

電源開発株式会社  
大間原子力発電所

観測記録を用いたやや深発地震の検討について

平成16年8月  
原子力発電安全審査課

# 目 次

1. やや深発地震の想定	2
1.1 北海道・東北地方におけるやや深発地震の特徴	2
1.1.1 北海道・東北地方におけるやや深発地震の発震機構	2
1.1.2 北海道・東北地方のやや深発地震の発生状況	3
1.2 大間地点におけるやや深発地震の想定	4
2. やや深発地震の敷地への影響	9
2.1 応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法	9
2.1.1 地震基盤における応答スペクトルの評価	9
2.1.2 大間地点のやや深発地震に対する距離減衰式の評価	9
2.1.3 距離減衰式に基づく応答スペクトルの評価	11
2.2 波形合成法	20
2.2.1 1987年日高山脈北部の地震を要素地震とする検討	20
2.2.2 要素地震と1993年釧路沖地震のスペクトル特性の比較検討	30
2.2.3 1984年6月22日の地震を要素地震とする検討	38
2.3 1993年釧路沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果 で補正した方法	52
3. 設計用応答スペクトル $S_2-D$ の策定	57
4. 想定地震による敷地での最大加速度と翠川・大竹式の比較	57
参考文献	62

北海道・東北地方はやや深発地震が比較的多く発生する地域であり、被害地震としてのやや深発地震が発生している<sup>(1)</sup>。また、1993年釧路沖地震は敷地及び敷地周辺への影響はなかったものの、敷地において最も大きな地震観測記録であることから、1993年釧路沖地震のようなやや深発地震の敷地で得られた観測記録を用いて、応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法、波形合成法及び1993年釧路沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果で補正した方法により、敷地周辺に想定したやや深発地震の敷地における応答スペクトルを算出し、これらを包絡する設計用応答スペクトル $S_2-D$ を設定している。

ここでは、想定したやや深発地震の敷地における応答スペクトルの妥当性と設計用応答スペクトル $S_2-D$ の妥当性について検討している。

なお、東通地点においても同様の考え方で想定したやや深発地震について、距離減衰式による検討が行われている。

## 1. やや深発地震の想定

### 1.1 北海道・東北地方におけるやや深発地震の特徴

#### 1.1.1 北海道・東北地方におけるやや深発地震の発震機構

海野ほか(1984)<sup>(2)</sup>は、北海道から東北地方におけるやや深発地震の発震機構を調べ、図-1.1.1 に示す東北日本弧(A)、会合部(B)、千島弧(C)の発震機構の特徴について主に以下の指摘を行っている。

- ① 東北日本弧(A)では、二重深発地震面の上面は低角逆断層型から Down Dip Compression 型(以下「DC型」という。)に深さとともに変化していき、二重深発地震面の下面は Down Dip Extension 型(以下「DE型」という。)となっている。
- ② 千島弧(C)では、下面が優勢でDE型、上面は東北日本弧と違ってDC型が卓越してはいない。
- ③ 会合部(B)では、東北日本弧と同様の傾向が見られることから、東北日本弧型の応力場が会合部付近まで連続している。

さらに、Kosuga et al.(1996)<sup>(3)</sup>は二重深発地震面の上面及び下面で発生したM6以上の地震の発震機構を図-1.1.2 のように示し、主に以下の指摘を行っている。

- ① 北海道では、上面に比べ下面のDE型の地震活動が活発である。  
また、1993年釧路沖地震(M7.5)は日本北東部で発生した最大規模のやや深発地震であり、その発震機構は下面から上面に広

がるほぼ水平な断層面を持つDE型の地震である。

- ② 東北地方では、下面に比べ上面のDC型の地震活動が活発であるが、これまで上面の大地震は発生していない。

### 1.1.2 北海道・東北地方のやや深発地震の発生状況

大間地点周辺の被害地震の震央分布を図-1.1.3 に示す。これによると被害地震としてのやや深発地震<sup>(1)</sup>は北海道に比較的多く分布しており、東北地方では少なくなっている。

図-1.1.2 及び図-1.1.3 によると、M7を超えるやや深発地震は北海道では発生が見られるが、東北地方では発生していない。すなわち、北海道ではM7.0 クラスのやや深発地震は珍しくないが、東北地方は大きくてもM7.0 未満が普通である<sup>(4)</sup>。

なお、最近では、2003年5月26日に宮城県沖でM7.1のやや深発地震が発生している。この地震の規模は、2003年9月の気象庁マグニチュード改訂により、M7.0からM7.1に変更されている。

## 1.2 大間地点におけるやや深発地震の想定

敷地周辺にやや深発地震を想定するにあたり、前述の「1.1 北海道・東北地方におけるやや深発地震の特徴」の北海道・東北地方におけるやや深発地震の発震機構及び発生状況を考慮して、以下の①、②の地震を想定している。

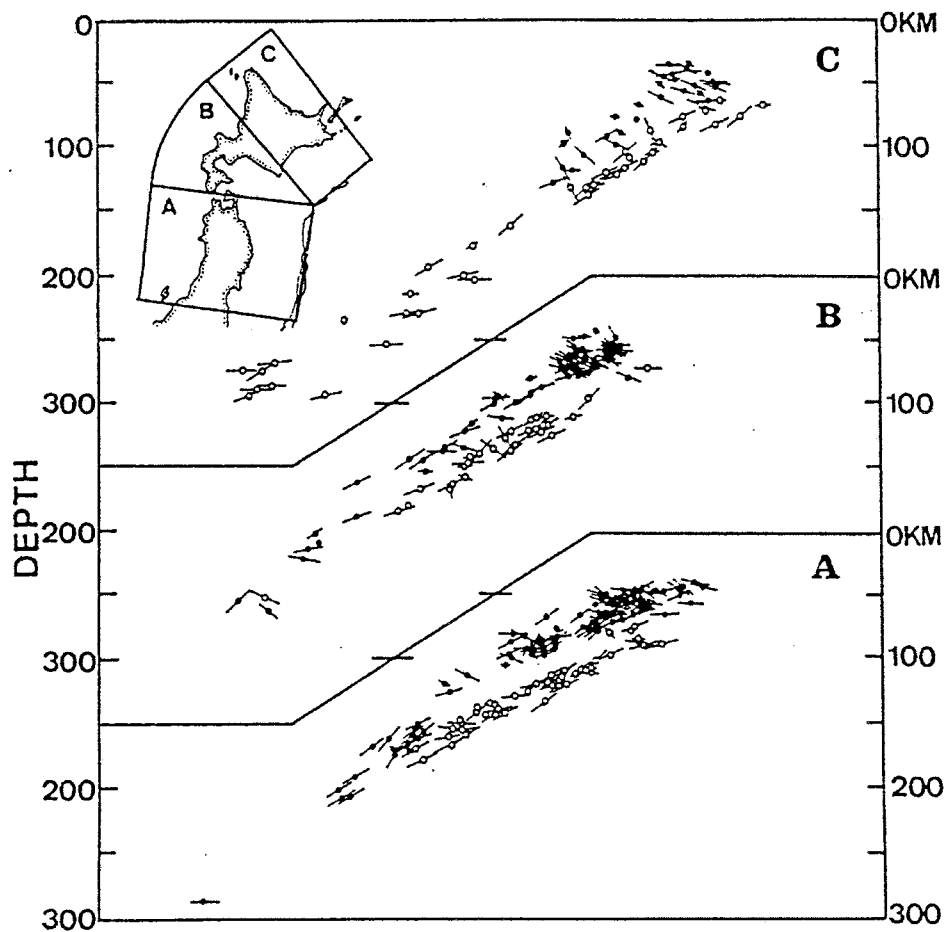
① 二重深発地震面の下面で発生する地震

下面のDE型の地震は北海道で活発であるため、震源位置は図-1.1.2(a)に示すとおり震源深さを1993年釧路沖地震と同様の100kmとして、敷地から最も近い東北日本弧と千島弧の会合部付近に想定する。また、規模については1993年釧路沖地震相当のM7.5を想定する。

② 二重深発地震面の上面で発生する地震

上面のDC型の地震は東北地方で活発なため、震源位置は図-1.1.2(b)に示すとおり敷地下方の二重深発地震面の上面に相当する深さ125kmに想定する。また、規模については、前述の「1.1.2 北海道・東北地方のやや深発地震の発生状況」を考慮して、M7.1を想定する。

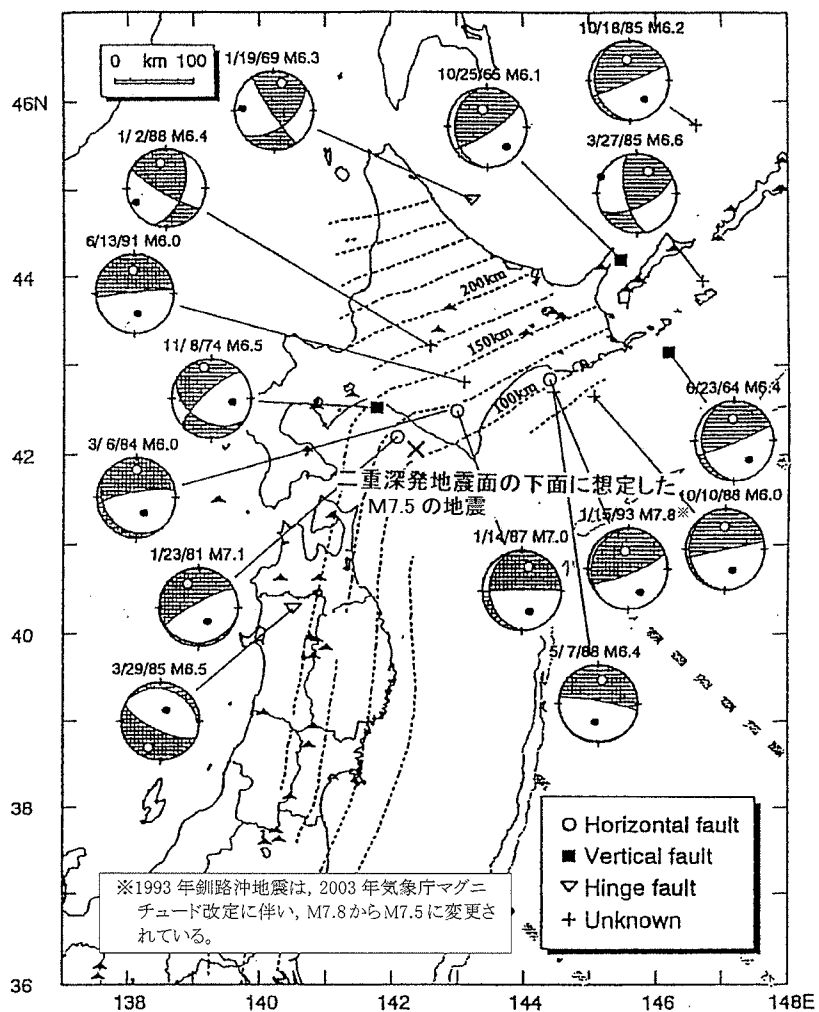
想定した①, ②の地震の諸元を表-1.1.1に示す。



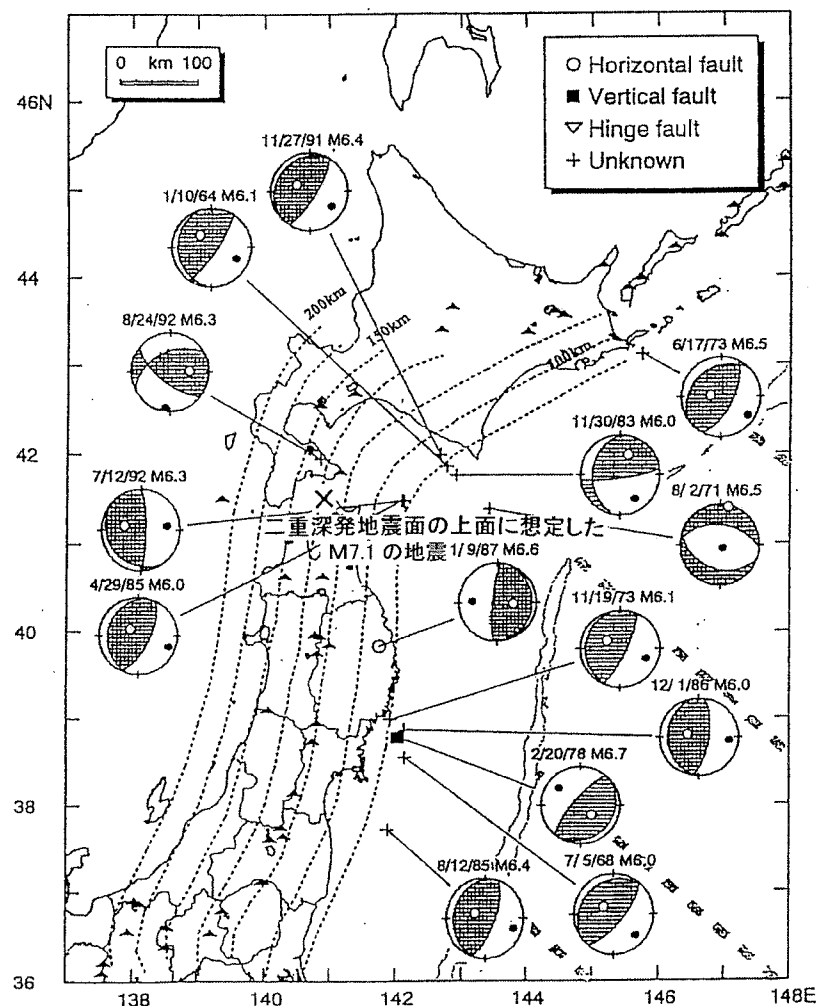
Vertical projection of pressure axes for events in the upper seismic plane (solid circles) and tension axes for events in the lower seismic plane (open circles). Regions A, B and C correspond to the northeastern Japan arc, the junction between the northeastern Japan arc and the Kurile arc, and the Kurile arc, respectively.

図-1.1.1 千島弧・会合部・東北日本弧における深発地震の鉛直断面  
[海野・他(1984)<sup>(2)</sup>による]

(a) Lower Plane(M $\geq$ 6)

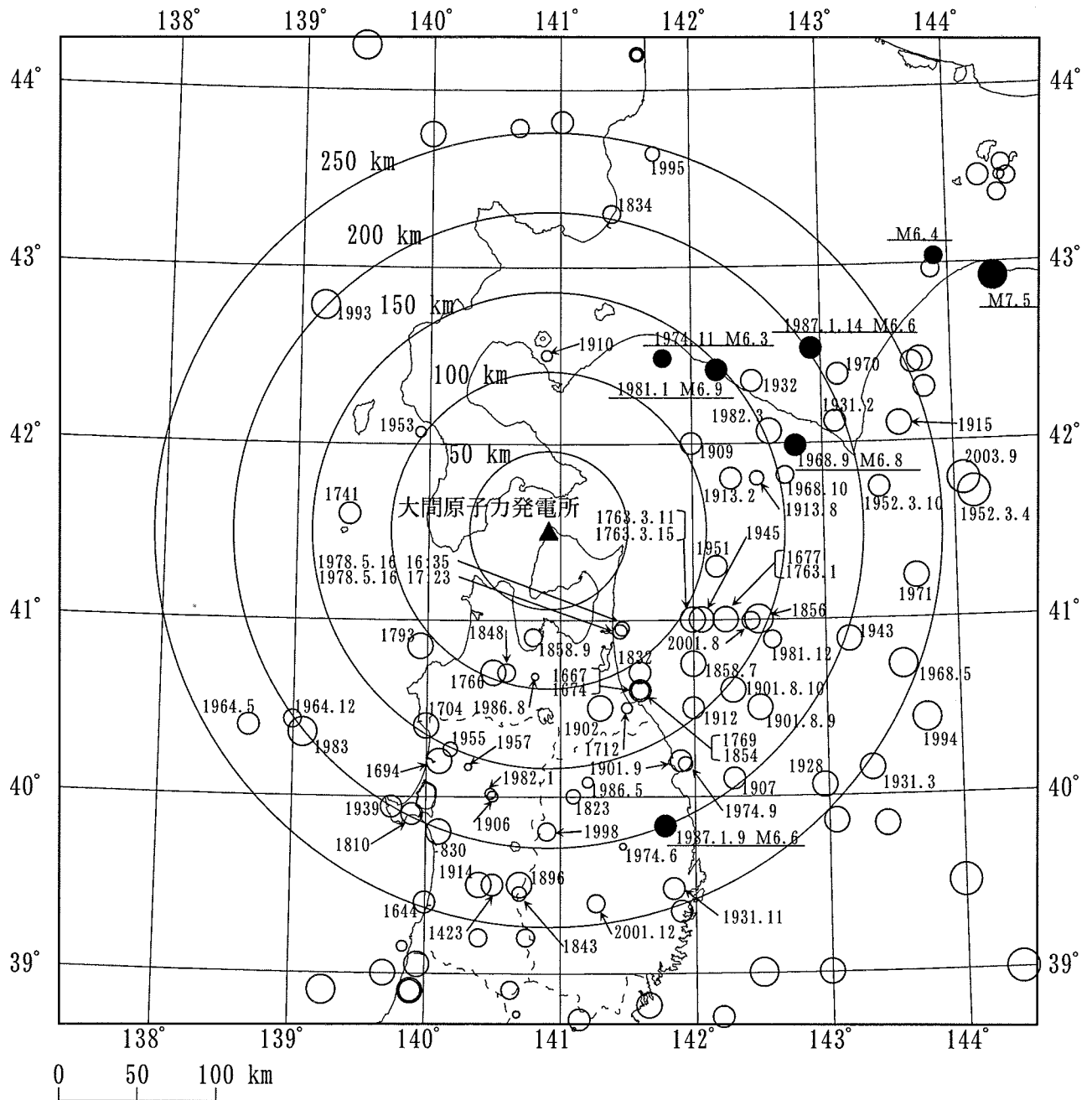


(b) Upper Plane(M $\geq$ 6)



Focal mechanisms are projected on the lower hemisphere of the focal sphere using equal-area projection. Hatched quadrants show compressional first motions. Dotted lines represent depth contours of the double seismic zone (Hasegawa et al., 1983; Umino et al., 1984). ▲, Active volcanoes. Shaded broken lines show the fracture zones estimated from magnetic lineations (Hilde et al., 1976).

