

# 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

東電設計 (株) \*1 中村亮一  
東京電力 (株) \*2 植竹富一  
産業技術総合研究所\*3 佐竹健治・遠田晋次  
東京大学名誉教授 宇佐美龍夫\*4  
東京大学地震研究所\*5 島崎邦彦  
(有) 渡辺探査技術\*6 渡辺健

Characteristics of 3D attenuation structure, abnormal seismic intensity distribution of the Kanto district,  
and the depth estimate of the 1855 Ansei-Edo earthquake

Ryoichi NAKAMURA

Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 3-3-3, Higashi-Ueno, Taito-ku, Tokyo, 110-0015 Japan

Tomiichi UETAKE

Tokyo Electric Power Company, 4-1, Egasaki-Cho, Tsurumi-ku, Yokoyama, 230-8510 Japan

Kenji SATAKE, Shinji TODA

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 1-1-1 Higashi, Tsukuba 305-8567, Japan.

Tatsuo USAMI

Nara Nissei Eden-no-Sono, 1-8-1 Takatsukadai Kawai-cho Nara -Pref., 636-0071 Japan.

Kunihiko SHIMAZAKI

The University of Tokyo, 1-1-1, Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan.

Takeshi WATANABE

Watanabe Exploration & Consulting Co., Ltd,

M209, Silk Center, Yamashita-cho, Naka-ku, Yokohama, 230-0023 Japan

We examined abnormal intensity distributions of the Kanto district using recent high density observations and found that their characteristics are strongly controlled by 3-D attenuation structures. We then attempt to determine the hypocentral depth of the 1855 Ansei-Edo earthquake using the seismic intensity data and the 3-D attenuation structures, and estimated that the depth was about 70 km. Considering the resolution of this method, we concluded that the 1855 Ansei-Edo earthquake was an intermediate-depth event.

## § 1. はじめに

1855 年安政江戸地震の震源深さについては、諸説がある。宇佐美(1976, 1983)は、地震の規模を M6.9 としたときに被害程度から 40 km 程度かそれよりも浅いとしている。大竹(1980)は、当時の関

東のテクトニクスの見解をもとにフィリピン海プレート上面で発生した地震であることを推察している。萩原(1990)は歴史史料にある歌舞伎役者中村仲蔵の記事から P-S 時間が 10 秒程度であったと読み取り、深いインタープレート地震の印象が

\*1 〒110-0015 東京都台東区東上野 3-3-3 電子メール: naka@tepsco.co.jp

\*2 〒230-8510 横浜市鶴見区江ヶ崎町 4-1 電子メール: uetake.tomiichi@tepco.co.jp

\*3 〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7 電子メール: kenji.satake@aist.go.jp, s-toda@aist.go.jp

\*4 〒636-0071 奈良県北葛城郡河合町高塚台 1-8-1 奈良ニッセイエデンの園

\*5 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1 電子メール: nikosh@eri.u-tokyo.ac.jp

\*6 〒230-0023 横浜市中区山下町 1 シルクセンター M209 電子メール: watanabt@orion.ocn.ne.jp

強いとし、近年の地震のP-S時間から深さ100 km程度の可能性も指摘している。中村操ほか(2003)は、中村仲蔵以外の揺れの時間経過を示す歴史史料をも調べ、P-S時間を5~10秒の間と推定し、深さ40~50 kmのフィリピン海プレート内の地震と推定している。なお、宇佐美(1983)は、中村仲蔵の史料により揺れだしてから3~5秒で強い主要動がきて家が倒れるまで10秒ぐらい間があったと解釈している。引田・工藤(2001)は、経験的グリーン関数による検討から、千葉県と茨城県の県境付近の深さ68 km程度、M 7.4を最適値として、震源を太平洋プレート上面付近に推定している。Bakun(2005)は、独自に求めた距離減衰式により、フィリピン海プレートとユーラシアプレ

ート境界あるいはフィリピン海プレート内のM 7.2を推定している。浅い地殻内の地震と考えるものとして、松田(1995)は主要起震断層のうち荒川断層に対応づけた記載をしており、古村(2003)は、数値シミュレーションにより、震度4以下の広域震度分布を説明するために浅い地殻内の地震としているものなどがある。

