位相差分特性を考慮した設計用模擬地震動作成に関する研究

その6 Love波に関する模擬地震動作成手法

A STUDY ON A GENERATION OF SIMULATED EARTHQUAKE GROUND MOTION
CONSIDERING PHASE DIFFERENCE CHARACTERISTICS

Part 6 Generation method of simulated earthquake ground motion in terms of Love waves

山根尚志*, 長橋純男**

Takashi YAMANE and Sumio NAGAHASHI

The purpose of this paper is to develop a generation method of simulated earthquake ground motion in terms of Love waves for building structural design. In this method, a Love wave for structural design is synthesized by the transfer function, the Fourier amplitude and the Fourier phase. It is proposed to apply the transfer function of a Love wave to the Fourier amplitude without the effect of subsurface layer. The amplification is easily calculated since it is provided as a function of the phase velocity. The Fourier phase is selected among the records of earthquake ground motion on the basis of the standard deviation of the phase differences related to the dispersion of waves caused by the effect of a sedimentary basin. The proposed method is validated by the comparison between simulated and observed earthquake ground motion on sedimentary basins.

Keywords: Waveform generation method, Simulated earthquake ground motion, Love wave, Phase difference, Transfer function, Sedimentary basin

波形合成法、模擬地震動、Love波、位相差分、伝達関数、堆積盆地

1. 序

地震時の耐震安全性や居住性などの性能を建築物ごとに評価するためには、建築物の適正なモデル化とともに、計画地で想定される地震動の特性も適切に把握する必要がある。そのためには、震源断層や計画地の地盤条件などを個別に考慮でき、それらの特性が時刻歴に適切に反映された設計用模擬地震動が必要となる。性能設計の時代に入り、このような利用を前提とした簡便で実用的な模擬地震動作成手法が求められている。

地震動時刻歴の評価には、経験的グリーン関数法^{例えば1)}や統計的グリーン関数法^{例えば2)}のような半経験的手法や、それらの手法と理論的手法を結び付けたハイブリッド法^{例えば3)}が用いられることが多いが、これらの手法には、各特性の評価や実用性という観点から以下のような課題が残されていると考えられる。

経験的グリーン関数法は、小地震の際の観測地震動を各小領域で発生する要素地震として断層面全体に展開する手法であるため、想定する震源域で発生し、且つ計画地近傍で観測された地震動記録が必要となる。しかしながら、現実的には計画地毎にこの条件を満たす要素地震を準備することは難しい。この問題を解決するため開発された統計的グリーン関数法は、統計的な数学モデルによって規定した要素地震を断層面全体に展開する手法であり、上述のような観

測記録は必要としない。しかし、この手法では時刻歴作成の際に波形包絡関数を適用するため、振幅特性と位相特性を独立して規定することはできない。また、両手法とも、断層面に展開した要素地震を重ね合わせる際にその振幅特性が補正されるのに対し、位相特性については補正が施されないのが一般的である。これは、小領域と計画地との位置関係に依存して変化する伝播特性のうち、位相特性の変動、つまり、震源距離に応じて変化する波動の分散性が考慮されていないことを意味する。

一方、ハイブリッド法において採用されている有限差分法などの理論的手法には、震源パラメータ設定の難しさ、膨大なデータで構成される地盤モデルの作成や演算負荷の問題など、実用性という観点からの課題が残されていると言える。

このような状況の下、筆者らは、位相情報が有している物理的意味を整理することにより、地震動のフーリエ振幅及びフーリエ位相に反映される震源・伝播・地盤特性をそれぞれ合理的に規定でき、且つ、数多くの設計案件に適用できる簡便で実用的な設計用模擬地震動作成手法を提案した^{4)~7)}。

この手法は、位相差分の標準偏差を指標として与条件に適する位相特性を観測記録から選択し、 ω^2 モデル⁸⁾で与えられる振幅特性と組み合わせることにより模擬地震動を合成するものである。その

* (株)日建設計構造設計室 主査・博士(工学)

** 千葉工業大学工学部建築都市環境学科 教授・工博

Senior Structural Engineer, Structural Engineering Dept., Nikken Sekkei Ltd., Dr. Eng.
Prof., Dept. of Architecture and Civil Engineering, Chiba Institute of Technology, Dr. Eng.

基本概念は、振幅特性と位相特性という2個の要因と、震源・伝播・地盤特性という3個の要因から成る計6個の構成要素を規定するものと要約でき、時刻歴特性をこれら6個の条件と関連付けて明解に説明できる模擬地震動作成手法と言える。

更に、筆者らは、水平動に関する手法⁷⁾と同一の概念を用いて、鉛直動に関する模擬地震動を簡便に作成できる手法も提案した⁹⁾。この研究では、水平動と鉛直動の位相差分特性に関する相関関係について考察し、水平動作成の際に採用した記録と対をなす鉛直成分のフーリエ位相を用いることにより、水平動との相関性を保持した鉛直動を合成できる手法を展開した。

水平動と鉛直動に関する以上の提案は実体波を対象としている。すなわち、地震基盤(以下、基盤と称する。)に到達するS波を規定し、次元重複反射理論による地盤増幅を考慮して地表波を評価するものであり、計画地が震源断層に比較的近い場合に適用することを前提としている。これに対して、震源から遠方にある堆積盆地では表面波の発生が想定され、居住性の検討などを含め、そのような条件における模擬地震動も適切に評価する必要がある。

本論文の目的は、表面波のうち建築物の応答に大きな影響を与えられとされる Love 波に関する模擬地震動作成手法を提案することにある。本研究においても、実体波に関する手法と同様、地震動のフーリエ振幅及びフーリエ位相に反映される震源・伝播・地盤特性をそれぞれ独立して設定する。すなわち、フーリエ振幅に反映される地盤特性を Love 波に関する伝達関数として与え、これを幾何学的条件のみから決定されるフーリエ振幅に乗じてその特性を規定する。また、フーリエ位相に関する伝播特性については、観測記録を分析し、堆積盆地における位相差分特性(後述)の変動を定量的に評価する。実体波の水平動及び鉛直動に関する手法^{7),9)}と、本論文で提案する Love 波に関する手法を用いることにより、異なる条件における設計用模擬地震動を統一された概念により体系的に作成できることになる。

2. Love 波の振幅特性

2.1 フーリエ振幅に関する地盤特性

表層地盤(せん断波速度 V_1 、密度 ρ_1)と基盤(同じく V_2 と ρ_2)の二層で構成される成層地盤を Love 波が伝播する場合、それぞれの層における波動の一般解 v_1 と v_2 は式(1)及び式(2)のように表現される(例えば¹⁰⁾。

$$v_1 = C(\omega) \exp\{i(\omega t - kx + \eta_1 z)\} + \bar{C}(\omega) \exp\{i(\omega t - kx - \eta_1 z)\} \quad (1)$$

$$v_2 = D(\omega) \exp\{i(\omega t - kx) - \eta_2 z\} \quad (2)$$

但し、 ω は円振動数、 i は虚数単位を示し、座標軸は水平方向を x 軸、鉛直方向を z 軸(地表面を原点、下向きを正方向)とする。また、Love 波位相速度を c と表記し、 $k = \omega/c$ 、 $k_1 = \omega/V_1$ 及び $k_2 = \omega/V_2$ を用いて、 $\eta_1 = \sqrt{k_1^2 - k^2}$ 、 $\eta_2 = \sqrt{k^2 - k_2^2}$ と定義する。なお、 k 、 η_1 、 η_2 は ω の関数であるが引数は省略する。 $C(\omega)$ 及び $D(\omega)$ は波動の振幅を表すが、式(1)の表現には既に、自由地表面で応力がゼロという境界条件が考慮されている。