図-1.1.2 やや深発地震の想定位置及び北海道・東北地方でのM6以上の地震の発震機構(Kosuga et al.(1996)<sup>(3)</sup>に一部加筆)



● はやや深発地震 (武村・他 (1996) <sup>(1)</sup> による)  
 地震諸元は気象庁による  
 Mはマグニチュード

凡例	
○	8.0 ≤ M
○	7.5 ≤ M < 8.0
○	7.0 ≤ M < 7.5
○	6.5 ≤ M < 7.0
○	6.0 ≤ M < 6.5
○	5.5 ≤ M < 6.0
○	5.0 ≤ M < 5.5
○	M < 5.0

図-1.1.3 敷地周辺の被害地震の震央分布

表-1.1.1 想定地震の諸元

	下面の地震	上面の地震
マグニチュード	7.5	7.1
震央距離 (km)	140	0
震源深さ (km)	100	125

## 2. やや深発地震の敷地への影響

「1.2 大間地点におけるやや深発地震の想定」において想定したやや深発地震に対して、敷地で得られた地震観測記録を用いて、応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法、波形合成法及び1993年釧路沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果で補正した方法により敷地への影響評価を行っている。

### 2.1 応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法

#### 2.1.1 地震基盤における応答スペクトルの評価

高橋・他(1998)<sup>(6)</sup>による次式で表される応答スペクトルの距離減衰式(以下「距離減衰式」という。)により、地震基盤における応答スペクトル  $S_b(T)$  を求めている。

$$\log S_b(T) = a(T)M - (b(T)X_{eq} + \log X_{eq}) + c(T) \quad \dots\dots\dots (1)$$

$S_b(T)$ : 地震基盤における応答スペクトル

$a(T)$ ,  $b(T)$ ,  $c(T)$ : 回帰係数

$X_{eq}$ : 等価震源距離

$a(T)$ ,  $b(T)$ ,  $c(T)$  は高橋・他(1998)により観測記録の回帰分析から求められている。図-2.1.1 に回帰係数  $a(T)$ ,  $b(T)$ ,  $c(T)$  を示す。

#### 2.1.2 大間地点のやや深発地震に対する距離減衰式の評価

大間地点におけるやや深発地震に対する距離減衰式は、敷地で観

測されたやや深発地震の解放基盤相当における観測記録のはざとり波の応答スペクトルと, (1)式による  $S_b(T)$ との比を求め, 次式に示す距離減衰式として作成している。

$$\log S(T) = \log S_b(T) + \Delta c(T) \quad \dots\dots\dots (3)$$

$S(T)$ : 大間地点の解放基盤における応答スペクトル

$\Delta c(T)$ :  $\log$ [観測記録のはざとり波の応答スペクトル / 観測記録の  $M, X_{eq}$  から求まる(1)式の  $S_b(T)$ ] の  
平均値

$\Delta c(T)$ を求めた観測記録は, 図-2.1.2 に示す観測点で得られたやや深発地震の観測記録とし,  $M$ が 5.5 程度以上, 震源距離 ( $X$ ) が 200km 程度以内, 震源深さが 60km 程度以深のDE型とDC型の地震としている。

以上の条件に適合する観測地震(4地震)の諸元を表-2.1.1 に示し, その震央分布を図-2.1.3 に示す。

4地震の観測記録の解放基盤におけるはざとり波の応答スペクトルと, 観測された各々の地震の  $M, X_{eq}$  に対して, 前述の(1)式から算出した応答スペクトル  $S_b(T)$ とを比較して, 図-2.1.4 に示す。

$\Delta c(T)$ を求めるにあたっては, 前述の「1.2 大間地点におけるやや深発地震の想定」においてやや深発地震を二重深発地震面の下面と上面に分けて想定していることから, 二重深発地震面の下面に想定した地震についてはDE型の地震(2地震), 上面に想定した地震ではD

C型の地震(2地震)を用いてそれぞれ算出している。

図-2.1.5(a)はDE型の2地震を対象とし、また、図-2.1.5(b)はDC型の2地震を対象として求めた  $10^{\Delta c(T)}$  について示す。これらの図に示す  $10^{\Delta c(T)}$  の平均値によると、大間地点で得られたDE型及びDC型のやや深発地震の観測記録では、周期2秒程度までの短周期側においてDE型の地震は、DC型の地震と比較して大きくなっている。

### 2.1.3 距離減衰式に基づく応答スペクトルの評価

前述の方法で算出した二重深発地震面の下面及び上面に想定したやや深発地震の応答スペクトル  $S(T)$  を図-2.1.6 に示す。

同図によると、二重深発地震面の下面に想定したやや深発地震(DE型, M7.5)の応答スペクトルが上面に想定したやや深発地震(DC型, M7.1)を上回っていることから、以降に示す波形合成法及び1993年釧路沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果で補正した方法では、二重深発地震面の下面に想定したやや深発地震(DE型, M7.5)に対してのみ、検討を行っている。

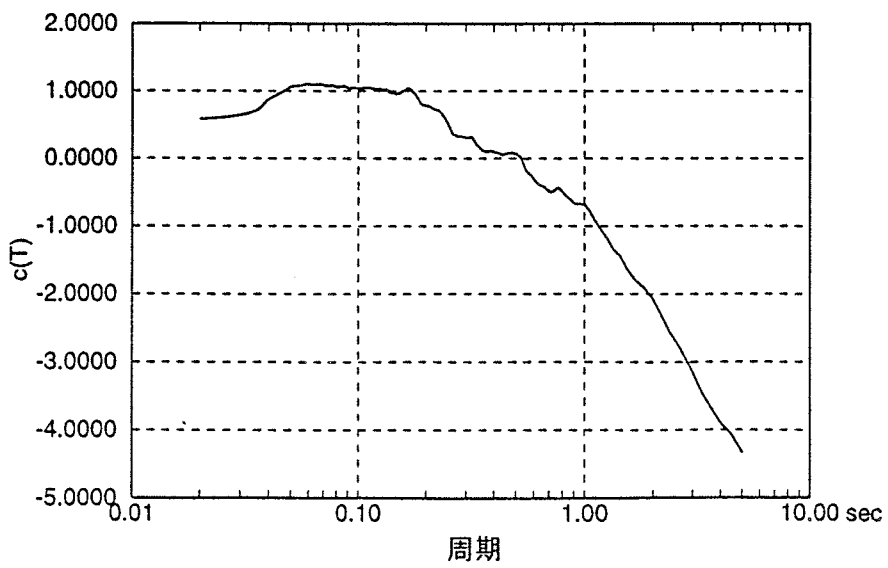
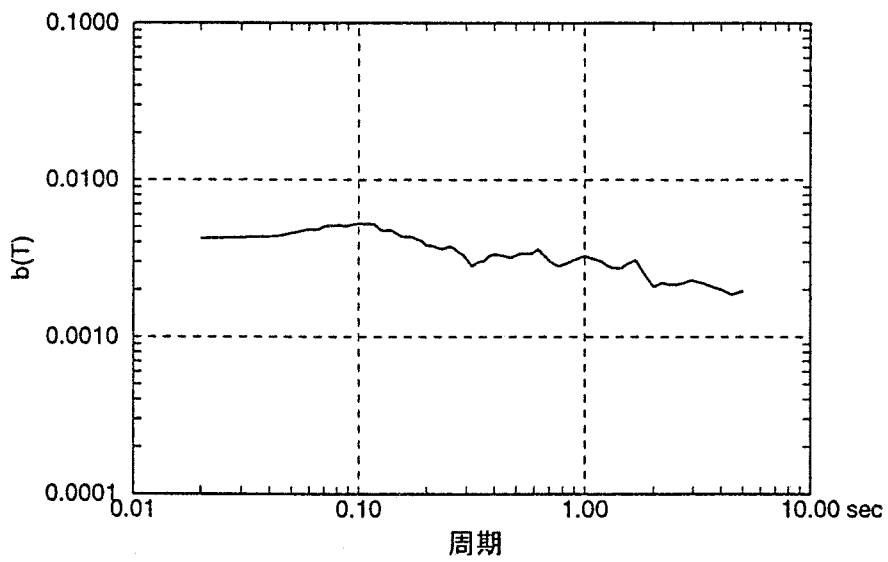
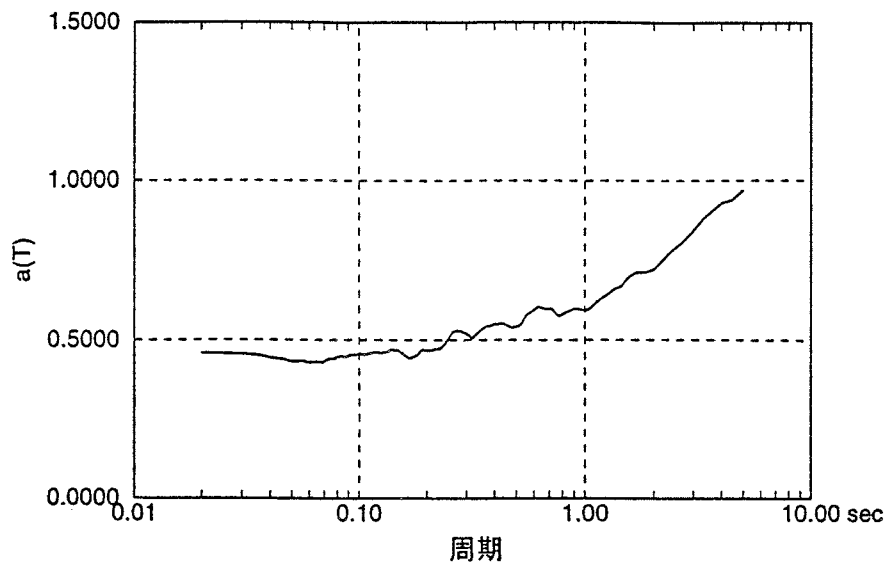


图-2.1.1 回歸係数  $a(T)$ ,  $b(T)$ ,  $c(T)$

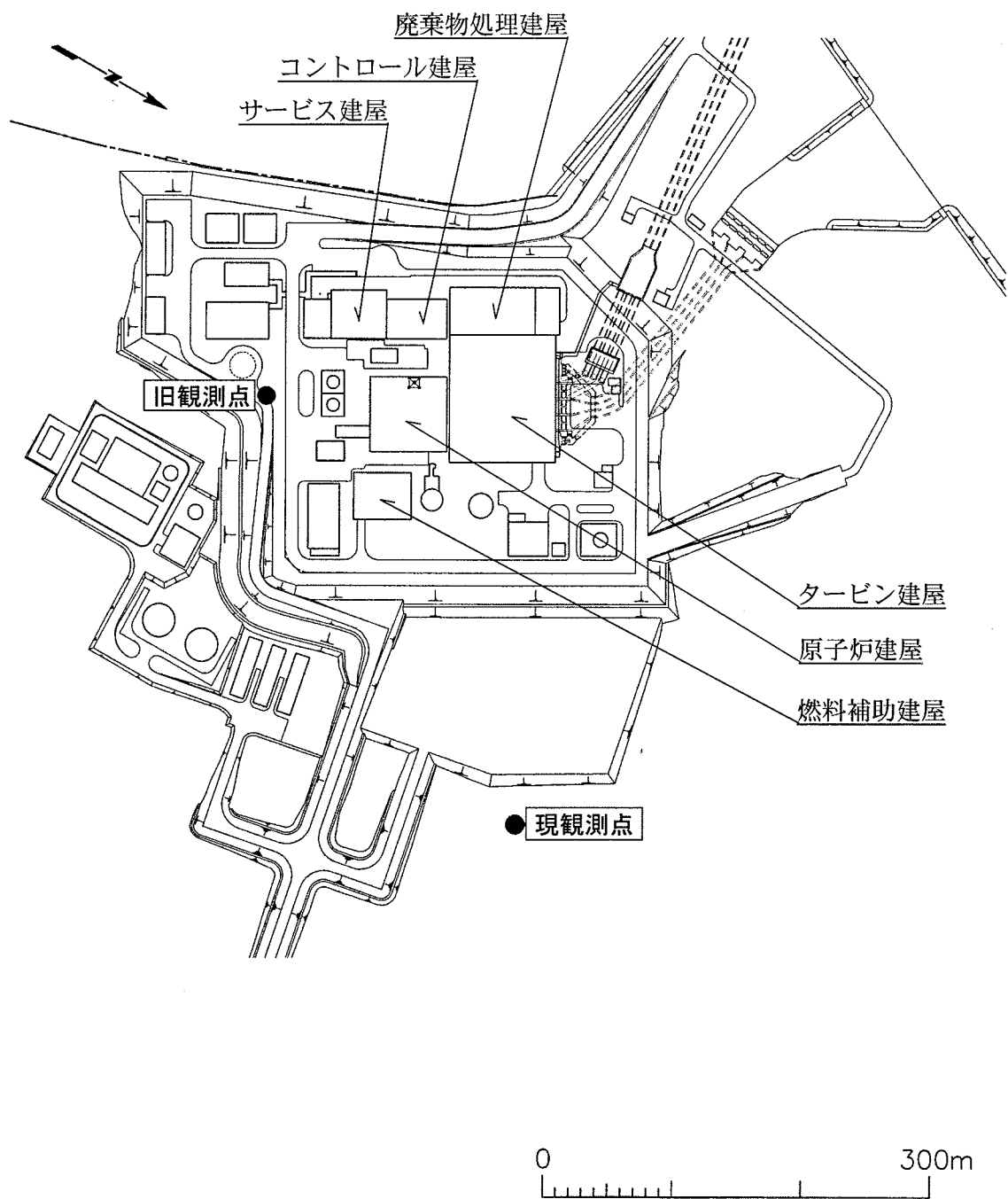


図-2.1.2 地震観測の位置図

(旧観測点は1984年1月～1988年11月、  
 現観測点は1989年8月以降の観測が行われている。)

表-2.1.1  $10^{\Delta c(T)}$ の算定に用いた地震

No.	年月日* <sup>1</sup>	東経* <sup>1</sup>	北緯* <sup>1</sup>	M* <sup>1</sup>	$\Delta$ (km)	X (km)	H* <sup>1</sup> (km)	発震 機構* <sup>2</sup>	観測点* <sup>3</sup>
1	1984.06.22	142° 29.1′	42° 36.3′	5.3	178	206	103	DE	旧観測点
2	1987.01.09	141° 46.8′	39° 50.0′	6.6	200	213	72	DC	
3	1987.01.14	142° 55.9′	42° 32.0′	6.6	202	234	119	DE	
4	1992.08.24	140° 47.4′	41° 56.2′	6.1	49	131	121	DC	現観測点

\*1:気象庁発表値による

\*2:ハーバード大学による震源メカニズムより推定

\*3:図-2.1.3 参照

M:マグニチュード

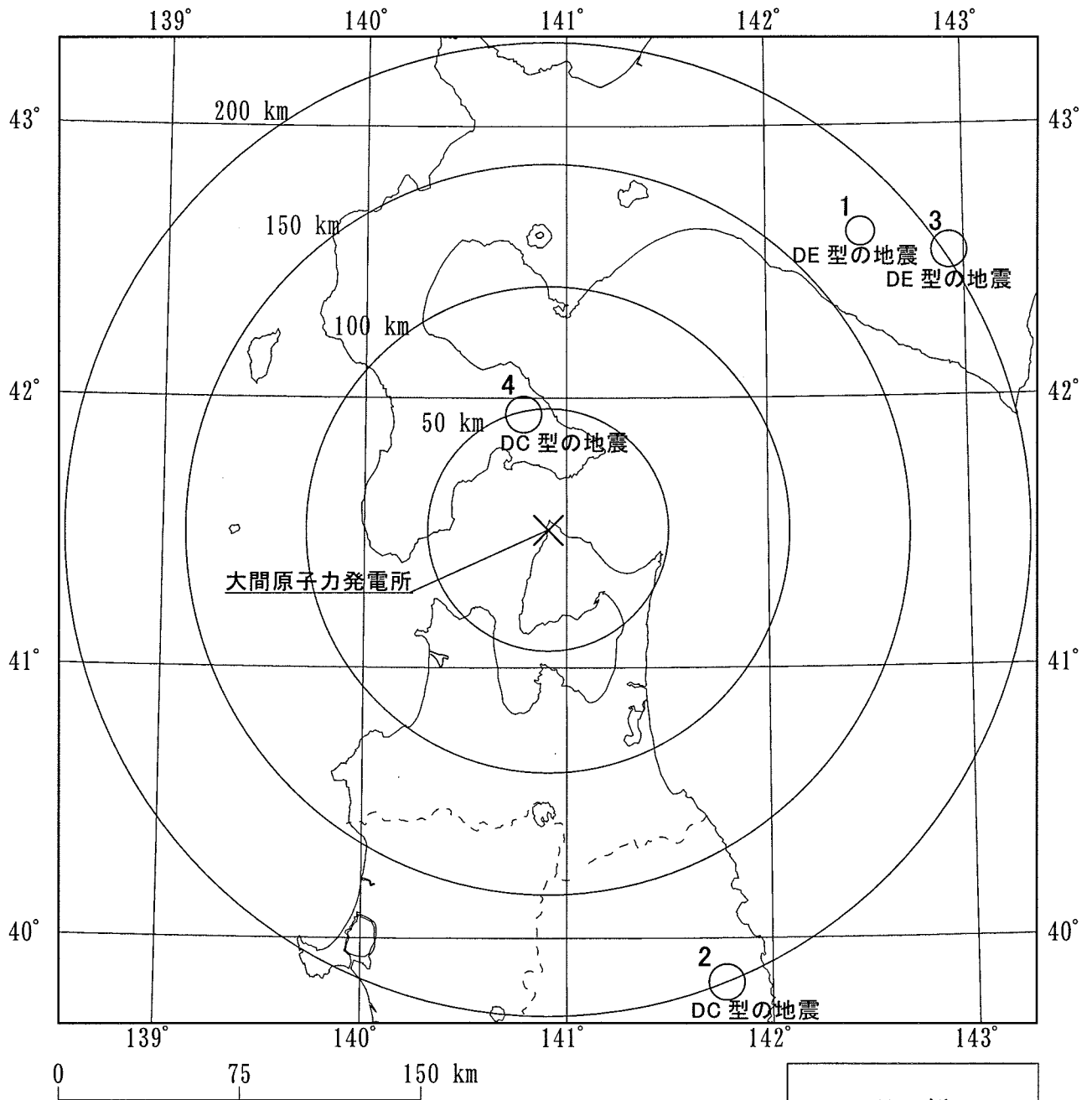
$\Delta$ :震央距離

X:震源距離

H:震源深さ

DE:Down Dip Extension 型

DC:Down Dip Compression 型



図中の数字は表-2.1.1のNo.参照

DE型:Down Dip Extension型

DC型:Down Dip Compression型

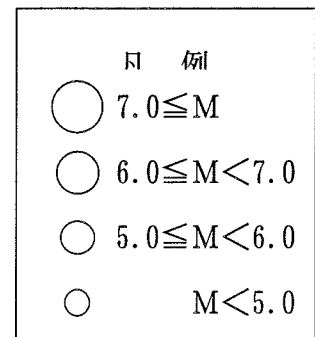
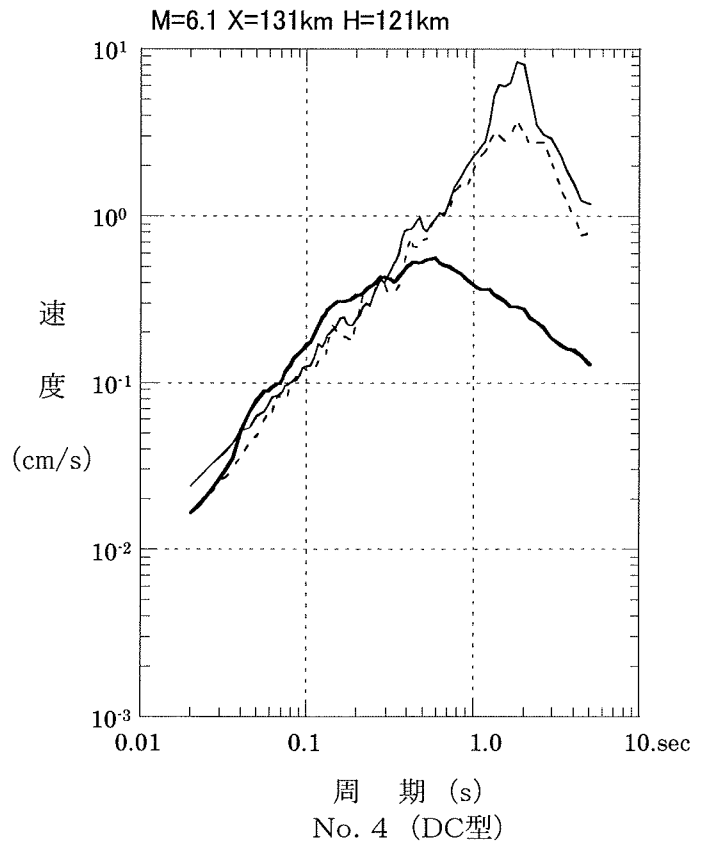
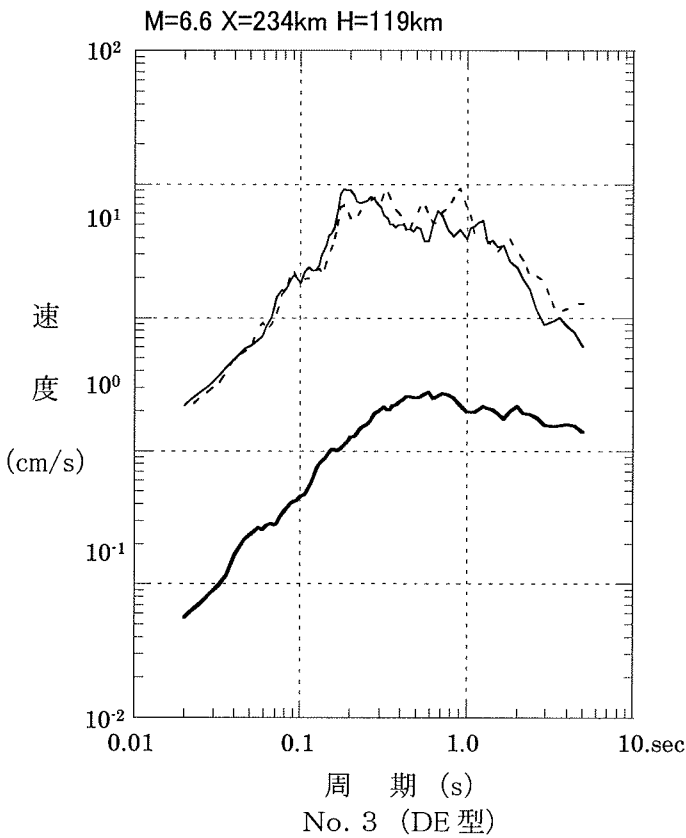
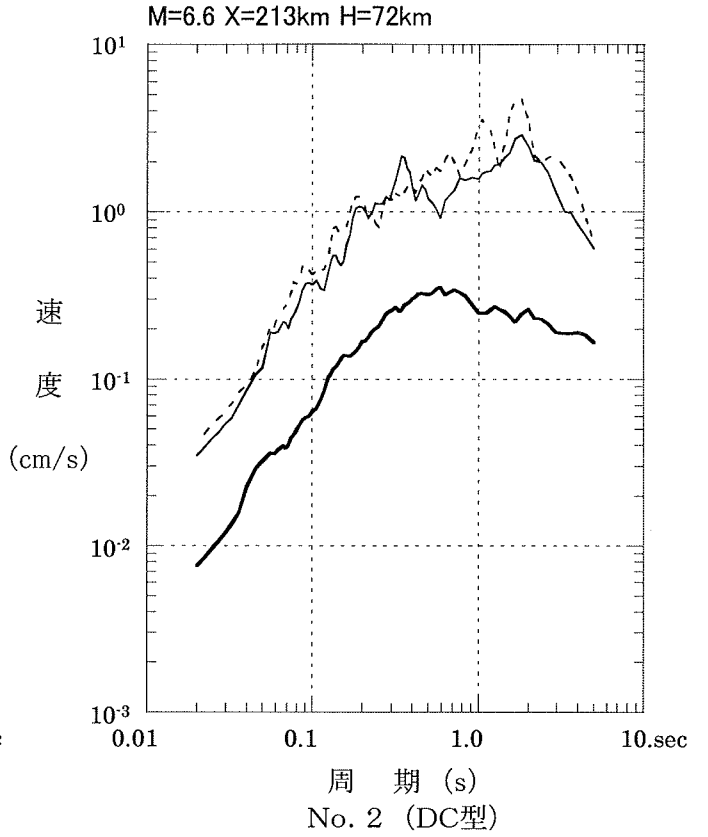
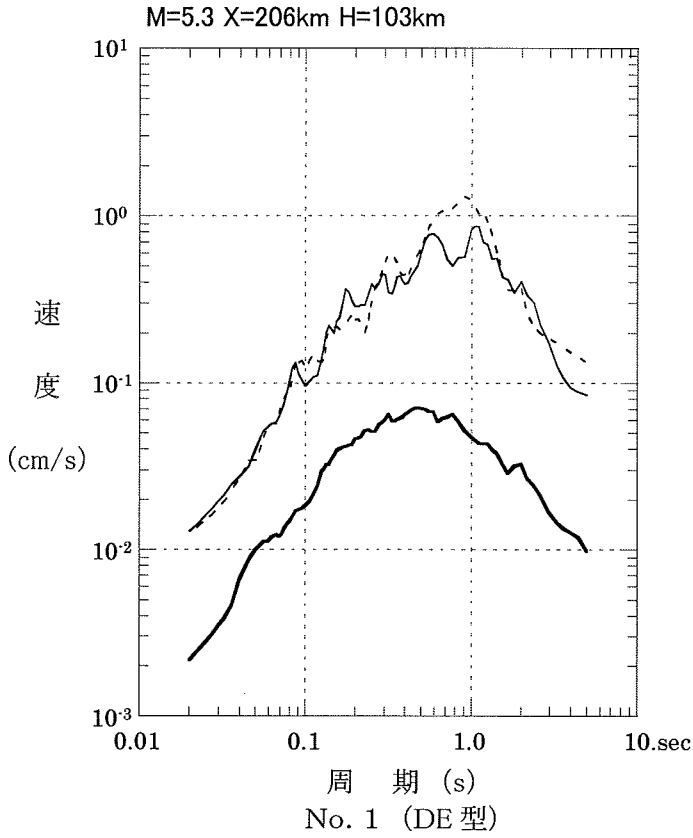


