

# 観測波を用いたレベル2地震動の位相特性のモデル化

室野剛隆<sup>1</sup>・西村昭彦<sup>2</sup>・佐藤忠信<sup>3</sup>

<sup>1</sup>正会員 工修 (財)鉄道総合技術研究所 構造物技術開発事業部 (〒185-8540 東京都国分寺市光町 2-8-38)

<sup>2</sup>正会員 工博 (財)鉄道総合技術研究所 構造物技術開発事業部 (〒185-8540 東京都国分寺市光町 2-8-38)

<sup>3</sup>正会員 工博 京都大学防災研究所 教授 (〒611-0011 京都府京都市五ヶ荘)

構造物の耐震設計を行う上で、基本的かつ重要な課題は地震動の設定である。耐震設計用の入力地震動としての時刻歴波形を作成するためには、振幅特性の他に位相特性を規定する必要がある。そこで、本研究では、これまでに観測された地震記録に基づいて位相特性をモデル化するものである。ただし、位相スペクトルを直接モデル化するのではなく、位相スペクトルを角振動数で微分した群遅延時間をモデル化した。まず、ウェーブレット変換により地震波を各サポート区間ごとに分離し、各サポート区間ごとに群遅延時間の平均値と分散を算定した。これを各地震記録に対して行い、平均群遅延時間と分散群遅延時間をマグニチュード  $M$  と震央距離  $\Delta$  の関数として回帰分析を行い、設計に用いることができる位相のモデル化を行った。

*Key Words* : group delay time, wavelet transform, seismic ground motion, attenuation

## 1. はじめに

レベル2地震動に対する構造物の照査を行うには地盤や構造物の非線形性を考慮した動的解析を行うのが望ましい。そのためには、具体的な設計地震動波形が必要となる。設計地震動波形を合成するには様々な手法が考えられるが、その中で、一般的な手法の一つとして設計応答スペクトルに準拠した“スペクトル適合波”がある。

設計応答スペクトルに準拠した地震波形を作成するには、振幅スペクトルと位相スペクトルのモデル化が必要となる。従来は、振幅特性に重点がおかれ、位相スペクトルについては位相ランダム仮定を用いて波形を合成する場合<sup>1)</sup>や観測波の位相をそのまま用いる<sup>2)</sup>ことが多かったが、位相の持つ意味が不明瞭である。そこで、著者らは<sup>3)</sup>これまで断層破壊過程を考慮した位相スペクトルのモデル化の方法を提案するとともに、兵庫県南部地震(1995)で観測された波形をシミュレートすることでその妥当性の検証を行っている。また、この手法を用いて設計地震動を合成している<sup>4)</sup>。しかし、この方法では考慮する震源断層の情報や地盤条件が必要となる。また、表面波等の影響を考慮していない。そこで本研究では、より標準的な位相特性をモデル化することを考え、ウェーブレット変換を用いて観測波から群遅延時間特性(平均値および標準偏差)を抽出して、その特性をマグニチュード  $M$  や震央距離  $\Delta$  を説明変数としてアテニューエーション式を作成することとする。

## 2. 位相特性のモデル化の意義

設計地震動のシミュレーションにおける位相のモデ

ル化の重要性について検討する。図-1 に兵庫県南部地震(1995)で神戸海洋気象台で観測された波形と釧路沖地震(1992)で釧路気象台で観測された波形のフーリエ振幅スペクトルと位相スペクトルを示す。位相スペクトルの重要性を示すために、釧路気象台のフーリエ振幅スペクトル  $A_2(\omega)$  と神戸海洋気象台のフーリエ位相スペクトル  $\phi_1(\omega)$  を使って模擬地震波を作成した。模擬波形の時刻歴を図-2 に示す。神戸海洋気象台のオリジナル波と模擬波を比較すると、模擬波の方が高振動数成分が多く含まれているものの、波形の全体的な形状は両者ともよく似ていると言える。つまり、位相特性が地震動の形状と密接に関係していると言える。

