

確率論的グリーン関数を用いた強震動の波形合成法とその検証例による震源パラメータの考察

Digital Simulation of Ground Motions using Stochastic Green's Function and
Consideration on Its Model Parameters

大角恒雄¹・原田 隆典²・泉谷恭男³

Tsuneo OHSUMI, Takanori HARADA and Yasuo IZUTANI

¹正会員 日本工営株式会社 開発研究部 (〒300-1245 茨城県稲敷郡茅崎町高崎2304)

²正会員 工博 宮崎大学教授 工学部土木環境工学科 (〒889-2192 宮崎市学園木花台西1-1)

³正会員 理博 信州大学教授 工学部社会開発工学科 (〒380-8553 長野市若里500)

In this paper, the motions for the small earthquakes are produced by a stochastic point source model with ω^{-2} property. By summing the simulated motions and making use of the scaling relations between large and small earthquakes, the ground motions from an extended rupture too large to be treated as a point source model are simulated. To show a verification of the proposed method, the simulated ground motions are compared with the recorded ground motions.

Key Words : *synthesis, strong ground motions, empirical Green's function, stochastic Green's function, earthquake source spectrum*

1. まえがき

小地震による記録をグリーン関数とみなし、これを用いて大地震による強震動波形を合成する方法(経験的グリーン関数法)に関して、最近、多くの研究成果が発表されてきている。これらの研究論文の詳細は入倉(1994)の論文¹⁾に譲るが、このアイデアは、Hartzell(1978)²⁾によって最初に示され、次のような考察に基づいたものである。

観測された地震動記録には、震源の影響と、震源から観測点までに地震波が伝播する影響が反映されている。したがって、大地震による地震動を予測する場合に、大地震の震源近くで発生した同じような震源特性を持つ小地震の観測波形を用いると、この観測波形にはすでに地震波の伝播特性が反映されているので、あとはこの小地震と予測の対象である大地震の震源特性の違いのみを修正すればよいことになる。

したがってこのような経験的グリーン関数法の長所は、小地震による観測波形をグリーン関数として用いるところにある。しかし本研究では、確

率論的震源モデルによる波形をグリーン関数として用い、大地震の断層破壊伝播、断層の大きさと観測点の幾何学的関係、等を考慮して大地震による強震動波形を合成する。経験的グリーン関数法は、現実地盤における地震波の伝播特性を評価しているという長所を有するが、本方法では、この伝播特性が近似的に評価されるという弱点を有する。しかし本方法では、従来の方法のように大地震の断層破壊伝播特性や観測点との幾何学的関係が考慮されるという点に加えて、グリーン関数として用いることのできる適切な観測波形がない建設地点においても震源特性を考慮した強震動の波形合成が可能となる。このような本方法の考え方は、すでに Joyner and Boore (1986)³⁾、釜江ら(1991)⁴⁾、佐藤ら(1994)⁵⁾、原田ら(1995)⁶⁾が示している。

しかしこれらの方法の適用に当たっては、実地震波形との比較による検証例の蓄積とともに、用いた波形合成法における震源特性並びにそのモデルパラメータが、これまでの震源特性に関する研究成果とどのような関係になっているのかを明ら

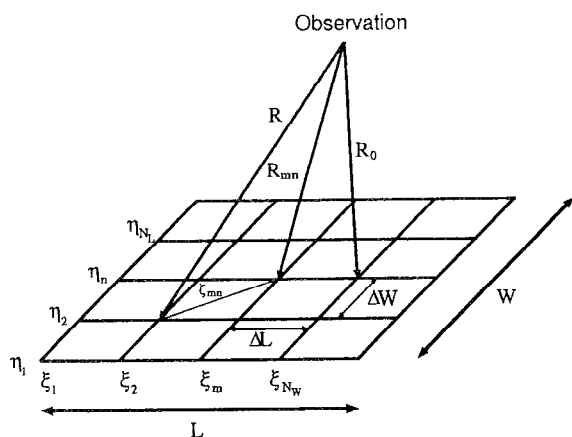


図1 Schematic diagram of the Green's function method and its notation

かにしておくことが必要である。特に震源断層の不均質性が高振動数領域の地震動に与える影響に関する物理モデルが、最近、特に地震学分野で提案されてきているので、これらの不均質断層モデルと、波形合成法のモデルパラメータの関係を整理しておくことは重要であると思われる。

そこで本論文では、原田ら(1995)⁶⁾の波形合成法を用いてその震源スペクトル特性を導き、震源断層の不均質性とモデルパラメータの関係を従来の研究成果から整理する。次に、合成波形と実地震による観測波形を比較してモデルの適用性を検討する。この検討では、1987年日向灘地震(M6.6)による加速度波形を、その余震による波形および確率論的震源モデルによるシミュレーション波形から合成して再現した。この検証例を通じて、本提案モデルにおけるパラメータと震源破壊伝播特性の関係を考察しながら確率論的グリーン関数による波形合成法の工学的適用性を示す。

2. グリーン関数を用いた強震動の波形合成法とその震源スペクトル特性

2.1 グリーン関数を用いた強震動の波形合成法

方法の詳細は文献(6)に示されているが、ここでは、計算式と必要なパラメータのみを示す。図1に示すように長さL、幅Wの大地震の断層は長さ ΔL 幅 ΔW の小断層を集合したものとする。小地震の地震動 $u_0(x, \omega)$ から近似的に大地震の地震動

$u(x, \omega)$ を求める計算式は次式で与えられる。

$$u(x, \omega) = \sum_{m=1}^{N_L} \sum_{n=1}^{N_W} \frac{R_0}{R_{mn}} T_{mn}(\omega) e^{-i\omega t_{mn}^*} u_0(x, \omega) \quad (1)$$

$$t_{mn}^* = \tau_{mn} + t_{mn} \quad (2)$$

この式から特別な場合として入倉の波形合成式⁷⁾が求められるので⁶⁾、上式はこの種の波形合成法の一般形と言えよう。ここに、 ω は(角)振動数(rad/s)を意味する。 τ_{mn} は断層の破壊面が震源から小断層(m,n)に到達するまでの時間遅れを表わす。また、 t_{mn} は震源と小断層(m,n)から発生したS波が観測点に到達する時間差を表わす。

式(1)における関数 $T_{mn}(\omega)$ は、大地震と小地震の震源特性の違いを表わす伝達関数であり、著者らは次式を提案している⁶⁾。

$$T_{mn}(\omega) = \left[\frac{\frac{N}{\tau} + i\omega}{\frac{1}{\tau} + i\omega} \right] \left[\frac{1 + \kappa \left(\frac{\omega\tau}{2} \right)^2}{1 + \left(\frac{\omega\tau}{2} \right)^2} \right] \quad (3)$$

