改良統計的グリーン関数法に基づく
1923 年関東地震の強震動生成域と強震動の推定ESTIMATION OF STRONG MOTION GENERATION AREAS AND
STRONG MOTIONS DURING THE 1923 KANTO EARTHQUAKE
USING REVISED STOCHASTIC GREEN'S FUNCTION METHOD

佐藤 智美*

Toshimi SATOH

We estimate strong motion generation areas and strong motions during the 1923 Kanto earthquake by the forward modeling of the seismic intensity scale using the revised stochastic Green's function method. The nonlinear site effects on the seismic intensity scale are considered. The strong motion generation areas are located at almost the same position as large slip areas. Site amplification factors of spectral model and site coefficients of envelope model are interpolated by applying the Kriging method. Strong motions are spatially estimated using this method. The strong motion estimated at Hongo is consistent with the restored Imamura-type seismogram.

Keywords : The 1923 Kanto earthquake, Seismic Intensity scale, Nonlinear site response, Strong motion generation area, Stochastic Green's function method, Kriging

1923 年関東地震, 震度, 非線形地盤応答, 強震動生成域, 統計的グリーン関数法, クリギング

1. はじめに

首都圏の超高層建物等に対する設計用地震動や、BCP、防災対策を考える上で、1923 年関東地震($M_j7.9$)の強震動は無視できない。これまで、この地震の震度分布を再現する震源モデルの推定や強震動の再現・予測や震度推定等が行われている^{例え、1)~7)}。しかし、従来の統計的グリーン法は、実体波のみを考慮しているため、関東平野の厚い堆積層の影響を受けて卓越する表面波を考慮できない。また、長周期を三次元有限差分法で推定するハイブリッド法では、地下構造モデルの周期 2~3 秒以下での精度の問題などから、接続周期が 2~3 秒程度である。したがって、首都圏の半数の超高層建物の固有周期である 1.5~2.5 秒⁸⁾程度のやや長周期地震動や、中・低層の建物の被害に影響が大きい周期 1~2 秒程度の波⁹⁾は、主に統計的グリーン関数法や経験的グリーン関数法で計算される。経験的グリーン関数法を適用するには、中規模地震が震源域にほとんどない¹⁰⁾ため、大きな距離補正が必要となる。この場合、表面波の距離補正を実体波と同じとする仮定や、継続時間や経時特性が距離補正されない影響や、メカニズム解の違いの影響が生じる。

このような問題を解決するため、筆者は、フィリピン海プレートの中規模地震記録に基づき、表面波と散乱波を考慮した改良統計的グリーン関数生成手法を提案している^{10),11)}。そして、スラブ内地震の記録に基づく改良統計的グリーン関数生成手法¹¹⁾を 1987 年千葉県東方沖地震($M_j6.7$)の強震動予測に適用し、観測波形の再現を通じて改良統計的グリーン法の妥当性を検証した¹²⁾。本研究では、プレート境界地震の記録に基づく改良統計的グリーン関数法^{10),12)}により、震度分布を再現する 1923 年関東地震の強震動生成域と背景領

域から成る震源モデルの推定とこれを用いた強震動推定を行う。

具体的には、はじめに、強震動生成域の震源パラメータを設定し、改良統計的グリーン関数法^{10),12)}により、経験的地盤増幅率、経時特性の経験的サイト特性が得られている強震観測点¹⁰⁾で、地盤が線形時の地表での波形を推定する。次に、この波形から算出される計測震度から、地盤が線形時と非線形時の計測震度の関係式¹³⁾を用いて、非線形時の計測震度を算出する。そして、この計測震度が震度分布を最も良く再現する震源パラメータを選択する、フォワードモデリングを行う。地表での地盤が線形時の強震動波形が推定されるため、工学的基盤や、地盤の非線形性を考慮した地表での強震動波形は、地点固有の地盤情報に応じて個別に推定する。

しかし、改良統計的グリーン関数¹⁰⁾には、経験的地盤増幅率、経時特性の経験的サイト特性が用いられているため、強震観測点でのみ予測が可能であった。面的に強震動波形を推定するため、本研究では、経験的地盤増幅率・サイト係数のモデル化を行なった。はじめに、 T_z (平行成層地盤モデルの地震基盤から工学的基盤までの 1 次固有周期の 1/4)¹⁴⁾と $Vs30$ を用いて経験式(回帰式)を作成する。次に、経験式からの残差に、クリギング手法^{例え、15),16)}を導入して面的補間を行う。これにより、経験式(回帰式)のみでは、サイト特性が平均より大きいサイトでは過少評価、小さいサイトでは過大評価となる問題が解決できる。また、観測点の近傍のサイトでは、観測点と類似の経験的地盤増幅率・サイト係数を評価することができ。そして、面的補間法と推定された震源モデルを用いて面的強震動の推定例を示し、今村式 2 倍強震計記録の復元波形¹⁷⁾が得られている本郷での推定強震動波形と復元波形との比較・考察を行う。

* 清水建設株式会社 研究所 上席研究員・博士(工学)

Institute of Technology, Shimizu Corporation, Chief Researcher, Dr.Eng.

2. 手法

(1) 強震動生成域と強震観測点での強震動の推定手法

1923 年関東地震($M7.9$)の巨視的断層面としては、Sato et al.¹⁸⁾の130km×70kmの矩形平面断層を、地震調査研究推進本部¹⁹⁾のフィリピン海プレートの形状に基づき、5km×5kmの正方形の要素断層からなる曲面断層に置き換えたものを用いる。フィリピン海プレートの深さが浅いことが考慮されており¹⁹⁾、このプレート上端より1km浅い位置に要素断層を配置した¹⁹⁾。要素断層の走向、傾斜角も、プレートの形状に合わせて設定した。地震モーメント(1×10^{21} Nm)、破壊開始点の緯度・経度は、Sato et al.¹⁸⁾を用いた。震源のS波速度、密度もSato et al.¹⁸⁾の平均的値の3.5km/s、2.7g/cm³とした。Fig.1に、断層と、用いる強震観測点(K-NET、KiK-net、気象庁95型震度計)の位置を示す。図中には、気象庁の震度階級も示している。なお、当時は震度7の階級は設定されていない。

