことも、震度分布の変化の見え方を小 さくしている。

このように、関東平野で見られる震度は、震源 そのものよりも、表層の地盤による増幅の影響を 強く受けたものになっており、関東平野の震度分 布のみから震源を推定することは困難である。事 実、1703年元禄地震と安政江戸地震、そして 1923年関東地震という全く異なった地震におい て、都心部の震度6強~7の揺れの場所がほぼ 等しいことが、古文書や被害報告書の解析(都司 ほか、2003)から指摘されている。

2) 関東下のプレート構造により生まれる震度 分布の異常

関東下に沈み込む,2つのプレートが作り出す 地殻・マントルの強い不均質構造もまた,関東平 野の震度分布に大きな影響を与えることが考えら れる。

たとえば、千葉県北西部の深さ 60 ~ 80 km の 地震において、震央から離れた伊豆の網代・大島 で大きな震度が観測されることがこれまで指摘さ れており(たとえば、大竹、1980;竹内・古村、 2006)、この原因として、震源から観測点に向け てフィリピン海プレート内を地震波が良く伝播す るというメカニズムが考えられる。



図 6 (a)距離減衰式から求めた深さ東京湾北部の地震の震度分布, (b)表層地盤の増幅率を考慮した震度分布, (c)(d) 震央 (☆印) が移動した場合.

Fig. 6 (a) Pattern of intensity distribution of an earthquake occurring in eastern Tokyo (star mark), (b) expected intensity pattern due to the amplification of ground motions in a shallow structure, (c)-(d) same as (b) but for different hypocenter (star marks).

図 7a は、2005 年 7 月 23 日に千葉県北西部の、 深さ 73 km で発生した、M6.0 の地震の震度分 布を示したものである。震度 4 ~ 5 の範囲が、 震央より 40 km 以上も西方に大きくずれ、横浜 や伊豆の震度が大きくなっていることがわかる。 このような千葉県北西部の地震に伴う震度分布の 異常はしばしば観測されており(図 7a-c),一方, 千葉県北東部(図 7d)や東京東部の地震ではこ





Fig. 7 (a)-(c) Anomalous pattern of intensities observed for an earthquake occurring below northwest of Chiba prefecture, and (d) normal intensity pattern of an earthquake occurring below northeast of Chiba. Star indicates hypocenter of the earthquake.



- 図 8 関東直下の地震の震源分布(1996-2006)と震度分布に異常が見られる地震(●印). 震源データは気象庁震度データベース(石垣・高木,2000)による.
- Fig. 8 Hypocentral distribution of man-felt earthquake occurring beneath Kanto region. Solid circle denotes earthquake that shows anomalous pattern of intensities. Hypocentral data is obtained from the JMA Intensity Database (Ishigaki and Takagi, 2000).

のような現象が見られず同心円状の震度分布とな ることから,震度分布の異常は表層地盤の影響だ けでなく,むしろ地殻・マントルにおける減衰構 造の不均質性の影響を受けていることが考えられ る。

気象庁震度データベース(石垣・高木,2000) を用いて,1996年~2006年に関東周辺下で発 生した579個の有感地震の震度分布を調査した ところ,図7(a)-(c)に示したような震度の異 常が見られる地震が23個見つかった(竹内・古 村,2006)。そして,これらの震源が千葉県北西 部の,東経140~140.25度,北緯35.5~35.8 度,深さ60~80kmの狭い範囲に集中して起き ていることが確認できた(図8)。この場所では, 太平洋プレートの上にフィリピン海プレートが乗 り上げたプレート境界にあたり,逆断層型のメカ ニズムを持つプレート境界地震が近年多発してい る場所である(たとえば,纐纈ほか,2006)。

関東下の地殻・上部マントルの減衰 (Q_s)構造は、これまで中村(2005)や関根ほか(2006)などによる、地震波トモグラフィーの研究によって詳しく調査されている。これらの結果を見ると、フィリピン海プレート内の低減衰域(High- Q_s > 1000)に加えて、千葉県北西部の深さ20

~ 40 km の,ちょうどプレート上面と地表には さまれた位置には減衰の大きな (Low-Q; $Q_s < 250$)領域が存在することがわかる。この Low-Q 域は,火山活動に伴うものではなく,プレートか らの脱水とこれに伴うマントル物質の変化 (蛇紋 岩化)を原因とするものと解釈されている (たと えば, Kamiya and Kobayashi, 2000; 中村, 2005)。