図-2.1.3  $10^{\Delta C(T)}$ の算定に用いた地震の震央分布

——— 距離減衰式  
 ——— 観測記録(N S)  
 - - - - 観測記録(E W)



M, X, H, No.及びDE型, DC型は表2-1.1参照

図-2.1.4 観測記録の応答スペクトルと距離減衰式の比較(解放基盤相当)

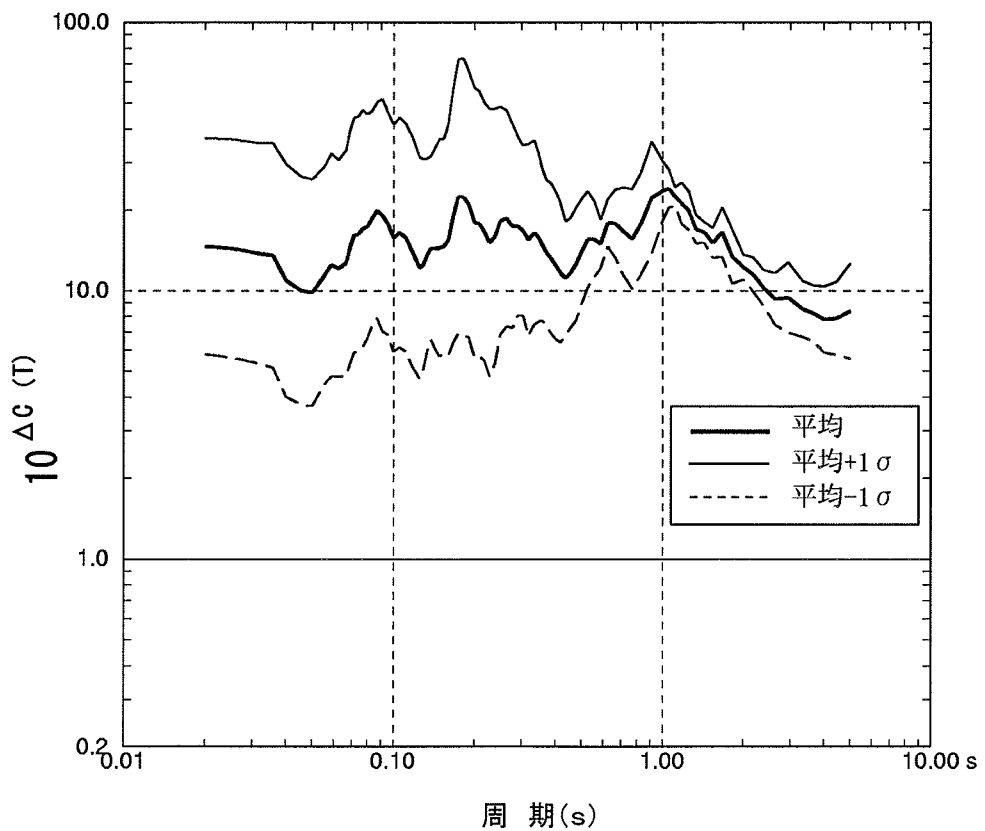
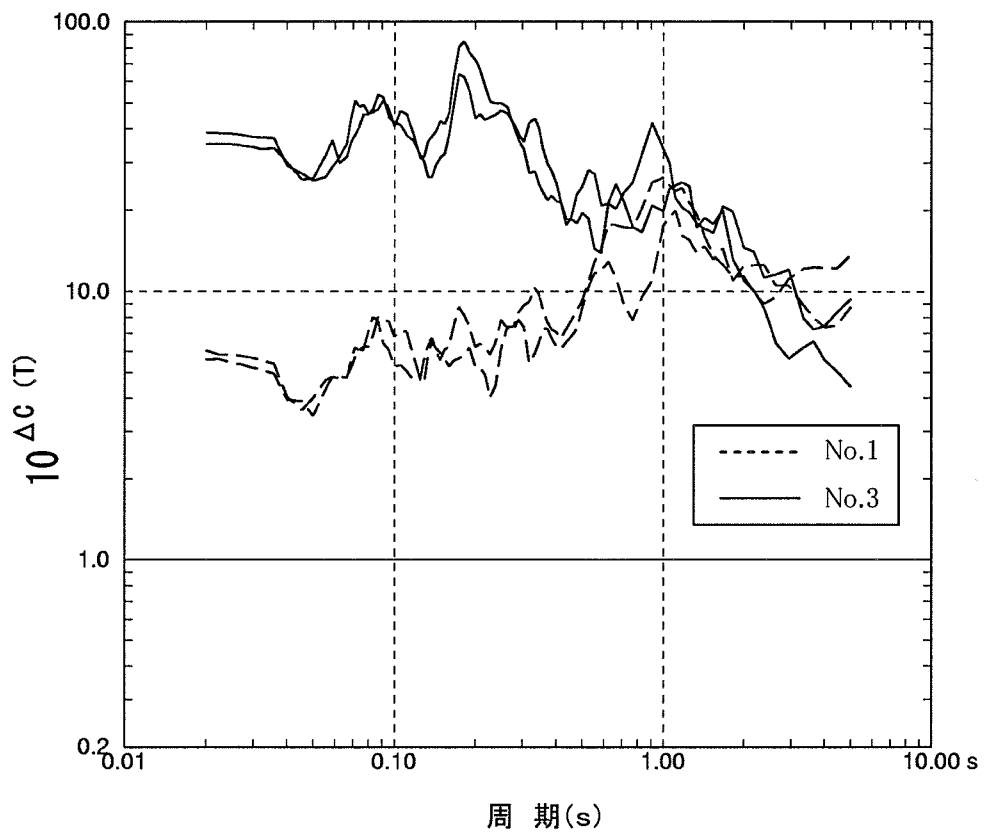


図-2.1.5(a) 観測記録の応答スペクトルと距離減衰式の比  
 (60km 以深の地震観測記録で, DE 型の2地震による。)

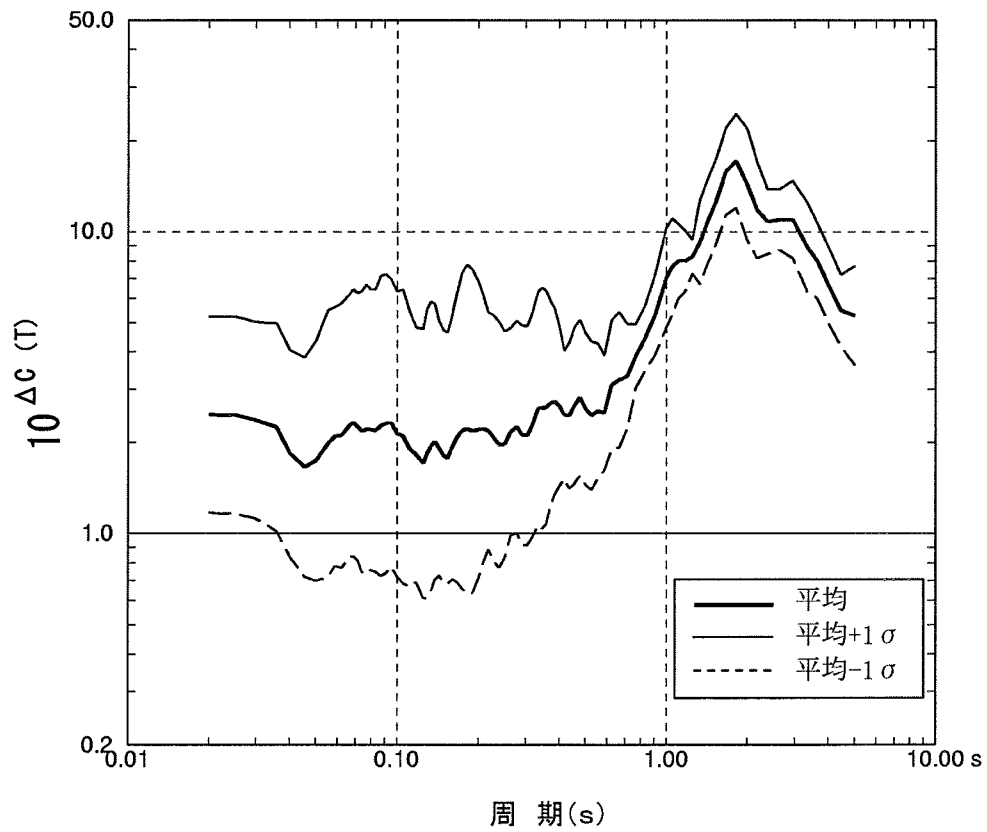
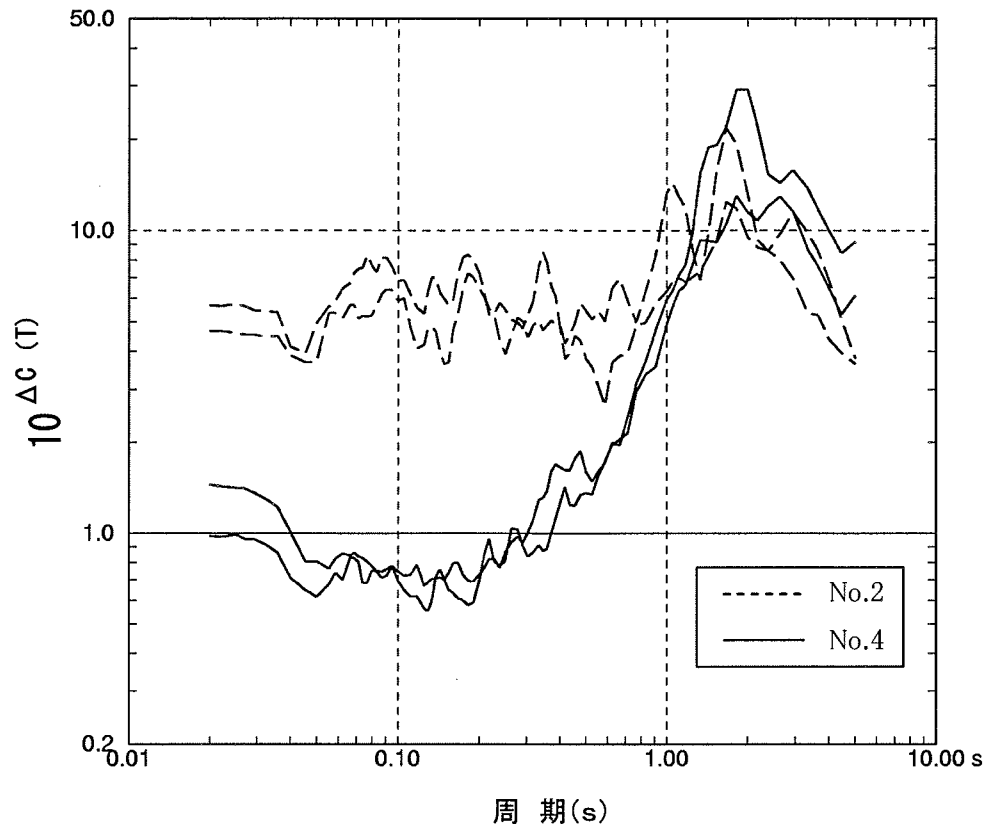


図-2.1.5(b) 観測記録の応答スペクトルと距離減衰式の比  
(60km 以深の地震観測記録で、DC型の2地震による。)

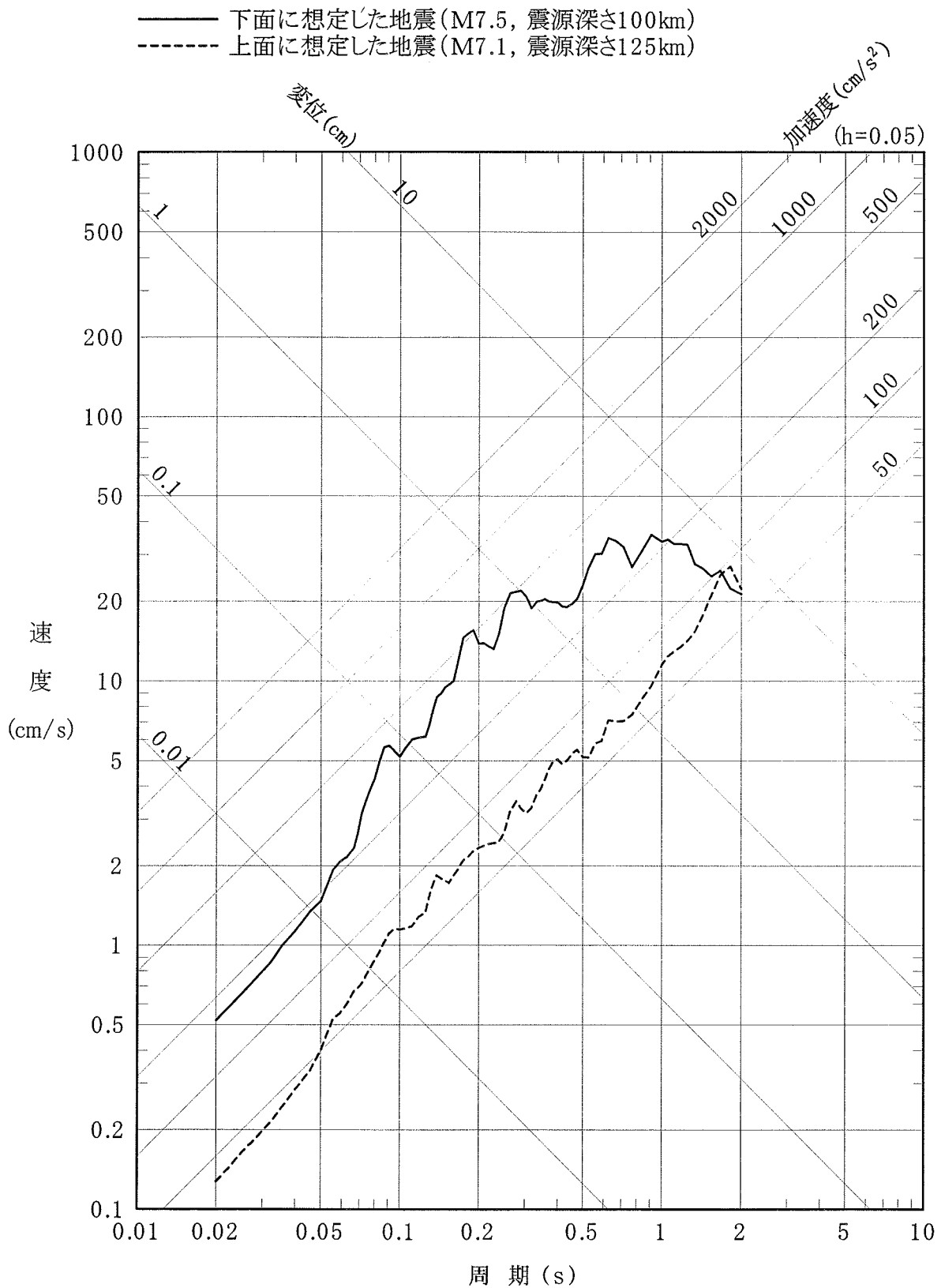


図-2.16 想定したやや深発地震の応答スペクトル  
 (震源深さが60km以深のうち、下面はDE型の2地震、上面はDC型の2地震による。)

## 2.2 波形合成法

### 2.2.1 1987年日高山脈北部の地震を要素地震とする検討

波形合成法の一つに、小地震の観測記録を要素地震として大地震による地震動を評価する方法があり、Irikura(1986)<sup>(6)</sup>、Takemura and Ikeura(1988)<sup>(7)</sup>等の手法が挙げられる。

Takemura and Ikeura(1988)の波形合成法を用いて、二重深発地震面の下面に想定したM7.5のやや深発地震の影響評価を行っている。

#### (1) 断層パラメータの設定

二重深発地震面の下面に想定した地震(以下「想定地震」という。)の断層パラメータを表-2.2.1に示す。

表-2.2.1の断層パラメータは、Takeo et al.(1993)<sup>(8)</sup>による1993年釧路沖地震の断層パラメータを基に設定している。

#### (2) 要素地震の選定

波形合成法における要素地震の選定に当っては、以下に示す池浦(1997)<sup>(9)</sup>に従っている。

池浦(1997)によれば、要素地震が下記の条件①を満足することが重要であり、更に条件②～④を満たすことが望ましいとしている。

- ① 評価地震の断層面と波動伝播経路を共通とする小地震(要素地震)の地震動記録であること。
- ② 地震のタイプ・メカニズムが評価地震と類似していること。

- ③ 評価地震との規模の差がマグニチュードで2程度以内であること。
- ④ 震源特性が既知であること。

想定地震の断層位置と要素地震として用いる1987年日高山脈北部の地震の震央位置を図-2.2.1に、また、想定地震と要素地震の発震機構、マグニチュード等の比較を表-2.2.2にそれぞれ示す。