そして、強震動生成域と背景領域からなる震源モデルを設定し、改良統計的グリーン関数法^{10),12)}で、地盤が線形時の地表での地震動を推定する。強震動生成域は2個と仮定し、強震動生成域との長さ、幅、位置と、2つの応力降下量の比を推定震源パラメータとする。強震動生成域に関する他のパラメータは、強震動予測レシピ²⁰⁾に基づき、Boatwright²¹⁾の式と、全体のすべり量が断層全体のすべり量の2倍という関係から算出する²⁰⁾。背景領域は、強震動予測レシピ²⁰⁾に従って算出する。次に、地盤が線形時と非線形時の震度の関係式¹³⁾に基づき、地盤が非線形時の震度を算出し、これが震度分布に最も合う震源パラメータを選択する。震度分布に合う広帯域震源モデルを推定する際に、震度に対する地盤の非線形性を考慮する点も従来と異なる特徴である。震度分布としては、木造住家被害データに基づく諸井・武村²²⁾を主に用いた。ただし、報告なし(震度5弱以下)の領域は、被害が0か不明かの判別がつきにくいと考えない。また、気象庁の震度(Fig.1)、宇佐美・他²³⁾の震度分布も用い、諸井・武村²²⁾と宇佐美・他²³⁾で震度が同じ領域は信頼度が高いと考えた。埼玉県、千葉県、東京都中心部、横浜市に対しては、詳細な震度分布も参照した^{24)~27)}。気象庁の震度以外は、数値データがな

Fig.1 Fault model of the 1923 Kanto earthquake used in this study (red small squares) and used in Sato et al.¹⁸⁾ (a blue rectangle). The epicenter (a star) by Sato et al.¹⁸⁾ is used in this study. Triangles are JMA observatories where JMA seismic intensity scales were observed. Circles are strong motion stations used in this study. Contours are the upper depths [km] of the Philippine Sea plate¹⁹⁾.

いため、500 ケース程度の震源モデルに基づく推定震度が、これら震度分布の図と合うモデルを最適震源モデルとして選択した。

すべり角には、 140° ²⁸⁾を中心に $\pm 30^\circ$ のばらつきを与えた^{20),29),30)}。位相も、要素断層毎に変化させた¹²⁾が、変位波形がパルス状になる乱数を選択する香川³¹⁾の方法を用いているため、位相の違いによる変位波形のばらつきは小さい¹²⁾。同心円状の破壊を仮定し、破壊伝播速度はS波速度の0.72倍³²⁾である2.52km/sとした。

要素断層からの水平・上下動は、(a)~(e)の特徴をもつ改良統計的グリーン関数生成手法¹⁰⁾で計算する。この改良統計的グリーン関数は、S波部と後続部、それぞれのフーリエ振幅スペクトル、経時特性のモデルから成っており、有効周期範囲は0.05~5秒である。

- (a) S波部のスペクトルモデルは、従来の統計的グリーン関数法と同様であるが、要素断層毎に周波数、距離依存のラディエーション係数が考慮され、経験的地盤増幅率が用いられている。
- (b) S波部の経時特性モデルは、震源特性がBoore³³⁾のモデル、伝播経路特性がS波の散乱理論に基づきモデル化され、経験的サイト係数が用いられている。
- (c) 後続部のスペクトルモデルは、S波部に対する比として、震源距離と震源深さをパラメータとし、各サイトの経験的地盤増幅率を考慮した回帰式で表現されている。
- (d) 後続部の経時特性モデルは、実体波とRayleigh波を考慮した散乱理論に基づきモデル化され、速度波形のRMS値に対する経過時間のべき乗の値が、経験的サイト係数から求められている。
- (e) S波部、後続部、それぞれに対する時刻歴波形を時間領域で足し合わせて統計的グリーン関数を作成する。

(2) 経験的地盤増幅率・サイト係数の面的補間方法

推定された震源モデルを用いて面的に強震動を推定するために、はじめに、水平動、上下動、それぞれのS波部、後続部のスペクトルの経験的地盤増幅率、経時特性のサイト係数¹⁰⁾に対して、 T_z と V_{s30} をパラメータとした回帰式を作成する。Fig.2に、S波部水平動の周期1~2秒の経験的地盤増幅率¹⁰⁾を、推定波形の例を示す観測点名とともに示す。KNG013(小田原)は、1~2秒での増幅率が10倍以上である。周期0.5~1秒では25倍近くで図中観測点中最大であった。2~5秒でも10倍以上であった¹⁰⁾。E58(館山)とCHB021(白

Fig.2 Empirical amplification factors G in the period of 1 to 2 s for horizontal components of S-wave windows. Strong motion stations with station names are used in Fig.7 and Fig.8

浜)は近いにもかかわらず、増幅率の違いが大きい。

Fig.3 に、 T_z 、 $Vs30$ の分布を示す。 T_z は、地震調査研究推進本部¹⁹⁾の1kmメッシュの三次元地下構造モデルに基づき算出した¹⁴⁾。S波速度 $Vs=3.2$ 、 1.5 、 0.9 km/s の層を基盤としたケースのうち、最も相関のよい $Vs=3.2$ km/s の地震基盤を用いた T_z を用いる。 $Vs30$ は、250m メッシュの若松・松岡³⁴⁾の微地形分類に基づき、松岡・若松³⁵⁾の経験式で算出されている J-SHIS のデータを用いた。NGA の地震動予測式^{例え 36)}では、基盤深さと $Vs30$ をパラメータとしているが、基盤深さより相関が良かった T_z を用いた。データに基づき、周波数 f での経験的地盤増幅率 $G(f)$ を(1)、(2)式でモデル化した。

$$\log_{10} G(f) = a(f) + b_1(f) \log_{10} T_z + c(f) \log_{10} Vs30 \quad T_z \leq Tlim(f) \quad (1)$$

$$\log_{10} G(f) = a(f) + (b_1(f) - b_2(f)) \log_{10} (Tlim(f)) + b_2(f) \log_{10} T_z + c(f) \log_{10} Vs30 \quad T_z > Tlim(f) \quad (2)$$

ここで、 a 、 b_1 、 b_2 、 c 、 $Tlim$ は回帰係数であり、非線形最小二乗法で推定した。ただし、S波部の増幅率以外では、 $Tlim$ が周波数によらず 1 秒程度であったため、 $Tlim=1$ 秒として再計算した。また、データに基づき、 $Vs30=600$ m/s で頭打ちとした。

次に、以下に示すクリギング手法に基づき、地盤増幅率の面的補間を行う。(1)、(2)式に基づくモデル地盤増幅率に対する経験的地盤増幅率の比を $Rat(f)$ とし、 $|\log_{10} Rat(f)|$ に対して、(3)式によりセミバリオグラム $\gamma(d)$ を算出する。

$$\gamma(d) = \frac{1}{2N(d)} \sum_{i=1}^{N(d)} (x_i - x_j)^2 \quad (3)$$

ここで、 x_i 、 x_j は、 i 観測点、 j 観測点での $|\log_{10} Rat(f)|$ 、 $N(d)$ は観測点間距離 $d \pm 1.25$ km となる観測点ペア数であり、2.5km 間隔で $\gamma(d)$ を算出する。そして、 $\gamma(d)$ を(4)式の指数モデルにあてはめ、係数 p 、 q を非線形最小二乗法で推定する。

$$\gamma(d) = q(1 - \exp(-d/p)) \quad (4)$$

後述のように、 $d \leq 15$ km の $\gamma(d)$ をフィッティングの対象とした。 $d \leq 15$ km の観測点ペア数は 631 個である。

