

観測データに基づく  
設計用長周期地震動の作成について

平成 22 年 12 月

## まえがき

本資料は、平成21年度までの国土交通省建築基準整備促進事業の成果をベースに、(独)建築研究所の協力のもと、追加検討を行いまとめたものである。なお、国土交通省建築基準整備促進事業の成果については、(独)建築研究所から、建築研究資料第127号として出版され、HPにおいても閲覧可能となっている。

## 目次

まえがき

1. はじめに	1
1. 1 概要	1
1. 2 適用範囲等	1
2. 観測データに基づいた設計用長周期地震動の算定	3
2. 1 長周期地震動スペクトル特性の算定	3
2. 2 長周期地震動時刻歴の位相特性	19
2. 3 工学的基盤のサイト係数の算定方法	25
2. 4 長周期地震動時刻歴の作成方法	30
2. 5 対象地震の諸元	33
3. 余裕を持った設計のための考え方	34
3. 1 対象地震以外の地震による地震動の作成の考え方	34
3. 2 連動型地震による地震動の作成の考え方	35
参考文献	37

## 1. はじめに

### 1. 1 概要

既往の長周期地震動の算定例では、想定地震に対して個別の地点毎に算定が行われているものが多い。それらの妥当性を検証するには、過去の観測データに基づいた統計的な推定値との照合が有効と考えられるが、長周期地震動に関しては、特に海溝型巨大地震時の観測データの蓄積がまだ不十分であることと、広く観測記録を集めることも現状ではきわめて困難なことから、関連研究事例も少ない。

片岡他<sup>1)</sup>は、長周期地震動の応答スペクトル特性の距離減衰式を提案した。佐藤他<sup>2)</sup>は、同様な検討に加えて、長周期地震動の各周期帯域での波動伝播の様子を、地震規模、震源距離とサイト係数とを関係付け、同種時刻歴の算定方法を提案した。

本資料では、佐藤他<sup>2)</sup>による手法に基づく、観測データに基づく設計用長周期地震動の作成方法（以下、「本方法」という。）について説明する。

### 1. 2 適用範囲等

#### (1) 適用範囲

本方法による地震動は、0.1 秒から 10 秒の周期を対象とする。

本方法の適用にあたっては、利用した観測データの地震規模、震源距離などの範囲に留意すべきである。また、震源直上・近傍（断層までの最短距離が非常に小さい場合）の条件での使用は適用範囲外となる。

#### (2) 評価対象

本方法は、地表及び解放工学的基盤上での水平一方向地震動および上下方向地震動について、スペクトル特性及び、時刻歴特性を算定するものである。

#### (3) 用語の定義

- ①応答スペクトル 地震動に対する一質点系（固有周期、減衰定数で規定）の最大応答値
- ②エネルギースペクトル 一質点系（減衰定数 10%）への総エネルギー入力  
速度換算値
- ③工学的基盤 十分な層厚を有し、せん断波(S波)速度 400m/s 程度の地層上面
- ④地震基盤 地殻最上部にある S 波速度 3km/s 程度の堅硬な岩盤（地震調査研究推進本部長周期地震動予測地図 2009 年試作版<sup>3)</sup>による）
- ⑤サイト係数 サイト特有の地盤増幅と群遅延時間に関する係数であるが、ここでは、主として群遅延時間に関するサイト固有の特性を表す係数に使用している。
- ⑥サイト増幅率 （ここでは）解放地震基盤からサイト地表面までの減衰定数 5%

地震動加速度応答スペクトル比率

- ⑦サイト増幅係数 サイト増幅率の常用対数値
- ⑧群遅延時間 微小振動数帯域に含まれる地震波の各成分が群となって伝播する際の到達時間の遅れに関する基準時間
- ⑨位相特性 フーリエ変換における各成分の位相角に関する特性
- ⑩長周期地震動 周期2秒程度以上の成分を主体とし、継続時間が長い地震動。
- ⑪モーメントマグニチュード (Kanamori<sup>4)</sup>)

断層運動としての地震の大きさを表す量で、震源断層の面積を  $S$ ，平均変位量を  $D$ ，地震の起こった場所の剛性率を  $\mu$  とすると、地震モーメント  $M_0$  は次式で表される。

$$M_0 = \mu DS$$

モーメントマグニチュード  $M_w$  と上記の地震モーメント  $M_0$  との間には次の関係がある。

$$\log M_0 = 1.5M_w + 16.1 \quad (M_0 : \text{単位 dyne} \cdot \text{cm})$$

## 2. 観測データに基づいた設計用長周期地震動の算定

本章では、長周期地震動の算定方法について、まずスペクトル特性と時刻歴に分けて、その平均的特性の評価方法について説明し、その後、与えられた地震条件に沿って、具体的に長周期地震動を作成する方法を説明する。

### 2. 1 長周期地震動スペクトル特性の算定

地表面での減衰定数 5% の加速度応答スペクトル  $S_a(T)$  は次式で算定する。

$$\log_{10} S_a(T) = a(T)M_w + b(T)R - \log_{10} \left( R^{p(T)} + d(T)10^{0.5M_w} \right) + c(T) + c_j(T) \quad (2-1)$$

ここに、

$S_a(T)$  : 減衰定数 5% の加速度応答スペクトル (単位 :  $\text{cm}/\text{s}^2$ )

$M_w$  : モーメントマグニチュード (断層運動としての地震の規模を表す指標。

地震モーメント  $M_0$  との間には、次の関係がある。  $\log_{10} M_0 = 1.5M_w + 16.1$ 、  
( $M_0$  : 単位  $\text{dyne}\cdot\text{cm}$ )

$R$  : 建設地から想定震源断層面までの最短距離(km)

$a(T)$ 、 $b(T)$ 、 $p(T)$ 、 $d(T)$ 、 $c(T)$ 、 $c_j(T)$  : 回帰係数

$c(T)$  : 周期 1 秒以上で、地盤増幅がほとんどなく、地震基盤相当と考えられる地点 (KiK-net の都路 (みやこじ) 観測地点 FKSH19) でのサイト増幅係数。

$c_j(T)$  は、地震基盤から建設地点(サイト)の地表までのサイト増幅係数。

#### (1) 回帰係数を求めるための観測データの選定について

地震動の減衰定数 5% の加速度応答スペクトルの算定式(2-1)の係数を得るために、多数の地震動観測データを使用した。

その選定条件は以下の通りである。まず、地震を海溝型地震と地殻内地震に分類し、それぞれに以下の 4 つの選定条件を課した。

##### ① 地震規模と震源距離

a) 海溝型地震 :  $M_j \geq 6.5$ 、震源距離  $\leq 400\text{km}$

b) 地殻内地震 :  $M_j$  (気象庁マグニチュード)  $\geq 6.0$ 、震源距離  $\leq 350\text{km}$ ,

##### ② 震源深さ $\leq 60\text{km}$

③ 福島・田中<sup>5)</sup>の距離減衰式で最大加速度が  $2\text{cm}/\text{s}^2$  以上となる距離以内の観測地点

④ S 波初動から観測されており、周期 10 秒まで信頼できること。

③の条件は、震源距離の範囲を広くすると震源距離の小さいところでの予測の精度が低くなるため設定したものであり、①a)の条件の 400km は東南海地震の東

京、南海地震の名古屋、宮城県沖地震の東京が入る程度の範囲である。④の条件は遠方で地盤増幅の大きい地点の記録のみが選択されるのを避けるために設けた。選択された海溝型地震、地殻内地震の諸元を表 2.1、表 2.2 に示す。回帰式は、海溝型地震、地殻内地震それぞれに対して作成した。ここで用いた層別因子を用いた回帰分析の方法では、地震あるいは観測地点がオーバーラップしている必要があるため、 $M_j$  6.4 である 1996 年の銚子付近の地震も追加して用いた。利用地震数は、海溝型地震、地殻内地震で、それぞれ、33 個、26 個である（図 2.1 参照）。回帰式作成に用いる地震モーメント  $M_0$  及びモーメントマグニチュード  $M_w$  は、震源インバージョンが実施されている地震についてはその値を、実施されていない場合には防災科学技術研究所による F-net (広帯域地震観測網) に基づく地震メカニズム解による推定値、これもない場合には Harvard 大学による推定値を用いた。その他の地震諸元については気象庁発表の値を用いた。回帰式作成に用いる断層最短距離については、震源インバージョンが実施されている地震は、その断層モデルを用いて計算し、その他の地震は震源距離を用いた。さらに強震動データは、主として K-NET、KiK-net、JMA87 型、JMA95 型の公表データから選定して用いた。図 2.2、図 2.3 にはそれぞれ海溝型地震および地殻内地震について、ここで用いた地震記録の、断層最短距離と地震の気象庁マグニチュード ( $M_j$ ) とモーメントマグニチュード ( $M_w$ ) の分布 (関係)、震源距離と地震モーメントの関係を示す。なお、観測地点の数は、図 2.4 に示すとおり約 1700 点である。

## (2) 加速度応答スペクトルの回帰式作成方法

減衰定数 5% 加速度応答スペクトルの回帰式(2-1)式について、最小自乗法を用いて各回帰係数を算定した。水平成分の長周期地震動についての回帰係数の算定結果は、別紙 1 及び別紙 3 に示すとおりである。

$d(T) \cdot 10^{0.5M_w}$  は震源近傍で地震動強さが頭打ちする現象を表現する項である。 $c(T)$  は周期 1 秒以上で、地盤増幅がなく、地震基盤相当と考えられる KiK-net 観測地点 FKSH19 のサイト増幅係数（ここでは基準サイト増幅係数と呼ぶ）である。 $c_j(T)$  は地震基盤から  $j$  観測地点での地表までのサイト増幅係数である。したがって、 $10^{c_j(T)}$  は地震基盤から  $j$  観測地点における地表までの周期  $T$  におけるサイト増幅率となる。

なお、減衰定数 5% の加速度応答スペクトルについては、NS 成分と EW 成分の幾何平均値と上下成分に対してそれぞれ距離減衰式を作成した。対象とする固有周期  $T$  は、56 ポイント (0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.2, 1.4, 1.6, 1.8, 2.0, 2.2, 2.4, 2.6, 2.8, 3.0, 3.2, 3.4, 3.6, 3.8, 4.0, 4.2, 4.4, 4.6, 4.8, 5.0, 5.2, 5.4, 5.6, 5.8, 6.0, 6.2, 6.4, 6.6, 6.8, 7.0, 7.2, 7.4, 7.6, 7.8, 8.0, 8.2, 8.4, 8.6, 8.8, 9.0, 9.2, 9.4, 9.6, 9.8, 10.0

秒) である。

(2-1)式の回帰係数  $p(T)$ 、 $d(T)$ は、片岡他<sup>6)</sup>、佐藤<sup>7)</sup>、と同じく、二段階回帰分析手法を用いて求めている。その詳細については、佐藤他<sup>2)</sup>を参照されたい。

表 2.1 回帰式作成に用いた海溝型地震と主要観測地点でのデータの有無

年	発震時		深さ km	$M_j$	地震名 震源域名	地震規模		OSK005 大阪	OSKH02 此花	AIC003 津島	AIC004 名古屋	TKY016 東雲	KGIN 新宿	E4E 大手町	E56 横浜	
	月/日	時:分				$M_0$ [dyne $\cdot$ cm]	$M_w$									
1989	10/29	14:25	0.0	6.5	三陸はるか沖	5.76E+25	6.4									
1989	11/2	3:25	0.0	7.1	三陸はるか沖	1.36E+27	7.4									
1990	9/24	6:13	60.0	6.6	東海地方南方はるか沖	7.08E+25	6.5									
1993	7/12	22:17	35.1	7.8	1993年北海道南西沖地震	3.40E+27	7.6									
1994	4/8	10:10	2.5	6.5	三陸はるか沖	4.62E+25	6.4									
1994	10/4	22:22	28.0	8.2	1994年北海道東方沖地震	2.60E+28	8.2									
1994	10/9	16:55	0.0	7.3	北海道東方沖	9.38E+26	7.2									
1994	12/28	21:19	0.0	7.6	1994年三陸はるか沖地震	4.00E+27	7.7									
1994	12/29	5:52	0.0	6.5	岩手県北東沖	2.06E+25	6.1									
1995	1/7	7:37	47.8	7.2	岩手県北東沖	3.33E+26	6.9									
1995	4/29	1:30	3.0	6.7	北海道東方沖	2.77E+26	6.9									
1995	12/30	21:11	0.0	6.5	三陸はるか沖	3.61E+25	6.3									
1996	10/19	23:44	34.0	6.9	日向灘	1.43E+26	6.7									
1996	12/3	7:17	38.0	6.7	日向灘	1.23E+26	6.7									
1996	2/17	0:22	58.0	6.8	福島県東方沖	1.33E+26	6.7									
1996	9/11	11:37	52.0	6.4	銚子付近	1.97E+25	6.1									
1999	1/24	9:37	40.0	6.6	種子島近海	6.58E+25	6.5									
2000	1/28	23:21	58.5	7.0	根室半島南東沖	1.21E+26	6.7									
2001	3/24	15:27	46.5	6.7	2001年芸予地震	2.98E+26	6.9		○							
2001	5/25	9:40	30.0	6.9	択捉南東沖	8.71E+25	6.6									
2003	9/26	4:50	45.1	8.0	2003年十勝沖地震	2.20E+28	8.2									
2003	9/26	6:08	21.4	7.1	同余震	1.15E+27	7.3									
2003	9/29	11:36	42.5	6.5	同余震	4.96E+25	6.4									
2003	10/31	10:06	33.3	6.8	宮城県沖	1.42E+26	6.7					○				
2004	9/5	19:07	37.6	7.1	紀伊半島沖	9.80E+26	7.3	○	○	○	○					○
2004	9/5	23:57	43.5	7.4	紀伊半島沖	1.80E+27	7.4	○	○	○	○	○	○	○	○	○
2004	9/7	8:29	41.0	6.5	紀伊半島沖	6.00E+25	6.5	○	○	○	○					
2004	9/8	23:58	36.1	6.5	紀伊半島沖	1.62E+25	6.1	○	○		○					
2004	11/29	3:32	48.2	7.1	根室半島沖	3.36E+26	7.0									
2004	12/6	23:15	45.8	6.9	根室半島沖	1.41E+26	6.7									
2005	8/16	11:46	42.0	7.2	宮城県沖	5.62E+26	7.1					○	○	○	○	
2005	11/15	6:38	45.0	7.2	三陸はるか沖	4.06E+26	7.0									
2005	12/2	22:13	40.3	6.6	宮城県沖	5.39E+25	6.4									
2009	8/11	5:07	5.7	6.5	駿河湾の地震	2.25E+25	6.2					○		○	○	