図-2.2.1に示すとおり、要素地震の震央は、想定地震の断層位置近傍に位置するとともに、表-2.2.2に示すとおり、震源深さが同等であることから、条件①を満足すると考えられる。また、表-2.2.2に示す発震機構及びマグニチュードより、条件②及び③を満足する。条件④については、表-2.2.2に示すとおり、震源の短周期成分の励起を支配するパラメータである応力降下量が得られていることから、満足すると考えられる。

以上より、1987年日高山脈北部の地震は、池浦(1997)による要素地震としての①～④の条件を満足することを確認している。

要素地震として用いる1987年日高山脈北部の地震の観測記録の加速度波形を図-2.2.2に示す。要素地震の重ね合わせ数は、要素地震に対する想定地震の地震モーメントの比から表-2.2.3に示すように設定している。

(3) 1987 年日高山脈北部の地震を要素地震とする波形合成法による  
敷地への影響評価

1987 年日高山脈北部の地震を要素地震とする波形合成法により算出された想定地震の解放基盤相当における加速度波形及び応答スペクトルを各々図-2.2.3 及び図-2.2.4 に示す。また、図-2.2.5 には、想定地震の応答スペクトル、要素地震として用いた 1987 年日高山脈北部の地震及び 1993 年釧路沖地震の観測記録のはぎとり波の応答スペクトルを比較して示す。同図に示すように、想定地震の応答スペクトルは要素地震に対して2倍～3倍程度大きくなっている。また、想定地震の応答スペクトルは 1993 年釧路沖地震観測記録のスペクトルに対して、周期約 0.3 秒以下では上回っているが、周期約 0.3 秒以上では下回っており、特に NS 成分の周期 1 秒付近では両者の差が大きくなっている。

この要因の一つとして、1993 年釧路沖地震と要素地震として用いた 1987 年日高山脈北部の地震の観測記録のスペクトル特性の違いが考えられるとしている。

表-2.2.1 想定地震の断層パラメータ

項目	単位	設定値	備考
マグニチュード(M)	—	7.5	1993年釧路沖地震相当を想定
地震モーメント( $M_0$ )	N・m	$3.3 \times 10^{20}$	Takeo et al. (1993) <sup>(8)</sup> による.
断層長さ(L)	km	40	同上
断層幅(W)	km	20	同上
断層傾斜角	度	0	同上
平均食い違い量(D)	cm	550	同上
断層面南西端位置 北緯 東経	度 度	41.94° 142.26°	二重深発地震面の下面の深さ100kmにおける会合部に設定
断層上端深さ	km	100	同上
断層走行	度	68° (N68E)	同上
破壊開始点	—	断層北端	
破壊様式	—	1方向破壊(円状)	
破壊伝播速度( $V_R$ )	km/sec	3.5	Takeo et al. (1993)に基づく
立ち上がり時間( $\tau$ )	sec	5.0	同上
せん断波速度( $V_s$ )	km/sec	4.8	Takeo et al. (1993)による.

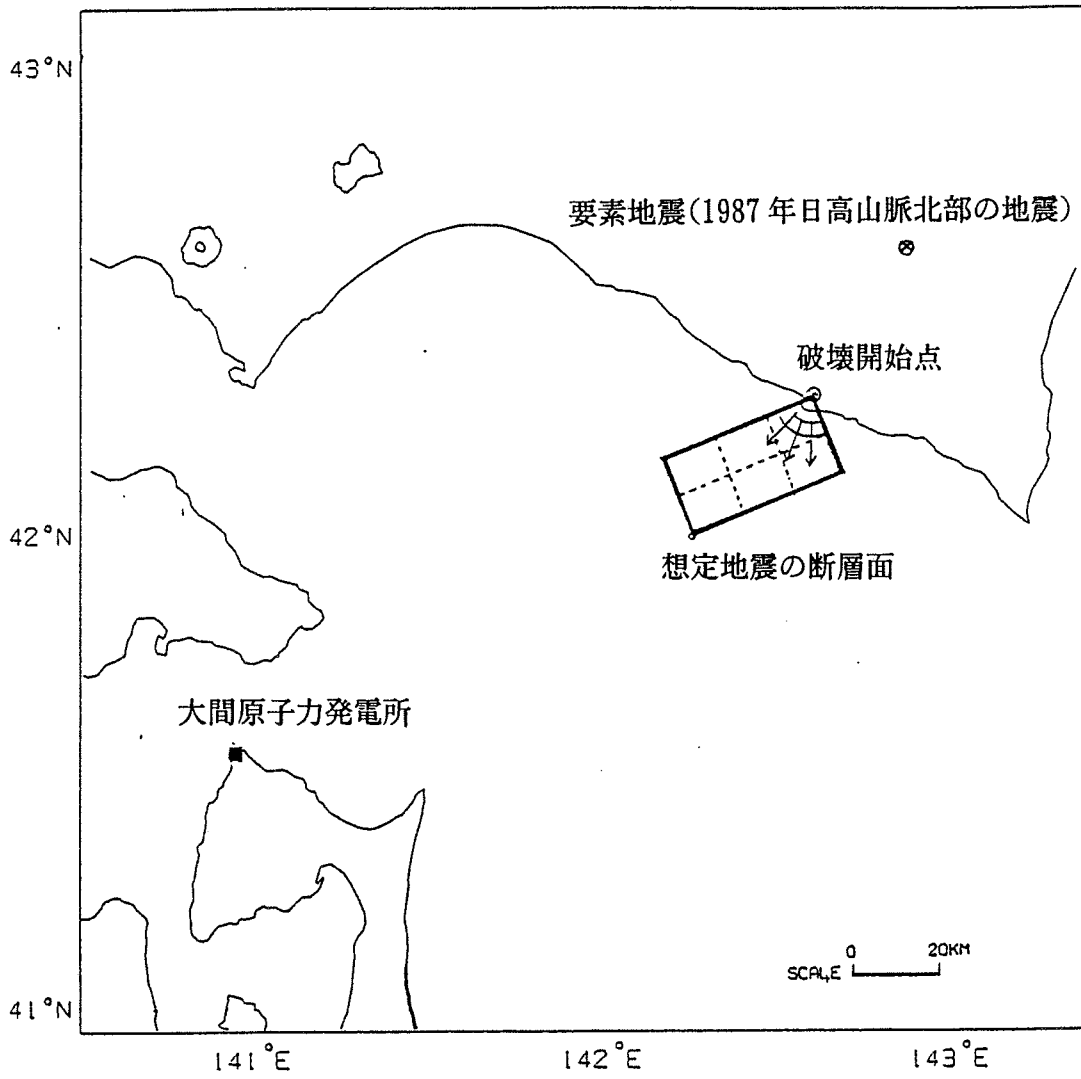


図-2.2.1 想定地震の断層位置と要素地震の震央位置

表-2.2.2 想定地震と要素地震の比較

	想定地震 (1993年釧路沖地震相当)	要素地震 (1987年日高山脈北部の地震)
マグニチュード <sup>*1</sup>	7.5	6.6
震源深さ <sup>*2</sup> (km)	100	119
発震機構 <sup>*2</sup>	DE型	DE型
応力降下量(bar)	360 <sup>*3</sup>	410 <sup>*4</sup>

\*1: 気象庁発表値による。

\*2: Takeo et al.(1993)<sup>(8)</sup> による。

\*3: Takeo et al.(1993)に基づき算出

\*4: Suzuki and Kasahara(1996)<sup>(10)</sup> に基づき算出

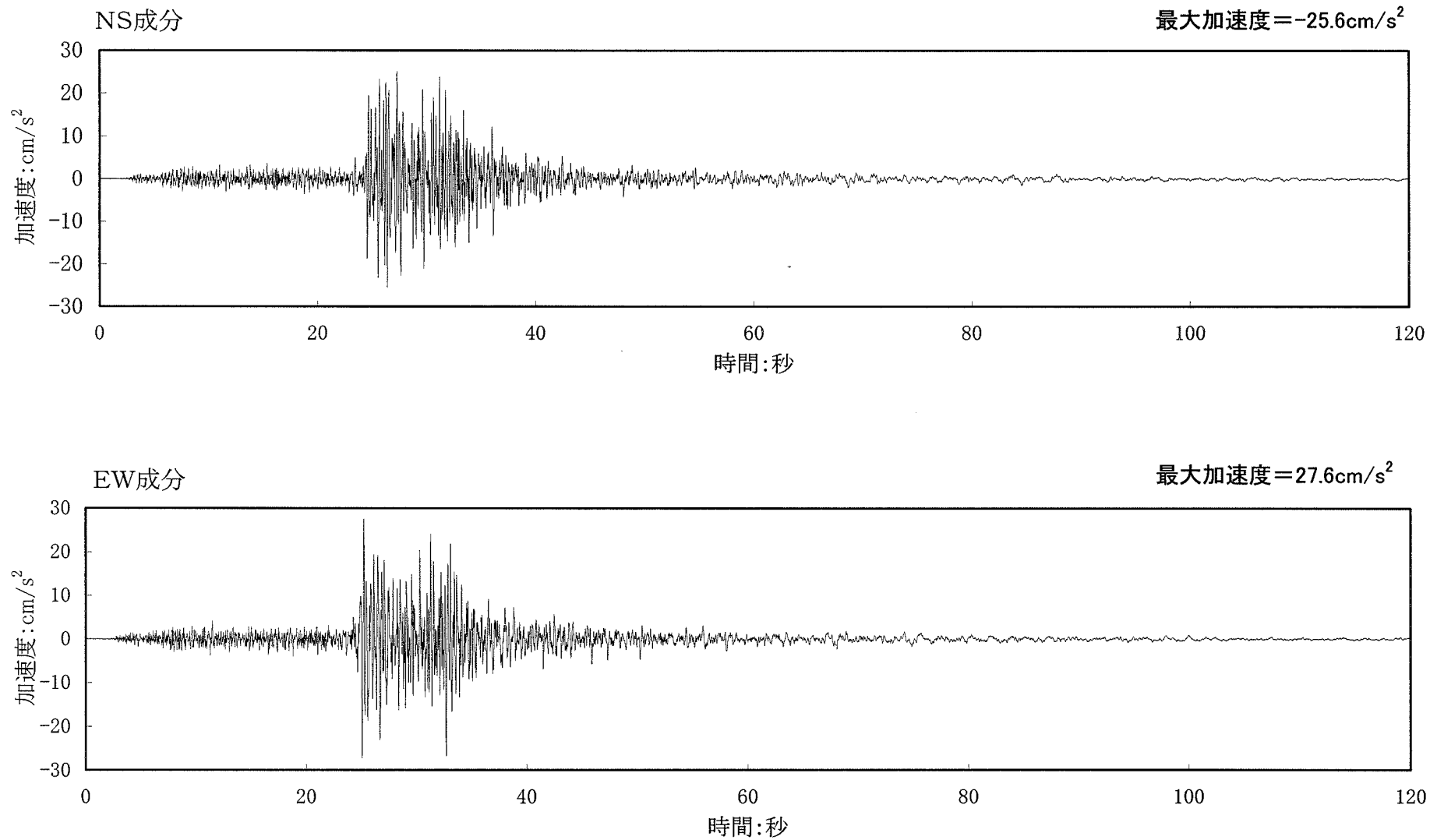


図-2.2.2 要素地震(1987年日高山脈北部の地震)の加速度波形

表-2.2.3 想定地震に対する要素地震の重ね合わせ数

断層のすべり量の 重ね合わせ数 nD	断層の長さ方向の 重ね合わせ数 nL	断層の幅方向の 重ね合わせ数 nW	nD×nL×nW
3	3	2	18

要素地震(1987年日高山脈北部の地震)の地震モーメント

$$M_{0E} = 1.69 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m} \text{ (ハーバード大学による)}$$

想定地震の地震モーメント  $M_0 = 3.3 \times 10^{20} \text{ N}\cdot\text{m}$  (表-2.2.1 参照)

$$(M_0 / M_{0E}) = 19.5266 \div 3 \times 3 \times 2$$

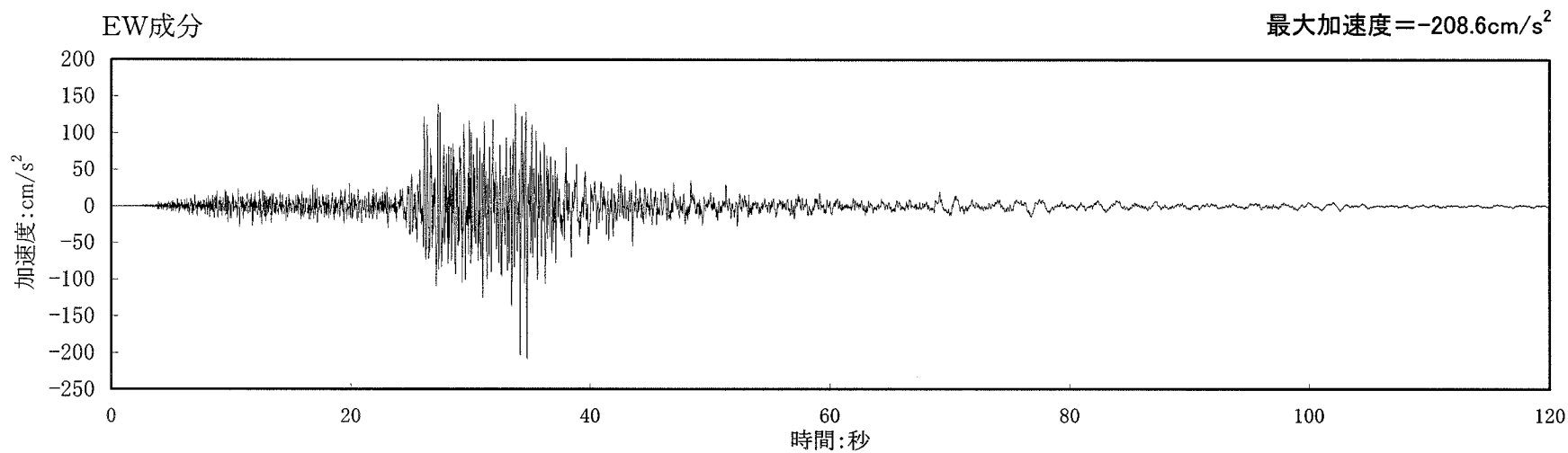
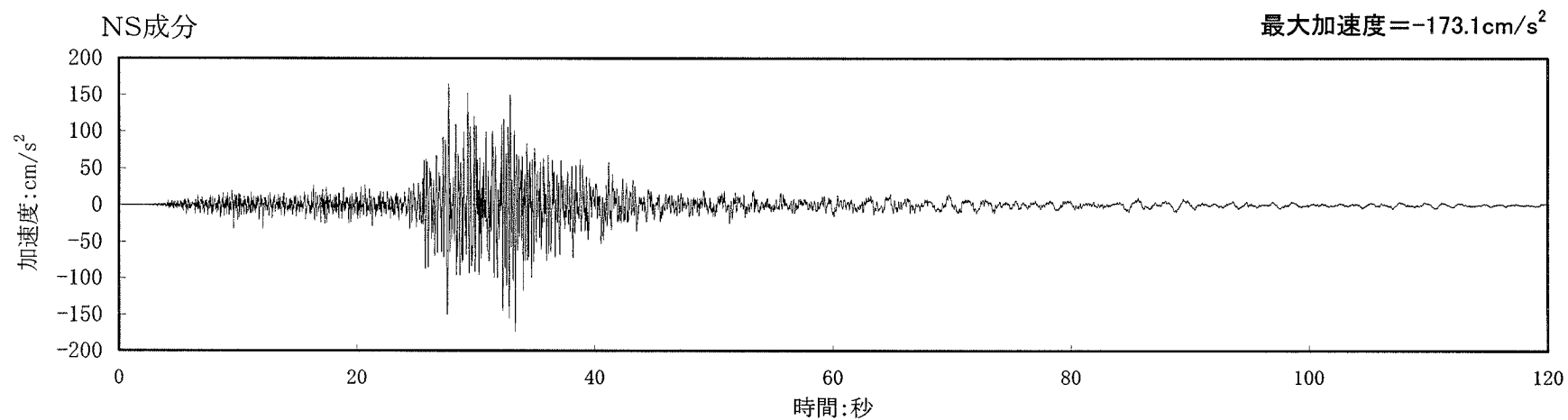


図-2.2.3 想定地震の加速度波形 (解放基盤相当)

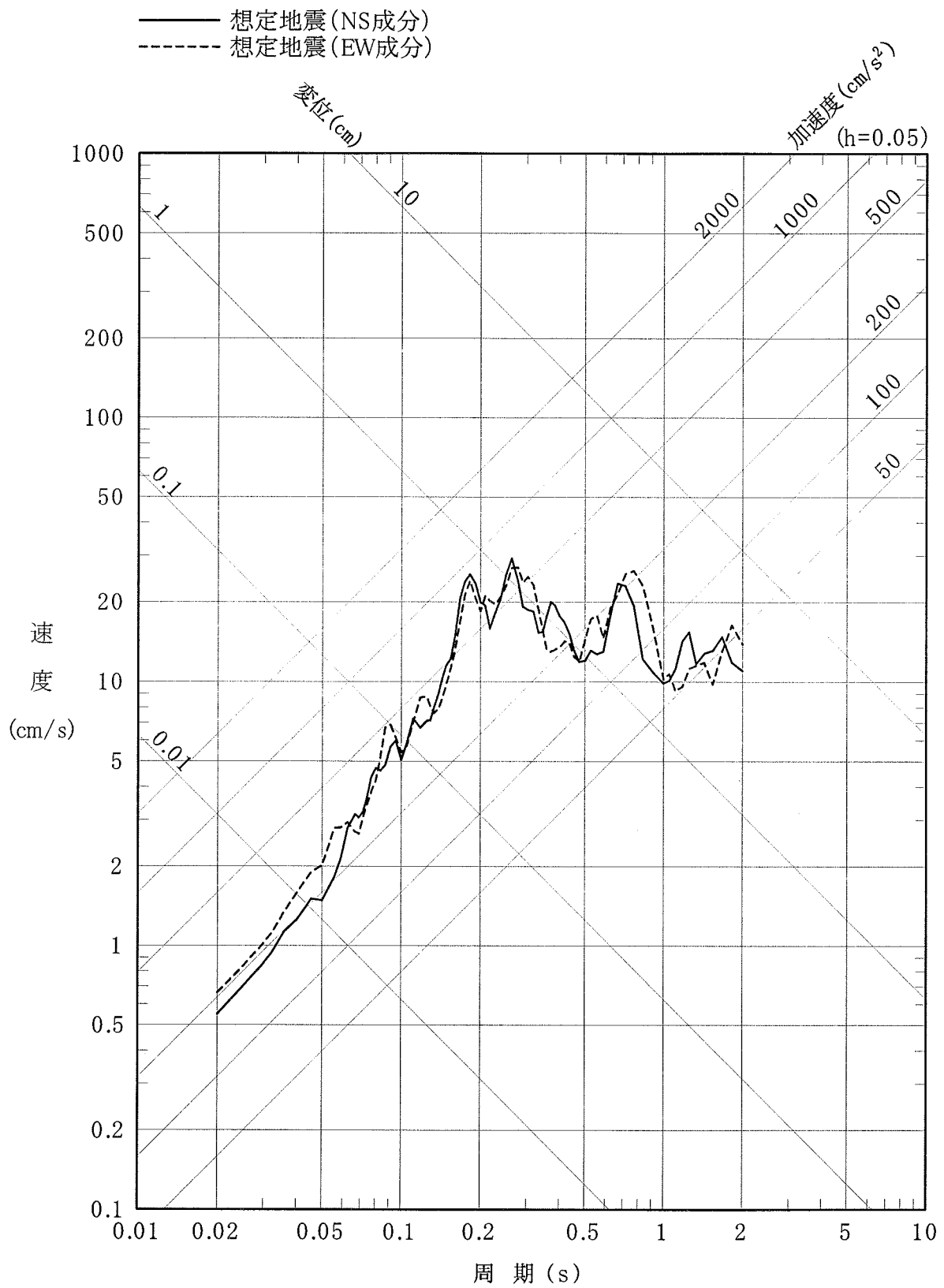


図-2.24 想定地震の応答スペクトル(解放基盤相当)

