参考資料

# 長周期地震動の卓越周期と
# 深部地盤の固有周期

平成20年12月

中央防災会議

「東南海、南海地震等に関する専門調査会」

# 目　次

１．はじめに ..... 1
２．深部地盤の一次固有周期と観測記録の卓越周期の関係 ..... 2
３．深部地盤モデルの点検と修正方式についての検討 ..... 6
3.1　卓越周期からみた深部地盤モデルの点検 ..... 6
3.2　H/V スペクトルを用いた深部地盤モデルの点検 ..... 9
3.3　H/V スペクトルを用いた深部地盤モデルの修正方式の検討 ..... 16
４．地盤モデルの修正の手順 ..... 19
4.1　観測 H/V スペクトルを用いた地盤モデルの修正 ..... 20
4.2　地質分布（端部境界）を用いた地盤モデルの修正方法 ..... 22
4.3　個々の地域における詳細なモデルの修正 ..... 26
4.4　修正した地盤モデルと一次固有周期の分布 ..... 51
５．深部地盤の一次固有周期と長周期地震動の特徴 ..... 60

## １．はじめに

2003 年十勝沖地震における石油タンクの被害、2004 年新潟県中越地震における東京都でのエレベータ損傷被害など、堆積層の厚い平野部においては、震源から 100km 以上離れた場所においても長周期地震動による深刻な被害が生じている。

中部圏・近畿圏においても、大阪平野、濃尾平野等の堆積層の厚い平野が分布しており、また、そうした平野部には、高層建築物や長大構造物が多数存在することから、長周期地震動による被害が懸念されている。

長周期地震動[1]についてはこれまでも、中央防災会議「首都直下地震対策専門調査会」、「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」で検討し、観測波形の卓越周期を調べたところ、Vs（S 波速度）2.4km/s 層以浅の一次固有周期との相関が高いことが確認された。ここでは、Vs2.4km/s 層以浅の一次固有周期を深部地盤の一次固有周期と定義した。

本調査会においては、全国各地の地震波形データから得られる卓越周期から、（Vs2.4km/s 層以浅の）地盤モデルの修正を行った。さらに、地質分布、重力異常分布、地震動の継続時間を点検し、必要な修正を加え、1km メッシュの深部地盤の一次固有周期の分布を求めた。

２秒より長周期側の地震波形のスペクトルには、最大のピークに近い複数のピークを持つものが見られる。最大のピークの周期（卓越周期）は、上に述べたとおり、全体的には深部地盤の一次固有周期との相関が高いが、伝播経路の影響により実際に卓越する周期は深部地盤の一次固有周期よりもやや長くなったり短くなったりすることもある。また、高次の固有周期の影響などにより、深部地盤の一次固有周期より短い周期の地震動も増幅され振幅が大きくなることがあることが分かった。これらのことは、長周期地震動対策は、深部地盤の一次固有周期及びその周辺の周期に加え、それよりも短い周期の地震動にも注意する必要があることを意味する。

なお、ここで示した一次固有周期の分布図は、現時点で利用できる地震観測記録や地盤モデル、地質分布、重力異常分布から総合的に描かれたものである。今後、深部地盤モデルに関するより詳細な調査を全国的に進め、より精度を高めることも重要と考えられる。

※本検討には、独立行政法人防災科学技術研究所が運営する K-NET、KiK-net の観測記録および気象庁の震度計の観測記録を利用している。

[1]本調査では、長周期地震動として周期 2 秒から 10 秒程度までを検討した。この周期は、地震学の分野では長周期の中で「やや長周期」と呼ばれている。

## ２．深部地盤の一次固有周期と観測記録の卓越周期の関係

中央防災会議「首都直下地震対策専門調査会」および「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」では、地震動予測計算のために構築した地盤モデルより一次固有周期の分布を求め、これらと実際に観測された波形の長周期側の卓越周期との対応を確認した（図 2.1.1～図 2.1.2）。その際、ここで用いた地盤モデルにおいては、Vs2.4km/s 層（北海道では、Vs2.1km/s 層）とその上の層で大きなインピーダンス比を持つために、Vs2.4km/s 層以浅の一次固有周期を深部地盤の一次固有周期と定義した。

図 2.2.1～図 2.2.2 には、深部地盤モデルより、Vs3.0km/s 層以浅の一次固有周期を計算した場合と Vs2.4km/s 層（Vs2.4km/s がない場合には Vs2.1km/s 層）以浅の一次固有周期を計算した場合とで、観測波形の卓越周期との関係を示した。これら両者には、ほとんど差はみられない。

このことから、上記調査会においては、深部地盤の一次固有周期として、Vs2.4km/s 層（Vs2.4km/s がない場合には Vs2.1km/s 層）の一次固有周期を用いることとしている。図 2.3 に、「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」で求めた深部地盤の一次固有周期の分布図を示す。

2000 年
新島・神津島
近海の地震

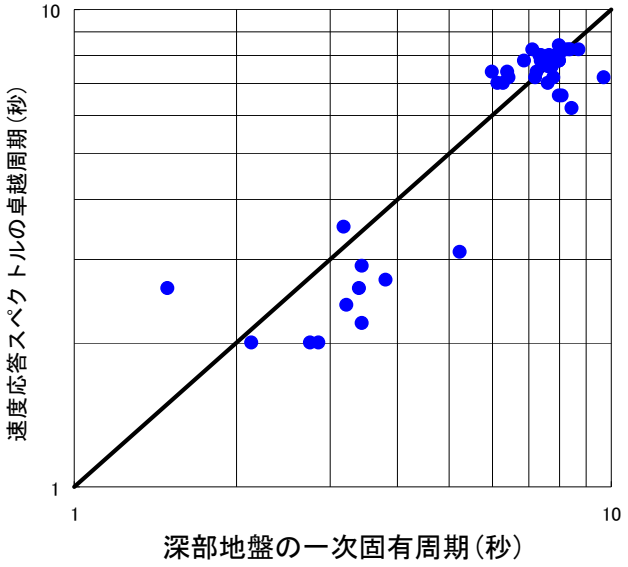



図 2.1.1　首都圏における深部地盤の一次固有周期※と観測波形の卓越周期
（基準 Vs=2.4km/s 層）

2003 年
十勝沖地震

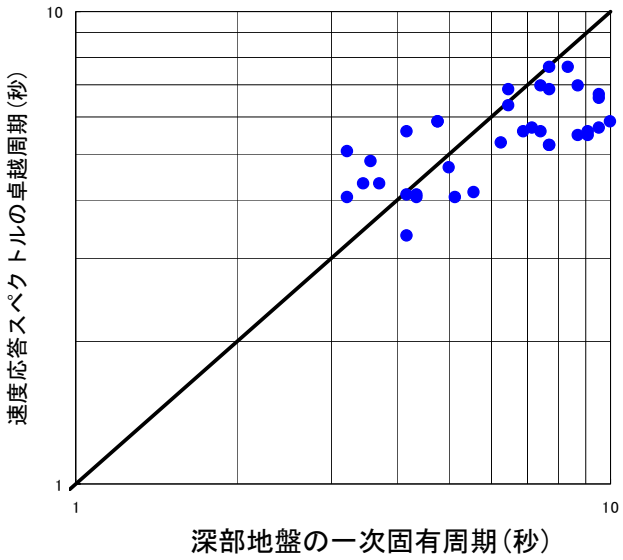



図 2.1.2　北海道における深部地盤の一次固有周期※と観測波形の卓越周期
（基準 Vs=2.1km/s 層）

※深部地盤の一次固有周期は、今回の修正前の深部地盤モデルより求めたもの

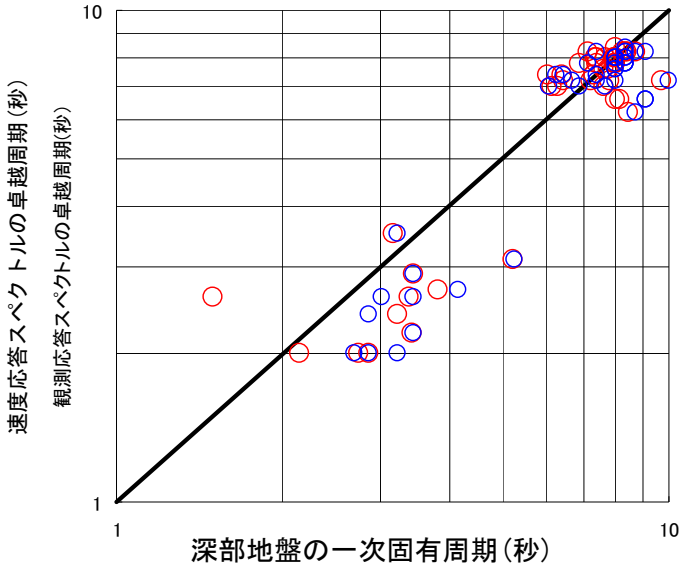



図 2.2.1　首都圏における深部地盤の一次固有周期※と観測波形の卓越周期
（○：Vs=2.4km/s 層以浅、○：Vs=3.0km/s 層以浅）

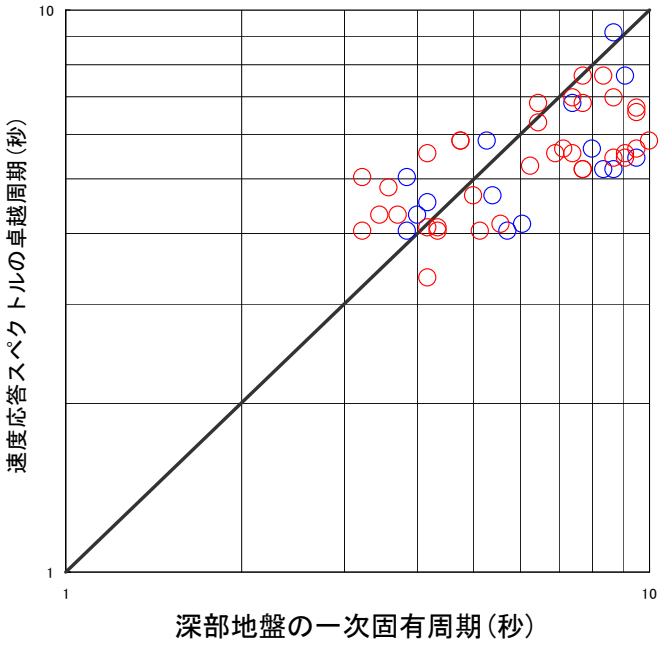



図 2.2.2　北海道における深部地盤の一次固有周期※と観測波形の卓越周期
（○：Vs=2.1km/s 層以浅、○：Vs=3.0km/s 層以浅）

※深部地盤の一次固有周期は、今回の修正前の深部地盤モデルより求めたもの

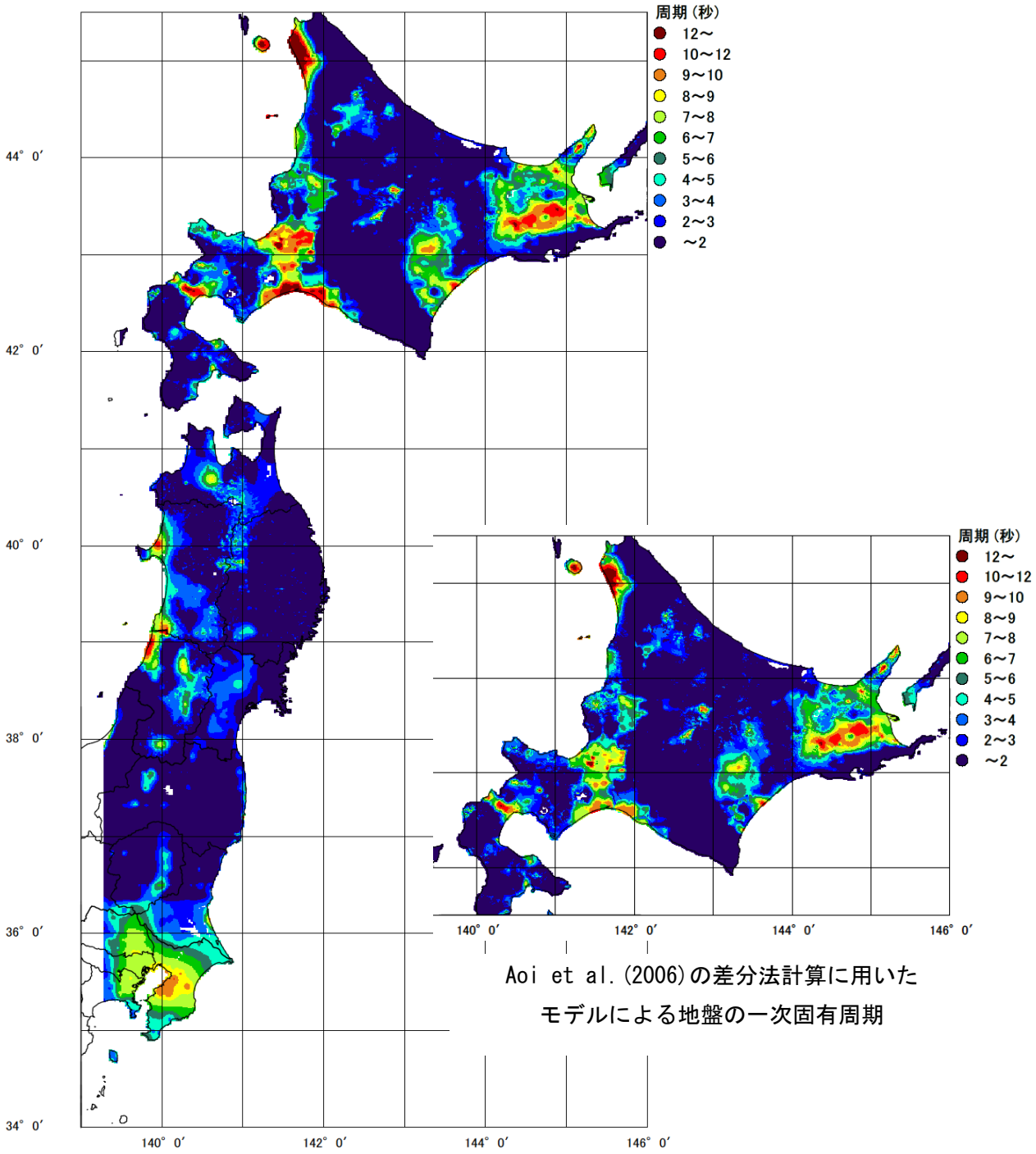



図 2.3　深部地盤の一次固有周期の分布

左：「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」

右：Aoi et al.(2006)[2]のモデルによる深部地盤の一次固有周期

[2] Aoi, S., R. Honda, N. Morikawa, H. Sekiguchi, Y. Hayakawa, H. Fujiwara,2006 Long-Period strong motion simulation for 2003 Tokachi-Oki, Japan, Earthquake(Mw8.0),International Workshop on Long-Period Ground Motion Simulation and Velocity Structures Proceedings, 7-10.

## ３．深部地盤モデルの点検と修正方式についての検討

深部地盤モデルの一次固有周期の分布をまとめるにあたり、深部地盤モデルの一次固有周期の点検とその修正方式について検討した。

### 3.1　卓越周期からみた深部地盤モデルの点検

西日本について、修正前の深部地盤モデルの一次固有周期の分布と、2000 年鳥取県西部地震及び 2004 年東海道沖の地震の観測波形の速度応答スペクトルの卓越周期の比較を行った。図 3.1.1 に、修正前の地盤モデルの深部地盤の一次固有周期の分布を、図 3.1.2 に鳥取県西部地震の観測波形の速度応答スペクトルの卓越周期の分布を、図 3.1.3 に東海道沖の地震の観測波形の速度応答スペクトルの卓越周期の分布を示す。

これらの分布をみると、名古屋及び大阪付近では、深部地盤の一次固有周期と観測波形の卓越周期との間に比較的よい相関がみられるものの、その他の地域では必ずしも一致していない。図 3.2.1 及び図 3.2.2 に、これらの関係をグラフ化したものを示す。この図からも、これら両者の相関がよくないことは明らかである。

西日本においては深部地盤モデルの修正が必要であることがわかる。

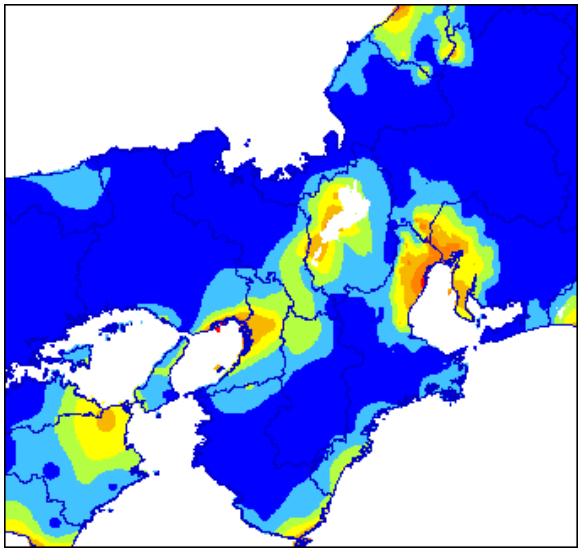



図 3.1.1　深部地盤の一次固有周期の分布

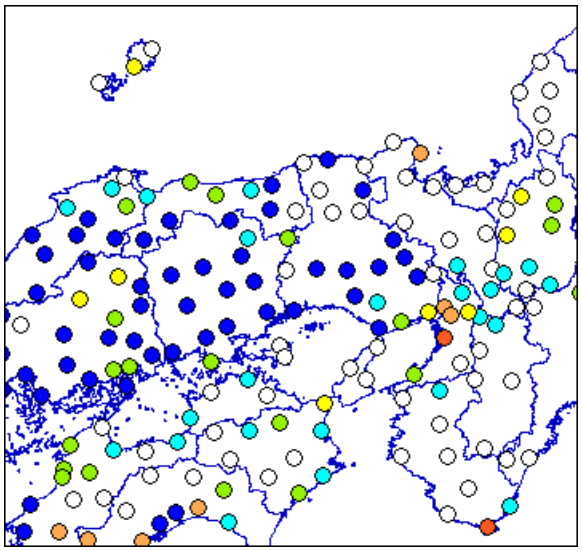



図 3.1.2　観測波形の卓越周期
2000 年鳥取県西部地震

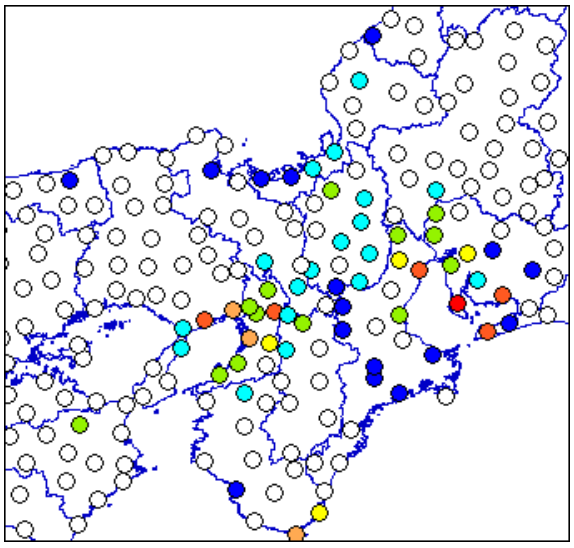



図 3.1.3　観測波形の卓越周期
2004 年東海道沖の地震

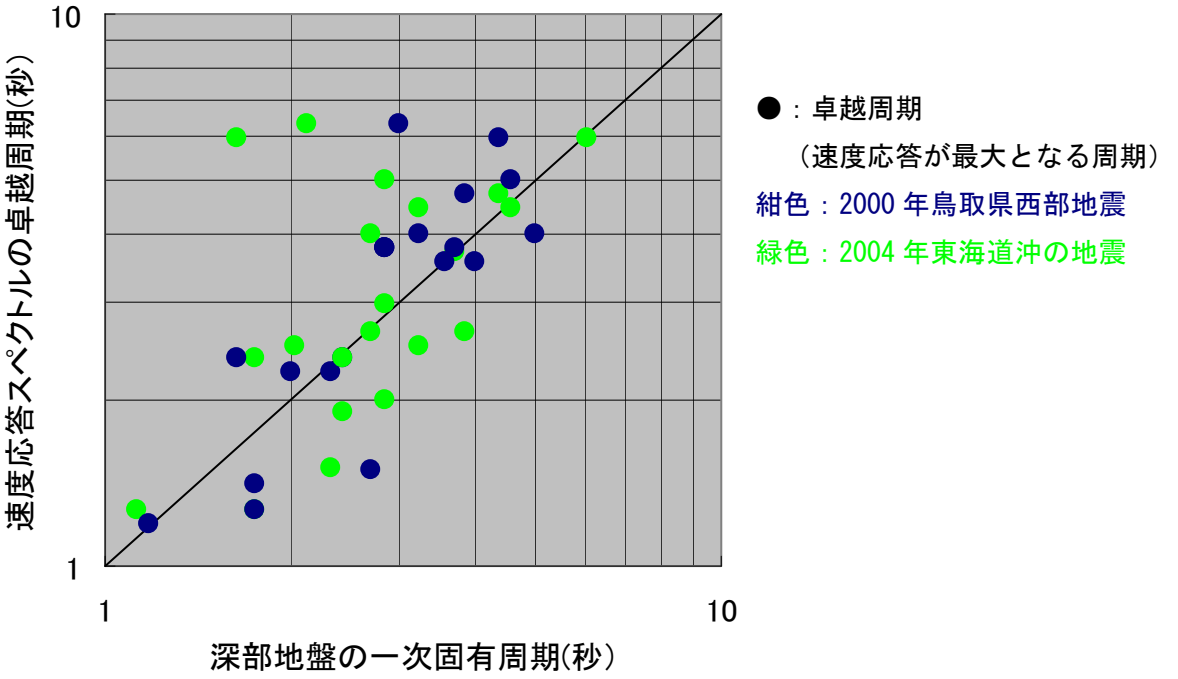



図 3.2.1　深部地盤の一次固有周期※（基準 Vs=2.4km/s 層）と観測波形の速度応答スペクトルの卓越周期　京阪神付近

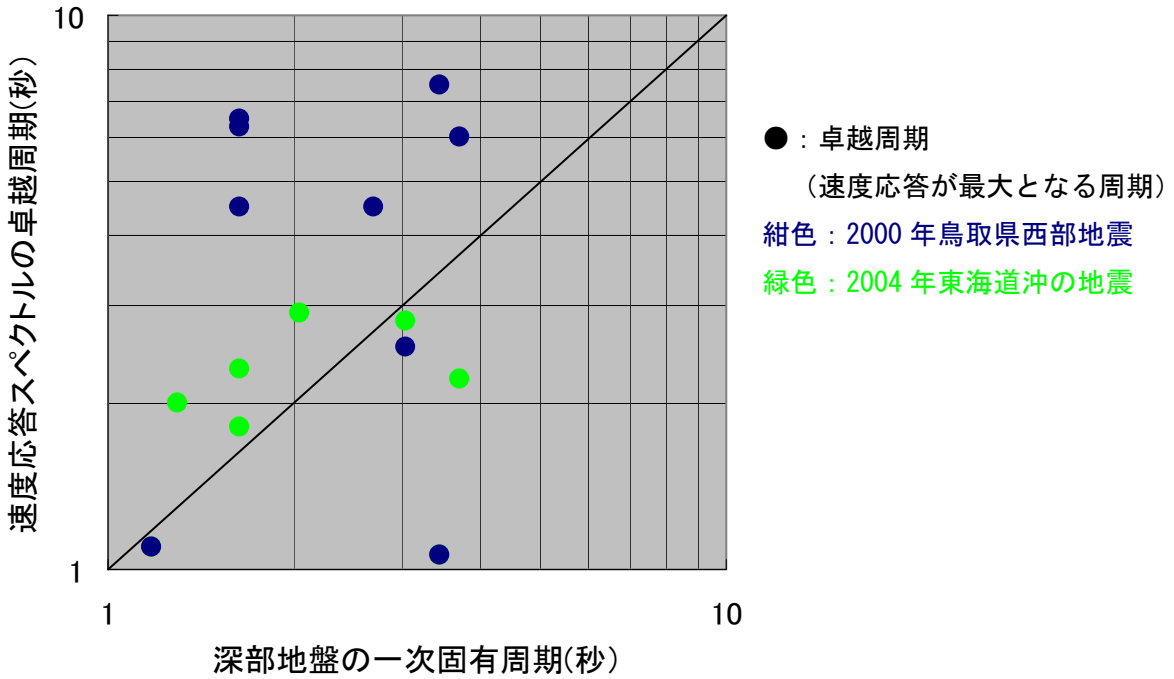



図 3.2.2　深部地盤の一次固有周期※（基準 Vs=2.4km/s 層）と観測波形の速度応答スペクトルの卓越周期　徳島県付近

※深部地盤の一次固有周期は、今回の修正前の深部地盤モデルより求めたもの

## 3.2 H/V スペクトルを用いた深部地盤モデルの点検

観測波形の卓越周期は、震源特性や震源距離などによっても変化するが、地震動の水平動と上下動のスペクトル比（以下「H/V スペクトル」という。）は、直下の地盤構造の特性を示すことが知られている。ここでは、卓越周期と H/V スペクトルの対応を確認した上で、H/V スペクトルを用いて地盤モデルの点検を行う。

### 1） H/V スペクトルを用いた既存の研究

地震波形を用いた地盤モデルの推定法の中で、H/V スペクトルを用いた評価手法が提案され、多数の報告がなされている。以下にその主なものを記す。

- 地震動の H/V スペクトルは、地震毎によるばらつきが小さい[大熊・他（2002）[3]]。
- 常時微動は表面波が優勢であり、その常時微動の H/V スペクトルはレイリー波基本モードの理論 H/V スペクトルとほぼ整合する［時松・他（1994）[4]］。
- S 波初動から充分経過した後の S coda 部分の H/V スペクトルと常時微動の H/V スペクトルが整合しているとの観測結果を得ている[佐藤・他（1998）[5]]。
- coda 部分に含まれる表面波の位相速度と微動アレイ探査により得られた位相速度が良く調和している[岡田・他（1993）[6]]
- 佐藤(2006)[7]は、観測記録の H/V スペクトルと地盤モデルにより計算されるレイリー波の基本モード H/V スペクトルの一致度を指標として、堆積層の厚さ調整し、地盤モデルの高精度化を図っている。

---

[3] 大熊裕輝・松岡昌志・山崎文雄・原田隆典，2002，宮崎県における常時微動の H/V スペクトル比を用いた地震動の推定，土木学会論文集，696/I-58，261-272.

[4] 時松孝次・中条有二・田村修次，1994，短周期微動の水平鉛直振幅比と地盤特性の関係，日本建築学会構造系論文集，457，11-18.

[5] 佐藤智美・川瀬博・松島信一，1998，微動と S 波，P 波，coda から求められる地盤特性の違いとその理論的解釈，地震２，51，291-318.

[6] 岡田　広・凌　甦群・石川　顕・宮腰　研，1993，微動のアレイ観測中に記録された地震動コーダ部分に含まれるレイリー波の位相速度推定，日本地震学会講演予稿集 1993 年度秋季大会，106.

[7] 佐藤 浩章（2006）地震動シミュレーションのための関東平野の 3 次元地下構造モデルの再構築，電力中央研究所　地球工学研究所　環境科学研究所　研究概要　-2005 年度研究成果－，http://criepi.denken.or.jp/jp/env/outline/2005/03.pdf.

## 2） 観測 H/V スペクトルの解析区間

全国に分布している防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net 等の観測点の記録より、M6 以上の地震を対象として観測記録の H/V スペクトルを以下の手順で求めた（図 3.3）。

① 解析区間を S 波の初動＋20 秒以降とする。
② 水平２成分よりラディアル成分を抽出しスペクトルを求める。
③ 上記スペクトルを上下成分のスペクトルで除して H/V スペクトルを求める。

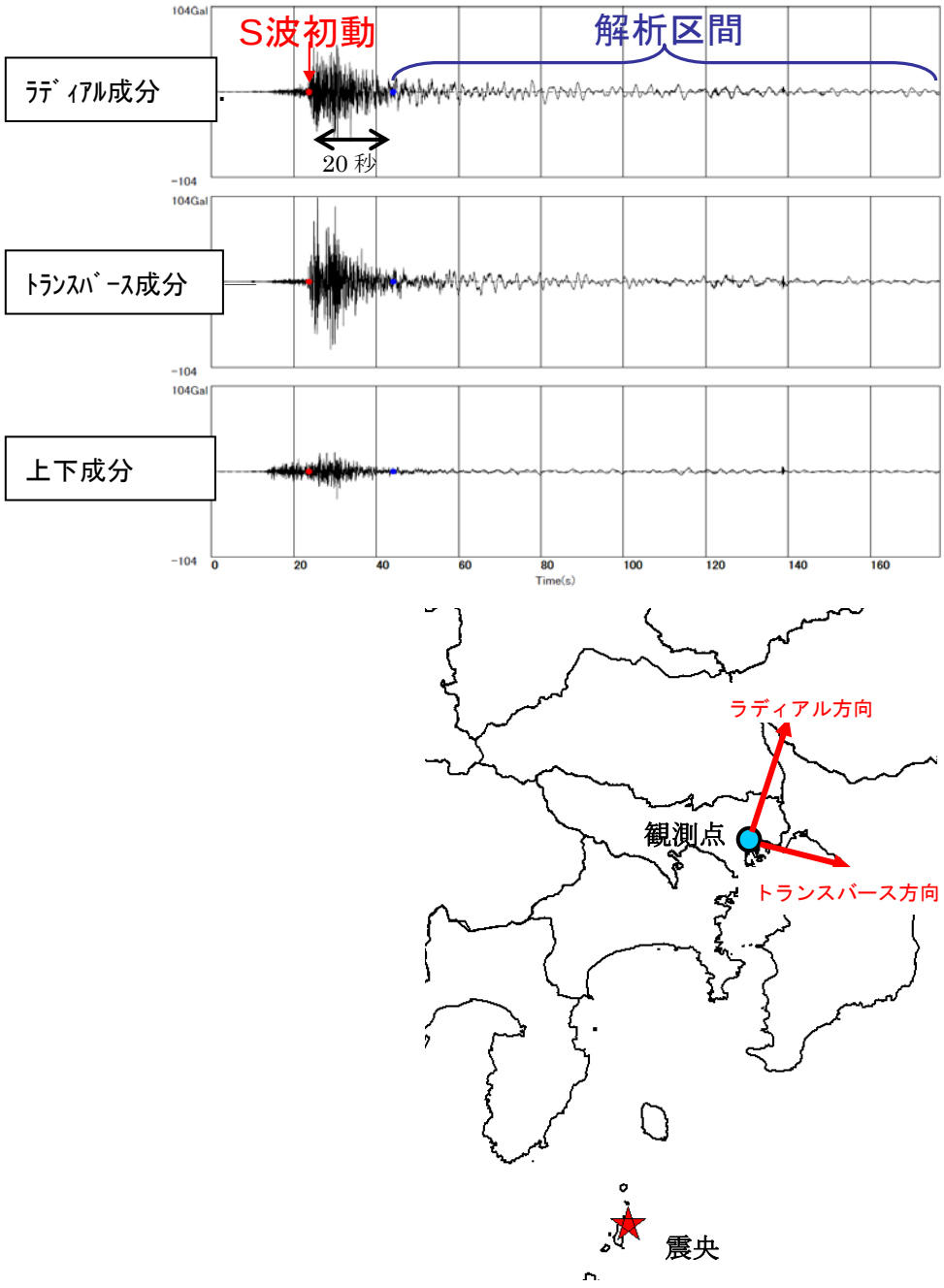



図 3.3　観測波形における解析区間の指定

### ３）H/V スペクトルと SH 波増幅特性

地盤モデルの速度層は、表 3.1 に示すように西日本で 5 層、東日本で７層である。

ここで、K－NET 観測点 TKY007 における深部地盤モデルを用いて、基準とする層を Vs0.7km/s 層、Vs1.4km/s 層、Vs2.4km/s 層、Vs3.0km/s 層と変えて、それぞれで理論計算される SH 波増幅特性と H/V スペクトル、ラブ波の振幅特性を比較した（図 3.4）。いずれにおいても、SH 波増幅特性、H/V スペクトル、ラブ波の振幅特性の卓越する周期はほぼ共通である。しかし、0.7km/s 層を基準とした場合は、ピークが明瞭でない。ピークが明瞭となるのは基準とする層を Vs2.4km/s 層もしくは Vs3.0km/s 層とした場合で、卓越する周期も両者でほとんど変わらない。これより、H/V スペクトルの比較をもとに地盤モデルの検討を行うのは Vs2.4km/s までによいことがわかる。

理論計算による S 波一次固有周期と同じく理論計算による H/V 卓越周期の相関が高いことについては、Lachet and Bard (1994) [8]でも述べられている。図 3.5 に Lachet and Bard (1994)による検討結果に、ここで検討した TKY007 の地盤モデルの結果を追記して示す。

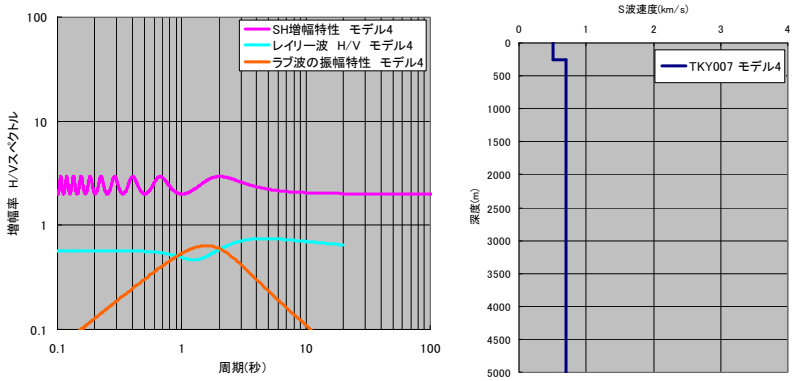
図 3.6 には、中部圏・近畿圏の K－NET、KiK－net 観測点下の深部地盤モデルを用いた、理論計算による S 波一次固有周期と理論計算による H/V 卓越周期の分布を示した。両者の相関が高いことが分かる。

表 3.1　S 波速度層

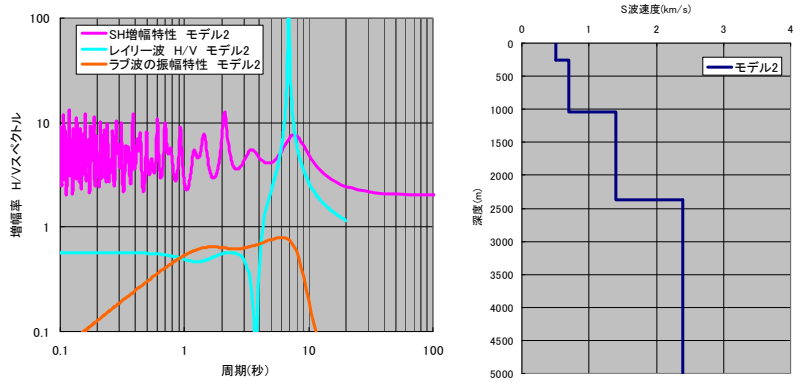
| | 西日本<br>（関東以西） | 関東平野（新宿）<br>における層厚の例 | 東日本 | 庄内平野における層厚の例 | 勇払平野（苫小牧）<br>における層厚の例 |
|---|---|---|---|---|---|
| ① | Vs = 0.5 km/s | 0.3km | Vs = 0.5 km/s | 0.2km | 0.2km |
| ② | Vs = 0.7 km/s | 1.1km | Vs = 0.7 km/s | 0.2km | 0.6km |
| ③ | — | — | Vs = 1.0 km/s | — | 1.0km |
| ④ | Vs = 1.4 km/s | 1.8km | Vs = 1.4 km/s | 0.3km | 2.4km |
| ⑤ | — | — | Vs = 2.1 km/s | 0.2km | 1.1km |
| ⑥ | Vs = 2.4 km/s | 1.2km | Vs = 2.4 km/s | 0.9km | — |
| ⑦ | Vs = 3.0 km/s | — | Vs = 3.0 km/s | — | — |

[8] Lachet, C. and P. Y. Bard : Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the "Nakamura's" technique, Journal of Physics of the Earth, Vol.84, pp.337-397, 1994.

