耐震設計用地震動予測モデルの有効性の検証 (1)

VALIDATION STUDY OF FORWARD PREDICTION MODEL OF EARTHQUAKE GROUND MOTION FOR SEISMIC DESIGN OF STRUCTURAL SYSTEMS (1)

河野 允宏*

Masahiro KAWANO

Theoretical ground motion model presented here is tested against Miyagi-oki earthquake of June 12, 1978 observed at the stations Ofunato and Shiogama. The Green's functions of Ofunato and Shiogama are calculated exactly using the reported epicentral distance and focal depth. The theoretical ground motion models are estimated by the convolution of their Green's functions and the one source function derived by Inversion method.

The wave form and Fourier spectra functions of the theoretical ground motion models agree well with the corresponding ones of Ofunato and Shiogama.

Keywords : *theoretical ground motion, verification, Inversion, wave form function, Fourier spectra function, Miyagi-oki earthquake*

理論地震動, 有効性の検証, インバージョン, 波形関数, フーリエ・スペクトラ関数,
宮城県沖地震

1. 序

構造物系の合理的耐震設計を行うには、震源特性、伝播体地盤特性、表層地盤特性、構造物系の動力学特性を含めた総合系としての耐震安全性評価尺度と現実の地震被害状況との対応関係を探ることができるような地震動モデル作成が重要な研究課題となりつつある。この目的で過去に、地震動モデルを作成し、観測地震動を対象に、その有効性の検証を試みた研究は数多くある。しかしながら、これらの研究では、ほとんどの場合、地震動モデルを規定するパラメータを変動させ、観測地震動特性に合致させるという backward process からの検証が行われている。このような地震動モデルは、対象とした地震動特性の範囲では比較的よい対応を示すが、将来発生する地震動特性や他地域の地震動特性を予測することが難しい場合が多い。これは、このような地震動モデルを規定するパラメータと地震波の構成との明確な対応を欠いていることが原因である。著者は、この問題を克服するために、伝播体地盤や表層地盤の客観的データや将来断層破壊が発生する可能性のある位置が分かれば、問題とする地点の地震動を予測できる、いわゆる forward process からの地震動予測モデル作成の試みを行っている^{1)~5)}。それらで示された地震動モデルは、地盤特性および震源特性を波動伝播理論に基づいて与えている

ため、それらの特性を支配する key parameter の変動による波動の変動条件、機構が明確に示されるので、地震動モデルと実地震動特性の構成条件との対応関係が明らかになると考えられる。ここでは、上記の観点に立ち、文献1), 2), 3), 4), 5) で示された地震動モデルの有効性の検証を宮城県沖地震(1978年6月)を対象に forward process から試みる。すなわち、宮城県沖地震は、多点の同時記録、観測点の地盤性状、断層破壊領域、走向、滑り方向、震源深さ、震央距離等が研究報告されているので、ここで作成された地震動モデルを規定するパラメータとして、報告された諸物理量をそのまま忠実に与えることを原則として、地震動モデルによる観測地震動の再現を試みる。ただし、断層での破壊過程の時間履歴は報告されていないので、大船渡の N 41°W の1成分のみインバージョンを適用し、震源関数を規定する。検証の方法は、最初に、大船渡、塩釜の水平2成分のグリーン関数を報告されている諸物理量に従って忠実に評価する。次に、上記に評価した1つの震源関数と大船渡、塩釜の各水平2成分のグリーン関数との重畳により、地震動モデルを作成し、それらの波形関数、定常スペクトル特性を対応する観測地震動の物理量の比較により、ここで示されている耐震設計用地震動の予測モデルの有効性を、ブラインド・テストに近い状況で検証を行う。

* 京都大学工学部建築学第2学科 助教授・工博

Assoc. Prof., Dept. of Architectural Engineering, Faculty of Engineering, Kyoto Univ., Dr. Eng.