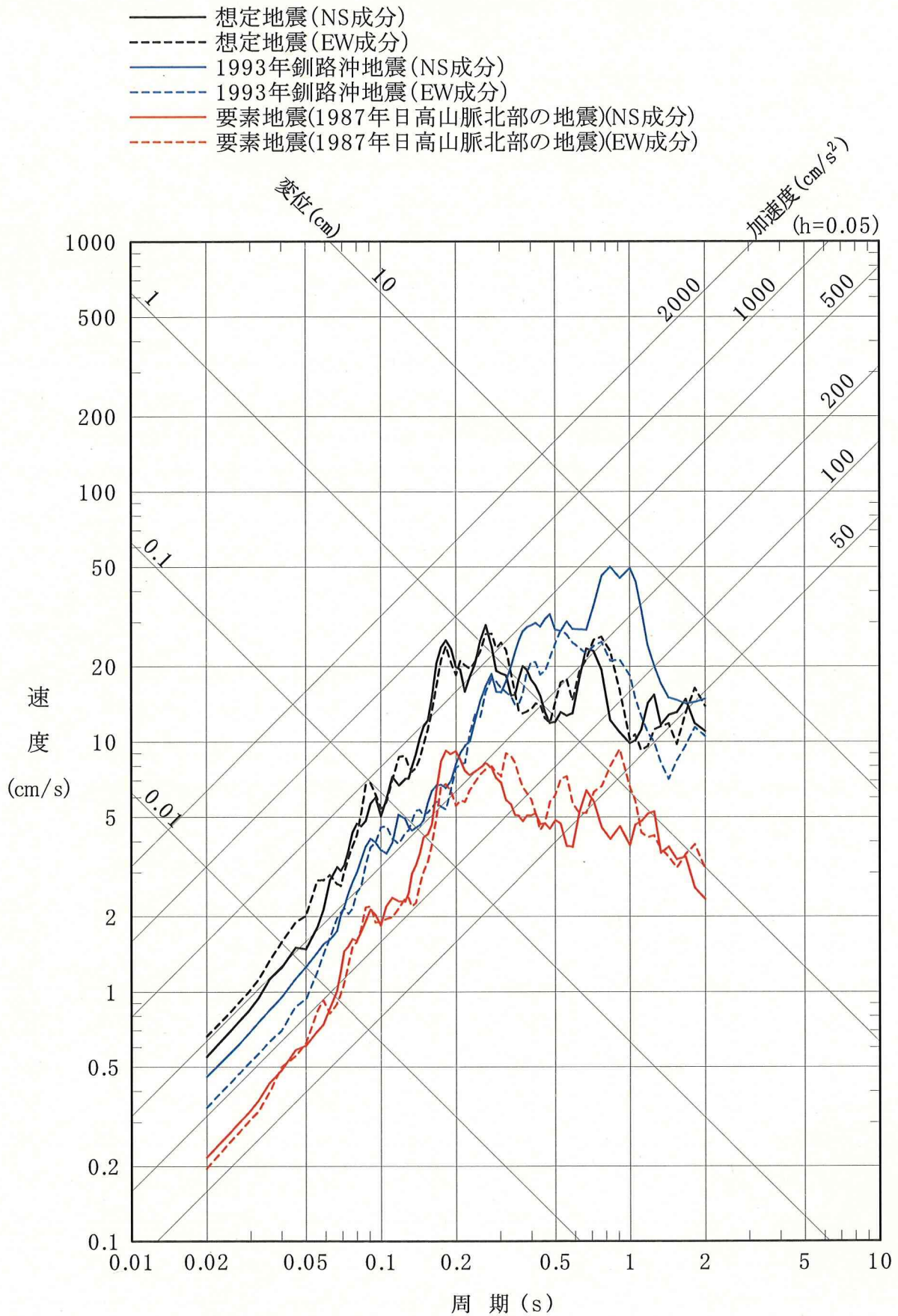


図-2.25 想定地震, 要素地震(1987年日高山脈北部の地震)及び1993年釧路沖地震観測記録のはざとり波の応答スペクトル

## 2.2.2 要素地震と1993年釧路沖地震のスペクトル特性の比較検討

「2.2.1 1987年日高山脈北部の地震を要素地震とする検討」の結果を踏まえ、波形合成法により想定地震の地震動評価結果に対する要素地震のスペクトル特性の影響をみるために、以下の検討を行っている。

### (1) 検討の概要

敷地で観測記録が得られた地震のうち、DE型の地震と推定される地震(以下「DE型の地震」という。)について、はざとり波の応答スペクトルの周期0.02秒におけるスペクトル値で規準化したスペクトル(以下「規準化応答スペクトル」という。)を算出し、1993年釧路沖地震と1987年日高山脈北部の地震の規準化応答スペクトルについて比較検討するとともに、DE型の地震の周期1秒付近の規準化応答スペクトルの特徴を検討している。

### (2) 検討対象の地震

検討対象としたDE型の地震は表-2.2.4に示すとおり、1993年釧路沖地震及び1987年日高山脈北部の地震を含めた7地震とし、震央位置と震源メカニズムを図-2.2.6に示す。

### (3) 規準化応答スペクトルによる検討結果

7地震の規準化応答スペクトルを図-2.2.7に示す。なお、同図中には、7地震14成分の規準化応答スペクトルの平均値及び平均値

±標準偏差を合せて示している。

同図より、以下のことが認められるとしている。

- ① 1993 年釧路沖地震の規準化応答スペクトルのNS成分は、周期1秒付近において、規準化応答スペクトルの平均値＋標準偏差を超えている。
- ② 1987 年日高山脈北部の地震の規準化応答スペクトルは、NS成分の周期 0.2 秒付近を除いては、規準化応答スペクトルの平均値±標準偏差の範囲内にある。
- ③ 今回検討対象としたDE型の7地震のうち、日高地方で発生した1984年6月22日の地震の規準化応答スペクトルのEW成分は、1993年釧路沖地震のNS成分と同様に、周期1秒付近において平均値＋標準偏差を超えている。

なお、その他の地震の規準化応答スペクトルのうち、周期1秒付近において平均値＋標準偏差を超えるものはない。

以上より、上記①及び②から、要素地震として用いた1987年日高山脈北部の地震の規準化応答スペクトルが、今回対象としたDE型の7地震14成分の平均値±標準偏差の範囲内であるのに対して、1993年釧路沖地震のNS成分の周期1秒付近の規準化応答スペクトルは平均値＋標準偏差を超えており、このことが波形合成結果の周期1秒付近の応答スペクトルが1993年釧路沖地震観測記録のNS成分よりも小さくなった理由ではないかと考えられるとしている。

そのため、「2.2.3 1984年6月22日の地震を要素地震とする検討」において、ケーススタディの一つとして、周期1秒付近に着目して、1993年釧路沖地震と同様に周期1秒付近の規準化応答スペクトルが平均値 $\pm$ 標準偏差を超えるスペクトル特性を有する1984年6月22日の地震を要素地震とした検討を行っている。

表-2.2.4 検討対象の地震

年月日*1	東経*1	北緯*1	M*1	$\Delta$ (km)	X (km)	H*1 (km)	観測点*2
1984.06.22	142° 29.1'	42° 36.3'	5.3	178	206	103	旧観測点
1987.01.14	142° 55.9'	42° 32.0'	6.6	202	234	119	
1990.04.11	144° 09.9'	42° 28.6'	5.5	290	298	69	現観測点
1991.10.25	144° 26.6'	43° 12.2'	5.7	346	362	105	
1993.01.15	144° 21.4'	42° 55.0'	7.5	325	340	101	
1995.09.16	143° 51.7'	42° 59.8'	5.2	294	314	110	
1997.07.01	144° 39.3'	42° 38.5'	5.1	334	342	73	

注) \*1: 気象庁発表値による。

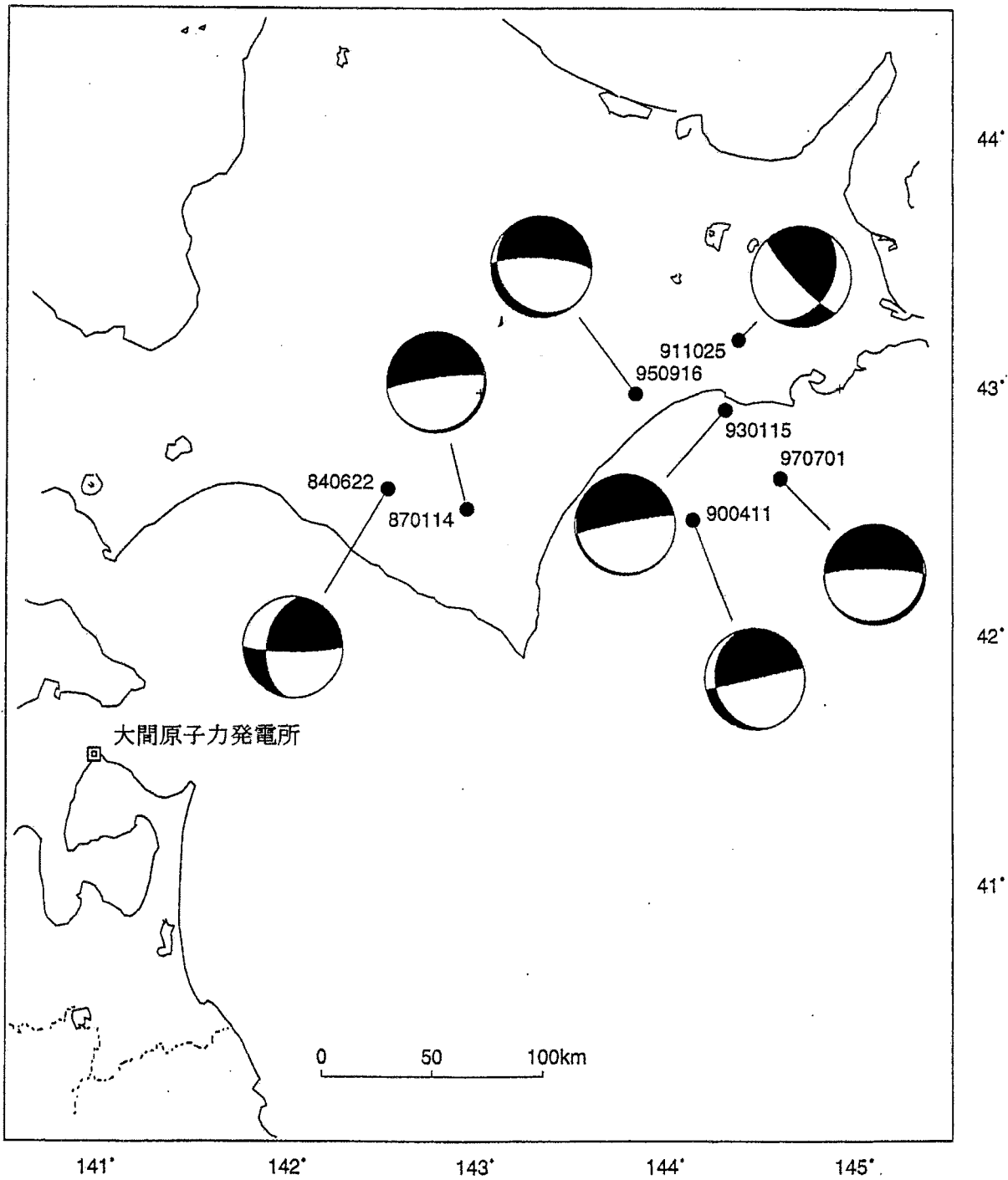
\*2: 図-2.1.3 参照

M: マグニチュード

$\Delta$ : 震央距離

X: 震源距離

H: 震源深さ



注: 数字は発生年月日を示す。  
震源メカニズムはハーバード大学による。

図-2.2.6 検討対象地震の震央位置と震源メカニズム

- 84.06.22
- 87.01.14(日高山脈北部の地震)
- - - 90.04.11
- - - 91.10.25
- 93.01.15(釧路沖地震)
- - - 95.09.16
- - - 97.07.01
- 7地震14成分の平均値
- - - 平均値±標準偏差

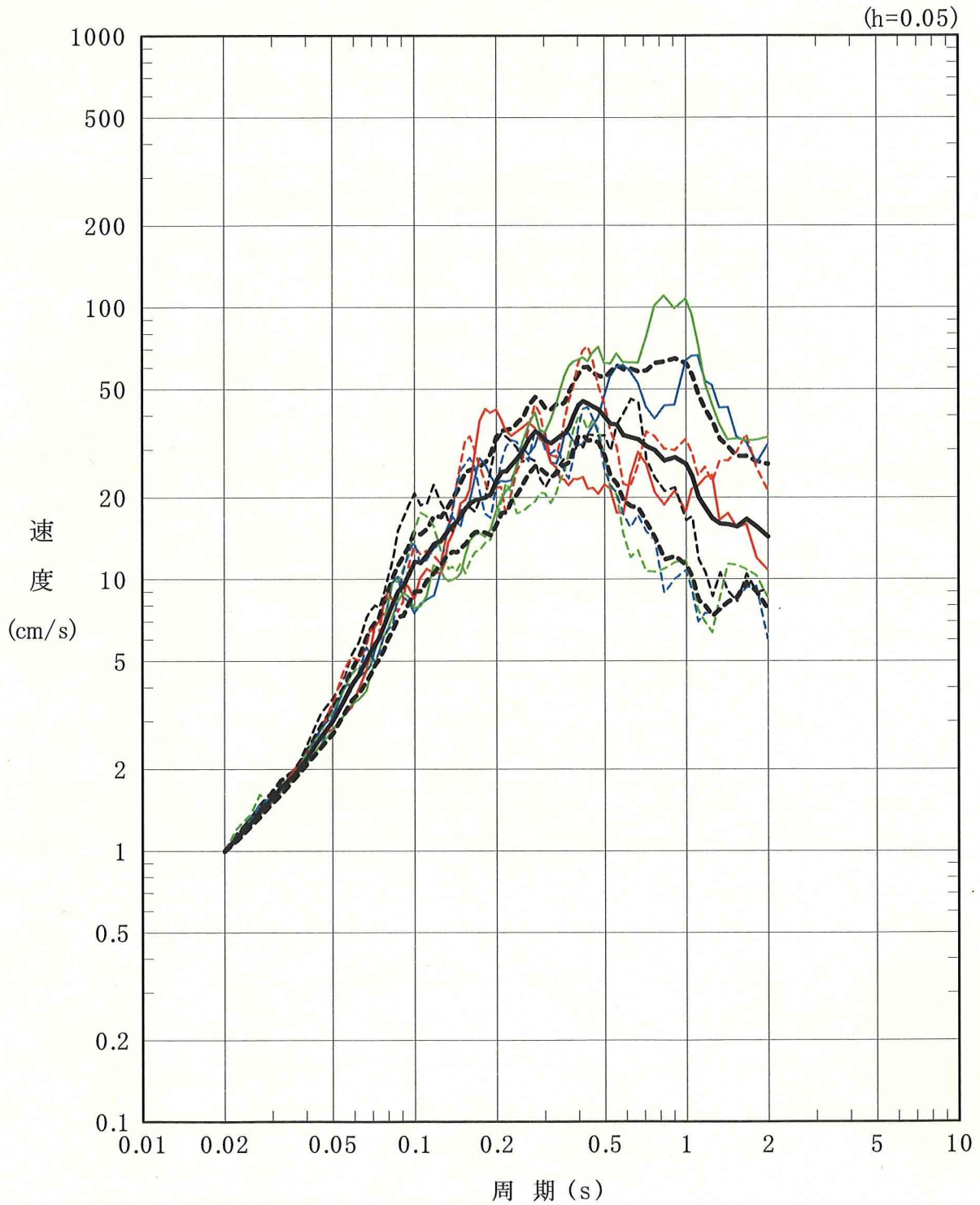


図-2.2.7(1) 検討対象地震のはざとり波の規準化応答スペクトル(NS成分)

- 84.06.22
- 87.01.14(日高山脈北部の地震)
- - - 90.04.11
- - - 91.10.25
- 93.01.15(釧路沖地震)
- - - 95.09.16
- - - 97.07.01
- 7地震14成分の平均値
- - - 平均値±標準偏差

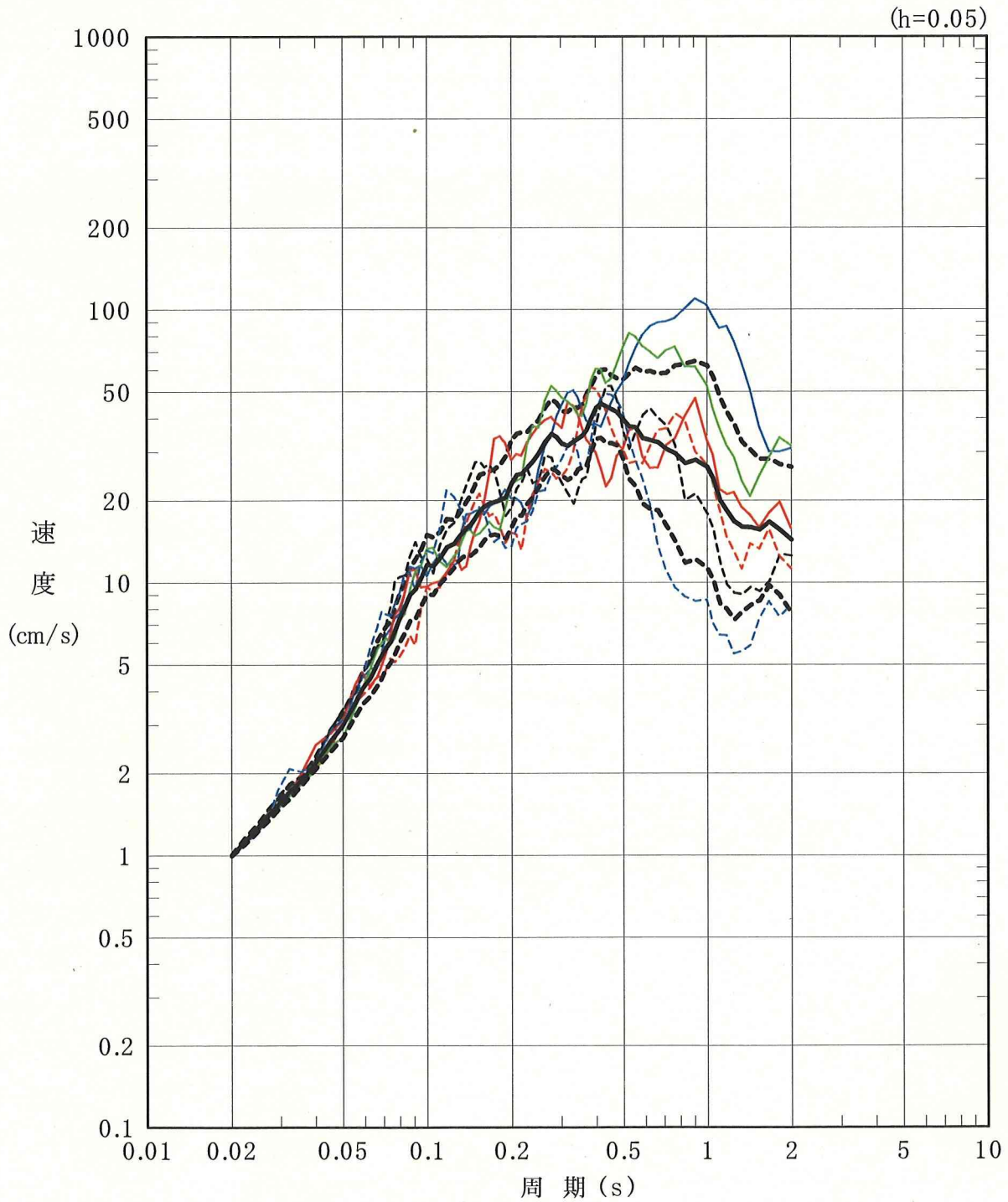


図-2.2.7(2) 検討対象地震のはざとり波の規準化応答スペクトル(EW成分)

### 2.2.3 1984年6月22日の地震を要素地震とする検討

波形合成法によるケーススタディの一つとして周期1秒付近において、1993年釧路沖地震観測記録のスペクトル特性と同様の傾向を示す1984年6月22日の地震の観測記録を用いて Takemura and Ikeura(1988)により、検討を行っている。

#### (1) 検討の概要

図-2.2.8 に想定地震及び1987年日高山脈北部の地震の断層面並びに要素地震として用いる1984年6月22日の地震の震央位置を示し、表-2.2.5 にこれらの地震の諸元を比較して示す。