基盤面における変位と応力に関する境界条件は式(3)のように記述される。但し、 H は表層地盤の層厚、 $G_j = \rho_j V_j^2$ ($j=1,2$) は各層のせん断弾性係数を示す。

$$v_2(z=H) = v_1(z=H)$$

$$G_2 \frac{\partial v_2}{\partial z} \bigg|_{z=H} = G_1 \frac{\partial v_1}{\partial z} \bigg|_{z=H} \quad (3)$$

式(1)と式(2)を式(3)に代入することにより式(4)及び式(5)が得られ、更に、式(4)を式(5)に代入して $C(\omega)$ と $D(\omega)$ を消去することにより、位相速度 c が算定される(例えば¹⁰⁾。

$$D(\omega) \exp(-\eta_2 H) = 2C(\omega) \cos(\eta_1 H) \quad (4)$$

$$G_2 \eta_2 D(\omega) \exp(-\eta_2 H) = 2G_1 \eta_1 C(\omega) \sin(\eta_1 H) \quad (5)$$

本論文では、Love 波のフーリエ振幅に反映される地盤特性の評価として、式(4)を変形した式(6)を用いることを提案する。

$$\frac{2C(\omega)}{D(\omega)} = \frac{\exp(-\eta_2 H)}{\cos(\eta_1 H)} \quad (6)$$

式(6)は $2C(\omega)$ の $D(\omega)$ に対する伝達関数を示しており、式(4)と式(5)から求められた c を η_1 、 η_2 に適用することにより、その値を定量的に評価することができる。例として、 $V_1 = 1.0 \text{ km/s}$ 、 $\rho_1 = 1.9 \text{ t/m}^3$ 、 $V_2 = 3.0 \text{ km/s}$ 、 $\rho_2 = 2.7 \text{ t/m}^3$ で $H = 1.0 \text{ km}$ とした場合の Love 波位相速度と伝達関数を図1に、同じく $H = 3.0 \text{ km}$ とした場合の結果を図2に示す。

(a) Love波位相速度の分散曲線

(b) Love波に関する伝達関数

(a) Love波位相速度の分散曲線

(b) Love波に関する伝達関数

図1 Love波位相速度の分散曲線と伝達関数

$V_1 = 1.0 \text{ km/s}$ 、 $V_2 = 3.0 \text{ km/s}$ 、 $H = 1.0 \text{ km}$ の例。長周期側より基本モード、第1及び第2高調モード。破線は基本モードに関する群速度の分散曲線。細線は次元重複反射理論による伝達関数。

図2 Love波位相速度の分散曲線と伝達関数

$V_1 = 1.0 \text{ km/s}$ 、 $V_2 = 3.0 \text{ km/s}$ 、 $H = 3.0 \text{ km}$ の例。長周期側より基本モード、第1及び第2高調モード。破線は基本モードに関する群速度の分散曲線。細線は次元重複反射理論による伝達関数。

ここで、式(6)の伝達関数について考察する。例えば、表層地盤の媒質が基盤のものに近く $V_1 \rightarrow V_2$ 、 $\rho_1 \rightarrow \rho_2$ と考えられる場合には、 $c \rightarrow V_2$ より $\eta_2 \rightarrow 0$ 、また同時に、 $c \rightarrow V_1$ であることより $\eta_1 \rightarrow 0$ となるため、式(6)はすべての周波数で1.0に漸近する。一方、 V_1 や ρ_1 が任意の値を有していても、表層地盤の層厚が薄く $H \rightarrow 0$ と考えられる場合には式(6)の伝達関数は1.0に近づく。つまり、表層地盤の影響が小さい場合には $2C(\omega) \rightarrow D(\omega)$ であり、極限としてすべての成分波で $2C(\omega) = D(\omega)$ となることが理解できる。

そこで、本論文では、このような表層地盤の影響がない系、すなわち、堆積盆地が存在しない系をまず仮定し、これと堆積盆地が存在する場合の二つの系を対比させることにより Love 波の振幅特性を評価する。具体的には、まず、堆積盆地が存在しない系における

フーリエ振幅 $\bar{D}(\omega)$ (以下、基準振幅と呼ぶ。)を規定する。一方、堆積盆地が存在する系の基盤面を水平に伝播するせん断波の振幅は、式(2)より $D(\omega)\exp\{-\eta_2 H\}$ と記述されるが、この振幅は $\eta_2 \rightarrow 0$ 或いは $H \rightarrow 0$ の場合 $D(\omega)$ に近づき、この時、地表面の波の振幅も $D(\omega)$ に近づくため、結局、基準振幅 $\bar{D}(\omega)$ と $D(\omega)$ は等価であることが分かる。この知見に基づき、本手法では、堆積盆地が存在しない系の基準振幅 $\bar{D}(\omega)$ を規定し、これに式(6)の伝達関数を乗じることによって Love 波のフーリエ振幅を算定する。換言すると、震源距離という幾何学的条件を基にして $\bar{D}(\omega)$ を与え、堆積盆地の効果によって変化する Love 波の周波数特性を式(6)の伝達関数で評価するものと言える。このように、堆積盆地が存在しない系を基準として、Love 波の振幅特性を連続的に把握することが可能となる。

参考のため、この伝達関数の長周期領域における特性について考察する。一般的に、 $\omega \rightarrow 0$ という条件下では $\eta_1 \rightarrow 0$ 、 $\eta_2 \rightarrow 0$ となるため、式(6)は 1.0 に近づき $2C(\omega) \rightarrow D(\omega)$ となる。具体的な数値解析例として図 1(b)や図 2(b)の伝達関数が長周期領域で 1.0 に漸近していることを確認できるが、これは、自明のことながら、十分に周期の長い Love 波の振幅は表層地盤の影響を無視して評価できることを意味しており、同時に、その領域の振幅は堆積盆地の条件に係わず、前述した基準振幅 $\bar{D}(\omega)$ となることを示唆している。

なお、図 1(a)、図 2(a)には基本モードに関する群速度の分散曲線を破線で示すが、表面波の振幅が増大すると言われている群速度の極値(エアーリー相)が、それぞれ図 1(b)、図 2(b)の基本モードに関する伝達関数の卓越周期に対応していることが確認できる。この結果からも、式(6)による周波数特性の評価が妥当なものであると判断できる。参考のため、図 1(b)、図 2(b)に一次元重複反射理論による伝達関数を重ね描きした。それぞれの例で伝達関数を比較すると、Love 波基本モードに関する伝達関数の卓越周期は一次元重複反射理論の一次卓越周期よりやや短いこと、また、その周期帯での増幅率はほぼ同等であることが分かる。

ここで、上記の基本概念を現実的な地盤モデルに適用するために、表層が複数の成層地盤で構成される場合の伝達関数を導出する。

表層地盤内の上から第 j 番目の層の波動に関する一般解は式(7)で表される。

$$v_j = E_j(\omega)\exp\{i(\omega t - kx + \eta_j z_j)\} + F_j(\omega)\exp\{i(\omega t - kx - \eta_j z_j)\} \quad (7) \\ (j=1,2,\dots,m)$$