震源深さは、震度や被害状況・史料から推定されるP-S時間、テクトニクス環境などが推定根拠として用いられているが、震度データは重要な指標であると考えられる。

一方、震度分布に関して、関東地方では異常震域が生じることが知られている。Nakanishi and Horie(1980)は、東京湾北部・中部付近の深さ60-80 kmで発生した1949年から1978年の地震について震度分布を調べ、震央よりも西側の東京・横浜・網代・大島などで震度が高くなることを指摘した。彼らはこの現象はフィリピン海プレートに沿って、地震波が減衰せずに伝わったためと解釈した。その要因と考えられる減衰構造の不均質性については、Hashida and Shimazaki(1985), Sekiguchi(1991)等が、フィリピン海プレートがHigh-Qであることを示した。

近年の震度観測及び強震観測の観測高密度化にともない、より詳細な検討が行えるようになったため、本論文ではまず関東地域の異常震域現象の特徴についてこれらのデータを用いてまとめた。さらに、三次元減衰構造を考慮して1855年安政江戸地震の震源深さの推定を行った。

表-1 検討対象抽出地震  
(1997-2003年 深さ60-80km M $\geq$ 4.5)

	年月日	東経	北緯	M	H(km)	震源地名
1	1997.03.23	140.1103	35.9655	5.0	71.5	茨城県南部
2	1997.07.09	140.1288	35.5513	4.6	77.3	千葉県中部
3	1997.08.09	139.5047	35.8295	4.7	67.4	埼玉県東部
4	1998.01.14	140.2352	35.8132	4.9	78.0	千葉県中部
5	1998.05.16	139.9258	34.9347	4.8	72.6	房総半島南部
6	1998.06.24	140.1015	36.1503	4.6	67.7	茨城県南西部
7	1998.08.29	140.0323	35.6297	5.1	64.6	千葉県中部
8	1998.11.08	140.0415	35.6270	4.5	80.0	千葉県中部
9	1999.09.13	140.1617	35.5843	4.9	75.9	千葉県中部
10	2001.09.25	140.0980	36.3095	4.5	71.2	茨城県南西部
11	2002.05.19	140.2147	35.6420	4.6	72.2	千葉県中部
12	2002.07.13	140.1268	35.9952	4.8	65.5	茨城県南部
13	2003.05.10	140.1130	35.8098	4.5	69.6	千葉県北部
14	2003.08.18	140.1122	35.8003	4.8	69.2	千葉県北部

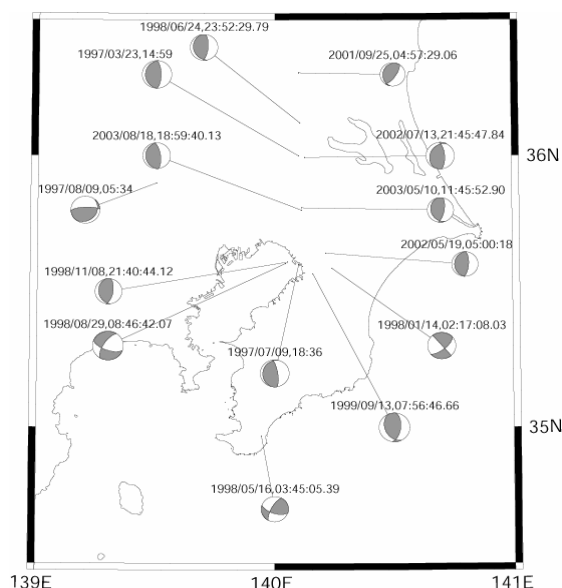


図-1 検討対象抽出地震

(表-1による。メカニズム解は防災科学技術研究所F-NETによる)

## §2. 異常震域

関東地域において、1997-2003年の間に、深さ60-80 kmで発生したM 4.5以上の地震を気象庁カタログから抽出した(表-1)。これらのうちNo.3とNo.5を除く地震は、東京湾北部から茨城県南西部にかけての直線上に分布しており(図-1)、太平洋プレートと、フィリピン海プレート(Ishida,1992など)あるいは太平洋プレートが引きはがされたブロック(Toda et al.,2005)の境界部分にあたる。それらについて、気象庁地震年報(2003, CD-ROM)の震度データを、GMT(Wessel & Smith, 1998)のsurfaceコマンドを用いてプロットしたものを図-2に示す。

