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

佐藤智美¹⁾

1) 正会員 清水建設技術研究所、上席研究員 博士(工学)
e-mail : toshimi.satoh@shimz.co.jp

要 約

首都圏で観測された相模トラフ沿いのフィリピン海プレートのスラブ内地震($M_w 4.0 \sim 5.2$)の強震記録を用いて、直達S波のみならず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を作成した。後続部のフーリエ振幅は、S波部のフーリエ振幅に対する比の回帰式で表現されている。経時特性はS波部ではS波の散乱理論、後続部では実体波とRayleigh波を考慮した散乱理論を考慮してモデル化されている。作成した統計的グリーン関数は、直達S波のみを考慮した従来の統計的グリーン関数より、観測波をよく再現することができた。

キーワード： 統計的グリーン関数、相模トラフ、スラブ内地震、表面波、散乱波

1. はじめに

首都直下では、相模トラフ沿いの $M8$ 程度のプレート境界地震や、プレートの沈み込みに伴う $M7$ 程度の地震が繰返し発生している¹⁾。中央防災会議²⁾では、首都直下地震に対して、実体波(直達S波)の強震動予測に有効な統計的グリーン関数法により震度分布を推定している。しかしながら、面的な震度分布と被害想定が主目的であることから、周期1秒程度以上の長周期で卓越する表面波は考慮されていない。一方、首都圏では超高層建物の約8割が軒高60~125m³⁾であることから、固有周期が1~3秒程度であるものが多いと考えられる。中低層建物に対しても、周期1~2秒程度のパルス波は、建物被害に大きく寄与することが指摘されている⁴⁾。長周期帯域では三次元有限差分法による強震動予測が有効であるが、地下構造モデルの精度の問題や、一般的に使用されている計算機の性能の問題等で、周期2、3秒程度以下では課題がある。また、震度分布の推定が主目的である首都直下地震に対する統計的グリーン関数法⁵⁾で用いられているBoore⁶⁾の経時特性モデルでは、距離に依存して継続時間が伸びる現象が表現されていない。継続時間が過少評価されると、1~3秒程度の固有周期で超高層建物が共振する場合の応答、特にエネルギーを過少評価する可能性がある。

このような背景を鑑み、筆者は、最終的に1923年関東地震($M_j 7.9$)の首都圏での強震動予測を行うことを目的として、相模トラフ沿いの中規模プレート境界地震の記録を用いて、周期5秒以下で、直達S波のみならず、表面波、散乱波の特性を反映した統計的グリーン関数作成方法を提案している⁷⁾。プレートの沈み込みに伴う $M7$ 程度の地震は、1923年関東地震より地震規模は小さいものの、今後30年以内の発生確率が70%程度と高く¹⁾、超高層建物や免震建物の入力地震動を策定する場合には、考慮すべき地震のひとつとなると考えられる。また、プレートの沈み込みに伴う $M7$ 程度の地震は固有の震源域・

発生頻度を予測することが困難であり¹⁾、中央防災会議²⁾では中規模地震が発生していない震源域も含む多数の想定断層を設定している。したがって、経験的グリーン関数法を適用するとしても、想定断層とは異なる場所で発生した中規模地震の記録を用いざるを得ない場合がほとんどである。しかし、表面波を含む記録を実体波の幾何減衰である距離に反比例と仮定して距離補正する点に課題があり、遠方の記録を震源近傍に持ってくると重要なパルスの波が表現できないという問題が生じる⁷⁾。

過去のプレートの沈み込みに伴う $M7$ 程度の首都直下地震の多くはフィリピン海プレートのスラブ内地震と考えられている¹⁾。そこで、本研究では、 $M7$ 程度の地震の強震動予測のため、フィリピン海プレートの中規模スラブ内地震の記録を用いて、佐藤⁷⁾と同様の手法で経験的に表面波と散乱波を考慮した統計的グリーン関数を作成する。この手法では、S 波部と後続部のフーリエ振幅スペクトルと経時特性をモデル化し、これらのモデルを用いて、S 波部と後続部の波形を作成し、両者を時間領域で足し合わせることで、統計的グリーン関数が作成できる。経時特性モデルには、実体波、Rayleigh 波の散乱波を考慮したモデル^{8),9)}を適用している。他の震源域では、プレート境界地震に比べ、スラブ内地震は短周期レベルが大きいことが指摘されており^{例えば、10),11)}、相模トラフ沿いの地震でもこのような特徴がある可能性がある。また、スラブ内地震の伝播経路もプレート境界地震と異なるため、 Q 値も異なる可能性もある。さらに、スラブ内地震の震源深さがプレート境界地震より深いことから、表面波の励起特性も異なるものと考えられる。したがって、スラブ内地震の特徴と地域性を踏まえた、改良統計的グリーン関数を作成することは、首都直下のスラブ内地震の強震動予測の高精度化につながると考えられる。

2. データ

用いる地震と観測点の位置を図 1 に示す。KiK-net 檜原南(TKYH13)と気象庁 95 型震度計観測点大手町(E4E)は、サイト特性の比較例を示す観測点である。図 2 には、考察に用いる地震本部¹²⁾の三次元地下構造モデルに基づく地震基盤から工学的基盤までの固有周期分布を示す。固有周期 T は、(1)式で算出した。

$$T = \sum_{l=1}^L \frac{4H_l}{V_{sl}} \quad (1)$$

ここで、 l は、層に対する添え字であり、 V_s は S 波速度、 H は層厚、 L は総数である。

表 1 には、用いた地震の諸元を示す。コーナー周波数 f_0 、応力降下量、短周期レベルは、後述のスペ

図 1 9 つのスラブ内地震の震央位置(気象庁)、メカニズム解(F-net)及び強震観測点位置(丸印)

図 2 地震本部¹²⁾に基づく地盤の固有周期分布

表 1 地震諸元

No.	発震時 [*]				深さ [*] km	M_J^*	$M_W^†$	$M_0^†$ N・m	$f_0^‡$ Hz	応力降下量 [‡] MPa	短周期レベル [‡] N・m/s ²
	年	月日	時：分	秒							
1	1997	12月6日	15:40	47	47.9	4.8	4.7	1.31E+16	2.13	16.8	2.35E+18
2	2003	5月12日	0:57	6	46.9	5.3	5.2	7.07E+16	1.10	12.5	3.38E+18
3	2003	5月12日	0:59	17	49.9	4.6	4.5	7.11E+15	2.82	21.1	2.22E+18
4	2004	2月28日	6:37	26	38.7	4.1	4.0	1.30E+15	6.50	47.5	2.17E+18
5	2004	8月25日	1:49	35	50.6	4.4	4.3	3.39E+15	3.28	16.0	1.44E+18
6	2007	6月1日	7:28	59	59.4	4.5	4.4	4.43E+15	4.15	42.1	3.01E+18
7	2008	4月4日	19:01	52	53.5	5.0	4.8	2.05E+16	2.34	35.1	4.45E+18
8	2008	5月1日	7:34	5	35.8	4.6	4.4	4.80E+15	3.27	22.2	2.02E+18
9	2009	2月17日	4:54	28	31.0	4.6	4.5	6.74E+215	2.28	10.6	1.38E+18

