



## 長周期地震動の距離減衰および増幅特性

横田崇<sup>1)</sup>、池内幸司<sup>2)</sup>、矢萩智裕<sup>3)</sup>、甲斐田康弘<sup>4)</sup>、鈴木晴彦<sup>5)</sup>

1) 気象庁 地震火山部 理博

e-mail : yokotat@met.kishou.go.jp

2) 前 内閣府 参事官 (地震・火山・大規模水害対策担当)

3) 前 内閣府 参事官 (地震・火山対策担当) 付計画担当主査

4) 正会員 応用地質株式会社エンジニアリング本部ジオエンジニアリングセンター地震防災部

5) 応用地質株式会社エンジニアリング本部ジオエンジニアリングセンター地震防災部

### 要 約

中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会」<sup>1)</sup>は、各専門調査会において構築した深部地下構造モデルを用い、修正を加えて全国の深部地下構造モデルを構築し、その地下構造モデルより計算される全国の深部地盤の一次固有周期の分布図を「長周期地震動の揺れやすさマップ」として公表した。この深部地盤モデルをもとに、筆者らは、全国の地点における長周期地震動の増幅特性を調査し、深部地盤の一次固有周期が長いほど長周期地震動の増幅が大きくなることを見いだした。そして、長周期地震動の増幅率と深部地盤の一次固有周期との関係を整理し、深部地盤の影響を考慮した距離減衰式を考案した。

キーワード： 長周期、地震動、地盤の固有周期、距離減衰式

### 1. はじめに

近代社会における新たな地震の被害として、長周期地震動による高層建築物、大規模空間を有する施設等の大規模構造物の甚大な被害発生の可能性が指摘されている。日本で長周期地震動による被害が注目され始めたのは、1964年の新潟地震(M7.5)による石油コンビナート火災の被害からで、最近では、2003年の十勝沖地震(M8.0)における苫小牧での石油タンクの火災、2004年の中越地震(M6.8)における東京でのエレベータの損傷等の被害があり、これらの被害は震源から100~200km以上離れた堆積層の厚い平野部で発生しており、長周期地震動がその主要な原因と考えられている。世界的にみると、1985年のメキシコ地震(ミチョアカン地震、M8.1)により、震源から約400km離れたメキシコシティで甚大な被害が発生し、その被害は長周期地震動によるものとして広く知られている。

わが国の首都圏、中部圏、近畿圏等の近代都市は、関東平野、濃尾平野、大阪平野等の厚い堆積層が分布する地域にあり、また、高層建築物や長大構造物が多く存在しており、長周期地震動による被害が懸念されている。

このため、中央防災会議「首都直下地震対策専門調査会」<sup>2)</sup>、「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」<sup>3)</sup>は、長周期地震動に関する対策検討の一環として、首都圏および東日本における深部地盤モデルを整理し、深部地盤モデルのS波速度構造(以下、「深部地盤モデル」という)から計算されるSH波増幅特性の最も長周期側のピーク(以下、「深部地盤の一次固有周期」という)とその地点

で観測される地震波形の卓越周期に高い相関があることを確認した。さらに、中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会」の中部圏・近畿圏の内陸地震に関する検討において、長周期地震動に関する検討を進め、全国各地の地震波形の卓越周期を調査し、日本全国について、1kmメッシュでの長周期地震動に関する深部地盤モデル（S波速度3km/s相当の地震基盤からS波速度0.7km/s相当の工学的基盤まで）を構築した。そして、長周期地震動に関する注意を喚起するため、深部地盤の一次固有周期の分布を「長周期地震動の揺れやすさマップ」として公表した<sup>4</sup>。しかし、このマップでは、地震が発生した場合、それぞれの場所が長周期地震動で揺れやすい場所か否かはわかるものの、実際にその場所の長周期地震動がどの程度の大きさの揺れになるかについては不明であった。

筆者らは、中央防災会議による深部地盤モデルの一次固有周期と、全国の各地点で観測された長周期地震動成分の増幅特性をとの関係について調査し、深部地盤モデルの一次固有周期が長いほど、長周期地震動成分の増幅が大きくなる傾向を見出した。そして、全国の深部地盤の一次固有周期マップの防災対策への活用のひとつとして、深部地盤モデルの一次固有周期をパラメータとして取り入れ、深部地盤構造を反映した長周期地震動の距離減衰式を考案した。

ここでは、中央防災会議による深部地盤モデルの構築手順についてそのポイントを紹介するとともに、深部地盤モデルの一次固有周期と長周期地震動の増幅率とその影響を考慮した長周期地震動の距離減衰式について述べる。なお、本報告では周期2秒～15秒程度の地震動を対象とし、長周期地震動と呼ぶこととした。

## 2. 専門調査会における全国深部地盤モデルの構築

中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会」では、東海地震、東南海地震および南海地震における地震動予測を実施するために、関東から九州北部にかけての深部地盤モデルを構築している。また、「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」においても、地震動予測の対象としている領域の深部地盤モデルを構築している。「東南海、南海地震等に関する専門調査会」においては、上記の各専門調査会による深部地盤モデルを用い、また深部地盤モデルが構築されていないところについては新たにモデルを作成して、全国の深部地盤モデルを構築した。統合、補間にあたっては、観測 H/V スペクトルを用いたチューニング、地質分布を用いた修正や個々の地域での詳細な検討も実施した。これらの作業のフローチャートを図1に示す。なお、本作業の詳細については、「第36回東南海、南海地震等に関する専門調査会」の参考資料「長周期地震動の卓越周期と深部地盤の固有周期」で報告されている。以下では、その報告の中で深部地盤モデルを構築するために用いられている観測 H/V スペクトルを用いた地盤モデルの修正手法と、地質分布を用いた修正手法について、その概要を紹介するとともに、構築された全国の深部地盤モデルおよび深部地盤モデルの一次固有周期の分布を示す。

### 2.1 観測 H/V スペクトルを用いた地盤モデルの修正

モデルの修正にあたっては、観測 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、その観測卓越周期と深部地盤モデルから計算される理論卓越周期が一致するように深部地盤モデルのS波速度層の層厚の調整を行うこととした。観測 H/V スペクトルは、以下の手順で求めた。

- 全国に分布している（独）防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net 等の観測点の記録より、M6.0以上の地震の観測記録を対象とした。
- 解析区間を「S波の初動時間+20秒」以降とした。
- 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た。
- 上記スペクトルを上下成分のスペクトルで除して H/V スペクトルを求めた。