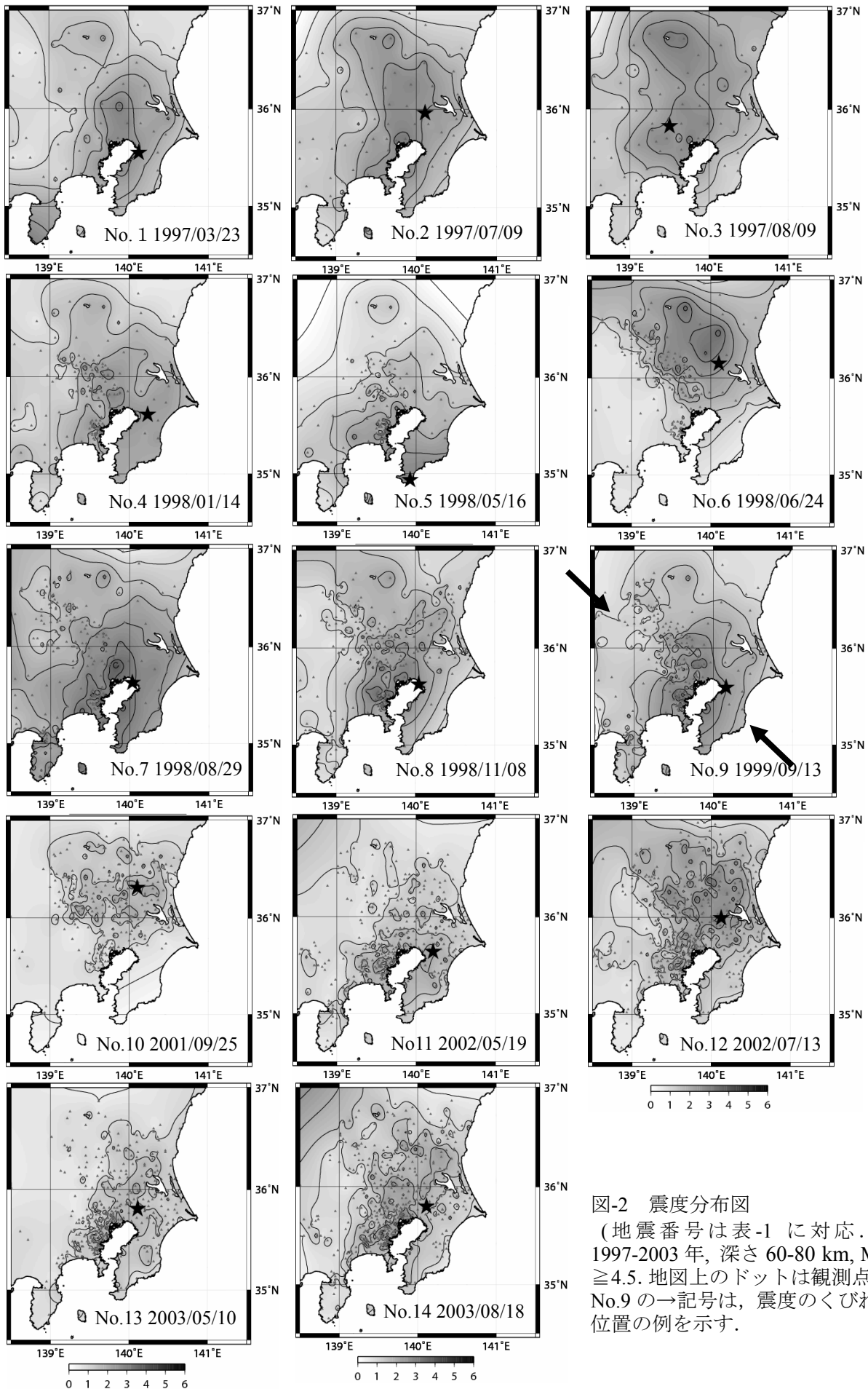


図-2 震度分布図  
 (地震番号は表-1 に対応.  
 1997-2003 年, 深さ 60-80 km,  $M \geq 4.5$ . 地図上のドットは観測点)  
 No.9 の→記号は, 震度のくびれ位置の例を示す.