*気象庁

†F-net (防災科学技術研究所)

‡本研究

クトルインバージョン手法に基づき本研究で推定した値である。データは、1)～6)の条件で選択した。

- 1) 1996 年～2013 年 4 月までの $M_J \geq 4.0$ の南関東直下のフィリピン海プレートのスラブ内地震
- 2) K-NET、KiK-net、気象庁 95 型震度計の地表の記録
- 3) 震源距離 $X \leq 100\text{km}$
- 4) 水平 2 成分とも最大加速度が 200cm/s^2 以下の 3 成分
- 5) 福島・田中¹³⁾の気象庁マグニチュード M_J を用いた水平成分の最大加速度の距離減衰式で 5cm/s^2 以上となる距離以内の記録
- 6) $0.2 \sim 20\text{Hz}$ で信頼できる記録⁷⁾

1)のフィリピン海プレートのスラブ内地震は、気象庁の震源深さと F-net のメカニズム解、地震本部のプレート深度¹²⁾と「毎月の地震活動に関する評価」¹⁴⁾に基づき選択した。4)は地盤の非線形性の影響を避けるため、5)は遠方で地盤増幅率が大きい地点のみが選択されるのを避けるため設定した条件である¹³⁾。観測点数は 214、地震-観測点ペア数は 690 である。

S 波部初動は目視で読み取り、S 波部は初動から 15 秒間を用い、後続部は 15 秒後から 80 秒後までの 65 秒間を用いた⁷⁾。15 秒は、既往の散乱理論に基づく経時特性モデルの研究を参考に、 $X=100\text{km}$ の地点でも、S 波の散乱波がサイト特性を考慮しても十分に含まれるようにすることと、周期 5 秒まで対象とすることを考慮して設定した。地震本部¹⁵⁾の統計的グリーン関数法で用いられている佐藤・他¹⁶⁾の経時特性モデルで、 $M_J = 5.0$ 、 $X=70\text{km}$ の場合の継続時間が約 15 秒であり、本研究の S 波部は従来の統計的グリーン関数法で考慮されている S 波部にほぼ相当する。なお、80 秒後までとしたのは、観測されている継続時間を考慮したものであり、80 秒後まで観測されていない記録には、後続の 0 を追加した。

3. 手法

本研究では、佐藤⁷⁾が、相模トラフ沿いの中規模プレート境界地震の記録を用いた統計的グリーン関数生成手法を用いる。ただし、後続部のフーリエ振幅スペクトルの回帰式のみ、震源深さをパラメータとしていない点が異なっている。また、震源の S 波速度、密度、伝播経路の S 波速度、ラディエーションパターンの平均値も、スラブ内地震に対応した値に変更している。以下では、手法の概要を記述する。

3.1 S 波部のフーリエ振幅スペクトルモデル

S 波部 15 秒間の水平 2 成分の加速度フーリエ振幅スペクトル $F_{ij}(f)$ を、スペクトルインバージョン^{17),18)}により、震源特性 $S_i(f)$ 、伝播経路特性 $P_{ij}(f)$ 、地盤増幅率 $G_j(f)$ に分離する。そして、分離された震源特性 $S_i(f)$ の水平 2 成分のベクトル合成値 $S(f)$ を ω^{-2} モデルにより次式でモデル化する。

$$S(f) = \frac{R_{\theta\phi} F_S P_{RTITN}}{4\pi\rho\beta^3} \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_z\beta_z}} \frac{(2\pi f)^2 M_0}{1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2} \quad (2)$$

地震モーメント M_0 は、表 1 に示した F-net の値を用いた。また、自由地表面の効果を表す定数 F_s は 2、水平 2 成分へのエネルギー分配を表す係数 P_{RTTN} は 1 である⁶⁾。 $R_{\theta\phi}$ は S 波ラディエーションパターン係数である⁶⁾。9 地震のメカニズム解は様々であるが、横ずれ断層が多い。そこで、横ずれ断層のフィリピン海プレートのスラブ内地震である 1987 年千葉県東方沖地震 ($M6.7$) のメカニズム解¹⁹⁾を用いて、Boore and Boatwright²⁰⁾に基づき、close distance で算出した値 $R_{\theta\phi}=0.58$ を仮定した。震源の S 波速度 β 、密度 ρ は、震源深さと地震本部¹²⁾の地下構造モデルに基づき、それぞれ、4.0km/s、2.9g/cm³ とした。地震基盤の S 波速度 β_z 、 ρ_z も、地震本部¹²⁾に基づき 3.2km/s、2.65g/cm³ とした。

分離された震源スペクトルに、0.2~8Hz で ω^{-2} モデルをフィッティングさせて、 f_0 を推定する¹⁸⁾。応力降下量²¹⁾、短周期レベル²²⁾は、 f_0 から算出した。そして、 $F_{ij}(f)$ と ω^{-2} モデルに基づく $S_i(f)$ と $P_j(f)$ を用いて、 $G_j(f)$ を再算出する。 j 観測点での $G_j(f)$ の平均値 $G_j^H(f)$ を最終的な地盤増幅率とする²³⁾。

上下成分の地盤増幅率 G_j^V は、Kawase *et al.*²⁴⁾による拡散波動場理論に基づき、上下成分に対する水平成分のスペクトル比 H/V を用いて(3)式で算出した。

$$G_j^V = \sqrt{\frac{2\alpha_z}{\beta_z}} G_j^H / (H/V) \quad (3)$$

α_z は地震基盤の P 波速度であり、地震本部¹²⁾に基づき 5.5km/s とした。上下成分の $S_i(f)$ は、(2)式を $(2\alpha_z/\beta_z)^{0.5}$ で除した値とする。

3.2 後続部のフーリエ振幅スペクトルモデル

後続部 65 秒間の加速度振幅フーリエスペクトルを $F_{ij}^{coda}(f)$ と表し、S 波部の $F_{ij}(f)$ に対する比を次式によりモデル化する。

$$\log_{10}(F_{ij}^{coda}(f)/F_{ij}(f)) = b \log_{10} X + c_0 + c_j \quad (4)$$

水平 2 成分の幾何平均、上下成分、それぞれで(4)式で回帰分析を行う。震源の影響は、比をとることで無視できると考え、震源距離 X [km] でモデル化している。 b 、 c_0 、 c_j が回帰係数である。 c_0 は基準観測点とした TKYH13 でのサイト係数であり、 c_j が j 観測点でのサイト係数である。なお、プレート境界地震に対しては、震源深さ D [km] もパラメータとした(5)式を用い、 a も回帰係数としていた⁷⁾。しかし、後述のように、スラブ内地震では D 依存性が小さいことから、最終的に(4)式で回帰分析を行っている。

$$\log_{10}(F_{ij}^{coda}(f)/F_{ij}(f)) = a \log_{10} D + b \log_{10} X + c_0 + c_j \quad (5)$$

