

電源開発株式会社
大間原子力発電所

敷地ごとに震源を特定して策定する
地震動について

平成18年12月
原子力発電安全審査課

目 次

1. はじめに	1
2. 検討用地震の選定	2
2.1 敷地に影響を及ぼす地震	2
2.1.1 プレート間地震	2
2.1.2 海洋プレート内地震	3
2.1.3 内陸地殻内地震	4
2.1.4 日本海東縁部の地震	4
2.2 検討用地震の選定	5
3. 検討用地震の地震動評価	17
3.1 想定三陸沖北部の地震	18
3.1.1 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価	18
3.1.2 断層モデルを用いた手法による地震動評価	19
3.2 想定浦河沖スラブ内地震	38
3.2.1 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価	38
3.2.2 断層モデルを用いた手法による地震動評価	39
3.3 想定十勝沖スラブ内地震	59
3.3.1 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価	59
3.3.2 断層モデルを用いた手法による地震動評価	59

3.4 函館平野西縁断層帯による地震	76
3.4.1 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価	76
3.4.2 断層モデルを用いた手法による地震動評価	76
4. 基準地震動策定に影響を及ぼす不確かさの考慮	102
4.1 想定三陸沖北部の地震	102
4.2 想定浦河沖スラブ内地震	103
4.2.1 1984年6月22日の地震を要素地震とした断層モデルによる 検討	103
4.2.2 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 効果で補正する方法	106
4.3 想定十勝沖スラブ内地震	109
4.4 函館平野西縁断層帯による地震	109
5. 基準地震動 S_s の設計用応答スペクトル	141
6. 孤立した短い活断層による地震の地震動評価	144
6.1 孤立した短い活断層の震源断層規模の仮定	144
6.2 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価	145
6.3 断層モデルを用いた方法による地震動評価	146
6.3.1 震源モデルの設定	146
6.3.2 要素地震波の作成	146
6.3.3 地震動評価	147

6.4 基準地震動Ssの設計用応答スペクトルとの比較	147
7. 設計用模擬地震波	163
8. 参考文献	166

1. はじめに

申請者は、基準地震動 S_s のうち、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動を設定するに当たり、敷地周辺の地震発生状況や活断層分布状況等を考慮し、地震の分類を行った上で、敷地に影響を及ぼすと考えられる地震を選定している。

さらに、敷地に影響を及ぼす地震について、応答スペクトルに基づく方法により敷地への影響を評価し、影響が相対的に大きいものを検討用地震として複数選定している。

選定した検討用地震について、応答スペクトルに基づく方法及び断層モデルを用いた方法により地震動評価を行うとともに、基準地震動の策定に及ぼす影響が大きいと考えられる不確かさを考慮した場合についても地震動評価を行い、算定した応答スペクトルを全て包絡する応答スペクトルを敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の設計用応答スペクトルとして設定している。

以下に検討の内容について示す。

2. 検討用地震の選定

2.1 敷地に影響を及ぼす地震

申請者は、地震の分類を行った上で、敷地に影響を及ぼすと考えられる地震として、以下に示す地震を選定している。表-2.1.1及び図-2.1.1に、敷地に影響を及ぼす地震の諸元及び震源位置をそれぞれ示す。また、図-2.1.2に敷地周辺の被害地震の震央分布を示す。

2.1.1 プレート間地震

プレート間地震は過去に繰り返して発生しており、敷地に震度5弱(1996年以前は震度V)以上を与えた地震としては、図-2.1.2に示す1968年十勝沖地震(M7.9)があるとしている。地震調査研究推進本部(2004)⁽¹⁾は、ある領域内で繰り返し発生する最大規模の地震を固有地震として扱い、1968年十勝沖地震等が繰り返し発生した三陸沖北部における固有地震として、1968年十勝沖地震に関する既往の研究成果と各地の観測記録を基に、三陸沖北部の地震(モーメントマグニチュード(以下「Mw」という。)8.3)の震源モデルを設定している。また、中央防災会議(2005)⁽²⁾においても、1968年十勝沖地震等の震度分布を基に震源モデルを設定し、三陸沖北部の地震(Mw8.3)として想定している。

プレート間の固有地震の発生領域としては、三陸沖北部が敷地に最も近いと考えられることから、申請者は、敷地に影響を及ぼす地震として、三陸沖北部に想定する地震(以下「想定三陸沖北部の地震」という。)(Mw8.3, Δ =197km)を選定している。

2.1.2 海洋プレート内地震

申請者は、図-2.1.3に示す主な観測地震のうち、沈み込んだ海洋プレート内地震(スラブ内地震)である1993年釧路沖地震(M7.5)及び1994年北海道東方沖地震(M8.2)は、敷地への影響はなかったものの、観測記録については、震央が遠いにもかかわらず短周期成分が大きいという特徴を有しているとしている。地震調査研究推進本部(2004)⁽³⁾によれば、十勝沖から択捉島沖にかけて1993年釧路沖地震と同程度のM7.5程度のやや深いスラブ内地震及び1994年北海道東方沖地震と同程度のM8.2前後のやや浅いスラブ内地震が発生するとされている。東北地方では2003年宮城県沖の地震(M7.1)が発生しており、地震調査研究推進本部(2005)⁽⁴⁾によると、M7.1のやや深いスラブ内地震が発生するとされている。一方、東北地方は大きくてもM7.0未満が普通であるとする文献⁽⁵⁾もある。このため、申請者は、スラブ内地震の発生様式を踏まえ⁽⁶⁾、このような地震が敷地の近くで起こり得るものと仮定し、敷地に影響を及ぼすと考えられる地震を選定している。

申請者は、やや深いスラブ内地震については、千島弧で敷地に最も近い南西端付近の浦河沖に想定する1993年釧路沖地震と同じ規模のDE(Down Dip Extension)型の地震(M7.5, $\Delta = 140\text{km}$)(以下「想定浦河沖スラブ内地震」という。), 敷地下方に想定する2003年宮城県沖の地震と同じ規模のDC(Down Dip Compression)型の地震(M7.1, 震源深さ(以下「H」という。)=125km)(以下「敷地下方の想定スラブ内地震」という。)を敷地に影響を及ぼす地震として選定している。

また、やや浅いスラブ内地震については、千島弧で敷地に最も近い十勝沖付近に想定する1994年北海道東方沖地震と同じ規模で同じメカニズムの地震(以下「想定十勝沖スラブ内地震」という。)(M8.2, $\Delta = 260\text{km}$)を敷地に影響を及ぼす地震として選定している。

沈み込む海洋プレート内地震については、1933年昭和三陸地震(M8.1, $\Delta = 445\text{km}$)は、地震による敷地への影響はなかった⁽⁷⁾こと、想定十勝沖スラブ内地震や想定三陸沖北部の地震に比べて、地震規模と敷地からの距離の関係から敷地への影響は小さいと考えられることから、敷地に影響を及ぼす地震として選定していない。

2.1.3 内陸地殻内地震

申請者は、図-2.1.4及び表-2.1.2に示す敷地周辺の主な活断層について、図-2.1.5に示す松田(1975)⁽⁸⁾に基づき断層長さから推定される地震規模と、敷地からの距離との関係から、敷地に及ぼす影響が大きい地震は、海城南東延長部を含む函館平野西縁断層帯による地震(M7.2, $\Delta = 39\text{km}$)及び海城南西延長部を含む函館平野西縁断層帯による地震(M7.2, $\Delta = 41\text{km}$)であり、敷地周辺で発生した内陸地殻内地震のうち、敷地に与える影響が最も大きい1766年津軽の地震((M7¹/₄, $\Delta = 96\text{km}$)による影響を上回ることから、これらを敷地へ影響を及ぼす地震として選定している。

主な活断層以外に、敷地に近い海域にF-14断層及び敷地西方沖断層があるとしている。これらの活断層は断層長さが短く、地震規模の推定に際して既往の経験式が適用できないと考えられること、及び詳細な調査によっても十分な情報が得られないため震源断層規模を推定することが困難なことから、「孤立した短い活断層による地震」として、後述する「6. 孤立した短い活断層による地震の地震動評価」において検討するとしている。

2.1.4 日本海東縁部の地震

申請者は、日本海東縁部の地震として起こり得るとされるM7.7前後⁽⁹⁾の

青森県西方沖の地震及びM7.8前後⁽⁹⁾の北海道南西沖の地震に各々相当する1983年日本海中部地震(M7.7)及び1993年北海道南西沖地震(M7.8)による敷地への影響はなかったとしており、このことから、日本海東縁部の地震は敷地に影響を及ぼす地震として選定していない。

2.2 検討用地震の選定

申請者は、応答スペクトルに基づく方法により、「2.1 敷地に影響を及ぼす地震」で選定した地震のうち、敷地への影響が相対的に大きい地震を検討用地震として選定している。

応答スペクトルに基づく方法としては、解放基盤表面における水平方向及び鉛直方向の地震動の応答スペクトルを予測し、敷地における地震観測記録に基づいた補正を行うことができることから、敷地の特性等を的確に反映することが可能なNoda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の方法を用いるとしている。

敷地に影響を及ぼす地震について、Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾に基づき算定した応答スペクトルを図-2.2.1に示す。ここで、プレート間地震及び海洋プレート内地震については、Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾により算定した応答スペクトルを、敷地における地震観測記録に基づき補正している。

申請者は、図-2.2.1により、検討用地震として、想定三陸沖北部の地震(M8.3)、想定浦河沖スラブ内地震(M7.5)、想定十勝沖スラブ内地震(M8.2)及び海域南東延長部を含む函館平野西縁断層帯による地震(以下「函館平野西縁断層帯による地震」という。)(M7.2)を選定している。

表-2.2.1及び図-2.2.2に、検討用地震の諸元及びその震源断層位置をそれぞれ示す。

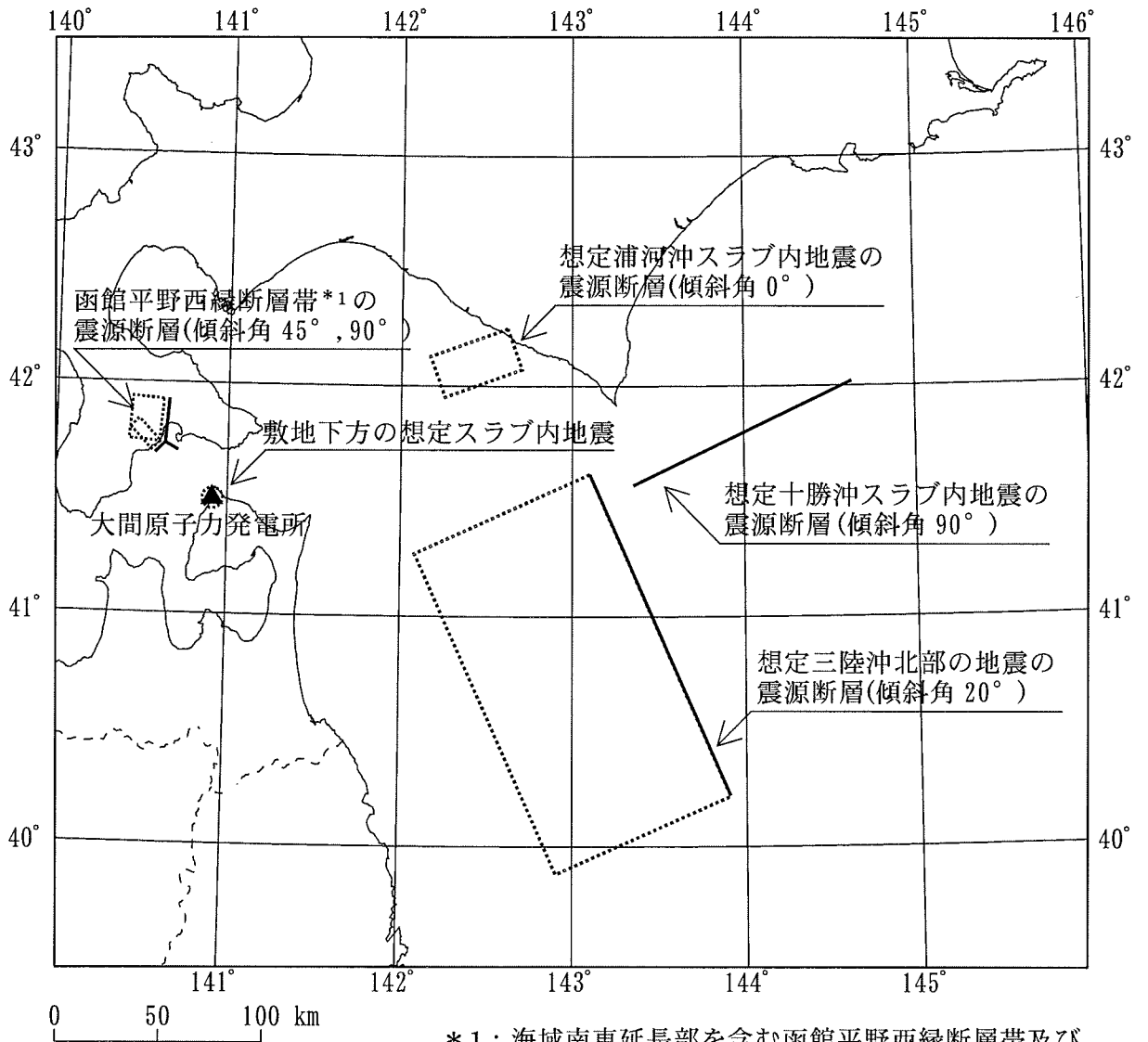
表-2.1.1 敷地に影響を及ぼす地震の諸元

分類	敷地に影響を及ぼす地震	マグニチュード	震央距離 Δ (km)	震源深さ ^{※2} H (km)	等価震源距離 ^{※3} X _{eq} (km)
プレート間地震	想定三陸沖北部の地震	8.3 ^{※1}	197	26	174
	想定浦河沖スラブ内地震	7.5	140	100	184
海洋プレート内地震	敷地下方の想定スラブ内地震	7.1	0	125	126
	想定十勝沖スラブ内地震	8.2	260	55	253
内陸地殻内地震	「海城南東延長部を含む函館平野西縁断層帯」による地震	7.2	39	11	44
	「海城南西延長部を含む函館平野西縁断層帯」による地震	7.2	41	11	45

※1：モーメントマグニチュードM_w=気象庁マグニチュードMとした。

※2：断層中央の深さ

※3：Noda et al. (2002)に基づく等価震源距離



*1: 海域南東延長部を含む函館平野西縁断層帯及び
 海域南西延長部を含む函館平野西縁断層帯

図-2.1.1 敷地に影響を及ぼす地震の震源位置

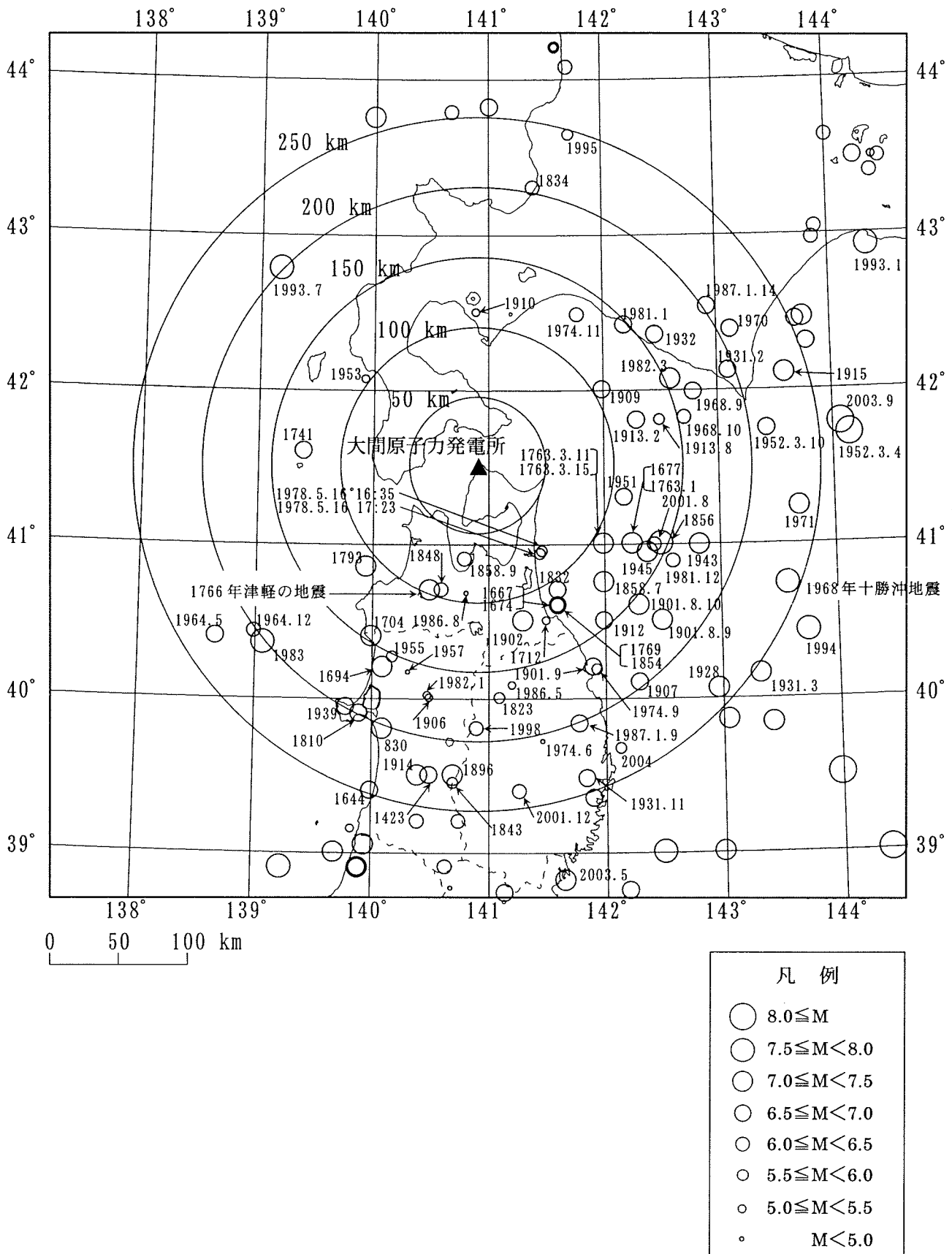


図-2.1.2 敷地周辺の被害地震の震央分布

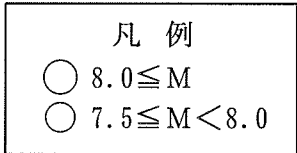
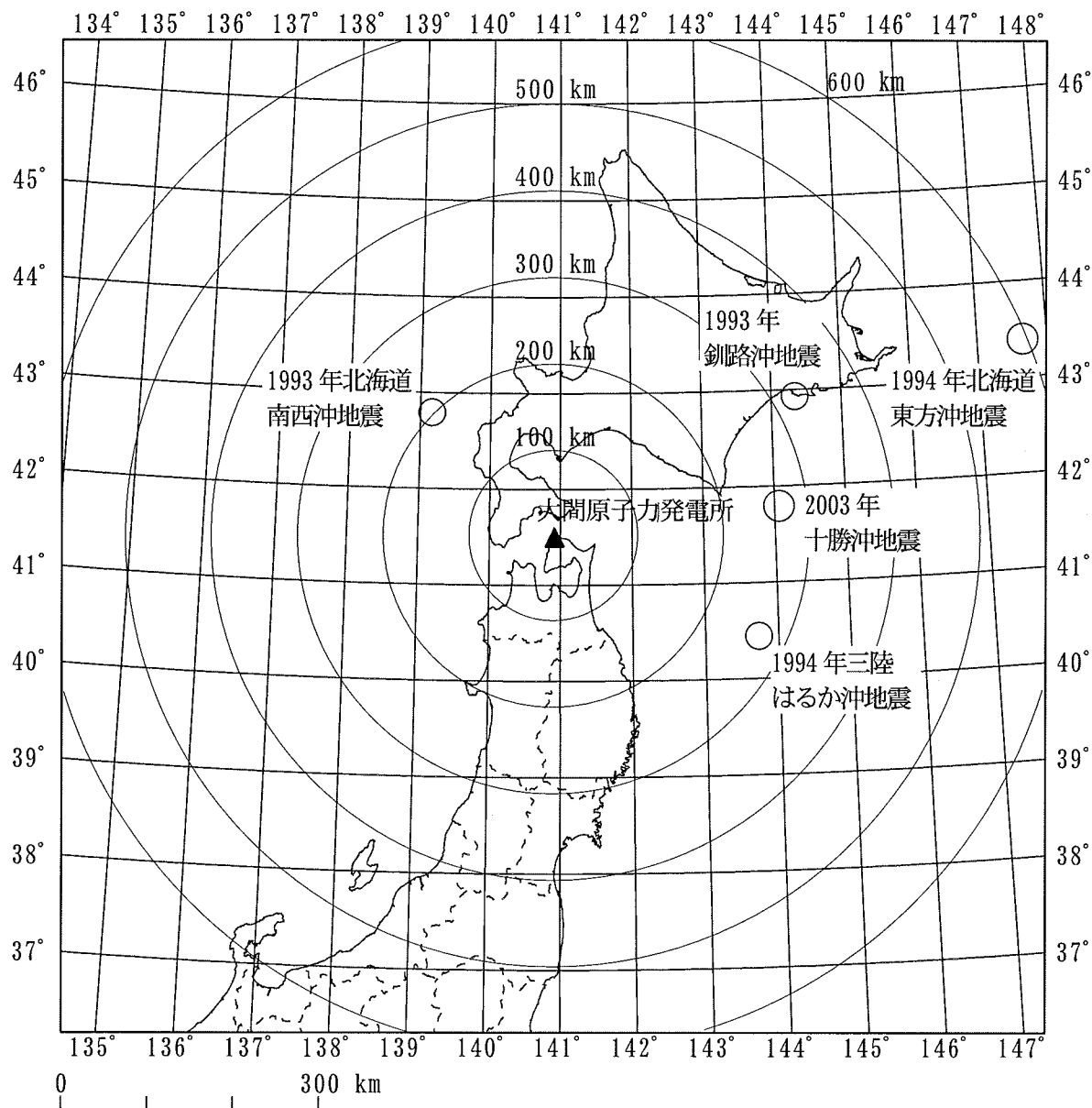
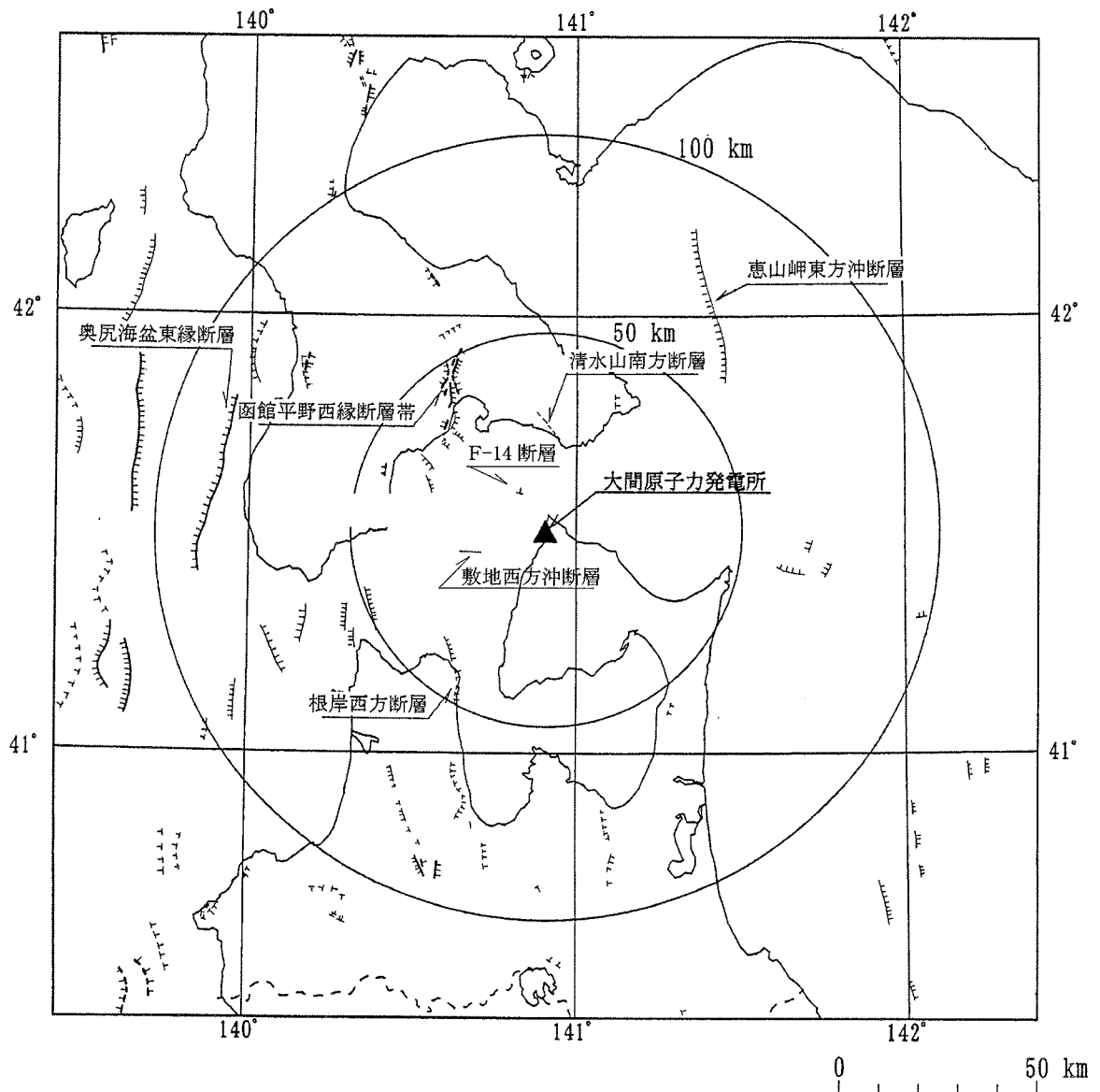


図-2.13 主な観測地震の震央分布



凡例

陸域		海域	
确实度 I		崖高 > 200m	
确实度 II		崖高 < 200m	
确实度 III		确实	推定

(清水山南方断層のみ表示)

([新編]日本の活断層)に、一部加筆)

図-2.1.4 敷地周辺の主な活断層分布

表-2.1.2 敷地周辺の主な活断層

No.	断層名	評価長さ (km)	マグニチュード ^{※1} M	震央距離 Δ (km)
1	函館平野西縁断層帯	—	—	—
	1-1 海城南東延長部を含む 函館平野西縁断層帯	26	7.2	39
	1-2 海城南西延長部を含む 函館平野西縁断層帯	28	7.2	41
2	根岸西方断層	22	7.1	42
3	奥尻海盆東縁断層	50	7.7	86
4	恵山岬東方沖断層	42.5	7.5	71
5	清水山南方断層	11	6.6	28

※1：松田(1975)による断層長さと地震のマグニチュードの関係式による。

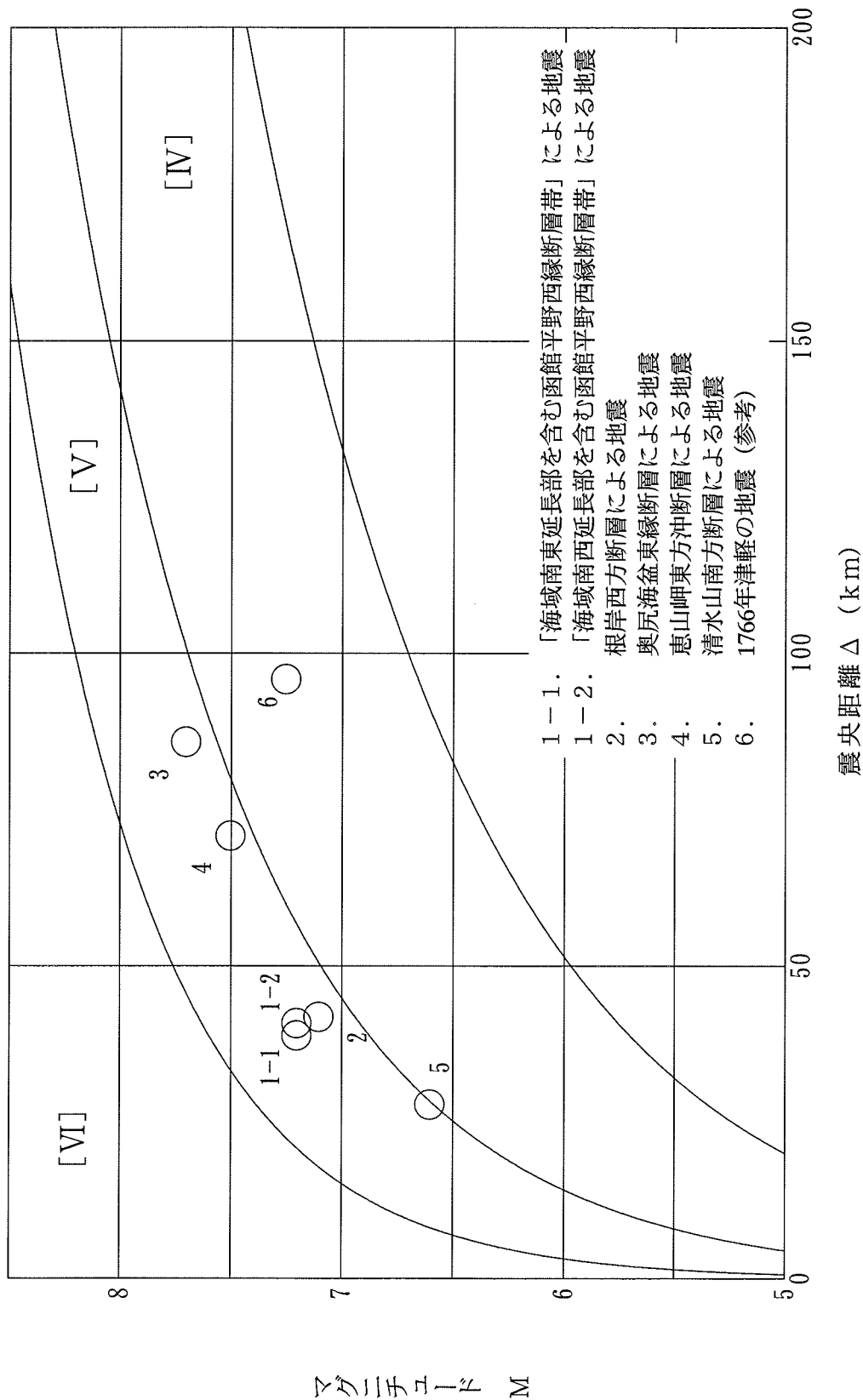


図-2.1.5 敷地周辺の主な活断層から想定される地震

[[IV], [V], [VI]は1996年以前の気象庁震度階級で、震度の境界線は、
 村松(1969)⁽⁴⁴⁾, 勝又・他(1971)⁽⁴⁵⁾による。]

- 想定三陸沖北部の地震
- 想定浦河沖スラブ内地震
- 敷地下方の想定スラブ内地震
- 想定十勝沖スラブ内地震
- 「海域南東延長部を含む函館平野西縁断層帯」による地震
- 「海域南西延長部を含む函館平野西縁断層帯」による地震

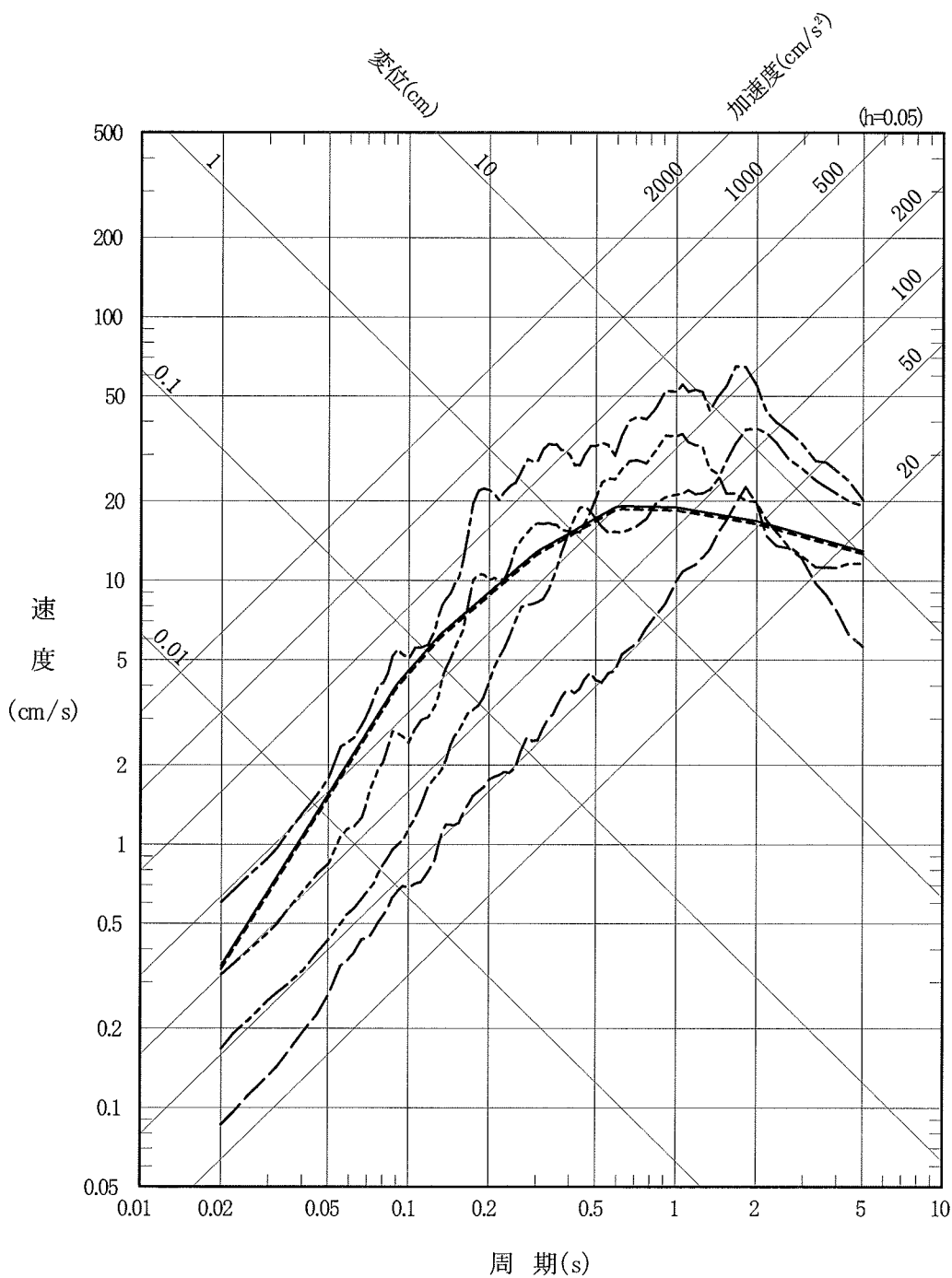


図-2.2.1(1) 敷地に影響を及ぼす地震の応答スペクトル(水平動)

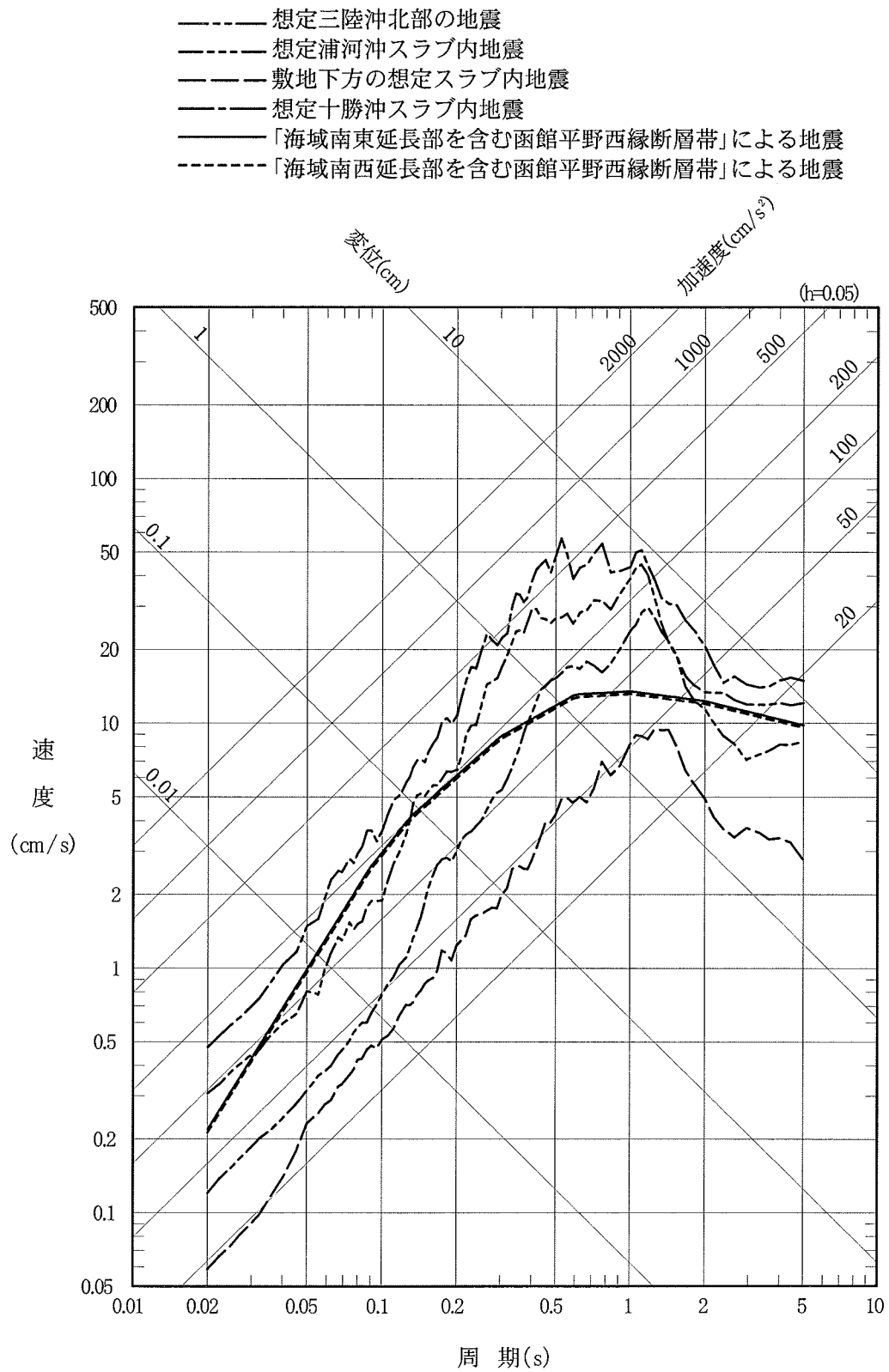


図-2.2.1(2) 敷地に影響を及ぼす地震の応答スペクトル(鉛直動)

表-2.2.1 検討用地震の諸元

分類	検討用地震	マグニチュード M	震央距離 Δ (km)	震源深さ ^{※2} H (km)	等価震源距離 ^{※3} X_{eg} (km)
プレート間地震	想定三陸沖北部の地震	8.3 ^{※1}	197	26	174
海洋プレート内地震	想定浦河沖スラブ内地震	7.5	140	100	184
	想定十勝沖スラブ内地震	8.2	260	55	253
内陸地殻内地震	函館平野西縁断層帯による地震 ^{※4}	7.2	39	11	44

※1：モーメントマグニチュード M_w =気象庁マグニチュードMとした。

※2：断層中央の深さ

※3：Noda et al. (2002)に基づく等価震源距離

※4：「海城南東延長部を含む函館平野西縁断層帯」による地震

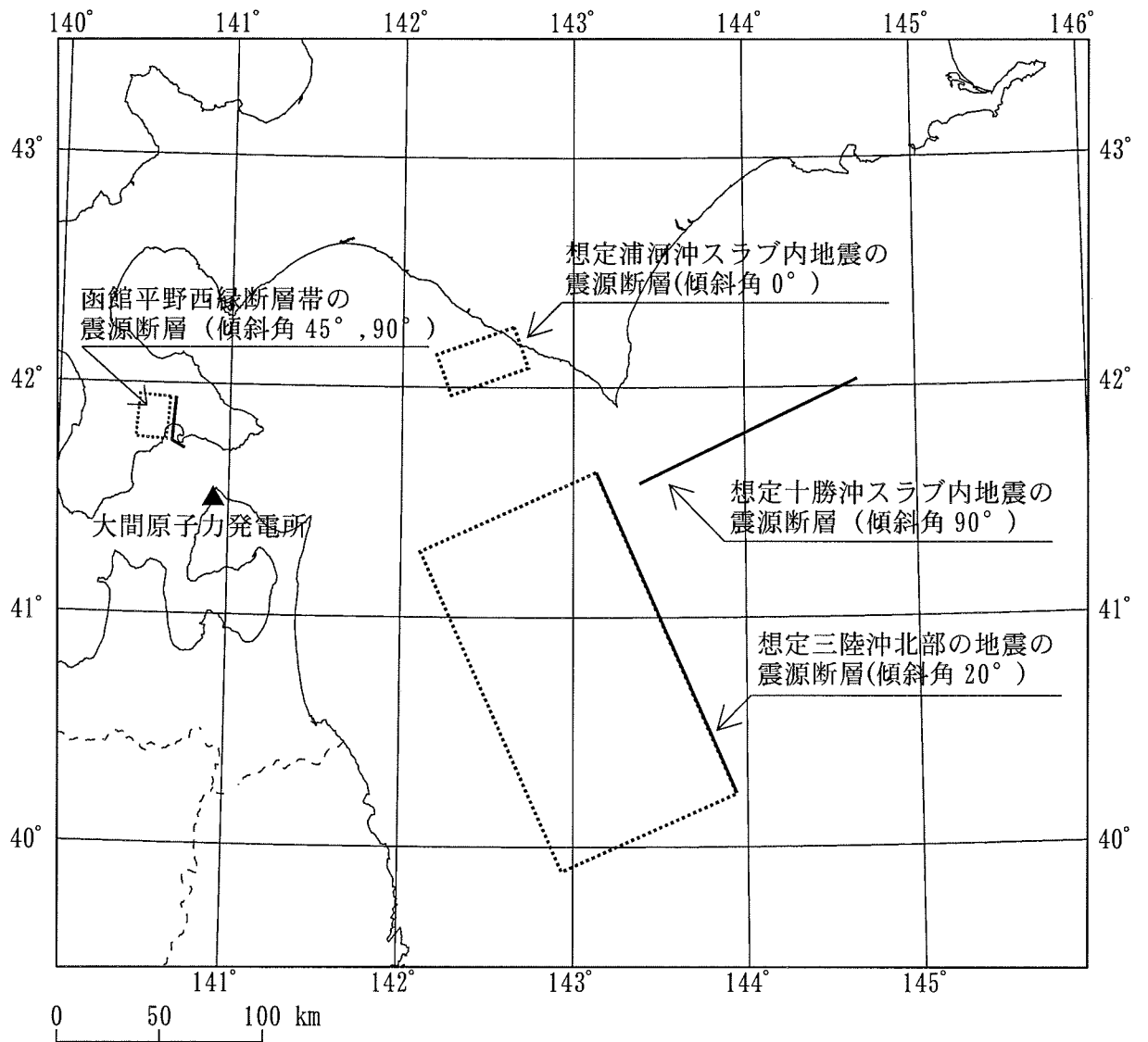


図-2.2.2 検討用地震の震源断層位置

3. 検討用地震の地震動評価

申請者は、「2.2 検討用地震の選定」において選定した検討用地震の地震動評価については、地震の発生様式等に応じた地震動特性を考慮するとともに、敷地における地震観測記録等から得られる敷地の地震動特性を考慮している。

検討用地震による地震動は、「応答スペクトルに基づく方法」及び「断層モデルを用いた方法」により評価している。

応答スペクトルに基づく方法は、Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の方法を用いるとしている。

Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の方法を用いるに当たっては、プレート間地震及び海洋プレート内地震については、敷地における観測記録に基づく補正係数、内陸地殻内地震については、敷地において観測記録が得られていないことから、解放基盤のP波速度 V_p 及びS波速度 V_s に基づきNoda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の方法に従い求めた地震基盤から解放基盤表面までの地盤増幅率を用いて補正としている。なお、Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾による内陸地殻内地震に対する短周期域の低減の補正は考慮しないとしている。

断層モデルを用いた方法については、要素地震として用いることができる観測記録が敷地で得られている場合は経験的グリーン関数法、得られていない場合は統計的グリーン関数法を用いるとしている。

3.1 想定三陸沖北部の地震

3.1.1 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価

申請者は、Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の方法で用いる観測記録に基づく補正係数は、敷地におけるプレート間地震の観測記録に基づいて算定するとしている。

(1) 補正係数の算定に用いる地震の選定

申請者は、Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾による方法で用いる観測記録に基づく補正係数を算定するに当たって、Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の元データの選定条件($M \geq 5.5$ 程度, 等価震源距離 $X_{eq} \leq 200\text{km}$ 程度)では、敷地における観測記録数に限りがあることから、 $M \geq 5.3$, $X_{eq} \leq 220\text{km}$ まで範囲を拡大し、震源特性及び伝播経路の特性を考慮して、火山フロント以東で発生した地震で、かつ逆断層型のプレート間地震(震源深さ 60km 以浅)を選定条件として、これらの条件を満たす 17 地震の水平動, 及び 13 地震^{*1)}の鉛直動を対象としている。選定した地震の諸元を表-3.1.1 に、震央分布を図-3.1.1 に示す。

*1)選定した 17 地震のうち、4地震については地震計の鉛直成分の感度劣化のため、記録が得られていない。

(2) 補正係数の評価

申請者は、選定した地震の観測記録に基づく補正係数の評価については、解放基盤相当位置における観測記録のはざとり波の応答スペクトルと Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾による地震基盤における擬似速度応答スペクトルとの残差として評価している。なお、Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾による地震基盤における擬似速度応答スペクトルの計算条件は下記によるとしている。

- ① 等価震源距離 X_{eq} については、選定した地震は、地震規模に比して敷地までの震源距離が約 100km 以上と遠く点震源と見なせるため、 X_{eq} の代わりに通常の震源距離 X をそのまま用いる。ただし、1994 年三陸はるか沖地震については地震規模が大きいため、Nakahara et al.(1998)⁽¹¹⁾に基づいて、断層面の拡がりを考慮した等価震源距離を用いる。
- ② 解放基盤表面相当のせん断波速度は $V_s=870\text{m/s}$ 、縦波速度は $V_p=2050\text{m/s}$ とする。
- ③ 地震基盤から解放基盤表面までの地盤の卓越周期は、 $T_{s1}=5.0$ 秒以上、 $T_{p1}=5.0$ 秒以上とし、応答スペクトルの長周期側の低減は考慮しない。

選定した地震(水平動 17 地震, 鉛直動 13 地震)についてそれぞれ評価した観測記録と Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の応答スペクトルとの残差の平均値として算定した補正係数を図-3.1.2 に示す。

(3) 地震動評価

Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の方法による応答スペクトルに前述の方法で算出した補正係数を乗じて算定した想定三陸沖北部の地震による水平動及び鉛直動の応答スペクトルを図-3.1.3 に示す。

3.1.2 断層モデルを用いた方法による地震動評価

申請者は、要素地震として用いることができる観測記録が敷地で得られていることから Irikura(1986)⁽¹²⁾による経験的グリーン関数法を用いて、想定三陸沖北部の地震の地震動評価を行うとしている。ただし、鉛直動については、

地震計の鉛直成分の感度劣化のため適切な記録が得られていないことから、解放基盤表面における水平動の波形合成結果に、敷地で得られた観測記録の水平動に対する鉛直動の応答スペクトル比を乗じることにより地震動評価を行うとしている。

(1) 震源モデルの設定

申請者は、地震調査研究推進本部(2004)⁽¹⁾によるモデルを基本的な震源モデルとして用いるとしている。基本的な震源モデルを図-3.1.4 に、表-3.1.2 に断層パラメータを示す。同図に示すように、断層面上のアスペリティの数は3個設定されている。そのうち、2個のアスペリティ(北側:第1アスペリティ, 南側:第2アスペリティ)は、永井・他(2001)⁽¹³⁾によるすべり量が大きい部分に対応し、残りの1個のアスペリティ(中央:第3アスペリティ)は、長宗(1969)⁽¹⁴⁾と Mori and Shimazaki(1984)⁽¹⁵⁾によりほぼ同位置に推定された短周期発生源付近に対応するとされている。

(2) 要素地震の選定

申請者は、経験的グリーン関数法により地震動を評価するに当たり、要素地震は想定地震の震源付近で発生した中小地震の敷地における観測記録を用いるとしている。

池浦(1997)⁽¹⁶⁾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されている。

- 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。

表-3.1.3 に池浦(1997)⁽¹⁶⁾に従って選定した要素地震の諸元及び断層パラメータを示す。断層パラメータは川瀬・松尾(2004)⁽¹⁷⁾に基づいている。図-3.1.4 に検討に用いる要素地震の震央位置を★で示す。同図に示すように要素地震は敷地に及ぼす影響が最も大きいと考えられる第1アスペリティの範囲内で発生し、川瀬・松尾(2004)⁽¹⁷⁾によると、要素地震はプレート間地震であるとされている。図-3.1.5 に重ね合わせに用いる要素地震の加速度波形、図-3.1.6 に応答スペクトルをそれぞれ示す。なお、重ね合わせ数は、要素地震と想定三陸沖北部の地震の地震モーメント M_0 の関係に基づいて表-3.1.4 に示すように設定している。

(3) 想定三陸沖北部の地震の波形合成結果

各アスペリティ及び背景領域における要素地震波の水平動を用いて波形合成により算定した想定三陸沖北部の地震の解放基盤表面相当の水平動の加速度波形を図-3.1.7、応答スペクトルを図-3.1.8 にそれぞれ示す。

鉛直動は、図-3.1.8 に示す水平動の応答スペクトルに、鉛直/水平の応答スペクトル比を乗じることにより算定するとしている。ここで、応答スペクトル比は、図-3.1.9 に示すように表-3.1.1 のプレート間地震で水平と上下の記録が得られた 13 地震の鉛直/水平の応答スペクトル比の平均値を用いている。

図-3.1.10 に想定三陸沖北部の地震の解放基盤表面相当の鉛直動の応答スペクトルを示す。同図には、「3.1.1 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価」において算定した応答スペクトルを併せて示す。

表-3.1.1 選定したプレート間地震の諸元

No.	発生日	北緯 ^{※1}	東経 ^{※1}	M ^{※1}	Δ (km)	Xeq ^{※2} (km)	H ^{※1} (km)	地震 タイプ ^{※3}
1	1985.04.29	41° 27.8′	142° 2.9′	5.9	95	112	59	逆断層
2	1985.08.29	40° 10.3′	142° 43.7′	5.4	214	216	29	逆断層
3	1989.11.06	40° 10.6′	142° 27.1′	5.5	197	201	39	逆断層
4	1993.02.25	40° 14.3′	142° 26.6′	5.9	191	193	28	逆断層
5	1994.12.28	40° 25.8′	143° 44.7′	7.6	267	267	0	逆断層
6	1994.12.30	40° 44′	142° 10.8′	5.6	137	147	53	逆断層
7	1994.12.31	40° 10.8′	142° 41.2′	5.8	210	211	24	逆断層
8	1995.01.07 (7:37)	40° 13.4′	142° 18.3′	7.2	185	191	48	逆断層
9	1995.01.07 (11:36)	40° 16.8′	142° 25.2′	6.2	187	191	38	逆断層
10	1995.01.11	41° 50.5′	142° 35.8′	5.4	145	155	56	逆断層
11	1995.02.06	41° 8.3′	142° 16.1′	5.6	121	133	56	逆断層
12	1995.09.26	41° 42.3′	143° 29.2′	5.9	216	219	38	逆断層
13	1997.02.20	41° 45.5′	142° 52.4′	5.9	166	173	49	逆断層
14 ^{※4}	2001.08.14	40° 59.7′	142° 26.1′	6.4	140	145	38	逆断層
15 ^{※4}	2001.08.24	41° 1′	142° 22.8′	5.3	135	141	41	逆断層
16 ^{※4}	2002.04.04	41° 28.4′	142° 0.5′	5.4	92	109	59	逆断層
17 ^{※4}	2003.04.17	40° 57.6′	142° 20.5′	5.6	135	141	40	逆断層

※1:気象庁による

※2: No.5 の地震以外は震源距離を等価震源とした

※3:Harvard 大学 CMT 解による

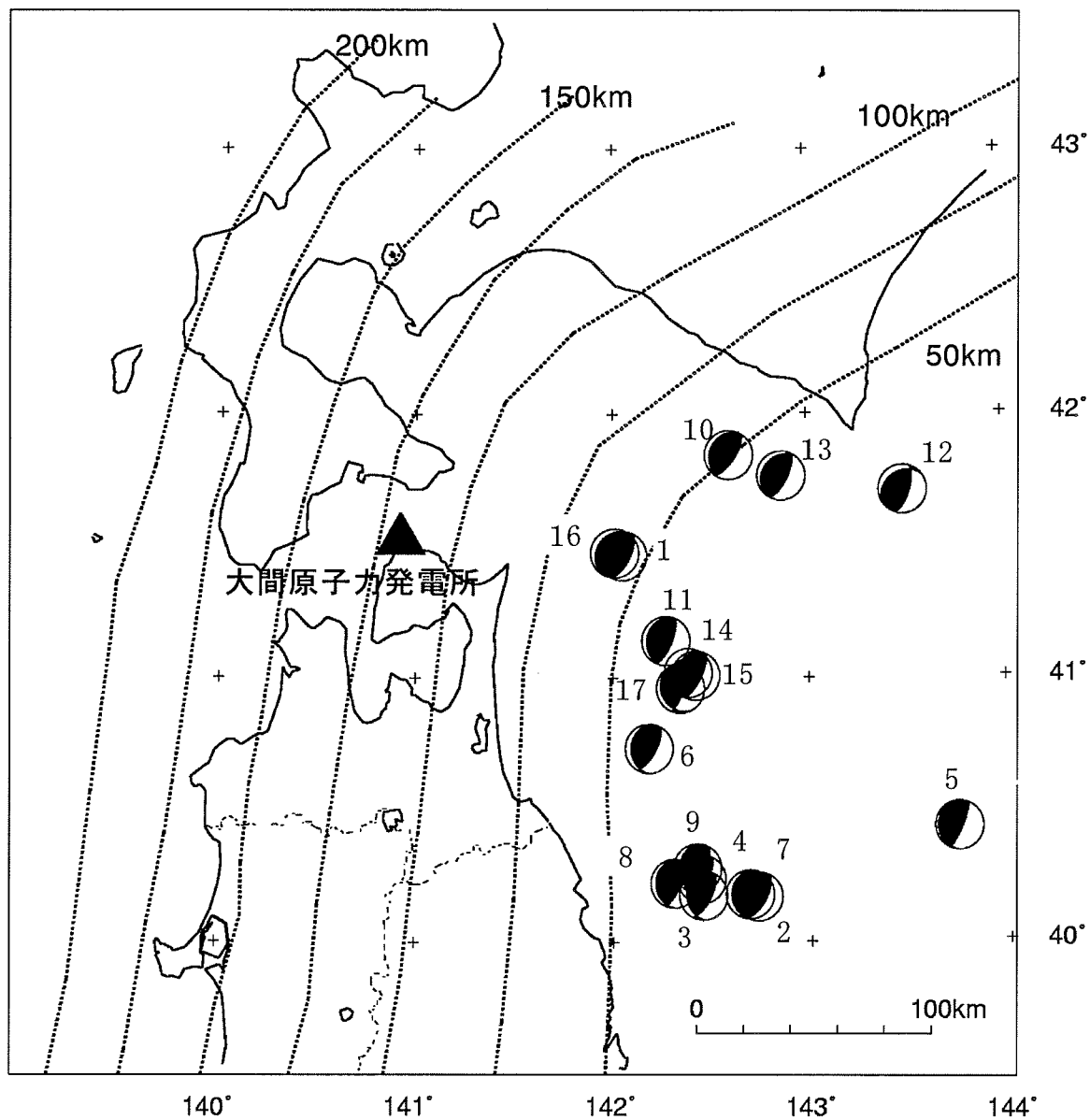
※4:地震計の鉛直成分感度劣化のため鉛直動の観測記録が得られていない

M :マグニチュード

Δ :震央距離

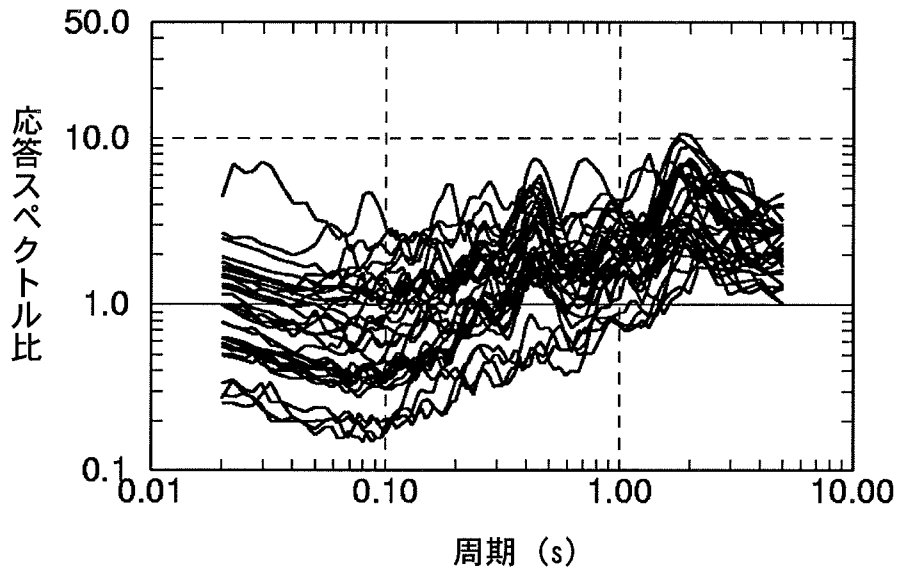
Xeq :等価震源距離

H :震源深さ



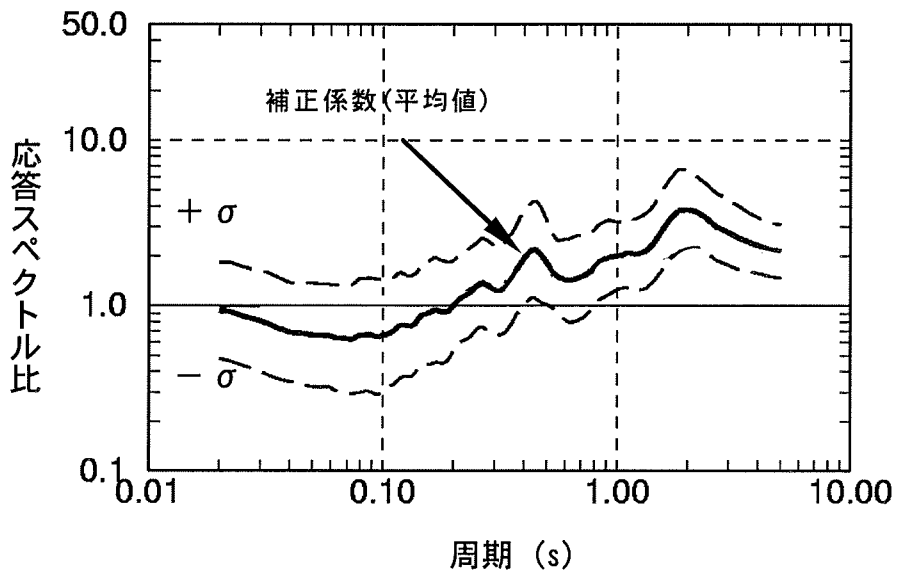
図中の番号は表-3.1.1の「No.」欄に対応

図-3.1.1 選定したプレート間地震の震央分布



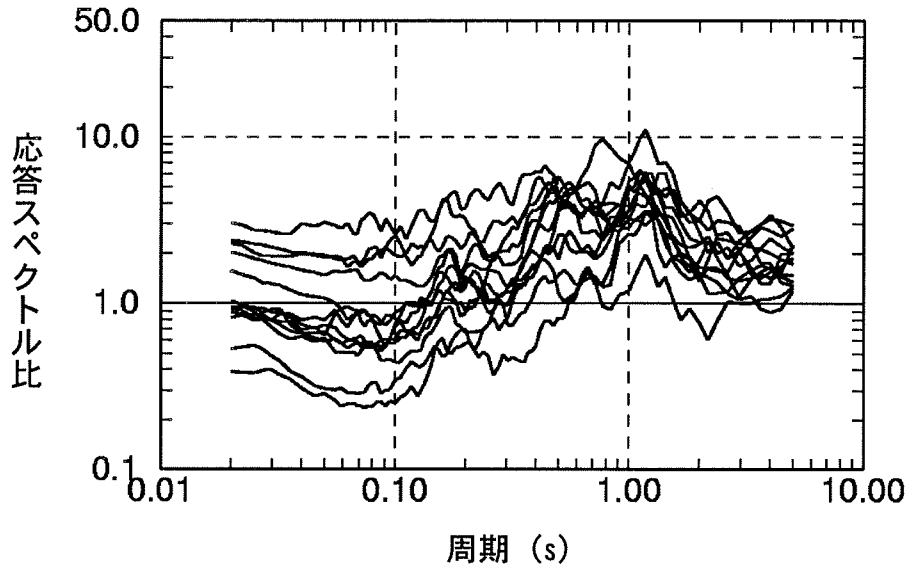
(a) 17地震の地盤増幅率*1

*1) 解放基盤表面相当位置の観測記録のはざとり波の応答スペクトルと Noda et al. (2002)による地震基盤の応答スペクトルとの比



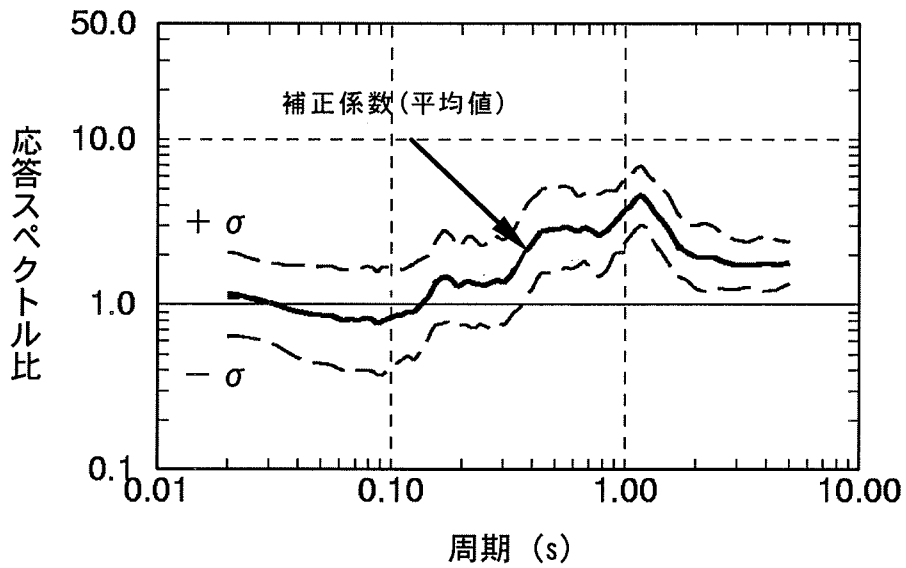
(b) 17地震による補正係数

図-3.1.2(1) 敷地における観測記録に基づき評価した補正係数 (プレート間地震、水平動)



