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

ESTIMATION OF SOURCE PARAMETERS AND STRONG GROUND MOTIONS DURING THE 1855 ANSEI-EDO EARTHQUAKE BY THE EMPIRICAL GREEN'S FUNCTION METHOD

引田 智樹*, 工藤 一嘉**

Tomoki HIKITA and Kazuyoshi KUDO

The 1855 Ansei-Edo earthquake caused severe damage to Tokyo(Edo) metropolitan area. The damage was the next to that in the 1923 Kanto earthquake. In this study, source parameters of the 1855 Ansei-Edo earthquake were estimated by obtaining a good match between the simulated strong ground motions by the empirical Green's function method and the macroseismic data (isoseismal map). The hypocenter of the earthquake is most plausible near the border of Chiba and Ibaraki prefectures at a depth of 68km, near the upper surface of the Pacific plate. The magnitude of 7.4 is the best estimate for interpreting the macroseismic data.

Keywords: Ansei-Edo earthquake, isoseismal map, empirical Green's function method, source parameters

安政江戸地震, 震度分布図, 経験的グリーン関数法, 震源パラメーター

1. はじめに

都市に被害を与える地震がどのようなものであるかを把握するために、同地域で発生した過去の被害地震の詳細を知ることは地震対策の基本である。首都圏地域では、1855年(安政2年)11月11日に発生した安政江戸地震によって東京(当時の江戸)下町を中心に死者約1万人、民家の潰1万4,346軒の被害が生じた[宇佐美(1996)]。この地震による首都圏地域の被害は、1923年の関東地震に次いで大きなものである。

宇佐美(1996,1995)は歴史資料の整理から各地の震度を推定し、その分布からマグニチュード 6.9、震央位置は北緯 35.65°、東経 139.8°と推定している(図1)。震源深さについては、宇佐美(1976)は 40 km よりも浅い場所で発生したと推定している。また、大竹(1980)は、1894年明治東京地震や、安政江戸地震を、観測から調べた南関東地方の地震メカニズムの分類に当てはめ、安政江戸地震が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。一方、萩原は、歴史資料の中に P-S 時間が 10 秒程度あったと読み取れる記述に注目し、震源深さが 100 km 程度の可能性を指摘しており、震源深さについて検討の余地が残されている。

本研究では、実用的な強震動予測手法である経験的グリーン関数法[Irikura(1986)]により、震源位置と震源規模(マグニチュード)をパラメーターとして地震動を推定し、それによる計測震度分布と、図1に示す宇佐美(1995)による安政江戸地震の震度分布を比較する順解析を行うことによって、安政江戸地震の震源位置、マグニ

ュードについて検討した。

同様の研究として、望月、荏本(1986)は、断層モデルを仮定して理論地震動を計算し、安政江戸地震の震度分布と比較している。しかし、表層の地盤増幅特性により震度分布の形状が特徴付けられるという点に焦点が当てられており、震源位置、震源規模についての詳細な検討は行われていない。

図1 安政江戸地震の震央位置と震度分布[宇佐美(1995)]
実線、点線が震度 6、5 の範囲、+ が震央を示す。

2. 首都圏地域で発生する地震の相似則

本研究で用いた Irikura(1986)の経験的グリーン関数法は、震源特性が ω^{-2} モデル[Aki(1967)]に従い、小地震と大地震の応力降下

* 鹿島建設株式会社 研究所 修士(工学)

** 東京大学地震研究所 助教授・理博

Kajima Technical Research Institute, M. Eng.

Assoc. Prof., Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Dr. Sci.