3.3 S 波部の経時特性モデル

伝播経路特性の経時特性の包絡関数としては、多重前方散乱理論に基づく S 波エンベロープ拡大モデル⁸⁾を用いる。

t を発震時からの経過時間とし、経時特性モデルを加速度波形の二乗平均値の平方根(RMS)で定義すると、散乱理論に基づく伝播経路特性の経時特性モデル $TENV(t)$ は次式で表される。

$$TENV(t) = \sqrt{I(X, t) \exp(-2\pi f t Q^{-1})} \quad (6)$$

ここで、

$$I(X, t) = \frac{1}{4\pi X^2} H(t - X/V_s) \frac{\pi^2}{2t_M} \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^{n+1} n^2 \exp\left[-\frac{n^2 \pi^2 (t - X/V_s)}{4t_M}\right] \quad (7)$$

である。 H はステップ関数である。 t_M は、経時特性モデルの幅を表す特徴的時間であり、媒質の揺らぎの自己相関関数が von Karman 型で短波長成分が少ない場合には、

$$t_M = \frac{1.5 \varepsilon^2 \xi}{2V_s} \left(\frac{X}{\xi}\right)^2 \quad (8)$$

で表される⁸⁾。 ε は V_s の揺らぎの RMS であり、速度構造の不均質の大きさを意味する。 ξ は相関距離である⁸⁾。 Q 値としては、スペクトルインバージョン手法により求めたものを、 f でモデル化した、後述の式($Q=107f^{0.51}$)を用いる。

そして、群遅延時間²⁵⁾の平均値 μ_{igr} のインバージョンと回帰分析に基づき、(9)式の伝播経路特性の回帰係数 B とサイト係数 μ_{igr}^{site} を求める。詳細は、佐藤⁷⁾を参照されたい。

$$B = 0.103 \left(\varepsilon^2 / \xi \right)^{\frac{1}{1.020}} \quad (9)$$

B から、媒質の不均質性を表す ε^2/ξ が求められ、(8)式から t_M が求められる。直達 S 波部は、 μ_{igr}^{site} を考慮しない散乱理論に基づくモデル、それ以降は μ_{igr}^{site} を考慮した散乱理論に基づくモデルとしている。なお、1Hz 以上で、ここで設定した伝播経路特性の経時特性モデルを用いる。したがって、1Hz 以下では、震源特性の経時特性モデルである Boore⁶⁾のモデルのみが考慮される。

3.4 後続部の経時特性モデル

S 波部 15 秒以降の 65 秒間の後続部の速度波形から、同様に、中心周波数毎に t_{gr} の平均値 μ_{igr}^{coda} を求める。そして、各観測点毎に μ_{igr}^{coda} の平均値を求め、後続部のサイト係数 $\mu_{igr}^{coda,site}$ とする。これは、経過時間 t が S 波走時の 2 倍以降では、コーダ波の振幅の減衰の仕方が X に依存しなくなるという性質^{例え}ば²⁶⁾に基づいたものである。

Maeda *et al.*⁹⁾は、実体波のみならず Rayleigh 波を考慮した 1 次散乱理論では、コーダ波の速度波形の RMS 振幅は、 t の -0.5 ~ -2.0 乗に比例して減衰し、 f にも依存することを示している。そこで、速度波形の RMS 振幅 $CENV(t)$ を t のべき乗に比例させてモデル化する。そして、べき乗の値 $beki$ を、各サイトの $\mu_{igr}^{coda,site}$ から算出する。

具体的には、以下の手順で、各サイトでの中心周波数毎の後続部の経時特性モデル $CENV(t)$ を作成する。はじめに、 $t=15$ 秒で基準化した(10)式で、べき乗 $beki$ を 0.1 ~ 3.0 で、0.1 乗刻みで重心を算出する。

$$CENV(t) = (15/t)^{beki} \quad (10)$$

そして、 $\mu_{igr}^{coda,site}$ に 15 秒を加えて経過時間 t を補正した値と、重心が最も近い $beki$ を選択することで、 $CENV(t)$ を得る。

3.5 統計的グリーン関数作成手順

統計的グリーン関数作成手順も佐藤⁷⁾と同じで、以下の通りである。地震基盤での統計的グリーン関数は、変位波形がベル状の震源時間関数となる乱数を選択する香川²⁷⁾の方法を導入して作成する。(2)式のラディエーションパターン係数 $R_{\theta\phi}$ には、周波数・距離依存性^{28),29)}を考慮し、Radial、Transverse、Vertical の 3 成分の統計的グリーン関数を作成する。時刻歴波形は、ホワイトノイズの波形に経時特性モデルを乗じた波形をフーリエ変換することでフーリエ位相スペクトルを求め、これとフーリエ振幅スペクトルから成る複素フーリエスペクトルを逆変換して作成する。S 波部と後続部は時間領域で S 波初動から 12 ~ 15 秒の間でコサインフィルターをかけて、足し合わせる。本研究で扱う波形は全て、0.2 ~ 20Hz のフィルター波である。

本研究では、S 波部のみを(2)と同じフーリエ振幅スペクトルでモデル化し、経時特性モデルとして Boore⁶⁾、佐藤・他¹⁶⁾のモデルを用いた統計的グリーン関数法を、それぞれ、従来法(Boore)、従来法(佐藤)と呼び、改良法との比較を行う。Boore⁶⁾のモデルはコーナー周期の関数であり、佐藤・他¹⁶⁾のモデルは M_j と震源距離 X の関数である。なお、佐藤・他¹⁶⁾のモデルは工学的基盤に対するものであるが、地震本部¹⁵⁾と同様に、地震基盤に適用し、 $M_j = M_w$ として計算を行う。Boore⁶⁾のモデルは、首都直下プロジェクト⁵⁾で使用されており、佐藤・他¹⁶⁾のモデルは地震本部¹⁵⁾で使用されていることから従来法として主な比較の対象とするが、S 波部の経時特性モデルとして、M4.5 程度の中規模地震も適用範囲である他の 3 つのモデルを用いた場合についても比較検討する。ひとつめは、Boore⁶⁾のモデルに M_j と震源距離依存性を考慮した伊藤・他³⁰⁾のモデルである。九州の海溝型地震と地殻内地震の記録を用い、サイト特

性も考慮されているが、論文中に係数が記載されている基準観測点(MYZ005)での式で、 $M_J = M_W$ として計算を行う。ふたつめは、Atkinson and Silva³¹⁾の継続時間の経験式を用いた Boore³²⁾のモデルである。3つめは、Boore and Thompson³³⁾の継続時間の経験式を用いた、Boore³²⁾のモデルである。両モデルには、コーナー周期と断層最短距離依存性が考慮されているが、主に米国カリフォルニアの地殻内地震が対象である。Boore and Thompson³³⁾で比較されている継続時間の経験式のうち係数が記述されている式の中では、Boore and Thompson³³⁾の継続時間が最長で、Atkinson and Silva³¹⁾の継続時間がほぼ最短である。