(a) 13 地震の地盤増幅率*1

*1) Noda et al. (2002)による地震基盤の応答スペクトルと解放基盤相当の観測記録の応答スペクトルとの比



(b) 13 地震による補正係数

図-3.1.2(2) 敷地における観測記録に基づき評価した補正係数
(プレート間地震, 鉛直動)

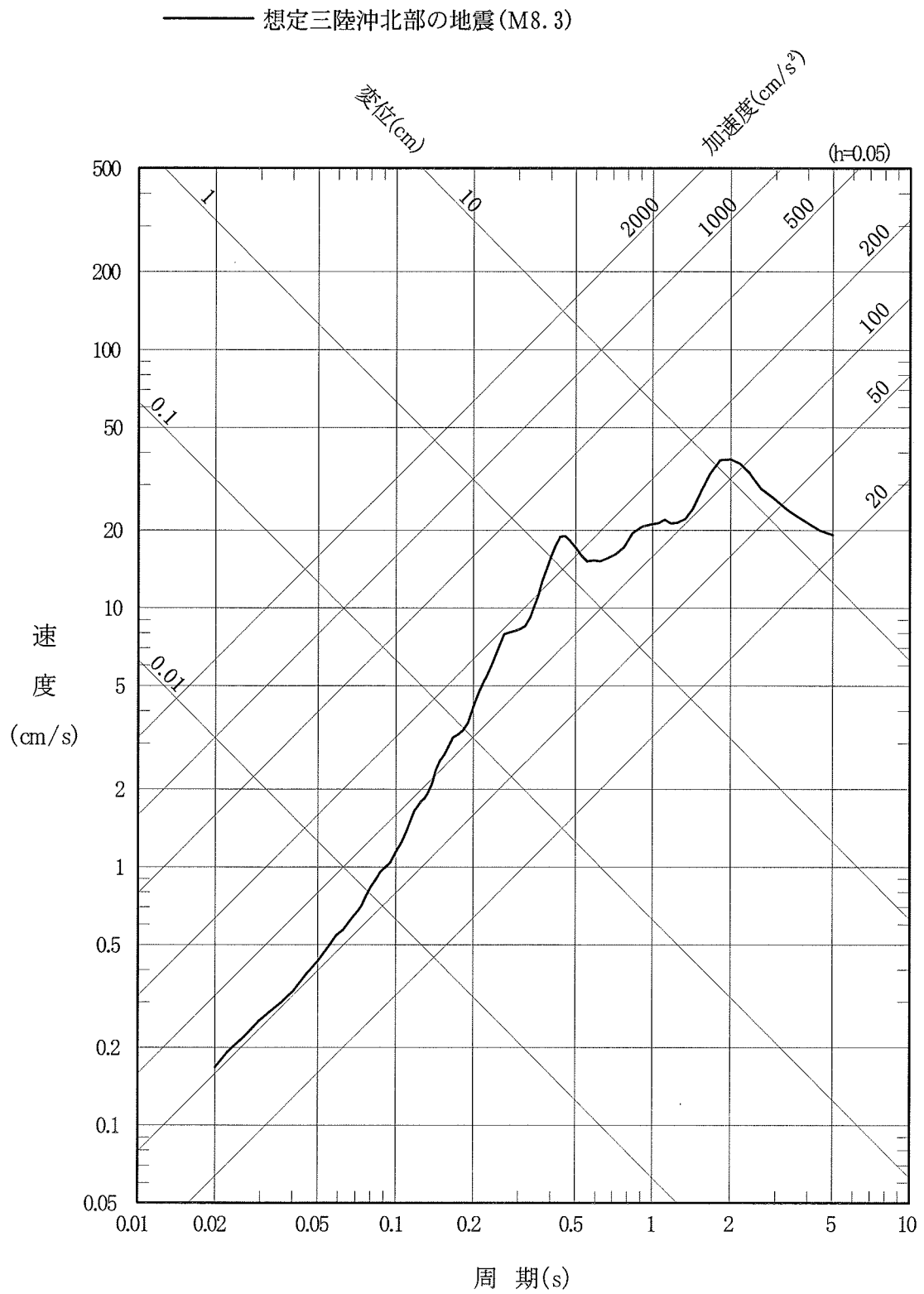


図-3.1.3(1) 想定三陸沖北部の地震の応答スペクトル(水平動)

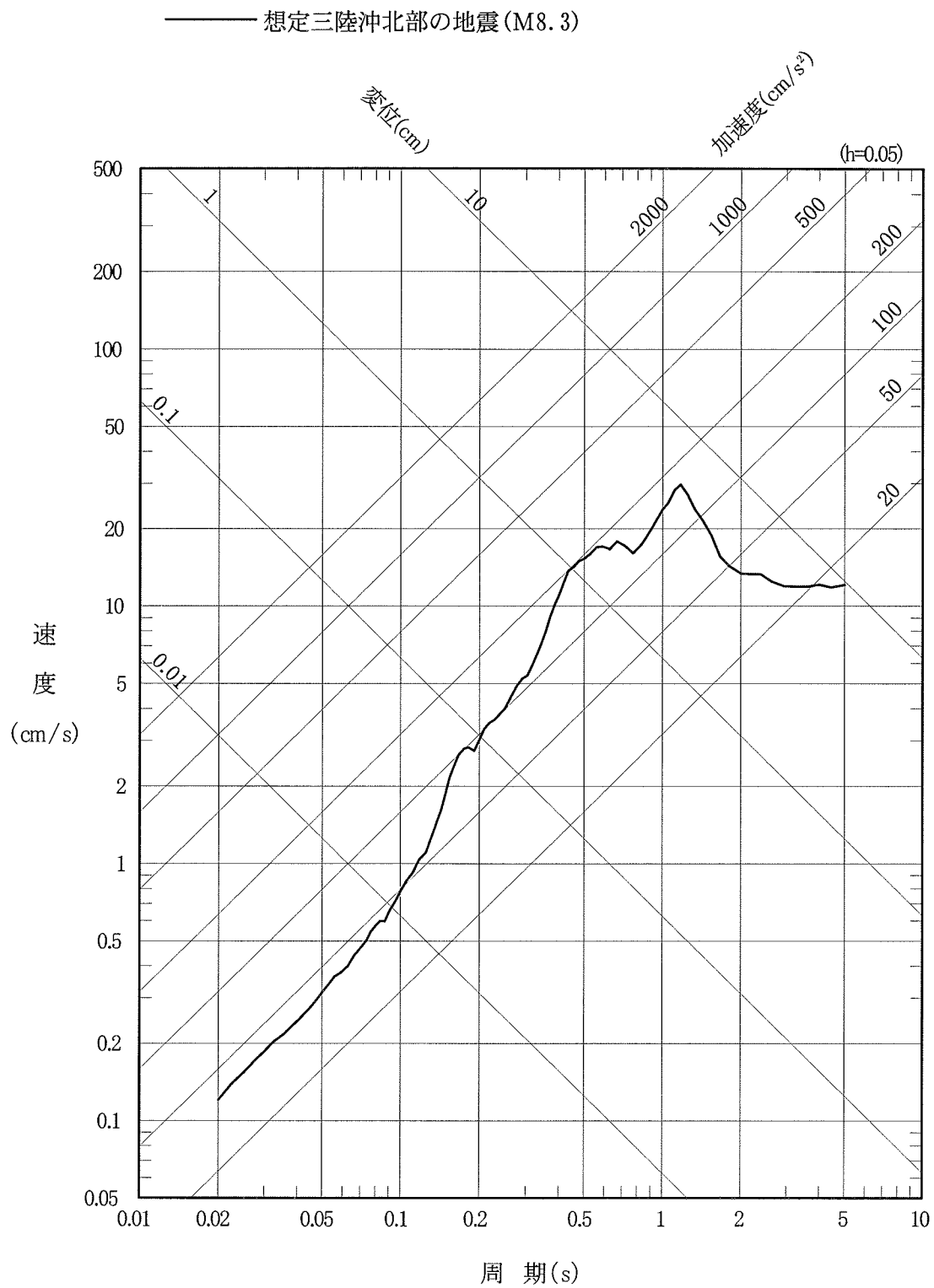
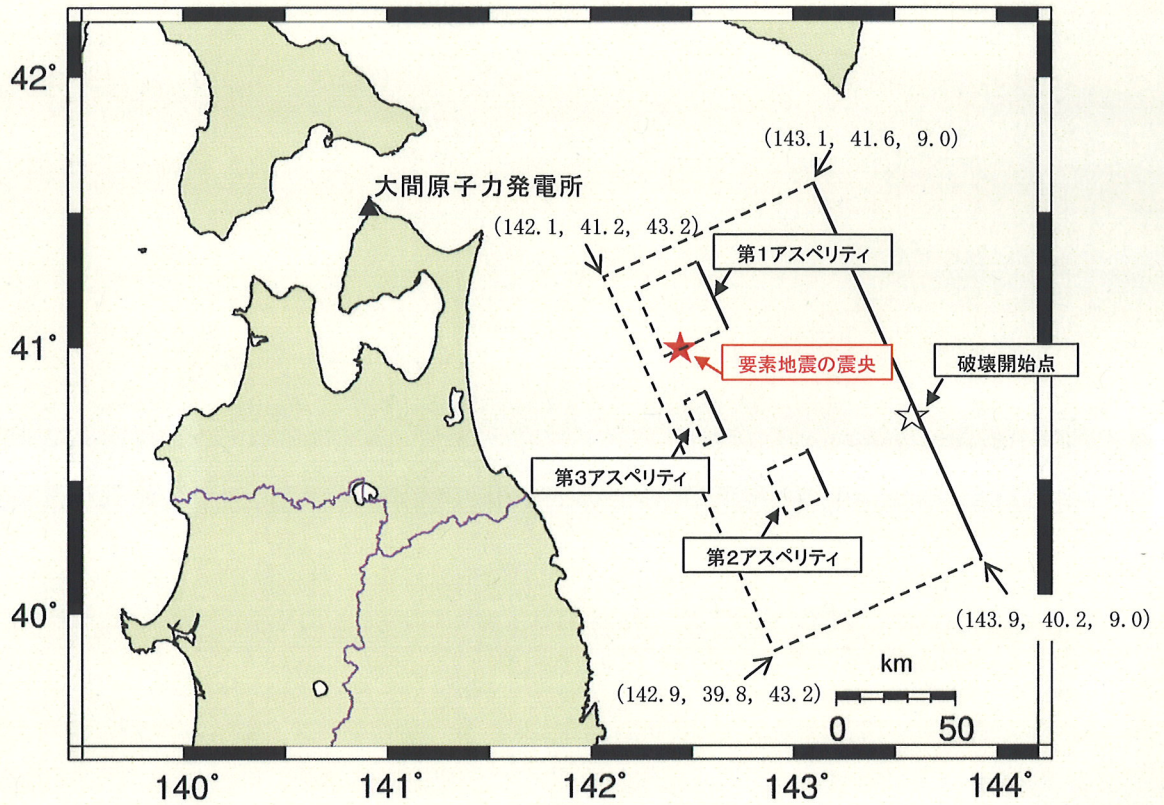
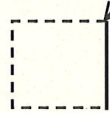


図-3.1.3(2) 想定三陸沖北部の地震の応答スペクトル(鉛直動)



凡例

(経度, 緯度, 深さ (km))



震源断層

地震調査研究推進本部(2004)に基づく

図-3.1.4 想定三陸沖北部の地震の基本的な震源モデルと要素地震の震央位置

表-3.1.2 想定三陸沖北部の地震の断層パラメータ

項目		設定値	備考			
巨視的パラメータ	断層全体	断層総面積	$S(\text{km}^2)$	16844	地震調査研究推進本部 (2004)	
		地震モーメント	$M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	$3.50\text{E}+21$		
		応力降下量	$\Delta\sigma(\text{MPa})$	3.9		
		平均すべり量	$D(\text{cm})$	444		
		短周期レベル	$A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$	$1.88\text{E}+20$		
		剛性率	$\mu(\text{N}/\text{m}^2)$	$4.68\text{E}+10$		
		S波速度	$V_s(\text{km}/\text{s})$	3.9		
		破壊伝播速度	$V_r(\text{km}/\text{s})$	2.5		
		南西端北緯	$N(^{\circ})$	39.8		
		南西端東経	$E(^{\circ})$	142.9		
		走向	$\theta(^{\circ})$	N156E		
		傾斜角	$\delta(^{\circ})$	20		
		長さ	$L(\text{km})$	170		
		幅	$W(\text{km})$	100		
		上端深さ	$h(\text{km})$	9.0		
	Q値	—	$93 \times f^{0.89}$	川瀬・松尾 (2004) による東北地方のプレート内地震に対する評価式		
微視的パラメータ	アスペリテイ	第1	面積	$S_{a1}(\text{km}^2)$	900	地震調査研究推進本部 (2004)
			平均すべり量	$D_{a1}(\text{cm})$	1056	
			地震モーメント	$M_{0a1}(\text{N}\cdot\text{m})$	$4.45\text{E}+20$	
			実効応力	$\sigma_{a1}(\text{MPa})$	34.0	
			短周期レベル	$A_{a1}(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$	$1.12\text{E}+20$	
		第2	面積	$S_{a2}(\text{km}^2)$	400	
			平均すべり量	$D_{a2}(\text{cm})$	704	
			地震モーメント	$M_{0a2}(\text{N}\cdot\text{m})$	$1.32\text{E}+20$	
			実効応力	$\sigma_{a2}(\text{MPa})$	34.0	
			短周期レベル	$A_{a2}(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$	$7.45\text{E}+19$	
	第3	面積	$S_{a3}(\text{km}^2)$	200		
		平均すべり量	$D_{a3}(\text{cm})$	498		
		地震モーメント	$M_{0a3}(\text{N}\cdot\text{m})$	$4.66\text{E}+19$		
		実効応力	$\sigma_{a3}(\text{MPa})$	85.0		
		短周期レベル	$A_{a3}(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$	$1.32\text{E}+20$		
	背景領域	面積	$S_b(\text{km}^2)$	15344		
		平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	401		
		地震モーメント	$M_{0b}(\text{N}\cdot\text{m})$	$2.88\text{E}+21$		
		実効応力	$\sigma_b(\text{MPa})$	5.0		
		短周期レベル	$A_b(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$	$6.84\text{E}+19$		

表-3.1.3 要素地震の諸元及び断層パラメータ

発震年月日	緯度*1	経度*1	M*1	深さ*1 (km)	断層パラメータ*2	
					地震モーメント M ₀ (N·m)	応力降下量 Δσ(MPa)
2001年8月14日	40° 59.7′	142° 26.1′	6.4	38	3.88E+18	24.0

*1 気象庁による

*2 川瀬・松尾(2004)による

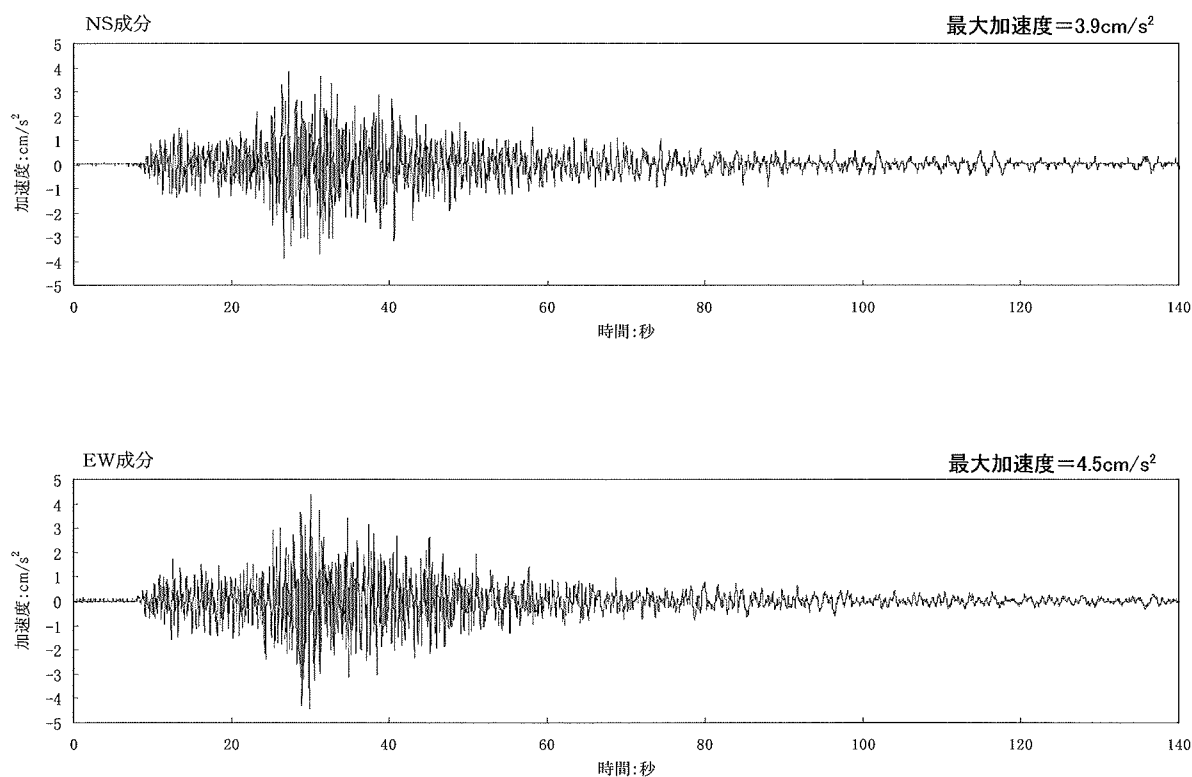


図-3.1.5 要素地震の観測波形(T.P.-207.5m)

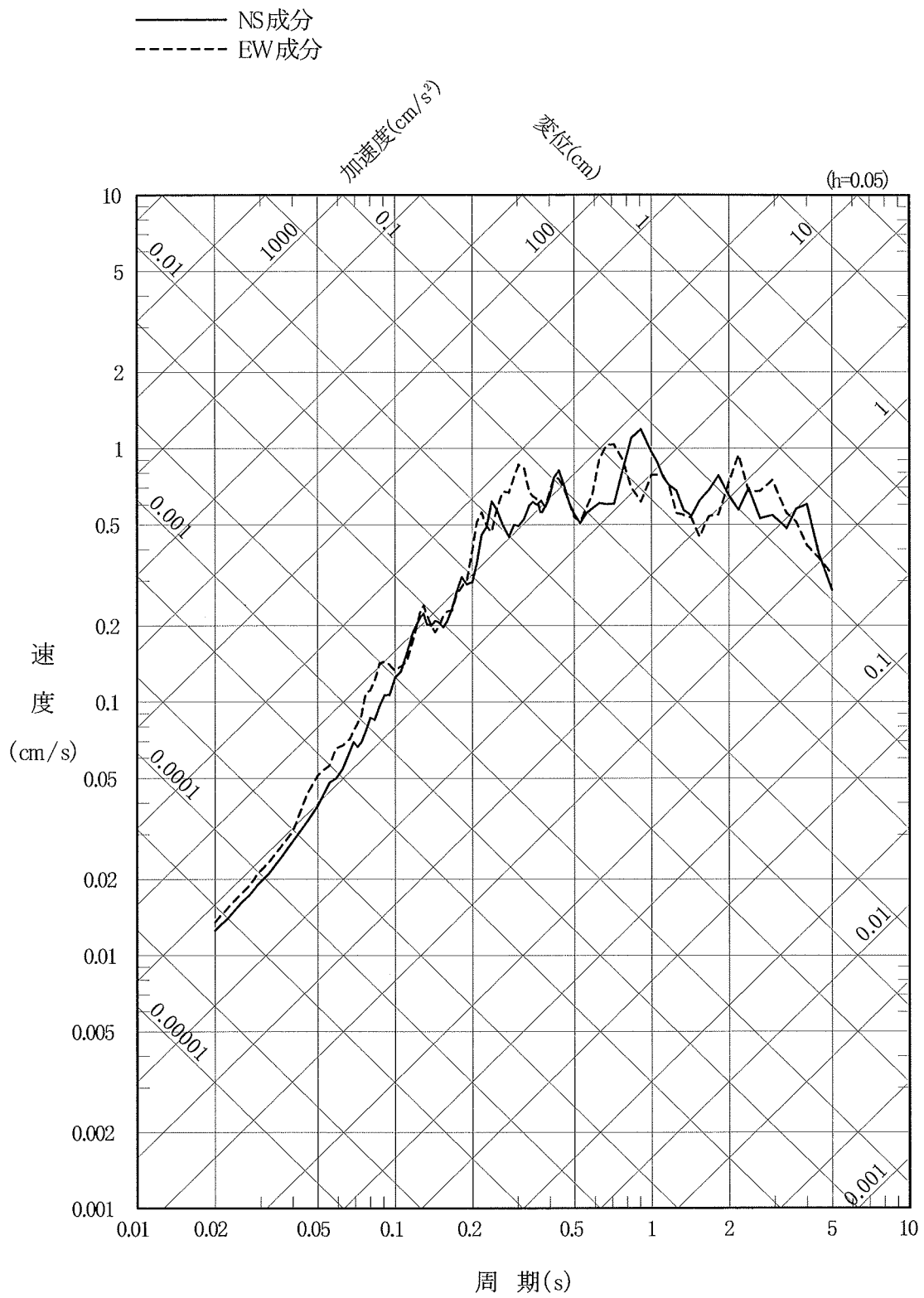


図-3.1.6 要素地震の応答スペクトル(T.P.-207.5m)

表-3.1.4 想定三陸沖北部の地震に対する要素地震の重ね合わせ数

発震年月日	要素地震		対象断面	地震モーメント M_0 (N·m)	応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	応力降下量 の比 C^{*2}	重ね 合わせ数 n^{*3}	合成に用いる重ね合わせ数			合成後の地震 モーメント M_0' (N·m) ^{*4}	M_0 に対する M_0' の比 β ^{*5}
	地震モーメント M_{0e} (N·m) ^{*1}	応力降下量 $\Delta \sigma_e$ (MPa) ^{*1}						n_L	n_W	n_D		
2001年 8月14日	3.88E+18	24	第1アスペリティ	4.45E+20	34	1.42	4.33	5	5	4	5.50E+20	1.24
			第2アスペリティ	1.32E+20	34	1.42	2.89	3	3	3	1.48E+20	1.12
			第3アスペリティ	4.66E+19	85	3.54	1.50	2	1	2	5.50E+19	1.18
			背景領域	2.88E+21	5	0.21	15.27	16	15	15	2.91E+21	1.01

*1 川瀬・松尾(2004)による

*2 $C = \Delta \sigma / \Delta \sigma_e$

*3 $n = (M_0 / (C * M_{0e}))^{(1/3)}$

*4 $M_0' = (n_L * n_W * n_D) * (C * M_{0e})$

*5 $\beta = M_0' / M_0$

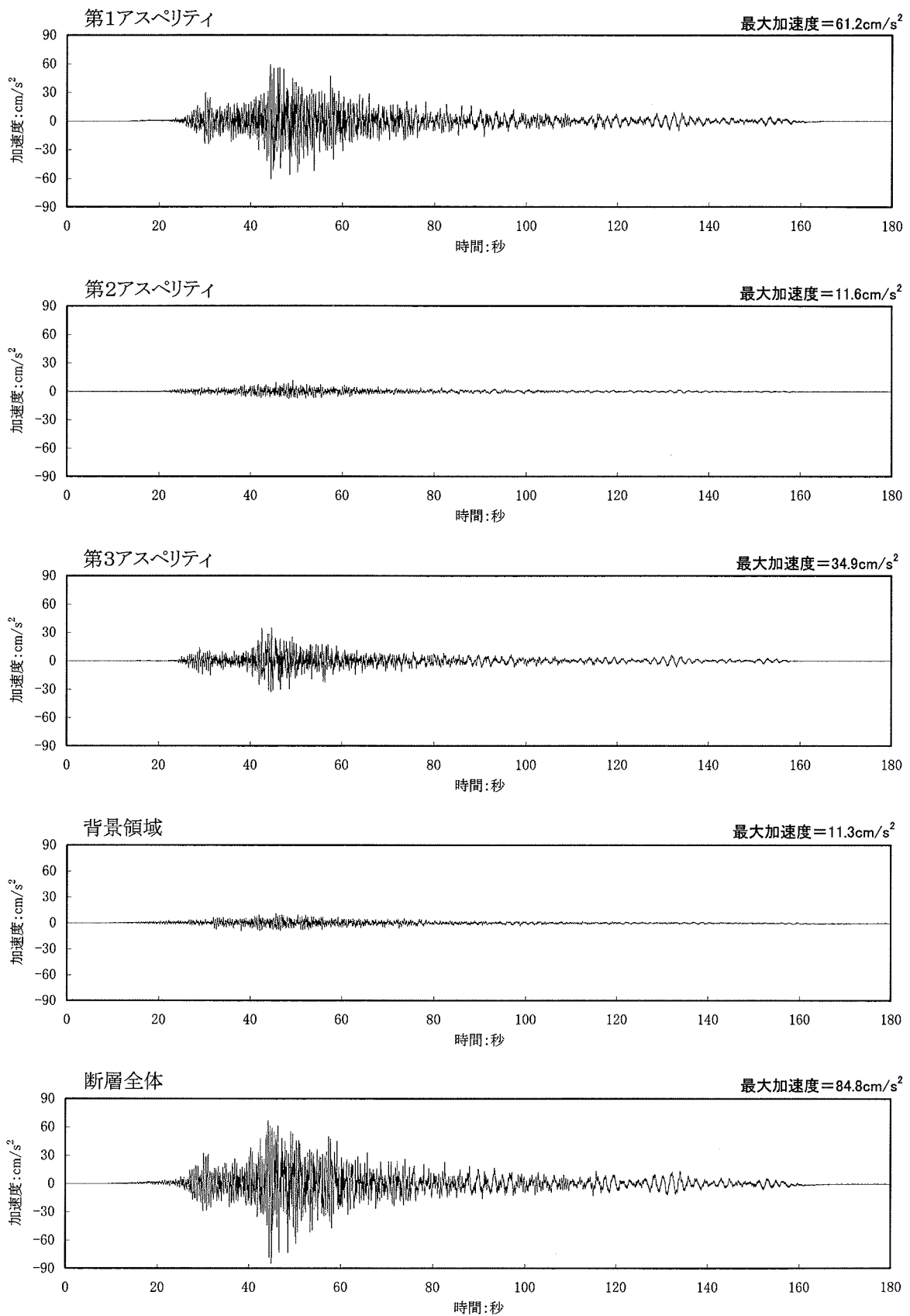


図-3.1.7(1) 想定三陸沖北部の地震の波形合成結果の加速度波形(NS成分)

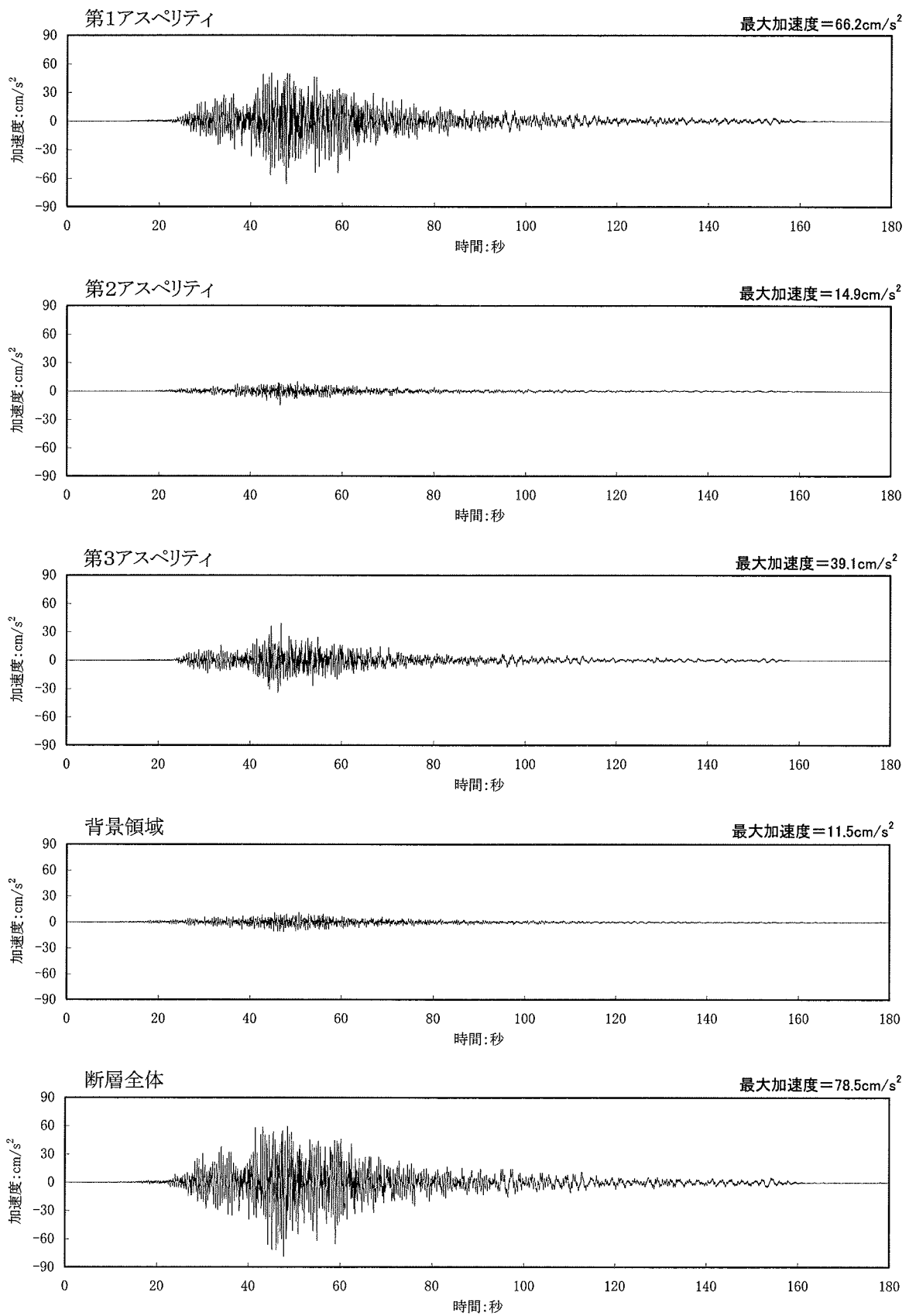


図-3.1.7(2) 想定三陸沖北部の地震の波形合成結果の加速度波形(EW成分)

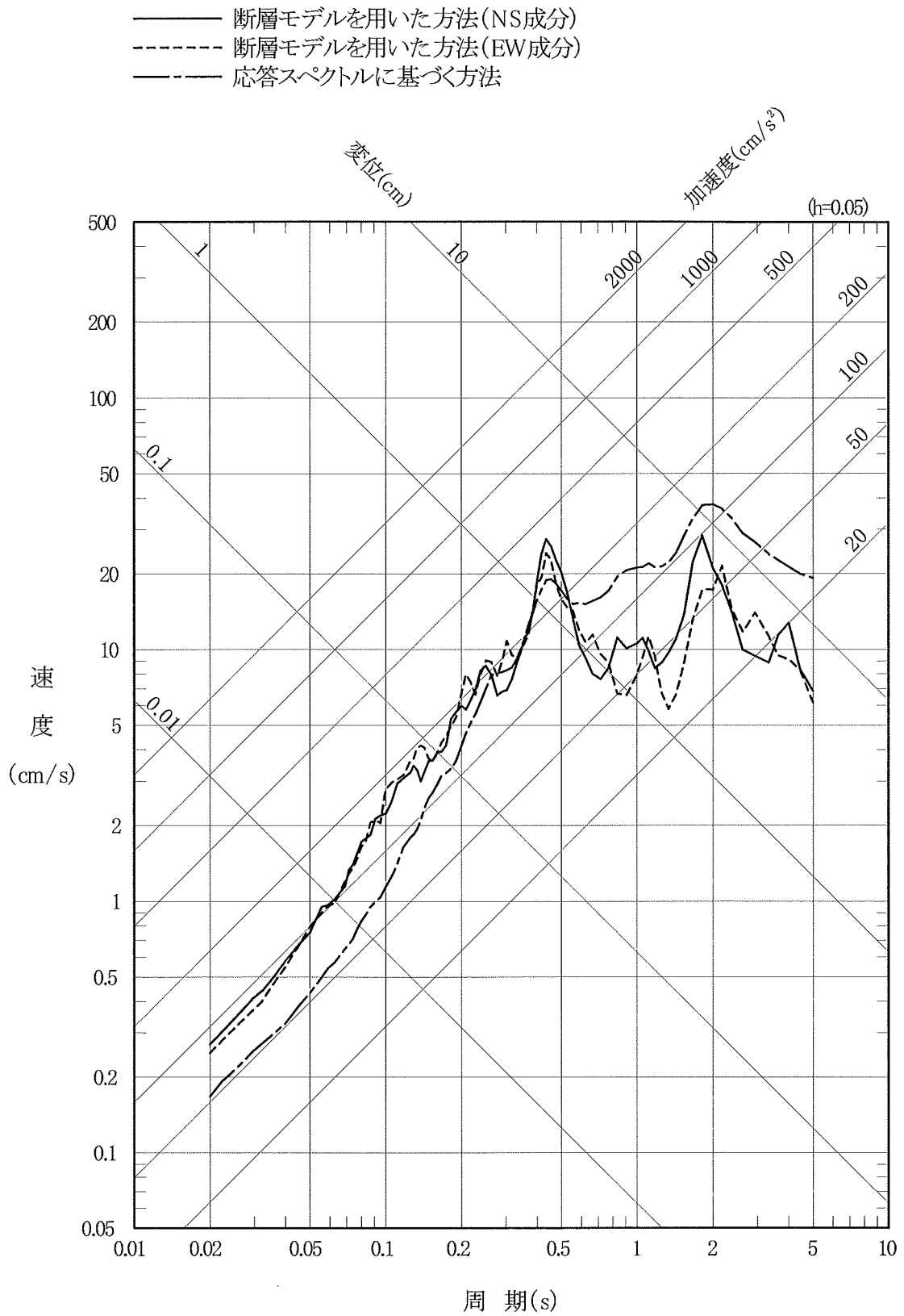
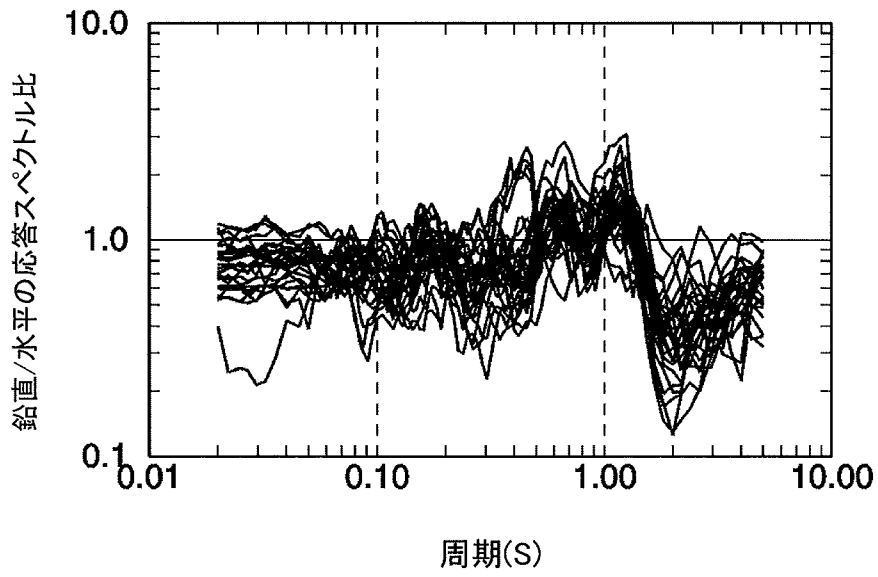
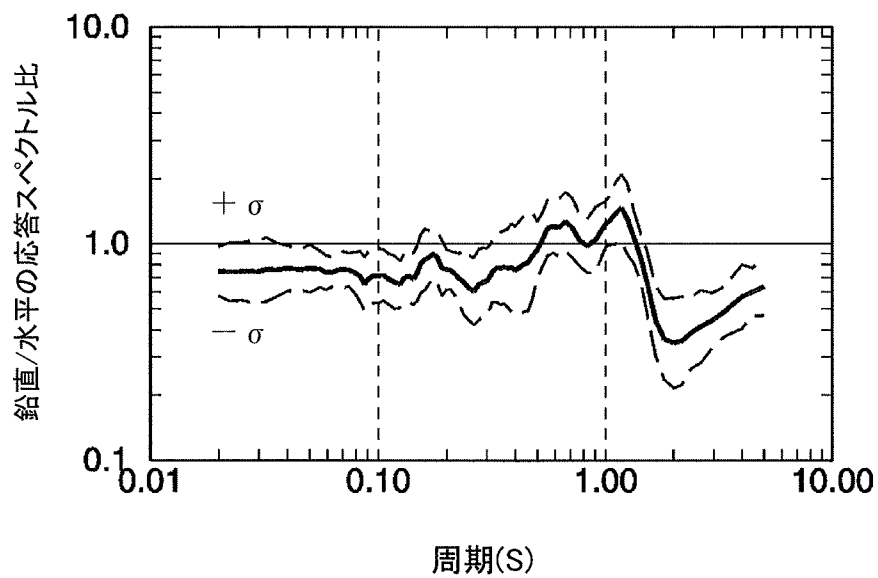


図-3.1.8 想定三陸沖北部の地震の波形合成結果の応答スペクトル(水平動)



(a) 13 地震の応答スペクトル比



(b) 平均値及び標準偏差

図-3.1.9 プレート間地震(13 地震)の観測記録の鉛直/水平の応答スペクトル比

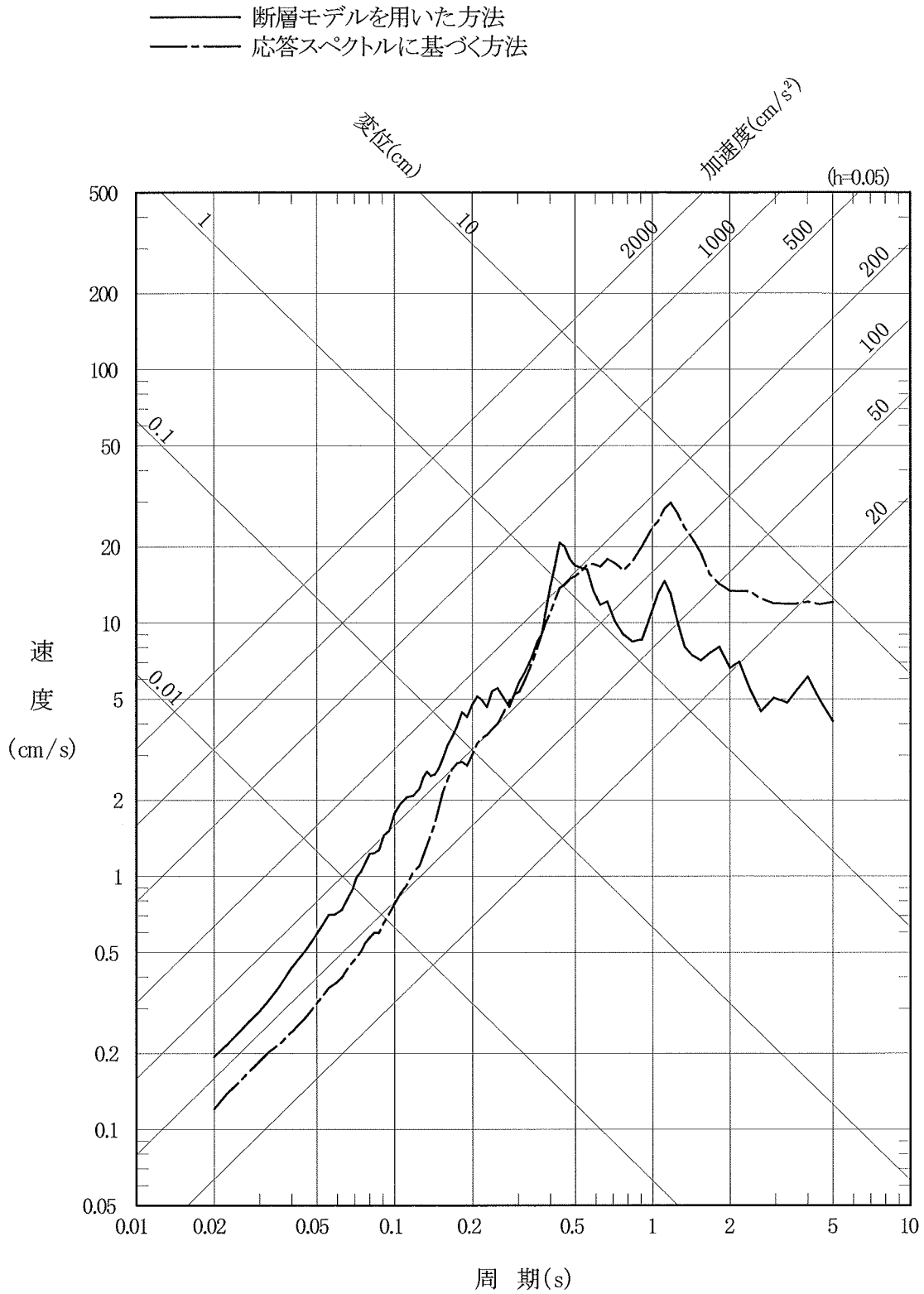


図-3.1.10 想定三陸沖北部の地震の波形合成結果の応答スペクトル(鉛直動)
 (断層モデルを用いた方法による水平動の評価結果に、鉛直/水平の応答スペクトル比を乗じて評価)

3.2 想定浦河沖スラブ内地震

3.2.1 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価

申請者は、Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の方法で用いる観測記録に基づく補正係数は、発震機構を考慮して、敷地におけるスラブ内地震の観測記録に基づいて算定するとしている。

(1) 補正係数の算定に用いる地震の選定

Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の回帰分析に用いられたデータは震源深さが 60km 以浅であり、震源深さが 60km 以深のやや深いスラブ内地震に Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の方法を適用する際には、地点毎に観測記録をもとに補正係数を評価する必要があるとされている⁽¹⁰⁾。このため、申請者は、Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾のデータ選定条件と同様に大間地点において観測された $M \geq 5.5$ 程度、等価震源距離 $X_{eq} \leq 200\text{km}$ 程度の地震で、震源深さが 60km 程度以深のスラブ内地震を選定している。選定したやや深いスラブ内地震の諸元を表-3.2.1 に示し、その震央分布を図-3.2.1 に示す。

北海道・東北地方におけるやや深いスラブ内地震の発震機構および発生状況を考慮し、想定浦河沖スラブ内地震は二重深発地震面の下面の DE 型の地震であることから、DE 型の地震(2地震)を用いて補正係数を設定するとしている。

(2) 補正係数の評価

申請者は、選定した地震について、地震基盤における Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾による応答スペクトルと解放基盤表面相当位置の観測記録のはざとり波の応答スペクトルとの残差を求め、その平均値を補正係数として設定している。

図-3.2.2 に算定した補正係数を示す。

(3) 地震動評価

Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の方法による応答スペクトルに前述の方法で算出した補正係数を乗じて算定した想定浦河沖スラブ内地震の水平動及び鉛直動の応答スペクトルを図-3.2.3 に示す。

3.2.2 断層モデルを用いた方法による地震動評価

申請者は、要素地震として用いることができる観測記録が敷地で得られていることから、Takemura and Ikeura(1988)⁽¹⁸⁾による経験的グリーン関数法を用いて、想定浦河沖スラブ内地震の地震動評価を行うとしている。

(1) 震源モデルの設定

想定浦河沖スラブ内地震の基本的な震源モデルの断層パラメータを表-3.2.2 に示す。同表に示す断層パラメータは、Takeo et al.(1993)⁽¹⁹⁾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

経験的グリーン関数として用いる要素地震の選定条件は、「3.1 想定三陸沖北部の地震」と同様に池浦(1997)⁽¹⁶⁾に従っている。

想定浦河沖スラブ内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-3.2.4に、また、要素地震の諸元及び断層パラメータを表-3.2.3に示す。

図-3.2.4に示すとおり、要素地震の震央は、想定浦河沖スラブ内地震の断層位置近傍に位置しており、発震機構及びマグニチュードも要素地震としての条件を満足するとしている。

要素地震の観測記録の加速度波形を図-3.2.5 に、応答スペクトルを図-3.2.6 示す。なお、重ね合わせ数は、要素地震と想定浦河沖スラブ内地震の地震モーメント M_0 の関係から表-3.2.4 に示すように設定している。

(3) 想定浦河沖スラブ内地震の波形合成結果

1987 年日高山脈北部の地震を要素地震として経験的グリーン関数法に基づき算定した想定浦河沖スラブ内地震の解放基盤表面相当の水平動及び鉛直動の加速度波形及び応答スペクトルを各々図-3.2.7 及び図-3.2.8 に示す。図-3.2.8 には、「3.2.1 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価」において算定した応答スペクトルを併せて示す。

また、図-3.2.9 には、想定浦河沖スラブ内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、想定浦河沖スラブ内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としている。これに対し、想定浦河沖スラブ内地震の水平動の応答スペクトルは 1993 年釧路沖地震観測記録の応答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としている。鉛直動については、1993 年釧路沖地震観測記録に対して、周期 0.8 秒付近以下では上回っており、周期 0.8 秒以上では下回っているものの、水平動に比べるとスペクトル特性に大きな違いは認められないとしている。

申請者は、水平動の周期 1 秒付近において 1993 年釧路沖地震観測記録の応答スペクトルと波形合成結果の応答スペクトルに差異がみられる要

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。このため、要素地震の特性の不確かさを考慮している。

表-3.2.1 選定したやや深いスラブ内地震の諸元

No.	年月日 ^{*1}	東経 ^{*1}	北緯 ^{*1}	M ^{*1}	Δ (km)	X (km)	H ^{*1} (km)	発震 ^{*2} 機構
1	1984.06.22	142° 29.1′	42° 36.3′	5.3	178	206	103	DE
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 ^{*3}	1992.08.24	140° 47.4′	41° 56.2′	6.1	49	131	121	DC

* 1 : 気象庁による

* 2 : Harvard 大学 CMT 解による。

M : マグニチュード

Δ : 震央距離

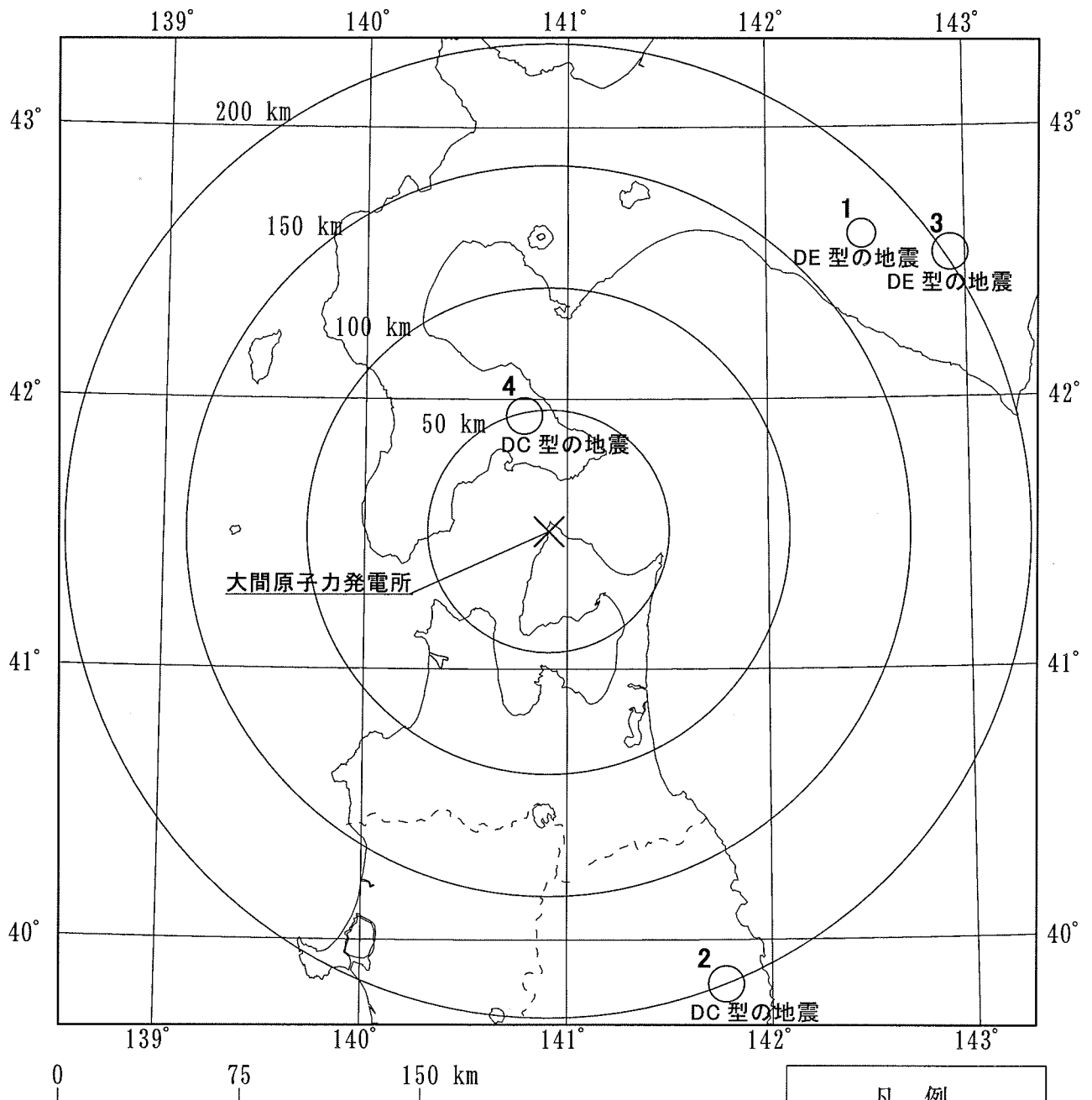
X : 震源距離

H : 震源深さ

DE : Down Dip Extension 型

DC : Down Dip Compression 型

* 3 : 敷地に影響を及ぼす地震（敷地下方の想定スラブ内地震）の補正係数算定に用いる



図中の数字は表-3.2.1 の「No.」欄に対応
 DE型:Down Dip Extension型
 DC型:Down Dip Compression型

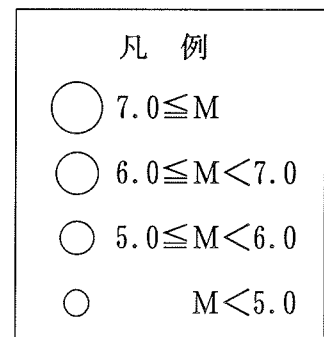
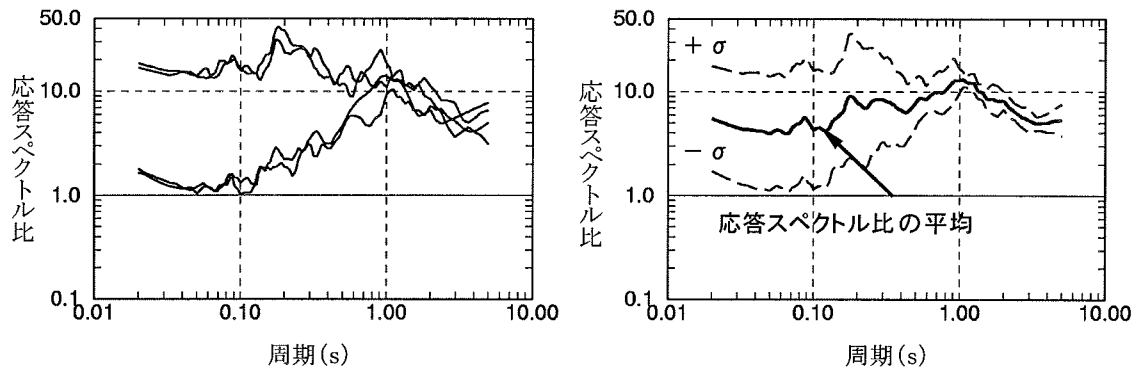
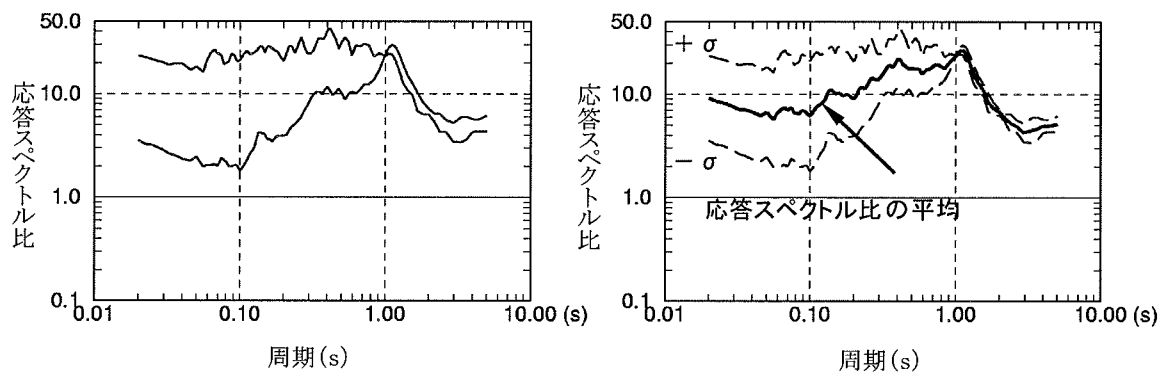


図-3.2.1 選定したやや深いスラブ内地震の震央分布



(1)DE型2地震による補正係数*1(水平動)



(2)DE型2地震による補正係数*1(鉛直動)

*1) 解放基盤表面相当位置の観測記録のはざとり波の応答スペクトルと Noda et al.(2002)による地震基盤の応答スペクトルとの比

図-3.2.2 敷地における観測記録に基づき評価した補正係数
(海洋プレート内地震)

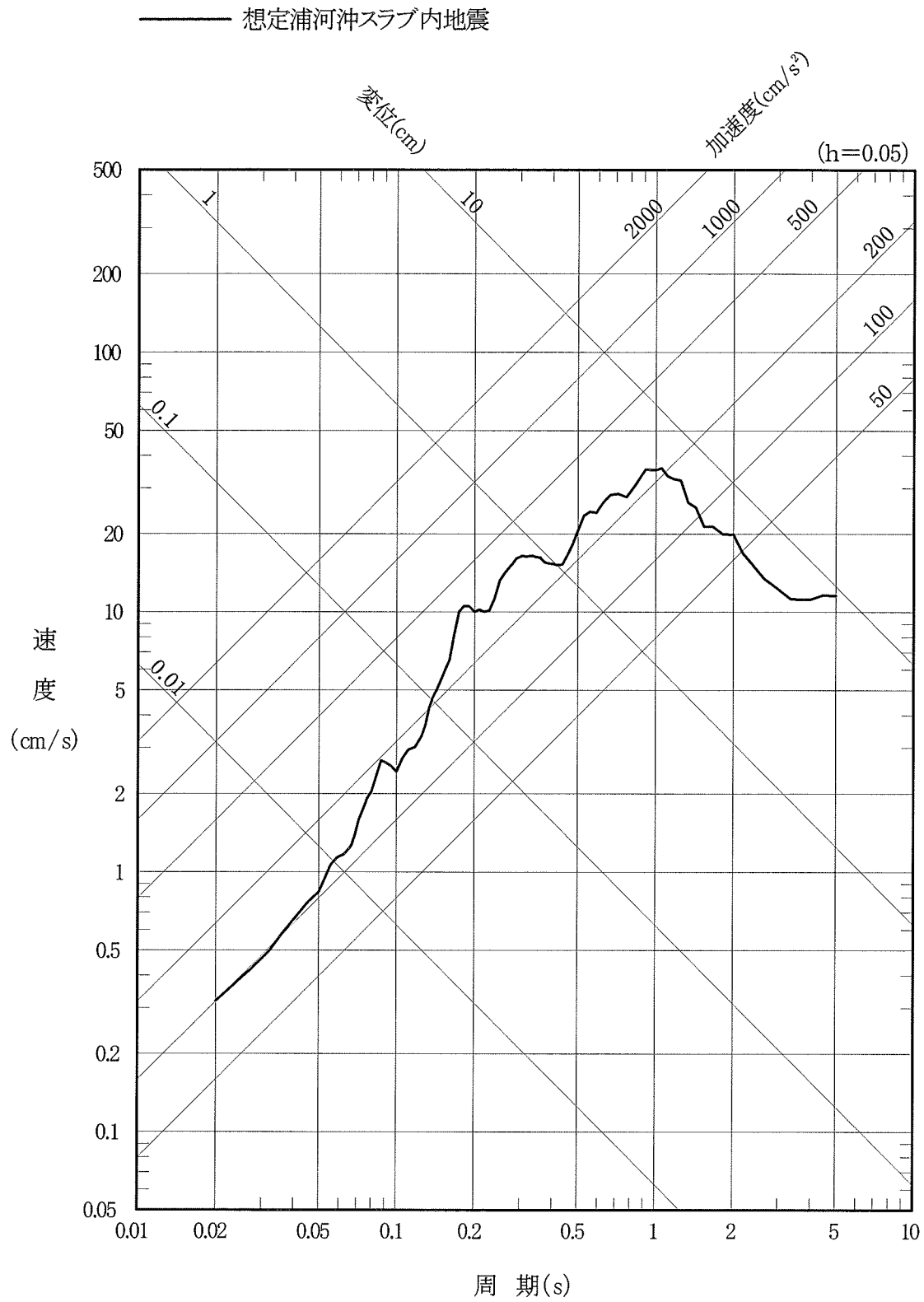


図-3.2.3(1) 想定浦河沖スラブ内地震の応答スペクトル(水平動)