量が一定の場合の合成式を示している。本章では、対象とする地域で上記の仮定が成り立つことを確認するため、首都圏地域で発生した地震の観測記録から、小地震と大地震の震源特性の相似関係を検討する。

使用した記録は、文部科学省防災科学技術研究所の強震ネット(K-NET(<http://www.k-net.bosai.go.jp/>))の東京都内の硬質地盤上観測点(TKY002)で観測された21地震に、神奈川県山北町にある東京大学地震研究所の岩盤上観測点(尺里(HSR))で観測された5地震を加えた合計24地震(2地震は重複)である。使用した地震の震源データ一覧を表1に示す。震央位置はいずれも千葉県から神奈川県西部に至る首都圏内である。

地表で観測される地震動のS波のフーリエスペクトル $O(f)$ は、次のように表される。

$$O(f) = x^{-1} S(f) G(f) \exp\left(-\frac{\pi f x}{Q_s(f) V_s}\right) \quad (1)$$

ここに、 $S(f)$ は震源スペクトル、 $G(f)$ は観測点近傍の地盤特性、 $Q_s(f)$ はS波のQ値、 x は震源距離(表1)、 V_s はS波速度である。この式から $O(f)$ 、 $G(f)$ 、 $Q_s(f)$ を与えて震源スペクトル $S(f)$ を推定する。このとき、 V_s は3.0 km/s、 $O(f)$ は観測記録の水平動2成分のS波到達時から10秒間のフーリエスペクトルの二乗平方を用い、 $Q_s(f)$ は既往の研究[Yoshimoto et al.(1993)⁹⁾]から $Q_s(f) = 83.3 f^{0.73}$ とした。また、 $G(f)$ は、TKY002ではK-NETの地下構造データから1次元重複反射により求め、HSRについては良好な岩盤上観測点とみなし、自由表面の影響のみを考え、震源スペクトルを抽出した。

求めた震源スペクトルが ω^{-2} モデル[Aki(1967)⁹⁾]

表1 相似則の検討に使用した地震の震源データ(気象庁による)

No.	Date	Lon.	Lat.	Depth (km)	M	Hypo. Dist. (km)	
						TKY002	HSR
1	1996/03/06	138.946	35.471	19	4.3	-	26.4
2	1996/03/06	138.951	35.473	20	5.3	-	27.0
3	1996/07/18	138.966	35.473	20	3.5	38.2	-
4	1996/08/09	138.971	35.507	21	4.4	35.9	-
5	1996/08/16	139.851	36.129	57	4.3	96.0	-
6	1996/10/12	139.660	36.093	91	4.7	109.5	-
7	1996/10/25	139.005	35.452	23	4.5	40.2	26.4
8	1996/10/25	138.974	35.472	18	4.0	36.9	24.4
9	1996/10/26	138.971	35.471	19	3.5	-	25.3
10	1996/11/24	140.108	35.751	77	4.4	115.7	-
11	1996/12/21	139.864	36.093	53	5.4	92.7	-
12	1997/01/14	139.546	35.613	30	3.5	48.4	-
13	1997/01/27	140.079	35.752	77	4.1	113.7	-
14	1997/06/08	139.023	35.469	13	3.6	33.3	-
15	1997/07/09	140.129	35.551	77	4.6	118.7	-
16	1997/08/09	139.505	35.829	67	4.7	75.0	-
17	1997/09/08	140.005	35.555	109	5.2	134.6	-
18	1997/09/24	139.010	35.543	20	3.9	31.1	-
19	1997/11/01	139.118	35.250	15	3.8	108.4	-
20	1997/11/29	139.915	36.041	50	4.3	92.0	-
21	1998/01/14	140.241	35.586	76	4.9	125.2	-
22	1998/01/16	140.307	35.205	57	4.6	132.3	-
23	1998/07/15	139.901	36.090	51	4.4	93.8	-
24	1998/08/29	140.045	35.604	67	5.1	105.8	-