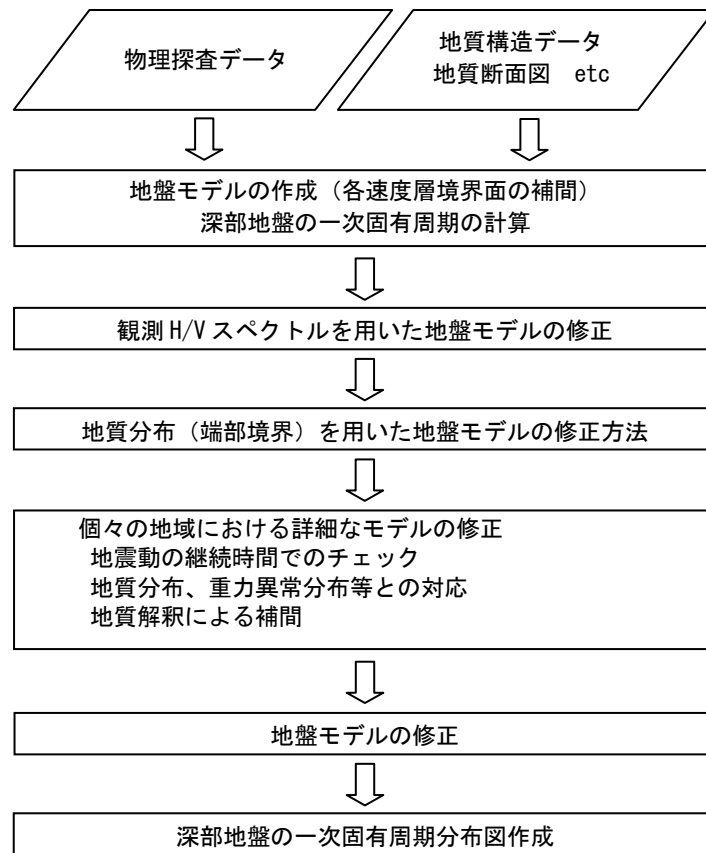


図1 深部地盤の一次固有周期分布作成のフローチャート

図2に深部地盤モデルの修正例を示す。

周期1秒以下の卓越周期を合わせるためには、低速度 ( $V_s=0.5\text{km/s}$  層以下) 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には膨大な情報を必要とし現実的ではない。そこで、モデル修正を行う周期の閾値を1秒とし、観測卓越周期が1秒以上の場合には、その観測卓越周期に理論卓越周期が合うように地盤モデルを修正し、観測卓越周期が1秒未満かつ理論卓越周期が1秒以上の場合には、理論卓越周期が1秒未満 (観測卓越周期に完全に合わせるまではしない) になるようにモデルを修正することとした。なお、ここでは、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。

以下に、深部地盤モデルの修正方針をまとめる。

- 1秒以上の卓越周期への影響の小さい  $V_s=0.5\text{km/s}$  層の下面深度と、 $V_s=3.0\text{km/s}$  層の上面深度は、元のモデルのままとした (修正しない)。
- 観測卓越周期と理論卓越周期が一致するように速度層の層厚を調整するが、横田・ほか (2006)<sup>5</sup> で観測記録の卓越周期が  $V_s=2.4\text{km/s}$  層 ( $V_s=2.1\text{km/s}$  層が存在する場合には  $V_s=2.1\text{km/s}$  層) より浅い地盤の固有周期と相関が高いことを示していることより、ここでも  $V_s=2.4\text{km/s}$  層の上面深度を修正した。
- 上記修正において、 $V_s=0.7\sim 1.4\text{km/s}$  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し

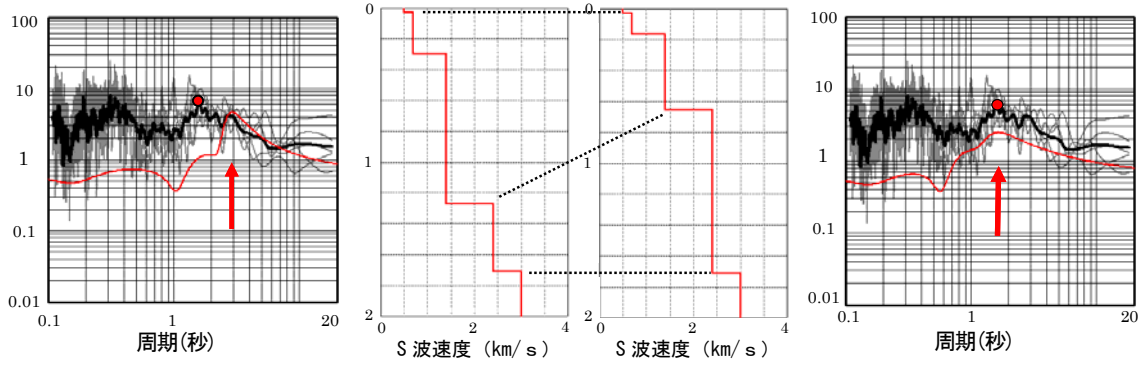
た（層厚比を変えるための情報が得られていないため）。

## 2.2 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<sup>6</sup>を用いた地盤モデルの修正を行うこととし、表層地質と卓越周期の関係を整理した。関東地方の観測卓越周期の分布を表層地質図に重ねたものを図3に示す。また、表層地質毎に分布する観測卓越周期の頻度を図4に示す。図4において、古第三系以前の地質が分布している領域のほぼ全域で観測卓越周期が2秒以下となることが確かめられたため、表層地質図より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に分けて地盤モデルを修正した。図5には、表層地質分布を用いた地質の端部境界の処理の概念を示す。古第三系以前の地質とそれ以外の地質の端部境界については、最寄りの古第三系以前の地質領域内（同図中赤線で示す）のデータをそのまま引用する形でモデル化した。これにより、古第三系以前の地質領域については、近傍の中新統以降の領域に堆積層の厚いデータがあってもその影響を受けることがなくなり、表層地質分布に対応した深部地盤のモデル化が可能となった。

## 2.3 修正した地盤モデルと一次固有周期の分布

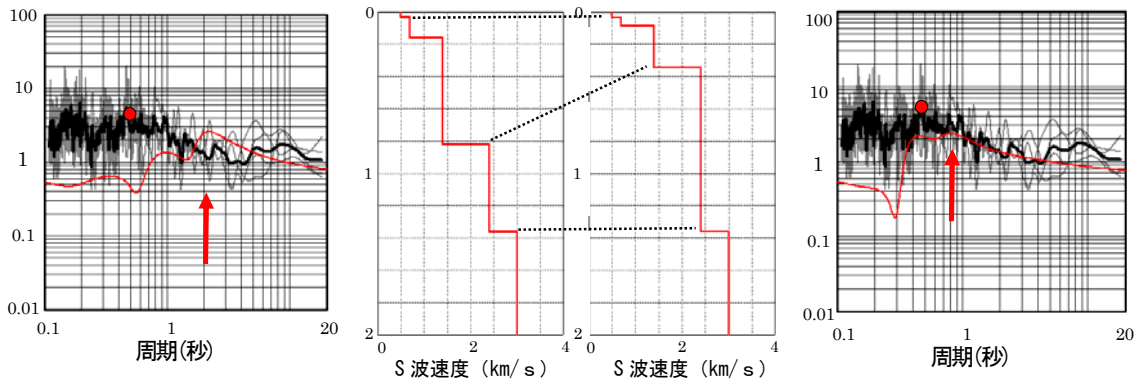
上記の修正作業を経て構築された全国の深部地盤モデルの各層上面の分布を図6に示す。また、その深部地盤モデルによる一次固有周期の分布を図7に示す。なお、これらの図は、第36回「東南海、南海地震等に関する専門調査会」において、公表された。



(修正前)

(修正後)

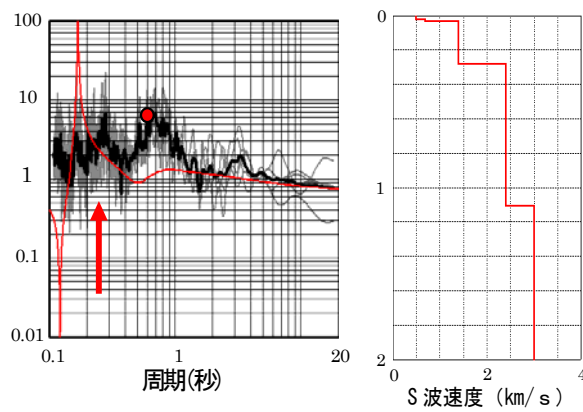
観測と理論の卓越周期が合うよう  $V_s=2.4\text{km/s}$  層の上面深度を浅くした例



(修正前)

(修正後)