表 2.2 回帰式作成に用いた地殻内地震と主要観測地点でのデータの有無

年	発震時		深さ km	$M_j$	地震名 震源域名	地震規模		OSK005 大阪	OSKH02 此花	AIC003 津島	AIC004 名古屋	TKY016 東雲	KGIN 新宿	E4E 大手町	E56 横浜	
	月/日	時:分				$M_0$ [dyne $\cdot$ cm]	$M_w$									
1990	2/20	15:53	5.8	6.5	伊豆大島近海	4.00E+25	6.3									
1991	10/28	10:09	18.5	6.0	周防灘	7.48E+23	5.2									
1993	2/7	22:27	24.8	6.6	能登半島沖	3.41E+25	6.3									
1995	1/17	5:46	16.1	7.3	1995年兵庫県南部地震	3.30E+26	6.9									
1996	8/11	3:12	8.6	6.1	秋田県内陸南部	9.51E+24	5.9									
1997	3/26	17:31	11.9	6.6	鹿児島県薩摩地方	1.50E+25	6.1									
1997	5/13	14:38	9.2	6.4	鹿児島県薩摩地方	1.22E+25	6.0									
1997	6/25	18:50	8.3	6.6	山口県北部	5.66E+24	5.8									
1998	9/3	16:58	7.9	6.2	岩手県内陸北部	7.53E+24	5.9									
2000	6/7	6:16	21.3	6.2	石川県西方沖	5.93E+24	5.8			○	○					
2000	7/1	16:01	16.1	6.5	新島・神津島近海	2.28E+25	6.2									
2000	7/9	3:57	15.4	6.1	新島・神津島近海	7.79E+24	5.9						○			
2000	7/15	10:30	9.7	6.3	新島・神津島近海	1.24E+25	6.0				○	○	○	○	○	○
2000	7/30	9:18	11.1	6.0	三宅島近海	4.28E+24	5.7					○				
2000	7/30	21:25	17.0	6.5	三宅島近海	5.02E+25	6.4					○				○
2000	8/18	10:52	12.4	6.1	新島・神津島近海	4.65E+24	5.7					○				
2000	10/6	13:30	9.0	7.3	2000年鳥取県西部地震	1.61E+26	6.7	○	○	○	○					
2003	7/26	7:13	11.9	6.4	宮城県北部	2.32E+25	6.2									
2004	10/23	17:56	13.1	6.8	2004年新潟県中越地震	8.80E+25	6.6			○		○	○	○	○	○
2004	10/23	18:03	9.4	6.3	同余震	8.50E+24	5.9					○		○	○	○
2004	10/23	18:11	11.5	6.0	同余震	4.11E+24	5.7					○		○	○	○
2004	10/23	18:34	14.2	6.5	同余震	3.20E+25	6.3					○	○	○	○	○
2004	10/27	10:40	11.6	6.1	同余震	7.50E+24	5.9					○	○	○	○	○
2005	3/20	10:53	9.2	7.0	福岡県西方沖	1.15E+26	6.6									
2007	3/25	9:41	10.7	6.9	2007年能登半島地震	1.06E+26	6.6	○		○					○	○
2007	7/16	10:13	16.8	6.8	2007年新潟県中越沖地震	1.43E+26	6.7			○		○		○	○	○

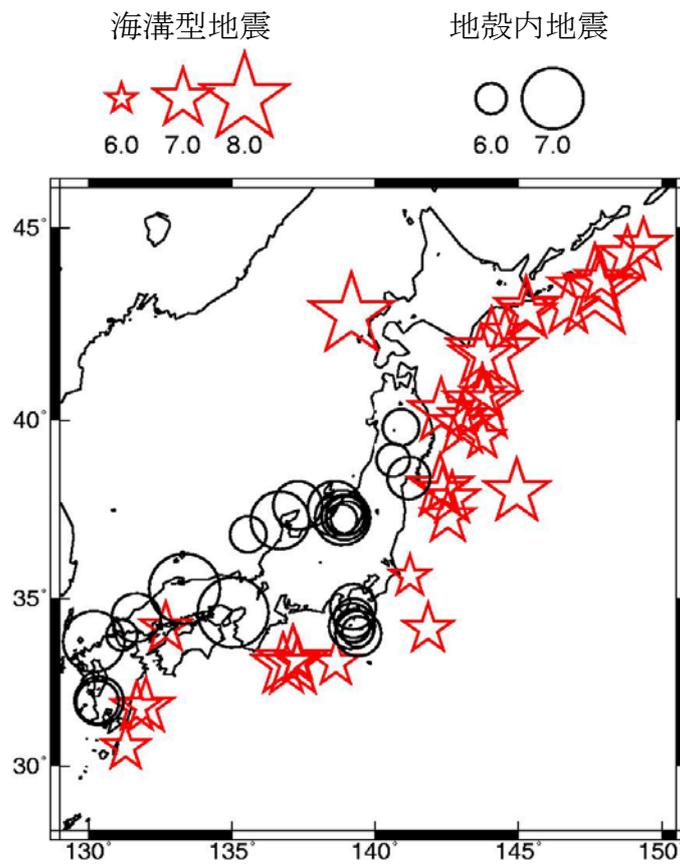


図 2.1 回帰式作成に用いている地震の震央位置 (星＝海溝型地震、丸＝地殻内地震)

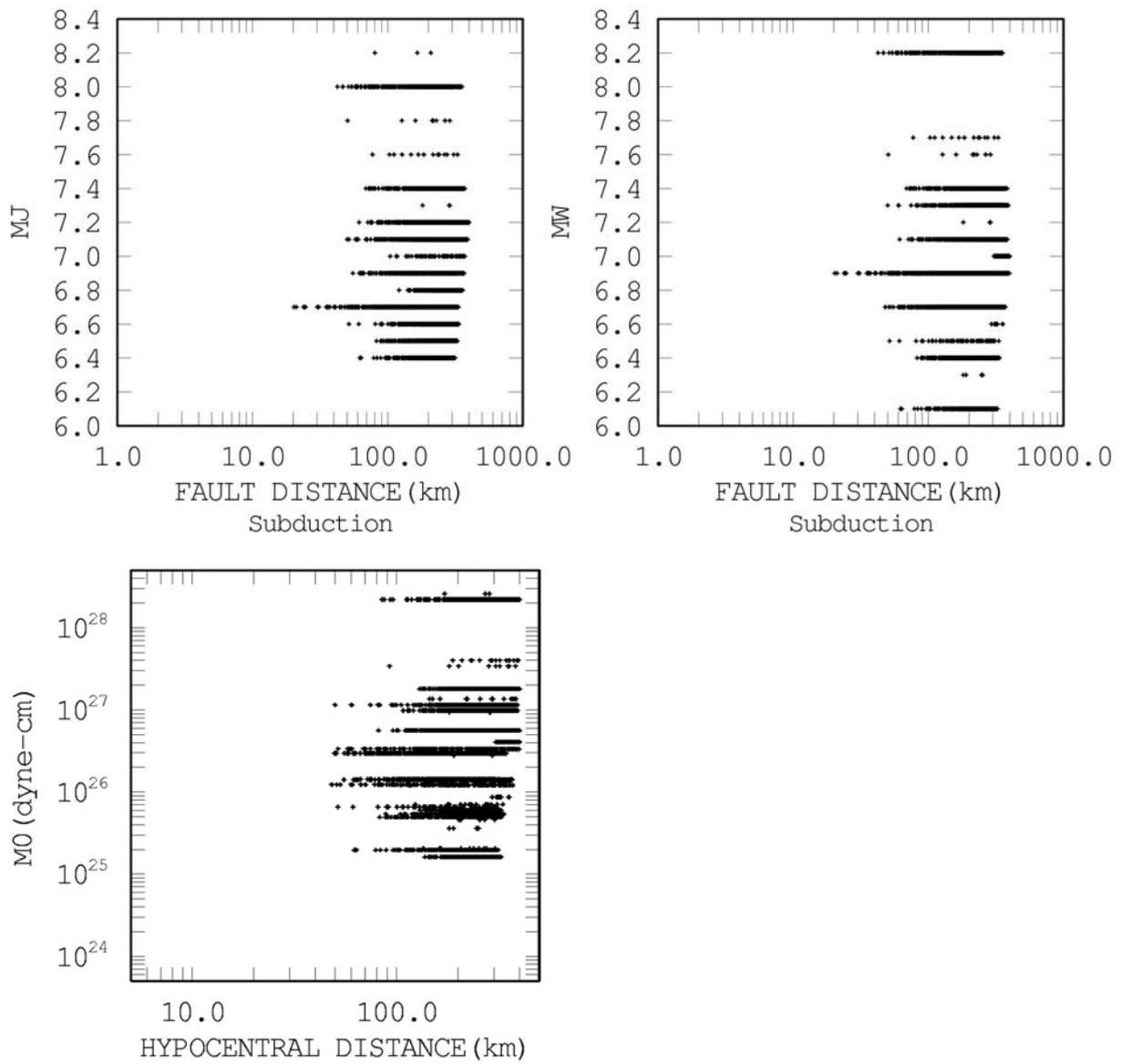


図 2.2 海溝型地震の  $M_J$  と断層最短距離、 $M_w$  と断層最短距離、地震モーメント  $M_0$  と震源距離の関係

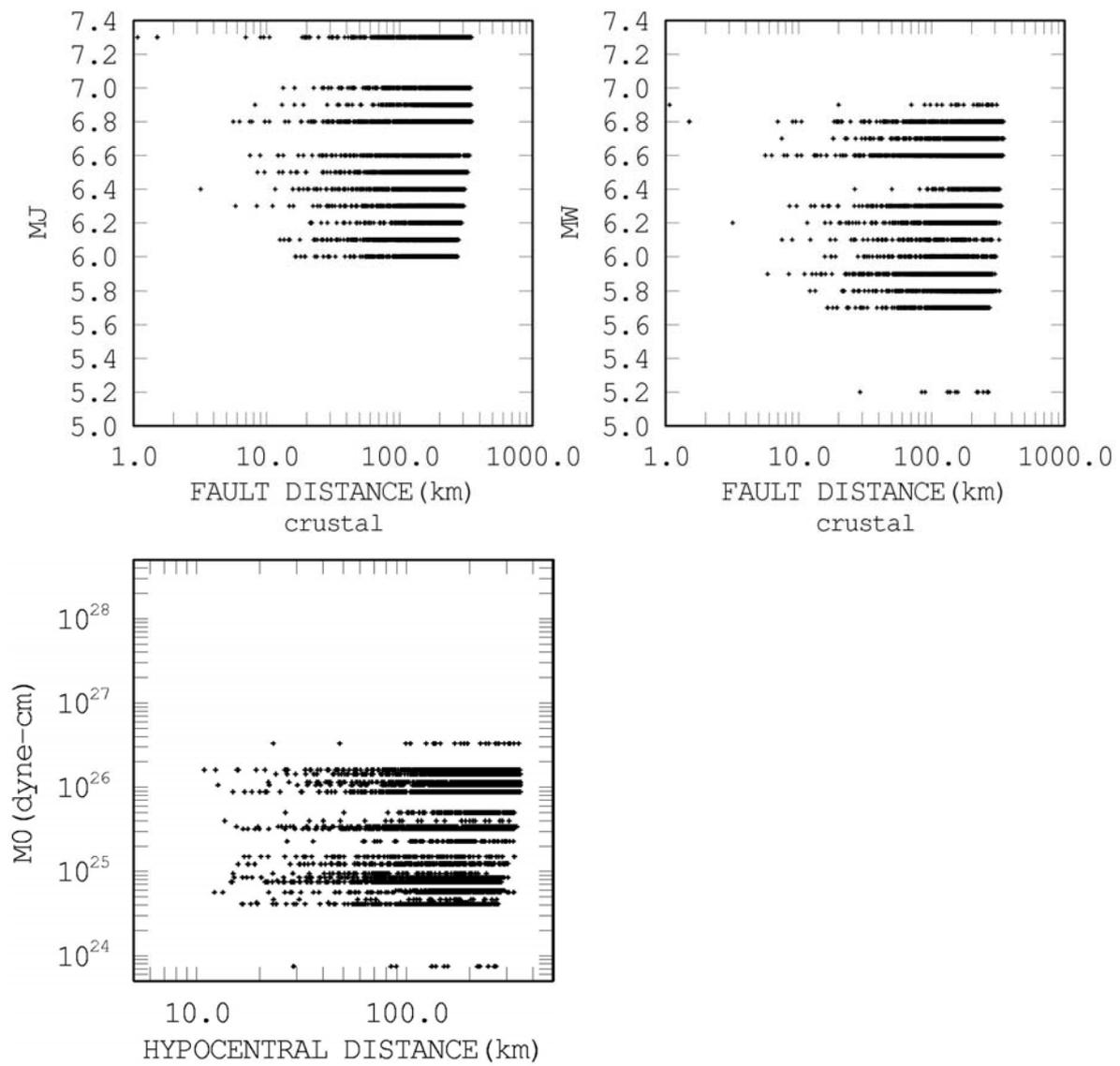
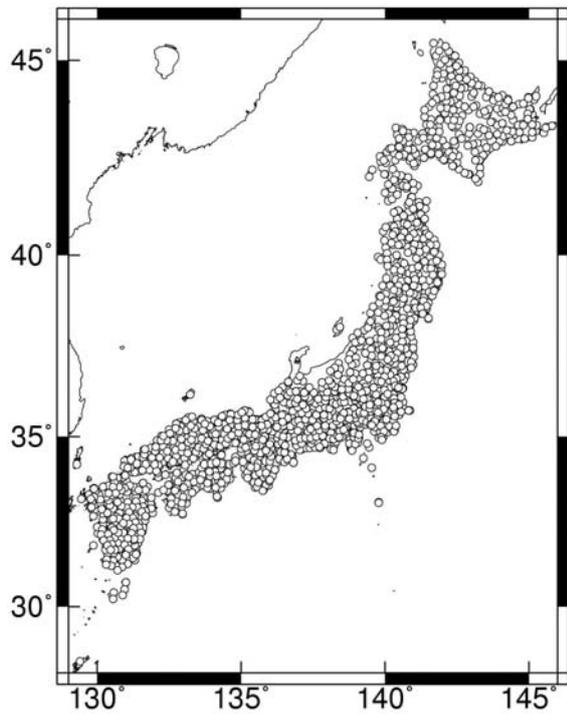
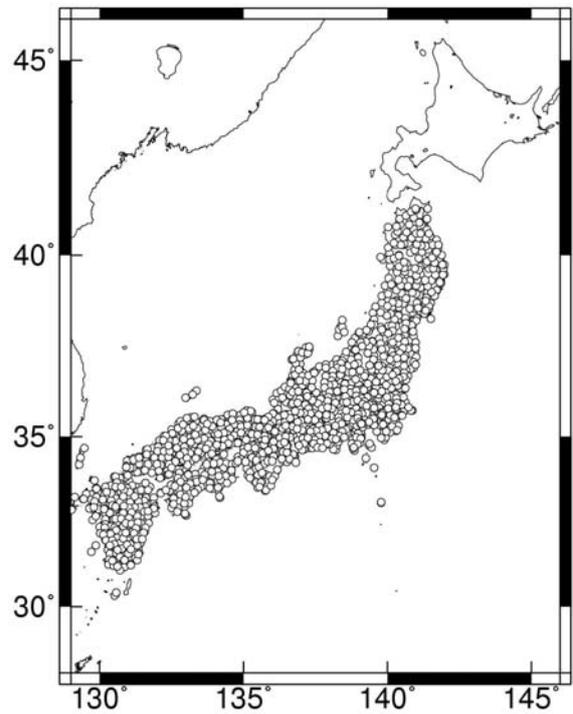