$$S(f) = \frac{M_0 (2\pi f)^2}{1 + (f/f_0)^2} \quad (2)$$

に従うと仮定して、最小二乗近似により地震モーメント M_0 とコーナー周波数 f_0 を見積った。結果を図2に示す。図中の白丸は震源深さが30 kmよりも浅い地震から求められた結果を示し、黒丸は30 kmよりも深い地震から求められた結果を示す。30 kmよりも深い地震から求められた結果は、地震モーメント M_0 とコーナー周波数 f_0 の間に $f_0 \propto M_0^{-1/3}$ という応力降下量が一定の場合の相似則[例えば Aki(1967)⁹⁾]に合致する強い相関が見られる(図中の実線、破線については6章で説明する)。この場合、黒丸で示した点に Brune モデル¹⁰⁾を近似すると応力降下量に比例する実効応力は約26 MPa (260 bar)と求められる。一方、30 kmよりも浅い地震から求められた f_0 と M_0 の関係は、明らかに $f_0 \propto M_0^{-1/3}$ の関係を満たしていない。しかし、使用した浅い地震はマグニチュードの小さいものが多く、マグニチュード7クラスまでの範囲で相似則を検討するためには規模の大きな地震のデータ数が少ない。従って、本研究では30kmよりも深い場所で発生する地震を対象として検討を進め、安政江戸地震が深い場所で発生した地震である可能性を中心に議論するものとする。

図2 推定した地震モーメントとコーナー周波数。実線は深さ30km以上の地震に対するBruneモデルの近似直線。

3. マグニチュード6クラスの地震動の推定

2章で求めた相似関係は、マグニチュードが4.3~5.4までの地震から求めている。強震動予測を行うためには求めた相似関係が、対象とする地域において、より地震規模が大きい領域でも満たされるかどうかを確認する必要がある。また、余震・他を用いた波形合成法の適用例は豊富にあり、手法の有効性はある程度確認されているといえるが、本研究では地震による応力降下量を一定と仮定すること、やや深い地震を対象としていること等、これまでの成果と若干異なる要素があるため以下の確認を行った。

本研究では計測震度を求め震度分布と比較するため10 Hz程度までの地震動を評価する必要がある。確認のため本章では、首都圏地域において観測された小地震記録を合成して、マグニチュード6クラスの地震の観測記録と比較を行う。なお、地震動を推定する際に、合成に必要なパラメーター(地震モーメント、断層面積、断層分割

数、立ち上がり時間)を以下に示す既往の関係式から求めた。

$$\log M_0 = 1.5 M_w + 16.1 \quad \text{Kanamori (1977)}^{11)}$$

$$N = \left(\frac{M_0}{m_0} \right)^{1/3} \quad \text{Kanamori and Anderson (1975)}^{12)}$$

$$f_0 = 4.9 \times 10^4 V_s \left(\frac{\Delta \sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad \text{Brune (1970)}^{10)}$$

$$r = 1.81 \frac{V_s}{2\pi f_0} \quad \text{Sato and Hirasawa (1973)}^{13)}$$

$$\tau = \frac{16S^{1/2}}{7\pi^{1/2}V_s} \quad \text{Geller (1976)}^{14)}$$

$$V_r = 0.72V_s \quad \text{Geller (1976)}^{14)}$$

ここで、 M_0 は地震モーメント(dyn・cm)、 M_w はモーメントマグニチュード、 N は断層分割数、 m_0 は要素地震の地震モーメント(dyn・cm)、 f_0 はコーナー周波数(Hz)、 V_s はS波速度(km/s)、 $\Delta \sigma$ は実効応力(bar)、 r は円形断層を考えた場合の半径(km)、 S は断層面積(km²)($S = \pi r^2$)、 τ は立ち上がり時間(s)、 V_r は破壊伝播速度(km/s)である。なお、気象庁マグニチュード M_J は M_w が5~7程度の範囲では系統的に大きな差はないので¹⁵⁾、以下の議論では M_w を M_J と置き換える。

東京大学地震研究所の江東区猿江(KOT)の観測点で観測された記録を使用して、1985年10月4日に茨城県南部で発生したマグニチュード6.1の地震の再現を行う。要素地震としたのは、同じ地域で発生したマグニチュード4.2の地震である。要素地震とマグニチュード6.1の地震の震源データを表2に、震央と観測点位置図を図3に示す。合成のパラメーターのうち走向と傾斜角は堀(1986)¹⁶⁾を参考にして決定した。パラメーターの一覧を表3に示す。断層長 L と断層幅 W は、断層面積 S から $L=2W$ となるように決めた。合成波形と観測波形の比較を図4に示す。波形は0.5~10.0 Hzのバンドパスフィルター処理を施した波形である。速度波形と加速度波形ともに観測記録を良く再現している。このとき、観測記録から計算した計測震度と、合成波形から計算した計測震度はそれぞれ4.48、4.44