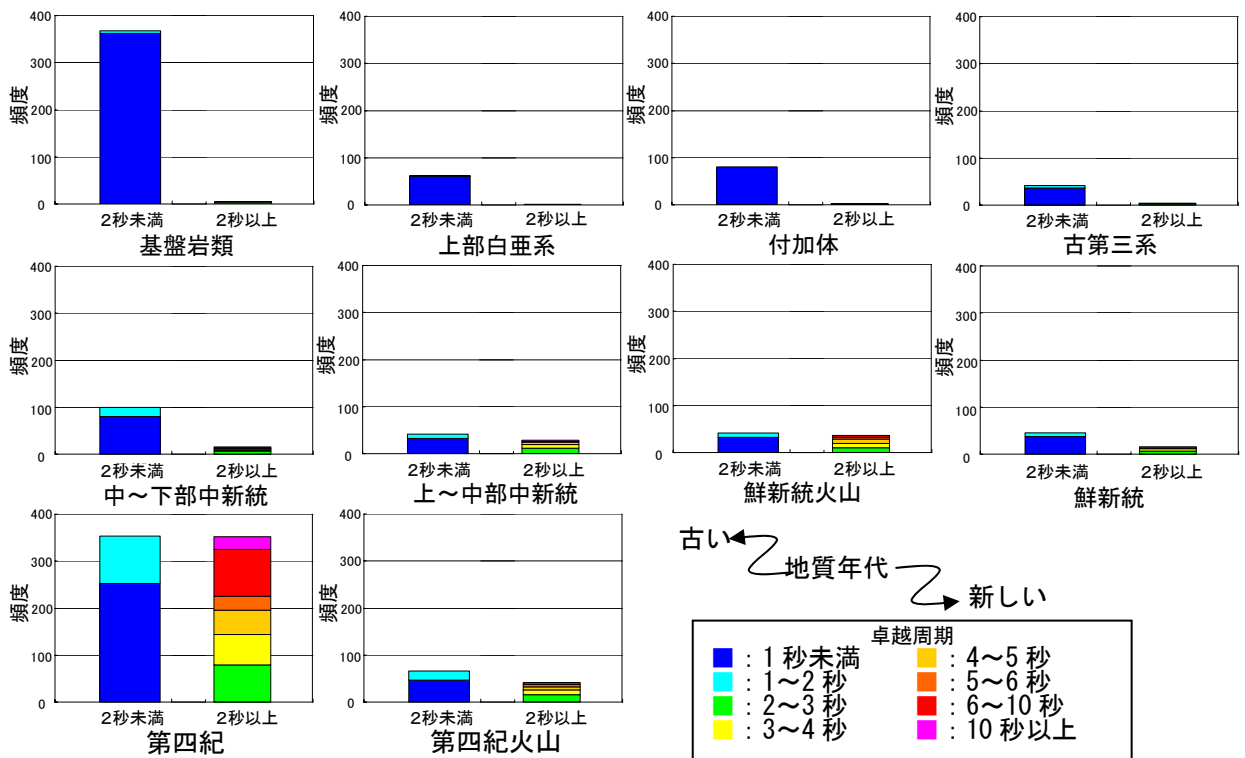
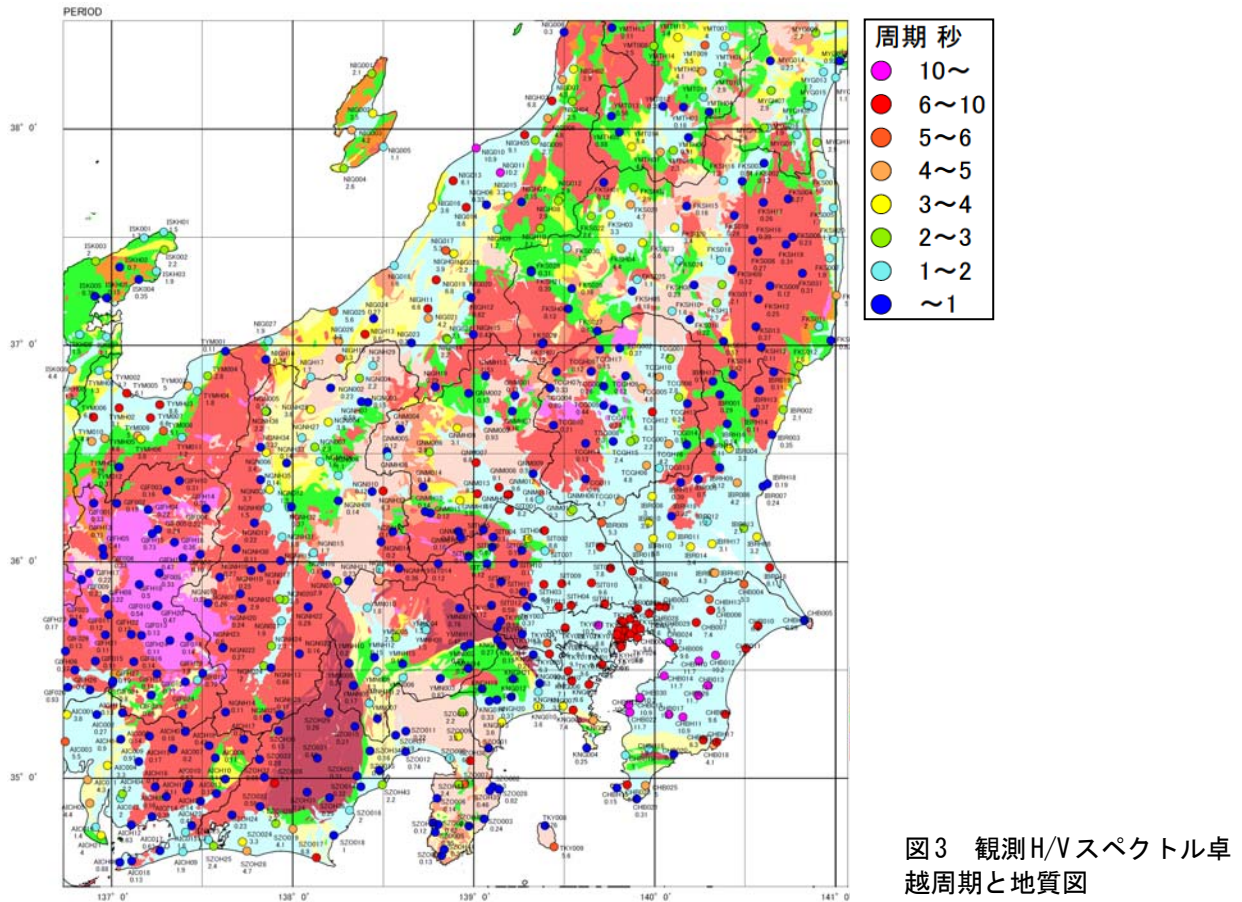
理論卓越周期が1秒未満となるよう  $V_s=2.4\text{km/s}$  層の上面深度を浅くした例



修正なしとした例

スペクトル線の凡例  
 — : 個々の観測記録のH/Vスペクトル  
 — : 平均のH/Vスペクトル  
 — : 深部地盤モデルから計算される理論H/Vスペクトル