ここに、 τ は大地震の断層立ち上がり時間を表わす。本モデルでは、震源パラメータの相似則を用いるので、断層分割数(N_L, N_W)は次式によって決められる¹⁾。

$$\left(\frac{M_0}{m_0} \right)^{1/3} = N_L = N_W = N \quad (4)$$

ここに、 M_0 と m_0 は大地震と小地震の地震モーメントを表わす。また、 κ は高振動数領域の伝達関数の値を変えるパラメータであり、後で考察するように極めて重要なので、以下に本提案モデルの考え方を述べる。

式(3)の伝達関数右辺の第1因子は、大地震と小地震のすべり時間関数に指数関数を仮定して導かれたものである。また第2因子に関しては、地震断層の破壊による高振動数地震波の発生に関する物理モデルは種々存在するが、現象そのものが解明されているとは言えないのが現状であること¹⁾を考慮して、伝達関数の高振動数領域の値が一つのパラメータ κ のみによって変えられるよう提案されたモデルである⁶⁾。高振動数地震波の発生に関しては、式(3)の右辺の第1因子を導くために仮定した指数関数のように断層のすべりがスムーズでないことなどの時間的不均質性および、断層面上においてすべり量や応力降下量が一樣でないこと、

断層破壊速度が一定でないこと等の空間的不均質性によって高振動数地震波の強さが支配されるらしいことがこれまでの研究から知られている（第5章で不均質断層モデルと高振動数地震波の強さの関係を整理している）。ここで重要な点は、このような時間・空間的不均質断層の影響が混在した結果として地震動が観測されるため、観測記録の解析によって一意的に時間と空間的な不均質性の影響を分離することは不可能であるということである。このことは、個々の不均質性が地震動へどれだけ影響するかを観測波形から検証することが困難であることを意味する。したがってこれらの不均質性を決定論的に仮定して地震動予測を行なうことは困難である。不均質性を決定論的に扱おうとしてモデルをいたずらに複雑化することにはあまり意味がない。現状では、経験的に予測できるような単純なモデルが工学的に意義があると考えて、断層の不均質性を考慮するための因子として、式(3)の右辺の第2因子のようなモデルを提案している。この第2因子のパラメータ κ により震源スペクトル特性がどのように変わるかについては、次節2.2で検討する。またこのパラメータとこれまでに提案されている不均質断層モデルにおける物理量の関係については、5章で詳しく述べる。

2.2 合成法に基づく震源スペクトル特性

ここでは、提案した波形合成法による大地震の震源スペクトルの平均的特性が、重ね合わせの小地震の個数 N^2 とパラメータ κ によってどのように変わるかを示す。このためここでは、震源距離の補正をしないで、大地震の断層破壊時間 T_f 内に（この時間は断層長さを破壊伝播速度で除したもの） N^2 個の同じ小地震がランダムに発生するものと仮定して、合成された波形の震源スペクトルの平均的特性を考察する。この仮定はJoyner and Boore(1986)³⁾が用いているが、ここでは断層破壊時間 T_f も一様確率分布特性を持つ確率変数として取り扱っている。

以上の仮定のもとで、式(1)の波形合成法による大地震の震源スペクトルの平均的特性 $|u_S(\omega)|$ は以下のように求められる。なお簡単のため、地震動変位の1成分の平均スペクトルを考察している。

$$|u_S(\omega)| = SUM_N(\omega)|T(\omega)||u_{S0}(\omega)| \quad (5)$$

ここに、 $SUM_N(\omega)$ は同じ小地震のランダムな重

ね合わせによる効果を表わす係数であり、 $|T(\omega)|$ は式(3)で与えられるように断層の不均質性の効果を簡単にモデル化した大地震と小地震の震源特性の違いを表わす伝達関数であるが、以下ではコーナー振動数によって書き変えている。

$$SUM_N(\omega) = \sqrt{N^2 [1 + (N^2 - 1)|P(\omega, T_{f0})|^2]} \quad (6)$$

上式で、 T_f が確率変数の場合の関数 $|P(\omega, T_{f0})|$ の厳密解はOhsumi and Haradaら(1997)³³⁾によって得られているが、ここではその最もよい近似式として次式を提案する。

$$|P(\omega, T_{f0})| = \begin{cases} 1 - c_1 \left(\frac{\omega}{\omega_{f0}}\right)^2 + c_2 \left(\frac{\omega}{\omega_{f0}}\right)^4 & 0 \leq \frac{\omega}{\omega_{f0}} \leq \frac{\pi}{2} \\ \frac{1}{\omega_{f0}} & \frac{\pi}{2} \leq \frac{\omega}{\omega_{f0}} \end{cases} \quad (7a)$$

上式で、 $c_1=0.16605$, and $c_2=0.00761$ である。また、 ω_{f0} は次式で与えられる第1コーナー（角）振動数(rad/s)である。

$$\omega_{f0} = \frac{2}{T_{f0}} \quad (7b)$$

ここに、 T_{f0} は大地震の断層破壊時間 T_f の平均値を意味する。

第2、第3のコーナー（角）振動数(rad/s)を次式のように導入すると、

$$\omega_c = \frac{2}{\tau}, \quad \omega_{c0} = \frac{2}{\tau_0} \quad (8a)$$

式(3)の伝達関数は次式のように表わされる。

$$T(\omega) = T_{mn}(\omega) = \left[\frac{N + i(2\frac{\omega}{\omega_c})}{1 + i(2\frac{\omega}{\omega_c})} \right] \left[\frac{1 + \kappa(\frac{\omega}{\omega_c})^2}{1 + (\frac{\omega}{\omega_c})^2} \right] \quad (8b)$$

ここに、

$$N = \left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{1/3} = \frac{\omega_{c0}}{\omega_c} \quad (8c)$$