2. 宮城県沖地震（1978年6月）

宮城県沖地震は、数多くの研究者により調査され、その研究資料は膨大である。それらの中で、ここでの地震動モデルのグリーン関数作成に必要なデータのみ示す。

2.1 観測点と断層面との位置関係

大船渡および塩釜の観測点と断層面との位置関係は Fig. 11 に示されている。この地震の断層面は Seno⁶⁾ によって調べられており、Fig. 1 のような 3 面の断層モデルに抽象化されている。断層面の領域、走向方向、傾斜角および断層活動に伴う物理量は Table 1 に示されている。

Fig. 1 断層モデル

Table 1 宮城県沖地震の断層パラメータ

	単位	3面モデル		
		第1面	第2面	第3面
気象庁マグニチュード		7.4		
地震モーメント	dyn·cm	0.5E27	1.3E27	1.3E27
走向		N190E	N160E	N190E
断層長さ	km	10	27	24
断層幅	km	17	34	34
断層上端深さ	km	28	23	38
断層傾斜角	度	20	20	20
くいちがいの方向	度	76	76	76
平均変位量	m	4.2	2.0	2.3
ライズタイム	sec	1	2	2
破壊伝播速度	km/sec	3.7	3.2	3.2
S波速度	km/sec	4.33	4.32	4.33
応力降下量	bar	550	110	135
イベント間隔	sec	3		8

2.2 観測点近傍の地盤性状

大船渡、塩釜の観測点の地盤性状は、平沢⁷⁾、小林⁸⁾らによって Table 2 の左側に示すように報告されている。

2.3 観測地震動

大船渡および塩釜の地震動は、港湾技術研究所によって観測され、数値化された加速度記録⁹⁾である。本研究では、更にフィルターを用いた積分により長周期成分を

Fig. 2 地盤モデル

Table 2 大船渡、塩釜の地盤構造

	層厚 h(km)	S波速度 Vs(km/sec)	密度 ρ(g/cm ³)	Qs値	m ₁₂	ρ ₀₁	η ₁
第1層	0.36	1.5	2.3	100	2.4	0.9	0.01
基盤		3.0	2.5	200			

大船渡の地盤構造 (平沢 [1980] より)

	層厚 h(km)	S波速度 Vs(km/sec)	密度 ρ(g/cm ³)	Qs値	m ₁₂	ρ ₀₁	η ₁
第1層	0.024	0.08	1.6	8	6.3	0.8	0.01
第2層	0.003	0.3	1.8	10			
第3層	0.093	0.7	2.0	30			
第4層	0.08	1.5	2.3	100			
基盤		3.0	2.5	200			

塩釜の地盤構造 (kobayashi et al. [1978] より)

Table 3 フィルターのカット振動数

観測点	大船渡			塩釜		
成分	N41W	E41N	DOWN	EAST	SOUTH	DOWN
振動数(Hz)	0.270	0.123	0.441	0.111	0.209	0.221

OHFUNATO N41W DIS.
(×2PI HZ)

(a) N41°W

OHFUNATO E41N DIS.
(×2PI HZ)

(b) E41°N

Fig. 3 大船渡の変位スペクトル特性

SIOGAMA SOUTH DIS.
(×2PI HZ)

(a) SOUTH

SIOGAMA EAST DIS.
(×2PI HZ)

(b) EAST

Fig. 4 塩釜の変位スペクトル特性

カットした速度記録, 変位記録も用いている。変位, 速度を計算する場合のカット振動数が Table 3 に示されている。大船渡 N 41°W, E 41°N 成分, 塩釜の SOUTH, EAST 成分の変位スペクトル特性が Figs. 3(a), (b), Figs. 4(a), (b) にそれぞれ示されている。

3. 大船渡および塩釜のグリーン関数

グリーン関数を評価するには, 観測点近傍の地盤, 地震基盤を含み震源までの伝播体地盤, 表層地盤のモデル化を行う必要がある。また, この評価に重要なパラメータとしては, 断層面上で破壊が進行するに従って, 変化する震源深さと, 震央距離の比, 震源および観測点の方位特性の設定が必要である。地盤モデルのグリーン関数の評価式は別の論文報告集に掲載の予定である。評価式を誘導するための基本的文献¹¹⁾の紹介を行っておく。