—— 想定浦河沖スラブ内地震

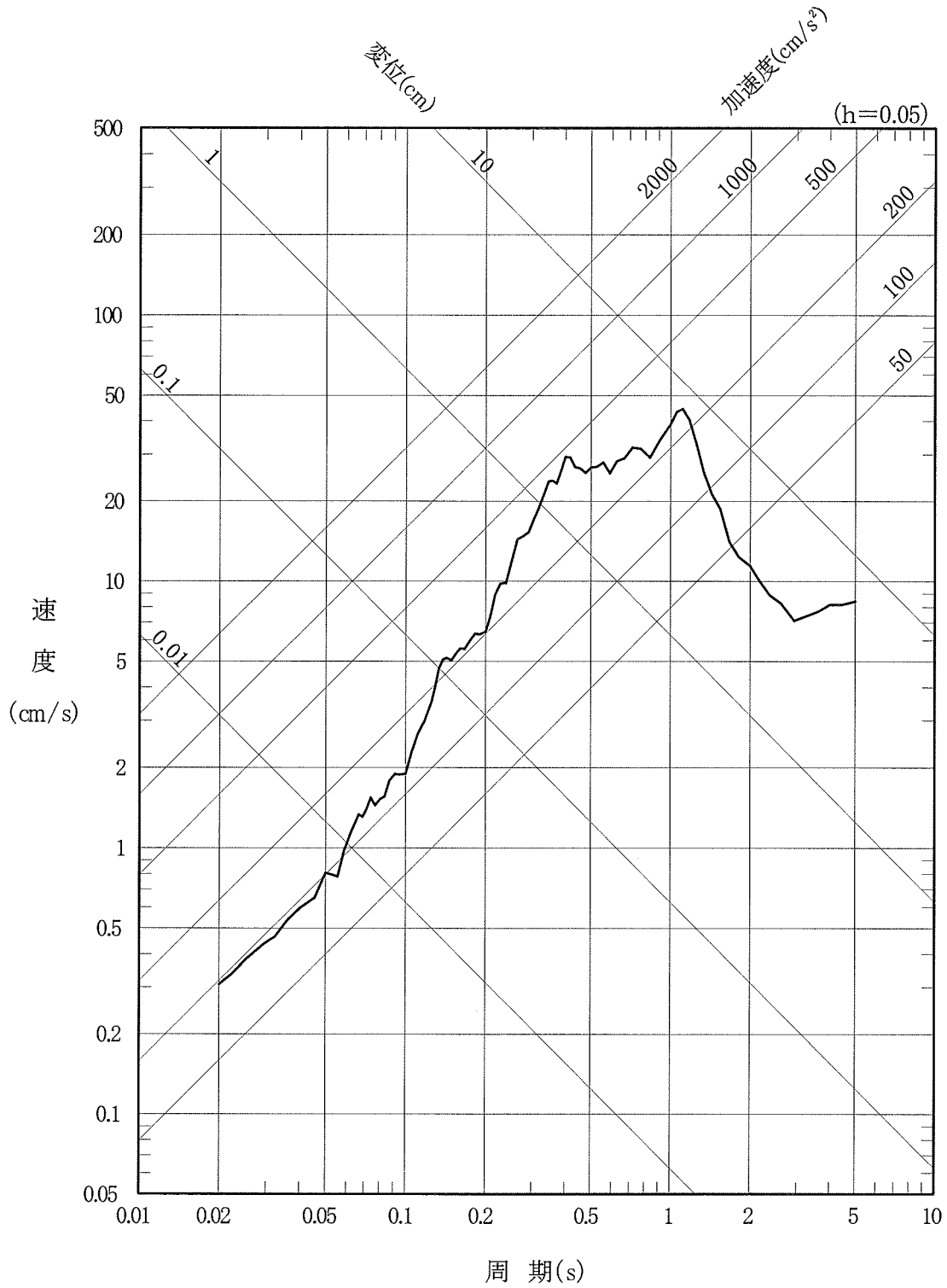


図-3.2.3(2) 想定浦河沖スラブ内地震の応答スペクトル(鉛直動)

表-3.2.2 想定浦河沖スラブ内地震の断層パラメータ

項 目		設定値	備 考	
巨視的 パラメータ	断層面積	S (km ²)	800	
	地震モーメント	M_0 (N・m)	3.3E+20	Takeo et al. (1993)
	応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	36	Takeo et al. (1993)に基づき設定
	平均すべり量	D (cm)	550	Takeo et al. (1993)
	剛性率	μ (N/m ²)	7.5E+10	$\mu = M_0 / DS$
	S波速度	V_s (km/s)	4.8	Takeo et al. (1993)
	破壊伝播速度	V_r (km/s)	3.5	$V_r = 0.72 * V_s$
	南西端北緯	N (°)	41.9	Kosuga et al. (1996) ⁽⁴⁶⁾ に基づき設定
	南西端東経	E (°)	142.3	
	走向	θ (°)	N68E	
	傾斜角	δ (°)	0	Takeo et al. (1993)に基づき設定
	長さ	L (km)	40	Takeo et al. (1993)
	幅	W (km)	20	
	上端深さ	h (km)	100	Takeo et al. (1993)に基づき設定

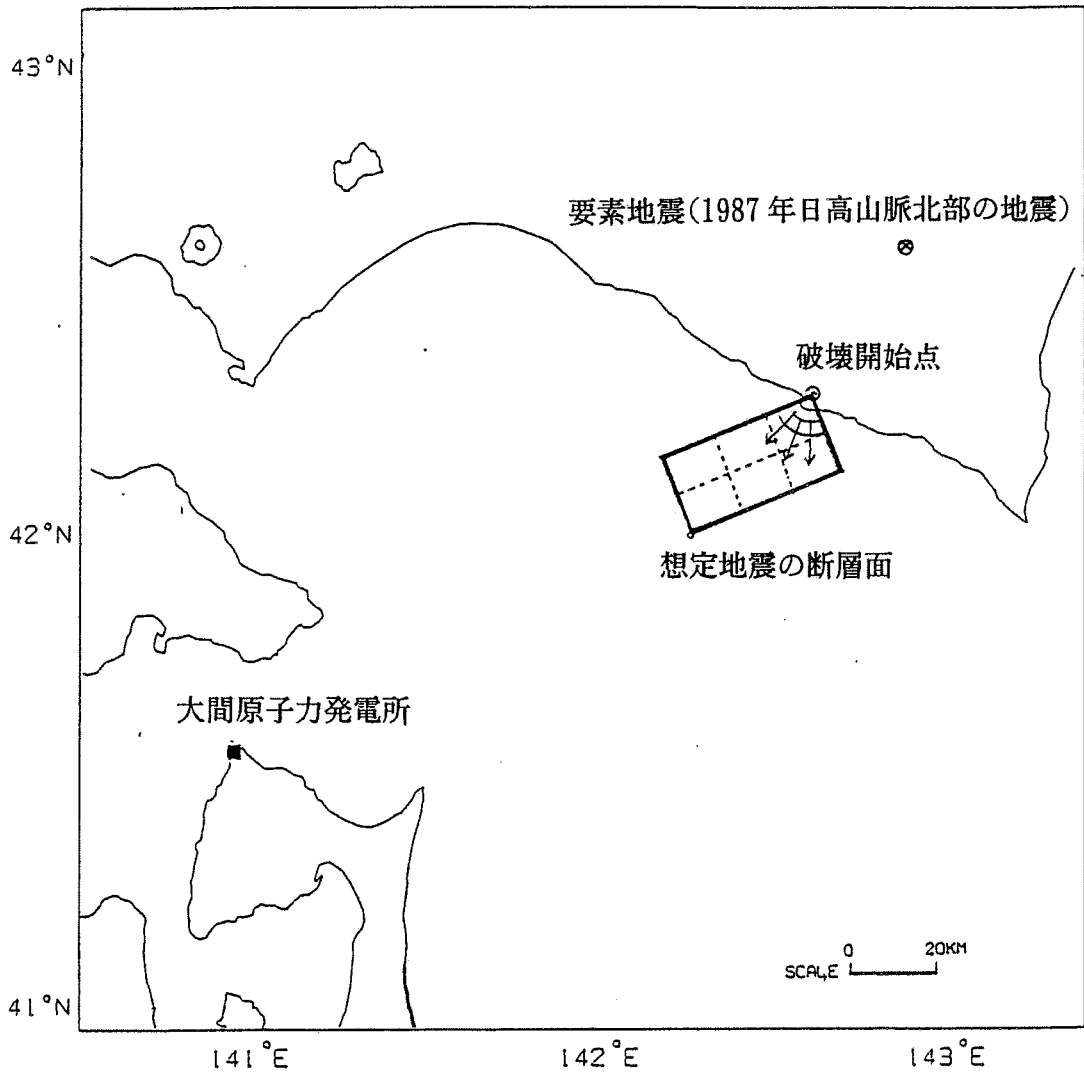


図-3.2.4 想定浦河沖スラブ内地震の断層位置と要素地震の震央位置

表-3.2.3 要素地震の諸元及び断層パラメータ

発震年月日	緯度*1	経度*1	M*1	深さ*2 (km)	断層パラメータ	
					地震モーメント M ₀ (N·m)	応力降下量 Δσ(MPa)
要素地震 (1987年日高山脈北部の地震)	42° 32.2′	142° 55.7′	6.6	119	1.69E+19	41*3

*1: 気象庁発表値による。

*2: Takeo et al.(1993)による。

*3: Suzuki and Kasahara(1996)⁽⁴⁷⁾に基づき算出

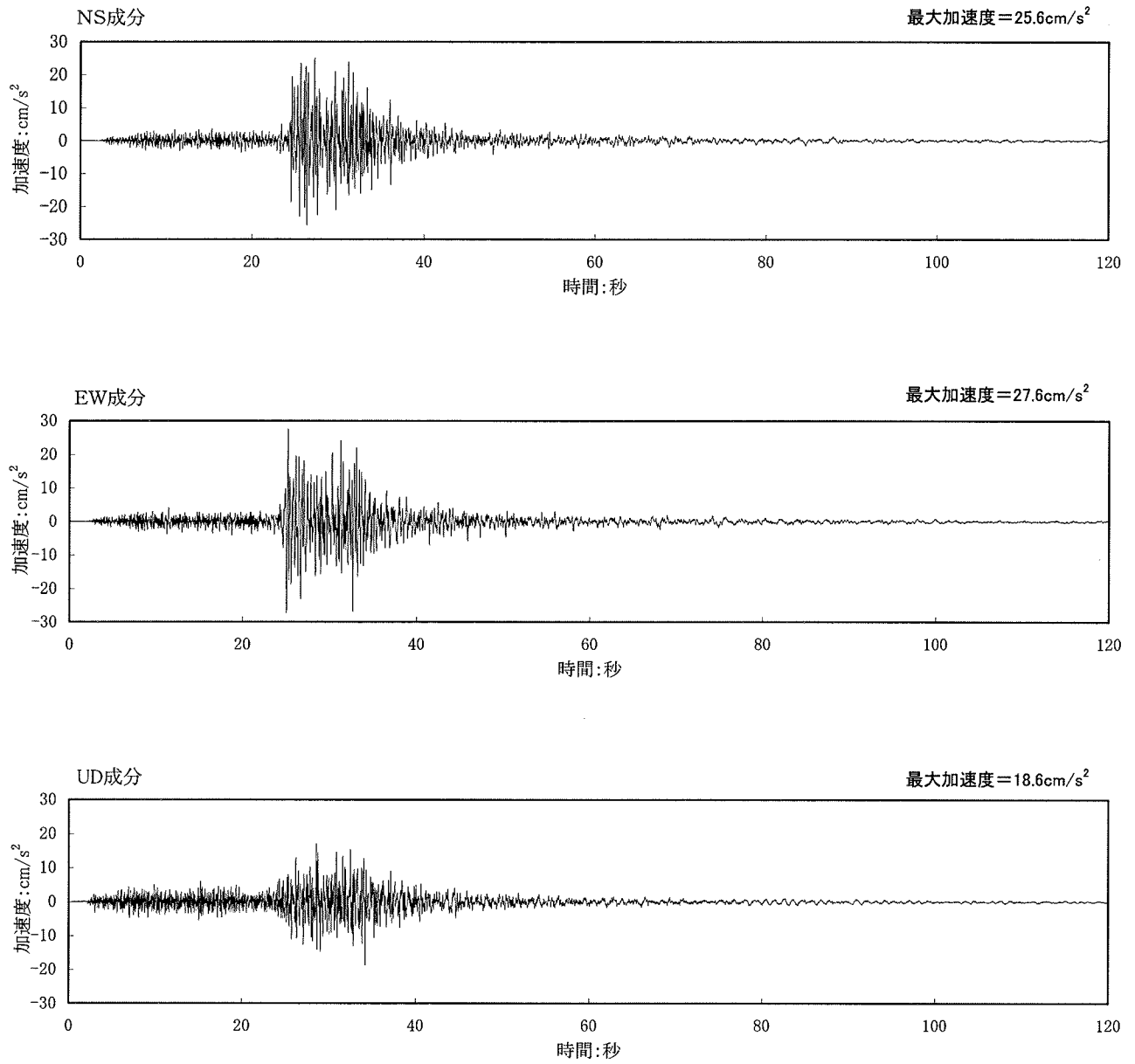


図-3.2.5 検討に用いる要素地震(1987年日高山脈北部の地震)の加速度波形 (T.P.-207.5m)

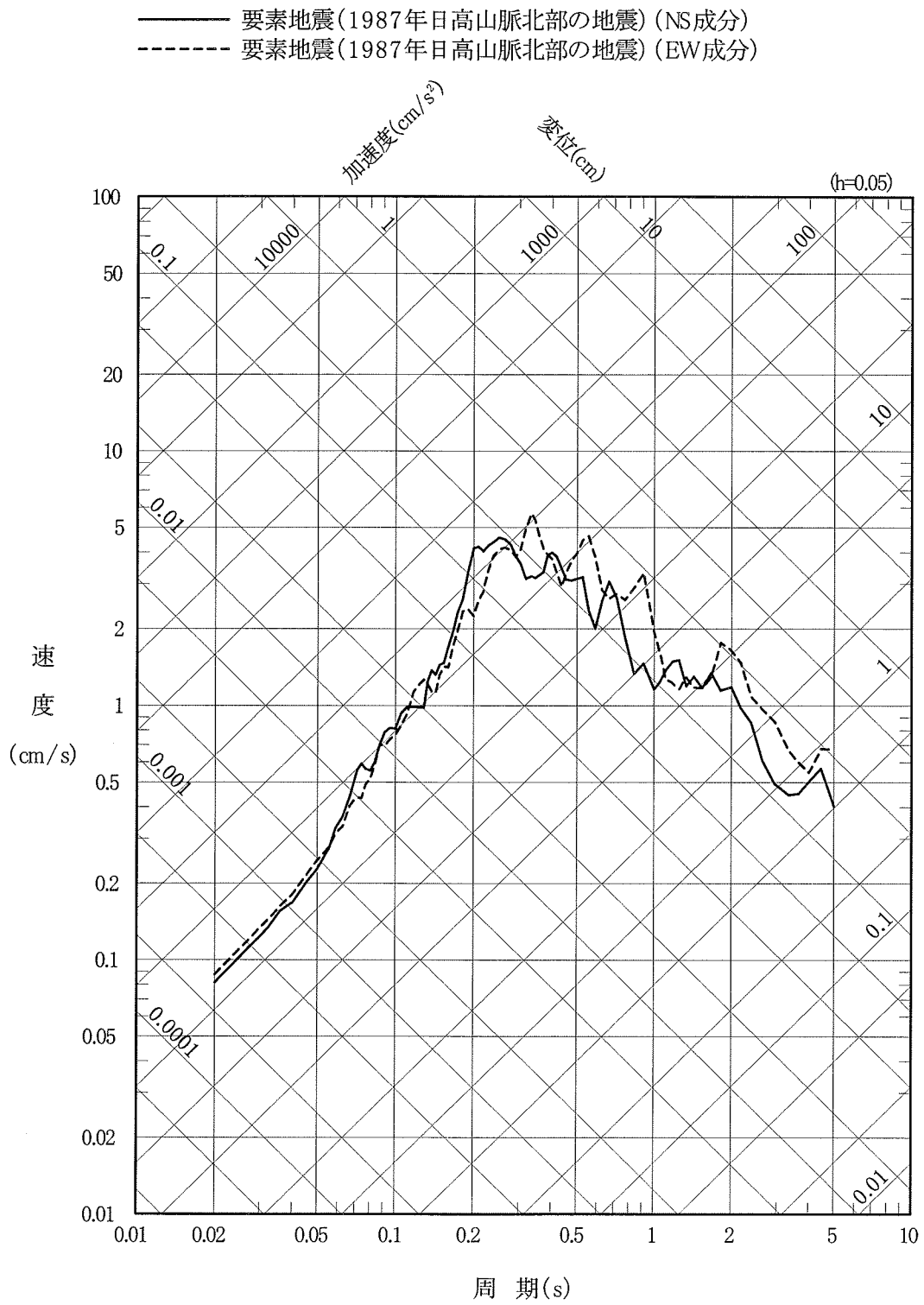


図-3.2.6(1) 要素地震の応答スペクトル(T.P.-207.5m, 水平動)

—— 要素地震(1987年日高山脈北部の地震)

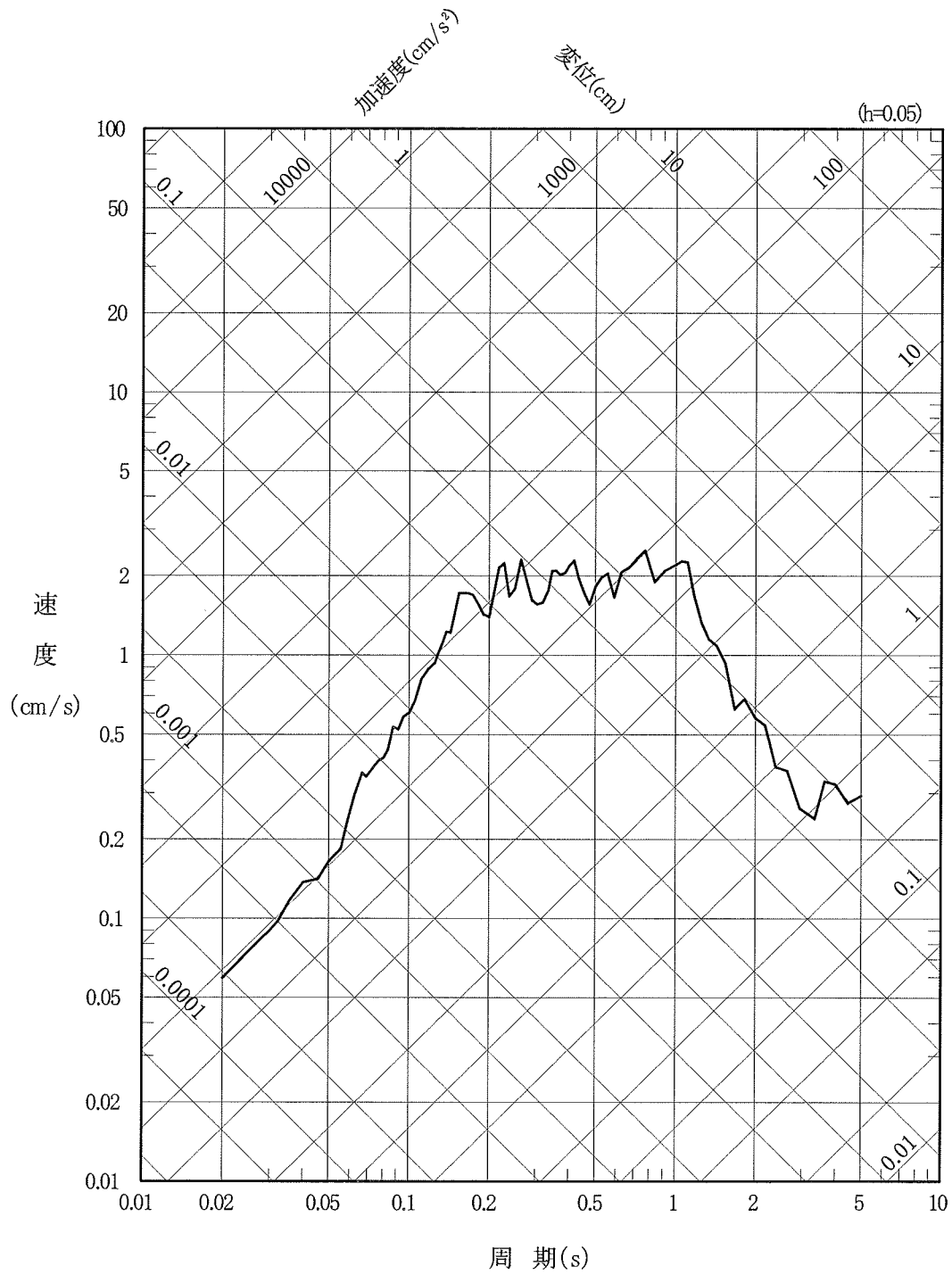


図-3.2.6(2) 要素地震の応答スペクトル(T.P.-207.5m, 鉛直動)

表-3.2.4 想定浦河沖スラブ内地震に対する要素地震の重ね合わせ数

要素地震		対象断面	地震モーメント M_0 (N·m)	応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	応力降下 量の比 C^{*2}	重ね 合わせ数 n^{*3}	合成に用いる重ね 合わせ数			合成後の地震 モーメント M_0' (N·m) ^{*4}	M_0 に対する M_0' の比 β ^{*5}
発震年月日	地震モーメント M_{0e} (N·m) ^{*1}						応力降下量 $\Delta \sigma e$ (MPa)	n_L	n_W		
—	1.69E+19	—	3.3E+20	36	1.0	2.69	3	2	3	3.04E+20	0.92

*1 川瀬・松尾(2004)による

*2 $C = \Delta \sigma / \Delta \sigma e$

*3 $n = (M_0 / (C * M_{0e}))^{(1/3)}$

*4 $M_0' = (n_L * n_W * n_D) * (C * M_{0e})$

*5 $\beta = M_0' / M_0$

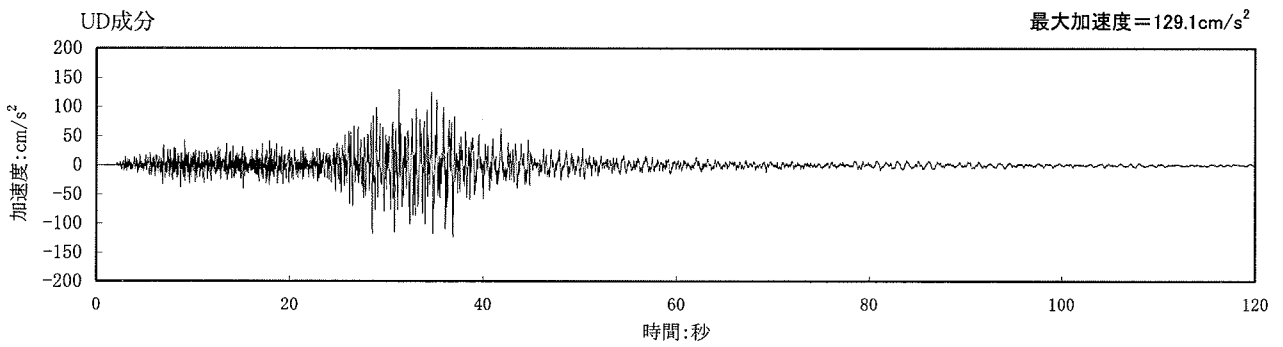
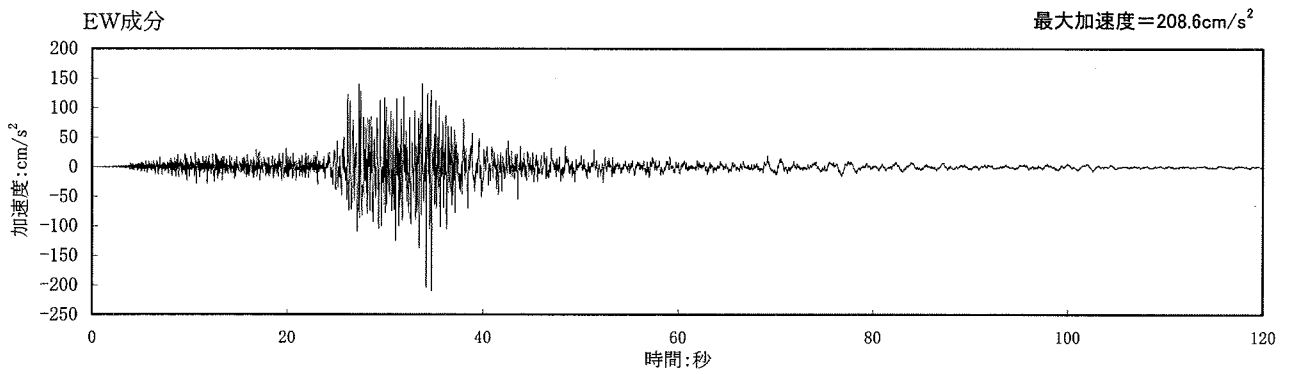
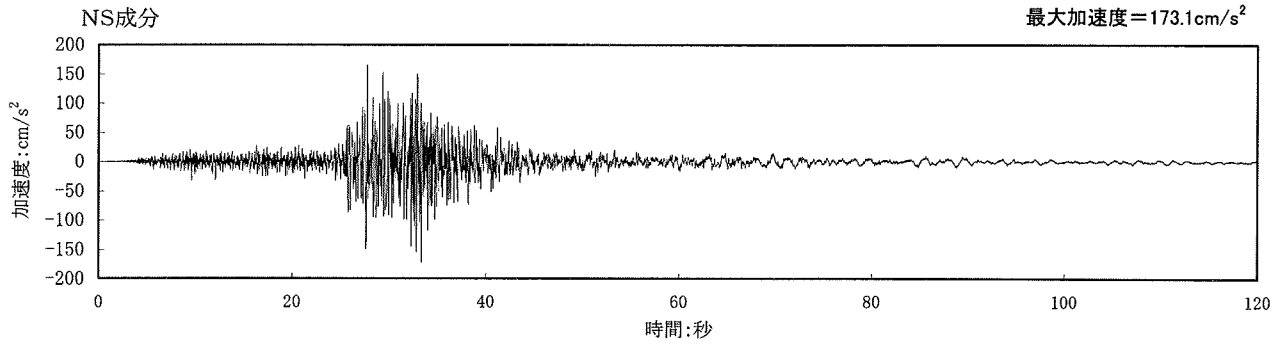


図-3.2.7 想定浦河沖スラブ内地震の波形合成結果の加速度波形
(要素地震: 1987年日高山脈北部の地震)

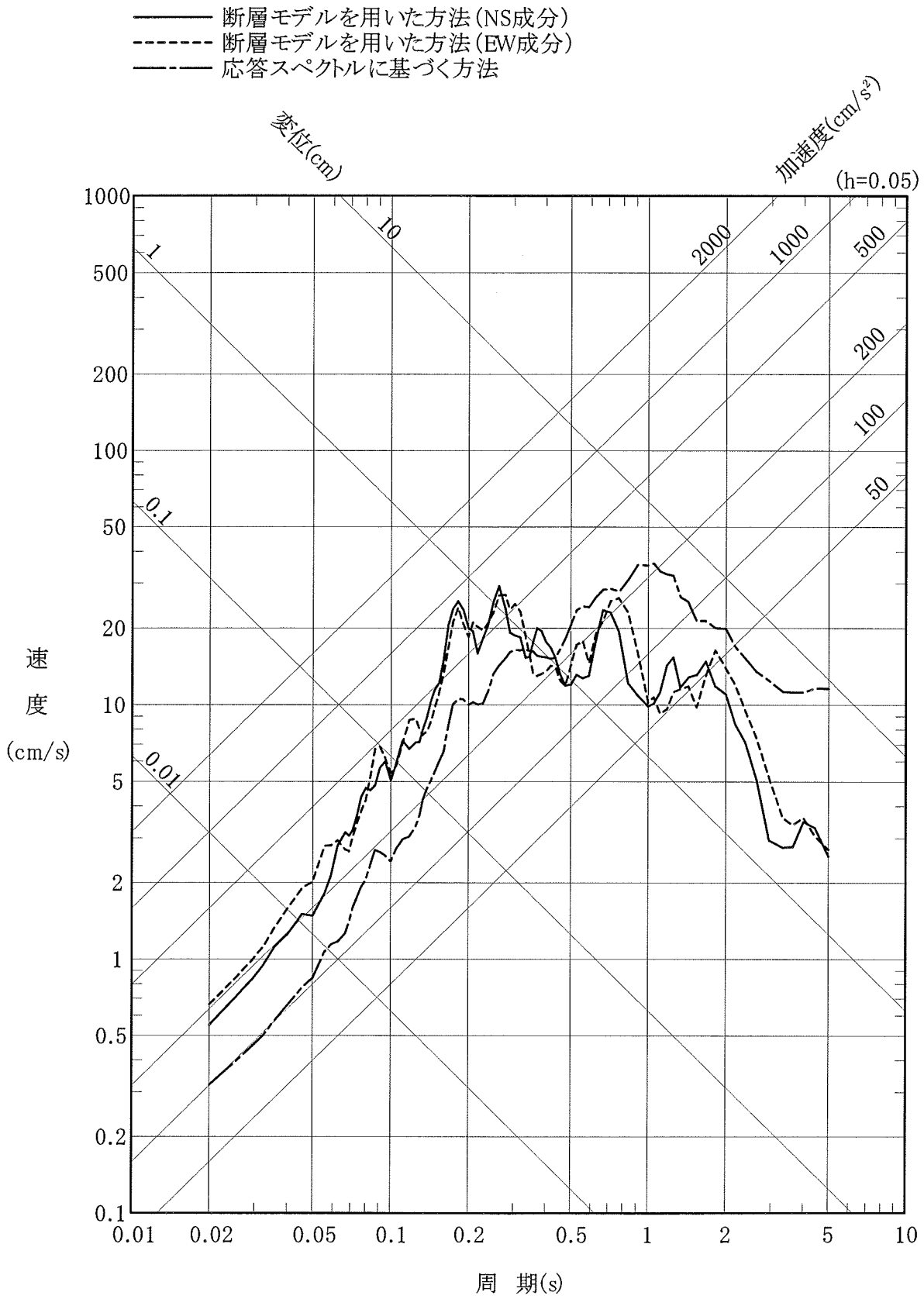


図-3.2.8(1) 想定浦河沖スラブ内地震の波形合成結果の応答スペクトル(水平動)
 (要素地震: 1987 日高山脈北部の地震)

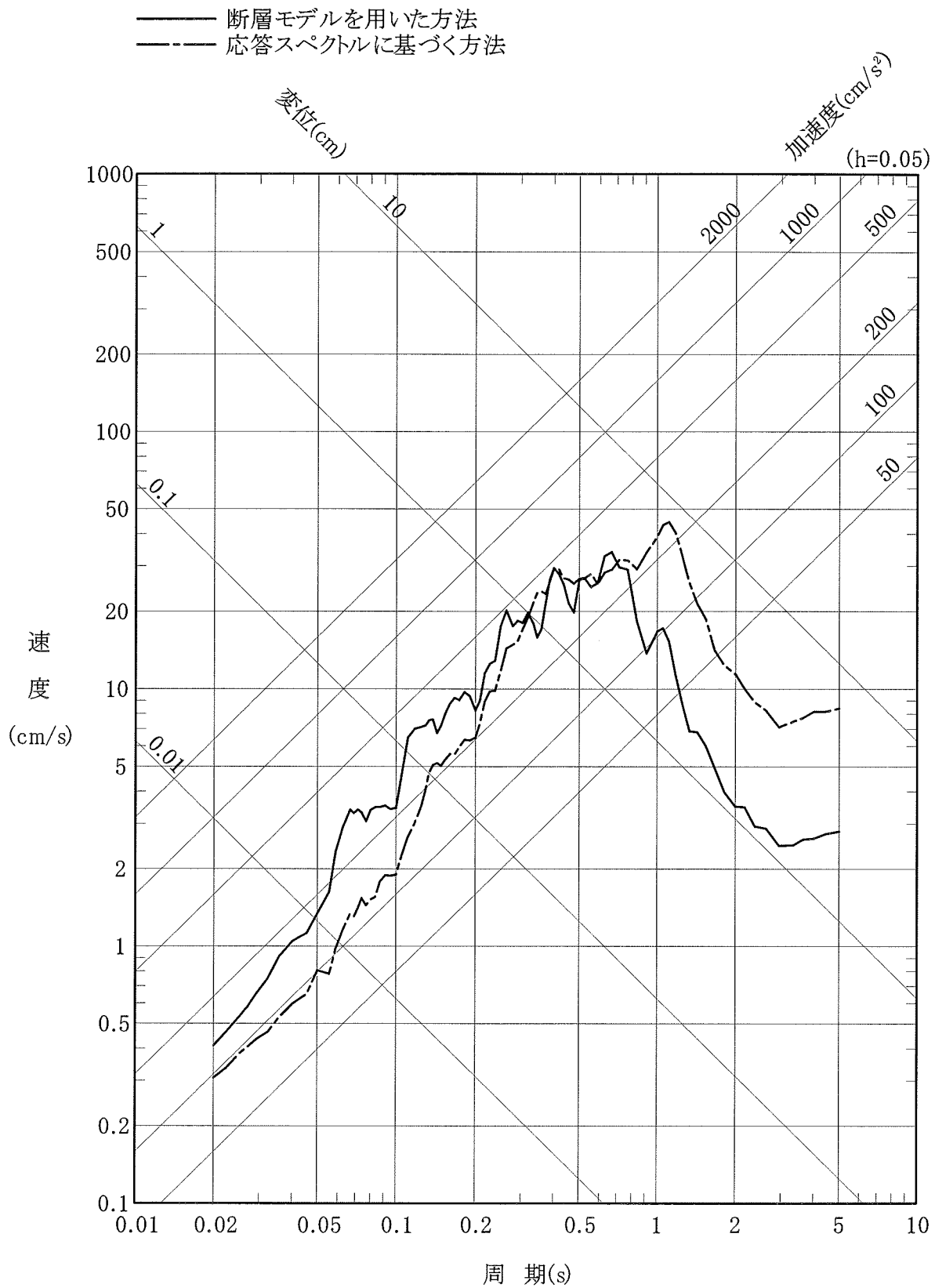


図-3.2.8(2) 想定浦河沖スラブ内地震の波形合成結果の応答スペクトル(鉛直動)
 (要素地震: 1987年日高山脈北部の地震)

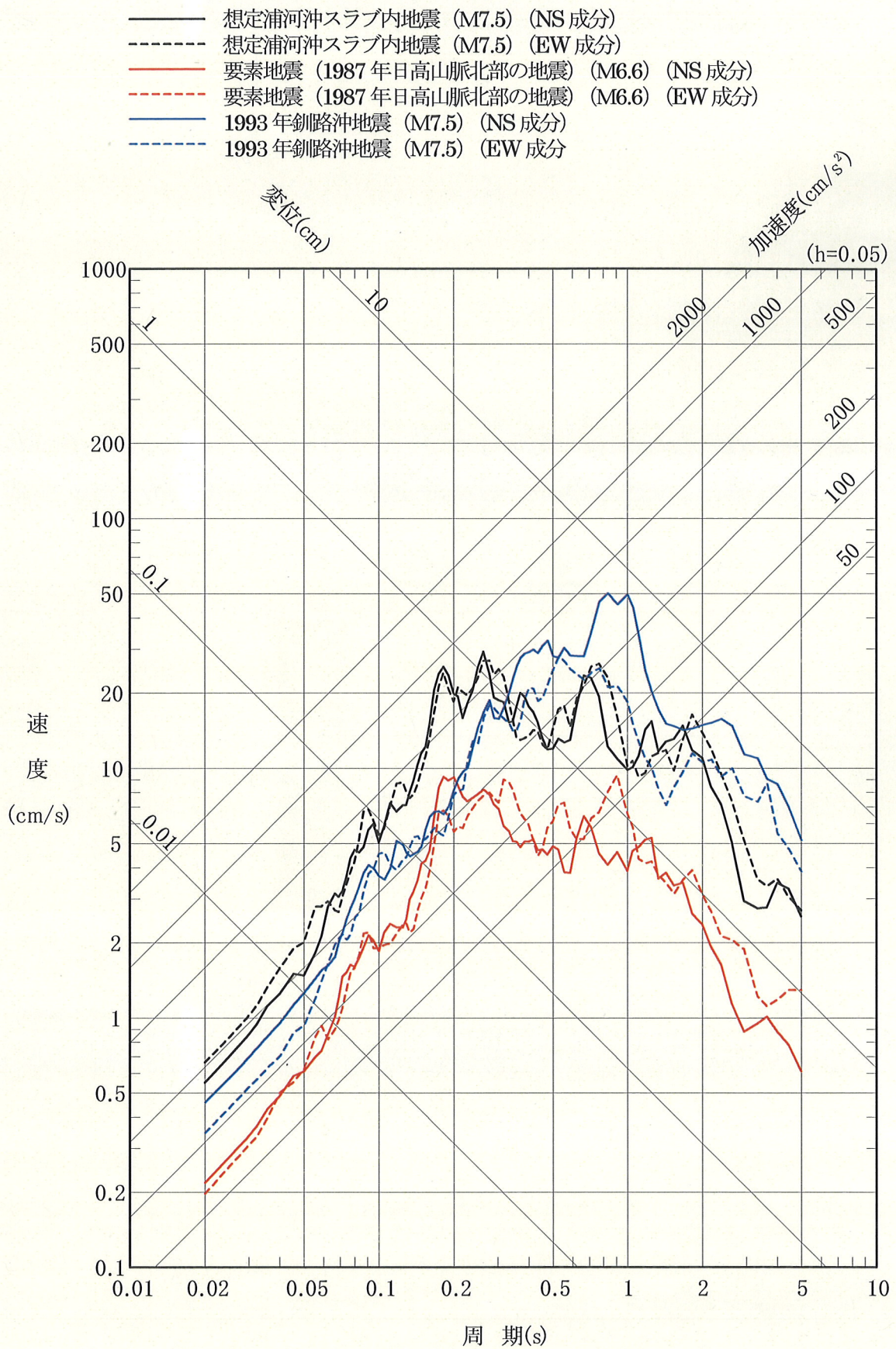


図-3.2.9(1) 想定浦河沖スラブ内地震及び要素地震(1987年日高山脈北部の地震)並びに1993年釧路沖地震観測記録のはざとり波の応答スペクトル(水平動)

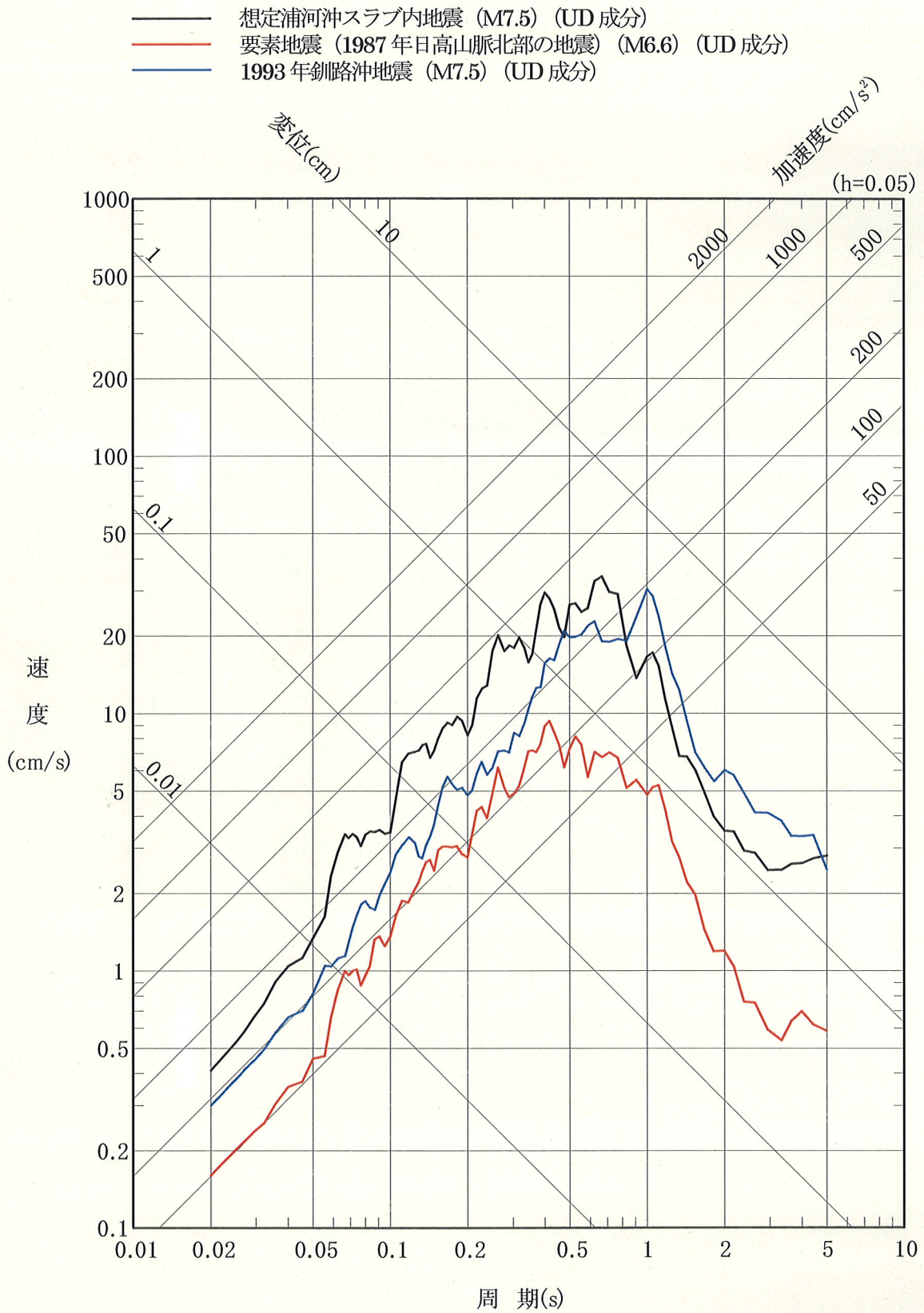


図-3.2.9(2) 想定浦河沖スラブ内地震及び要素地震(1987年日高山脈北部の地震)
 並びに1993年釧路沖地震観測記録のはざとり波の応答スペクトル(鉛直動)

3.3 想定十勝沖スラブ内地震

3.3.1 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価

申請者は、Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の方法で用いる観測記録に基づく補正係数は、敷地におけるスラブ内地震の観測記録に基づいて算定するとしている。

(1) 補正係数の評価

やや浅いスラブ内地震については、敷地周辺において 1994 年北海道東方沖地震と同じメカニズムの地震観測記録がないことから、保守的に評価するために、表-3.2.1 に示すスラブ内地震のうち、比較的規模の大きい DE型の地震とDC型の地震の各々1地震(いずれもM6.6 の地震)の観測記録に対して補正係数を評価するとしている。

図-3.3.1 に算定した補正係数を示す。

(2) 地震動評価

Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の方法による応答スペクトルに前述の方法で算出した補正係数を乗じて算定した想定十勝沖スラブ内地震による水平動及び鉛直動の応答スペクトルを図-3.3.2 に示す。

3.3.2 断層モデルを用いた方法による地震動評価

申請者は、要素地震として用いることができる観測記録が敷地で得られていることから、Irikura(1986)⁽¹²⁾による経験的グリーン関数法により、想定十勝沖スラブ内地震の地震動評価を行うとしている。

(1) 震源モデルの設定

想定十勝沖スラブ内地震の基本的な震源モデルを図-3.3.3 および断層パラメータを表-3.3.1 に示す。同表に示す断層パラメータは、森川・他

(2002)⁽²⁰⁾による 1994 年北海道東方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

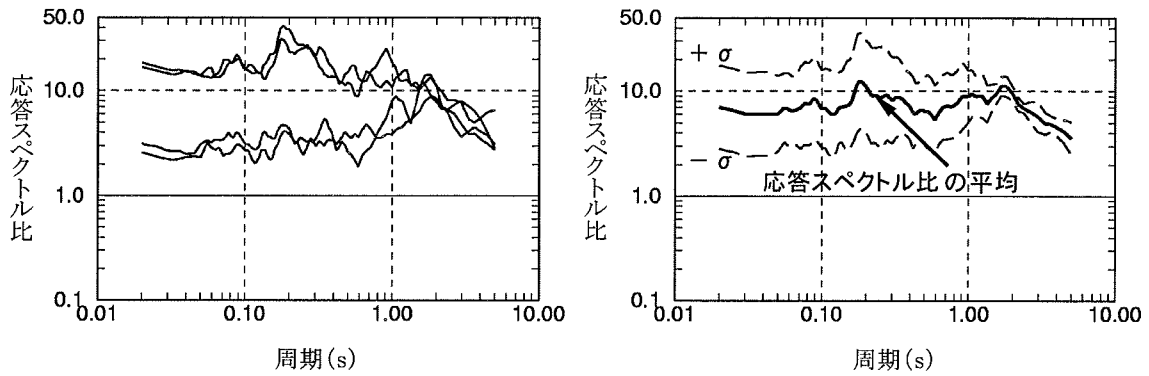
経験的グリーン関数として用いる要素地震の選定条件は、「3.1 想定三陸沖北部の地震」と同様に池浦(1997)⁽¹⁶⁾に従っている。要素地震は、想定十勝沖スラブ内地震の震源付近で発生した中小地震を選定している。

想定十勝沖スラブ内地震の断層位置と要素地震として用いる 2003 年 9 月 26 日 5 時 57 分の地震の諸元及び断層パラメータを表-3.3.2 に示し、震央位置を図-3.3.3 に示す。

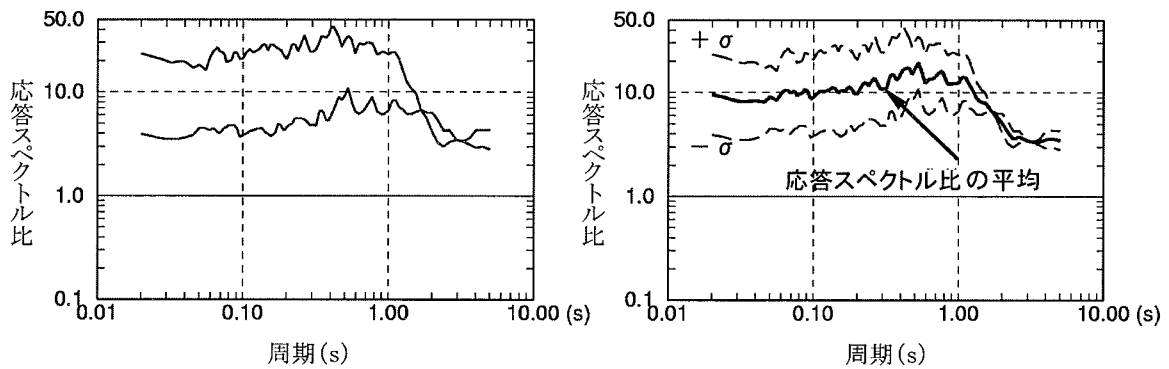
要素地震の観測記録の水平動及び鉛直動の加速度波形及び応答スペクトルを各々図-3.3.4 及び図-3.3.5 に示す。なお、重ね合わせ数は、要素地震と想定十勝沖スラブ内地震の地震モーメント M_0 の関係から表-3.3.3 に示すように設定している。

(3) 想定十勝沖スラブ内地震の波形合成結果

2003 年 9 月 26 日 5 時 57 分の地震を要素地震として経験的グリーン関数法に基づき算出した想定十勝沖スラブ内地震による解放基盤表面相当の水平動及び鉛直動の加速度波形及び応答スペクトルを各々図-3.3.6 及び図-3.3.7 に示す。図-3.3.7 には、「3.3.1 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価」において算定した応答スペクトルを併せて示す。



(1) DE型1地震とDC型1地震による補正係数*1(水平動)



(2) DE型1地震とDC型1地震による補正係数*1(鉛直動)

*1) 解放基盤表面相当位置の観測記録のはざとり波の応答スペクトルと Noda et al.(2002)による地震基盤の応答スペクトルとの比

図-3.3.1 敷地における観測記録に基づき評価した補正係数
(海洋プレート内地震)

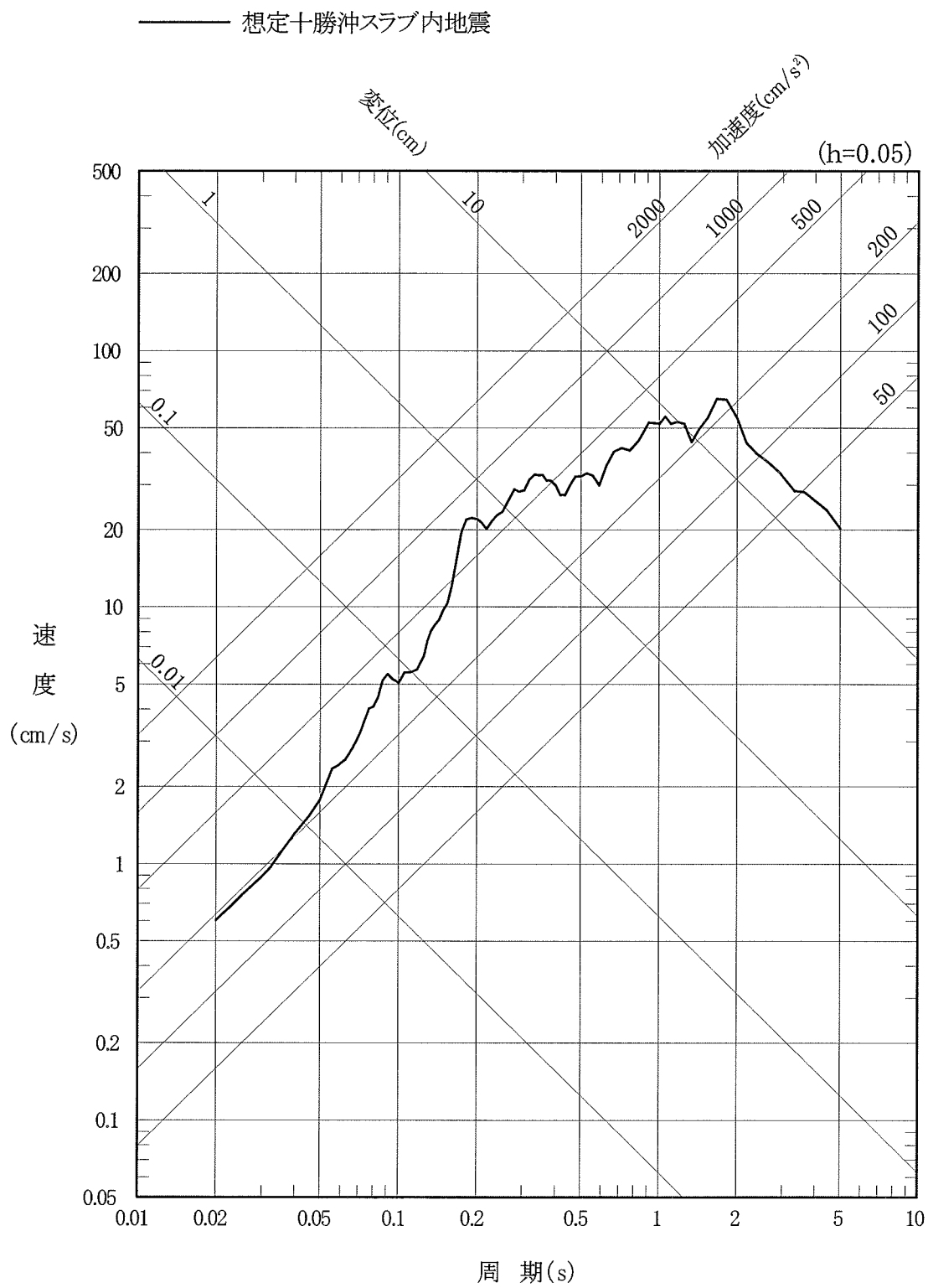


図-3.3.2(1) 想定十勝沖スラブ内地震の応答スペクトル(水平動)

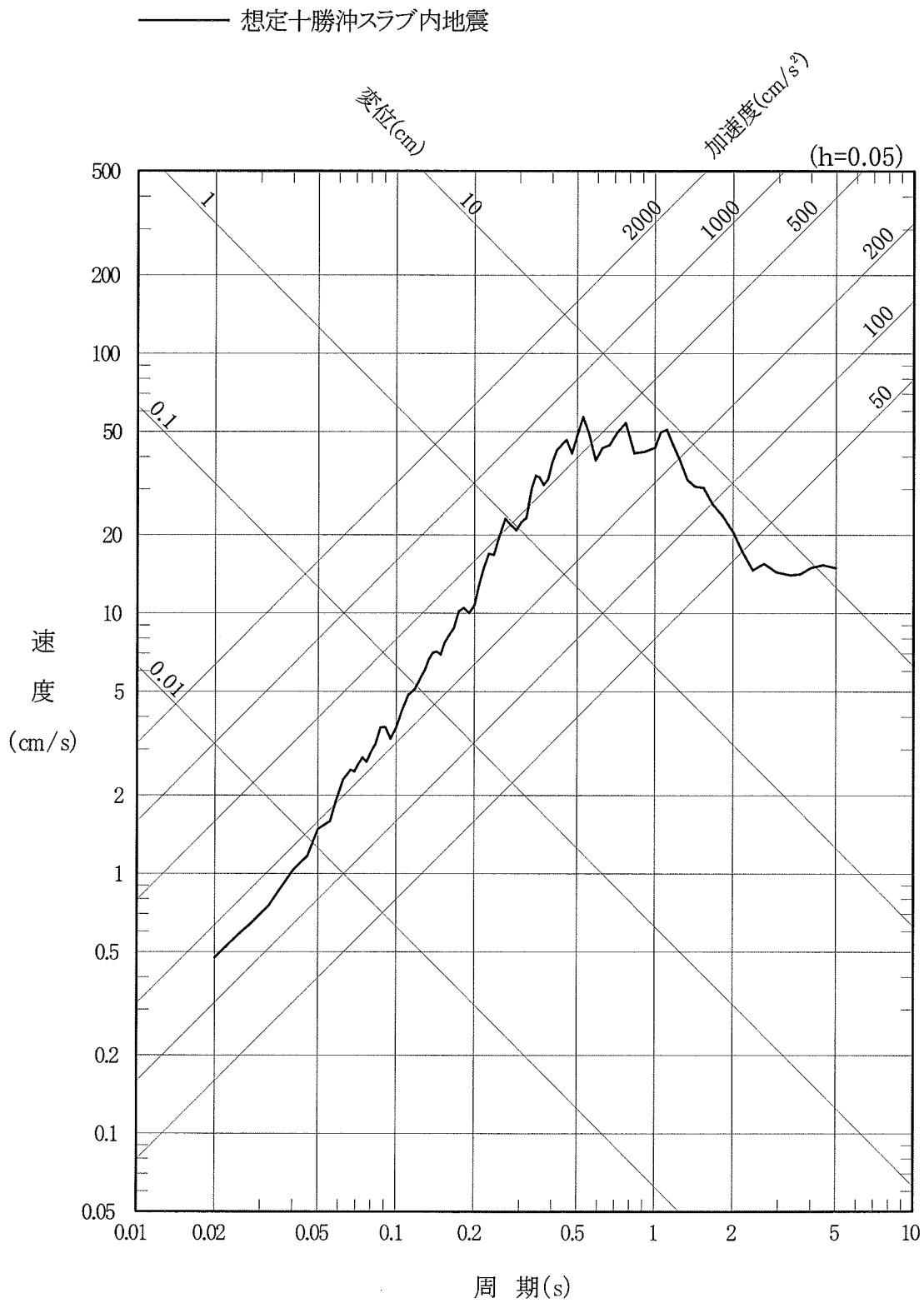


図-3.3.2(2) 想定十勝沖スラブ内地震の応答スペクトル(鉛直動)

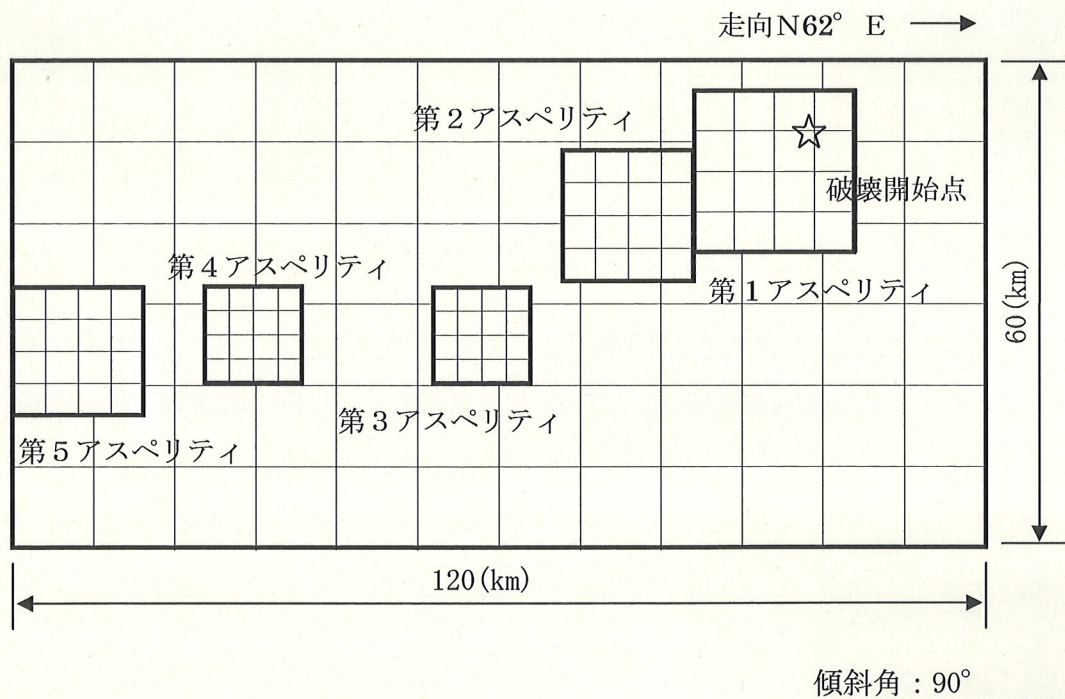
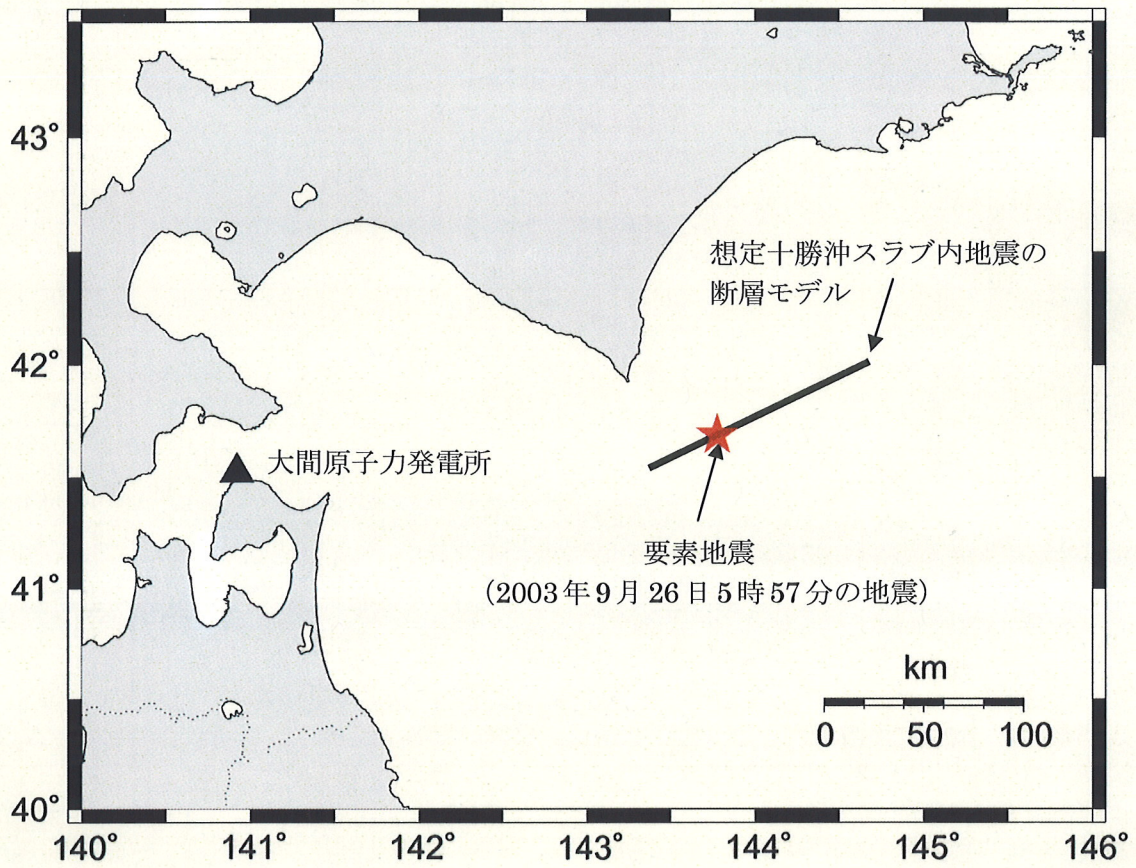