ここに、 $E_j(\omega)$ 及び $F_j(\omega)$ は第 j 層の波動に関する複素振幅を示す。また、 $k = \omega/c$ 、 $k_j = \omega/V_j$ (V_j は第 j 層のせん断波速度)を用いて $\eta_j = \sqrt{k_j^2 - k^2}$ ($j=1,2,\dots,m$) と定義する。なお、 z_j は第 j 層における鉛直下向きの座標を表すが、以下の展開における表記の簡便さを考慮してその原点は各層の上面位置とする。

地表面における応力、及び各境界面における応力と変位の境界条件はそれぞれ式(8)、式(9)と書ける。但し、第 j 層のせん断弾性係数と層厚を $G_j = \rho_j V_j^2$ (ρ_j は第 j 層の密度)及び H_j ($j=1,2,\dots,m$) と記述する。なお、基盤直上の層を第 m 層とし、式(9)では第 $m-1$ 層と第 m 層の境界面における条件までを考慮する。

$$G_1 \frac{\partial v_1}{\partial z_1} \Big|_{z_1=0} = 0 \quad (8)$$

$$v_{j+1}(z_{j+1}=0) = v_j(z_j = H_j) \\ G_{j+1} \frac{\partial v_{j+1}}{\partial z_{j+1}} \Big|_{z_{j+1}=0} = G_j \frac{\partial v_j}{\partial z_j} \Big|_{z_j=H_j} \quad (j=1,2,\dots,m-1) \quad (9)$$

式(7)を式(8)に代入することにより式(10)が得られる。

$$E_1(\omega) = F_1(\omega) \quad (10)$$

また、式(7)を式(9)に代入して整理することにより式(11)の関係式が得られる。但し、 $\alpha_j = G_j \eta_j / G_{j+1} \eta_{j+1}$ と定義する。

$$\begin{Bmatrix} E_{j+1}(\omega) \\ F_{j+1}(\omega) \end{Bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} (1+\alpha_j)\exp(i\eta_j H_j) & (1-\alpha_j)\exp(-i\eta_j H_j) \\ (1-\alpha_j)\exp(i\eta_j H_j) & (1+\alpha_j)\exp(-i\eta_j H_j) \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} E_j(\omega) \\ F_j(\omega) \end{Bmatrix} \\ (j=1,2,\dots,m-1) \quad (11)$$

式(10)を考慮して式(11)の漸化式を解くことにより、 $E_1(\omega)$ で規格化した第 m 層に関する複素振幅 $E_m(\omega)/E_1(\omega)$ 及び $F_m(\omega)/E_1(\omega)$ を算定することができる。

一方、基盤(第 $m+1$ 層)における波動の一般解は式(12)で表現される。

$$v_{m+1} = D(\omega)\exp\{i(\omega t - kx) - \eta_{m+1} z\} \quad (12)$$

ここに、 $k_{m+1} = \omega/V_{m+1}$ (V_{m+1} は基盤のせん断波速度)を用いて $\eta_{m+1} = \sqrt{k^2 - k_{m+1}^2}$ と定義する。また、式(12)の z 軸原点は式(2)と同様に地表面とし、基盤面深さを $H (= H_1 + H_2 + \dots + H_m)$ と表記する。

基盤面における変位と応力の境界条件は式(13)のように記述される。ここで、 $G_{m+1} = \rho_{m+1} V_{m+1}^2$ (ρ_{m+1} は基盤の密度)は基盤のせん断弾性係数を示す。

$$v_{m+1}(z=H) = v_m(z_m = H_m) \\ G_{m+1} \frac{\partial v_{m+1}}{\partial z} \Big|_{z=H} = G_m \frac{\partial v_m}{\partial z_m} \Big|_{z_m=H_m} \quad (13)$$

式(7)と式(12)を式(13)に代入することにより式(14)及び式(15)が得られる。

$$D(\omega)\exp(-\eta_{m+1}H) = E_m(\omega)\exp(i\eta_m H_m) + F_m(\omega)\exp(-i\eta_m H_m) \quad (14)$$

$$-G_{m+1}\eta_{m+1}D(\omega)\exp(-\eta_{m+1}H) \\ = iG_m\eta_m\{E_m(\omega)\exp(i\eta_m H_m) - F_m(\omega)\exp(-i\eta_m H_m)\} \quad (15)$$

式(14)より、一般的な成層地盤に関する伝達関数は式(16)と表される。式(14)と式(15)から求めた c を用いて η_m と η_{m+1} を算定し、式(11)で得られた $E_m(\omega)/E_1(\omega)$ と $F_m(\omega)/E_1(\omega)$ を適用することにより、式(16)を定量的に評価することができる。

$$\frac{2E_1(\omega)}{D(\omega)} = \frac{2\exp(-\eta_{m+1}H)}{\frac{E_m(\omega)}{E_1(\omega)}\exp(i\eta_m H_m) + \frac{F_m(\omega)}{E_1(\omega)}\exp(-i\eta_m H_m)} \quad (16)$$

2.2 フーリエ振幅に関する震源及び伝播特性

震源特性に関しては、既報⁷⁾と同様に式(17)を採用する。但し、 $\Omega_A(f)$ は加速度震源スペクトル、 f は周波数、 M_0 と f_c は地震モーメント及びコーナー周波数を示す。

$$\begin{aligned}\Omega_A(f) &= M_0(2\pi f)^2 & (f \leq f_c) \\ \Omega_A(f) &= M_0(2\pi f_c)^2 & (f > f_c)\end{aligned}\quad (17)$$

次に、伝播特性について考察する。

既報⁷⁾ではS波について、Kanamori and Anderson¹¹⁾に倣い、式(18)を用いて計画地直下の基盤における加速度フーリエ振幅 $|\ddot{U}(r_0, f)|$ を評価した。

$$|\ddot{U}(r_0, f)| = \frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho V_s^3} \frac{1}{r_0} \Omega_A(f) \quad (18)$$

ここに、 r_0 は震源距離、 ρ と V_s は地殻の密度及びせん断波速度を表す。また、ラディエーションパターン係数 $R_{\theta\phi}$ についてはS波の平均値 $R_{\theta\phi} = 0.63$ ¹²⁾を採用した。

式(18)の幾何減衰は球面波を仮定しているのに対し、震源から遠方では波動は円筒波として伝播するものと考えられる。そこで、本論文では幾何減衰に関して、ある震源距離 r_1 までは球面波、それより遠方においては円筒波として波動が伝播するものと仮定する。すなわち、まず、 r_1 の地点における振幅を式(18)の r_0 を r_1 と読み替えて評価する。そして、円筒波を仮定すると波動のエネルギーが震源距離に反比例することを踏まえて、計画地(震源距離： r_0)のフーリエ振幅を r_1 の地点のものの $\sqrt{r_1/r_0}$ 倍とした式(19)を用いることとする。

$$\begin{aligned}|\ddot{U}(r_0, f)| &= \frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho V_s^3} \frac{1}{r_1} \sqrt{\frac{r_1}{r_0}} \Omega_A(f) \\ &= \frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho V_s^3} \frac{1}{\bar{r}} \Omega_A(f)\end{aligned}\quad (19)$$

ここに $\bar{r} = \sqrt{r_1 r_0}$ と定義する。式(19)は加速度で表現されているが、これが2.1節の基準振幅 $\bar{D}(\omega)$ に対応しており、この評価式で算定したフーリエ振幅に式(16)の伝達関数を乗じてLove波の振幅特性を規定する。なお、 r_1 の評価については4節で述べる。