図3 推定する地震(★)と要素地震(+の)震央および観測点(●)位置

となり両者の差は小さく、計測震度に影響する周期帯で十分な地震動評価ができていると考えられる。また、2章で確認した応力降下量が一定である相似則を用いてマグニチュード6クラスの地震動が十分評価できることから、この相似則が規模の大きい地震に対しても適用できると考えることは妥当であろう。以上から、安政江戸地震の地震動推定では、上記の相似則がマグニチュード7クラスの地震においても保存されると仮定して検討を進める。

表2 推定する地震と要素地震の震源データ(気象庁による)

	Date	Lon.	Lat.	Depth	M
Target	1985/10/04	140.158°	35.868°	78 km	6.1
Element	1987/07/09	140.162°	37.755°	77 km	4.2

表3 合成に使用した震源パラメーター

走向 strike	186.0°
傾斜角 dip	45.0°
断層面積 S	21.64 km ²
断層長 L	6.58 km
断層幅 W	3.29 km
分割数 N	9
立ち上がり時間 τ	0.54 s
S波速度 V_s	3.5 km/s
破壊伝播速度 V_r	2.5 km/s

図4 合成結果と観測記録の波形(0.5~10.0 Hz)の比較

4. 安政江戸地震の震源推定

4.1 推定方法

震源位置、マグニチュードをパラメーターとして変化させて、経験的グリーン関数法により各地での地震動加速度を計算し、その結果から気象庁計測震度の算定方法¹⁷⁾に従い計測震度を求め、気象庁

震度階級に当てはめた。その時の震度分布が安政江戸地震の震度分布を最も良く再現する場合の震源パラメーターを推定する、いわゆるフォワードモデリングを行った。ただし、歴史資料に基づく震度と計測震度は均質であると仮定して議論を進める。

地震動推定の誤差、安政江戸地震の震度分布の推定誤差、観測点(震度判定地点)が同一でないこと等を考慮すると、パラメーターの定量的な評価より、パラメーターによる震度分布の傾向を重視するべきと考え、パラメーターをある程度絞り込んで検討を行った。

マグニチュードは 7.0 から ± 0.2 ずつ変化させるものとした。また、震央位置については、宇佐美(1996)により推定されている位置を参考に、安政江戸地震の震度分布において震度が大きい地域を、マグニチュード 7 クラスのおよそ断層面積を考慮して分割した 15 点について検討した。図 5 に検討する候補地点としての震央位置を示す。図中の実線は図 1 に示した安政江戸地震のおよそ震度 6 以上の範囲である。

図 5 検討する震央位置(図中の●)

4. 2 要素地震と断層モデルの仮定

本研究では、震度分布を説明の対象としており、空間的に広い範囲での比較をする必要があり、そのためには広範囲かつ高密度に配置された地点で地震動を推定する必要がある。

1998 年 8 月 29 日に東京湾で発生したマグニチュード 5.1 の地震では、関東地方の K-NET 観測点の 158 観測点で記録が得られ、また、東京都の各区、市に配置された震度情報ネットワークのほぼ全てにあたる 38 観測点で記録が得られた。これは両観測網が展開されてから初めてのケースといえる。この地震の震源パラメーターを表 4 に示す。記録が得られた観測点(K-NET と東京都の観測点)と要素地震の震央位置を図 6 に示す。多くの観測点で記録が得られていることから本研究ではこの地震を要素地震とした。防災科技研によるメカニズム解では、太平洋プレートの沈み込みの方向に P 軸を持つが、ストライクスリップが卓越していることから、この地震はプレート内地震であると考えられる[堀(1986)¹⁶⁾]

要素地震の震源深さは 68 km であり、太平洋プレートの上面付近に位置する。メカニズムは、太平洋プレートの沈み込みに対応して存在する二重深発地震面の上面で発生する地震の特徴に似ている。このことから検討する各震央位置の震源深さは、図 7 に示すように太平洋プレート上面の深さに沿って、西側ほど深くなるように考え