4. 統計的グリーン関数作成結果

4.1 S波部の Q 値と震源パラメータ

X に反比例する幾何減衰と Q 値でモデル化した伝播経路特性 $P_{ij}(f)$ の Q 値と、1.0~10Hzでモデル化した Q 値モデルを図3に示す。伝播経路のS波速度は、観測波形の走時に基づき3.6km/sとしている。研究の Q 値モデルは $Q=107f^{0.51}$ で表現される。この図には、相模トラフ沿いのプレート境界地震の記録に基づく結果⁷⁾も表示している。両地震タイプから推定された Q 値はほぼ同じである。地震タイプを区別せずに推定されている既往の研究の Q 値^{34)~37)}との違いも小さい⁷⁾。

図4には、例としてEQ8の観測加速度震源スペクトルとこれにフィッティングした ω^2 モデルの比較を示す。図5には、本研究で推定した9個のスラブ内地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関

図3 相模トラフ沿いの地震の記録に基づく Q 値

図4 EQ8の観測加速度震源スペクトルと ω^2 モデル

図5 M_0 と短周期レベル A の関係

図6 深さと壇・他²²⁾の A に対する A の比の関係

係を示す。比較のために、図 5 には、14 個の相模トラフ沿いのプレート境界地震⁷⁾、及び、壇・他²²⁾の地殻内地震の M_0 と A の関係も表示している。相模トラフ沿いのスラブ内地震の短周期レベルは、プレート境界地震の 4.1 倍、壇・他²²⁾の 2.2 倍である。スラブ内地震の短周期レベルが、プレート境界地震より大きいという結果は、他の地域で検討されている既往の研究^(例えば、10),11)と同じである。図 6 には、壇・他²²⁾の地殻内地震の M_0 と A の関係式から算出した A (A_{dan} と略す)に対する A の比と深さとの関係を示す。深さ依存性はあるものの、スラブ内地震とプレート境界の A が違いが深さ依存であるのか地震タイプの違いであるのかは明らかではない。なお、東北地方の太平洋プレートのスラブ内地震に対する震源深さと短周期レベルの関係³⁸⁾に、本研究で対象とした地震の平均的震源深さ 45km を代入して算出すると、壇・他²²⁾の 3.1 倍となる。地域による違いの他、地震規模が小さと短周期レベルが小さくなる傾向がある¹⁸⁾ことが一因している可能性もある。Brune²¹⁾の応力降下量は、プレート境界地震では平均値 3.9MPa⁷⁾、スラブ内地震では 21.9MPa と違いが大きい。

相模トラフ沿いのスラブ内地震とプレート境界地震の記録に基づく Q 値がほぼ同じで、伝播経路の S 波速度の違いは小さいことから、ほぼ同じ規模のスラブ内地震とプレート境界地震の短周期レベルの違いが観測記録にもみられるはずである。図 7 には、2 つの地震に対して公開されている K-NET、KiK-net、気象庁 95 型震度計の記録を全て用いて、計測震度の比較を行った結果を示す。スラブ内地震は EQ8 であり、 $M_0=4.80 \times 10^{15} [\text{N} \cdot \text{m}]$ ($M_w=4.4$)、震源深さ 38.5km、推定応力降下量は 22.2MPa である。プレート境界地震は、2007 年 8 月 17 日の地震であり、 $M_0=4.13 \times 10^{15} [\text{N} \cdot \text{m}]$ ($M_w=4.3$)、震源深さ 22.5km、推定応力降下量⁷⁾は 3.5MPa である。 M_0 はスラブ内地震がプレート境界地震の 1.16 倍であるが、(2)式の ρ 、 β 、 $R_{\theta\phi}$ の違いを考慮すると 0.63 倍となる。しかしながら、計測震度はスラブ内地震の方がプレート境界地震より大きく、スラブ内地震の短周期の励起が大きいことが確認できる。

4.2 後続部のフーリエスペクトルの回帰結果

図8には、(4)式の回帰係数と回帰式の標準偏差 e を示す。 b は、ほぼ正であるから、 X が遠くなるほど S 波部に対して後続部が大きくなることを意味している。これは、距離が遠いほど、散乱波が後続部に相対的に大きく寄与するためと考えられる。低周波数側で b が小さいのは、散乱波の影響が少ないためと考えられる。 b 及び c_0 は、2Hz 以下で水平成分と上下成分に違いがみられる。これは、2Hz 以上では S 波が卓越するのに対して、2Hz 以下では水平成分には Rayleigh 波と Love 波が寄与し、上下成分には Rayleigh 波のみが寄与するためと考えられる。

図9には、佐藤⁷⁾のプレート境界地震と本研究のスラブ内地震それぞれのデータセットに基づく、(4)式の標準偏差 e と(5)式の標準偏差 e_D の差を示す。プレート境界地震は、 M_w 3.7~5.1、震源深さ 12.9~30.1km の14地震の記録を用いた結果⁷⁾である。プレート境界地震では、1Hz 以下で、特に水平成分において $e - e_D$ が大きく、 D をパラメータとすることで標準偏差が小さくなることからわかる。一方、スラブ

図9 (4)式による標準偏差 e と(5)式による標準偏差 e_D の差

図10 回帰式に基づく F_{coda}/F

内地震では、この特徴がほとんどみられない。スラブ内地震は、震源深さが 31.0~59.4km と、プレート境界地震より深いことから、表面波の寄与が小さいためと考えられる。20Hz 付近では、スラブ内地震で $e-e_D$ がやや大きい、 e 自体(図 7)が大きく、 D をパラメータとすることの優位性は小さいと考えられる。そのため、パラメータの少ない(4)式を選択した。

図 10 には、回帰式に基づく S 波部に対する後続部のスペクトル比 F^{coda}/F を示す。(a)には、基準観測点 TKYH13 での、 X 依存性を示している。図 8 の回帰係数 b からわかるように、 X が大きくなると F^{coda}/F が大きくなるが、 b が 0 に近い上下成分の低周波数では X 依存性がほとんどない。上下成分の 0.5Hz 付近では、後続部のスペクトルが S 波部の約 2 倍であることがわかる。水平成分は、0.5Hz 付近で後続部のスペクトルは S 波部とほぼ同じである。(b)には、 $X=75\text{km}$ の TKYH13 と E4E での F^{coda}/F を示している。E4E では TKYH13 より、S 波部に対する後続部のスペクトル比が大きくなっている。E4E 周辺は、堆積層が厚く(図 2)、表面波が卓越しやすいためと考えられる。(c)には、本研究のスラブ内地震と、プ