図-2.2.8 及び表-2.2.5 に示すとおり、1984年6月22日の地震は想定地震に対して、「2.2.1 1987年日高山脈北部の地震を要素地震とする検討」に示した要素地震としての条件のうち、条件①及び②は満足するが、条件③は満足せず、また条件④の震源特性としての応力降下量は明らかでない。

一方、1984年6月22日の地震は、1987年日高山脈北部の地震に対して、要素地震としての条件④以外の条件を満足している。また、「2.2.1 1987年日高山脈北部の地震を要素地震とする検討」で示したように、1987年日高山脈北部の地震は、想定地震に対する要素地震としての条件を満足している。

そこで、第一段階として、1984年6月22日の地震を要素地震として1987年日高山脈北部の地震を合成している。この際に、条件④を満足させるために、1987年日高山脈北部の地震と同等の応力降下

量をもつように、この地震の観測記録の最大加速度と同レベルになるように合成している。

次に、第二段階として、第一段階で得られた合成波を要素地震として再度波形合成を行い、想定地震を推定している。

要素地震として用いる1984年6月22日の地震の観測記録の加速度波形を図-2.2.9に示す

## (2) 1987年日高山脈北部の地震に対する波形合成(第一段階の波形合成)

### a. 断層パラメータの設定

1987年日高山脈北部の地震の断層パラメータを表-2.2.6に示す。要素地震の重ね合わせ数は、要素地震に対する1987年日高山脈北部の地震の地震モーメントの比から、表-2.2.7に示すように設定している。

### b. 波形合成結果

1984年6月22日の地震を要素地震として合成した1987年日高山脈北部の地震の加速度波形及び応答スペクトルを各々図-2.2.10及び図-2.2.11に示す。図-2.2.11には要素地震及び1987年日高山脈北部の地震の応答スペクトルについても合せて示している。1987年日高山脈北部の地震の観測波と合成波の応答スペクトルを比較すると、周期0.3秒以上においては波形合成結果が観測波よりも大きくなっている。

### (3) 想定地震に対する波形合成(第二段階の波形合成)

第一段階で得られた合成波を要素地震とした波形合成を行い, 想定地震の地震動を推定している。

#### a. 断層パラメータの設定

想定地震の断層パラメータは「2.2.1 1987 年日高山脈北部の地震を要素地震とする検討」で示した表-2.2.1 としている。要素地震の重ね合わせ数は, 要素地震に対する想定地震の地震モーメントの比から表-2.2.8 に示すように設定している。

#### b. 波形合成結果

第一段階で得られた合成結果を要素地震として合成した想定地震のはぎとり波の加速度波形及び応答スペクトルを各々図-2.2.12 及び図-2.2.13 に示す。図-2.2.13 には 1993 年釧路沖地震のはぎとり波の応答スペクトルも併せて示している。

図-2.2.13 によると, 1984 年6月 22 日の地震を要素地震とした第二段階の波形合成結果は, 1993 年釧路沖地震観測記録よりも周期 1 秒付近の応答スペクトル値が大きい結果となっているとしている。

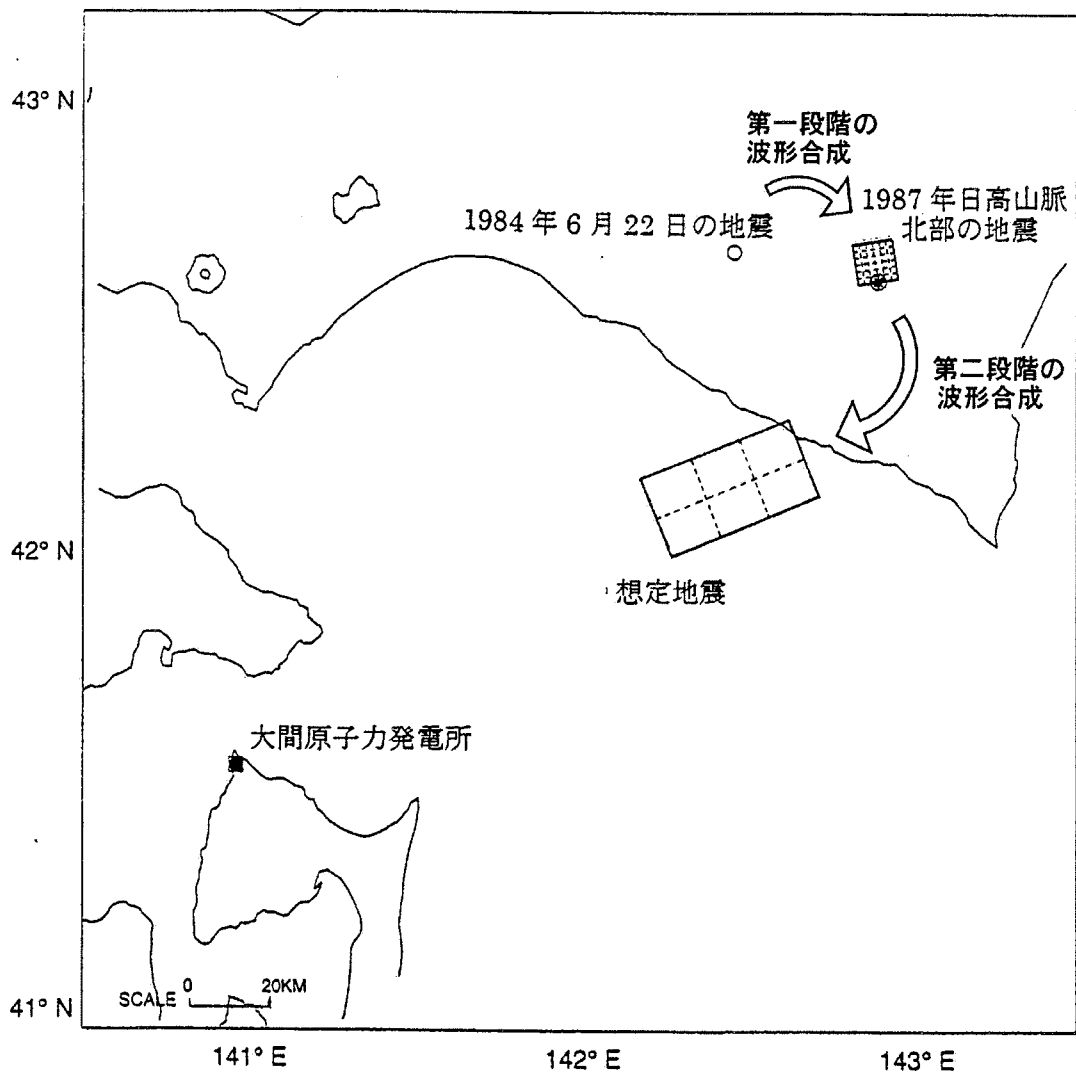


図-2.2.8 想定地震及び1987年日高山脈北部の地震の断層位置と  
 1984年6月22日の地震の震央位置  
 (破線による断層面の分割は、要素地震の重ね合せ数に対応する)

表-2.2.5 想定地震, 1987年日高山脈北部の地震及び  
1984年6月22日の地震の比較

	想定地震(1993年 釧路沖地震相当)	1987年 日高山脈北部の地震	1984年 6月22日の地震
マグニチュード <sup>*1</sup>	7.5	6.6	5.3
震源深さ (km)	100 <sup>*2</sup>	119 <sup>*2</sup>	103 <sup>*1</sup>
発震機構	DE型 <sup>*2</sup>	DE型 <sup>*2</sup>	DE型 <sup>*3</sup>
応力降下量 (bar)	360 <sup>*4</sup>	410 <sup>*5</sup>	不明

\*1: 気象庁発表値による。

\*2: Takeo et al.(1993)<sup>(8)</sup> による。

\*3: ハーバード大学による震源メカニズムより推定

\*4: Takeo et al.(1993) に基づき算出

\*5: Suzuki and Kasahara(1996)<sup>(10)</sup> に基づき算出

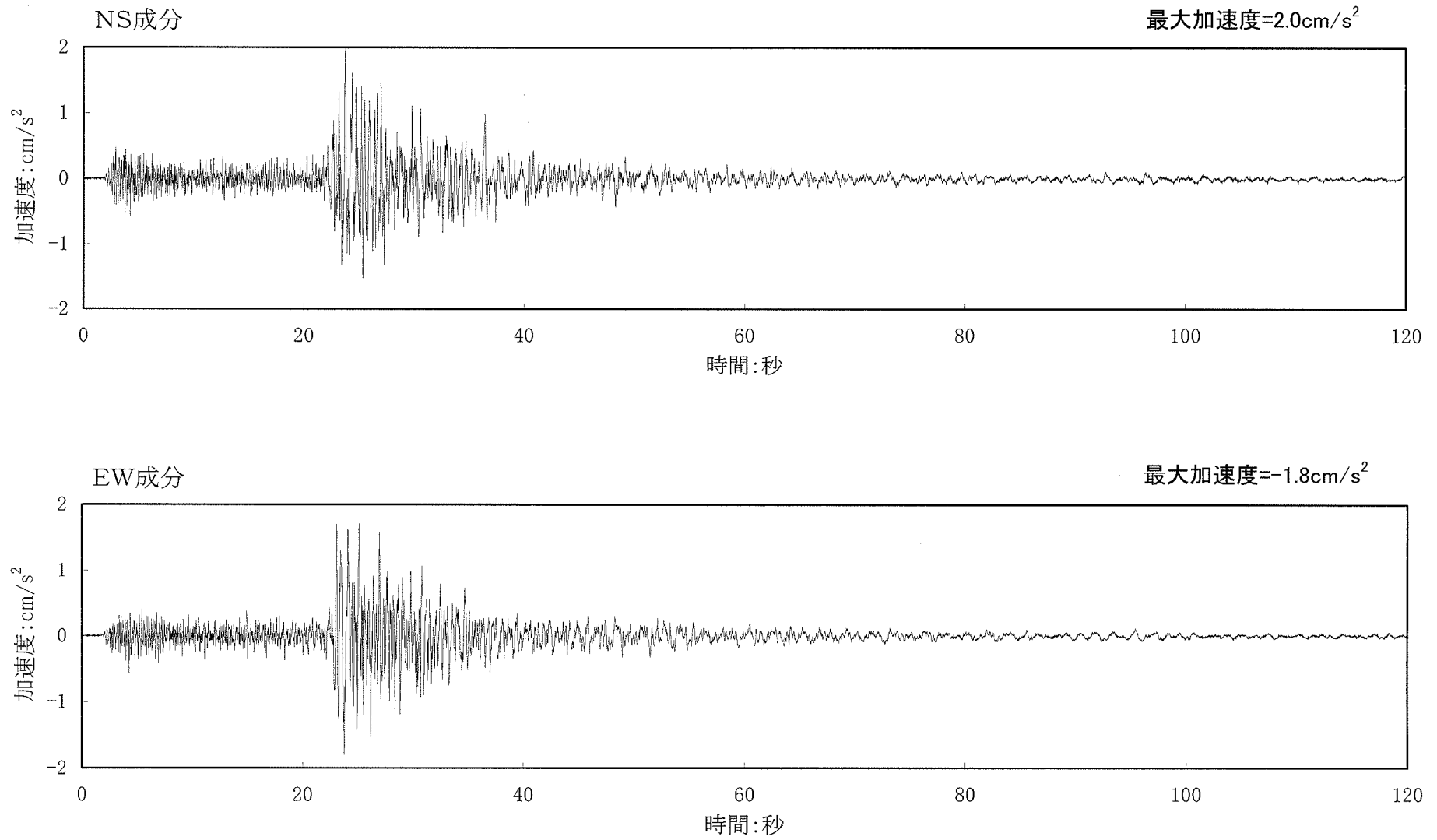


図-2.2.9 要素地震(1984年6月22日の地震)の加速度波形

表-2.2.6 1987年日高山脈北部の地震の断層パラメータ

項目	単位	設定値	設定根拠
マグニチュード(M)	—	6.6	気象庁による.
地震モーメント( $M_0$ )	N·m	$1.69 \times 10^{19}$	ハーバード大学による.
断層長さ(L)	km	10	Suzuki and Kasahara(1996) <sup>(10)</sup> による.
断層幅(W)	km	10	同上
断層傾斜角	度	0°	Suzuki and Kasahara(1996)による余震分布から断層面を設定.
平均食い違い量(D)	cm	225	剛性率 $\mu = 7.5 \times 10^{10}(\text{N/m}^2)$ <sup>(注*)</sup> を仮定し, $D = M_0 / (\mu LW)$ より算定.
断層面南西端位置 北緯	度	42.53°	Suzuki and Kasahara(1996)による余震分布から断層面を設定.
東経	度	142.93°	
断層上端深さ	km	119	Suzuki and Kasahara(1996)による.
断層走行	度	80° (N80E)	Suzuki and Kasahara(1996)による余震分布から断層面を設定.
破壊開始点		断層南端中央	Suzuki and Kasahara(1996)により設定.
破壊様式		1方向破壊(円状)	同上
破壊伝播速度( $V_R$ )	km/sec	3.5	1993年釧路沖地震と同じ値(Takeo et al. (1993) <sup>(9)</sup> による.)
立ち上がり時間( $\tau$ )	sec	2.0	1993年釧路沖地震と同じすべり速度 $V_T$ <sup>(注**)</sup> を設定し, $\tau = D/V_T$ より評価.
せん断波速度( $V_S$ )	km/sec	4.8	1993年釧路沖地震と同じ値(Takeo et al. (1993)による.)
摘要	(注*) 1993年釧路沖地震と同じ $\mu$ の値。この $\mu$ はTakeo et al.(1993)による $M_0(=3.3 \times 10^{27})$ , $D(=5.5\text{m})$ , $L(=40\text{km})$ , $W(=20\text{km})$ から $\mu = M_0 / (LWD)$ より評価。 (注**) Takeo et al.(1993)により、 $V_T=1.1\text{m/sec}$ と設定		

表-2.2.7 1987年日高山脈北部の地震に対する  
要素地震(1984年6月22日の地震)の重ね合わせ数

断層のすべり量の 重ね合わせ数 nD	断層の長さ方向の 重ね合わせ数 nL	断層の幅方向の 重ね合わせ数 nW	nD×nL×nW
6	6	6	216

要素地震(1984年6月22日の地震)の地震モーメント

$$M_{0E} = 8.76 \times 10^{16} \text{ N}\cdot\text{m} \text{ (ハーバート大学による)}$$

1987年日高山脈北部の地震の地震モーメント

$$M_0 = 1.69 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m} \text{ (ハーバート大学による)}$$

$$(M_0 / M_{0E}) = 192.9 \div 6 \times 6 \times 6$$

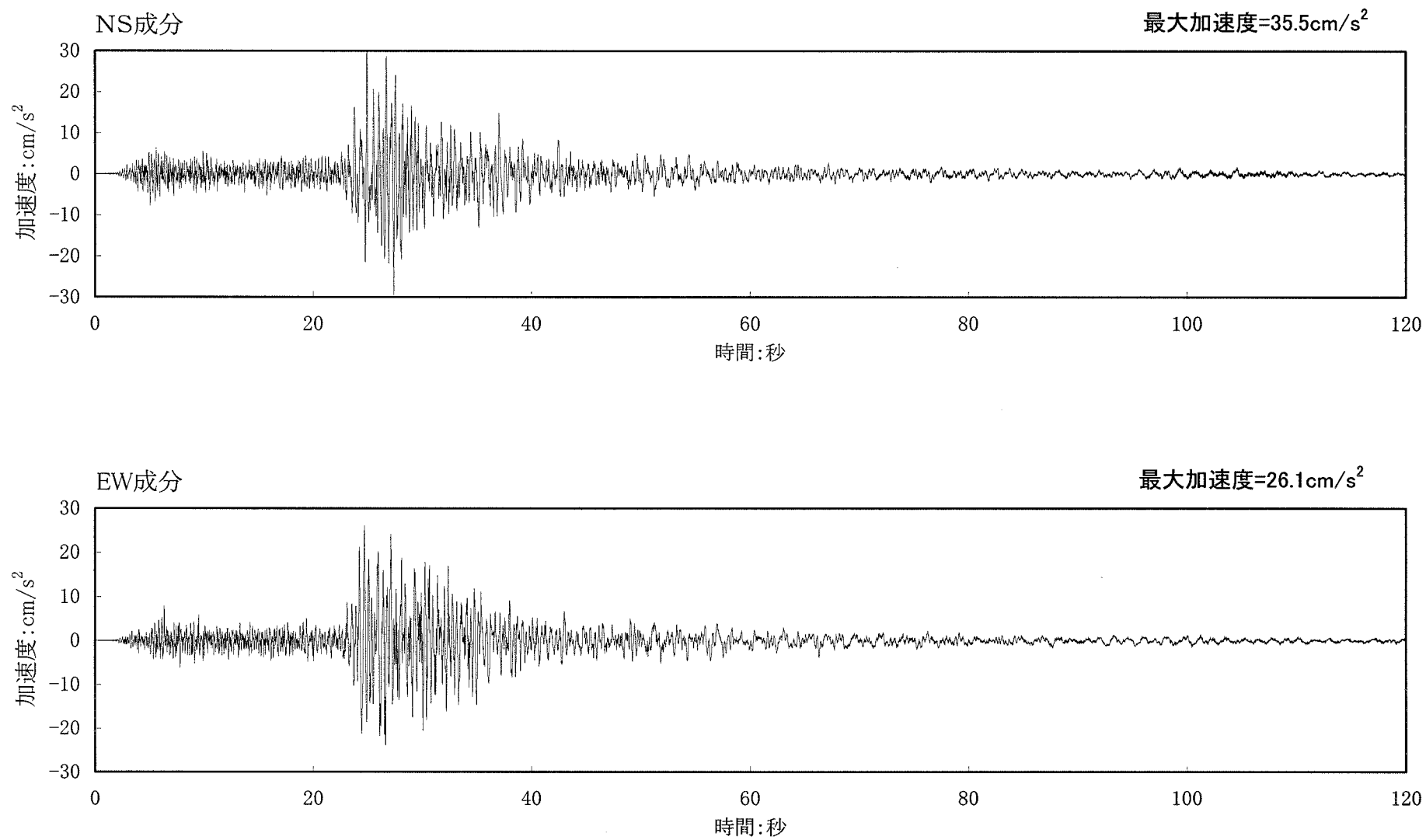


図-2.2.10 1987年日高山脈北部の地震に対する波形合成結果の加速度波形

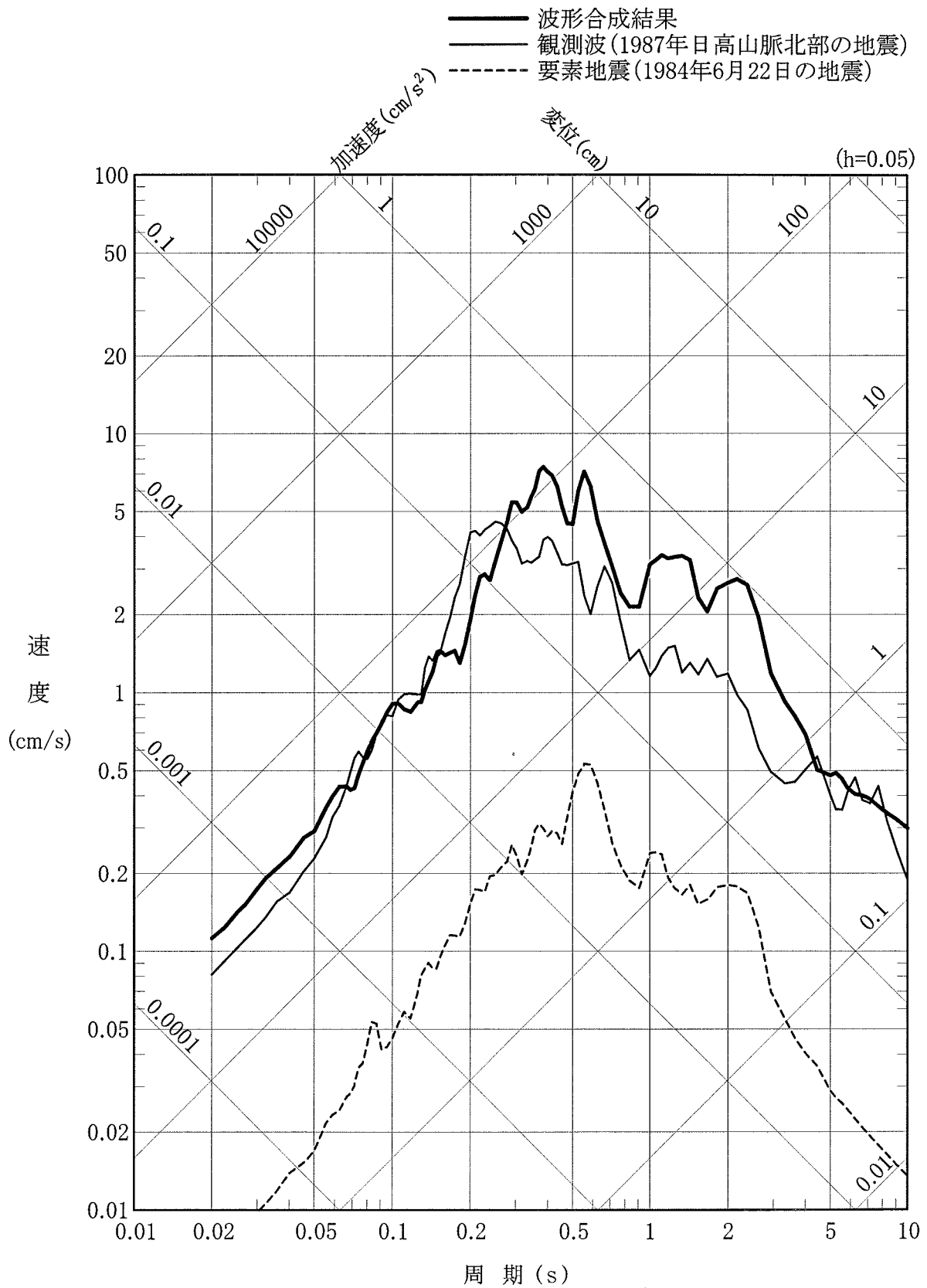


図-2.2.11(1) 1987年日高山脈北部の地震に対する  
 波形合成結果の応答スペクトル(NS成分)