た。想定する断層面は要素地震と同じものを考え、strike=213°, dip=66° とした。なお、破壊開始点は全て断層面の中央として計算した。

表 4 要素地震の震源データ(気象庁による)

Date	Lon.	Lat.	Depth	M
1998/8/29	140.046°	35.597°	68 km	5.1

図 6 要素地震の震央位置(★)と観測点(●)、およびメカニズム解(防災科技研,1998 による)

図 7 検討する震源深さ

4. 3 結果

はじめにマグニチュードを 7.0 に固定して、震源位置を変化させて計算を行った。結果の一部を図 8 に示す。各観測点の合成波形から計算した計測震度を震度階級にして、各記号でプロットする(図 8、図 9 には一部の観測点の結果のみ表示する)。宇佐美(1995)²⁾による安政江戸地震の震度 6、震度 5 の分布を実線、破線で示す。以降では比較のため宇佐美(1995)²⁾による安政江戸地震の震度を「安政江戸地震の震度」または「震度」と表示し、計算結果である計測震度

を震度階級にしたものを「計測震度」と表示するが、前述の通り、震度階の値は均質であると仮定している。

図8では、安政江戸地震の震度分布が、千葉県全域を含め埼玉県や茨城県に至る北側まで震度5の範囲が広がるのに対し、計測震度は全体的にやや過小となる傾向があり、特に計測震度6となる地点が少ない。しかし、震度5の範囲の広がりを再現するには、震源位置を千葉県と茨城県の県境付近に考えた場合（右側）が良いことがわかる。

次に、震源位置を千葉、茨城県境付近に固定してマグニチュードを変化させて計算を行った。結果の一部を図9に示す。マグニチュ

ード7.2では埼玉県北部で震度5となる部分が再現されない。また、マグニチュード7.6では計測震度6の範囲が広くなり過ぎ、マグニチュード7.4を考えた場合（中央）が最も対応が良いことがわかる。この場合の、全観測点での結果をまとめて図10に示す。結果は安政江戸地震の震度分布を良く再現している。

以上の検討では、マグニチュードが7.4、震央位置が千葉、茨城県境付近、震源深さが68kmとした場合に、安政江戸地震の震度分布の特徴を最も再現する結果（図10）となった。この時の震源パラメーターを表5に示す。

図8 震源位置の違いによる震度分布の比較（マグニチュード7.0）

図9 マグニチュードの違いによる震度分布の比較（震央位置 35.80° N, 140.05° E, 深さ 68km）

図 10 安政江戸地震の震度分布との比較 (4 章)
(マグニチュード 7.4, 震源深さ 68 km)

表 5 結果(図 10)の震源パラメーター

走向 strike	213°
傾斜角 dip	66°
断層面積 S	344.79 km ²
断層長 L	26.26 km
断層幅 W	13.13 km
分割数 N	11
立ち上がり時間 τ	1.91 s
S 波速度 V_s	4.0 km/s
破壊伝播速度 V_r	2.88 km/s

5. 要素地震を変えた検討

4 章で推定した計測震度分布は、地震動の推定において、個々の地震による応力降下量の差異、断層面上での破壊開始位置、破壊の不均質性などによる影響を考慮に入れていないため、考えられる単純な想定地震の一つを採用した結果といえる。そこで、これとは別の、太平洋プレート上面付近で発生する地震を想定し、計測震度分布を比較する追加検討を行った。4 章とは別の、表 6 に示す地震を要素地震として、計測震度分布を算出した。ただし、4 章で求めた震源パラメーターの中でマグニチュード (7.4) と震源位置 (35.80° N, 140.05° E, 深さ 68 km) は 4 章と同じとし、推定する地震の断層走向及び傾斜角は使用する要素地震の断層走向、傾斜角と同じ値とした。つまり、ここで想定する地震は、4 章で推定したものと震源位置は同じで発震機構が異なる地震といえる。ただし、4 章と同様に、地震による応力降下量の差異、断層面上での破壊開始位置、破壊の不均質性などによる影響は考慮しない。求められた計測震度分布を要素地震の震央位置及びメカニズムと合わせて図 11 に示す。計測震度分布の形状は要素地震によって当然異なるが、広範囲な分布傾向を見た場合、計測震度 4 及び 5 の分布はいずれも似た傾向を示しており、安政江戸地震の震度分布とも一致する。震源過程に関する不確定性は残るが、太平洋プレート上面付近で発生する地震を想定