図 11 周期 1~2 秒での S 波の一次元理論地盤増幅率と水平成分の経験的地盤増幅率

図 12 周期 1~2 秒での P 波の一次元理論地盤増幅率と上下成分の経験的地盤増幅率

プレート境界地震⁷⁾の $X=75\text{km}$ でのE4Eでの F^{coda}/F を示している。1Hz以下では、震源深さ D が浅いプレート境界地震が大きい。スラブ内地震は、1Hz以下で、 $D=30\text{km}$ のプレート境界地震より小さく、特に上下成分で違いが顕著である。これは、 D の違いによる表面波の励起特性を反映したものと考えられる。

4.3 S波部と後続部のフーリエ振幅スペクトルのサイト特性

図11には、周期1~2秒でのS波の鉛直入射の一次元理論地盤増幅率と、水平成分の経験的地盤増幅率 G_j^H を示す。同様に、図12には、周期1~2秒でのP波の鉛直入射の一次元理論地盤増幅率と、上下成分の経験的地盤増幅率 G_j^V を示す。一次元理論地盤増幅率は、佐藤⁷⁾と同様に、PS検層結果と地震本部¹²⁾の地下構造モデルに基づき、K-NET、KiK-net観測点で算出した。

図2と比較すると、地盤の固有周期が2秒以上の領域で、水平成分の一次元理論地盤増幅率が2~3倍となっている。設定した地震基盤から工学的基盤までのP波とS波の減衰定数は、Kinoshita³⁹⁾の推定値より小さいが、水平成分は経験的地盤増幅率の方が一次元理論地盤増幅率よりやや大きい傾向がある。これは、相模トラフ沿いのプレート境界地震の記録を用いた検討結果⁷⁾や他の地域の既往の研究^{例えば23),40)}

図13 水平成分のS波部に対する後続部のフーリエスペクトル比のサイト特性 10^{G_j}

図14 上下成分のS波部に対する後続部のフーリエスペクトル比のサイト特性 10^{G_j}

と同様であり、経験的地盤増幅率には実体波以外の表面波などが混在しているためと考えられる。特に、都心から埼玉県側に北西に伸びる領域で経験的地盤増幅率が大きくなっているが、図2の固有周期分布からも推察されるように三次元地下構造が寄与しているものと考えられる。上下成分でも、ほとんどの領域で経験的地盤増幅率の方が一次元理論地盤増幅率より大きい。

S波部に対する後続部のスペクトル比のサイト特性 10^{c_j} を、水平、上下成分について、それぞれ、図13、図14に示す。周期1~2秒と周期2~5秒での例である。水平成分の方が上下成分より小さい特徴がある。これは、実体波が卓越するS波部では、上下成分より水平成分の増幅率が大きい、表面波が卓越する後続部ではS波部よりに比べ、上下成分と水平成分の差が小さくなることを意味している。

4.4 S波部と後続部の経時特性

図15には、 B と回帰の標準偏差 E を示す。5Hz以上では B の3成分の違いは小さいが、5Hz以下では上下成分が水平成分より B が小さい傾向がある。上下成分と水平成分に違いがみられる特徴は、相模トラフのプレート境界地震や、他の海溝型地震、地殻内地震のデータを用いた既往の研究とは異なっている。南関東直下での複雑なプレート構造が影響している可能性がある。3成分に対する、2~16Hzでの B の幾何平均値を算出すると、 $B=10^{-3.66}$ が得られる。この B を(9)式に代入すると、 $\varepsilon^2/\xi=10^{-2.65}[\text{km}^{-1}]$ となる。相模トラフ沿いのプレート境界から推定されている $\varepsilon^2/\xi=10^{-2.85}[\text{km}^{-1}]$ ⁷⁾や、他の地域の震源深さ60km以下のプレート境界地震とスラブ内地震の記録に基づく推定値^{41),42)}よりやや大きく、伝播経路の不均質性がやや大きい、すなわち、継続時間が長いことを意味している。一方、岩手宮城内陸地震の震源域周辺の記録に基づく $\varepsilon^2/\xi=10^{-2.35}[\text{km}^{-1}]$ ⁴³⁾よりは小さく、地殻よりは不均質性が小さいことを示唆している。

後続部の経時特性は、 μ_{tgr}^{coda} の平均値を求め、後続部のサイト係数 $\mu_{tgr}^{coda,site}$ として、これをモデル化している。図16には、 $\mu_{tgr}^{coda,site}$ と $\sigma_{tgr}^{coda,site}$ の関係を示す。 $\sigma_{tgr}^{coda,site}$ は、 tgr の分散の平均値の平方根である。Radial成分の0.5Hz、4Hzの例を示した。図中の4つの赤の大円は、 $beki=0.1, 1, 2, 3$ の場合の、モデル $CENV(t)$ の重心と標準偏差である。 $\mu_{tgr}^{coda,site}$ と $\sigma_{tgr}^{coda,site}$ の関係は、モデルの重心と標準偏差の関係

図15 回帰係数 B と回帰の標準偏差 E

図16 観測とモデルの $\mu_{tgr}^{coda,site}$ と $\sigma_{tgr}^{coda,site}$ の関係

図17 観測の水平成分と上下成分の $\mu_{tgr}^{coda,site}$ の関係

図 18 プレート境界地震とスラブ内地震の経時特性のサイト係数の関係

と整合していることから、このモデル化は適切であると考えられる。0.5Hz では 4Hz より、 $\mu_{gr}^{coda,site}$ が大きい、すなわち、 $beki$ の絶対値が小さい地点が増えるが、これは、表面波が卓越すると、減衰率が小さくなるためと考えられる。Maeda et al.⁹⁾による、Rayleigh 波を含む 1 次散乱理論に基づく計算で、Rayleigh 波から Rayleigh 波に変換した波の減衰率が、実体波から実体波、実体波から Rayleigh 波、Rayleigh 波から実体波に変換した波より小さいという結果とも定性的に整合する。一方、4Hz では観測点毎の $\mu_{gr}^{coda,site}$ の違いが小さく、 $beki=2$ 程度である。これは、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、実体波が主たる波群であるためと解釈できる。S コーダ波に関しては、 $beki=1$ とコーダ Q で経時特性が表現できることが指摘されている⁴⁴⁾が、0.5Hz では $beki$ が 1 以下の観測点も多く、S コーダ波のみを考慮したモデル化では表現しきれないことがわかる。一方、4Hz ではこのようなモデル化が可能と考えられるため、今後、面的強震動予測の際に必要なサイト係数のモデル化の中で検討を行うことを考えている。図 17 には、0.5Hz と 4Hz での水平成分と上下成分の $\mu_{gr}^{coda,site}$ の関係を示す。水平 2 成分の違いは小さかったため、水平 2 成分の平均値を表示した。4Hz より 0.5Hz で水平成分と上下成分の違いがやや大きい。これは、0.5Hz では表面波の影響が大きいのにに対して、4Hz では実体波が主要な成分となっているためと考えられる。また、4Hz では 0.5Hz に比べて、水平、上下成分とも観測点による $\mu_{gr}^{coda,site}$ の違いが小さい、すなわち、堆積層の影響が小さいことが確認できる。