本論文では、小地震の震源スペクトルは次式のような ω^{-2} を仮定する。

$$|u_0(\omega)| = \frac{m_0}{1 + (\frac{\omega}{N\omega_c})^2} \quad (9)$$

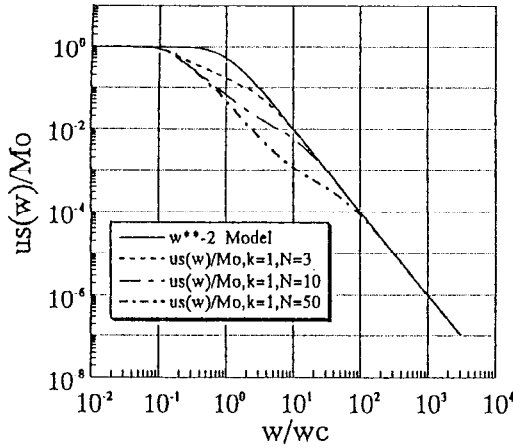


図2 Normalized spectra of the large earthquake by a random summation of the small earthquakes, compared to the ω^{-2} spectrum (heavy line). (In the case of $\kappa = 1$)

式(5)で与えられる大地震の震源スペクトルは2つの極限振動数において次のように表わされる。

$$|u_s(\omega)| = \begin{cases} N^3 m_0 = M_0 & \omega \rightarrow 0 \\ \kappa M_0 \left(\frac{\omega_c}{\omega}\right)^2 & \omega \rightarrow \infty \end{cases} \quad (10)$$

図2と図3に、大地震の地震モーメント M_0 で基準化した大地震の震源変位スペクトル振幅の振動数特性を示す。図2は $\kappa = 1$ の場合、図3は $\kappa = 5$ の場合に対応する。同じ図には、大地震の震源変位スペクトル振幅が ω^{-2} モデルの場合を太い実線で描いている。小地震の重ね合わせパラメータ N (重ね合わせ個数は N^2 である) と高振動数における伝達関数のパラメータ κ によって、大地震の震源変位スペクトル振幅の振動数特性が変わる様子がわかる。 $\kappa = 1$ では、 $N = 3$ のときほぼ ω^{-2} モデルに従うが、 $N = 10$, $N = 50$ と重ね合わせパラメータが大きくなるにつれ中間振動数において ω^{-2} よりもスペクトル振幅が小さくなり、高振動数では ω^{-2} モデルに従う。この傾向は $\kappa = 5$ の場合でも同様である。しかし、 $\kappa = 1$ の場合と比べると、小地震のコーナー振動数 $\omega_{c0} (= N\omega_c$ であるので、 ω_{c0} は図3の横軸の値が N となる振動数に対応する) より大きい振動数では、スペクトル振幅値は $\kappa (=5)$ 倍大きい。したがってパラメータ κ は、大地震の震源変位スペクトル振幅の高振動数領域の値をコントロールするパラメータであると解釈することができるのである。

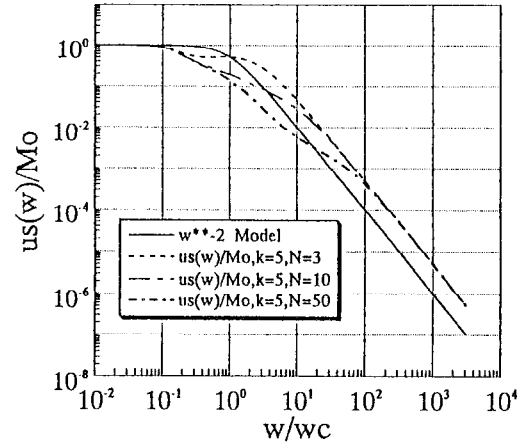


図3 Normalized spectra of the large earthquake by a random summation of the small earthquakes, compared to the ω^{-2} spectrum (heavy line). (In the case of $\kappa = 5$)

このように高振動数領域のスペクトル値が持ち上がる特徴は、5章に記述するように不均質断層モデルから予測されるものと同じ形状である。したがって不均質断層モデルの研究成果との関係から、パラメータ κ の推定値が検討できることになる(5章参照)。

3. 確率論的 point 震源モデルによるグリーン関数の作成方法

建設サイトに適切な小地震の記録がない場合にも、小地震の記録をグリーン関数として大地震の強震動を合成する方法を示す。この方法の詳細は著者らの論文⁶⁾に述べられているが、この種の理論的方法では、耐震工学分野では馴染みの少ない多くの断層パラメータが介在するため、ここでは工学的適用を考えるとときに重要であると考えて、4章の観測記録との比較においてモデルとそのパラメータの関係並びに具体的な数値を決めた根拠を明確にして置くために必要な計算式を再記し、パラメータの決定根拠を示すものとする。

確率論的グリーン関数として用いる地震動波形 $a(t)$ は非定常パワースペクトル $S_{aa}(t, \omega)$ を用いて次式により計算する。

$$a(t) = \sqrt{2} \sum_{j=1}^{N_\omega} \sqrt{2S_{aa}(t, \omega_j)} \Delta\omega \cos(\omega_j t + \phi_j) \quad (11a)$$

$$\omega_j = j\Delta\omega; \quad \Delta\omega = \frac{\omega_u}{N_\omega}; \quad j = 1, 2, \dots, N_\omega \quad (11b)$$

ここに、 ω_u は振動数の上限値で、これ以上の振動数では非定常スペクトルの振幅が数学的または物理的理由から十分に小さく、零とみなされる振動数である。式(11a)において、 ϕ_j は $(0, 2\pi)$ の間で一様分布を持つ互いに独立なランダム位相角である。非定常パワースペクトルは、次のように与えられるものとする。

$$S_{aa}(t, \omega) = \frac{1}{2\pi T} |W(t, \omega)|^2 |A(\omega)|^2 \quad (12)$$

$$|A(\omega)| = C A_S(\omega) A_D(\omega) A_A(\omega) \quad (13)$$

ここに、 $|W(t, \omega)|$ は定常パワースペクトルから非定常パワースペクトルを定義する修正関数である。 T は波形の主要動の継続時間で、式(18)の修正関数の場合、 $T = 1.84t^*$ で与えられる³³⁾。 $|A(\omega)|$ は、地震モーメント M_0 の断層から距離 R の観測点でのせん断波のフーリエスペクトル振幅である。 C 、 $A_S(\omega)$ 、 $A_D(\omega)$ 、 $A_A(\omega)$ は、それぞれ、振幅定数、震源スペクトル、伝播経路特性、およびサイト特性を表す係数である。振幅定数と震源スペクトルは次式で与えられる¹²⁾。

$$C = \frac{R(\theta, \varphi) F V}{4\pi \rho C_S^3} \quad (14)$$

$$A_S(\omega) = \frac{M_0 \omega^2}{1 + (\omega/\omega_c)^2} \quad (15)$$

ここに、 $R(\theta, \varphi)$ は震源からの地震波の放射パターンに対する平均補正係数、 F は自由表面の影響による波動の増幅補正係数、 V は2方向の水平成分のエネルギー分配を説明する低減係数である。 ρ は媒質の密度、 C_S は媒質のせん断波速度である。 ω_c はコーナー振動数である。伝播経路特性¹²⁾とサイト特性^{34), 35)}は次式で与える。

$$A_D(\omega) = \frac{1}{1 + (\omega/\omega_{max})^n} \frac{1}{R} \exp\left(-\frac{\omega R}{2QC_S}\right) \quad (16)$$

$$A_A(\omega) = \frac{\sqrt{1 + 4h_g^2 \left(\frac{\omega}{\omega_g}\right)^2}}{\sqrt{\left(1 - \left(\frac{\omega}{\omega_g}\right)^2\right)^2 + 4(h_g^2) \left(\frac{\omega}{\omega_g}\right)^2}} \quad (17)$$

