

電源開発株式会社
大間原子力発電所

設計用応答スペクトル
S₁-D及びS₂-Dに関する検討
資料集

平成16年8月
原子力発電安全審査課

本資料は、大間原子力発電所における設計用応答スペクトル S_1-D 及び S_2-D の策定に関して、検討を行った内容を取りまとめたものである。

図-1 の検討フローに示すように、設計用応答スペクトル S_1-D の策定に当たっては、設計用最強地震の対象となる地震の応答スペクトルを包絡するものとしており、大間地点の敷地周辺において被害は無かったものの、敷地で得られた観測記録が大きかった1993年釧路沖地震の観測記録の特徴について検討・分析した上で、同地震の観測記録の解放基盤相当位置におけるはざとり波についても包絡している。

設計用応答スペクトル S_2-D は、直下地震を含む設計用限界地震の対象となる地震の応答スペクトルを包絡している。さらに、1993年釧路沖地震がやや深発地震(スラブ内地震)であったことから、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設計用応答スペクトル S_2-D で包絡している。

以下に設計用応答スペクトル S_1-D 及び S_2-D の策定にあたり検討した内容を述べる。

1. 設計用応答スペクトル S_1-D に関する検討

以下に述べるように、敷地で得られた観測記録が大きかった 1993 年釧路沖地震観測記録の特徴について分析を行い、解放基盤相当位置におけるはざとり波の応答スペクトルを求めて、設計用応答スペクトル S_1-D の策定に考慮している。

1.1 1993 年釧路沖地震観測記録の特徴に関する検討について

大間地点において観測された 1993 年釧路沖地震観測記録の特徴を検討するために、同地震を含む5地震(1993 年釧路沖地震, 1993 年北海道南西沖地震, 1994 年北海道東方沖地震, 1994 年三陸はるか沖地震及び 2003 年十勝沖地震)の観測記録の応答スペクトルを比較している。なお、検討対象とした5地震の諸元を表-1 に、震央位置を図-2 に示す。

1993 年釧路沖地震観測記録は、図-3 に示すように、震源距離が遠いにもかかわらず最大加速度値が大きな記録であり、応答スペクトルの周期1秒付近よりも短周期側において、他の地震に比べて最も大きく、周期 0.8 秒付近にピークが認められた。これらの特徴について震源特性、伝播特性及び地盤の振動特性の観点から分析をしている。

(1) 震源特性

武村(1993)⁽¹⁾及び加藤・他(1999)⁽²⁾によれば、1993 年釧路沖地震を含むやや深発地震(スラブ内地震)は、浅発地震と比べて、短周期地震波が約2倍程度強く励起したとされている。

Mahdavian et al. (1996)⁽³⁾によれば、1993年釧路沖地震の強震記録から、震源スペクトルが約0.1Hzと約1Hzの2つのコーナー周波数を有していることを示し、約1Hzのコーナー周波数は断層面の不均一性に関係し、これにより短周期成分を強く発生したとされている(図-4)。

これらのことから、1993年釧路沖地震観測記録の最大加速度値が大きい要因の一つとして、震源特性が考えられるとしている。

(2) 伝播特性

高井・他(1999)⁽⁴⁾は、図-5に示すように、震源と観測点を結ぶ地震波伝播経路を、プレート内(High-Qゾーン)を通過する距離L1と、プレートより上部(Low-Qゾーン)を通過する距離L2に分けて求め、複数の観測点の震度データから(a)式の回帰係数a, b, cを評価することにより予測震度Iを算定している。

$$I = a \cdot L1 + b \cdot L2 + c \quad (a)$$

梅田・他(1999)⁽⁵⁾によれば、プレート内地震(スラブ内地震)である1993年釧路沖地震について、震央と大間地点を含む鉛直断面に関して、地震波伝播経路を考慮した(a)式による予測震度を求めている。更に、求められた予測震度を震央と大間地点を含む鉛直断面線上の各観測点におけるアンケート調査による観測震度及び従来用いられてきた震源距離(Xr)のみで表される(b)式の回帰式による予測震度と比較して示し、

千島・カムチャッカ海溝から沈み込む太平洋プレート内で発生した 1993 年釧路沖地震では、下北半島方向は地震波減衰が効きづらい方向であるとしている(図-6)。

$$I=A+B \cdot Xr \quad (b)$$

翠川・大竹(2003)⁽⁶⁾は、やや深いスラブ内地震にも適用可能な距離減衰式(以下「翠川・大竹式」という。)を提案している。そこで、最近大間地点で観測されたスラブ内地震について、大間地点及びK-NET, KiK-net等の地震観測点の最大加速度と、翠川・大竹式、及び先述の高井・他(1999)による太平洋プレート内(High-Q ゾーン)の伝播距離との関係から、スラブ内地震の伝播特性について検討を行っている。

図-7 に各観測点における最大加速度と震源距離の関係を翠川・大竹式と比較して示す。なお、翠川・大竹式の震源距離は断層面最短距離であるが、ここでは気象庁震源から観測点までの距離を用いている。また図中で翠川・大竹式については、適用範囲と考えられる震源距離 300km まで示している。

同図によると震源距離が 300km 程度以内では、各観測点における最大加速度は翠川・大竹式と概ね同様の距離減衰特性を示している。一方、震源距離が 300km 程度より遠い観測点では、最大加速度が翠川・大竹式の外挿値より大きくなる傾向が認められる。また、大間地点においては、北海道側の地震で震源距離が 200km 程度までは、最大加速度

が翠川・大竹式のばらつきの範囲内にあり、翠川・大竹式を適用できるとしている。

さらに図-7 には、最大加速度と太平洋プレート内 (High-Q ゾーン) の伝播距離との関係の影響を見るために、以下に示す式により算定した震源からの各観測点に至る地震波伝播経路に占める太平洋プレート内 (High-Q ゾーン) の伝播経路の割合 (k) を算定し、観測記録を各観測点の k の値により色分けしている。

$$k=L1/(L1+L2)$$

L1: 太平洋プレート内 (High-Q ゾーン) の伝播距離

L2: 太平洋プレートより上部 (Low-Q ゾーン) の伝播距離

同図によると、震源距離が 300km 程度以下の場合、k の値は 0.4 程度以下となっており、震源距離が 300km 程度以上となると k の値が 0.4 程度よりも大きくなる傾向が認められ、さらに、震源距離が同程度であっても、k の値が大きくなると最大加速度も大きくなる傾向にあるとしている。また、北海道側の地震では東北地方の太平洋側で k の値が大きく、逆に東北側の地震では北海道側の太平洋側で k の値が大きくなる傾向が認められるとしている。すなわち、k の値は太平洋プレートの沈み込み形状と関連しており、震源距離が大きくなっても、太平洋プレート内の High-Q ゾーンを伝播する距離の割合 (k) が大きい場合は、震源距離が遠いにもかかわらず、最大加速度が小さくならないと考えられるとしている。このこ

とから大間地点では、1993年釧路沖地震の k は0.59と大きく、太平洋プレート内の High-Q ゾーンを伝播する距離の割合が大きいため、最大加速度が大きかったと考えられるとしている。

これらのことから、1993年釧路沖地震観測記録の最大加速度値が大きい要因の一つとして、伝播特性が考えられるとしている。

(3) 地盤の振動特性

1993年釧路沖地震観測記録の応答スペクトルに見られる周期0.8秒付近のピークについて地盤の影響を検討するため、敷地における各観測深さの加速度波形に対して、バンドパスフィルターにより周期0.7～1.2秒の周期帯域の波形を取り出し(図-8)、この帯域波形から深さ方向の加速度分布を時々刻々プロットして求めた地盤の振動モードには、解放基盤相当位置付近を腹とする傾向が見られる(図-9)。

このことから、1993年釧路沖地震観測記録が周期0.8秒付近にピークが見られる要因の一つとして、地盤の振動特性が考えられるとしている。

(4) 東通地点の観測記録との比較検討

1993年釧路沖地震に対する大間地点の震央距離は、東通地点の震央距離とほぼ等しく、震央の方向も大差ないことから、東通地点の観測記録との比較検討を行っている。

大間地点の解放基盤相当位置における1993年釧路沖地震の観測記

録と、東通地点の解放基盤相当位置における観測記録を比較すると、大間地点の観測記録の方が大きい傾向にある(図-10)。

そこで、ケーススタディとして、一次元波動論に基づき、表-2 に示す大間地点における地盤モデルの解放基盤相当位置の観測記録からS波速度が約 3km/s 相当位置における上昇波を算出し、これを表-3 に示す東通地点における地盤モデルのS波速度が約 3km/s 相当位置に入力して求めた東通地点の解放基盤相当位置における解析結果は、東通地点の観測記録に近いものとなっている(図-11)。

このことから、大間地点の観測記録が東通地点の観測記録の加速度応答スペクトルより大きい理由として、地盤の振動特性も要因の一つとして考えることができるとしている。

以上より、敷地で得られた観測記録のうち、1993 年釧路沖地震観測記録は、震源距離が遠いにもかかわらず最大加速度値が大きな記録であり、応答スペクトルの周期1秒付近よりも短周期側において最も大きく、周期 0.8 秒付近にピークが認められることについて、その原因は震源特性、伝播特性及び地盤の振動特性の各々が関係していると考えられるとしている。

1.2 解放基盤表面位置の設定について

大間地点における解放基盤表面の設定の考え方を以下に示す。

(1) 敷地及び敷地近傍の地盤について

敷地内の地盤は上位から新第三紀の易国間層及び大間層が整合的に重なり、南に緩く傾斜しているものの、ほぼ水平に広がっている。また、敷地近傍の地質分布より、大間層については敷地近傍においても広く分布している。(図-12 及び図-13)。

(2) 敷地北側のデイサイトの分布について

敷地北側で大間層に貫入しているデイサイトの分布は、重力探査による敷地北側の高重力異常域の分布と良い一致を示しており、このことより、デイサイトは少なくとも敷地付近では局所的な分布であるとしている(図-14)。

(3) 敷地のせん断波速度について

炉心ボーリング孔において実施したPS検層結果より、原子炉を支持する易国間層におけるS波速度は約0.9km/s、その下位の大間層ではT.P.約-120mからT.P.約-165mで約0.6km/sとなるが、おおむねT.P.-120m以深では深くなるほどS波速度は大きくなる傾向があり、T.P.-255m以深では0.7km/s以上となっている(図-15)。

また、敷地周辺で実施した微動アレイ観測について、層数を11層として行った逆解析の結果から、T.P.約-300m以浅ではPS検層と同様の傾

向を示し、T.P.約-220mより深い地盤のS波速度については0.7km/s以上と推定され、深さとともに漸増している(図-16)。

なお、層数を6層として推定したS波速度構造を図-16に合わせて示す。

これらのことから、T.P.-260m以深の地盤のS波速度は、0.7km/sを下回ることはないとしている。

以上より、ほぼ水平で相当の拡がりを持つ新第三紀の大間層においてせん断波速度が0.7km/s以上であるT.P.-260m位置に解放基盤表面を設定している。

1.3 デイサイトが地震動に及ぼす影響検討

敷地北側に局所的に分布するデイサイトが解放基盤相当位置の地震観測点の地震動に及ぼす影響について、2次元FEM解析により1993年釧路沖地震、1993年北海道南西沖地震、1994年北海道東方沖地震及び1994年三陸はるか沖地震の地震波が鉛直入射及び斜め入射する場合に関する検討を行っている。解析断面はNS方向断面とし、デイサイトの影響検討のために、図-17に示すようにデイサイトを含まない平行成層構造モデル(基本モデル)とデイサイトを含むモデル(デイサイトモデル)を設定している。4地震の斜め入射角は浜田(1984)⁽⁷⁾のS波速度構造等に基づき、大間地点から震源を結ぶS波の波線としてスネルの法則にしたがって求めている(図-18)。

図-19 に示す検討結果によると、デイサイトが地震観測点の地震動へ及ぼす影響は小さいとしている。

また、デイサイトの下位に分布する玄武岩を考慮した解析によっても解放基盤相当位置の地震観測点の地震動へ及ぼす影響は小さいとしている。

1.4 1993年釧路沖地震観測記録のはぎとり解析

設計用応答スペクトル S_1-D の策定に当たり1993年釧路沖地震観測記録を考慮するため、解放基盤相当位置以浅の地盤の影響を除去したはぎとり解析により、はぎとり波の応答スペクトルを算出している。はぎとり解析に用いる地盤定数は、1993年釧路沖地震を含む4地震の観測記録から得られる伝達関数に適合するように同定解析を行い、設定している(表-4)。

設計用応答スペクトル S_1-D は、表-4に示す地盤モデルを用いた一次元波動論に基づくはぎとり解析により算出した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を包絡して策定されている(図-20)。

なお、上述の4地震に最近観測された2地震を加えた6地震の観測記録の同定解析に基づいた地盤定数によるはぎとり波の応答スペクトルは、上述の4地震による応答スペクトルとほとんど変わらないことを確認している。

2. 設計用応答スペクトル S_2-D に関する検討

設計用応答スペクトル S_2-D に関しては、以下に述べるように、敷地で得られたやや深発地震の観測記録を用いて、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、設計用応答スペクトル S_2-D の策定に考慮している。

2.1 大間地点におけるやや深発地震の想定

海野・他(1984)⁽⁸⁾及びKosuga et al.(1996)⁽⁹⁾に基づき、北海道・東北地方におけるやや深発地震の発震機構およ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-21(a)に示すとおり、敷地から最も近い東北日本弧と千島弧の会合部付近に、震源深さを1993年釧路沖地震と同様の100kmとし、規模は1993年釧路沖地震と同じM7.5の地震を想定している。

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-21(b)に示すとおり敷地直下の二重深発地震面の上面に相当する深さ125kmに想定している。また、規模については、東北地方のやや深発地震は大きくてもM7.0未満が普通である⁽¹⁰⁾こと及び上面の

DC型の地震である2003年5月26日宮城県沖の地震の規模を考慮して、M7.1を想定している。なお、2003年5月26日宮城県沖の地震のマグニチュードは、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。

2.2 想定した地震の敷地における応答スペクトルの検討

(1) 応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法

敷地で得られたDE型の2地震及びDC型の2地震の観測記録を用いて、高橋・他(1998)⁽¹¹⁾による応答スペクトルの距離減衰式を基に、想定した地震の敷地における応答スペクトルを算出している。

図-22に算出した応答スペクトルを示す。

なお、同図より、想定したDE型の地震の応答スペクトルは、DC型の地震の応答スペクトルを上回ることから、以降の検討では、DE型の地震に対してのみ、検討を行っている。

(2) 波形合成法

DE型の地震を想定した震源近傍において、同じDE型のメカニズムを有する中小地震観測記録として、1987年日高山脈北部の地震(M6.6)及び1984年6月22日(M5.3)の地震の観測記録が敷地で得られているため、これらの地震を要素地震として、Takemura and Ikeura(1988)⁽¹²⁾による波形合成法による検討を行っている。想定した地震と要素地震の震央位置を図-23に、マグニチュード等を比較して表-5に示す。なお、

1984年6月22日の地震を要素地震とした検討では、二段階の波形合成を行っている。

図-24～図-25に検討結果を示す。これらの図によると、1993年釧路沖地震観測記録と比べて、1987年日高山脈北部の地震を要素地震とした結果は周期1秒付近の応答スペクトルが小さいのに対して、1984年6月22日の地震を要素地震とした結果は、周期1秒付近の応答スペクトルが大きくなっている。このことは、1993年釧路沖地震と要素地震の震源特性の違いに起因しているとしている。

(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

「1.1 (2)」の伝播特性の検討に基づき、想定地震の震源から敷地への伝播経路について沈み込むプレート内を伝播する距離の効果を検討し、1993年釧路沖地震観測記録を用いて、想定した地震の敷地における応答スペクトルを算出している。(図-26)。

図-27に算出した応答スペクトルを示す。

図-28に上述の(1)～(3)に示す検討により求めた応答スペクトルを重ねて示す。同図に示すように、設計用応答スペクトル S_2-D 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を包絡して策定されている。

なお、「1.1(2) 伝播特性」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・大竹式が適用できるとしている。図-29に、「2.2 想定した地震の敷地における応答スペクトルの検討」で示した(1)～(3)の検討により算出した大間地点の最大加速度と翠川・大竹式とを比較して示す。同図に示すとおり、想定したDE型の地震の最大加速度は翠川・大竹式のばらつきの範囲にある。一方、DC型の地震の最大加速度は翠川・大竹式よりも小さな値となっているが、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としている。

参考文献

- (1) 武村雅之(1993):1993 年釧路沖地震の発生メカニズムと地震動—やや深発地震による強震動の特徴—, 第 21 回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会
- (2) 加藤研一・武村雅之・八代和彦(1999): やや深発地震の短周期地震動の励起強さとその地域性—最大加速度値に基づく検討—, 日本建築学会構造系論文集, No.521
- (3) Abbas Mahdavian and Tsutomu Sasatani(1996): S-Wave Spectra from Strong Motion Seismograms : Source Parameters and Site Response, the Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University Series VII (Geophysics), Vol.10, No.1
- (4) 高井伸雄・梅田浩士・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—1.考え方—, 日本建築学会北海道支部研究報告書 No72
- (5) 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 No72
- (6) 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 回日本地震工学シンポジウム論文集
- (7) 浜田信生(1984): 近地地震用走時表の再検討, 気象研究所研究報告, 第 35 巻, 第 3 号

- (8) 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 卷
- (9) 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)
- (10) 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
- (11) 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)
- (12) 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
- (13) 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
- (14) 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)

(15) 河角 広(1943):震度と震度階, *地震*, 15

(16) 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

表-1 検討対象地震の諸元

地震名	震央位置		M	深さ (km)	震源距離 (km)
	北緯	東経			
1993年釧路沖地震	42° 55.0'	144° 21.4'	7.5	101	340
1993年北海道南西沖地震	42° 46.8'	139° 11.0'	7.8	35	204
1994年北海道東方沖地震	43° 22.3'	147° 40.7'	8.2	28	595
1994年三陸はるか沖地震	40° 25.6'	143° 44.9'	7.6	0	267
2003年十勝沖地震	41° 46.5'	144° 4.9'	8.0	45	270

諸元は気象庁による

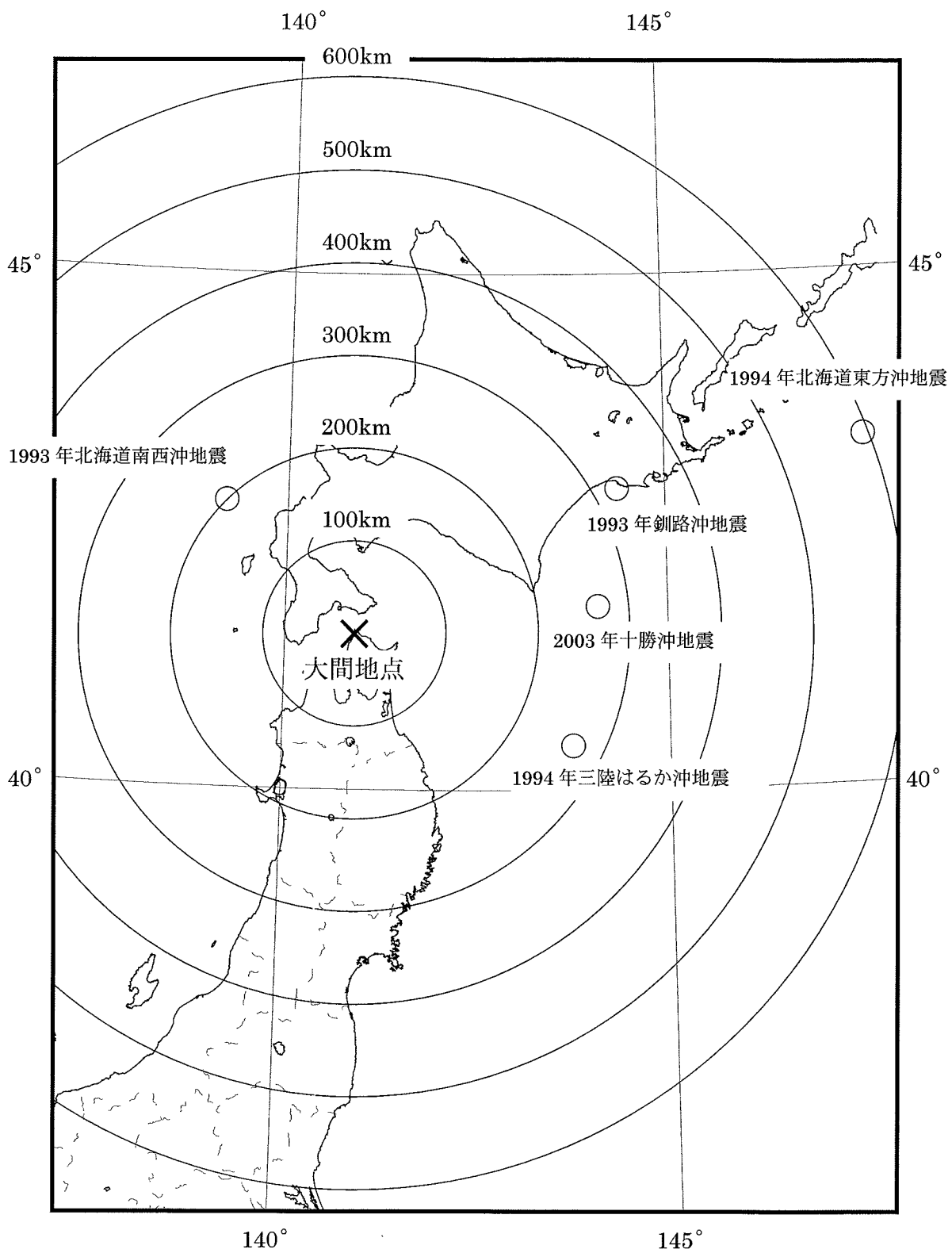


図-2 検討対象地震の震央分布

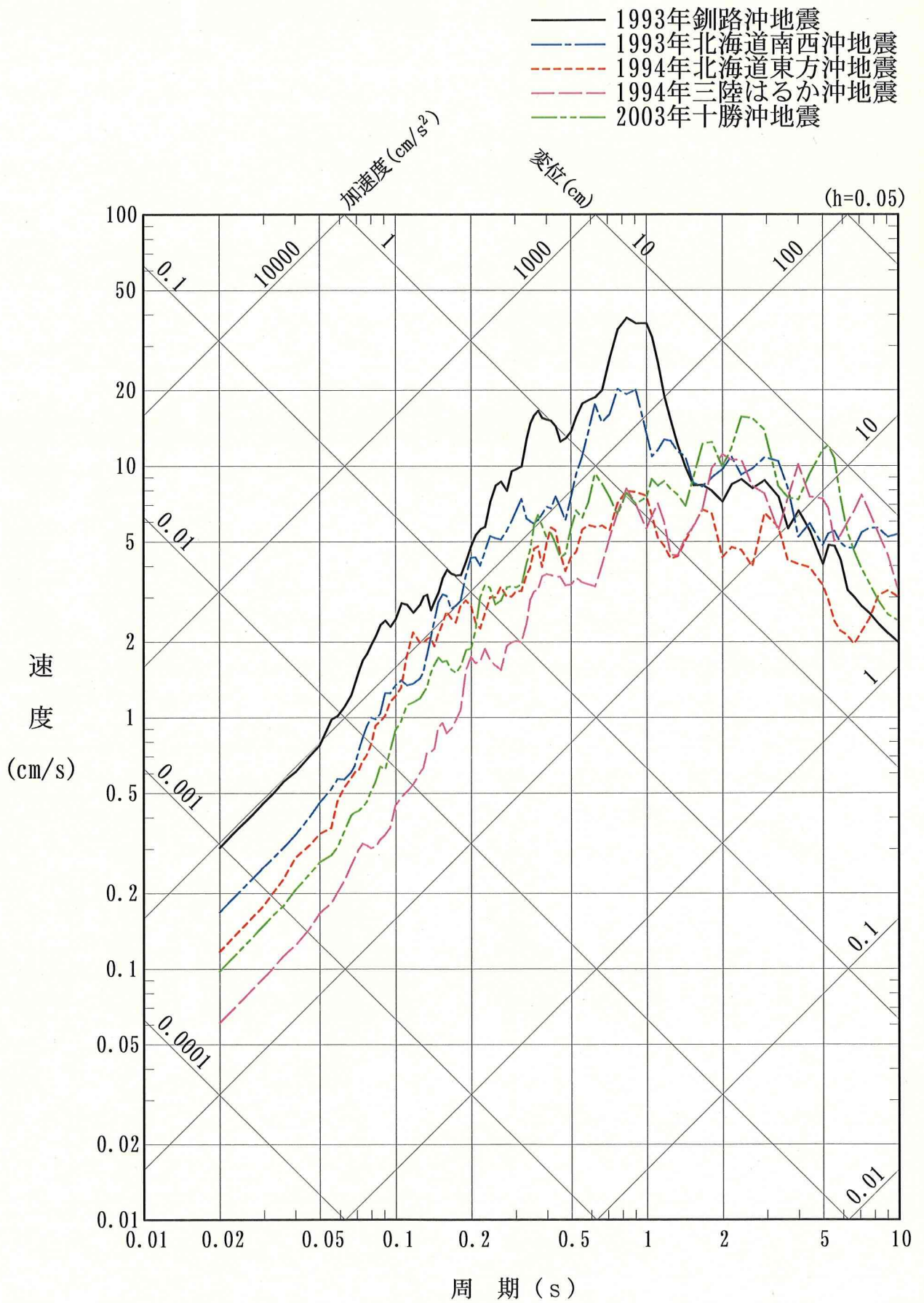


図-3(1) 検討対象地震の応答スペクトル(T.P.-207.5m, NS方向)