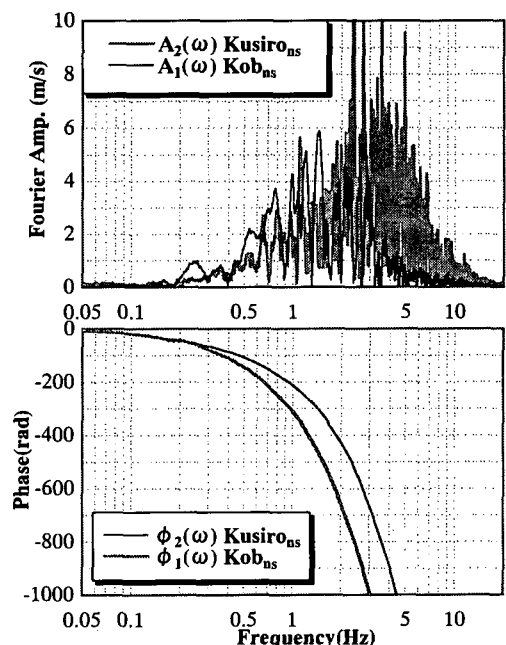


図-1 例題に用いた2つの地震波のフーリエスペクトル

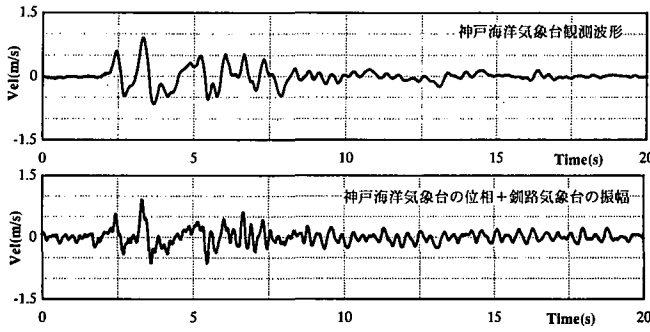


図-2 神戸海洋気象台波形と模擬波形の比較

### 3. 解析に用いるデータ

近年観測された地震波の中から、1)マグニチュード  $M > 6$ , 2)震源深さ  $h < 50\text{km}$ , 3)最大加速度は  $30(\text{gal})$ 以上, 4)記録の継続時間が十分長い, という条件に当てはまるものを選択した。その結果、北海道南西沖地震(1993, M7.8), 北海道東方沖地震(1994, M8.1), 三陸はるか沖地震(1994 M7.5) (気象庁 87 型), 兵庫県南部地震(1995 M7.2) (気象庁 87 型と関西地震連絡協議会), 鹿児島県北西部地震(1997 M6.3) (K-net 記録)を解析対象とした。本来、地震計による差をなくすためには同一の地震計で観測された波形のみを対象とするのが望ましいが、震央距離の広い範囲にわたる記録が必要であったので、複数の地震計の記録を対象とした。また、水平成分のみを対象とした。図-3 に用いたデータの震央距離  $\Delta$  とマグニチュード  $M$  の関係を示す。

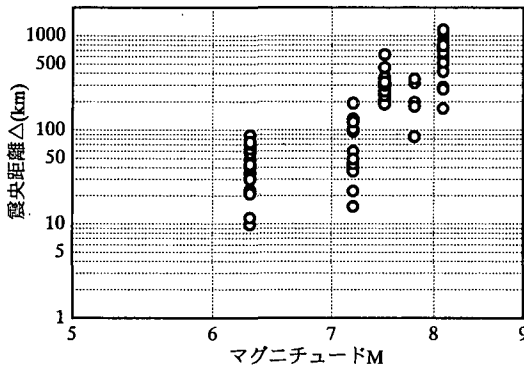


図-3 解析に用いたデータのマグニチュードと震央距離の関係

### 4. 方法

#### (1) 位相アンラップ法

本研究では位相  $\phi(\omega)$  そのものではなく、群遅延時間  $t_{gr}(\omega) = d\phi/d\omega$  を用いた。群遅延時間  $t_{gr}(\omega)$  の平均値は、振動数  $\omega$  の成分波の重心位置と大きく関係しており、そのばらつきは、成分波の継続時間と密接に関係している。位相そのものよりも、群遅延時間の方が波形の特性を把握しやすいので、本研究では群遅延時間に着目して

議論を進めることにした。また位相のアンラップの方法は澤田・盛川ら<sup>9)</sup>の方法を用いた。

#### (2) ウェーブレット変換と群遅延時間の平均値と標準偏差

時々刻々周期特性が変化する時系列  $f(t)$  の特性を捉えるのに、あるウィンドウをかけてフーリエ変換  $F(\omega)$  を行う方法が考えられる。しかし、ウィンドウの幅を狭くして時刻についての分解能を上げると周波数の分解能が落ちてしまい、ウィンドウのかけ方に問題が残る。そこで時間領域と周波数領域で局在化の程度がよい関数を積分核とする離散ウェーブレット変換を用いることにした。関数  $x(t)$  の離散ウェーブレット変換・逆変換は

$$a_{j,k} = \int_{-\infty}^{\infty} \varphi_{j,k}^* \cdot x(t) dt \quad (1a)$$

$$x(t) = \sum_j \sum_k a_{j,k} \cdot \varphi_{j,k}(t) \quad (1b)$$

$$\text{ただし, } \varphi_{j,k}(t) = 2^{j/2} \cdot \varphi(2^j t - k) \quad (1c)$$

で定義される<sup>9)</sup>。\*は複素共役を示す。このとき、式(1)からも分かるように、 $j$  はスケールを表すファクター、 $k$  は位置(時刻)を表すファクターとなっている。アナライジングウェーブレット  $\varphi(t)$  としては様々なものが提案されているが、本論文では Y. Meyer のものを用いた。この時  $\varphi(t)$  のフーリエ変換  $\Psi(\omega)$  は、振動数領域でコンパクトサポートになっており、区間は、