図2 深部地盤モデルの修正例



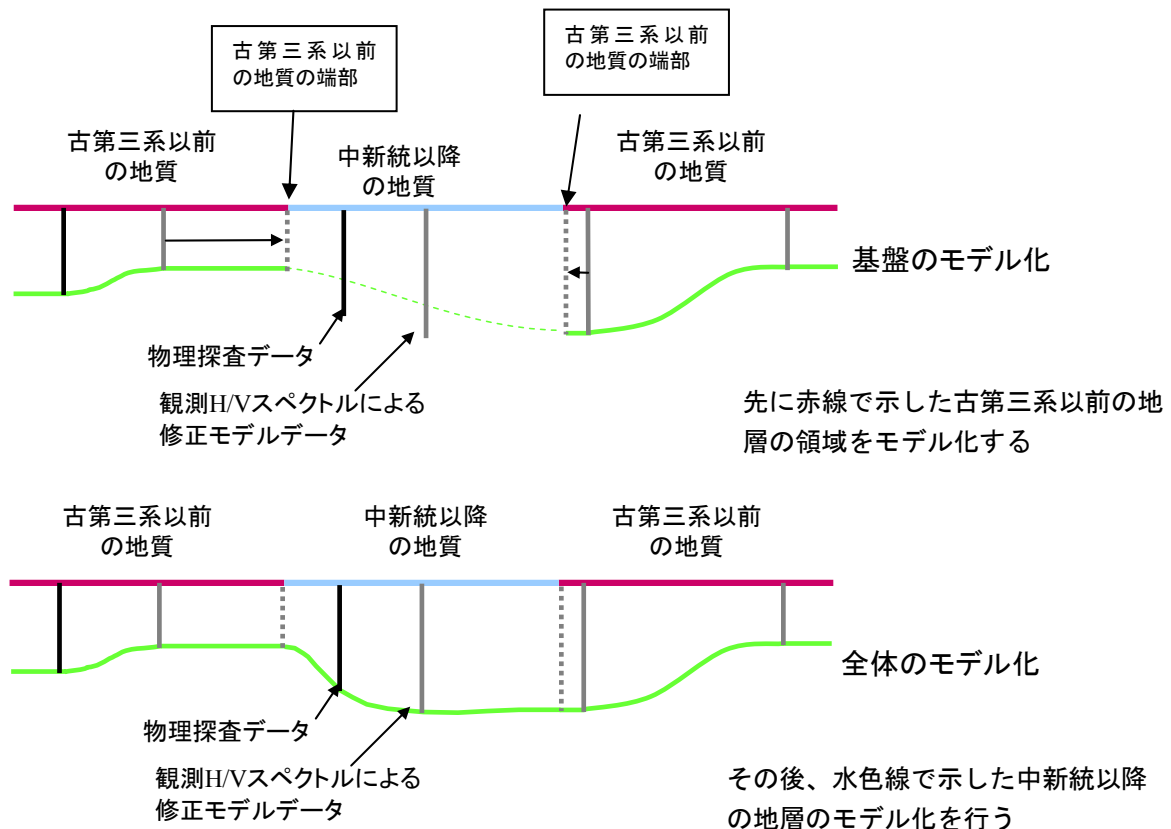


図5 古第三系以前／中新統以降の地質の端部境界の情報を用いたモデル化

### 3. 深部地盤の一次固有周期と長周期地震動の特徴

筆者らが全国の深部地盤の一次固有周期（本章以降では「 $T_{dg}$ 」と呼ぶ。）の分布図を作成した目的は、 $T_{dg}$  と観測される地震動の卓越周期との相関が高く（横田・ほか，2006）<sup>5</sup>、深部地盤の一次固有周期の分布が長周期地震動による被害対策の基礎的資料に資すると考えられたからである。したがって筆者らは、上記  $T_{dg}$  分布図の作成と並行して、 $T_{dg}$  と長周期地震動の特徴（速度応答スペクトル）を整理した。また、震源特性などの違いにより、実際に観測される卓越周期のずれが生じることについて検討した。

#### 3.1 観測記録による速度応答スペクトルの特徴の検討

2004年東海道沖の地震及び2007年能登半島地震において、各地震の震源距離がほぼ等しいK-NETおよびKiK-net（地表）の観測点の中から、 $T_{dg}$ 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%）を比較した（図8）。これらより、速度応答スペクトルの卓越周期は、概ね  $T_{dg}$  と対応し、また、 $T_{dg}$  が長いほど、その卓越周期の速度応答スペクトルの値が大きいことが確認できた。また、図8に示すように、K-NET 姉ヶ崎（ $T_{dg}=11.7$ 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KiK-net 金沢の速度応答スペクトルを上回っている。このように、 $T_{dg}$  が長いところでは、卓越周期だけでなく卓越周期以下の全周期帯でその振幅が大きくなる傾向がある。これは、 $T_{dg}$  の長い観測点は、大きな堆積盆地の中央付近に位置し、これらの地域は鉛直方向の重複反射だけでなく、堆積盆地の中にトラップされた表面波やその端部で2次的に生成された表面波が堆積盆地内で水平方向に反射・伝播を繰り返すことで様々な周期の振幅が大きくなっているものと考えられる。