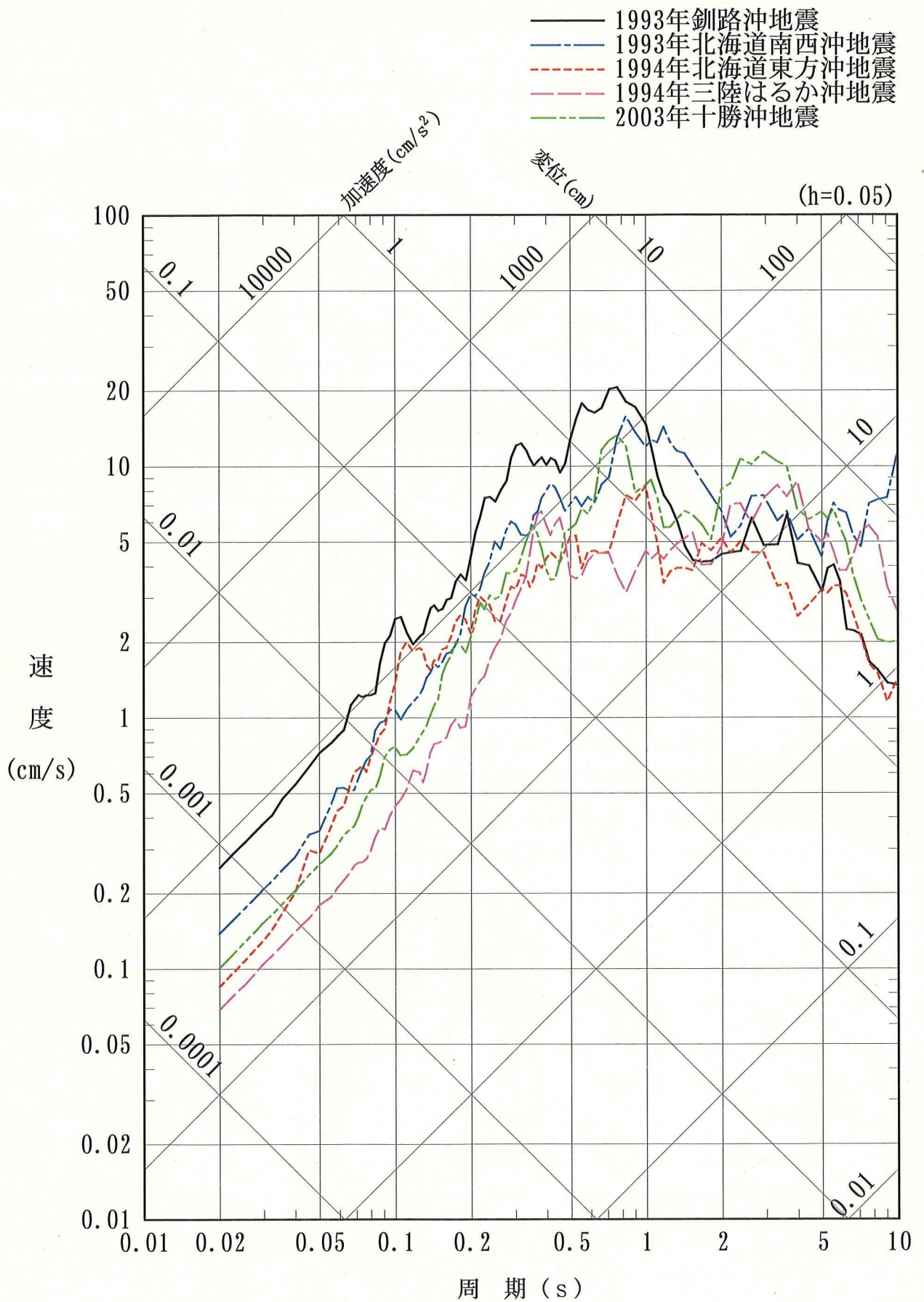
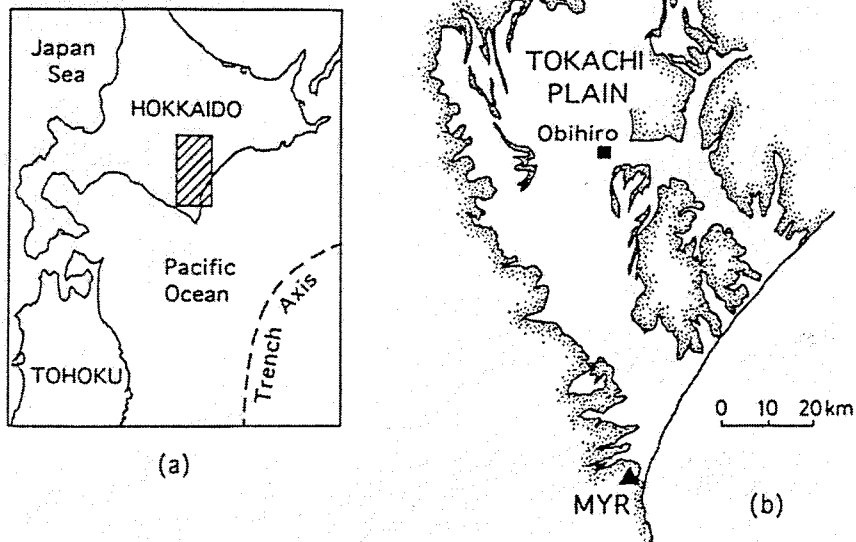
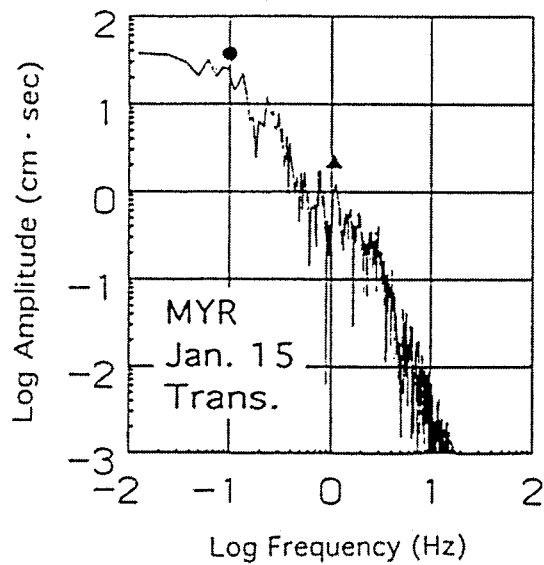


図-3(2) 検討対象地震の応答スペクトル(T.P.-207.5m, EW方向)



(a) Map showing location of the Tokachi plain (shaded region) in Hokkaido.
 (b) Simplified geological map of the Tokachi plain (revised from Geological Survey of Hokkaido, 1980) and strong motion observation stations (MYR).
 The Tokachi plain is covered mainly by Terrace deposits.



S-wave displacement spectra at MYR for the Kushiro-Oki earthquake.
 A solid circle and a solid triangle represent the first and second corner frequencies.

図-4 1993年釧路沖地震の観測地点とS波変位スペクトル
 (Mahdavian et al.(1996)⁽³⁾一部修正)

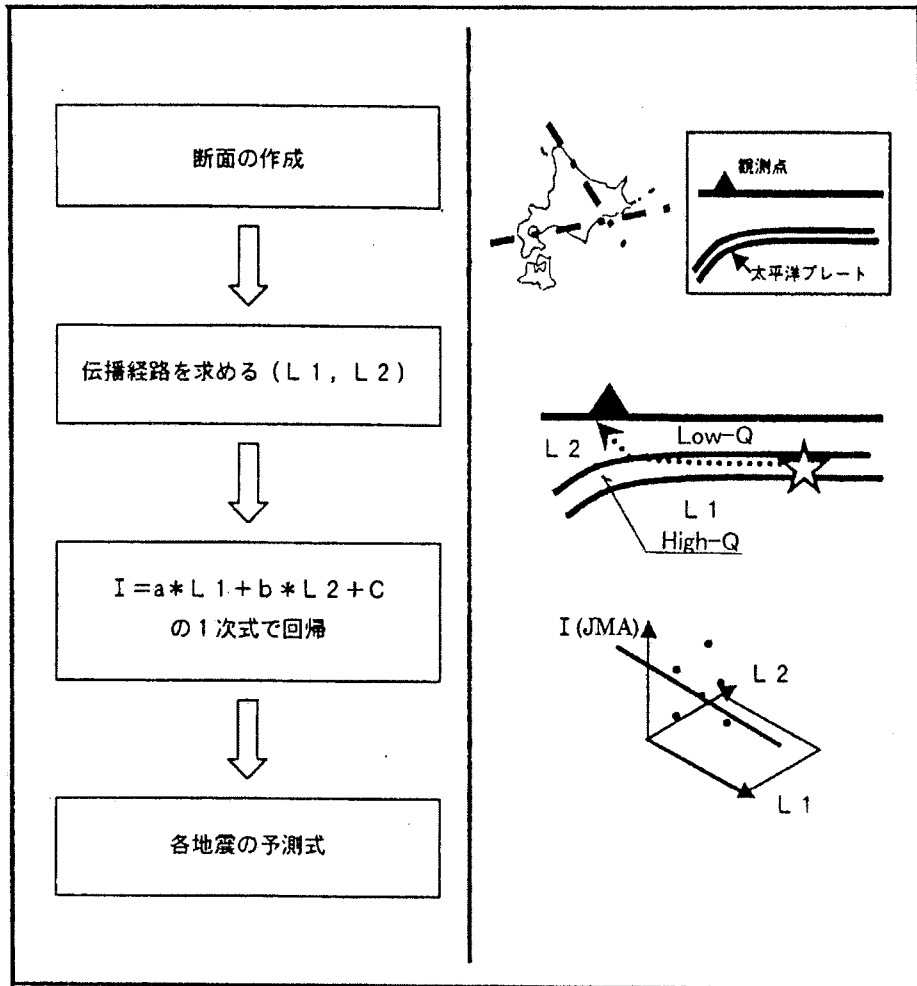
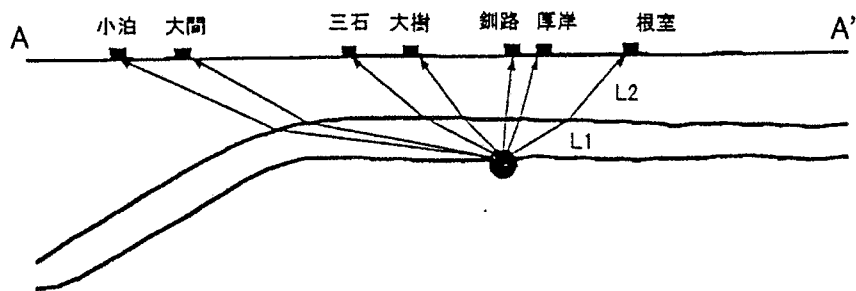
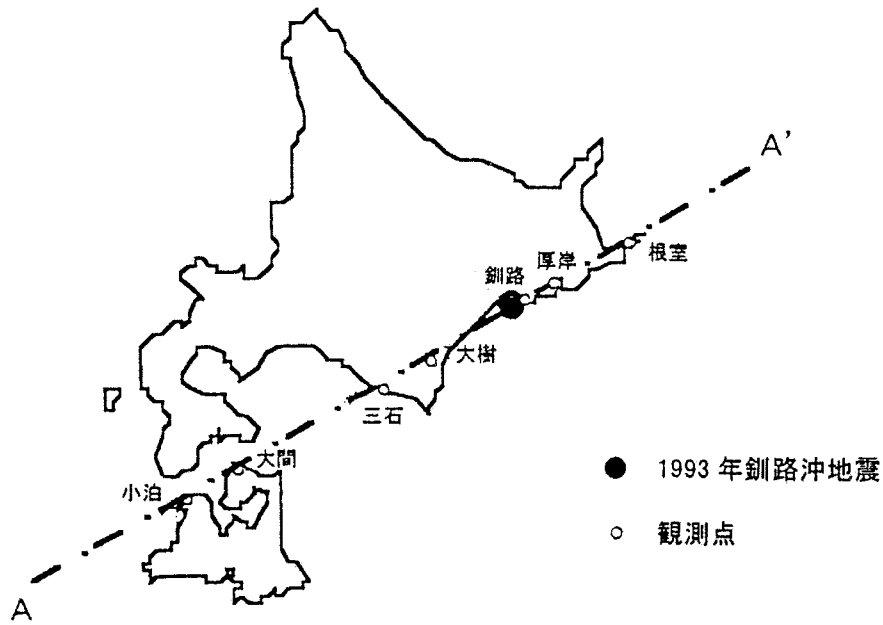
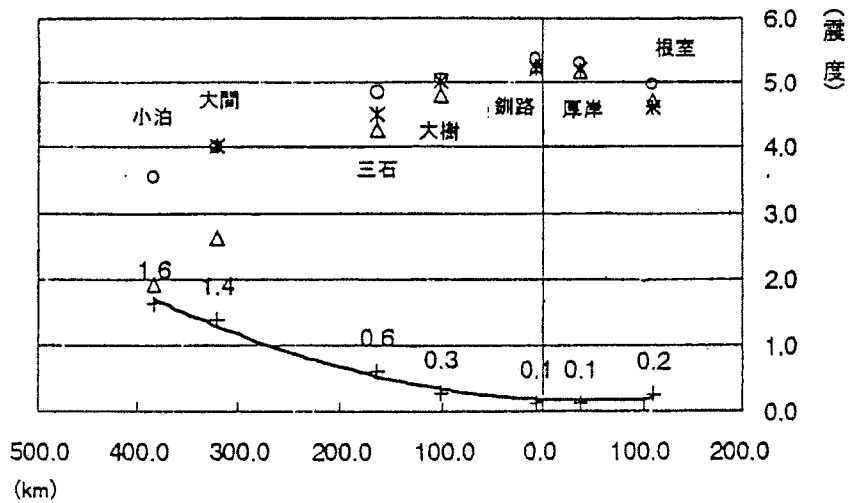


図-5 予測式構成の主な流れ(高井・他(1999)⁽⁴⁾に一部加筆)

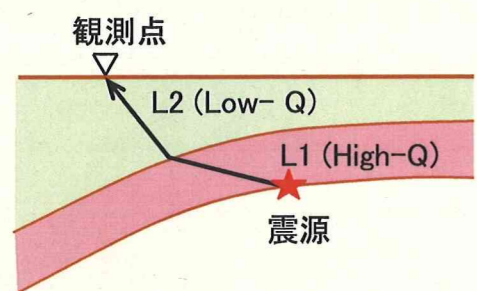


- *: 観測震度
- : $I = a * L1 + b * L2 + C$
- △: $I = A + B * Xr$ (Xr: 震源距離)
- +: ○と△の差



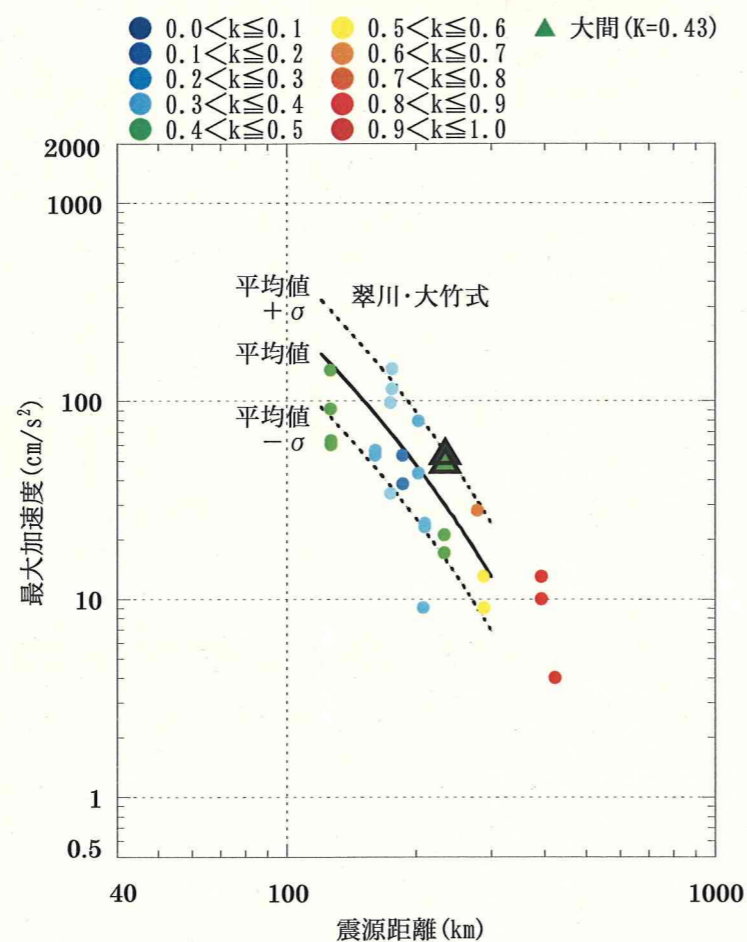
A-A'方向

図-6 伝播経路を考慮した予測震度(1993年釧路沖地震)
(梅田・他(1999)⁽⁵⁾ 一部修正)