3.1 伝播体地盤および表層地盤モデル

地震動の 1 次の卓越周期に主眼を置く場合, グリーン関数の評価のための地盤モデルは, Fig. 2 に示すような震源から表層地盤直下の地震基盤までを, 半無限ランダム地盤媒質で, ボーリングや弾性波探査等によって比較的信頼できる地盤性状が分かる表層地盤は, 確定系地盤とする, 2 層平行層地盤に抽象化する。観測点近傍の地盤性状は, Table 2 の左側のように, 大船渡は 2 層の, 塩釜は多層のせん断波速度層から成り立っている。大船渡および塩釜の地盤モデルは, Table 2 の右側のように設定する。塩釜の地盤のモデル化においては, 表層地盤のせん断波速度, 密度, Poisson 比を各層の深さに比例して次のような算術平均により設定する。

$$\left. \begin{aligned} \langle V_s \rangle &= \frac{\sum_{i=1}^n V_{si} H_i}{H}, & \langle \rho \rangle &= \frac{\sum_{i=1}^n \rho_{0i} H_i}{H}, \\ \langle \nu \rangle &= \frac{\sum_{i=1}^n \nu_{0i} H_i}{H}, & H &= \sum_{i=1}^n H_i \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots (1)$$

H_i : 各層の層厚, n : 層数

この地盤モデルは第 1 層の物理量を基準として, 次式のパラメータで規定される。第 2 層は, 通常地震基盤を想定しているが, これは地盤調査による表層地盤の卓越周期より推定する。

$$m_{12} = \frac{V_{s2}}{\langle V_s \rangle}, \quad \rho_{12} = \frac{\langle \rho \rangle}{\rho_{02}}, \quad z_{01} = \frac{Z_{01}}{H} \quad \dots\dots (2)$$

Table 2 の地震基盤は, $V_s = 3 \text{ km/sec}$ であるが, この下に $V_s = 4.33 \text{ km/sec}$ の層があるので, この 2 つの V_s の平均値 3.665 km/sec に対する表層地盤のインピーダンス比をとっている。一般に, 地盤は多層となっているが, 地盤を 2 層平行層弾性体に抽象化することによる実体波, 表面波の増幅率, 位相速度, 群速度の影響について今後検討する予定である。

3.2 断層面のモデル化

グリーン関数を計算する際の断層面は, Fig. 1 の 3 つの断層領域の各面を Fig. 5 に示す断層面に抽象化する。滑り面の滑り力 Q_0 は傾斜角 ψ について, 水平力 Q_H と垂直力 Q_V ⁴⁾ に分けられる。各断層面は, 約 1.5 km 幅で分割し, 分割上の中心線と断層面の中心との交点に point source を設定する。グリーン関数は, この point source に対して評価する。水平方向 Q_H に対応する point source が λ の角度で, その方向から θ の方向に位置し, 震央距離 r にある radial および cross-radial 方向成分 U_r と U_s との関係が Fig. 6 に示してある。垂直力 Q_V に対しても同様に考える。

このような断層面での破壊過程を表す震源関数の無次元変位の Fourier 変換は次式で示される^{4), 5)}。

$$d(x, a_0) = -\frac{q(x)\Delta x}{M_n K(a_0)} \cdot \frac{\sin(a_0 T_1)}{a_0 T_1} e^{-ia_0 \frac{x}{M_n}} \quad \dots\dots (3)$$

$$K(a_0) = \left(1 - \frac{1}{M_n^2}\right) a_0^2 - 2iha_0 + B \quad \dots\dots (4)$$