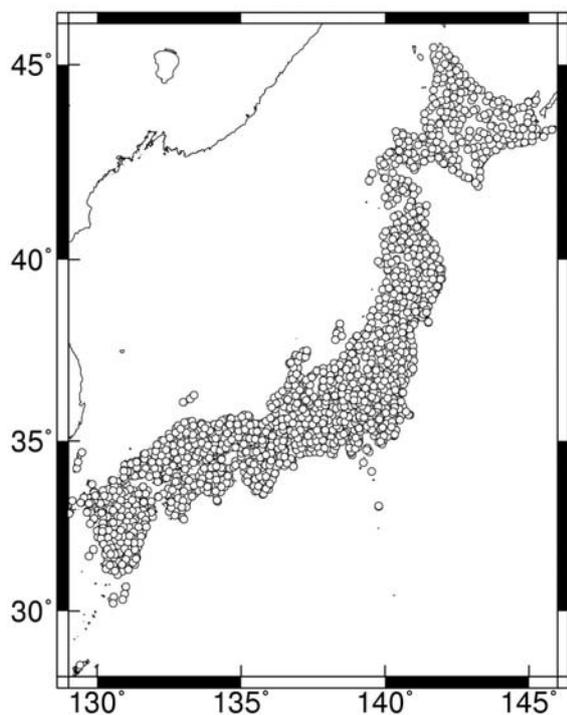
図 2.3 地殻内地震の  $M_J$  と断層最短距離、 $M_w$  と断層最短距離、地震モーメント  $M_0$  と震源距離の関係



海溝型地震



地殻内地震



全観測点

図 2.4 回帰式作成に用いる観測記録が得られている観測地点位置

### (3) 地震基盤における減衰定数 5%の加速度応答スペクトルの推定

式(2-1)の右辺からサイト増幅係数  $c_j(T)$  を除いた式は、地震基盤相当地点での減衰定数 5%の加速度応答スペクトルを算定する式と見なすことができる。

$$\log_{10} S_a(T)_{\text{地震基盤}} = a(T)M_w + b(T)R - \log_{10} \left( R^{p(T)} + d(T)10^{0.5M_w} \right) + c(T) \quad (2-2)$$

同様に、減衰定数 10%のエネルギースペクトル  $Ve(T)$  についても以下の算定式を作成した。

$$\log_{10} Ve(T) = a_e(T)M_w + b_e(T)R - \log_{10} \left( R^{p_e(T)} + d_e(T)10^{0.5M_w} \right) + c_e(T) + c_{ej}(T) \quad (2-3)$$

ここに、

$a_e(T)$ ,  $b_e(T)$ ,  $p_e(T)$ ,  $d_e(T)$ ,  $c_e(T)$  : エネルギースペクトルに関する回帰係数  
 $c_{ej}(T)$  : 周期 1 秒以上で、地盤増幅がなく、地震基盤相当と考えられる地点 (KiK-net の都路 (みやこじ) 観測地点 FKSH19) でのエネルギースペクトルに関するサイト増幅係数。

$c_{ej}(T)$  は、地震基盤から建設地点の地表までのエネルギースペクトルに関するサイト増幅係数。

エネルギースペクトルについても前述の減衰定数 5%加速度応答スペクトルと同様にサイト増幅係数  $c_{ej}(T)$  を除いて、地震基盤でのエネルギースペクトルの算定式が成り立つ。

$$\log_{10} Ve(T)_{\text{地震基盤}} = a_e(T)M_w + b_e(T)R - \log_{10} \left( R^{p_e(T)} + d_e(T)10^{0.5M_w} \right) + c_e(T) \quad (2-4)$$

減衰定数 5%加速度応答スペクトル、減衰定数 1%加速度応答スペクトル、及び減衰定数 10%エネルギースペクトルについては、海溝型地震、地殻内地震について、回帰係数がそれぞれ求められていて、図 2.5、図 2.6 に示す。また、ここでは水平成分の地震動 (水平 2 成分の幾何平均値) について示しているが、上下動についても回帰係数が求められている。なお、各図中の一番下にある図の縦軸  $e$  は、原データと作成回帰式とのばらつきを示す、いわゆる回帰誤差とされるものである。この回帰誤差はデータ全体での回帰式まわりのばらつきを示すものである。

図 2.7 は、海溝型地震の回帰係数を用いた地震基盤における地震動の擬似速度応答スペクトルである。図から分かるように、地震基盤のスペクトルは周期に対

して比較的平坦な形状をしているが、地震規模（ここではモーメントマグニチュード）が大きいほど長周期成分が卓越する傾向がある。

地表面の地震動を算定する場合には、地震基盤相当地点での回帰式(2-2)に地表面までのサイト増幅係数を加える必要がある。このサイト増幅係数については、海溝型地震、地殻内地震それぞれの地震データによる回帰分析により、2通りに求まるが、本方法では、地震タイプの区別をすることなく、それぞれのタイプにより求まるサイト増幅係数を、用いた地震動データ数で重み付け平均し、両タイプの地震に共通のサイト増幅係数として用いている。