ここに、 $A_D(\omega)$ の式において右辺第1因子は地震波の高振動数 ω_{max} を遮断するフィルターを表す。ここでは、 $n = 1$ を仮定する。右辺第2因子はせん断波の幾何学的減衰特性を表す。右辺第3因子は、地震波のエネルギーが地殻や地盤材料の非弾性的性質により消費される材料減衰 Q の効果を表

す。本研究において表層地盤による地震波の増幅特性 A_A には、金井・田治見スペクトル^{34), 35)}を採用している。 ω_g は表層地盤の卓越振動数、 h_g は増幅率を制御するパラメーターである。硬い地盤では、 $\omega_g = 15.6$ (rad/s)、 $h_g = 0.6$ が用いられる。

修正関数 $|W(t, \omega)|$ は、木村と亀田(1987)⁸⁾による非定常スペクトルモデルを簡略式で近似化した次式を用いるものとする。

$$|W(t, \omega)| = \frac{e^{-(c_1\omega + c_2)t} - e^{-(c_3\omega + c_4)t}}{e^{-(c_1\omega + c_2)t^*} - e^{-(c_3\omega + c_4)t^*}} \quad (18a)$$

$$t^* = \frac{\ln(c_1\omega + c_2) - \ln(c_3\omega + c_4)}{(c_1\omega + c_2) - (c_3\omega + c_4)} \quad (18b)$$

ここに、

$$c_1 = [(6\Delta - 1600)M + 14000 - 54\Delta] \times 10^{-6} \quad (18c)$$

$$c_2 = [(4\Delta - 1000)M + 9500 - 36\Delta] \times 10^{-4} \quad (18d)$$

$$c_3 = [(6\Delta - 1600)M + 15000 - 54\Delta] \times 10^{-6} \quad (18e)$$

$$c_4 = [(4\Delta - 1000)M + 9510 - 36\Delta] \times 10^{-4} \quad (18f)$$

ここに、 M は地震のマグニチュード、 Δ は震央距離(km)を表す。

4. 観測記録による検証例

4.1 経験的グリーン関数による波形合成

検証のために用いた観測記録は電力中央研究所の強地震観測資料⁹⁾における観測点・波形番号MYZ2-007とMYZ2-009のNS方向の加速度記録である。観測点の位置(宮崎)と地盤条件は次のようである：

MYZ2(位置N31°51.42', E131°25.63', 砂岩)。

日向灘を震源とする本震と余震の諸元は次のようである：

本震($M = 6.6$, 位置N31°58.20', E132°03.80', 深さ48km, 発震時1987/03/18/12:36:29.0);

余震($M = 5.0$, 位置N32°04.00', E132°03.60', 深さ48km, 発震時1987/03/18/14:00:18.4)。

余震分布の資料(宮崎地方気象台)に基づいて、本震の断層の大きさを決めた¹⁰⁾。またCMT解¹¹⁾から表1のように断層パラメータを決めた。小地震の地震モーメントは佐藤(1989)¹⁴⁾による次式から表2のように決めた。

$$m_0 = 10^{(1.5M + 16.2)} \quad (19)$$

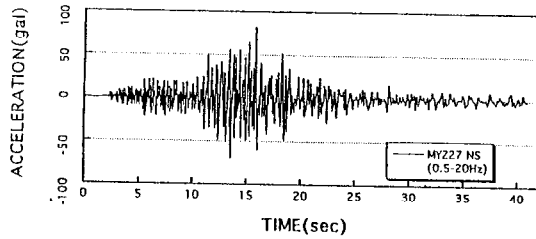


図4 Recorded ground acceleration (NS component) of the mainshock (MYZ2-7) in the frequency range of 0.5 to 20 Hz

したがって式(4)から、 $N = 6$ と分割数を決定した。なお表1に示す本震の震源パラメータの内、震源立ち上がり時間(Rise Time)、S波速度(S-wave Velocity)、破壊伝播速度(Rupture Velocity)に関しては、合成波形と観測波形を比較しながら試行錯誤の結果、表1のような値を採用している。

表1 Source parameters of the mainshock (MYZ2-7)

Parameters Name	Value	Unit
Fault Strike	$N182^{\circ}E$	
Fault Dip	64	degree
Fault Length	21	km
Fault Width	14	km
Seismic Moment	1.2×10^{26}	dyn · cm
Magnitude	6.6	
Rise Time	1.25	sec
S-wave Velocity	3.7	km/sec
Rupture Velocity	2.7	km/sec

表2 Source parameters of the aftershock (MYZ2-9)

Parameters Name	Value	Unit
Seismic Moment	5.0×10^{23}	dyn · cm
Magnitude	5.0	

地震計の特性から、振動数0.5-20Hzの範囲において検討した。図4と図5には、この振動数範囲以外をカットした本震と余震による加速度波形のNS成分を示す。この余震による加速度波形をグリーン関数として用い、式(1)により本震の波形を合成した。式(3)におけるパラメータ κ に関しては、合成波形の位相特性がこのパラメータに影響されず振幅特性のみがこのパラメータにほぼ比例する⁶⁾。このことより、このパラメータを変化させて合

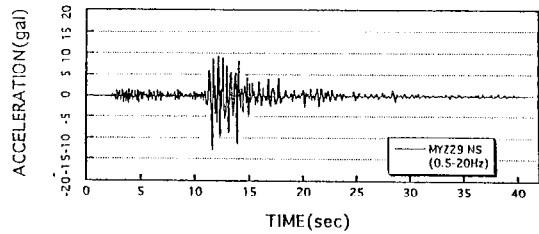


図5 Recorded ground acceleration (NS component) of the aftershock (MYZ2-9) in the frequency range of 0.5 to 20 Hz