することによって、安政江戸地震の震度分布に見られる震度 4、5 の範囲が大きく広がる特徴が再現されるという結果を得た。この理由として、震源位置がやや深いため、相対的に震源特性よりも伝播経路や地盤特性の影響を強く受けるためと考えられる。

ただし、本研究では、要素地震の震源位置と、推定地震の断層面上の各小領域位置との差が、観測点との相対的位置関係から見て大きい場合に生じる、伝播特性や震源放射特性の違いによる影響を無視している。震源放射特性については、既往の観測的な研究[例えば Wald et al.(1988)¹⁰⁾]より計測震度に強く影響する帯域では放射特性が等方的となることから、放射特性の違いによる影響は大きくないものと仮定して検討を進めた。

また、本研究では、震度と計測震度を直接比較して検討を行っている。気象庁計測震度は震度 5 以下では多くの資料に基づいているが、震度 5 を超える高階震度については更なる経験が必要とされている。従って、推定した計測震度 6 以上の分布と、安政江戸地震の震度 6 以上の分布が対応するとは限らない可能性がある。また、地盤の非線形性を考慮していないなどの弱点もあり、より定量化に向けて今後の課題としたい。

表 6 使用した要素地震の震源データ (気象庁、防災科技研による)

	Date	Lon.	Lat.	Depth	M	strike	dip
A	1997/03/23	140.1°	36.0°	70 km	4.9	360°	68°
B	1999/09/13	140.160°	35.566°	77.1 km	5.0	155°	37°

(a)要素地震 A の場合

(b)要素地震 B の場合

図 11 異なる要素地震から計算される計測震度分布

6. 浅発地震の検討

震源深さが 30 km よりも浅い地震については、対象とする浅発地震の観測記録は少なく、2 章及び 4 章で実施した検討を十分に行うことができない。特に、4 章と同様のパラメーター検討を行うための要素地震とする地震が多く地点で観測されていない。本章では、要素地震の適合性に関する疑問はあるが、参考のために、この場合も 1998 年 8 月 29 日に東京湾で発生したマグニチュード 5.1 の地震を要素地震として 4 章と同様の検討を行った。

2 章の結果から 30 km より浅い場所で発生する地震では、30 km より深い場所で発生する地震よりも平均的な応力降下量が小さいと予想される。従って、定量的にその効果を考慮に入れるため、図 2 において 30 km 以浅で発生した地震のうちマグニチュード 4 以上 (地震モーメントが約 10^{15} N・m 以上) の地震に対して、 $f_0 \propto M_0^{-1/3}$ という関係が成り立つと仮定して、Brune モデルを近似した場合の実効応力を 14 MPa (140 bar) と見積った。浅い地震に対する Brune モデルの近似直線を図 2 に破線で示す。その値から、推定する地震と

要素地震の実効応力の比(0.54)を補正して合成を行う方法として、横井・入倉(1991)¹⁹⁾に従い合成を行い、4章と同様の震源パラメーターを検討した。ただし、震源深さは図12に示すように、フィリピン海プレート上面付近での地震を想定し、北側ほど深くなるように考えた。想定する断層面の走向と傾斜角は要素地震と同じを考えた。

結果のうち、マグニチュードは7.1の場合が最も良い結果となった。マグニチュードを7.1として、震源位置を変えた場合の結果を図13に示す。震源を東京湾直下とした場合(左)は計測震度6の範囲が広がりすぎている。また、安政江戸地震の震度分布で震度5となる範囲の北側で、計測震度が4になっている地点が多い。これと比較すると、震源位置が千葉県と茨城県の県境付近の場合(右)