(なお、GMT の surface コマンドの分布の平滑化オプションは、surface -I1m -S5m -T0.5i としている。ここで、I は格子点の間隔、S は格子点からどれくらいの遠くのデータまで使うか、T は平滑化の程度を与えるオプションである。コンターの滑らかさなどがこれらの値で変化する。)

東京湾北部で発生した震度分布は、No.1, No.4, No.7, No.8, No.9, No.11, No.13 及び No.14 は 東で小さく西で大きい傾向が明瞭にみられる。これは Nakanishi and Horie(1980)の報告と整合的である。

一方、茨城県南西部など北側で発生した地震の震度分布をみると、No.2, No.6 及び No.12 などでは北西方向に大きい傾向が見られる。その他、全体をとおして、東京湾北部から北西方向の軸にした“くびれ(図-2, No.9 の→記号で示す)”がみられ、その軸を境にして、北側で発生した地震は北側で震度が大きい傾向があり、南側で発生した地震は南西方向に震度が大きい傾向が見られる。

### § 3. 三次元減衰構造

関東地域において、Nakamura et al.(2006)は防災科学技術研究所 K-NET 及び KiK-net の強震記録から三次元減衰構造を求めた(図-3)。これによれば深さ 20-60 km 付近では、茨城県南部～千葉県北部付近で非火山性の LowQ が分布する。このため、震度分布が震央の東側で小さくなり、かつ、Ishida(1992)のフィリピン海プレート等の High-Q に沿って西に伝わりやすくなっていると解釈され

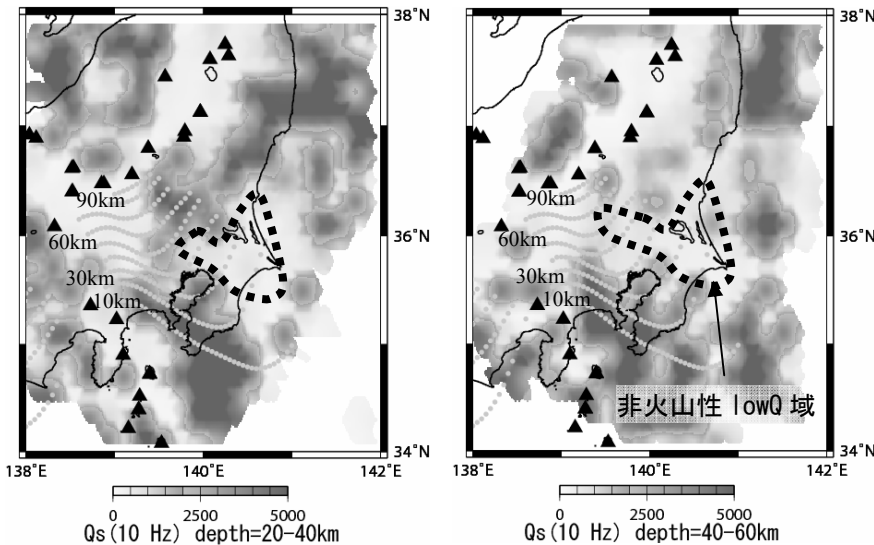


図-3 強震記録に基づく関東地域の詳細な三次元減衰構造 (Nakamura et al. 2006 に非火山性 lowQ 域を点線で加筆)

る。さらに、40-60km 付近では、関東を北西-南東方向に非火山性の Low-Q の帯が分布する。これは震度で東京湾北部から北西方向の軸を境にくびれた部分に対応する。茨城県南西部の深さ 60-80 km で発生した地震(たとえば No.6 の地震)の震度分布が北西方向に大きい傾向が見られたのは、この関東を北西-南東方向に横切る Low-Q により、南東方向には地震動が減衰されたためであろう(図-4)。

### § 4. 1885 年安政江戸地震の震度分布の特徴

1885 年安政江戸地震の詳細震度(宇佐美,1995)のデジタルデータ(渡辺探査技術作成)を用い、震度分布を作図した(図-5)。異常震域の特徴でみられた東京湾北部から北西方向の“くびれ”の部分では、この地震でも震度が小さく、くびれる傾向が見られる。この地震では、木更津で土蔵の被害が大きく、川崎・鶴見・横浜方面にもかなり被害があったことが知られている(たとえば、宇佐美,1976)。関東の深さ 60-80 km で発生した地震の震度分布図(図-2)の東京湾北部付近で発生した No.9 の地震(千葉県中部:1999 年深さ 76 km, M 4.9)の震度分布に似ている。すなわち、No.9 の地震でもくびれの南西の横浜方面で震度が大きく、また木更津でも大きめである。これらのことは、1855 年安政江戸地震の震源が東京湾北部付近の深さ 60-80 km 程度であることを支持していると考えられる。