このような、関東下における強い減衰構造の不 均質性により、千葉県北西部下のフィリピン海プ レート/太平洋プレート境界で起きた地震から放 出されたS波がHigh-Qプレート内を通過するこ とにより横浜に向けて良く伝播するのに対して、 千葉県北西部に向かうS波は、震央直上の Low-Q域を通過するために大きく減衰すること が考えられ、これが異常震域の主因である可能性 が高い。

このことを確認するために、関東直下の地殻・ マントル構造をモデル化した、地震波伝播シミュ レーションを行った。関東周辺の180×180× 80 km の範囲を, 0.25 km の格子間隔で離散化 し、各格子点を伝わる地震波を、運動方程式の差 分法(FDM)計算により評価した。地殻・マン トル構造の標準地球モデル (iasp91; Kennett and Engdahl., 1991) &, High-Q ($Q_s = 1000$) かつ High-V (周囲のマントルより5%高速)の フィリピン海プレート(Ishida, 1992)と太平洋 プレート (Kosuga et al., 1996) を, それぞれ 30 km と 80 km の厚さで組み込んだ。モデルの 上部には、関東平野の堆積層構造(田中ほか、 2006) を置いた。ここでは、計算に用いる格子 サイズの制約から、堆積層の最小S波速度はVs =1km/sとなる。これよりも低速度の表層地盤 をモデルに組みこむことができないため、先に示 した地動増幅率(式(1))を計算結果に乗じる ことにより, 表層地盤による増幅効果の簡単な補 正を行うことにした。

防災科学技術研究所の広帯域地震観測(F-net) により求められた,2005年7月23日の千葉県 北西部の地震の逆断層型の震源解を,地下73km の地点に置き,ここからパルス幅がT=1秒の 地震波を放射させた。なお,本計算では周波数 1 Hz 以上の高周波地震動を評価することができ ないため、計算から求められた加速度波形から計 測震度を直接求めることは困難である。そこで、 震度のかわりに最大地動分布を用いて、地殻・マ ントル構造の不均質性が地動分布に与える影響に ついて定性的な比較評価を行うことにする。

まず、プレートと表層地盤をモデルに組み込ま ない、水平成層モデルの計算結果(図 9a)では、 震央を中心とするほぼ同心円状の単純な地動分布 となるが、関東平野の堆積層($V_s = 1 \sim 1.7 \text{ km/s}$)を地表直下に置くと、平野全体の地動の弱い 増幅と地動分布のパターンに変化が見られるよう になる(図 9b)。次に、表層地盤による地動の増 幅効果を加えると、関東平野全体の地動が $1 \sim 2$ 倍程度大きくなり、図6で見られたように、埼 玉~東京~横浜にかけての地動が強調された分布 を示すようになる(図 9c)。最後に、High-Q(Q_s = 1000)プレートと、千葉県北西部直下の Low-Q域($Q_s = 150$)をモデルに加えると、最 大地動分布が西側に大きく移動した結果が得られ た(図 9d)。

不均質な地下構造モデルを用いた波動伝播シ ミュレーションによって最終的に求められた地動 分布は,図7に示した千葉県北西部の地震でよ く見られる震度異常のパターンと特徴が良く一致 することがわかる。このことから,関東平野の表 層地盤は軟弱地盤における局所的な震度の増分に 寄与し,そして地殻・マントルの減衰構造の不均 質性は震央の西側全体にのびた,広域の震度分布 の異常に強く影響していることがわかる。

ところで、千葉県北西部の地震に見られる震度 分布の特徴は、先に示した安政江戸地震(図1) や明治東京地震(図2)の震度分布と特徴が良く 似ていることがわかる。これまで2つの大地震 は、それぞれ最大震度の中心部にあたる東京湾北 部(隅田川河口付近)と東京東部付近が震源と考 えられてきたが、仮に震源がここから大きくずれ た千葉県北西部の深さ、60~80 kmの位置に あった場合であっても、観測された震度分布を説 明できる。このことから、これまでは最大震度の 中心を震央と考えるのが一般であったが、千葉県



図 9 千葉県北西部の地震の数値シミュレーション(最大地動速度分布).(a)標準地球(水平成層)モデル,(b)堆積層を加えたモデル,(c)表層地盤の増幅効果を補正したモデル,(d) High-QプレートとLow-Q物体を加えたモデル.