図 2.8 に代表的観測地点（首都圏、名古屋圏、大阪圏）での、地震基盤に対する地表面のサイト増幅率を示した。

首都圏では、大手町（E4E）地点、大阪地域では湾岸の KiK-net 此花観測地点でのサイト増幅率が特に高いことが分かる。

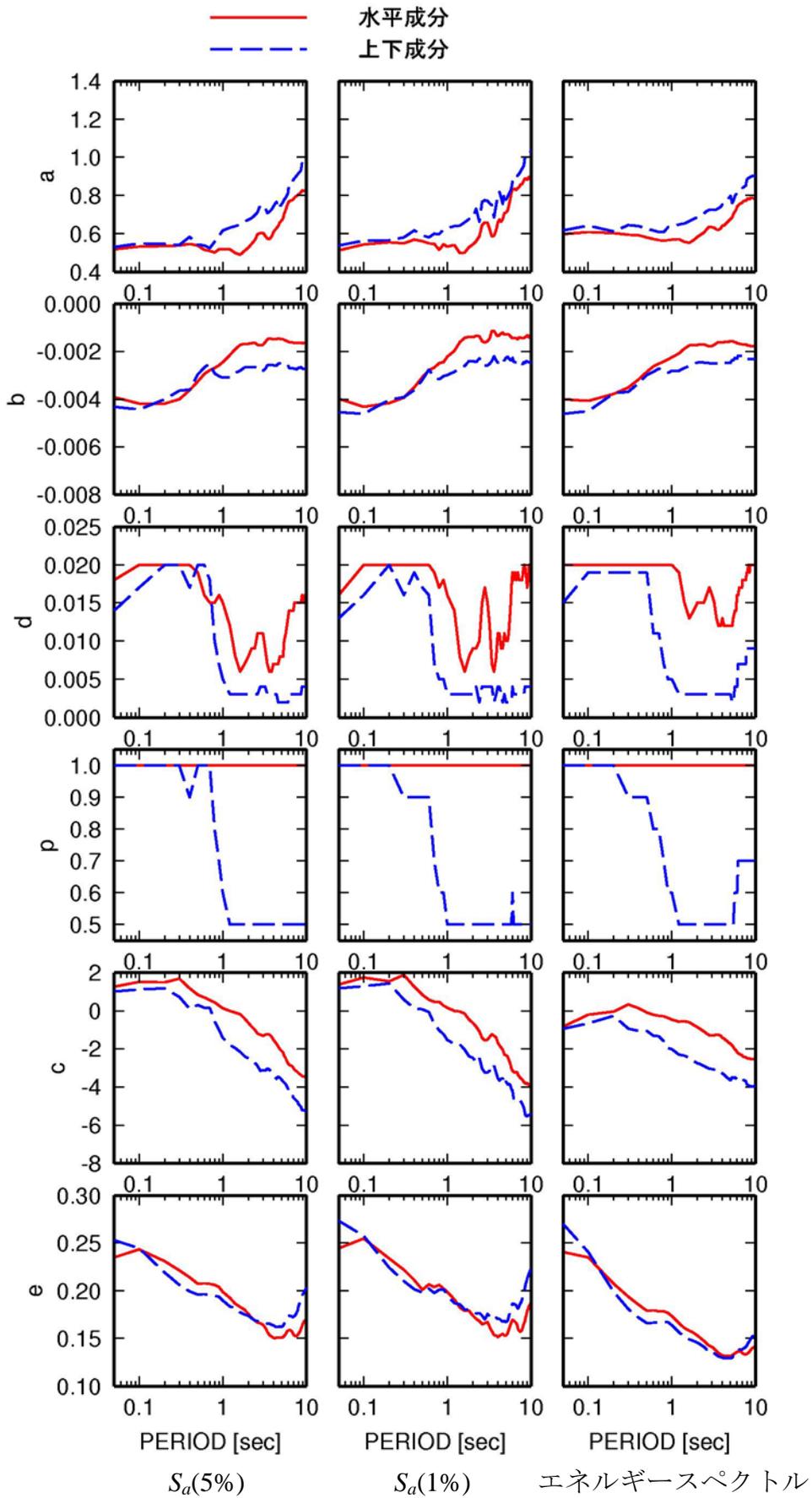


図 2.5 海溝型地震の回帰係数

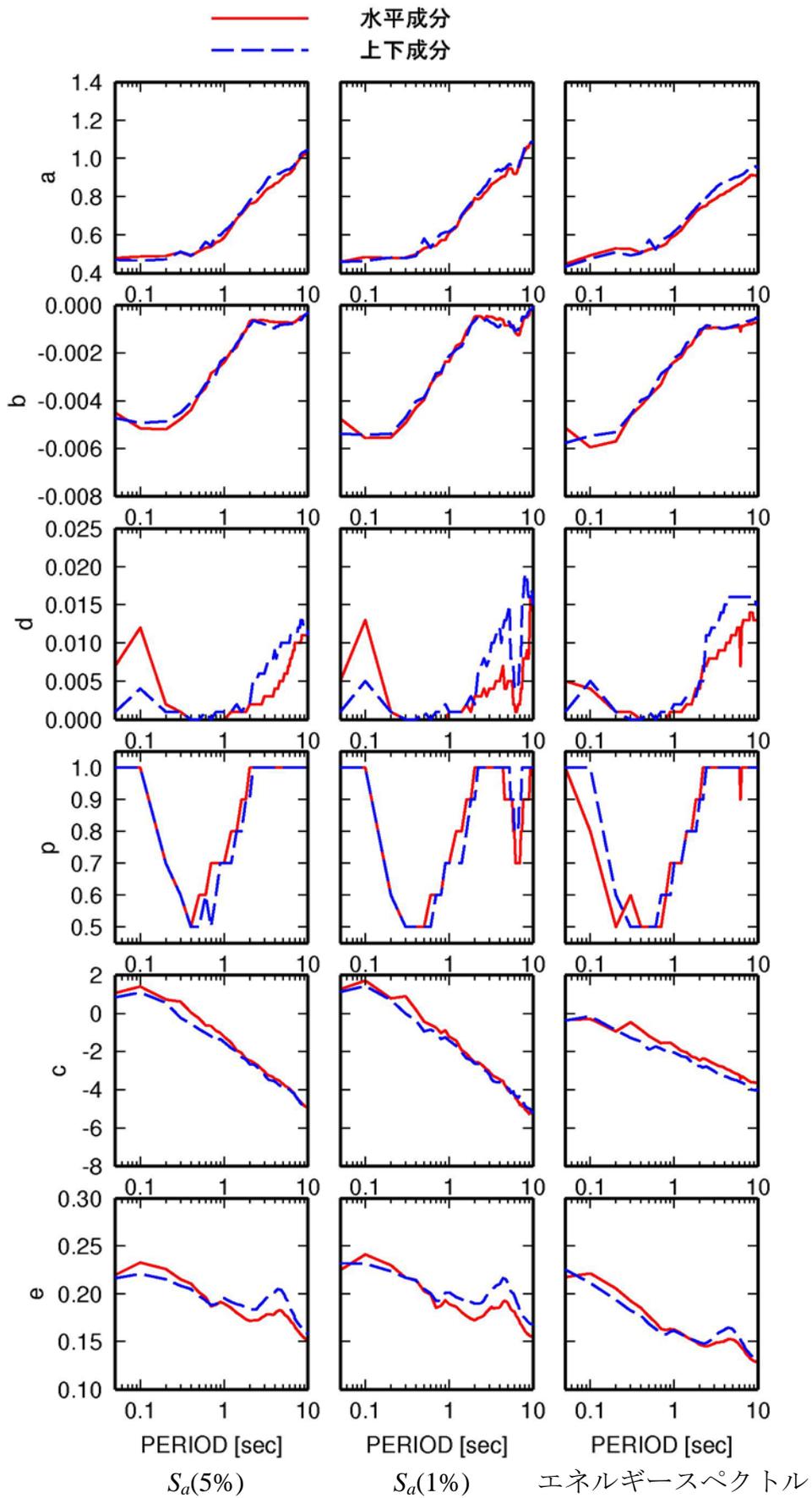


図 2.6 地殻内地震の回帰係数

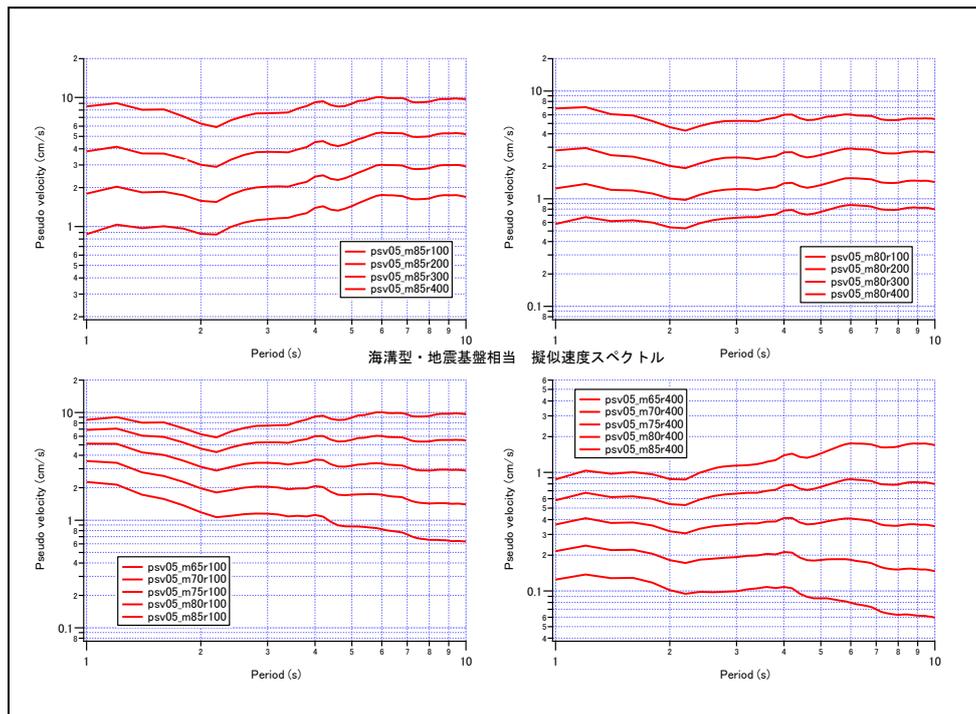


図 2.7 地震基盤での擬似速度応答スペクトル( $h=0.05$ )  
 $(c_j(T) = 0$  として算出 (海溝型地震))

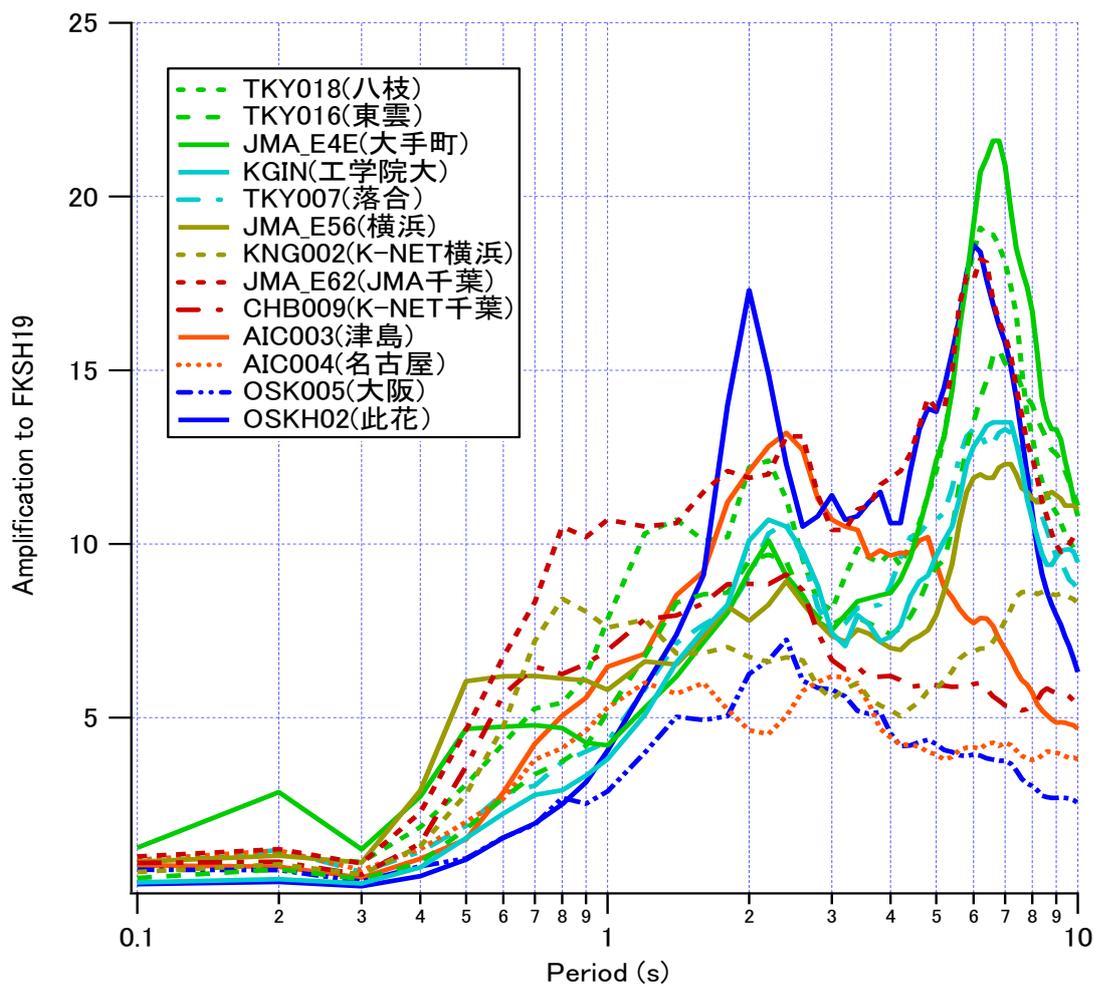


図 2.8 全国の代表観測地点の地震基盤以浅のサイト増幅率

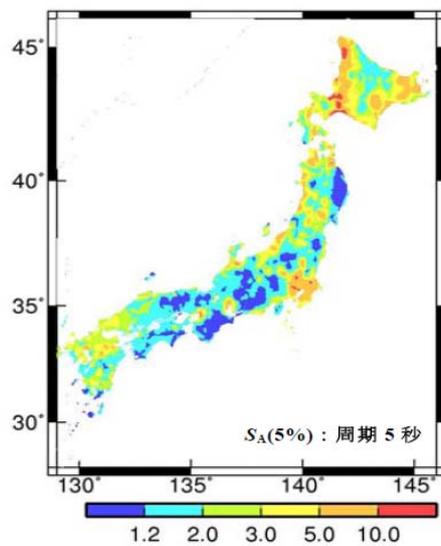


図 2.9 周期 5 秒での  $S_a(5\%)$  のサイト増幅率マップ

#### (4) 断層最短距離および震源距離の計算方法

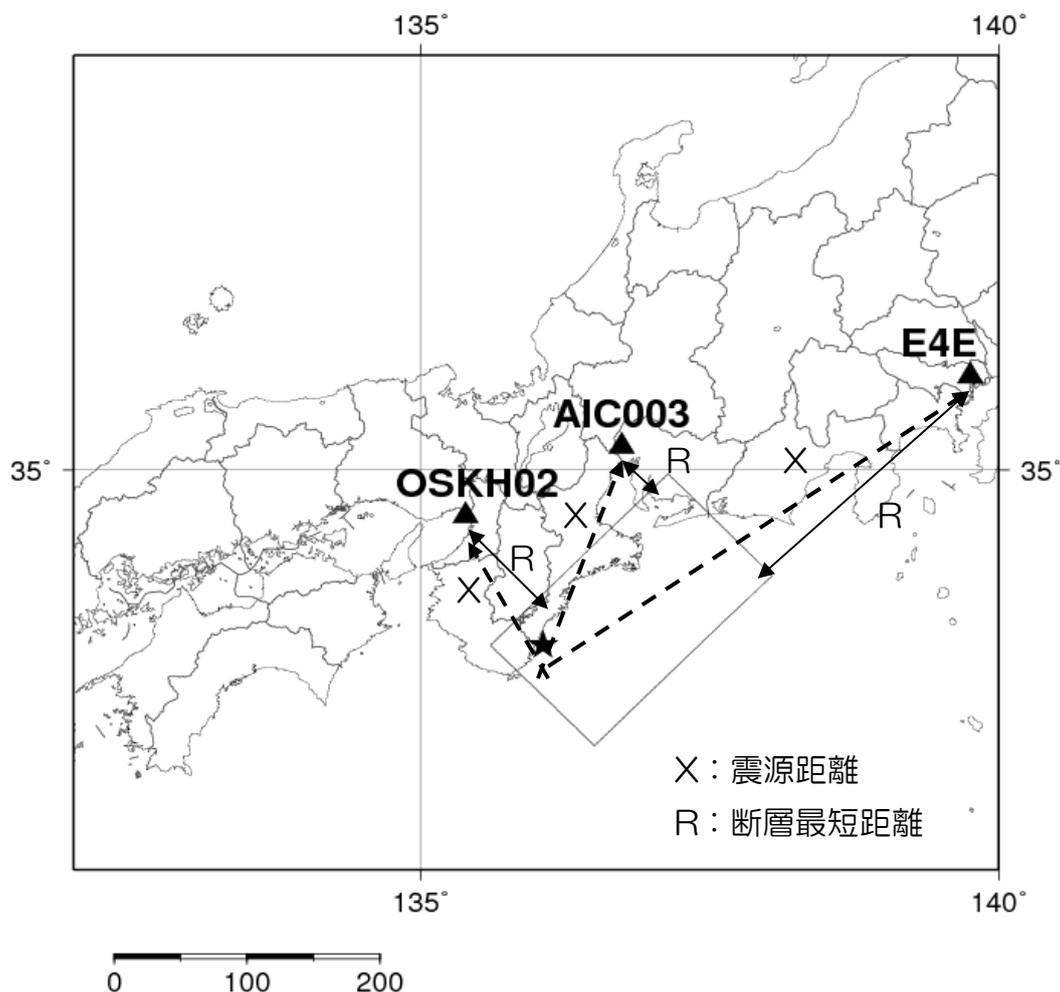


図 2.10 断層最短距離と震源距離の算定

##### ① 断層最短距離

図 2.10 の東南海地震の場合を例にとって説明すると、震源断層は図の四角形で表現される。前述の回帰式(2-1)により、加速度応答スペクトルを算定する場合には建設地点からこの四角形までの最短距離を求める。建設地点の緯度経度と震源断層の位置を定める四隅の座標値が分かれば求めることができる。実用的には、断層面が長方形で与えられるならば、長さ、幅を等分割し、分割された各微小領域の中心位置から建設地点までの距離を計算し、その最小値を最短距離とすればよい。両端の緯度経度が分かれば距離の計算は②に示す方法に拠ることができる。

##### ② 震源距離（建設地から破壊開始点までの距離）

震源距離は、ここでは破壊が始まる地点から建設地点までの距離を意味して

いる。破壊開始地点については主要な巨大地震については公表されている。震源距離は本方法においては、地震波動が各振動数帯域の波動が建設地点まで伝わっていく時間を定めるものとして利用している。前述の断層最短距離は地震動のスペクトルを算定するために用いているので、その利用方法の違いに注意されたい。

理科年表<sup>8)</sup>によると震央と観測地点間の角距離を $\Delta$  (rad)、震央の緯度・経度を $(\varphi_E, \lambda_E)$ 、観測地点の緯度・経度を $(\varphi_S, \lambda_S)$  とすると、 $\Delta$  は、

$$\sin(\Delta/2) = \sqrt{(A_E - A_S)^2 + (B_E - B_S)^2 + (C_E - C_S)^2} / 2 \quad (2-5)$$

ここで、

$$A_E = \cos \varphi_E \cos \lambda_E, \quad A_S = \cos \varphi_S \cos \lambda_S$$

$$B_E = \cos \varphi_E \sin \lambda_E, \quad B_S = \cos \varphi_S \sin \lambda_S$$

$$C_E = \sin \varphi_E, \quad C_S = \sin \varphi_S$$

震央距離 (km) は上記の角距離 $\Delta$  に、地球の半径を掛けて求める。

この場合、地球の半径としては 6371km を使う。

さらに、震源深さ  $H$  (km) を考えて、震源距離  $X$  (km) は、以下の式で計算する。

$$X = \sqrt{(r\Delta)^2 + H^2} \quad (2-6)$$

ここで、 $X$  : 震源距離 (km)、 $H$  : 震源深さ (km)

## 2. 2 長周期地震動時刻歴の位相特性

対象地震に対する建設地点における地震動スペクトル特性は前述の方法により、算定することができる。

対象建築物の地震時の非線形挙動の算定には、当該地震動の時刻歴が必要となる。時刻歴の作成には、基本的に応答スペクトルに代表される周期特性と、地震動の振幅特性の時間的な変動を表す位相特性が必要となる。

### (1) 長周期地震動の位相特性の設定について

いわゆる告示波（告示スペクトルに適合する地震動時刻歴）の作成においては、ランダム位相と強度の時間的推移を表す（振幅）包絡関数を併用して地震動を模擬した非定常時刻歴を作成する方法と、強震記録の位相特性にその非定常性を表現する性質が含まれているという考え方に基づいて、観測記録の位相特性をそのまま、時刻歴の作成に利用する方法が広く用いられている。前者の方法は、基本的に作成地震動は、一つの乱数セットに対応する一サンプル波であり、乱数の取り方により、地震動特性にばらつきを生じる。

逆に、観測記録の位相特性を使う方法では、記録を決めれば位相は一通りに決まり、基本的にばらつきは生じない。

時刻歴の作成においては、振幅特性の時間的消長は一般に考慮されているが、想定地震に対して建設地点での位相特性をどのように設定すべきかについては未解明な点が多い。地震が震源域での地殻破壊現象を原因とする以上、建設地点での地震動時刻歴を仮に自然現象として忠実に再現しようとするれば、この震源の破壊プロセスや、震源から建設地点までの波動伝播によって大きく影響を受けることは容易に想像できる。

サイト波については、地震（震源）とサイト特性を特定した、一つの実現した地震動時刻歴という位置づけであり、想定地震の震源破壊プロセスや、震源から建設地までの波動伝播やサイトでの地盤増幅など、それぞれについて個別に評価することにより評価した地震動として作成される。