図-3.3.3 想定十勝沖スラブ内地震の基本的な震源モデルと要素地震の位置

表-3.3.1 想定十勝沖スラブ内地震の断層パラメータ

		項目	設定値	備考	
巨視的パラメータ	断層全体	断層総面積	S (km ²)	7200	Kikuchi and Kanamori (1995) ⁽⁴⁸⁾
		地震モーメント	M ₀ (N・m)	2.6E+21	Kikuchi and Kanamori (1995) ⁽⁴⁸⁾
		応力降下量	Δσ (MPa)	11	Kikuchi and Kanamori (1995) ⁽⁴⁸⁾
		平均すべり量	D (cm)	560	D=M ₀ /(μS)
		剛性率	μ (N/m ²)	6.5E+10	Kikuchi and Kanamori (1995) ⁽⁴⁸⁾
		S波速度	V _s (km/s)	4.6	森川・他 (2002)
		破壊伝播速度	V _r (km/s)	3.3	森川・他 (2002)
		南西端北緯	N (°)	41.5	地震調査研究推進本部 (2003) に基づき設定
		南西端東経	E (°)	143.4	地震調査研究推進本部 (2003) に基づき設定
		走向	θ (°)	N62E	地震調査研究推進本部 (2003) に基づき設定
		傾斜角	δ (°)	90	Kikuchi and Kanamori (1995) ⁽⁴⁸⁾ より設定
		長さ	L (km)	120	森川・他 (2002)
		幅	W (km)	60	森川・他 (2002)
		上端深さ	h (km)	25	森川・他 (2002)
	Q値	—	115×t ^{0.77}	川瀬・松尾 (2004) による東北地方のプレート内地震に対する評価式	
微視的パラメータ	第1	面積	S _{a1} (km ²)	400	森川・他 (2002)
		平均すべり量	D _{a1} (cm)	1160	D _{a1} =M _{0a1} /(μS _{a1})
		地震モーメント	M _{0a1} (N・m)	3.0E+20	森川・他 (2002)
		実効応力	σ _{a1} (MPa)	82	森川・他 (2002)
		短周期レベル	A _{a1} (N・m/s ²)	2.6E+20	A _{a1} =4πVs ² Δσ _{a1} ((7/16)*(M _{0a1} /Δσ _{a1})) ^{1/3}
	第2	面積	S _{a2} (km ²)	256	森川・他 (2002)
		平均すべり量	D _{a2} (cm)	910	D _{a2} =M _{0a2} /(μS _{a2})
		地震モーメント	M _{0a2} (N・m)	1.5E+20	森川・他 (2002)
		実効応力	σ _{a2} (MPa)	82	森川・他 (2002)
		短周期レベル	A _{a2} (N・m/s ²)	2.0E+20	A _{a2} =4πVs ² Δσ _{a2} ((7/16)*(M _{0a2} /Δσ _{a2})) ^{1/3}
	第3	面積	S _{a3} (km ²)	144	森川・他 (2002)
		平均すべり量	D _{a3} (cm)	3230	D _{a3} =M _{0a3} /(μS _{a3})
		地震モーメント	M _{0a3} (N・m)	3.0E+20	森川・他 (2002)
		実効応力	σ _{a3} (MPa)	382	森川・他 (2002)
		短周期レベル	A _{a3} (N・m/s ²)	7.1E+20	A _{a3} =4πVs ² Δσ _{a3} ((7/16)*(M _{0a3} /Δσ _{a3})) ^{1/3}
	第4	面積	S _{a4} (km ²)	144	森川・他 (2002)
		平均すべり量	D _{a4} (cm)	2580	D _{a4} =M _{0a4} /(μS _{a4})
		地震モーメント	M _{0a4} (N・m)	2.4E+20	森川・他 (2002)
		実効応力	σ _{a4} (MPa)	300	森川・他 (2002)
		短周期レベル	A _{a4} (N・m/s ²)	5.6E+20	A _{a4} =4πVs ² Δσ _{a4} ((7/16)*(M _{0a4} /Δσ _{a4})) ^{1/3}
	第5	面積	S _{a5} (km ²)	256	森川・他 (2002)
		平均すべり量	D _{a5} (cm)	1570	D _{a5} =M _{0a5} /(μS _{a5})
		地震モーメント	M _{0a5} (N・m)	2.6E+20	森川・他 (2002)
		実効応力	σ _{a5} (MPa)	137	森川・他 (2002)
		短周期レベル	A _{a5} (N・m/s ²)	3.4E+20	A _{a5} =4πVs ² Δσ _{a5} ((7/16)*(M _{0a5} /Δσ _{a5})) ^{1/3}
背景領域	面積	S _b (km ²)	6000	S _b =S-ΣS _a , ΣS _a =1200	
	平均すべり量	D _b (cm)	350	D _b =M _{0b} /(μS _b)	
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	1.4E+21	M _{0b} =M ₀ -ΣM _{0a}	
	実効応力	σ _b (MPa)	9.2	Δσ _b =(D _b /W _b)*(W _a /D _a)*Σγ _i ³ *Δσ _a W _b =60km, W _a =(ΣS _a) ^{1/2} =34.6km	
	短周期レベル	A _b (N・m/s ²)	9.8E+19	A _b =4πVs ² Δσ _b ((7/16)*(M _{0b} /Δσ _b)) ^{1/3}	

表-3.3.2 要素地震の諸元及び断層パラメータ

発震年月日	緯度 ^{*1}	経度 ^{*1}	M ^{*1}	深さ ^{*1} (km)	断層パラメータ ^{*2}	
					地震モーメント M ₀ (N·m)	応力降下量 Δσ(MPa)
2003年9月26日	41° 42.3′	143° 47.4′	5.6	40.0	4.54E+17	12

*1 気象庁による

*2 川瀬・松尾(2004)による

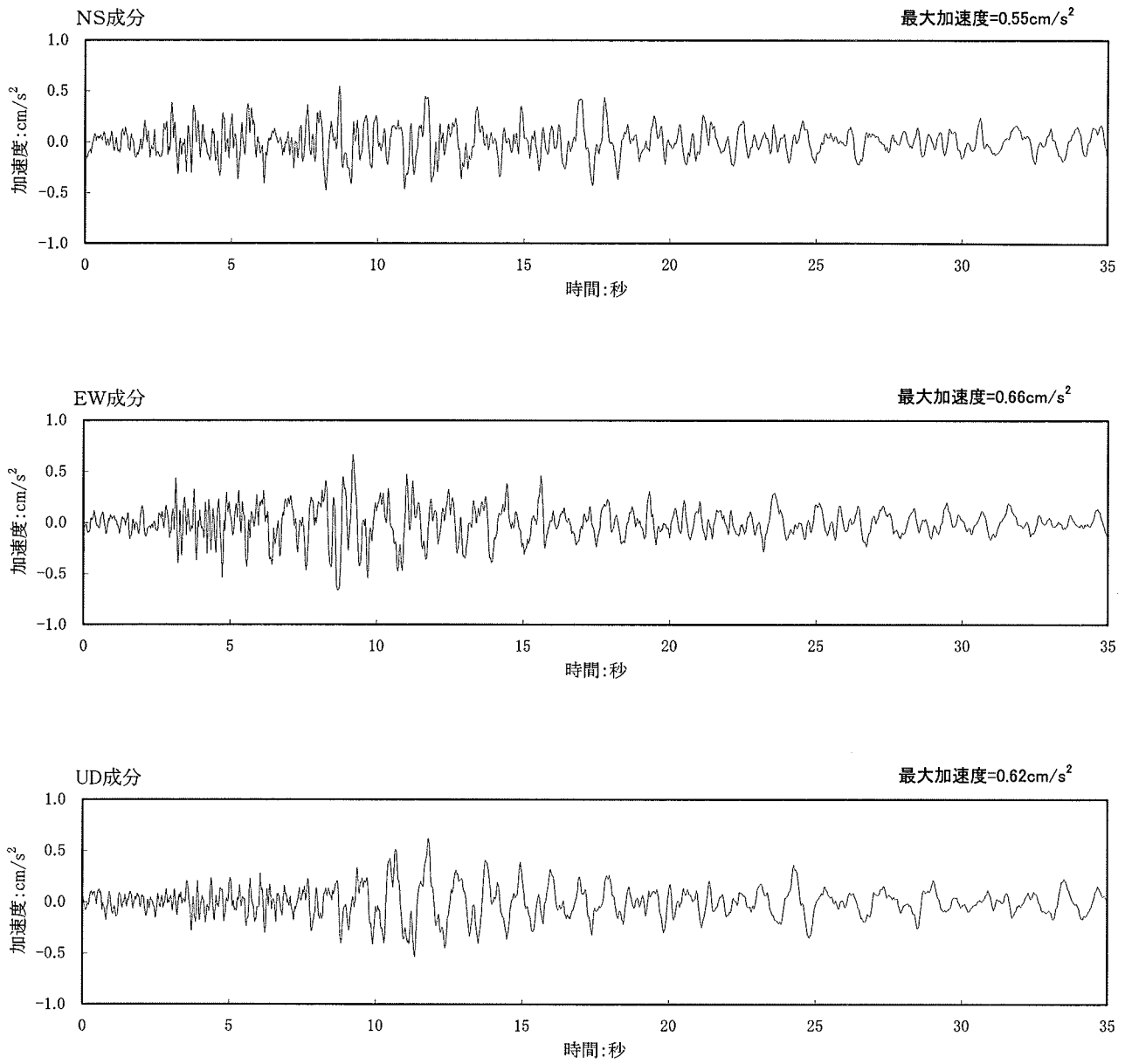


図-3.3.4 検討に用いる要素地震の加速度波形(T.P.-207.5m)

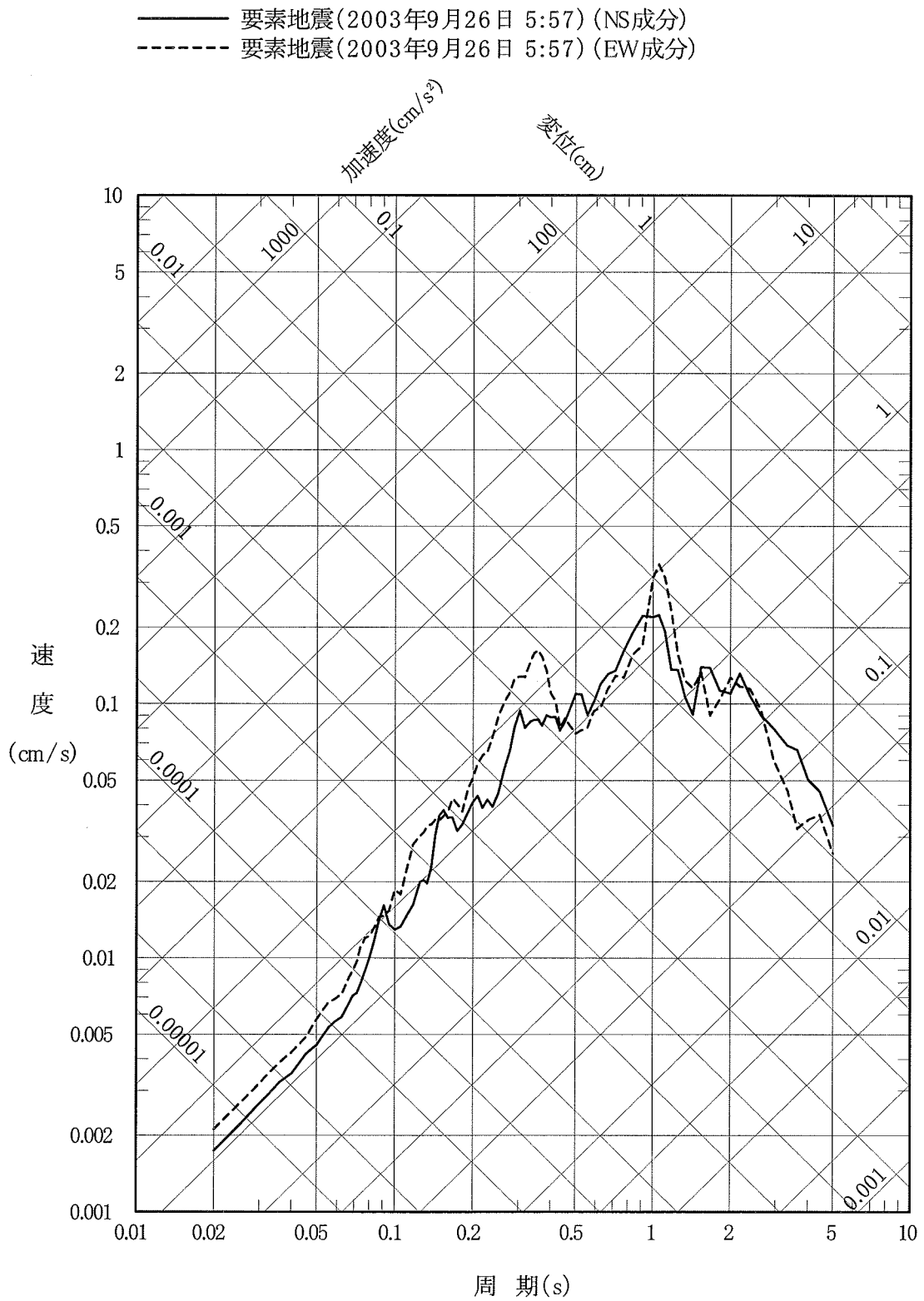


図-3.3.5(1) 要素地震の応答スペクトル(T.P.-207.5m) (水平動)

—— 要素地震(2003年9月26日 5:57) (UD成分)

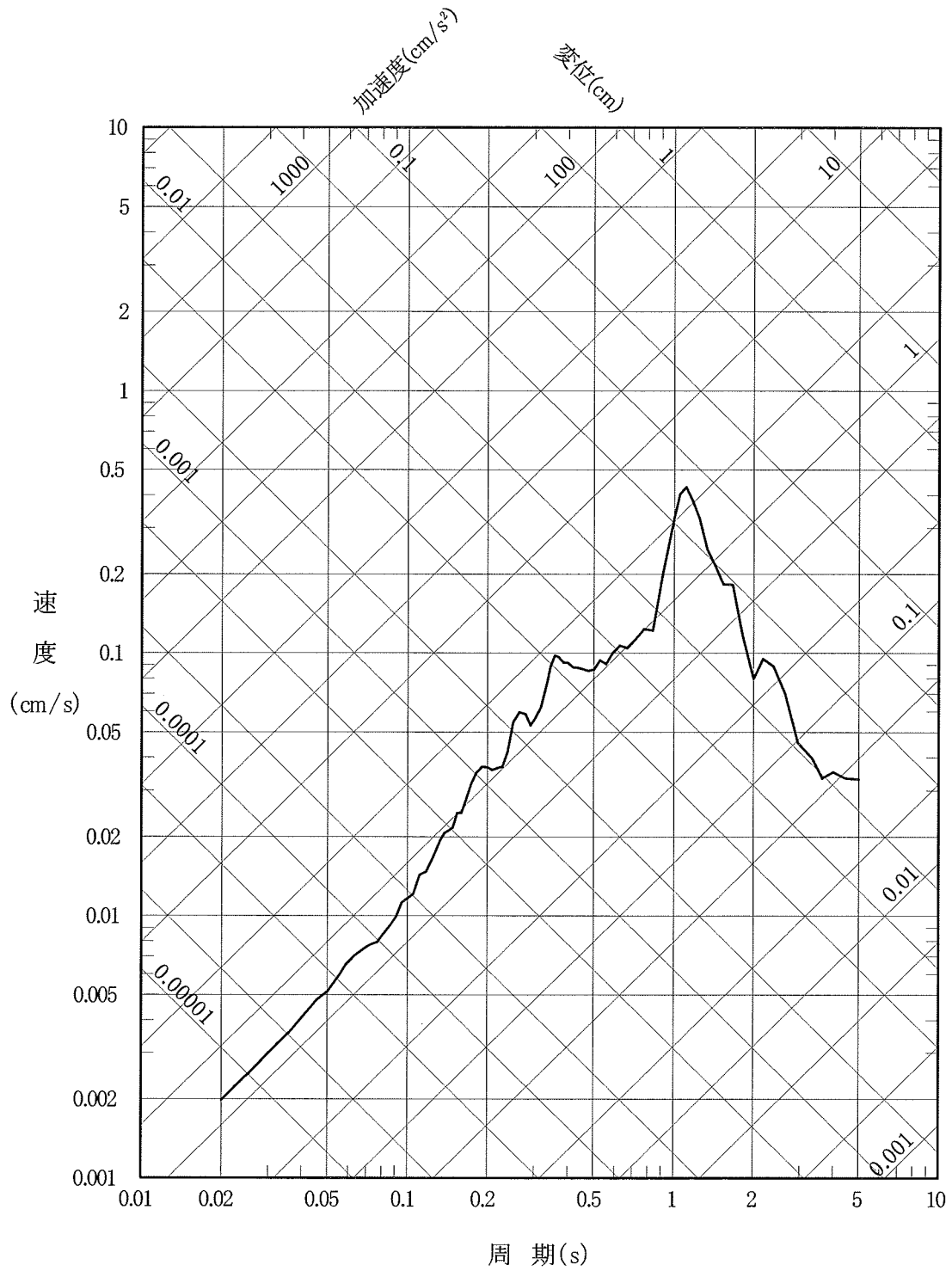


図-3.3.5(2) 要素地震の応答スペクトル(T.P.-207.5m) (鉛直動)

表-3.3.3 想定十勝沖スラブ内地震に対する要素地震の重ね合わせ数

要素地震		対象断面	地震モーメント M_0 (N·m)	応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	応力降下量 の比 C^2	重ね 合わせ 数 n^*	合成に用いる重ね合わせ数			合成後の地震 モーメント M_0' (N·m) ^{*4}	M_0 に対する M_0' の比 β ^{*5}
発震年月日	地震モーメント M_{0e} (N·m) ^{*1}						応力降下量 $\Delta\sigma_e$ (MPa)	n_L	n_W		
2003年 9月26日	4.54E+17	第1アスペリティ	3.0E+20	82	6.8	4.60	5	5	4	3.1E+20	1.03
			1.5E+20	82	6.8	3.65	4	4	3	1.5E+20	0.99
			3.0E+20	382	31.8	2.75	3	3	3	3.9E+20	1.30
			2.4E+20	300	25.0	2.77	3	3	3	3.1E+20	1.28
			2.6E+20	137	11.4	3.69	4	4	3	2.5E+20	0.96
		背景領域	1.4E+21	92	0.8	15.68	246			1.37E+21	1.01

*1 川瀬・松尾(2004)による

*2 $C = \Delta\sigma / \Delta\sigma_e$

*3 $n = (M_0 / (C * M_{0e}))^{(1/3)}$

*4 $M_0' = (n_L * n_W * n_D) * (C * M_{0e})$

*5 $\beta = M_0' / M_0$

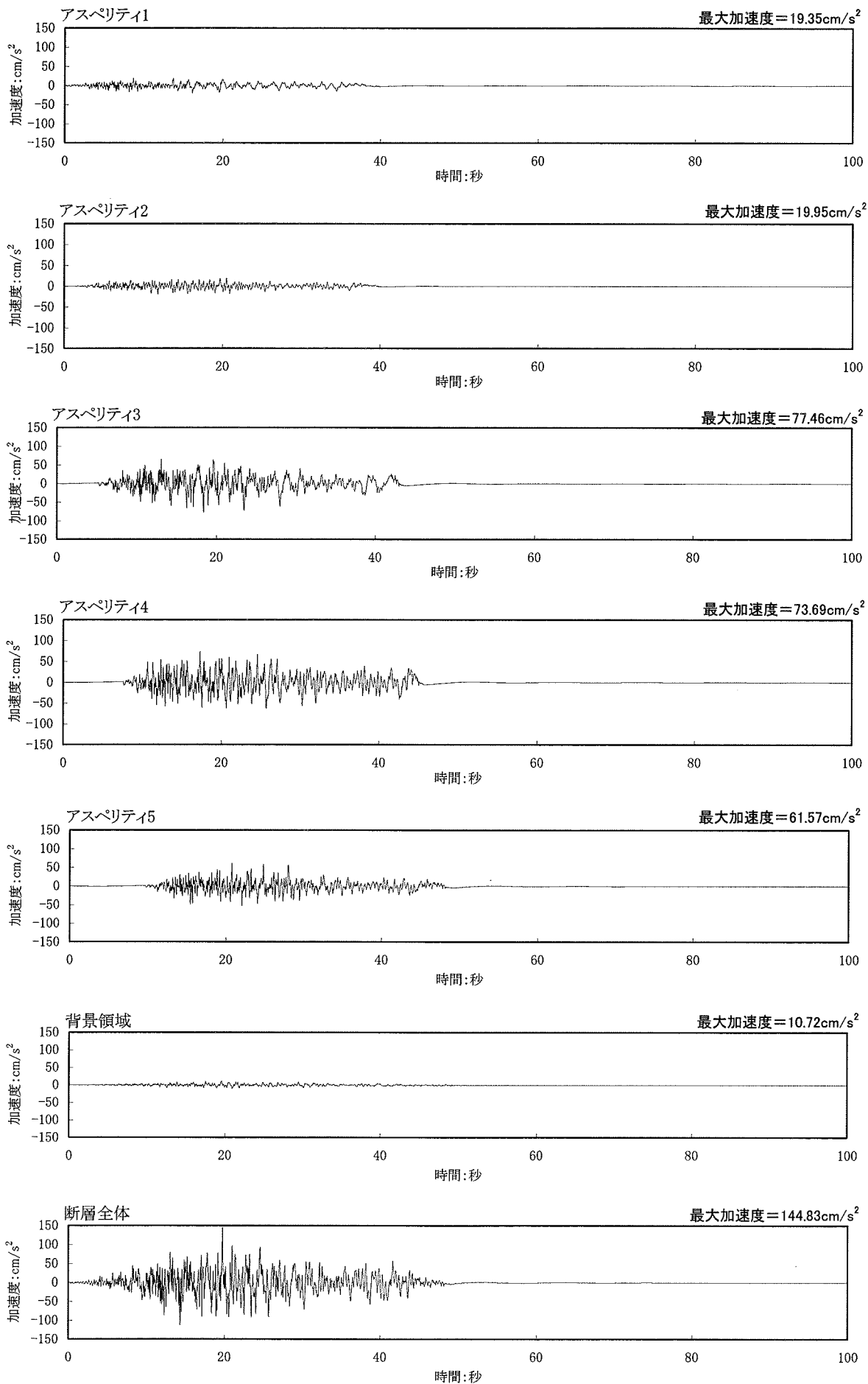


図-3.3.6(1) 想定十勝沖スラブ内地震の波形合成結果の加速度波形(NS成分)

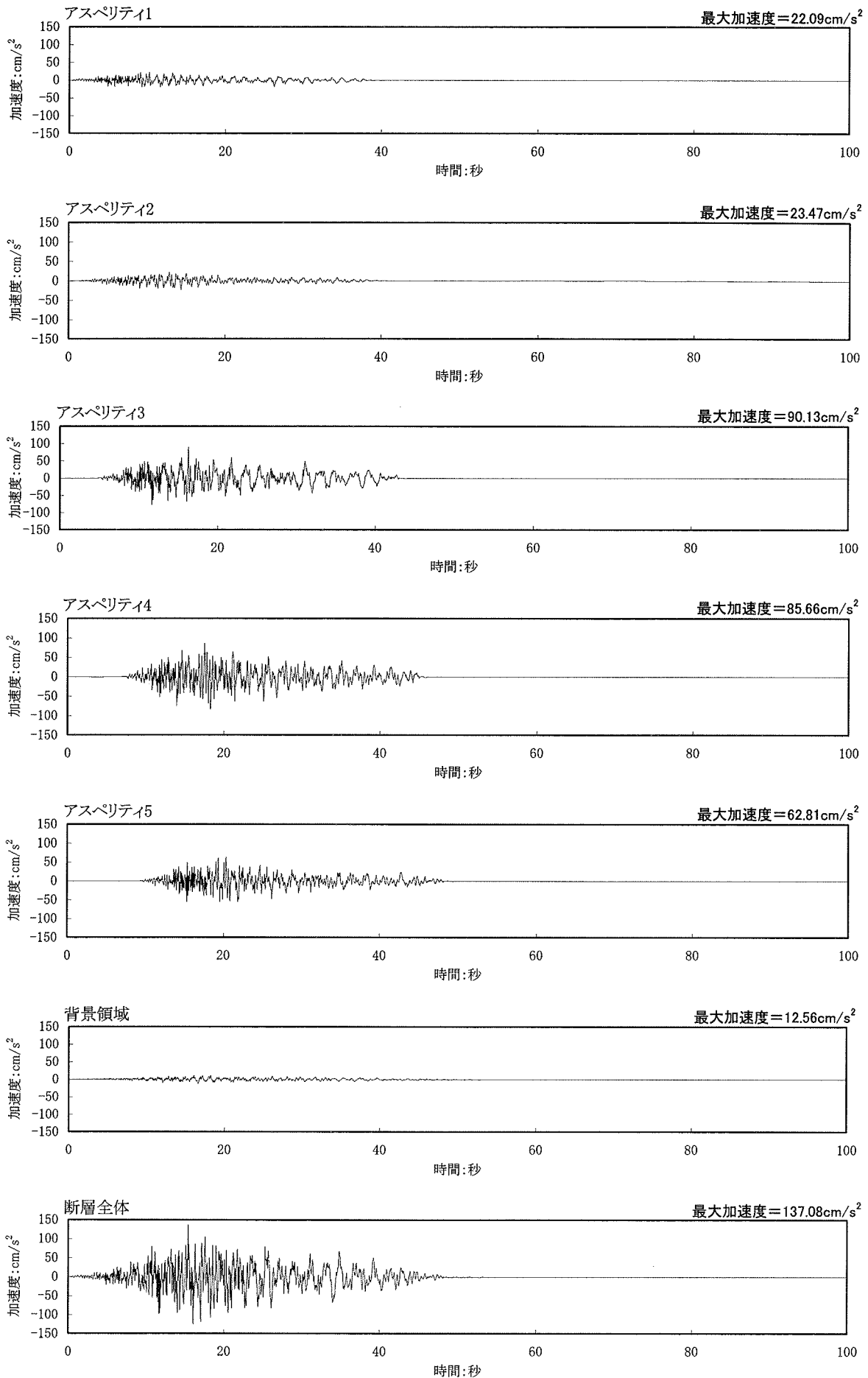


図-3.3.6(2) 想定十勝沖スラブ内地震の波形合成結果の加速度波形(EW成分)

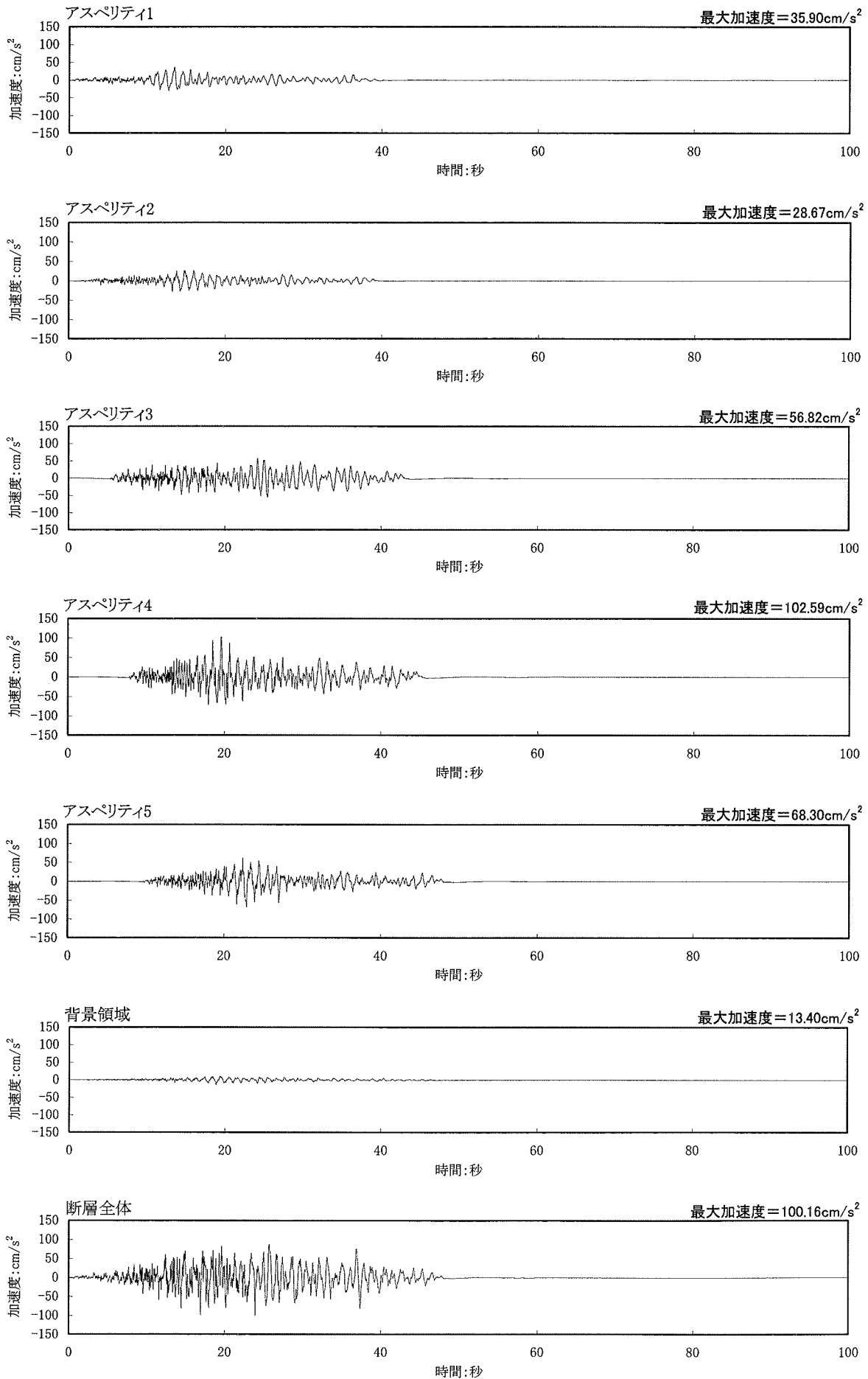


図-3.3.6(3) 想定十勝沖スラブ内地震の波形合成結果の加速度波形(UD成分)

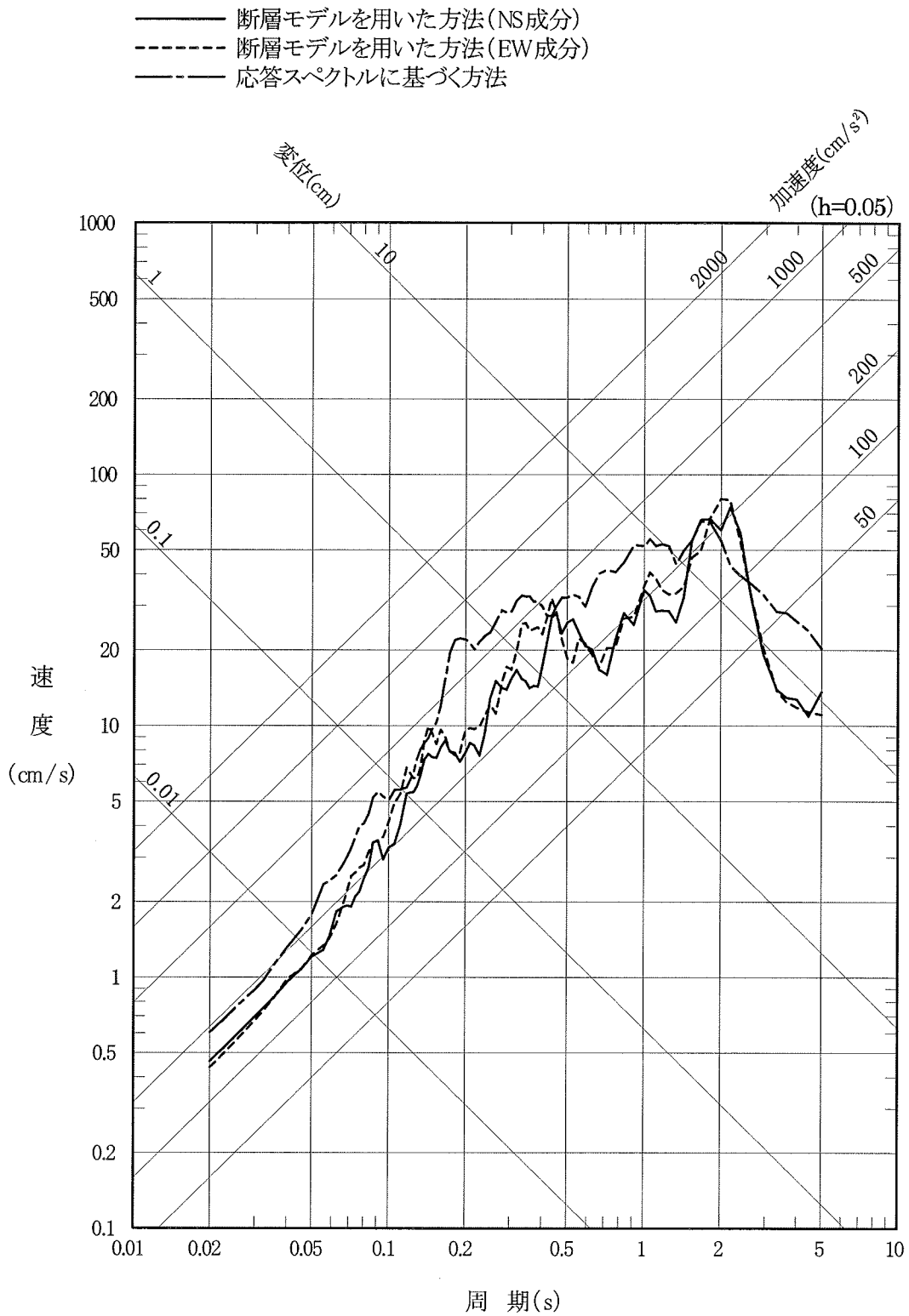


図-3.3.7(1) 想定十勝沖スラブ内地震の波形合成結果の応答スペクトル(水平動)

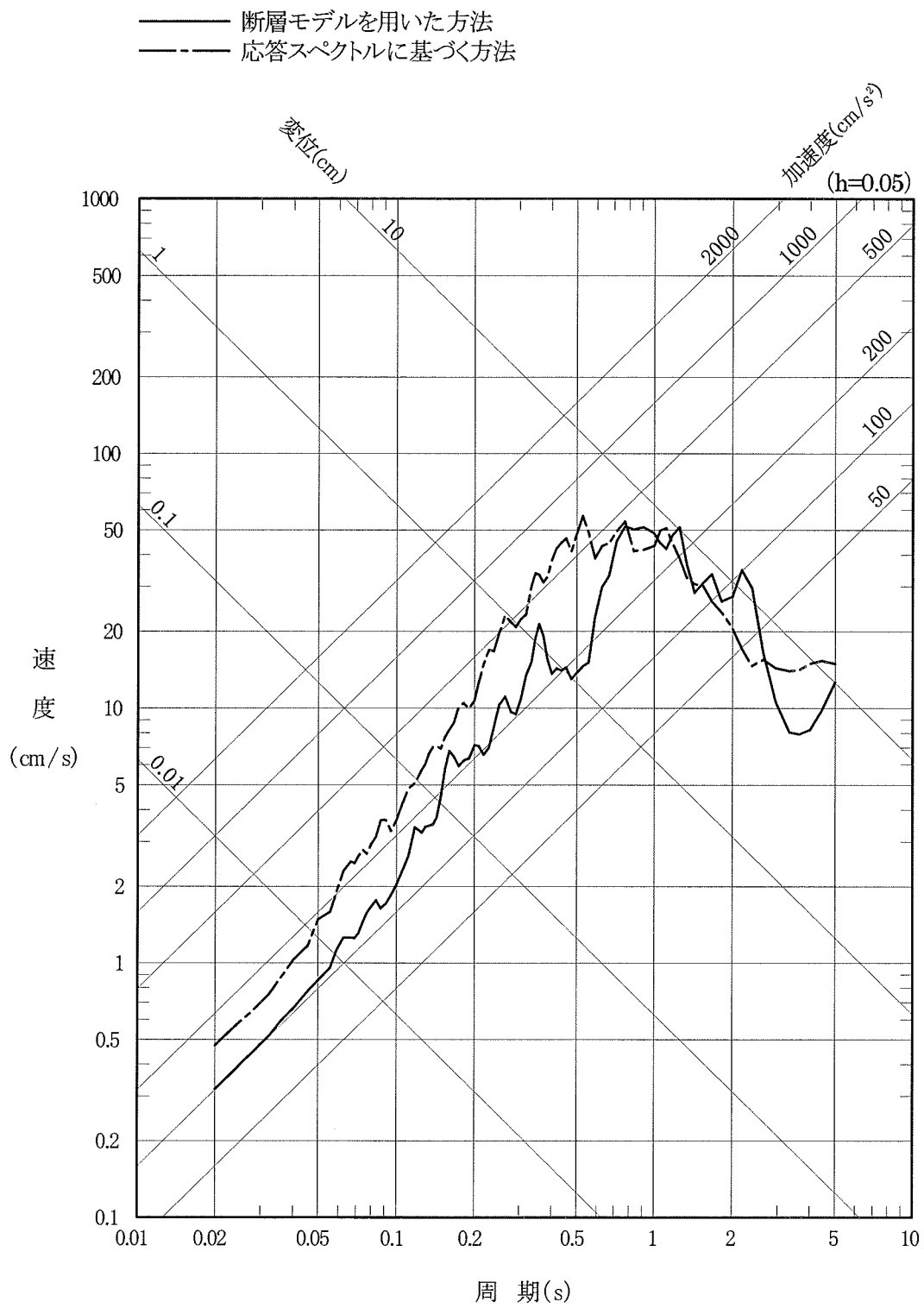


図-3.3.7(2) 想定十勝沖スラブ内地震の波形合成結果の応答スペクトル(鉛直動)

3.4 函館平野西縁断層帯による地震

3.4.1 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価

申請者は、敷地で内陸地殻内地震の観測記録が得られていないため、地震動評価に用いる補正係数については、解放基盤表面の V_s 及び V_p に基づき、Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾の方法に従い求めた地震基盤から解放基盤表面までの地盤増幅率を用いるとしている。算定した地震基盤から解放基盤表面までの地盤増幅率を図-3.4.1に示す。なお、解放基盤表面の V_s 及び V_p は、敷地におけるPS検層結果に基づき、それぞれ $V_s=870\text{m/s}$ 、 $V_p=2050\text{m/s}$ としている。なお、Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾による内陸地殻内地震に対する短周期域の低減の補正は考慮しないとしている。等価震源距離 X_{eq} は、後述の「3.4.2 断層モデルを用いた手法による地震動評価」において想定する基本的な震源モデルに基づき算定している。

Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾による応答スペクトルに地盤増幅率を乗じて算定した函館平野西縁断層帯による地震の解放基盤表面における応答スペクトルを図-3.4.2に示す。

なお、申請者は、敷地において内陸地殻内地震の観測記録が得られていないことから、その他の経験的な方法として大野・他(2001)⁽²¹⁾及び翠川・大竹(2002)⁽²²⁾を用いて地震動評価を行っており、これらの結果を図-3.4.2に併せて示す。

3.4.2 断層モデルを用いた手法による地震動評価

申請者は、要素地震として用いることができる観測記録が敷地で得られていないことから、統計的グリーン関数法を用いて、函館平野西縁断層帯による

地震の地震動評価を行うとしている。

(1) 震源モデルの設定

申請者は、函館平野西縁断層帯の基本的な震源モデルについて、地下深部の地震発生層の範囲内に震源断層を想定し、2つのセグメントに分けて設定している。

Ito(1990)⁽²³⁾によれば、内陸地殻内における地震発生層の深さは、微小地震の震源深さの下限に概ね対応しているとされている。また、堀・他(2004)⁽²⁴⁾によれば、S波反射面は地震発生層の直下に存在し、東北日本弧の広い領域においてはS波反射面が深さ5～20kmに分布しているとされている。さらに、原子力安全基盤機構(2004)⁽²⁵⁾によれば、東北地方東部の地震発生の上限及び下限に対応する深さは、各々6.2km, 13.8kmとされている。

これらの既往の知見、並びに図-3.4.3 に示す敷地周辺の微小地震の分布状況を考慮して、申請者は、地震発生層の上限深さ及び下限深さを各々3km及び18kmと仮定している。

図-3.4.4 に基本的な震源モデル、表-3.4.1 に断層パラメータを示す。地震モーメント M_0 は入倉・三宅(2001)⁽²⁶⁾に基づき断層面積から算定し、短周期レベルは壇・他(2001)⁽²⁷⁾に基づいて M_0 から算定している。図-3.4.5 及び図-3.4.6 に断層面積と M_0 の関係及び M_0 と短周期レベルの関係をそれぞれ示す。また、高周波遮断周波数 f_{max} は香川・他(2003)⁽²⁸⁾に基づき8.3Hzとし、地震波伝播経路におけるQ値は、Takehi and Irikura(1997)⁽²⁹⁾が1993年北海道南西沖地震のインバージョン解析に用いた $Q=100f^{1.0}$ を用いている。

セグメント1については、地質構造調査結果及び地震調査研究推進本部(2001)⁽³⁰⁾を参考に西傾斜で傾斜角は45度とし、断層面積が比較的大きいことからアスペリティを2つ設定しており、断層のすべり方向は東西方向の応力場であることを考慮し、断層の走行及び傾斜角との関係から、逆断層としている。セグメント2については、傾斜角は90度とし、アスペリティは1つとしており、断層のすべり方向は東西方向の応力場であることを考慮し、断層の走行及び傾斜角との関係から横ずれ断層としている。各アスペリティの位置については、断層調査による地表の平均変位速度分布を考慮し、セグメント1では敷地に近い位置に設定しており、セグメント2ではセグメント1のアスペリティに隣接させて設定している。破壊開始点は断層の破壊が敷地に向かう方向になるように安全側に設定している。

(2) 要素地震波の作成

申請者は、地震動評価に用いる要素地震波は、Boore(1983)⁽³¹⁾の方法に基づき作成するとしており、断層面の分割数は図-3.4.4に示すように設定している。重ね合わせ数は、要素地震と函館平野西縁断層帯による地震の地震モーメント M_0 の関係に基づいて、表-3.4.2に示すように設定している。

要素地震の設定位置は、断層面を分割した各要素の中央とし、ラディエーションパターン係数 $R_{\theta, \phi}$ は、各要素毎にスネルの法則に基づくレイトレースにより地震波の射出角と入射角を算定した結果をもとに、すべり方向を仮定して設定することとし、Boore and Boatwright(1984)⁽³²⁾及びPitarka et al.(2000)⁽³³⁾に基づいて振動数範囲に応じて方位角と射出角

に対する平滑化を行うとしている。レイトレースに用いる深部地盤構造は、福山・他(1998)⁽³⁴⁾及び佐藤・他(1989)⁽³⁵⁾を参考に設定している。図-3.4.7に要素地震波作成の概念図、表-3.4.3にレイトレースに用いた深部地盤構造モデルを示す。

また、要素地震の加速度波形の包絡形は、武村(1990)⁽³⁶⁾により M_0 から気象庁マグニチュード M を評価して Noda et al.(2002)⁽¹⁰⁾に基づき設定するとしている。ただし、震源距離については各要素毎に算定せず、各アスペリティや背景領域の中央の要素で代表させている。要素地震の加速度波形の包絡形の経時特性の考え方及び継続時間の算定結果を図-3.4.8及び表-3.4.4にそれぞれ示す。

(3) 地震動評価

申請者は、検討に用いる要素地震波を Boore(1983)⁽³¹⁾の方法により作成していることから、断層モデルによる波形合成結果は地震基盤における地震動として算定されるとしている。このため、解放基盤表面における地震動は、地震基盤から解放基盤表面まで地盤増幅特性を考慮して、一次元波動論に基づく解析により評価するとしている。

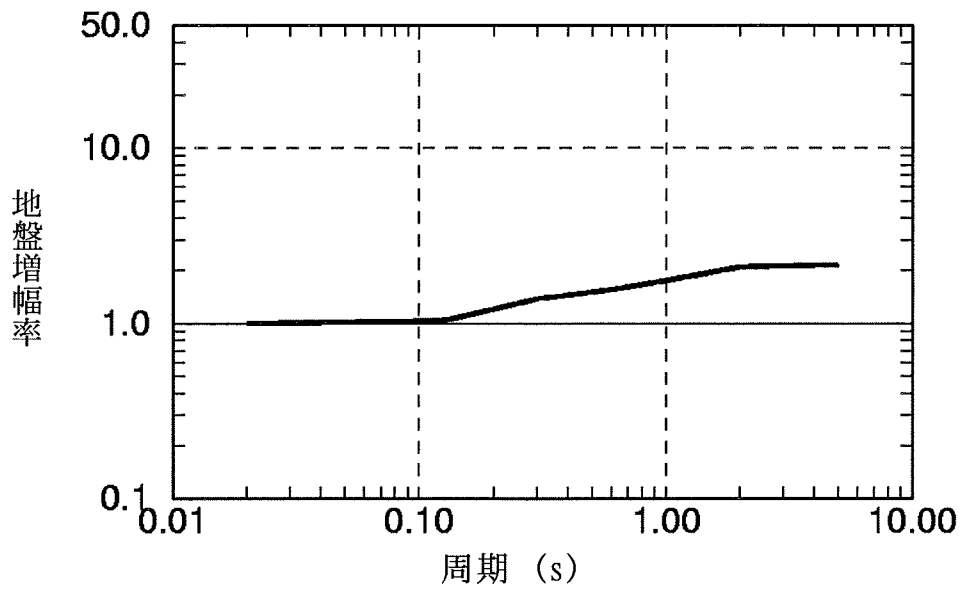
地震基盤から解放基盤表面までの深部地盤構造については、地震基盤においてP波からS波に変換したPS変換波と直達P波の到達時間差(以下「PS-P時間」という。)を小林・他(1998a)⁽³⁷⁾に基づきレシーバファンクションを用いて検出し、これを拘束条件として遺伝的アルゴリズム(GA)により、小林・他(1998b)⁽³⁸⁾及び Kobayashi et al.(2000)⁽³⁹⁾に基づき、敷地で観測された観測記録の初期微動部の水平／上下スペクトル振幅比(以

下「H/Vスペクトル比」という。)の逆解析により推定している。表-3.4.5 及び図-3.4.9 に逆解析に用いた地震, 図-3.4.10 に観測記録及び逆解析で求めたH/Vスペクトル比を比較して示す。また, 表-3.4.6 にH/Vスペクトル比の逆解析により求めた地震基盤から解放基盤までの深部地盤構造を示す。

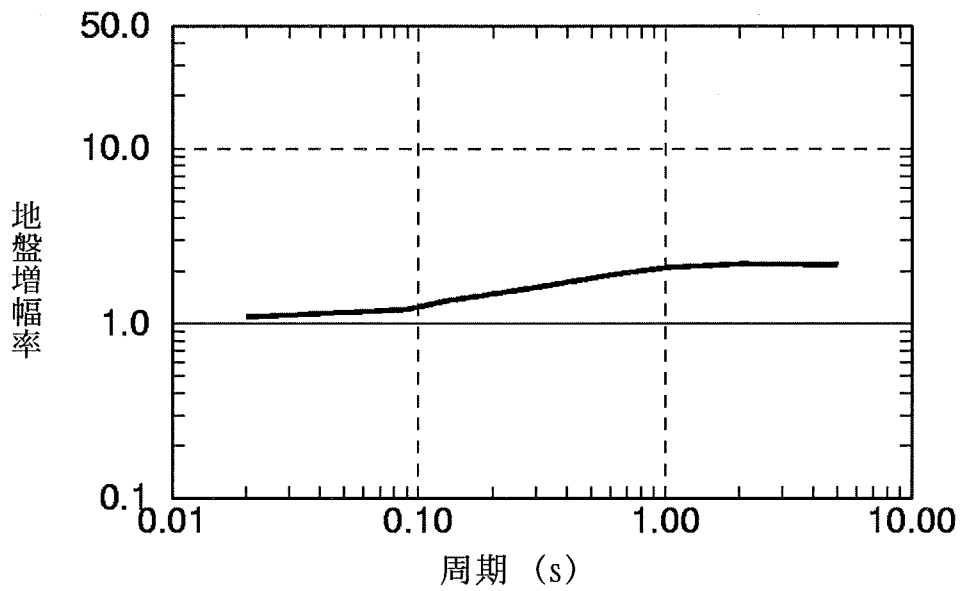
波形合成により得られた地震基盤における地震動を用いて一次元波動論に基づく解析により評価した解放基盤表面における地震動の加速度波形及び応答スペクトルを図-3.4.11 及び図-3.4.12 にそれぞれ示す。図-3.4.12 には, 「3.4.1 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価」において算定した応答スペクトルを併せて示す。

なお, 申請者は, 統計的グリーン関数法による評価結果の妥当性を確認するために, ハイブリッド法による検討も行っている。ハイブリッド法における長周期帯域の理論計算は, 地下深部構造は平行成層モデルを仮定し, グリーン関数の評価には薄層要素法を用いるとしている。地下構造モデルは, 表-3.4.6 に示す解放基盤から地震基盤までの地下構造モデルの下部に, 文献⁽³⁴⁾⁽³⁵⁾に基づき設定した上部マントルから地震基盤までの地殻構造モデルを結合したモデルを用いるとしている。設定した地下深部構造モデルを表-3.4.7 に示す。なお, 解析に当たっては, 長周期帯域の解析対象振動数は1.5Hz以下としており, 地震動の合成に際しては, 接続振動数を1.0Hzとしている。

ハイブリッド法による評価結果を図-3.4.12 に併せて示す。



(1) 水平動の地盤増幅率



(2) 鉛直動の地盤増幅率

図-3.4.1 地震基盤から解放基盤表面までの地盤増幅率
($V_s=870\text{m/s}$, $V_p=2050\text{m/s}$)

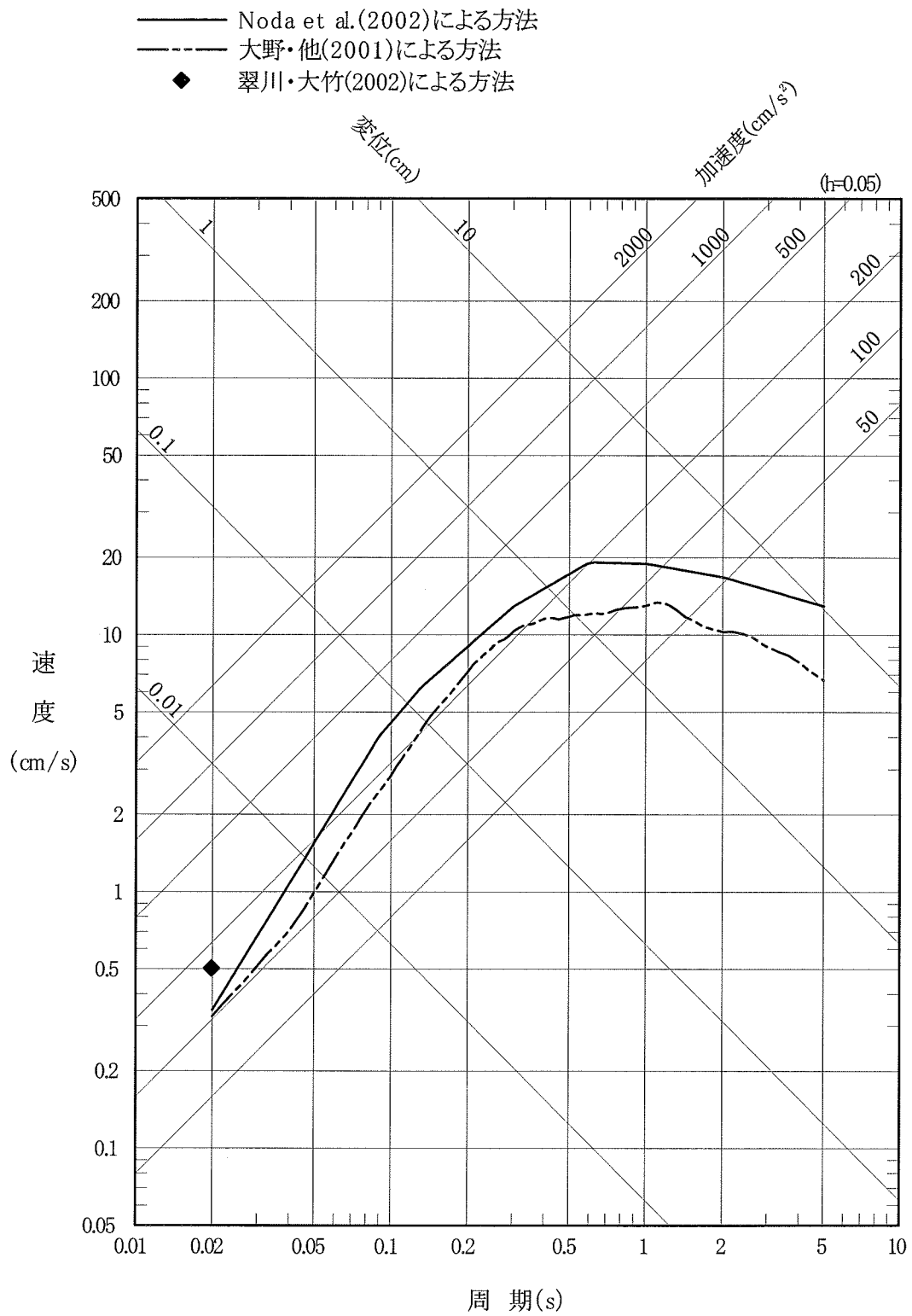


図-3.4.2(1) 函館平野西縁断層帯による地震の応答スペクトル(水平動)

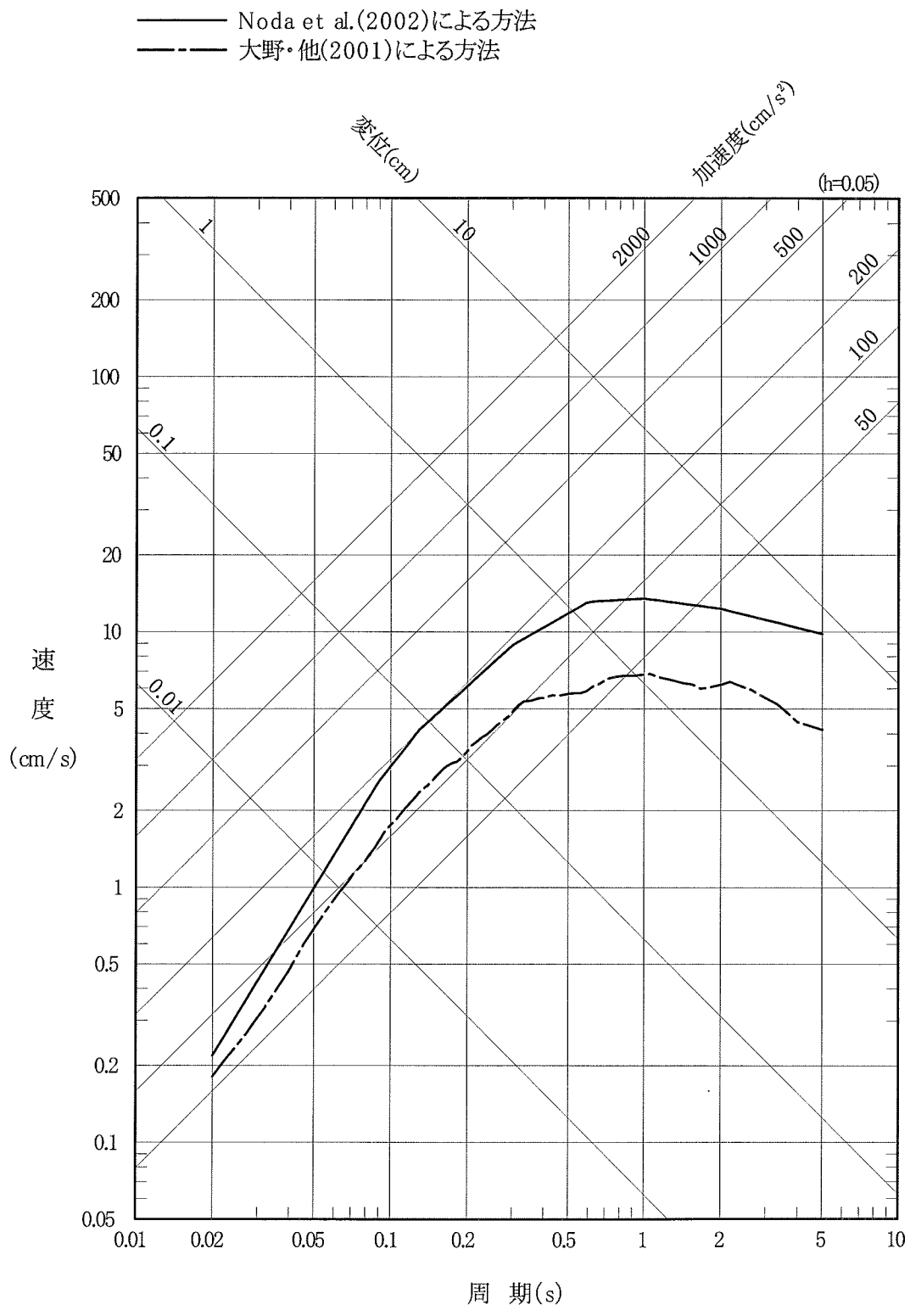
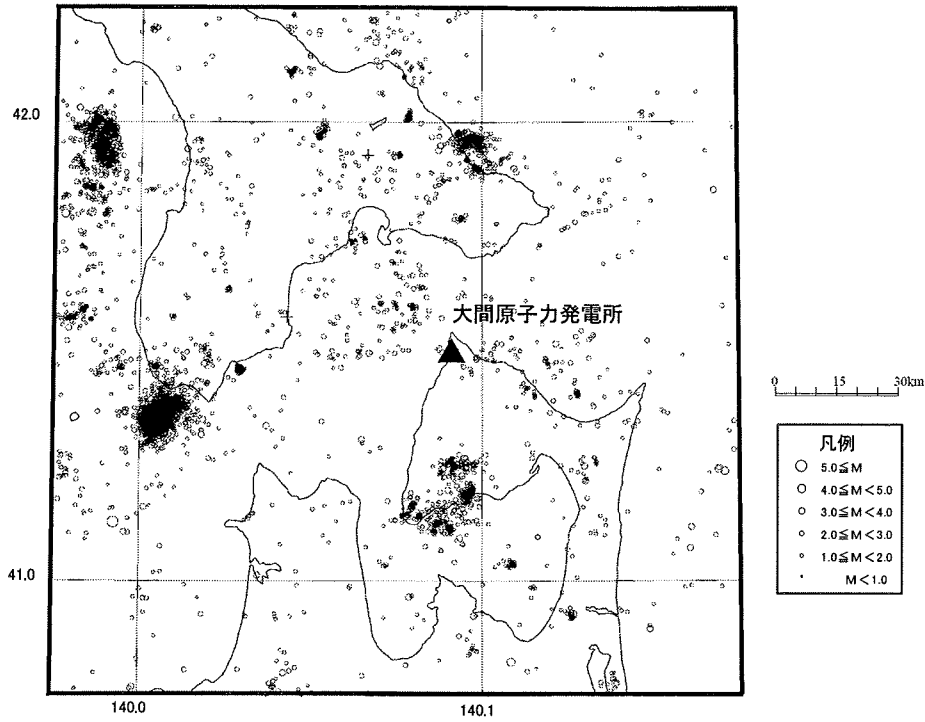
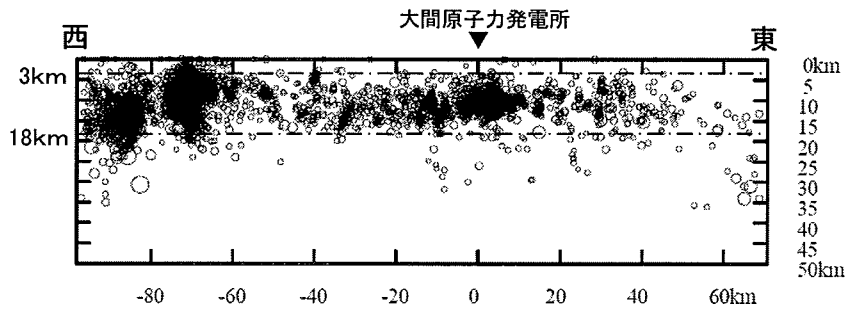


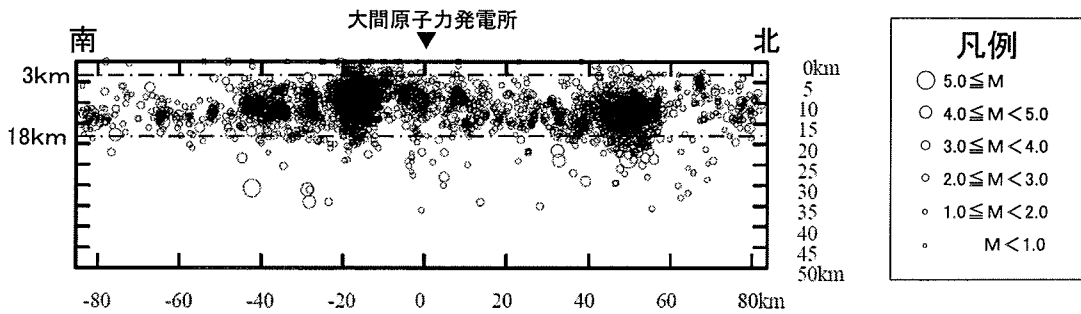
図-3.4.2(2) 函館平野西縁断層帯による地震の応答スペクトル(鉛直動)



(a)微小地震の震央分布
(震源深さ:0km~50km)



(b)鉛直方向震源分布(東西断面)