Fig. 9 Simulated peak ground velocity for the Northwestern Chiba earthquake, using (a) standard Earth model, (b) including sedimentary layer, (c) including superficial layer, and (d) including High-Q Plate, Low-Q body.



図 10 関東直下の地震の震度分布の比較. (a) フィリピン海プレート内部の地震, (b) 太平洋プレート内部の地震, の地震.

Fig. 10 Comparison of intensity patterns of earthquakes occurring (a) in the Philippine-Sea plate and (b) in the Pacific plate.

北西部を震央とする場合についても考慮に入れる 必要があろう。

3) 関東の地震と広域震度分布

太平洋プレート上面またはプレート内の地震に おいて、関東~東北~北海道の太平洋側で大きな 震度が現れる現象は、「異常震域」としてよく知 られている。これは太平洋プレート内を地震波が 遠地まで良く伝わるのに対し、日本海側のマント ル(マントルウエッジ)では地震波の減衰が大き いために、北海道と本州の中央を走る火山フロン トを境として地震波の距離減衰が大きく異なって いるためである(Utsu, 1966)。

図 10 は、東京湾北部の異なる深さで起きた、 フィリピン海プレート内と、太平洋プレート内の 2つの地震の計測震度の分布を、K-NET 加速度 波形から求めたものである。フィリピン海プレー ト内の地震(図 10a)では、震度分布がやや北東-南西にのびた、ほぼ同心円状の形状を示すのに対 し、太平洋プレート内の地震(図 10b)では、プ レートの走行に沿って北東-南西方向に等震度線 が大きくのびた異常震域が認められるなど、2つ の地震の深さ(プレート)の違いによる震度分布 の特徴の違いは明瞭である。

一方,浅い地殻内(北米プレート内)地震は関 東では近年起きていないので,図10と直接比較 することはできないが,ここで2004年新潟県中 越地震と,2003年宮城県北部の地震の震度分布 (図11)をかわりに用いて考察する。これらの浅 い,地殻内地震の震度分布図の特徴として,まず 震源の直上の震度が大きく,次に震央距離ととも



図 11 地殻内地震の震度分布の例. (a) 2004 年新潟県中越地震, (b) 2003 年宮城県北部の地震.

Fig. 11 Example of intensity patterns of shallow crustal earthquakes : (a) Niigata-ken Chuetsu earthquake in 2004 and (b) Miyagi-ken Hokubu earthquake in 2003.

に震度が急減した後に,震央距離が150 km を越 えると距離減衰が緩く変化することがわかる。こ れは,震源距離が150 km を越え,S 波が地表と モホ面との間で全反射を繰り返し起こすようにな ると,地殻内をトラップS波(Lg波)として伝 わるために,距離減衰が小さくなるためである (たとえば,Furumura and Kennett, 2001)。

このように,地震の起きる深さ(プレート)に よって,日本列島全域にわたる広域震度分布が大 きく変化する様子を,地震波動伝播のFDM シ ミュレーションにより以下確認する。

図 12 に示される、中部日本~東北日本の 1000 × 600 × 460 kmの範囲の地殻・マントル、 プレート構造を、水平方向に 0.4 × 0.4 km, 鉛 直方向に 0.2 km の格子間隔でモデル化し、周波 数3Hzまでの地震波の伝播を計算した。ただし, 本計算で用いる粗い格子モデルでは,表層地盤に おける地震動の増幅特性を正しく評価することが できないなど,求められた震度分布と観測とを直 接比較することは難しい。本計算では,震度の絶 対値や詳細なパターンを比較するかわりに,震源 の深さの変化(地震が発生するプレートの違い) による広域の震度分布のパターンの変化を確認 し,観測された震度分布の傾向を比較することを 目的とする。

ここでは、東京湾北部の北緯 35.7 度、東経 140.0 度を震央とする、(a) 深さ 10 km (北米プ レート内=地殻内)、(b) 50 km (フィリピン海 プレート内)、および (c) 100 km (太平洋プレー ト内)の位置に、逆断層型のメカニズムを持つ点



- 図 12 広域地震波動伝播シミュレーションモデルと、(b) 断面および 震源の位置. 震源分布は、気象庁震源カタログによる.
- Fig. 12 (a) Structural model of regional seismic wave propagation simulation and (b) vertical slice of model and source positions.
 Hypocenter distribution is based on the JMA earthquake catalog.