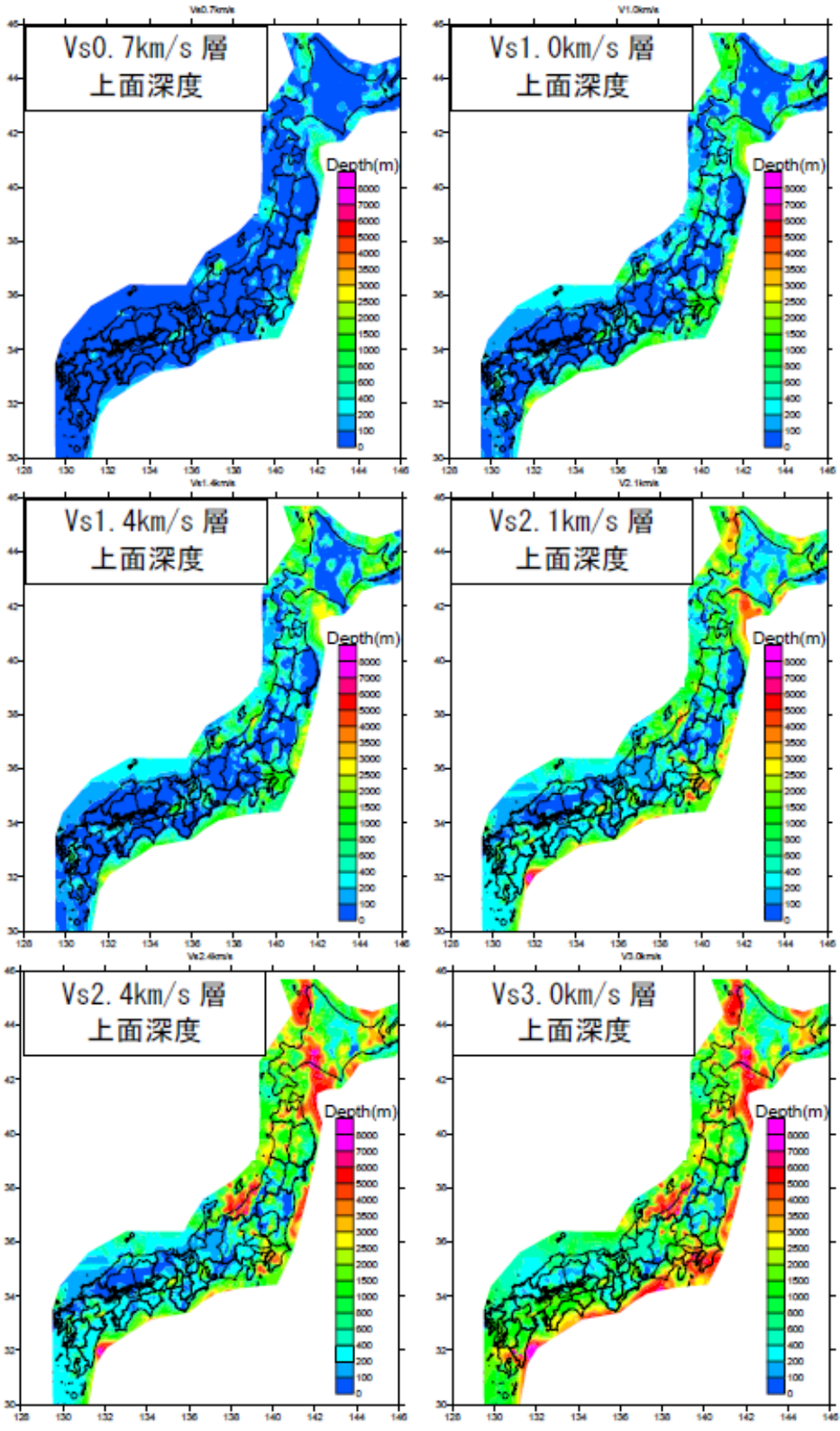


図6 作成された全国の深部地盤モデル



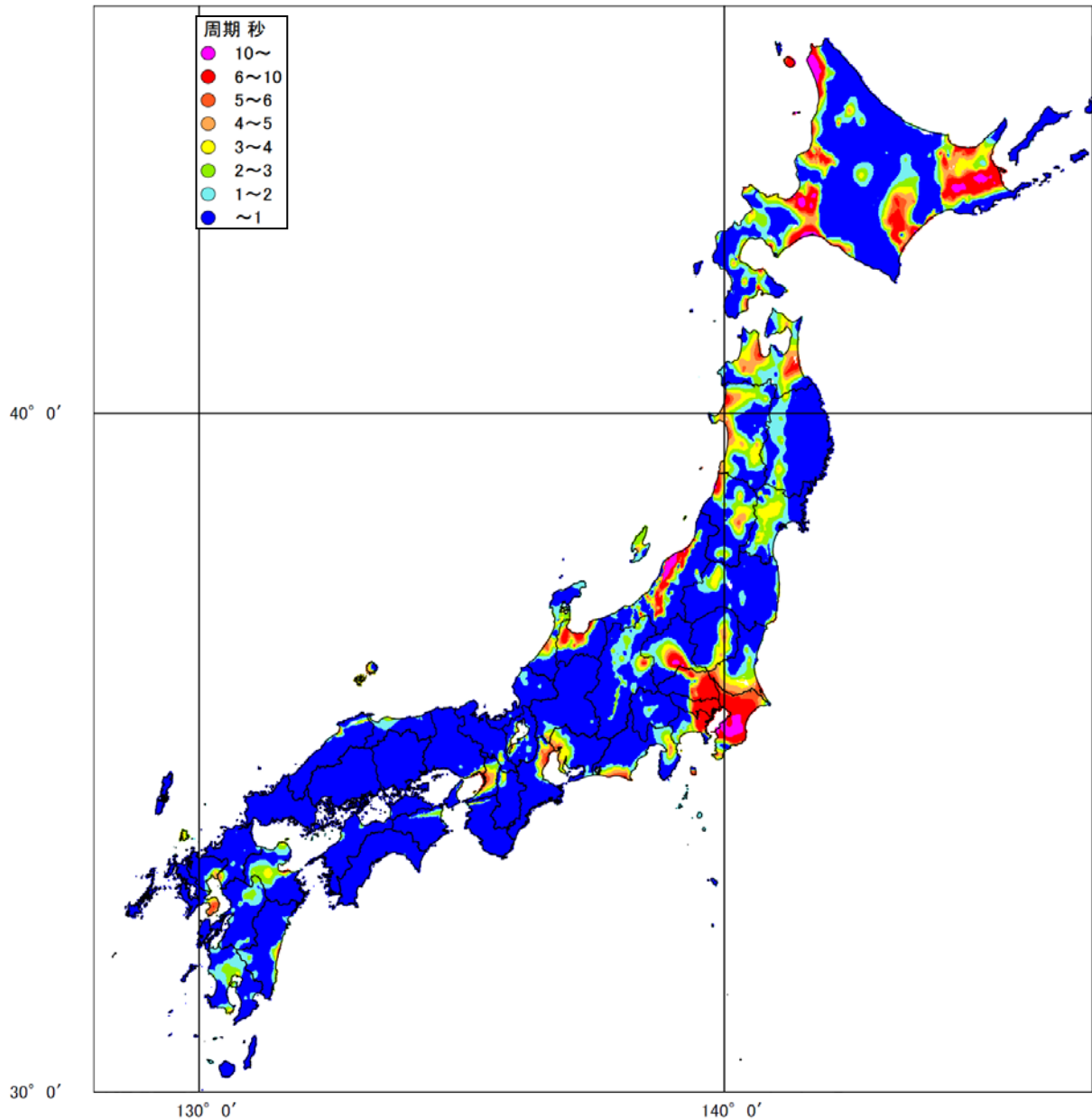
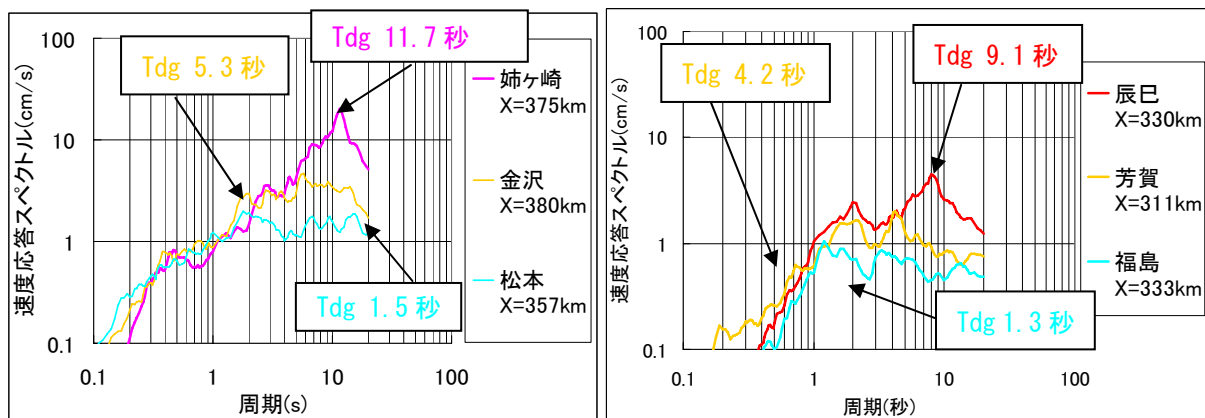


図7 作成された全国の深部地盤モデルによる一次固有周期の分布

### 3.2 震源特性による卓越周期の違い

3.1 で、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示したが、震源特性や伝播過程の影響で、観測記録の卓越周期が  $Tdg$  より長くなったり短くなったりすることがある。国内で観測された規模の大きい地震（海溝型の地震で M5.5 以上、内陸地震で M5.0 以上）の K-NET、KiK-net（地表）の観測記録の速度応答スペクトルを求め、スペクトルが最大となる周期を観測記録の卓越周期（ $Tobs$ ）とし、観測点の深部地盤の一次固有周期との差のヒストグラムを作成した（図 9a）。同図において、周期差 0 秒付近にピークがあることから、地盤の増幅により、観測記録の周期が地盤の一次固有周期付近で卓越していることが確認できる。またヒストグラムを見ると、観測記録の卓越周期が  $Tdg$  を上回ることも下回ることも多いことが分かる。さらに、 $Tdg$  ごとに見てみると、 $Tdg$  が長い場所では観測記録の卓越周期が下回ることが多く、逆に上回ることが殆どない。これらは、高次モード

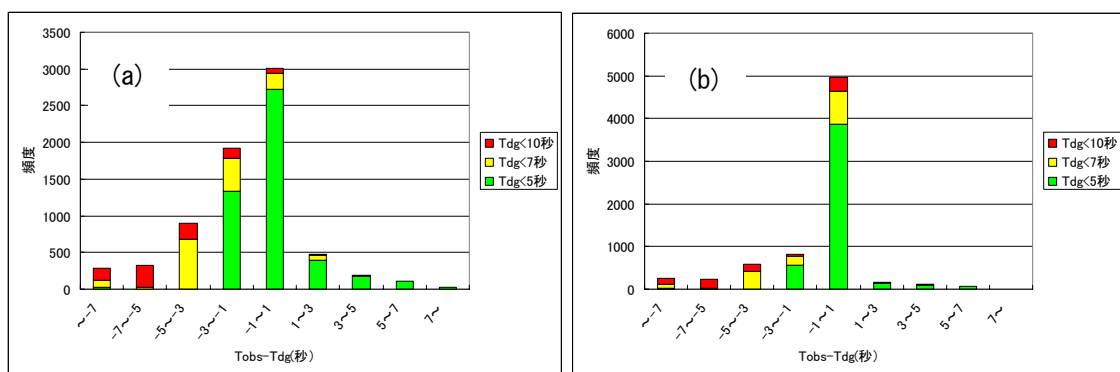
の影響や、深部地盤の中でも比較的浅い層の影響が大きく、短周期側が増幅したものであると考えられる。また、ここで選択した地震の中では比較的規模の小さいM5またはM6クラスの地震では、震源特性として長周期成分のエネルギーが小さく、 $T_{dg}$ が長い場所でも、その一次固有周期に対応した周期の地震波成分が卓越しないためではないかとも考えられる。一方、十勝沖地震のように規模が十分に大きい地震でも  $T_{dg}$  付近の周期も卓越しているが、 $T_{dg}$  より短い周期の振幅のほうが大きい場合がある。その例として K-NET 中標津観測点の速度応答スペクトル(減衰定数 5%)を図 10 に示す。中標津観測点の  $T_{dg}$  は7秒であり、この周期付近も卓越しているが、それよりも短周期の1.5~3秒にかけての振幅のほうが大きい。図 10 のように、 $T_{dg}$  に対応する周期のスペクトル値が最大スペクトル値の0.6倍より大きければ、 $T_{dg}$  の周期付近で増幅があるとみなし、周期差 ( $T_{obs}-T_{dg}$ ) が 0 の場合と同じ扱いとして集計しておいたところ、殆どの観測記録の  $T_{obs}$  が  $T_{dg}$  と対応するという結果が得られた (図 9b)。これより、最大速度応答となる周期が短周期側にあった場合でも、殆どの場合で、 $T_{dg}$  に対応する周期も増幅されていることがわかる。