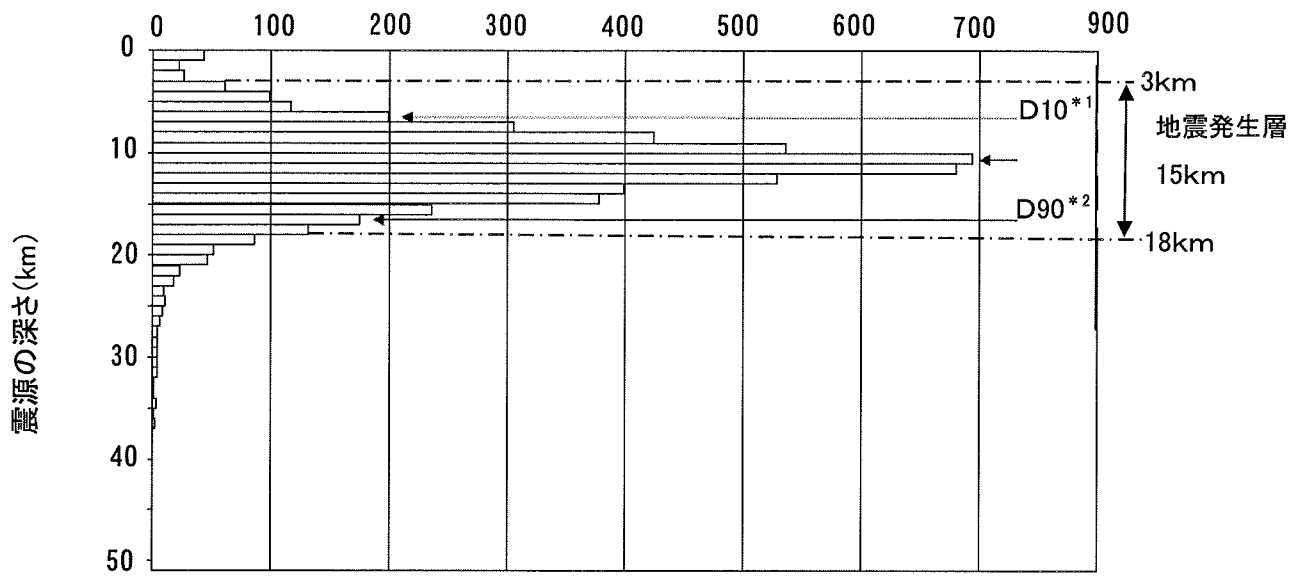


(c)鉛直方向震源分布(南北断面)

(気象庁一元化震源に基づく)

図-3.4.3(1) 敷地周辺の微小地震の震源分布と地震発生層

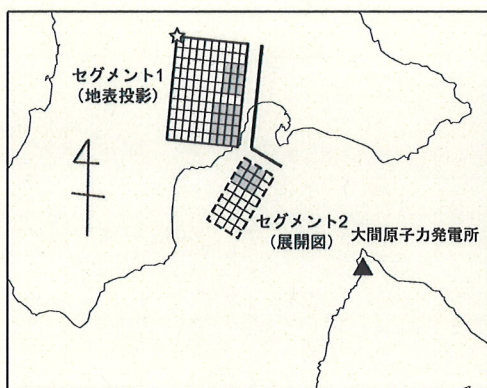
地震数(地震総数:5,338)



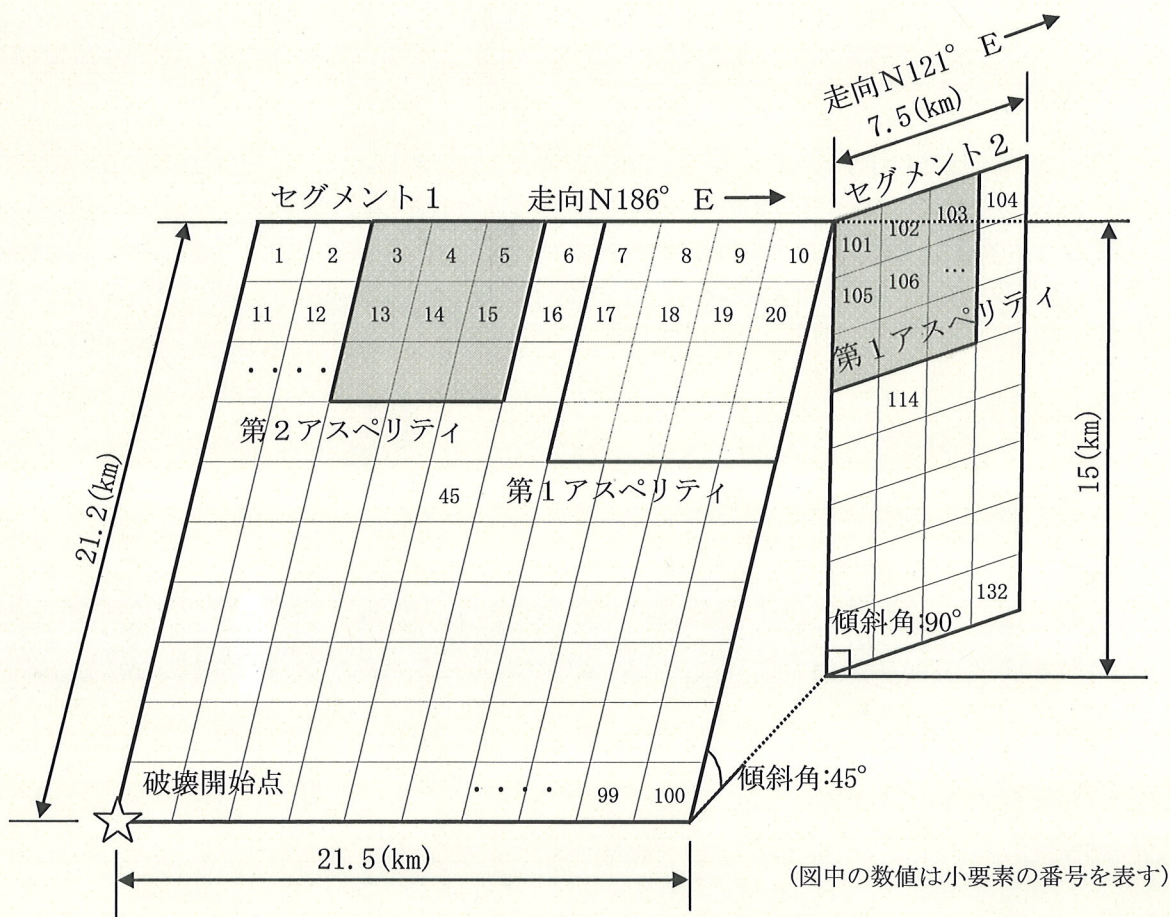
* 1) その値より震源深さが浅い地震数が全体の 10%になるときの震源深さ

* 2) その値より震源深さが浅い地震数が全体の 90%になるときの震源深さ

図-3.4.3(2) 敷地周辺の微小地震の震源分布と地震発生層



(a) 函館平野西縁断層帯の震源断層位置

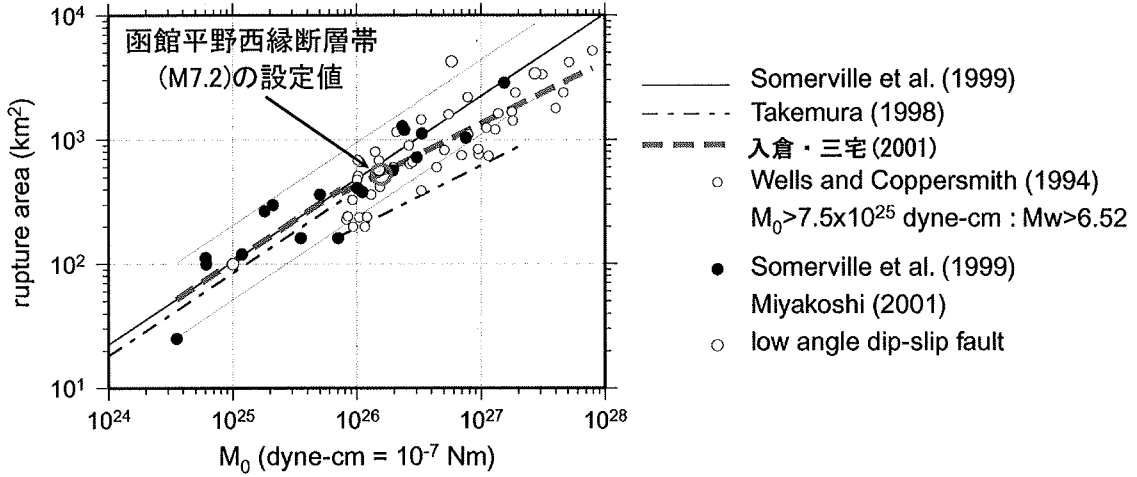


(b) 断層面の分割及びアスペリティ位置

図-3.4.4 函館平野西縁断層帯の基本的な震源モデル

表-3.4.1 函館平野西縁断層帯による地震の断層パラメータ

項目			設定値		備考	
			セグメント1	セグメント2		
巨視的 パラメータ	断層全体	断層面積	S (km ²)	568		$S=S_1+S_2$
		等価半径	R (km)	13.5		$R=(S/\pi)^{1/2}$
		地震モーメント	M_0 (N・m)	1.8E+19		$M_0=(S/4.24 \times 10^{-11})^2$
		応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	3.2		$\Delta \sigma=(7/16)*M_0*(S/\pi)^{-3/2}$
		平均すべり量	D (cm)	99		$D=M_0/(\mu S)$
		短周期レベル	A (N・m/s ²)	1.4E+19		$A=2.46 \times 10^{17} M_0^{1/3}$
		剛性率	μ (N/m ²)	3.2E+10		Somerville et al. (1999) ⁽⁴⁹⁾ を参考に設定
		S波速度	V_s (km/s)	3.5		$V_s=V_p/\sqrt{3}$, $V_p=6\text{km/s}$
	破壊伝播速度	V_r (km/s)	2.5		$V_r=0.72 \times V_s$ (Geller, 1976) ⁽⁵⁰⁾	
	セグメント	北端北緯	N (°)	41.9	41.7	セグメント北端, 日本測地系
		北端東経	E (°)	140.6	140.6	(断層上端の地表投影点)
		走向	θ (°)	N186E	N121E	北から東回り
		傾斜角	δ (°)	45	90	セグメント1は西傾斜, 2は鉛直
		すべり角	λ (°)	90	0	東西圧縮の応力場の仮定に基づき設定
		断層長さ	L (km)	21.5	7.5	調査結果による
		断層幅	W (km)	21.2	15.0	$W=15/\sin \delta$
		断層上端深さ	h (km)	3	3	微小地震活動をもとに設定
		セグメント面積	S_i (km ²)	456	112	$S_i=L \times W$
		地震モーメント	M_{0i} (N・m)	1.6E+19	2.0E+18	$M_{0i}=M_0*S_i^{1.5}/\sum S_i^{1.5}$
		平均すべり量	D_i (cm)	110	55	$D_i=M_{0i}/(\mu S_i)$
Q値		-	100 × f		Takehi&Irikura (1997)に基づく	
f max	fmax (Hz)	8.3		香川・他(2003)に基づく		
微視的 パラメータ	アスペリティ 第1	面積	S_{a1} (km ²)	71	26	$S_{a1}=(2/3)*S_a$ (セグメント1)
		平均すべり量	D_{a1} (cm)	244	109	$D_{a1}=M_{0a1}/(\mu S_{a1})$
		地震モーメント	M_{0a1} (N・m)	5.5E+18	9.1E+17	$M_{0a1}=M_{0a}*S_{a1}^{1.5}/\sum S_{ai}^{1.5}$
		実効応力	σ_{a1} (MPa)	13.9	13.9	$\sigma_{a1}=\Delta \sigma_a$
		短周期レベル	A_{a1} (N・m/s ²)	1.0E+19	6.2E+18	$A_{a1}=4\pi r_1 \sigma_{a1} V_s^2$, $r_1=(S_{a1}/\pi)^{1/2}$
	アスペリティ 第2	面積	S_{a2} (km ²)	35	-	$S_{a2}=(1/3)*S_a$ (セグメント1)
		平均すべり量	D_{a2} (cm)	173	-	$D_{a2}=M_{0a2}/(\mu S_{a2})$
		地震モーメント	M_{0a2} (N・m)	1.9E+18	-	$M_{0a2}=M_{0a}*S_{a2}^{1.5}/\sum S_{ai}^{1.5}$
		実効応力	σ_{a2} (MPa)	13.9	-	$\sigma_{a2}=\Delta \sigma_a$
		短周期レベル	A_{a2} (N・m/s ²)	7.2E+18	-	$A_{a2}=4\pi r_2 \sigma_{a2} V_s^2$, $r_2=(S_{a2}/\pi)^{1/2}$
	背景領域	面積	S_b (km ²)	350	86	$S_b=S_i-S_a$
		平均すべり量	D_b (cm)	77	38	$D_b=M_{0b}/\mu S_b$
地震モーメント		M_{0b} (N・m)	8.6E+18	1.1E+18	$M_{0b}=M_{0i}-M_{0a}$	
実効応力		σ_b (MPa)	1.7	1.7	$\sigma_b=(D_b/W_b)*(W_a/D_a) \sum \gamma_i^3 * \Delta \sigma_a$	



黒線は Somerville *et al.* (1999) によるもので、灰色の領域は標準偏差 ($\sigma = 0.16$) の範囲、実線は点線の倍半分の値を示す。白丸印で示される Wells and Coppersmith (1994) のカタログのデータは地震モーメントが 10^{26} dyne-cm を超える大きな地震で系統的なずれを示す。地震モーメントが 7.5×10^{25} dyne-cm より小さい場合 (震源インバージョンの結果のみで回帰) と大きい場合 (震源インバージョンの結果と Wells and Coppersmith (1994) のカタログを含めて回帰) に分けて決められた式が点線で示される。一点鎖線は武村 (1998) による経験的關係式を示す。
(入倉・三宅(2001)に加筆・修正)

図-3.4.5 断層面積と地震モーメント M_0 の関係

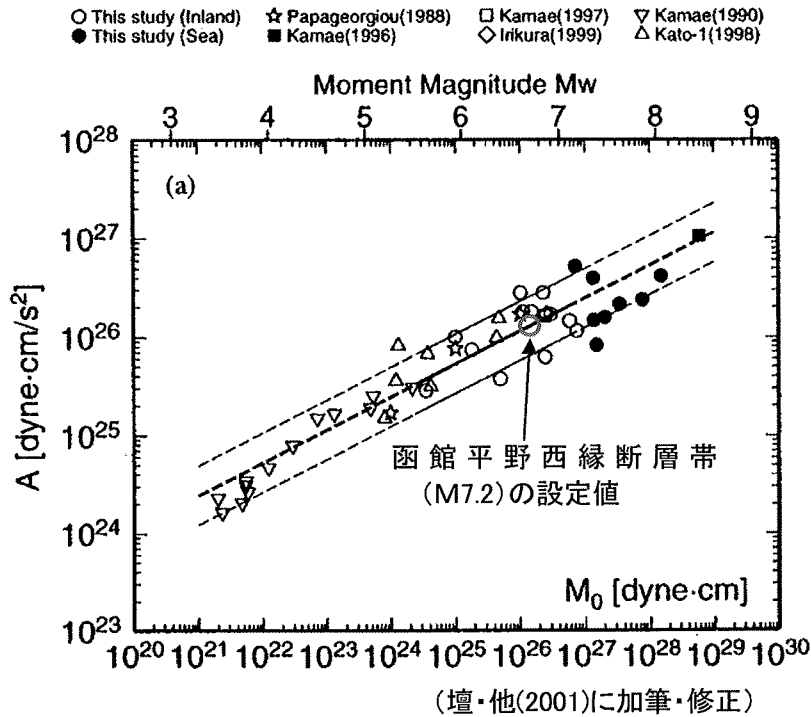
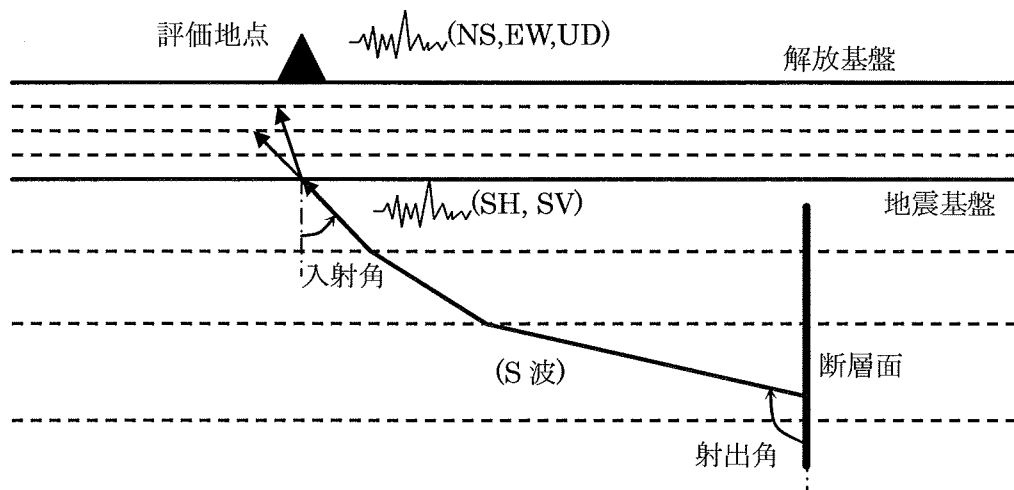


図-3.4.6 地震モーメント M_0 と短周期レベルの関係
(壇・他(2001)に加筆・修正)

表-3.4.2 要素地震の重ね合わせ数

要素地震		対象断面	地震モーメント $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	応力降下量 $\Delta\sigma(\text{MPa})$	応力降下量の比 C^{*2}	重ね合わせ数 n^*3	合成に用いる重ね合わせ数			合成後の地震モーメント $M_0'(\text{N}\cdot\text{m})^{*4}$	M_0 に対する M_0' の比 β^{*5}
発震年月日	地震モーメント $M_{0e}(\text{N}\cdot\text{m})^{*1}$						応力降下量 $\Delta\sigma_e(\text{MPa})$	n_L	n_W		
—	8.60×10^{16}	第1アスペリティ	5.50×10^{18}	14	1.0	4.0	16	4	$5.50\text{E}+18$	1.0	
	7.19×10^{16}										第2アスペリティ
	1.28×10^{16}	背景領域	8.58×10^{18}	1.7	1.0	8.75	75	9	$8.64\text{E}+18$	1.0	
	3.37×10^{16}	アスペリティ	9.09×10^{17}	14	1.0	3.0	9	3	$9.10\text{E}+17$	1.0	
	9.14×10^{15}	背景領域	1.05×10^{18}	1.7	1.0	4.86	23	5	$1.05\text{E}+18$	1.0	

- *1 $M_{0e} = M_0 / (n_S \cdot n_D)$, $n_S = n_L \cdot n_W$
- *2 $C = \Delta\sigma / \Delta\sigma_e$
- *3 $n = (M_0 / (C \cdot M_{0e}))^{1/3}$
- *4 $M_0' = (n_L \cdot n_W \cdot n_D) \cdot (C \cdot M_{0e})$
- *5 $\beta = M_0' / M_0$

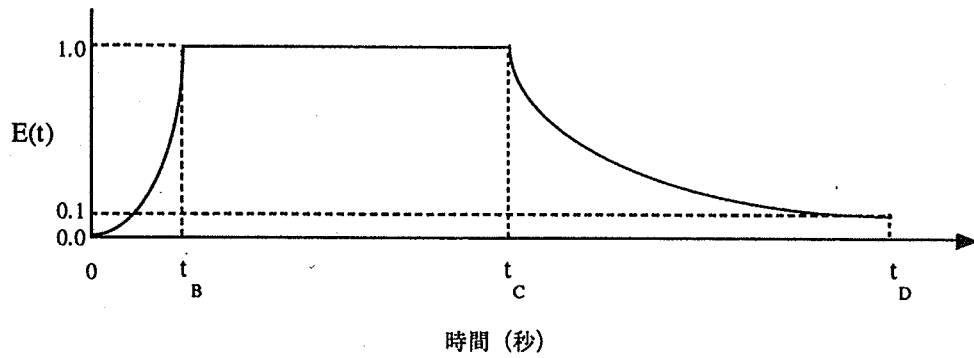


- ・地震基盤以深では、幾何減衰とQ値(=100f)による減衰のみを考慮する。
- ・地震基盤以浅では、一次元波動論に基づく斜め入射時の地盤増幅を考慮する。
- ・射出角と入射角は、小要素の位置ごとに算定する。

図-3.4.7 要素地震波の作成の概念図

表-3.4.3 射出角・入射角評価のための深部地盤モデル

上端深さ H km	S波速度 V_s km/s	備考
1.09	3.16	H, V_s ともに PS 変換波による地盤モデルの最下層に基づいて設定。
3.00	3.41	H は福山・他(1998)を参考に設定。 V_s は佐藤・他(1989)に基づいて設定。
7.50	3.52	H, V_s ともに佐藤・他(1989)に基づいて設定。
12.50	3.71	同上



$$\left\{ \begin{array}{ll} E(t) = \left(\frac{t}{t_B} \right)^2 & (0 < t \leq t_B) \\ E(t) = 1 & (t_B < t \leq t_C) \\ E(t) = e^{\frac{\ln(0.1)}{t_D - t_C}(t - t_C)} & (t_C < t \leq t_D) \end{array} \right.$$

$$\left\{ \begin{array}{l} t_B = 10^{0.5M - 2.93} \\ t_C - t_B = 10^{0.3M - 1.0} \\ t_D - t_C = 10^{0.17M + 0.54 \log X_{eq} - 0.6} \end{array} \right.$$

Noda et al. (2002)による

図-3.4.8 要素地震の加速度波形の包絡形の考え方

表-3.4.4 要素地震の加速度波形の経時特性の設定に用いるパラメータと継続時間

項目	パラメータ		継続時間		
	気象庁 マグニチュード M_e	震源距離※ X_0	t_B	$t_C - t_B$	$t_D - t_C$
セグメント1 第1アスペリティ	5.31	42.3km	0.53s	3.92s	15.17s
セグメント1 第2アスペリティ	5.25	48.5km	0.50s	3.76s	15.95s
セグメント1 背景領域	4.60	50.6km	0.23s	2.40s	12.65s
セグメント2 第1アスペリティ	4.96	32.3km	0.36s	3.08s	11.43s
セグメント2 背景領域	4.48	32.4km	0.20s	2.21s	9.50s

※震源距離は各アスペリティ及び背景領域の中央の要素に対する値とし、全小要素に対して共通とする。

表-3.4.5 H/Vスペクトル比の逆解析に用いた地震の諸元

No.	発生日	北緯 ^{※1}	東経 ^{※1}	M ^{※1}	Δ (km)	X (km)	H ^{※1} (km)
1	1990.01.07	41° 33.6′	142° 1.8′	5.3	94	112	60.7
2	1990.05.21	41° 29.9′	142° 57.5′	4.3	88	107	61.4
3	1993.06.22	41° 29.2′	142° 0.7′	4.8	92	112	64.0
4	1993.10.28	41° 33.4′	142° 1.5′	5.2	93	113	64.4
5	1993.12.07	41° 29.0′	141° 57.4′	5.2	87	113	71.7
6	1997.03.17	41° 51.24′	142° 10.82′	4.8	112	130	66.28
7	1998.01.31	41° 27.77′	142° 4.63′	5.3	98	116	62.15

※1: 気象庁による

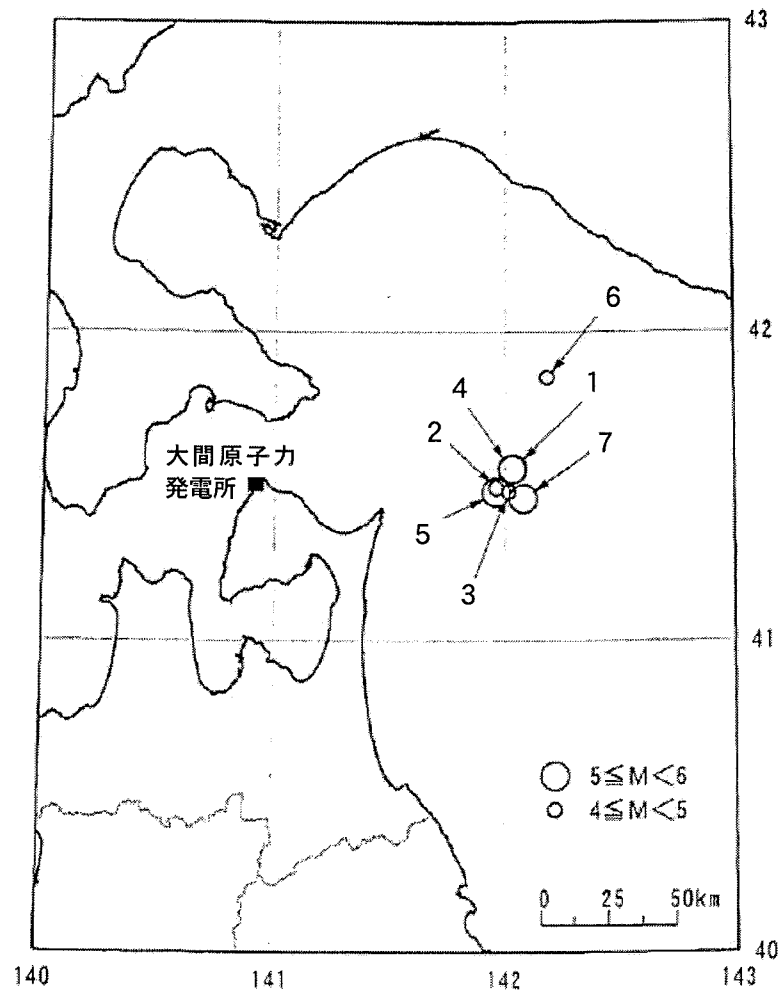


図-3.4.9 H/Vスペクトル比の逆解析に用いた地震の震央分布

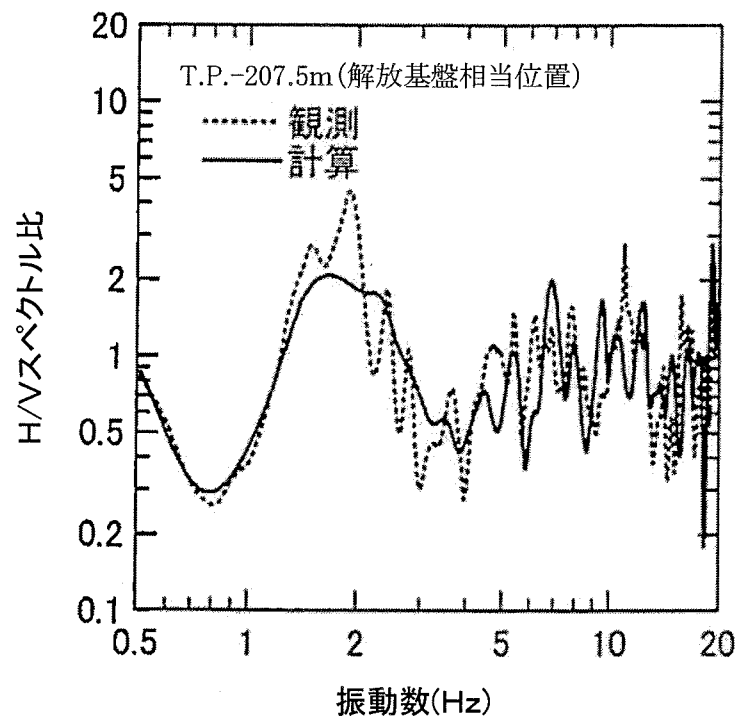


図-3.4.10 H/Vスペクトル比の逆解析結果と観測記録との比較

表-3.4.6 H/Vスペクトル比の逆解析により求めた地震基盤から解放基盤までの
深部地盤構造

GL (m)	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs ¹⁾			Qp ¹⁾		
					Q ₀	n	Qi	Q ₀	n	Qi
-240	150	1.6	880	2380	31.5	1.10	338	15.3	1.04	338
-390	390	2.1	1210	2830	28.1	1.02	409	26.8	1.05	419
-780	310	2.3	1720	3530	21.3	1.22	463	31.5	1.04	387
-1090	-	2.6	3160	5520						

1) $\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_0 f^n} + \frac{1}{Q_i} \quad h = \frac{1}{2Q(f)}$

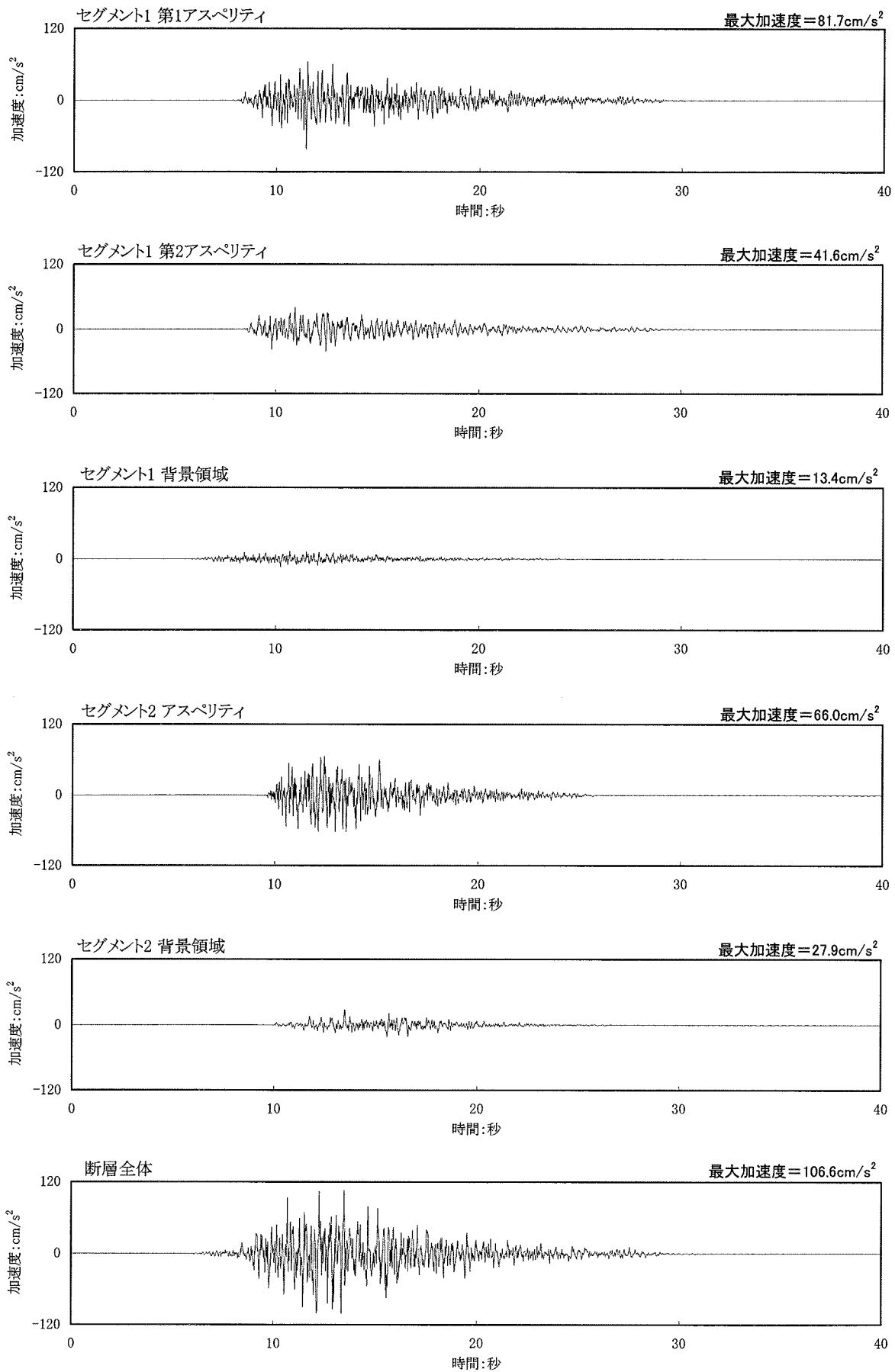


図-3.4.11(1) 函館平野西縁断層帯による地震の波形合成結果の加速度波形(NS成分)

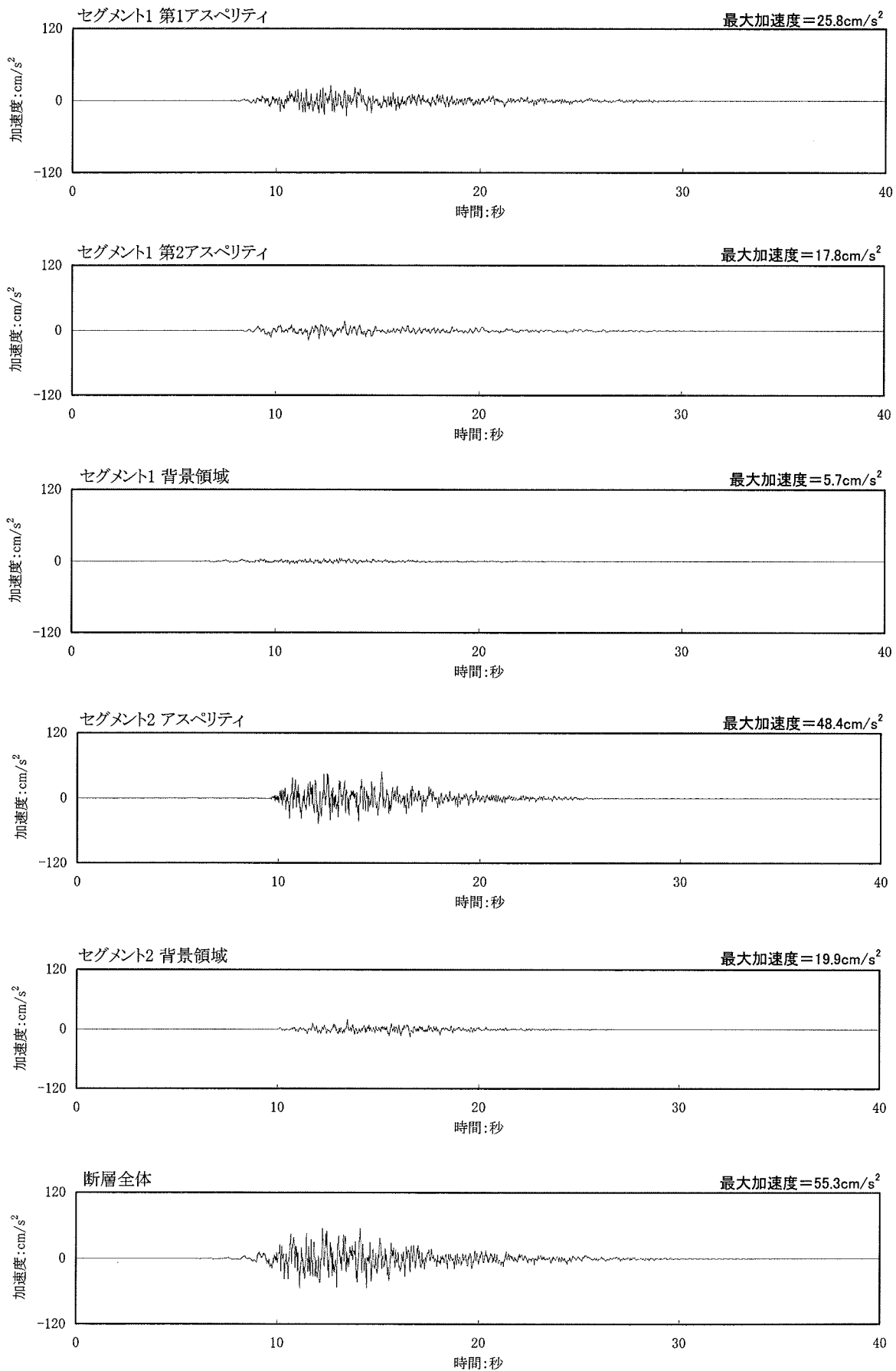


図-3.4.11(2) 函館平野西縁断層帯による地震の波形合成結果の加速度波形(EW成分)

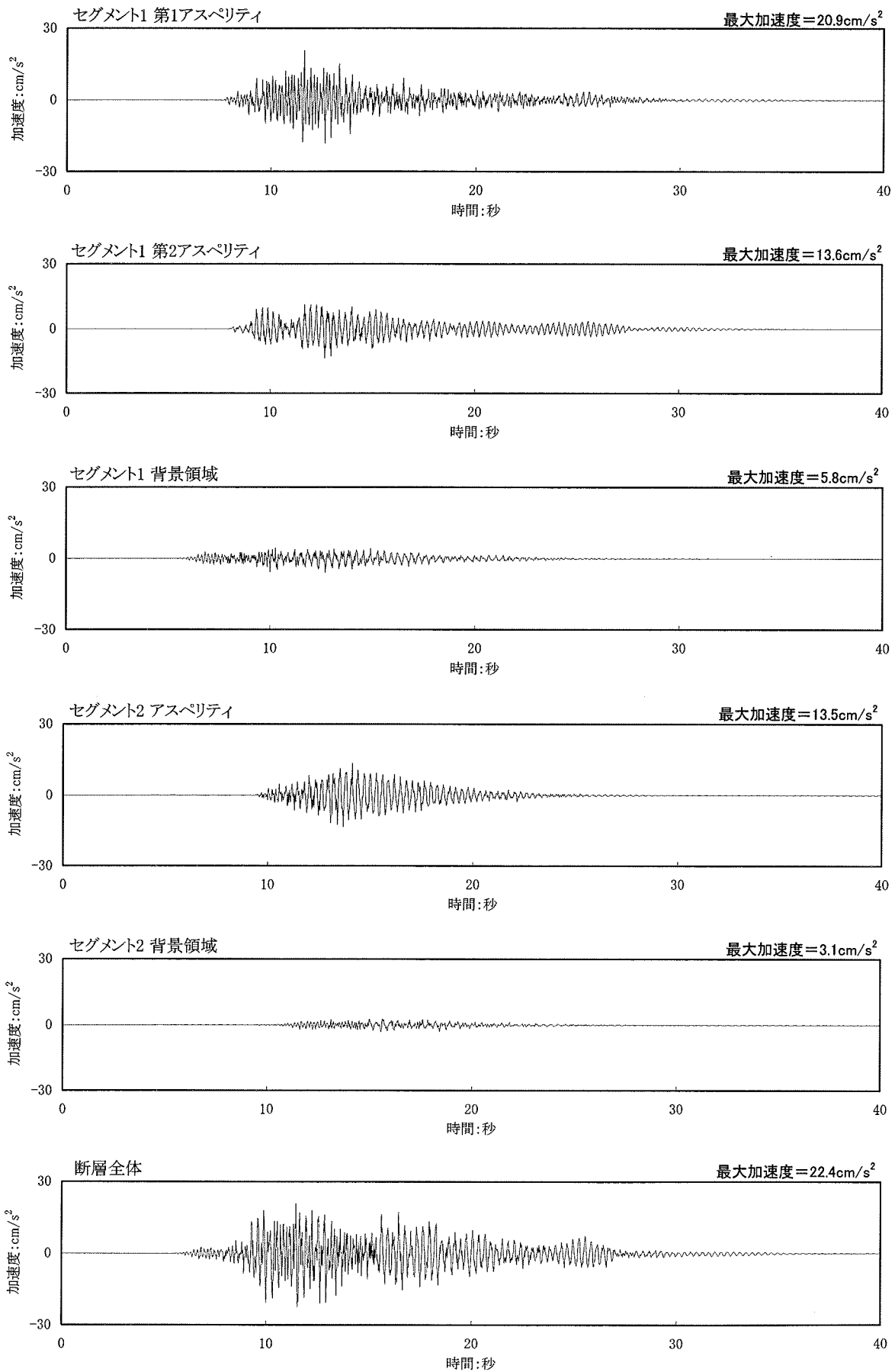


図-3.4.11(3) 函館平野西縁断層帯による地震の波形合成結果の加速度波形(UD成分)

- 断層モデルを用いた方法(統計的グリーン関数法, NS成分)
- - - - 断層モデルを用いた方法(統計的グリーン関数法, EW成分)
- 断層モデルを用いた方法(ハイブリッド法, NS成分)
- - - - 断層モデルを用いた方法(ハイブリッド法, EW成分)
- 応答スペクトルに基づく方法

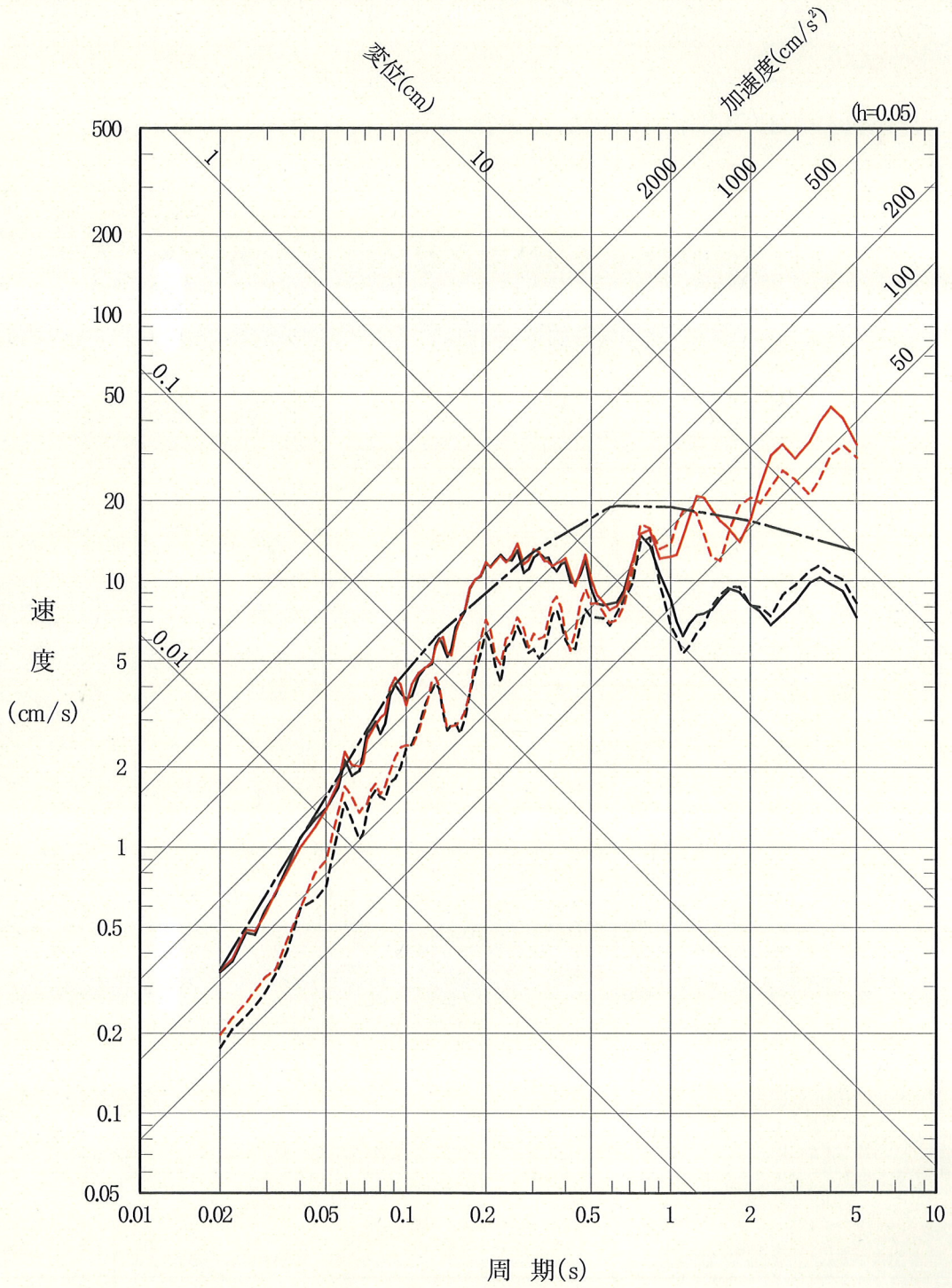


図-3.4.12(1) 函館平野西縁断層帯による地震の波形合成結果の
応答スペクトル(水平動)

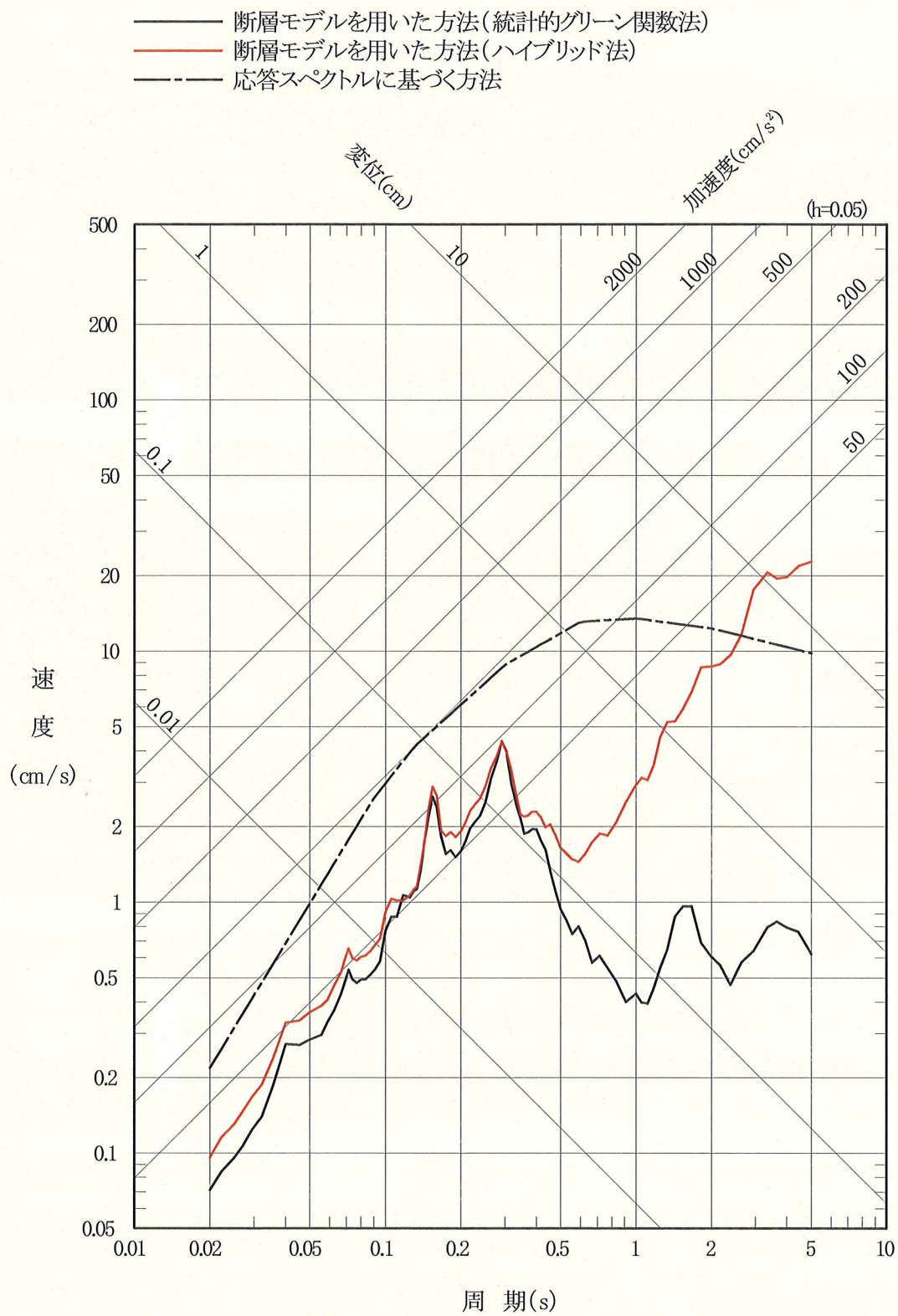


図-3.4.12(2) 函館平野西縁断層帯による地震の波形合成結果の
 応答スペクトル(鉛直動)

表-3.4.7 長周期帯域における理論的評価に用いる地盤モデル

GL (m)	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q ¹⁾			備考
					Q ₀	n	Q _i	
-240	150	1.6	880	2380	31.5	1.10	338	PS 変換波による 表層地盤モデル
-390	390	2.1	1210	2830	28.1	1.02	409	
-780	310	2.3	1720	3530	21.3	1.22	463	
-1090	1910	2.6	3160	5520	300	0.00	-	
-3000	4500	2.6	3410	5900	300	0.00	-	地殻構造モデル
-7500	5000	2.6	3520	6100	300	0.00	-	
-12500	7500	2.6	3710	6420	300	0.00	-	
-20000	12000	2.8	3850	6660	300	0.00	-	
-32000	33000	3.2	4360	7550	300	0.00	-	
-65000	33000	3.2	4380	7590	300	0.00	-	
-98000	33000	3.2	4490	7780	300	0.00	-	
-131000	-	3.2	4490	7780	300	0.00	-	

1) $\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_0 f^n} + \frac{1}{Q_i}$

4. 基準地震動策定に影響を及ぼす不確かさの考慮

申請者は、検討用地震について、基準地震動策定に影響を及ぼす不確かさを考慮した場合の検討を行っている。

4.1 想定三陸沖北部の地震

申請者は、基本的な震源モデルとして設定した地震調査研究推進本部(2004)⁽¹⁾による震源モデルは、1968年十勝沖地震における震度分布と調和的となるように設定されており、その信頼性は高いと考えられるものの、発生位置については必ずしも同位置で発生するとは言い切れないことから、想定三陸沖北部の地震の震源位置の不確かさを考慮し、既往の知見⁽¹³⁾を踏まえて、仮に震源モデル全体を敷地に近づけた場合について、敷地における地震動を検討している。

(1) 不確かさを考慮した震源モデルの設定

申請者は、基本的な震源モデルにおいて敷地に最も近いため敷地に及ぼす影響が大きいと考えられる第1アスペリティに着目し、永井・他(2001)⁽¹³⁾によるすべりの大きい部分との対応を考慮して、不確かさを考慮した震源モデルの設定位置を検討している。図-4.1.1に基本的な震源モデルと永井・他(2001)⁽¹³⁾によるすべりの大きい部分とを比較して示す。同図に示すように、第1アスペリティの西側にすべりの大きい部分が広がっている。

このことから申請者は、すべりの大きい部分の範囲内で、第1アスペリティを敷地に近づけることとし、各アスペリティや破壊開始点の相対的位置関係は基本的な震源モデルと同一にして、断層全体を第1アスペリティの移動に合わせて敷地に近づけた震源モデルを不確か

さを考慮した震源モデル(以下「不確かさ考慮モデル」という。)としている。図-4.1.2 に不確かさ考慮モデルと基本的な震源モデルの比較、表-4.1.1 に不確かさ考慮モデルの断層パラメータを示す。

(2) 要素地震の選定

申請者は、検討に用いる要素地震は「3.1 想定三陸沖北部の地震」で用いたものと同じ観測記録を用いているとしている。

(3) 地震動評価結果

想定三陸沖北部の地震の不確かさ考慮モデルに対する応答スペクトルに基づく方法及び断層モデルを用いた方法による応答スペクトルを図-4.1.3 及び図-4.1.4 に示す。図-4.1.3 及び図-4.1.4 には、基本的な震源モデルによる応答スペクトルを併せて示す。

4.2 想定浦河沖スラブ内地震

4.2.1 1984年6月22日の地震を要素地震とした断層モデルによる検討

申請者は、「3.2 想定浦河沖スラブ内地震」における検討結果を踏まえ、要素地震のスペクトル特性の不確かさを考慮し、水平動の周期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)⁽¹⁸⁾の経験的グリーン関数法により、検討を行っている。

(1) 検討の概要

図-4.2.1 に想定浦河沖スラブ内地震及び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す。表-4.2.1 に要素地震の諸元を示す。

1984 年6月 22 日の地震(M5.3)は想定浦河沖スラブ内地震(M7.5)に対して、池浦(1997)⁽¹⁶⁾による要素地震としての条件のうち、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は満足せず、また震源特性(応力降下量)は表-4.2.1 に示すとおり明らかでない。

しかし、1987 年日高山脈北部の地震に対しては、池浦(1997)⁽¹⁶⁾による要素地震としての条件のうち、震源特性(応力降下量)が不明であること以外、条件を満足している。また、「3.2 想定浦河沖スラブ内地震」で示したように、1987 年日高山脈北部の地震は、想定浦河沖スラブ内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するとしている。この際に、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、同地震観測記録の応答スペクトルの短周期レベルとほぼ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、想定浦河沖スラブ内地震の地震動を推定している。

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-4.2.2 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-4.2.2 に示す。要素地震の重ね合わせ数は、要素地震に対する 1987 年日高山脈北部の地震の地震モーメントの比から、表-4.2.3 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を図-4.2.3 に示す。また、応答スペクトルを図-4.2.4 に示す。同図には要素地震及び 1987 年日高山脈北部の地震の応答スペクトルも併せて示す。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、想定浦河沖スラブ内地震の地震動を推定している。

a. 断層パラメータの設定

想定浦河沖スラブ内地震の断層パラメータは「3.2 想定浦河沖スラブ内地震」で示した表-3.2.2 に示す値を用いるとしている。要素地震の重ね合わせ数は、要素地震に対する想定浦河沖スラブ内地震の地震モーメントの比から表-4.2.4 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浦河沖スラブ内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-4.2.5 及び図-4.2.6 にそれぞれ示す。図-4.2.6 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-4.2.6 によると、1984年6月22日の地震を要素地震とした2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。

4.2.2 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する方法

申請者は、海洋プレート内地震の地震動評価手法の不確かさを考慮して、想定浦河沖スラブ内地震の震源に1993年釧路沖地震を仮定した場合のプレート内を伝播する距離の効果を検討して、敷地における1993年釧路沖地震観測記録を補正する方法により、敷地に与える影響を検討している。

(1) 検討方法

梅田・他(1999)⁽⁴⁰⁾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されている。そのため、1993年釧路沖地震が想定浦河沖スラブ内地震の位置に発生すると仮定した場合のプレート内を伝播する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、想定浦河沖スラブ内地震の

応答スペクトルを推定している。検討フローを図-4.2.7 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)⁽⁴⁰⁾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、太平洋プレート内のHigh-Qゾーン及びプレートより上部のLow-Qゾーンからなる2層構造を仮定し、スネルの法則に基づき算定した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: 太平洋プレート内のHigh-Qゾーンを通過する距離

X2: 太平洋プレートより上部のLow-Qゾーンを通過する
距離

δI : 表層地盤による影響に関する補正定数

(b) 想定浦河沖スラブ内地震の震度の算出

(1)式を用いて想定浦河沖スラブ内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、想定浦河沖スラブ内地震の震源が 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⁽⁴¹⁾よりも 0.4 大きくなると推定している。

(c) 想定浦河沖スラブ内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浦河沖スラブ内地震の震度差 $\Delta I(=0.4)$ を考慮して、以下のように想定浦河沖スラブ内地震の水平動及び鉛直動の応答スペクトルを求めている。

① (2)式に示す河角(1943)⁽⁴²⁾による震度と水平動の最大加速度の関係より、(3)式に示す震度差 ΔI 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。ここで、鉛直動に関しては水平動と同様に震度と最大加速度の関係が成り立つものと仮定して最大加速度比を算定する。

$$\log(\alpha) = I/2 - 0.35 \quad \dots\dots\dots(2)$$

I : 気象庁震度

α : 最大加速度(cm/s^2)

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

r : 最大加速度比

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、想定浦河沖スラブ内地震の応答スペクトルを推定している。

図-4.2.8 に、推定した想定浦河沖スラブ内地震の水平動及び鉛直動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。

4.3 想定十勝沖スラブ内地震

申請者は、スラブ内地震の地震動評価手法の不確かさを考慮し、想定十勝沖スラブ内地震の震源に対し、「4.2 想定浦河沖スラブ内地震」と同様に、地震波がプレート内を伝播する距離の効果を考慮して 1994 年北海道東方沖地震の敷地における観測記録を補正する方法により敷地における地震動を推定している。

想定浦河沖スラブ内地震の場合と同様に、梅田・他(1999)⁽⁴⁰⁾による震度予測式に基づき 1994 年北海道東方沖地震の敷地における観測記録のはざとり波の応答スペクトルを距離の効果で補正する方法により、敷地における応答スペクトルを推定している。検討フローを図-4.3.1 に示す。

上述の方法により求められた想定十勝沖スラブ内地震の敷地における応答スペクトルを図-4.3.2 に示す。

4.4 函館平野西縁断層帯による地震

函館平野西縁断層帯については、地震調査研究推進本部(2001)⁽³⁰⁾によると、断層帯全体の長さを 24kmとして、松田(1975)⁽⁸⁾に基づき、地震規模をM7.1、活動1回の変位量を上下変位量で3mとして、松田(1975)⁽⁸⁾に基づき、地震規模をM7.5とし、これらを踏まえ、この断層帯で発生する地震規模はM7.0～7.5 程度と評価されている。地震調査研究推進本部(2001)⁽³⁰⁾による同断層帯の全体長さは申請者による評価と概ね同等であり、評価の信頼性はあると考えられることから、活動1回の変位量に基づく地震規模も考慮に入れることとし、申請者は、地震規模の不確かさとして考慮し、M7.5 とした場合についても地震動評価を行うとしている。

地震動評価に当たっては、応答スペクトルに基づく方法及び断層モデ

ルを用いた方法を用いている。

断層モデルを用いた方法による評価に際しては、震源断層面積等の巨視的パラメータの設定は、基本的にはM7.2 の場合と同じとし、すべり量が変わると考えて、武村(1990)⁽³⁶⁾によるMと地震モーメント M_0 の関係からM7.2とM7.5の差分を M_0 の比に変換し、M7.5相当の M_0 に基づきすべり量を求めている。表-4.4.1 に断層パラメータを示す。