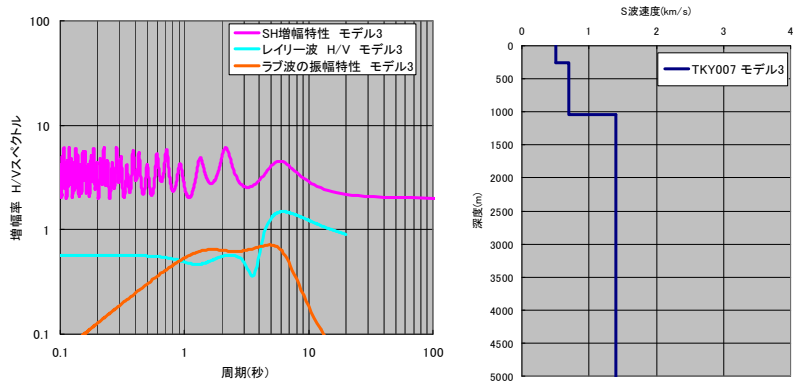
Vs=0.7km/s までの構造




Vs=1.4km/s までの構造




Vs=2.4km/s までの構造




Vs=3.0km/s までの構造

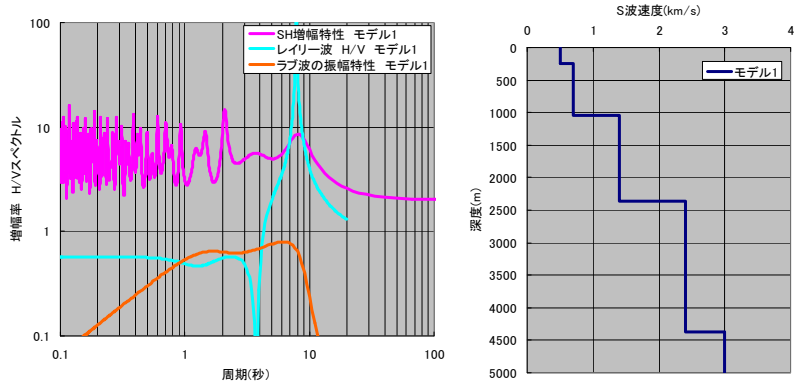



図 3.4　SH 波増幅特性とレイリー波 H/V スペクトルの比較

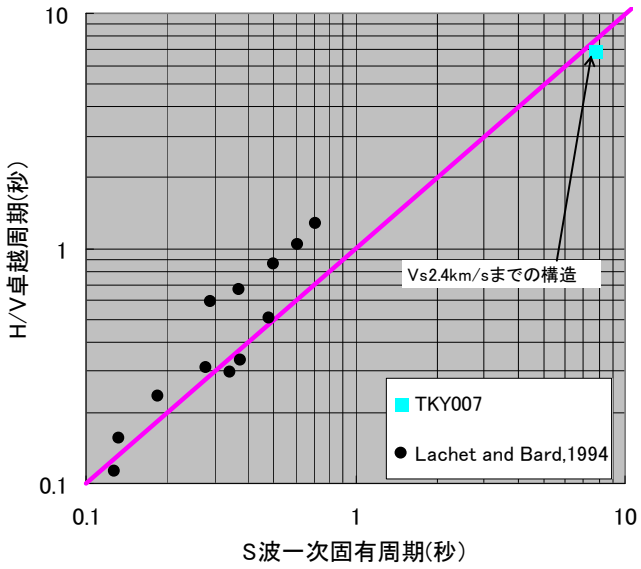



図 3.5　理論計算による S 波一次固有周期と H/V 卓越周期の関係のグラフ
Lachet and Bard, (1994) に TKY007 の地盤モデルにおける理論計算の結果（Vs2.4km/s 層基準）を加筆して示す。

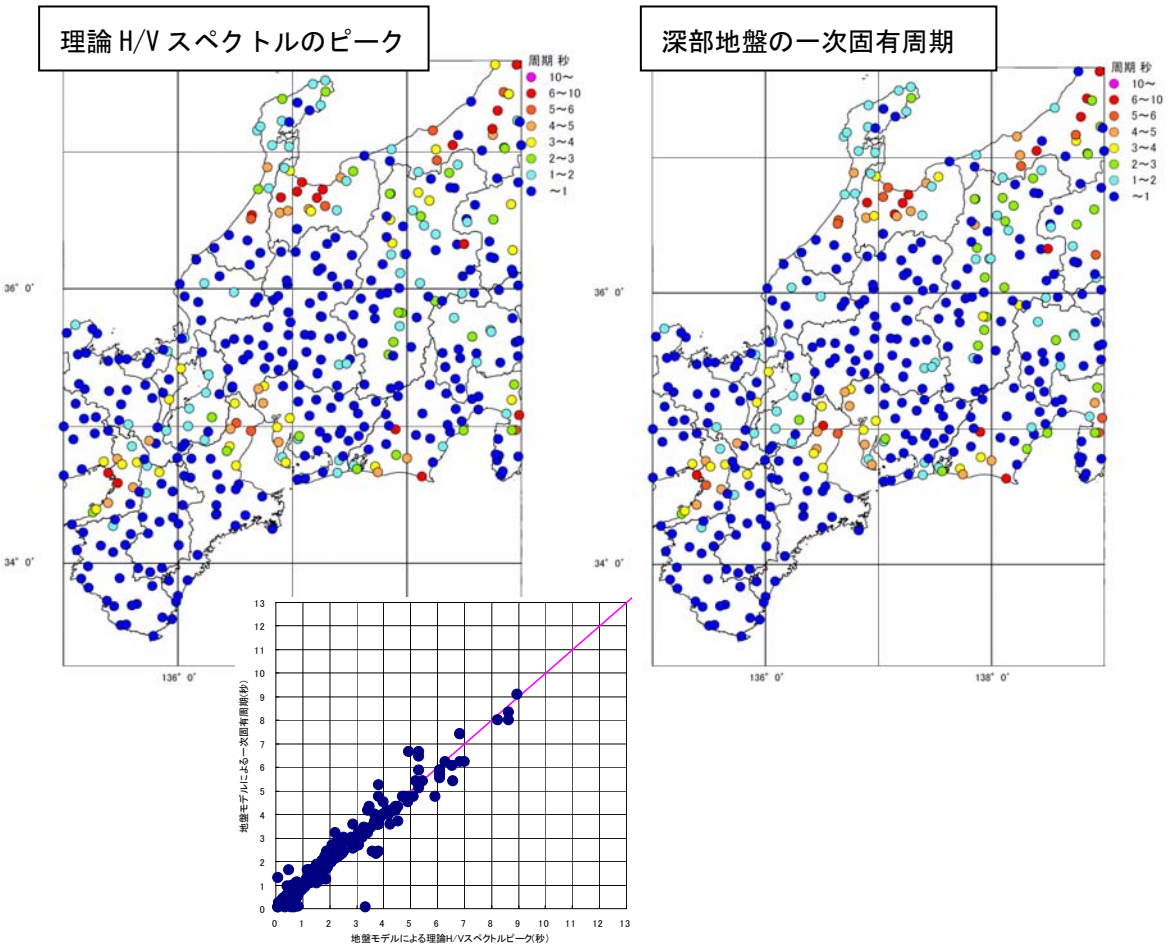



図 3.6　理論計算による S 波一次固有周期と H/V 卓越周期の関係

### ４）観測 H/V スペクトルの卓越周期の分布

K－NET、KiK－net の観測記録より H/V スペクトルの卓越周期を求め、その結果を図 3.7 に示す。図 3.8 に修正前の地盤モデルによる深部地盤の一次固有周期の分布図を示す。

図 3.7 と図 3.8 を比較すると、周期の長いところでは比較的良い対応を示すものの、徳島平野付近や、九州内陸の地域などでは、必ずしも相関がよいとはいえない。

本調査会では、西日本のみでなく、東日本についても、観測 H/V の卓越周期を用い地盤モデルを点検し、必要な地盤モデルの修正を行い、日本全体の深部地盤の一次固有周期を求めることとした。

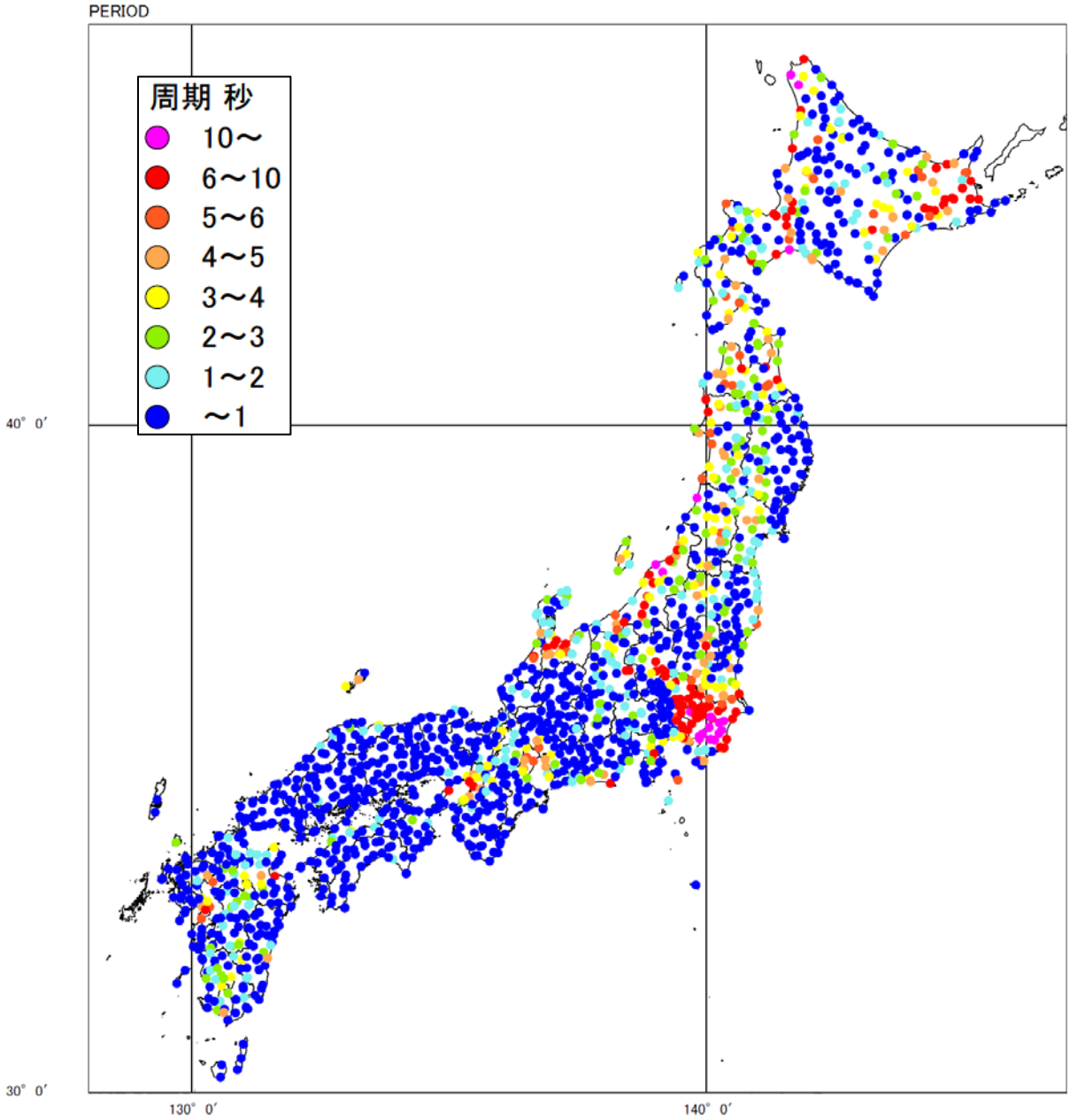



図 3.7　観測 H/V スペクトルの卓越周期

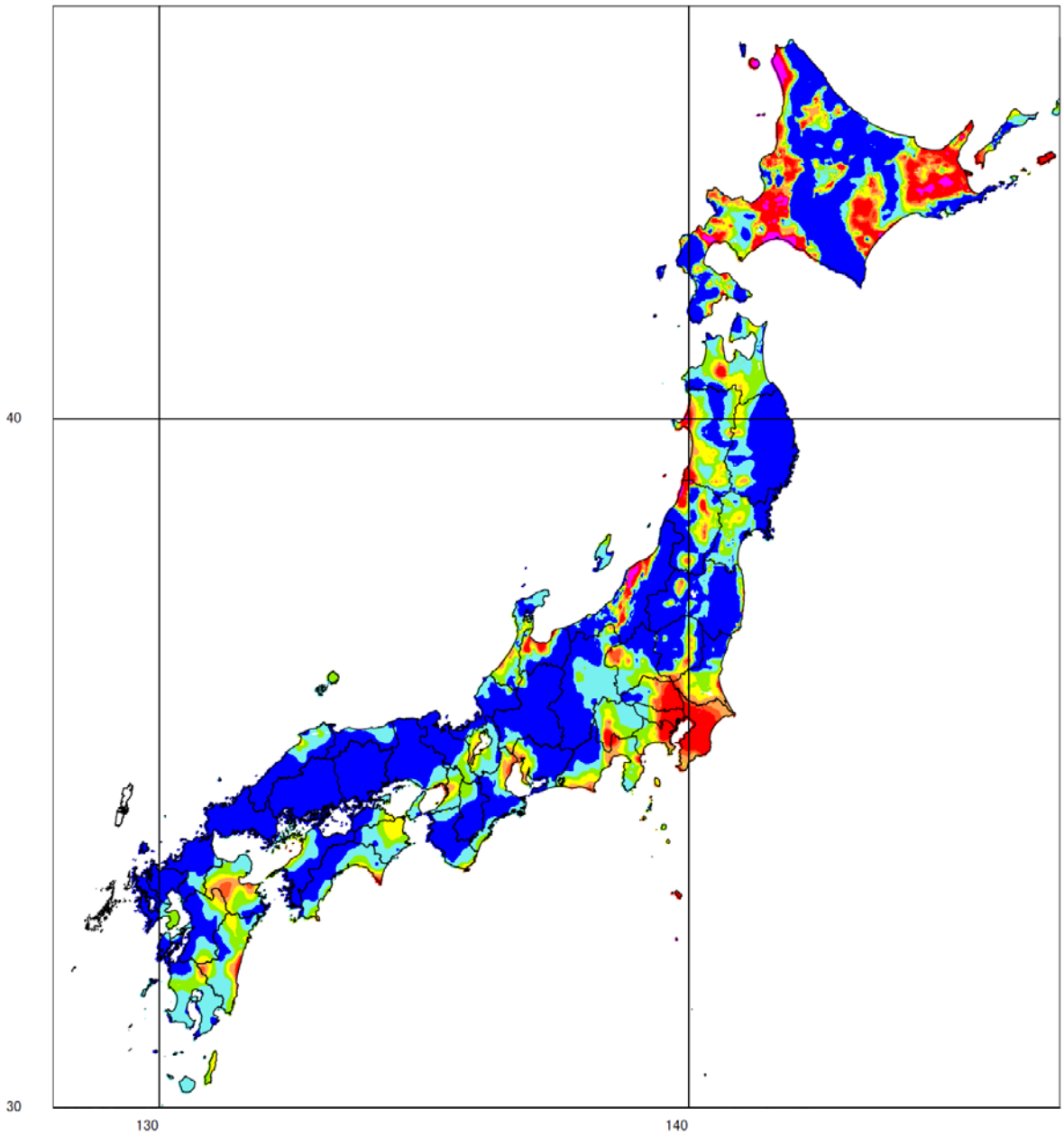



図 3.8　修正前の深部地盤の一次固有周期

## 3.3 H/V スペクトルを用いた深部地盤モデルの修正方式の検討

速度層の層厚を調整して理論計算の H/V スペクトルの卓越周期を観測記録の H/V スペクトルに合わせることにより深部地盤モデルを修正することとする。

1）鈴木らの方法

鈴木・ほか(2005)[9]による H/V スペクトルを用いた地盤モデルの修正（図 3.9）では、初期モデル（破線）による理論 H/V スペクトル（破線）のピークが観測 H/V スペクトル（灰色）のピークより短周期であった場合は、各速度層（中間層）を厚くして（実線）、理論 H/V スペクトル（実線）のピークを長くしている。同様に、初期モデル（破線）による理論 H/V スペクトル（破線）のピークが観測 H/V スペクトル（灰色）のピークより長周期であった場合は、各速度層を薄くして（実線）、理論 H/V スペクトル（実線）のピークを短くしている。

2）本専門調査会による方法

中央防災会議「首都直下地震対策専門調査会」および「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」において、Vs2.4km/s 層（Vs2.4km/s がない場合には Vs2.1km/s 層）以浅の一次固有周期と、観測波形の卓越周期との関係が示された。

本調査会では、この点に注目し、Vs3.0km/s 層の上面深度は変えずに、Vs2.4km/s 層以浅の層構造を修正し、理論 H/V スペクトルの卓越周期が、観測波形の H/V スペクトルの卓越周期に合うように調整する。

観測 H/V スペクトルの卓越周期に比べ理論 H/V スペクトルの卓越周期が長い場合は、2.4km/s 層を厚くし、理論 H/V スペクトルの卓越周期が短い場合は、2.4km/s 層を薄くする。なお、2 秒以上の卓越周期への影響の小さい Vs0.5km/s 層の層厚は変更しないこととし、Vs0.7～1.4km/s 層の層厚については、それらの層厚比を保持する方式とした（図 3.10）。

[9]鈴木晴彦・森野道夫・岩本鋼司・劉　瑛・藤原広行・早川　譲（2005）地震動シミュレーションのための琵琶湖周辺地域の 3 次元深部地下構造モデル，地震 2,58, 91-106.

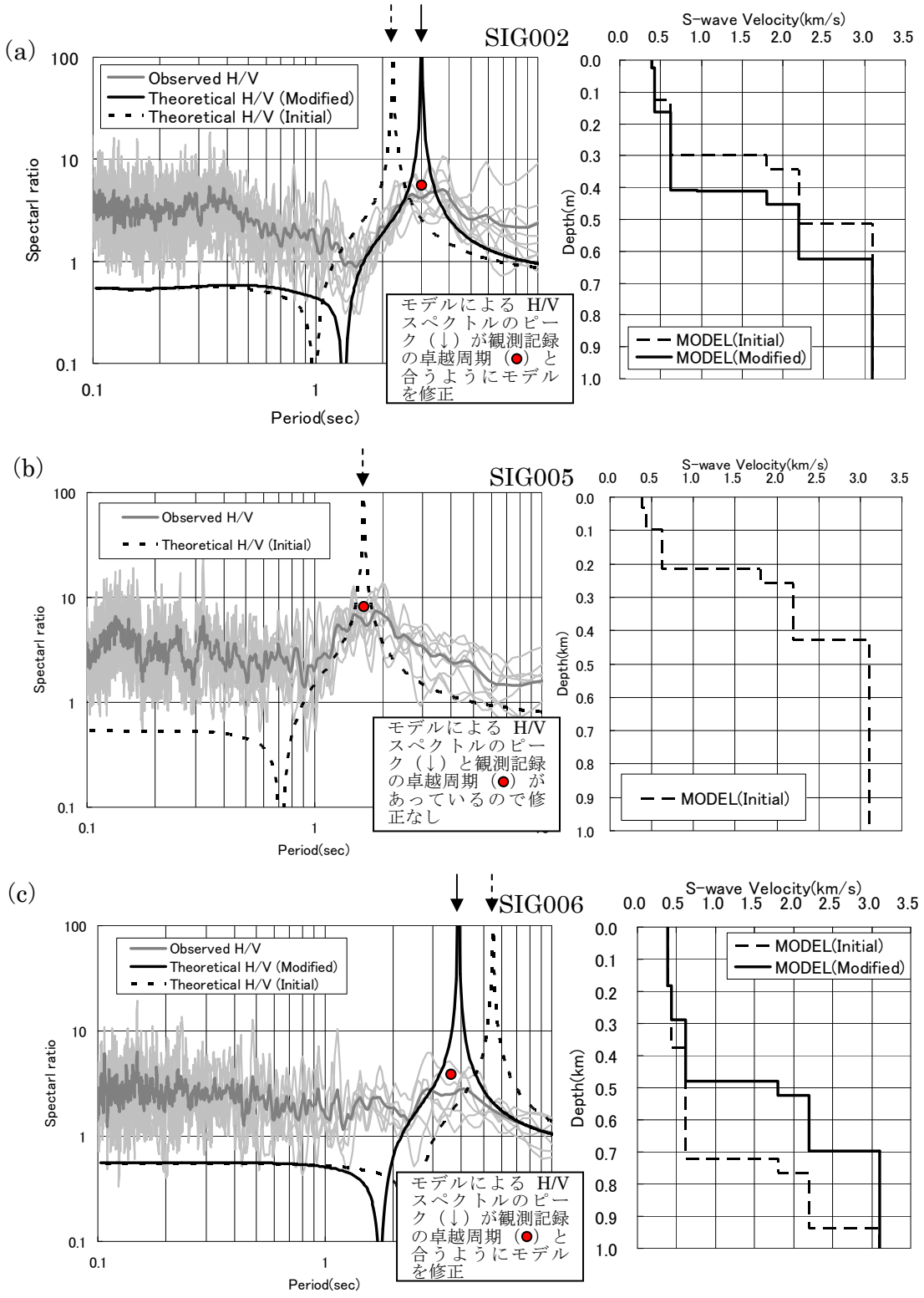
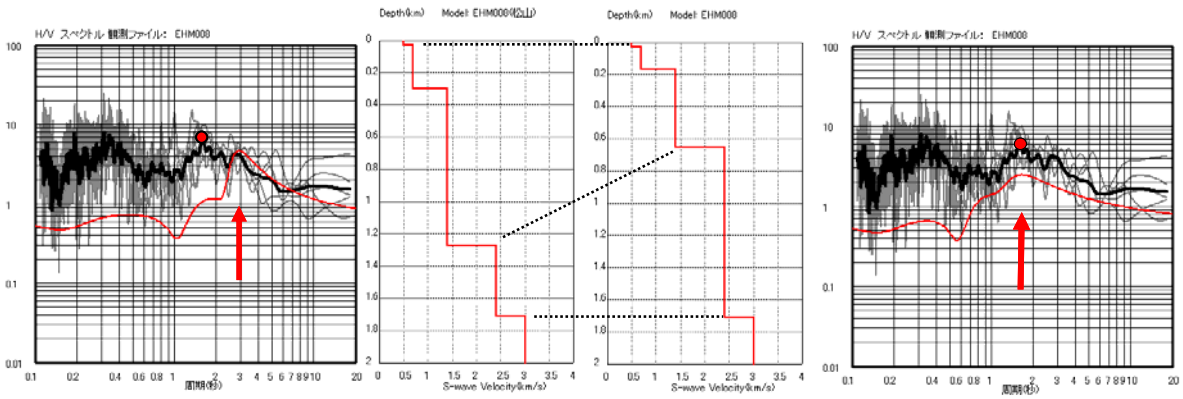
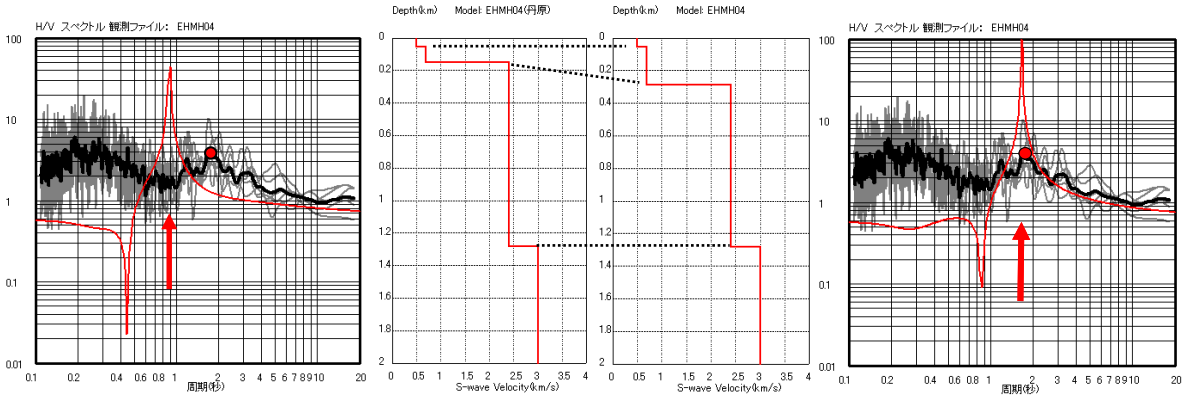



図 3.9　観測 H/V スペクトルを用いた地盤モデルの修正例
点線：初期モデル、実線：修正モデル[鈴木・ほか(2005)に加筆]




観測 H/V，レイリー波理論 H/V の卓越周期がともに 1 秒以上
→観測 H/V の卓越周期に合うように Vs2.4km/s 層の上面深度を浅くする




観測 H/V は 1 秒以上，レイリー波理論 H/V の卓越周期がともに 1 秒未満
→観測 H/V の卓越周期に合うように Vs2.4km/s 層の上面深度を深くする

図 3.10　本調査における H/V スペクトルによるモデルの修正

## ４．地盤モデルの修正の手順

図 4.1 のフローチャートに示した手順に従い、観測 H/V スペクトルの卓越周期に深部を合わせることをベースに、地盤モデルの修正を行った。

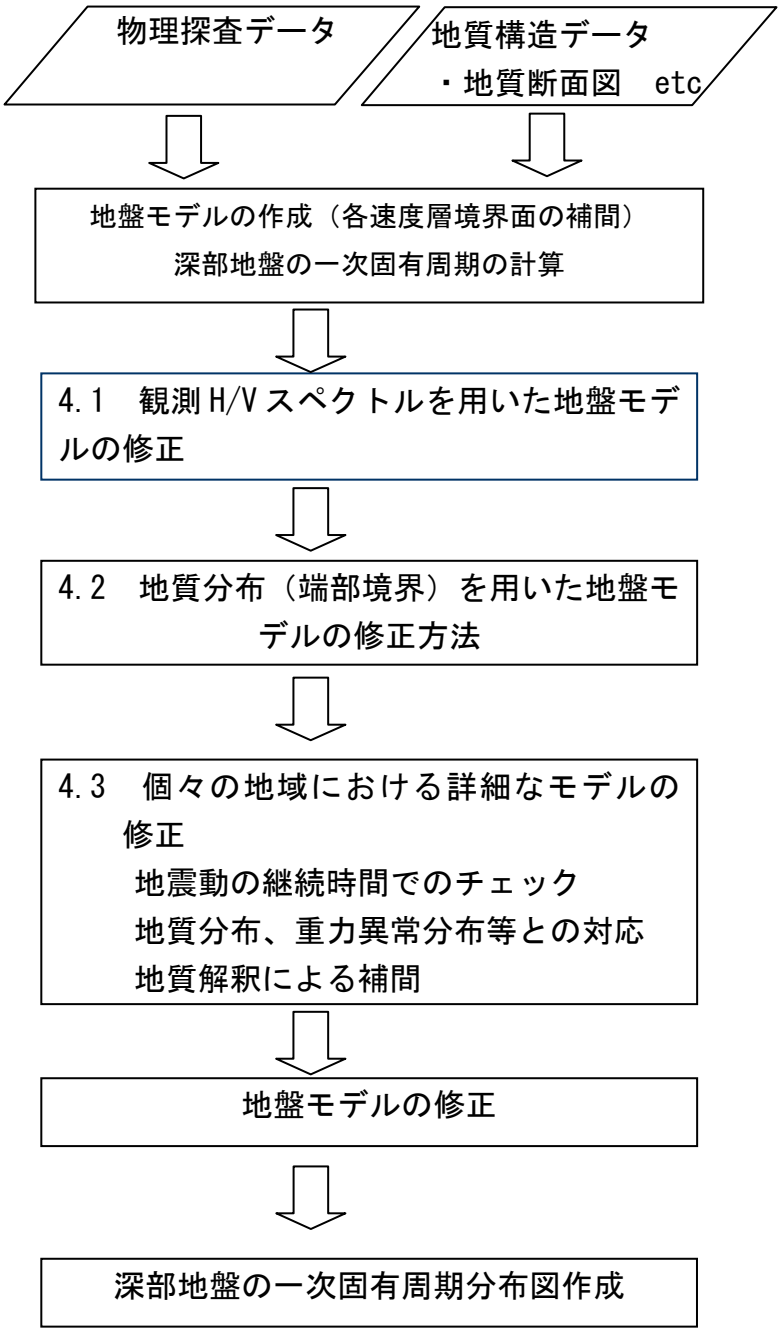



図 4.1　深部地盤の一次固有周期分布作成のフローチャート

## 4.1　観測 H/V スペクトルを用いた地盤モデルの修正

H/V スペクトルを用いた地盤モデルの修正にあたっては、周期 1 秒以下の卓越周期を合わせるためにはより低速度（Vs0.5km/s 以下）の速度層を考慮する必要があり、日本全国で統一的にモデルを構築することが困難であると考えられるため、モデル修正を行う周期の閾値を 1 秒とし、H/V の観測卓越周期と理論卓越周期との関係から、以下の 4 ケースに分類した。