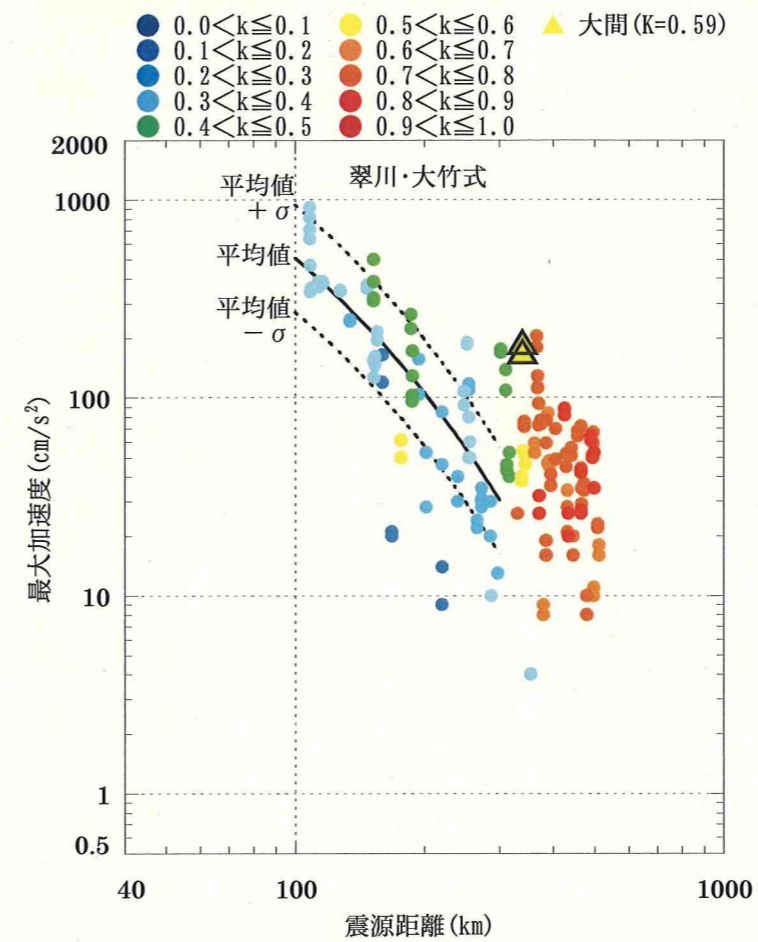


$$k = \frac{L1}{L1 + L2}$$

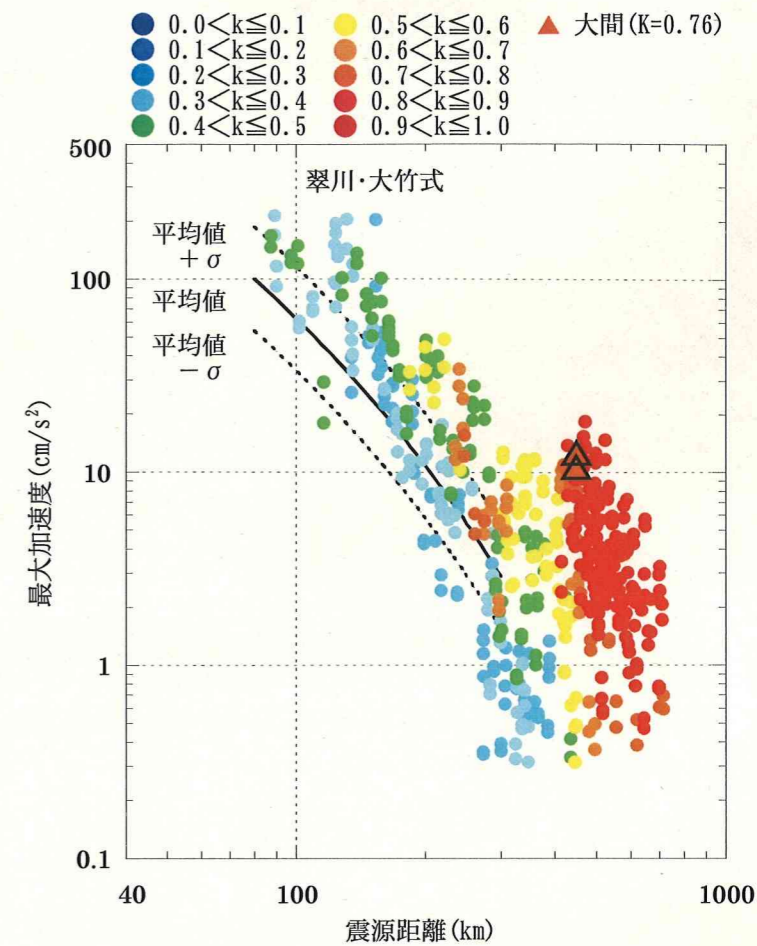
L1 : 太平洋プレート内 (High-Q ゾーン) の伝播距離
L2 : 太平洋プレートより上部 (Low-Q ゾーン) の伝播距離



1987年1月14日 日高山脈北部の地震
(Mj 6.6, 震源深さ 119km)



1993年1月15日 釧路沖地震
(Mj 7.5, 震源深さ 101km)



2001年4月27日 根室半島南東沖の地震
(Mj 5.9, 震源深さ 80km)

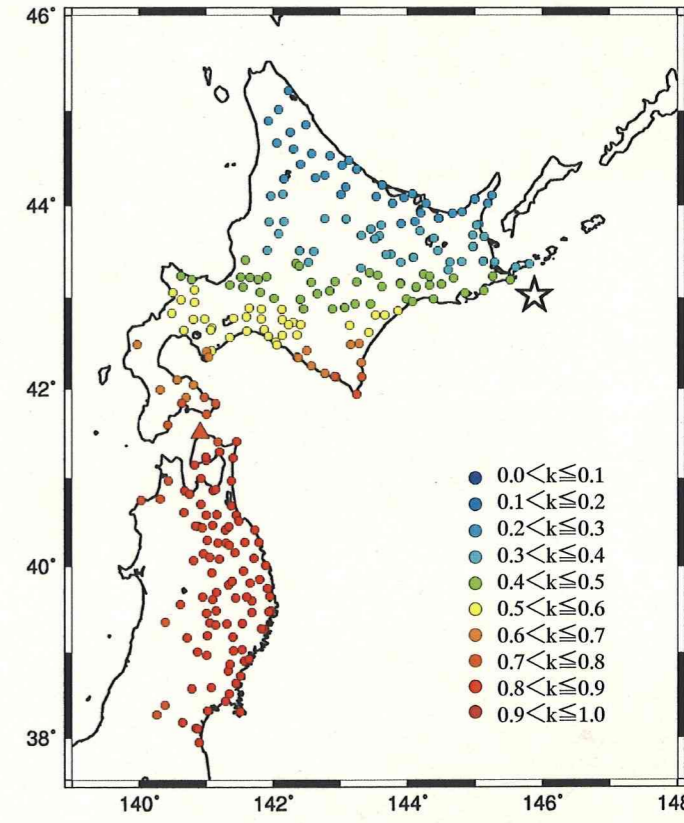
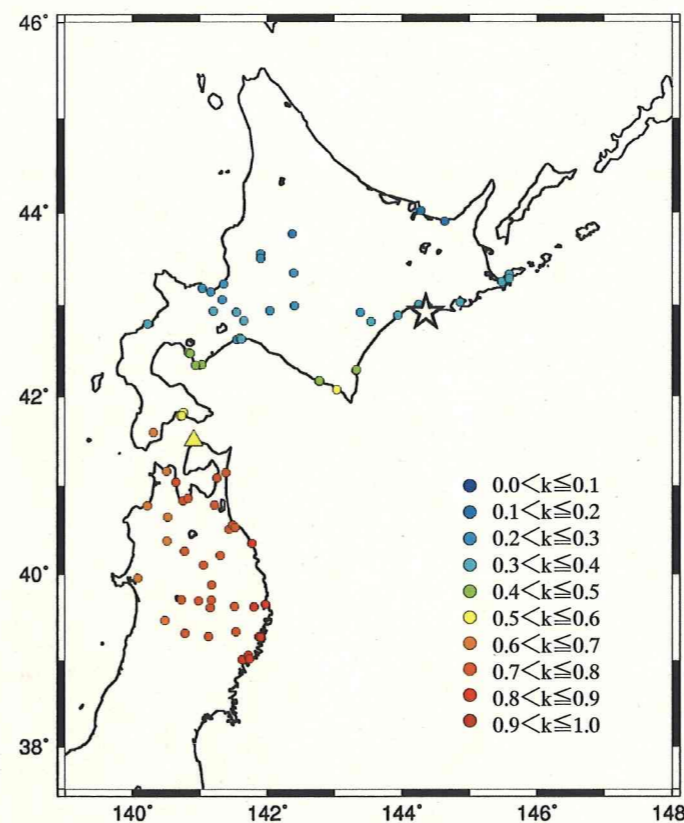
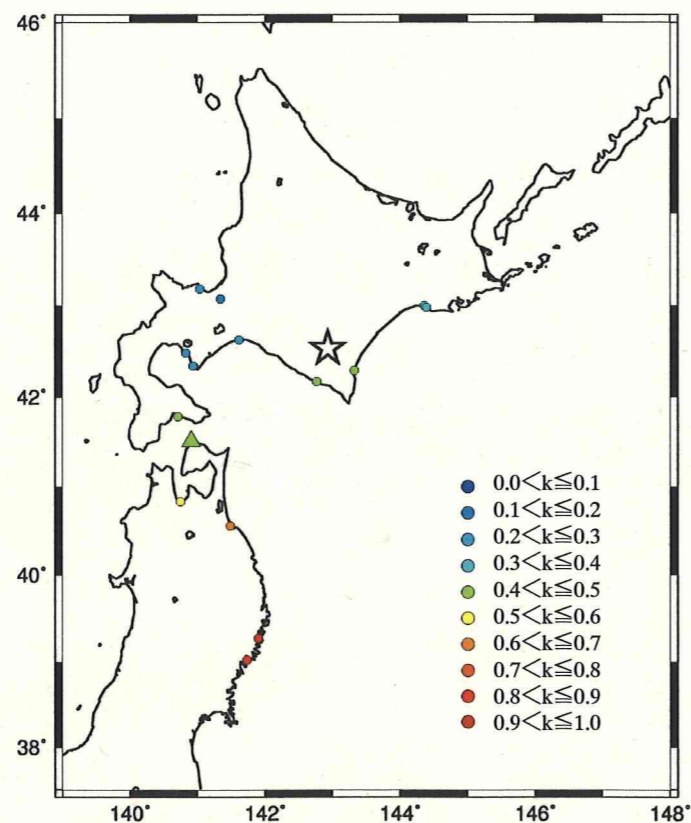
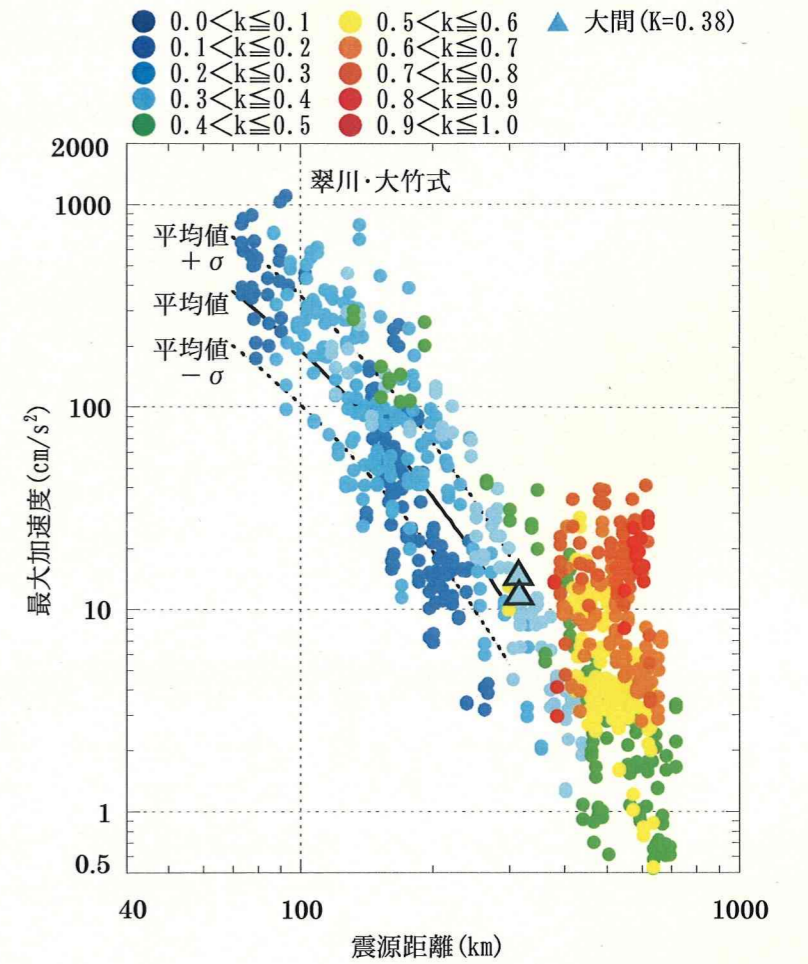
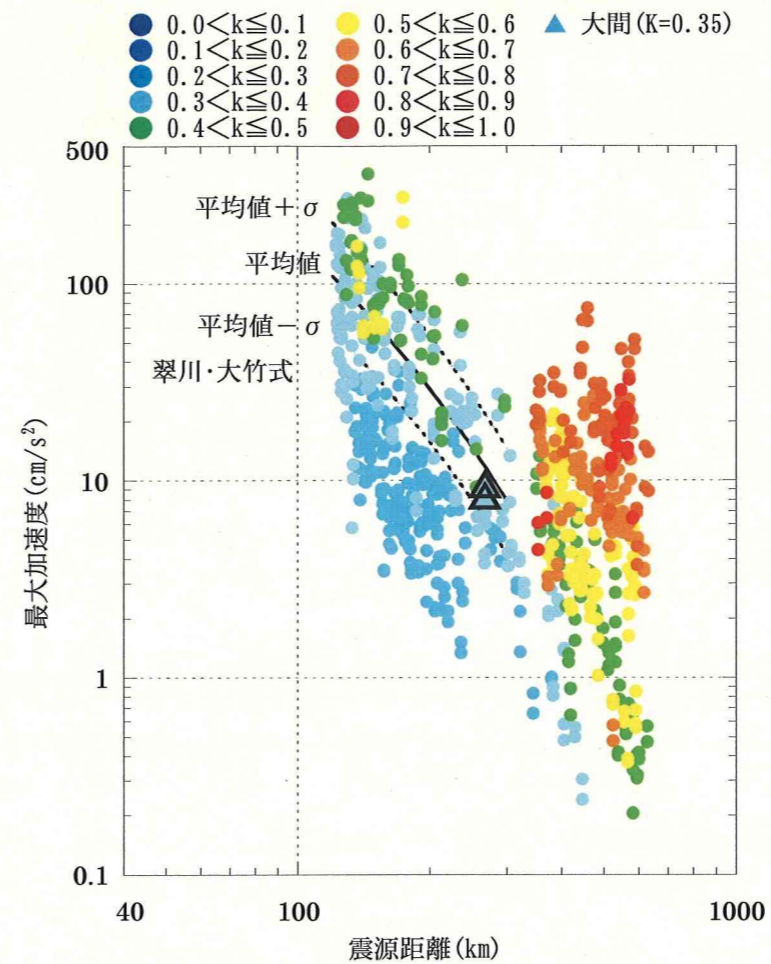
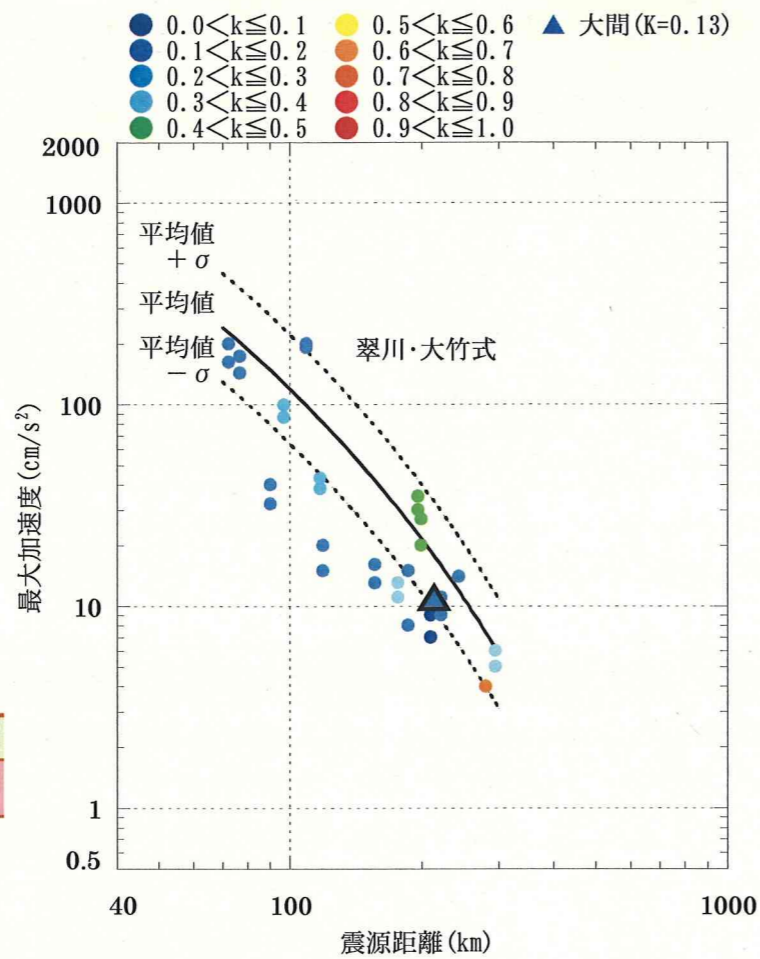
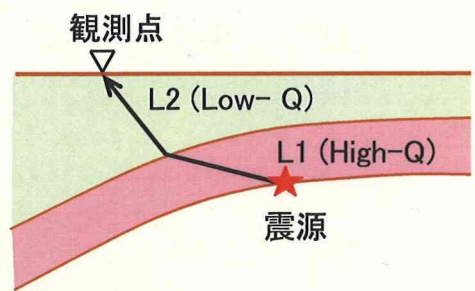
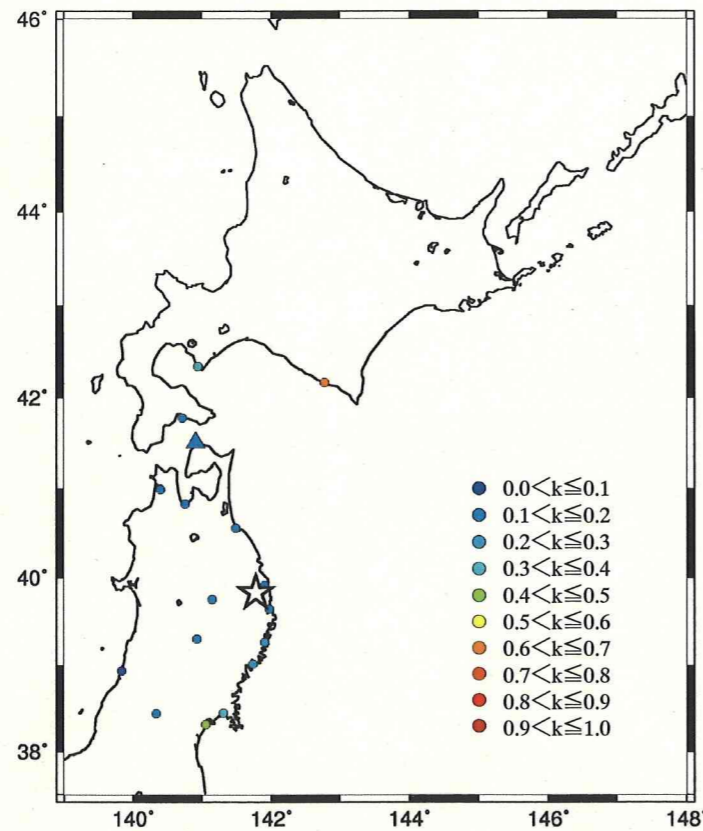


図-7(1) プレート内を伝播する距離の割合(k)と最大加速度及び観測点との関係

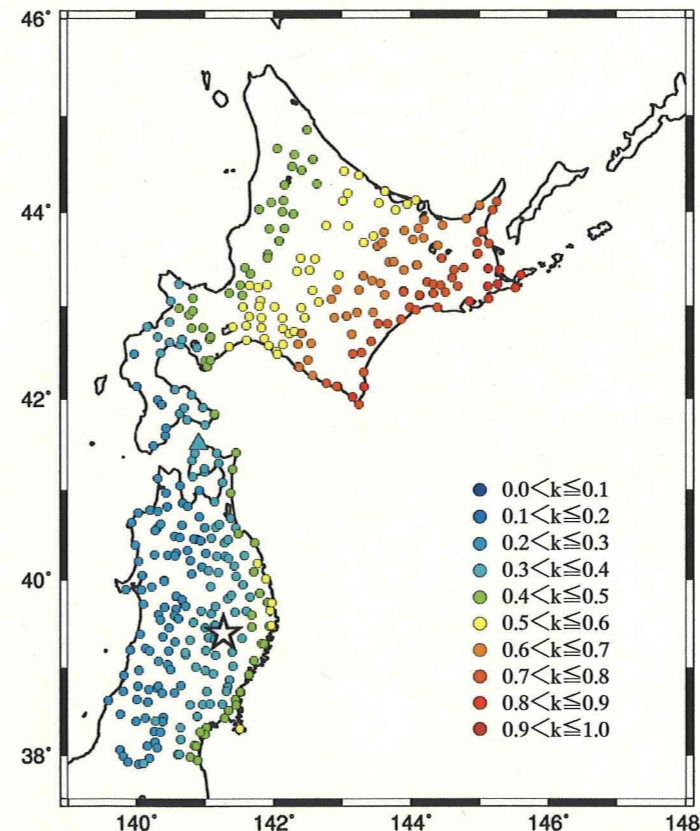


$$k = \frac{L1}{L1 + L2}$$

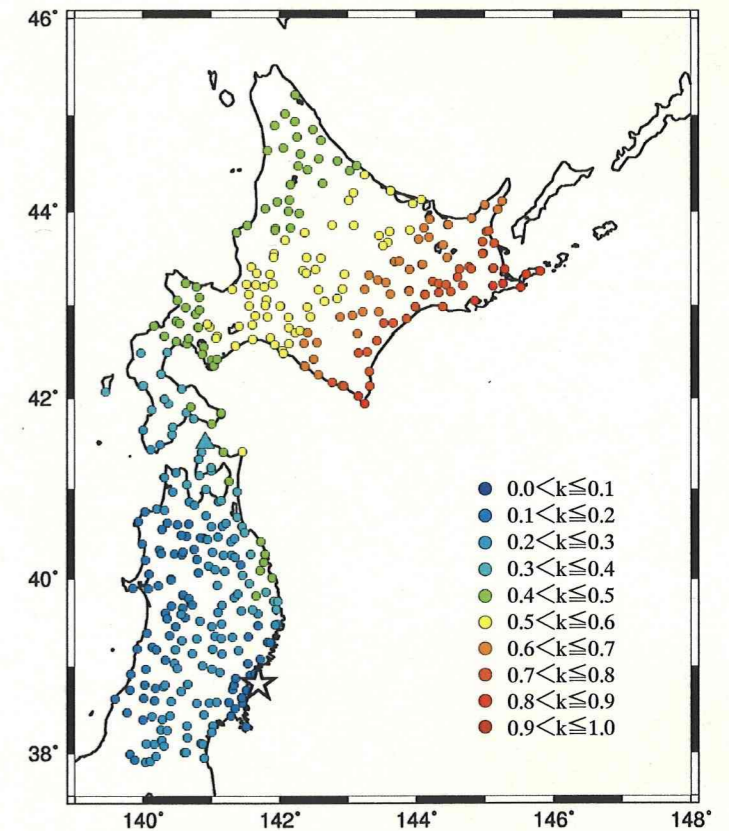
L1 : 太平洋プレート内 (High-Q ゾーン) の伝播距離
L2 : 太平洋プレートより上部 (Low-Q ゾーン) の伝播距離



1987年1月9日 岩手県北部の地震
(Mj 6.6, 震源深さ 72km)



2001年12月2日 岩手県内陸南部の地震
(Mj 6.4, 震源深さ 122km)



2003年5月26日 宮城県沖の地震
(Mj 7.1, 震源深さ 72km)