2004年東海道沖の地震(M7.4)

2007年能登半島地震(M6.9)

図8 震源距離がほぼ等しい代表的な観測記録の速度応答スペクトル



(a)周期差 ( $T_{obs}-T_{dg}$ ) のヒストグラム

(b) $T_{dg}$  に対応する周期のスペクトル値が最大スペクトル値の0.6倍より大きければ、 $T_{dg}$  の周期付近で増幅があるとみなした場合の周期差のヒストグラム

図9 観測記録の卓越周期と深部地盤の一次固有周期( $T_{dg}$ )の差のヒストグラム

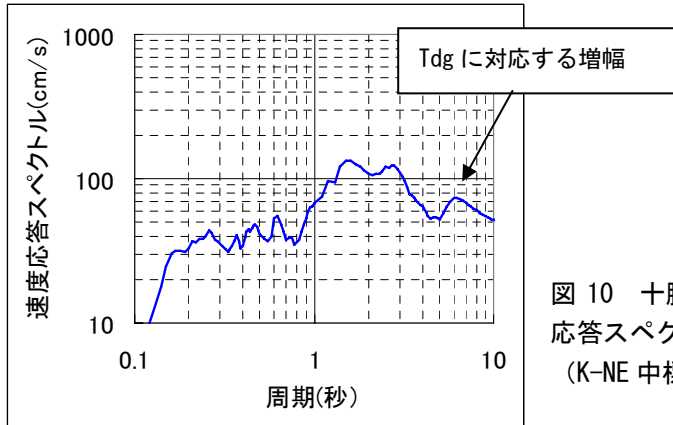


図 10 十勝沖地震の観測記録の速度  
応答スペクトル例  
(K-NE 中標津,  $T_{dg} = 7$  秒,  $X = 214$ km)

#### 4. 長周期地震動の地盤による増幅特性と距離減衰式

次に、地盤の増幅特性を調べるため、まず長周期地震動の距離減衰を評価する。そして、 $T_{dg}$  が長いところほど、長周期地震動の振幅が大きい傾向があることを定量的に評価し、 $T_{dg}$  を説明変数として用いる距離式を提案する。

##### 4.1 速度応答スペクトルの距離減衰式の作成

経験的手法により地震動の推計を行う際に採用されることの多い司・翠川(1999)<sup>7</sup>では、最大加速度、最大速度の距離減衰式を提案している。例として、断層最短距離を用いた最大速度の距離減衰式(内陸地震)を示す[(1)式]。

$$\left. \begin{aligned} \log(PGV) &= b - \log(Xs + 0.0028 \cdot 10^{0.5 \cdot Mw}) - 0.002 Xs \\ b &= 0.58 \cdot Mw + 0.0038D - 1.29 \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

$PGV$  : 最大速度(cm/s)  
 $Mw$  : モーメントマグニチュード  
 $Xs$  : 断層最短距離(km)  
 $D$  : 震源の深さ(km)

片岡ほか(2008)<sup>8</sup>では、周期 2 秒から 20 秒の加速度応答スペクトルの距離減衰を検討している[(2)式]。

$$\log(Sa(T)) = a(T) \cdot Mw - b(T) \cdot Xc + c(T) - d(T) \cdot \log(Xc + p(T) \cdot 10^{qMw}) \quad (2)$$

$Sa$  : 加速度応答値 (減衰定数 1%)  
 $Xc$  : 断層中心投影線最短距離(km)  
 $T$  : 加速度応答スペクトルの周期(秒)  
 $a(T), b(T), c(T), d(T), p(T), q$  : 回帰係数

本検討では、説明変数を地震規模（モーメントマグニチュード）、震源距離、深部地盤の一次固有周期 ( $T_{dg}$ )として、(3)式で示す回帰式モデルを評価した。

$$\log(Sv) = a(T) \cdot M - b(T) \cdot X - c(T) \cdot \log(X) + d(T_{dg}, T) + e(T) \quad (3)$$

$Sv$  : 速度応答値 (cm/s、減衰定数 5%)

$X$  : 震源距離 (km)

$M$  : 地震規模 (モーメントマグニチュード)

$T$  : 速度応答スペクトルの周期(秒)

$T_{dg}$  : 深部地盤の一次固有周期(秒)

$a(T), b(T), c(T), d(T_{dg}, T), e(T)$  : 回帰係数

係数  $e(T)$ は、海溝型と内陸型の2つの地震タイプに分けて評価した。他の係数は地震タイプに分けず共通とし、周期毎に評価したが、内部減衰にかかる  $b(T)$ および幾何減衰にかかる  $c(T)$ には、周期依存性は見られなかった。深部地盤による増幅にかかる  $d(T_{dg}, T)$ は、地盤の一次固有周期、速度応答の周期毎に求めた。約 1km メッシュで全国の分布が得られている  $T_{dg}$  を用いることで、地震観測点がない地域でも精度の高い予測ができることが期待できる。

解析には、地殻内地震では深さ 20km 未満、プレート境界地震では深さ 60km 未満の地震でかつマグニチュードが 5.5 以上の地震を抽出して、それらの K-NET、KiK-net の地表の観測記録を用いた。

解析は以下の手順で実施した。なお、震源からの距離の指標としては、震源距離と断層最短距離を検討した。

- ① 各地震の観測記録（速度応答値）に(4)式をあてはめ、係数を地震毎、速度応答の周期毎に求めた。図 11～13 に例として3つの地震の地震毎に求めた距離減衰曲線と観測記録（速度応答値）の比較を示す（各図の左列）。同図では、深部地盤の一次固有周期（以下  $T_{dg}$ ）によってシンボルの色を変えてあるが、 $T_{dg}$  が長いほど速度応答値が大きくなる傾向が顕著にみえる。

$$\log(Sv) = A(T) - b(T) \cdot X - c(T) \cdot \log(X) \quad (4)$$

$A(T)$  : 回帰係数

- ② 上記(4)式による推定値と観測値の差を回帰誤差として集計し、 $T_{dg}$  との関係を見た（図 14）。この結果、全体的に周期が長くなるにしたがって回帰誤差が大きくなることが分かる。これにより、(4)式の回帰式誤差は、深部地盤における長周期地震動の増幅との関係が深いと解釈することが可能である。したがって、以下では、図 14 の回帰誤差を  $T_{dg}$  から求められる増幅係数  $d(T_{dg}, T)$  とした。図 11～13 には、この増幅係数を適用した距離減衰を示している（右列）。前述のように、補正前（左列）は  $T_{dg}$  が長いほど速度応答スペクトル振幅が大きくなる傾向があったが、補正によって、深部地盤における増幅の大小に起因すると考えられるばらつきは抑えられている。