補間地点での推定値 x_0 は周辺の K 個の観測点の x_i の重み付き平均値として(5)式で算出される。

$$x_0 = \sum_{i=1}^K \lambda_{i0} x_i \quad (5)$$

ここで、 λ_{i0} は、補間地点から一定の距離内にある i 観測点の重み係数である。 K は、後述の検討に基づき、補間地点からの距離が 15km 以内の観測点の数とした。推定誤差の分散 σ^2 は(6)式で表される。

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^K \lambda_{i0} \gamma(d_{i0}) + \mu \quad (6)$$

ここで d_{i0} は i 観測点と補間地点との距離、 μ は未定係数である。(5)、(6)式に、重み係数 λ_{i0} の和は 1 という条件を加え、Lagrange の未定係数法を用いて、補間地点毎に、 λ_{i0} と未定数 μ を求める。そして、 λ_{i0} を(5)式に代入し、補間地点での推定値を算出する。

経時特性のサイト係数 $\mu_{site}(f)$ に対しては、(1)、(2)式で $\log_{10} G(f)$ の代わりに $\mu_{site}(f)$ として回帰式を作成する。そして、回帰式からのサイト係数の差に対して $\gamma(d)$ を算出し、補間地点での推定値を算出する。

3. 強震動生成域と強震観測点での震度推定結果

Fig.4(a)には、地盤の非線形性を考慮して推定した強震動生成域の要素断層の中心点位置と震度分布を示す。Fig.4(b)には、この震源モデルを用いて地盤の非線形性を考慮せず推定した震度分布を示す。地盤の非線形性を考慮した場合、Fig.5 に示した諸井・武村²²⁾の震度分布の震度 7 と 6 強の領域をほぼ再現しており、埼玉県東部で震度が大きくなる特徴を捉えている。また、横浜の観測点 KNG002 と気象庁観測点 E56 は、高浜・他²⁷⁾の木造家屋の全壊率が 50%以上の地域にあり²⁷⁾、震度に換算すると 7 となることから、推定震度と整合する。東京中部、東京・神奈川県境付近では、諸井・武村²²⁾よりやや大きい、宇佐美・他²³⁾とはほぼ合っている。一方、地盤の非線形性を考慮しない場合には、震度 7 や 6 強の範囲が諸井・武村²²⁾の震度分布より広い。地盤の非線形性を考慮せず、震度 7 や 6 強の範囲が諸井・武村²²⁾の震度分布と合うように震源モデルを推定すると、埼玉県など遠方で過少評価となった。壇・他²⁾の統計的グリーン関数法や、松島・他³⁾のハイブリッド法による震度分布の震度 7 の領域は諸井・武村²²⁾に比べてやや狭く、埼玉県東部の震度も諸井・武村²²⁾に比べてやや過少評価である。秋山・他⁴⁾のハイブリッド法による震度分布は、千葉県側が本研究よりやや大きい。

Fig.1.の気象庁の震度と比較すると、埼玉県北部と銚子付近では、気象庁の震度と近傍の強震観測点の推定値が異なっている。Fig.4(a)の近接する強震観測点でも、震度が 2 階級以上異なる場合があることから、気象庁の震度観測点と強震観測点でのサイト特性の違いにより差が生じている可能性がある。また、経験的地盤増幅率・サイト係数が震源距離 100km 以下の記録から算出されている

Fig.3 T_z ^{14), 19)} and $Vs30$ ^{34), 35)} distributions together with the location of strong motion stations used in Fig.7 and Fig.8

Fig.4 Estimated instrumental seismic intensity. Blue small circles denote the centers of elements for two strong motion generation areas

ため、遠方で外挿になっていることも原因として考えられる。

推定した強震動生成域は、2つのすべり量が大きい領域¹⁸⁾付近にある。一方、中央防災会議⁷⁾の統計的グリーン関数法による計算では、江東区直下付近や房総半島南端直上を含む5つの強震動生成域を設定し、都心部や埼玉県の東部や房総半島南端での震度の大きい領域を再現している。この違いの原因として、中央防災会議⁷⁾の統計的グリーン関数法では、表面波の影響が考慮されていないこと、工学的基盤以浅の増幅度を経験式で計算していること、震度に対する地盤の非線形性の影響を考慮していないことが考えられる。

Table1に、推定した震源パラメータを示す。SMGA1(西側の強震動生成域)の応力降下量 $\Delta\sigma$ は14.5MPa、SMGA2(東側の強震動生成域)の応力降下量は21.8MPaである。中央防災会議⁷⁾では、5つの強震動生成域の応力降下量を25MPaとしている。短周期レベル A は、本研究では強震動生成域のみで 6.0×10^{19} Nm、背景領域を含めて 6.4×10^{19} Nmであるのに対して、中央防災会議⁷⁾では強震動生成域のみで 1.05×10^{20} Nmである。この違いの原因として、本研究では経験的地盤増幅率を、中央防災会議⁷⁾では1次元理論地盤増幅率

Fig.5 Seismic intensity estimated from total collapse ratios of wooden houses by Moroi and Takemura²²⁾

Table 1 Fault parameters

SMGA1(west)				SMGA2 (east)				Background	
Length	Width	M_0	$\Delta\sigma$	Length	Width	M_0	$\Delta\sigma$	M_0	$\Delta\sigma$
km	km	Nm	MPa	km	km	Nm	MPa	Nm	Mpa
30.0	20.0	$1.24\text{E}+20$	14.5	25.0	30.0	$1.73\text{E}+21$	21.8	$7.03\text{E}+20$	2.9

- 1923 Kanto earthquake(This study)
- Interplate earthquakes along the Sagami Trough(Satoh,2014)
- ★ 1987 Chiba-ken-toho-oki earthquake(Satoh,2014)
- ☆ Intralab earthquakes along the Sagami Trough(Satoh,2015)
- ▼ 2011 Tohoku earthquake(Satoh,2012)
- Interplate earthquakes along the Japan Trench(Satoh et al.,2010)
- Crustal earthquakes(Dan et al.,2001)

Fig.6 Relation between seismic moment M_0 and short-period spectral level of acceleration source spectra A

を用いているという違いが考えられる。すなわち、S波部の経験的地盤増幅率の方が1次元理論地盤増幅率より大きい傾向がある¹⁰⁾ため、本研究の短周期レベルの方が小さいものと考えられる。