$$T_1 = \frac{\Delta x}{2M_n} \quad \dots\dots (5)$$

ここに,

b : 基準長さ, $a_0 = \frac{b\omega}{V_s}$: 無次元振動数

B : 断層領域の剛性に関する無次元量

$q(x)$: 有効力降下量, h : 無次元減衰係数

Δx : 分割された断層面の長さ, x : 断層面の任意の位置, M_n : Mach number

3.3 グリーン関数の性質

(1) 大船渡の場合

断層面は Fig. 11 の 3 面中第 1 面を除いた 2 面のみ対象として, グリーン関数を評価するそれぞれの断層面の

Fig. 5 断層面と滑り力方向

Fig. 6 断層面上の滑り力方向と地震動成分との関係

Table 4 大船渡、塩釜のグリーン関数評価の震央距離、震源深さ

	第2面					第3面	
	159A	182A	205A	228A	251A	195A	200A
r	1.59	1.82	2.05	2.28	2.51	1.95	2.00
h.	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	1.24	0.95

震央距離・震源深さ（大船渡）

	第2面				第3面			
	269A	283A	297A	129A	148A	168A	187A	207A
r	2.69	2.83	2.97	1.29	1.48	1.68	1.87	2.07
h.	0.71	0.71	0.71	1.24	1.17	1.10	1.02	0.95

震央距離・震源深さ（塩釜）

Fig. 7 グリーン関数（大船渡 第2面 $r=1.59$ ） **Fig. 8** グリーン関数（大船渡 第2面 $r=2.51$ ） **Fig. 9** グリーン関数（塩釜 第3面 $r=1.29$ ） **Fig. 10** グリーン関数（塩釜 第2面 $r=2.97$ ）

位置に対応する震央距離、震源深さが Table 4 に示されており、point source の位置と震央距離とが同一の数字となっている。ここでは、Table 4 に示されている point source の位置に対応するグリーン関数の変位波形関数を評価している。観測点に最も近い 159A と最も遠い 251A の変位波形関数が Fig. 7, Fig. 8 に示されている。長さの基準量は $b=40$ km, せん断波の速度は $V_s=4.33$ km/sec である。これらの図で、 Q_H による radial, cross-radial, vertical 方向成分を HR, HS, HZ の表示で、 Q_V による radial, vertical 方向成分を VR, VZ の表示で示している。cross-radial 方向成分 HS は、小さな P 波に続く大きな SH 波が示されている。HR は、P 波、

SP 波, SV 波, Rayleigh 波によって構成されていることが分かる。震源距離が長くなるにつれて, P, SP, SV, Rayleigh の各波の到達時間の差が大きくなり, 全体として波動の継続時間が長くなり, 振幅が小さくなる。VR, HZ, VZ の波形関数も本質的に HR と同様の傾向を示す。

(2) 塩釜の場合

塩釜の波形関数では, 観測点に最も近い 129 A と最も遠い 297 A の変位波形関数が Figs. 9, 10 に示されている。cross-radial 方向成分 HS は, 地盤が軟らかいので卓越周期 1 秒前後の SH 波の反射波が大きく示されている。HR では, 特に 297 A の波形関数では, 1 秒前後の Rayleigh 波の継続時間が長くなっていることが顕著である。VR, HZ, VZ の波動の構成は, 本質的に HR と同様の傾向を示している。

4. 地震動モデルの作成

最初に, 地震動モデルを規定する key parameter について述べる。この key parameter についての地震動の変動は文献 4), 5) に示してある。次に, ここで示される地震動モデルの有効性の検証を行う。地震動モデルの検証は, 大船渡の地震動を対象にした Inversion によって導かれた 1 つの震源関数と大船渡および塩釜の各水平 2 成分のグリーン関数によって地震動モデルを作成し, 大船渡および塩釜の変位, 速度, 加速度の各波形関数, 定常スペクトル特性を評価し, 観測地震動の対応する物理量と比較する。これは, ほぼブラインド・テストに近い検証と考えてよいであろう。