次に、S 波部と後続部の経時特性のサイト係数の、スラブ内地震とプレート境界地震の違いについて検討を行った。図 18 には、共通の観測点における S 波部(水平成分)の 4Hz と後続部(Radial 成分)の 0.5Hz、4Hz でのサイト係数の比較を示す。S 波部の 4Hz、後続部の 0.5Hz では、スラブ内地震のサイト係数の方がやや大きい。S 波部については、スラブ内地震の方がプレート境界地震より、伝播経路での不均質性がやや大きく、モデルで表現できない残差がサイト係数として表れていると考えられる。後続部の 0.5Hz については、プレート境界地震の方が震源深さが浅いため、図 10 で考察したように振幅レベルは大きい、減衰が大きい浅層地盤の影響によりプレート境界地震の方の減衰率がやや大きくなっている可能性がある。後続部の 4Hz では地震タイプの違い、サイトによる違いもほとんどない。これは、上述のように S コーダ波が卓越していることを意味しており、面的強震動予測の際に必要なサイト係数のモデル化に際しては、後続部の高周波数帯域は共通のモデルで表現できるものと考えられる。

5. 作成統計的グリーン関数の検証

はじめに、EQ8 を例に、改良法と従来法で統計的グリーン関数(図中では SGF と略す)を作成し、観測波形との比較を行う。図 19 には、観測波と改良法による計算波を用いた計測震度分布を、EQ8 の震央位置とメカニズム解及び強震記録が得られている観測点とともに示す。両図の震度分布はほぼ合っている。図 19 に観測点名を示した気象庁 95 型震度計観測点での、観測波と、改良法と従来法による統計的グリーン関数の比較を、加速度波形、速度波形について図 20 に示す。図中の数字は最大振幅値である。波形は、観測波の最大振幅値で基準化し、S 波初動 2 秒前から表示した。従来法(Boore)は、観測波と比べ継続時間が極めて短い。従来法(佐藤)は、従来法(Boore)より S 波部の経時特性の再現性が良いが、後続動が考慮さ

図 19 EQ8 の観測波形と改良統計的グリーン関数に基づく計測震度分布

れていないため、観測波より継続時間が短い。また、後述するように、従来法(佐藤)では水平成分の最大加速度、最大速度を過少評価する。一方、改良法は、観測波をほぼ再現している。

S波部の経時特性モデルを、伊藤・他³⁰⁾(Ito 2001と略す)、Atkinson and Silva³¹⁾(AS 2000と略す)、Boore and Thompson³³⁾(BT 2014と略す)のモデルにした場合の統計的グリーン関数の速度波形と観測波形との比較を図21に示す。表示方法は図20と同じである。Ito 2001、AS 2000のモデルの継続時間は観測より短い。BT 2014のモデルは、佐藤・他¹⁶⁾のモデルと同様に、遠方でのS波部の包絡形は観測に近いが、最大速度を過少評価している。Ito 2001のモデルは、サイト特性を考慮すれば、継続時間が長くなると考えられるが、九州の観測点のみでサイト特性が算出されている。これら3つのモデルも、佐藤・他¹⁶⁾のモデルと同様に、ひとつの経時特性モデルで震源特性と伝播経路特性を表現している。一方、本研究及び佐藤⁷⁾の改良法は、震源特性と伝播経路特性の2つの経時特性モデルから成っており、震源特性に変位波形が震源時間関数となる乱数を選択するという香川²⁷⁾の方法が導入され、1Hz以下では散乱波の影響を考慮しないため、震源近傍でのパルスの波が表現できる。

図 22 には、加速度フーリエ振幅スペクトルの比較を示す。なお、従来法は、経時特性は異なるがフーリエスペクトルは同じである。従来法と改良法では、S 波部のフーリエ振幅スペクトルが共通のため、2Hz 程度以上の高周波数帯域では違いは小さく、両者とも観測をほぼ再現している。低周波数帯域では、後続部も考慮した改良法は観測をほぼ再現するが、従来法では過少評価になる。図 10 でも示したように、従来法と改良法との違いは、観測点、震源距離 X に依存し、2Hz 程度以下では上下成分の方が水平成分より差が大きい。EQ8 の E4E(大手町)での X は 77km であり、図 10(b)の $X=75\text{km}$ の計算結果から、E4E では 2Hz 以下で 2~4 倍程度、改良法が従来法より大きいことがわかる。2~4 倍の違いは、設計用入力地震動としては違いが大きく、建物の応答への影響も大きいと考えられる。

次に、スラブ内地震とプレート境界地震の地震動の違いについて検討するため、スラブ内地震 EQ8 と震源距離がほぼ同じ 3 地点で観測された 2 つのプレート境界地震の観測波と、改良法と従来法による統計的グリーン関数の加速度フーリエスペクトルの比較を行った。プレート境界地震に対しては、佐藤⁷⁾の改良統計的グリーン関数を用いた。図 23 には、3 つの地震の震央位置・メカニズム解及び 3 地点の位置を示す。プレート境界地震 a は、スラブ内地震と震央位置に近い 2011 年 12 月 3 日の $M_w 5.1$ 、震源深さ 22.0km の地震、プレート境界地震 b は、小田原付近の 2007 年 10 月 1 日の $M_w 4.7$ 、震源深さ 12.9km の地震である。図 24 には、プレート境界地震に対する、加速度フーリエスペクトルを示す。図 22 のスラブ内地震より、図 24 に示したプレート境界地震では、改良法と従来法の違いが大きい。特に、震源深さが浅いプレート境界地震 b でこの傾向が明瞭である。これは、震源深さが浅いプレート境界地震の方が表面波の励起が大きく、図 10 に示したように、改良統計的グリーン関数には、この特徴が反映されているためである。なお、プレート境界地震 b は $M_w 4.7$ であるが、応力降下量が 3.5MPa であるため、 $M_w 4.4$ 、応力降下量が 22MPa のスラブ内地震 EQ8 と、表面波の影響が小さい 2Hz 程度以上で同レベルであり、

スラブ内地震の方が短周期の励起が大きいことがわかる。

最後に、従来法と改良法で、本研究で用いた 9 地震の全記録のシミュレーションを行った。図 25～28 には、最大加速度 PGA、最大速度 PGV、継続時間、計測震度の観測と計算の比較を示す。継続時間は加速度波形の二乗累積値の 5～95% で定義した。図中の σ は、観測値に対する計算値の標準偏差であり、

図 20 E08 の観測波形と改良法と従来法による統計的グリーン関数の比較 (波形上部の数字は最大加速度 $[\text{cm/s}^2]$ 、最大速度 $[\text{cm/s}]$)