Fig.6には、推定した1923年関東地震の短周期レベル A (6.4×10^{19} Nm)と地震モーメント M_0 の関係を、既往の M_0 - A の関係とともに示す。1923年関東地震の A は、東北地方太平洋沖地震の A ³⁷⁾をほぼ説明する日本海溝沿いのプレート境界地震³⁸⁾の0.74倍、地殻内地震³⁾の1.21倍である。これは、1923年関東地震が日本海溝沿いのプレート境界地震に比べ、震源深さが浅いことが影響している可能性がある。また、スラブ内地震である1987年千葉県東方沖地震(M_0 6.7)¹²⁾の0.55倍である。これは、相模トラフ沿いのフィリピン海プレートの中規模地震でも、プレート境界地震の方がスラブ内地震より A が小さいという関係¹¹⁾と同じである。1923年関東地震の A は、相模トラフ沿いのフィリピン海プレートの中規模プレート境界地震の M_0 - A 関係より大きいという規模依存^{例えば38)}もみられる。

巨視的断層の面積に対する強震動生成域の面積の比は14.8%であり、地殻内地震³⁹⁾より小さく、日本海溝沿いのプレート境界地震³⁸⁾より大きい。また、1987年千葉県東方沖地震¹²⁾より大きい。

4. 強震観測点での強震動波形推定結果

Fig.2、Fig.3に観測点名を示した9観測点における、地盤が線形時の地表での計算波形から、水平動に対してはS波の、上下動に対してはP波の1次元理論地盤増幅率を、 $V_s \geq 500\text{m/s}$ の工学的基盤での波形を計算する。水平動に対しては、この工学的基盤波を用いて、吉田⁴⁰⁾の改良等価線形解析プログラムDYNEQにより、地盤の非線形性を考慮して、地表での波形を推定する。上下動の地表の波形は、地盤が線形時の波形をそのまま用いる。

地下構造モデルは、佐藤¹⁰⁾で用いた中規模地震記録のS波部のH/Vの平均値をターゲットとして、以下の条件で、拡散波動場理論⁴¹⁾に基づき同定⁴²⁾した。 $V_s=3200\text{m/s}$ の地震基盤から $V_s=500\text{m/s}$

の工学的基盤までの深部地盤は、地震調査研究推進本部¹⁹⁾の三次元地下構造モデルを用いた。浅部地盤は、K-NET観測点ではPS検層結果、気象庁95型震度計観測点では近傍の地盤調査結果^{43),44)}に基づく N 値から換算した V_s 構造を初期モデルとした。P波速度 V_p や密度が未知の場合は、経験式^{45),46)}から換算した。浅部構造の最深 V_s の下に、その V_s より大きい深部構造を繋げ、その境界層の深さと浅部地盤の V_s を推定パラメータとした。減衰 h は、浅部は $h=5/V_s$ (ただし、 $h \leq 0.03$)とし、深部は地震調査研究推進本部¹⁹⁾の Q_s 値から換算した。関東平野の堆積地盤のP波とS波の h は、4Hz以上で同程度である⁴⁷⁾ことから、P波の h はS波と同じとした。

DYNEQ⁴⁰⁾による等価線形解析では、土に対しては安田・山口⁴⁸⁾の土質と拘束圧依存の動的変形特性、堆積軟岩に対しては福元・他⁴⁹⁾の塑性指数20~40の場合の動的変形特性を用いた。ただし、減衰 h には、線形時の減衰以上という条件をつけた。

Fig.7には、推定した地表と工学的基盤での加速度波形、速度波

Fig.7 Acceleration and velocity time histories estimated at the surface (GL0m) and the engineering bedrock. Number upper each time history is peak ground acceleration [cm/s^2] and peak ground velocity [cm/s].

形を示す。いずれも、0.2~20Hz のフィルター波である。工学的基盤の波形は地表の波形の最大振幅値で基準化して表示した。従来の統計的グリーン関数法による推定波^{2),4)}は、都心部でも速度波形の継続時間が 20 秒程度であるが、本研究では、表面波と散乱波の影

響が考慮されているため 100 秒程度と長い特徴がある。

KNG013 は、上述のように地盤増幅率が非常に大きく、直下 7km という浅い位置に SMGA1(西側の強震動生成域)がある。このような原因により、全観測点の中で地震動レベルが最大で、加速度波形、速度波形とも非常に大きかったと考えられる。ただし、地表近くでひずみレベルが 10%に達しており、ひずみが 1%を超える大ひずみ領域での動的変形特性がほとんどわかっていない⁵⁰⁾ため信頼性が低い。吉田⁵¹⁾が指摘しているように、このようなモデル化の問題があるため、非線形解析手法を導入したとしても精度よい推定は困難である。SMGA2(東側の強震動生成域)の直上にある KNG003(横須賀)でも、地表の水平動の最大加速度が 2000cm/s² 前後、最大速度が 100~120cm/s と大きい。KNG003 の推定震度は、地盤が線形時と非線形時の計測震度の関係式¹³⁾では 6 強、推定波形からは 7 であった。KNG002(横浜)と E58(館山)の地表での水平動の大きい方の最大速度は 110~120cm/s である。KNG002 では、地盤が線形時と非線形時の計測震度の関係式¹³⁾では 7(計測震度 6.5)、推定波形からは 6 強(計測震度 6.4)であり、E58 では両手法とも震度 7 であった。地盤が線形時と非線形時の関係式は、震度 7 のデータが少ないという欠点があり、地表での推定波形には、非線形解析のモデル化等に欠点があるため、多少の違いが生じている。水平動の最大速度が大きかった観測記録として、2004 年新潟県中越地震(M_2 6.8)の川口町役場の 146cm/s、1995 年兵庫県南部地震(M_2 7.3)の JR 鷹取の 136cm/s、東北地方太平洋沖地震の仙台市七郷小学校の 116cm/s などがあり、いずれも震度 7 相当であった。また、水平動の最大加速度が 1500cm/s² を越える記録は多数観測されている。上下動も、KNG002 の最大加速度、最大速度は、震度 7 相当の 2000 年鳥取県西部地震(M_2 7.3)の TTRH02(日野)と同レベルである。一方、東京都心部の TKY007(新宿)、E4E(大手町)の地表では、水平動の最大加速度は 400~550cm/s² で、最大速度は、NS 成分で 55~60cm/s、EW 成分で 25~30cm/s である。また、地盤増幅特性の違いを反映し、近接する E58(館山)と CHB021(白浜)の波形には大きな違いがある。

Fig.8 には、地表と工学的基盤での波形の擬似速度応答スペクト

Fig.8 Pseudo velocity response spectra (h=5%) at the surface (GL0m) and the engineering bedrock.