4.1 地震動モデルを規定する key parameter

地震動モデルを規定する key parameter は次のように考える³⁾⁻⁵⁾。

- (1) 震央距離 R と震源深さ H の比 R/H
- (2) 表層地盤と地震基盤のせん断波速度比 m_{12} と表層厚さ z_{01}
- (3) 断層面の破壊の進行方向, 滑り方向と観測点の位置, 方位の関係を示す角度

(4) 断層面の長さ L , 幅 W , 傾斜角 ϕ

(5) 伝播体地盤および表層地盤の Q 値

これらの key parameter の主なものに対する, 地震動モデルのスペクトル特性, 波形関数の挙動は別の論文報告集に掲載する予定である。

4.2 グリーン関数の合成による波形関数

地震動モデルの有効性の検証を行う前に, 断層面の分割点から発生するグリーン関数の合成を行い, その基本的性質について検討する。これを行う理由は, ここで示されている地震動モデルが有効であり, かつ断層運動に伴う物理量である断層面の位置, 走向方向, 断層の滑り方向, 傾斜角および観測点の方位が報告どおり正しいならば, グリーン関数の合成による波形関数の形は, 基本的に観測地震動の波形関数に相似しているはずであり, これを検証の第 1 段階とするためである。波形合成のための point source の数は, 第 2 面 15, 第 3 面 20 である。グリーン関数評価では, 各 point source の大きさを $Q_0 = 1$, Mach number を $M_n = 0.74$ とした。波形合成のための point source の向き (滑り方向と一致) は, 次の 4 通りを想定している。

Case A: point source の向きを断層面と平行に, 破壊の進行方向に設定する。

Case B: point source の向きを報告されている断層の滑り方向に設定する。

Case C: 断層面を西方へ 10 km 移動させ, point source の向きは, case B と同じとする。

Case D: point source の向きを $\phi = -70^\circ$ に設定する。

これらの 4 Case の断層面での滑り方向が Figs. 11(a), (b), (c), (d) に示され, それに対応する合成されたグリーン関数の波形関数と大船渡の N 41°W, E 41°N の変位波形関数の比較が, Figs. 12(a), (b), (c), (d) に示されている。

これらの図で, 合成されたグリーン関数は, Case C の場合, 大船渡の N 41°W, E 41°N の変位波形関数と, 符号が逆となるが最も合致することが分かる。第 2 面の

Fig. 11 断層領域の滑り方向と観測点の位置関係

断層面を 10 km 西へ移動させている理由は、第 2 面の断層面から発生する SH 波成分の N 41°W および E 41° N への分配率が元の断層面の位置であると極端に E 41° N へ片寄るため、これを観測地震動の分配率に近づけるためである。この移動は、報告自体の誤差の範囲であると考え、ここで示されるグリーン関数の合成は正確に観測地震動に対応している。

4.3 震源過程の Inversion と地震動の合成

地震動モデル作成のための震源関数は、文献 5) に示されているが、この関数の有効力降下過程の時間歴での大きさ $q(x)$ および rupture velocity V_r はどこにも報告されていない。したがって、ここでは Inversion 法により有効力降下量 $q(x)$ と V_r を定める。今、断層面を N 個の要素に分割し、観測点 i における地震波動を次式のように仮定する。

$$S_i(t) = \sum_{j=1}^N q_j S_{ej}(t - t_j) \dots \dots \dots (6)$$

$S_{ej}(t)$: 観測点 i における断層面要素 j からの地震波動

t_j : 断層面要素 j 番目における rupture front の到達時刻 (V_r を定めることと同じとなる)

q_j : 断層面要素 j 番目における有効力降下量

次に、観測点 i における波形関数 $O_i(t)$ と対応する地震動モデルの波形関数 $S_i(t)$ との相関を評価する誤差関数として、Mellman(1980)¹⁰⁾ が次式のように提案している。

$$e_{ii} = \frac{\int O_i(t) S_i(t) dt}{\left[\int O_i^2(t) dt \right]^{1/2} \left[\int S_i^2(t) dt \right]^{1/2}} \dots \dots \dots (7)$$