3. Love波の位相特性

3.1 フーリエ位相に関する地盤特性

Love波は地盤を水平に伝播する表面波であり、鉛直方向の位置によって異なる振幅を有する同一位相のせん断波である。従って、Love波の位相差分(隣り合うフーリエ位相の差、詳細は後述)は地表波と地中波で同一となる。これはLove波の位相差分特性に関する基本的性質であり、S波の場合に地表波と基盤波の位相差分がほぼ同じと見做せたこと⁹⁾に対応する。但し、本論文で提案するLove波に関する模擬地震動作成手法では、直接、地表波を合成するため、S波の場合と異なりこの性質を利用する必要はない。

3.2 フーリエ位相に関する震源及び伝播特性

筆者らの一連の研究^{4)~7), 9)}では、大崎・他¹³⁾に従い、隣り合うフーリエ位相の差である位相差分 $\Delta\phi_k$ (k は次数)を区間 $[0, -2\pi]$ で定義し、この区間を32等分して $\Delta\phi_k$ の頻度分布(パワースペクトルの低次からの累積が99%となる範囲までの振動数成分を採用)を表現した位相差分分布を位相特性の評価に利用している。図3に観測記録の加速度時刻歴と位相差分分布の例を示すが、本研究では、位相差分の分散性を表す指標としてその標準偏差 σ を採用し、これを

π で規準化した σ/π を評価指標とする。因みに、図3の八戸港湾の記録は $\sigma/\pi = 0.18$ 、神戸海洋気象台の記録は $\sigma/\pi = 0.05$ であり、位相差分分布の集中度が σ/π によって評価できることが分かる。

なお、時刻歴は全長 $T_d = 327.68\text{sec}$ 、時間刻み $\Delta t = 0.01\text{sec}$ とし、原波の全長が327.68secに満たないものには後続のゼロを付加してデータ長さを調整する。データの全長は位相差分の分散性に関する定量的評価に影響するため、本論文で扱う全時刻歴のデータ長さを統一する。

図3 加速度時刻歴波形と位相差分分布の例

S波に関しては、内陸直下地震として2000年鳥取県西部地震($M_j = 7.3$ 、 $h = 11\text{km}$ 、以下、鳥取県西部地震)、プレート境界地震として2003年十勝沖地震($M_j = 8.0$ 、 $h = 42\text{km}$)の観測記録を回帰分析し、模擬地震動作成時に σ/π を規定するための評価基準として式(20)～式(22)を提案した(r_0 の単位はkm)⁷⁾。具体的には、これらの評価式で規定した σ/π に適合するフーリエ位相を観測記録から選択し、式(17)及び式(18)で設定したフーリエ振幅と組み合わせることで基盤におけるS波を合成するものである。

内陸直下地震の場合

$$\sigma/\pi = 0.06 + 0.0003r_0 \quad (20)$$

プレート境界地震(断層長さ100km級)の場合

$$\text{破壊進行方向: } \sigma/\pi = 0.05 + 0.0003r_0 \quad (21)$$

$$\text{破壊進行直交方向: } \sigma/\pi = 0.08 + 0.0003r_0 \quad (22)$$

式(20)～式(22)は様々な地盤条件における観測記録を回帰分析して得たものであり、これらの評価式は地殻の波動伝播特性を平均的に捉えたものと言える。一方、震源から遠方の堆積盆地内をLove波が伝播する際には、位相速度がより分散し、位相速度の分散性と密接な関係がある位相差分の分散性⁵⁾も、上記の平均的な評価に比べてより高まるものと考えられる。つまり、地殻表面を伝播してきたせん断波が堆積盆地に入射すると、 σ/π は平均的な評価値より大きくなるものと推察される。

上述の特性について検討するため、2004年10月23日17時56分に新潟県中越地方で発生した新潟県中越地震($M_j = 6.8$ 、 $h = 13\text{km}$)、及び、2004年9月5日23時57分に東海道沖で発生した地震($M_j = 7.4$ 、 $h = 44\text{km}$)の際の観測記録を分析する。

新潟県中越地震については、図4に示すように震央から関東平野へ向かう測線1と、堆積層が比較的薄いと推定される測線2に沿ったK-NET観測点の記録を分析する。また、東海道沖の地震に関しては、図5に示すように震源距離250km以内の観測記録を採用し、堆積盆地の影響を把握するため、濃尾平野及び大阪平野内の記録を

測線 3 と測線 4 に沿って分析する。なお、本論文では、観測記録を **transverse** 成分(以下、TR 成分)と **radial** 成分(以下、RD 成分)に変換して検討する。図 4 及び図 5 には TR 成分に関する σ/π を示すが、RD 成分も同程度の値であることを確認している。

図 6 には新潟県中越地震の結果を、横軸を震源距離としてプロットしたが、測線 2 (白丸)の結果は概ね式(20)と整合しているのに対し、測線 1 (黒丸)の結果は、波動が関東平野に入射したと想定される震源距離 120km 程度から σ/π の値が式(20)を上回っている。震源距離 120km 程度までは両者の評価結果に顕著な差異がないことを踏まえると、上述した 2 測線に関する位相差分特性の違いは関東平野の地盤構造に起因するものと推察される。図 4 に震源距離 120km の地点を矢印で示したが、この地点は概ね関東平野の端部と考えることができる。図 6 に、勾配を式(20)の 4 倍にした評価式を震源距離 120km の地点を基点として破線で示すが、関東平野を伝播するせん断波の位相差分の分散性はこのような傾向として捉えられるものと判断できる。

図 7 には、図 5 の各観測点の結果を、対象区間を拡大して示す。図 7 の赤実線は対象とした記録の回帰直線であるが、式(20)の黒実線とほぼ同じ傾向を示している。これは、この地震がスラブ内で発生した地震であり、内陸直下地震である鳥取県西部地震と地震タイプが異なるにも係わらず、波動伝播における位相差分特性の変動は類似していること、つまり、地震タイプに依らず M7 クラスの地震には式(20)が適用できることを示唆している。

堆積盆地内の観測記録としては、図 5 の測線 3 に沿った濃尾平野内の 3 箇所の観測点における結果(黒丸、各二成分で計 6 個)と、測線 4 に沿った大阪平野内の 4 箇所の観測点における結果(白丸、同じく計 8 個)について検討する。これらの結果も図 6 と同様、ある地点から震源距離に対する σ/π の勾配が大きくなっている。そこで、堆積盆地端部までの震源距離をそれぞれ 190km 及び 210km と仮定し、図 6 で採用したものと同様の勾配を有する評価式を図 7 に重ね描きした。これらの評価式は黒丸及び白丸の傾向をそれぞれ平均的に捉えており、濃尾平野及び大阪平野に関しても図 6 で仮定した勾配によって位相差分の分散性が概ね評価できるものと判断できる。また、基点とした盆地端部の評価について、図 5 に示した測線 4 の 210km 地点(矢印)は大阪平野の端部にほぼ対応していると考えられる。一方、測線 3 の 190km 地点(同)に関しては、三重県¹⁴⁾が公表している基盤上面深度のコンター図と比較する。その報告によると、この地点は、基盤岩が露頭している深度 0m のラインより 20km ほど盆地内部に入った位置に対応しているが、この領域から基盤上面深度が急激に深くなることや震源距離の推定精度などを総合的に考慮すると、190km 地点を盆地端部とした上記の仮定は妥当なものであると判断できる。