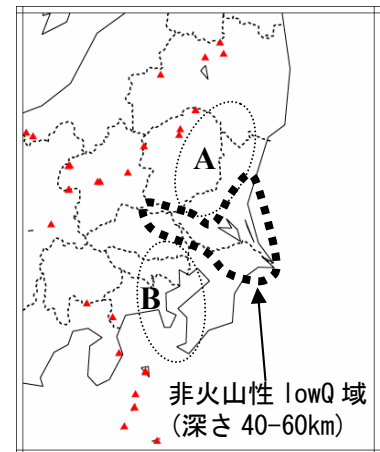


図-4 減衰構造と深さ 60-80 km の地震の震域の特徴  
茨城県南西部付近の地震は A 領域で震度大、東京湾北部付近(千葉県中部)の地震は B 地域で震度大

▲: 活火山

### § 5. 三次元減衰構造考慮の震源決定の適用

中村ほか(2007)は、震度データを用いて震源深さが出来るかどうかを検討している。これは、三次元減衰構造を用いて計算される計算加速度と震度から加速度に換算した観測加速度の残差を小さくなるような震源位置（経度、緯度、深さ）及び仮想震源加速度を求めるものである。

中村ほか(2007)は、気象官署のデータで検討しており、比較的データが高密度でなくても検討が可能であることが分かっている。そこで、ここでは宇佐美(1995)による詳細震度データでなく、宇佐美・大和探査(1994)「わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図」を用いた。

探索方法は、遺伝的アルゴリズム(GA)を用いている。関東地方の1926～1999年のM6以上の地震に対しては、図-6に示すように気象庁発表の深さ（横軸：Dep jma）と震度データから得られた深さ（縦軸：Dep int）の関係が得られている。実際に深い地震は震度データを用いて深く求まる傾向が見られる。この図から、深さ30～40 kmよりも浅く求まった場合には浅い地震と判定でき、60～70 kmよりも深く求まった場合には、やや深発地震と判定できる。

図-7にこの方法によって、震源決定を行った結

果を示す（注：用いる減衰構造は、図-3と異なり、震度データにより求められたもの）もっとも残差の小さい結果としては、震源深さ約70 kmが得られた。本手法の分解能からみて、フィリピン海プレートの上層または内部及びフィリピン海プレートと太平洋プレートの境界などの区別をすることができないが、内陸地殻内地震のような浅い地震ではなく、フィリピン海プレートになんらかの形で関係するようなやや深い地震であることを支持している。なお、本手法では、仮想的な震源加速度が得られるが、気象庁マグニチュードの関係には地域性が見られ、さらに検討が必要である(中村ほか,2007)ことから、ここではマグニチュードまで言及できなかった。

### § 6. まとめ

関東地域の深さ60-80 kmで発生する地震の震度分布を調べ、次のことが分かった。

- ・東京湾北部の深さ60-80 kmで発生する地震による震度分布は震度が西側地域で大きく東側で小さい。
- ・茨城県南西部で発生する地震は北東に震度が大きく南西に小さい。
- ・東京湾北部から北西方向に震度分布の”くび