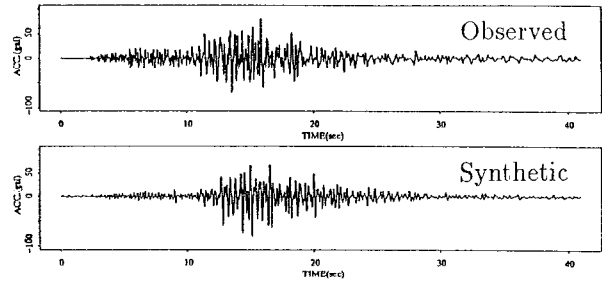


図6 Synthetic ground acceleration (below) using empirical Green's function (MYZ2-9NS), and recorded ground acceleration (above) of the mainshock (MYZ2-7NS)

成波形と観測波形の最大値がよく一致する条件より、 $\kappa = 1.3$ を採用している。このようにして合成した波形を本震の加速度波形とともに図6に示す。また図7には、これらの波形による応答スペクトルを比較している。これらの比較図より、余震記録の波形を用いた合成波形とその加速度応答スペクトルは、本震の観測波形とその加速度応答スペクトルと比較的よく一致していることがわかる。

4.2 確率論的グリーン関数による波形合成

次に、3章の確率論的震源モデルから計算で求めたマグニチュード5.0の地震波形(以後、SIM-5)を余震の波形とみなして、本震(M6.6)による加速度波形(MYZ2-7)を再現することを試みる。計算にあたり、本震の震源パラメータ、および断層モデルは表1のものを用いる。確率論的震源モデルによる地震波形の作成に当たっては、震源位置と地震のマグニチュードは本研究で用いた余震と同じとする。したがってSIM-5の地震諸元は以下のようなになる:

マグニチュード $M = 5.0$,

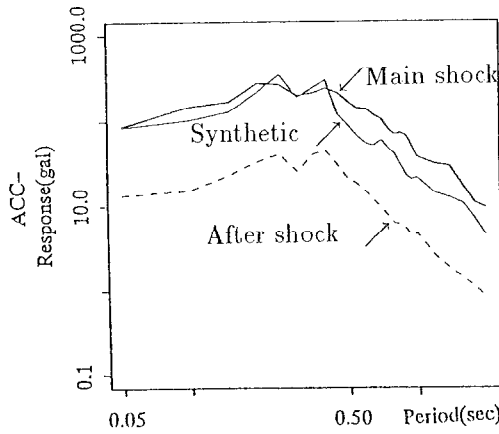


図7 Response acceleration spectrum for 0.05 damping ratio of the synthetic ground acceleration using empirical Green's function (MYZ2-9NS), compared to the response acceleration spectra of the recorded ground accelerations of the mainshock(MYZ2-7NS) and the aftershock(MYZ2-9NS)

震源距離 $R = 77.94\text{km}$,
(震央距離 61.41km).

地震モーメントは、表2のものを用いた。3章に示した他のパラメータの考察は文献(6)に示すが、以下のようにして決めた。

震源スペクトルの振幅定数は通常以下の値が用いられるのでこれを用いた¹²⁾：

$$R(\theta, \phi) = 0.63, \quad F = 2.0, \quad V = 0.5.$$

コーナー振動数 ω_{c0} は次式から決めた¹²⁾。

$$\omega_{c0} = 2\pi \times 4.9 \times 10^6 C_S \left(\frac{\Delta\sigma}{m_0} \right)^{1/3} \quad (20)$$

断層の応力パラメータは、 $\Delta\sigma = 300$ と仮定し、結局、以下のものを用いた：

$$\omega_{c0} = 9.60 \text{ (rad/sec)}.$$

この値は、式(8a)と式(8c)において、 $N=6$ 、 $\tau=1.25$ (sec)を代入した小地震のコーナー振動数に等しい。応力パラメータ $\Delta\sigma=300$ は、一般的な値よりも大きいようにも考えられるが、Papageorgiou and Aki²⁸⁾は、200から400 (bars)を推定している。

高振動数の遮断振動数に関しては、釜江らの経験式⁴⁾を用いて以下のような値を決定した：

$$\omega_{max} = 2\pi \times 10^{(1.824 - 1.16M)} = 66.4 \text{ (rad/s)}.$$

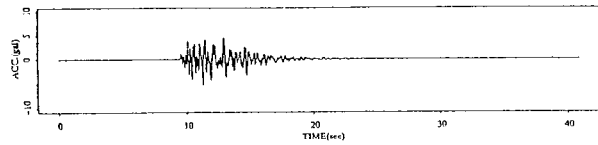


図8 A simulated sample ground acceleration of the small earthquake (M5)

地盤の材料減衰特性係数 Q 値は、以下の式¹³⁾より決めた：

$$Q = 10^{(q_1 \log(\omega/2\pi) + q_2)},$$

$$q_1 = 0.64, \quad q_2 = 2.1.$$

観測点の岩盤増幅特性として：

$$\omega_g = 15.6, \quad h_g = 0.6.$$

パラメータ κ に関しては、最初 $\kappa = 1$ を仮定し、乱数を変えて20波のサンプル波形を作成し、これから20波の合成波形を求めた。その合成波形の平均最大加速度がほぼ観測波形の最大加速度と同じになるような条件から、最終的に $\kappa = 3.0$ と決めた。

上述のパラメータを用いて作った $M5$ の確率論的震源モデルによるサンプル加速度波形を図8に示す。このサンプル波形を2章の方法で合成した波形と本震の記録波形を図9に比較して示す。図10はこれらの波形の応答スペクトルによる比較を示す。これらの比較図より、3章に示した確率論的震源モデルによる確率論的グリーン関数を用いた合成波形とその加速度応答スペクトルは、本震の観測波形とその加速度応答スペクトルと比較的よく一致していることがわかる。

5. 震源破壊伝播特性とモデルパラメータ κ に関する考察

高振動数地震波の説明のために、不均質断層モデルの研究がこれまで地震学分野で発展してきた。これらは断層破壊の物理に基づくが、観測される地震波は、種々の不均質性の影響が混在した結果として観測されるものであるため、観測波形の解析から種々の不均質性を分離することは難しく、不均質断層モデルの検証に弱点があると思われる。2章で述べたように、著者らは強震動の工学的予測に重点を置けば、種々の不均質断層モデルから得られる震源スペクトル特性に着目した経験的モ