以上より、堆積盆地を伝播する Love 波の位相差分特性については、その分散性が平均的な評価の 4 倍程度の勾配として捉えられるものと考え、Love 波に関する模擬地震動作成手法では σ/π の評価基準として式(23)～式(25)を採用する。但し、 r_2 は盆地端部までの震源距離(km)を示す。

内陸直下地震の場合

$$\sigma/\pi = 0.06 + 0.0003r_2 + 0.0012(r_0 - r_2) \quad (23)$$

プレート境界地震(断層長さ 100km 級)の場合

$$\text{破壊進行方向: } \sigma/\pi = 0.05 + 0.0003r_2 + 0.0012(r_0 - r_2) \quad (24)$$

$$\text{破壊進行直交方向: } \sigma/\pi = 0.08 + 0.0003r_2 + 0.0012(r_0 - r_2) \quad (25)$$

4. 提案手法の検証

2004 年新潟県中越地震を想定して東京都江東区東陽における模擬地震動を作成し、この地震の際に実際に同区内で観測された地震動記録と比較することにより、提案手法の妥当性を確認する。江東区東陽の地盤モデルとしては東京都¹⁵⁾の公表値(表 1)を採用する。

表 1 東京都江東区東陽の地盤モデル¹⁵⁾

深さ (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	S 波速度 (m/s)
0	10	1.74	90
10	48	1.79	250
58	30	1.88	520
90	410	1.95	740
500	1120	2.00	920
1620	800	2.22	1590
2430	—	2.75	3230

(注) 深さと層厚の一部は 10m 単位で端数処理を施した値¹⁵⁾。

図 8(a)に位相速度の分散曲線、図 8(b)には式(16)で算定した伝達関数を示す。図 8(b)より、Love 波基本モードの卓越周期が 7sec 程度であり、これが図 8(a)に破線で示す群速度のエアリー相に対応していることを確認できる。

図 4 2004 年新潟県中越地震における位相差分の標準偏差各観測点の TR 成分を表記、矢印は震源距離 120km の地点。K-NET の観測点地図を基に作成。

図 5 2004 年に東海・道沖で発生した地震における位相差分の標準偏差各観測点の TR 成分を表記、矢印は震源距離 190km (測線 3) 及び 210km (測線 4) の地点。表記等については図 4 に同じ。

図 6 2004 年新潟県中越地震における観測記録の震源距離と位相差分の標準偏差の関係。黒丸は図 4 の測線 1、白丸は同じく測線 2 に沿った観測点の記録 (TR 成分及び RD 成分)。実線は式(20)、破線は勾配を 4 倍にした評価式。

図 7 2004 年に東海・道沖で発生した地震における観測記録の震源距離と位相差分の標準偏差の関係。黒丸は図 5 の測線 3 に沿った濃尾平野内、白丸は測線 4 に沿った大阪平野内、+ は全観測点の記録 (TR 成分及び RD 成分)。赤実線は全データに関する回帰式、黒実線は式(20)、破線は勾配を 4 倍にした評価式。

図8 東京都江東区東陽におけるLove波位相速度の分散曲線と伝達関数
長周期側より基本モード、第1及び第2高調モード。破線は基本モードに関する群速度の分散曲線。細線は一次元重複反射理論による伝達関数。

次に、震源特性と伝播特性を考慮して基準振幅 $\bar{D}(\omega)$ を算出する。

震源特性のうち、地震モーメントについては防災科学技術研究所¹⁶⁾の $M_0 = 1.68 \times 10^{19}$ Nm を採用する。また、コーナー周期は、この地震の際にK-NETで観測された記録の応答スペクトルを分析して、 $T_c = 1/f_c = 6$ sec と同定した。この同定にあたっては、地盤の卓越周期が短く、表層地盤の影響を排除してコーナー周期の確認ができる地点を複数選択したが、例として図9に、群馬県沼田(GNM003)と長野県大鹿(NGN023)の結果を示す。

伝播特性は式(19)で評価するが、 r_1 が小さいほどフーリエ振幅が大きく評価されることを踏まえ、設計における安全側の判断として $r_1 = L$ (L は断層長さ)と仮定する。なお、この仮定の妥当性は以下に示す合成波と観測波の比較により確認する。この例では $L = 30$ km¹⁶⁾、 $r_0 = 200$ km であり、 $\bar{r} = 77$ km と設定した。地殻の諸元については釜江・他²⁾に倣って $\rho = 2.7$ t/m³、 $V_s = 3.6$ km/s を採用した(以下、同じ)。

図9 2004年新潟県中越地震に関するコーナー周期の同定
太線はコーナー周期確認のための補助線。

上記の数値を用いて式(19)で評価した基準振幅に、図8(b)に示した伝達関数を乗じて合成波のフーリエ振幅を算定した。本論文では、建築物の応答に最も大きな影響を与えると考えられる基本モードの伝達関数のみを採用し、短周期側の増幅率については高調モードの影響を考慮して1.0と仮定した。なお、高域遮断周波数¹⁷⁾は既報⁷⁾と同様に $f_{\max} = 10$ Hz と仮定し、これより高周波数帯域側フーリエ振幅の低減は対数軸平面で-3の勾配とした。

位相特性としては、盆地端部までの距離を $r_2 = 120$ km と仮定し(3.2節)、式(23)により $\sigma/\pi = 0.19$ と設定した。鳥取県西部地震における観測記録からこの条件に適合するフーリエ位相(21波)を選択し、前述のフーリエ振幅と組み合わせて模擬地震動を合成した。

作成した模擬地震動の応答スペクトルを図10(a)に、検証の対象とする東京都江東区内のK-NET観測点(計8地点)における記録の結果を図11に示す。図10(a)と図11の結果は調和的であり、6~7secで卓越するLove波の周波数特性が適切に再現されているものと判断できる。また、0.3sec程度以下の周期帯を除いてスペクトルレベルが概ね整合しており、 $r_1 = L$ とした仮定も工学的に許容できるも

のであることが確認できる。なお、Love波の主軸を確認するため、8個の観測点毎に、NS-EW平面上15度刻みで観測記録を合成した。その結果、各観測点におけるLove波の主軸は、北東⇄南西⇄北⇄南⇄北西⇄南東と広い角度の範囲に分布していることを確認できたが、これは、江東区内という限定された地域であるにも係わらず、局所的な地下構造の影響が反映された結果と推察される。但し、図10(a)に示す合成波のスペクトルレベルを大きく超える観測点は、模擬地震動を作成した東陽より南側(海側)の3地点であり、応答スペクトルの最大値に関する誤差は20%程度であった。各観測点の地盤構造が東陽のそれと異なること、また、本論文では上述した局所的な効果を平均的に捉えていることを踏まえると、提案手法はLove波に関して充分妥当な評価を与えるものであると判断できる。

参考のため図10(b)に、S波に関する手法⁷⁾により作成した地表波の応答スペクトルを示す。フーリエ振幅は、上述のパラメータを用いて式(18)で評価した。また、位相特性については $r_0 = 200$ km を式(20)に適用して $\sigma/\pi = 0.12$ と設定し、この条件に適合するフーリエ位相を鳥取県西部地震の観測記録より選択して基盤波を合成した。地盤増幅の評価には一次元重複反射理論(解析にはSHAKE¹⁸⁾を利用)を適用した。なお、地盤モデルは表1の諸元と、既報^{6),7)}で提案してその妥当性を確認した減衰定数 $h = 2.0\%$ ($V_s < 700$ m/s)及び $h = 0.5\%$ ($V_s \geq 700$ m/s)を採用した。図10(b)を図10(a)及び図11と比較すると、S波に関する手法では長周期成分が卓越する表面波の特性が適切に再現できないこと、また、0.4~3.0sec程度の周波数成分が観測記録に比べて過大に評価されることが分かる。