したがって、サイト波の評価にあたっては、震源の特定から、その破壊過程の設定、波動伝播過程の地域性、建設地固有の直下地盤の増幅特性などをできるだけ詳細に設定できることが理想ではあるが、今後のデータの蓄積や予測手法の進展に依存するところも多く、現状では過去の地震の震源破壊プロセスと震源規模、対象地点や地震観測地点との位置関係などを考慮した経験的な手法に基づいて想定せざるを得ない。

### (2) 群遅延時間の平均値と標準偏差

群遅延時間は、周期帯域毎の地震波の到達時間のずれを表わすものである。

当該帯域内でのフーリエ振幅に変動がなければ、群遅延時間の帯域内分布は、

フーリエ位相差分分布と等価であり、その分布の平均値が帯域波の平均的な時間ずれに、標準偏差はその有効継続時間に対応している。群遅延時間の微小帯域（中心振動数  $f$ ）における平均値と分散（標準偏差の自乗）に対して以下の回帰式を当てはめた。

$$Y(f) = A(f)M_0^{1/3} + B(f)X + C_j(f) \quad (2-7)$$

ここに、

$Y(f)$ ：群遅延時間の平均値  $\mu_{igr}(f)$  あるいは分散  $\sigma_{igr}^2(f)$

$M_0$ ：地震モーメント(dyne-cm)

$X$ ：震源距離(km)。建設地点から断層破壊開始地点までの距離

$A(f), B(f), C_j(f)$ ：回帰係数（ $C_j(f)$ は群遅延時間に関するサイト係数）

### (3) 群遅延時間の平均値と標準偏差の回帰式作成方法

(2-7)式は、佐藤<sup>7)</sup>と同様に、非負条件付き最小自乗法（Lawson and Hanson<sup>9)</sup>）により求めた。この手法では、海溝型地震と地殻内地震では基準となる観測地点を特定できないため、サイト増幅係数の場合のような、海溝型地震、地殻内地震のサイト係数を平均する操作は行わない。

(2-7)式の背景について説明すると、断層の破壊の継続時間は、断層長さに比例すると考えられ、断層長さは  $M_0^{1/3}$  に比例する。したがって、波形の重心を意味する群遅延時間の平均値  $\mu_{igr}(f)$  も  $M_0^{1/3}$  に比例すると考えられ、 $\sigma_{igr}^2(f)$  は  $M_0^{2/3}$  に比例すると考えられる。その考え方に基づくると  $\sigma_{igr}^2(f)$  は  $M_0^{2/3}$  に比例することになるが、そのようにモデル化して計算すると、 $A(f)$  が 0 となったため、 $\sigma_{igr}^2(f)$  も  $M_0^{1/3}$  に比例すると仮定して計算した。この場合、 $\sigma_{igr}^2(f)$  が  $M_0^{2/3}$  に比例しない理由として、断層が長くなると、観測地点から遠い部分での断層の破壊の影響が小さくなることなどが考えられる。

式(2-7)の回帰係数  $A(f)$ 、 $B(f)$  については全国共通のものを図 2.11、図 2.12 に示す。また回帰係数  $C_j(f)$  は、前記のサイト増幅係数と同様に、観測地点毎に求められている。

なお図 2.11、図 2.12 において群遅延時間の平均値  $\mu_{igr}(f)$  の回帰式の第 2 項  $B(f) \cdot X$  は、震源距離を波動が伝播する時間による寄与分と解釈すれば、 $B(f)$  の逆数が波動伝播の速度と等価になることから、 $B(f)$  の逆数で示している。群遅延時間の分散  $\sigma_{igr}^2(f)$  については係数  $B(f)$  をそのまま示している。また、最下部の図は、サイト増幅係数と同様、回帰式と観測データのばらつきを示す回帰誤差である。

群遅延時間に関するサイト係数の例として大阪此花観測地点（OSKH02）に対するものを図 2.13 に示す。図 2.14 には周期 5 秒の群遅延時間に関するサイト係

数マップを示す。

さらに、図 2.15 には、群遅延時間の平均値と標準偏差(分散の平方根)の時刻歴との関係について示している。この図では、4つの振動数帯域についてそれぞれの群遅延時間の平均値と標準偏差が決められて、それぞれの帯域波を足しあわせたものが、全体の時刻歴となることを示している。

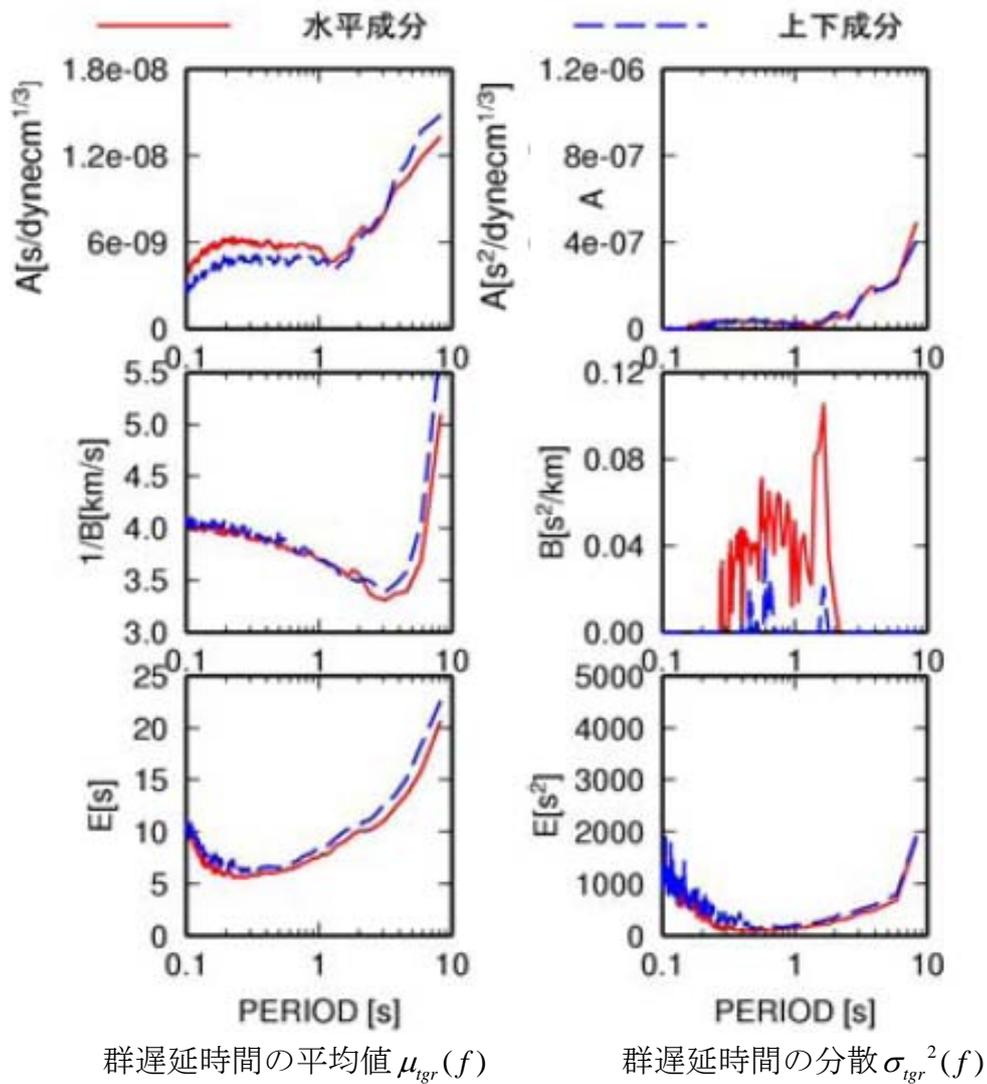
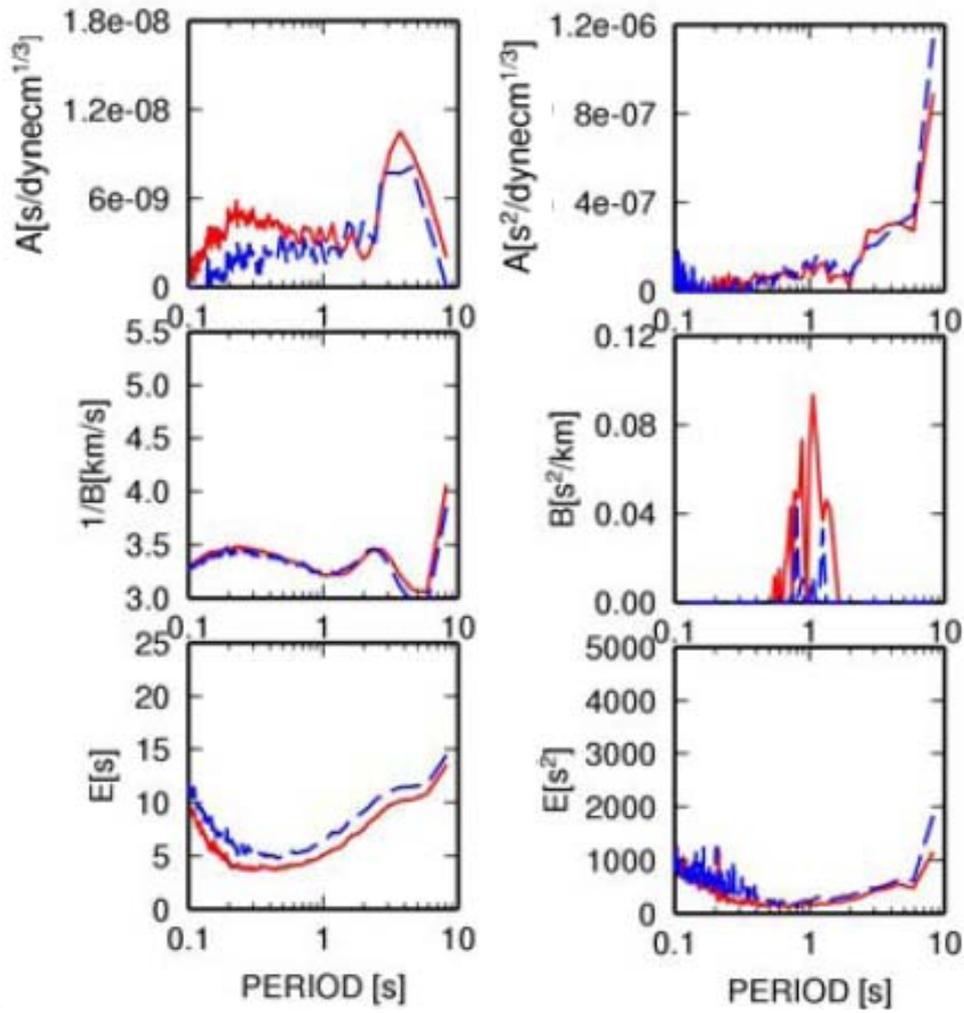