- ③ 各地震について、 $T_{dg}$  から求められる増幅係数  $d(T_{dg}, T)$  を適用し、求めた距離減衰曲線と観測記録（速度応答値）の比較してみると、震源距離のレンジが狭いなどの理由で、適正な係数が求められていない地震が見られたので、それらの地震を解析対象から除外した。最終的に解析に用いた地震のリストを表 1 に示す。
- ④ ③までに求めた係数を既知とし ( $b(T)=0.001$ 、 $c(T)=0.86$  ;  $T$  によらず一定) 内陸地震と海溝型地震に分けて、(5)式の係数  $a(T)$  と  $e(T)$  を求めた。図 15 に示す。

$$\log(S_v) - d(T_{dg}, T) + b(T) \cdot X + c(T) \cdot \log(X) = a(T) \cdot M + e(T) \quad (5)$$

## 4.2 深部地盤の増幅係数

図 14 に示した  $T_{dg}$  と回帰誤差の関係には、次のような特徴が見られる。

- 横軸を周期にしてみた場合 (図 14a)、回帰誤差がもっとも大きくなる周期 (ピーク周期) と  $T_{dg}$  の対応がよい (ただし、 $T_{dg} \leq 7$  秒)。すなわち、応答スペクトルは、 $T_{dg}$  の周期付近で最も大きくなる傾向がある。
- $T_{dg}$  が大きいほど回帰誤差が大きく、それは、上記ピーク周期だけでなく、概ね全周期において  $T_{dg}$  が大きいほど回帰誤差が大きい傾向がある。

上記の特徴より回帰誤差が長周期の地震動のその場所における増幅率に相当すると考え、距離減衰式に深部地盤の増幅係数として取り入れた。したがって、 $T_{dg}$  が長いほどすべての周期において増幅係数が大きい値となる。一方で、 $T_{dg}=8$  秒をピークとして、8 秒より長い周期では回帰誤差、すなわち増幅係数は小さくなっている。また、 $T_{dg}$  が 7 秒より長いところでは、増幅係数のピークは  $T_{dg}$  に対応せず、周期 7 秒以上では、ほとんどの  $T_{dg}$  において周期が長くなるに従い増幅係数は減少する。これらの理由のひとつとしては、今回解析に用いた地震の規模が十分に大きくなく、震源スペクトルとして 7 秒以上の長周期成分が小さいことが考えられる。これより、今回の解析で得られる距離減衰式を用いて M8 クラスの速度応答スペクトルの推定した場合、周期 7 秒以上については、過小評価となる可能性がある。この過小評価を防ぐために、増幅係数の適用に際しては、以下の条件設定を考えた (図 16)。

補正方式 A、求めた回帰誤差をそのまま増幅係数として用いる。

補正方式 B、最大値となっている  $T_{dg}=8$  秒の補正値を  $T_{dg} 8$  秒以上にも適用する。

補正方式 C、 $T_{dg} 6$  秒以上では、増幅係数値は  $T_{dg}$  に比例して大きくなるように設定。

なお、検討している距離減衰式の地震規模における適用範囲については、シミュレーション結果との比較により検討する。

## 4.3 観測応答スペクトルとの比較検討

今回解析に用いた観測記録の中で、地震規模が大きい 2003 年十勝沖地震(Mw8.0)の観測記録のうち、 $T_{dg}$  が長い K-NET 観測点広島 (HKD182) と苫小牧 (HKD129) の観測記録の速度応答スペクトルと、ここで検討した距離減衰式から求めたスペクトルとの比較を図 17 に示す。NS 成分、EW 成分ともに、周期 2 秒から 12 秒かけて観測記録の速度応答スペクトルは、おおむね距離減衰式によるスペクトルとあっている。観測点苫小牧の  $T_{dg}$  は 10 秒なので、補正形式 A、B、C の 3 通りで比較したが、観測記録の

NS 成分のスペクトルが大きいことより、もっとも大きなスペクトルとなる補正形式 C が観測記録に最も近くなっている。

#### 4.4 シミュレーション結果との比較検討

地震調査研究推進本部では、内陸活断層の地震を想定した強震動評価を実施している<sup>9)</sup>。地震調査研究推進本部における強震動評価では、長周期成分を三次元有限差分法で計算している。ここでは、石狩低地東縁断層帯を想定して強震動評価された波形を用い (J-SHIS<sup>10)</sup>)、観測波形と同様の処理をして距離減衰を検討した (図 18)。深部地盤の増幅係数についても、補正方式 C を用いたが、図 18 の石狩低地東縁断層帯の距離減衰では、補正によってデータのばらつきを小さくすることができている。これは、図 19 に示すように、本検討による  $Tdg$  と地震調査研究推進本部による石狩平野東縁断層帯の強震動評価地域の一次固有周期がかなり近い分布となっているためである。

プレート境界地震のシミュレーション結果との比較として、土方・ほか(2005)<sup>11)</sup>による東海地震のシミュレーション結果、吉見・ほか(2005)<sup>12)</sup>による南海地震シミュレーション結果の応答スペクトルとの比較を図 20、図 21 に示す。ここでは、計算地点が品川や千葉などのように堆積層が厚く、深部地盤の一次固有周期が6秒から10秒以上と長いところのシミュレーション結果と距離減衰式による応答スペクトルを比較した。したがって、距離減衰式から求められるスペクトルのうち、補正前のスペクトルはいずれもシミュレーション波形のスペクトルより大きく下回っているが、 $Tdg$  による補正後のスペクトルはシミュレーション波形と周期 10 秒程度まではよい対応を示す。しかしながら、周期 10 秒以上については、シミュレーション結果との差が大きくなっている。周期 10 秒以上を検討の精度を向上させるには、規模の大きい地震による長周期成分を有する地震観測記録が必要であるが、M8 クラスの地震観測記録はまだ乏しく、これらは今後の検討課題である。

#### 4.5 四川地震の観測記録との比較検討

ここまで、周期 10 秒程度までの長周期を検討しているが、検討に用いた地震 (特に内陸地震) の規模が小さいため、求められた距離減衰式が検討に用いた地震よりも規模の大きい地震に適用できるか懸念があった。そこで、国外の地震であるが、地殻内の地震としては最大級である 2008 年 5 月 12 日の四川地震の中国国内で観測された記録<sup>13)</sup>と距離減衰式による推定値を比較した。観測記録から求めた周期 5 秒の速度応答スペクトルの分布と本検討における距離減衰式との比較を図 22 に示す。ここで、 $Tdg$  については、四川地震の観測記録から HV スペクトルを算出し、その周期 0.1 秒~20 秒までの範囲におけるピーク値より推定し、これらを用いて補正方式 C により補正を行った (同図右)。この結果を見ると、観測記録と距離減衰式による曲線との対応は良く、推定した  $Tdg$  による補正も、距離減衰式との誤差を減少させる効果を示している。ただし、断層最短距離 300km 以上の黄河流域に分布する観測記録の一部は、補正後においても、距離減衰式を上回っており、これは、震源の特性、または地域の特性であると考えられる。なお、四川地震の震源が、東西に長い震源域の東端にあることより、ここでの検討には、断層最短距離を用いた。

表 1 解析に用いた地震の一覧

地震名	地震タイプ	Mw	Mj	震源深さ (km)
2000年1月28日 北海道東方沖の地震	海洋プレート内	6.7	7.0	58
2001年1月3日 北海道東方沖の地震	プレート境界	5.8	5.6	25
2001年5月25日 択捉島付近の地震	プレート境界	6.6	6.9	30
平成15年(2003年9月26日)十勝沖地震	プレート境界	8.0	8.0	45
2004年9月5日東海道沖の地震の前震	海洋プレート内	7.3	7.1	37
2004年11月29日釧路沖の地震の余震	プレート境界	5.9	6.0	46
2005年11月15日三陸沖の地震	海洋プレート内 (正断層型)	7.0	7.2	45
平成12年(2000年)鳥取県西部地震	地殻内	6.6	7.3	9
平成16年(2004年10月23日18時3分) 新潟県中越地震の余震	地殻内	5.9	6.3	9
平成16年(2005年10月25日06時04分) 新潟県中越地震の余震	地殻内	5.6	5.8	15
2005年3月20日福岡県西方沖の地震	地殻内	6.6	7.0	9
2006年4月21日伊豆半島東方沖の地震	地殻内	5.6	5.8	7
平成19年(2007年)能登半島地震	地殻内	6.7	6.9	11
平成19年(2007年)新潟県中越沖地震	地殻内	6.6	6.8	17
平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震	地殻内	6.9	7.2	8
2000年7月1日三宅島付近から新島・神津島付近にかけての 地震	地殻内(火山性)	6.2	6.5	16
2000年7月9日三宅島付近から新島・神津島付近にかけての 地震	地殻内(火山性)	5.9	6.1	15
2008年5月12日の四川地震 ※	地殻内	7.9	8.0 (Ms)	19