この関数は、位相のずれに比較的良好な感度を示すが、振

Fig. 12 グリーン関数の合成波形関数

幅の差は、分子と分母で打ち消し合う効果により、評価し難い。そこで、

$$\int |O_i(t) - S_i(t)|^2 dt = \Delta \quad (8)$$

の式を展開し、左辺の第1項で全体を除いた関数を次式のような誤差関数として定義⁴⁾する。

Table 5 インバージョンによって評価された破壊時刻、有効力降下量に伴う変位量

対象			N 41° W		対象			N 41° W	
			破壊開始時刻 (sec)	有効力降下量 に伴う変位量				破壊開始時刻 (sec)	有効力降下量 に伴う変位量
第2面	1	-0.10522E+02	0.29735E+01	1	0.32715E+01	0.14849E+01			
	2	-0.99700E+01	0.34853E+00	2	0.37954E+01	0.76522E+00			
	3	-0.90520E+01	0.12725E+00	3	0.42930E+01	0.43953E+00			
	4	-0.85610E+01	0.21211E+01	4	0.51182E+01	0.49926E+00			
	5	-0.75840E+01	0.26521E+01	5	0.59400E+01	0.14098E+00			
	6	-0.67460E+01	0.74760E+00	6	0.67599E+01	0.33657E+00			
	7	-0.61160E+01	0.65969E+00	7	0.72401E+01	0.52058E+00			
	8	-0.52250E+01	0.22412E+01	8	0.72400E+01	0.0			
	9	-0.45040E+01	0.73568E+00	9	0.72400E+01	0.0			
	10	-0.37740E+01	0.11095E+01	10	0.72400E+01	0.0			
	11	-0.28550E+01	0.53321E+00	11	0.80600E+01	0.98038E-01			
	12	-0.20630E+01	0.85034E+00	12	0.85001E+01	0.53546E+00			
	13	-0.10980E+01	0.10710E+01	13	0.93200E+01	0.32865E+00			
	14	-0.27400E+00	0.79056E-01	14	0.10140E+02	0.30710E+00			
	15	0.38100E+00	0.81325E+00	15	0.10580E+02	0.57032E+00			
変位量単位: cm					16	0.11240E+02	0.41407E-01		
					17	0.11960E+02	0.48688E+00		
					18	0.12600E+02	0.80882E+00		
					19	0.13420E+02	0.23005E+00		
					20	0.14240E+02	0.17265E+00		

変位量単位: cm

$$e_{mi} = 1 - \frac{\int |2 O_i(t) S_i(t) - S_i^2(t)| dt}{\int O_i^2(t) dt} \quad (9)$$

したがって、 t_j については、 e_u を、 q_j については e_{mi} を Inversion に用いる。ここでは、主に、(9) 式の e_{mi} を用いて、大船渡 N 41°W の1成分のみを用いて Inversion した結果の q_j の変動に伴う有次元変位量およ

Fig. 13 大船渡の変位スペクトル特性の比較

(a) N41°W

(b) E41°N

Fig. 14 大船渡の波形関数の比較 (変位, 速度, 加速度)

び t_i について Table 5 に示してある。

したがって、Fig. 5 に示されているような断層領域を N 個に分割し、この分割された領域から観測点までのグリーン関数を $G_D(p; t; r)$ 、対応する震源関数を $n(r, t)$ とすると、断層領域全体からの地震波の無次元変位は次式で示される⁵⁾。

$$Y_D(p; t; r) = \sum_{i=1}^N \int_0^t G_D(p; t - \tau; r - r_i) \cdot n(r_i, \tau) d\tau \quad (10)$$

ここに、

$p = (0, r, \phi)$; 円筒座標系の観測点で評価する位置を示す。

$D = z, r, \phi$; 評価される地震動の成分を示す。

$$n(r, t) = \mu W[d(r, t)]_{,r} \quad (11)$$

W は断層面の無次元幅、 μ は断層領域の無次元せん断剛性、 t は無次元時間、 r_i は N 個に分割された断層面での i 番目の断層面要素の位置を示す。記号 $(, r)$ は微分を示す。耐震設計用の地震動予測モデルを作成する場合、ここで Inversion によって推定された $q(x)$ が分らない場合は、過去の地震資料および観測地震動から類推せざるを得ない。