震源を置いた場合の計算を行い,地表での加速度 波形から計測震度を求めた。なお,深さの異なる 3つの地震のモーメントは,それぞれ地表の最大 計測震度が 6.5となるように調整した。このとき のマグニチュードはそれぞれ, (a) $M_W 6.9$, (b) $M_W 7.0$,および (c) $M_W 7.2$ になる。

地震波動伝播の計算は、地球シミュレータの 128 ノード (1920 CPU) を用いた並列計算 (Furumura and Chen, 2004) により行い, 120 秒間 の波動伝播計算には、約1 TB のメモリと 40 分 の計算時間を要した。

計算から求められた3つの地震の震度分布を, 図 13a-c に比較する。なお,計算結果に対して, 表層地質と地形分類から求められた,地盤増幅係 数(久保ほか,2003)を乗じることにより,表層 地盤の増幅効果の簡単な補正を行っている。ま ず,太平洋プレート内の深い地震(*h* = 100 km) では,High-Q プレートの中をS波が遠地まで良 く伝わる効果により,東北〜北海道の太平洋岸の 広い範囲の震度が大きく,そして Low-Q マント



- シミュレーションにより求められた震度分布, (a) 深さ 10 km, (b) 50 km, (c) 100 km の地震の計測震度分布. 観測 された震度分布, (A) 安政江戸地震, (B) 明治東京地震, (C) 1894年 10月7日の地震. 図 13
- Fig. 13 Simulated intensity patterns of three events at source depths of (a) 10 km, (b) 50 km, and (c) 100 km, and pattern of intensity during (A) Ansei Edo earthquake, (B) Meiji Tokyo earthquake, and (C) earthquake of 7 Oct. 1894.

ルウエッジ内を通過する日本海側では地震波の距 離減衰が大きくなる異常震域が良く再現された (図 13c)。次に,フィリピン海プレート内の地震 (*h* = 50 km)では,太平洋プレートのような強 烈な異常震域は現れず,北東-南西方向に楕円の 長軸を持つ,ほぼ同心円状の震度分布が得られた (図 13b)。最後に,地殻内の浅い地震(*h* = 10 km)では,震央の近傍で震度が6から5へと 急減した後に,震度4の範囲が震源距離400 km 以上の広範囲に広がった。計算波形より,震央距 離 150 km 未満では S 波,これ以遠では Lg 波に よって最大地動が規定されていることが確認でき た。

計算から求められた計測震度分布と,安政江戸 地震,および明治東京地震の広域震度分布の特徴 を図 13 に比較する。

明治東京地震に見られた楕円型の震度分布(図 13B)は、フィリピン海プレート内の地震の震度 分布(図13b)に近い。一方、この地震の直後に 起きた、1894年10月7日の地震(図13C)の 震度分布には、東北~北海道の太平洋岸にかけて 異常震域が明瞭に見られるなど、太平洋プレート 内の地震(図13c)の特徴を示している。このこ とは、本郷での地震計記録から読みとられた、こ の地震の長い S-P 時間(12~15秒程度)の特 徴とも矛盾しない。

安政江戸地震の広域震度分布(図13A)は、 明治東京地震のものとは大きく異なっており、震 央付近の急激な震度の低下と震度4の広いすそ 野が見られるなど、地殻内地震の計算結果(図 13a)に近い特徴を持っていることがわかる。

IV. まとめと課題

近代の高密度地震計観測が開始される明治中期 以前の古い地震では,揺れの体感と被害調査をも とに作成された震度分布図が震源像を探るための 重要な手がかりとなる。このような目的から,こ れまでに地震被害の史料の詳しい分析と,都心部 および関東周辺の詳細な震度分布図が作成されて いる。

関東平野の震度分布は、表層地盤の地震動増幅

特性の影響を強く受け,地震によらずいつも同じ 場所で震度が大きくなるために,震度分布図のみ から震源の位置や深さを正確に推定するのは困難 である。一方,日本列島全域にわたる広域の震度 分布図は,関東および日本列島下に沈み込むプ レートが作り出す,強い不均質性の影響を受け, 地震の深さ(発生するプレート)の違いにより, 大きなスケールの変化(異常震域)を示すことか ら,震源の深さを大まかに見積もる目的に有効で ある。