$$\left\{ 2^j/3T_d \leq f \leq 2^{j+2}/3T_d \right\} \quad (2)$$

となる。ここに、 $T_d$  は地震波の全継続時間(=  $N\Delta t$ ,  $N$ : データ数,  $\Delta t$ : 時間刻み)である。

観測波形  $y(t)$  を全て、時間刻み  $\Delta t = 0.01(\text{sec})$  とし、後続の 0 を付けデータ個数を  $N = 131071 (= 2^{17})$  個に揃える。この波形  $y(t)$  をウェーブレット変換によって各スケールファクター  $j$  ( $j = 1 \sim 17$ ) ごとの成分波  $x^{(j)}(t)$  に分解する(以下、“ $j$  次”と呼ぶことにする)。この  $j$  次の成分波  $x^{(j)}(t)$  について、群遅延時間  $t_{gr}^{(j)}(\omega)$  を算定し、 $j$  ごとの平均値  $\mu_{gr}^{(j)}$  および標準偏差  $\sigma_{gr}^{(j)}$  を式(3)に従って算定する。

$$\mu_{gr}^{(j)} = \frac{\sum_{i=1}^{N^{(j)}} t_{gr}^{(j)}(\omega_i)}{N^{(j)}} \quad (3a)$$

$$\sigma_{gr}^{(j)} = \sqrt{\frac{1}{N^{(j)}} \sum_{i=1}^{N^{(j)}} \left( t_{gr}^{(j)}(\omega_i) - \mu_{gr}^{(j)} \right)^2} \quad (3b)$$

$j = 1, 2, \dots, 17$

ここに、 $N^{(j)}$  はスケールファクター  $j$  におけるデータ数で、 $N^{(j)} = 2^j$  で定義される。

#### (3) 計算例

三陸はるか沖地震(1993)で盛岡で観測された波形に対

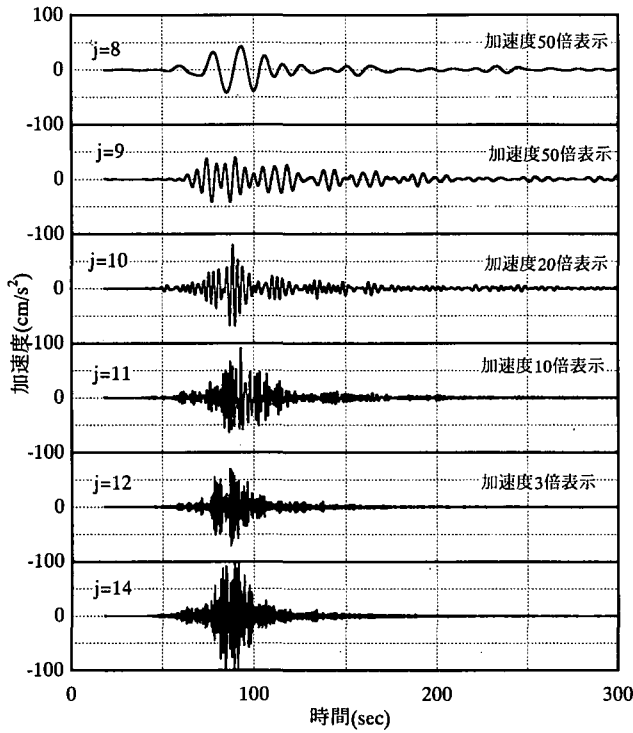


図-4 ウェーブレット変換によって分解された成分波

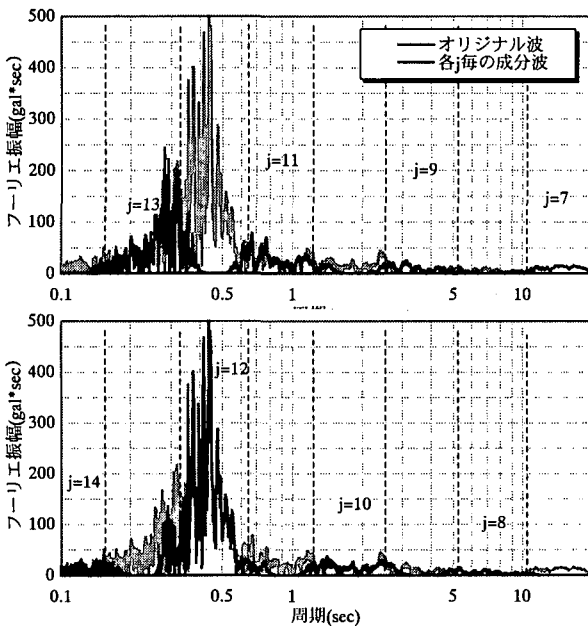


図-5 各コンパクトサポート区間のフーリエ振幅スペクトル  $A^{(j)}(\omega)$

して、上記の考え方を適用する。まず、ウェーブレット変換、逆変換によって観測波を各成分波  $x^{(j)}(t)$  に分解した。その例を図-4 に示す。次数  $j$  が小さくなるに従い、波群の重心位置が遅れていることが確認できる。また、継続時間も長くなる傾向にある。レベル2地震動の設計地震動を設定するには、構造物や土の応答が非線形領域に及ぶことを念頭におくと、このような地震波の非常性をモデル化することは重要である。次に、各成分波のフーリエ振幅スペクトル  $A^{(j)}(\omega)$  を図-5 に示す。ウェーブレット変換では、 $j$  次のサポート区間は式(2)の範囲となる。よって、1つの振動数  $f$  には両端以外では2つの