図10 2004年新潟県中越地震を想定して作成した東京都江東区東陽における模擬地震動の応答スペクトル($h=5\%$)

図11 2004年新潟県中越地震における東京都江東区内の観測地震動記録に関する応答スペクトル($h=5\%$)

図12には合成したLove波と観測波に関するエネルギースペクトルを示す。既報^{4),7)}でも指摘したようにエネルギースペクトルは採用した位相特性に依存しないため、図12(a)の計21波の結果は概ね一致しており、このスペクトルを基にしてフーリエ振幅に関する周波数特性を議論できる。図12(a)と(b)を比較すると、合成したLove波の周波数特性は観測波の傾向を適切な精度で捉えているものと判断できる。

図12 2004年新潟県中越地震における東京都江東区内の観測地震動記録に関するエネルギースペクトル($h=10\%$)

参考のため、図8(b)に一次元重複反射理論による伝達関数を重ね描きしたが、これとLove波基本モードの伝達関数を比較すると、一次卓越周期近傍での増幅率は同程度であるにも関わらず、図10(a)と(b)の当該周期帯における応答スペクトルのレベルが異なっていることが分かる。その原因は、Love波の基準振幅が円筒波を仮定して式(19)で評価されるのに対し、S波の伝播特性は球面波として式(18)で評価されることに因るものと考えられる。この例では、式(18)に対する式(19)の評価値の比は $r_0/\bar{r} = \sqrt{r_0/r_1} \approx 2.6$ であり、この比率がフーリエ振幅に反映される。つまり、一次卓越周期近傍において増幅率がほぼ同等であっても、Love波のスペクトルレベルはS波の手法による値の約3倍になるものと解釈できる。

図13には観測波と合成波の加速度波形、及びTrifunacの手法¹⁹⁾により算出した速度波形の一例を示す。図10(a)と図11、或いは図12(a)と(b)の比較でも明らかのように、合成波は周期0.3sec程度以下の成分波が過大評価となっており、この影響が加速度波形の経時特性にも現れている。しかし、速度波形については周期6~7secの成分波が同程度繰り返しており、長周期構造物の1次固有周期との共振現象の把握を主たる目的としていることを踏まえると、この合成波は工学的に充分利用できるものであると判断できる。なお、図13における合成波の原点は採用したフーリエ位相に依存しており、観測波との比較における波形原点の違いに本質的な意味はない⁶⁾。また、既報⁷⁾において、 σ/π のみを指標として、異なる地域で発生した地震、或いは異なるタイプの地震における観測記録からフーリエ位相を採用しても模擬地震動を適切に評価できることを指摘したが、図13の結果は、この基本方針がLove波作成の際にも適用できることを示唆している。

図13 2004年新潟県中越地震の際の東京都江東区八枝における観測記録と同東陽における模擬地震動の時刻歴波形

第二の検証例として、2004年に東海道沖で発生した地震の際にK-NET大阪府堺(0SK006)で観測された記録を対象とする。地盤モデルの基盤深さは大阪府の調査結果²⁰⁾を基に1400mとし、表層地盤については、当該地点から北方約10kmで同じく大阪湾岸に位置す

るKiK-net大阪府此花(0SKH02)の深部地下構造の諸元を準用する(表2)。但し、基盤のせん断波速度は不明なためここでは3000m/sと仮定し、層厚は地震基盤深さに比例させて調整した。また、地盤の密度は $\rho = 1.5 + 0.0004V_s$ (ρ 及び V_s の単位は t/m^3 と m/s)の関係式²¹⁾により推定した。

図14に上述のパラメータを用いて算定した位相速度の分散曲線と伝達関数を示す。図14(b)より、Love波基本モードの卓越周期は5~6secであること、また、その周期帯が図14(a)に破線で示す群速度のエアリー相に対応していることが分かる。なお、図14(b)には一次元重複反射理論の伝達関数を重ね描きしたが、この例では、周期4~5secの増幅率の差異が大きいことを確認できる。

表2 大阪府堺の推定地盤モデル

深さ (m)	層厚 (m)	密度 (t/m^3)	S波速度 (m/s)
0	540	1.7	500
540	860	1.9	900
1400	—	2.7	3000

注) 基盤深さは大阪府²⁰⁾を採用。S波速度はKiK-net大阪府此花を準用し、層厚は比例配分。密度は推定値²¹⁾。

図14 大阪府堺におけるLove波位相速度の分散曲線と伝達関数
長周期側より基本モード、第1及び第2高調モード。破線は基本モードに関する群速度の分散曲線。細線は一次元重複反射理論による伝達関数。

地震モーメントについてはU.S. Geological Survey(USGS)の推定値 $M_0 = 1.2 \times 10^{20}$ Nmを採用する。また、コーナー周期については前述の例と同様に、この地震の際に観測された複数の記録を分析して $T_c = 12$ secと同定した。この例では、式(19)で幾何減衰を評価する際に必要となる断層長さは不明であるが、前述の新潟県中越地震の地震モーメントを基準として断層パラメータの相似則における比率を $n=2$ と算定し、これを同地震の断層長さに乗じることにより $L = 60$ kmと仮定した。 $r_0 = 226$ kmと $r_1 = L = 60$ kmより $\bar{r} = 116$ kmと設定し、式(19)でフーリエ振幅を規定した。一方、位相特性については、盆地端部までの震源距離を $r_2 = 210$ kmと仮定し(3.2節)、式(23)で $\sigma/\pi = 0.14$ と評価して、この条件に適するフーリエ位相を鳥取県西部地震より選択した。

合成波と観測波の応答スペクトルを図15に、同じくエネルギースペクトルを図16に示すが、これらの結果より、周期5~6secの成分波のフーリエ振幅は概ね適正に評価されていることが分かる。これに対して、周期2sec程度以下の帯域で合成波のスペクトルは観測波の結果を下回っているが、この原因は、伝達関数設定の際に短周期領域の増幅率を1.0と仮定していることに因るものと推察される。つまり、図14(b)に示す例では、図1(b)及び図2(b)の結果を基に1.0と仮定した短周期領域での増幅率が過小である可能性を示唆している。また、この影響が図17に示す速度波形の振幅の違いにも現れていると言える。すなわち、周期5~6secのフーリエ振幅は概ね適切に評価されているのに対し、周期2sec程度以下の短周

期成分が過小評価となっているため、これらの成分波を重ね合わせた合成波の波形振幅が小さめになっているものと推定される。

なお、図 17(b)の観測波の継続時間は、記録が途切れている 153sec より長かったものと推定され、実際、他の観測点では速度波形の継続時間が 300sec 程度の記録も得られている。本手法では地震動の全長を $T_d = 327.68\text{sec}$ に設定しており、このような継続時間の長い波も作成可能であるが、 σ/π が同じであるフーリエ位相を採用しても、長周期成分が卓越する後続波の振幅は微妙に異なるものとなり、見かけの継続時間にも差異が生じることになる。模擬地震動の適用に当たってはこの点に留意し、特に居住性などの評価の際には、作成した複数の合成波から適切なものを選択する必要がある。このような観点から期待される、位相差分特性に関するより詳細な分析は今後の検討課題と言える。