(震源深さ30 km)が、最も震度分布の対応が良い結果となった。この場合の、全観測点での結果をまとめて図14に示す。このときの震源パラメーターを表7に示す。推定した計測震度分布は安政江戸地震の震度分布をよく再現している。しかし、広域で比較すると、安政江戸地震の震度分布で震度5である千葉県の太平洋側や埼玉県の一部で計測震度が4となる地点がある。また、安政江戸地震では、広い範囲で震度4となるのに対して、東京都西部、神奈川県西部、静岡県にかけて計測震度が3になる地点が多い。以上から、震源深さを浅くした検討では、震度分布の広がりを十分に説明できず、震源位置を深く考えた場合のほうが矛盾は少ない。

図12 検討する震源深さ(6章)

7. 推定地震動の周期特性

4章で合成した地震動の周期特性に関して若干の検討を加える。ただし、予測した地震動の波形は震源過程に大きく依存するため、想定地震としての可能性のひとつとして捉えるべきである。ここでは、図6に示す東京都区部の3地点(震度6強となった足立、震度6弱となった新宿、震度4となった硬質地盤上の松原)を取り上げ、4章で推定した地震(図10に対応)の加速度波形の例を図15に、その加速度応答スペクトルを図16に示す。波形は地点によって、その地盤特性を反映して大きく異なっている。例えば足立の結果では比較的周期の長いパルスが連続しており、新宿の結果ではきわめて短周期が卓越している。加速度応答スペクトルは、足立の結果では、0.7秒程度に大きなピークを持っている。このようなピークは松原などの硬質地盤上では見られないため地盤特性と考えられる。1995年兵庫県南部地震の大阪ガス管合、神戸海洋気象台の記録、1993

図13 震源位置の違いによる震度分布の比較(マグニチュード7.1)

図14 安政江戸地震の震度分布との比較(6章)
(マグニチュード7.1、震源深さ30 km)

表7 結果(図14)の震源パラメーター

走向 strike	213°
傾斜角 dip	66°
断層面積 S	274.31 km ²
断層長 L	11.72 km
断層幅 W	5.86 km
分割数 N	10
立ち上がり時間 τ	1.94 s
S波速度 V_s	3.5 km/s
破壊伝播速度 V_r	2.52 km/s

年釧路沖地震の釧路 JMA の記録による加速度応答スペクトルと単純に比較しても、このピークが大きなレベルであることがわかる。ただし、本解析では地盤の非線形性は考慮していない。

また、東京山の手を中心とする地点の応答スペクトルの多くは新

宿の結果のように短周期側にピークを持ち、1 秒以上での応答は小さく、1993 年釧路沖地震の釧路 JMA における記録の特徴と似ている。釧路沖地震は震源深さが 107km であり、また、スラブ内地震であったこと、さらに観測点周辺の、ごく表層の影響を受けていたことなど、今回の検討地震と観測環境の類似から短周期地震動に類似性が見られたものとする。

図 15 合成加速度波形の例

図 16 合成結果の加速度応答スペクトル(h=0.05)

8. まとめ

首都圏地域で発生する地震に対して、深さ 30 km 以上で発生する地震では地震モーメントとコーナー周波数の間に従来の相似則が成り立つことを確認し、その時 Brune モデルを当てはめた場合の実効応力は約 26 MPa (260 bar) であった。この結果を基に、震源位置とマグニチュードをパラメータとしてマグニチュード 7 クラスの地震動推定を行った。その結果、震央位置が千葉、茨城県境付近 (北緯 35.80°、東経 140.05°)、震源の深さが 68 km、マグニチュードが 7.4 の場合に、推定した地震動による計測震度分布が、安政江戸地震の震度分布を最も再現する結果となり、上記の震源パラメータが安政江戸地震の震源パラメータを示す可能性が高いといえる。このときの震央位置は宇佐美(1996)¹¹⁾により推定されている場所よりやや北東であり、深さは太平洋プレート上面付近 (70km 程度) に対応する。この結果は、震源深さに関する議論において、萩原(1990)¹⁵⁾の指摘するやや深い地震に調和する。