4.4 地震動モデルの有効性についての検証

(1) 大船渡のスペクトル特性および波形関数比較

Figs. 13(a), (b) に大船渡の水平 2 成分の観測地震動および地震動モデルの変位スペクトル特性の比較が示されている。地震動の卓越周期と全体の傾向が両地震でよく対応している。低周波数領域で、地震動モデルと観測地震動のスペクトル特性が離れているが、これは Table 3 から観測地震動をカットした振動数の影響によること

Fig. 15 塩釜の変位スペクトル特性の比較

Fig. 16 塩釜の波形関数の比較 (変位, 速度, 加速度)

が考えられる。Figs. 14(a), (b) に Figs. 13(a), (b) に対応して変位、速度、加速度の波形関数の比較が示してある。これらの波形関数もよい対応を示している。すなわち、12 秒から 15 秒までの主要動は主に SH 波から成り立っており、この大きな波動の出現の位相と大きさはよい対応を示している。ただし、地震動モデルの方が観測地震動よりも継続時間が短い。この原因は、第 1 に、Fig. 13 から分かるように、地震動モデルの計算に用いられた Q 値が小さいため高振動数成分の不足していること、第 2 に、実際の地盤性状は、ここで仮定されたように単純でなく、複雑な曲率をもつ層が入りこんでいるため、その反射、屈折により波動エネルギーが散乱されることによる影響を実地震動は受けるためと考えられる。

(2) 塩釜のスペクトル特性および波形関数比較

Figs. 15(a), (b) には、塩釜の 2 成分の観測地震動および地震動モデルの変位スペクトル特性の比較が示してある。地震波動をカットした低周波数領域を除き 2 成分とも 1 秒前後の卓越周期で一致しており、全体的により対応を示している。Figs. 16(a), (b) には Figs. 15(a), (b) に対応して変位、速度、加速度の波形関数が示してある。ここでは、South, East の両方向の波形関数の大きさの分配率を観測地震動に近づけるため、観測点の方位を左廻りへ 40° 調整している。P 波、SV 波、Rayleigh 波の出現がよい対応を示し、しかも塩釜の場合は、地盤が軟らかいため、継続時間も観測地震動と地震動モデルとがよい対応を示している。したがって、地震基盤に対する表層地盤のせん断波速度比が大きい場合は、小さい場合よりも継続時間、波形関数、スペクトル特性ともよい対応関係が得られる。さらに、P 波、SV 波、表面波の出現もよい対応関係が得られることが分かった。このことは極めて重要であり、大船渡の場合と違って、表層地盤が軟らかい場合は、地震動特性は、その基盤までに来る波動特性を更に明確に増幅するために、地震動特性の予測が容易であることを意味している。また、このような波動伝播理論に基づいた地震波動は、地震動予測モデル作成に相当有効であることが示された。しかし、方位を調整していることは、断層面の滑りに伴う滑り力の組合せ、断層面の正確な位置設定等の検討すべき点がある。

5. 結 び

波動伝播理論と確率論に基づいた地震動予測モデルの有効性の検証を、半無限ランダム地盤媒質上に 1 層の弾性層を持つ 2 層平行層地盤モデルを対象に、宮城県沖地震に対して行った。その結果についてまとめると次のようになる。

(1) 2 層平行層地盤モデルを対象にした場合でも、地

盤性状、 Q 値、断層領域と観測点との R/H 、断層領域での破壊方向と観測点の方位特性との関係が正しく評価されておれば、地震動モデルは 1 次の卓越周期を含んで観測地震動のスペクトル特性、波形関数を広帯域の振動数領域にわたって相当な精度で再現できることが分かった。