このような理由から,江戸・東京の震度分布の 詳しい調査に加えて,日本全域の史料調査による 広域の震度分布の調査が強く望まれる。同時に, 史料に記された揺れの様子の記述から,現在の震 度階へと変換するための統一的な基準(たとえば, 中村ほか,2005)も必要である。

本研究では、日本列島の広域震度分布図に見ら れる震度分布の特徴と、近年の地震の高密度強震 観測、そして数値シミュレーションから求められ た震度分布の特徴の比較から、明治東京地震が フィリピン海プレート内の,深さh = 50 km 程 度で起きたM7程度の規模を持つ地震である可 能性を指摘した。ただし、現在の計算モデルの分 解能では、この深さの拘束は弱く、これより若干 浅い(*h* = 40 km 程度)フィリピン海プレート 内の地震か、それとも、若干深い(h = 60 km 程度)、フィリピン海プレート/太平洋プレート 境界の地震かを区別する分解能はない。また、シ ミュレーションに用いた表層地盤構造の解像度で は、およそ 0.5~1 Hz を超えるような高周波地 震動の精度は十分ではなく、 今後、 震度分布の詳 細かつ定量的な評価を行うためには、2~3Hz 程度までの高周波地震動を評価することのでき る. 分解能 100 m 程度の表層地盤モデルの整備 に加えて、高周波地震動の伝播に影響するプレー ト内の不均質性の評価(たとえば, Furumura) and Kennett, 2005) をさらに進める必要がある。 同時に、現在の計測震度と古地震の震度との対応 についても確認が必要であろう。

明治東京地震の震央は、これまで被害の中心に あたる東京湾北部が考えられてきたが、千葉県北 西部の地震のように,震央と最大震度の場所が大 きくずれることもあり得るため,このような観点 から震央の再考察も必要であろう。

明治東京地震の余震の可能性が指摘された, 10月7日の東京湾の地震(M6.7)は、広域震度 分布の特徴と、地震計記録から読み取られた長い S-P時間(12~15秒程度)から、太平洋プレー ト内の深さ100km程度の場所で起きた、別のタ イプの地震であることが確実となった。明治東京 地震から、わずか3ヶ月後にM6.7の地震が発生 し、さらに3ヶ月後の1895年1月18日には霞ヶ 浦の地震(M7.2)が起きるなど、わずか1年の 期間に関東下で大きな地震が連続して起きたとい う事実は、関東の地震の連動性と発生間隔を考え る上で重要である。

また、本研究では、安政江戸地震の広域震度分 布に見られる特徴から、この地震が浅い、地殻内 地震であった可能性を示唆した。しかし、震源の 関東東部では地震発生層が厚いために活断層が生 まれにくいという地震学・地質学的見地に基づく 反論(遠田ほか、2005)もあり、今後多面的な検 討が必要であろう。

これら関東の大地震の震源像のさらなる詳細な 調査には、たとえば高精度震源決定と高分解能ト モグラフィー解析から求められた地下の不均質構 造と震源断層との関連と地震発生の可能性、そし て精密な地下構造モデルを用いた大規模コン ピュータシミュレーションによる地震動の再現と 震度・被害分布の史料との比較など、幅広い分野 からの知見を集めた統合研究の推進が強く望まれ る。

謝 辞

本研究には、防災科学技術研究所の K-NET, KiKnet 強震観測データおよび F-net データ,東京大学地震 研究所首都圏強震動総合ネットワーク SK-net の観測 データを使用しました。ユーイング式円盤型地震計の 写真(図3)は国立科学博物館より提供を受けました。 古記録の波形復元や安政江戸地震の地震動と被害に関 して,(株)防災情報サービスの中村 操氏から資料を 提供していただいたほか,本研究に関して有益な助言 を多数いただきました。防災科学技術研究所の関根秀 太朗博士には、Q構造データを提供していただきまし た。本研究は、大都市圏大災害軽減化特別プロジェク ト「I強い揺れの予測」の補助により行われました。ま た、地球シミュレータ計算は共同研究プロジェクト「3 次元不均質場での地震波動伝播と強震動のシミュレー ション」により行われ、経費の一部は科学技術振興機 構のJST-CREST プロジェクト「観測・計算を融合し た階層連結地震・津波災害予測システム」により補助 されました。瀬野徹三氏と匿名査読者の方には原稿を 丁寧に読んでいただき、原稿の不備の指摘や改善のた めの重要かつ有益なコメントをいただきました。ここ に記して皆様に感謝申し上げます。