Fig.9 Observed and inverted H/V

Fig.10 Shallow structures

ル(減衰定数 5%)を示す。KNG002、E58 の地表での水平動は、周期 1~2 秒で 500cm/s 程度に達し、2004 年新潟県中越地震($M_6.8$)で震度 7 となった川口町役場や NIG019(小千谷)に匹敵するレベルである。一方、TKY007、E4E では、工学的基盤の NS 成分が、工学的基盤での告示スペクトルのうちの極めて稀に発生する地震動(レベル 2)と同レベルである。埼玉県東部の SIT008(春日部)では、周期 1 秒前後で工学的基盤から地表までの増幅が大きく、震度 6 弱となったと考えられる。また、E58、SIT008 周辺の木造建物が NS 方向に倒壊しているものが多いことが指摘されている^{24),25)}が、推定地震動も NS 成分の方が EW 成分より大きい結果となっている。

Fig.9 には、例として KNG002(横浜)と TKY007(新宿)での観測 H/V と理論 H/V の比較を示す。低周波数側でやや合わないのは、観測に表面波が含まれているためと考えられる。Fig.10 には、線形時の浅部地盤モデルと、DYNEQ での解析に基づく等価な浅部地盤モ

デルを示す。DYNEQ は 1%前後まで有効な手法であるため⁴⁰⁾、KNG002 での地表の推定波形はやや精度が悪い可能性がある。

5. 経験的地盤増幅率・サイト係数の面的補間の経験式

面的強震動予測のための、面的補間法の検討結果を以下に示す。Fig.11 には、S 波部、後続部の水平動に対する、 T_z と地盤増幅率 G の関係を、回帰式とともに示す。0.2Hz、1Hz、10Hz の例である。S 波部の増幅率は、10Hz では、 T_z が 1 秒程度以下で、0.2Hz、1Hz と逆の傾きになっている。これは、 T_z の小さい地点で、薄い堆積地盤により高周波数が増幅されるためと考えられる。なお、S 波部の 1Hz での増幅率が $T_z=1$ 秒弱で最も大きいのが KNG013 である。後続部は、S 波部に対するスペクトル比で定義されているため、その地盤増幅率の T_z 依存性は小さい。また、S 波部、後続部とも、0.2Hz、1Hz では V_{s30} が小さいほど増幅率が大きくなるが、10Hz では V_{s30} 依存性が小さい。川瀬・松尾⁵²⁾は、5~10Hz の経験的地盤増幅率が V_{s5} (深さ 5m までの平均 V_s)と相関が良いことを指摘しているように、10Hz ではより浅い地盤の影響が大きいためと考えられる。

Fig.12 には、S 波部、後続部の水平動に対する、 T_z と経時特性のサイト係数 μ_{tgr}^{site} の関係を、回帰式とともに示す。サイト係数は 1/2 オクターブバンド毎に算出されており、その中心周波数 0.25Hz、1Hz、8Hz の例である。サイト係数は、S 波部では、 T_z が大きいほど継続時間が伸びることがわかる。後続部は、8Hz ではサイトによる違いは小さく T_z 依存性も小さい。これは、後続部の高周波数帯域では、堆積層より、地殻やプレートでの不均質性の寄与が大きく、実体波の散乱波が主たる波群であるためと考えられる。一方、後続部の 0.25Hz ではばらつきが大きく、これは、深部・浅部地盤の三次元地下構造の影響が大きく、位相や継続時間の方が振幅よりその影響を受けやすいためと考えられる。

Fig.13 には、S 波部の水平動に対する地盤増幅率、サイト係数のモデルからの残差のセミバリオグラム γ を示す。地盤増幅率の γ は、距離 $d=5\sim 10$ km ではほぼ一定値となる、すなわち、 $p=5\sim 10$ km となる。後続部の地盤増幅率にも同様の特徴があった。サイト係数の γ の p は 15km 前後である。なお、後続部の γ の p は、0.25Hz 以外 0km

Fig.11 Observed (circles) and model (lines) relations between T_z and amplification factors G for S-wave windows (left) and later time windows (right)

Fig.12 Observed (circles) and model (lines) relations between T_z and site coefficients μ_{tgr}^{site} for S-wave windows (left) and later time windows (right)

Fig.13 Observed (circles) and model (lines) semivariogram γ for residuals of amplification factors G (left) and site coefficients μ_{tgr}^{site} (right) for horizontal components of S-wave windows

に近かった。これは、地殻やプレートでの不均質性の影響を受けた散乱波が卓越するためと考えられる。なお、S波部、後続部とも、水平動、上下動の違いは小さかった。ほぼ $p < 15\text{km}$ であるため、(5)式で補間を行う範囲を 15km 以下と設定している。

6. 面的強震動推定結果と本郷での復元記録との比較

東京大学が観測した今村式2倍強震計の変位記録が得られている本郷(Hongo)⁵³⁾が含まれる2次メッシュの領域で、面的補間法を用いて推定した250mメッシュの面的震度分布をFig.14に示す。四捨五入する前の計測震度を用いた。10km四方の狭い領域でも震度5強～6強の違いがあり、平均的には武村²⁶⁾の震度分布と整合する。しかし、武村²⁶⁾の震度分布では、震度7や震度5弱の領域もあるが、これは再現されていない。この原因として、 T_z と $Vs30$ 自体が平均的な指標であり、 T_z と $Vs30$ を用いた経験的地盤増幅率、サイト係数の回帰式も平均的なものであることが考えられる。震度7や震度5弱の領域に強震観測点がなかったことも原因として考えられる。対象地点の浅部地盤構造が既知で、近傍強震観測点と大きく異なる場合は、近傍観測点での推定強震動波形を、1次元理論地盤増幅率を用いて補正するなどの個別の検討が必要と考えられる。

Fig.15、Fig.16には、本郷(Hongo)での推定波の加速度波形・速度波形、擬似速度応答スペクトル(減衰定数5%)を示す。復元波はE13成分¹⁷⁾であるため、推定波もこの方向に変換した。前述の強震観測点での検討と同様に、工学的基盤波と、水平成分に対してはDYNEQを用いて推定した地表での波形である。E4E(大手町)の推定波形(Fig.7)より振幅がやや小さいが、類似した波形となっている。Fig.17には、PS検層結果⁵⁴⁾に基づく線形時の浅部地盤モデルと、DYNEQでの解析に基づく等価な浅部地盤モデルを示す。