図 2.11 海溝型地震の群遅延時間の平均値と分散の回帰係数



群遅延時間の平均値  $\mu_{igr}(f)$

群遅延時間の分散  $\sigma_{igr}^2(f)$

図 2.12 地殻内地震の群遅延時間の平均値と分散の回帰係数

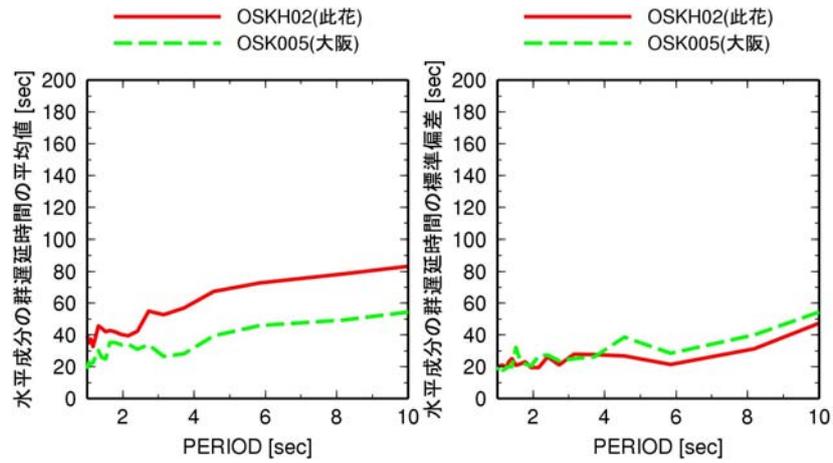


図 2.13 群遅延時間の平均値と標準偏差のサイト係数  $C_j(T)$  の例（大阪地域）

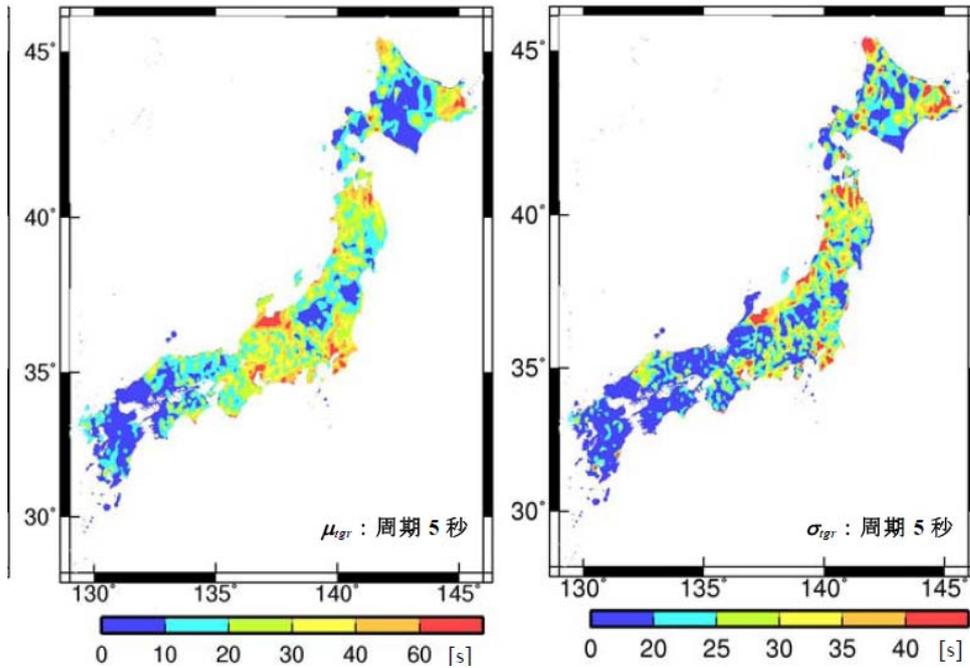


図 2.14 周期 5 秒での群遅延時間平均値、同標準偏差に関するサイト係数マップ

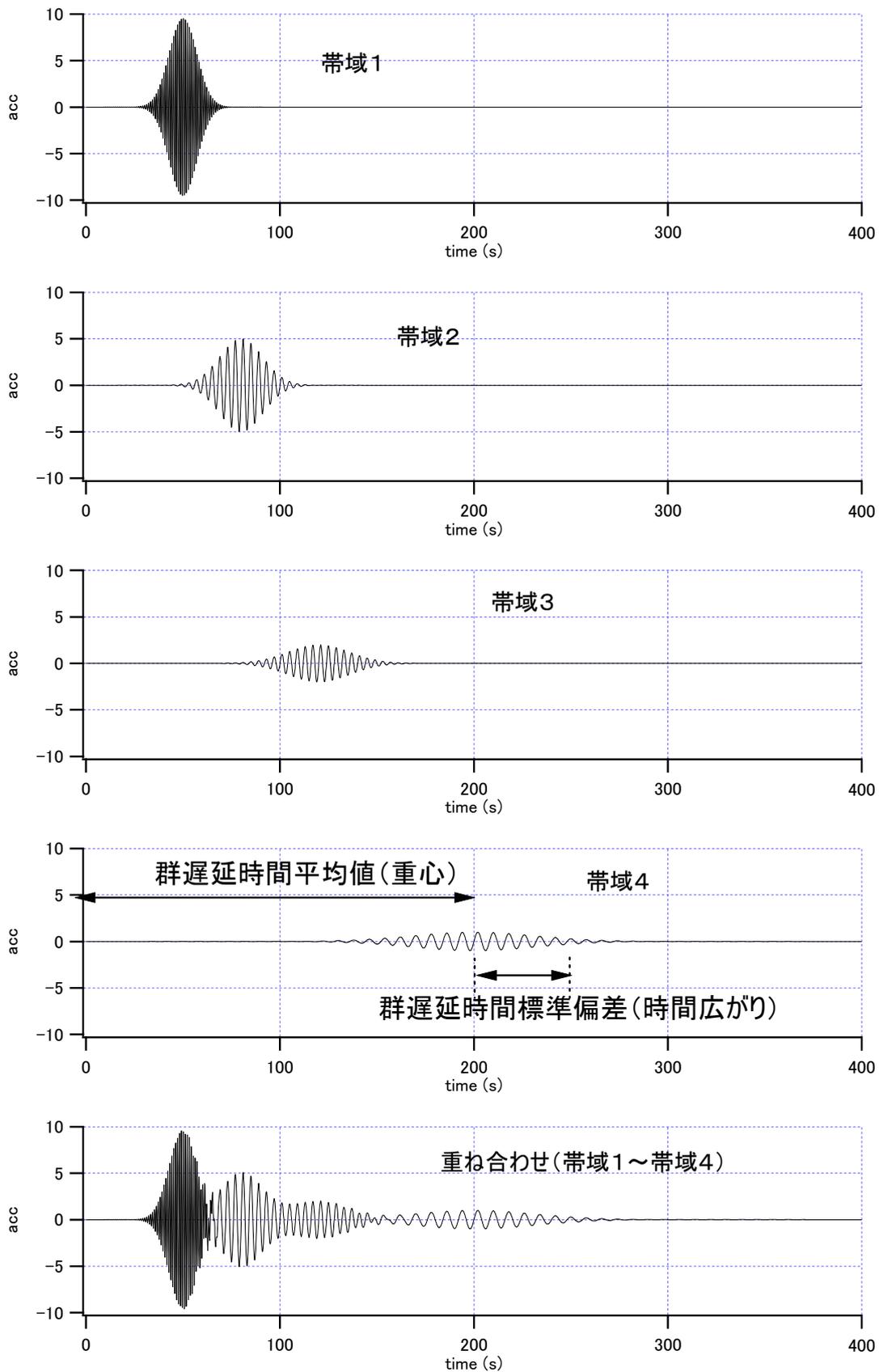


図 2.15 群遅延時間平均値と同標準偏差と時刻歴作成のイメージ

## 2. 3 工学的基盤のサイト係数の算定方法

超高層建築物などは、工学的基盤などの剛強地盤に建物を支持させることが一般的である。したがって、入力地震動も工学的基盤面で設定することが求められる。ただし、工学的基盤以浅の地盤による増幅は一般に短周期部分が対象であるので、ここでは周期 1 秒以上については、地震基盤から工学的基盤への増幅は地震基盤から地表面への増幅と等しいものと仮定した。また、回帰式(2-1)を求めるのに用いた地震データの観測地点から工学的基盤相当と考えられる観測地点を選び、それらの平均的な地盤増幅率を工学的基盤のサイト増幅率とした。工学的基盤から地表までの増幅は周期 1 秒以下に対しては考慮するものとした。その結果、周期 0.5 秒までは地震基盤から平均的な工学的基盤への地盤増幅率として全国一律に与えることとした。また、周期 0.5 秒から 1 秒は、全国一律からサイト固有の増幅特性の遷移領域として、後述するマッチングフィルターにより滑らかに接続することとした。

サイト増幅率は、サイトの地震基盤から地表面までの増幅率であるが、地震基盤から K-NET、KiK-net 観測地点での S 波検層結果に S 波速度 400m/s 以上の基盤が存在し、この層上面からの 1 次周期が 0.067 秒以下 (15Hz 以上) の観測地点を工学的基盤の観測地点として選択した。これは、本方法では 0.1~10Hz を対象としていることから、この範囲では工学的基盤から地表までの増幅がほとんど無視できると考えられるためである。約 1700 点の観測地点のうち 329 観測地点が工学的基盤として選択された。

海溝型地震に対する群遅延時間の平均値・標準偏差のサイト係数が求められている観測地点については、用いた全約 1700 観測地点のうち 308 観測地点が工学的基盤として選択されている。関東平野、濃尾平野、大阪平野などでは、工学的基盤として選択された観測地点が少ない。これは、工学的基盤が深く、工学的基盤からの増幅が 10Hz 以下の周波数まで及んでいるためと考えられる。

工学的基盤の観測地点として選択された観測地点でのサイト増幅係数、群遅延時間の平均値・標準偏差のサイト係数の平均値をそれぞれ工学的基盤に対するサイト増幅係数、群遅延時間に関するサイト係数とした。

### (1) 工学的基盤のサイト増幅係数

工学的基盤のサイト増幅係数 (減衰定数 5 % $S_a$ 、減衰定数 1 % $S_a$ 、減衰定数 10% エネルギースペクトル) は、以下のように算定した。なお、周期範囲 (振動数範囲) は 0.1 秒 (10Hz) ~10 秒 (0.1Hz) である。

#### ① 0.1 秒 < $T$ (周期) < 0.5 秒

工学的基盤の平均的サイト増幅係数 (地表が工学的基盤相当か、同基盤相当以浅の表層地盤の一次周期が 0.067 秒 (15Hz) 以下である観測地点のサイト増幅係数の平均値) とする。

② 0.5 秒 (2Hz) < T (周期) < 1 秒 (1Hz)

この周期範囲の工学的基盤の平均サイト増幅係数に対して図 2.16 の緑色のフィルター(2-8)式をかける。また、この周期範囲の、個別の観測地点のサイト増幅係数に対して図 2.16 の黒色のフィルター(2-9)式をかける。

そして、両者の和  $a$  を計算し、 $10^a$  を工学的基盤でのサイト増幅率とする。

$$H_1(f) = \frac{1}{2}\{1 + \cos \pi(f - 1)\} \quad (2-8)$$

$$H_2(f) = \frac{1}{2}\{1 - \cos \pi(f - 1)\} \quad (2-9)$$

いずれも、 $1 < f$  (振動数) < 2

③ 1 秒 < T (周期) < 10 秒

この周期範囲については、各観測地点のサイト増幅係数を工学的基盤でのサイト増幅係数として用いる。

工学的基盤の平均サイト増幅係数を減衰定数 5% と 1% の加速度応答スペクトルと減衰定数 10% エネルギースペクトルについて図 2.17 に示す。

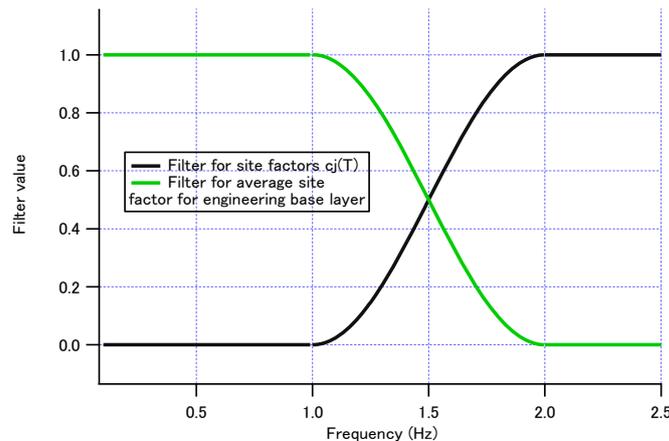


図 2.16 マッチングフィルター

(2) 工学的基盤の群遅延時間に関するサイト係数

工学的基盤の群遅延時間に関するサイト係数の算定方法については、(1) サイト増幅係数に準ずるが、群遅延時間に関するサイト係数については、サイト係数(群遅延時間の平均値、標準偏差)の値に同様のフィルターを適用する。

図 2.17 には減衰定数 5% , 1% 加速度応答スペクトルと減衰定数 10% エネルギースペクトルの工学的基盤に対するサイト増幅率を示す。さらに、図 2.18 には、工学的基盤に対する群遅延時間平均値および同標準偏差のサイト係数を示した。