図-7(2) プレート内を伝播する距離の割合(k)と最大加速度及び観測点との関係

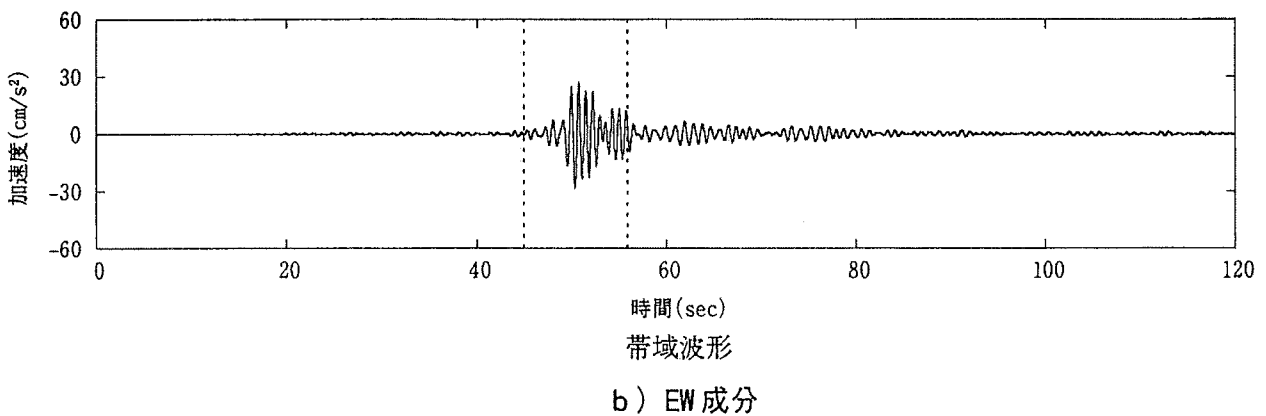
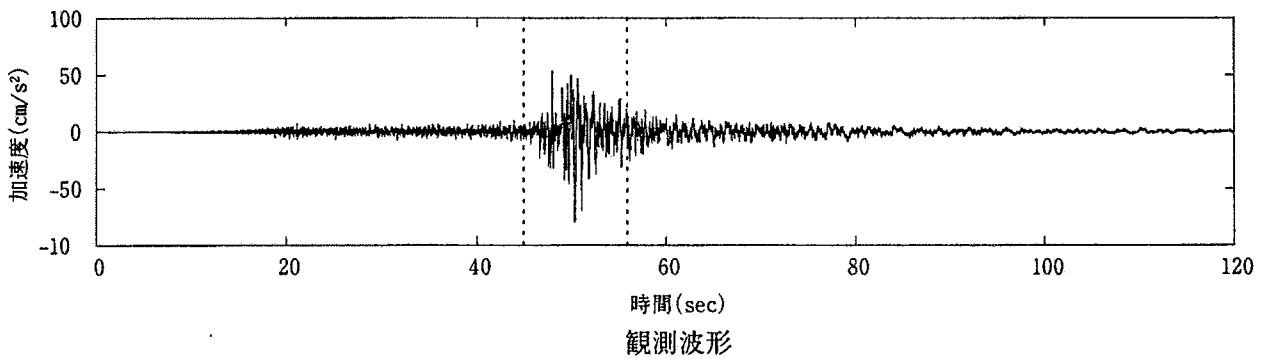
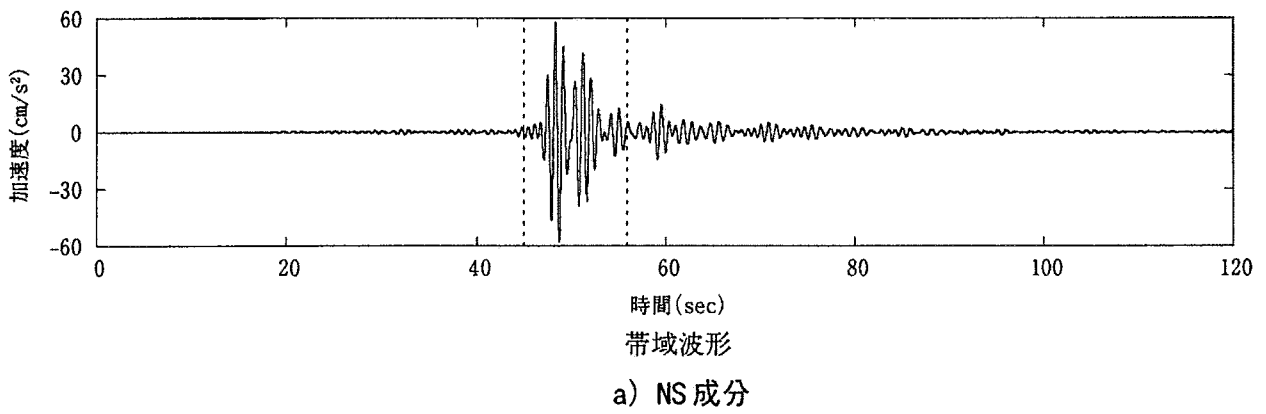
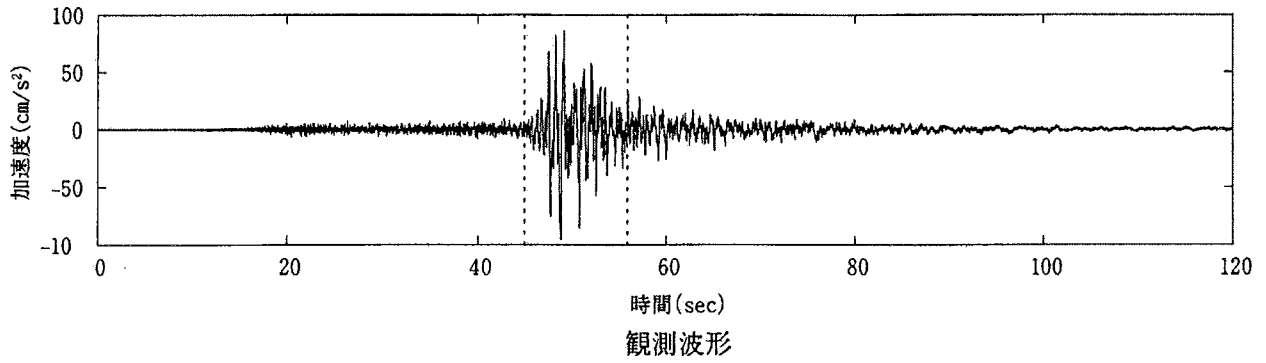
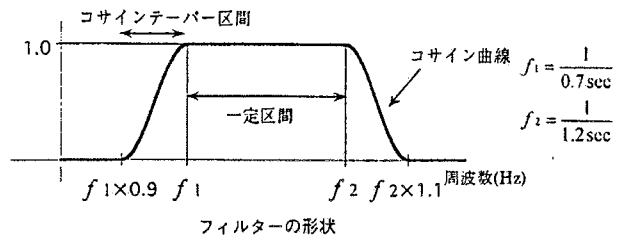


図-8 観測波形と帯域波形(1993年釧路沖地震, T.P.-207.5m)

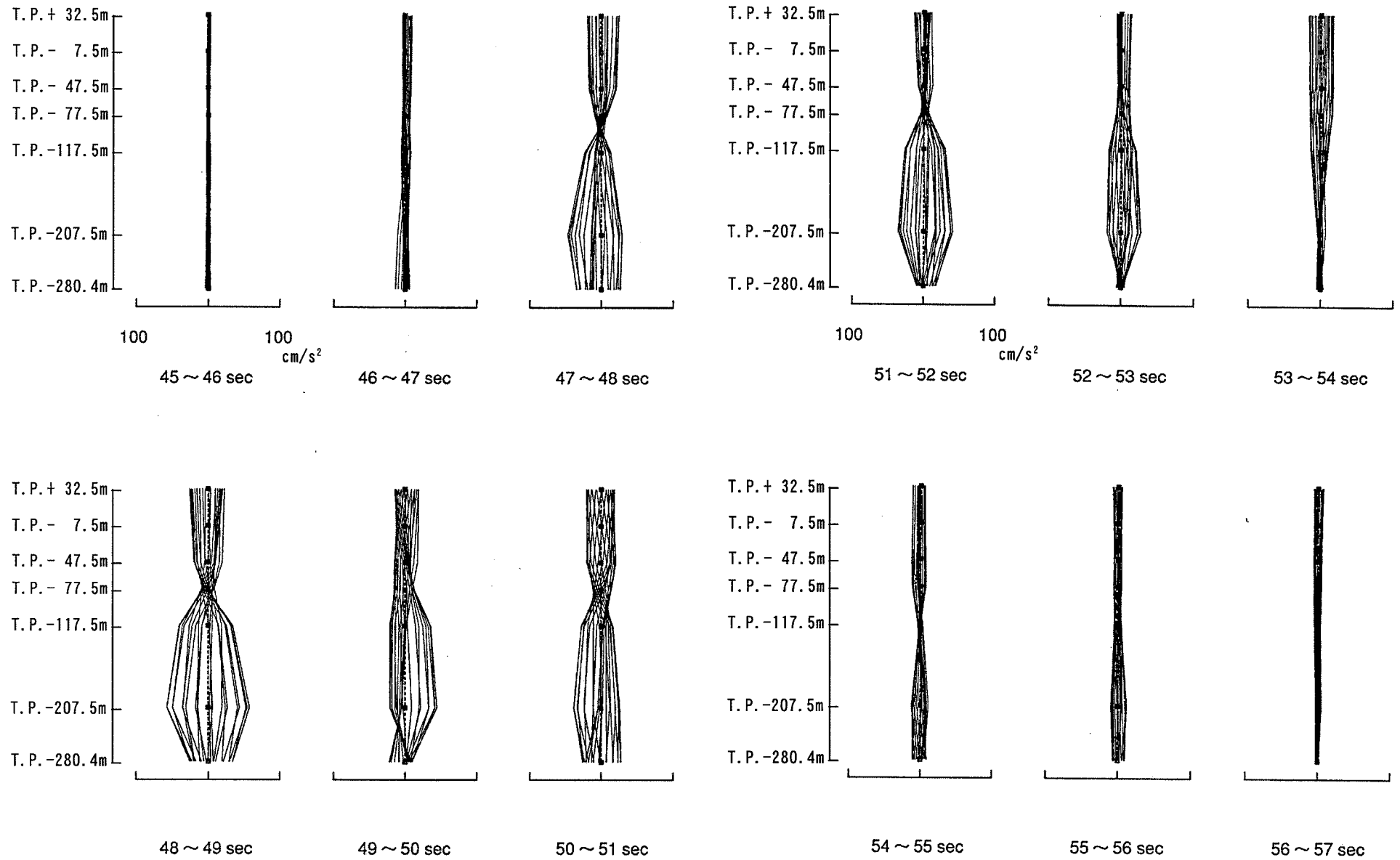


図-9(1) 振動モード図(1993年釧路沖地震, NS成分)

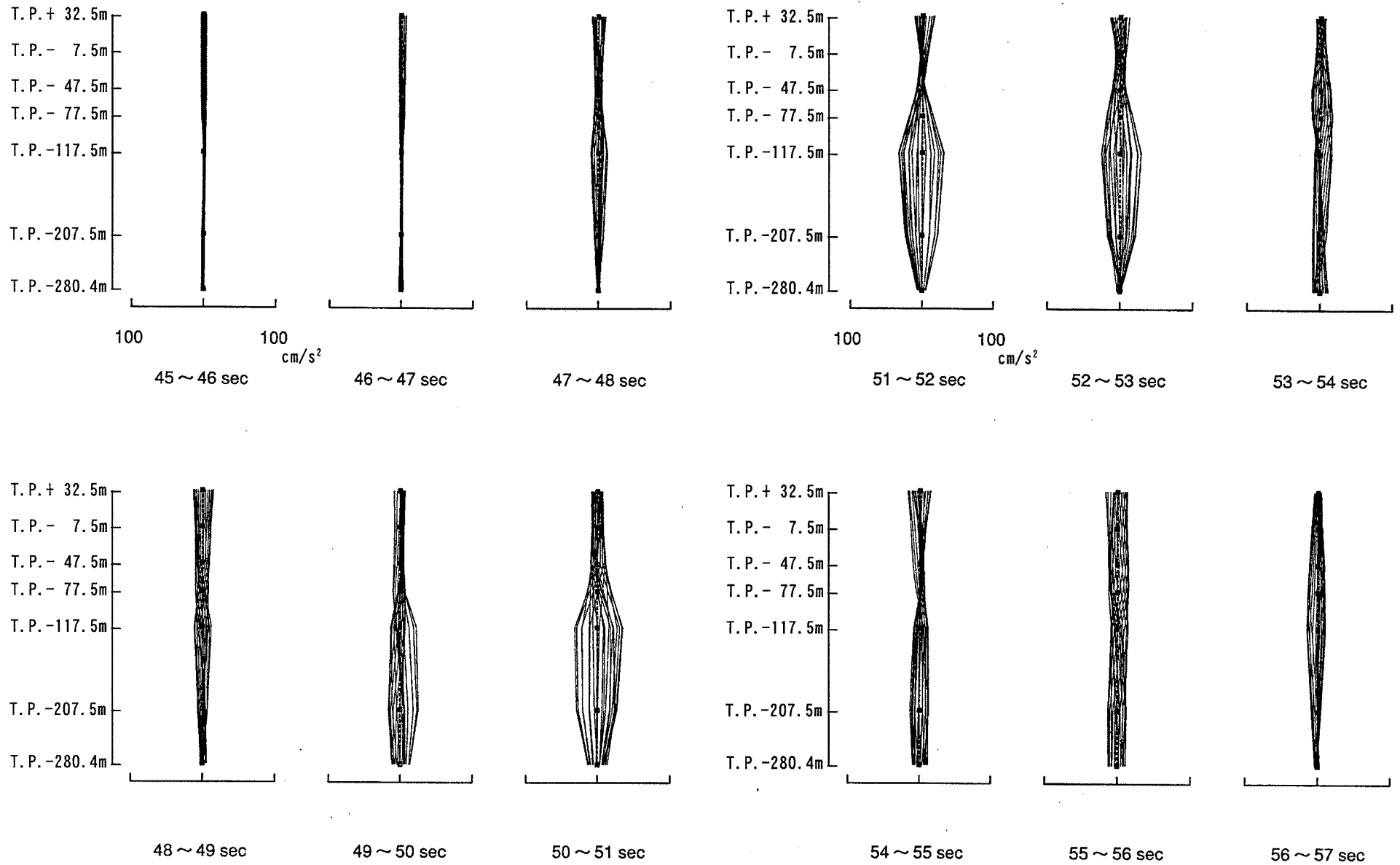


図-9(2) 振動モード図(1993年釧路沖地震, EW成分)

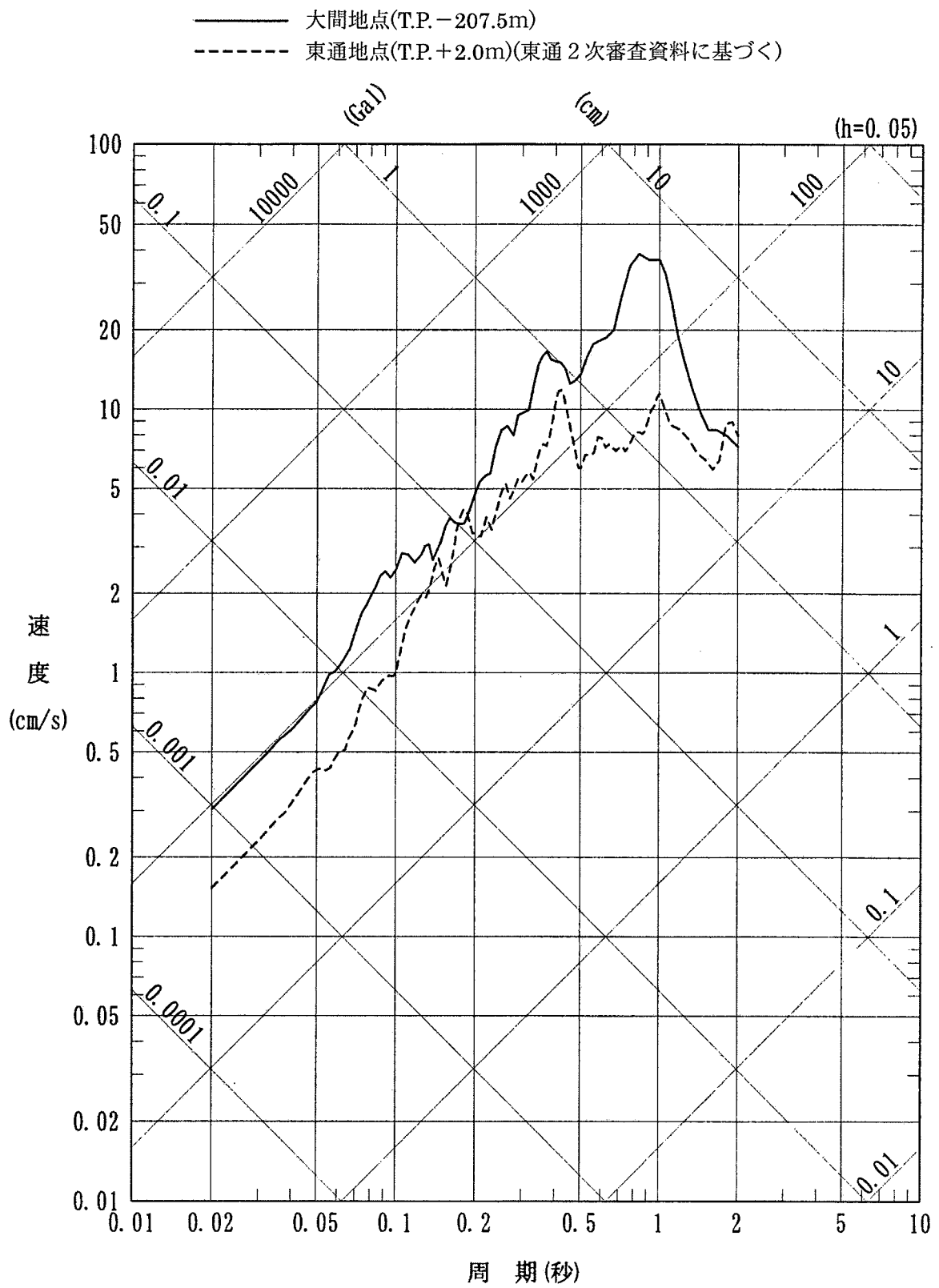


図-10(1) 大間地点と東通地点の観測記録の比較(NS成分)

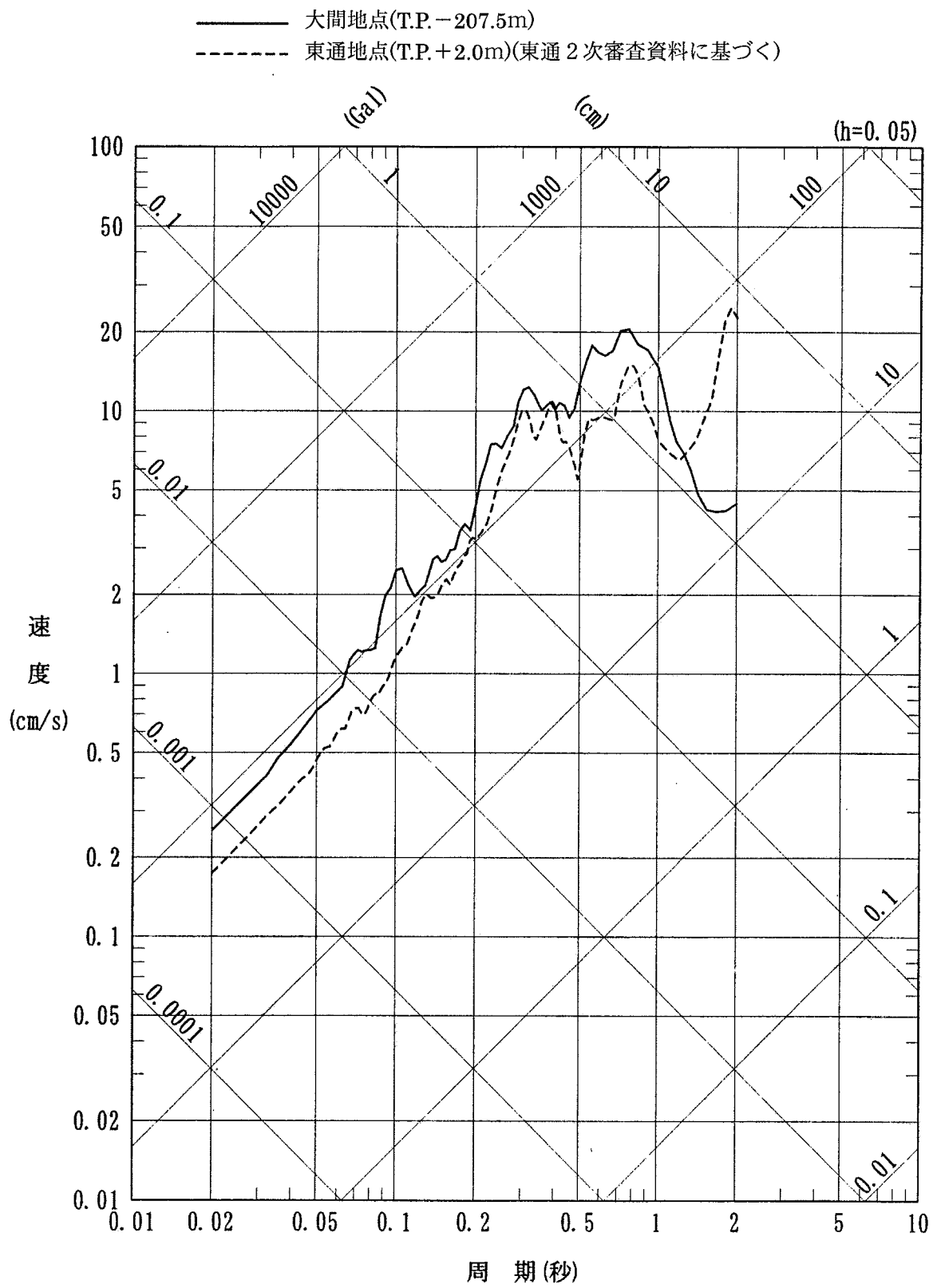


図-10(2) 大間地点と東通地点の観測記録の比較(EW成分)