**ケース１：観測卓越周期と理論卓越周期がともに 1 秒以上**
**ケース２：観測卓越周期が 1 秒以上、理論卓越周期が 1 秒未満**
**ケース３：観測卓越周期が 1 秒未満、理論卓越周期が 1 秒以上**
**ケース４：観測卓越周期と理論卓越周期ともに 1 秒未満**

ケース 1 および 2 の場合は、観測・理論の卓越周期が一致するように、地盤モデルを修正し、ケース 3 の場合には、上記の理由から理論の卓越周期が 1 秒以下になるようにモデルを修正するにとどめることとした。

修正にあたっては次のとおりとした。

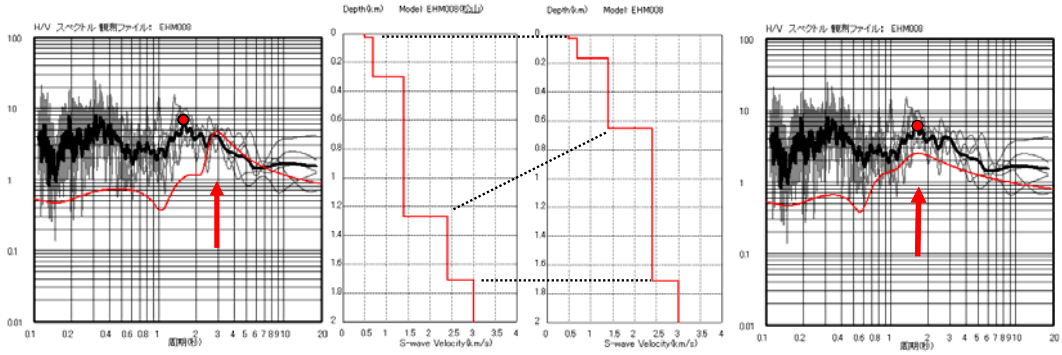
（1）1 秒以上の卓越周期への影響の小さい Vs0.5km/s 層の下面深度と、Vs3.0km/s 層の上面深度は、元のモデルのままとする（修正せず)。

（2）Vs2.4km/s 層（Vs2.1km/s 層が存在する場合には Vs2.1km/s 層)の上面深度を修正。

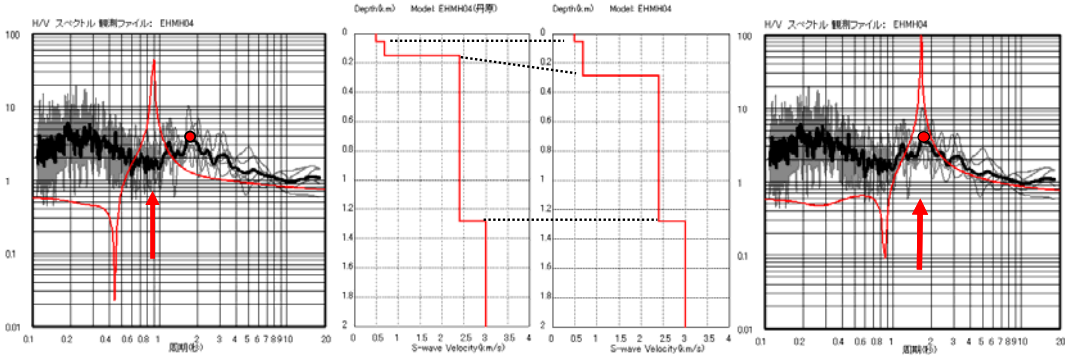
（3）上記修正において、Vs0.7～1.4km/s 層の層厚は、初期モデルの層厚の比を保持するように修正。

これらモデルの修正にあたっては、観測波形の H/V スペクトルの長周期側のピークを観測卓越周期とし、その周期と理論卓越周期が一致する Vs2.4km/s 層（あるいは 2.1km/s 層）の深さの調整を行い、スペクトルの形状や振幅比の整合までは検討していない。

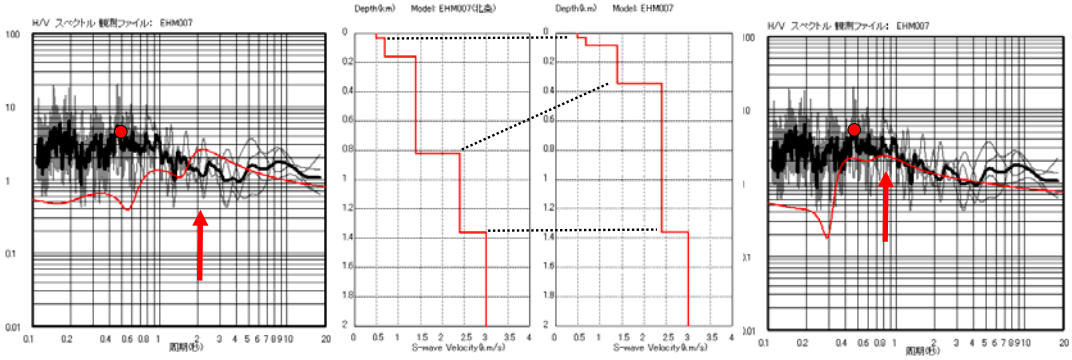
図 4.2 に各ケースのモデルの修正例を示す。



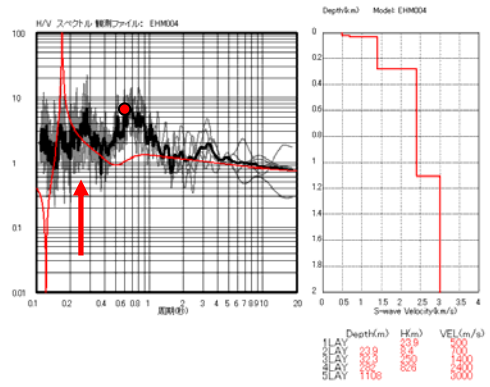
ケース１ → 観測と理論の卓越周期が合うよう Vs2.4km/s 層の上面深度を浅くした例



ケース２ → 観測と理論の卓越周期が合うよう Vs2.4km/s 層の上面深度を深くする



ケース３ → 理論卓越周期が１秒未満となるよう Vs2.4km/s 層の上面深度を浅くする



ケース４ → 修正しない

図 4.2　各ケースのモデルの修正例

## 4.2　地質分布（端部境界）を用いた地盤モデルの修正方法

地下構造の規模（複雑さ）に対して、既存のデータや今回追加する観測記録のデータの分布が十分でない地域があることから、表層地質図[10]を用いて（図 4.3)、表層地質と卓越周期の関係を整理した。

図 4.4～図 4.5 から、古第三系以前の地質が分布しているところのほとんどで、卓越周期が 2 秒以下となっていることから、古第三系以前の地質が分布している領域とそれ以外の領域とで分け、図 4.6 で示すように古第三系以前の地質の領域内では、同じ領域内のデータでその構造を補間するような処理をした。

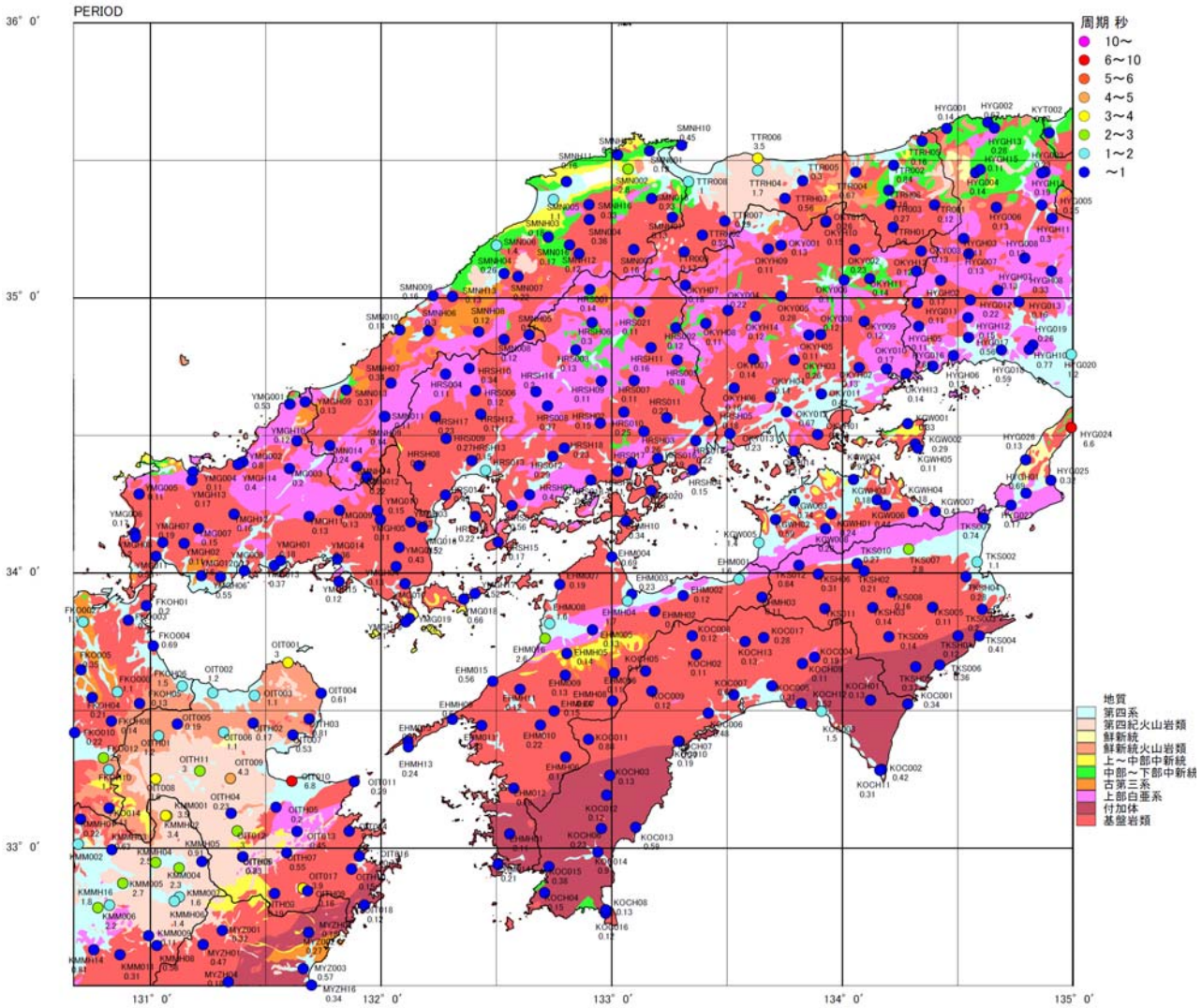



図 4.3　観測 H/V スペクトル卓越周期と地質図（四国・中国地方）

[10] 地質調査所 (1992) 100 万分の 1 日本地質図第 3 版. 地質調査所.

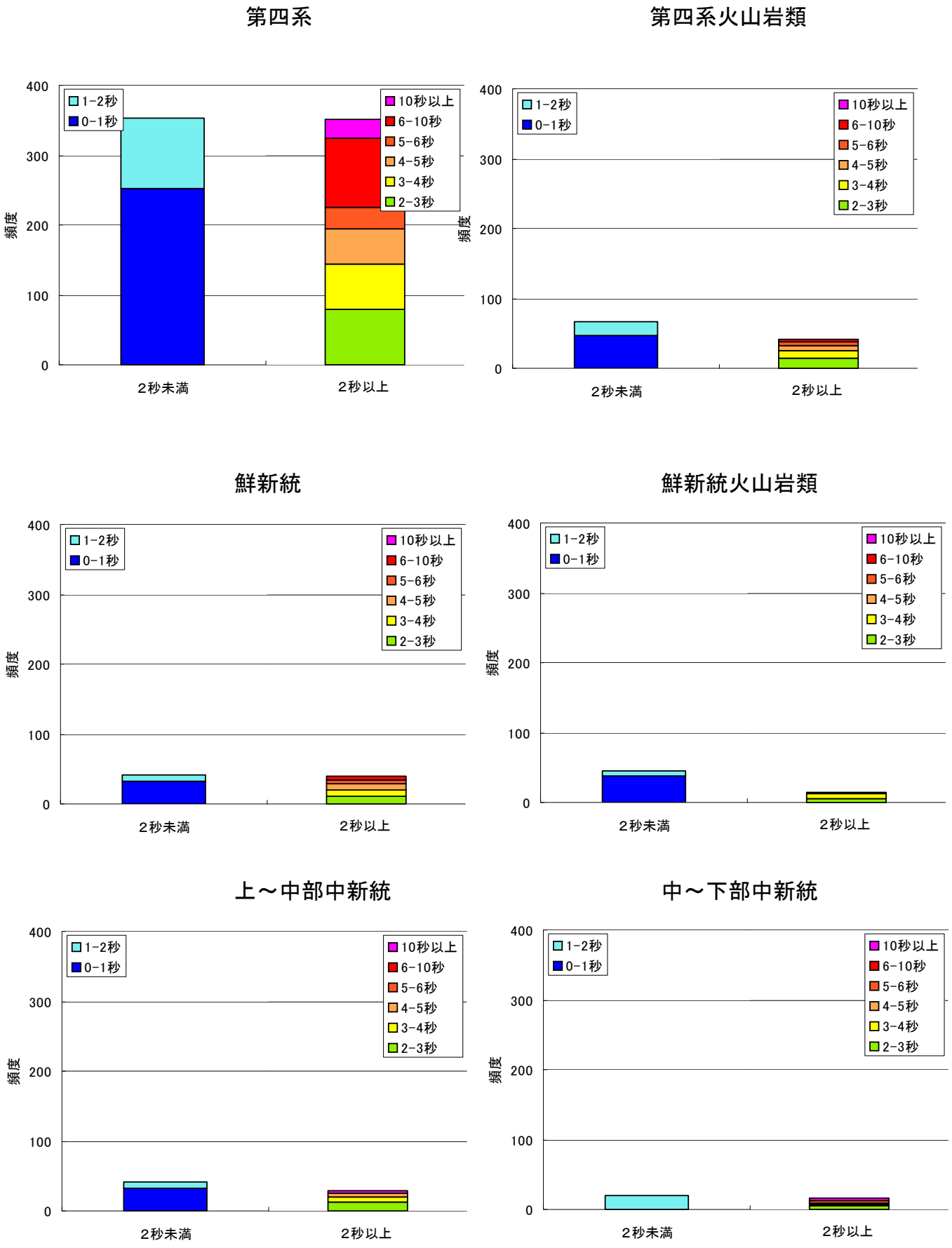



図 4.4　観測点の地質毎に整理した卓越周期の頻度分布
中新統以降の地質では、卓越周期が 2 秒以上となるところが多く見られる。

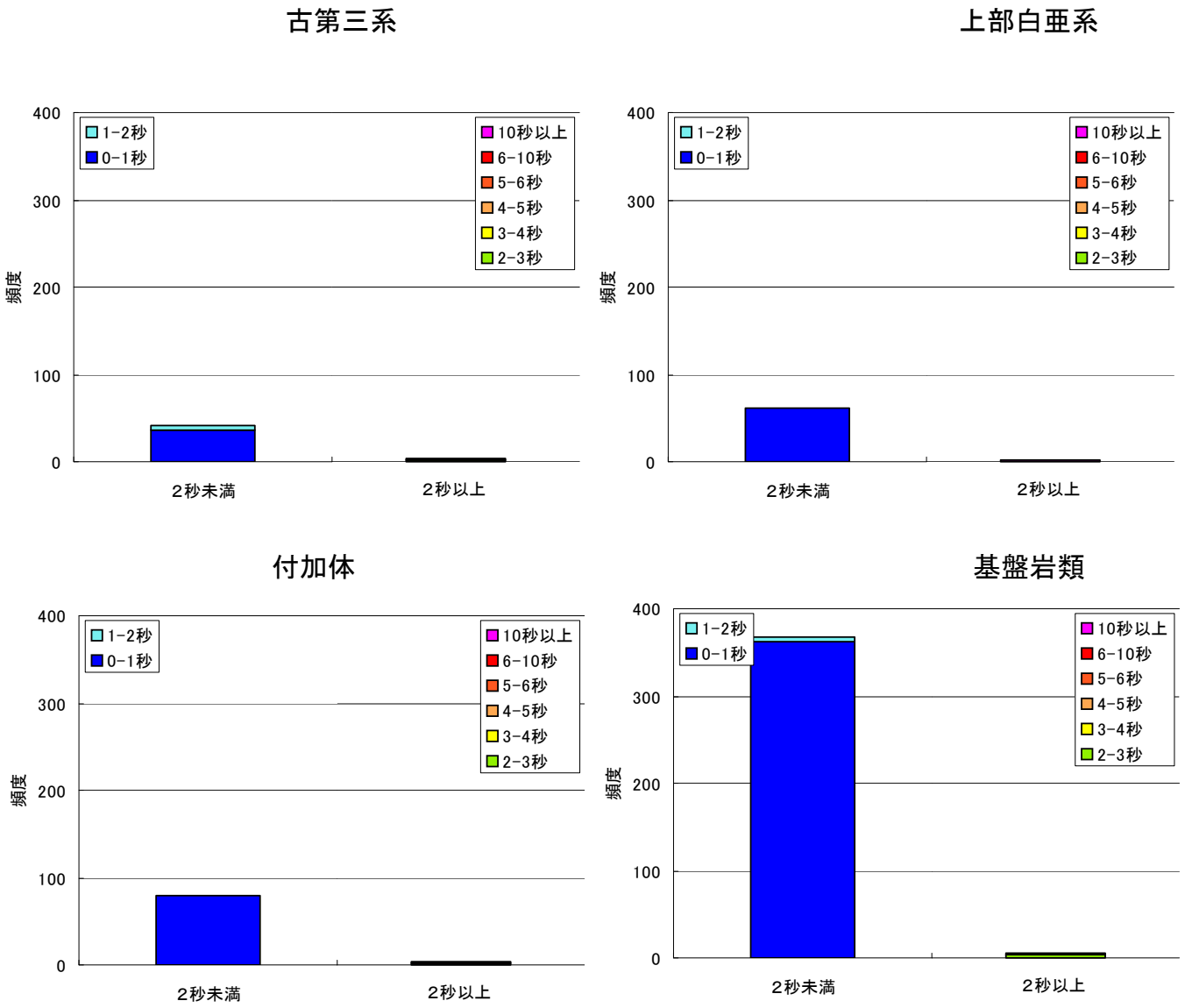



図 4.5　観測点の地質毎に整理した卓越周期の頻度分布（古第三系以前）
古第三系以前の地質では、卓越周期が 2 秒以上となるところは極めて少ない。

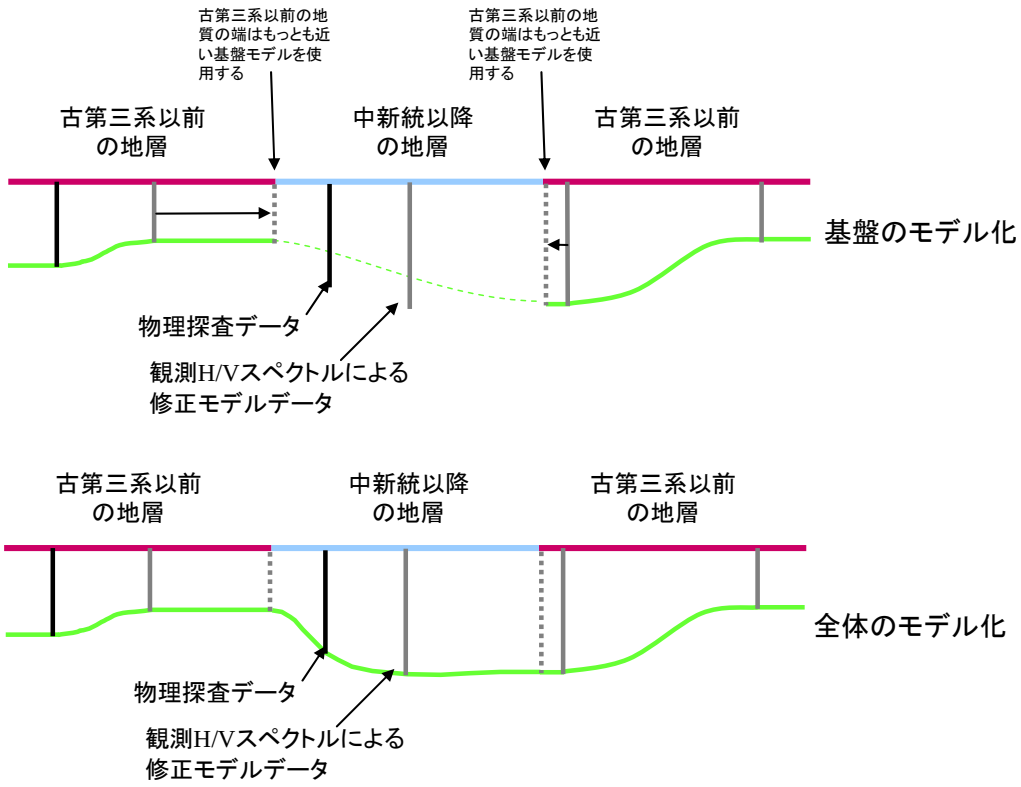



図 4.6　古第三系以前の地質の端部を用いたモデル化

古第三系以前の地質の領域（図中赤線で示す）のモデル化では、古第三系以前の地質の端部（基盤と基盤以外の境界）にその地点にもっとも近接する古第三系以前の地質にあるデータを用いて仮想的データを作成してモデル化する。これにより、古第三系より古い時代の地質の領域は、平野部のデータの影響を受けずにモデル化される。

## 4.3　個々の地域における詳細なモデルの修正

前項のような修正を施した後、図 4.7 に示すような地域において、特異的な地形を反映した地盤モデルが作成できていないと考え、地形地質的な解釈や重力探査の結果などを補足的に用いて修正した。

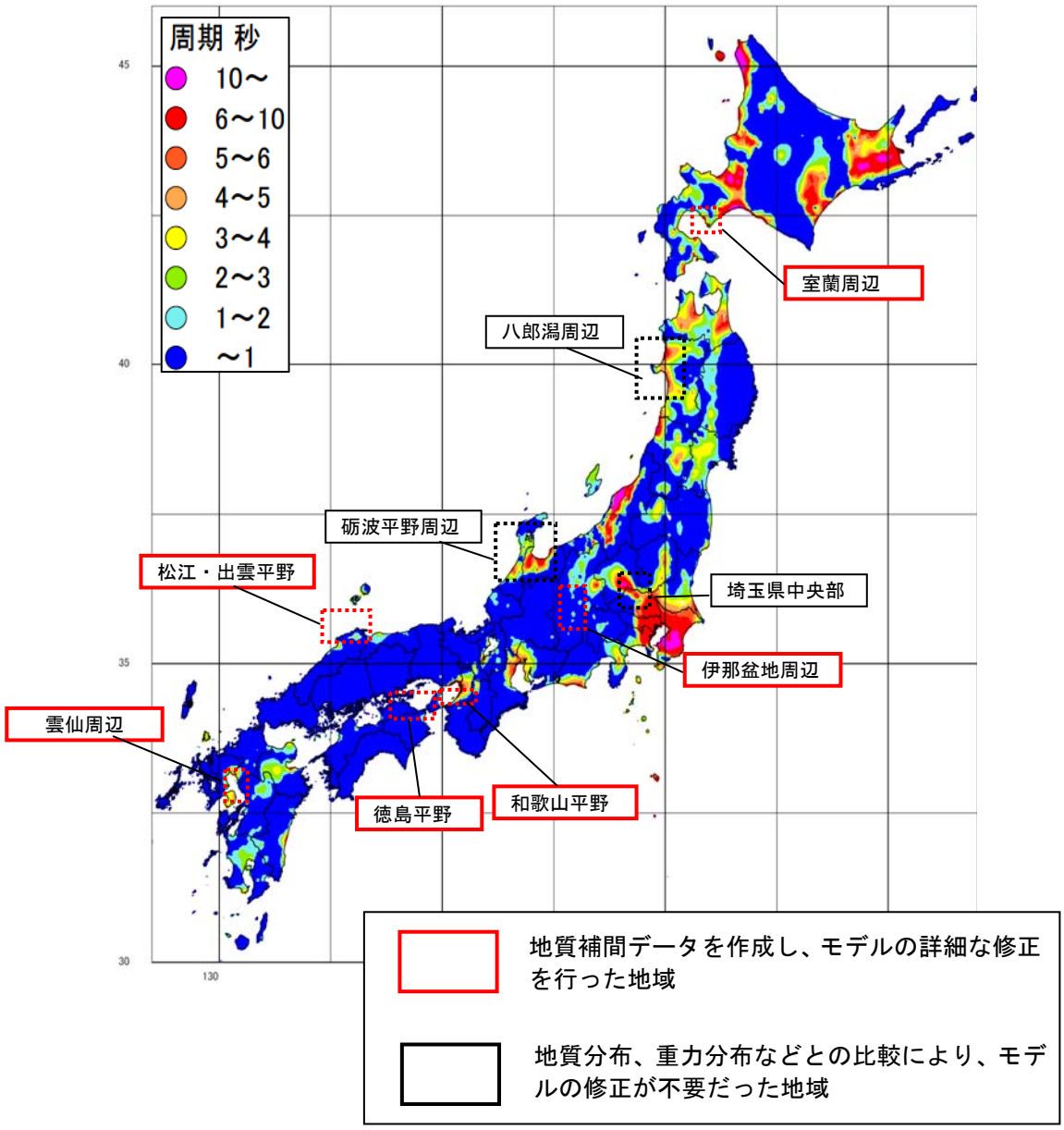



図 4.7　深部地盤の一次固有周期と補足修正検討地域

修正を行った地域

- 室蘭周辺

図 4.8.1 に室蘭周辺の観測 H/V スペクトル、図 4.8.2 に速度波形のエンベロープを示す。D5F では、観測 H/V スペクトルピーク周期が短周期側で、エンベロープの継続時間も短い。D5F 周辺では、中新統のやや古い地盤が露出しているため、半島の先端についてピーク周期が 1 秒以下であるとしてモデルを作成した。

- 伊那盆地周辺

2004 年東海道沖の地震のエンベロープによる検討を行った（図 4.9.1)。伊那盆地において、速度波形のエンベロープの継続時間が長く、振幅も大きい。この傾向と観測 H/V スペクトルのピーク周期が長い傾向が一致した(図 4.9.2)。伊那盆地の北側の観測点 NGN015 でも振幅が大きく、継続時間も長いが、伊那盆地の南側、NGN025 や AICH17 では、振幅が小さく、継続時間は短いことが確認できた。また、諏訪周辺については、北西－南東方向に重力ブーゲー異常のトレンドが見られるので（図 4.9.3)、重力ブーゲー異常データの低重力異常の部分を基盤深度の最深部と仮定し、基盤の最深部を規定するデータを作成した。図 4.9.4 に基盤深度の最深部を規定するデータの作成例を示す。図 4.9.5 に修正前後のモデルの一次固有周期を示す。

- 雲仙周辺

K-NET 観測点に加え、気象庁観測点を加えて検討を行った（図 4.10.1)。島原半島の北部 9CE では周期 3 秒程度に明瞭なピークが見られ、島原半島中央部の EEA でもやや振幅は小さいが 6 秒以上にピークが見られた。2005 年福岡県西方沖の地震の速度波形のエンベロープでは、9CE では継続時間が顕著に長い（図 4.10.2)。島原半島中央部の EEA では、振幅の大きな後続波成分はやや少ない。EEA では、観測 H/V スペクトルのピーク値が 3 倍を超えるため、長周期側のピークを読み取ることとし、島原半島中心部で深部地盤の一次固有周期が長くなるようにモデルを修正した。図 4.10.3 に修正前後の地盤モデルの一次固有周期を示す。

- 徳島平野

徳島平野について、南北方向に推定断面図を作成し、上記のデータに付け加えることにより、徳島平野付近の地盤モデルの修正を行った。推定断面は図 4.11.1 に示す矢印の位置で作成した。図 4.11.2 に徳島平野周辺における一次固有周期と観測 H/V スペクトルの卓越周期の比較を示す。

- 和歌山平野

図 4.12.1 に和歌山平野周辺において加えた地質補間データの断面位置を示す。断面は 0.1 度間隔で作成した。同図に示した反射法探査データの結果および図 4.12.2 に示した重力分布を参照して、破線で示した位置を平野の最深部と仮定して地質断面を推定した。図 4.12.3 には、和歌山、大阪における地盤モデルによる一次固有周期と観測 H/V スペクトルの卓越周期の比較を示す。和歌山平野に沿うように一次固有周期が長くなる領域が作成された。

- 松江・出雲平野

図 4.13.1 には松江平野・出雲平野において加えた地質補間データ（推定断面）の位置を示す。和歌山平野と同様に、地質断面を 0.1 度間隔で作成した。図 4.13.2 に示した重力分布を参照して、反射法探査データの最深部を通る破線で示した位置を平野の最深部と仮定した。図 4.13.3 に地盤モデルによる一次固有周期と観測 H/V スペクトルの卓越周期の比較を示す。松江平野・出

雲平野の中央部で一次固有周期が長くなる領域が作成された。

## 修正を行わなかった地域

- 八郎潟周辺

  図 4.14.1 に八郎潟周辺の重力ブーゲー異常データを示す。低重力異常の分布は八郎潟をはさんで南北に分布している。この様子とモデルの一次固有周期の分布の様子が良く対応する。エンベロープでも AKT007 は AKT005・AKT008 に比べやや振幅が小さい(図 4.14.2)。

- 埼玉県中央部

  図 4.15.1 に埼玉県周辺の重力ブーゲー異常データを示す。高重力異常の分布と地盤モデルの一次固有周期が短周期である領域の分布が良く対応している。図 4.15.2 に示したエンベロープの記録でも、SIT007 の振幅が小さいことが確認できる。

- 砺波平野周辺

  図 4.16.1 に示した重力データを示す。富山平野と砺波平野の境界部（射水丘陵）で高重力の領域があり、基盤が急激に浅くなっていることを示唆している。図 4.16.2 に示した 2007 年新潟県中越沖地震のエンベロープの記録では、邑知平野に位置する、ISK008 や ISK007 において継続時間が長い。ISKH08 はピークの長周期側を読み取ったが、エンベロープで確認すると、振幅が大きくないため、短周期側のピークを読み取ることとした。