Fig.18には、推定波と復元波の速度応答スペクトル(減衰定数5%)の比較を示す。振動実験に基づき、復元波は15%ほど過少評価となっていると指摘されている¹⁷⁾ため、1.15倍したスペクトルも示した。復元波は、周期2～15秒で信頼できると記述されている¹⁷⁾が、E13°N成分の推定波は復元波と周期0.5～5秒でほぼ合っている。推定波の方が周期2～5秒でやや大きい、復元波の一部は欠落したままであることが影響している可能性もある。N13°WとUD成分は、大きく振り切れ、復元できる波形でなかった¹⁷⁾。しかし、余震記録の変位振幅が、N13°W成分がE13°N成分の約1.5倍であること

などから、本震の主要動部もこの程度の違いがあると考えられている¹⁷⁾。一方、推定波のN13°W成分のスペクトルも、周期1秒程度以上でE13°N成分の約1.5倍となっている。

Fig.19には、1200秒間復元されている復元波(周期0.5～15秒の速度フィルター波)¹⁷⁾の300秒間を示す。矢印の2か所の欠落部は修復されていない¹⁷⁾。Fig.20には、復元波と推定波の周期0.5～5秒の速度波形を示す。改良統計的グリーン関数生成に用いている強震波形の記録継続時間が短いため、S波初動から80秒間のみがモデル化されている¹⁰⁾ことから、推定波の継続時間は十分ではないが、復元波の振幅が大きい時間帯をほぼ再現している。

地表での推定波と1.15倍した復元波を、接続周期4.5秒でハイブリッドした。建築物に対する入力地震動としては、振幅の小さいE13°N成分のみを考慮するのは不適当と考え、N13°W成分については、1.15倍した復元波を1.5倍した波形を用いてハイブリッド波を作成した。Fig.21には、ハイブリッドした周期0.05～15秒の速度波形と、微分した加速度波形を示す。改良統計的グリーン関数法のみで推定した波形(Fig.15)とは、後続部の継続時間に違いがあるが、最大加速度、最大速度の違いは小さい。他の地点で、周期5秒以上の地震動が必要な場合には、本研究での推定波と三次元有限差

Fig. 15 Acceleration and velocity time histories estimated at the surface (GL0m) and the engineering bedrock at Hongo

Fig. 16 Pseudo velocity response spectra ($h=5\%$) at the surface (GL0m) and the engineering bedrock at Hongo

Fig. 17 Shallow structure

Fig. 18 Velocity response spectra ($h=5\%$) at the surface of the restored record and estimated strong motions

Fig. 14 Seismic intensity estimated using the Kriging method. Circles denote strong motion stations.

分法などで計算した波形とをハイブリッドすることが望ましい。

7. まとめ

改良統計的グリーン関数法^{10,12)}により、1923年関東地震($M_s7.9$)の震度分布に合うように、強震動生成域と背景領域から成る震源モデルと、周期0.05~5秒の水平・上下成分の強震動の推定を行った。推定に際しては、地盤が線形時と非線形時の計測震度の関係式¹³⁾を用いて、震度に対する地盤の非線形性の影響を考慮している。また、改良統計的グリーン関数には、表面波と散乱波の影響が考慮されている。以下に、得られた結果をまとめる。

- a) 推定された2つの強震動生成域の位置は、すべり量の大きい領域¹⁸⁾にほぼ対応する。同じ地震モーメントに換算した短周期レベルは、地殻内地震の1.21倍、日本海溝のプレート境界地震の0.74倍、相模トラフ沿いのフィリピン海プレート内のスラブ内地震である1987年千葉県東方沖地震($M_s6.7$)の0.55倍であった。
- b) 強震観測点での推定震度分布は、諸井・武村²²⁾による震度7や6強の領域、その他の震度分布^{23)~27)}をほぼ再現している。同じ震源モデルで地盤の非線形性の影響を考慮しない場合には、震度7や6強の領域を過大評価する。
- c) 地盤が線形時の地表の推定強震動波形から、工学的基盤波を推定し、等価線形解析コードDYNEQ⁴⁰⁾により、地盤の非線形性を考慮した地表の強震動波形を推定した。震度7相当の地点では、既往の震度7相当の観測波形と同レベルの強震動波形が推定された。一方、大手町や新宿では、2成分のうち大きい方(NS成分)の工学的基盤波が、告示スペクトルとほぼ同レベルであった。
- d) 強震観測点で得られている経験的地盤増幅率、経時特性のサイト係数¹⁰⁾を、 T_2 ⁴⁾と V_{s30} で回帰し、回帰式からの残差をクリギング手法によりモデル化して面的補間を行った。この面的補間法を1923年関東地震に適用し、250mメッシュでの面的震度分布、地盤が線形時の地表での強震動波形の推定例を示した。

- e) 面的に推定した波形の中から本郷での波形を選択し、今村式2倍強震計の復元波であるE13°N成分¹⁷⁾との比較を行った。周期0.5~5秒では、推定波は復元波の速度波形の最大速度、包絡形、スペクトルレベルをほぼ再現している。復元できなかったN13°W成分は、E13°N成分より約1.5倍大きいことが余震記録に基づき指摘されているが¹⁷⁾、推定波形はこの特徴も再現している。

謝辞

本研究は、科学研究費補助金基盤研究(A)26242034(研究代表者川瀬博教授)による成果である。防災科学技術研究所のK-NET・KiK-netの強震記録・位置・PS検層結果とJ-SHISで公開されている V_{s30} のデータ、気象庁の95型震度計の位置と震源情報を用いました。また、JR 鷹取、自治体の川口町役場、東北工業大学穴澤・神山研究室のSmall-Titanの七郷小学校の記録の最大振幅値を用いました。東京都土木技術支援・人材育成センターの「東京の地盤」⁴³⁾、千葉県の「ちば情報マップ」⁴⁴⁾の地盤情報も使用しました。等価線形解析では、吉田望教授のプログラムDYNEQ⁴⁰⁾を用いました。諸井孝文博士には、諸井・武村²²⁾の震度分布の図を頂きました。一部の図の作成にはGMT⁵⁵⁾を用いました。記して感謝致します。