さらに関東平野の主要な観測地点での工学的基盤に対するサイト増幅率、群遅延時間に関するサイト係数を図 2.19、図 2.20 に示した。

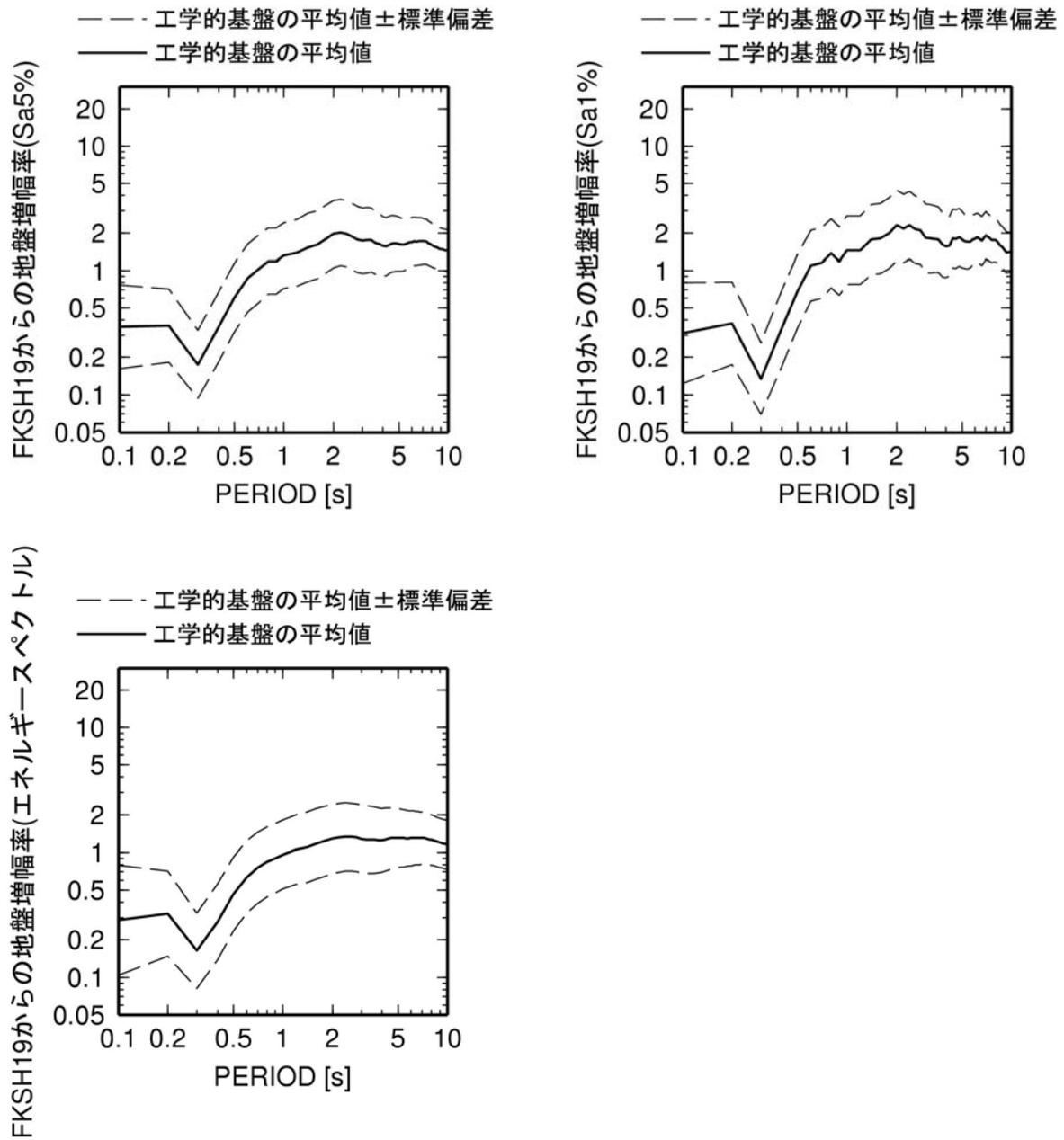


図 2.17 減衰定数 5% と 1% の加速度応答スペクトルとエネルギースペクトルの工学的基盤でのサイト増幅率

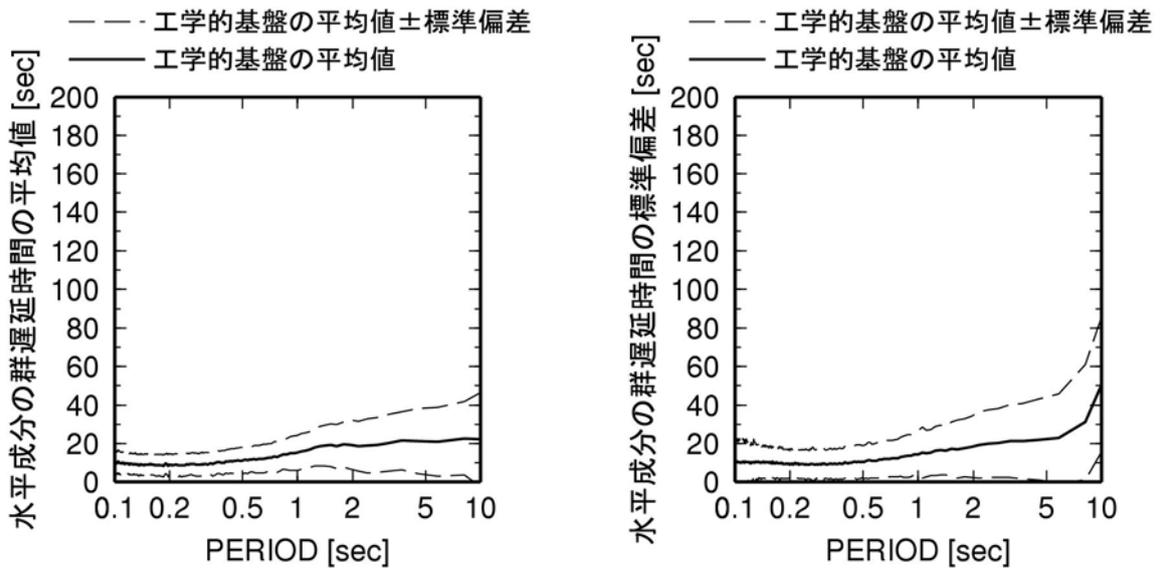


図 2.18 工学的基盤での群遅延時間平均値および同標準偏差のサイト係数

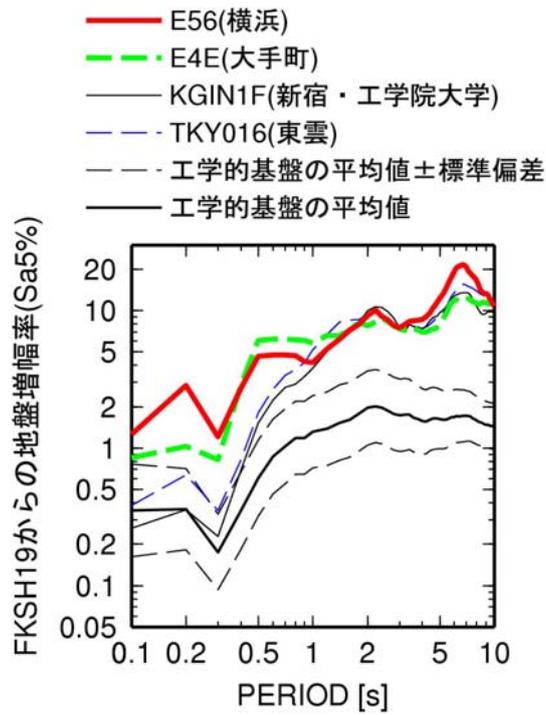


図 2.19 関東平野内の観測地点の地表と工学的基盤での減衰定数5% 加速度応答スペクトルのサイト増幅率の比較

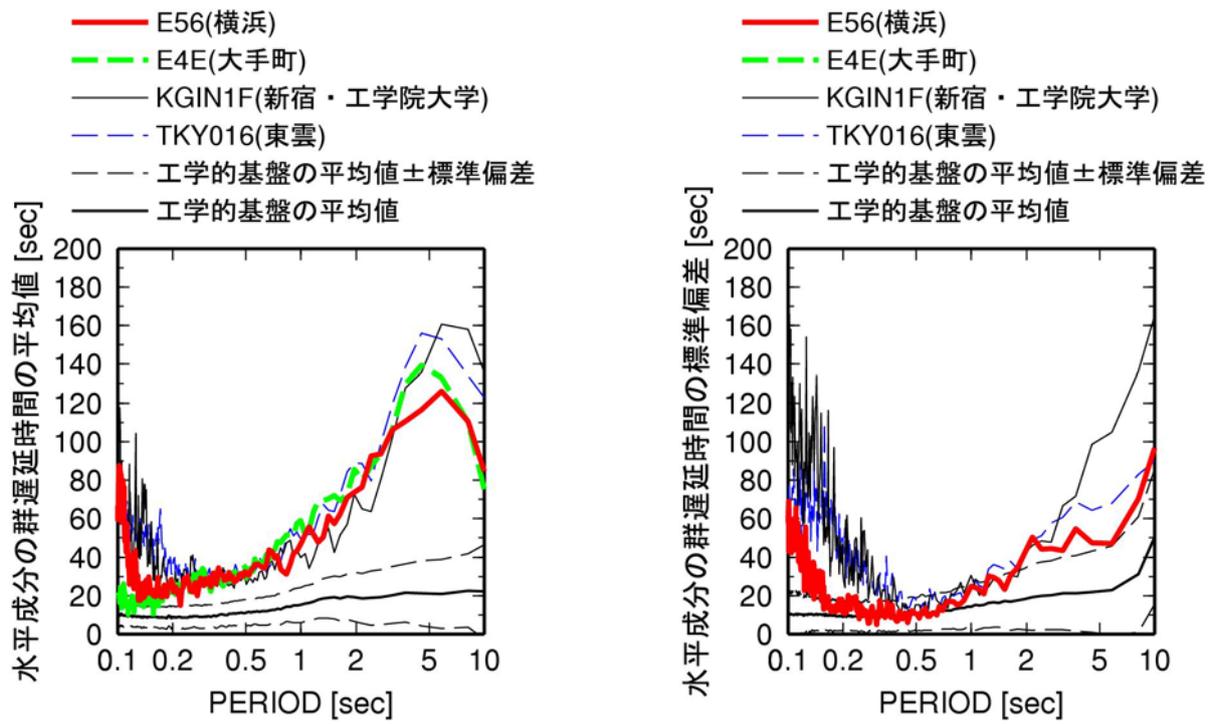


図 2.20 関東平野内の観測地点の地表と工学的基盤における群遅延時間平均値、同標準偏差のサイト係数の比較

## 2. 4 長周期地震動時刻歴の作成方法

時刻歴の作成においては、フーリエ（逆）変換を用いる。時刻歴作成のための継続時間（データ時間長さ）は、一律に 1310.72 秒（ $T_d$ ）とする。この時間長さは、データの時間刻み（ $\Delta t$ ）を 0.02 秒とした場合には、65536 のデータ個数（ $N$ ）となる。長周期地震動が対象であるので、時間刻みをあまり細かく取る必要はない。

ただし、後述の位相特性の算定に用いる群遅延時間に関するサイト係数の設定上、上記のようなデータ時間長さをを用いるものとする。

加速度時刻歴を  $a(t)$  とすると、フーリエ逆変換により次式のように表される。

$$a(t) = \sum_{k=0}^{N_f} A_k \cos(2\pi f_k t + \phi_k) \quad (2-10)$$

ここで、

$A_k$  : 振動数  $f_k$  におけるフーリエ係数

$f_k$  :  $k$  番目の成分振動数で、 $f_k = k/T_d$

$N_f$  : 成分振動数の個数（ $N_f = N/2$ ）

$\phi_k$  :  $k$  番目の成分の位相角（ラディアン）

前述のようにデータ個数が 66536、データ刻みが 0.02 秒でデータ長さが 1310.72 秒の場合、成分振動数（周期）は、小さいものから、0Hz（ $\infty$ 秒）、1/1310.72Hz（1310.72 秒）、2/1310.72Hz（655.36 秒）、... のように、 $\Delta f = 1/1310.72$ Hz の等間隔に並ぶ。最大の成分振動数は 32768/1310.72Hz（=25Hz=1/(2 $\Delta t$ ））となる。

（本方法の対象振動数を 0.1Hz（10 秒）～10Hz（0.1 秒）とし、この対象振動数範囲外の振動数成分が含まれないものと仮定する。上記条件では、10Hz に最も近い成分振動数は、全体の 13107 番目の成分で周期は約 0.1 秒、0.1Hz に最も近い成分振動数は、131 番目で、周期は約 10 秒となる。）

位相角  $\phi_k$  の算定方法は以下の通りとする。

$\phi_k$  の振動数に関する傾きを群遅延時間（ $\overline{TGR}_k$ ）として以下で定義する。

$$\overline{TGR}_k = \frac{\phi_{k+1} - \phi_k}{2\pi\Delta f} = \frac{\Delta\phi_k}{2\pi\Delta f} \quad (2-11)$$

この群遅延時間については、 $\overline{TGR}_k$  が正規分布に従うものとして、0～10Hz までが 206 個の等間隔の帯域についてその平均値と標準偏差を計算する。

各振動数帯域における対象観測地点の群遅延時間の平均値と標準偏差は、以下のよう計算する。

中心振動数  $f$  の帯域に対して、群遅延時間の平均値を、回帰式 (2-7) を用いて、

$$\mu(f)_j = a_1(f)M_0^{1/3} + b_1(f)X + c_{\mu_j}(f) \quad (2-12)$$

同じく中心振動数  $f$  の帯域に対して、群遅延時間の標準偏差を、回帰式 (2-7) から、

$$\sigma_j(f) = \sqrt{a_2(f)M_0^{1/3} + b_2(f)X + c_{\sigma^2_j}(f)} \quad (2-13)$$

で計算する。ここで、

$M_0$  : 地震モーメント (単位 : dyne cm)

$X$  : 震源距離、破壊開始点からサイトまでの距離 (km)

波形合成の時の、各振動数での位相差分 (隣り合う振動数での位相角の差分)  $\Delta\phi$  は以下で計算する。

$$\Delta\phi(f) = -(\mu_j(f) + \sigma_j(f) \cdot s) \cdot df \cdot 2\pi \quad (2-14)$$

ここで、 $\Delta\phi$  : 位相差分、 $s$  : 平均値 0、標準偏差 1 の正規乱数、 $df$  : 振動数刻み (継続時間の逆数)

である。なお、 $c_{\mu_j}(f)$ 、 $c_{\sigma^2_j}(f)$  については、群遅延時間の平均値および分散のサイト係数であって、振動数帯域毎に与えられている。

各振動数における位相角  $\phi_k$  は、

$$\phi_{k+1} = \phi_k + \Delta\phi_k \quad (2-15)$$

によって逐次求められ、結局以下の式により、加速度波形が計算される。

$$a(t) = \sum_{k=0}^{N_f} A_k \cos(2\pi f_k t + \phi_k) \quad (2-16)$$

このうち、 $A_k$  は、対象地震について建設サイトで求められる加速度応答スペクトルを目標値として、繰り返し計算によって、所要の値に近づくように修正しながら求められるものである。具体的な地震動作成のフローを図 2.21 に示す。

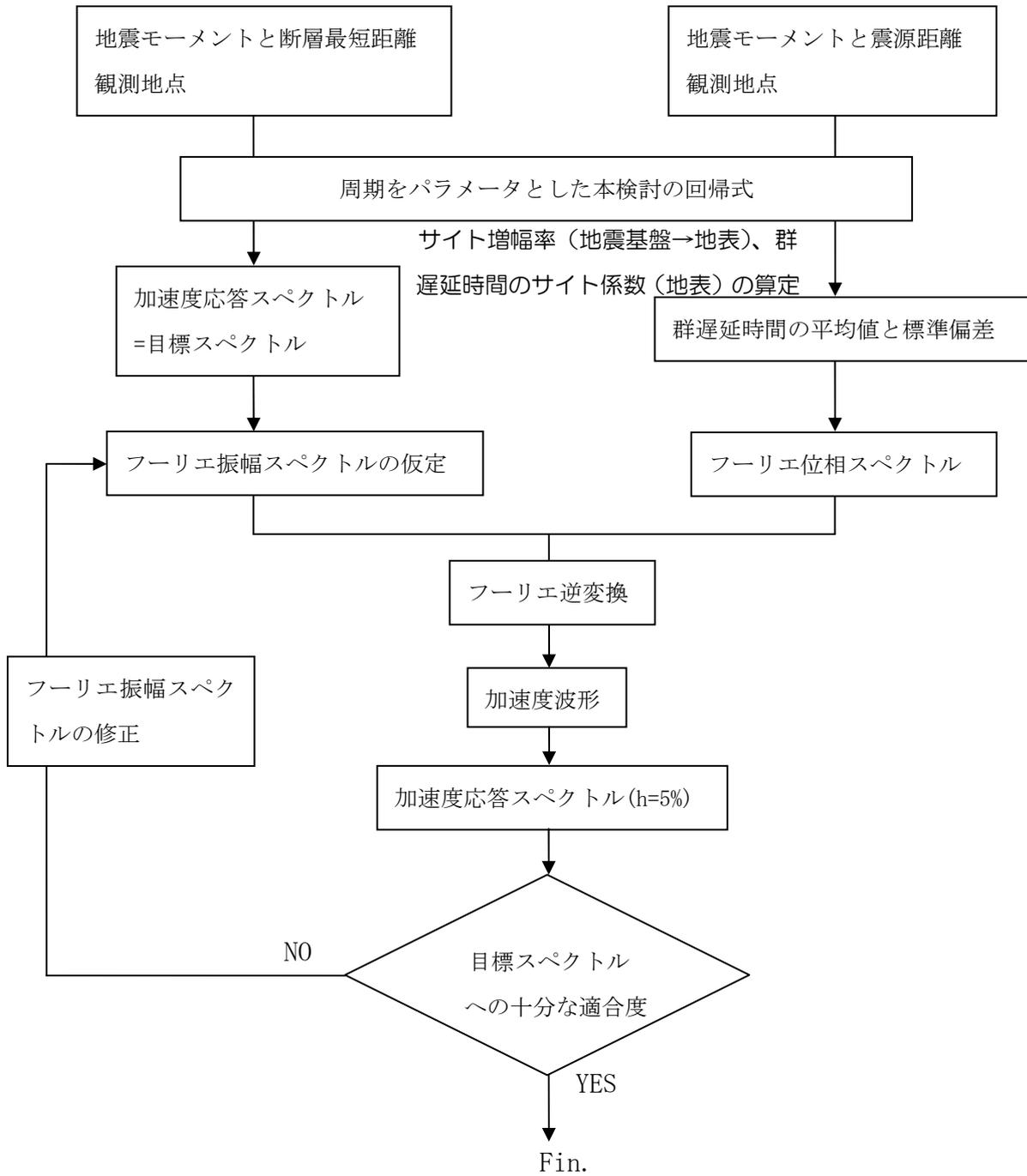


図 2.21 長周期地震動時刻歴の作成フロー（地表面あるいは工学的基盤が対象）

## 2. 5 対象地震の諸元

今回対象としている地震は、地震調査研究推進本部が平成 21 年 9 月に公表した「長周期地震動予測地図」2009 年試作版<sup>3)</sup>において、今後 30 年間の発生確率が高く、かつ発生した場合に大きな被害が予想されるとしている、次に掲げる 3 つの海溝型地震であり、それらの地震の諸元のうち、本方法で使用するものは次の通りである。