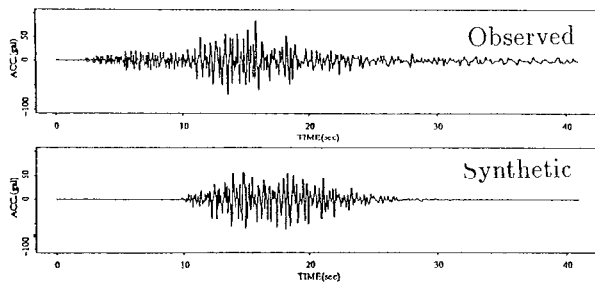


図9 Synthetic ground acceleration (below) using stochastic Green's function, and recorded ground acceleration (above) of the mainshock (MYZ2-7NS)

デルの方が現状では意義があると考え、不均質性を表現するモデルパラメータ κ を提案した。ここでは、2章の提案モデルの意義をより明確にするために、不均質断層モデルに関するこれまでの研究成果とパラメータ κ の関係を明確にして、その予測値を探るものとする。

長さや幅が数 10 km、時には 100 km を越えるような大きい断層面上での食い違い量や応力降下量が場所によらず一定であるとする仮定は現実には受け入れ難いと考えられ、以下のような不均質断層モデルに関する論文が発表されている。

平澤¹⁵⁾ は、断層面上での応力降下量が場所によって変わる震源モデルを提案した。このモデルでは、応力降下量 $\Delta\sigma^*$ の場所的な分布特性は、平均値 $E[\Delta\sigma^*]$ と 2 乗平均値の平方根 $\sqrt{E[(\Delta\sigma^*)^2]}$ とで表現されている。このモデルから期待される長周期地震波の強度は均質断層モデルのそれに一致する。しかし短周期地震波の強度は $\sqrt{E[(\Delta\sigma^*)^2]}$ に比例し、短周期地震波の強度は均質断層モデルのものよりも大きくなる。観測記録との対比から、 $\sqrt{E[(\Delta\sigma^*)^2]}/E[\Delta\sigma^*]$ の値として、1.8-2.6 を得ている。

また震源スペクトルの確率統計学的モデルとしては、Aki¹⁶⁾ の ω^{-2} モデルが有名である。コーナー振動数 ω_c 以上の振動数領域では、震源変位スペクトルは ω^{-2} に比例する。したがって加速度スペクトルで表示すると、 ω_c 以上で一定となる。しかし、 ω^{-2} モデルでは表面波マグニチュードと実体波マグニチュードとの間の関係をうまく説明できないとして、Aki¹⁷⁾ は ω^{-2} モデルの改良を行っている。改訂モデル (Revised Model B) では、 ω_c

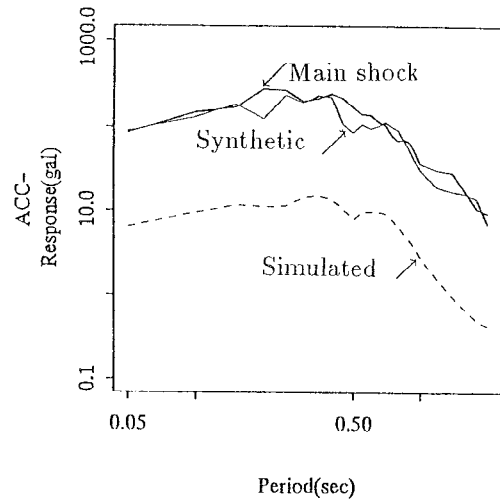


図10 Response acceleration spectrum for 0.05 damping ratio of the synthetic ground acceleration using stochastic Green's function, compared to the response acceleration spectra of the recorded ground accelerations of the mainshock (MYZ2-7NS) and the simulated ground acceleration

よりも高いある振動数以上の振動数帯域のスペクトルが ω^{-2} モデルよりも持ち上がっている。また Gusev¹⁸⁾ や Koyama ら¹⁹⁾ も観測事実を説明するためには高振動数部分が ω^{-2} モデルよりも持ち上がった震源スペクトルを考える必要があることを示している。このように高振動数地震波が ω^{-2} モデルから期待されるよりも大きくなる原因として、Aki²⁰⁾ は断層破壊伝播の不均質性のせいであろうとしている。

Izutani²¹⁾ は、均質断層モデルの震源スペクトルと平澤モデルの震源スペクトルとを継ぎ合わせて、図11のような震源スペクトルを用いることを提案している。この震源スペクトルの形状は、Aki¹⁷⁾ の Revised Model B、Gusev¹⁸⁾ や Koyama ら¹⁹⁾ の震源スペクトルと非常によく似ている。さらに Izutani^{21),22)} は記録の解析から、 $\sqrt{E[(\Delta\sigma^*)^2]}/\Delta\sigma$ の値として、2から10を得ている。

鈴木²³⁾、鈴木・平澤²⁴⁾ は大地震の断層面を細かく分割しその各々の断層要素上での応力降下量を乱数を用いて与えることによって加速度波形の合成を行い、震源スペクトルの形状が図11のようになり、低振動数領域 (図11の $\omega_c \sim \omega_B$) におけるスペクトル振幅レベルは $E[\Delta\sigma^*]$ 、高振動数領域 (図11の ω_c^* 以上) のスペクトル振幅レベルは

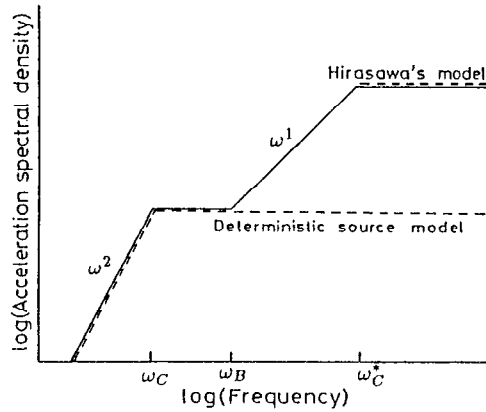


図11 Schematic source acceleration spectra suggested by Izutani^{(21), (22)}

$\sqrt{E[(\Delta\sigma^*)^2]}$ に比例することを示している。また彼らは、 ω_c^* は断層要素を独立な均質断層と考えた場合のコーナー振動数に相当することも示している。