室蘭周辺

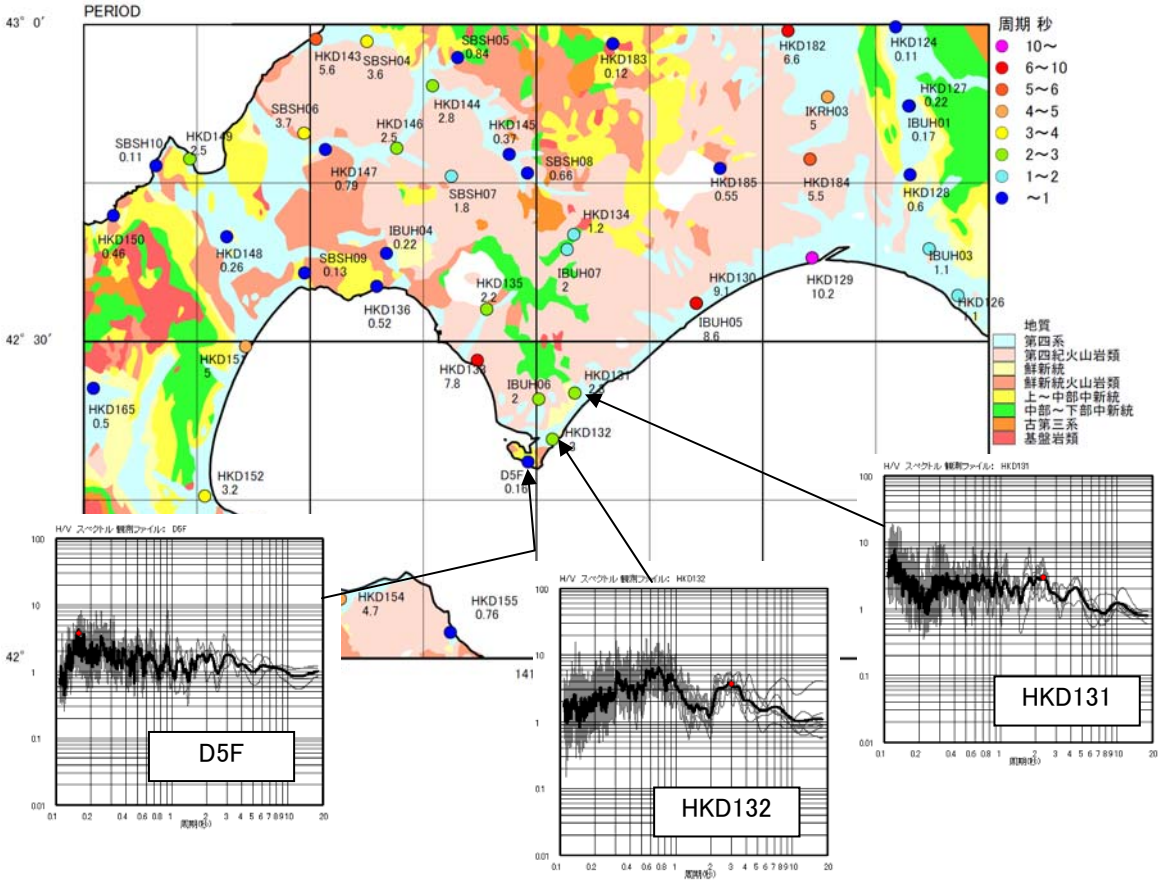



図 4.8.1　室蘭周辺の観測 H/V スペクトル

基盤には属さないが、半島の先端で中新統のやや古い地盤が露出している。

⇒半島の先端について、ピーク周期が 1 秒以下であるとして地盤モデルを修正した。

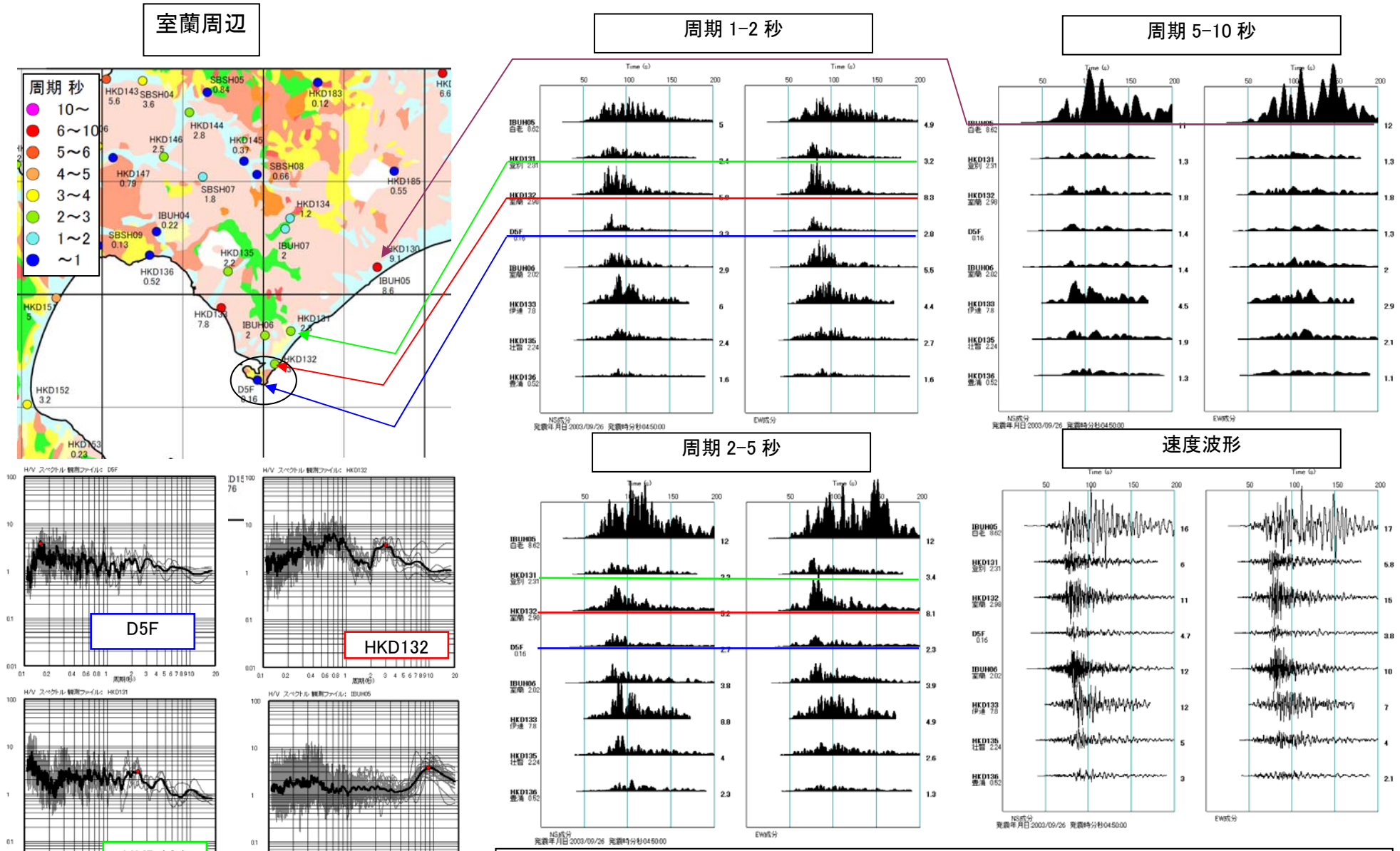
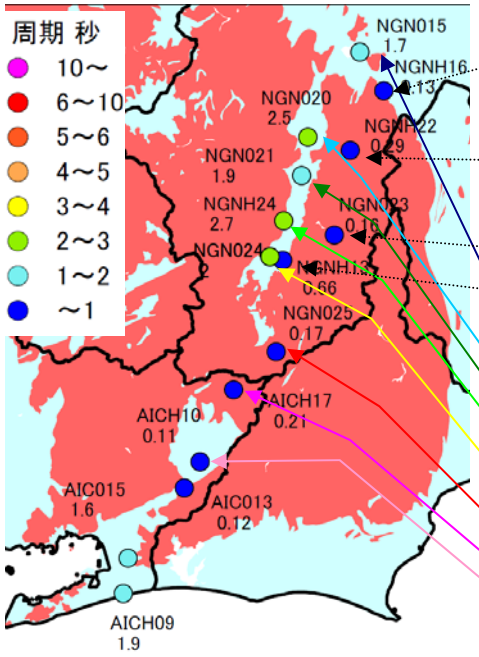



図 4.8.2　室蘭周辺の速度波形のエンベロープ（2003 年十勝沖地震）

- D5F は、近隣の HKD132、HKD131 に比べ振幅が小さく、継続時間も短い。
- 観測 H/V スペクトルのピークが長い IBUH05 では、周期 5-10 秒のエンベロープの継続時間が長い。

伊那盆地周辺




伊那盆地の観測点

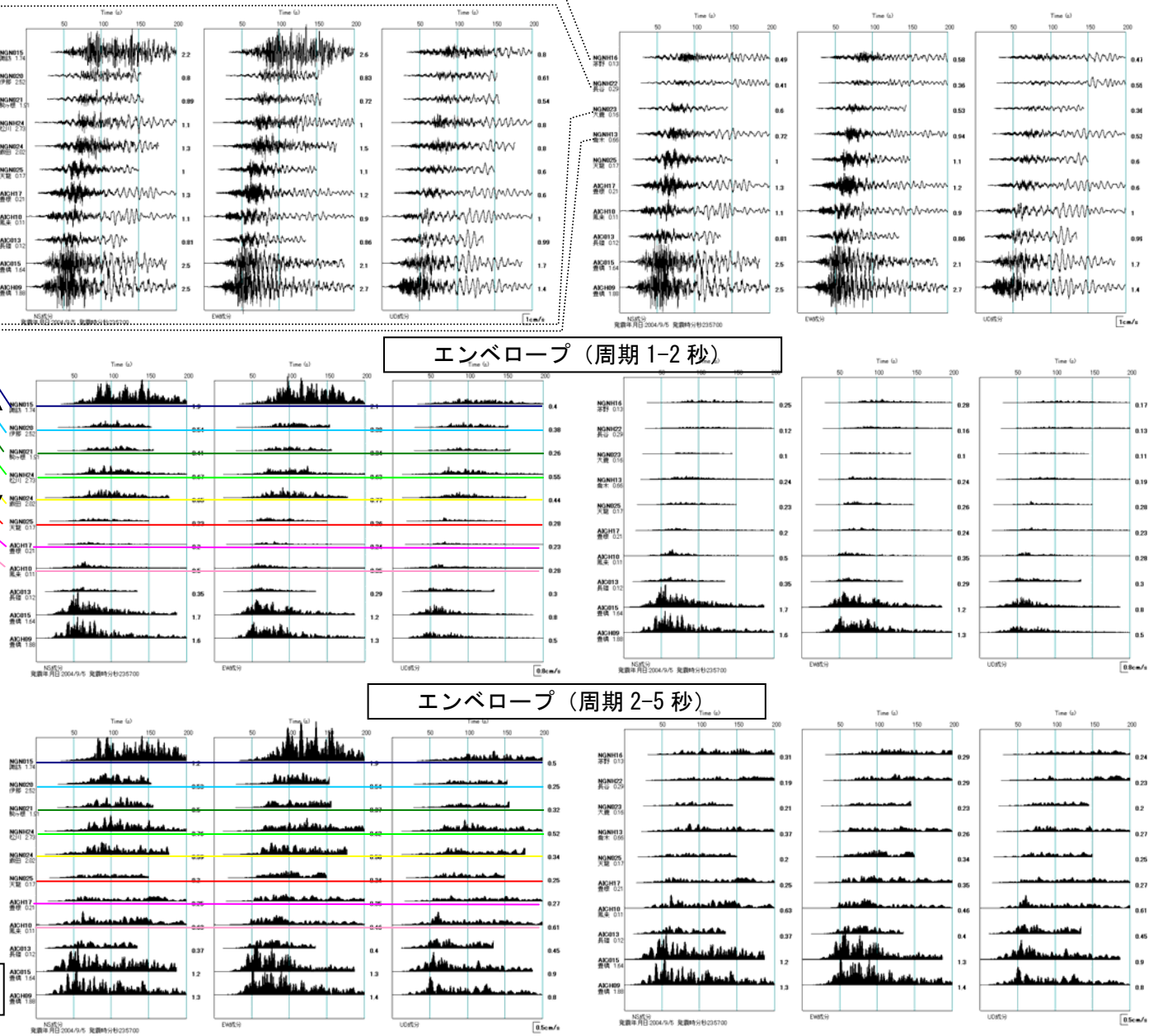
速度波形

伊那盆地の外側の観測点

諏訪盆地

エンベロープ（周期 1-2 秒）

エンベロープ（周期 2-5 秒）



- 伊那盆地において、速度波形のエンベロープの継続時間が長く、振幅も大きい。これは、観測 H/V スペクトルのピーク周期が長い観測点と一致する。
- 伊那盆地の北側の観測点 NGN015 でも振幅が大きく、継続時間も長い。
- 伊那盆地の南側、NGN025 や AICH17 では、振幅が小さく、継続時間は短い

図 4.9.1 伊那盆地周辺の速度波形記録

伊那盆地周辺

伊那盆地の観測点

伊那盆地の外側の観測点

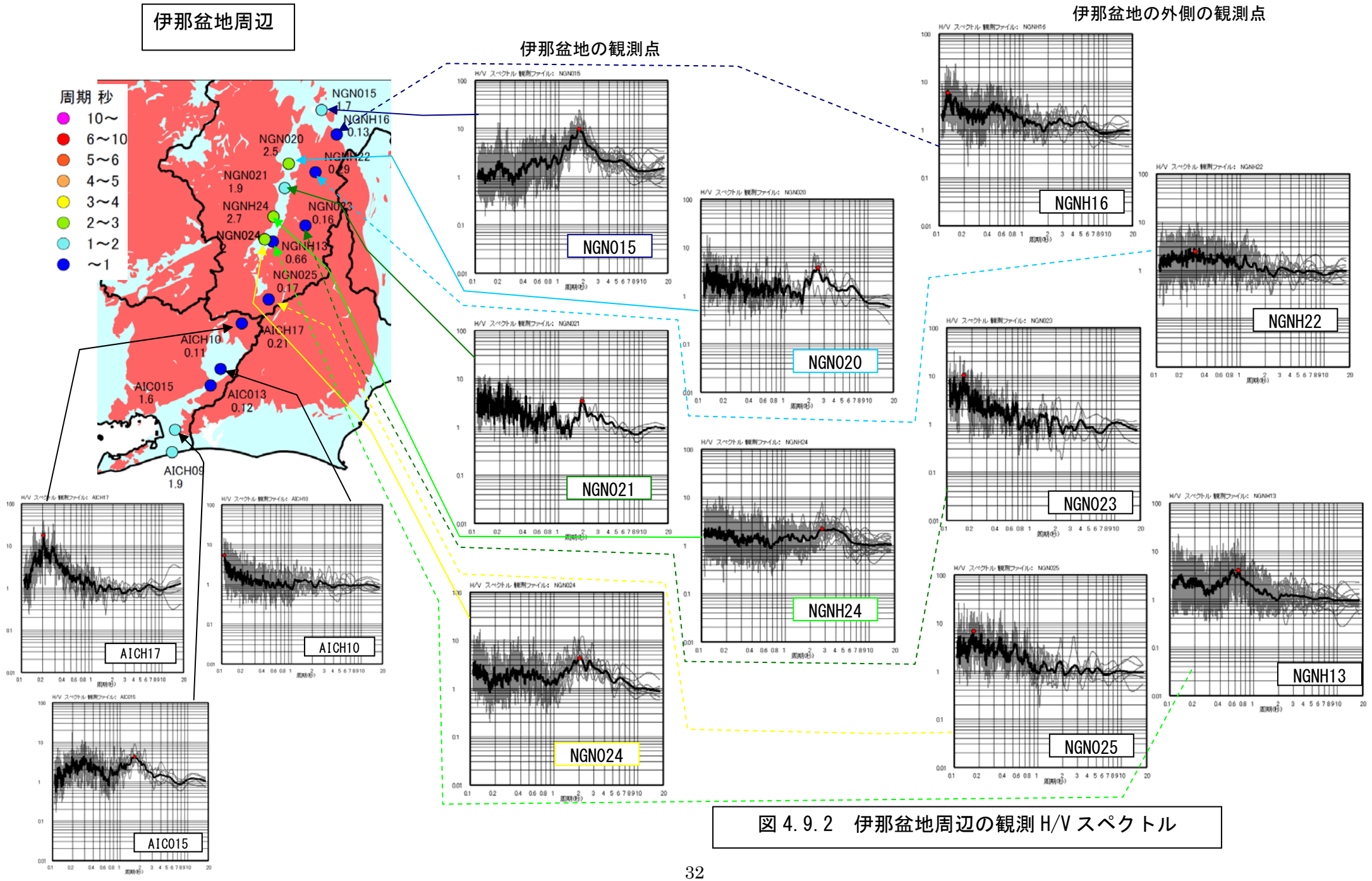



図 4.9.2　伊那盆地周辺の観測 H/V スペクトル

伊那盆地周辺

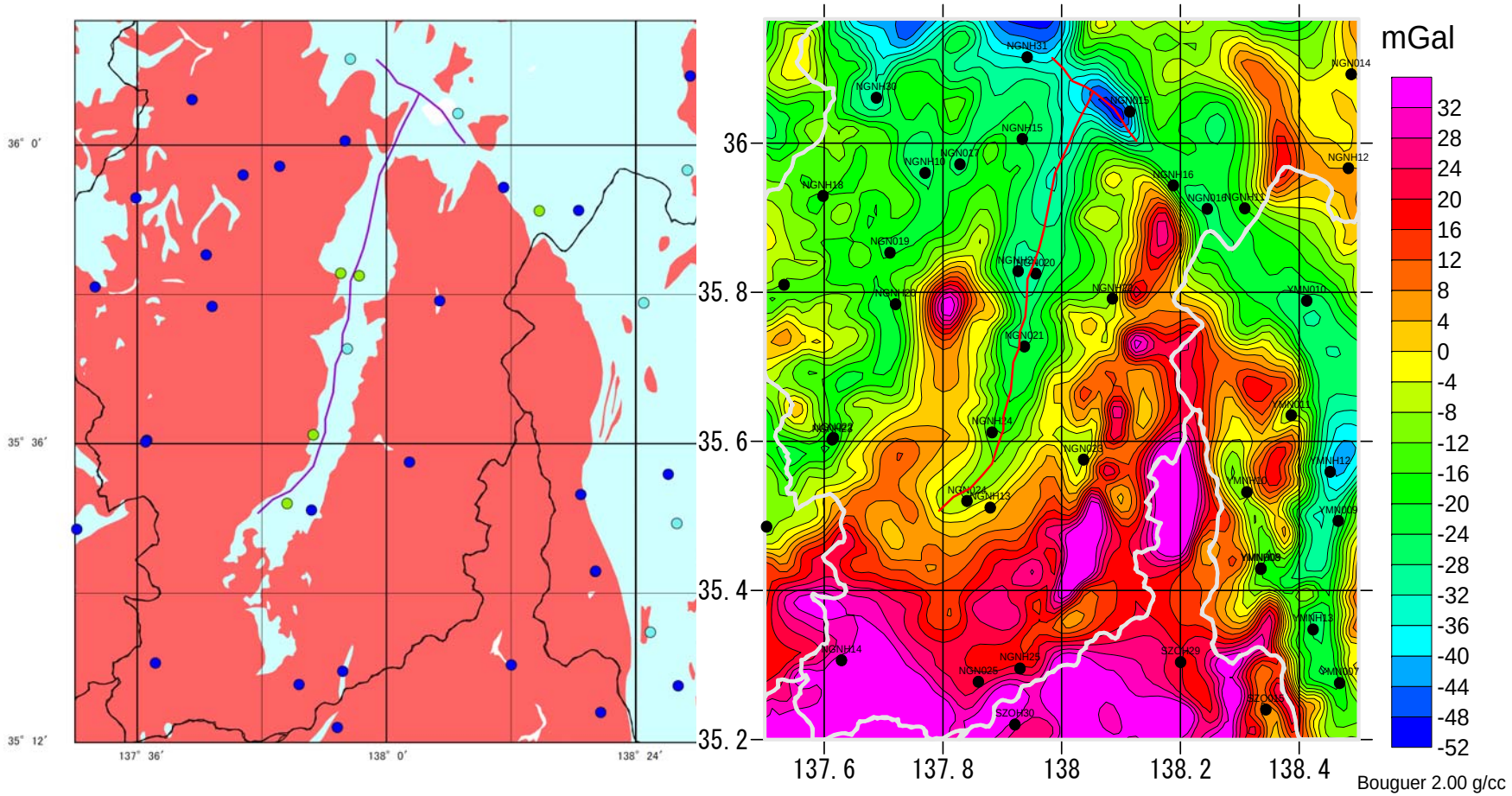



図 4.9.3　伊那盆地周辺の観測 H/V スペクトルピーク周期（左図）と重力ブーゲー異常データ（仮定密度 2.00g/cm$^3$）（右図）

伊那盆地周辺

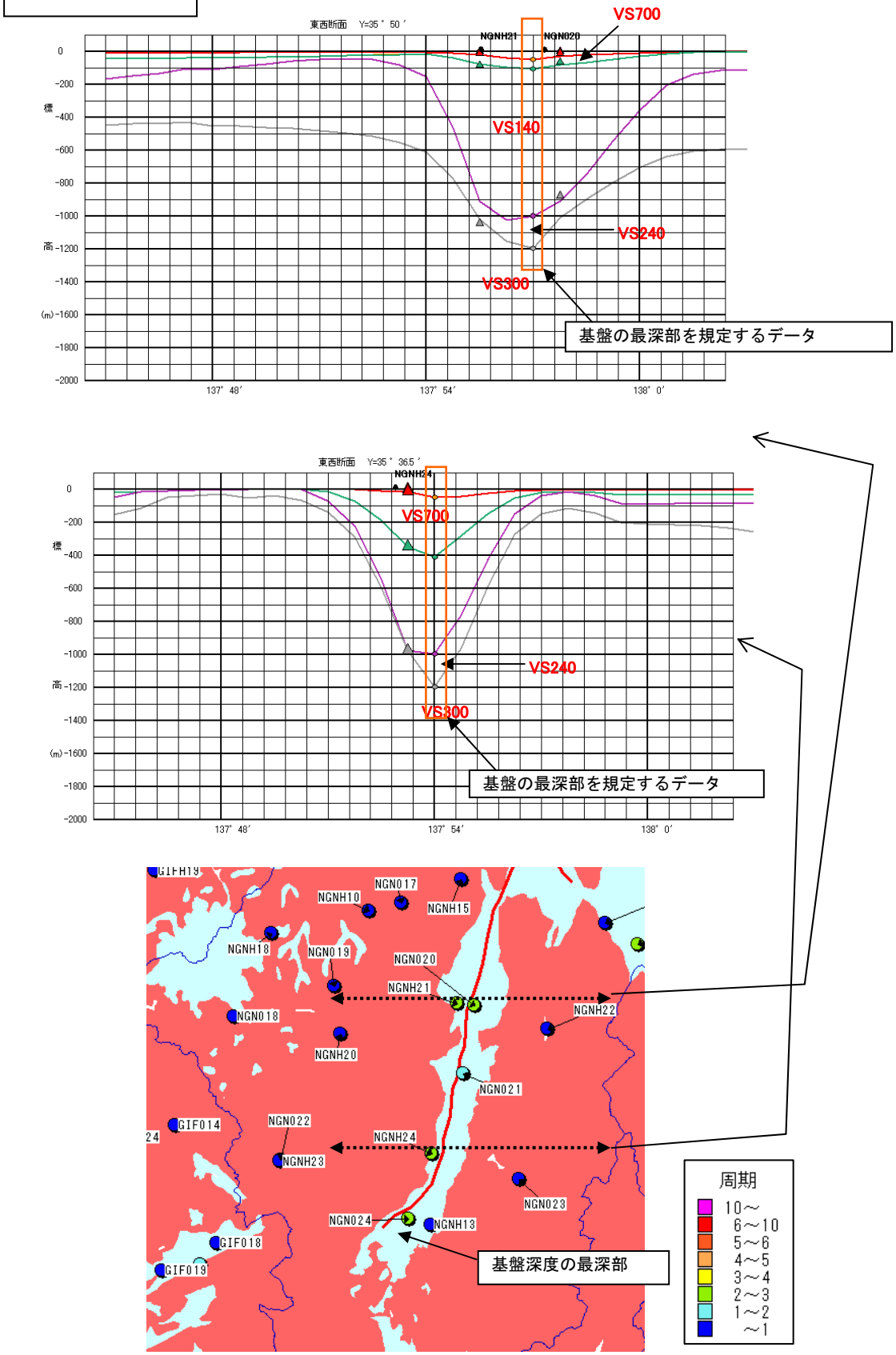
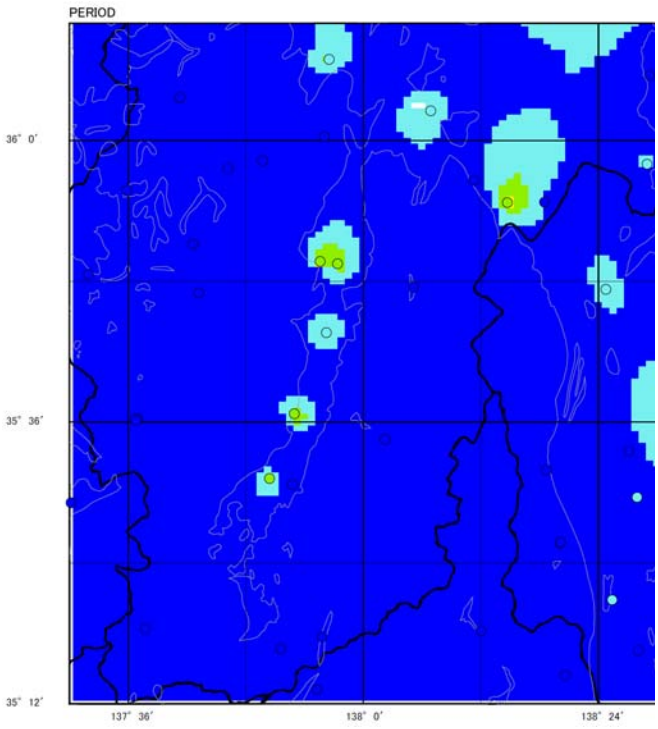



図 4.9.4　基盤深度の最深部を規定するデータの作成

伊那盆地周辺

修正前




修正後

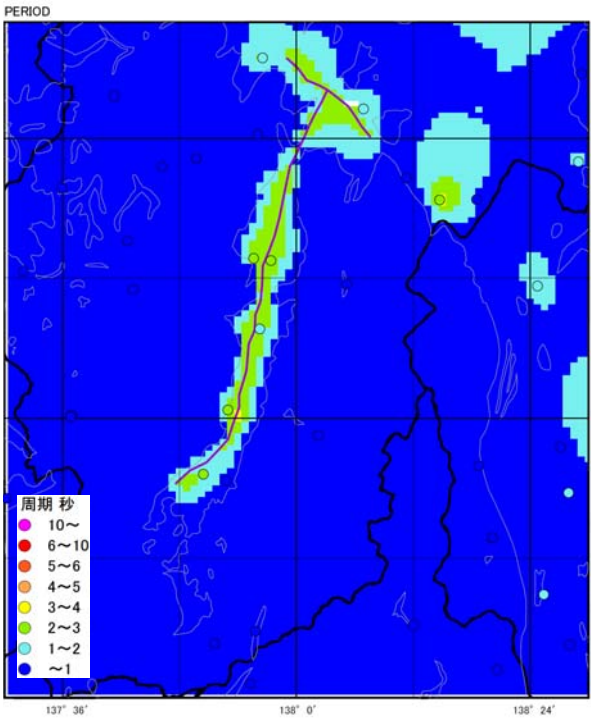
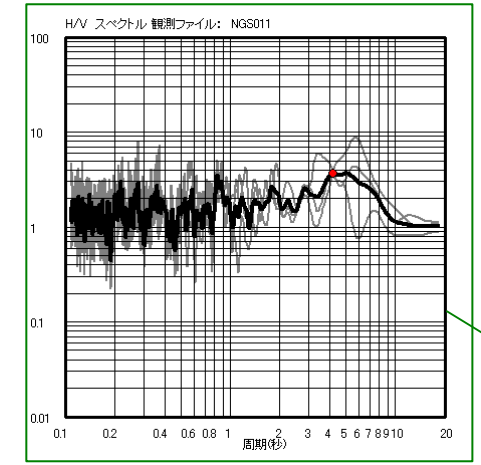
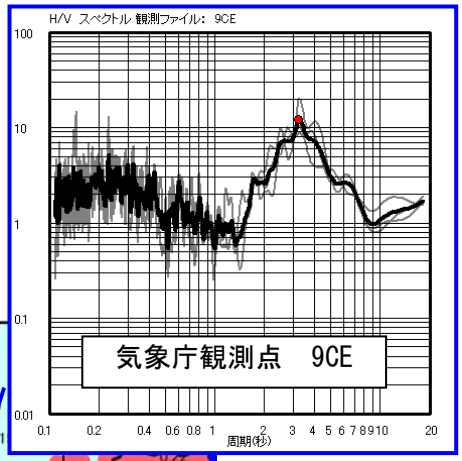
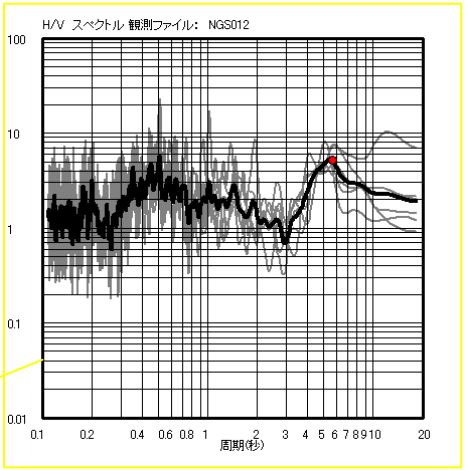