計測震度以外は対数で計算した。PGA、PGV は、従来法(Boore)では過大評価、従来法(佐藤)では過少評価であるが、改良法は従来法に比べて観測の再現性が高い。ただし、上下成分は、従来法(佐藤)と改良法の違いは小さい。継続時間は、従来法(Boore)、従来法(佐藤)では、かなり過小評価であるが、改良法では大幅に改善されている。従来法と改良法では、高周波数でのフーリエ振幅特性の差が小さいため、計測震度の違いは小さい。本研究では、従来法でも経験的地盤増幅率を用いているが、一次元理論地盤

図 21 EQ8 の観測波形と 3 つの既往の経時特性モデルを用いた統計的グリーン関数の速度波形の比較 (30), (31), (32)

図 22 EQ8 (M_w 4.0、震源深さ 35.0km) の観測波と改良法と従来法による統計的グリーン関数の加速度フーリエスペクトル

図 23 EQ8 と 2 つのプレート境界地震 a、b の震央位置・メカニズム解と観測点位置

増幅率を用いた場合には、図 11 と図 12 からわかるように、一次元理論地盤増幅率が経験的地盤増幅率と乖離する観測点では、計測震度の再現性も低下することになる。

(a) プレート境界地震 a (M_w 5.1、震源深さ 22.0km) (b) プレート境界地震 b (M_w 4.7、震源深さ 12.9km)

図 24 2 つのプレート境界地震の観測波と従来法と佐藤¹⁾の改良法による統計的グリーン関数の加速度フーリエスペクトル

図 25 観測波と、改良法(上段)、従来法(Boore)(中段)、従来法(佐藤)(下段)による統計的グリーン関数の最大加速度 PGA の比較

図 26 観測波と、改良法(上段)、従来法(Boore)(中段)、従来法(佐藤)(下段)による統計的グリーン関数の最大速度 PGV の比較

図 27 観測波と、改良法(上段)、従来法(Boore)(中段)、従来法(佐藤)(下段)による統計的グリーン関数の継続時間の比較

図 28 観測波と、改良法(上段)、従来法(Boore)(中段)、従来法(佐藤)(下段)による統計的グリーン関数の計測震度の比較

6. まとめ

相模トラフ沿いのフィリピン海プレートの $M7$ 程度の首都直下スラブ内地震の強震動予測のために、首都圏で観測された中規模地震の記録を用いて、佐藤⁷⁾と同様の手法により、表面波や散乱波の特性を経験的に考慮した統計的グリーン関数の作成を行った。本研究で用いたデータは、 $M_w 4.0 \sim 5.2$ の9個のフィリピン海プレートのスラブ内地震の226強震観測点で観測された震源距離100km以下の水平・上下成分である。対象周波数は0.2~20Hzである。本検討結果を以下にまとめる。

- 1) S波部のフーリエ振幅スペクトルから推定された伝播経路の Q 値は、周波数 f 依存の $Q=107f^{0.51}$ でモデル化され、相模トラフ沿いのプレート境界地震の記録から推定されている Q 値とほぼ同じであった。
- 2) 相模トラフ沿いのスラブ内地震の短周期レベルは、ほぼ同じ規模の相模トラフ沿いのプレート境界地震の短周期レベルの4.1倍程度と大きく、壇・他²²⁾の式の2.24倍であった。Brune²¹⁾の応力降下量でみると、スラブ内地震の平均値は21.9MPaであり、プレート境界地震の平均値は3.9MPaであった。
- 3) S波部に対する後続部のフーリエ振幅スペクトル比は、相模トラフ沿いのプレート境界地震では、1Hz程度以下で震源深さが深いと小さくなる傾向があったが、スラブ内地震ではこの傾向がほとんどなく、震源距離のみをパラメータとして回帰モデルを作成した。
- 4) S波部に対する散乱理論⁸⁾に基づく経時特性モデルを特徴づける伝播経路での不均質性は、相模トラフ沿いのプレート境界地震の記録からの推定値よりやや大きい程度で、地殻内地震である2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺より小さいことを示した。
- 5) 後続部の経時特性は、実体波のみならずRayleigh波を考慮した1次散乱モデルでは、コーダ波の速度波形のRMS振幅が経過時間 t の-0.5乗~-2乗に比例するという研究⁹⁾に基づき、周波数依存のべき乗

の係数を観測点毎に推定した。そして、低周波数帯域では、観測点毎のべき乗の係数の違いが大きく、堆積層の影響を受けていることを指摘した。一方、高周波数帯域では観測点毎の違いが小さく、 t の -2 乗程度に比例している。これは、高周波数帯域での散乱波には、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、実体波が主たる波群であることを示している。

- 6) 改良統計的グリーン関数に基づき中規模地震のシミュレーションを行い、波形のフーリエ振幅スペクトル特性、包絡形、最大加速度、最大速度、計測震度、継続時間の再現性が、従来法よりよいことを示した。特に、S波部のみを考慮し、Boore⁶⁾や佐藤・他⁷⁾の経時特性を用いた従来の統計的グリーン関数より、包絡形・継続時間、2Hz程度以下のスペクトルの再現性が向上した。ただし、スラブ内地震はプレート境界地震より震源深さが深く、表面波の励起も相対的に小さいため、2Hz程度以下での改良統計的グリーン関数と従来の統計的グリーン関数の違いは、プレート境界地震より小さい。

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。本研究では、防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net強震記録、PS検層結果、F-netのCMT解、気象庁の95型震度計記録、震源情報を用いました。一部の図の作成にはGMT⁴⁵⁾を用いました。記して感謝致します。

参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部：相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)について(オンライン)、入手先<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/sagami_2.pdf>、(参照2014.4.28)
- 2) 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/shutochokkajishinmodel/pdf/dansoumodel_01.pdf>、(参照2014.3.13)
- 3) 北村春幸：長周期地震動対策に関する日本建築学会の取り組み(オンライン)、入手先<<http://www.aij.or.jp/jpn/databox/2011/20110309-1.pdf>>、(参照2014.3.19)
- 4) 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、1998年、pp.29-34.
- 5) 東京大学地震研究所、防災科学技術研究所、京都大学防災研究所：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(オンライン)、入手先<<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/shuto/report/soukatsu/soukatsu120327.pdf>>、(参照2014.8.3)
- 6) Boore, D.M. : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.73, 1983, pp.1865-1894.
- 7) 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、2014年、pp.1589-1599.
- 8) Saito, T., Sato, H. and Ohtake, M. : Envelope broadening of spherically outgoing waves in three-dimensional random media having power law spectra, J. Geophys. Res., Vol.107, 101029/2001JB000264, 2002, pp.3-13-16.
- 9) Maeda, T., Sato, H. and Nishimura, T. : Synthesis of coda wave envelopes in randomly inhomogeneous elastic media in a half space: Single scattering model including Rayleigh waves, Geophys. J. Int., Vol.172, 2008, pp.130-154, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03603.x
- 10) 佐藤智美：宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の短周期レベルの推定、日本地震工学会論文集、第4巻、第1号、2004年、pp.1-4.
- 11) 笹谷努、森川信之、前田宜浩：スラブ内地震の震源特性、北海道大学地球物理学研究報告、Vol.69、2006年、pp.123-134.
- 12) 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/choshuki2012.pdf>、(参照2013.4.15)
- 13) 福島美光、田中貞二：新しいデータベースを用いた最大加速度の距離減衰式の改訂、日本地震学会

講演予稿集、No. 2、1992年、p.116.