(2) 2 層平行層地盤モデルを対象とした場合、地震基盤と表層地盤とのインピーダンスが小さい、いわゆる硬い表層地盤モデルでは、観測地震動の主要動の再現は比較的やさしいが、複雑な地層構成による反射波の後続位相の実現は難しい。これに対してインピーダンス比の大きい、いわゆる軟らかい表層地盤モデルでは、震源から地震基盤まで到達した波形関数が増幅し、その継続時間が長くなるため、地震動の主要動の再現ばかりでなく、後続位相の実現も比較的容易である。

(3) 地震動モデル作成のためのグリーン関数を、報告されている断層領域での破壊過程に従って合成した波形関数が、観測地震動の波形関数とよい対応を示していることは、ここに提案されている地盤モデルのグリーン関数が、forward process から地震動予測を成功させる大きな鍵となっていることを意味する。

(4) 地震動モデルによる観測地震動再現がよい結果となったことは、文献 3), 4), 5) に示された地盤のモデル化の考え方、key parameter の選定が合理的であることを意味している。また、この地盤モデルを対象として、key parameter の変動の範囲で実地震動の主要動特性を表現できる可能性が高いと考えてよいだろう。

(5) ここで示された地震動モデルによる観測地震動再現の試みは、従来の backward process から観測地震動特性に合致するように key parameter を調整して行ったのではなく、地盤モデル、震源モデルを最初に想定し、若干の修正もあるが、原則として他の研究から報告されているパラメータに対応した key parameter を与えて作成された地震動モデルが観測地震動によく対応したという意味で、ここに示されている地震動モデルは、構造物系の合理的耐震安全性評価、耐震設計のための一般性のある入力地震動モデルへ発展する可能性が十分に示されている。

ここで示されている地震動モデルの有効性の検証は、宮城県沖地震の 2 観測点の地震動のみを対象として行われたものである。この地震動モデルをより一般性のあるものにするには、より多くの観測地震動を対象にその有効性を検証し、地盤モデル、断層面の滑り力の組合せ、震源関数等の条件の不備を修正する必要がある。これに関連して、特にこの地盤モデルでは、横方向の不均質性を考慮していないので、不整形地盤に特有の現象は扱えないが、このような地盤での地震動をどの程度再現できるか興味ある問題である。

謝 辞

本研究を行うに当たり、御協力を頂いた大学院生、土肥 博氏（現日本電信電話 KK）、長田裕一氏（現日本航空 KK）に感謝致します。また、宮城県沖地震の観測記録を提供頂きました港湾技術研究所に厚く御礼申し上げます。

参考文献

- 1) 河野允宏, 小堀鐸二：日本建築学会論文報告集, 第 338 号, pp. 36-46, 昭和 59 年 4 月
- 2) 河野允宏, 小堀鐸二：日本建築学会論文報告集, 第 339 号, pp. 33-44, 昭和 59 年 5 月
- 3) 河野允宏, 土肥 博, 長田裕一：日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 639-642, 昭和 63 年 10 月
- 4) 河野允宏, 長田裕一：日本建築学会大会学術講演梗概集,

pp. 759-762, 1989 年 10 月

- 5) M. Kawano, and T. Kobori : Proceedings of 9 WCEE, Vol. 8, pp. 63-68, 1988
- 6) T. Seno, et al : Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 23, pp. 39-61, 1980
- 7) 平沢朋郎：1978 年宮城県沖地震調査報告書, 土木学会東北支部, 1980
- 8) 翠川三郎, 小林啓美：日本建築学会論文報告集, 第 273 号, pp. 43-54, 1978 年
- 9) 港湾技術研究所：港湾技術資料, Vol. 319, 1979
- 10) Mellman, G. R. : Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, Vol. 62, pp. 481-504, 1980
- 11) Harkrider, D. G. : Bulletin of S. S. A., Vol. 54, pp. 627-679, 1964

(1990 年 8 月 30 日原稿受理, 1991 年 2 月 14 日採用決定)