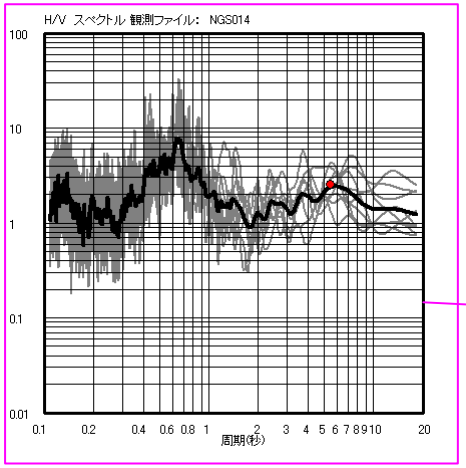

図 4.9.5　修正前の一次固有周期と修正後の一次固有周期
重力分布、表層地質に対応するように地盤モデルを修正した。

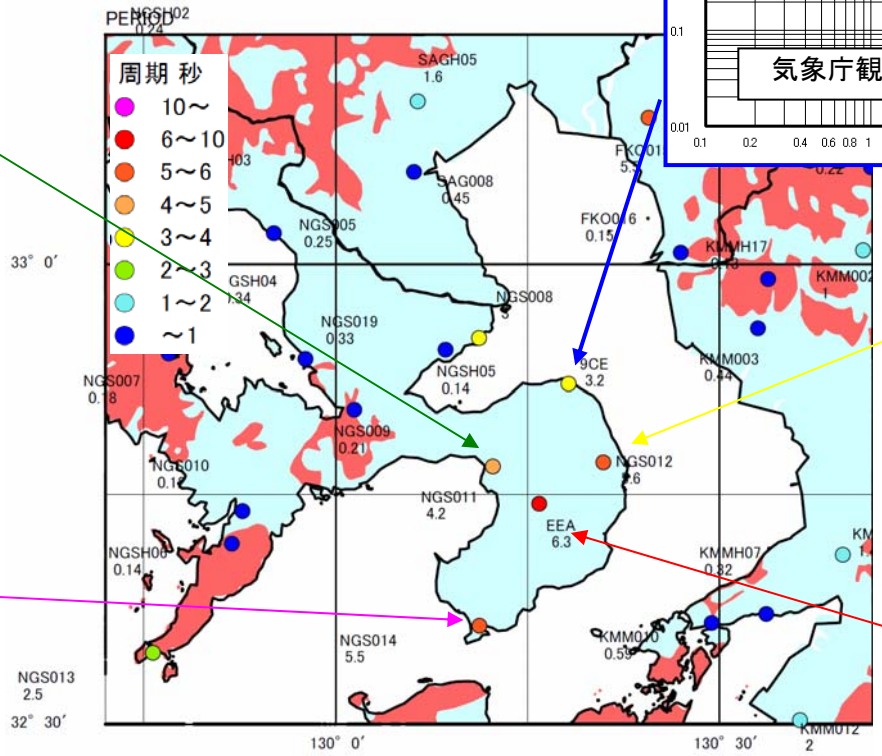
雲仙周辺



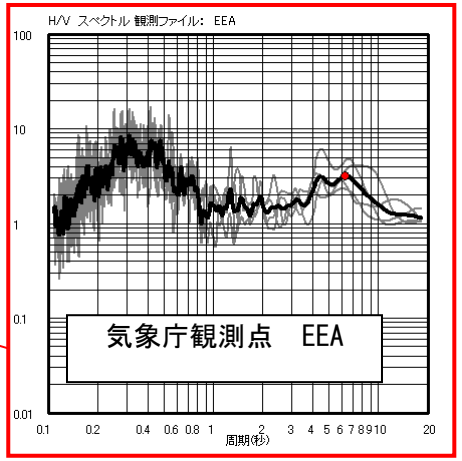
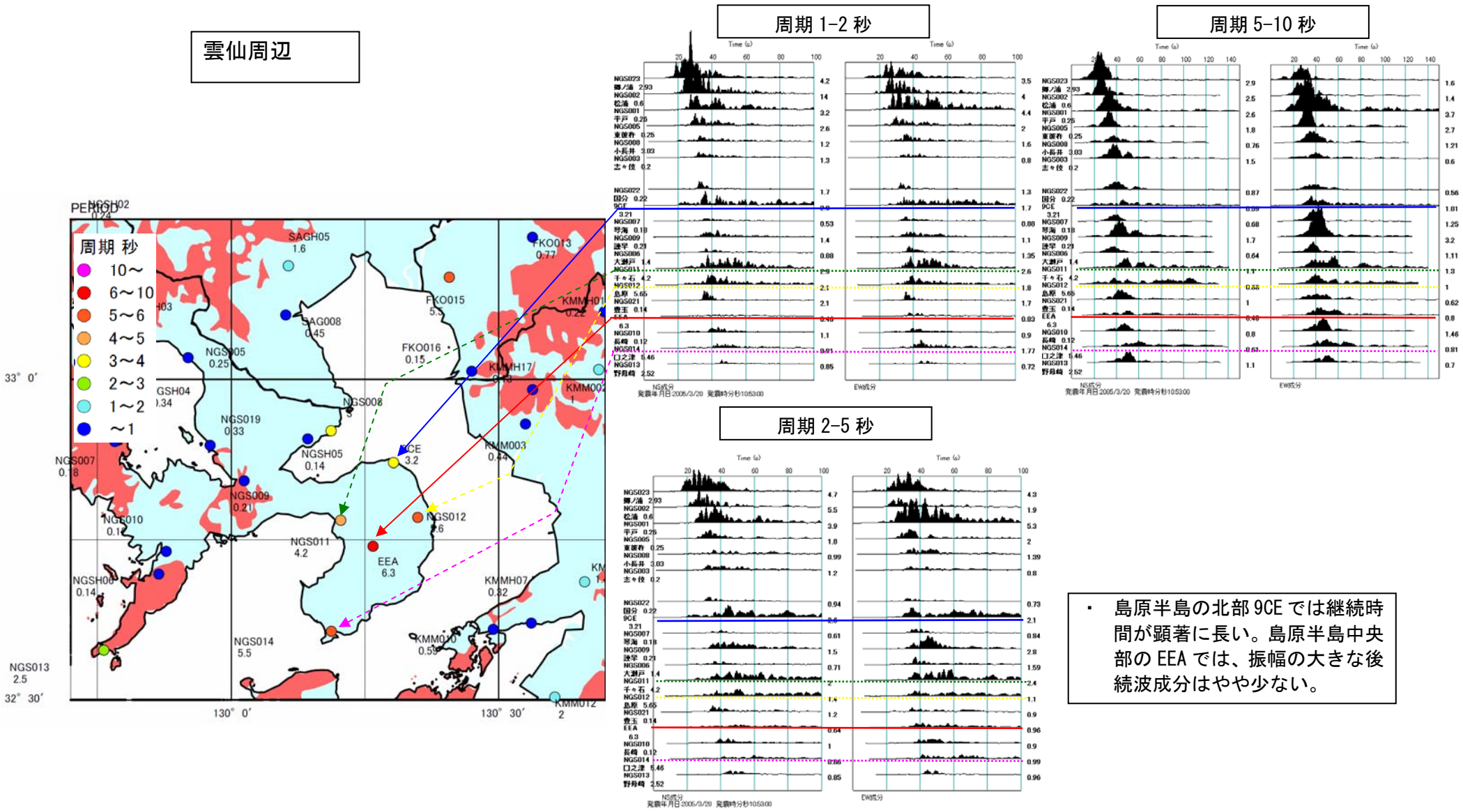




図 4.10.1　雲仙周辺の地震動の H/V スペクトル

島原半島の北部 9CE では周期 3 秒程度に明瞭なピークが見られる。島原半島中央部の EEA でもやや振幅は小さいが 6 秒以上にピークが見られる。




- 島原半島の北部 9CE では継続時間が顕著に長い。島原半島中央部の EEA では、振幅の大きな後続波成分はやや少ない。

図 4.10.2　2005 年福岡県西方沖の地震の速度波形のエンベロープ

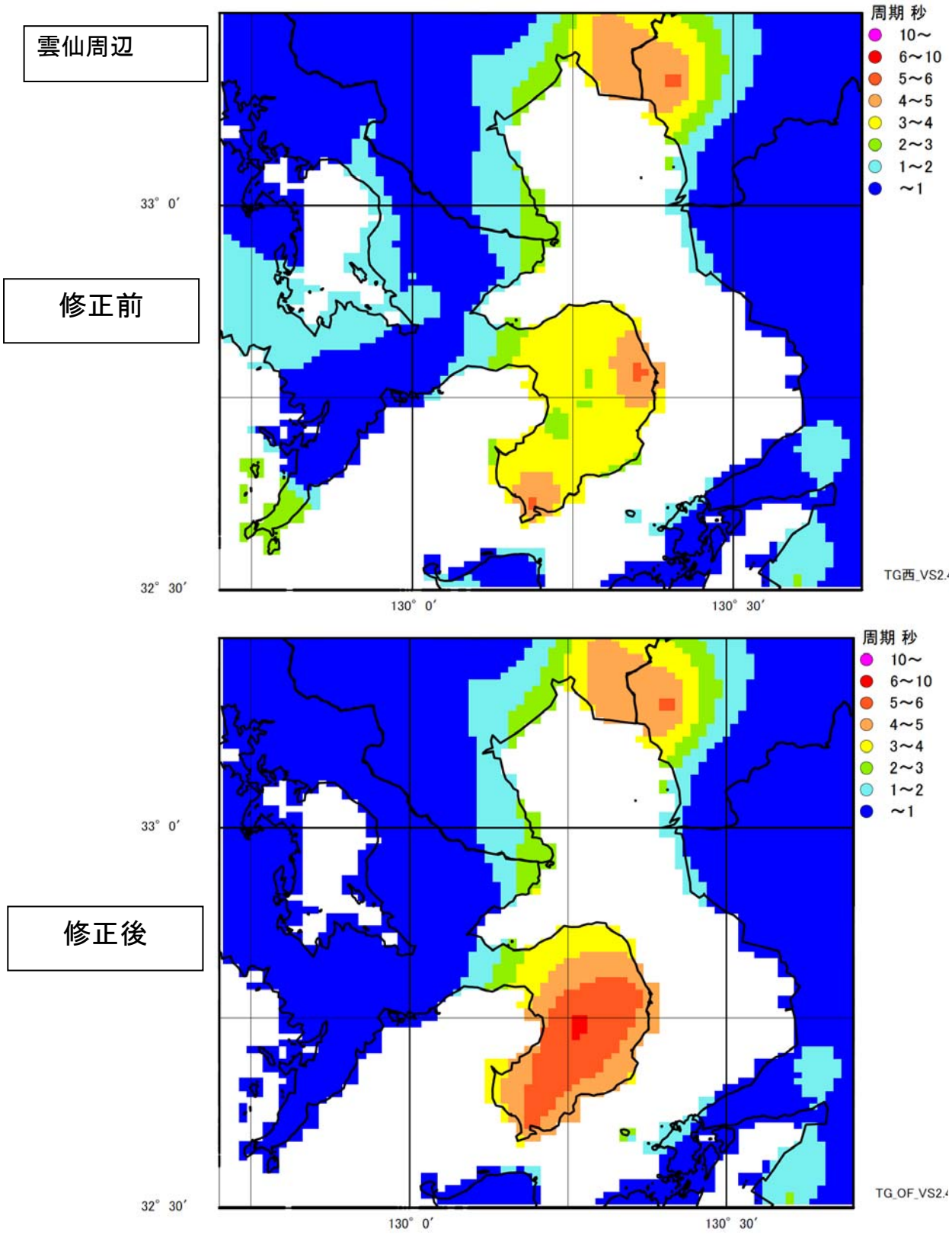



図 4.10.3　修正前の一次固有周期と修正後の一次固有周期

島原半島の中央部の地震観測点での H/V スペクトルデータに基づき、
地盤モデルを修正した。

徳島平野

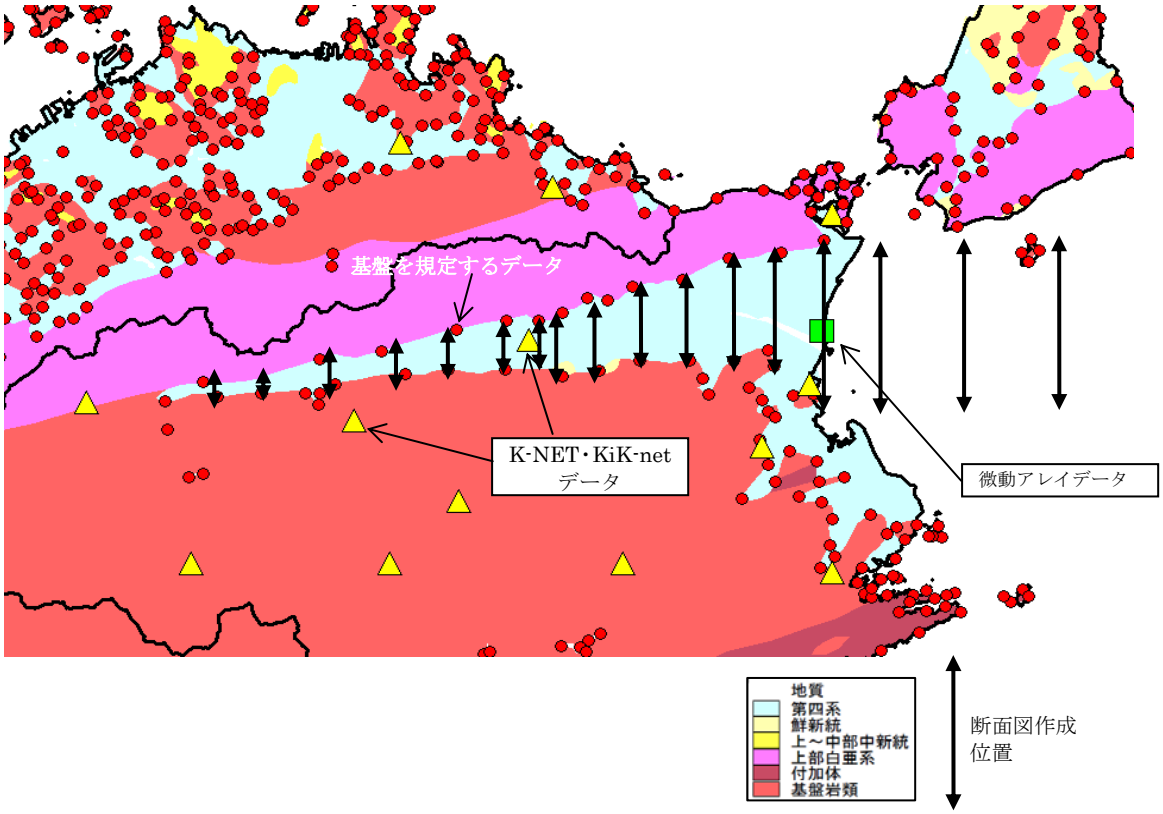
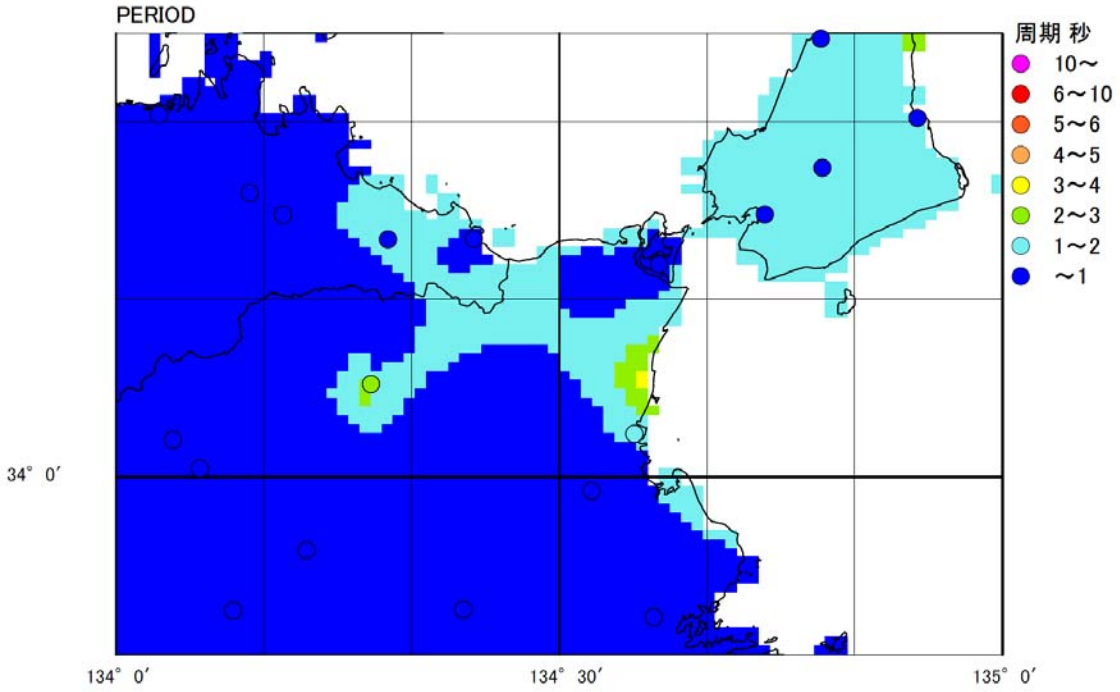
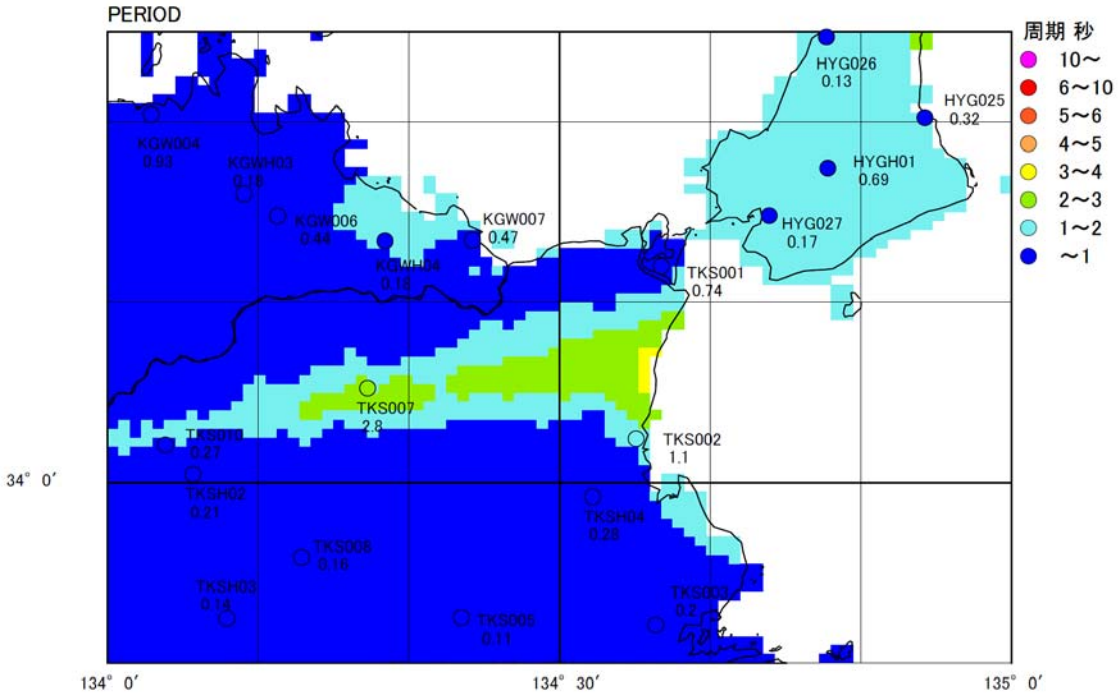



図 4.11.1　徳島平野における地質補間データ（推定断面）の位置

徳島平野




補間データなし




補間データあり

図 4.11.2　徳島平野周辺における一次固有周期と観測 H/V スペクトルの卓越周期の比較

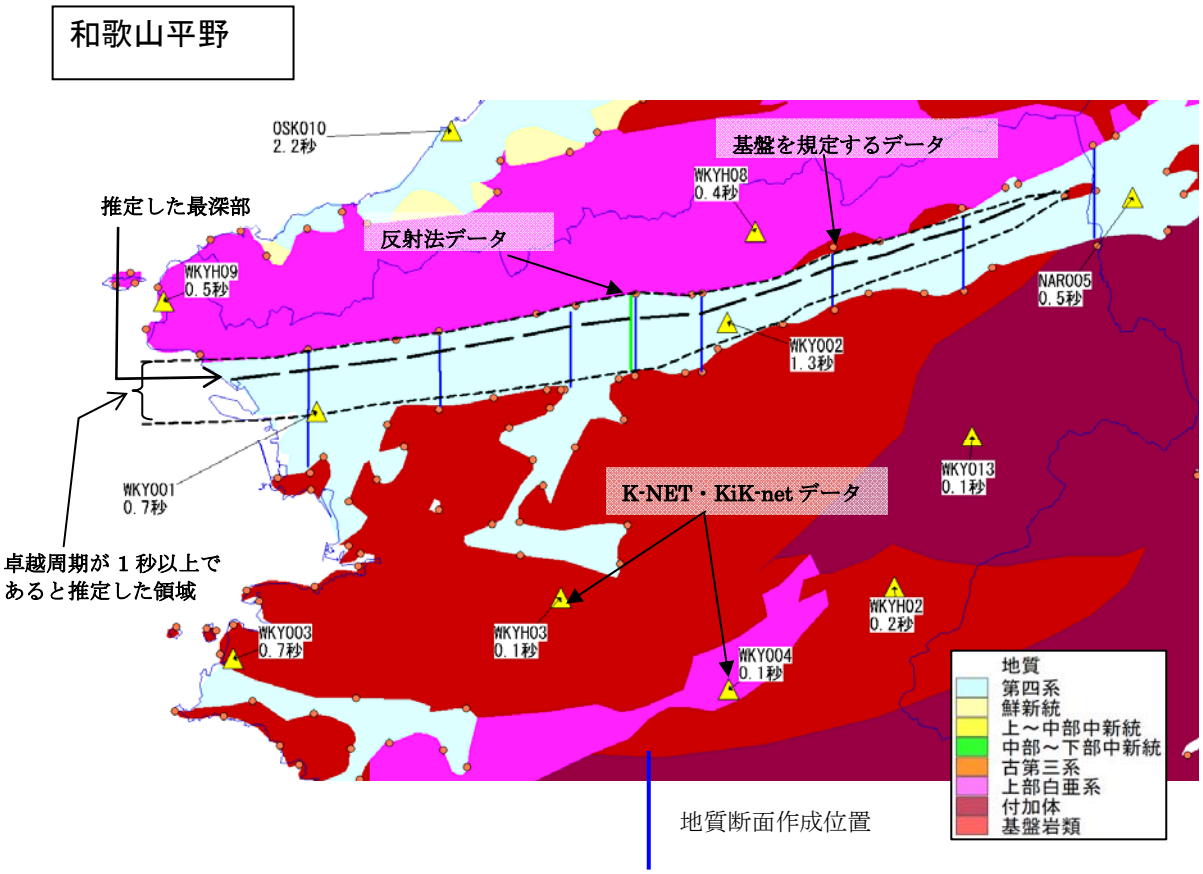



図 4.12.1　和歌山平野において加えた地質補間データ（推定断面）の位置

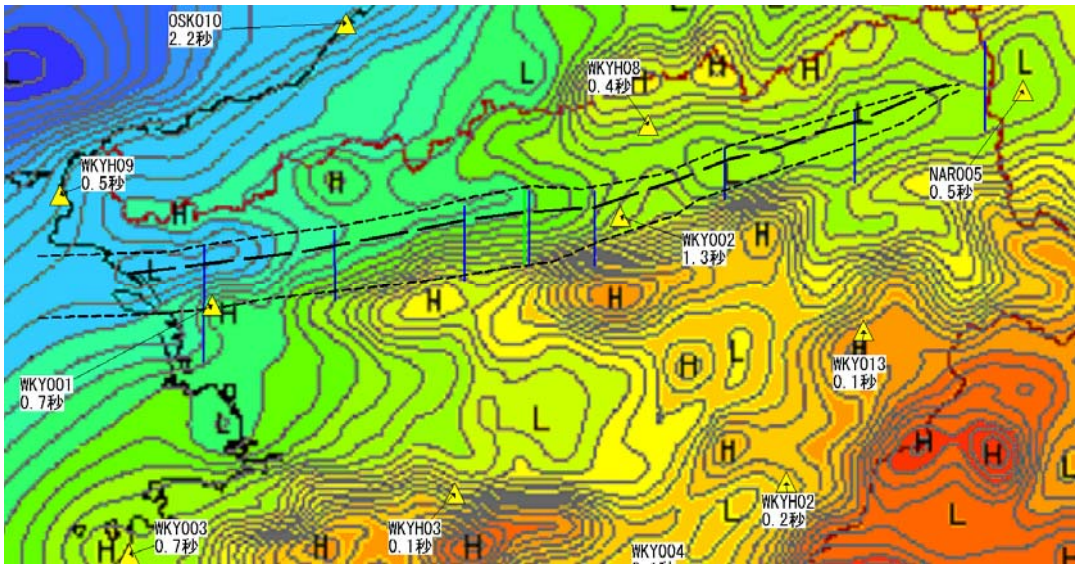
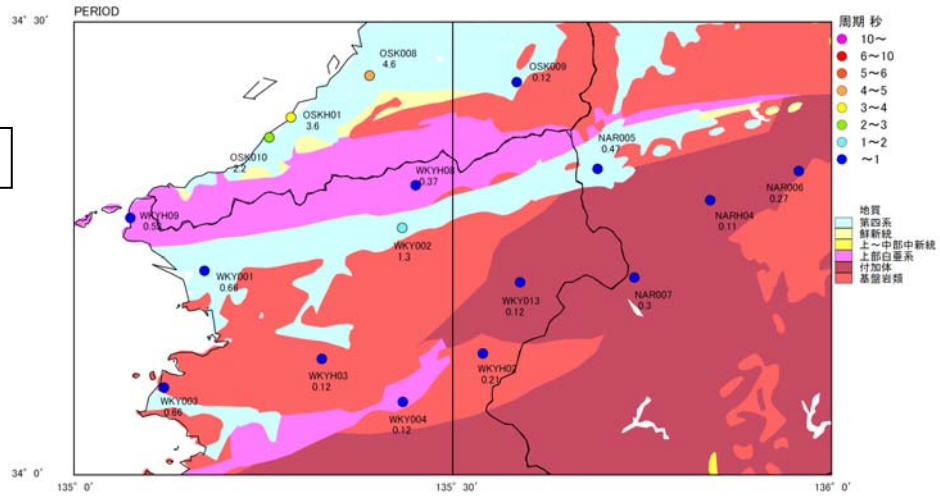


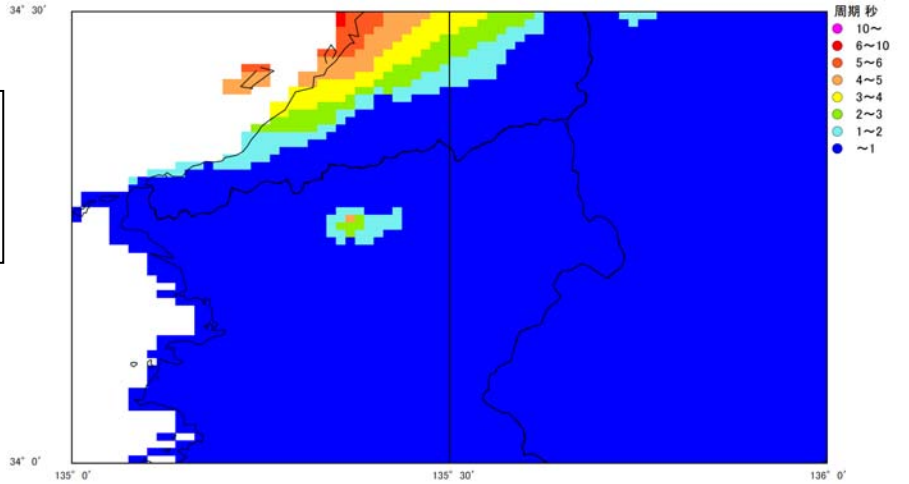

図 4.12.2　和歌山平野において加えた地質補間データ（推定断面）の位置と重力ブーゲー異常データ（地質調査所重力 CD-ROM より引用、仮定密度 2.0g/cm$^3$）

和歌山平野

表層地質図と観測点位置図




地質補間データによる修正前の地盤モデルによる一次固有周期




地質補間データによる修正後の地盤モデルによる一次固有周期

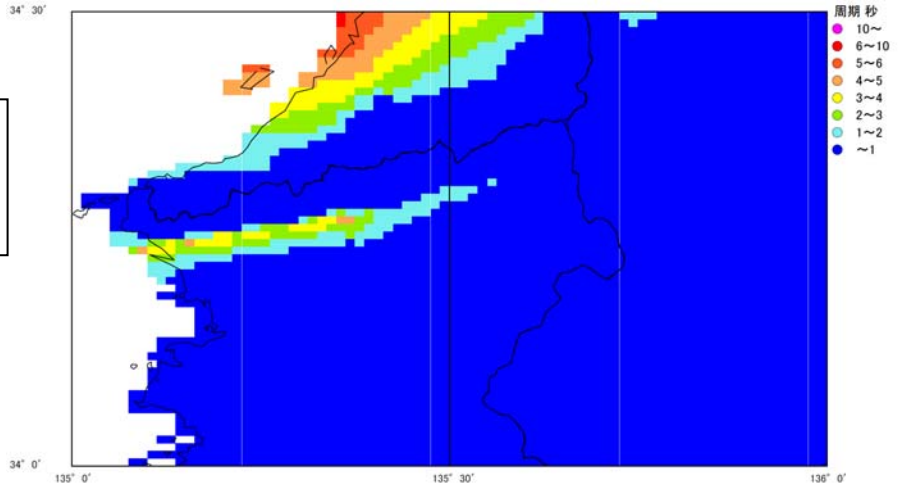



図 4.12.3　観測 H/V スペクトルの卓越周期と地盤モデルによる一次固有周期の比較

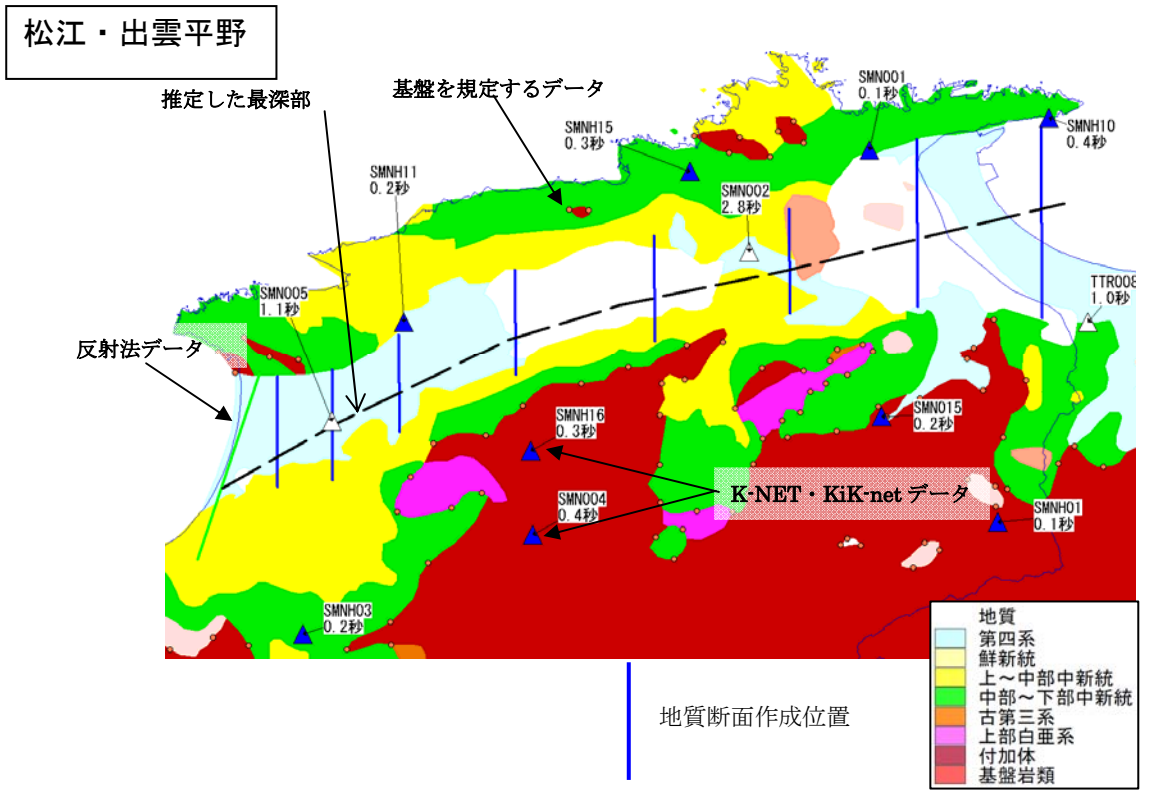



図 4.13.1　松江平野・出雲平野において加えた地質補間データ（推定断面）の位置

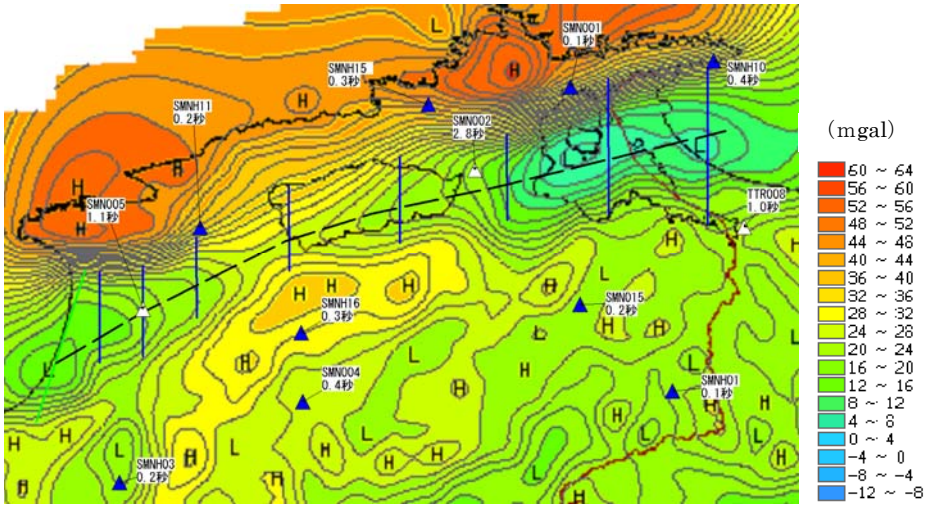
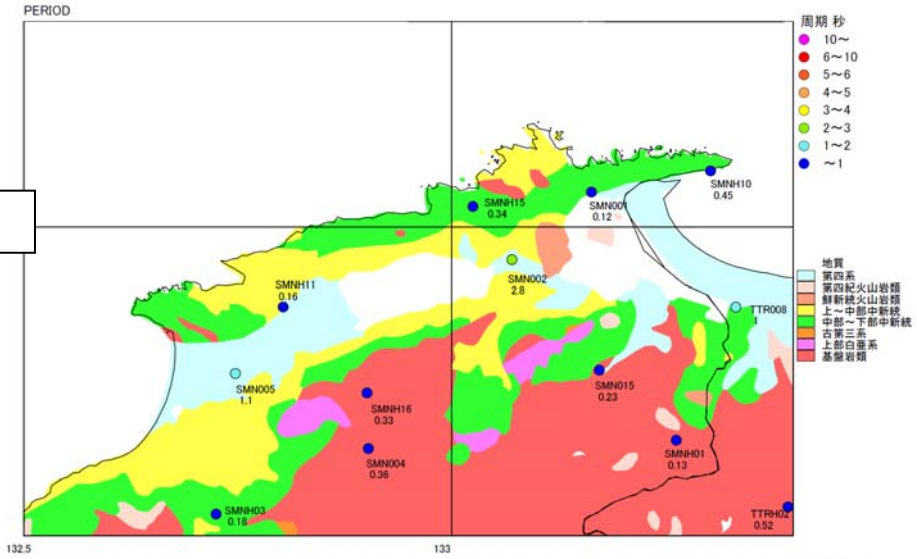