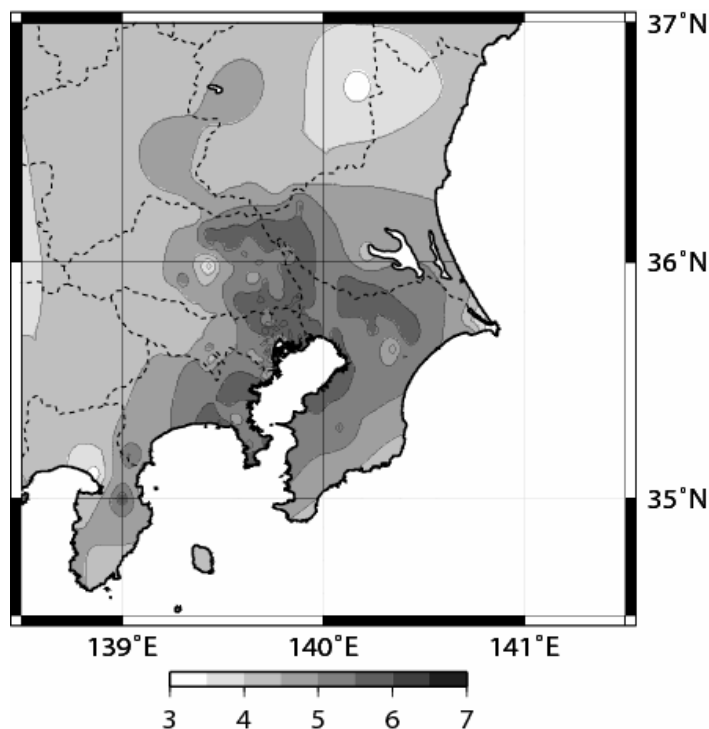
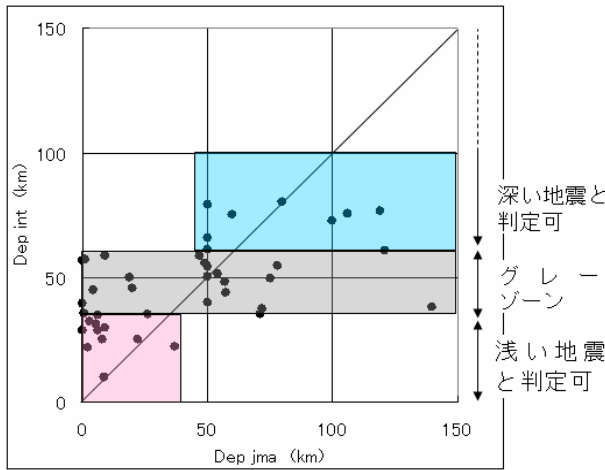
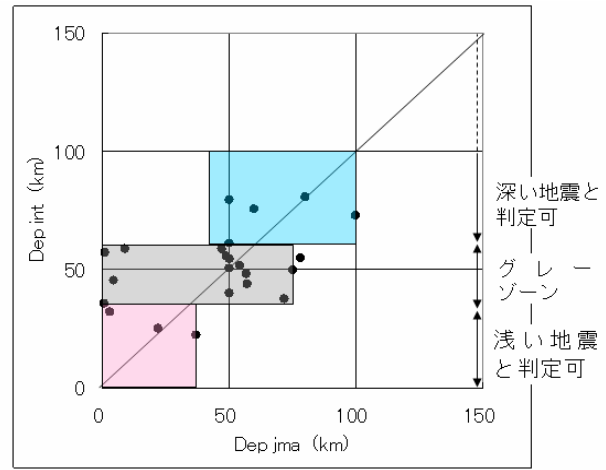


図-5 1855年安政江戸地震の震度分布

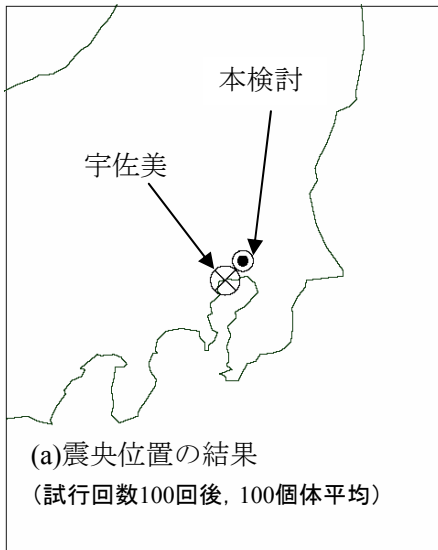


(a)東北～中部((136°-144°,44°)

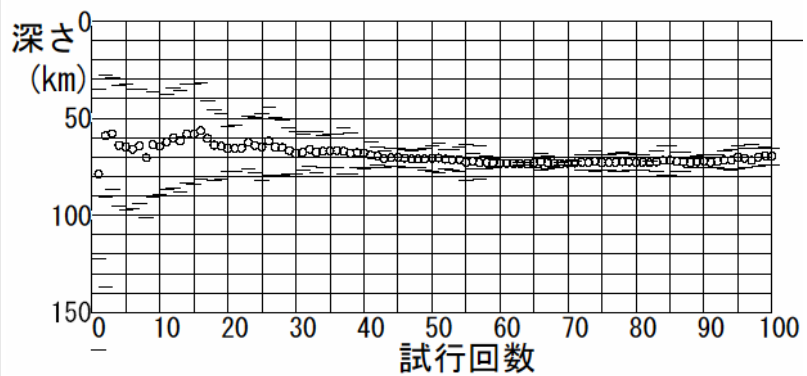


(b)関東地方(138.5°-141.5°,34.5°-37°)

図-6 三次元減衰構造を考慮した震度データによる震源深さ推定 (中村,2007 による)  
1926年～1999年のM6以上の地震に対する結果  
横軸：気象庁の震源深さ 縦軸：震度による震源深さ



(a)震央位置の結果  
(試行回数100回後, 100個体平均)



(b)震源深さの結果  
(○印は平均, -印は標準偏差)

図-7 1855年安政江戸地震の三次元減衰構造を考慮した手法による震源決定の結果  
白丸にクロス印は宇佐美(2003)による. 白丸に黒丸の印は本検討.