Papageorgiou and Aki^{(25), (26)} の specific barrier model では、断層面上の各クラックの応力降下量 (local stress drop $\Delta\sigma_l$) および、断層全体の面積と平均的な食い違い量とから計算によって求められる global stress drop $\Delta\sigma_g$ が現われる。カリフォルニアの地震について、 $\Delta\sigma_l=200$ から 400 bars を得ている。これを Purcaru and Berckhemer⁽²⁷⁾ による $\Delta\sigma$ の値と比べると、 $\Delta\sigma_l/\Delta\sigma_g$ は 5~40 にもなる。このモデルから期待される加速度震源スペクトルもやはり図11のような形状を示すことが Papageorgiou and Aki⁽²⁸⁾ によって確認されている。低振動数スペクトル振幅レベルは $\Delta\sigma_g$ に、高振動数スペクトル振幅レベルは $\Delta\sigma_l$ に比例し、 ω_c^* は各クラックから射出される地震波スペクトルのコーナー振動数に相当することになる。

Hanks and McGuire⁽²⁹⁾ はカリフォルニアの強震記録を解析し、応力降下量の値は約 100 bars としているが、この値は低振動数地震波の解析から得られている $\Delta\sigma$ の値に比べて大きいものでは約 10 倍に相当する。 $\Delta\sigma$ は static stress drop、 $\Delta\sigma_d$ は dynamic stress drop と呼ばれる。 $\Delta\sigma_d$ は平澤モデル⁽¹⁵⁾ の $\sqrt{E[(\Delta\sigma^*)^2]}$ や Papageorgiou and Aki^{(25), (26)} の $\Delta\sigma_l$ に相当するパラメーターである。Boore⁽¹²⁾ は Hanks and McGuire⁽²⁹⁾ の震源スペクトルを用い

て加速度波形を合成する手法を提案しており、この震源スペクトルは原田ら⁽⁶⁾によっても小地震記録の合成に応用されている。

ところで従来の経験的グリーン関数による地震動の合成法では、震源スペクトルは ω^{-2} モデルに従うとして扱われることが多い⁽¹⁾。断層が小さく比較的均質であると考えてもよい小地震を扱う際にはそれでよいかも知れない。しかし上に述べたように大地震を扱う際には断層は不均質と考えるのが適切であろう。したがって、 ω^{-2} モデルではなく、図11のような震源スペクトルを持つモデルを考える方が現実をより適切に表現しているであろう。Irikura⁽⁷⁾は震源スペクトルが ω^{-2} モデルに従わない場合について、specific barrier model を応用した合成法を提案している。また Takemura and Ikeura⁽³⁰⁾ は断層面上での食い違い量が断層要素毎に異なっている場合についての経験的グリーン関数による地震動合成法を提案している。Danら^{(31), (32)}は小地震と大地震の stress drop 比を考慮した合成法を提案している。

著者らが提案している震源スペクトルは、本論文の2章の図3に示したように、合成される地震動の震源スペクトルは要素地震 (小地震) のコーナー振動数 ω_{c0} 以上の高振動数部分が ω^{-2} モデルに比して κ だけ持ち上がり、加速度スペクトルで表示すると図11と同様なスペクトル形状を示すことになる。

今後の課題は、将来の大地震に伴う地震動の合成に際して、 κ を如何に与えるかである。 κ は上述の $\sqrt{E[(\Delta\sigma^*)^2]}/E[\Delta\sigma^*]$, $\sqrt{E[(\Delta\sigma^*)^2]}/\Delta\sigma$, $\Delta\sigma_l/\Delta\sigma_g$, $\Delta\sigma_d/\Delta\sigma$ に相当する量であり、過去の研究では、Papageorgiou and Aki^{(25), (26)} のカリフォルニアの地震についての極端な値を除くと、ほぼ 1~10 と推定されている。本論文の4章で検討した日向灘地震では、 κ として 1.3~3 程度の値が適当であった。また合成された地震動の ω_{c0} (式(8a)または図11では ω_c^* に相当する) は用いた小地震 (要素地震) の大きさに関係するため、 ω_{c0} についても適当な基準が必要となる。 κ や ω_{c0} の値は、断層の不均質特性に関係したパラメーターであり、地震が発生する地域の地殻の不均質性を反映しているであろう。そのため、地震発生地域によってそれらの値が異なっている可能性もある。

6. まとめ

本研究では、確率論的震源モデルから計算される波形をグリーン関数（これを確率論的グリーン関数と呼ぶこととする）として用い、大地震の断層破壊伝播、断層の大きさと観測点の幾何学的関係を考慮して大地震による強震動の波形合成法を提案した。この方法の理論的検討は、すでに著者らの論文⁶⁾で行なっているが、本論文では、特に提案した波形合成法における高振動数領域の波形特性を支配するパラメータ(κ)に関する物理的考察を震源スペクトルの特性から行なうことによって、これまでの震源スペクトルに関する研究成果との関係並びにそのパラメータの具体的な数値の取扱いを明確にすること、また実地震による観測波形との比較を通して本提案モデルの適用性を検討すること、に重点がおかれている。提案した波形合成法を検証するために、1987年日向灘地震(M6.6)による観測加速度波形を、その余震による波形および確率論的グリーン関数から合成し再現した。本論文の結論をまとめると以下のようになる。

(1) 提案した波形合成法は、建設サイトに適切な小地震の記録波形がない場合でも、大地震による強震動を予測するために利用できる特長を有する。

(2) 提案した波形合成法では、小地震の震源特性には1つのコーナー振動数を有する ω^{-2} モデルを仮定している。大地震の震源スペクトル特性は、大地震の断層破壊時間、大地震の震源立ち上がり時間および小地震の震源立ち上がり時間からそれぞれ定まる3つのコーナー振動数を有する。第3のコーナー振動数以上の高振動数領域のスペクトル振幅レベルはパラメータ κ によって変えられるという特性を有する。

(3) このような大地震の震源スペクトル特性は、地震学の分野でこれまでに提案されている種々の不均質断層モデルから得られる震源スペクトル特性と類似している。これらのモデルとの比較から、本提案モデルのパラメータ κ は均質断層モデルと不均質断層モデルにおける応力降下量比に相当する量で、大地震の断層の不均質性に関係するパラメータであることがわかった。

(4) 1987年日向灘地震(M6.6)の余震記録および確率論的グリーン関数から合成した本震の加速度波形は、パラメータ κ の値として1.3-3.0を用いる

といずれも観測波形の特性をよく表現した。

謝辞

本震と余震の資料とその分布図に関して、新名幸雄主任専門官（宮崎地方気象台）および断層モデル決定において、入倉孝次郎教授（京都大学防災研究所）から多くの事項をお教え頂いた。ここに記して感謝の意を表する次第である。