- 14) 地震調査研究推進本部：毎月の地震活動に関する評価(オンライン)、入手先<http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka01.htm>、(参照2014.3.21)
- 15) 地震調査研究推進本部：全国地震動予測地図 技術報告書、4. 震源断層を特定した地震動予測地図、(オンライン)、入手先<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_shingendanso.pdf>、(参照2014.9.10)
- 16) 佐藤智美、川瀬博、佐藤俊明：ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性、日本建築学会構造系論文集、第461号、1994年、pp.19-28.
- 17) 岩田知孝、入倉孝次郎：観測された地震波から震源特性・伝播経路特性、及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み、地震、第2輯、第39巻、1986年、pp.579-593.
- 18) 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、2010年、pp.923-932.
- 19) Okada, Y. and Kasahara, K. : Earthquake of 1987, off Chiba, central Japan and possible triggering of eastern Tokyo earthquake of 1988, Tectonophysics, 1990, Vol.172, pp.351-364.
- 20) Boore, D.M. and Boatwright J. : Average body-wave radiation coefficient, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.74, 1984, pp.1615-1621.
- 21) Brune, J.N. : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., Vol.75, 1970, pp.4997-5009.
- 22) 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、2001年、pp.51-62.
- 23) 佐藤智美、川瀬博、佐藤俊明：表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性、仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析、日本建築学会構造系論文集、第462号、1994年、pp.79-89.
- 24) 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, 2011, pp.2001-2014.
- 25) 和泉正哲、勝倉裕：地震動の位相情報に関する基礎的研究、日本建築学会論文報告集、第327号、1983年、pp.20-26.
- 26) Rautian, T.G. and Khalturin, V.I. : The use of coda for determination of the earthquake source spectrum, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.68, 1978, pp.923-948.
- 27) 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、2004年、pp.21-32.
- 28) Satoh, T. : Empirical frequency-dependent radiation pattern of the 1998 Miyagiken-Nanbu earthquake in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.92, 2002, pp.1032-1039.
- 29) 佐藤智美：Kik-net強震記録に基づく鳥取県西部地震とその余震のラディエーションパターン及びfmaxの評価、日本建築学会構造系論文集、第556号、2002年、pp.25-34.
- 30) 伊藤茂郎、久原寛之、川瀬博：K-net データから抽出した地震動の統計的性質とそれを用いた波形合成用グリーン関数の生成、日本建築学会構造系論文集、第543号、2001年、pp.37-44.
- 31) Atkinson, G.M. and Silva, W. : Stochastic modeling of California ground motions. Bull. Seism. Soc. Am., Vol.90, 2000, pp.255-274.
- 32) Boore, D.M. : Simulation of ground motion using the stochastic method, Pure and Applied Geophysics, Vol.160, 2003, pp.635-675.
- 33) Boore, D.M. and Thompson, E.M. : Path durations for use in the stochastic-method simulation of ground motions, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.104, 2014, pp.2541-2552.
- 34) Kinoshita, S. : Local characteristics of the fmax of bedrock motion in the Tokyo metropolitan area, Japan, J. Phys. Earth, Vol.40, 1992, pp.487-515.
- 35) 山中浩明、中丸明子、栗田勝実、瀬尾和大：表層の地盤特性を拘束条件にしたS波スペクトルのイ

- ンバージョンによるサイト特性の評価、地震、第2輯、第51巻、1998年、pp.193-202.
- 36) Kinoshita, S. and Ohike, M. : Scaling relations of earthquakes that occurred in the upper part of the Philippine Sea plate beneath the Kanto region, Seism. Soc. Am., Vol.90, 2002, pp.611-624.
- 37) Tsuda, K., Koketsu, K., Hisada Y. and Hayakawa, T. : Inversion analysis of site responses in the Kanto basin using data from a dense strong motion seismograph array, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.100, 2010, pp.1276-1287.
- 38) 佐藤智美：東北地方の OUTER ライズ地震、スラブ内地震、プレート境界地震の短周期レベルと f_{max} 及び距離減衰特性、日本建築学会構造系論文集、第689号、2013年、pp.1227-1236.
- 39) Kinoshita, S. : Deep-borehole-measured Q_p and Q_s attenuation for two Kanto sediment layer sites, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.98, 2008, pp.463-468.
- 40) 川瀬博、松尾秀典：K-NET、KiK-net、JMA震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析、日本地震工学会論文集、第4巻、No.1、2004年、pp.33-52.
- 41) 佐藤智美：群遅延時間のインバージョンと散乱理論に基づく地震動の経時特性モデルに関する研究、日本建築学会構造系論文集、第586号、2004年、pp.71-78.
- 42) 佐藤智美：フィリピン海プレートの海溝型地震による短周期地震動の散乱理論に基づく経時特性モデル、日本建築学会構造系論文集、第601号、2006年、pp.75-82.
- 43) 佐藤智美、岡崎敦：2008年岩手・宮城内陸地震震源域の中規模地震記録に基づく統計的グリーン関数法の経時特性モデル、日本建築学会構造系論文集、第696号、2014年、pp.247-256.
- 44) Aki, K. and Chouet, B. : Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects, J. Geophys. Res., Vol.80, 1975, pp.3322-3342.
- 45) Wessel, P. and Smith, W.H.F.: New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS, AGU, 1998
(受理：2014年10月6日)
(掲載決定：2014年12月19日)

Stochastic Green's Functions Considering Surface Waves and Scattering Waves Using Strong Motion Records of Moderate-Sized Intraplate Earthquakes along the Sagami Trough

SATOH Toshimi ¹⁾

1) Member, Chief Researcher, Institute of Technology, Shimizu Corporation, Dr. Eng.

ABSTRACT

We generate stochastic Green's functions considering surface waves and scattering waves using strong motion records in the Kanto district of moderate-sized intraplate earthquakes along the Sagami Trough. The spectral ratios of the later time windows to S-wave windows are modeled by a regression equation. The envelope of S-wave windows are modeled based on scattering theory for S-wave and that of the later time windows are modeled based on the scattering theory for both body waves and Rayleigh waves. Generated stochastic Green's functions simulate observed records much better than previous ones in which only direct S-waves are considered.

Keywords: Stochastic Green's function, Sagami Trough, Intraplate earthquake, Surface wave, Scattering wave