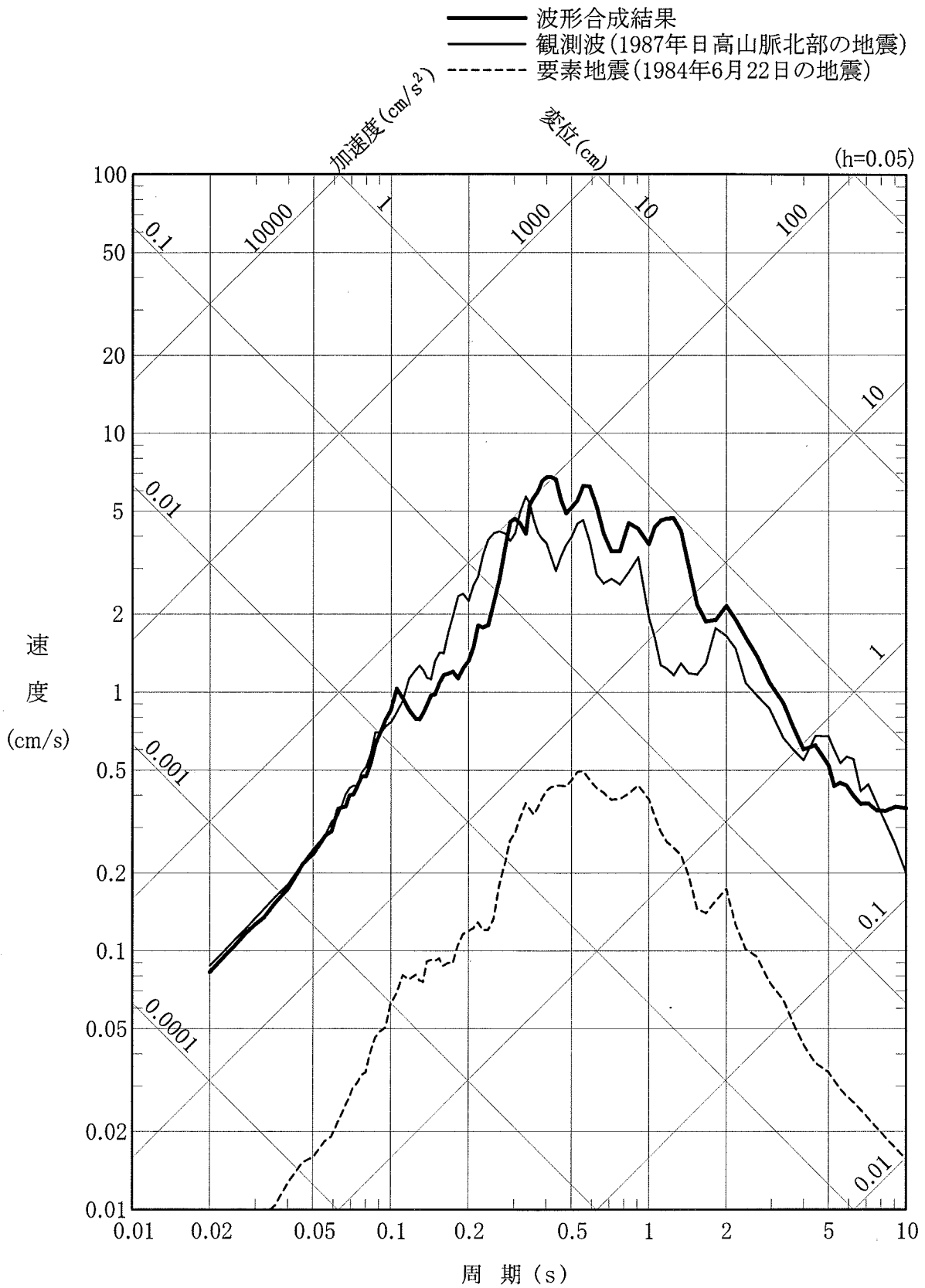


図-2.2.11(2) 1987年日高山脈北部の地震に対する  
波形合成結果の応答スペクトル(EW成分)

表-2.2.8 想定地震に対する要素地震の重ね合わせ数

断層のすべり量の 重ね合わせ数 nD	断層の長さ方向の 重ね合わせ数 nL	断層の幅方向の 重ね合わせ数 nW	nD×nL×nW
3	3	2	18

要素地震(第一段階の波形合成結果)の地震モーメント

$$M_{0E} = 1.89 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m}$$

想定地震の地震モーメント  $M_0 = 3.3 \times 10^{20} \text{ N}\cdot\text{m}$  (表-2.2.1 参照)

$$(M_0 / M_{0E}) = 17.44 \div 3 \times 3 \times 2$$

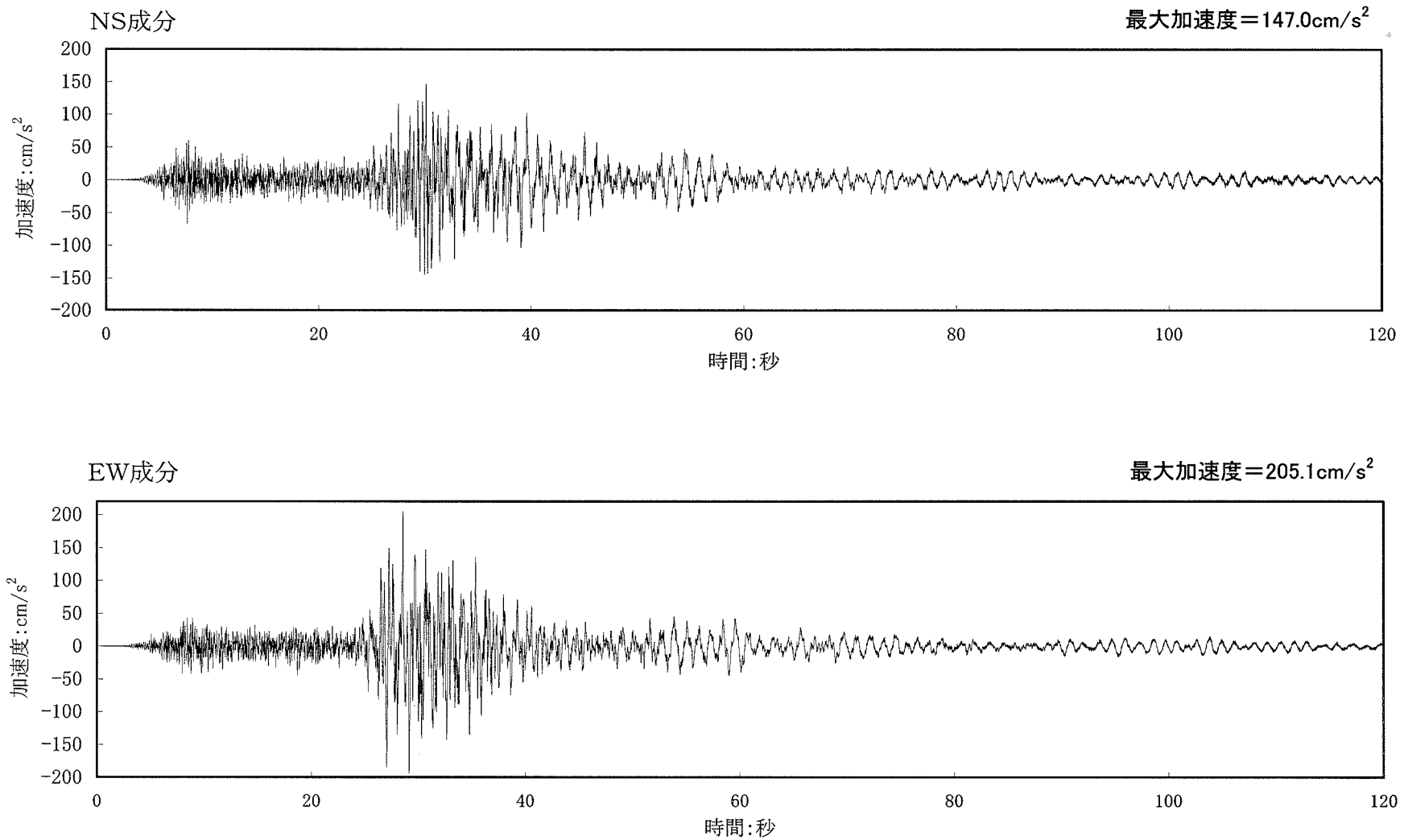


図-2.2.12 2段階の波形合成による想定地震のはぎとり波の加速度波形

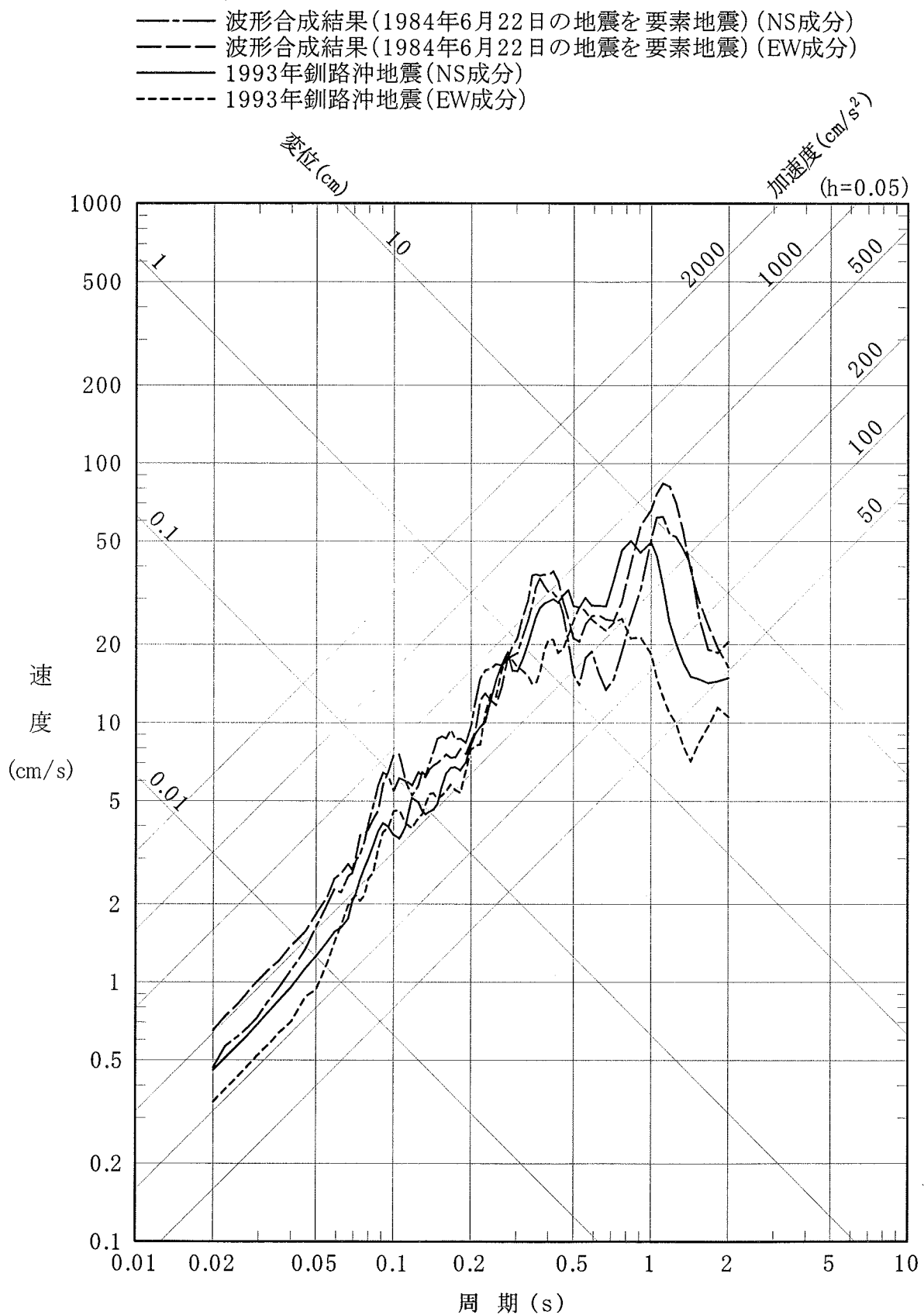


図-2.2.13 2段階の波形合成による想定地震のはざとり波の応答スペクトル

## 2.3 1993年釧路沖地震観測記録をプレートを伝播する距離の効果で補正した方法

ここでは、ケーススタディの一つとして、1993年釧路沖地震観測記録を用いて、1993年釧路沖地震を想定地震の震源に仮定した場合のプレート内を伝播距離する距離の効果を検討して、敷地に与える影響を検討している。

### (1) 検討方法

梅田・他(1999)<sup>(11)</sup>によると、1993年釧路沖地震は、沈み込む太平洋プレートによる伝播経路の影響を受けているとしている。そのため、1993年釧路沖地震が図-2.2.1に示す想定位置に発生すると仮定した場合の距離の効果を検討して、1993年釧路沖地震観測記録を用いて、想定地震の応答スペクトルを推定している。検討フローを図-2.3.1に示す。

### (2) 検討内容

#### (a) 地震波伝播経路を考慮した震度予測式

梅田・他(1999)は、1993年釧路沖地震について、地下深部の減衰構造の影響を考慮して、太平洋プレート内(High-Qゾーン)及びプレートより上部(Low-Qゾーン)の両領域における地震波伝播距離を考慮した震度予測式を、アンケート震度調査結果を基に、(1)式のように求めている。

$$I = -0.0017 \cdot X1 - 0.0158 \cdot X2 + 6.53 + \delta I \quad \dots\dots(1)$$

ここで, I: 予測震度

X1: 太平洋プレート内を通過する距離

X2: 太平洋プレートより上部を通過する距離

$\delta I$ : 表層地質による影響に関する補正定数

### (b) 想定地震の震度の算出

(1)式を用いて想定地震の震源から敷地までの地震波伝播経路を考慮した敷地での予測震度を 4.4 と算定している。すなわち, 想定地震の震源が 1993 年釧路沖地震の震源より敷地に近づいた距離の効果として, アンケート調査より得られた 1993 年釧路沖地震の観測震度 4.0<sup>(12)</sup> よりも 0.4 大きくなると推定している。

### (c) 想定地震の応答スペクトルの算出

(a)で示した, 1993 年釧路沖地震と想定地震の震度差  $\Delta I (=0.4)$  を考慮して, 以下のように想定地震の応答スペクトルを求めている。

- ① (2)式に示す河角 (1943)<sup>(13)</sup> による震度と最大加速度の関係より, (3)式に示す震度差  $\Delta I$  と最大加速度比  $r$  の関係が得られる。  
(3)式に  $\Delta I (=0.4)$  を代入すると, 最大加速度比  $r=1.58$  が得られる。

$$\text{Log}(\alpha) = I/2 - 0.35 \quad \dots\dots\dots (2)$$

I : 気象庁震度

$\alpha$  : 最大加速度 (cm/s<sup>2</sup>)

$$r = 10^{0.5 \Delta I} \quad \dots\dots\dots (3)$$

- ② 最大加速度比rが応答スペクトル比にも適用できると仮定して、  
①で算定した最大加速度比rを1993年釧路沖地震観測記録のはぎとり波の応答スペクトルに乗じることより、想定地震の応答スペクトルを推定している。