表 2.3 対象地震の諸元

対象地震	$M_w$	震源断層の位置 (四隅)		
	$M_0(\text{dyne cm})$	断層破壊開始点		
想定東海	8.0	東経 137.069°	北緯 34.363°	深さ 24.0km
		東経 138.327°	北緯 35.399°	深さ 24.0km
		東経 138.955°	北緯 34.877°	深さ 2.0km
		東経 137.697°	北緯 33.840°	深さ 2.0km
	$1.12 \times 10^{28}$	東経 137.610°	北緯 34.636°	深さ 20.3km
東南海	8.1	東経 135.605°	北緯 33.698°	深さ 22.0km
		東経 137.142°	北緯 34.973°	深さ 22.0km
		東経 138.042°	北緯 34.217°	深さ 3.2km
		東経 136.505°	北緯 32.942°	深さ 3.2km
	$1.48 \times 10^{28}$	東経 136.060°	北緯 33.700°	深さ 17.3km
宮城県沖	7.6	東経 141.446°	北緯 38.176°	深さ 50.7km
		東経 141.942°	北緯 38.825°	深さ 50.7km
		東経 142.596°	北緯 38.515°	深さ 23.7km
		東経 142.098°	北緯 37.867°	深さ 23.7km
	$2.80 \times 10^{27}$	東経 142.167°	北緯 38.150°	深さ 28.2km

### 3. 余裕を持った設計のための考え方

長周期地震動については、今後も調査研究が進み知見が蓄積されていくものと思われる。本章では、このような状況を踏まえ、余裕を持った設計を行おうとする場合の参考として、今回対象の3地震以外の地震や連動型地震による長周期地震動の作成手法をまとめたので、個別の建築物の特性等を勘案し、必要に応じて活用されたい。

#### 3. 1 対象地震以外の地震による地震動の作成の考え方

長周期地震動の評価に当たっては、地震、地震規模、震源断層の大きさ（具体的広がり）、破壊開始点（もしくは震源）などの基本情報が必要になる。

##### (1) 地震

長周期地震動をもたらす地震の震源断層を選定する。

震源の選定にあたっては、地震調査研究推進本部や中央防災会議などから、今後発生する可能性がある全国の主要な震源、断層を公表しているのので、それらを参考に、地震規模や震源位置などに基づいて選定する。

##### (2) 地震規模

回帰式で応答スペクトルを算定する場合には、用いるパラメータは適正なものでなくてはならない。(1)で参考とする資料などには、通常地震規模が参考値として付記されているが、参考資料がどのような根拠に基づいているかなど、その推定誤差など信頼度についても考慮して、地震規模を決定する。この場合、地震規模には気象庁マグニチュードやモーメントマグニチュードなど、さまざまなスケールによるものがあるので注意すること。

##### (3) 震源断層の大きさ、形状

震源断層の大きさ（空間的範囲）および形状は、建設地との距離の算定に影響するので、それについても、同様な機関から信頼度の高い情報を得て設定する。（本方法では矩形を設定している）

##### (4) 破壊開始点（震源）

震源断層面が大きい場合には、震源断層面上のいくつかのアスペリティのうち最初に破壊が開始した部分（地点）を震源（点）とすることが一般的である。地震動時刻歴を設定する場合には、破壊過程を考慮することが一般的に必要なため、破壊開始点が必要になる。過去の破壊過程が既知の地震については、複数回発生した地震の中から適切に選んだ、一回分として起こる一続きの地震群の連続事象として、次回も同等な破壊過程が再現されるものと想定することも有効とされている。過去の破壊過程が未知の震源断層については、地震学の最新の知見を参照しながら適切に設定する。

### 3. 2 連動型地震による地震動の作成の考え方

震源規模が大きく、建設地点に比較的近い場合は、震源破壊の広がりや破壊伝播を考慮した地震動評価が必要である。また、過去に例があるように、巨大地震どうしが連動して地震動を発生させることもある。そのような条件下での地震動算定方法を考える。

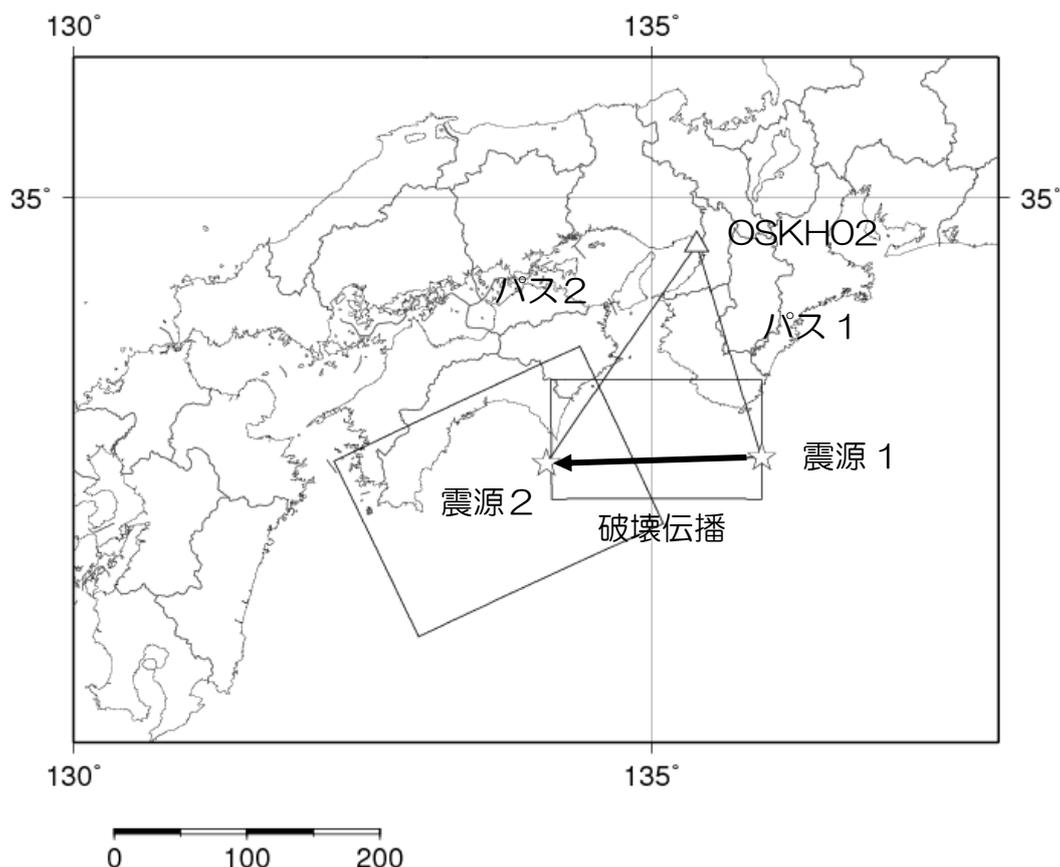


図 3.1 南海地震の震源の例 (鶴来他<sup>10)</sup>)

図 3.1 は、鶴来他<sup>10)</sup>による南海地震の震源断層である。この場合、震源は西側と東側の領域に区分され、それぞれが連動して全体としての南海地震を構成している。図中に二個の☆印がある、この☆印は、それぞれの断層の破壊開始点である。破壊は、この場合、東側の☆から始まり、西側方向へ破壊が伝播し、西側断層の破壊開始点☆まで伝わってその破壊が始まるという想定である。この場合、二つの個別の断層面と破壊開始点による地震動を算定して、両者を破壊伝播と波動伝播による時間差を考慮して波形を足しあわせればよい。

具体的に 2 章の方法を適用する場合には、まず、それぞれの断層毎に地震動を算定する。本方法は、群遅延時間の基準時刻として断層破壊開始時間をとっている。したがって、震源 2 からの地震動については、2 つの震源間の破壊伝播に要する時

間（破壊長さを破壊速度で割った値）だけ遅らせて、震源 2 による地震動を震源 1 による地震動に重ねればよい。

この考え方は、巨大地震どうしの連動の場合も同様で、図 3.2 に示す、同じく鶴来他<sup>10)</sup>による南海・東南海地震の場合には、さらに多くの構成断層による地震動を破壊開始時刻のずれに伴う、時間分をそれぞれずらせて足しあわせることになる。

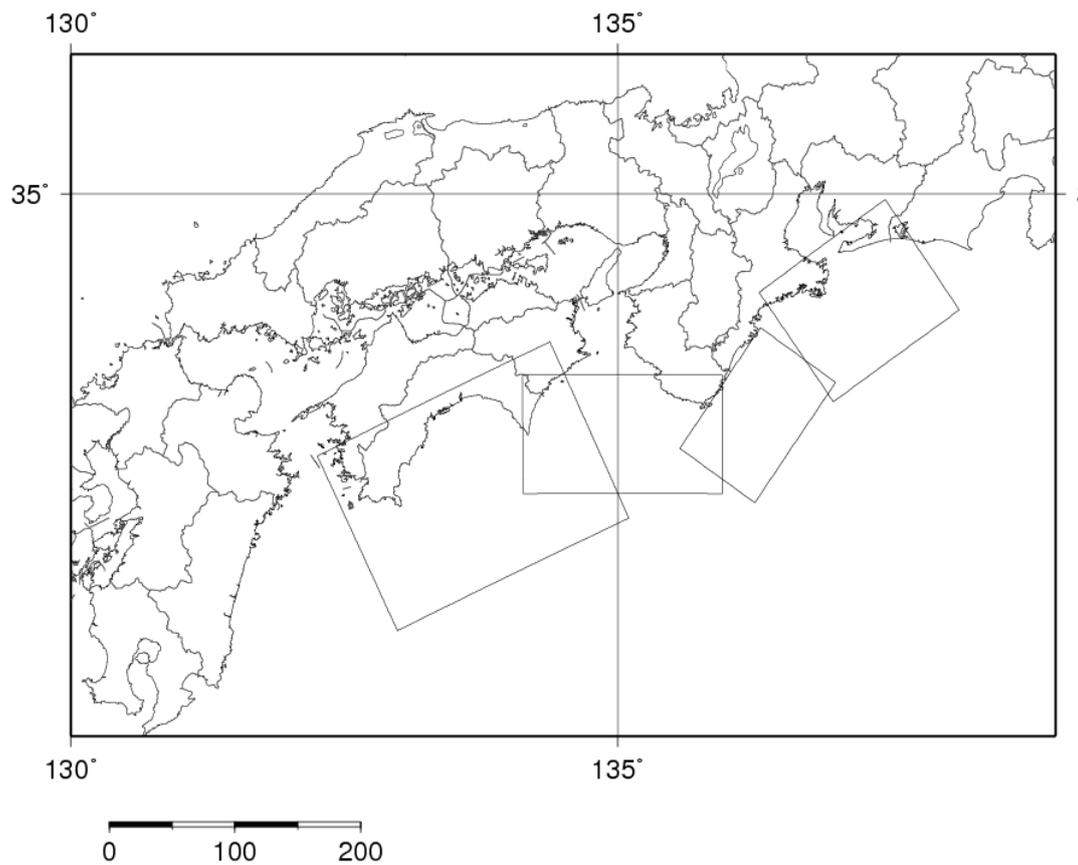


図 3.2 南海・東南海地震を模擬した連動型断層モデル（鶴来<sup>10)</sup>）

## 参考文献

- 1) 片岡正次郎、松本俊輔、日下部毅明、遠山信彦(2008)、やや長周期地震動の距離減衰式と全国の地点補正倍率、土木学会論文集A、Vol. 64, No. 4, pp. 721-738
- 2) 佐藤智美、大川出、西川孝夫、佐藤俊明、関松太郎(2010). 応答スペクトルと位相スペクトルの経験式に基づく想定地震に対する長周期時刻歴波形の作成、日本建築学会構造系論文集、第 649 号、pp. 521-530.
- 3) 地震調査研究推進本部(2009)、長周期地震動予測地図2009年試作版、[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09\\_choshuki/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/index.htm)
- 4) H. Kanamori(1977), “The Energy Release in Great Earthquakes,” Journal of Geophysical Research, Vol. 82, July, pp. 2981-2987
- 5) 福島美光, 田中貞二(1992)、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, pp. 116
- 6) 片岡正次郎、佐藤智美、松本俊輔、日下部毅明 (2006)、短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式、土木学会論文集A、Vol. 62、No. 4、pp. 740-757
- 7) 佐藤智美(2004)、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、pp. 71-78.
- 8) 国立天文台編、理科年表、丸善
- 9) Lawson, C.L. and Hanson, D.J. (1974): “Solving least squares problems,” Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey
- 10) 鶴来雅人、趙伯明、Petukhin A.、香川敬生(2005). 東南海・南海地震による大阪での強震動予測事例ー広帯域強震動の予測ーシンポジウム論文集、pp. 73-82.
- 11) Wessel, P. and Smith W. H. F. (1998): “New Improved Version of Generic Mapping Tools Released,” EOS, AGU
- 12) 大川出他、長周期地震動に対する超高層建築物等の安全対策に関する検討、建築研究資料、第127号、pp. 1-443、独立行政法人建築研究所、平成22年12月

## 謝辞

本検討では、様々な機関から資料等をご提供いただいた。

ここに記して感謝申し上げる次第です。

○K-NET、KiK-net強震観測記録、及び観測地点情報は独立行政法人防災科学技術研究所のHPにおける関連情報を用いた。

○気象庁87型強震計、同95型強震計記録、および観測地点情報については、気象庁が頒布している87型強震計、同95型強震計データのCD-ROMの収録データによった。

○工学院大学新宿本校内設置地震計による観測データを用いた。

○宮城県沖地震、想定東海地震、東南海地震の震源モデルについては地震調査研究推進本部からいただいた情報を利用させていただいた。

○別紙1における、地域区分地図の作成についてはフリーソフト「白地図KENMAP」を利用させていただいた。

○各地域地図の作成についてはGMT (GENERIC MAPPING TOOL) <sup>11)</sup>を利用した。