参考文献

- 1) 佐藤俊明, 壇一男, Graves, R.W. and Somerville, P.G.: 1923年関東大地震($M_s8.2$)の断層の様すべり破壊を考慮した3次元有限差分法と半経験的方法のハイブリッドによる東京の広帯域強震動シミュレーション, 第10回日本地震工学シンポジウム, Vol.1, pp.679-684, 1998.12
- 2) 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 宮腰淳一, 佐藤智美: 統計的グリーン関数法による1923年関東地震($M_{JMA}7.9$)の広帯域強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第530号, pp.53-62, 2000.4
- 3) 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透: 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第545号, pp.51-62, 2001.7
- 4) 秋山伸一, 池上泰史, アフニマル, 額田一起: 大規模3次元地下構造のモデル化と強震動シミュレーション, 第30回地震工学研究発表会, 土木学会地震工学論文集, 論文番号0024, pp.1-8, 2005.9
- 5) 松島信一, 渡辺基史, 壇一男, 佐藤俊明, 宮腰淳一: 1923年関東地震による首都圏での広域広帯域強震動予測, 日本建築学会技術報告集, 第26号, pp.447-450, 2007.12
- 6) 神田克久, 武村雅之: 震度データから推察される相模トラフ沿いの巨大地震の震源過程, 日本地震工学論文集, 第7巻, 第2号, pp.68-79, 2007.3
- 7) 中央防災会議(事務局内閣府)首都直下地震モデル検討会: 首都のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書(オンライン), 入手先<http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/shutochokkajishin/model/pdf/dansoumodel_01.pdf>, (参照2014.3.13)
- 8) 小山信: 長周期・多数回繰り返し地震動の地域特性, BRI-H26講習会テキスト, (オンライン), 入手先<www.kenken.go.jp/japanese/research/lecture/h26/pdf/T6.pdf>, (参照2015.5.11)
- 9) 川瀬博: 震源近傍地震動の地下構造による増幅プロセスと構造物破壊性能—1995年兵庫県南部地震での震災域の成因に学ぶ—, 第10回日本地震工学シンポジウムパネルディスカッション資料集, pp.29-34, 1998.12
- 10) 佐藤智美: 相模トラフ沿いの中規模地震の観測記録に基づく表面波と散乱波を考慮した統計的グリーン関数生成方法, 日本建築学会構造系論文集, 第705号, pp.1589-1599, 2014.11
- 11) 佐藤智美: 相模トラフ沿いの中規模スラブ内地震記録に基づく表面波と散乱波を考慮した統計的グリーン関数, 日本地震工学論文集, 第15巻, 第1号, pp.116-135, 2015.2

- 12) 佐藤智美：表面波と散乱波を経験的に考慮した統計的グリーン関数生成手法に基づく1987年千葉県東方沖地震の強震動シミュレーション, 第14回日本地震工学シンポジウム, pp.1140-1149, 2014.12
- 13) 佐藤智美：KiK-net 観測記録に基づく地盤の伝達関数を用いた線形時と非線形時の計測震度の関係, 日本建築学会構造系論文集, 第713号, pp.1055-1065, 2015.7
- 14) 佐藤智美, 大川出, 西川孝夫, 佐藤俊明：長周期応答スペクトルの地盤増幅率の経験的予測式とその理論的解釈, 日本建築学会構造系論文集, 第669号, pp.1905-1914, 2011.11
- 15) 山崎文雄, 大西淳一, 田山聡, 高野辰雄：高速道路構造物に対する地震被害推定式の提案, 第10回日本地震工学シンポジウム論文集, Vol.3, pp.3491-3496, 1998.12
- 16) 小嶋啓介, 鈴木大輔：常時微動と地盤統計手法に基づく福井平野の第四紀構造の推定, 応用地質, Vol.46, No.1, pp.9-19, 2005.4
- 17) 横田治彦, 片岡俊一, 田中貞二, 吉沢静代：1923年関東地震のやや長周期地震動 今村式2倍強震計記録による推定, 日本建築学会構造系論文報告集, 第401号, pp.35-45, 1989.7
- 18) 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, 2005.7
- 19) 地震調査研究推進本部：「長周期地震動予測地図」2012年試作版, (オンライン), 入手先<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/>, (参照2015.5.11)
- 20) 地震調査研究推進本部：全国地震動予測地図 付録3 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)平成21年12月21日改訂(オンライン), 入手先 http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf, (参照2014.5.26)
- 21) Boatwright, J.: The seismic radiation from composite models of faulting, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.78, pp.489-508, 1988.4
- 22) 諸井孝文, 武村雅之：関東地震(1923年9月1日)による木造住家被害データの整理と震度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 第2巻, 第3号, pp.35-71, 2002.11
- 23) 宇佐美達夫, 石井寿, 今村隆正, 武村雅之, 松浦律子：日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会, pp.1-694, 2013.9
- 24) 武村雅之, 諸井孝文：地質調査所データに基づく1923年関東地震の詳細震度分布 その1.千葉県, 日本地震工学会論文集, 第1巻, 第1号, pp.1-26, 2001.12
- 25) 武村雅之, 諸井孝文：地質調査所データに基づく1923年関東地震の詳細震度分布 その2.埼玉県, 日本地震工学会論文集, 第2巻, 第2号, pp.55-73, 2002.5
- 26) 武村雅之：1923年関東地震による東京都中心部(旧15区内)の詳細震度分布と表層地盤構造, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第1号, pp.1-36, 2003.2
- 27) 高浜勉, 翠川三郎, 新保寛, 阿部進：1923年関東地震による横浜市での木造家屋の被害分布, 第26回地震工学研究発表会講演論文集, pp.105-108, 2001.8
- 28) Matsu'ura, M., Iwasaki, T., Suzuki, Y. and Sato, R.: Statical and dynamical study on faulting mechanism of the 1923 Kanto earthquake, J. Phys. Earth, Vol.28, pp.119-143, 1980
- 29) 中央防災会議：東南海、南海地震等に関する専門調査会(第7回)資料1(平成14年12月24日)(オンライン), 入手先<http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai_nankaijishin/7/pdf/siryou1.pdf>, (参照2014.5.26)
- 30) 産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター：大阪湾周辺地域の地震動地図—地震動予測研究成果報告—解説書—(暫定版 2005/4/11)(オンライン), 入手先<<https://unit.aist.go.jp/actfault-eq/osaka/all.pdf>>, (参照2014.5.26)
- 31) 香川敬生：ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第2号, pp.21-32, 2004.5
- 32) Geller, R.J.: Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.66, pp.1501-1523, 1976.10
- 33) Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.73, pp.1865-1894, 1983.12
- 34) 若松加寿江, 松岡昌志：全国統一基準による地形・地盤分類 250m メッシュマップの構築とその利用, 地震工学会誌, No.18, pp.35-38, 2013.1
- 35) 松岡昌志, 若松加寿江：地形・地盤分類 250m メッシュマップ全国版に基づく地盤のゆれやすさデータ、産業技術総合研究所, 知的財産番号 H20PRO-936, 2008
- 36) Abrahamson, N. and Silva, W.: Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relations, Earthquake Spectra, Vol.24, No.1, pp.67-97, 2008.2
- 37) 佐藤智美：経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル—プレート境界地震の短周期レベルに着目して—, 日本建築学会構造系論文集, 第675号, pp.695-704, 2012.5
- 38) 佐藤智美：逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 第651号, pp.923-932, 2010.5
- 39) Somerville, P.G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, D., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, A.: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismol. Res. Lett., Vol.70, pp.59-80, 1999.1
- 40) 吉田望：DYNEQ computer program for DYNAMIC response analysis of level ground by Equivalent linear method, 東北学院大学工学部, (オンライン), 入手先<<http://boh0709.ld.infoseek.co.jp/>>, (参照2015.6.12)
- 41) Kawase, H., Sánchez-Sesma F.J. and Matsushima S.: The optimal use of horizontal-to-vertical (H/V) spectral ratios of earthquake motions for velocity structure inversions based on diffuse field theory for plane waves, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.101, pp.2001-2014, 2011.10
- 42) Satoh, T., Hayakawa, T., Oshima, M., Kawase, H., Matsushima, S., Nagashima, F. and Tobita, K.: Site effects on large ground motions at a KiK-net Iwase station (IBRH11) during the 2011 Tohoku earthquake, Bull. Seism. Am., Vol.104, pp.653-668, 2014.4
- 43) 東京都土木技術支援・人材育成センター：東京の地盤(オンライン), 入手先<<http://doboku.metro.tokyo.jp/>>, (参照2015.6.9)
- 44) 千葉県：ちば情報マップ(オンライン), 入手先<<http://map.pref.chiba.lg.jp/map.asp?dtp=6300&mpx=140%2E12628598096452&mpy=35%2E60133767835524&mps=10000&bdt=6300>>, (参照2015.6.9)
- 45) 狐崎長琅, 後藤典俊, 小林芳正, 井川猛, 堀家正則, 斉藤徳美, 黒田徹, 山根一修, 奥住宏一：地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定の自然災害科学, Vol.9-3, pp.1-17, 1990.12
- 46) Gardner, G.H.F., Gardner, L.W. and Gregory, A.R.: Formation velocity and density - the diagnostic basics for stratigraphic traps, Geophysics, Vol. 29, pp.770-780, 1974
- 47) Kinoshita, S.: Deep-borehole-measured Q_P and Q_S attenuation for two Kanto sediment layer sites, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.98, pp.463-468, 2008.2
- 48) 安田進, 山口勇：種々の不攪乱土における動的変形特性, 第20回土質工学研究発表会講演集, pp.539-542, 1985.5
- 49) 福元俊一, 吉田望, 佐原守：堆積軟岩の動的変形特性, 日本地震工学会論文集, 第9巻, 第1号, pp.46-64, 2009.2
- 50) 内田明彦, 時松孝次：大ひずみ領域における不覚乱砂質・礫質土の変形特性, 日本建築学会構造系論文集, 第561号, pp.103-109, 2002.11
- 51) 吉田望：地盤の地震応答解析, 鹿島出版会, pp.1-266, 2011.12
- 52) 川瀬博, 松尾秀典：K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震記録から分離したサイト増幅特性とS波速度構造との対応, 日本地震工学会論文, 第4巻, 第4号, 126-145, 2004.9
- 53) 岩田孝行, 野口和子：東京大学における地震観測及び機械式地震計の名称と分類について, 東京大学地震研究所技術報告, No.6, pp.78-94, 2000
- 54) 鈴木幹夫, 斉藤賢二, 石井透, 佐藤俊明：東京大学(地震)総合研究棟, 日本免震構造協会季刊誌 MENSIN, 49号, 2005.8
- 55) Wessel, P. and Smith, W.H.F.: New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS, AGU, 1998