れ”が見られる。

・これらの震源位置の違いによる震度分布の特徴は、深さ 20-60 km 付近の千葉県北部から茨城県南部及び深さ 40-60 km 付近の関東を北西-南東方向に横切る高減衰域 (Low-Qs) によりコントロールされている。

上に述べたように、東京湾北部の深さ 60-80 km(フィリピン海プレートと太平洋プレートの境界の地震)で発生する地震と 1855 年安政江戸地

震の震度分布の特徴をみると、東京湾北部から北西方向に震度が小さいことや、木更津や横浜方面で震度が大きいなど共通性がみられる。

次に中村ほか(2007)の三次元減衰構造を考慮した方法によって震源深さを検討した結果、浅い地殻内地震ではなく、やや深い地震であることを支持する結果となった。ただし、フィリピン海プレートの上層、プレート内及び太平洋プレートとの境界の判定はできなかった。

以上の検討のいずれも安政江戸地震は、浅い地

震ではなく、フィリピン海プレートに関連する地震であることを支持している。

## 謝辞

東京工業大学翠川三郎教授、東京電力八代和彦氏から有益なご助言等をいただいた。大竹政和東北大学名誉教授には安政江戸地震の深さに関する1980年当時の知見についてご教授いただいた。匿名査読者に貴重なご意見を頂きました。作図にはGMT(Wessel and Smith, 1998)を用いた。また、本研究の図-2 及び図-5 は JNES 原子力基盤研究の成果を使用させて頂きました。記して感謝いたします。

## 文献

- Bakun, W. H, 2005, Magnitude and location of historical earthquakes in Japan and implications for the 1855 Ansei Edo earthquake, *Jour., Geophys. Research*, **110**, B02304
- 萩原尊禮, 1990, 江戸ー東京の直下地震, 古地震から探る, *地震ジャーナル*, 10, 1-6
- Hashida, T. and K. Shimazaki, 1985, Seismic Tomography : 3-D Image of upper mantle attenuation beneath the Kanto district, Japan, *Earth and Planetary Science Letters*, **75**, 403-409
- 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.
- 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, *日本地震学会講演予稿集秋季大会*, B52
- 松田時彦, 1995, 陸上活断層の最新活動期の表, *活断層研究*, 13, 1-13
- Nakanishi, I., and A. Horie, 1980, Anomalous distributions of seismic intensities due to the descending Philippine Sea Plate beneath the southern Kanto district, Japan, *J. Phys. Earth*, **28**, 333-360
- 中村操・茅野一郎・松浦律子, 2004, 安政江戸地震の首都圏での被害, *歴史地震*, 19, 32-37,
- Nakamura, R., K. Satake, S. Toda, T. Uetake and S. Kamiya, 2006, Three-dimensional Attenuation (Qs) Structure beneath the Kanto District, Japan, as inferred from Strong Motion Record, *Jour. Geophys. Lett.*, **33**, L21304
- 中村亮一・八代和彦・植竹富一, 2007, 震度データを用いた震源深さの決定の可能性ー三次元減衰構造を用いた検討ー, *歴史地震*, 22, 95-100.
- 大竹政和, 1980, 関東・東海地域のテクトニクスの統一モデルと南関東直下の地震の発生のメカニズム, *防災科学技術*, 41, 1-7
- Toda, S., Stein, R. S., Bozkurt, S. B., Nakamura, R., 2005, A Dislodged Tectonic Block Wedged Beneath Tokyo, and Implications for the Enigmatic 1855 Ansei-Edo Earthquake, *AGU 2005 Fall Meeting*, S21A0199T
- 宇佐美龍夫, 1976, 新史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, 1983, 東京地震地図, *新潮選書*, pp.315
- 宇佐美龍夫・大和探査, 1994, わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図, *日本電気協会*, pp.647
- 宇佐美龍夫, 1995, 安政江戸地震の精密震度分布図
- 宇佐美龍夫, 2003, 最新版日本被害地震総覧, 東京大学出版会
- Wessel, P., and W.H.F. Smith, 1998, New improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS, Trans. AGU*, 79, 579