表-2 大間地点地盤モデル

深さ (T.P. m)	層厚 (m)	単位体積重量 (g/cm ³)	せん断波速度 (m/s)	減衰定数 $h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$	
				h_0	α
+32.5	10	1.59	220	0.115	0.68
+22.5	15	1.90	700		
+7.5	75	2.06	1000		
-67.5	70	1.51	510		
-137.5	70	1.52	690		
-207.5	▼解放基盤相当位置				
	50.6	1.61	850	0.009	0.00
-258.1	315	2.60	1450	0.005	0.00
-573.1	▼上昇波算出位置				
	—	2.60	3100	0.002	0.00

- ・層厚, 単位体積重量, せん断波速度については, T.P.-258.1m以浅はボーリングデータ, 同定解析に基づき, T.P.-258.1m以深は微動アレイ観測等に基づく
- ・減衰定数についてはT.P.-207.5m以浅は同定解析, T.P.-207.5m以深は $h_0=15/2V_s$ に基づく

表-3 東通地点地盤モデル(東通2次審査資料に基づく)

深さ (T.P.m)	層厚 (m)	単位体積重量 (g/cm ³)	S波速度 (m/s)	減衰定数 $h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$	
				h_0	α
+12.0	2.00	1.90	170.00	0.07000	0.00
+10.0	2.00	1.90	170.00	0.07000	0.00
+8.0	6.00	2.24	1630.00	0.40000	0.50
+2.0	64.00	2.24	1630.00	0.40000	0.50
-62.0	20.80	2.72	1950.00	0.40000	0.50
-82.8	23.20	2.72	1950.00	0.40000	0.50
-106.0	60.00	2.39	2000.00	0.40000	1.00
-166.0	24.00	2.00	2000.00	0.40000	1.00
-190.0	62.00	2.14	2000.00	0.40000	1.00
-252.0	30.80	2.33	2090.00	0.40000	1.00
-282.8	417.20	2.30	1900.00	0.00390	0.00
-700.0	700.00	2.40	2200.00	0.00340	0.00
-1400.0	600.00	2.50	2700.00	0.00280	0.00
-2000.0	—	2.60	2900.00	0.00260	0.00

▼解放基盤相当位置

▼上昇波入力位置

- 注・単位体積重量については-282.8m以浅はボーリングデータ、-282.8m以深は「P波速度と密度の関係」(「物理探査」物理探査学会)による。
- ・S波速度については-282.8m以浅はPS検層結果に基づき地震観測記録から求められる伝達関数に適合するように設定し、-282.8m以深は反射法探査結果による。
 - ・減衰定数については-282.8m以浅はQ値測定結果に基づき地震観測記録から求められる伝達関数に適合するように設定し、-282.8m以深は $Q=V_p/15$ 、 $h_0=1/2 Q$ による。

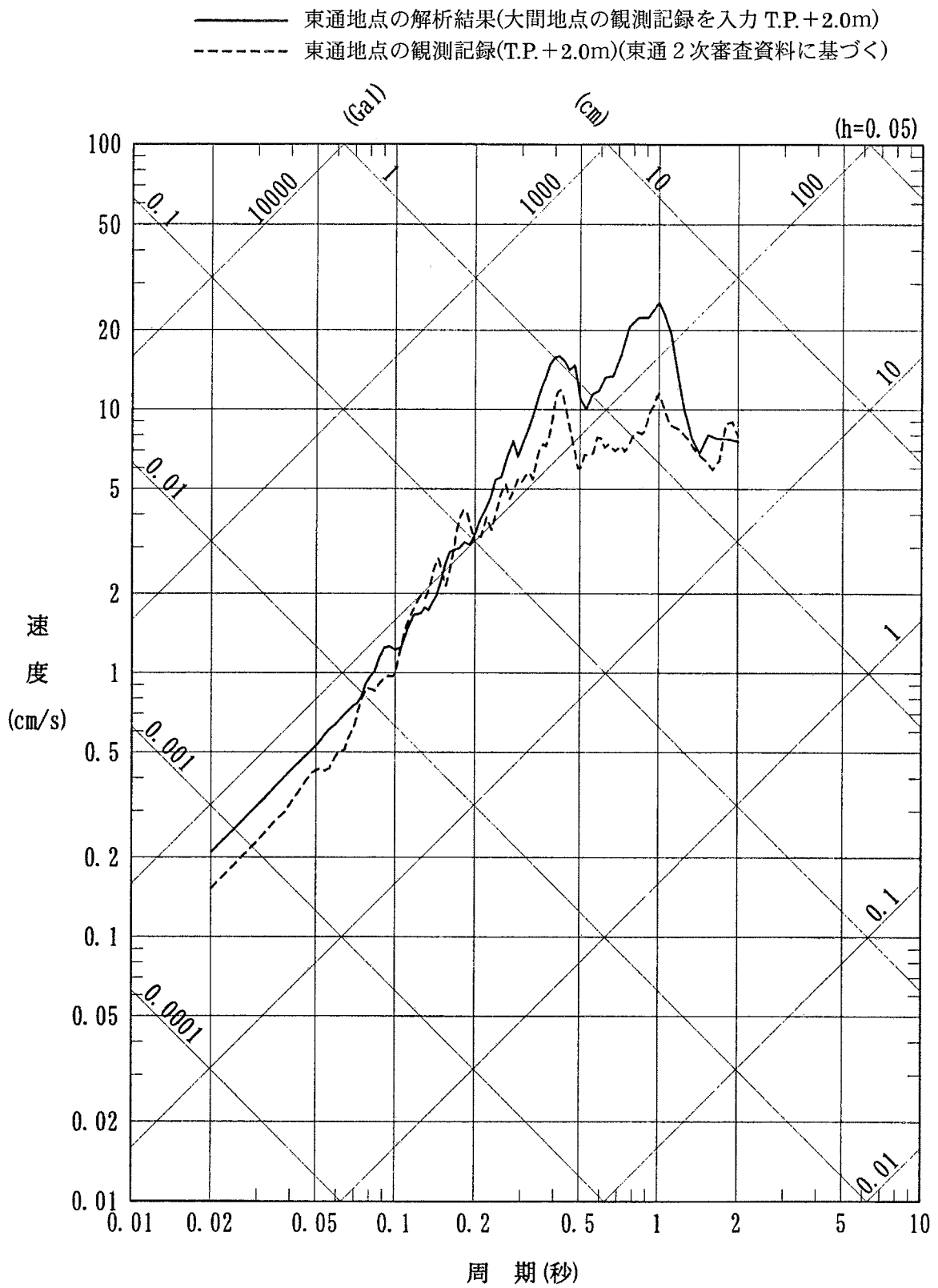


図-11(1) 東通地点の観測記録と解析結果の比較(NS成分)

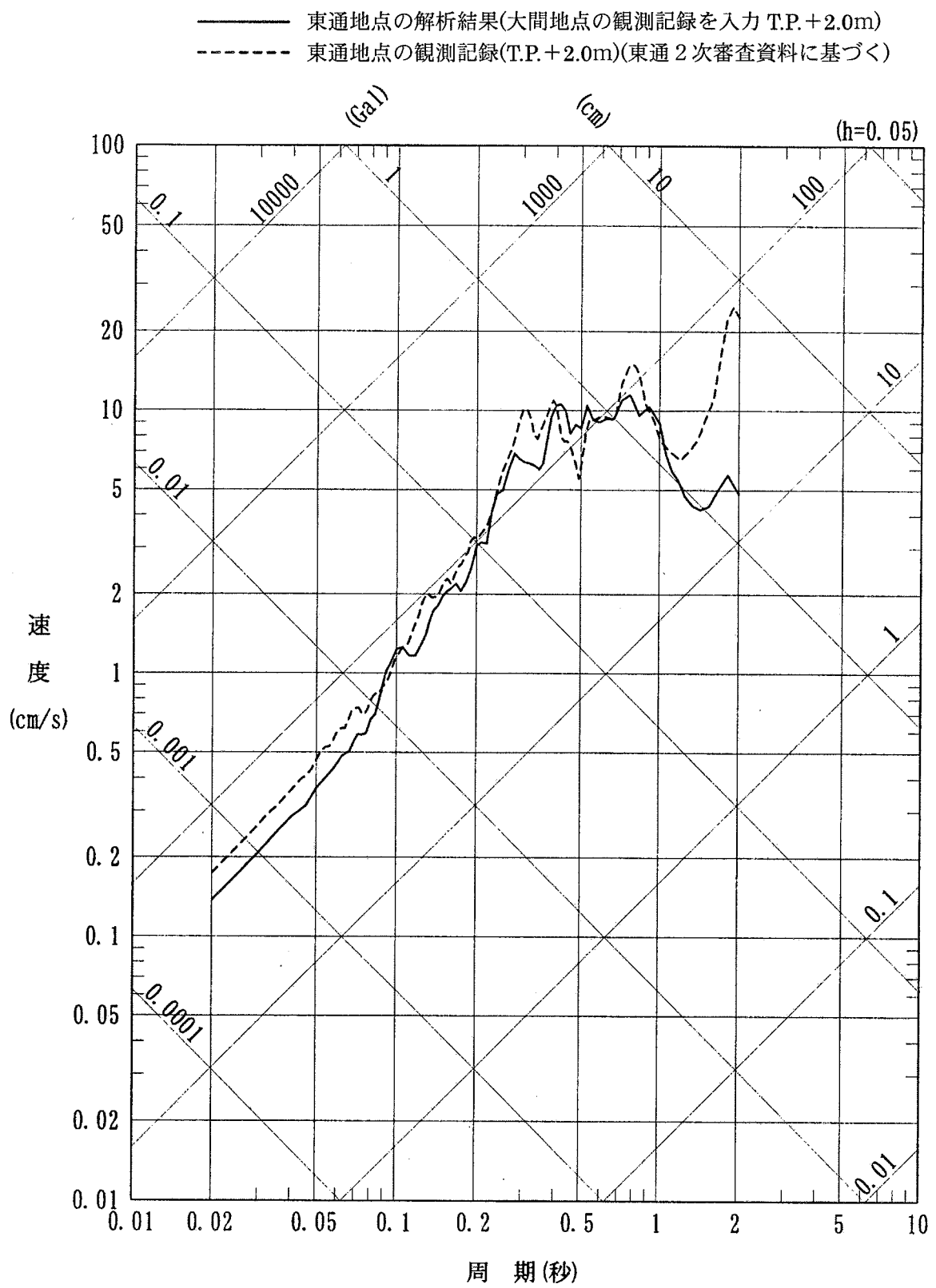
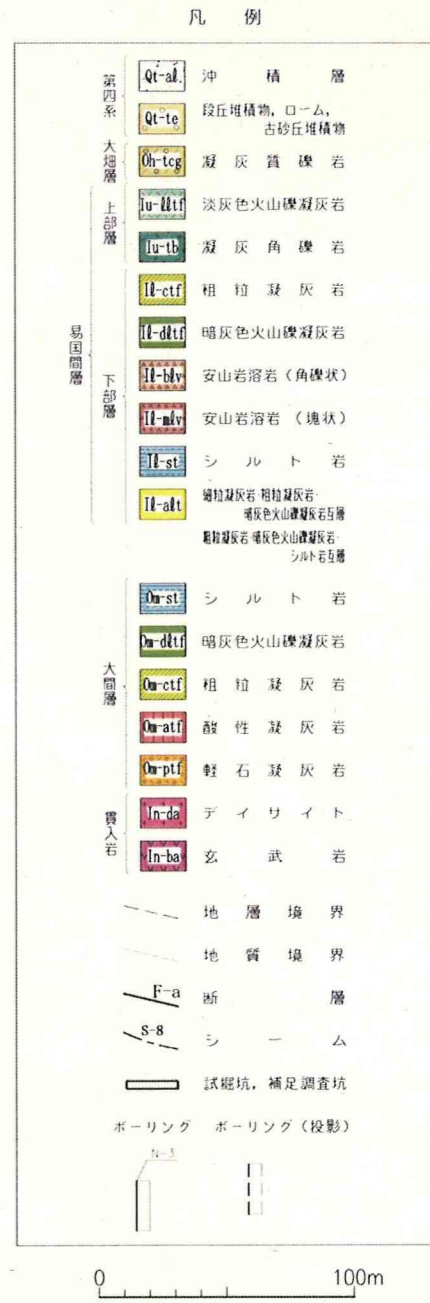
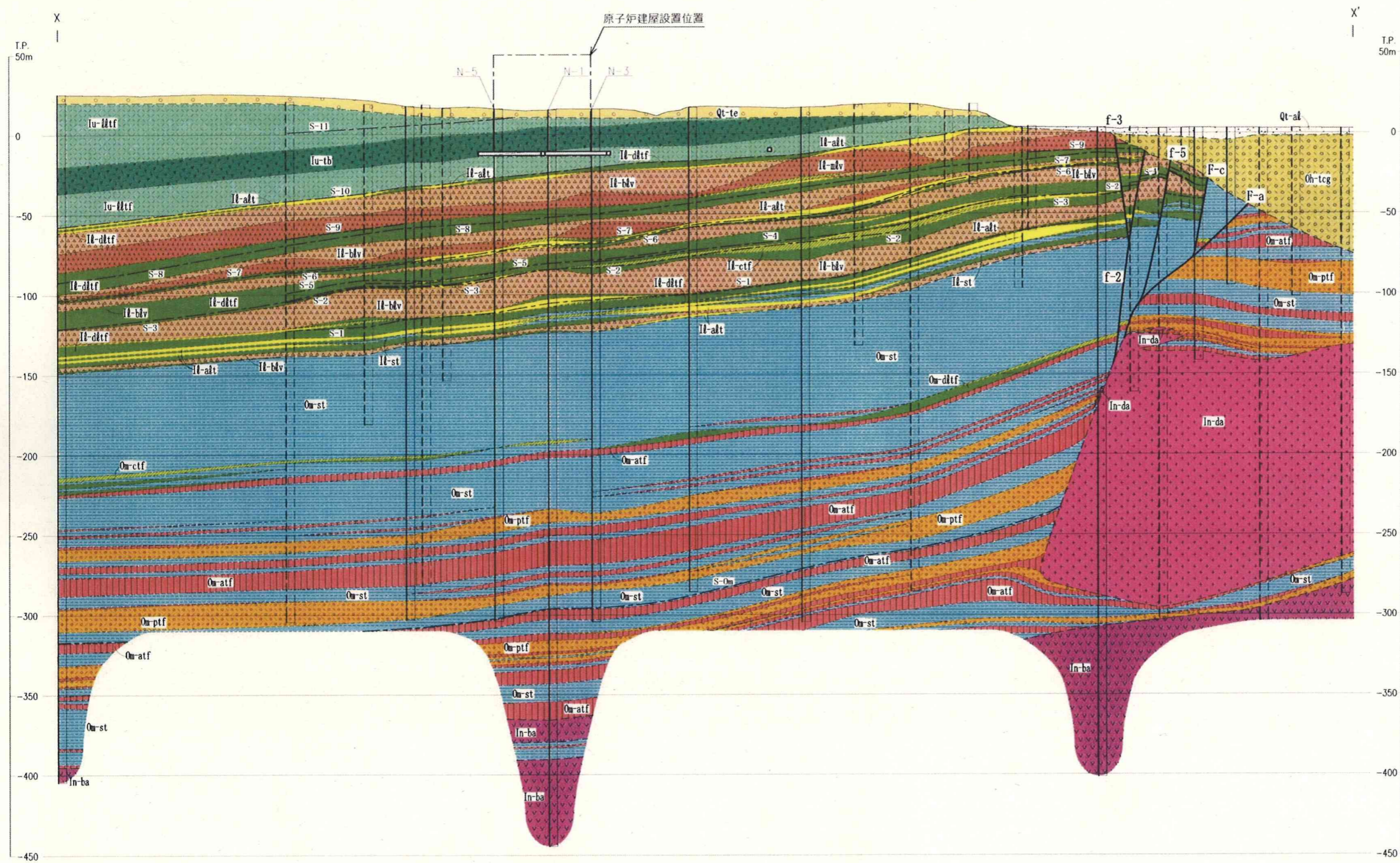
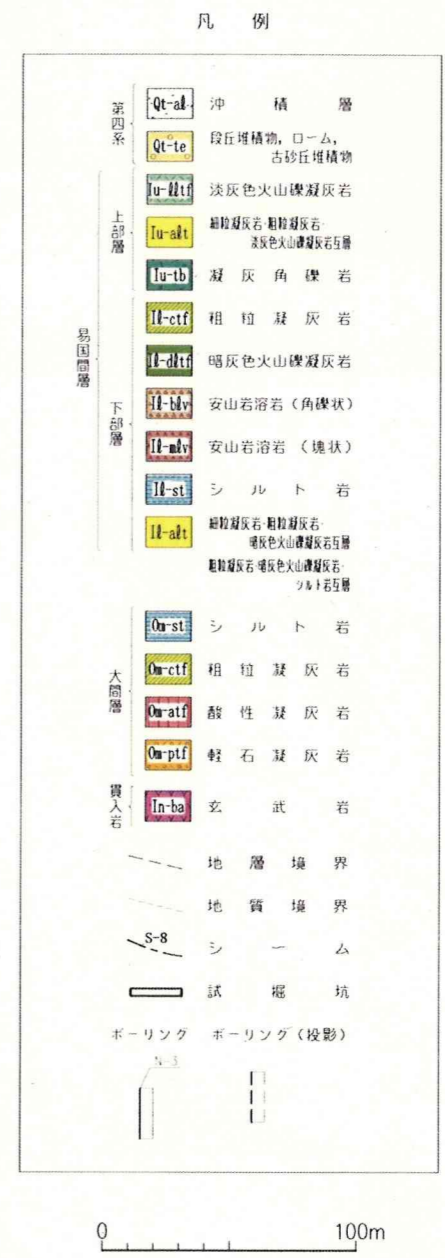
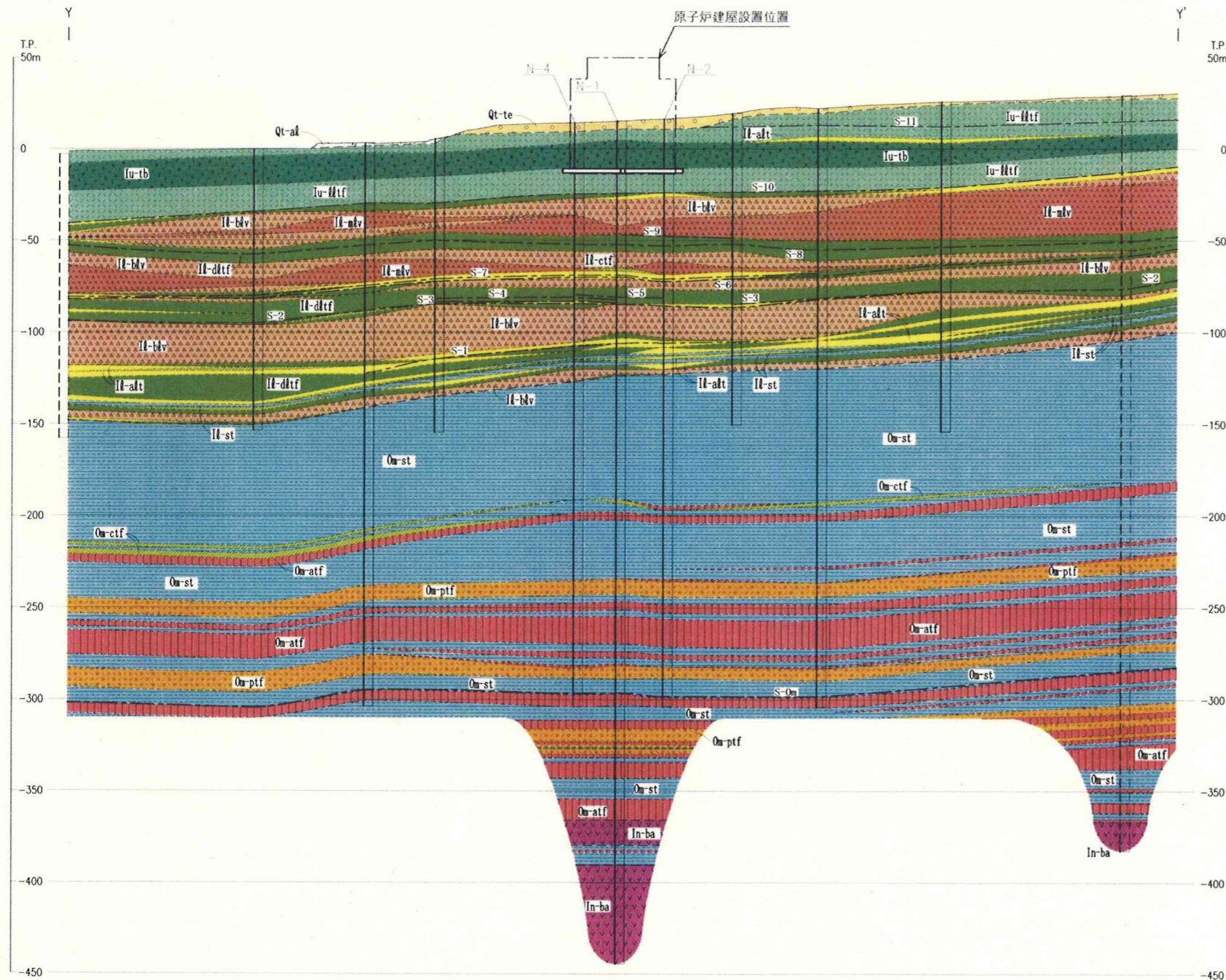


図-11(2) 東通地点の観測記録と解析結果の比較(EW成分)



* 原子炉設置許可申請書による

図-12(1) 鉛直地質断面図(X-X')