図-4.4.1 にM7.5として算定した応答スペクトルを示す。

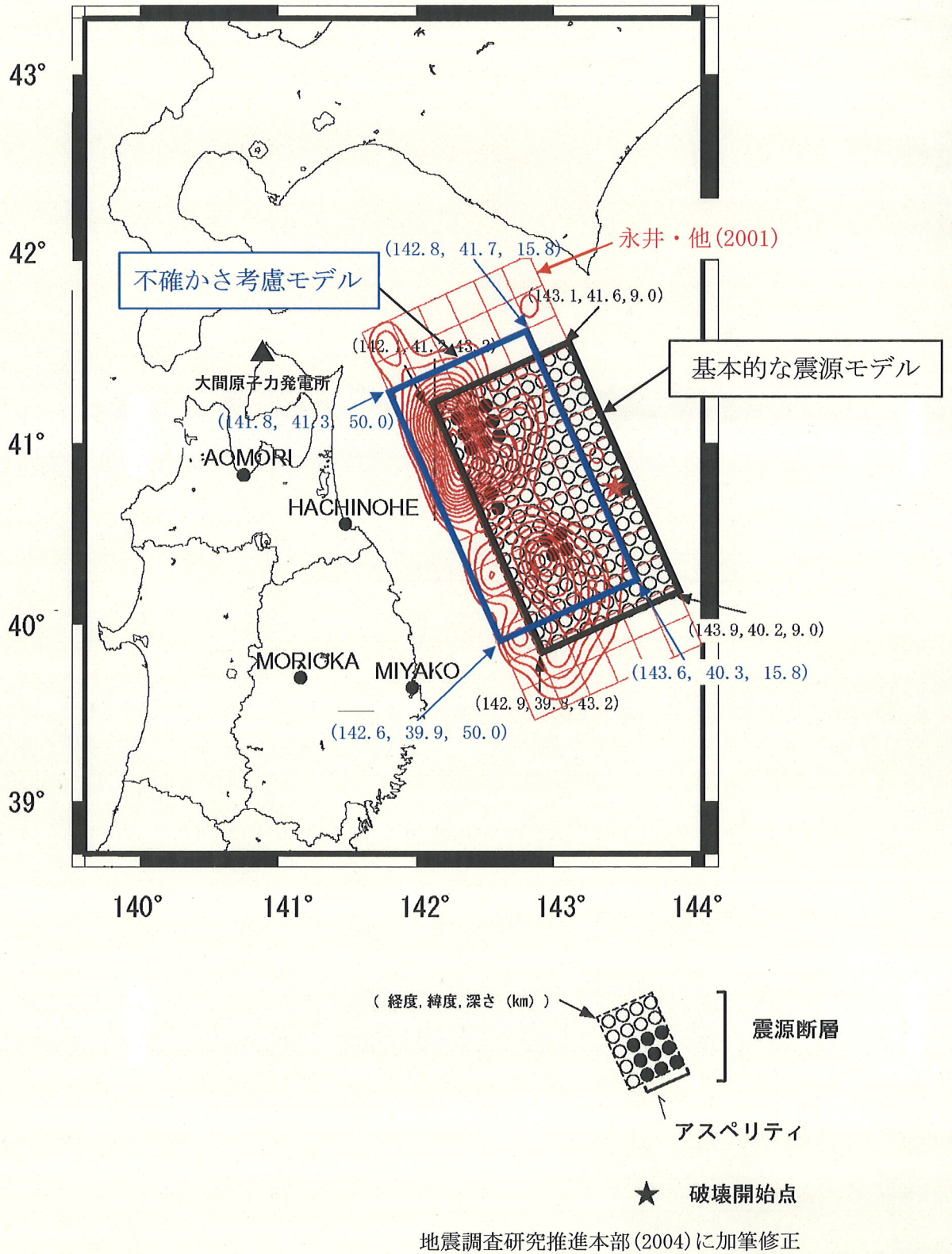


図-4.1.1 永井・他(2001)によるすべりの大きい領域と基本的な震源モデル
及び不確かさ考慮モデルの比較

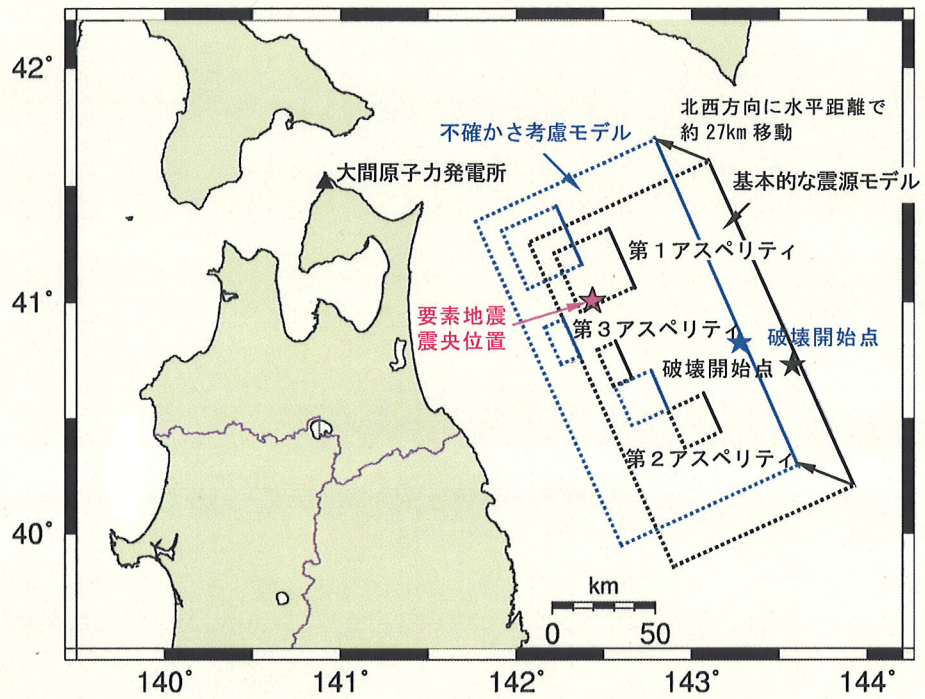


図-4.1.2 不確かさ考慮モデルと基本的な震源モデルの比較

表-4.1.1 不確かさ考慮モデルの断層パラメータ

項目		設定値	備考			
巨視的 パラメータ	断層全体	断層総面積	S (km ²)	16844	地震調査研究推進本部 (2004)	
		地震モーメント	M ₀ (N・m)	3.50E+21		
		応力降下量	Δσ (MPa)	3.9		
		平均すべり量	D (cm)	444		
		短周期レベル	A (N・m/s ²)	1.88E+20		
		剛性率	μ (N/m ²)	4.68E+10		
		S波速度	V _s (km/s)	3.9		
		破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.5		
		南西端北緯	N(°)	39.9		永井・他 (2001) に基づき設定
		南西端東経	E(°)	142.6		
		走向	θ (°)	N156E	地震調査研究推進本部 (2004)	
		傾斜角	δ (°)	20		
		長さ	L (km)	170		
		幅	W (km)	100		
		上端深さ	h (km)	9.0		
Q値	—	93 × f ^{0.89}	川瀬・松尾 (2004) による東北地方のプレート内地震に対する評価式			
微視的 パラメータ	第1	面積	S _{a1} (km ²)	900	地震調査研究推進本部 (2004)	
		平均すべり量	D _{a1} (cm)	1056		
		地震モーメント	M _{0a1} (N・m)	4.45E+20		
		実効応力	σ _{a1} (MPa)	34.0		
		短周期レベル	A _{a1} (N・m/s ²)	1.12E+20		
	第2	面積	S _{a2} (km ²)	400		
		平均すべり量	D _{a2} (cm)	704		
		地震モーメント	M _{0a2} (N・m)	1.32E+20		
		実効応力	σ _{a2} (MPa)	34.0		
		短周期レベル	A _{a2} (N・m/s ²)	7.45E+19		
	第3	面積	S _{a3} (km ²)	200		
		平均すべり量	D _{a3} (cm)	498		
		地震モーメント	M _{0a3} (N・m)	4.66E+19		
		実効応力	σ _{a3} (MPa)	85.0		
		短周期レベル	A _{a3} (N・m/s ²)	1.32E+20		
	背景領域	面積	S _b (km ²)	15344		
		平均すべり量	D _b (cm)	401		
地震モーメント		M _{0b} (N・m)	2.88E+21			
実効応力		σ _b (MPa)	5.0			
短周期レベル		A _b (N・m/s ²)	6.84E+19			

(地震調査研究推進本部(2004)に一部加筆修正)

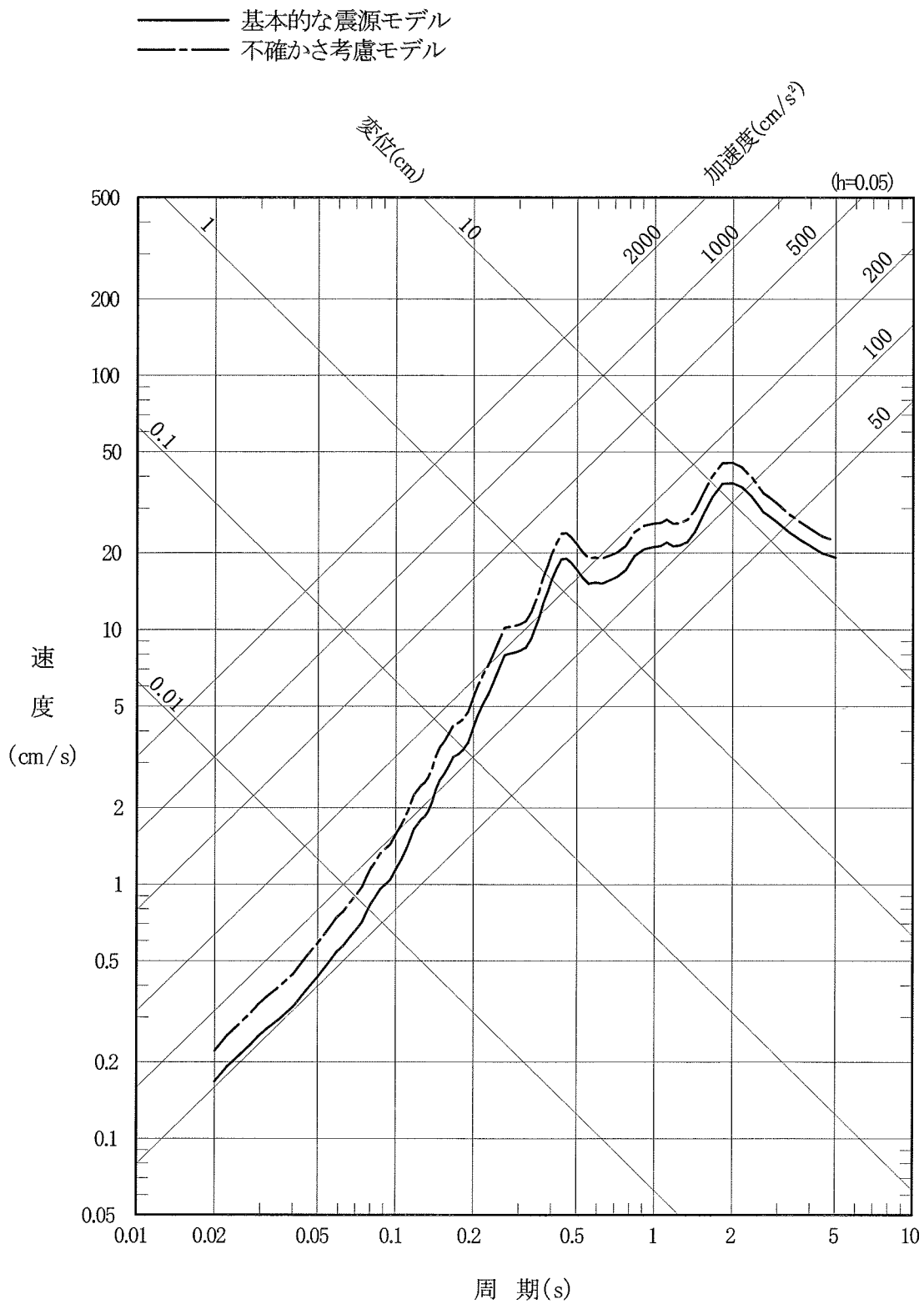


図-4.1.3(1) 想定三陸沖北部の地震の不確かさ考慮モデルによる応答スペクトル
 (応答スペクトルに基づく方法, 水平動)

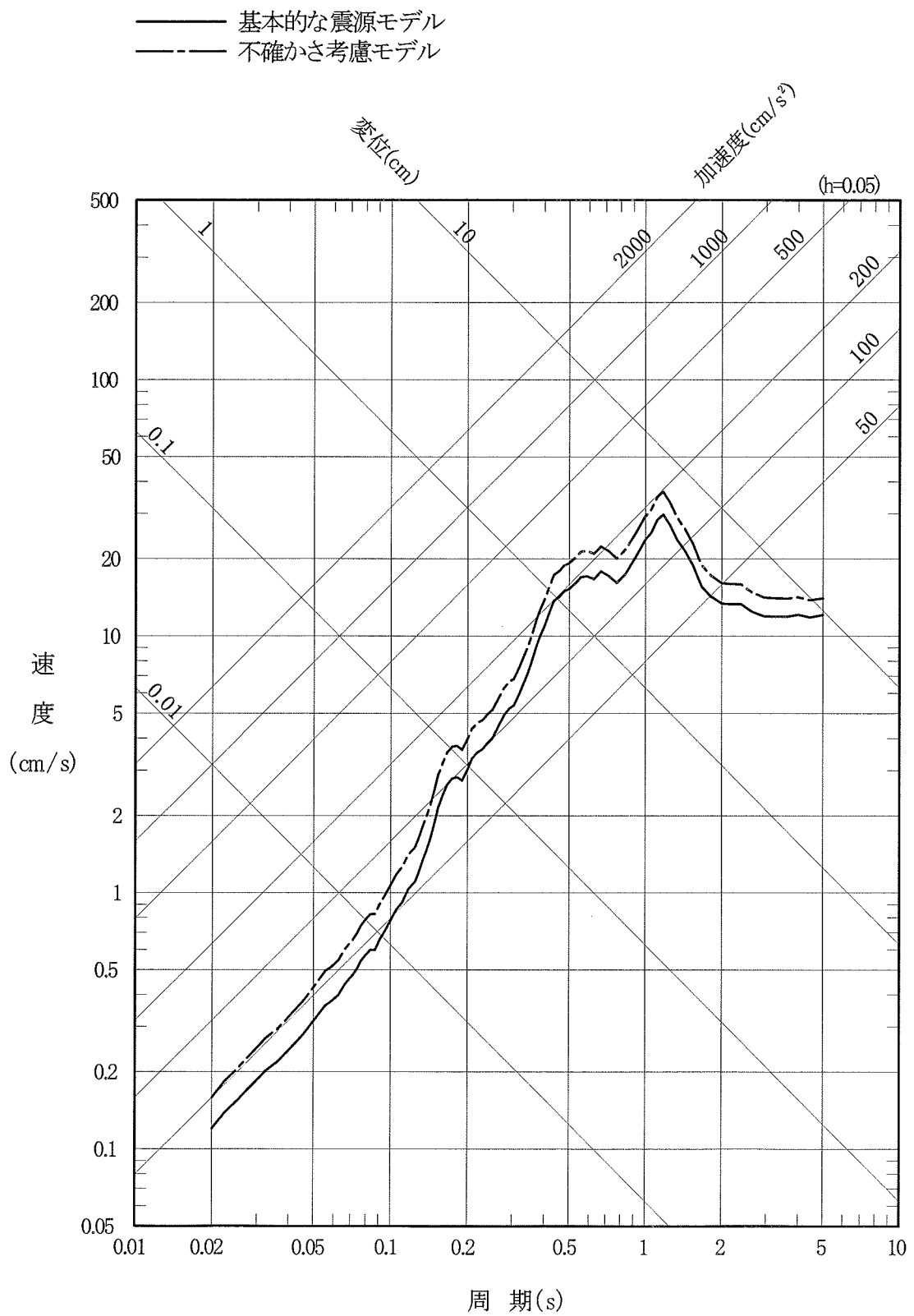


図-4.1.3(2) 想定三陸沖北部の地震の不確かさ考慮モデルによる応答スペクトル
 (応答スペクトルに基づく方法, 鉛直動)

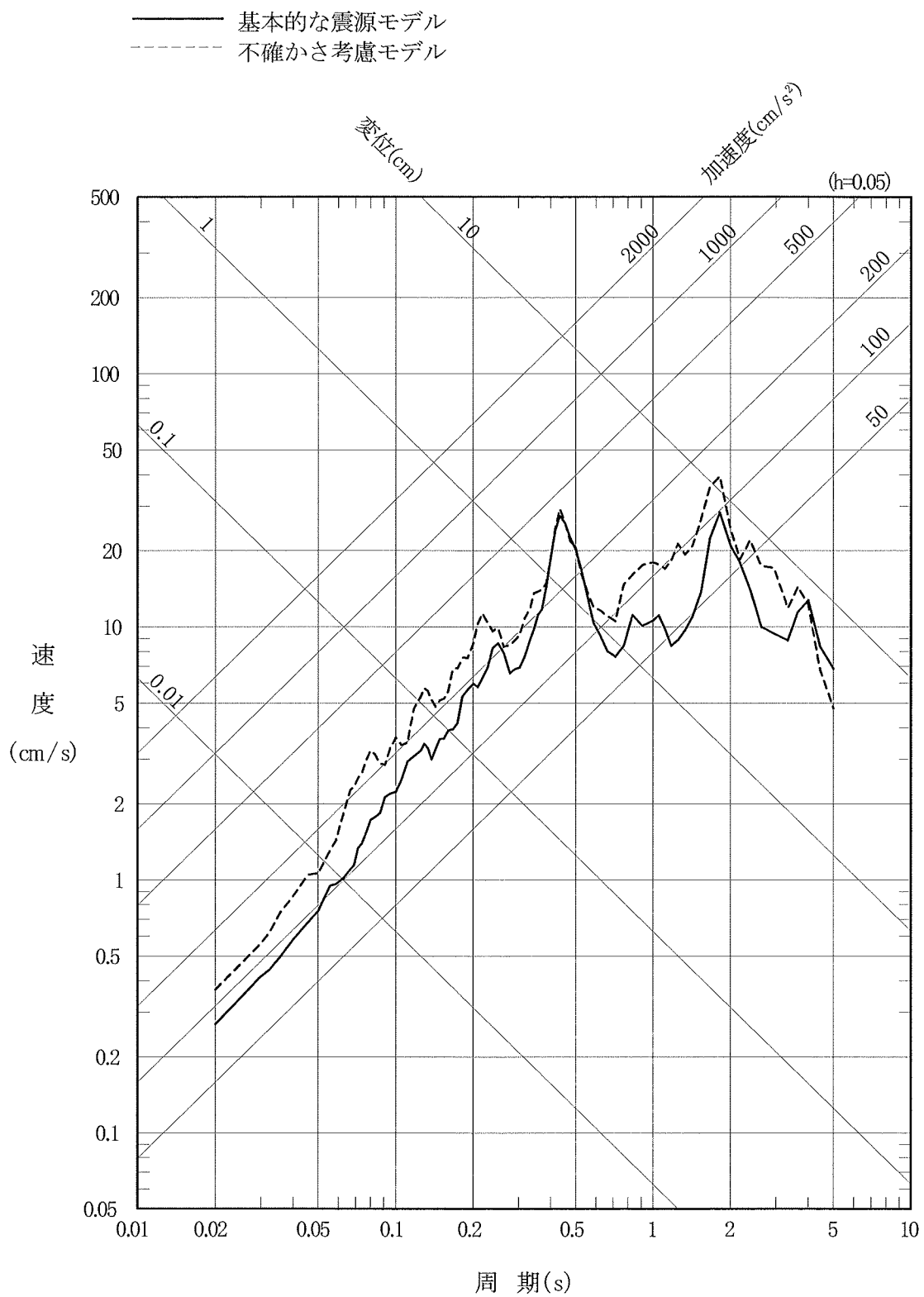


図-4.1.4(1) 想定三陸沖北部の地震の不確かさ考慮モデルによる波形合成結果の
 応答スペクトル(水平動, NS成分)

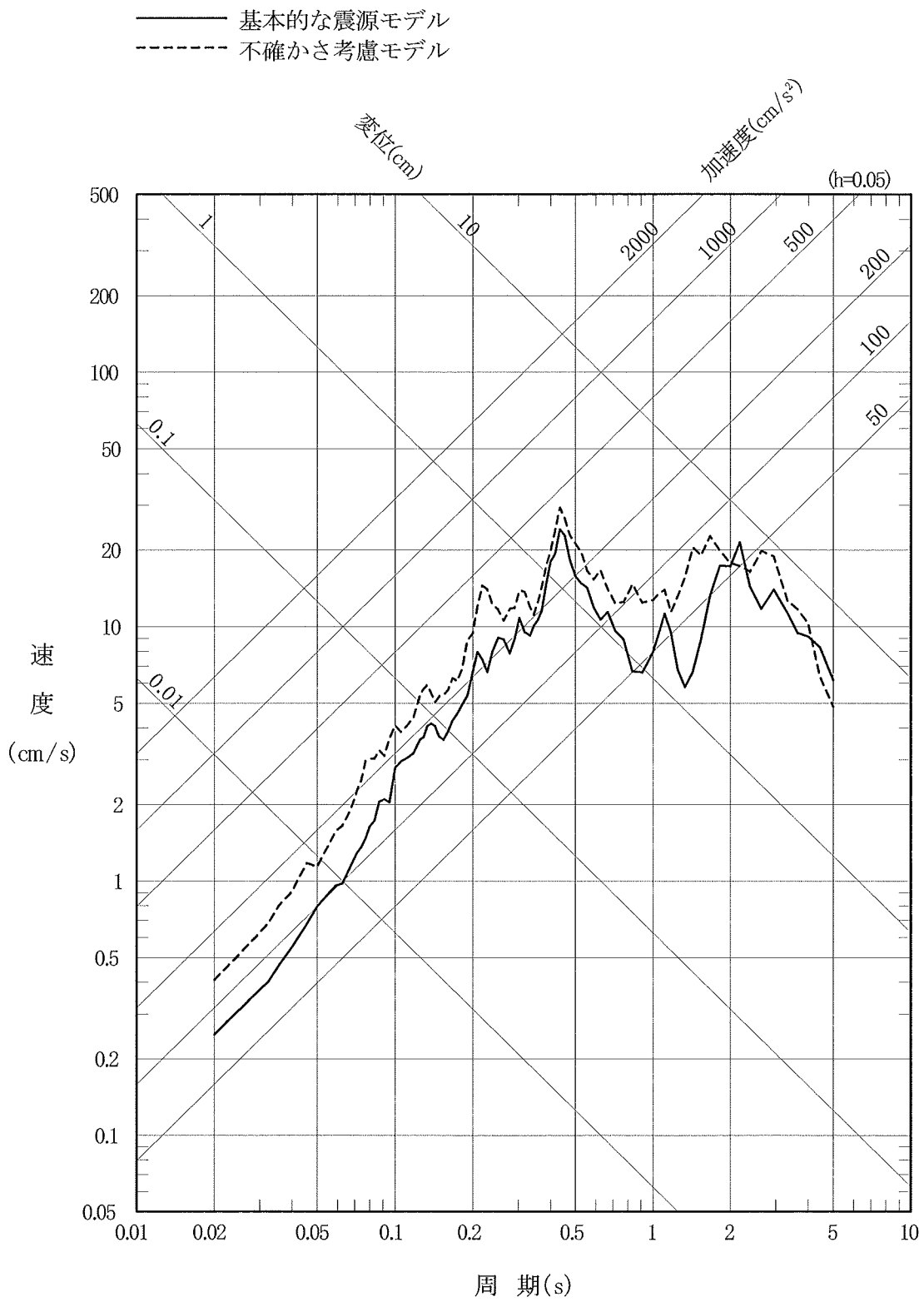


図-4.1.4(2) 想定三陸沖北部の地震の不確かさ考慮モデルによる波形合成結果の
 応答スペクトル(水平動, EW 成分)

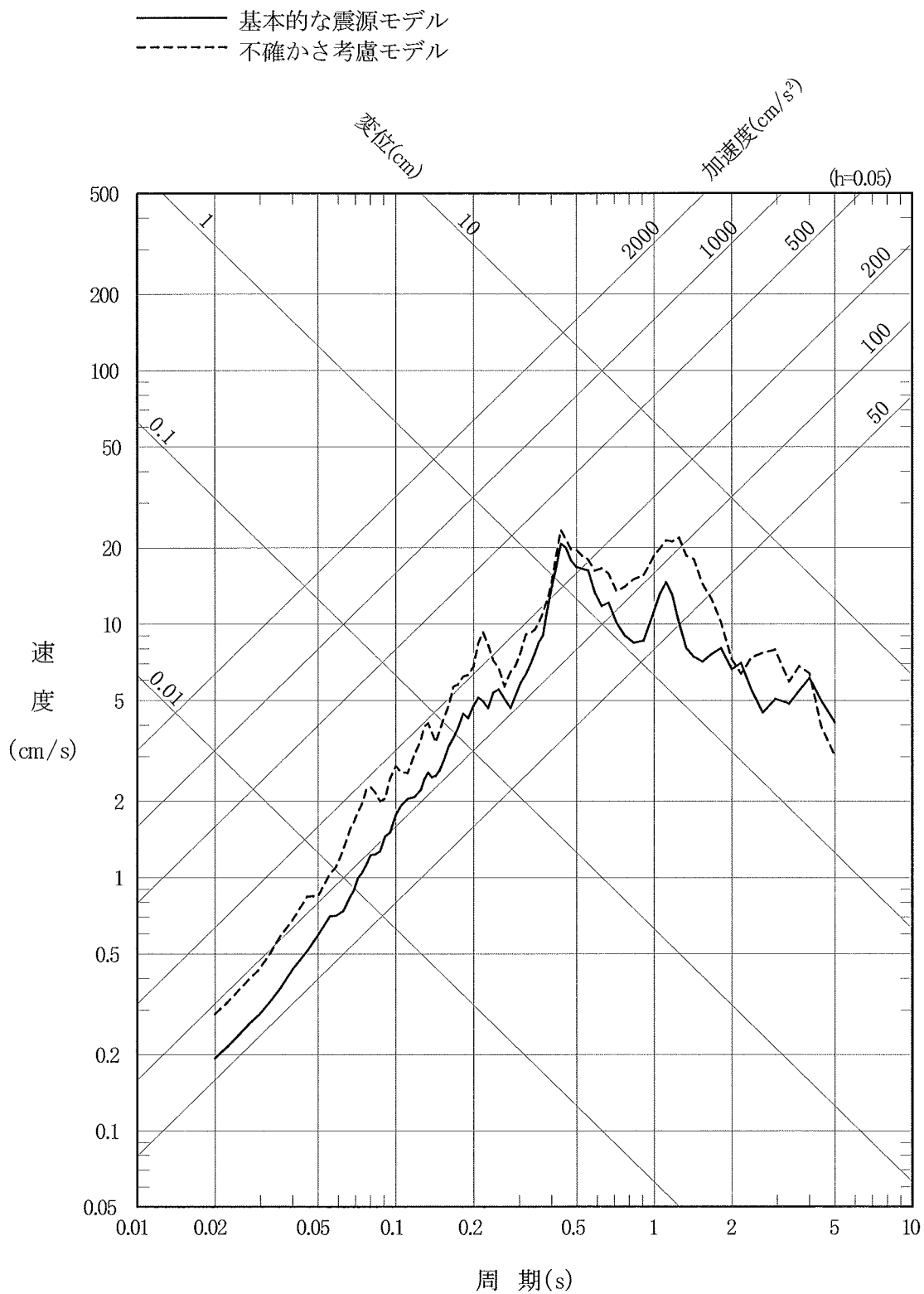


図-4.1.4(3) 想定三陸沖北部の地震の不確かさ考慮モデルによる波形合成結果の
 応答スペクトル(鉛直動)

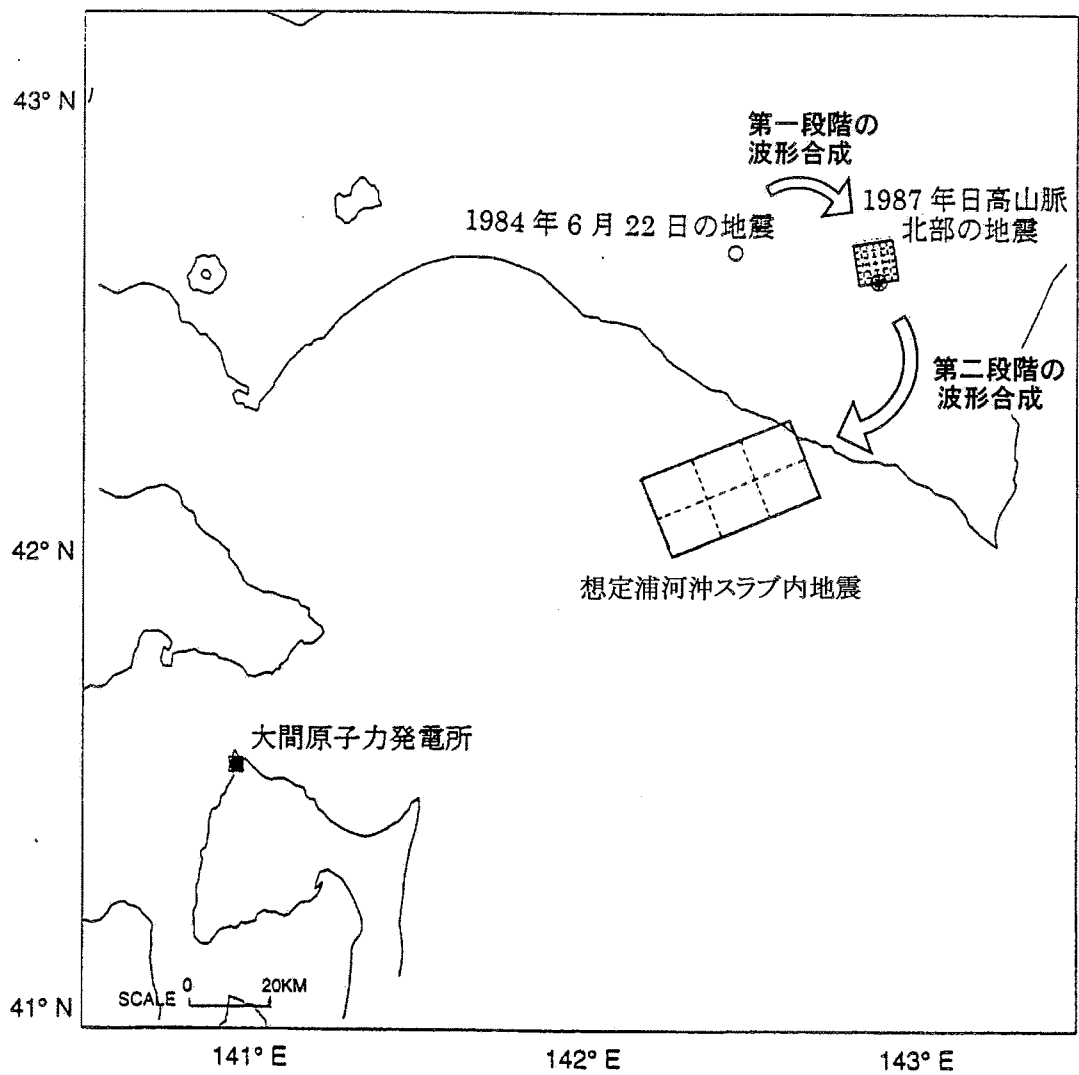


図-4.2.1 想定浦河沖スラブ内地震及び 1987 年日高山脈北部の地震
 の断層位置と 1984 年 6 月 22 日の地震の震央位置
 (破線による断層面の分割は、要素地震の重ね合わせ数に対応する)

表-4.2.1 1984年6月22日の地震の諸元

地震	緯度*1	経度*1	M*1	深さ*1 (km)	断層パラメータ	
					地震モーメント M ₀ (N·m)	応力降下量 Δσ(MPa)
1984年6月22日の地震	42° 36.5′	142° 28.9′	5.3	103	8.76E+16*2	不明

*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

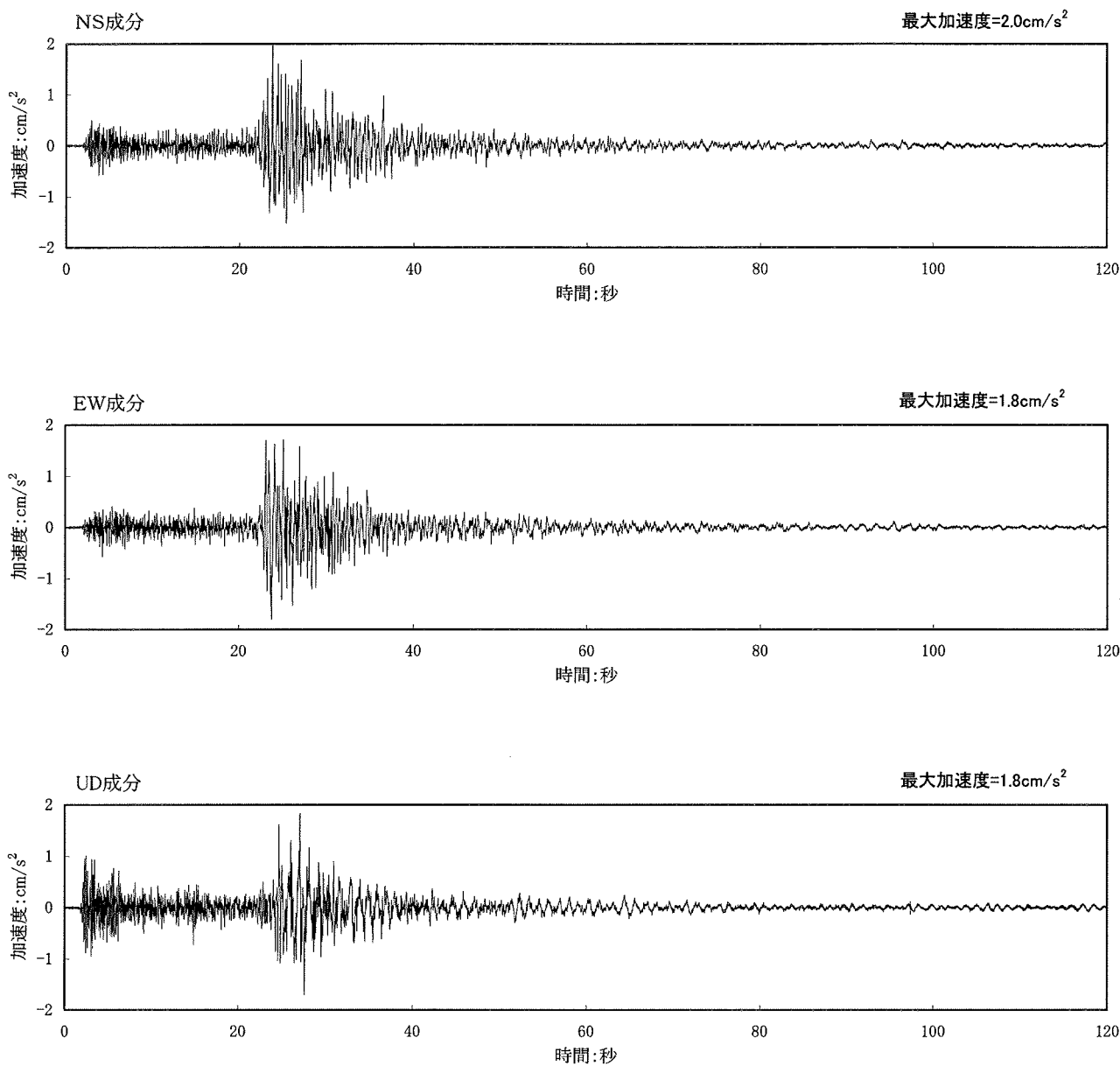


図-4.2.2 要素地震として用いる1984年6月22日の地震の観測記録の加速度波形

表-4.2.2 1987年日高山脈北部の地震の断層パラメータ

項 目		設定値	備 考	
巨視的 パラメータ	断層面積	S (km ²)	100	S=L×W
	地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.7E+19	ハーバード大学による
	応力降下量	Δσ (MPa)	41	Suzuki and Kasahara(1996) ⁽⁴⁷⁾ に基づき設定
	平均すべり量	D (cm)	225	D=M ₀ /μS
	剛性率	μ (N/m ²)	7.5E+10	1993年釧路沖地震 (Takeo et al. (1993)による)と同じ値
	S波速度	V _s (km/s)	4.8	
	破壊伝播速度	V _r (km/s)	3.5	Suzuki and Kasahara(1996) ⁽⁴⁷⁾ に基づき設定
	南西端北緯	N(°)	42.53°	
	南西端東経	E(°)	142.93°	
	走向	θ(°)	N80E	
	傾斜角	δ(°)	0	
	長さ	L(km)	10	
	幅	W(km)	10	
上端深さ	h(km)	119		

表-4.2.3 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

要素地震		対象断面	地震モーメント M_0 (N·m)	応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	応力降下 量の比 C^{*2}	重ね 合わせ数 n^*3	合成に用いる重ね 合わせ数			合成後の地震 モーメント M_0' (N·m) ^{*4}	M_0 に対する M_0' の比 β ^{*5}
発震年月日	地震モーメント M_{0e} (N·m) ^{*1}						応力降下量 $\Delta\sigma_e$ (MPa)	n_L	n_W		
1984.06.22	8.76E+16	不明	1.69E+19	41	1.0	5.77	6	6	6	1.89E+19	1.12

* 1 $M_{0e}=M_0/(n_s \cdot n_d)$, $n_s = n_L \cdot n_W$

* 2 $C = \Delta\sigma / \Delta\sigma_e$

* 3 $n = (M_0 / (C \cdot M_{0e}))^{1/3}$

* 4 $M_0' = (n_L \cdot n_W \cdot n_D) \cdot (C \cdot M_{0e})$

* 5 $\beta = M_0' / M_0$

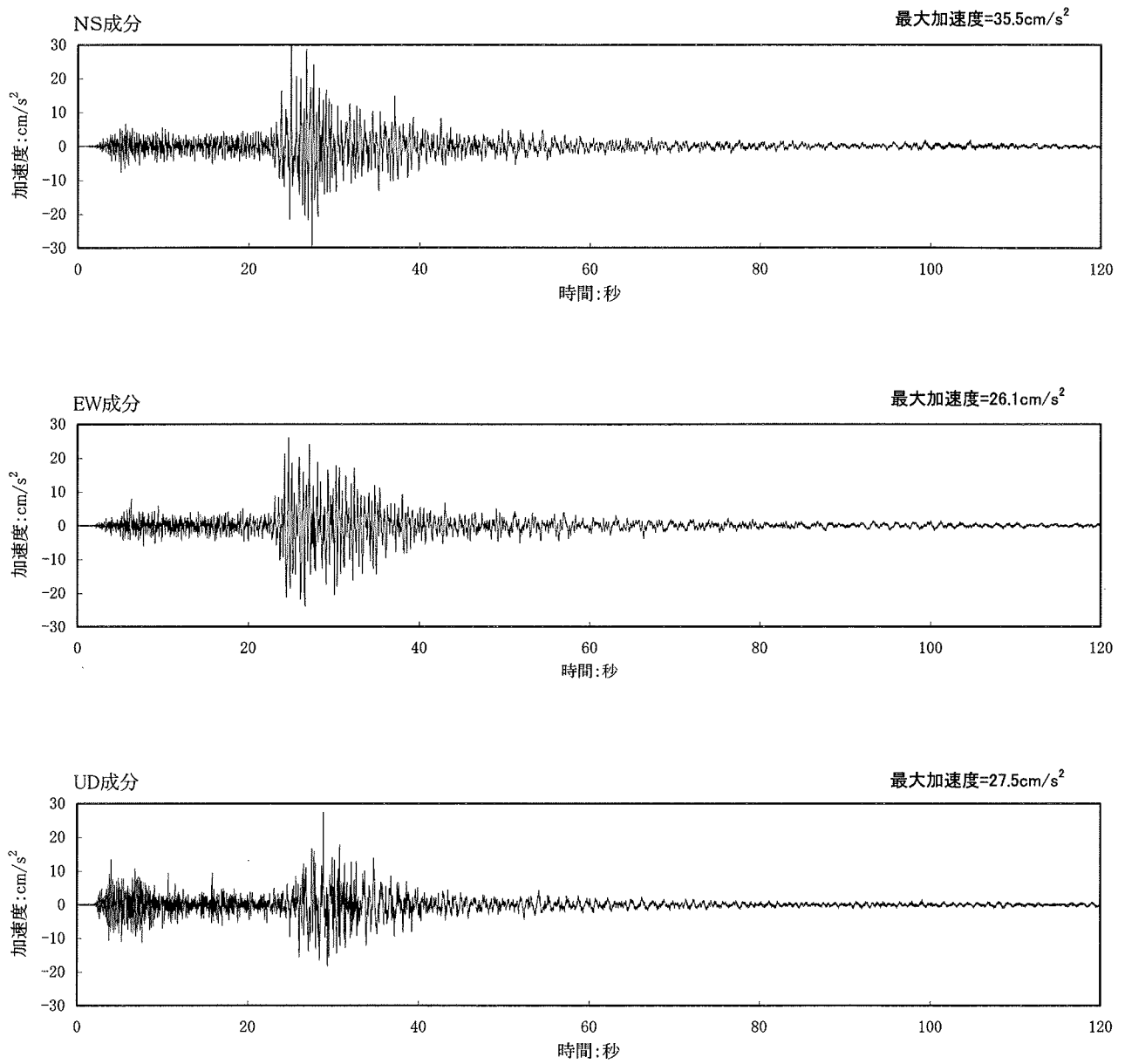


図-4.2.3 1987年日高山脈北部の地震に対する波形合成結果の加速度波形

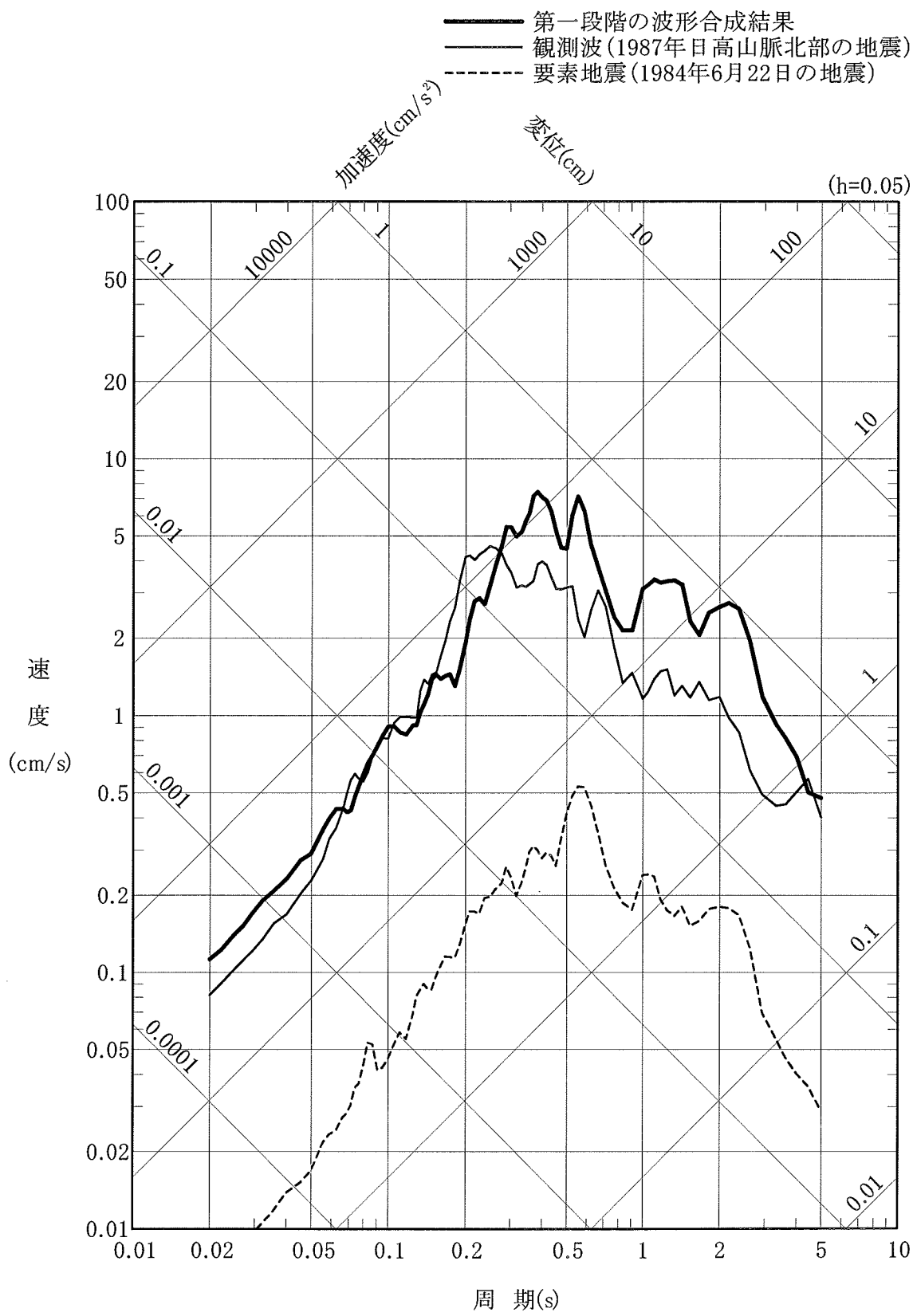


図-4.2.4(1) 1987年日高山脈北部の地震に対する第一段階の波形合成結果の
 応答スペクトル(水平動, NS成分)

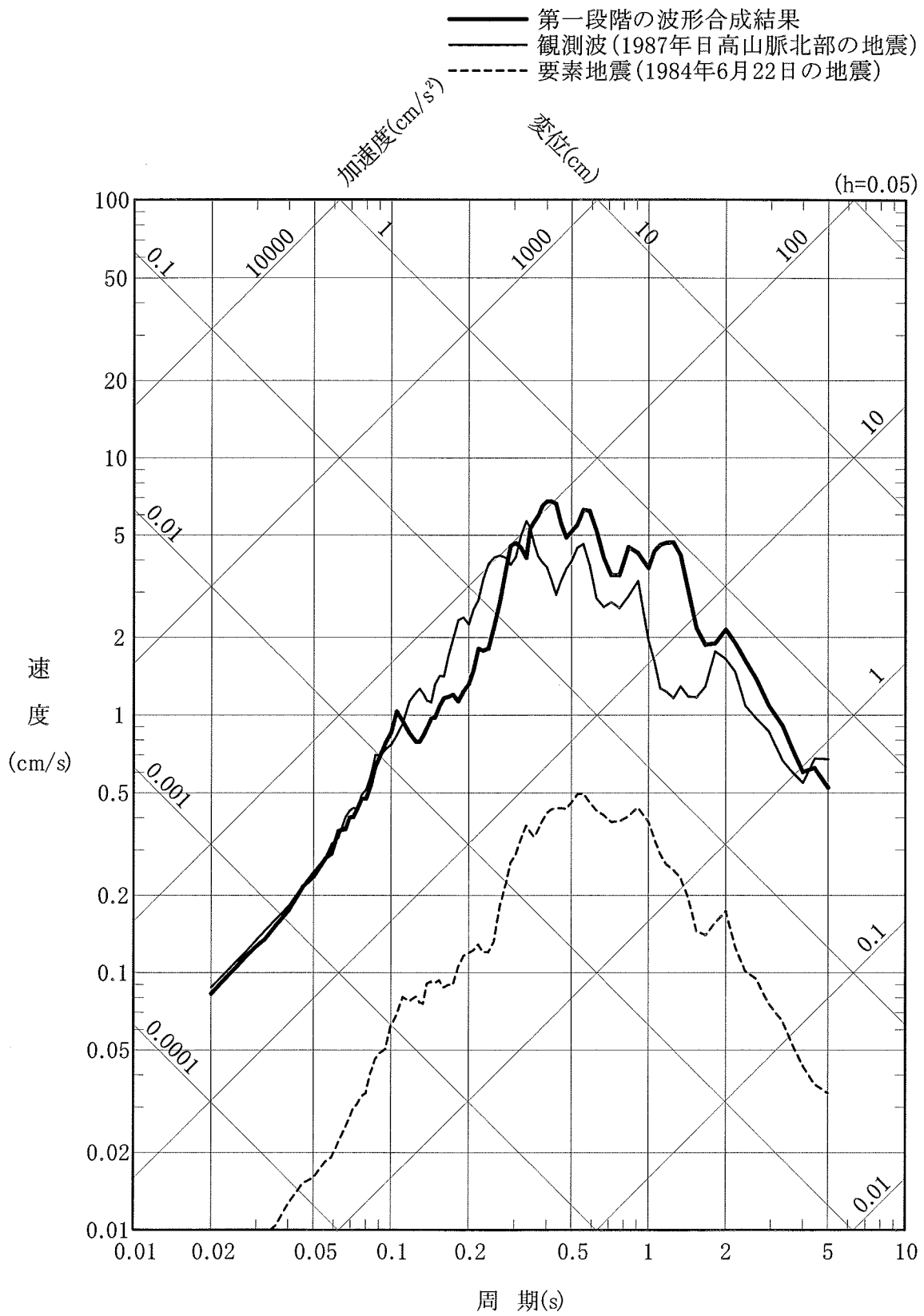


図-4.2.4(2) 1987年日高山脈北部の地震に対する第一段階の波形合成結果の
 応答スペクトル(水平動, EW成分)

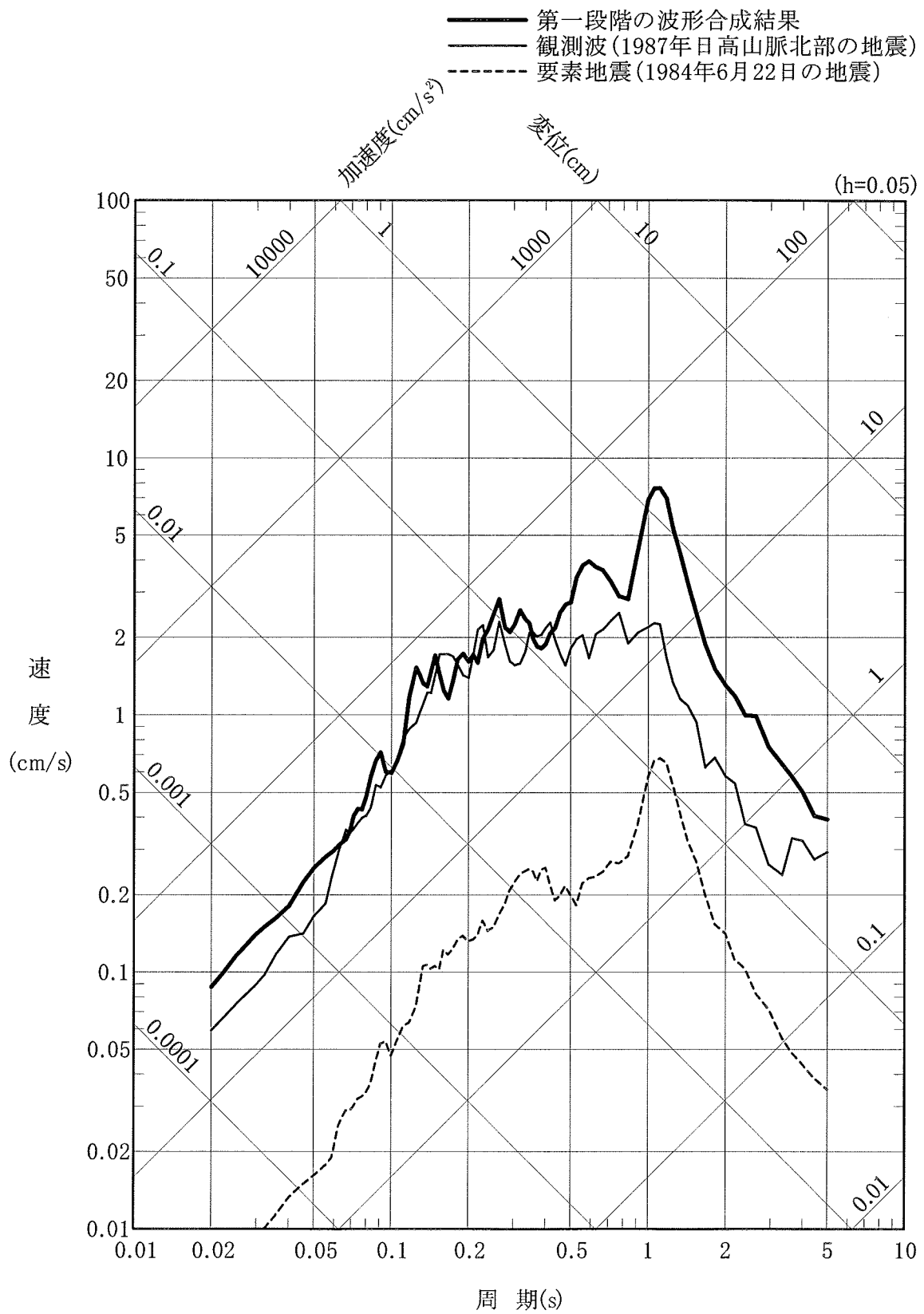


図-4.2.4(3) 1987年日高山脈北部の地震に対する第一段階の波形合成結果の
 応答スペクトル(鉛直動)

表-4.2.4 想定浦河沖スラブ内地震に対する要素地震の重ね合わせ数

発震年月日	要素地震		対象断面	地震モーメント M_0 (N·m)	応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	応力降下 量の比 C^{*2}	重ね 合わせ数 n^{*3}	合成に用いる重ね 合わせ数			合成後の地震 モーメント M_0' (N·m) ^{*4}	M_0 に対する M_0' の比 β^{*5}
	地震モーメント M_{0e} (N·m) ^{*1}	応力降下量 $\Delta \sigma_e$ (MPa)						n_L	n_W	n_D		
—	1.89E+19	—	断面全体	3.3E+20	36	1.0	2.59	3	2	3	3.4E+20	1.03

* 1 $M_{0e} = M_0 / (n_s \cdot n_d)$, $n_s = n_L \cdot n_W$

* 2 $C = \Delta \sigma / \Delta \sigma_e$

* 3 $n = (M_0 / (C \cdot M_{0e}))^{1/3}$

* 4 $M_0' = (n_L \cdot n_W \cdot n_D) \cdot (C \cdot M_{0e})$

* 5 $\beta = M_0' / M_0$

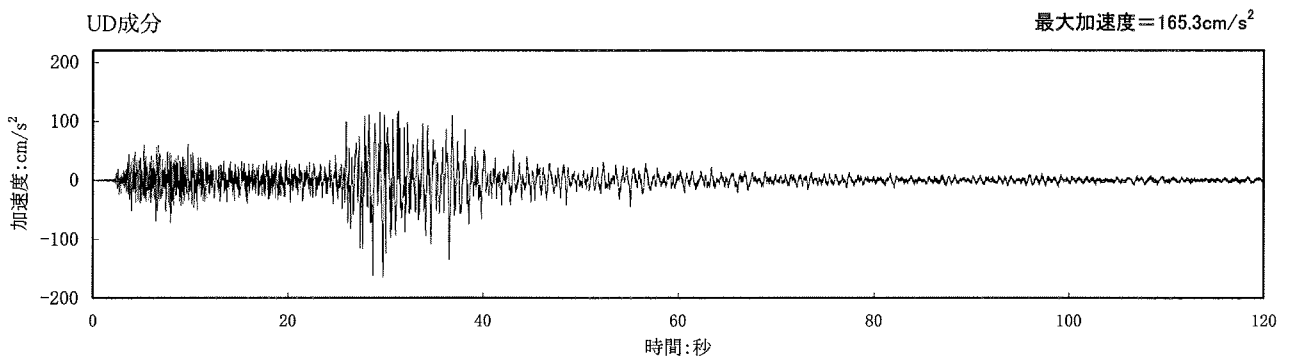
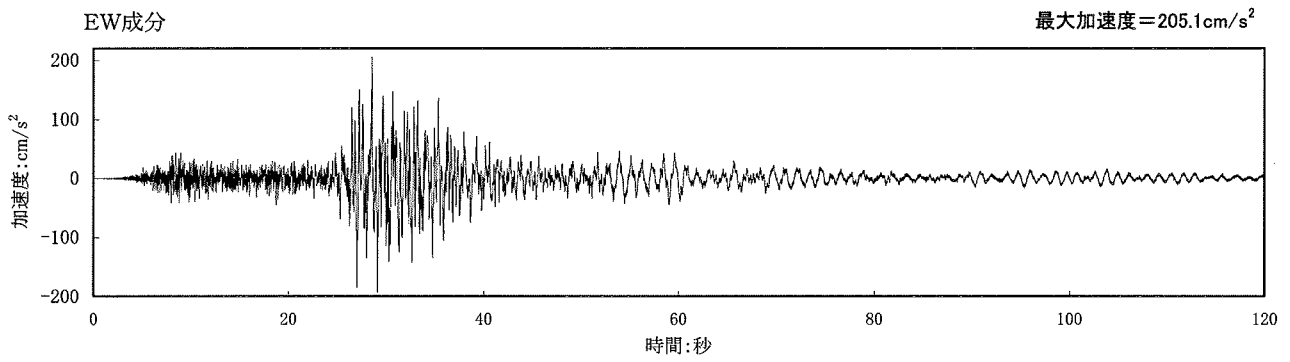
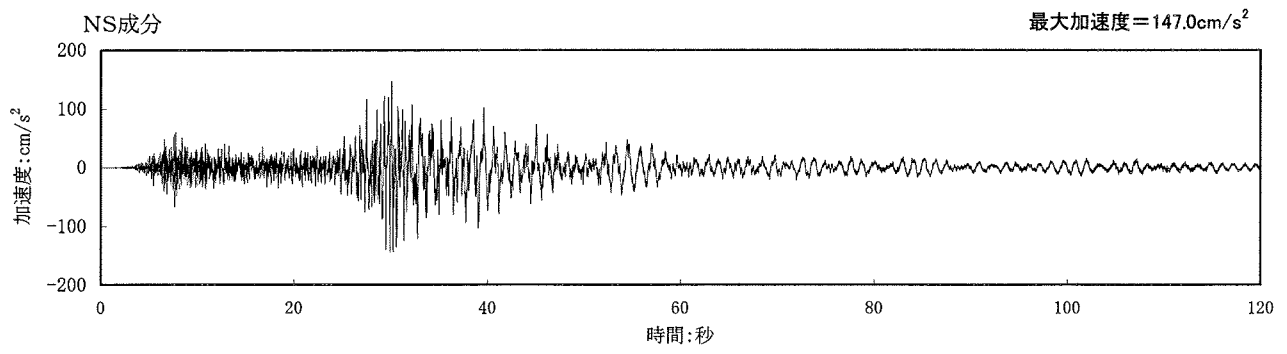


図-4.2.5 2段階の波形合成による想定浦河沖スラブ内地震のはざとり波の加速度波形

- 想定浦河沖スラブ内地震(1984年6月22日の地震を要素地震)(NS成分)
- - - 想定浦河沖スラブ内地震(1984年6月22日の地震を要素地震)(EW成分)
- 1993年釧路沖地震(NS成分)
- - - 1993年釧路沖地震(EW成分)

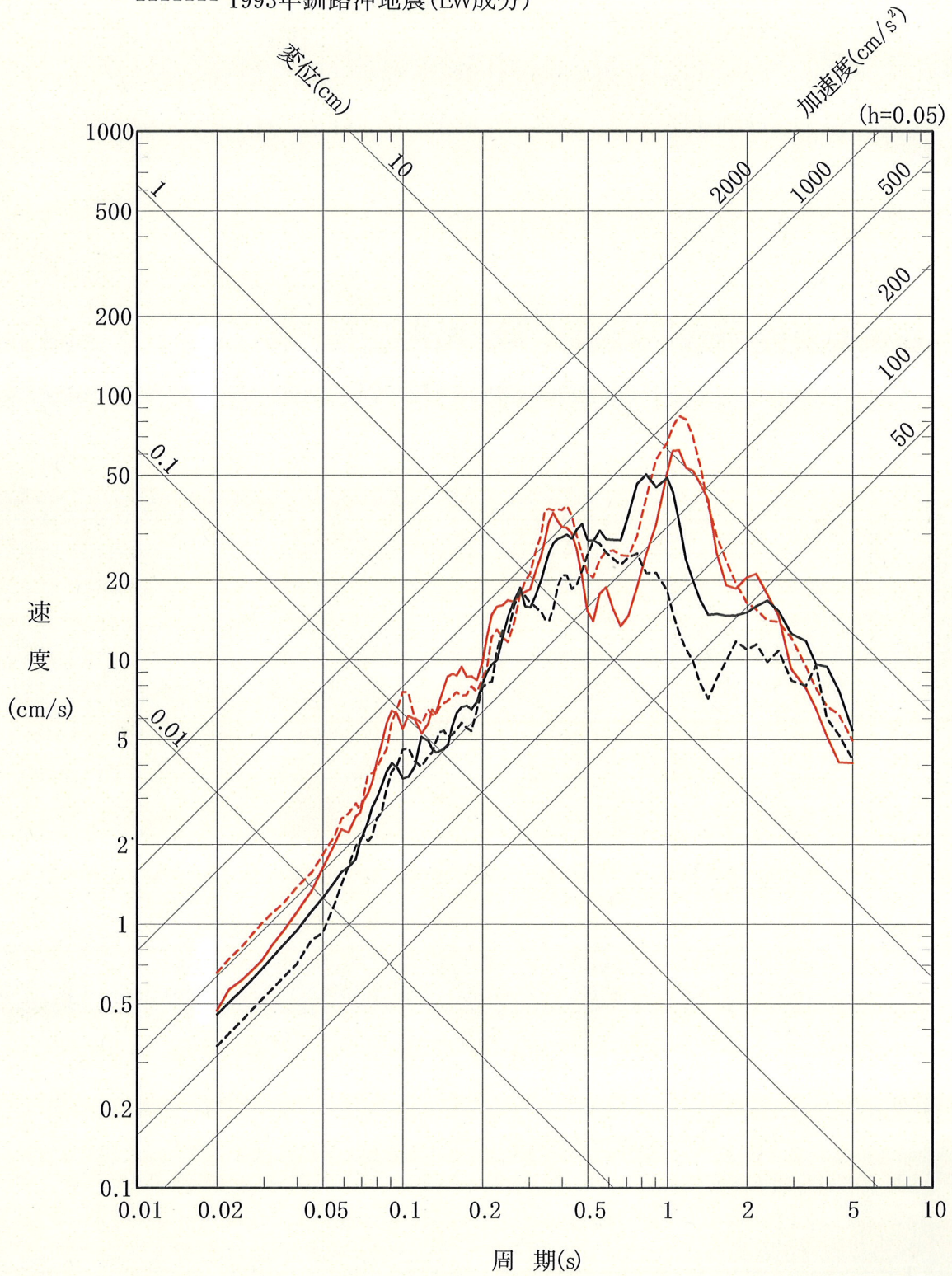


図-4.2.6(1) 2段階の波形合成による想定浦河沖スラブ内地震のはざとり波の応答スペクトル(水平動)