また、前述した短周期側伝達関数の設定については、今後、様々なケースを分析してその方針を整理する必要がある。しかし、特に、Love 波基本モードとの共振現象に着目してその効果を長周期構造物の設計に反映するという観点からすると、一次卓越周期近傍のスペクトル特性や継続時間が概ね適切に評価できている上記のような合成波も、設計用入力地震動として一定の役割を果たし得るものと判断できる。

図 15 2004 年に東海道沖で発生した地震における大阪府堺の観測波と合成波に関する応答スペクトル ($h=5\%$)

図 16 2004 年に東海道沖で発生した地震における大阪府堺の観測波と合成波に関するエネルギースペクトル ($h=10\%$)

図 17 2004 年東海道沖で発生した地震の際の大阪府堺における観測波と合成波の速度波形

ここで、提案した伝達関数と位相特性の関係について考察する。本来、位相差分と位相速度には密接な関係があり⁵⁾、位相差分の分散性と位相速度のそれは同義と考えることができる。すなわち、波動が堆積盆地に入射した後の位相差分特性の変化はその際に生じる位相速度の分散性と関連したものであり、位相速度を用いて算定する伝達関数とフーリエ位相には対応関係があることになる。し

かしながら、本研究では、位相差分の分散性に関する傾向を大きく捉え、その性質を利用した簡便な模擬地震動作成手法の提案を目的としていること、また、 σ/π 設定の際、堆積盆地端部までの位相差分特性については観測記録の回帰分析により得られた平均的な評価式を採用していることを考慮し、本手法では、位相速度を基に算定する伝達関数と観測記録から採用するフーリエ位相は独立したものとして扱うこととする。

なお、当面、内陸直下地震に関する模擬地震動の作成にあたっては、鳥取県西部地震における観測記録のフーリエ位相を用いることとする。この判断は、 σ/π を指標として位相差分の分散の程度を大きく捉えることを前提としたものであるが、将来、多くの観測記録を分析することにより、例えば、同一の σ/π を有するフーリエ位相であっても、それに反映される震源特性や伝播経路の違いなどをより詳細に識別することが可能となり、且つ、その違いが建築物の設計に有意な差を与えることが明らかになった場合には、本手法にそれらの効果を取り入れていくことも考えられる。つまり、複数の地震のデータセットからより適切なものを選択することや、位相差分特性の定量的評価に新たな視点や指標を加えることも考えられる。また、プレート境界地震については、内陸直下地震に関する観測記録の位相特性を採用しても模擬地震動が適切に合成できることを既報⁷⁾において指摘したが、実際の運用にあたっては 2003 年十勝沖地震の記録を利用することが自然と判断し、そのデータセットからフーリエ位相を採用することとした。

5. 立ち上がり時間の評価に関する考察

既報⁷⁾では、Sato²²⁾が提案した地震モーメントと立ち上がり時間 $\tau = 1/(\pi f_c)$ の関係を定式化し、式(26)で τ (sec) を評価することとした (M_0 の単位は Nm)。

$$\tau = 4.3 \times 10^{-7} M_0^{1/3} \quad (26)$$

本論文では観測記録の応答スペクトルを基にしてコーナー周期 $T_c (= \pi \tau)$ を同定したが、得られた結果を用いて式(26)と同様の表現を求めると、その平均は式(27)となる。 τ が小さいほど短周期レベル $A = M_0/(2\tau)^2$ が大きくなることを考慮すると、式(26)で算定する τ の方が式(27)によるものより短周期成分を大きく評価することになる。しかし、本研究では、同定した T_c によって観測結果が概ね適切に再現されていることを踏まえ、M7 クラスの地震の際の Love 波に関しては、式(27)で τ を推定するものとする。 τ に関するより詳細な評価については今後の検討課題と言える。

$$\tau = 7.6 \times 10^{-7} M_0^{1/3} \quad (27)$$

6. 提案手法と S 波に関する模擬地震動作成手法の比較

本論文で提案した Love 波に関する模擬地震動作成手法と既報⁷⁾で提案した S 波(水平動)に関する手法の概要は、それぞれ表 3 及び表 4 のように整理される。表 3 と表 4 を比較することにより、両手法が同一の概念で構成されていること、また、その相違点は、波動伝播における幾何減衰と位相差分の変動及びフーリエ振幅に関する地盤特性の評価法にあることが理解できる。

これらの手法の適用範囲については、S波に関する模擬地震動が断層長さの2～3倍以内の距離にある観測点の記録の傾向を適切に評価できていること⁷⁾を考慮し、震源距離が断層長さの2～3倍以内にある場合にはS波に関する手法を適用するものとする。一方、計画地が堆積盆地にあり、且つ上述の目安より遠方に存在する震源断層を考慮する場合には、Love波に関する手法を用いることとする。但し、この判断基準はあくまで一つの目安であり、計画地が中間的な領域に位置するなどの理由により手法選択の判断が難しい場合には両者を併用し、設計として安全側の評価となるよう配慮する必要がある。また、表面波の励起は震源深さにも依存するが、本研究では4節の検討結果を踏まえ、当面、震源深さの数倍程度を手法選択の際の目安とし、断層長さを基にした基準と合わせて総合的に判断するものとする。

上記に関連して、以下に両手法の幾何減衰の関係について考察する。震源距離が断層長さの2～3倍の領域では、前述した幾何減衰に関する比率 $r_0/\bar{r} = \sqrt{r_0/r_1}$ ($r_1 = L$ と仮定)は1.4～1.7であり、増幅率が同等である場合、Love波に関する手法によるスペクトルレベルはS波に関する手法によるものより数割高くなると考えられる。また、震源距離が断層長さの4～10倍の領域ではこの比率は2.0～3.2となり、スペクトルレベルにもこの程度の差が生じるものと言える。本手法の適用にあたっては、フーリエ振幅の評価にこのような関係があることも考慮し、各条件に応じて適切に設計用入力地震動を選定する必要がある。なお、位相差分特性については一般的に σ/π が小さいほどスペクトルレベルは高くなるため⁶⁾、S波に関する手法の応答スペクトルの方が高めの評価を与えることになる。しかし、両手法による σ/π の差異が本論文で例示した程度の範囲ではその効果は幾何減衰の違いによるものに比べて小さく、 σ/π の違いは主に波形経時特性に現れるものと考えることができる。

表3 S波に関する模擬地震動作成手法⁷⁾の概要

	フーリエ振幅	フーリエ位相
震源特性	ω^2 モデル 式(17)	式(20)～式(22)右辺第一項 内陸直下地震 : 0.06 プレート境界地震破壊進行方向 : 0.05 同 破壊進行直交方向 : 0.08
伝播特性 (幾何減衰)	$1/r_0$ 式(18)	式(20)～式(22)右辺第二項 : $0.0003r_0$
地盤特性	一次元重複反射理論	地表波と基盤波の位相差分特性がほぼ同じ。

注) r_0 は震源距離。

表4 Love波に関する模擬地震動作成手法の概要

	フーリエ振幅	フーリエ位相
震源特性	ω^2 モデル 式(17)	式(23)～式(25)右辺第一項 内陸直下地震 : 0.06 プレート境界地震破壊進行方向 : 0.05 同 破壊進行直交方向 : 0.08
伝播特性 (幾何減衰)	$1/\bar{r} = 1/\sqrt{r_1 r_0}$ 式(19)	式(23)～式(25)右辺第二項と第三項 : $0.0003r_2 + 0.0012(r_0 - r_2)$
地盤特性	伝達関数 式(16)	(この条件は不要)