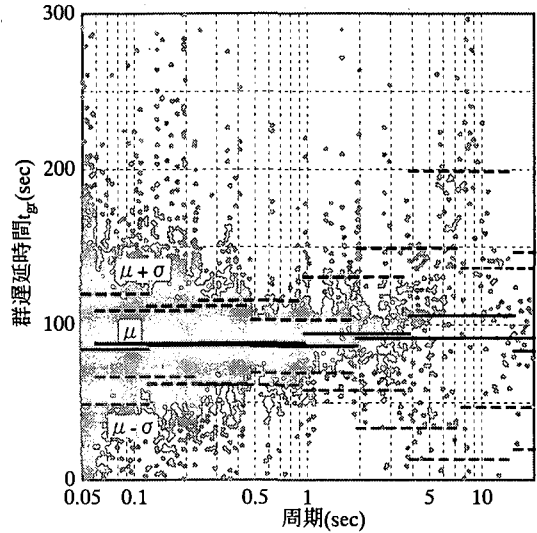


図-6 各サポート区間毎の群遅延時間の平均値と標準偏差

$j$  が対応し、フーリエ振幅スペクトルも多くの範囲で互いのサポートが重なっている。しかし、各レベルが分担する範囲は概ね

$$\left\{ 2^{j-1}/T_d \leq f \leq 2^j/T_d \right\} \quad (4)$$

となっていることが図-5 より分かる。なお、図中の点線が式(4)の範囲を示したものである。

各成分波  $x^{(j)}(t)$  の平均値  $\mu^{(j)}$  および標準偏差  $\sigma^{(j)}$  を式(3)により算定した結果を図-6 に示す。観測波の群遅延時間  $t_{gr}(\omega)$  を算定した結果も図中に示している。式(3)で求めた  $\mu^{(j)}$ 、 $\sigma^{(j)}$  が、観測波の  $t_{gr}(\omega)$  の分布特性と対応していることが確認できる。また、図-4 と図-6 を比較すると、ウェーブレット変換によって分離された成分波の重心位置が  $\mu^{(j)}$  に、継続時間が  $\sigma^{(j)}$  に概ね対応していることが分かる。

各サポート区間における群遅延時間がどのように分布しているかを検討したのが図-7 である。例として  $j=9$  と  $11$  の場合を示している。概ね正規分布に近い分布を示している。ただし、 $j=9$  のように  $j$  が小さい(低振動数側)と正規分布よりも重心が後ろに寄った分布形状に近いと言える。このことは図-4 で  $j=8, 9$  の波形の包絡形が対数正規分布に近いことからとも言える。しかし、各  $j$  ごとに分布特性を使い分けることはせず、全  $j$  について  $t_{gr}$  は正規分布に従うと仮定した。

## 5. 群遅延時間特性のモデル化

全観測記録について、この方法により  $\mu^{(j)}$  と  $\sigma^{(j)}$  を算定した。ただし、耐震設計上重要な振動数は  $0.1 \sim 5$ (s)であることを考えて、この周期範囲が十分含まれるように、 $j=6 \sim 15$  についてモデル化することにした。なお、時間については発震時間を原点として絶対時間で表すものとする。

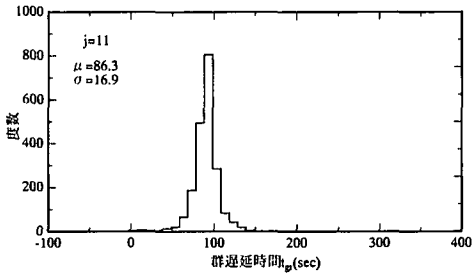
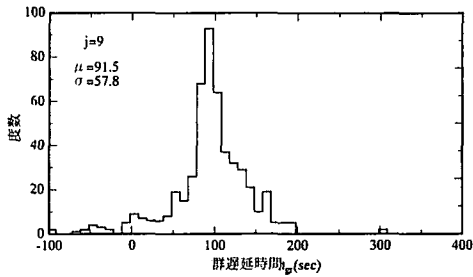