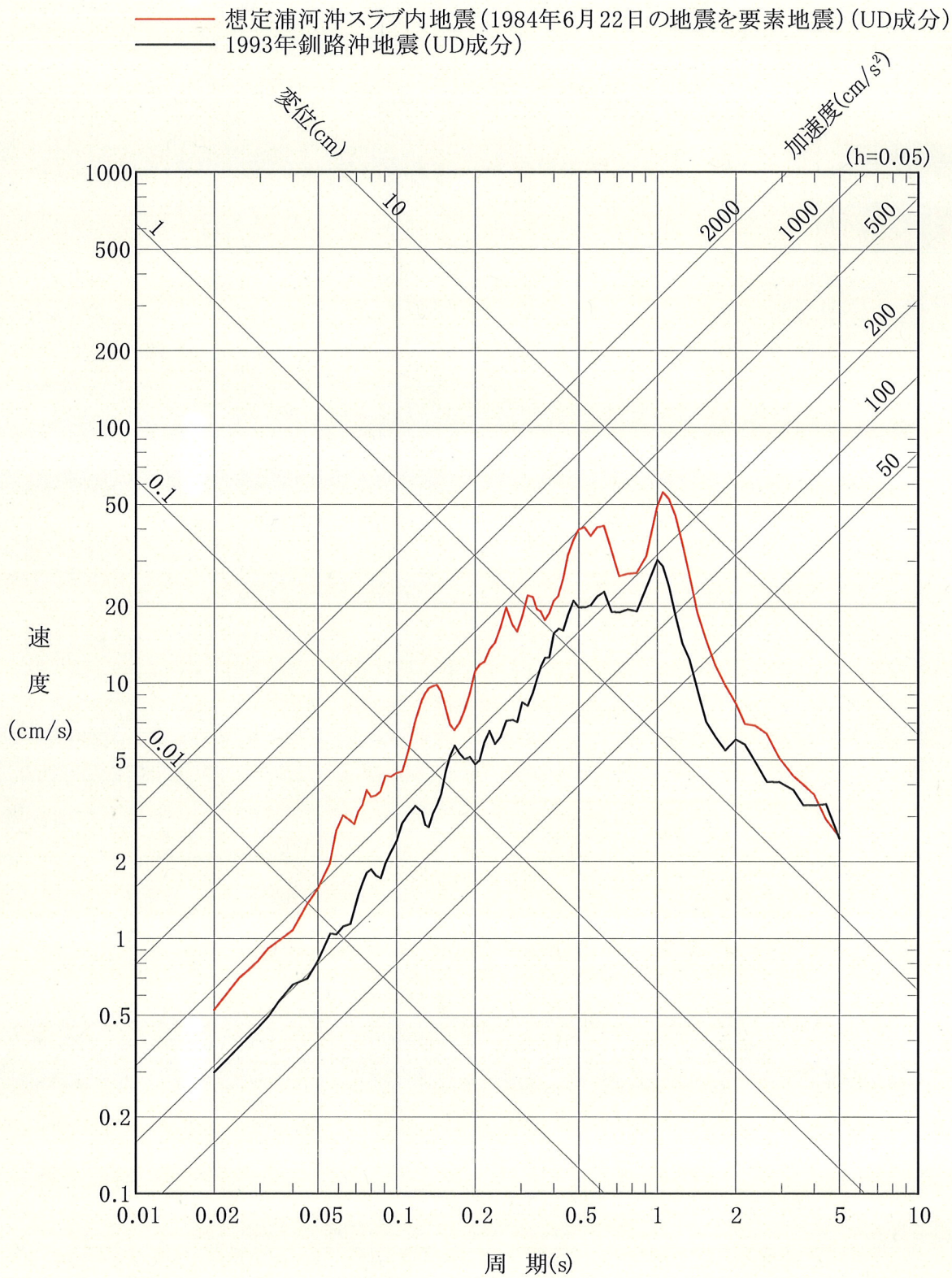


図-4.2.6(2) 2段階の波形合成による想定浦河沖スラブ内地震のはざとり波の応答スペクトル(鉛直動)

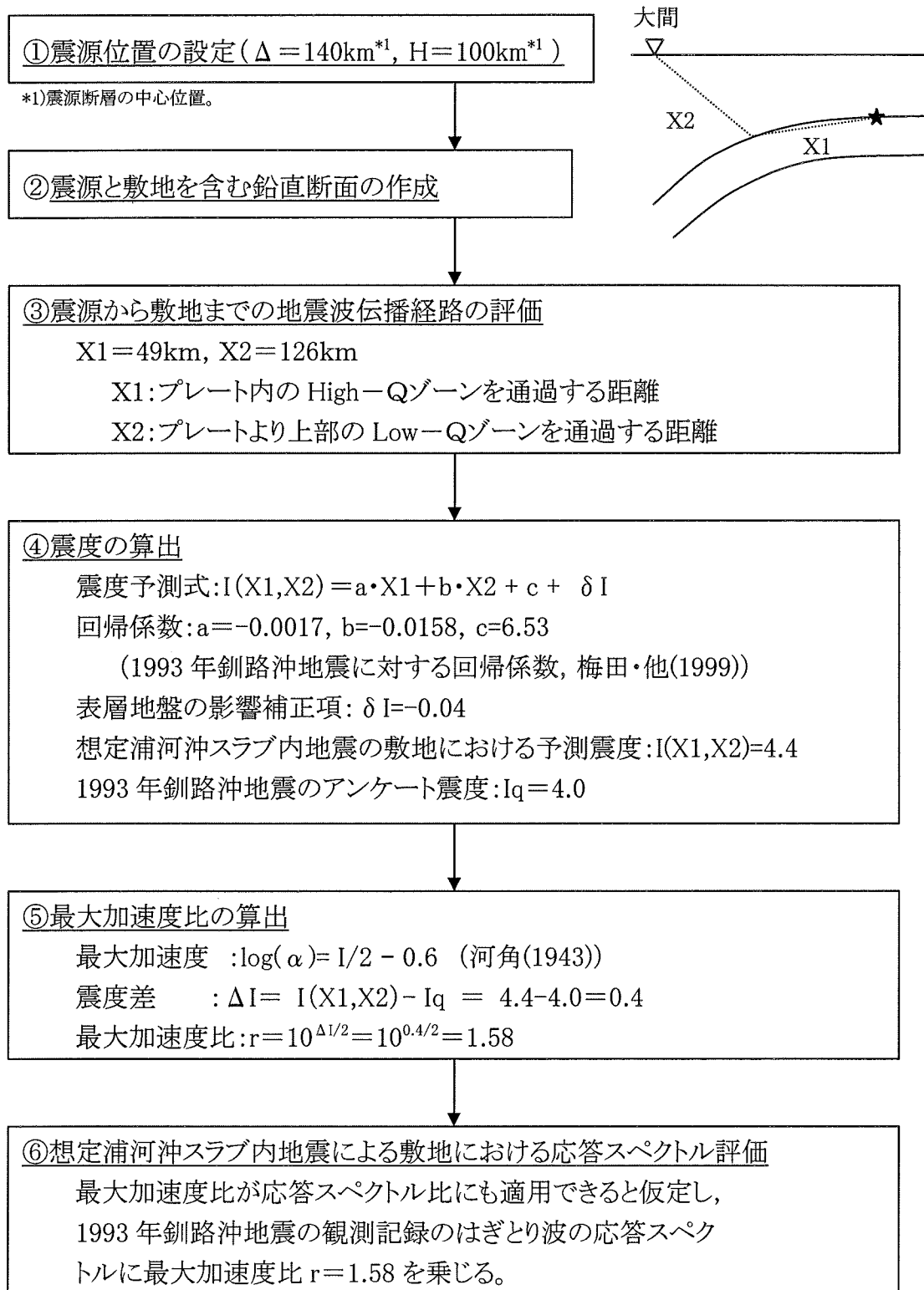


図-4.2.7 1993年釧路沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果で補正する方法による想定浦河沖スラブ内地震の応答スペクトルの検討フロー

- 想定浦河沖スラブ内地震(NS成分)
- 想定浦河沖スラブ内地震(EW成分)
- 1993年釧路沖地震のはざとり波(NS成分)
- 1993年釧路沖地震のはざとり波(EW成分)

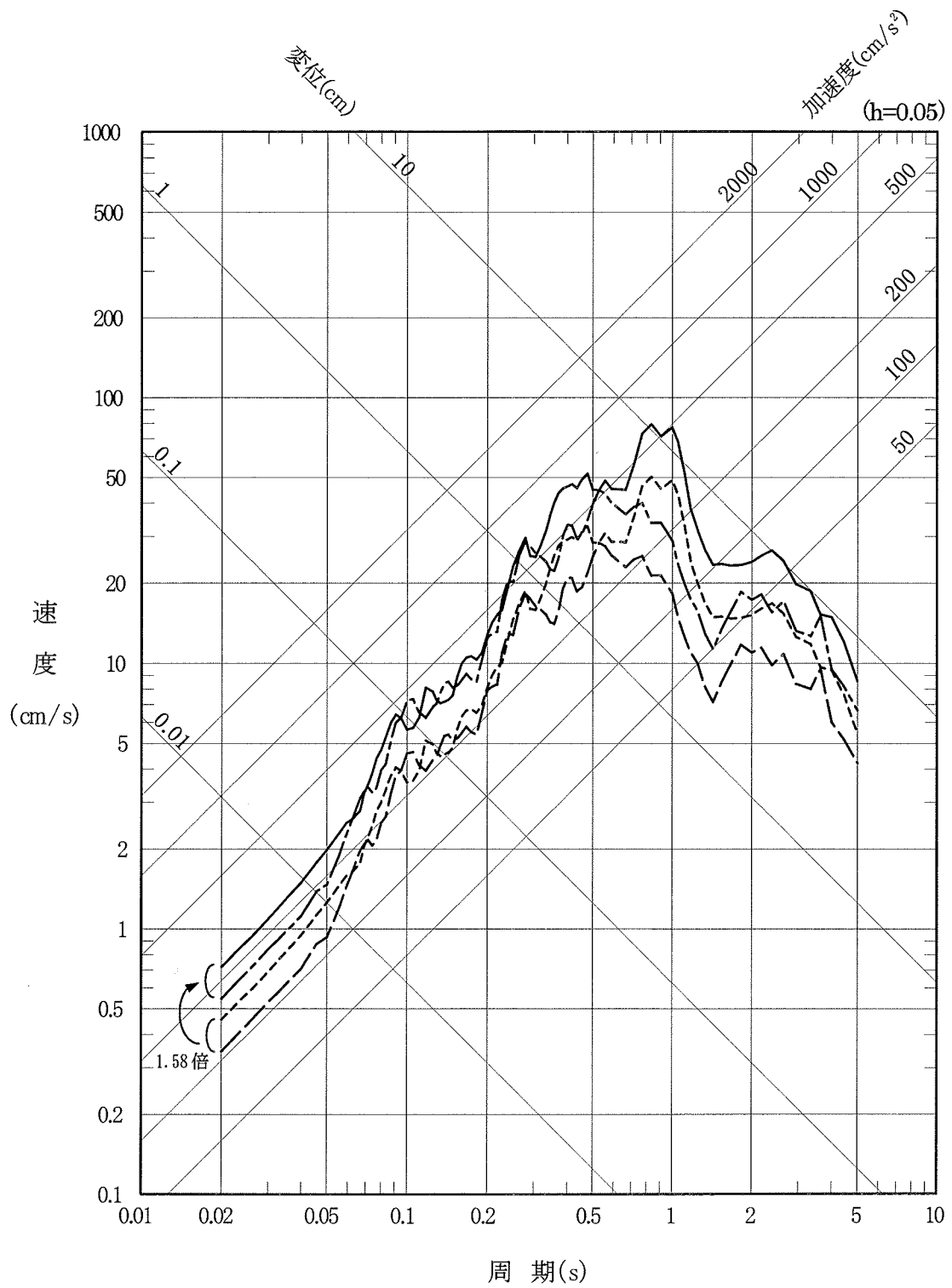


図-4.2.8(1) 1993年釧路沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果で補正する方法による想定浦河沖スラブ内地震の応答スペクトル(水平動)

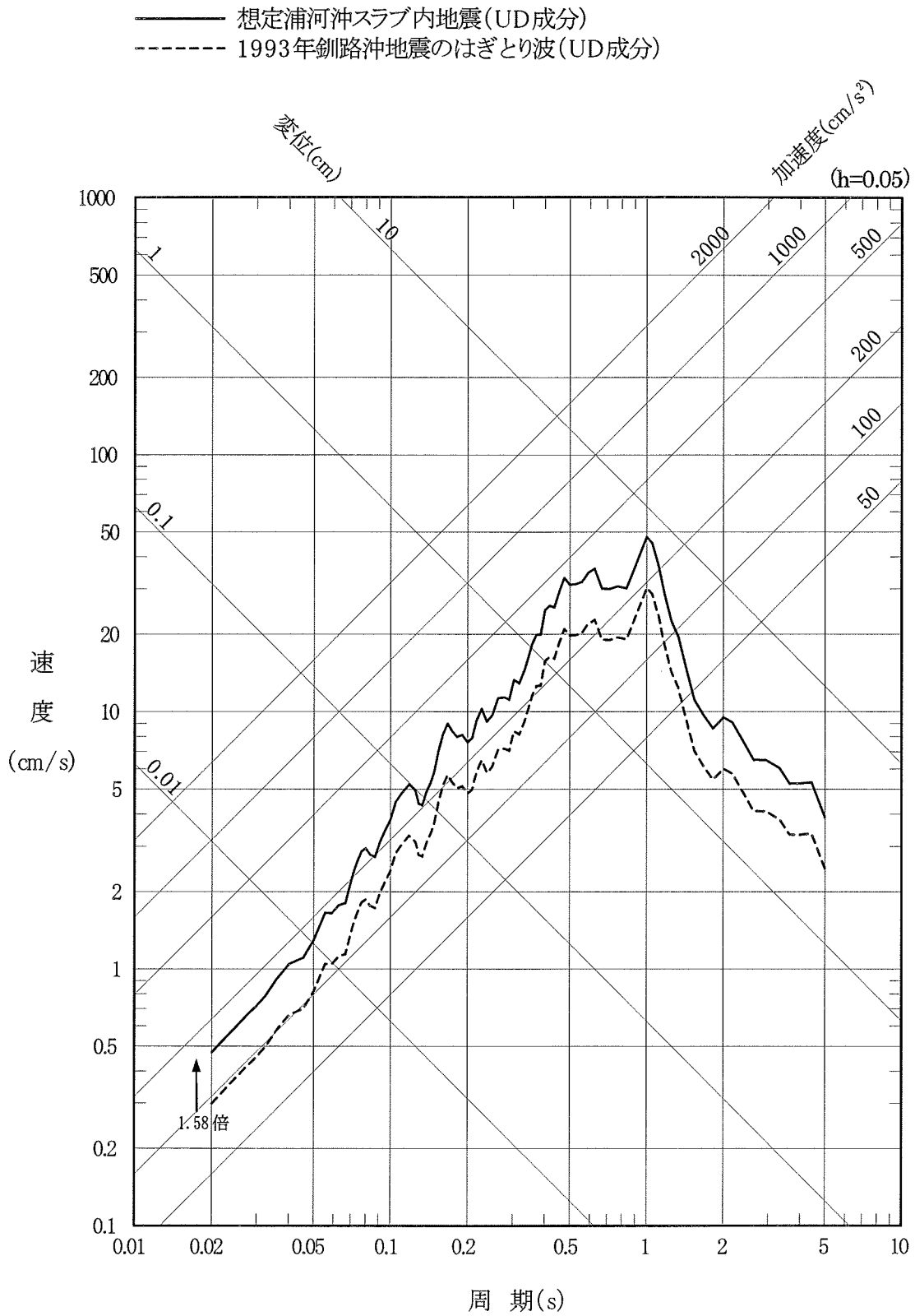


図-4.2.8(2) 1993年釧路沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果で補正する方法による想定浦河沖スラブ内地震の応答スペクトル(鉛直動)

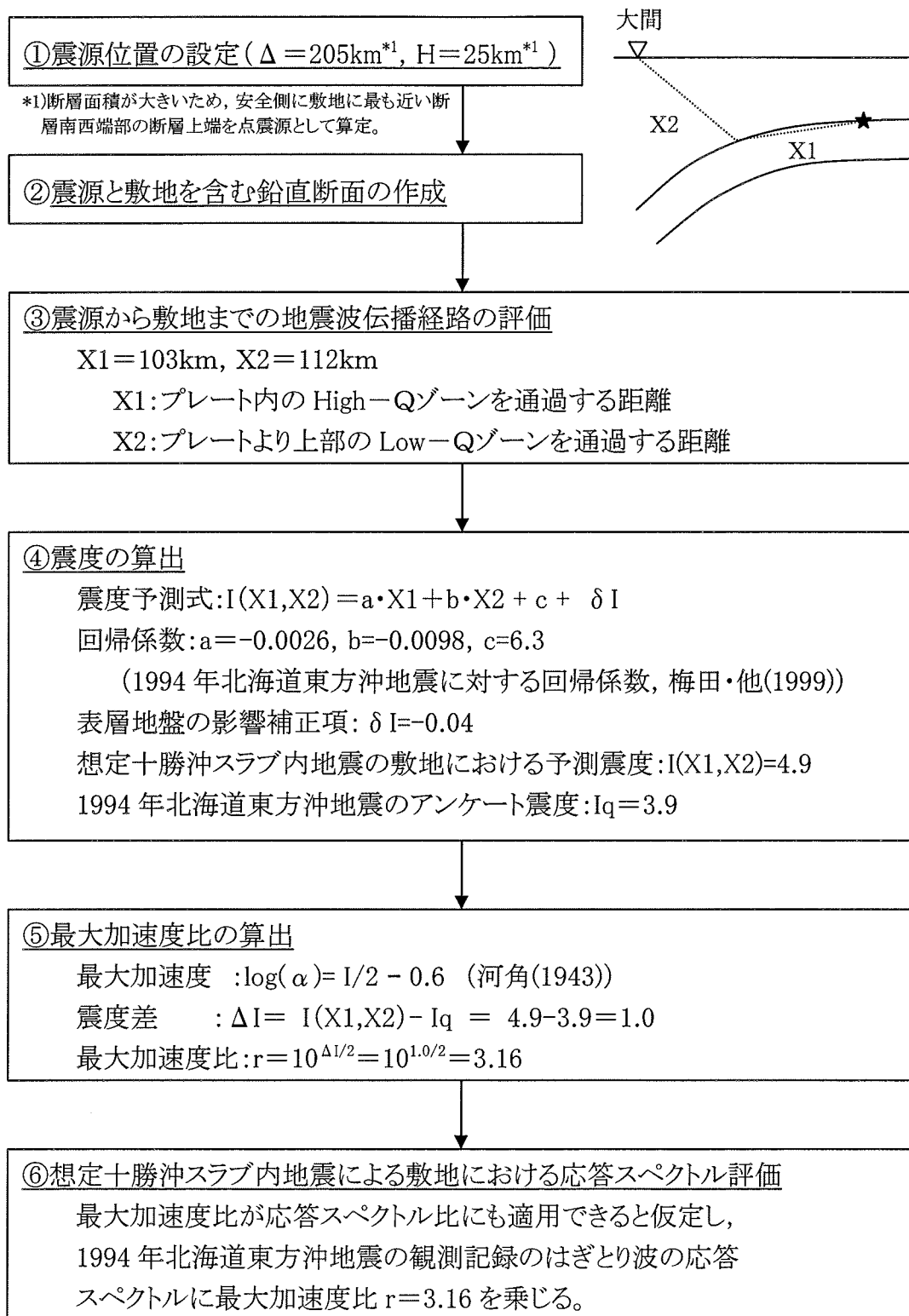


図-4.3.1 1994年北海道東方沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果で補正する方法の検討フロー

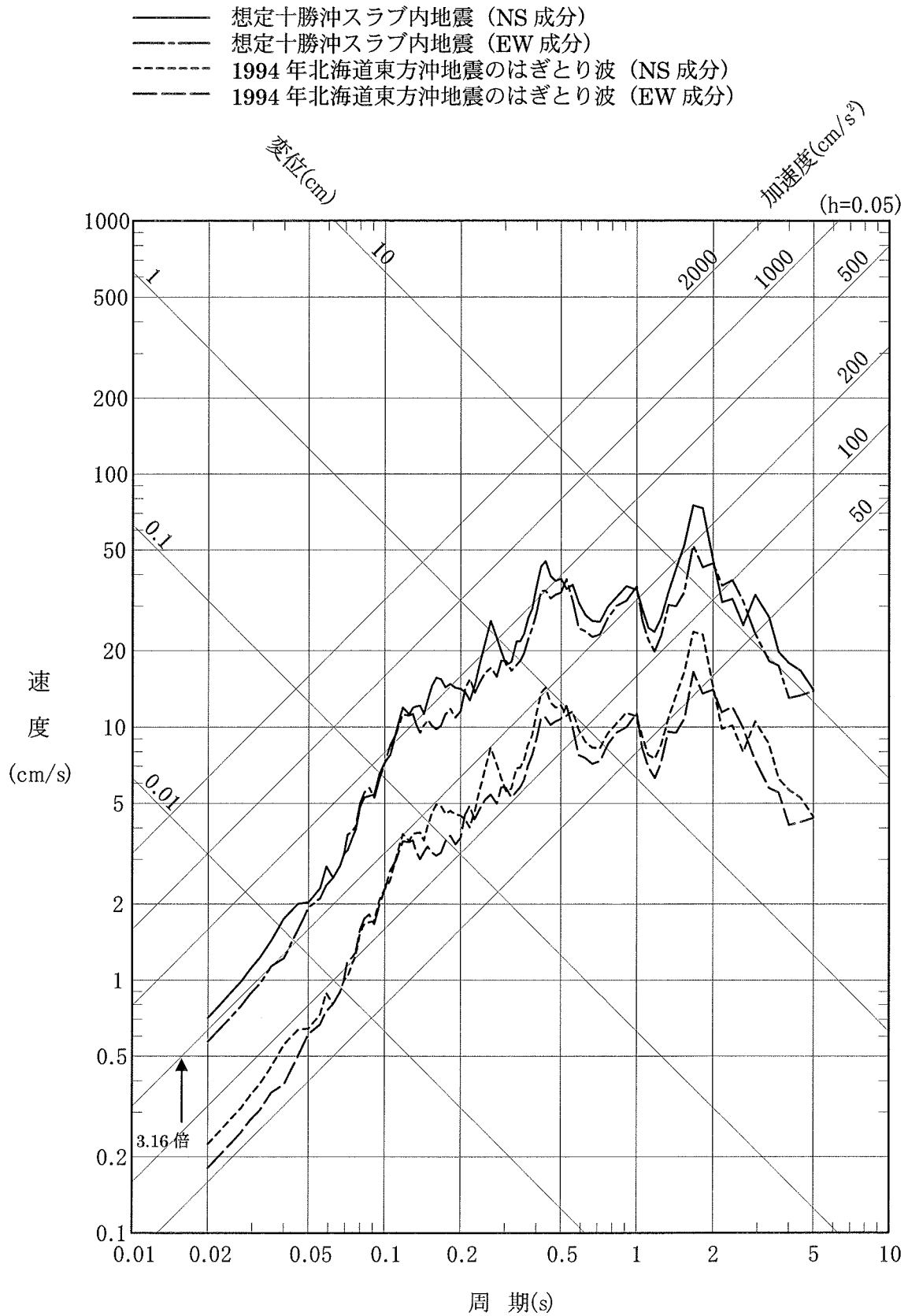


図-4.3.2(1) 1994年北海道東方沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果で補正する方法による想定十勝沖スラブ内地震の応答スペクトル(水平動)

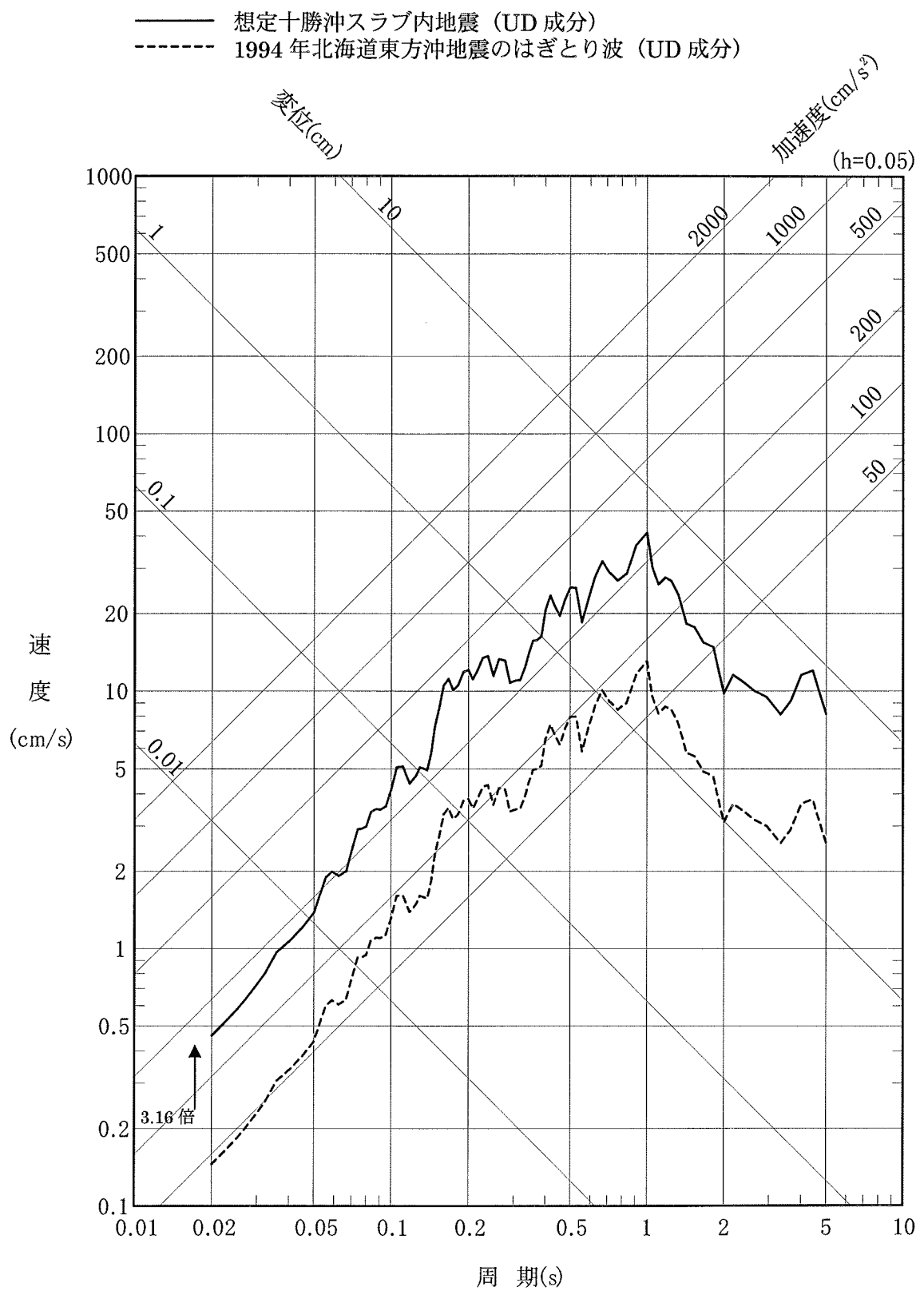


図-4.3.2(2) 1994 年北海道東方沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果で補正する方法による想定十勝沖スラブ内地震の応答スペクトル(鉛直動)

表-4.4.1 函館平野西縁断層帯による地震(M7.5)の断層パラメータ

項目			設定値		備考		
			セグメント1	セグメント2			
巨視的 パラメータ	断層 全体	断層面積	$S(\text{km}^2)$	568		$S=S_1+S_2$	
		等価半径	$R(\text{km})$	13.5		$R=(S/\pi)^{1/2}$	
		地震モーメント	$M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	3.1E+19		$\log M_0=1.5M_j+16.1, M_j=7.5$	
		応力降下量	$\Delta\sigma(\text{MPa})$	5.6		$\Delta\sigma=(7/16)*M_0*(S/\pi)^{-3/2}$	
		平均すべり量	$D(\text{cm})$	173		$D=M_0/(\mu S)$	
		短周期レベル	$A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$	2.4E+19		$A=(\sum A_{ai})^{1/2}$	
		剛性率	$\mu(\text{N}/\text{m}^2)$	3.2E+10		Somerville et al. (1999) ⁽⁴⁹⁾ を参考に設定	
		S波速度	$V_s(\text{km}/\text{s})$	3.5		$V_s=V_p/\sqrt{3}, V_p=6\text{km}/\text{s}$	
	破壊伝播速度	$V_r(\text{km}/\text{s})$	2.5		$V_r=0.72\times V_s$ (Geller, 1976) ⁽⁵⁰⁾		
	セグメント	北端北緯	$N(^{\circ})$	41.9	41.7	セグメント北端, 日本測地系	
		北端東経	$E(^{\circ})$	140.6	140.6	(断層上端の地表投影点)	
		走向	$\theta(^{\circ})$	N186E	N121E	北から東回り	
		傾斜角	$\delta(^{\circ})$	45	90	セグメント1は西傾斜, 2は鉛直	
		すべり角	$\lambda(^{\circ})$	90	0	東西圧縮の応力場の仮定に基づき設定	
		断層長さ	$L(\text{km})$	21.5	7.5	調査結果による	
		断層幅	$W(\text{km})$	21.2	15.0	$W=15/\sin\delta$	
		断層上端深さ	$h(\text{km})$	3	3	微小地震活動をもとに設定	
		セグメント面積	$S_i(\text{km}^2)$	456	112	$S_i=L\times W$	
		地震モーメント	$M_{0i}(\text{N}\cdot\text{m})$	2.8E+19	3.4E+18	$M_{0i}=M_0*S_i^{1.5}/\sum S_i^{1.5}$	
		平均すべり量	$D_i(\text{cm})$	192	95	$D_i=M_{0i}/(\mu S_i)$	
Q値		Q_s	100×f		Takehi&Irikura(1997)に基づく		
f max	fmax(Hz)	8.3		香川・他(2003)に基づく			
微視的 パラメータ	アスペリ ティ	第1	面積	$S_{a1}(\text{km}^2)$	71	26	$S_{a1}=(2/3)*S_a$ (セグメント1)
			平均すべり量	$D_{a1}(\text{cm})$	425	190	$D_{a1}=M_{0a1}/(\mu S_{a1})$
			地震モーメント	$M_{0a1}(\text{N}\cdot\text{m})$	9.6E+18	1.6E+18	$M_{0a1}=M_{0a}*S_{a1}^{1.5}/\sum S_{ai}^{1.5}$
			実効応力	$\sigma_{a1}(\text{MPa})$	24.2	24.2	$\sigma_{a1}=\Delta\sigma_a$
			短周期レベル	$A_{a1}(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$	1.8E+19	1.1E+19	$A_{a1}=4\pi r_1 \sigma_{a1} V_s^2, r_1=(S_{a1}/\pi)^{1/2}$
	第2	面積	$S_{a2}(\text{km}^2)$	35	-	$S_{a2}=(1/3)*S_a$ (セグメント1)	
		平均すべり量	$D_{a2}(\text{cm})$	300	-	$D_{a2}=M_{0a2}/(\mu S_{a2})$	
		地震モーメント	$M_{0a2}(\text{N}\cdot\text{m})$	3.4E+18	-	$M_{0a2}=M_{0a}*S_{a2}^{1.5}/\sum S_{ai}^{1.5}$	
		実効応力	$\sigma_{a2}(\text{MPa})$	24.2	-	$\sigma_{a2}=\Delta\sigma_a$	
		短周期レベル	$A_{a2}(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$	1.3E+19	-	$A_{a2}=4\pi r_2 \sigma_{a2} V_s^2, r_2=(S_{a2}/\pi)^{1/2}$	
	背景 領域	面積	$S_b(\text{km}^2)$	350	86	$S_b=S_1-S_a$	
		平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	134	66	$D_b=M_{0b}/\mu S_b$	
		地震モーメント	$M_{0b}(\text{N}\cdot\text{m})$	1.5E+19	1.8E+18	$M_{0b}=M_{01}-M_{0a}$	
		実効応力	$\sigma_b(\text{MPa})$	30.2	28.8	$\sigma_b=(D_b/W_b)*(W_a/D_a)\sum \gamma_i^3*\Delta\sigma_a$	

- 断層モデルを用いた方法(M7.5,統計的グリーン関数法,NS成分)
- - - - 断層モデルを用いた方法(M7.5,統計的グリーン関数法,EW成分)
- · — 応答スペクトルに基づく方法(M7.5)

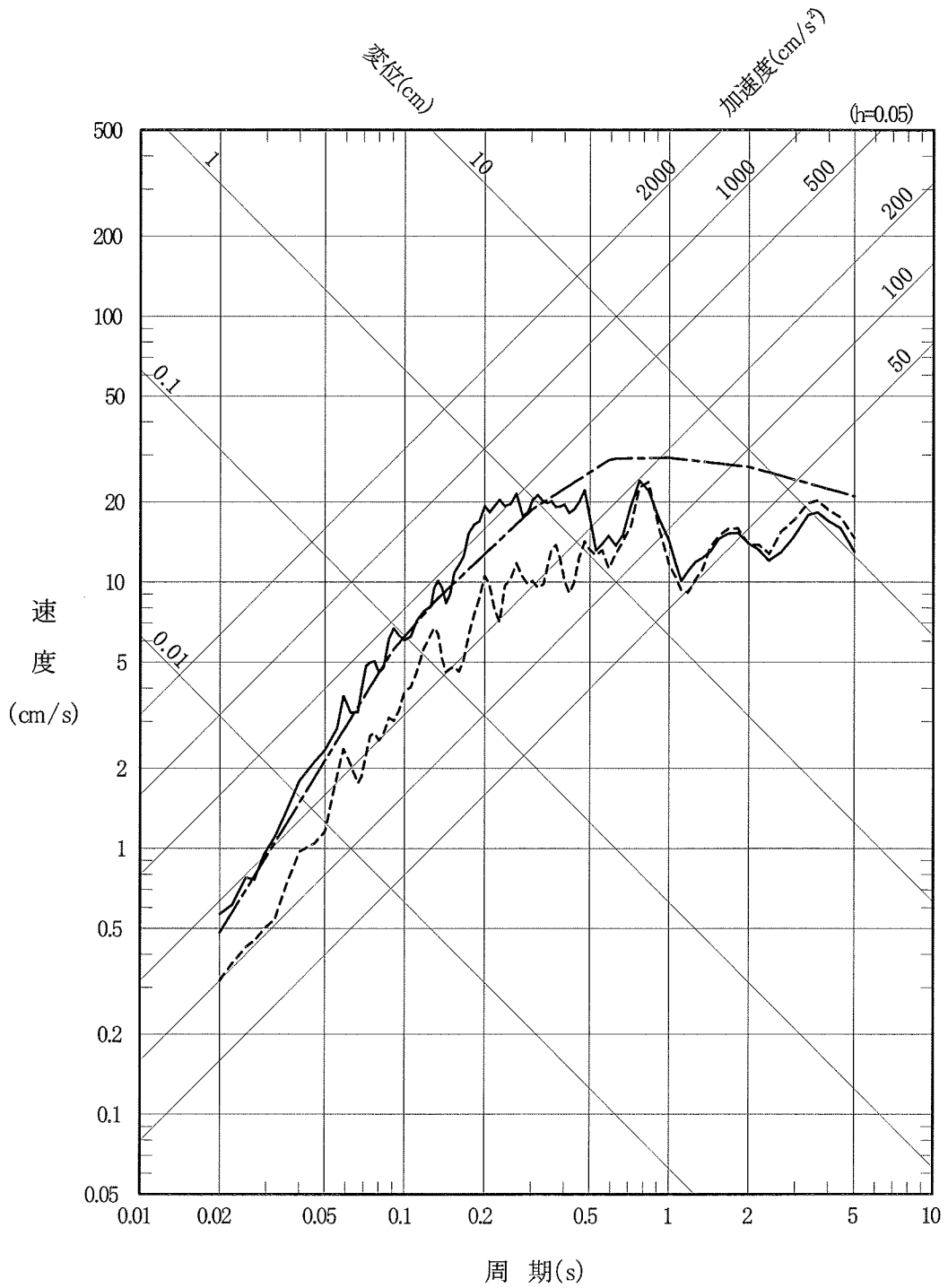


図-4.4.1(1) 不確かさを考慮した函館平野西縁断層帯による地震の応答スペクトル (水平動)

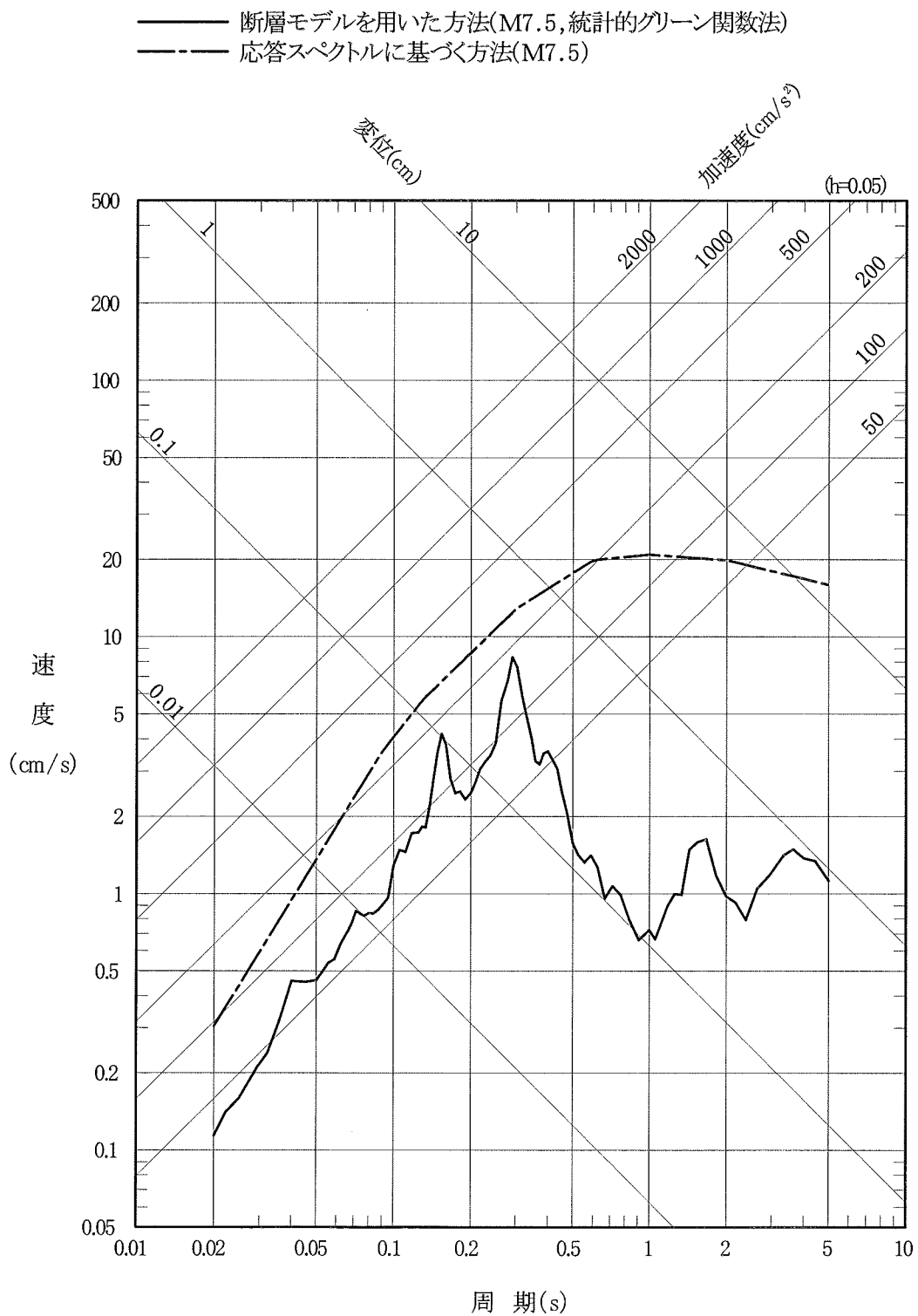


図-4.4.1(2) 不確かさを考慮した函館平野西縁断層帯による地震の応答スペクトル
 (鉛直動)

5. 基準地震動 S_s の設計用応答スペクトル

申請者は、検討用地震の応答スペクトルに対して、基準地震動策定に影響を及ぼす不確かさを含めて包絡した応答スペクトルを敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の設計用応答スペクトル S_s-1_H 及び S_s-1_V (以下「基準地震動 S_s の応答スペクトル」という。)として設定するとしている。

図-5.1.1 に基準地震動 S_s の設計用応答スペクトル並びに「3. 検討用地震の地震動評価」及び「4. 基準地震動策定に影響を及ぼす不確かさの考慮」において算定した検討用地震の応答スペクトルを比較して示す。

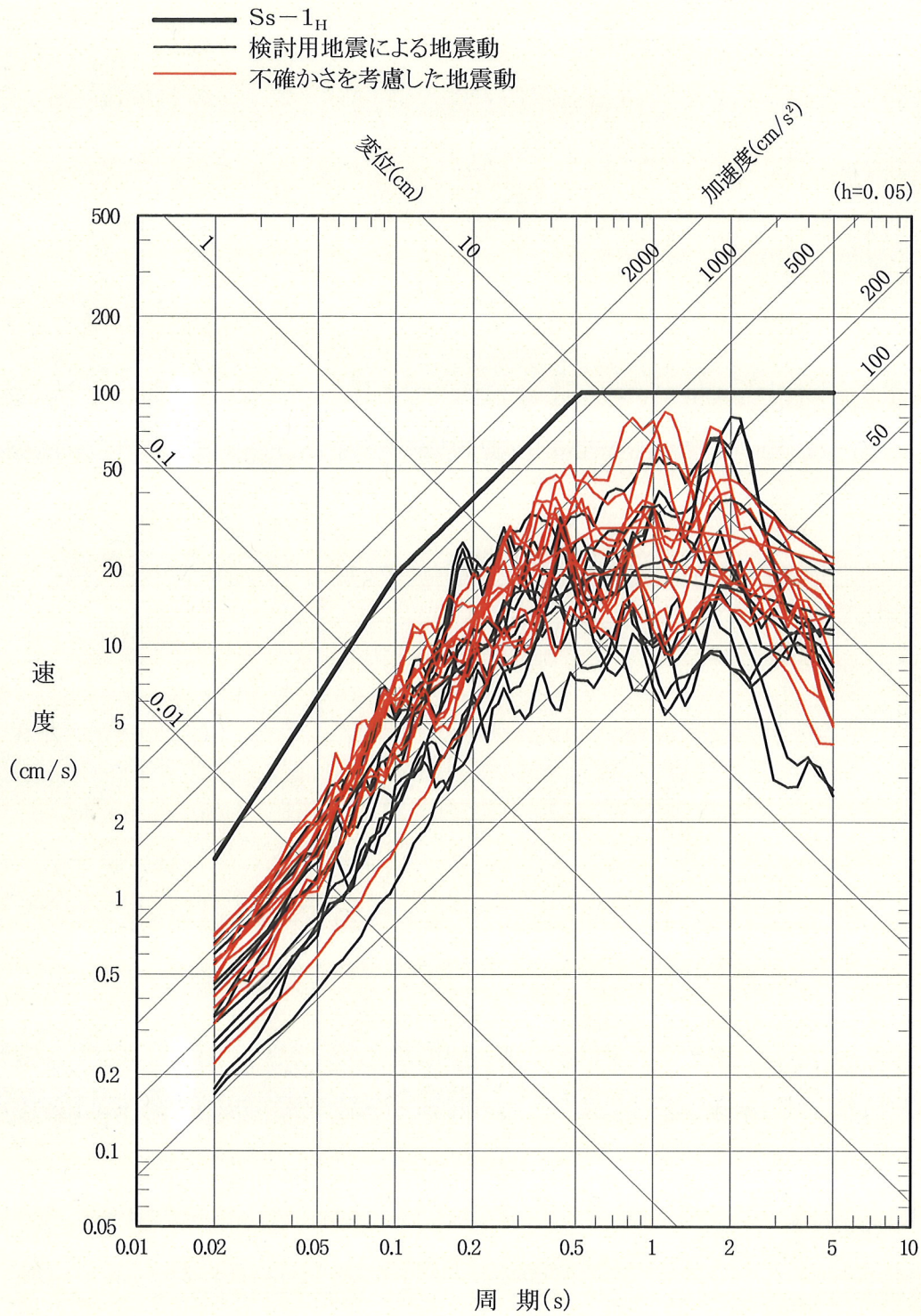


図-5.1.1(1) 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の設計用応答スペクトル $S_s - 1_H$ 及び
 検討用地震の応答スペクトル(水平動)

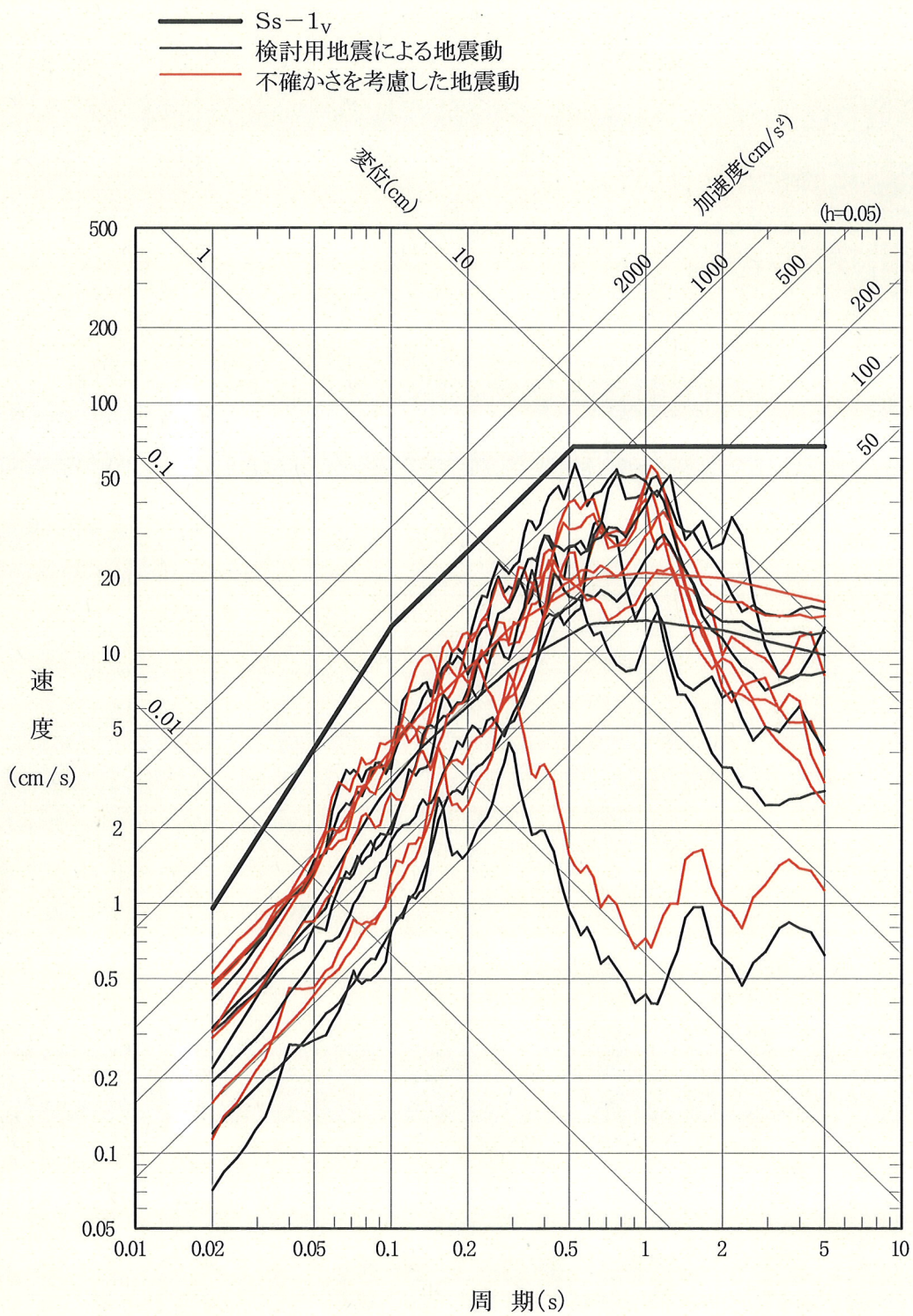


図-5.1.1(2) 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の設計用応答スペクトル S_s-1_v 及び
 検討用地震の応答スペクトル(鉛直動)

6. 孤立した短い活断層による地震の地震動評価

申請者は、図-6.1.1 に示す敷地に近い海域にある F-14 断層及び敷地西方沖断層については、詳細な活断層調査結果から、断層長さをそれぞれ最大約 3.4km 及び最大約 7.2km と評価している。「2.1.3 内陸地殻内地震」で述べたように、これらの断層は断層長さが短く、地震規模の推定に際して既往の経験式が適用できないと考えられるとしており、また、詳細な調査によっても十分な情報が得られないため震源断層の規模を精度良く推定することは困難なため、仮に震源断層を設定し、地震動評価を行っている。

6.1 孤立した短い活断層の震源断層規模の仮定

申請者は、F-14 断層及び敷地西方沖断層について、震源断層が敷地周辺の内陸地殻内で発生した微小地震の震源深さの下限付近まで拵がって存在する可能性を否定できないため、考え得る震源断層の規模の評価の一つとして、仮に震源断層が敷地周辺の地震発生層の上限から下限まで拵がっているとした場合について地震動評価を行うとしている。

地震発生層の上限深さ及び下限深さについては、それぞれ「3.4 函館平野西縁断層帯による地震」において敷地周辺の微小地震の分布状況を考慮して仮定した3km及び18kmとしている。

F-14 断層及び敷地西方沖断層の震源断層については、調査結果をもとに断層面の傾斜角を90度として、地震発生層の上限から下限まで震源断層が拵がるものとして、震源断層の幅は15kmとし、震源断層の長さは震源断層の幅と同じ15kmと仮定する場合(以下「ケースA」という。)と

を設定し、震源断層面積と地震モーメント M_0 のスケーリングの観点から、 M_0 がスケーリングの折れ点に当たる $4.7 \times 10^{25} \text{dyn} \cdot \text{cm}^{(43)}$ と同等になるように、断層長さを約19kmとした場合(以下「ケースB」という。)を設定してそれぞれ検討を行うとしている。

上述のような設定の考え方によれば、F-14断層と敷地西方沖断層の震源断層の規模は同じになり、震源断層の中央を震央とした場合の震央距離は、F-14断層では10km、敷地西方沖断層では18kmとなることから、申請者は、より敷地に近く、敷地に与える影響が大きいと考えられるF-14断層について、応答スペクトルに基づく方法及び断層モデルを用いた方法による地震動評価を行うとしている。

6.2 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価

申請者は、F-14断層による地震のマグニチュードは、地震モーメント M_0 に基づき、武村(1990)⁽³⁶⁾による M_0 と気象庁マグニチュード M の関係式より、ケースAでは $M6.7$ 、ケースBでは $M6.8$ と算定している。等価震源距離 X_{eq} は、後述の「6.3 断層モデルを用いた手法による地震動評価」において想定するアスペリティモデルに基づいて算定し、 $X_{eq} = \text{約 } 14\text{km}$ としている。

地震動評価にあたっては、「3.4 函館平野西縁断層帯による地震」と同様に、図-3.4.1に示す地震基盤から解放基盤表面までの地盤増幅率を用いるとしている。解放基盤表面における応答スペクトルを図-6.2.1に示す。

6.3 断層モデルを用いた手法による地震動評価

申請者は、要素地震として用いることができる観測記録が敷地で得られていないことから、統計的グリーン関数法を用いて、F-14 断層による地震の地震動評価を行うとしている。なお、申請者は、断層モデルを用いた方法による評価は、統計的グリーン関数法による評価結果の妥当性を確認するために、ハイブリッド法による検討も行うとしている。長周期帯域における理論的評価に用いる地盤構造を表-3.4.7 に示す。

6.3.1 震源モデルの設定

申請者は、F-14 断層の震源断層は、「6.1 孤立した短い活断層の震源断層規模の仮定」で述べたように、ケースA及びケースBの2ケースを設定している。図-6.3.1 に断層面の概念図、表-6.3.1 に断層パラメータを示す。断層パラメータの設定の考え方は「3.4 函館平野西縁断層帯による地震」と同様であるとしている。図-6.3.2 及び図-6.3.3 に断層面積と地震モーメント M_0 の関係及び M_0 と短周期レベルの関係をそれぞれ示す。

断層面の傾斜角は調査結果に基づき 90 度とし、アスペリティは1つとしており、断層のすべり方向は東西方向の応力場、断層の走向及び傾斜角を考慮して横ずれ断層としている。アスペリティの位置については、地表断層の直下に設定しており、破壊開始点は安全側に配慮して断層の破壊が敷地に向かう方向になるように設定している。

6.3.2 要素地震波の作成

申請者は、地震動評価に用いる要素地震の設定方法は、「3.4 函館平野西縁断層帯による地震」と同様に、Boore(1983)⁽³¹⁾の方法に基づくとしており、断層面の分割数は図-6.3.1 に示すように設定している。表-6.3.2 にそれぞれ検討対象地震と要素地震の重ね合わせ数を示す。

6.3.3 地震動評価

(1) 地震基盤から解放基盤までの地盤増幅特性

解放基盤表面における地震動は、「3.4 函館平野西縁断層帯による地震」と同じ表-3.4.6 に示す地震基盤から解放基盤表面までの深部地盤構造を用いて、一次元波動論に基づく解析により評価するとしている。

(2) 検討対象地震の地震動評価結果

「6.3.2 要素地震波の作成」で作成した要素地震を用いて波形合成により得られた解放基盤表面における地震動の加速度波形及び応答スペクトルを図-6.3.4 及び図-6.3.5 に示す。

6.4 基準地震動 S_s の設計用応答スペクトルとの比較

図-6.4.1 にF-14 断層による地震の応答スペクトルと基準地震動 S_s の設計用応答スペクトル S_{s-1_H} 及び S_{s-1_V} を併せて示す。同図によると、F-14 断層による地震の応答スペクトルは、基準地震動 S_s の設計用応答スペクトル S_{s-1_H} 及び S_{s-1_V} に包絡されている。

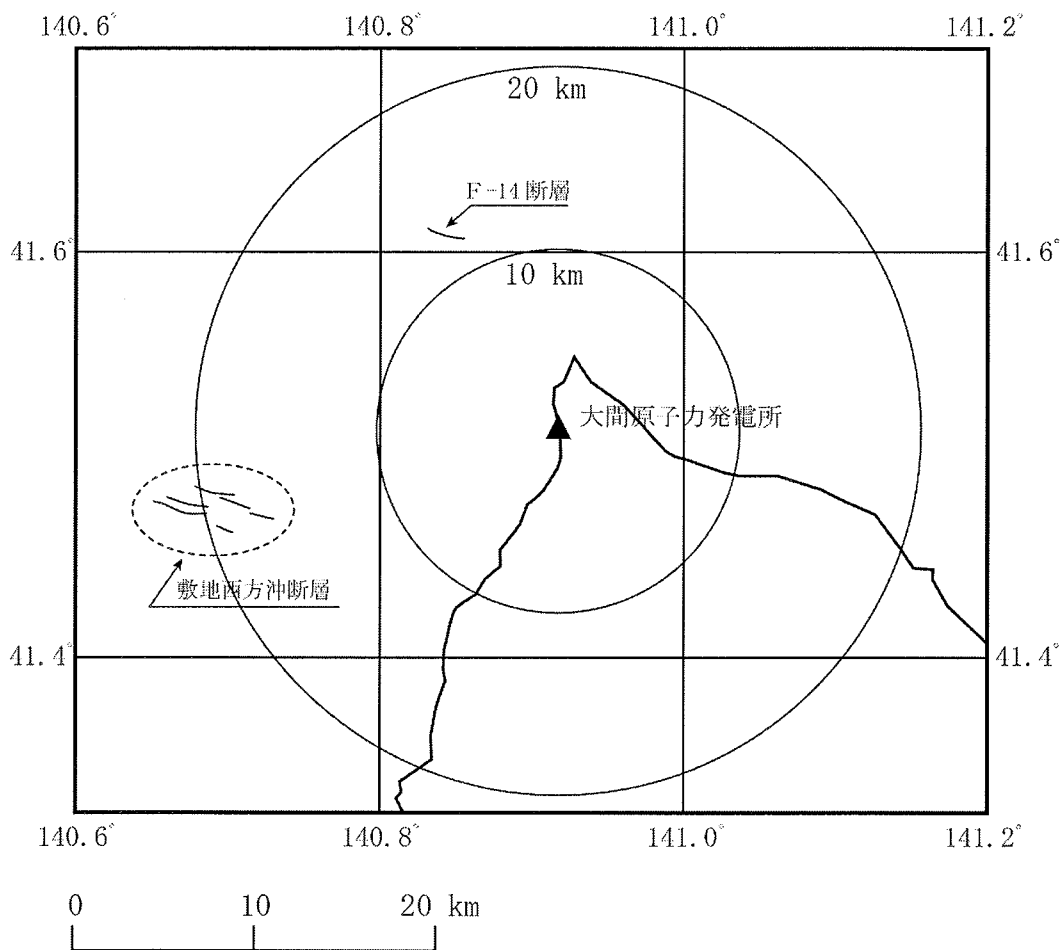


図-6.1.1 孤立した短い活断層

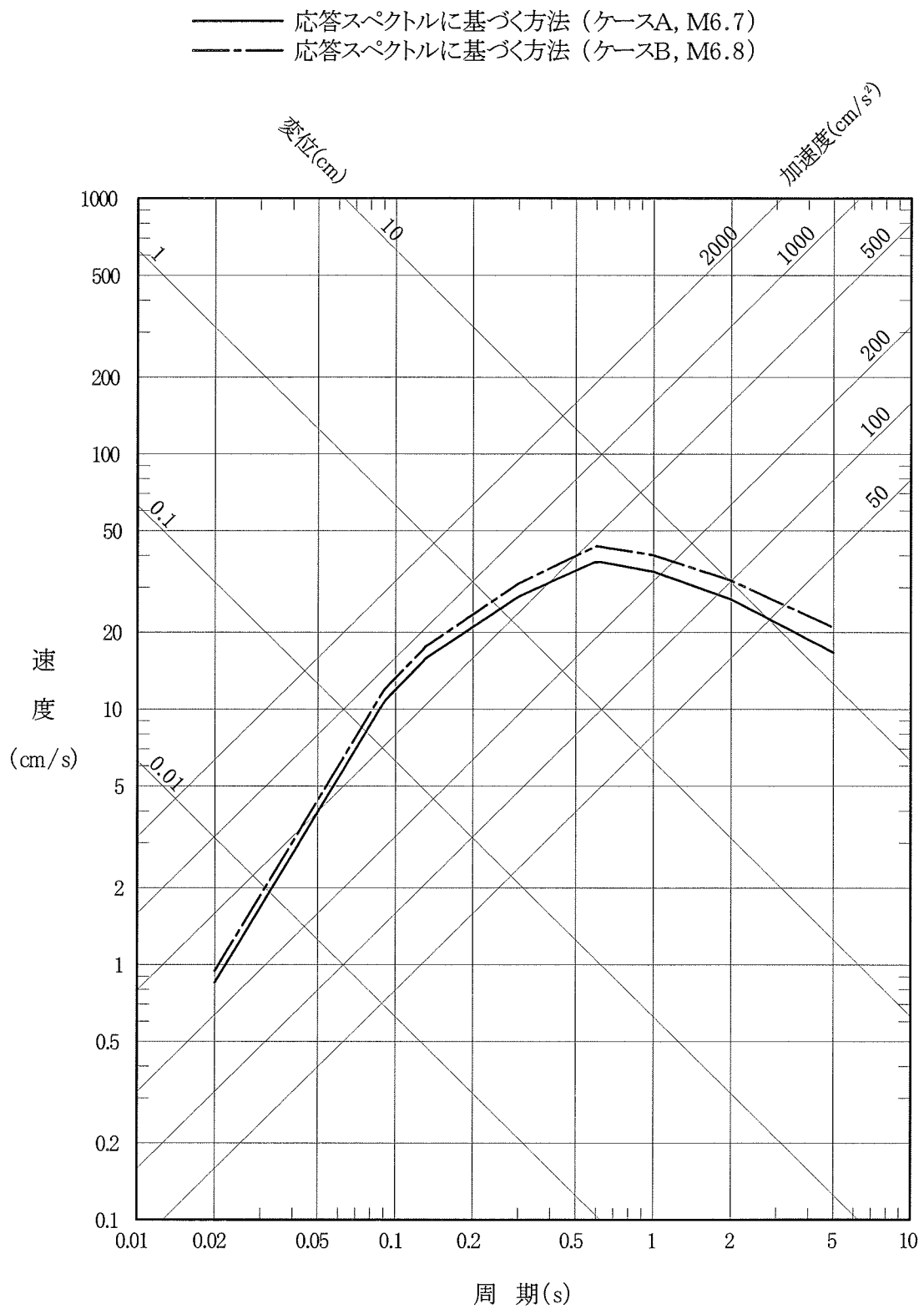


図-6.2.1(1) F-14 断層による地震の応答スペクトル(水平動)