ESTIMATION OF STRONG MOTION GENERATION AREAS AND STRONG MOTIONS DURING THE 1923 KANTO EARTHQUAKE USING REVISED STOCHASTIC GREEN'S FUNCTION METHOD

*Toshimi SATOH**

* Institute of Technology, Shimizu Corporation, Chief Researcher, Dr.Eng.

We estimate strong motion generation areas (SMGAs) and three-component strong motions in the period range 0.05 to 5 s during the 1923 Kanto earthquake ($M_s 7.9$) by the forward modeling of the seismic intensity scale using the revised stochastic Green's function method. Surface and scattering waves as well as S-waves are empirically considered in the revised stochastic Green's function method. In addition the nonlinear site effects on the seismic intensity scale are considered by an empirical relation between the seismic intensity scale affected by linear and nonlinear site responses.

Two SMGAs are located at almost the same position as large slip areas resolved by the kinematic waveform inversions (Sato et al., 2005) using the low-frequency strong motion records. The stress drops of the SMGAs are 14.5 and 21.8 MPa, which are smaller than 25 MPa used by Central Disaster Prevention Council for seismic intensity scale estimation using the previous stochastic Green's function method. The estimated short-period spectral level of the acceleration source spectrum is 1.21 times of crustal earthquakes and 0.74 times of interplate earthquakes along the Japan Trench and 0.55 times of the 1987 Chiba-ken-toho-oki earthquake along the Sagami Trough. The estimated strong motions reproduce the seismic intensity scale estimated by Japan Meteorological Agency, Moroi and Takemura (2002) and others. In the case without consideration of nonlinear site effects, strong motions overestimate the seismic intensity scale in the near fault region.

Strong motions at the engineering bedrock at nine stations are estimated from the strong motions estimated at the surface in the linear regime using the theoretical linear site amplification factors. The strong motions at the surface are estimated using the revised equivalent linear analysis code DYNEQ by Yoshida. Estimated strong motions with seismic intensity scale of 7 are comparable to several records with seismic intensity scale of 7 for the other earthquakes. Strong motions at Odawara are the largest since the amplification factor in the period range 0.5 to 2 s is largest among all strong motion stations in the Kanto region and one SMGA is located at a depth of 7km just beneath Odawara. In the Tokyo metropolitan area the peak ground accelerations are 400 to 550 cm/s^2 and the peak ground velocities at the surface are about 60 and 30 cm/s for north-south and east-west components, respectively. The spectra of north-south component at the engineering bedrock there are consistent with the building standard law notification spectrum for the level-2 ground motion.

Site amplification factors of spectral model and site coefficients of envelope model for both S-wave and later phase windows are interpolated by applying the Kriging method to the residual of the empirical relation modeled by T_z (one fourth of predominant period from the seismic bedrock to the engineering bedrock) and V_{s30} . Using this interpolation method we estimate strong motions with 250 m spatial resolution in a 10 km $\times$ 10 km area including Hongo. The strong motion of E13° N component estimated at Hongo is consistent with the record restored by Yokota et al.(1989) from an Imamura type seismogram in the period range 0.5 to 5 s. The N13° W component could not be restored because main parts of the record had been totally saturated. The N13° W components of the Imamura type seismograms of seven aftershocks were estimated to be about 1.5 times larger than E13° N components by Yokota et al.(1989). The strong motion of the N13° W component estimated in this study is also 1.5 times larger than E13° N component.

(2015 年 7 月 3 日原稿受理, 2015 年 10 月 15 日採用決定)