参考文献

- 1) 入倉孝次郎, 震源のモデル化と強震動予測, 地震第2, 第46巻, pp.495-512, 1994.
- 2) Hartzell, S.H., Earthquake Aftershock as Green's Function, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.5, pp.104, 1978.
- 3) Joyner, W.B. and Boore, D.M., On Simulating Large Earthquakes by Green's Function Addition of Smaller Earthquakes, *Earthquake Source Mechanics*, Maurice Ewing Series 6, edited by Das, S. and Boatwright, J., pp.269-273, 1986.
- 4) 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長, 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, pp.1-9, 1991.
- 5) 佐藤知美, 川瀬博, 佐藤俊明, 観測記録から同定した地震動の統計的特性と地盤の非線形性を考慮した強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第463号, pp.27-37, 1994.
- 6) 原田隆典, 田中剛, 田村好文, 震源特性を考慮した地震動のシミュレーション手法, 土木学会論文報告集, 第507号/I-30, pp.209-217, 1995.
- 7) Irikura, K., Prediction of Strong Acceleration Motions using Empirical Green's Function, *Proc. of 7th Japan Earthquake Engineering Symposium*, pp.151-156, 1986.
- 8) 木村淳二, 亀田弘行, 地盤の非線形増幅を考慮した地震動の応答スペクトルのアテニュエーション特性に関する不規則振動解, 京都大学耐震研究報告, No.87-2, 1987.
- 9) 矢島浩, 強地震観測資料集, 第6巻, U93031, 電力中央研究所報告, 平成5年(1993).
- 10) 入倉孝次郎教授, 京都大学防災研究所, との私信, 1994.

- 11) Dziewonski, A.M., Ekstrom, G., Woodhouse, J.H., and Z-Wart, G., Centroid-Moment Tensor Solutions for January-March, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.50, pp.116-126, 1988.
- 12) Boore, D.M., Stochastic Simulation of High Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of Radiated Spectra, *Bull. of Seism. Soc. of Am.*, Vol.73, pp.1865-1894, 1983.
- 13) Kiyono, J., Identification and Synthesis of Seismic Ground Motion in Structural Response Analysis, *PhD thesis, Dept. of Civil Engineering, Kyoto University*, 1992.
- 14) 佐藤良輔編, 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 1989.
- 15) 平澤朋郎, 確率モデルによる最大加速度の予測, 自然災害特別研究成果, 地震活動と震害分布, pp.35-45, 1979.
- 16) Aki, K., Scaling Law of Seismic Spectrum, *J. Geophys. Res.*, Vol.72, pp.1217-1231, 1967.
- 17) Aki, K., Scaling Law of Earthquake Source Time-Function, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, Vol.31, pp.3-25, 1972.
- 18) Gusev, A.A., Descriptive Statistical Model of Earthquake Source Radiation and Its Application to an Estimate of Short-Period Strong Motion, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, Vol.74, pp.787-808, 1983.
- 19) Koyama, J., Takemura, M. and Suzuki, Z., A Scaling Model for Quantification of Earthquakes in and near Japan, *Tectonophysics*, Vol.84, pp.3-16, 1982.
- 20) Aki, K., Strong Motion Seismology, in *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation* (ed. H. Kanamori and E. Boschi), pp.233-250, 1983.
- 21) Izutani, Y., A Statistical Model for Prediction of Quasi-Realistic Strong Ground Motion, *J. Phys. Earth*, Vol.29, pp.537-557, 1981.
- 22) Izutani, Y., Source Parameters Relevant to Heterogeneity of a Fault Plane, *J. Phys. Earth*, Vol.32, pp.511-529, 1984.
- 23) 鈴木保典, 移動震源確率モデルから発生する地震波, 自然災害特別研究成果, 断層運動における短周期挙動と入力地震波の推定, pp.139-149, 1984.
- 24) 鈴木保典, 平澤朋郎, 断層運動微細構造のモデル化, 自然災害特別研究成果, 大地震時における都市生活機能の被害予測とその保全システムに関する研究, pp.21-26, 1984.
- 25) Papageorgiou, A.S. and Aki, K., A Specific Barrier Model for the Quantitative Description of Inhomogeneous Faulting and the Prediction of Strong Ground Motion I. Description of the Model, *Bull. of Seism. Soc. of Am.*, Vol.73, pp.693-722, 1983.
- 26) Papageorgiou, A.S. and Aki, K., A Specific Barrier Model for the Quantitative Description of Inhomogeneous Faulting and the Prediction of Strong Ground Motion II. Applications of the Model, *Bull. of Seism. Soc. of Am.*, Vol.73, pp.953-978, 1983.
- 27) Purcaru, G. and Berckhemer, H., Quantitative Relations of Seismic Source Parameters and a Classification of Earthquakes, *Tectonophysics*, Vol.84, pp.57-128, 1982.
- 28) Papageorgiou, A.S. and Aki, K., Scaling Law of Far-Field Spectra Based on Observed Parameters of the Specific Barrier Model, *PAGEOPH*, Vol.123, pp.353-374, 1985.
- 29) Hanks, T.C. and McGuire, R.K., The Characteristics of High Frequency Strong Ground Motion, *Bull. of Seism. Soc. of Am.*, Vol.71, pp.2071-2095, 1981.
- 30) Takemura, M. and Ikeura, T., A Semi-empirical Method using a Hybrid of Stochastic and Deterministic Fault Models, Simulation of Strong Ground Motion During Large Earthquakes, *J. Phys. Earth*, Vol.36, pp.89-106, 1988.
- 31) Dan, K., Watanabe, T., and Tanaka, T., A Semi-Empirical Method to Synthesize Earthquake Ground Motions Based on Approximate Far-Field Shear-Wave Displacement, 日本建築学会構造系論文報告集, 第396号, pp.27-34, 1989.

- 32) Dan, K., Ishii, T., and Ebihara, M., Estimation of Strong Ground Motions in Meizoseismal Region of the 1976 Tangshan, China, Earthquake, *Bull. of Seism. Soc. of Am.*, Vol.83, pp.1756-1777, 1993.
- 33) Ohsumi, T., Harada, T. and Darama, H., Engineering Simulation of Ground Motions using a Seismological Model, *Proceedings of 7th International Conference on Structural Safety and Reliability*, Kyoto, November 24-28, 1997.
- 34) Kanai, K. Semi-empirical Formula for the Seismic Characteristics of the Ground, *Bull. of Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, Vol. 35, pp.309-325, 1957.
- 35) Tajimi, H., A Statistical Method of Determining the Maximum Response of a Building Structure during an Earthquake, *Proceedings of 2nd World Conference of Earthquake Engineering, Tokyo and Kyoto*, Vol. II, pp.781-798, July 1960.

(1998年4月24日受付)