文 献

- Bakun, W.H. (2005): Magnitude and location of historical earthquakes in Japan and implications for the 1855 Ansei Edo earthquake. J. Geophys. Res., 110, B02304, doi:10.1029/2004JB003329.
- 中央防災会議 (2004): 1855 安政江戸地震報告書. 中央 防災会議 災害教訓の継承に関する専門調査会.
- 藤本一郎・翠川三郎 (2006): 近接観測点ペアの強震記 録に基づく地盤増幅度と地盤の平均S波速度の関係. 日本地震工学会論文集, 6, 11-22.
- 古村孝志 (2003): 1855 年安政江戸地震の広域震度分布 と震源パラメータ:数値シミュレーションによる考 察. 日本地震学会 2003 年秋季大会講演予稿集, B052.
- Furumura, T. and Chen, L. (2004): Large scale parallel simulation and visualization of 3D seismic wavefield using the Earth Simulator. *Comput. Model. Eng. Sci.*, 6, 153-168.
- Furumura, T. and Kennett, B.L.N. (2001): Variation in regional phase propagation in the area around Japan. Bull. Seismol. Soc. Am., 91, 667-682.
- Furumura, T. and Kennett, B.L.N. (2005): Subduction zone guided waves and the heterogeneity structure of the subducted plate: Intensity anomalies in northern Japan. J. Geophys. Res., 110, B10202, doi:10.1029/2004JB003486.
- 古村孝志・室谷智子・中村 操 (2005): 1894 年明治東 京地震の強震動と震源像. 日本地震学会 2005 年秋季 大会講演予稿集, B097.
- 萩原尊禮(1972):明治27年東京地震・安政2年江戸 地震・元禄16年関東地震の震度分布.地震予知連絡 会会報,7,27-31.
- 萩原尊禮(1990): 江戸-東京の直下地震, 古地震から探る. 地震ジャーナル, 10, 1-6.
- 引田智樹 (2006): 震度データに基づく安政江戸地震の 震源位置・規模の推定. 日本地震学会 2006 年秋季大 会講演予稿集, D006.
- 引田智樹・工藤一嘉(2001):経験的グリーン関数法に 基づく1855年安政江戸地震の震源パラメーターと地 震動の推定.日本建築学会構造系論文集,546,63-

70.

- Ishida, M. (1992): Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan. J. Geophys. Res., 97, 489-513.
- 石垣祐三・高木朗充 (2000): 気象庁震度データベース の整備および活用例について. 験震時報, 63, 75-92.
- 岩田孝行・野口和子 (2003):東京大学における機械式 地震計の地震象.東京大学地震研究所技術研究報告, 9,31-55.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会編 (1999):日本 の地震活動一被害地震から見た地域別の特徴一(追 補版). 地震予知総合研究振興会, 127p.
- Kamiya, A. and Kobayashi, Y. (2000): Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 819-822.
- 勝間田明男・橋田俊彦・三上直也(1999):明治の東京 地震(1894年)の震源パラメータについて.地震2, 52,81-89.
- 茅野一郎 (1989): 明治中期の"煙突地震" 明治 27 (1894) 年6月20日東京・横浜の地震. 地震ジャーナル, 8, 30-37.
- Kennett, B.L.N. and Engdahl, E.R. (1991): Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, **105**, 429-465.
- Koketsu, K. and Kikuchi, M. (2000): Propagation of seismic ground motion in the Kanto basin, Japan. *Science*, 288, 5469, 1237–1239.
- 纐纈一起・三宅弘恵・横山博文・中村 操(2006): 「2005 年千葉県北西部の地震」震源メカニズムと強 震動.日本地球惑星連合 2006 年大会, S204-P007.
- Kosuga, M., Sato, T., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., Suzuki, S. and Motoya, Y. (1996): Spatial distribution of intermediate-depth earthquake with horizontal of vertical nodal planes beneath northeastern Japan. *Phys. Earth Planet. Int.*, **93**, 63-89.
- 久保智宏・久田嘉章・芝山明寛・大井昌弘・石田瑞穂・ 藤原広行・中村圭子(2003): 全国地形分類による表 層地盤特性のデータベース化,および,面的な早期 地震動推定への適用.地震2,56,21-37.
- 松岡昌志・翠川三郎 (1994): 国土数値情報とサイス ミックマイクロゾーニング.日本建築学会第22回地 盤震動シンポジウム, 23-34.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄 (1999): 計測震度と旧 気象庁震度および地震動強さ指標との関係.地域安 全学会論文集, 1, 51-56.
- 三宅弘恵・纐纈一起・古村孝志・稲垣賢亮・増田 徹・ 翠川三郎 (2006): 首都圏の強震動予測のための浅層 地盤構造モデルの構築. 第12回日本地震工学シンポ ジウム論文集, 214-217.
- 武者金吉 (1934): 安政二年江戸大地震の前駆的現象に 関する資料. 地震 1, 3, 19-27.
- 中村 操・松浦律子・白石陸弥 (2005): 安政江戸地震 について. 第22回歴史地震研究会講演予稿集, 31.