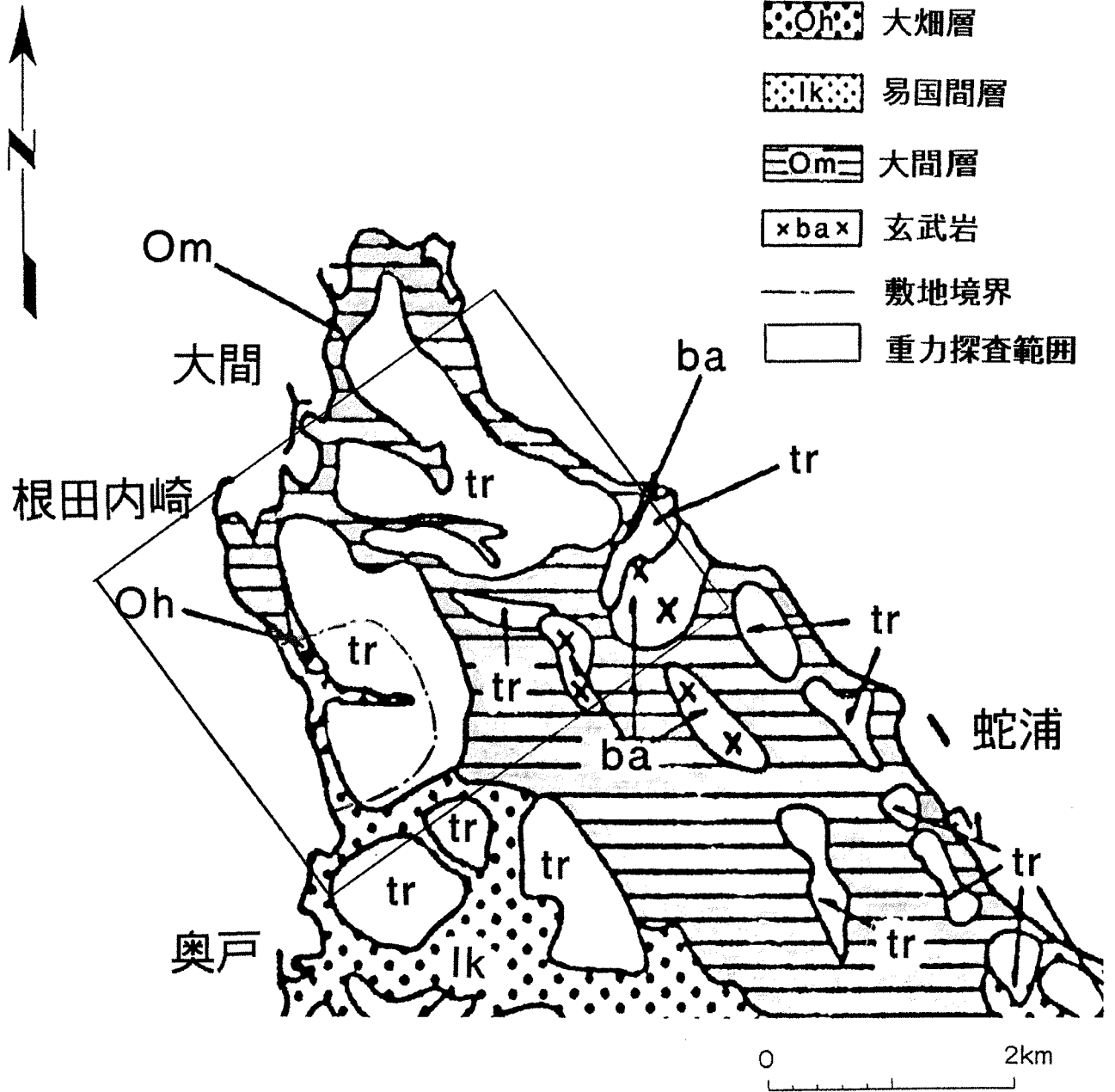


* 原子炉設置許可申請書による

図-12(2) 鉛直地質断面図(Y-Y')

凡 例

- tr 段丘堆積物
- Oh 大畑層
- Ik 易国間層
- Om 大間層
- xba x 玄武岩
- 敷地境界
- 重力探査範囲



* 原子炉設置許可申請書 敷地周辺陸域地質図に加筆

図-13 敷地近傍の地質図

凡 例

- 重力測定点
- 原子炉建屋設置位置
- T.P.-120m 付近でデイサイトを確認したボーリング
- 地表～T.P.-270m 付近の間でデイサイトが認められなかったボーリング(*)
- 敷地境界

* デイサイト近傍のボーリングのみ記載

残差重力
[mgal]

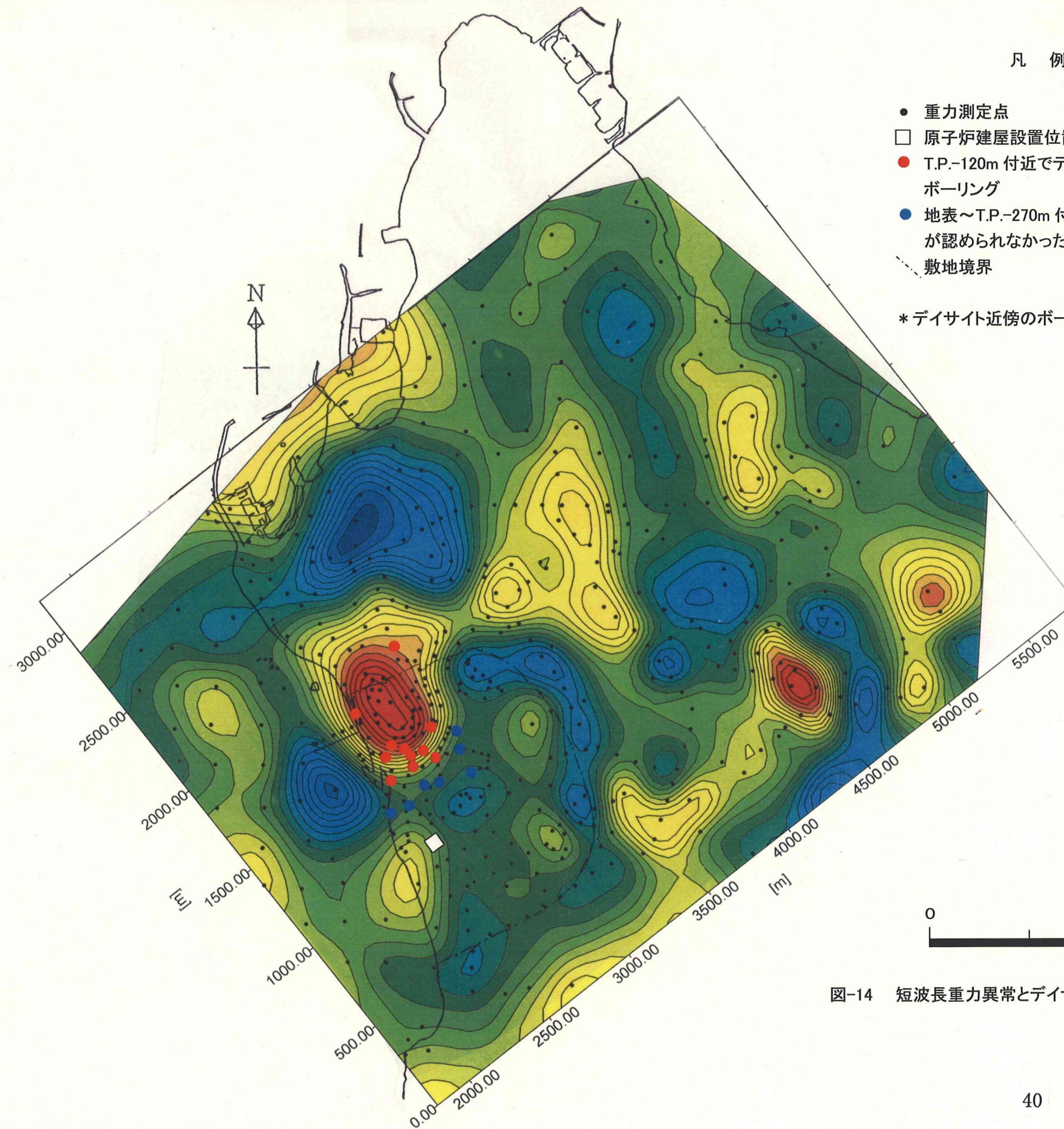
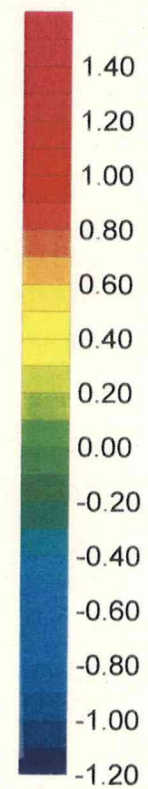


図-14 短波長重力異常とデイサイト確認ボーリング

N-1孔

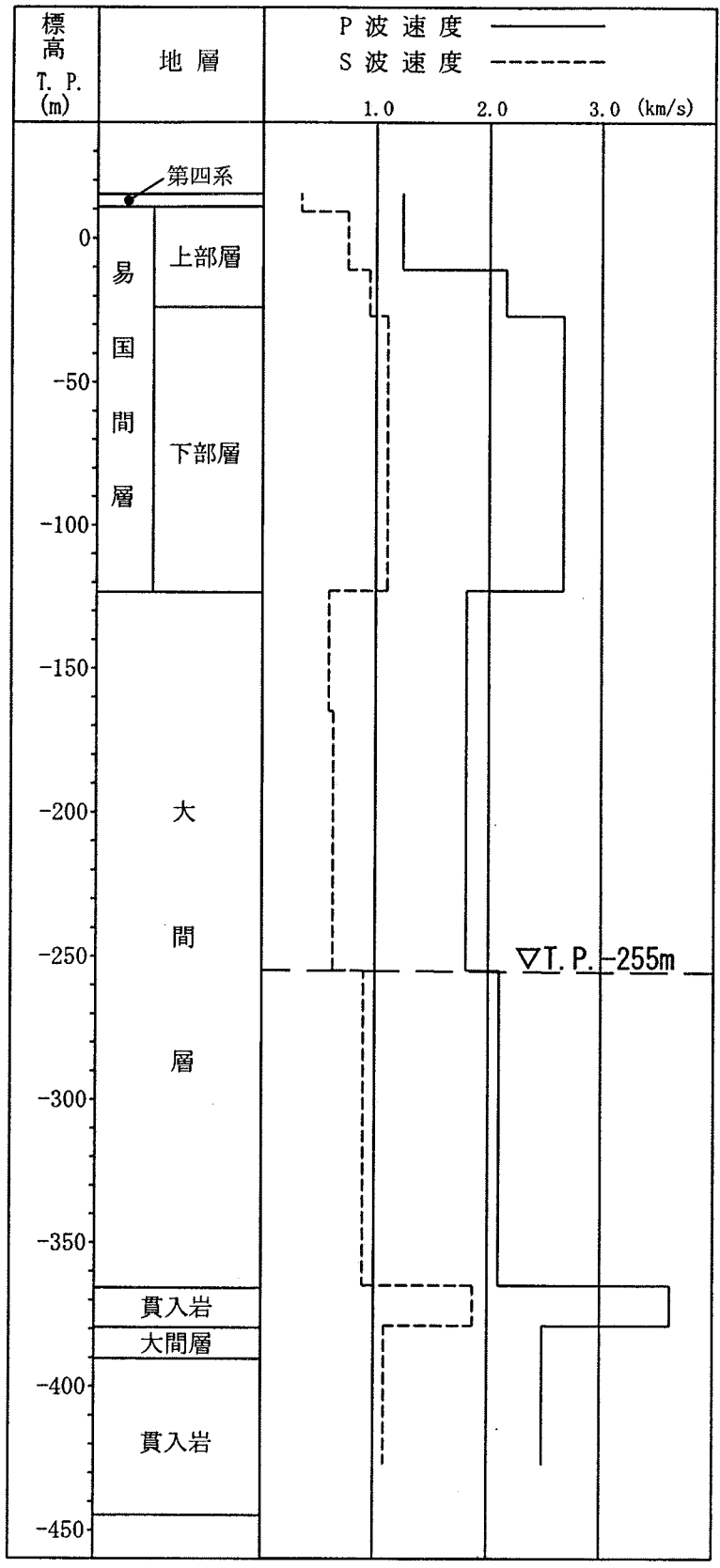
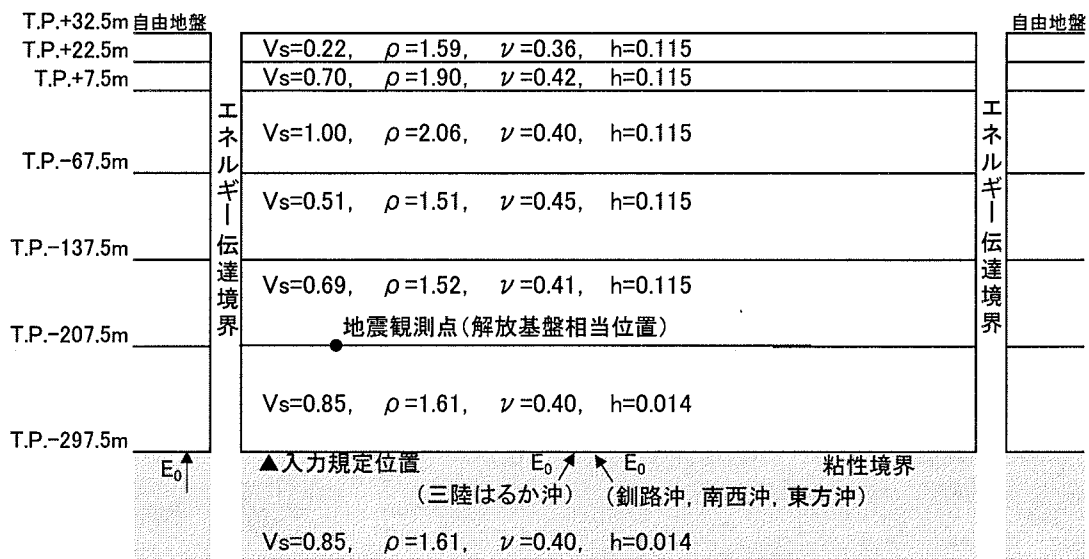
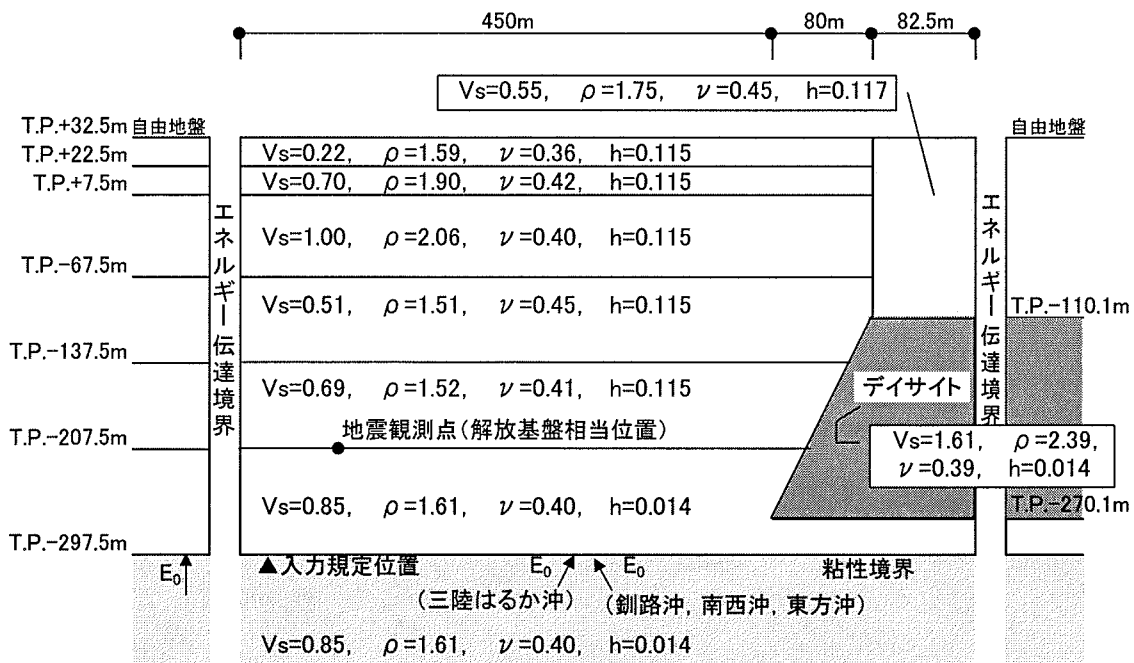


図-15 PS 検層結果(N-1)

* 原子炉設置許可申請書 PS 検層結果図に一部加筆修正



(a) 基本モデル



(b) デイスайトモデル

V_s : S波速度(km/s)
 ρ : 単位体積重量(g/cm^3)
 ν : ポアソン比
 h : 減衰定数
 E_0 : 上昇波

図-17 斜め入射解析モデルの概要

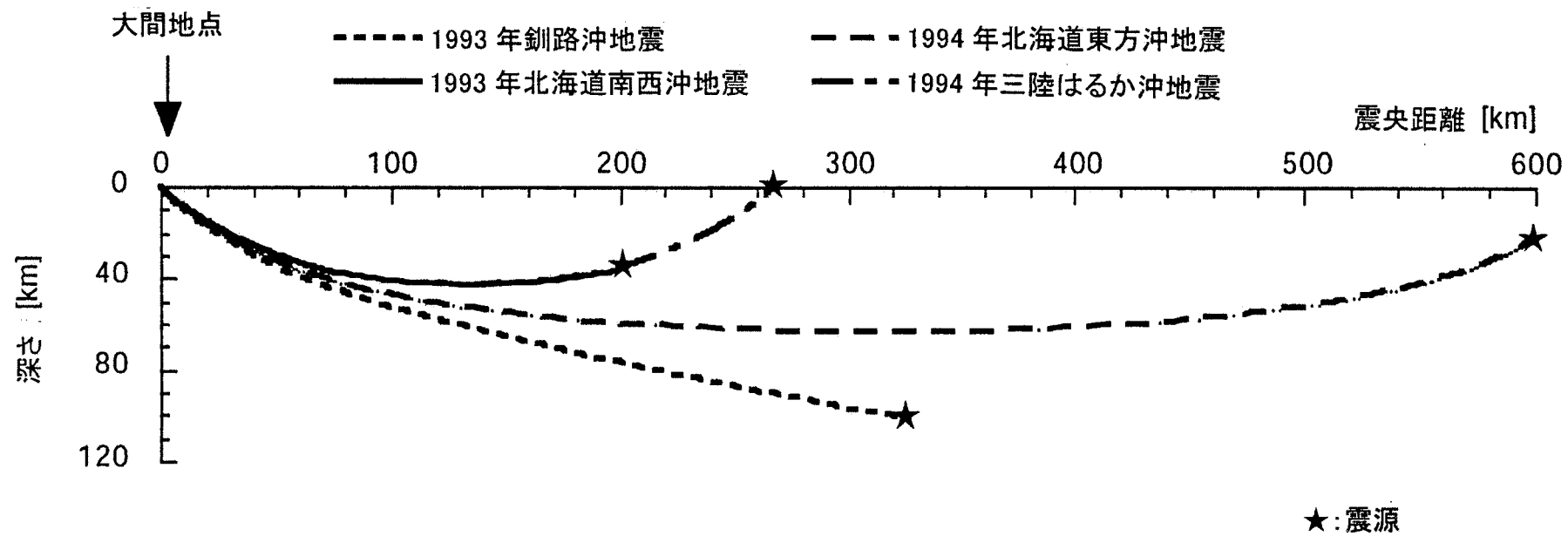
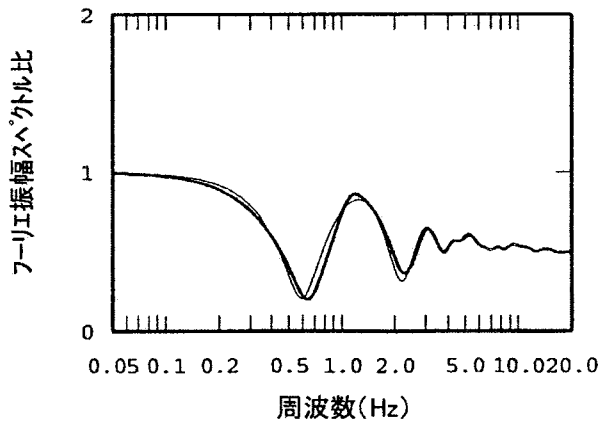
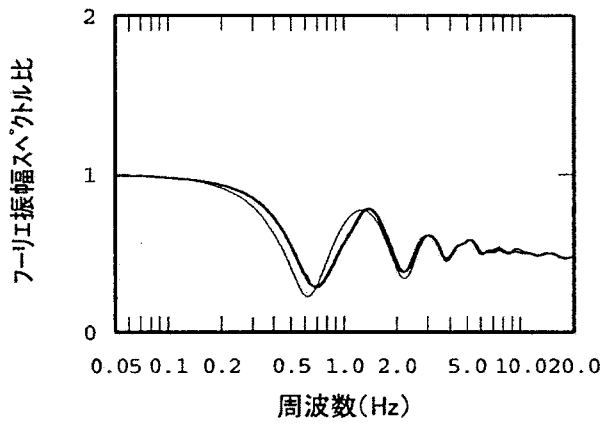


図-18 大間地点と震源とを結ぶ波線図

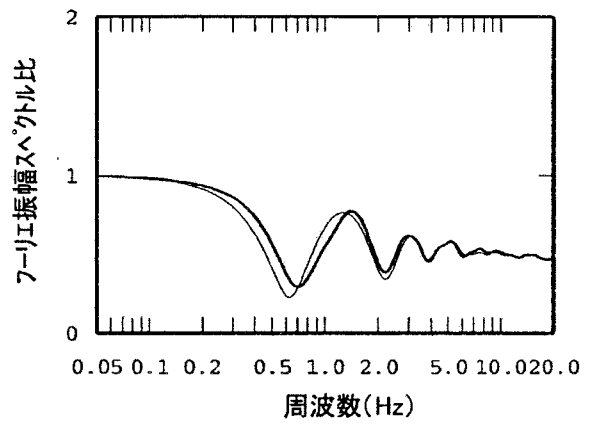


(a) 入射角 0°

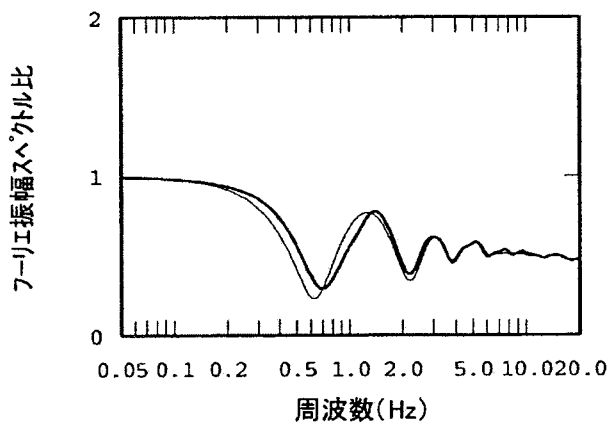
— デイスাইトモデル
 - - - 基本モデル



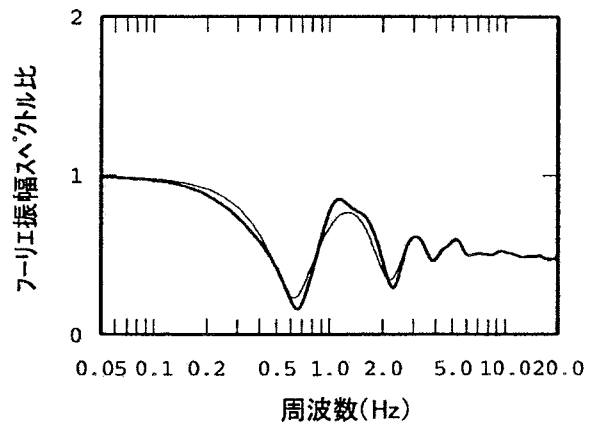
(b) 入射角 -10.8°
 (1993年釧路沖地震)