過去に発生した地震の検討において、観測記録が残されていない

地震では、波形シミュレーション等による詳細な検討はできないため、被害の記録あるいは震度分布に頼らざるを得ない。本研究の検討手法のように震度を比較する場合には、震度階の粗い精度でしか比較ができないが、比較する点を多く取ることによって、代表的な震源パラメータによる地震動強さの広がりと比較し、検討することが可能である。地震観測網が整備され、多くの観測記録が得られたことによって、このような検討が可能となった。本研究により、従来の震度分布の経験的取り扱いから推定されていた安政江戸地震の震源に、観測結果を用いたアプローチが可能であることが示されたと考える。今後、継続的な地震観測が行われ、多くの観測記録が得られれば、更に詳細な検討も可能であり、歴史資料より推定されるのみであった地震像に計測量を組み込むことが可能と考えられる。

謝辞

宇佐美龍夫先生をはじめ歴史地震資料収集に携わられた多くの方々に深甚の敬意を表します。また、東京都震度観測網、防災科学技術研究所 K-NET、大阪ガス及び気象庁の波形データと防災科学技術研究所 Freesia Project による広帯域地震波形を用いたメカニズム解析結果を利用させて頂きました。関係各位に深く感謝致します。特に東京都震度観測網の波形データの利用に際して宮崎務博士の御尽力に深く感謝致します。故南忠夫先生、小谷俊介先生、宇佐美龍夫先生、都司嘉宣先生には多くの御教示を頂きました。また、匿名査読者から懇切かつ貴重なご意見をいただき改善に役立たせて頂きました。記して御礼申し上げます。

参考文献

- 1) 宇佐美龍夫：新編日本被害地震総覧，東京大学出版，1996
- 2) 宇佐美龍夫：安政江戸地震の精密震度分布図，1995
- 3) 宇佐美龍夫：新史料による安政江戸地震の調査，地震研究所彙報，第51号，第3-4冊，pp.209-230，1976
- 4) 大竹政和：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メカニズム，防災科学技術，No.41，pp.1-7，1980
- 5) 萩原尊禮：江戸・東京の直下地震，古地震から探る，地震ジャーナル，第10号，pp.1-6，1990
- 6) Irikura, K. : Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., pp.151-156, 1986
- 7) 望月利男，荏本孝久：安政江戸地震における関東地方の震度分布に関する研究，Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., pp.127-132, 1986
- 8) Aki, K. : Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res., Vol.72, pp.1217-1231, 1967
- 9) Yoshimoto, K., H. Sato and M. Ohtake : Frequency dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda normalization method, Geophys. J. Int., Vol.114, pp.165-174, 1993
- 10) Brune, J. N. : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., Vol.75, pp.4997-5009, 1970
- 11) Kanamori, H. : The energy release in great earthquakes, J. Geophys. Res., Vol.82, pp.2981-2987, 1977
- 12) Kanamori, H. and O. Anderson : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.65, pp.1073-1095, 1975
- 13) Sato, T. and T. Hirasawa : Body wave spectra from propagating shear cracks, J. Phys. Earth, Vol.21, pp.415-431, 1973
- 14) Geller, R. J. : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.66, pp.1501-1523, 1976
- 15) 宇津徳治：各種マグニチュード間の関係，地震研究所彙報，第57号，第3冊，pp.465-497，1982
- 16) 堀 貞喜：1985年10月4日千葉茨城県境付近に発生した地震の発生メカニズムとその構造的意義について，地震第2輯，第39巻，pp.457-468，1986
- 17) 気象庁監修：震度を知る，ぎょうせい，1996
- 18) Wald, D. J., L. J. Burdick and P. G. Somerville : Simulation of acceleration time histories close to large earthquake, Proc. of Earthq. Eng. and Soil Dynamic II Conference, ASCE, pp.430-444, 1988
- 19) 横井俊明，入倉孝次郎：震源スペクトルのScaling則と経験的Green関数法，地震第2輯，第44巻，pp.109-122，1991

(2000年10月10日原稿受理，2001年4月11日採用決定)