注) r_0 と r_1 はそれぞれ計画地及び盆地端部までの震源距離。 $r_1 = L$ (断層長さ)と仮定して $\bar{r} = \sqrt{r_1 r_0}$ を算定。

本論文で提案したLove波に関する手法の検証には、震源から断層長さの数倍程度以上遠方にあり、且つ、深部地下構造が調査されている堆積盆地における観測記録が必要となる。しかしながら、M8級のプレート境界地震に関しては、データの豊富な2003年十勝沖地震においても、本手法で対象とする破壊進行方向と同直交方向で上記の条件を満足する観測点は存在しない。このタイプの地震に関する直接的な検証については今後のデータの蓄積を待つ必要があるが、(1)波動の伝播特性は平均的に捉えると震源特性と独立して扱えること、(2)後述するようにM8級のプレート境界地震に関してもある程度遠方の震源断層を想定するため、盆地端部に到達したせん断波がLove波として盆地内を伝播する際の増幅特性(伝達関数)も、震源特性に大きくは依存しないと推定されることを考慮し、M7級の地震に関する検証に基づき提案した手法をM8級のプレート境界地震にも適用することとする。なお、このタイプの地震に関しては観測例に限られていることも踏まえ、設計における当面の運用方針を以下のように定める。すなわち、計画地が震源近傍(震源距離が断層長さの1.5倍程度以内)に存在する場合にはS波に関する手法を、また、震源距離が断層長さの数倍程度以上の場合にはLove波に関する手法を採用することとし、計画地が中間的な位置(震源距離が断層長さの2～3倍程度)に存在する場合には、それぞれの手法によって作成した模擬地震動を併用し、設計として安全側の評価となるよう配慮する。

7. 結論

Love波のフーリエ振幅とフーリエ位相に反映される震源・伝播・地盤特性について考察し、Love波に関する簡便で実用的な設計用模擬地震動作成手法を提案した。この手法により、遠地地震の際に堆積平野で観測された地震動記録の特性が概ね適切な精度で再現できることを確認した。提案した手法は以下のように要約される。

- (1) フーリエ振幅に関する震源特性としては ω^2 モデルを採用する。伝播特性としては、ある距離より遠方で円筒波を仮定して幾何減衰を評価する。両特性に関して設定したパラメータを基に、表層地盤の影響が無い場合の基準振幅を規定する。
- (2) フーリエ振幅に関する地盤特性としては、位相速度の関数として与えられるLove波基本モードの伝達関数を利用する。この伝達関数を前項で規定した基準振幅に乗じてLove波の振幅特性を規定する。
- (3) フーリエ位相に関する震源・伝播特性については、震源から堆積盆地端部まではS波に関する手法で採用した位相差分の分散性と同一の特性を用い、盆地内に波動が入射することによりその分散性がより高くなる効果を考慮する。具体的には、震源距離に対する位相差分の標準偏差の勾配をS波の手法の場合の4倍とし、盆地端部を基点として勾配を補正した評価式を適用する。

本論文で提案した手法と先に提案した実体波に関する手法を用いることにより、水平動、鉛直動及びLove波に関する設計用模擬地震動を統一した概念で体系的に評価することが可能となる。

謝辞

本研究では、港湾空港技術研究所・防災科学技術研究所の強震観

測データ並びに気象庁 87 型電磁式強震計データを利用させていた
 できました。関係各機関に感謝いたします。

参考文献

- 1) Irikura, K. : Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, pp.151-156, 1986
- 2) 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 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 430 号, pp. 1-9, 1991. 12
- 3) Kamae, K., K. Irikura and A. Pitarka : A technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function, Bull. Seism. Soc. Am., 88, pp.357-367, 1998.4
- 4) 山根尚志, 長橋純男 : 位相差分特性を考慮した設計用模擬地震動作成に関する研究 その 1 位相差分分布と地震動経時特性の関係に関する理論的背景, 日本建築学会構造系論文集, 第 553 号, pp. 49-56, 2002. 3
- 5) 山根尚志, 長橋純男 : 位相差分特性を考慮した設計用模擬地震動作成に関する研究 その 2 位相差分分布と震源・伝播・地盤特性の関係に関する考察, 日本建築学会構造系論文集, 第 559 号, pp. 55-62, 2002. 9
- 6) 山根尚志, 長橋純男 : 位相差分特性を考慮した設計用模擬地震動作成に関する研究 その 3 ω^2 モデルに基づいた地震動評価手法, 日本建築学会構造系論文集, 第 572 号, pp. 55-64, 2003. 10
- 7) 山根尚志, 長橋純男 : 位相差分特性を考慮した設計用模擬地震動作成に関する研究 その 4 ω^2 モデルで規定したフーリエ振幅と位相差分の標準偏差を基準として選択したフーリエ位相を用いた模擬地震動作成手法, 日本建築学会構造系論文集, 第 590 号, pp. 45-53, 2005. 4
- 8) Aki, K. : Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res., 72, pp.1217-1231, 1967.2
- 9) 山根尚志, 長橋純男 : 位相差分特性を考慮した設計用模擬地震動作成に関する研究 その 5 水平動との相関関係に基づいた鉛直動作成手法, 日本建築学会構造系論文集, 第 609 号, pp. 31-40, 2006. 11
- 10) 金森博雄編 : 地震の物理, 岩波書店, 1978. 10
- 11) Kanamori, H. and D. L. Anderson : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, pp.1073-1095, 1975.10
- 12) Aki, K. and P. G. Richards : Quantitative Seismology, Theory and Methods, W. H. Freeman and Company, San Francisco, California, 1980
- 13) 大崎順彦, 岩崎良二, 大川出, 政尾亨 : 地震波の位相特性とその応用に関する研究, 第 5 回日本地震工学シンポジウム講演集, pp. 201-208, 1978. 11
- 14) 三重県 : 平成 16 年度伊勢平野に関する地下構造調査に関する調査成果報告書, 地震調査研究推進本部, 2005. 3
- 15) 東京都 : 平成 15 年度 23 区内微動アレイ探査委託(その 2)に関する調査成果報告書, 地震調査研究推進本部, 2004. 3
- 16) 防災科学技術研究所 : 2004 年新潟県中越地震(10 月 23 日 17 時 56 分)の地震動と震源過程, 地震予知連絡会会報, 第 73 巻, pp. 373-379, 2005. 3
- 17) Hanks, T. C. : f_{max} , Bull. Seism. Soc. Am., 72, pp.1867-1879, 1982.12
- 18) Schnabel, P. B., J. Lysmer and H. B. Seed : SHAKE A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley, 1972.12
- 19) Trifunac, M.D., F. E. Udawadia and A. G. Brady : Recent developments in data processing and accuracy evaluations of strong motion acceleration measurements, Proc. 5th WCEE, Vol.1, pp.1214-1223, 1973.6
- 20) 大阪府 : 平成 16 年度大阪平野地下構造調査に関する調査成果報告書, 地震調査研究推進本部, 2005. 3
- 21) 秋山宏, 楊志勇, 北村春幸 : 岩盤・地盤条件を考慮した設計用エネルギースペクトルの提案, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 450 号, pp. 59-69, 1993. 8
- 22) Sato, R. : Theoretical basis on relationships between focal parameters and earthquake magnitude, J. Phys. Earth, 27, pp.353-372, 1979

(2007年3月8日原稿受理, 2007年9月10日採用決定)