図-7 各サポート区間における  $t_{gr}(\omega)$  の分布特性

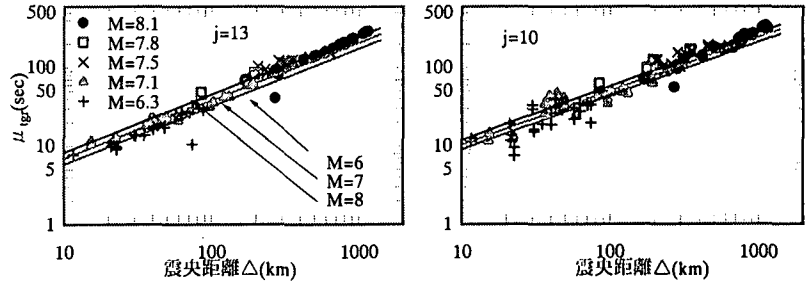
群遅延時間の平均値  $\mu_{gr}^{(j)}$  と標準偏差  $\sigma_{gr}^{(j)}$  をマグニチュード  $M$  と震央距離  $\Delta$  を説明変数として重回帰分析を行った。

$$\mu_{gr}^{(j)} = \alpha_1^{(j)} \times 10^{\beta_1^{(j)} M} \times \Delta^{\gamma_1^{(j)}} \quad (5)$$

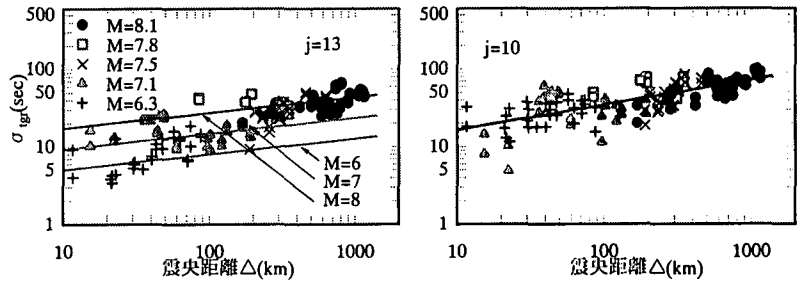
$$\sigma_{gr}^{(j)} = \alpha_2^{(j)} \times 10^{\beta_2^{(j)} M} \times \Delta^{\gamma_2^{(j)}} \quad (6)$$

ここに、 $M$  はマグニチュード、 $\Delta$  は震央距離(km)、 $\alpha^{(j)}$ 、 $\beta^{(j)}$ 、 $\gamma^{(j)}$  は  $j$  次の回帰係数である。重回帰分析の結果を図-8、表-1に示す。ただし、次数  $j=6\sim 8$  では  $\beta_2$  の値が負になっていたが、本モデルでは  $\beta_2=0$  とした。なぜなら、サポート区間に入るデータ数が  $N^{(j)} = 2^j$  となるために、この次数ではデータ数が少なくなり、その結果ばらつきが大きくなってしまったからである。相関係数は  $\mu_{gr}^{(j)}$  については0.9以上の高い相関が得られた。また、 $\sigma_{gr}^{(j)}$  についてはそれよりも低く、0.71~0.89(ただし、 $j=6, 7$  では0.4以下)であった。

平均値  $\mu_{gr}^{(j)}$  は震央距離  $\Delta$  とともに大きくなっており、回帰係数  $\gamma_1$  は次数  $j$  によらずほぼ一定で、概ね0.75~0.8となっている。これは、伝播距離が長くなるほど、波群の到達時間が遅れることを表している。一方、回帰係数  $\beta_1$  は  $j=15$  をのぞき、全次数  $j$  について0.1以下となっており、マグニチュード  $M$  より震央距離  $\Delta$  の影響が相対的に大きいことが分かる。標準偏差  $\sigma_{gr}^{(j)}$  は、次数  $j$  が大きくなるに従い、 $\gamma_2$  は小さくなり、 $\beta_2$  は大きくなる傾向にある。このことから以下のような考察ができる。表面波は主に1Hz以下の低振動数で卓越するのに対し、実体波は1~数Hzの比較的高振動数でも成分を持つ。よって、実体波の影響が大きい振動数帯域( $j>12$ )では、マグニチュード  $M$  の影響を受け、 $M$  が大きい分だけ断層面が大きくなり、継続時間が長くなることを表していると考えられる。一方、表面波の影響が現れる低振動数域( $j<11$ )では、 $M$  の効果よりも  $\Delta$  の効果の方が卓越



(a) 群遅延時間の平均値  $\mu_{gr}$



(b) 群遅延時間の標準偏差  $\sigma_{gr}$

図-8 重回帰分析結果の例( $j=13$  と  $10$ )