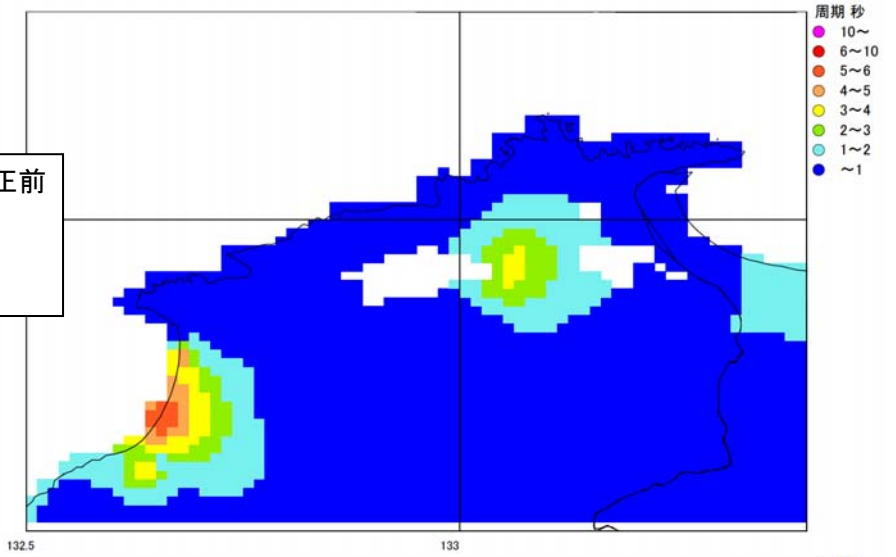

図 4.13.2　松江平野・出雲平野において加えた地質補間データ（推定断面）の位置と重力ブーゲー異常データ（地質調査所重力 CD-ROM より引用、仮定密度 2.0g/cm$^3$）

松江・出雲平野

地質図と観測点位置図




地質補間データによる修正前の地盤モデルによる一次固有周期




地質補間データによる修正後の地盤モデルによる一次固有周期

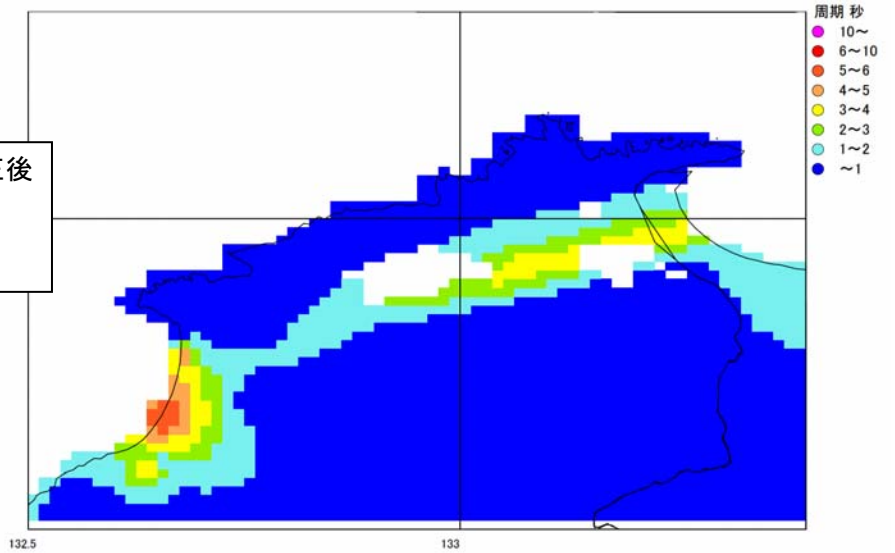



図 4.13.3　観測 H/V スペクトルの卓越周期と地盤モデルによる一次固有周期の比較

八郎潟周辺

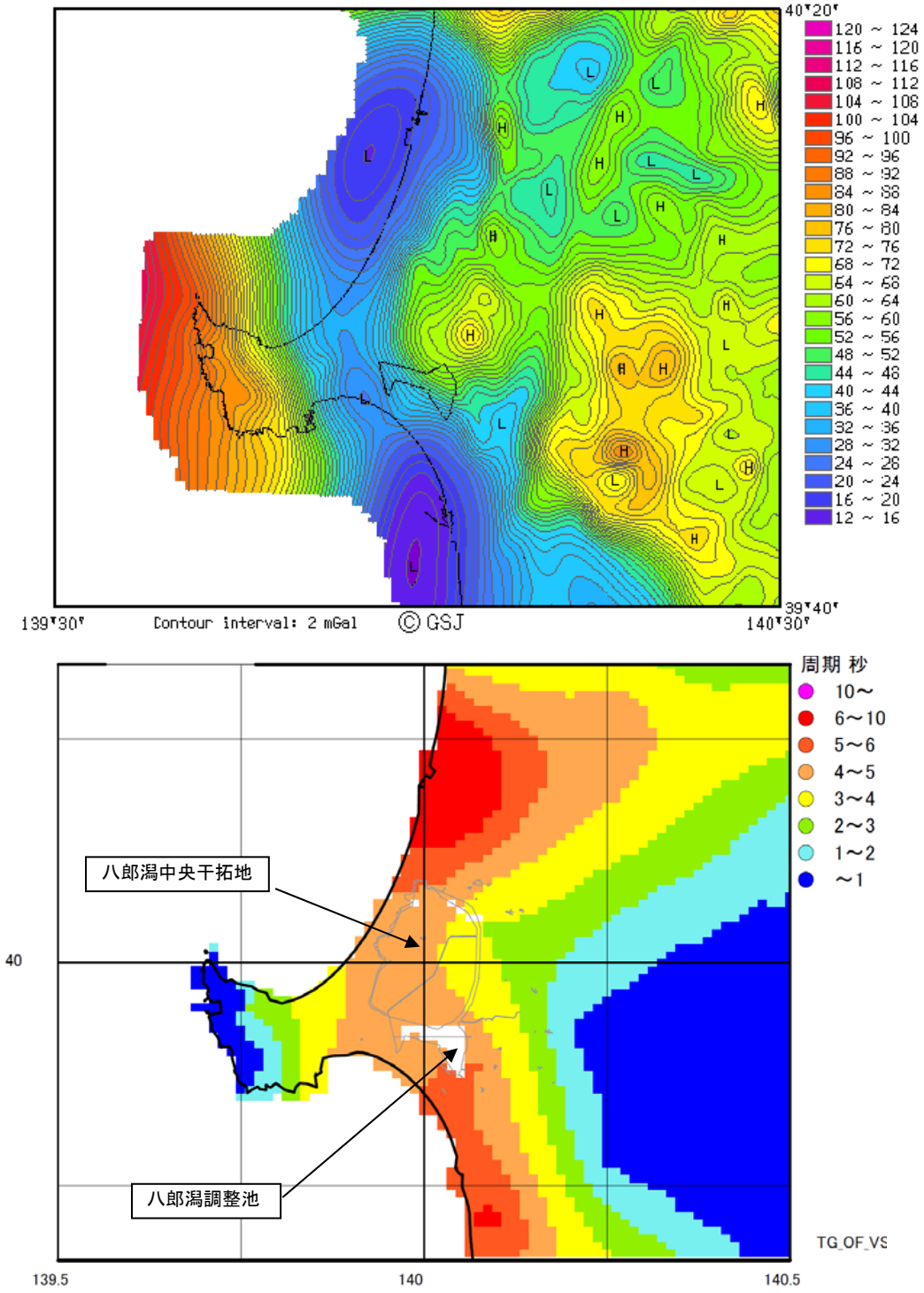



図 4.14.1　八郎潟周辺の重力ブーゲー異常データと地盤モデルの一次固有周期

低重力異常は、八郎潟をはさんで南北に分布する。
地盤モデルと対応していることを確認した。

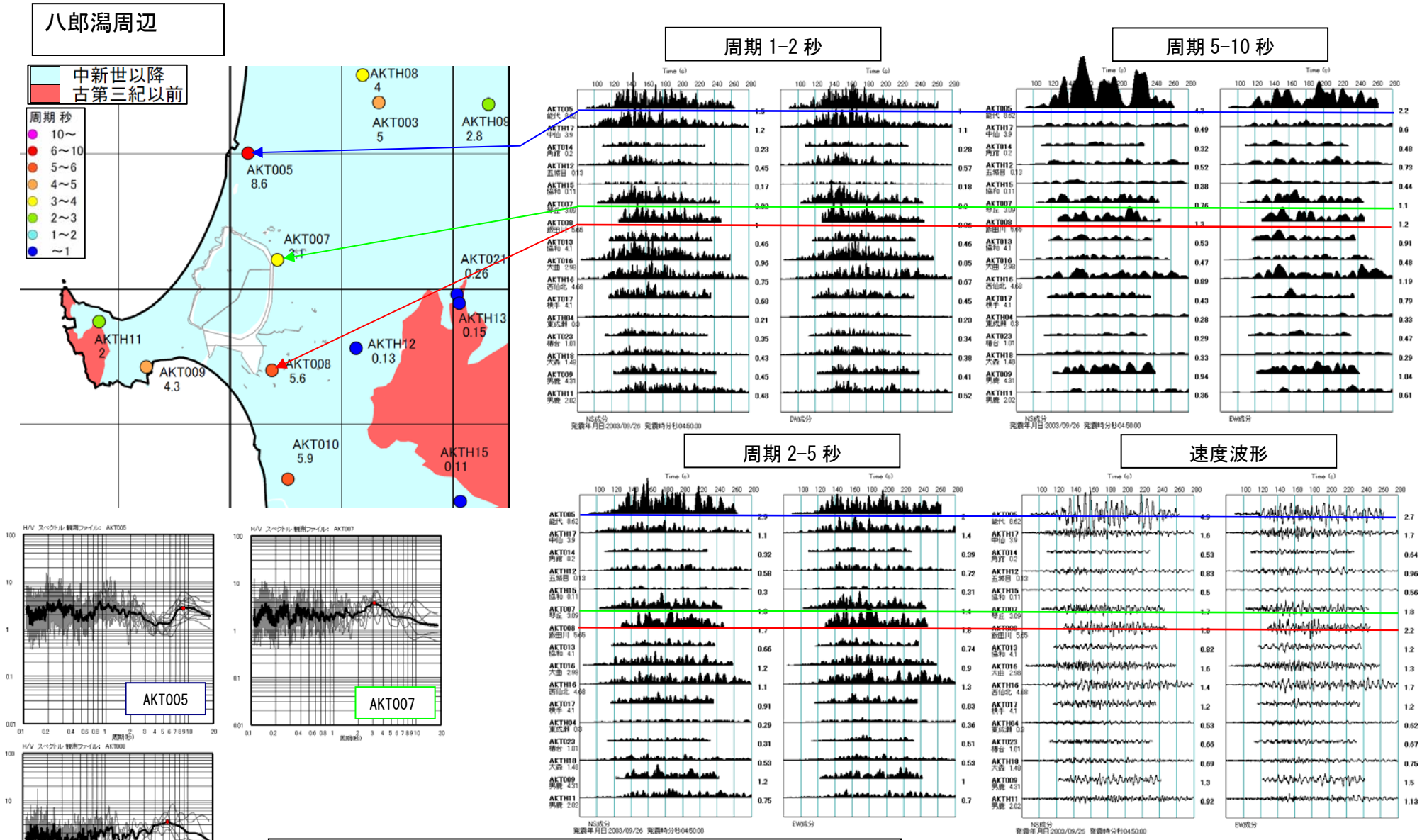



図 4.14.2　2003 年十勝沖地震　速度波形のエンベロープ

・　八郎潟周辺では観測 H/V スペクトルのピーク周期は長く、エンベロープの継続時間も長い。八郎潟近隣の AKT007 では、AKT005・AKT008 に比べ観測 H/V スペクトルのピーク周期が短い。

埼玉県中央部

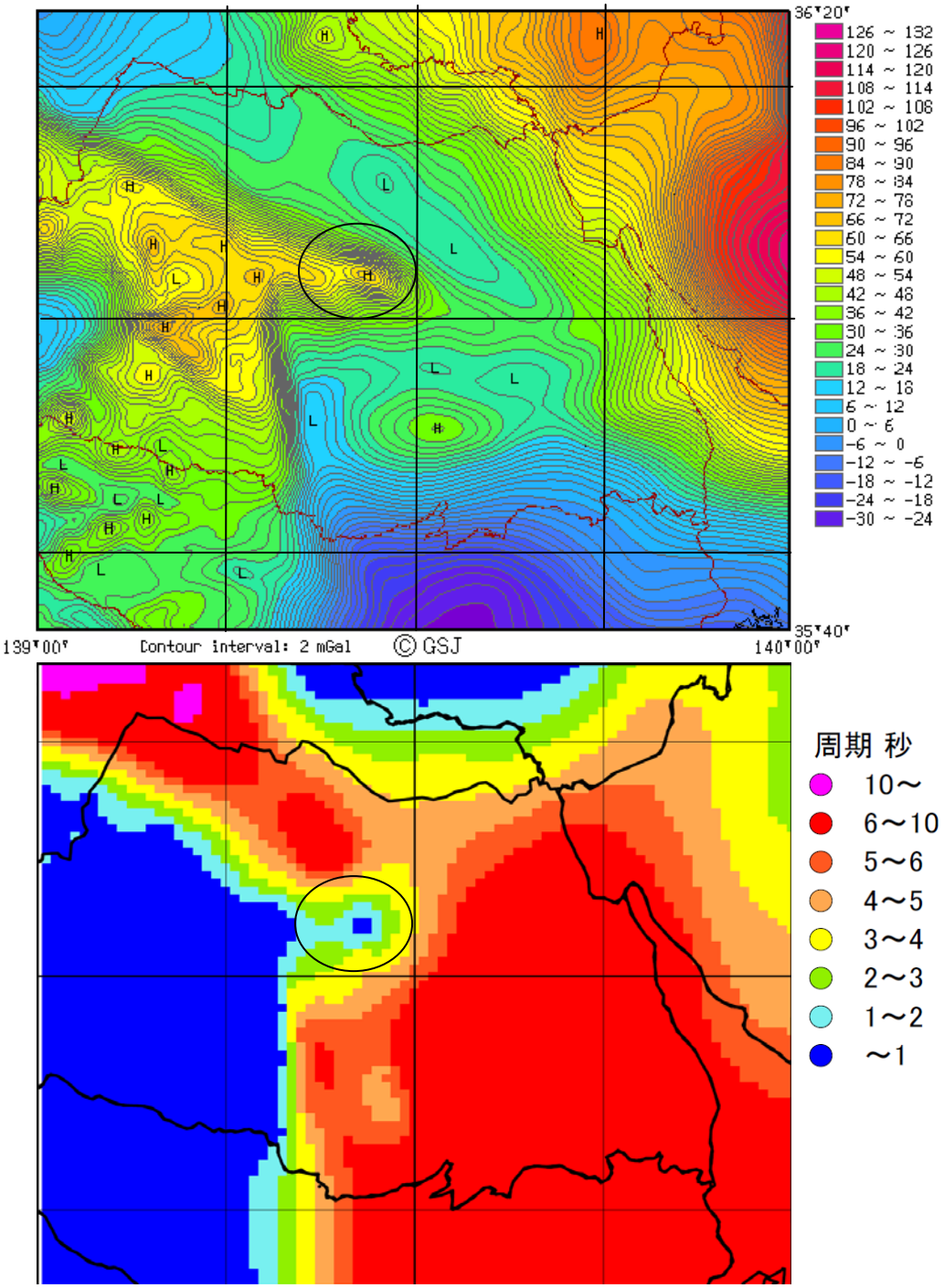



図 4.15.1　埼玉県周辺の重力ブーゲー異常データと地盤モデルの一次固有周期
埼玉県中央部の高重力異常（点線）と対応している

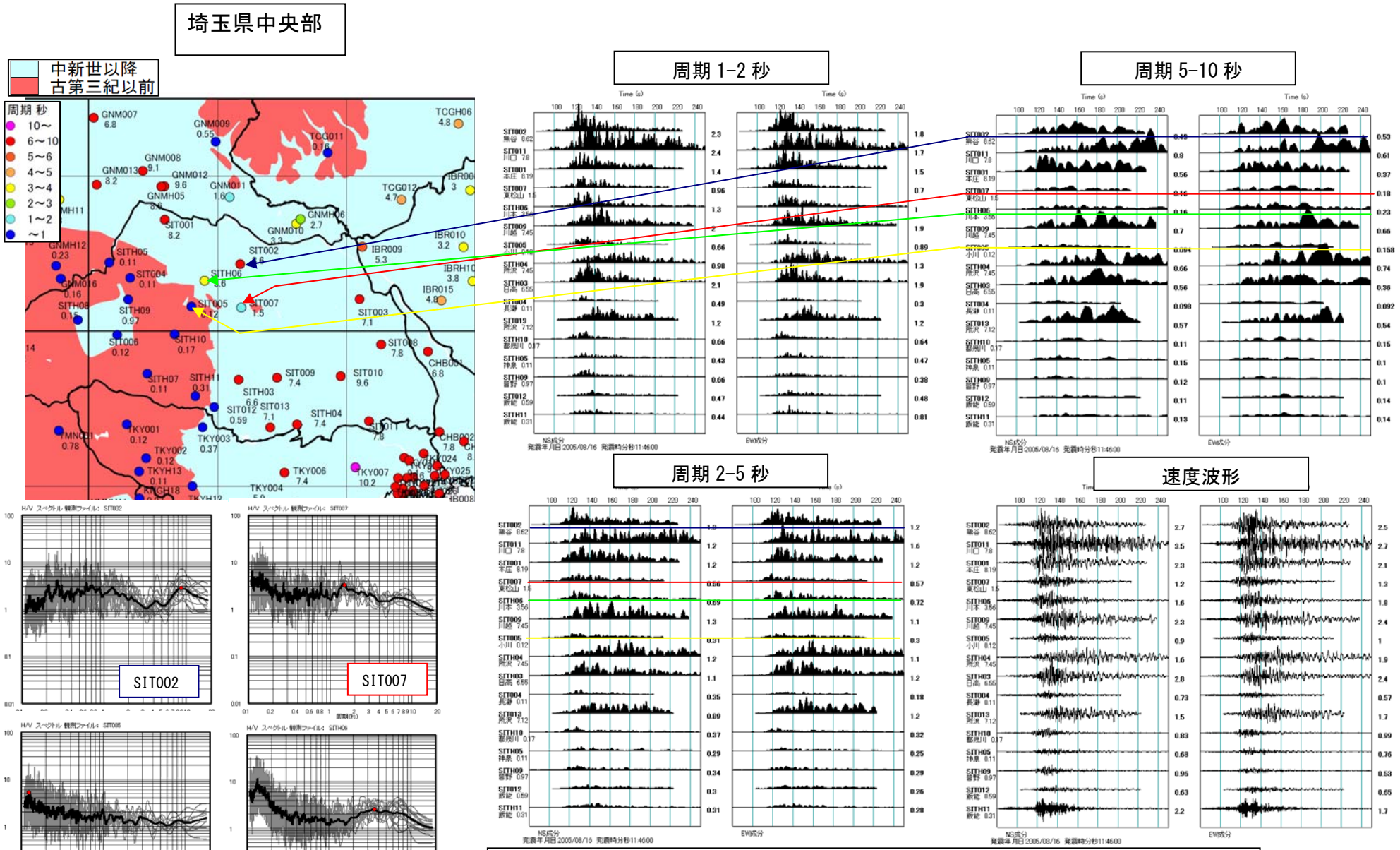



図 4.15.2　2005/08/16　11:46 宮城県沖の地震　速度波形のエンベロープ

・ 基盤岩が露出している地殻の SIT007 では、観測 H/V スペクトルのピーク周期が短く、エンベロープの継続時間も短い。

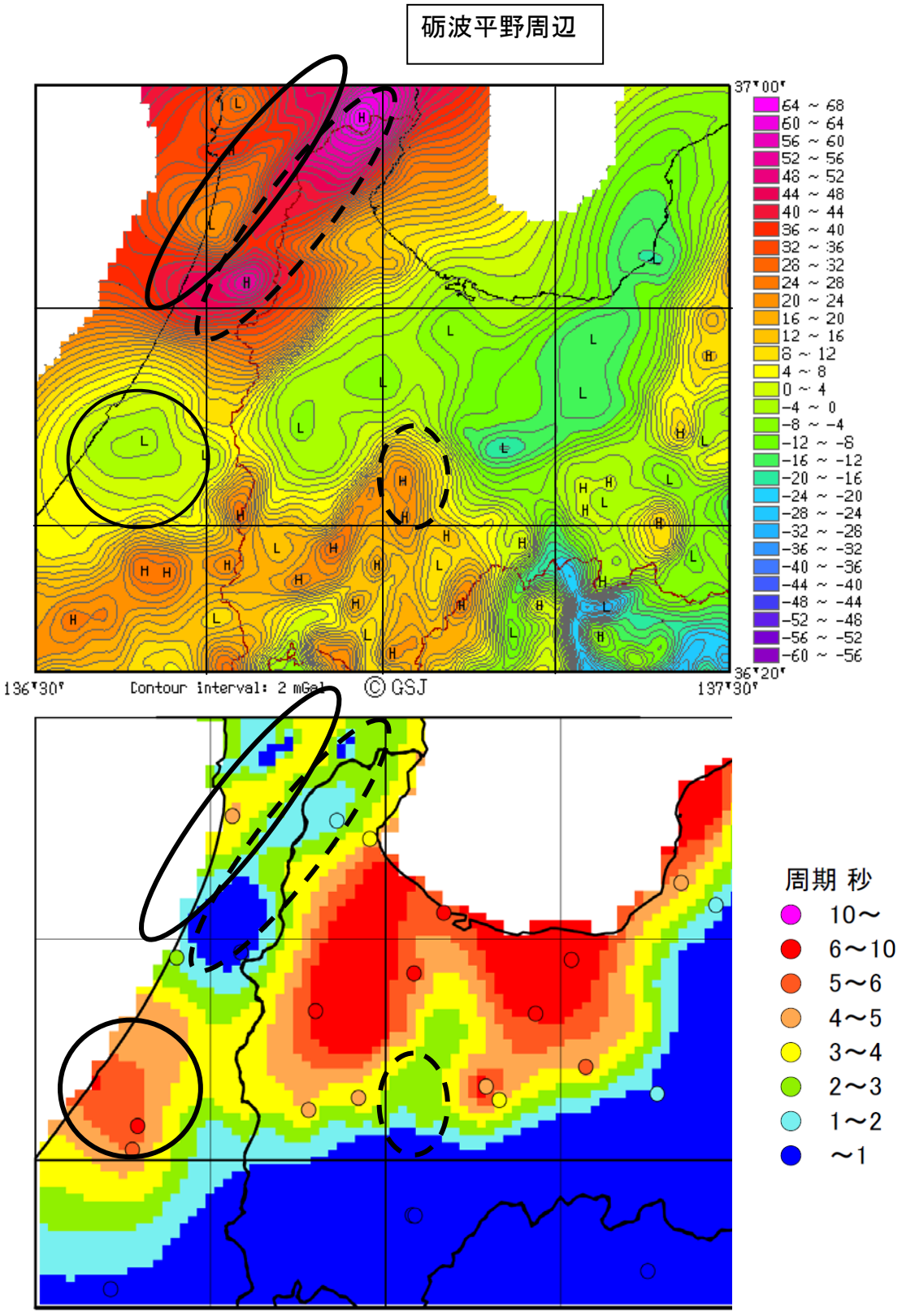



図 4.16.1　砺波平野周辺の重力ブーゲー異常データと地盤モデルの一次固有周期

砺波平野南部（射水丘陵）の高重力異常（点線）と石川平野の低重力異常（実線）が地盤モデルと対応していることを確認した。

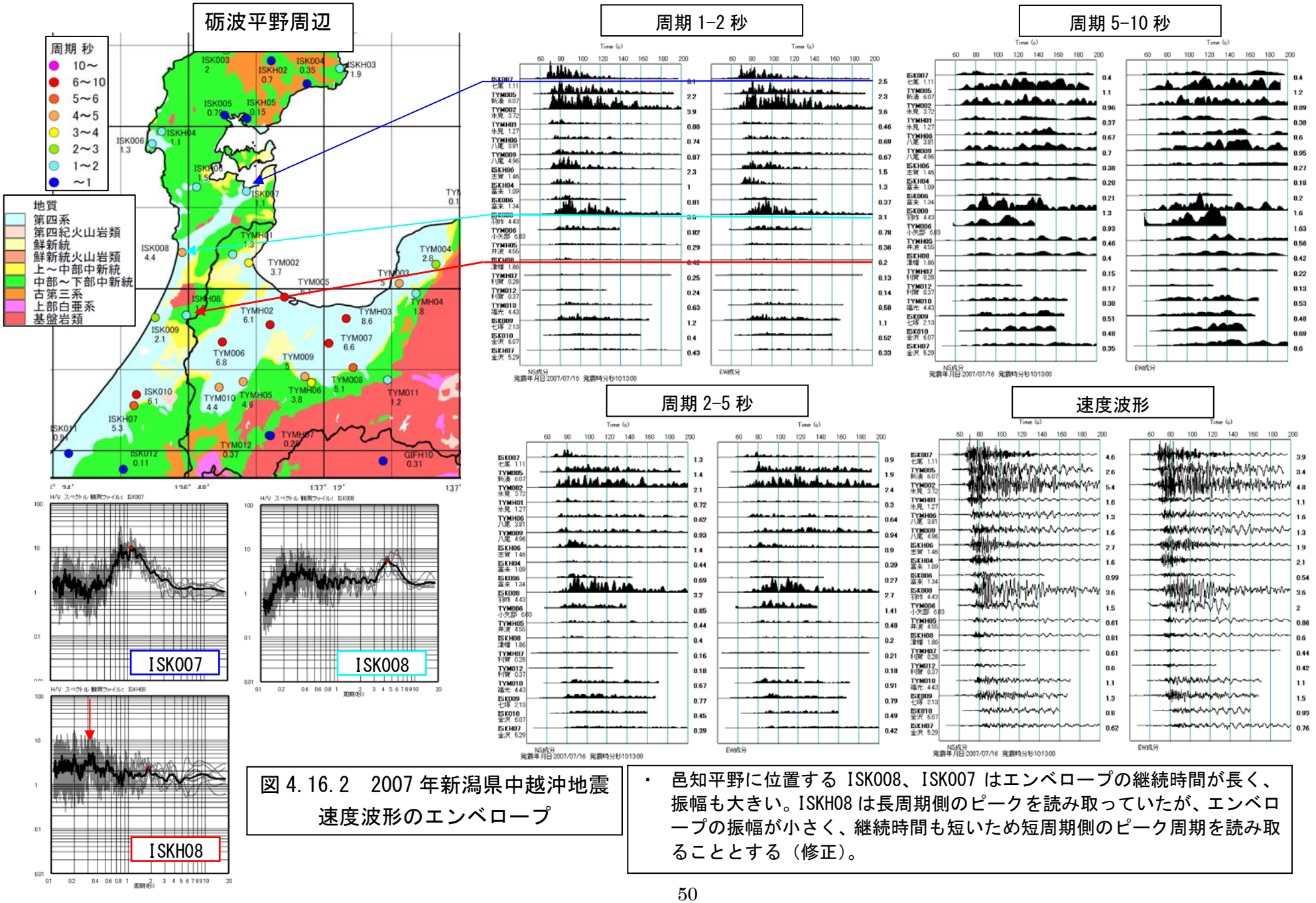



図 4.16.2　2007 年新潟県中越沖地震
速度波形のエンベロープ

・ 邑知平野に位置する ISK008、ISK007 はエンベロープの継続時間が長く、振幅も大きい。ISKH08 は長周期側のピークを読み取っていたが、エンベロープの振幅が小さく、継続時間も短いため短周期側のピーク周期を読み取ることとする（修正）。

## 4.4　修正した地盤モデルと一次固有周期の分布

今回の検討における修正前の深部地盤モデル（各速度層上面の分布図）を図 4.17.1 に、観測 H/V スペクトルによる修正を行った結果を図 4.17.2 に、そして個々の地域における詳細な修正を行った結果の深部地盤モデルを図 4.17.3 に示す。また、それぞれの深部地盤モデルに対応した深部地盤の一次固有周期の分布を図 4.18～図 4.20 に示す。図 4.20 で示した深部地盤の固有周期の分布が本調査会の検討における最終結果となる。

図 4.21.1 および図 4.21.2 には、2004 年東海道沖の地震の観測記録（速度波形）を示す。波形の色は観測点の深部地盤の一次固有周期に対応している。深部地盤の一次固有周期の長い観測点ほどその波形の振幅が大きく、継続時間が長いことが確認された。