(c) 入射角 -11.5°
 (1993年北海道南西沖地震)



(d) 入射角 -11.2°
 (1994年北海道東方沖地震)



(e) 入射角 $+11.5^\circ$
 (1994年三陸はるか沖地震)

図-19 基本モデルとデイスাইトモデルのフーリエ振幅スペクトル比の比較
 (地震観測点(E+F) / 入力規定位置($2E_0$))

表-4 はぎとり解析用地盤モデル

層厚 (m)	単位体積重量 (g/cm ³)	せん断波速度 (m/s)	減衰定数 h(f)	
			h ₀	α
10	1.59	220	0.115	0.68
15	1.90	700		
75	2.06	1000		
70	1.51	510		
70	1.52	690		
▽解放基盤相当位置(T.P.-207.5m)				
—	1.61	850		

減衰定数 : $h(f) = h_0 f^\alpha$

層厚,層数 : PS検層による

単位体積重量: ボーリングデータによる

せん断波速度, 減衰定数: 同定解析による

- 設計用応答スペクトルS₁-D
- 1993年釧路沖地震観測記録のはざとり波(NS成分)
- - - 1993年釧路沖地震観測記録のはざとり波(EW成分)
- 1766年津軽の地震(M7 1/4, Δ=96km)

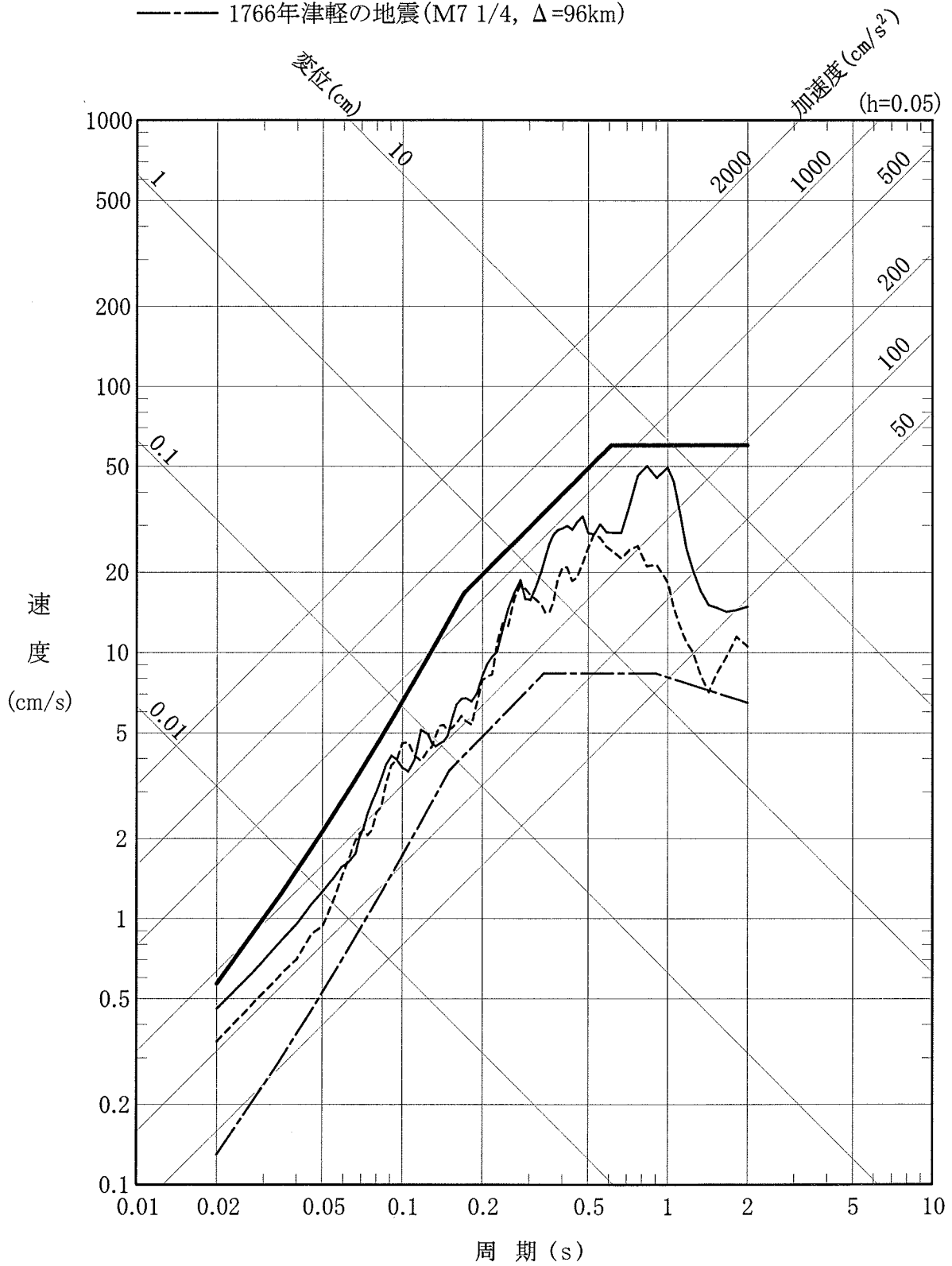
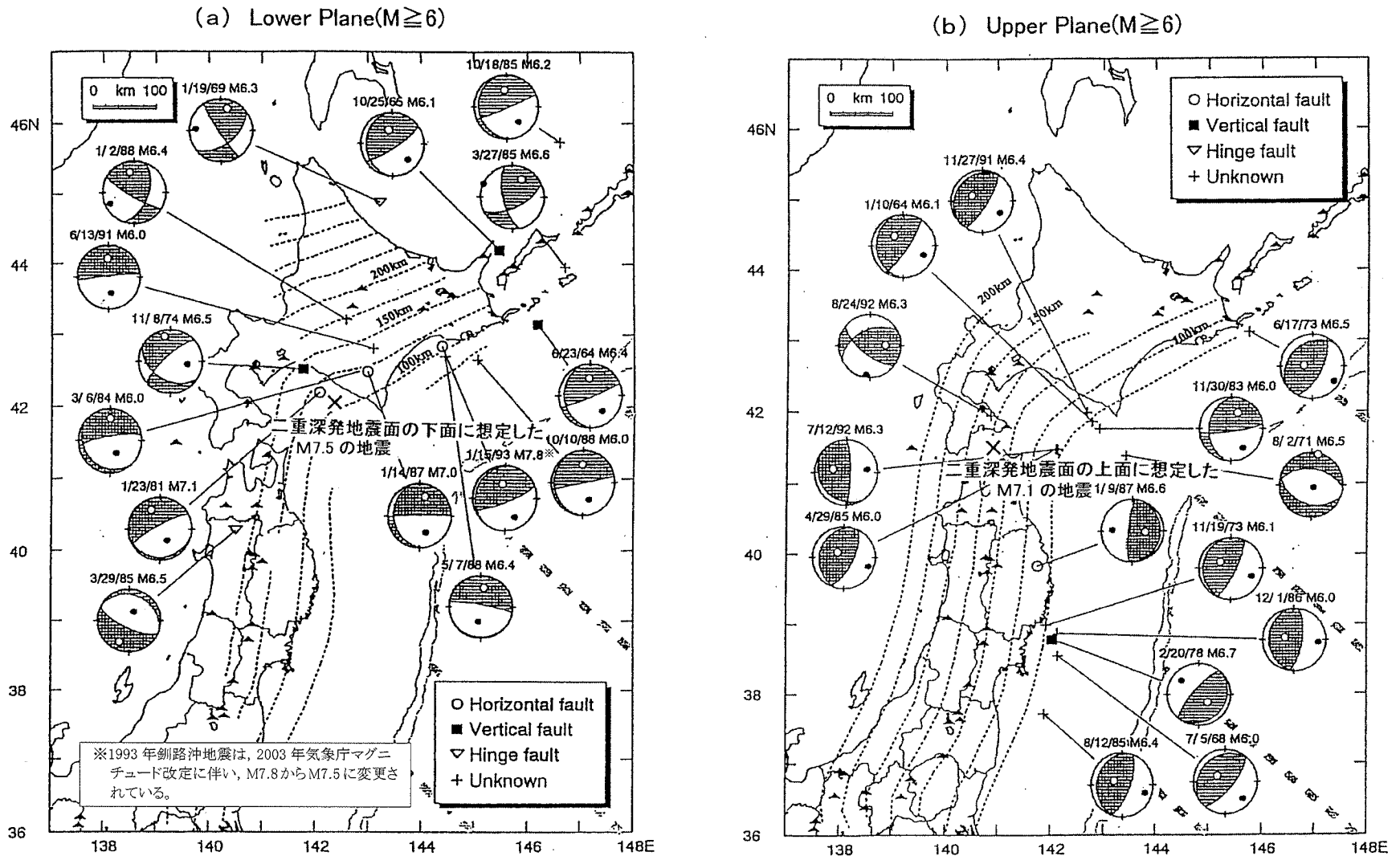


図-20 設計用応答スペクトルS₁-D, 考慮する地震及び
1993年釧路沖地震観測記録のはざとり波の応答スペクトル



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-21 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)⁽⁹⁾に一部加筆)

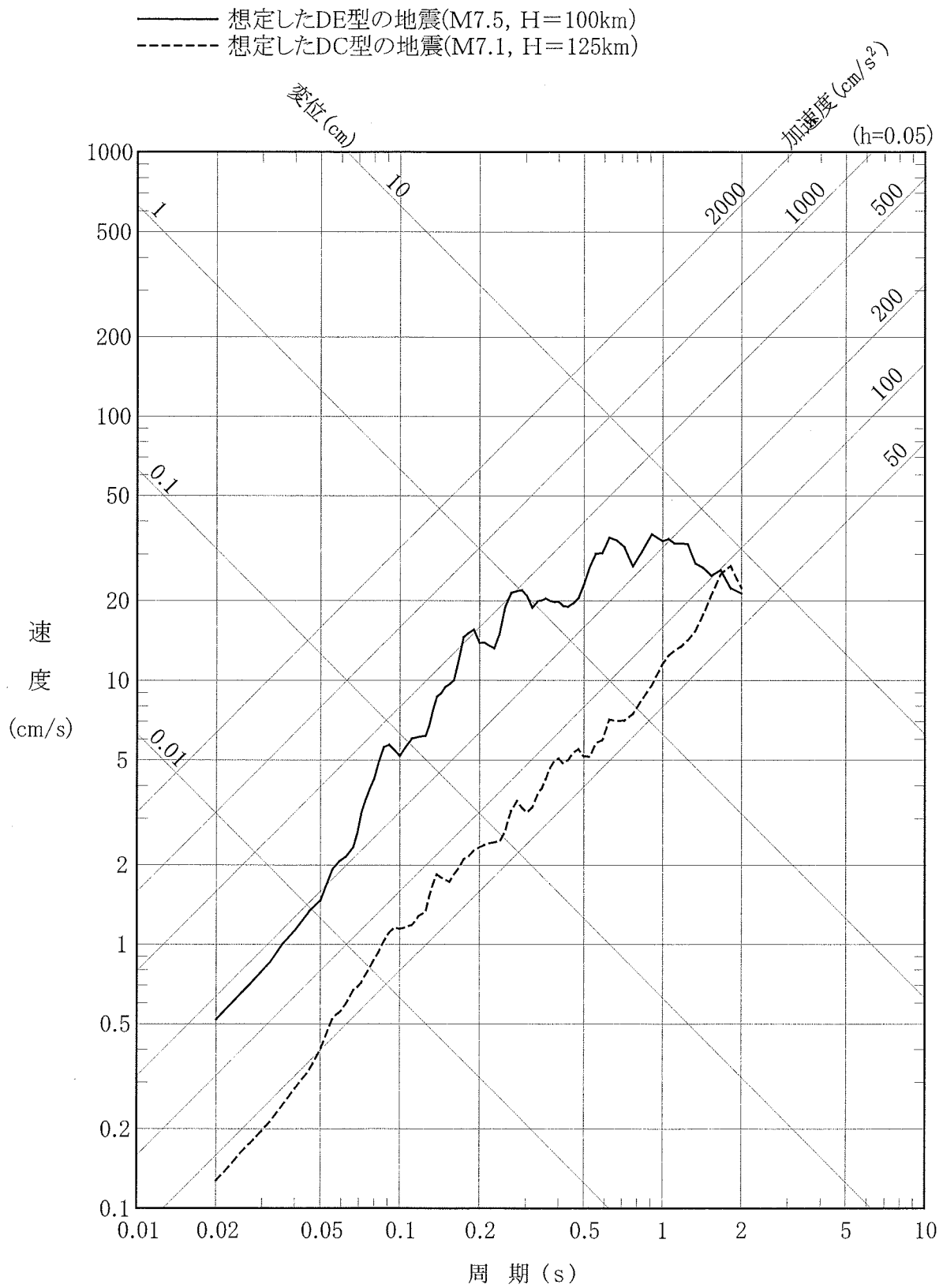


図-22 想定したDE型及びDC型の地震の応答スペクトル
 (応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法⁽¹¹⁾)

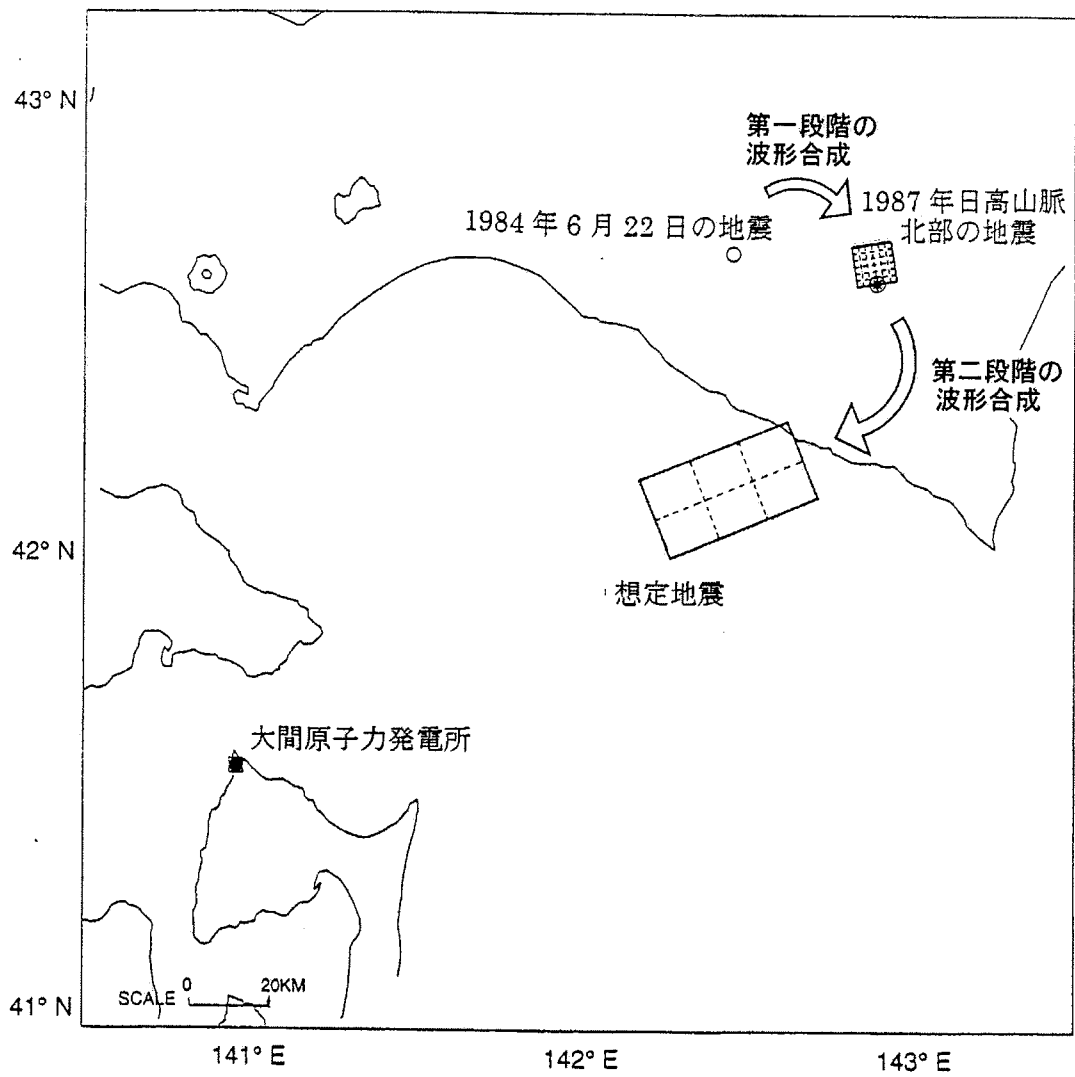


図-23 想定した地震及び1987年日高山脈北部の地震の断層位置と
 1984年6月22日の地震の震央位置
 (破線による断層面の分割は、要素地震の重ね合せ数に対応する)

表-5 想定した地震, 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 ^{*1}	7.5	6.6	5.3
震源深さ (km)	100 ^{*2}	119 ^{*2}	103 ^{*1}
発震機構	DE型 ^{*2}	DE型 ^{*2}	DE型 ^{*3}
応力降下量 (bar)	360 ^{*4}	410 ^{*5}	不明

*1:気象庁発表値による。

*2:Takeo et al.(1993)⁽¹³⁾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)⁽¹⁴⁾に基づき算出

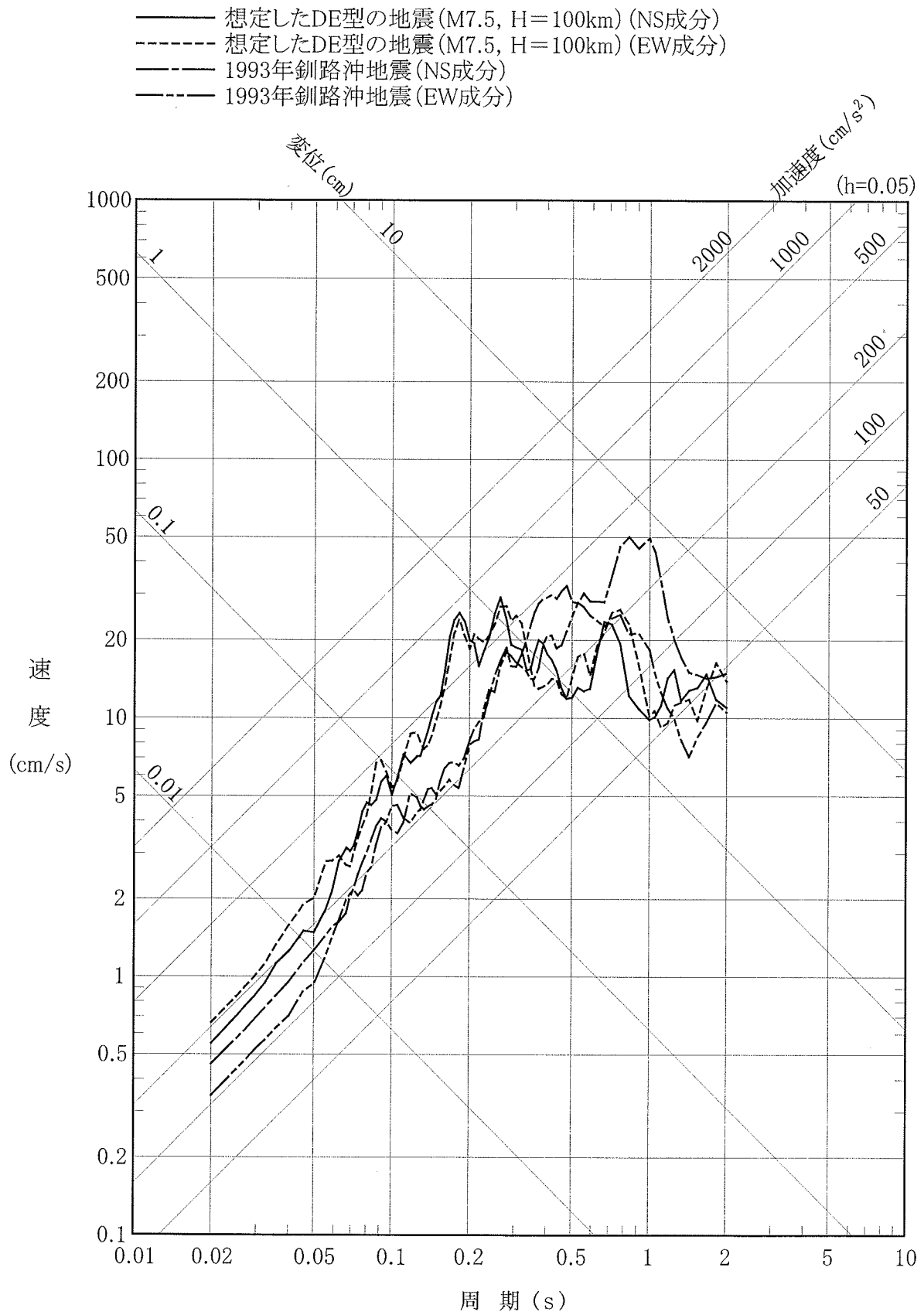


図-24 想定したDE型の地震の応答スペクトル
 (波形合成法⁽¹²⁾, 要素地震は1987年日高山脈北部の地震)