表-1 回帰分析の結果

	$\alpha_1$	$\alpha_2$	$\beta_1$	$\beta_2$	$\gamma_1$	$\gamma_2$
7	1.011	27.708	0.0	0.0	0.864	0.203
8	0.830	14.584	0.040	0.0	0.790	0.337
9	0.543	17.968	0.086	-0.030	0.700	0.344
10	0.806	8.451	0.060	-0.005	0.686	0.321
11	0.850	2.970	0.026	0.016	0.764	0.366
12	0.511	0.392	0.058	0.143	0.744	0.295
13	0.367	0.0790	0.077	0.267	0.739	0.201
14	0.330	0.0572	0.081	0.287	0.742	0.239
15	0.0443	0.0106	0.256	0.439	0.591	0.204

するようになる。つまり、表面波は分散性を有するため  $\Delta$  が長くなればなるほど、各振動数成分の波群の到着時刻の差が大きくなるためと解釈できる。このように伝播距離の効果と震源の効果異なる次数(振動数領域)で現れることが分かった。

## 6. モデル化の検証(三陸はるか沖地震への適用)

三陸はるか沖地震(1994)で観測された地震波のシミュレーションを行った例を図-9に示す。なお、このときフーリエ振幅スペクトルは実地震波のそれを用いた。波群の重心位置や継続時間など全体的な傾向は観測値と似ており、工学的には十分有効であると思われる。また、速度波形で比較しても、波群の周波数非定常性はよく合致しており、地震動の経時特性(非定常性)は比較的良くモデル化できていると言える。他の距離を持つものについても同様にシミュレーション可能であった。

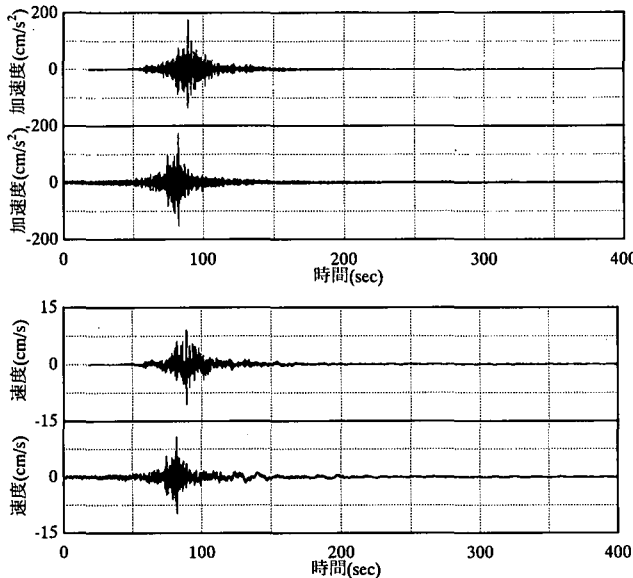


図-9 三陸はるか沖(盛岡△236km)のシミュレーション波と観測波の比較

## 7. 設計地震動の合成

以上で作成した群遅延時間の平均値および標準偏差のアテニュエーション式を用いて設計地震動を合成する。一例として、鉄道構造物で設定されているレベル2地震動の設計加速度応答スペクトルに準拠した設計地震動を合成する。図-10 にそのスペクトルを示す。スペクトルⅠは海溝型を、スペクトルⅡは断層近傍の地震を想定したものである。

まず、図-10 の設計加速度応答スペクトルは減衰定数  $h=0.05$  を想定したものであり、このスペクトルから  $h=0.0$  の速度応答スペクトルに修正する。減衰定数  $h=0.0$  の速度応答スペクトルがフーリエスペクトルに似ているという性質を利用して、これを初期のフーリエ振幅スペクトル  $A_0(\omega)$  とする。この初期スペクトル  $A_0(\omega)$  の振動数範囲  $\{2^{j-1}/T_d \leq f \leq 2^j/T_d\}$  が  $j$  次の分担範囲と考えて(図-5 参照)、 $A_d(\omega)$  から各次の  $A_0^j(\omega)$  を決めた。従って、モデル化された  $A_0^j(\omega)$  は振動数範囲  $\{2^{j-1}/T_d \leq f \leq 2^j/T_d\}$  では、 $A_d(\omega)$  に完全に一致し、振動数範囲  $\{2/3T_d \leq f < 2^{j-1}/T_d\}$  と  $\{2$

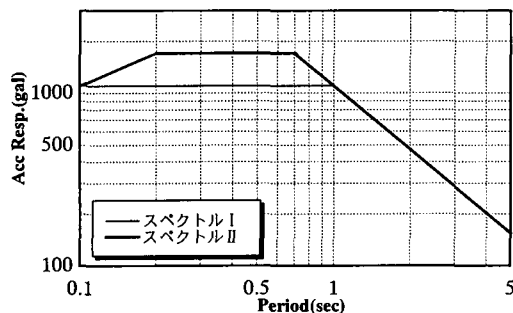


図-10 鉄道の耐震設計で用いるレベル2地震動の設計加速度応答スペクトル

$\{T_d/3 \leq f \leq 2^{j+1}/3T_d\}$  では完全に0となっている。

震央距離  $\Delta$  とマグニチュード  $M$  を設定し、本論文で示したアテニュエーション式より群遅延時間の平均値  $\mu_{t_g}^j$  および標準偏差  $\sigma_{t_g}^j$  を決定した。正規分布  $N(\mu_{t_g}^j, \sigma_{t_g}^j)$  に従う乱数を発生させて群遅延時間  $t_g^j(\omega)$  を求め、積分することにより位相スペクトル  $\phi^j(\omega)$  を決定した。