- 中村 操・茅野一郎・唐鎌郁夫・松浦律子・西山昭仁
 (2003):安政江戸地震(1855/11/11)の江戸市内の被
 客. 歴史地震, 18, 77-96.
- 中村亮一 (2005): 関東地域における異常震域現象および三次元減衰構造. 日本地震工学会・大会-2005 梗 概集, 334-335.
- 野口武彦 (2004): 安政江戸地震. ちくま学芸文庫.
- 大森房吉 (1899): 明治二十七年六月二十日東京激震の 調査. 震災予防調査会報告, 28, 71-78.
- 大追正弘・金子隆一(2004):1894年の東京地震の写真 資料.国立科学博物館研究報告E類,27,9-19.
- 大竹政和 (1980): 関東・東海地域のテクトニクスの統 ーモデルと南関東直下の地震の発生メカニズム.防 災科学技術,41,1-7.
- 関根秀太朗・松原 誠・小原一成・笠原敬司 (2006): 防災科研の Hi-net データを用いた周波数別の Q 構 造. 日本地震学会 2006 年秋季大会講演予稿集, 167.
- 関谷清影・大森房吉 (1899): 明治二十七年六月二十日 東京激震の地震計記録図. 震災予防調査会報告, 28, 97-99.
- 須藤 研(1977):東京地震(明治27年6月)の断層模型. 地震学会講演予稿集, 1, 144.
- 竹内宏之・古村孝志 (2006): 関東平野における震度分 布の異常. 日本地震学会 2006 年秋期大会講演予稿 集, D030.
- 田中康久・三宅弘恵・纐纈一起・古村孝志・早川俊彦・ 馬場俊孝・鈴木晴彦・増田 徹 (2006):首都圏下の 速度構造の大大特統合モデル (2). 日本地球惑星科 学連合大会講演予稿集, S116-P014.
- 遠田晋次・中村亮一・宍倉正展・Bakun, B. Stein, Ross (2005): 関東のプレート構造と安政江戸地震の 震源. 第 22 回歴史地震研究発表会講演要旨集, 34.
- 都司嘉宣・中村 操・武村雅之・諸井孝文 (2003): 江 戸・東京の地震. ドキュメント災害史 1703-2003, 国立歴史民族博物館, 41-55.
- 司 広俊・翠川三郎 (1999): 断層タイプおよび地盤条 件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式. 日本建築学会構造系論文報告集, **523**, 53-70.
- 宇佐美龍夫 (1976): 新資料による安政江戸地震の調査. 東京大学地震研究所彙報, **51**, 209-230.
- 宇佐美龍夫 (1996): 新編日本被害地震総覧. 東京大学 出版会.
- Utsu, T. (1966): Regional difference in absorption of seismic waves in the upper mantle as inferred from abnormal distribution of seismic intensities, J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 7, 2, 359-374.
- 宇津徳治(1979):1885~1925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.東京大学地 震研究所彙報,54,253-308.
- 山田 真(2004):東京における濃尾地震の円盤地震記 録の解析. 2004 年度日本建築学会大会学術講演梗概 集, 565.

(2006年12月6日受付, 2007年2月21日受理)