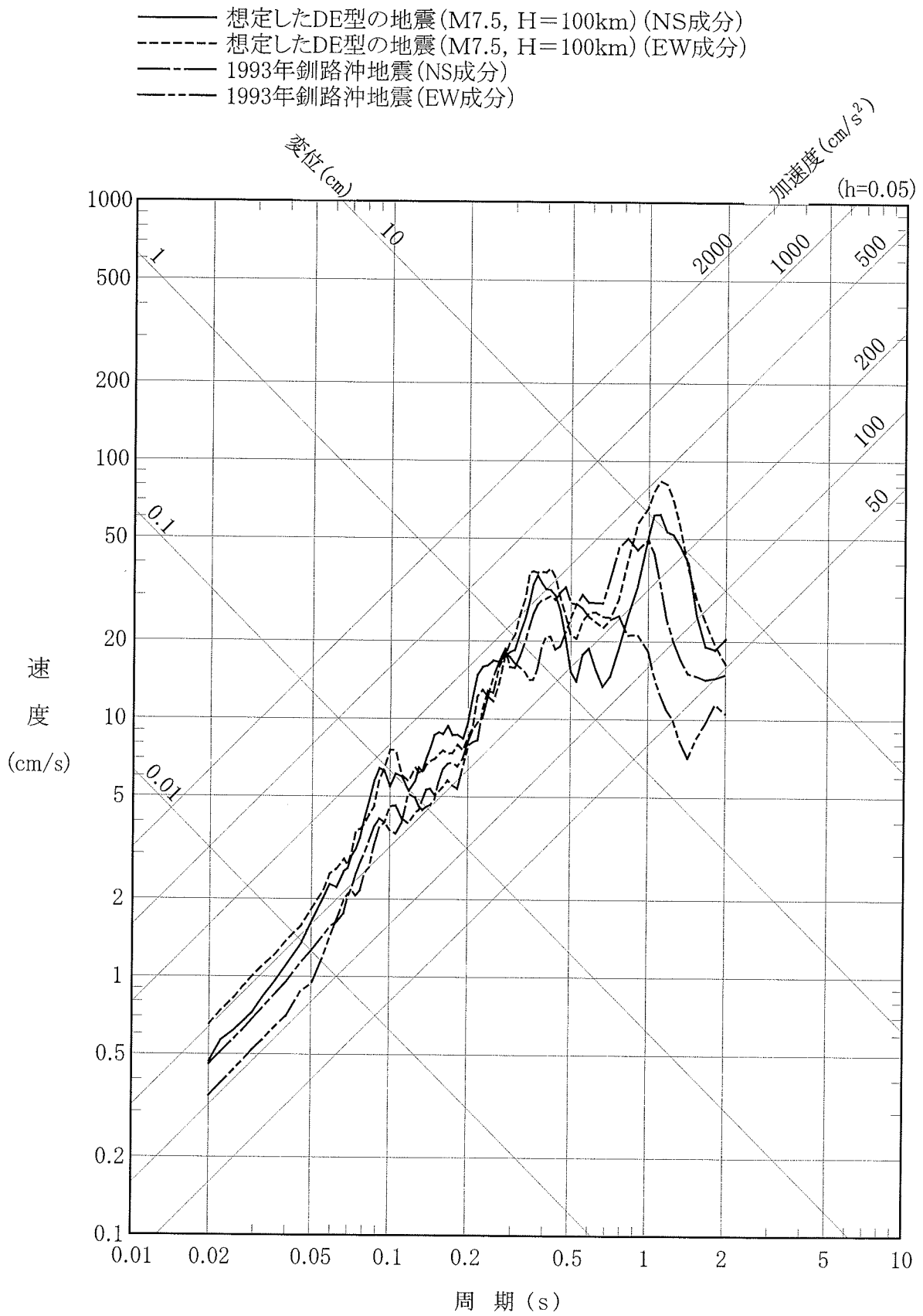


図-25 想定したDE型の地震の応答スペクトル
 (波形合成法⁽¹²⁾, 要素地震は1984年6月22日の地震)

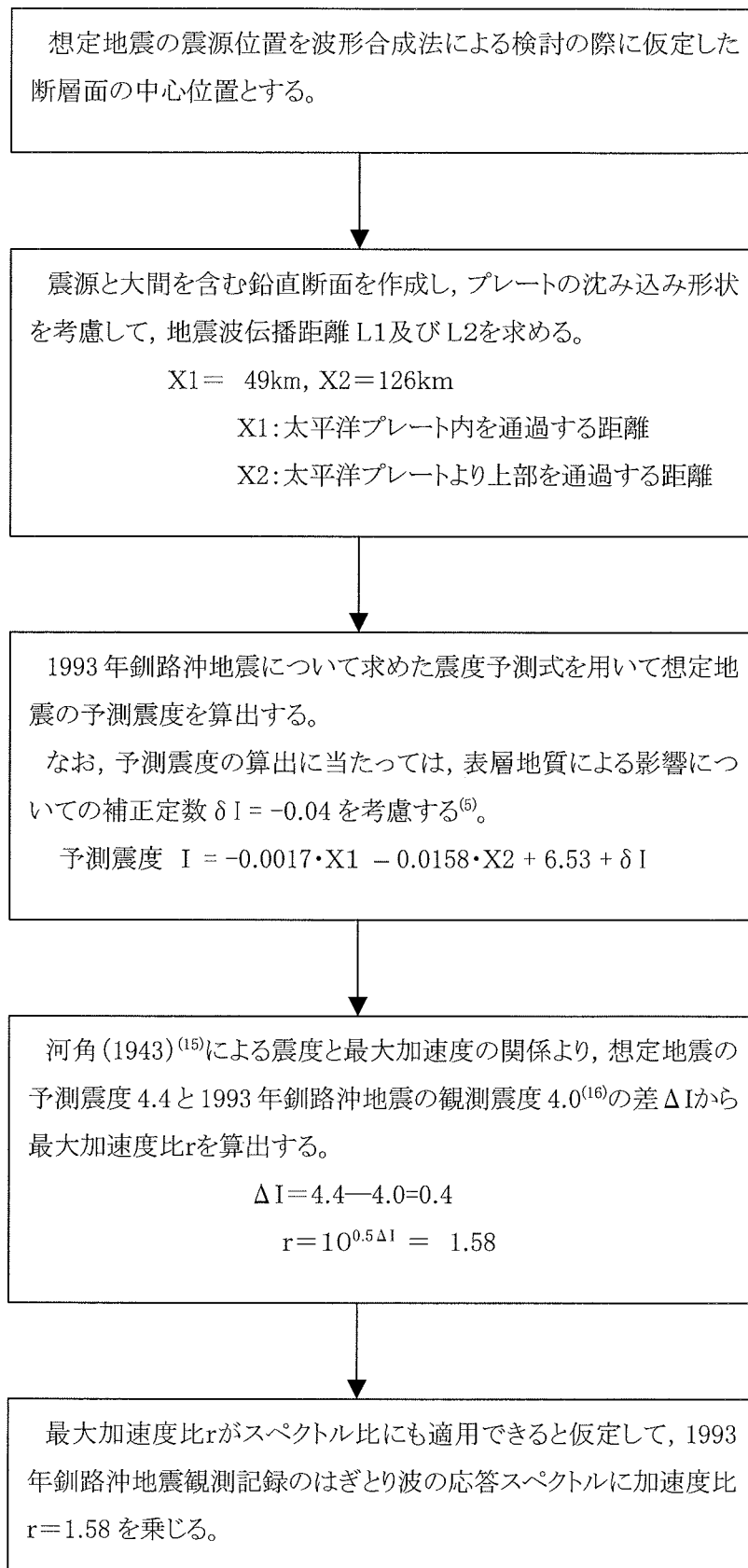


図-26 1993 年釧路沖地震観測記録を用いた想定した地震の応答スペクトルの検討フロー

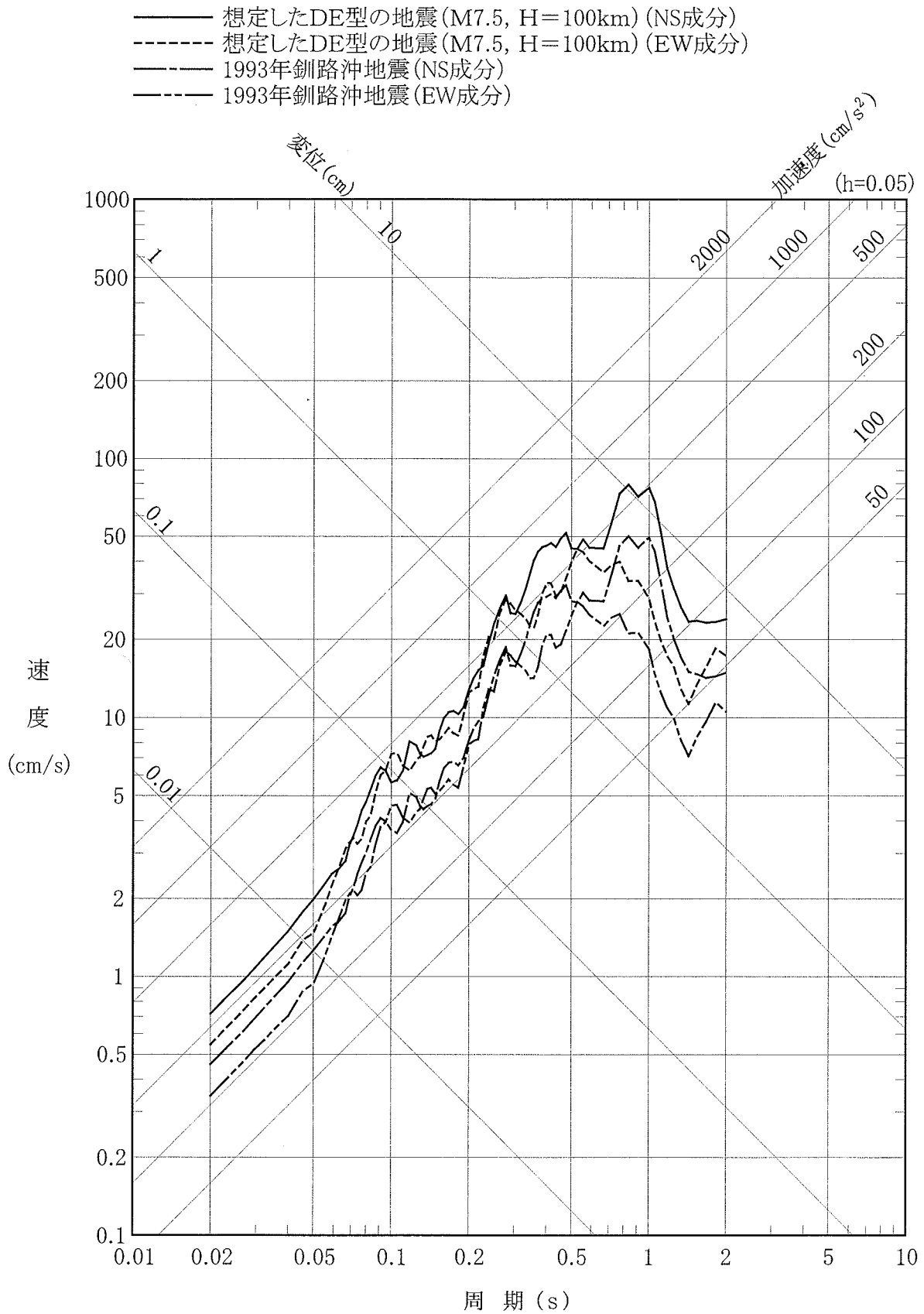


図-27 想定したDE型の地震の応答スペクトル
 (1993年釧路沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果で補正した方法⁽⁴⁾⁽⁵⁾)

- 設計用応答スペクトル S_2-D
- DE型の地震(M7.5, H=100km, 応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法⁽¹¹⁾)
- - - DC型の地震(M7.1, H=125km, 応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法⁽¹¹⁾)
- DE型の地震(M7.5, H=100km, 波形合成法⁽¹²⁾, 要素地震は1987年日高山脈北部の地震)(NS成分)
- - - DE型の地震(M7.5, H=100km, 波形合成法⁽¹²⁾, 要素地震は1987年日高山脈北部の地震)(EW成分)
- DE型の地震(M7.5, H=100km, 波形合成法⁽¹²⁾, 要素地震は1984年6月22日の地震)(NS成分)
- - - DE型の地震(M7.5, H=100km, 波形合成法⁽¹²⁾, 要素地震は1984年6月22日の地震)(EW成分)
- DE型の地震(M7.5, H=100km, 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⁽⁶⁾)(NS成分)
- - - DE型の地震(M7.5, H=100km, 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⁽⁶⁾)(EW成分)

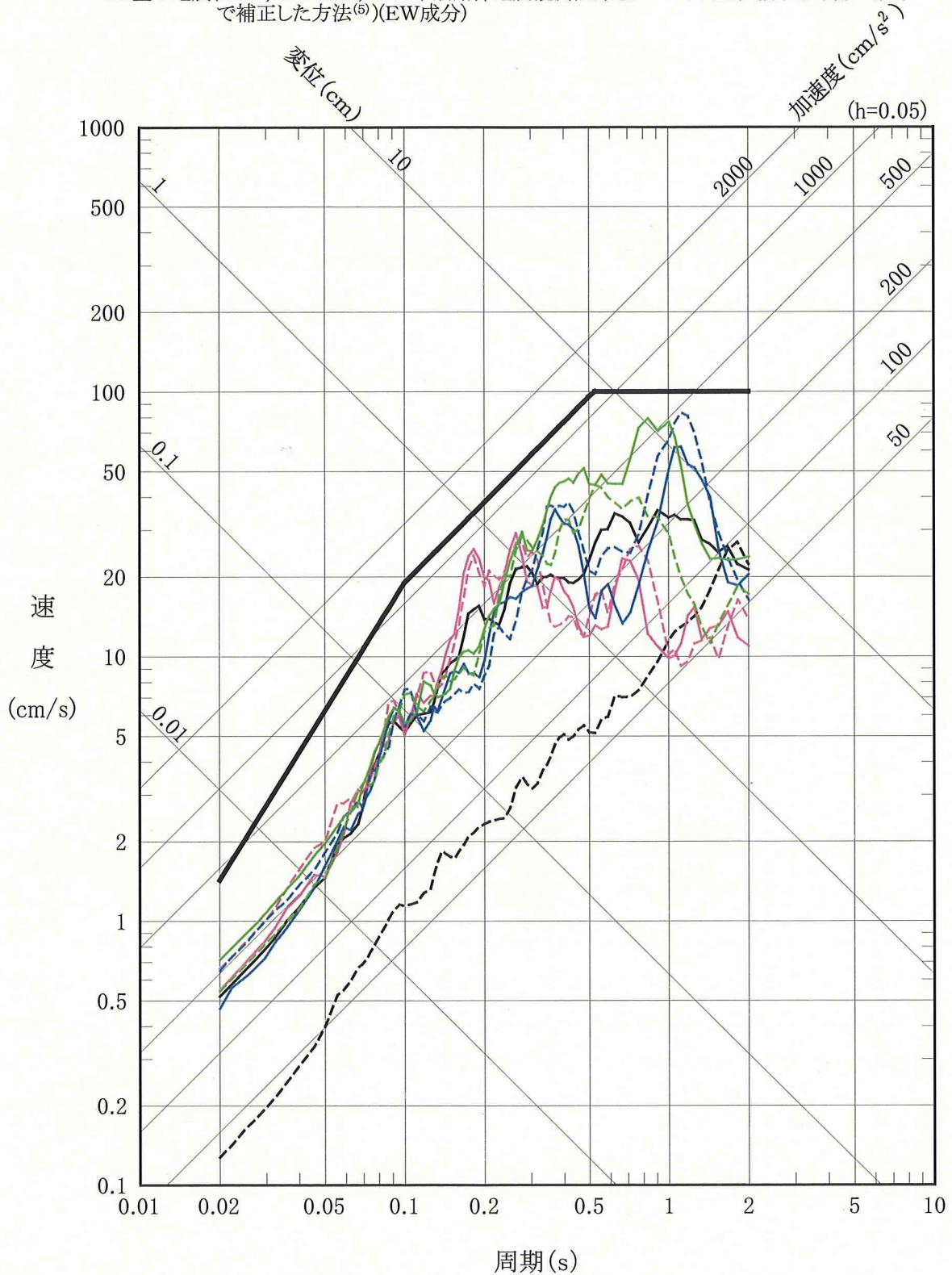


図-28 想定した地震の応答スペクトルと設計用応答スペクトル S_2-D

- ▲応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法
- 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 日の地震）
- ◆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

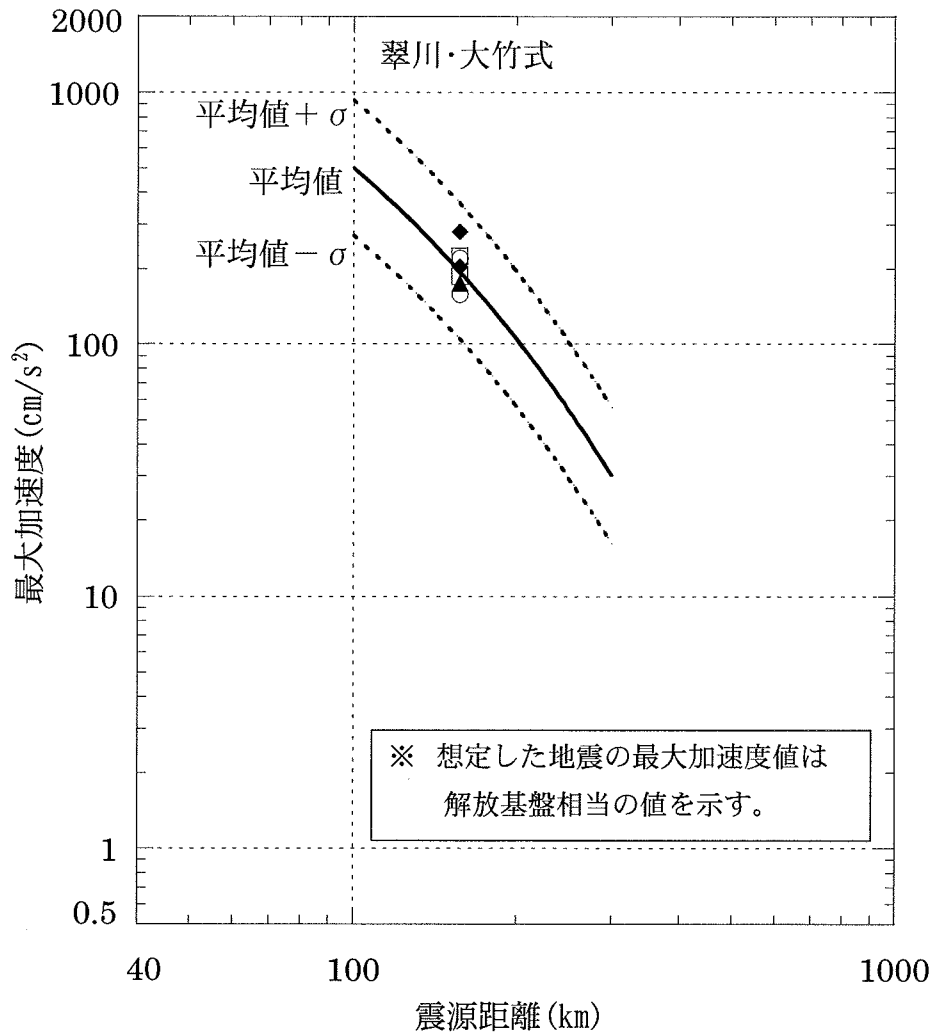


図-29(1) 想定した地震の最大加速度値と翠川・大竹式との比較
(M7.5, H=100km, DE 型)

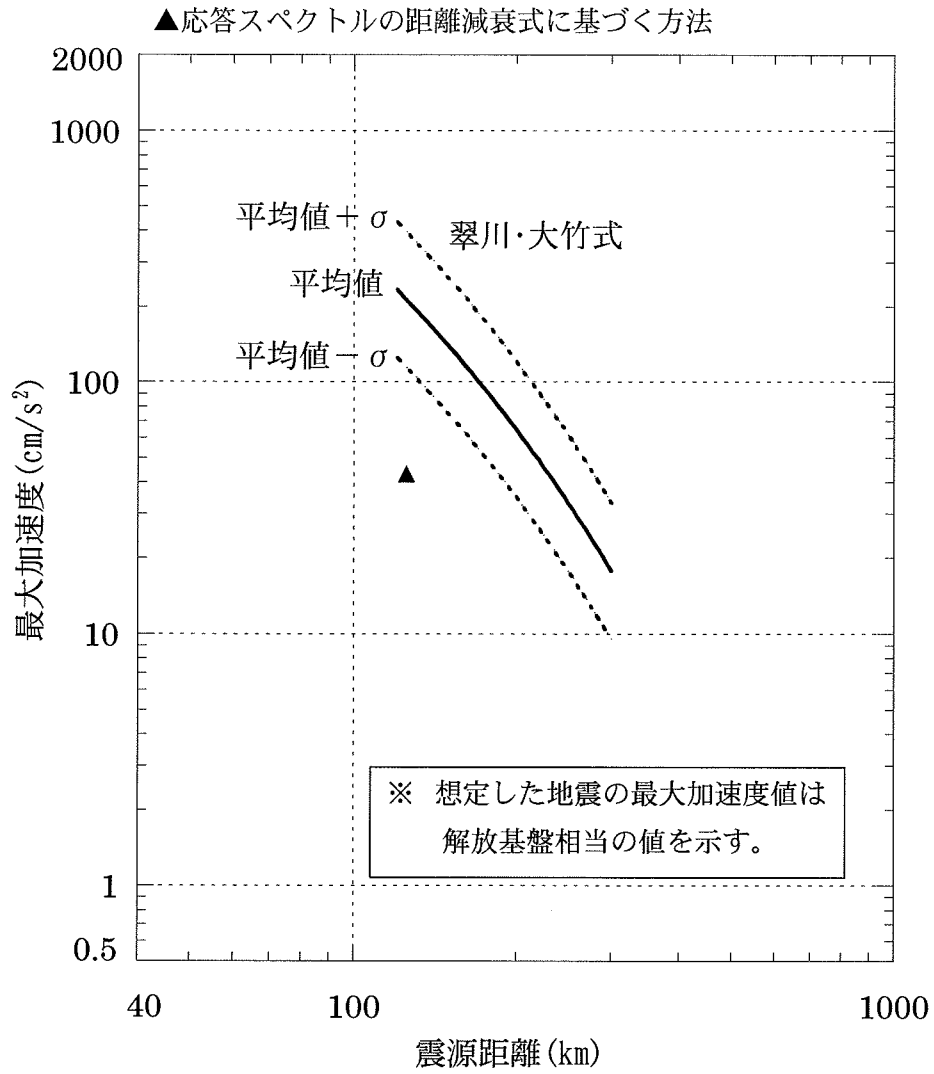


図-29(2) 想定した地震の最大加速度値と翠川・大竹式との比較
(M7.1, H=125km, DC 型)