初期フーリエスペクトル  $A_0^j(\omega)$  と位相スペクトル  $\phi^j(\omega)$  から、 $j$  次の初期成分波形  $x(t)^j$  を算定し、全次数にわたって重ね合わせて初期波形  $x_0(t)$  とする。合成波形の加速度応答スペクトル  $S_d(\omega)$  と設計加速度応答スペクトル  $S_A(\omega)$  の比

$$r(\omega) = \frac{S_d(\omega)}{S_A(\omega)} \quad (7)$$

を算定し、現ステップの  $A(\omega)$  に  $r(\omega)$  を乗じてフーリエ振幅スペクトルを補正し、再度フーリエ逆変換によって波形を合成する。そして再び目標加速度応答スペクトルと比較して、許容誤差以内に収まるまで上記の操作を繰り返す(図-11 参照)。

### (1) スペクトルⅠ(海溝型)地震

レベル2地震なので、想定するマグニチュードは  $M=8$  とした。震央距離  $\Delta$  は 10, 100, 300(km) の3ケースとした。本来は、スペクトルⅠは海溝型地震を想定したものであるが、震央距離はある程度離れたものが妥当だと思われるが、参考までに  $\Delta 10(\text{km})$  も算定した。算定例を図-12 に示す。  $\Delta 10(\text{km})$  では継続時間が極端に短く、断層近傍の地震の傾向を表している。震央距離が長くなるに従い、継続時間が伸びている様子が伺え、それに伴いエネルギーが分散され最大加速度も低下する。  $\Delta 100, 300(\text{km})$  の場合には波形の繰り返し回数も多く、また、波形の周期特性の時間変化が特に顕著になっていることが分かる。

次に、このスペクトル適合波について所要降伏震度スペクトルを求めたのが図-13 である。用いた履歴モデル

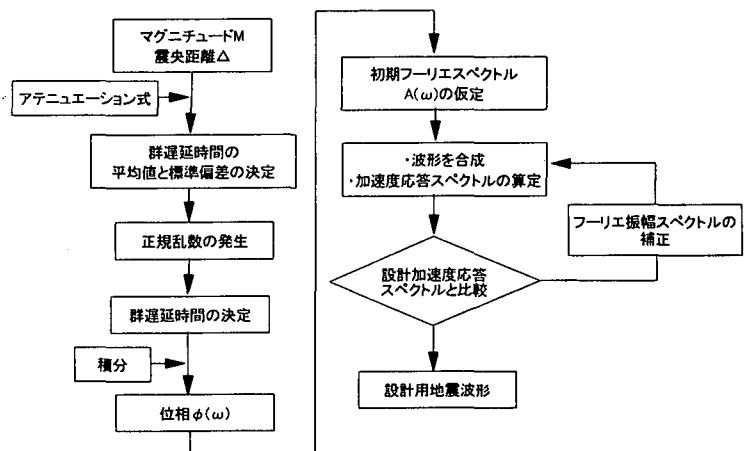


図-11 時刻歴波形の合成フロー

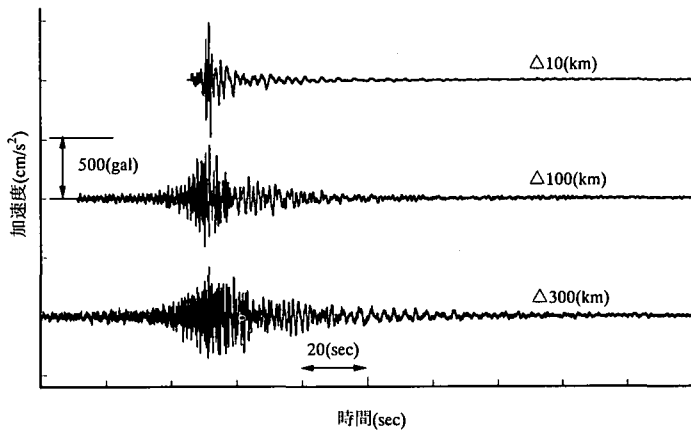


図-12 設計加速度応答スペクトル適合波形(スペクトルⅠ)

は Clough モデルとし、第2勾配は第1勾配の5%、減衰定数は  $h=5\%$  とした。3つの波形は、弾性応答スペクトルは一致させているにもかかわらず、位相の違いにより、弾塑性応答では大きな差が生じていることが確認できる。震央距離  $\Delta 10(\text{km})$  の場合には、エネルギーが短時間に集中し、構造物の応答塑性率は大きくなり、震央距離が長い場合には、エネルギーが分散され、塑性率が小さくなる事が分かる。