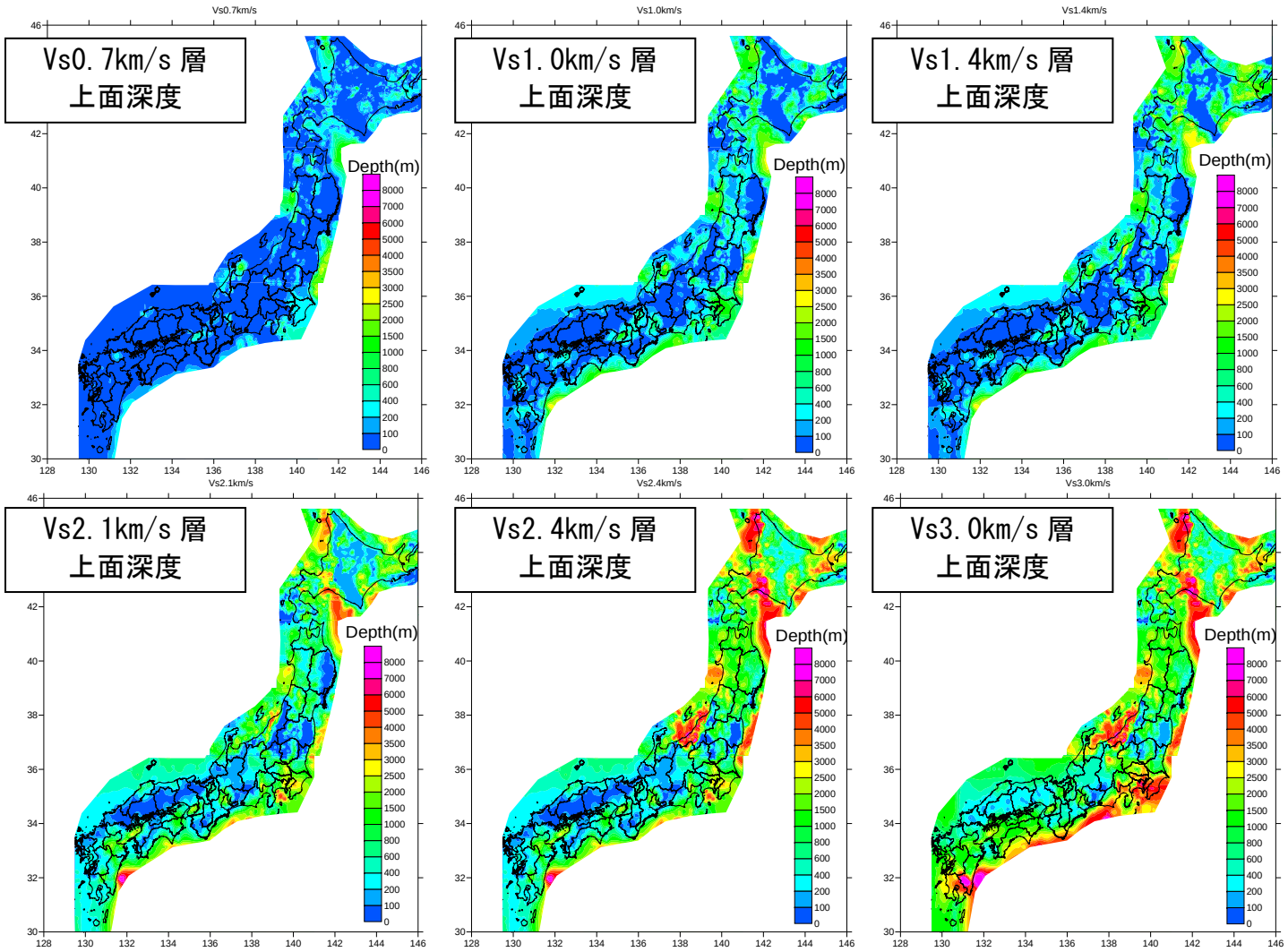



図 4.17.1　修正前の地盤モデル

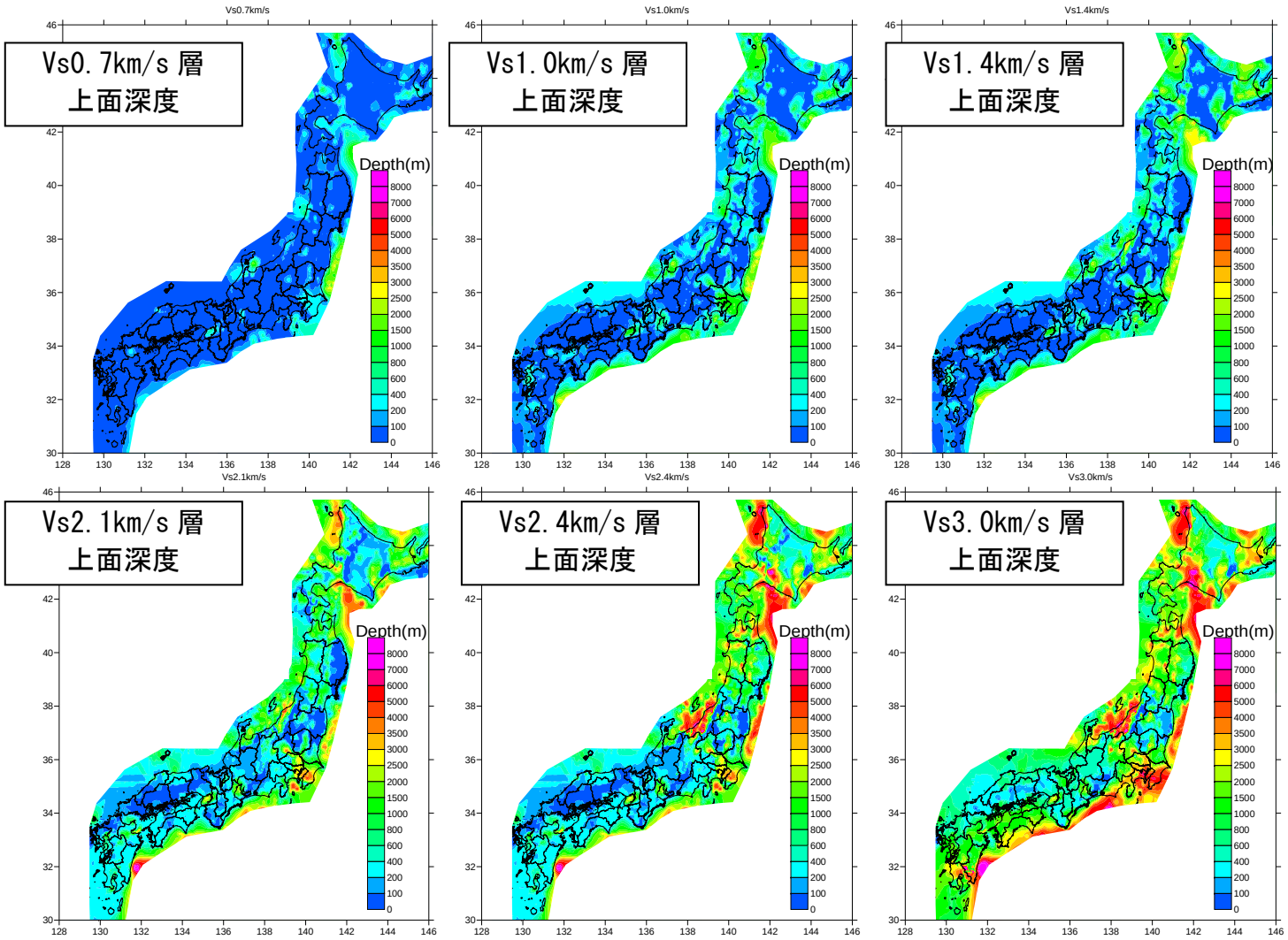



図 4.17.2　観測 H/V スペクトルによる修正結果

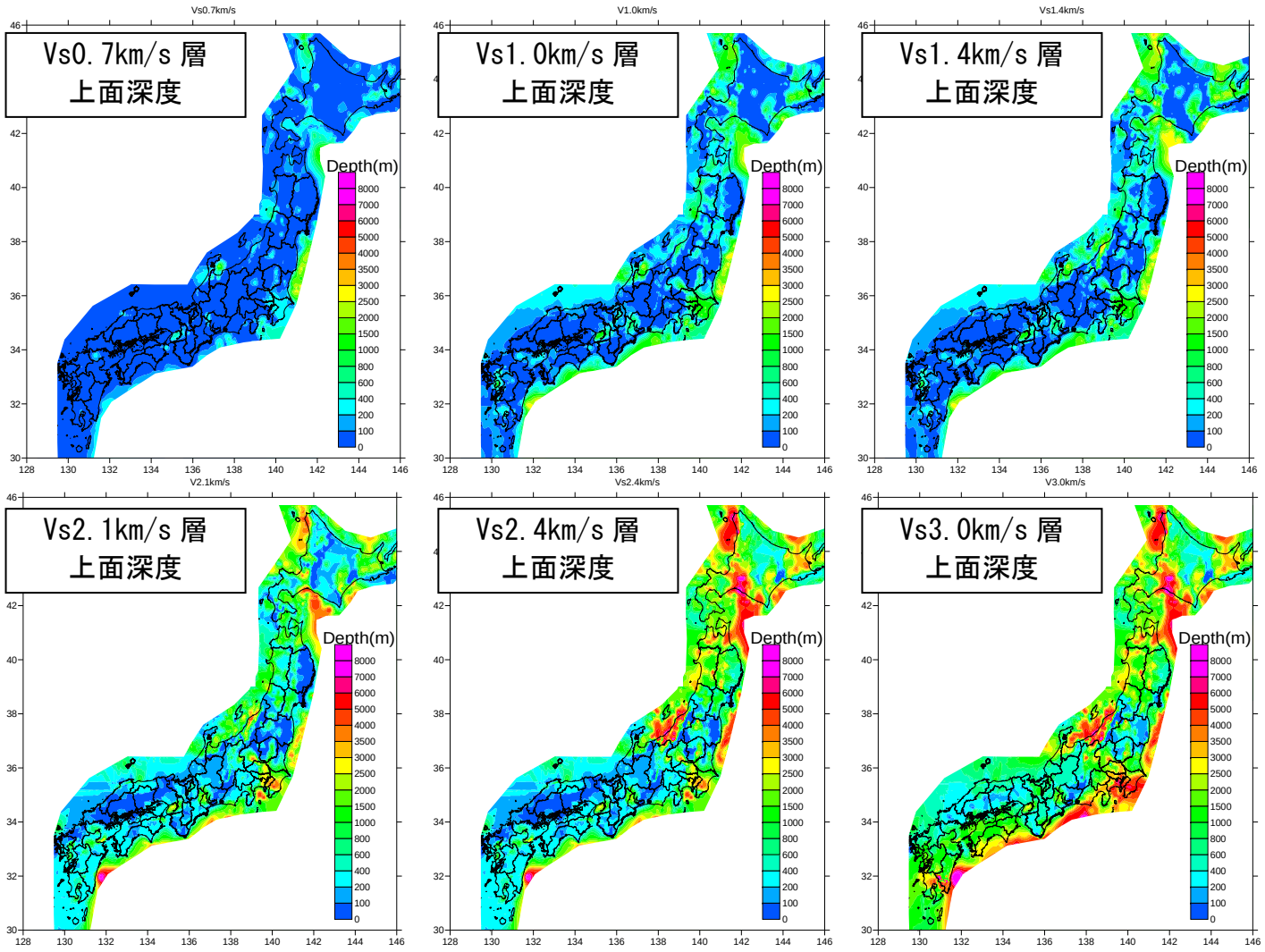



図 4.17.3　最終の修正後の地盤モデル

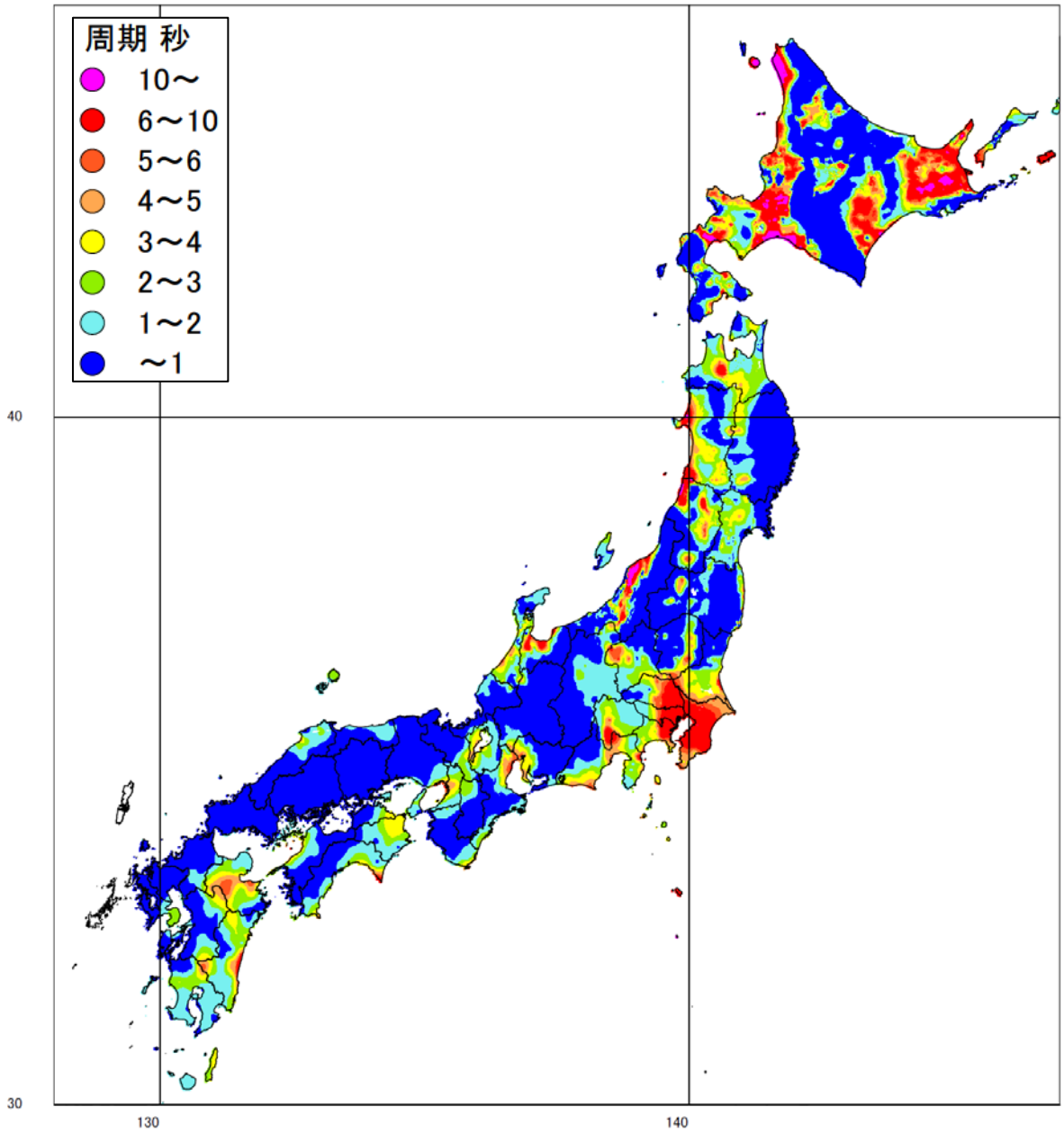



図 4.18　修正前の深部地盤の一次固有周期（図 3.7 の再掲）

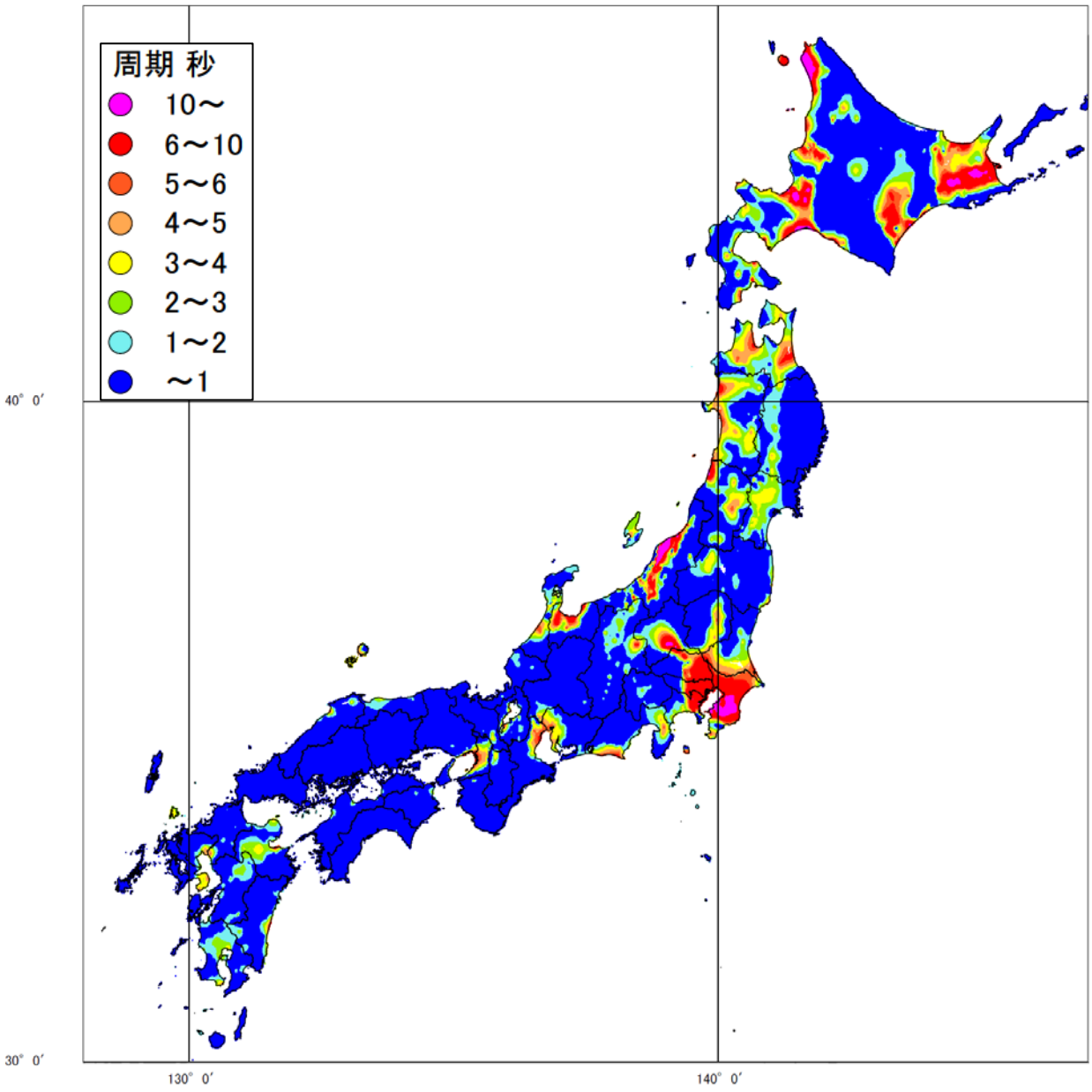



図 4.19　H/V スペクトルの比較による修正結果による一次固有周期の分布

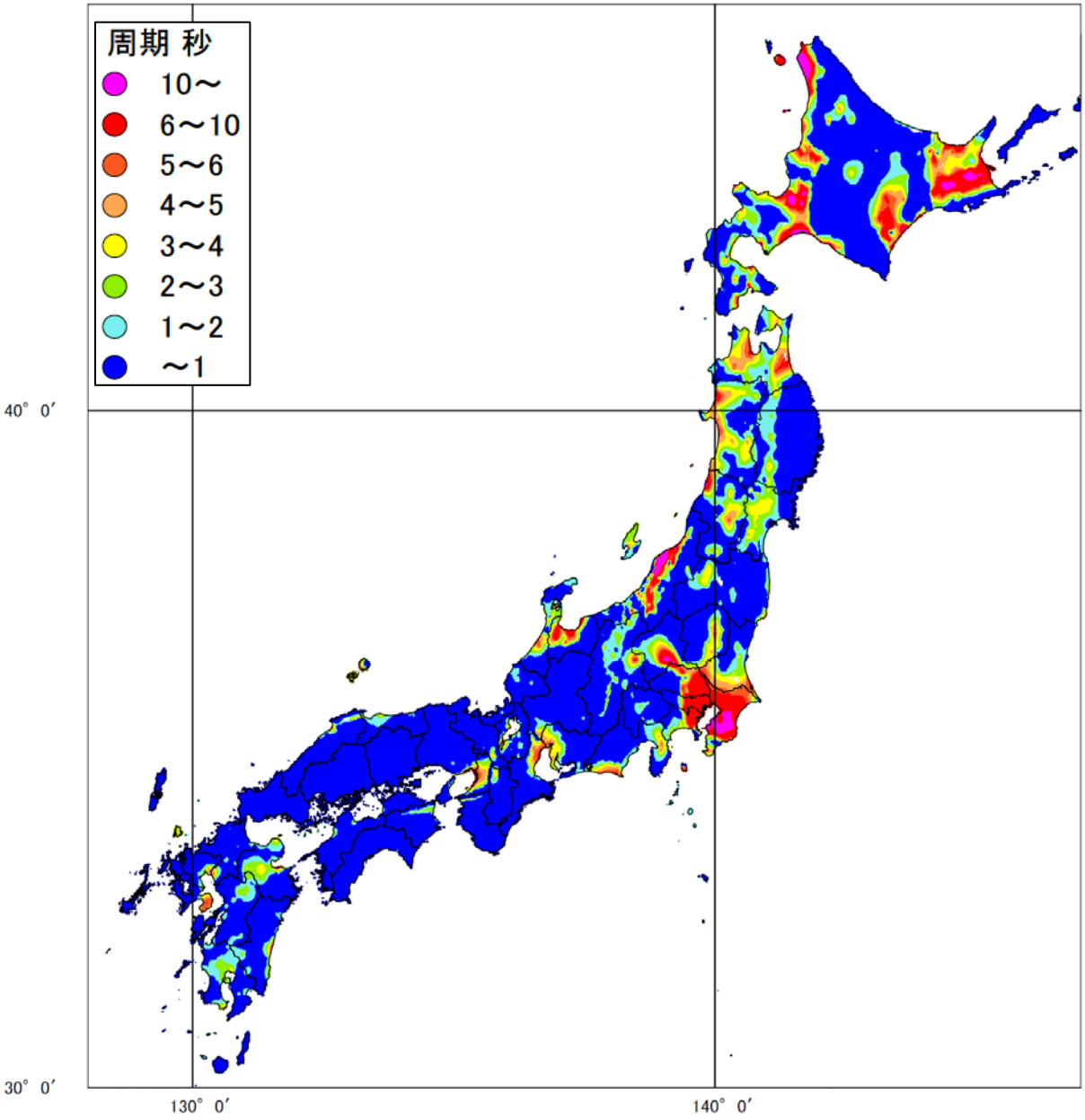



図 4.20　最終の修正後の地盤モデルによる一次固有周期の分布
（H/V スペクトルの比較による修正＋個々の地域における詳細な修正結果）

※５．で示すように、長周期地震動対策は、ここで示した深部地盤の固有周期及びその周辺の周期に加え、それよりも短い周期の地震動にも注意する必要がある。

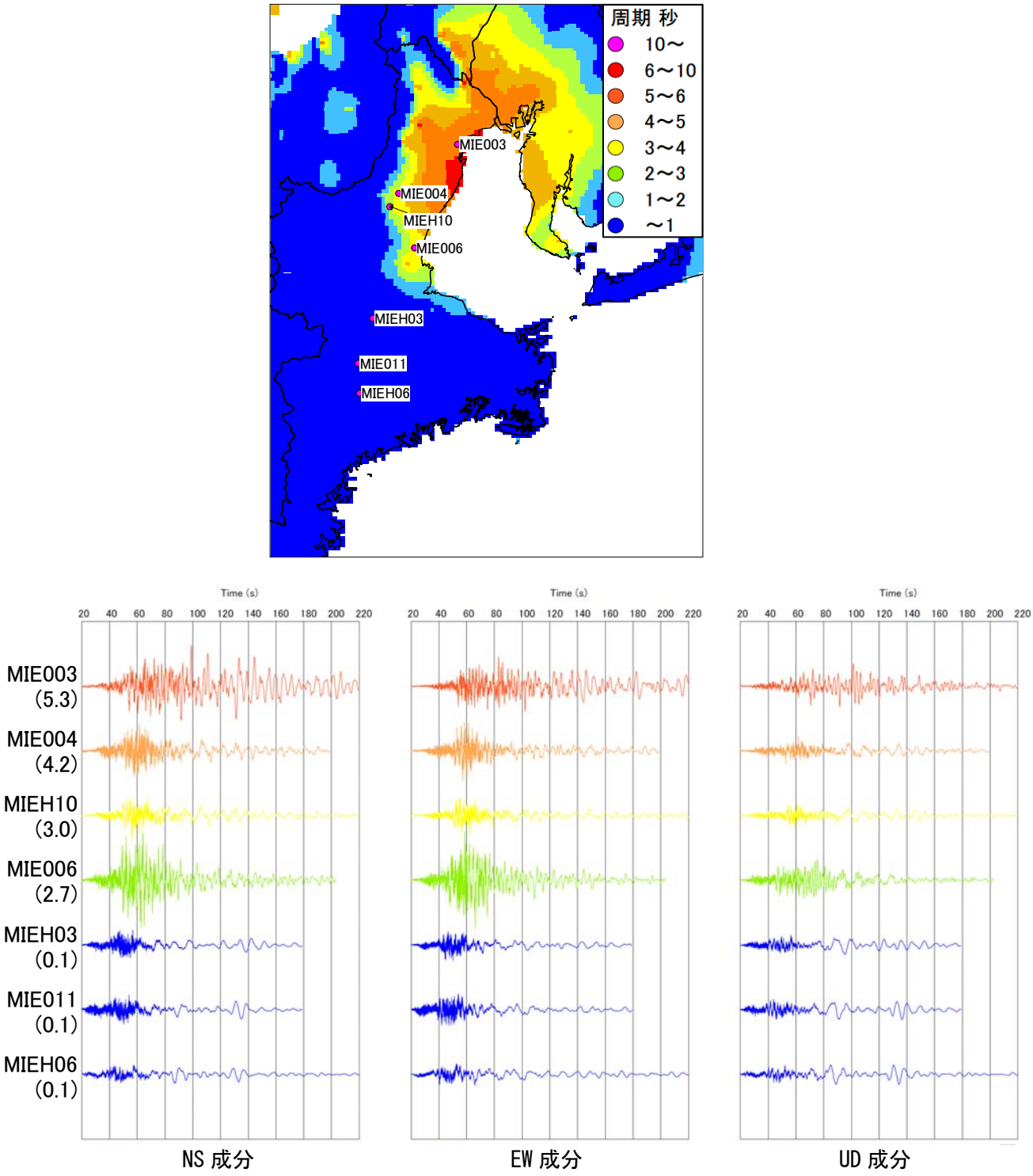



図 4.21.1　深部地盤の固有周期と観測速度波形
（三重県，2004 年東海道沖の地震）

（図の左側の文字列は観測点コード、その下の数字は各地点における深部地盤の固有周期（秒））

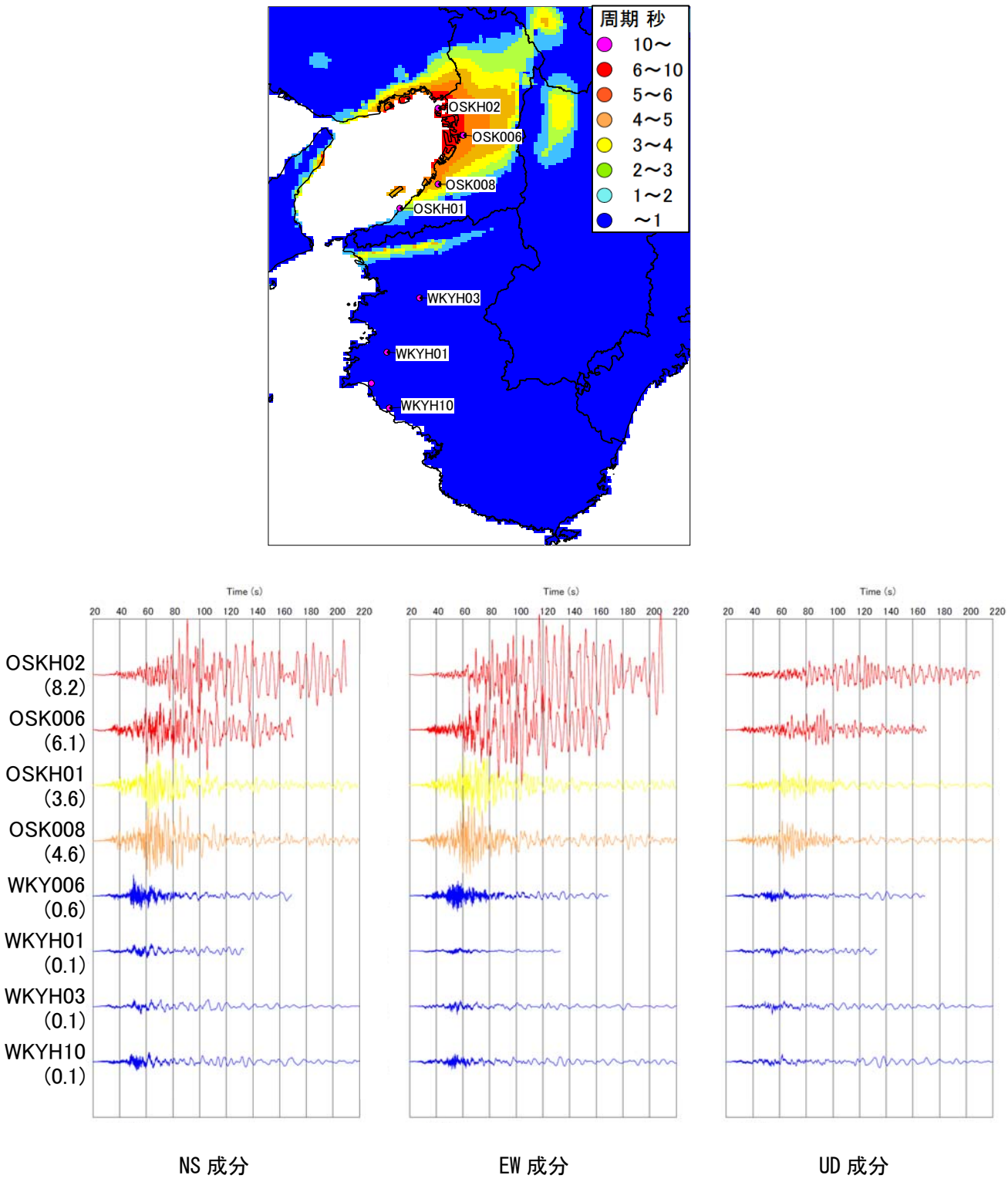



図 4.21.2　深部地盤の固有周期と観測速度波形
（和歌山県～大阪府，2004 年東海道沖の地震）

（図の左側の文字列は観測点コード、その下の数字は各地点における深部地盤の固有周期（秒））

## ５．深部地盤の一次固有周期と長周期地震動の特徴

深部地盤の一次固有周期と長周期地震動の特徴を整理するため、観測記録によるスペクトルの特徴及び SH 波の重複反射理論による増幅特性について検討を行った。また、伝播経路の違いにより、実際に観測される卓越周期が異なることについての比較を行った。

○観測記録によるスペクトルの特徴の検討

2004 年東海道沖の地震、2007 年能登半島地震、2007 年新潟県中越沖地震について、震源距離がほぼ等しい観測点の中から、深部地盤の一次固有周期が異なる代表的な観測点を選び、それらの観測記録の速度応答スペクトル（減衰定数 5%）を比較して示した（図 5.1.1～図 5.1.3）。これらより、最大のピークの周期（卓越周期）は、概ね深部地盤の一次固有周期との相関が高く、また、一次固有周期が長いほど、その卓越周期のスペクトル値が大きいことが確認できる。また、例えば図 5.1.1 において、CHB014（深部地盤の一次固有周期 11.7 秒）の速度応答スペクトルは、10 秒強の周期で卓越しているが、周期 5 秒付近においても深部地盤の卓越周期が 5.3 秒の ISKH07 のスペクトルを上回っている。このように、深部地盤の一次固有周期が長いところでは、卓越周期を含め全周期帯でそのスペクトル値が大きくなる傾向がある。

○SH 波の重複反射理論による増幅特性の検討

本調査で作成した各メッシュの深部地盤モデルより SH 波の重複反射理論による増幅特性を計算し、深部地盤の一次固有周期毎にまとめた。図 5.2 には、深部地盤の一次固有周期が 7 秒付近の増幅特性を示す。また、深部地盤の一次固有周期 1 秒、3 秒、5 秒、7 秒について、増幅特性の平均をとったものを図 5.3 に示す。深部地盤の一次固有周期が長いほど計算された増幅率のピークの値が大きいことがわかる。また、高次モードの影響により一次固有周期よりも短い周期も卓越し、ピークができることが確認できる。

○伝播経路による卓越周期の違い（比較）

ここまでは、深部地盤の一次固有周期が観測記録の卓越周期と概ね対応することを説明したが、地震の伝播過程の影響で、観測記録の卓越周期が深部地盤の一次固有周期より長くなったり短くなったりすることも多い。図 5.4.1～図 5.4.3 に、2008 年岩手・宮城内陸地震、2004 年東海道沖の地震、2004 年新潟県中越地震の観測記録の速度応答スペクトルを示す。スペクトルは、それぞれの最大値で正規化して示した。全体的には、深部地盤の一次固有周期付近で卓越しているが、ばらつきも見られる。

図 5.5 には、特徴的な例として苫小牧の観測点による観測記録を示す。2003 年十勝沖地震では、苫小牧港では周期 5～8 秒の揺れが卓越しているが、1993 年北海道南西沖地震の時はそれとは異なり周期 9～10 秒の揺れが卓越していたことがわかる。

以上から、図 4.20 の深部地盤の一次固有周期の分布図を利用する際には、次の点について留意する必要がある。

- 周期２秒以上の長周期地振動では、深部地盤の一次固有周期に対応する地震動の周期が卓越する（増幅される）。
- 長周期地震動は、深部地盤の一次固有周期より短い周期においてもピークを持つことがあることから、卓越周期のみでなく、それよりも短い周期にも留意する必要がある。
- ２秒より長周期側の地震波形のスペクトルの最大のピークの周期（卓越周期）は、深部地盤の一次固有周期との相関が高いが、伝播経路の影響より深部地盤の一次固有周期より長くなったり短くなったりすることもある。