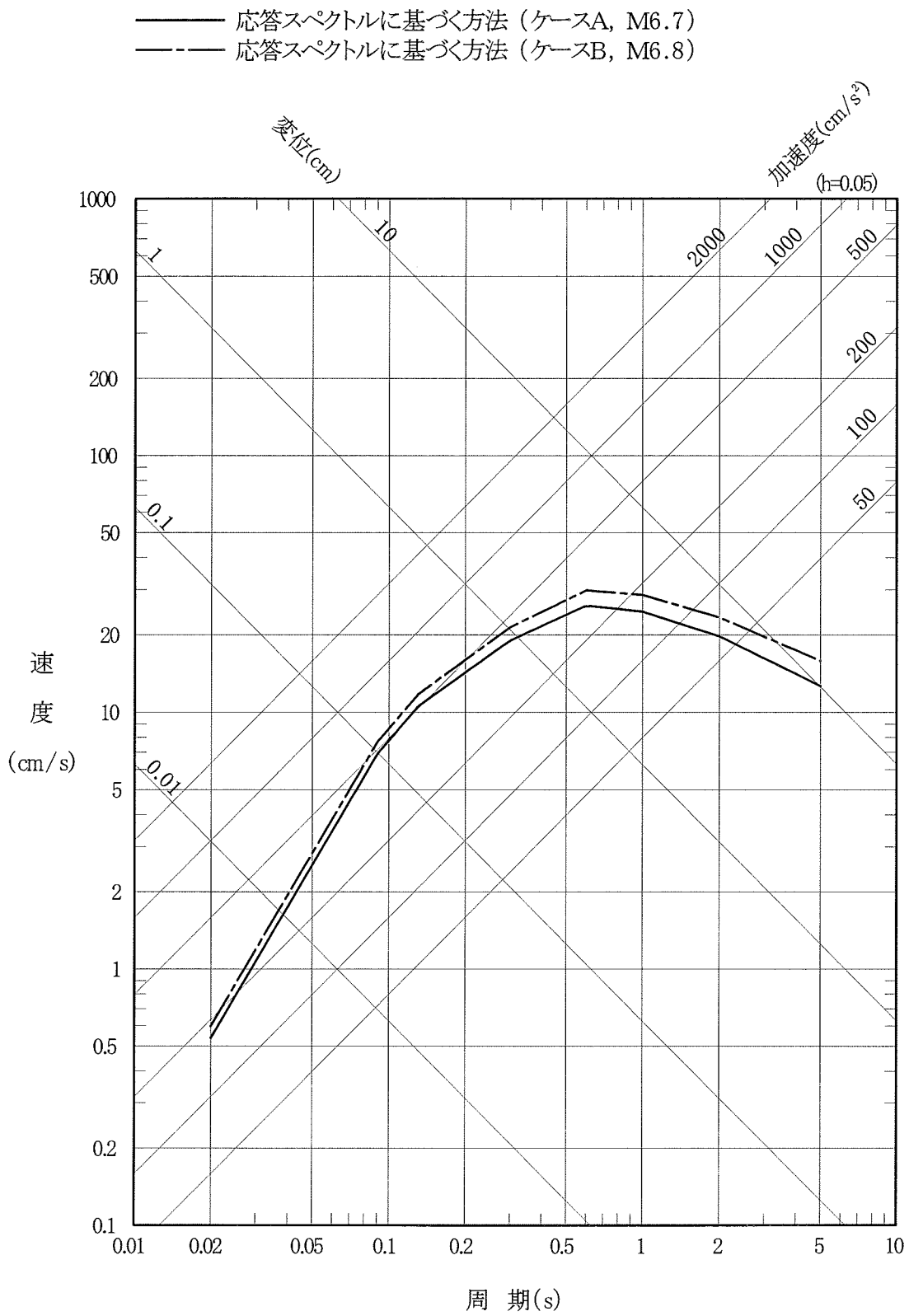
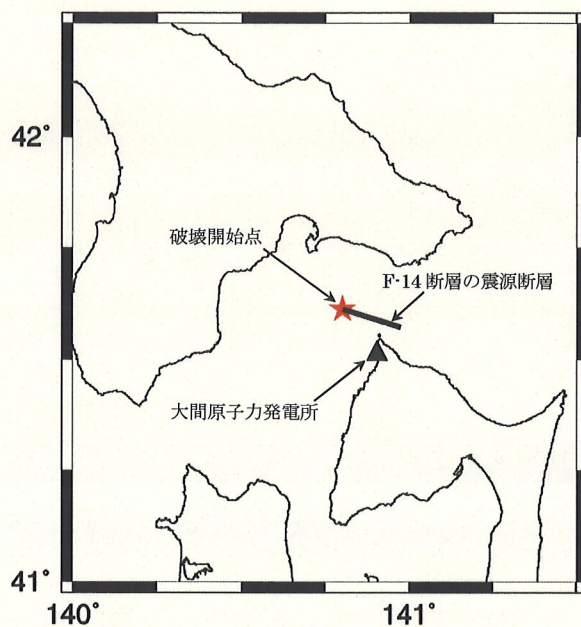
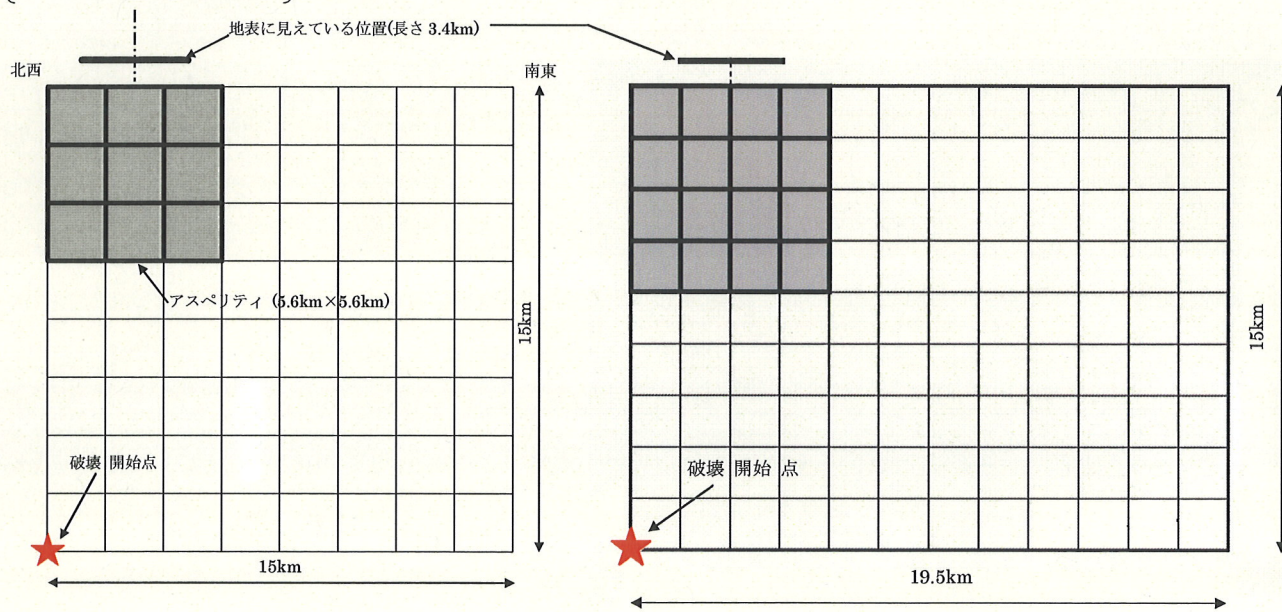


図-6.2.1(2) F-14 断層による地震の応答スペクトル(鉛直動)



(a) F-14 断層の震源断層位置

〔アスペリティと地表に見えている位置の中央が一致するように断層面を設定〕



(ケースA)

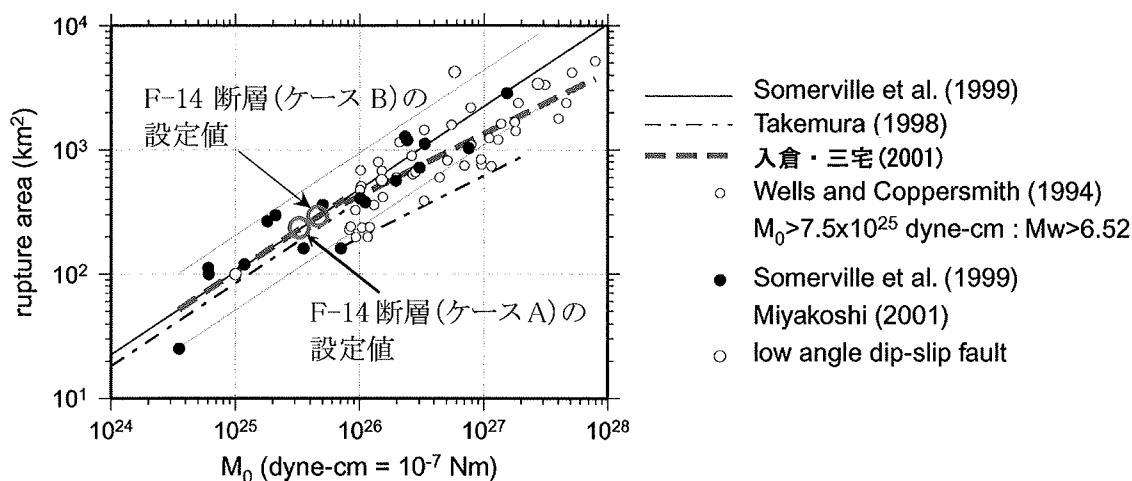
(ケースB)

(b) 断層面の分割及びアスペリティ位置

図-6.3.1 F-14 断層の震源断層面の概念図

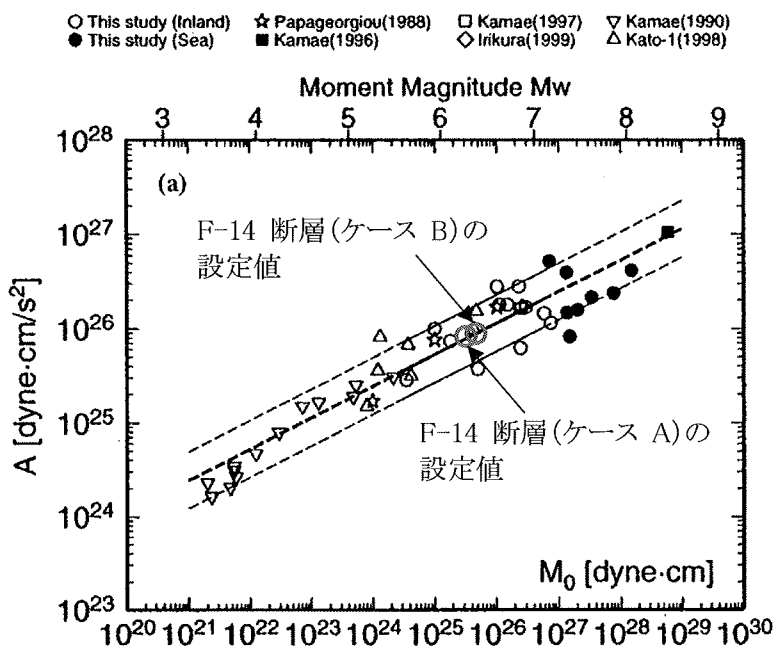
表-6.3.1 F-14 断層の断層パラメータ

項目		設定値		設定方法		
		ケースA	ケースB			
巨視的 パラメータ	断層面積	S (km ²)	225	293	S=L×W	
	等価半径	R (km)	8.46	9.65	R=(S/π) ^{1/2}	
	地震モーメント	M ₀ (N・m)	3.20E+18	4.76E+18	M ₀ =[S/(2.23×10 ⁻¹⁵)] ^{3/2}	
	応力降下量	Δσ (MPa)	2.31	2.32	Δσ=(7/16)*M ₀ *(S/π) ^{-3/2}	
	平均すべり量	D (cm)	44.7	51.0	D=M ₀ /(μS)	
	短周期レベル	A (N・m/s ²)	7.81E+18	8.91E+18	A=2.46×10 ¹⁷ M ₀ ^{1/3}	
	剛性率	μ (N/m ²)	3.19E+10	3.19E+10	Somerville et al. (1999) ⁽⁴⁹⁾ を参考に設定	
	S波速度	V _s (km/s)	3.5	3.5	V _s =V _p /√3, V _p =6km/s	
	破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.5	2.5	V _r =0.72×V _s (Geller, 1976) ⁽⁵⁰⁾	
	基準点北緯	N	41° 36' 46"	41° 36' 50"	セグメント西端, 日本測地系	
	基準点東経	E	140° 48' 04"	140° 47' 46"		
	走向	θ (°)	107	107	北から東回り	
	傾斜角	δ (°)	90	90	調査結果を参考に設定	
	すべり角	λ (°)	0	0	東西圧縮の応力場の仮定に基づき設定	
	長さ	L (km)	15	19.5	L=W	
	幅	W (km)	15	15	地震発生層に基づいて設定	
	上端深さ	h (km)	3	3	微小地震活動をもとに設定	
Q値	—	100×f ^{1.0}	100×f ^{1.0}	Takehi & Irikura (1997)に基づく		
fmax	fmax (Hz)	8.3	8.3	香川・他(2003)に基づく		
微視的 パラメータ	アスぺリテイ	等価半径	r (km)	3.26	3.73	r=(7π/4)*M ₀ /(AR)*V _s ²
		面積	S _a (km ²)	33.5	43.6	S _a =πr ²
		平均すべり量	D _a (cm)	89.3	102.0	D _a =2×D
		地震モーメント	M _{0a} (N・m)	9.53E+17	1.42E+18	M _{0a} =μD _a S _a
		応力降下量	Δσ _a (MPa)	15.6	15.6	Δσ _a =7/16*M ₀ /(Rr ²)
		短周期レベル	A _a (N・m/s ²)	7.81E+18	8.91E+18	A _a =4πrΔσ _a V _s ² , r=(S _a /π) ^{1/2}
	背景領域	面積	S _b (km ²)	191.5	248.9	S _b =S-S _a
		平均すべり量	D _b (cm)	36.8	42.1	D _b =M _{0b} /μS _b
		地震モーメント	M _{0b} (N・m)	2.25E+18	3.34E+18	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
		実効応力	σ _b (MPa)	2.5	2.8	σ _b =(D _b /W _b)*(W _a /D _a)Δσ _a



黒線は Somerville *et al.* (1999) によるもので、灰色の領域は標準偏差 ($\sigma = 0.16$) の範囲、
 実線は点線の倍半分の値を示す。白丸印で示される Wells and Coppersmith (1994) のカタログ
 のデータは地震モーメントが 10^{26} dyne-cm を超える大きな地震で系統的なずれを示す。地震
 モーメントが 7.5×10^{25} dyne-cm より小さい場合 (震源インバージョンの結果のみで回帰) と
 大きい場合 (震源インバージョンの結果と Wells and Coppersmith (1994) のカタログを含め
 て回帰) に分けて決められた式が点線で示される。一点鎖線は武村 (1998) による経験的関係
 式を示す。
 (入倉・三宅(2001)に加筆・修正)

図-6.3.2 断層面積と地震モーメント M_0 の関係



(壇・他(2001)に加筆・修正)

図-6.3.3 地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係

表-6.3.2 F-14 断層と要素地震の重ね合わせ数

震源断層		要素地震		対象断面	地震モーメント M_0 (N·m)	応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	応力降下 量の比 C^{*2}	重ね 合わせ数 n^{*3}	合成に用いる重ね 合わせ数			合成後の地震 モーメント M_0' (N·m) ^{*4}	M_0 に対する M_0' の比 β^{*5}
地震モーメント M_{0e} (N·m) ^{*1}	応力降下量 $\Delta \sigma_e$ (MPa)	n_L	n_W						n_D				
ケースA (15km × 15km)	3.53×10^{16}	—	アスペリティ	9.53×10^{17}	16	1.0	3.0	9	n_W	3	$9.53E+17$	1.0	
	5.84×10^{15}	—	背景領域	2.25×10^{18}	2.5	1.0	7.28	55	n_D	7	$2.25E+18$	1.0	
ケースB (15km × 19.5km)	2.22×10^{16}	—	アスペリティ	1.42×10^{18}	16	1.0	4.0	16	n_W	4	$1.42E+18$	1.0	
	3.64×10^{15}	—	背景領域	3.34×10^{18}	2.8	1.0	9.72	92	n_D	10	$3.34E+18$	1.0	

*1 $M_{0e} = M_0 / (n_S \cdot n_D)$, $n_S = n_L \cdot n_W$

*2 $C = \Delta \sigma / \Delta \sigma_e$

*3 $n = (M_0 / (C \cdot M_{0e}))^{1/3}$

*4 $M_0' = (n_L \cdot n_W \cdot n_D) \cdot (C \cdot M_{0e})$

*5 $\beta = M_0' / M_0$

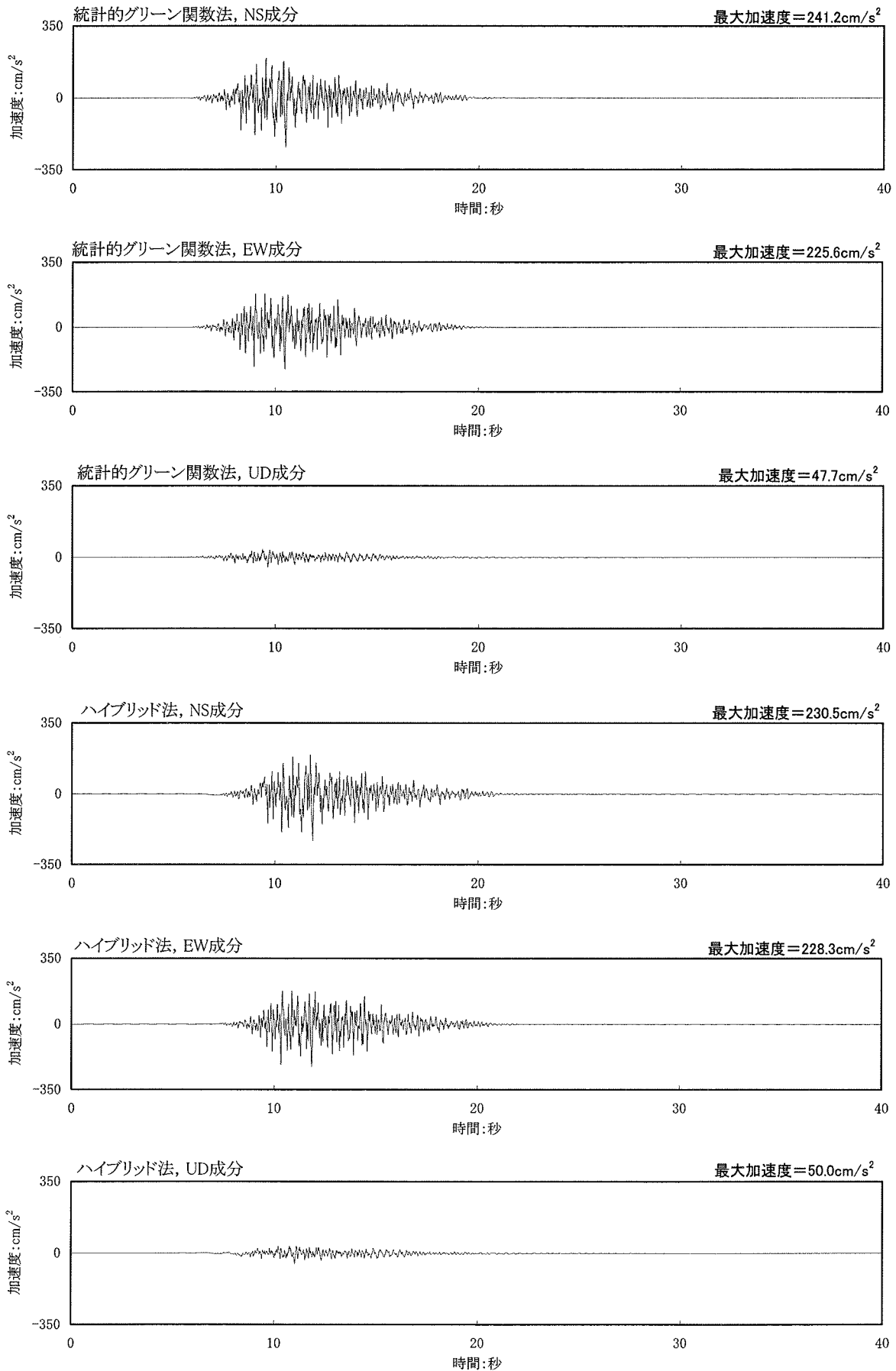


図-6.3.4(1) F-14断層による地震の解放基盤表面における波形合成結果の加速度波形(ケースA)

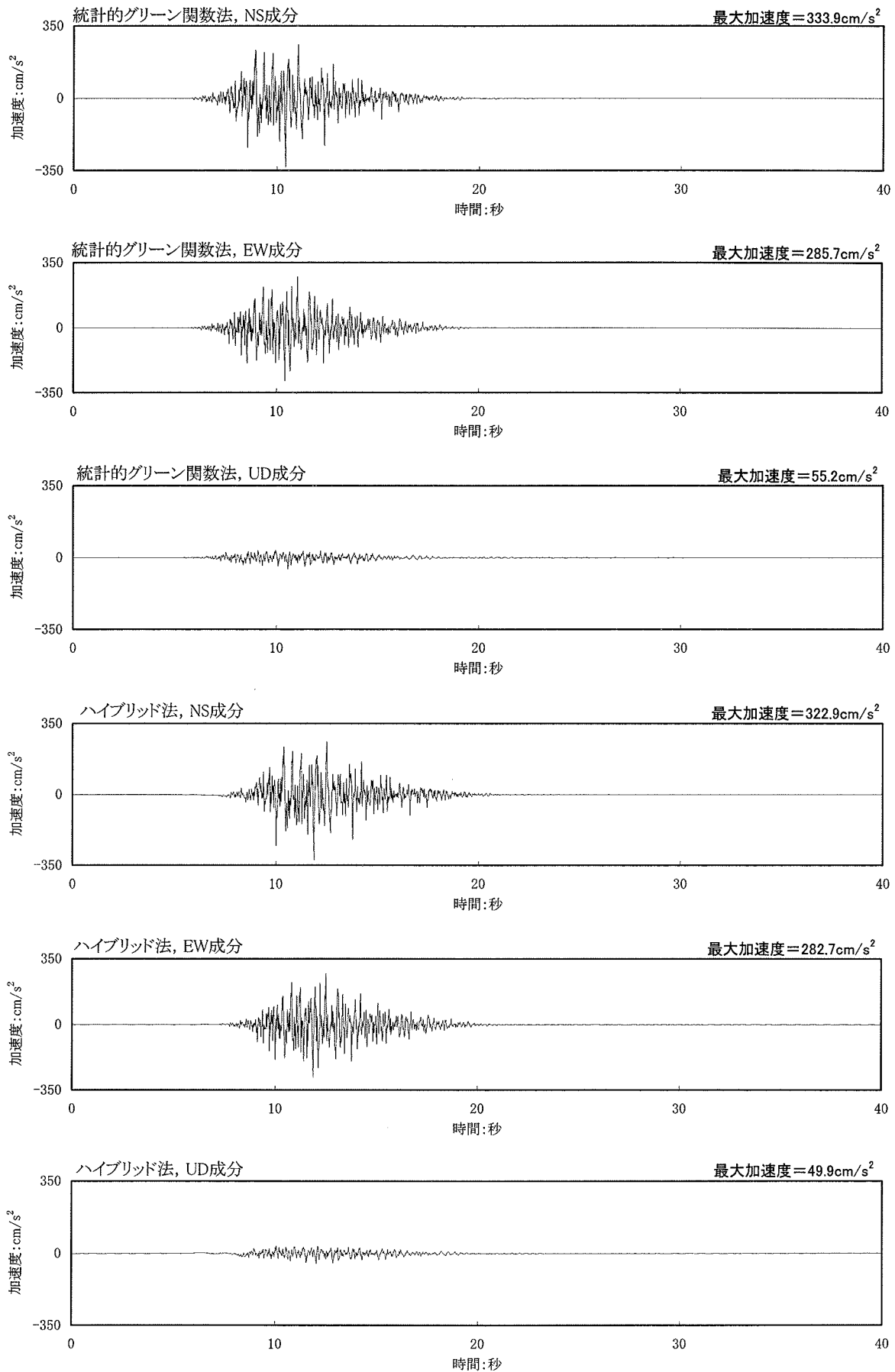


図-6.3.4(2) F-14断層による地震の解放基盤表面における波形合成結果の加速度波形(ケースB)

- 断層モデルを用いた方法(ケースA, 統計的グリーン関数法, NS成分)
- - - 断層モデルを用いた方法(ケースA, 統計的グリーン関数法, EW成分)
- 断層モデルを用いた方法(ケースA, ハイブリッド法, NS成分)
- - - 断層モデルを用いた方法(ケースA, ハイブリッド法, EW成分)

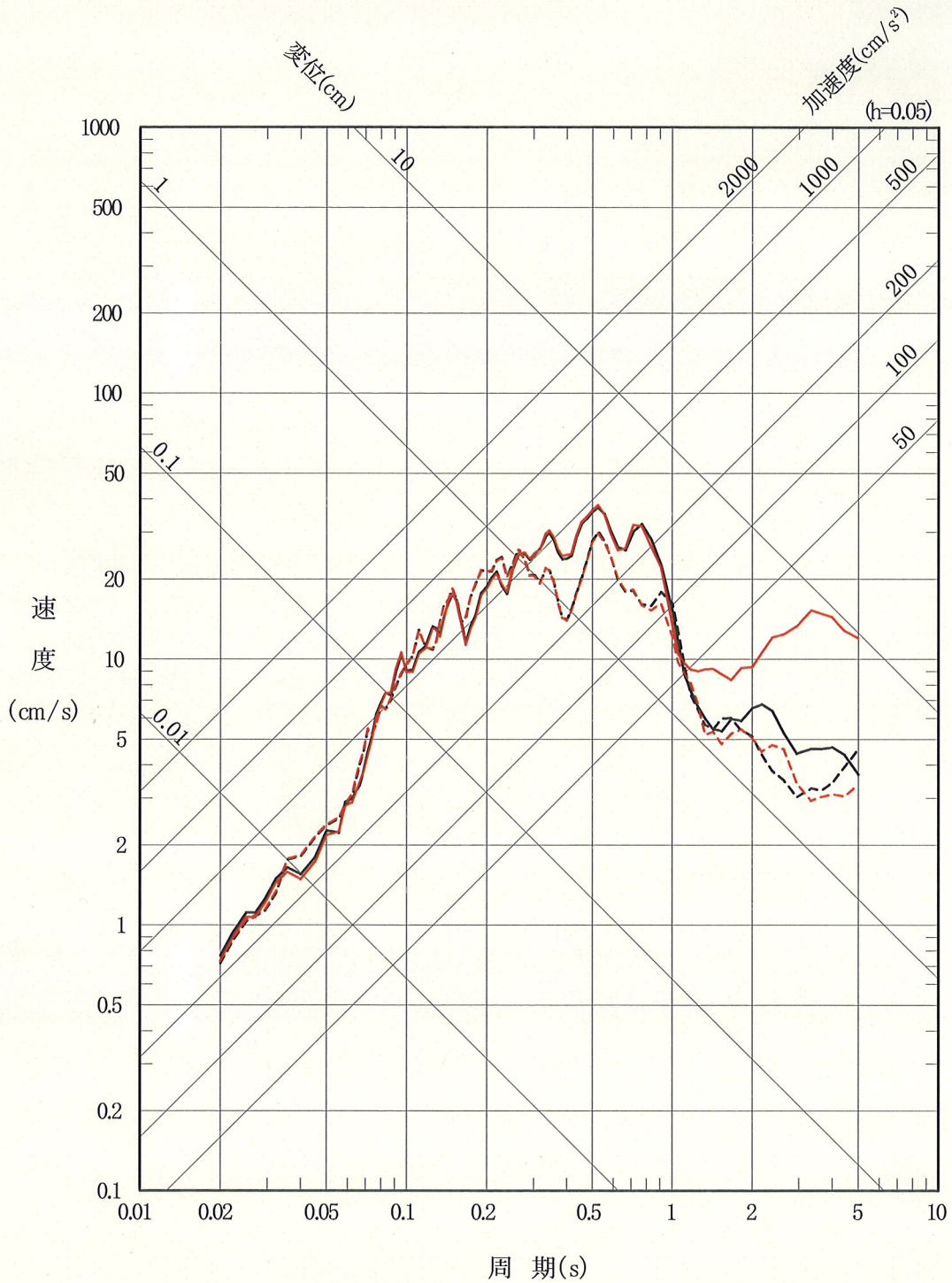


図-6.3.5(1) F-14 断層による地震の波形合成結果の応答スペクトル
(ケース A, 水平動)

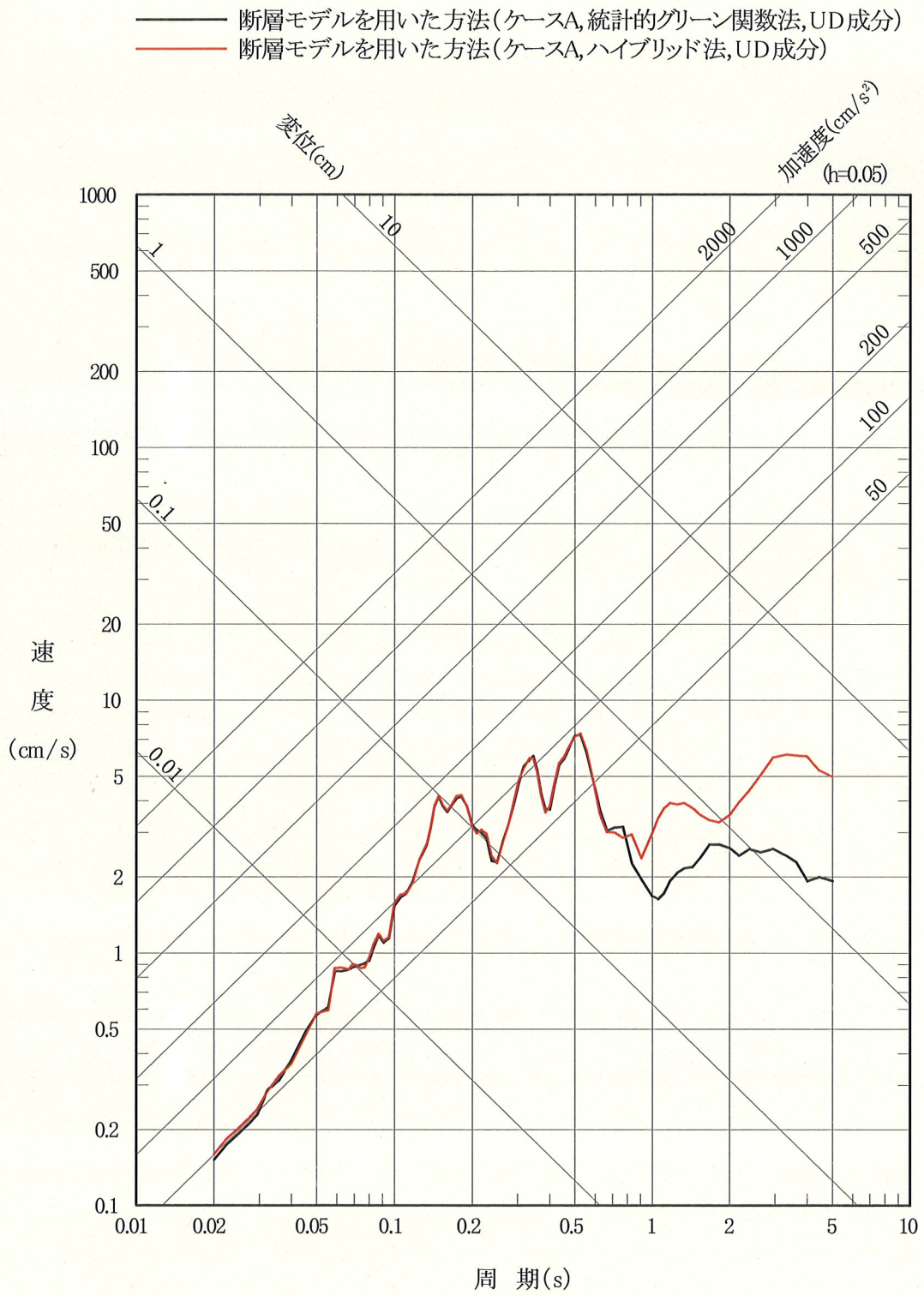


図-6.3.5(2) F-14 断層による地震の波形合成結果の応答スペクトル
 (ケース A, 鉛直動)

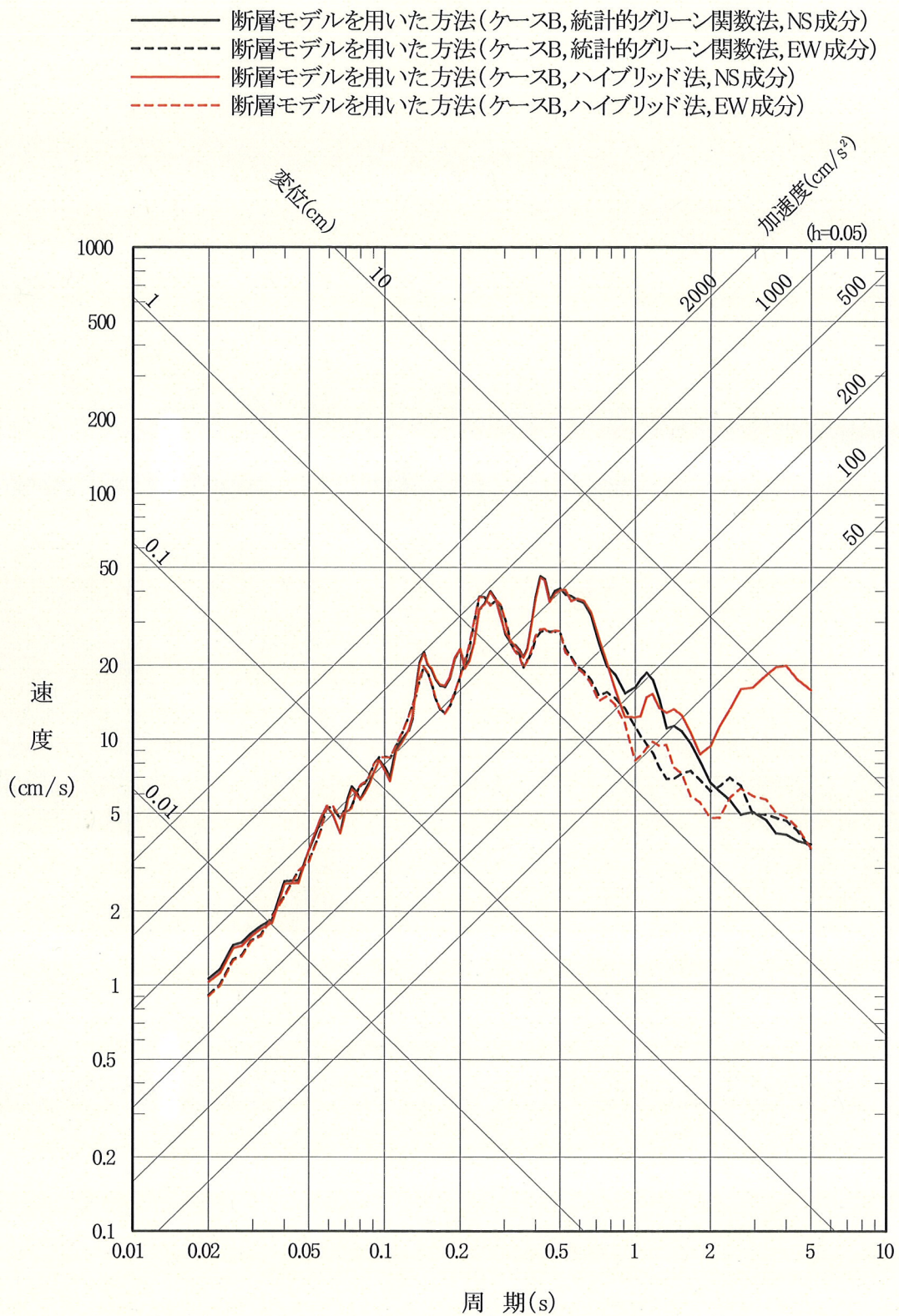


図-6.3.5(3) F-14 断層による地震の波形合成結果の応答スペクトル
 (ケースB, 水平動)

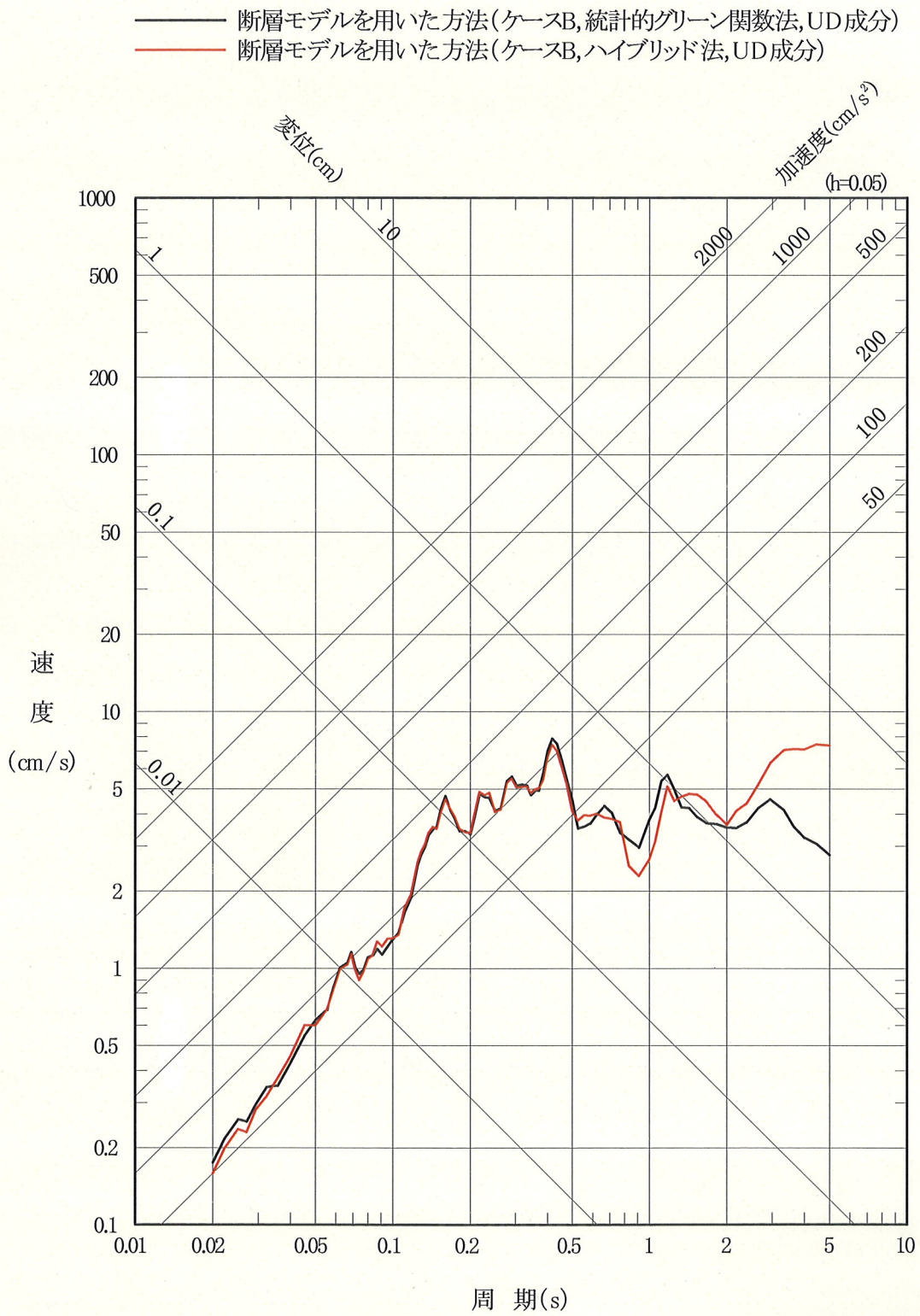


図-6.3.5(4) F-14 断層による地震の波形合成結果の応答スペクトル
 (ケース B, 鉛直動)

- S_s-1_H
- 断層モデルを用いた方法(ケースA, 統計的グリーン関数法, NS成分)
- - - 断層モデルを用いた方法(ケースA, 統計的グリーン関数法, EW成分)
- 断層モデルを用いた方法(ケースA, ハイブリッド法, NS成分)
- - - 断層モデルを用いた方法(ケースA, ハイブリッド法, EW成分)
- 断層モデルを用いた方法(ケースB, 統計的グリーン関数法, NS成分)
- - - 断層モデルを用いた方法(ケースB, 統計的グリーン関数法, EW成分)
- 断層モデルを用いた方法(ケースB, ハイブリッド法, NS成分)
- - - 断層モデルを用いた方法(ケースB, ハイブリッド法, EW成分)
- 応答スペクトルに基づく方法(ケースA)
- - - 応答スペクトルに基づく方法(ケースB)

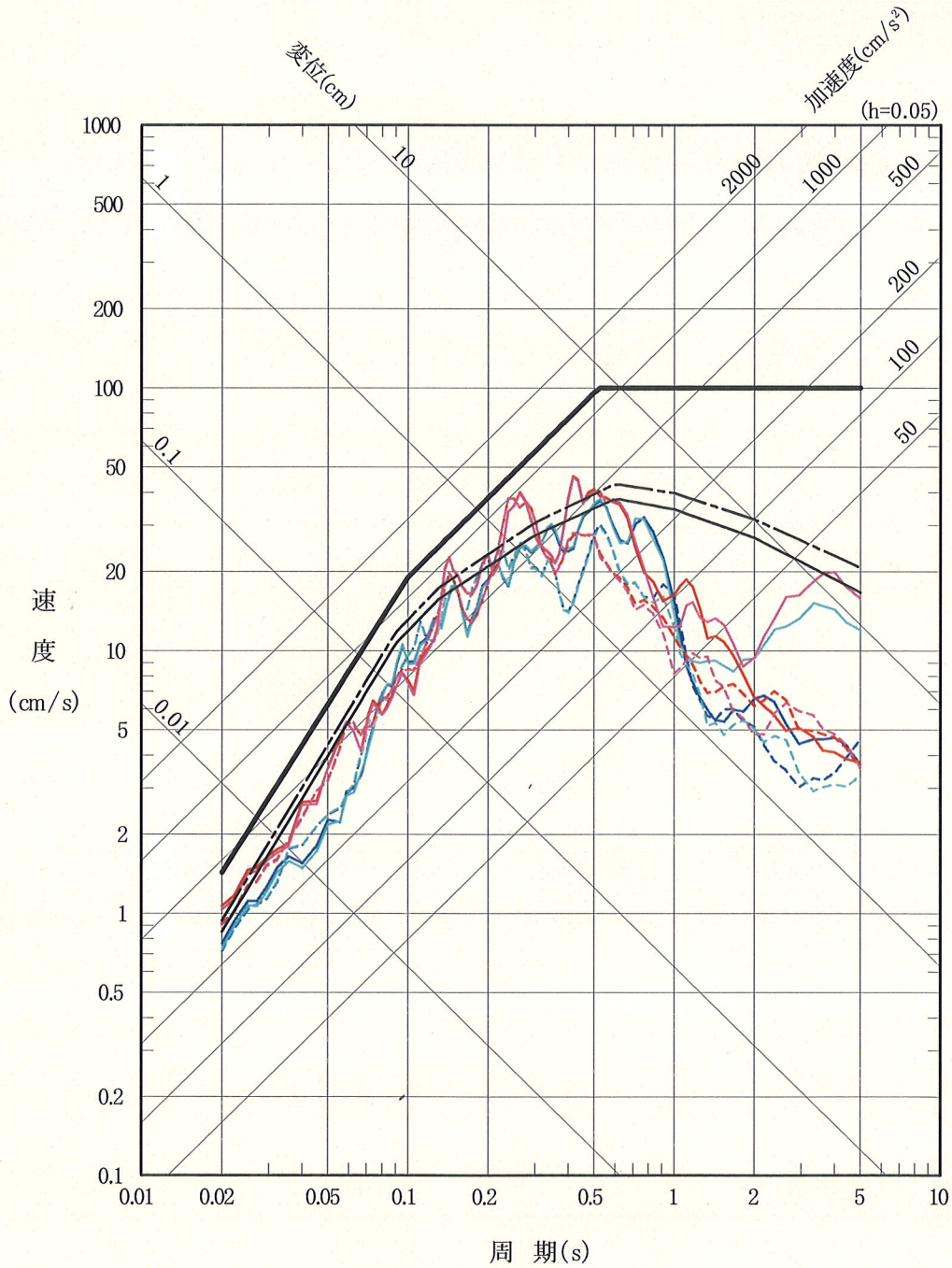


図-6.4.1(1) F-14 断層による地震の応答スペクトルと
設計用応答スペクトル S_s-1_H (水平動)

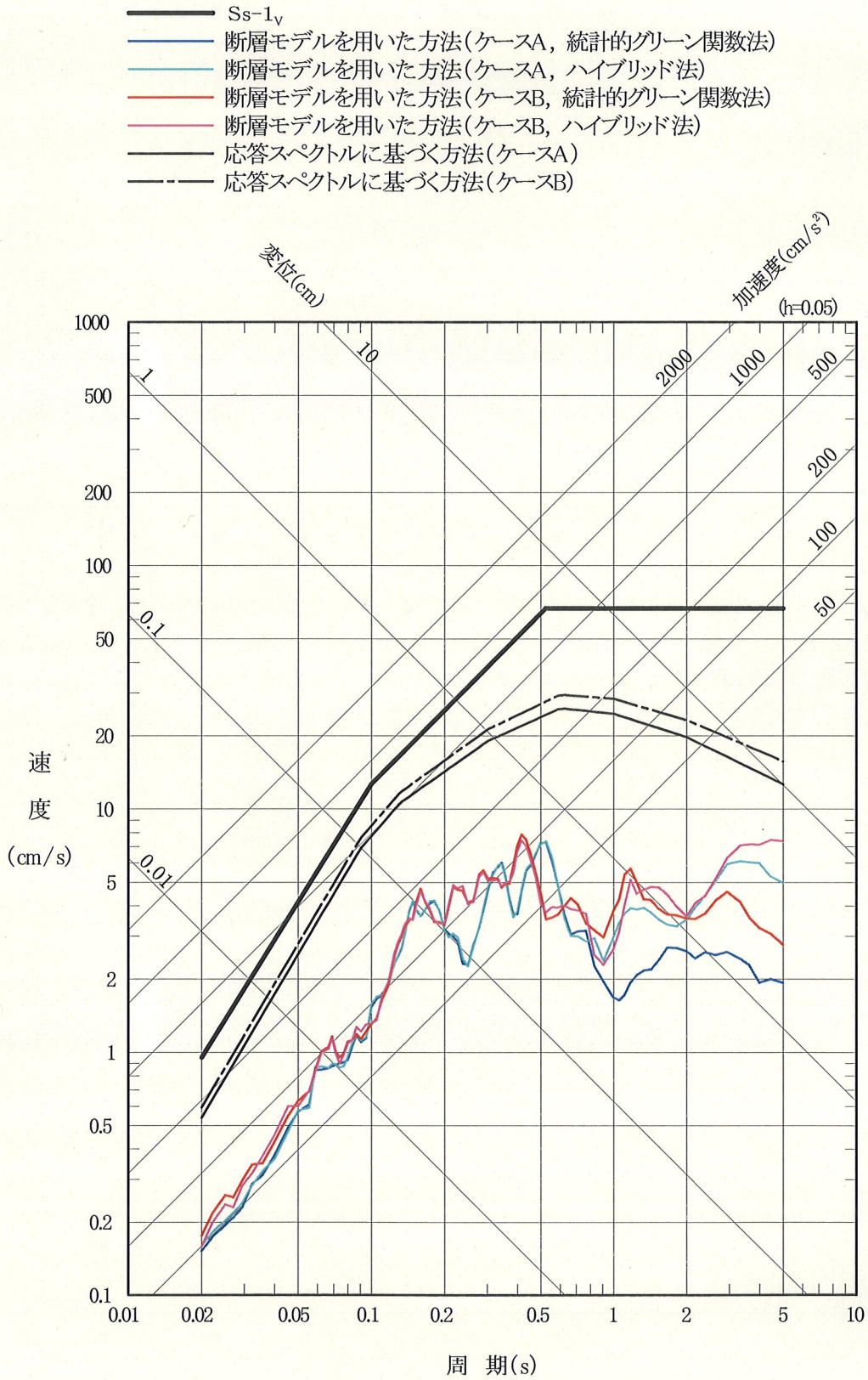


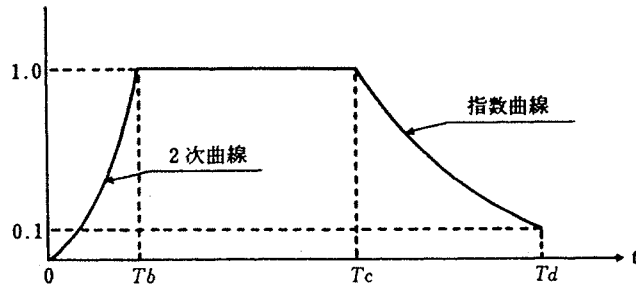
図-6.4.1(2) F-14 断層による地震の応答スペクトルと設計用応答スペクトルSs-1_v(鉛直動)

7. 設計用模擬地震波

申請者は、基準地震動 S_s のうち、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動は、「5. 基準地震動 S_s の設計用応答スペクトル」において設定した水平動及び鉛直動の設計用応答スペクトル S_s-1_H 及び S_s-1_V に適合する設計用模擬地震波で表すとしている。

設計用模擬地震波は、図-7.1.1、及び表-7.1.1 に示す振幅包絡線の経時的変化に基づいて、一様乱数の位相を持つ正弦波の重ね合わせによって作成するとしている。

設計用模擬地震波の作成結果を表-7.1.2 に、加速度波形を図-7.1.2 に示す。また、設計用応答スペクトル S_s-1_H 及び S_s-1_V に対する設計用模擬地震波の応答スペクトルの比を図-7.1.3 に示す。



継続時間

$$T_b = 10^{0.5M - 2.93}$$

$$T_c - T_b = 10^{0.3M - 1.0}$$

$$T_d - T_c = 10^{0.17M + 0.54 \log X_{eq} - 0.6}$$

M : マグニチュード, X_{eq} : 等価震源距離

図-7.1.1 振幅包絡線の経時的変化

表-7.1.1 基準地震動の継続時間及び振幅包絡線の経時的変化

基準地震動		継続時間 (s)	振幅包絡線の経時的変化 (s)		
			T _b	T _c	T _d
敷地ごとに震源を特定して策定する地震動	S s - 1 _H	133.15	16.60	47.50	133.15
	S s - 1 _V	133.15	16.60	47.50	133.15

表-7.1.2 設計用模擬地震波の作成結果

基準地震動		作成条件	作成結果			
		応答スペクトル	最大加速度 (cm/s ²)	応答スペクトル比	継続時間	SI比
敷地ごとに震源を特定して策定する地震動	S s - 1 _H	図-5.1.1(1)	450	図-7.1.3(1)	表-7.1.1	1.00
	S s - 1 _V	図-5.1.1(2)	301.5	図-7.1.3(2)	表-7.1.1	1.00

$$SI \text{ 比} = \frac{\int_{0.1}^{2.5} S_v(T) dT}{\int_{0.1}^{2.5} \overline{S_v(T)} dT}$$

$S_v(T)$: 設計用模擬地震波の擬似速度応答スペクトル (cm/s)

$\overline{S_v(T)}$: 目標とする設計用応答スペクトル (cm/s)

T : 固有周期 (s)

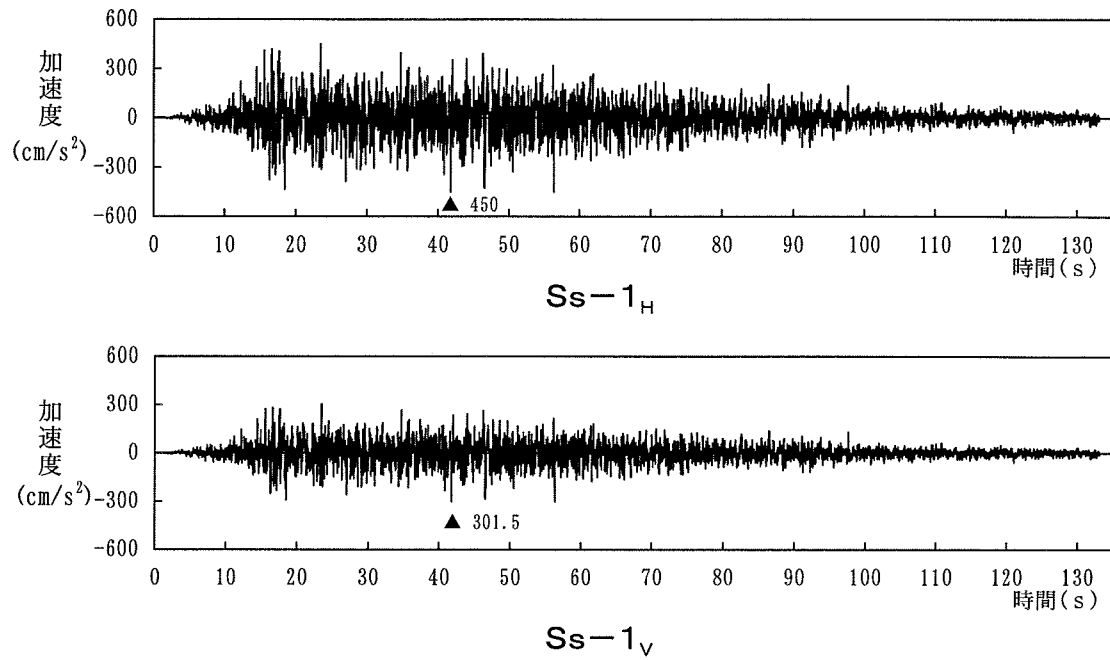


図-7.1.2 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の設計用模擬地震波

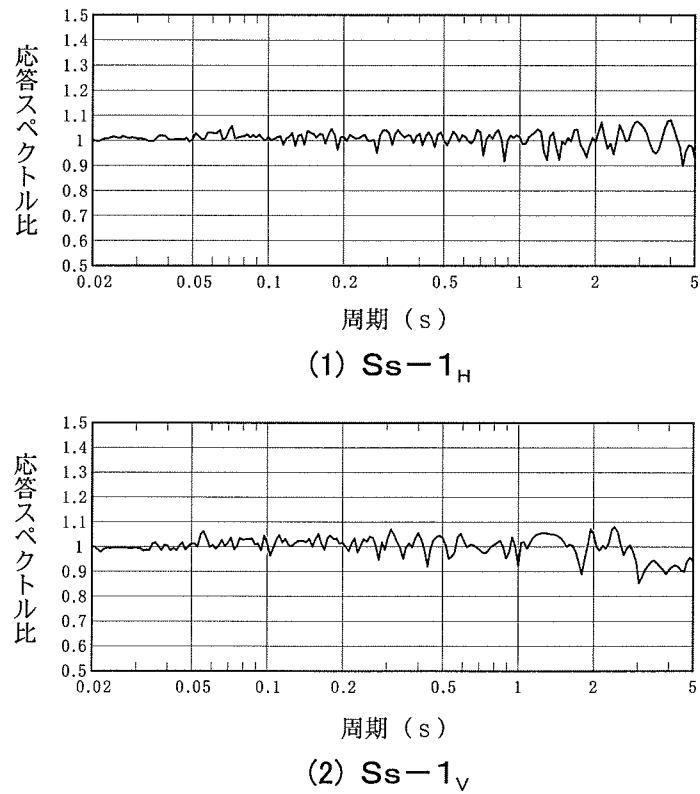


図-7.1.3 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の応答スペクトル比

8. 参考文献

- (1) 地震調査研究推進本部(2004)：三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について，地震調査委員会
- (2) 中央防災会議(2005)：強震動及び津波高さの推計について，日本海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会，第10回
- (3) 地震調査研究推進本部(2004)：千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)，地震調査委員会
- (4) 地震調査研究推進本部(2005)：「全国を概観した地震動予測地図」報告書，地震調査委員会
- (5) 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
- (6) 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
- (7) 宇佐美龍夫(2003)：最新版 日本被害地震総覧[416]-2001，東京大学出版会
- (8) 松田時彦(1975)：活断層から発生する地震の規模と周期について，地震2，28
- (9) 地震調査研究推進本部(2003)：日本海東縁部の地震活動の長期評価，地震調査委員会
- (10) Noda, S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo and T. Watanabe (2002)：Response Spectra for Design Purpose of Stiff Structures on Rock Sites, OECD-NEA Workshop

on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis. Oct.17-19, Istanbul

- (11) Nakahara H., T.Nishimura, H.Sato and M.Ohtake(1998) : Seismogram envelope inversion for the spatial distribution of high-frequency energy radiation from the earthquake fault: Application to the 1994 far east off Sanriku earthquake, Japan, Journal of geophysical research, vol.103, No.B1, 855-867
- (12) 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
- (13) 永井理子・菊地正幸・山中佳子 (2001) : 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究－1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較－, 地震2 54巻
- (14) 長宗留男 (1969) : 大地震生成の過程 (1968年十勝沖地震および1963年エトロフ島沖の地震), 地震2 53巻
- (15) Mori, J and K. Shimazaki (1984) : High Stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-Oki earthquake as observed on strong-motion records, Bull. Seism. Soc. Am. 74
- (16) 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
- (17) 川瀬博・松尾秀典 (2004) : K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本

地震工学会論文集, 第4巻, 第1号, 33-52

- (18) 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
- (19) 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
- (20) 森川信之・笹谷努・藤原広行 (2002) : 経験的グリーン関数法によるスラブ内地震の震源モデルの構築, 第11回日本地震工学シンポジウム講演論文集, pp.133-138
- (21) 大野晋・高橋克也・源栄正人 (2001) : カリフォルニア強震記録に基づく水平動・上下動の距離減衰式と日本の内陸地震への適用, 日本建築学会構造系論文集, 第544号, 39-46
- (22) 翠川三郎・大竹雄(2002) : 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回日本地震工学シンポジウム講演論文集, pp.609-614
- (23) Ito,K. (1990) : Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes, J.Phys.Earth, 38, 223-250
- (24) 堀 修一郎・海野徳仁・河野俊夫・長谷川昭 (2004) : 東北日本弧の地殻内S波反射面の分布, 地震第2輯, 第56巻 435-446
- (25) (財)原子力安全基盤機構(2004) : 地震記録データベース SANDEL の

データ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書, 平成 15 年度

- (26) 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol.110, No.6, pp.849-875
- (27) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001) : 断層非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, Vol.545, pp.51-62
- (28) 香川敬生・鶴来雅人・佐藤信光(2003) : 硬質サイトの強震観測記録に見られる高周波低減特性の検討, 土木学会地震工学論文集
- (29) Kakehi, Y. and K. Irikura(1997) : High-Frequency Radiation Process during Earthquake Faulting- Envelope Inversion of Acceleration Seismograms from the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.87, No.4, pp.904-917
- (30) 地震調査研究推進本部(2001) : 函館平野西縁断層帯の評価, 地震調査委員会
- (31) David M. Boore(1983) : STOCHASTIC SIMULATION OF HIGH-FREQUENCY GROUND MOTIONS BASED ON SEISMOLOGICAL MODELS OF THE RADIATED SPECTRA, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.73, No.6, pp.1865-1894
- (32) David M. Boore and John Boatwright(1984) : AVERAGE BODY-WAVE RADIATION COEFFICIENTS, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.74, No.5, pp.1615-1621
- (33) Pitarka, A., P. Somerville, Y. Fukushima, T. Uetake, K. Irikura

- (2000) : Simulation of Near-Fault Strong-Ground Motion Using Hybrid Green' s Functions, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.90, pp.566-586
- (34) 福山英一・石田瑞穂・Douglas S. Dreger・川井啓廉(1998) : オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震2, 51, pp.149-156
- (35) 佐藤魂夫・中山耕治・田中和夫・長谷見晶子(1989) : 東北地方の三次元P波速度構造, 地震2, 42, pp.419-437
- (36) 武村雅之(1990) : 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震2, 43, pp.257-228
- (37) 小林喜久二・植竹富一・真下貢・小林啓美(1998a) : 深い地盤構造評価のためのP S変換波の検出法に関する研究, 日本建築学会構造系論文集, 第505号, pp.45-52
- (38) 小林喜久二・植竹富一・真下貢・小林啓美(1998b) : 地震動初期微動部の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析による深部地盤構造の推定法, 第10回日本地震工学シンポジウム論文集, Vol.1, pp.1083-1088
- (39) Kobayashi, K., T.Uetake, M.Mashimo and H.Kobayashi(2000) : ESTIMATION OF DEEP UNDERGROUND VELOCITY STRUCTURES BY INVERSION OF SPECTRAL RATIO OF HORIZONTAL TO VERTICAL COMPONENT IN P-WAVE PART OF EARTHQUAKE GROUND MOTION, 12th World Conf. Earthq. Eng., No.2658
- (40) 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－ 2. 北海道地域における予測式の構成とその適用例－, 日本建築学会北海道支部研究報告書N o. 72
- (41) 坂尻直巳・他(1995) : アンケート調査による青森県の震度分布 － 1993年釧路沖地震及び北海道南西沖地震について－, 八戸工業大学構造工学研究所紀要, 第2巻
- (42) 河角 広(1943) : 震度と震度階, 地震, 15
- (43) 地震調査研究推進本部(2005) : 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価について, 地震調査委員会
- (44) 村松郁栄(1969) : 震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, 第4巻, 第3号
- (45) 勝又讓・徳永規一(1971) : 震度IVの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, 験震時報, 第36巻
- (46) 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, 63-89.
- (47) 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)
- (48) Kikuchi and Kanamori (1995) : The Shikotan earthquake of October

- 4, 1994: Lithospheric earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1321-1324
- (49) Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, A. Kowada (1999): Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for Prediction of Strong Ground Motion, *Seismological Research Letters*, Vol. 70, pp. 59-80
- (50) Geller, R. J. (1976): Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 66, pp. 1501-1523