## (2) スペクトルⅡ(断層近傍型)地震

断層近傍の地震を想定して、 $M7.5$ 、 $\Delta 10\text{km}$  としてアテニュエーション式から位相を決定してスペクトルⅡ適合地震波を合成した。その結果を図-14に示す。図中には、断層の破壊過程をインパルス列でモデル化することにより、断層の面的な破壊過程を考慮して位相をモデル化<sup>3)</sup>した場合のスペクトルⅡ適合波も示してある<sup>4)</sup>。想定した断層モデルは、 $40 \times 20\text{km}$  の垂直な断層面であり、3つのアスペリティーから構成されている(詳細は文献4)を参照)。本論文で提案した位相のアテニュエーションモデルは、マグニチュードと震央距離のみで位相特性が規定でき、汎用性が高い。しかし、図-14からも分かるように断層近傍の地震では指向性の影響も大きく、断層破壊方向と観測点の位置によって地震動の特性

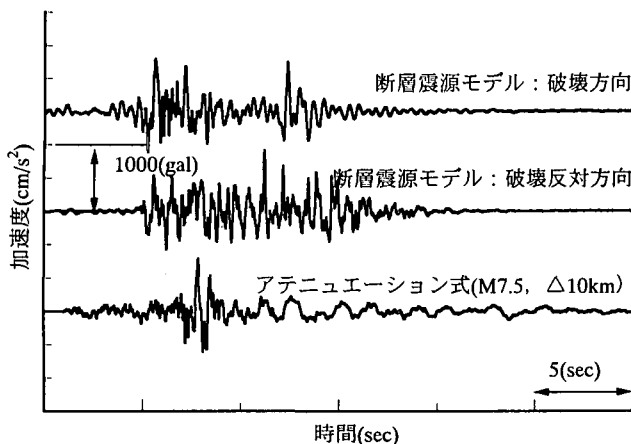


図-14 設計加速度応答スペクトル適合波形(スペクトルⅡ)

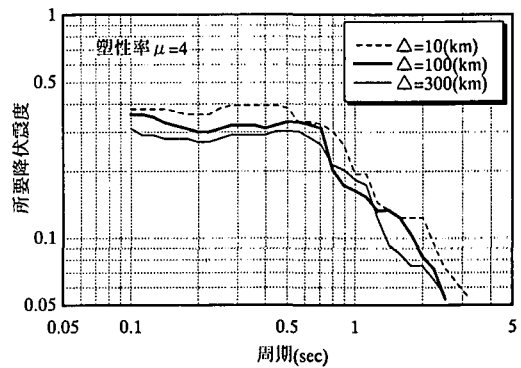


図-13  $\Delta=10, 100, 300(\text{km})$ とした場合の位相特性を用いたスペクトル適合波の所要降伏強度スペクトルの比較

が大きく異なるにもかかわらず、本モデルではそのような特性は必ずしも表現できないことが分かる。

なお、鉄道の耐震設計標準では、スペクトルⅠは本論文で示した経験的手法、スペクトルⅡは断層破壊過程をインパルス列でモデル化する理論的手法<sup>4)</sup>により位相特性をモデル化してスペクトル適合波を作成している。

## 8. まとめ

本論文では、ウェーブレット変換を用いて観測波から各サポート区間毎の群遅延時間の平均値と標準偏差を算定し、これらを震央距離とマグニチュードの関数または震央距離だけの関数としてモデル化できることを示した。このモデルを用いて設計加速度応答スペクトルに準拠したスペクトル適合地震波を作成できることを示した。本モデルは標準的な位相特性をモデル化したもので、設計地震動を合成するのに汎用性が高いと言える。

## 参考文献

- 1) 大崎順彦：原子力発電所設計用の基準地震動評価に関するガイドライン、主として大崎スペクトルについて、ORI 研究報告 84-01, 1984
- 2) 荒川直士, 川島一彦, 相沢興：応答スペクトル特性を調整した時刻歴地震応答解析入力地震動波形, 土木技術資料, 第26巻, 第7号, 1984年7月
- 3) 佐藤忠信, 室野剛隆, 西村昭彦：震源・伝播・地点特性を考慮した地震動の位相スペクトルのモデル化, 土木学会論文集, No.612/I-46, pp.201-213, 1999.
- 4) 室野剛隆, 西村昭彦, 佐藤忠信：鉄道の耐震設計における設計入力地震動の位相特性の考え方, 土構造物の耐震設計に用いるレベル2地震動を考えるシンポジウム, 1998.
- 5) 澤田純男, 盛川仁, 土岐憲三, 横山圭樹：地震動の位相スペクトルにおける伝播特性・サイト特性の分離, 第10回日本地震工学シンポジウム, pp.915-921, 1998.
- 6) 山口昌哉, 山田道夫：ウェーブレット解析, 科学, Vol.60 No.6, pp.398-405, 1990.