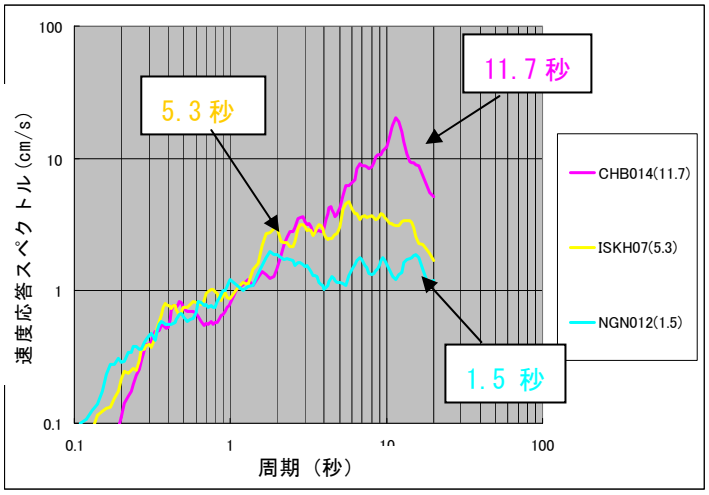



図 5.1.1　2004 年東海道沖の地震の速度応答スペクトル

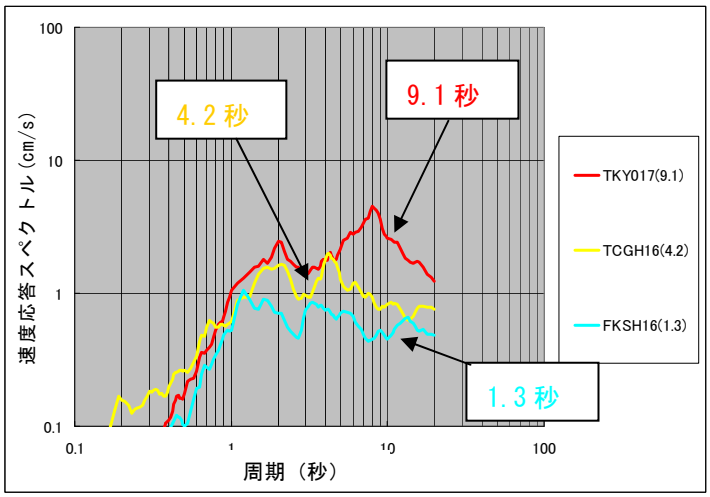



図 5.1.2　2007 年能登半島地震の観測記録の速度応答スペクトル

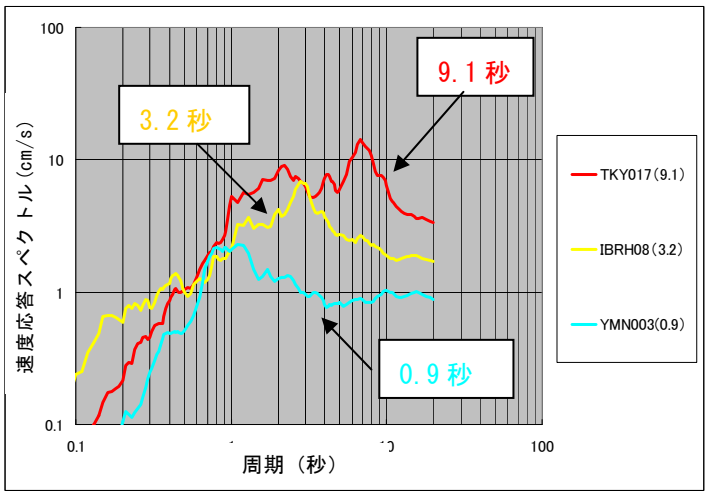



図 5.1.3　2007 年新潟県中越沖地震の観測記録の速度応答スペクトル

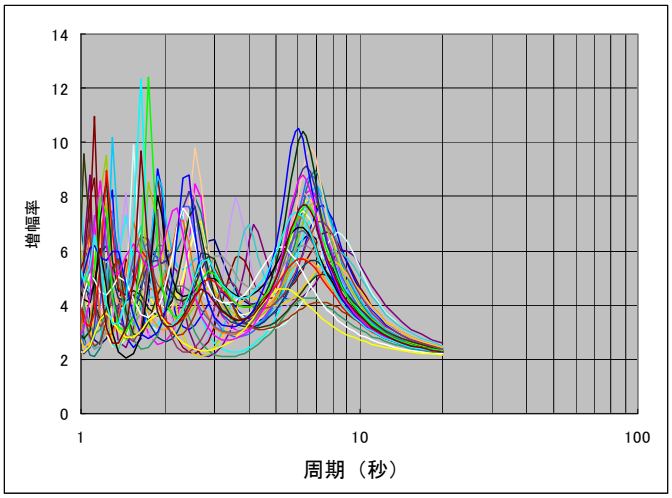



図 5.2　深部地盤の一次固有周期が 7 秒前後の地盤モデルより計算した
ＳＨ波増幅特性

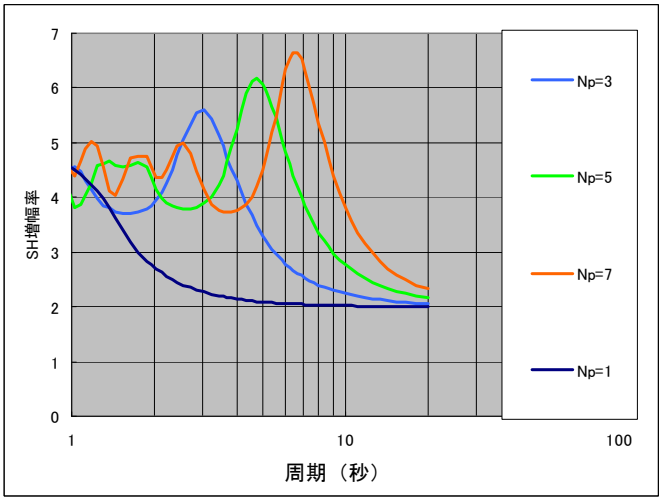
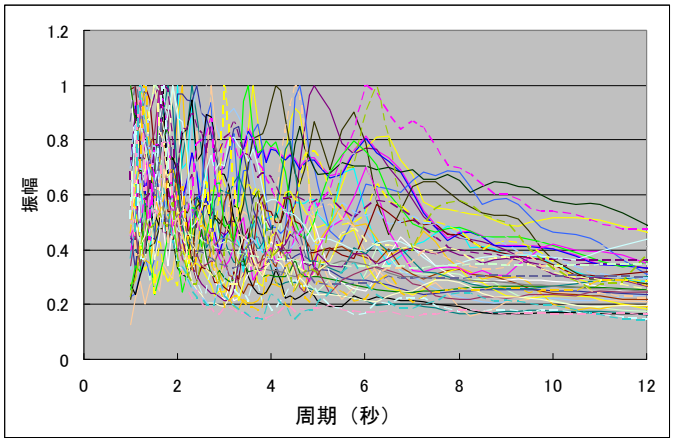
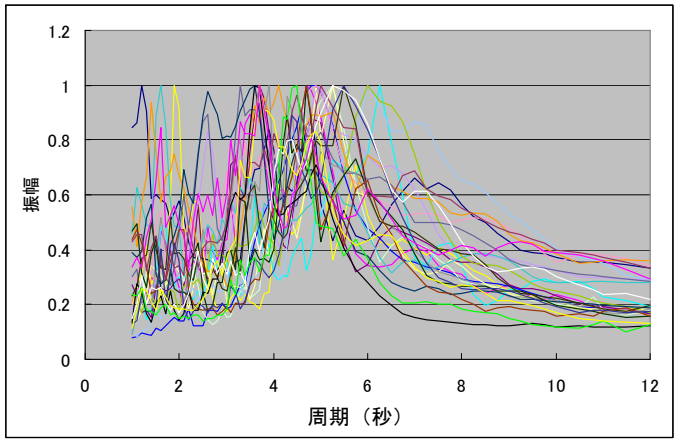



図 5.3　深部地盤の一次固有周期ごとに平均をとった SH 増幅特性

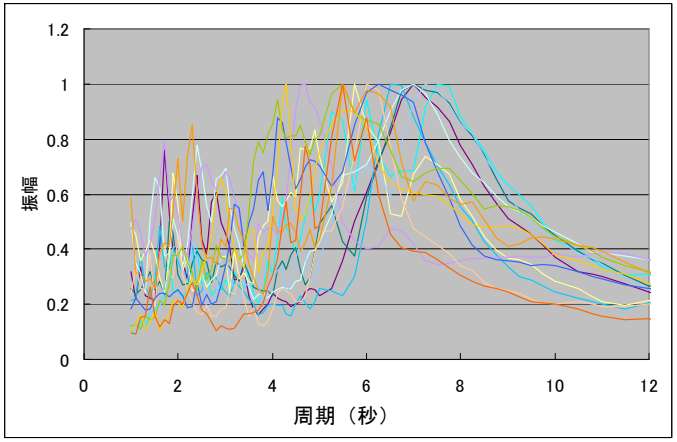
2008 年岩手・宮城内陸地震



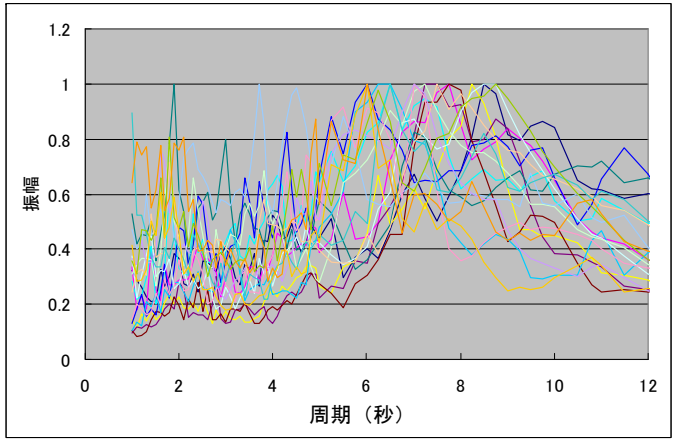

深部地盤の一次固有周期 2 秒前後




深部地盤の一次固有周期 5 秒前後




深部地盤の一次固有周期 7 秒前後

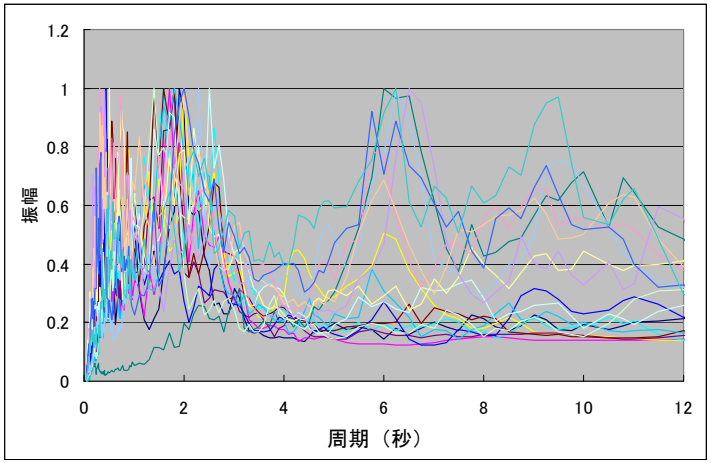



深部地盤の一次固有周期 10 秒以上

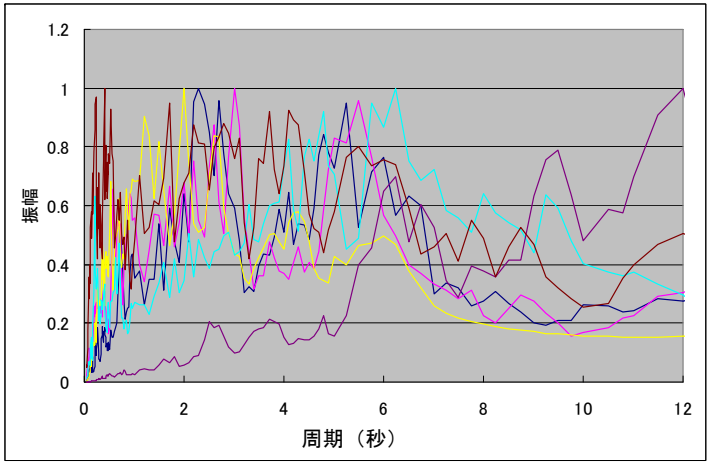
図 5.4.1　深部地盤の一次固有周期ごとにプロットした観測記録の応答スペクトル（2008 年岩手・宮城内陸地震）

全体的には、深部地盤の一次固有周期付近で卓越しているが、ばらつきも見られる。

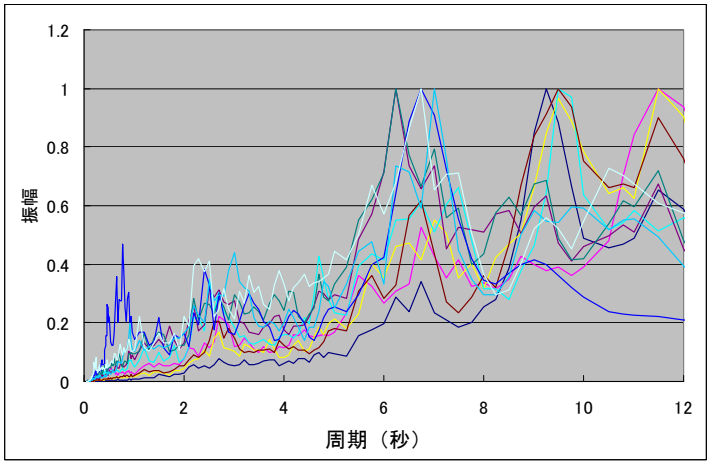
2004 年東海道沖の地震



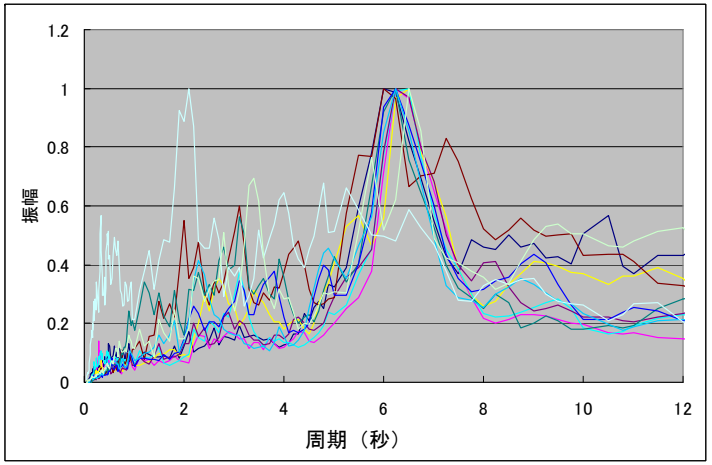

深部地盤の一次固有周期 2 秒前後




深部地盤の一次固有周期 5 秒前後




深部地盤の一次固有周期 7 秒前後

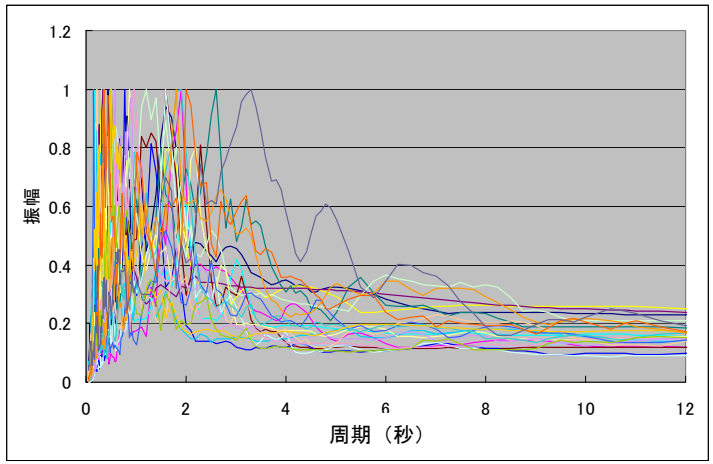



深部地盤の一次固有周期 10 秒前後

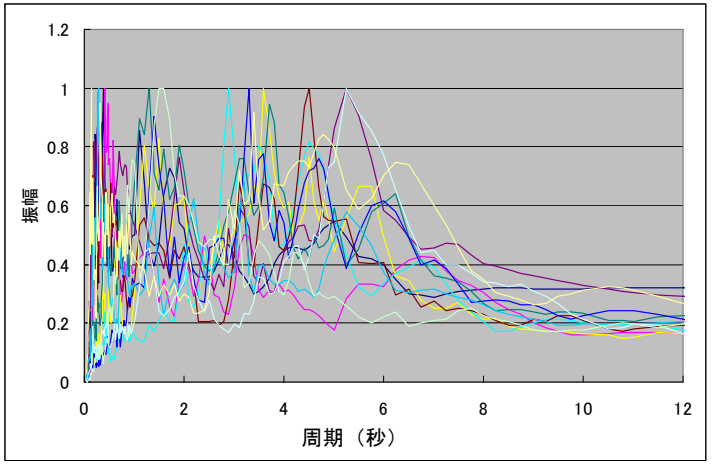
図 5.4.2　深部地盤の一次固有周期ごとにプロットした観測記録の応答スペクトル（2004 年東海道沖の地震）

全体的には、深部地盤の一次固有周期付近で卓越しているが、ばらつきも見られる。

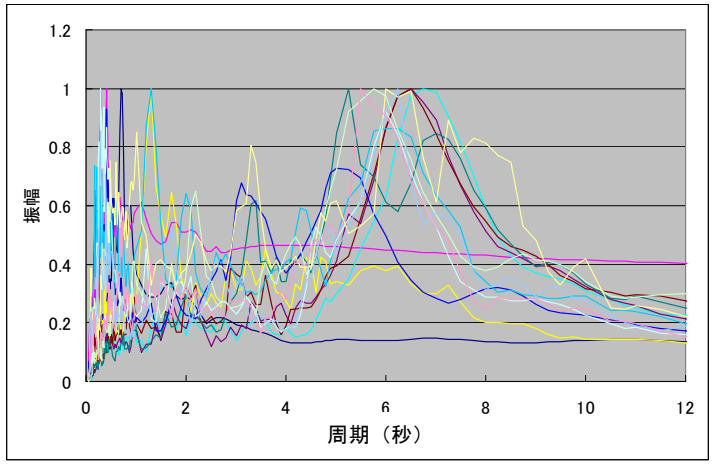
2004 年新潟県中越地震



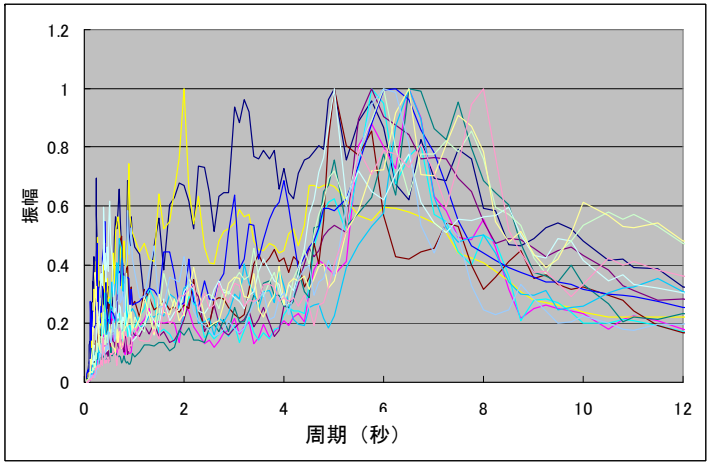

深部地盤の一次固有周期 2 秒前後




深部地盤の一次固有周期 5 秒前後




深部地盤の一次固有周期 7 秒前後

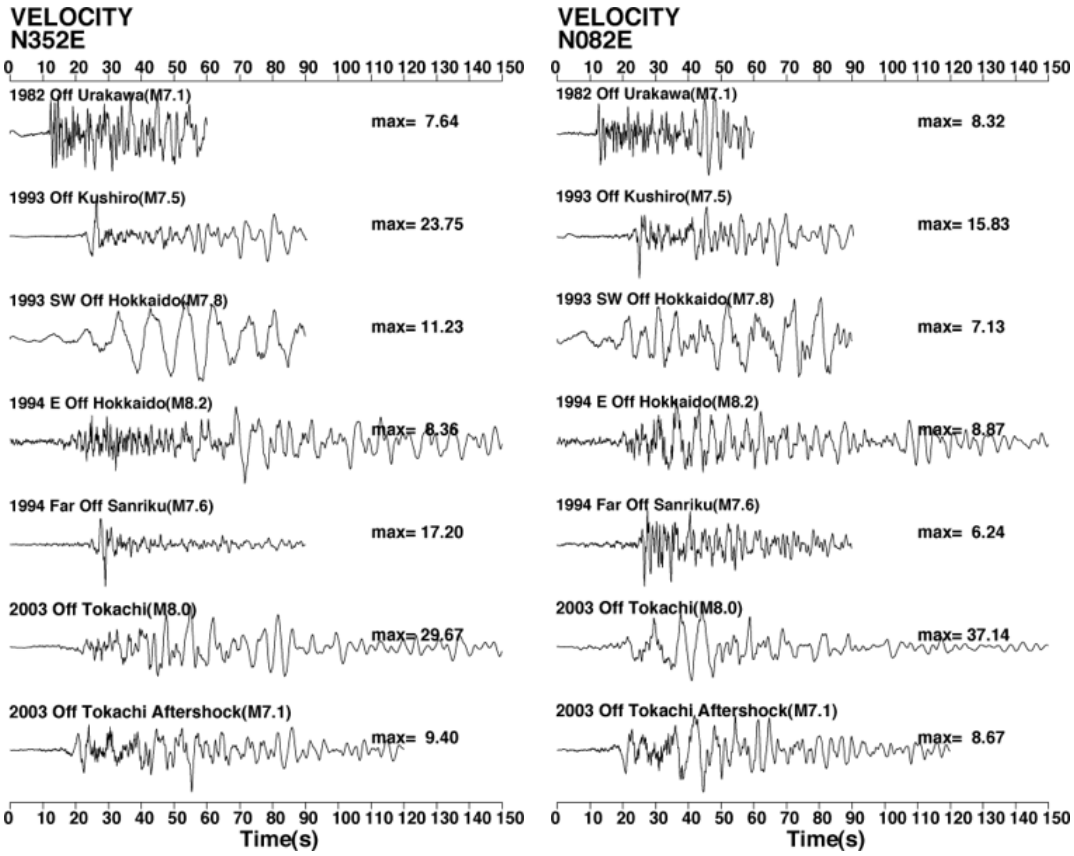



深部地盤の一次固有周期 10 秒前後

図 5.4.3　深部地盤の一次固有周期ごとにプロットした観測記録の応答スペクトル（2004 年新潟県中越地震）

全体的には、深部地盤の一次固有周期付近で卓越しているが、ばらつきも見られる。

地動速度波形




速度応答スペクトル

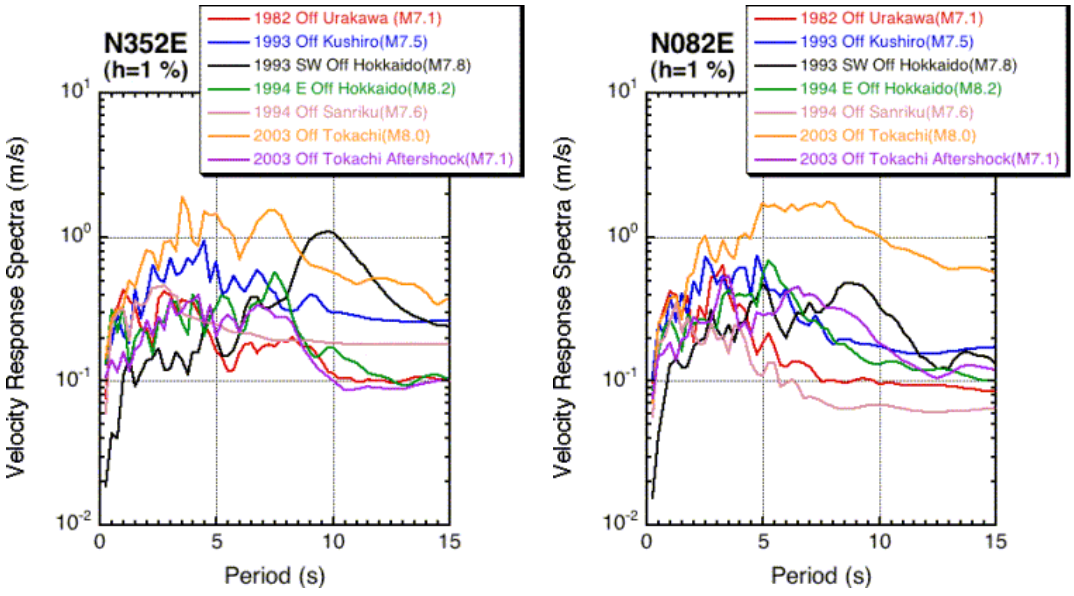



図 5.5　苫小牧で観測された地震記録の特性の違い

2003 年十勝沖地震では、苫小牧港では周期 5～8 秒の揺れが卓越しているが、1993 年北海道南西沖地震の時はそれとは異なり周期 9～10 秒の揺れが卓越していたことがわかる。

独立行政法人　消防研究所　ホームページより、

http://www.fri.go.jp/bosai/tokachi_lpgm.html#chap4

## ＜参考２＞用語集

萩原尊禮監修，1983，地震の事典，三省堂　より引用
*は、木下繁夫・大竹政和監修，2000，強震動の基礎ウエッブテキスト 2000 版，http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/gk/publication/　による。
**は、図解応用地質用語編集員会編，1985，図解応用地質用語集，東洋出版　による。

S 波

震源から発生する地震波の一種で、横波あるいはねじれ波とも呼ばれる。地震記録上で P 波のあとにみられるので、”第二の”を意味するラテン語の”Secundae”の頭文字をとって名づけられた。震源が比較的近くにある場合は、地震の主要動はこれによってひきおこされることが多い。横波の性質を持つので、液体である地球の核（外核）や海水中を伝わることはできない。

応答スペクトル

固有周期の異なる 1 自由度振動系が、ある地震動の作用によって最大どのくらいの揺れるかをしめすグラフ。たとえば、振動台の上に重さの異なるおもりを支持するばねをとりつけ、振動台を地震動と同じように揺らしたとき、それぞれのおもりの最大加速度の値と、おもりとばねから計算される固有周期との関係をしめしたものが加速度応答スペクトルである。実際にはコンピュータにより多量の計算を行って求めるが、いったんこのようなグラフができれば、どんな構造物に対しても、その地震動が最大どのくらいの力を及ぼすか、またどのくらいの変形を起こさせるかがおおよそ推定でき、便利である。

Coda（コーダ）*

図 1 は、速度型地震計水平動成分による微小地震の記録である。直達Ｓ波の後ろには、かなり振幅が大きく一見ランダムな位相を持った波群が、かなり長い時間に渡って続いている。この地震記録にあらわれる波群をコーダ波(Coda waves)、又はＳコーダ波（S coda waves)と呼ぶ。

研究の初期の頃はＳ波よりもずっと後ろの微動に隠れる直前あたりの部分を指していた(この語源は音楽用語である)が、研究の進展とともに現代では直達Ｓ波の後ろの波群全てを指す様に使われている。直達Ｐ波とＳ波の間にも、やはりランダムな波群が続いており、これらはＰコーダ波（P coda waves)と呼ばれる。

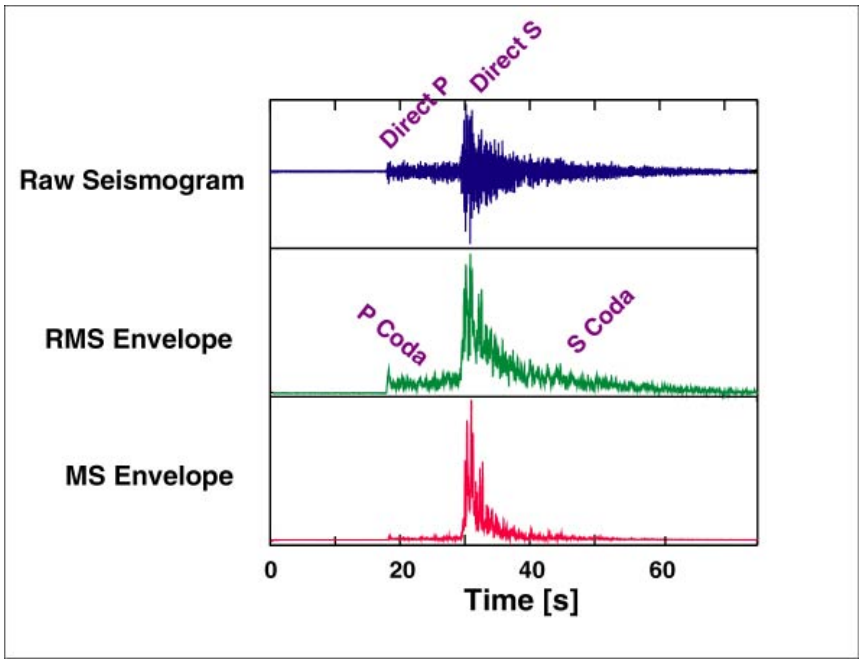



**図 1　微小地震の速度波形記録：上段は原記録. 中段は RMS エンベロープ. 下段は MS エンベロープ**

地震モーメント・モーメントマグニチュード

地震を発生させた断層運動と等価な偶力のモーメントをいい、普通 $M_0$ で表す。ここで偶力とは、大きさがひとしく、平行で逆向き、かつ作用点が異なる二つの力の対をいい、偶力のモーメントとは、力の大きさと二つの力がのっている平行線の間隔との積である。

地震は、断層が突然ずれ動くことによって地震波が発生する現象であるが、これを震源にある力が突然加わったとき地震波が発生するものと仮定し、この力

（断層運動と等価な力）によって発震機構を表示することが行われる。この力は、断層を動かすもとになった力とは別の仮想的なものである。1930 年代の本多弘吉らの研究により、断層運動に対応する力は、欧米の学者たちが考えていたような一対の偶力ではなく、大きさがひとしく直交する二対の偶力（これは直交する圧力と張力の組とも同等である）であることがわかった。この偶力のモーメントが地震モーメントである。

$Log_{10}M_0=1.5M_w+16.1$ となるような $M_w$ を考え、これをモーメントマグニチュードという。

卓越周期

地震波形は一見複雑であるが、いくつもの異なった周期の波の重ね合わせで表すことができる。これらのうち、もっとも大きな振幅をしめす波の周期を地震動の卓越周期という。

反射法探査**

人工の弾性波を利用した地質構造などの推定方法。反射波を使い、弾性波の到達時間だけで地層境界の相対的・半定量的な深度を解析する反射法と屈折波を利用し、各地層中の弾性波速度を算定して定量的な構造解析を行う屈折法とがある。通常は、弾性波の発振・受振とも地表で行うが、特殊な目的に用いる場合（たとえば地下空洞などを探査する場合）に、どちらかを地下で行うこともある。重力異常は、地球内部の構造や密度分布が反映されたものであるため、地下構造や地下資源の探査に利用されている。重力異常を利用したこのような探査を重力探査と呼ぶ。

表面波

地球の表面に沿って伝わる地震波。レイリー波とラブ波の二種類がある。

レイリー波はＪ・Ｗ・Ｓ・レイリーが 1885 年にその存在を理論的に証明したもので、地表における振動はその伝搬方向に沿った垂直面内で楕円形をしている。そのため、上下動地震計と水平動地震計の両方に記録される。

ラブ波は、Ａ・ラブにより 1911 年に理論的に証明されたもので、層構造をした弾性体の場合のみに存在する表面波である。その地表における振動方向は水平で伝搬方向と直交しているため、水平動地震計だけに記録される。

ブーゲー異常**

実測された重力値にいくつかの補正を加えてジオイド上に引きなおした値を求め、この値から標準重力を差し引いたもの。実測される重力値は、測定点の鉛直直下のジオイド上の重力値に、測定点のジオイドからの高さ、測定点とジオイドの間にある物質の引力、および測定点近傍の地形などの影響が加わった値である。このため、異なった地点の重力値を比較するためには、これらの影響を取り除く必要がある。実測値から高度の影響を取り除く補正をフリーエア補正、測定点とジオイドの間にある物質の引力の影響を取り除く補正はブーゲー補正、地形の影響を取り除く補正は地形補正と呼ばれる。[実測値]+[フリーエア補正]+[ブーゲー補正]＋[地形補正]－[標準重力]をブーゲー異常と呼ぶ。

ジオイド：重力の等ポテンシャル面のうち、海域で平均海水面と一致するものをいう。