図-2.3.2 に、推定した想定地震の応答スペクトルを示す。同図には1993年釧路沖地震のはぎとり波の応答スペクトルも併せて示している。

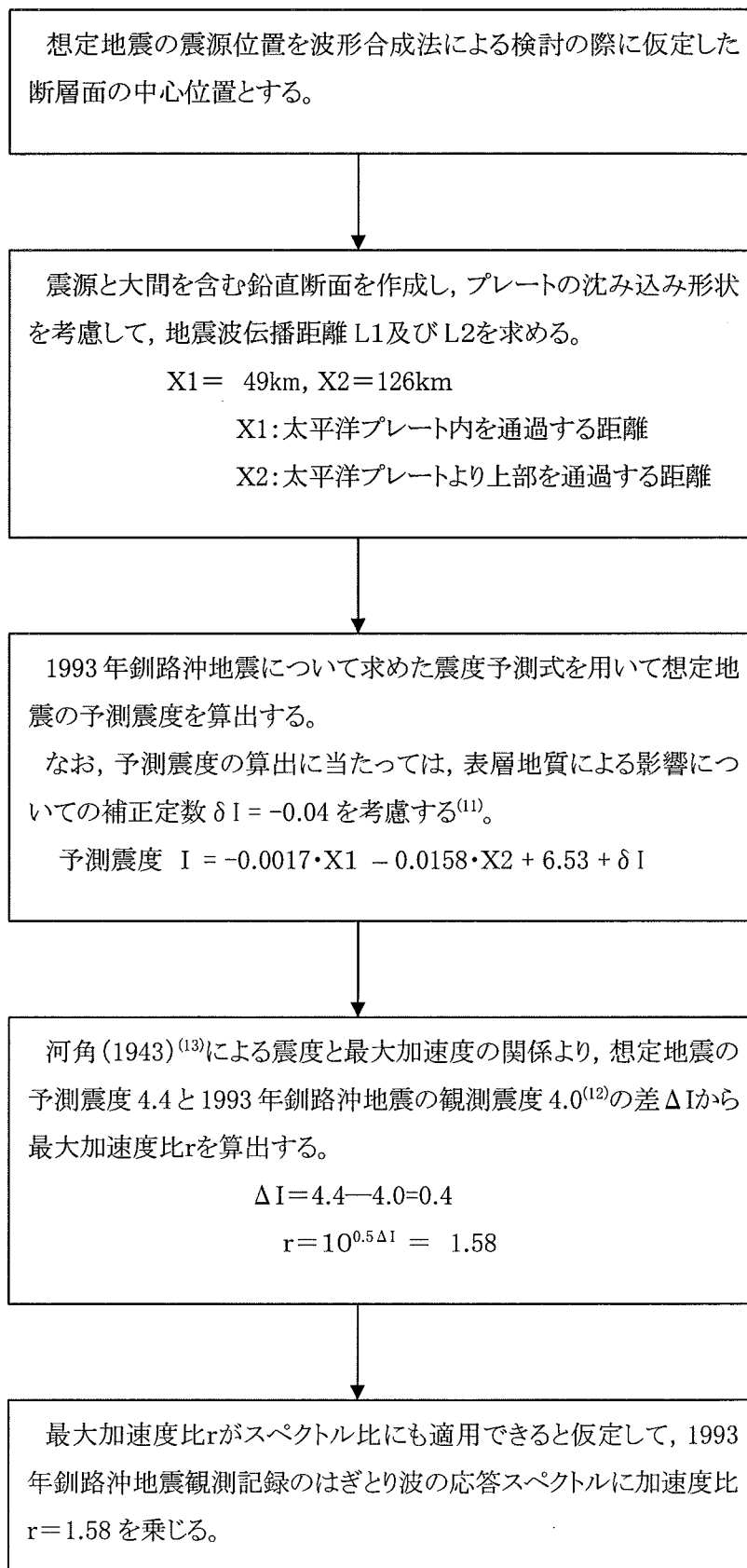


図-2.3.1 1993 年釧路沖地震観測記録を用いた想定地震の応答スペクトルの検討フロー

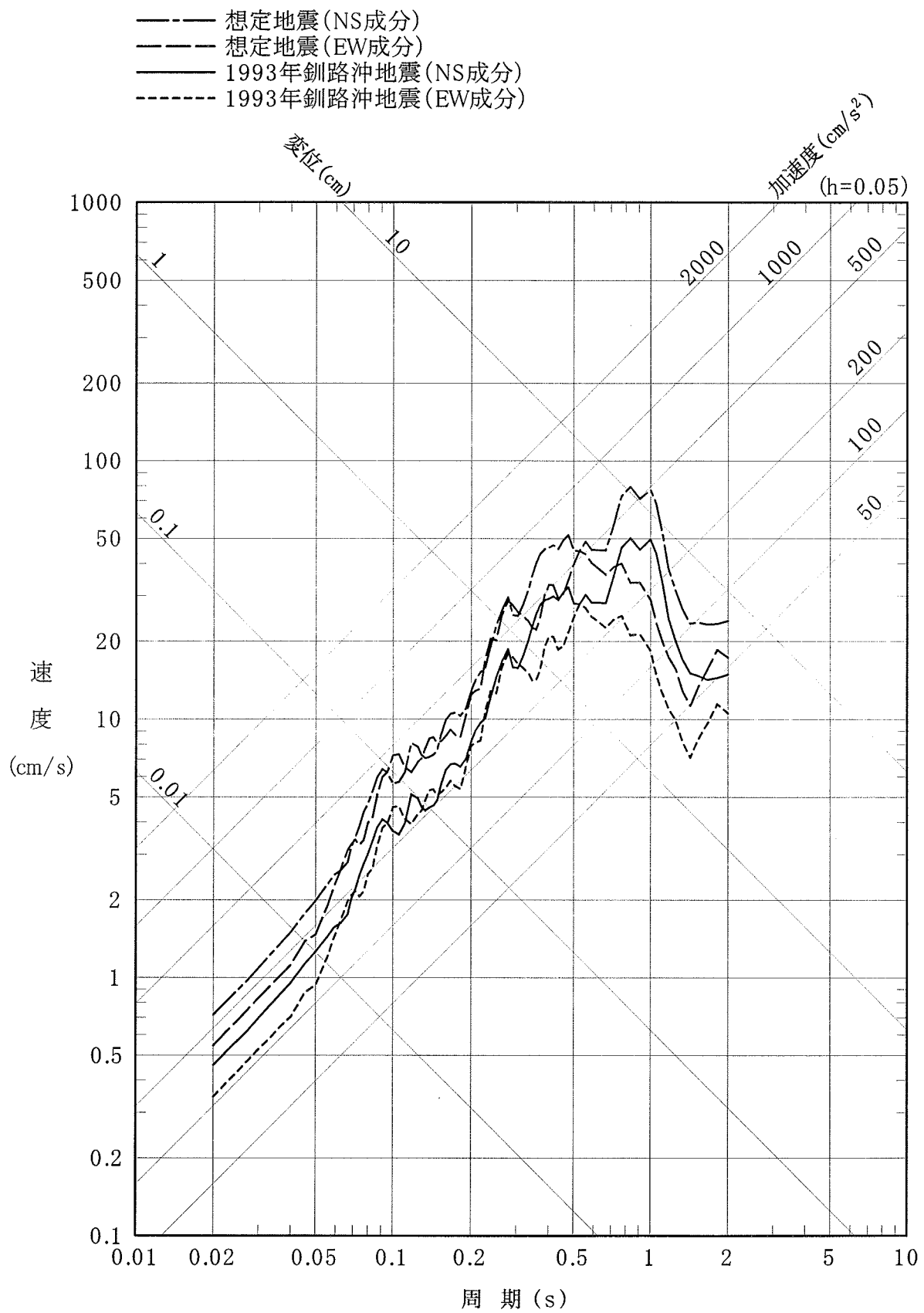


図-2.3.2 1993年釧路沖地震観測記録を用いた検討による  
想定地震のはざとり波の応答スペクトル

### 3. 設計用応答スペクトル $S_2-D$ の策定

申請者は、敷地周辺に想定したやや深発地震について、応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法、波形合成法、及び 1993 年釧路沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果で補正した方法により推定した応答スペクトルを包絡するようにスペクトル $S_2-D$ を設定している。

図-3.1 に設計用応答スペクトル $S_2-D$ 及び前述した想定地震の応答スペクトルを示す。

### 4. 想定地震による敷地での最大加速度と翠川・大竹式の比較

「1993 年釧路沖地震観測記録の特徴について」(意見聴取会資料「04-大間設C-20」)によると、北海道側の地震で大間地点からの震源距離が 200km 程度までの地震については翠川・大竹(2003)<sup>(14)</sup>の距離減衰式(以下、「翠川・大竹式」という。)が適用できるとしている。図-4.1 に前述の3つの方法により算定した想定地震による大間地点の最大加速度と翠川・大竹式とを比較して示す。同図に示すように、想定したDE型の地震の敷地での最大加速度は、翠川・大竹式のばらつきの範囲内にあるが、DC型の地震については翠川・大竹式よりも小さな値となっている。これは敷地周辺の観測記録の傾向と整合しており、地震波伝播経路の影響によるものと考えられることから、いずれの方法についても想定地震の敷地での最大加速度評価結果は妥当であると考えられる。

以上のことから、敷地周辺に想定したやや深発地震の地震動評価は妥当であると考えられ、これらを包絡して設定された設計用応答スペクトル $S_2-D$ は妥当なものであると考えられる。

- 設計用応答スペクトル  $S_2-D$
- 応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法, M7.5, H=100km
- - - 応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法, M7.1, H=125km
- 波形合成に基づく方法, 要素 1987年 日高山脈北部の地震, M7.5, H=100km(NS成分)
- - - 波形合成に基づく方法, 要素 1987年 日高山脈北部の地震, M7.5, H=100km(EW成分)
- 波形合成に基づく方法, 要素 1984年6月22日の地震, M7.5, H=100km(NS成分)
- - - 波形合成に基づく方法, 要素 1984年6月22日の地震, M7.5, H=100km(EW成分)
- 1993年釧路沖地震観測記録をプレート内の伝播距離の効果で補正した方法, M7.5, H=100km(NS成分)
- - - 1993年釧路沖地震観測記録をプレート内の伝播距離の効果で補正した方法, M7.5, H=100km(EW成分)

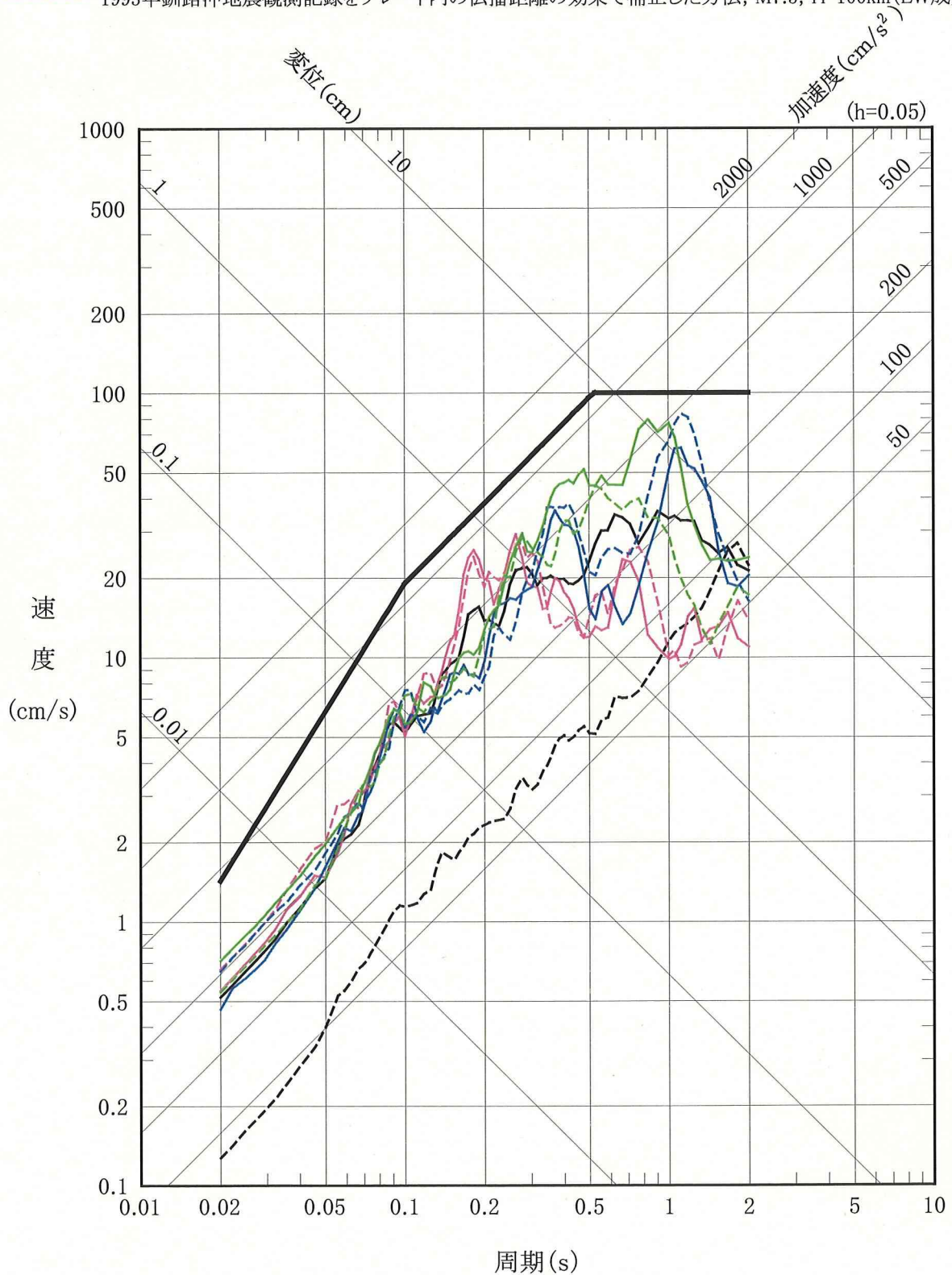


図-3.1 設計用応答スペクトル $S_2-D$ と想定地震の応答スペクトル

- ▲応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法
- 波形合成法（要素地震 1987 年日高山脈北部の地震）
- 波形合成法（要素地震 1984 年 6 月 22 の地震）
- ◆1993 年釧路沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果で補正した方法

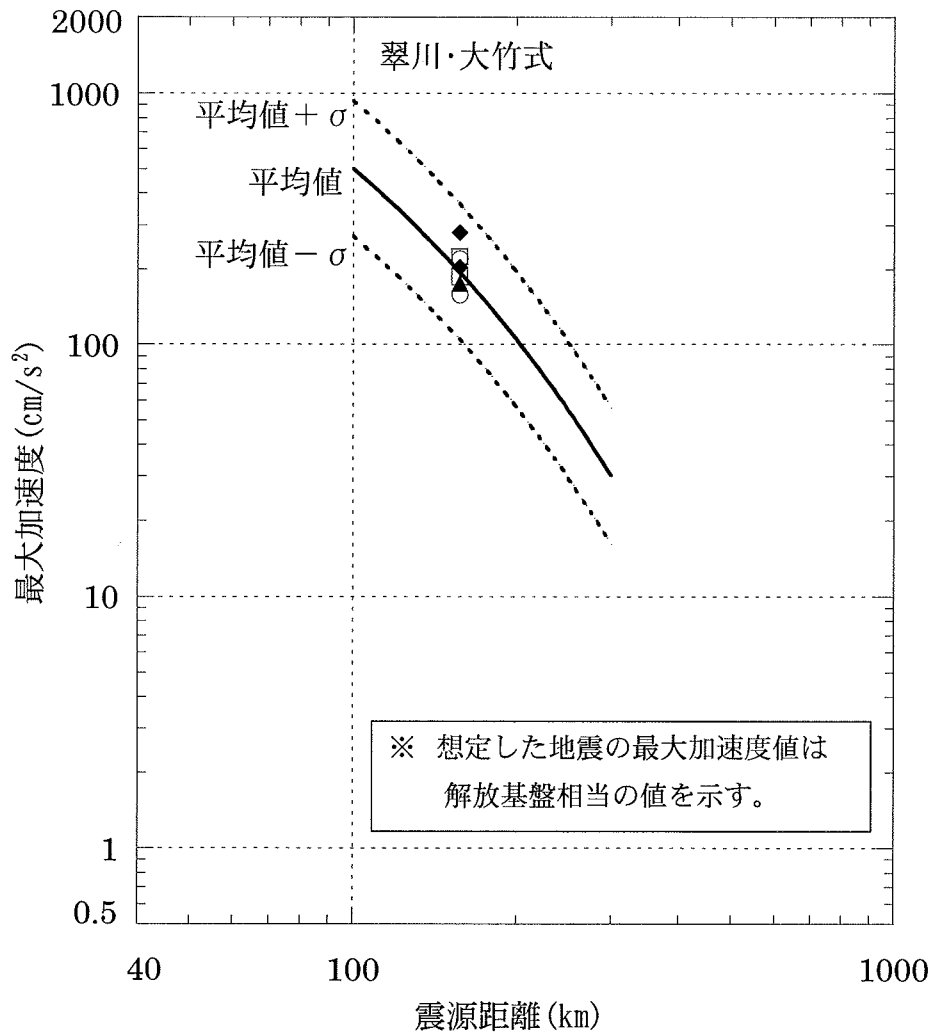


図-4.1(a) 二重深発地震面の下面に想定したやや深発地震の最大加速度と翠川・大竹式との比較  
(M7.5, H=100km, DE 型)

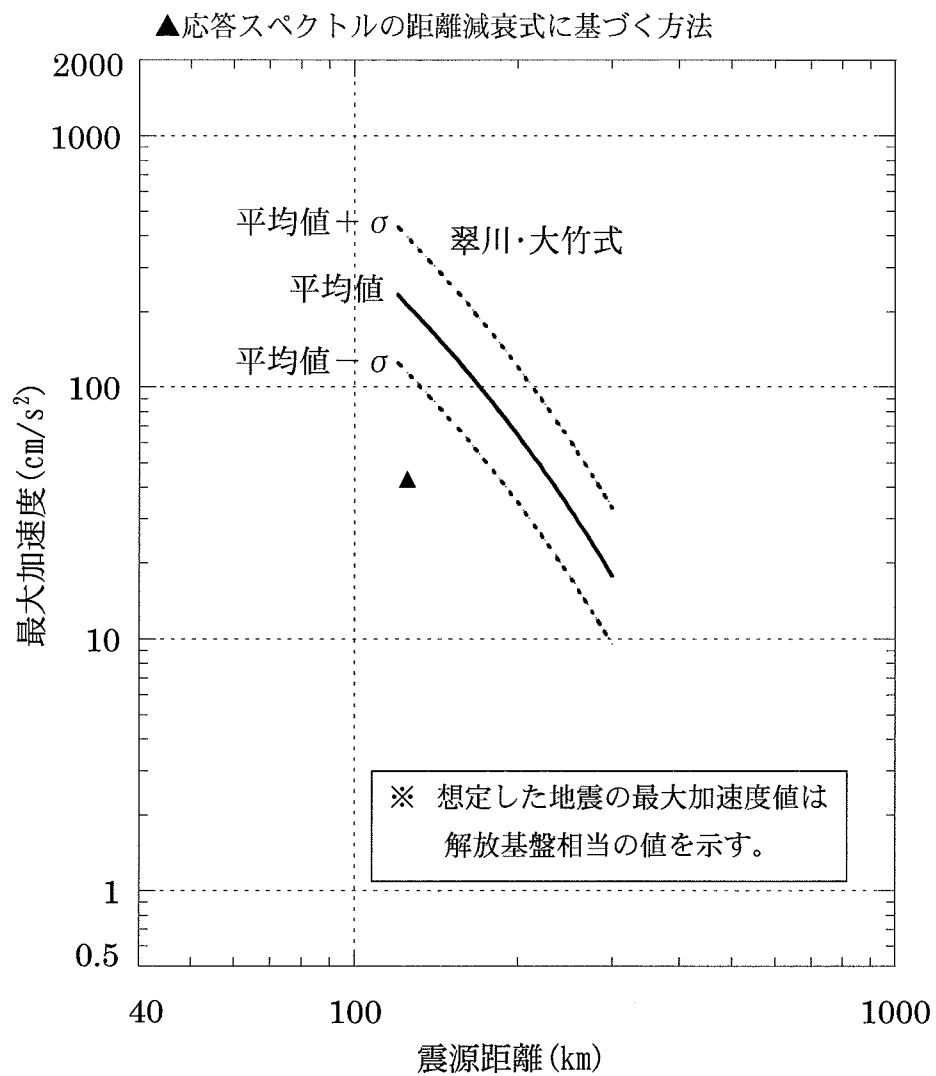


図-4.1(b) 二重深発地震面の上面に想定したやや深発地震の最大加速度と翠川・大竹式との比較  
(M7.1, H=125km, DC型)

## 参考文献

- (1) 武村雅之・加藤研一・八代和彦(1996): やや深発地震および深発地震の発生地域, 頻度, 被害歴, 日本建築学会技術報告集第3号
- (2) 海野徳仁・長谷川昭・高木章雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷悟・田中和夫・澤田義博(1984): 北海道および東北地方における稍深発地震の発震機構, 地震2, 第37巻
- (3) Masahiro Kosuga, Tamao Sato, Akira Hasegawa, Toru Matsuzawa, Sadaomi Suzuki, Yoshinobu Sawada(1996) : Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, Physics of the Earth and Planetary Interiors 93(1996)
- (4) 国土地理院(1994): 地震予知観測の成果(1), 地震予知連絡会地域部会報告第4巻
- (5) 高橋克也・武村雅之・藤堂正善・渡辺孝英・野田静男(1998) : 様々な岩盤上での強震動応答スペクトルの予測式, 第10回日本地震工学シンポジウム(1998)
- (6) Kojiro Irikura(1986) : PREDICTION OF STRONG ACCELERATION MOTIONS USING EMPIRICAL GREEN'S FUNCTION, 第7回日本地震工学シンポジウム
- (7) Masayuki Takemura and Tomonori Ikeura(1988) : A SEMI-EMPIRICAL METHOD USING A HYBRID OF STOCHASTIC AND DETERMINISTIC FAULT MODELS: SIMULATION OF STRONG GROUND MOTIONS DURING

LARGE EARTHQUAKES, J. Phys. Earth, 36

- (8) Minoru Takeo, Satoshi Ide, Yashuhiro Yoshida (1993): THE 1993 KUSHIRO-OKI, JAPAN, EARTHQUAKE: A HIGH STRESS-DROP EVENT IN A SUBDUCTING SLAB, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL.20, NO.23
- (9) 池浦友則(1997):半経験的手法による設計用入力地震動評価の課題, 日本地震学会シンポジウム, 強震動予測による地震災害の軽減をめざして
- (10) Sadaomi Suzuki, Minoru Kasahara(1996) : Unbending and horizontal fracture of the subducting Pacific plate, as evidenced by the 1993 Kushiro-oki and the 1981 and 1987 intermediate-depth earthquakes in Hokkaido, Physics of the Earth and Planetary Interiors 93(1996)
- (11) 梅田浩士・高井伸雄・岡田成幸(1999):地震波伝播特性を考慮した広域震度分布予測手法の開発ー2. 北海道地域における予測式の構成とその適用例ー, 日本建築学会北海道支部研究報告書 No.72
- (12) 坂尻直巳・他(1995):アンケート調査による青森県の震度分布 ー 1993年釧路沖地震及び北海道南西沖地震についてー, 八戸工業大学構造工学研究所紀要, 第2巻
- (13) 河角 広(1943):震度と震度階, 地震, 15
- (14) 翠川三郎・大竹雄(2003):震源深さによる距離減衰特性の違いを考慮した地震動最大加速度・最大速度の距離減衰式, 第 11 回日

本地震シンポジウム論文集