※四川地震の観測記録は、距離減衰式の検証にのみ用いた

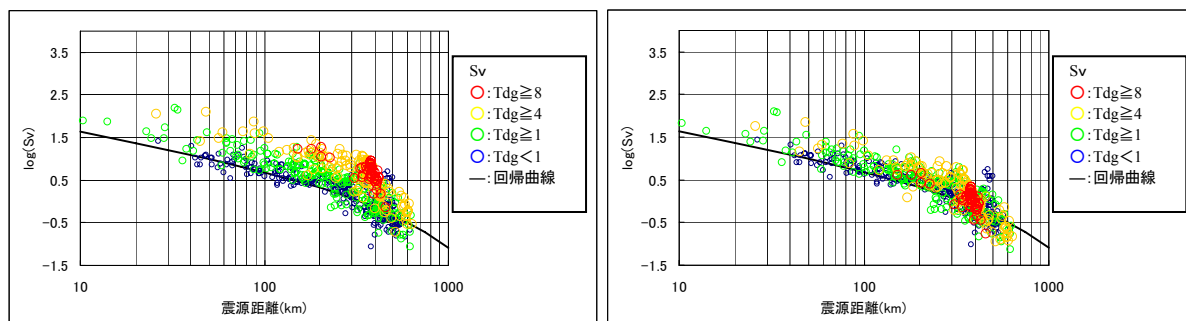


図 11 岩手宮城内陸地震における速度応答値の距離減衰(T=5s)  
左列：地盤の一次固有周期による補正前、右列：補正後

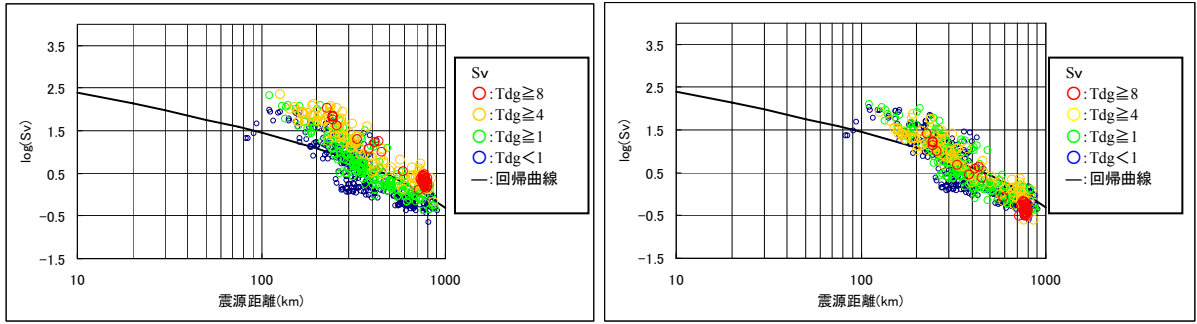


図 12 十勝沖地震の距離減衰(T=5s)  
左列：地盤の一次固有周期による補正前、右列：補正後

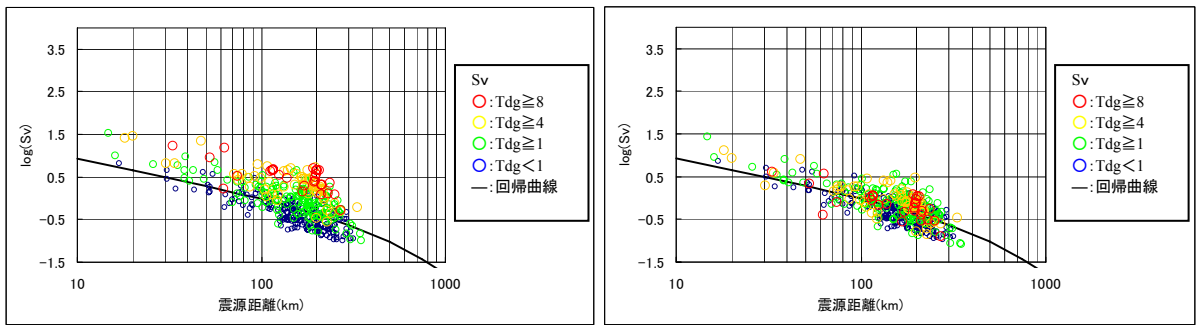
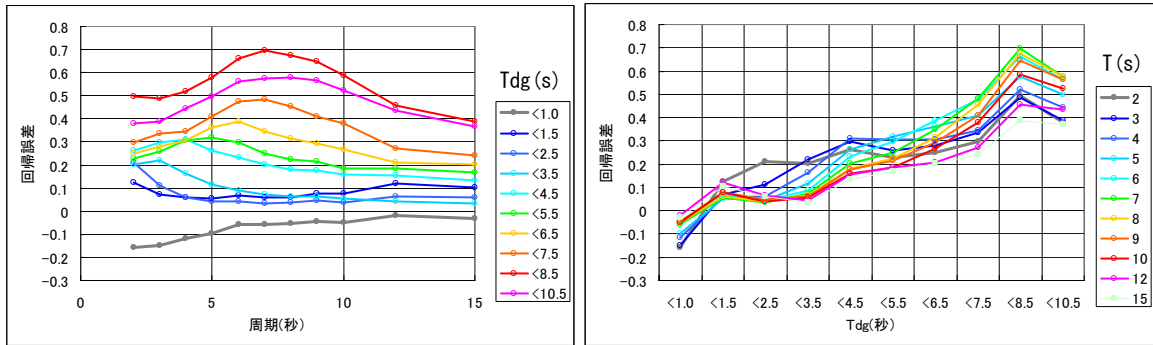


図 13 新潟県中越地震の余震の距離減衰(T=5s)  
左列：地盤の一次固有周期による補正前、右列：補正後



(a) 横軸が周期 T (b) 横軸が Tdg  
図 14 深部地盤の一次固有周期と回帰誤差の関係



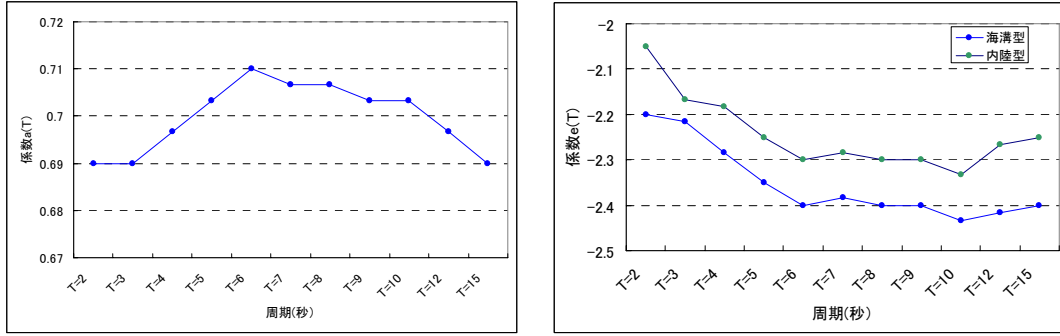


図 15 係数  $a(T)$  の分布と係数  $e(T)$  の分布

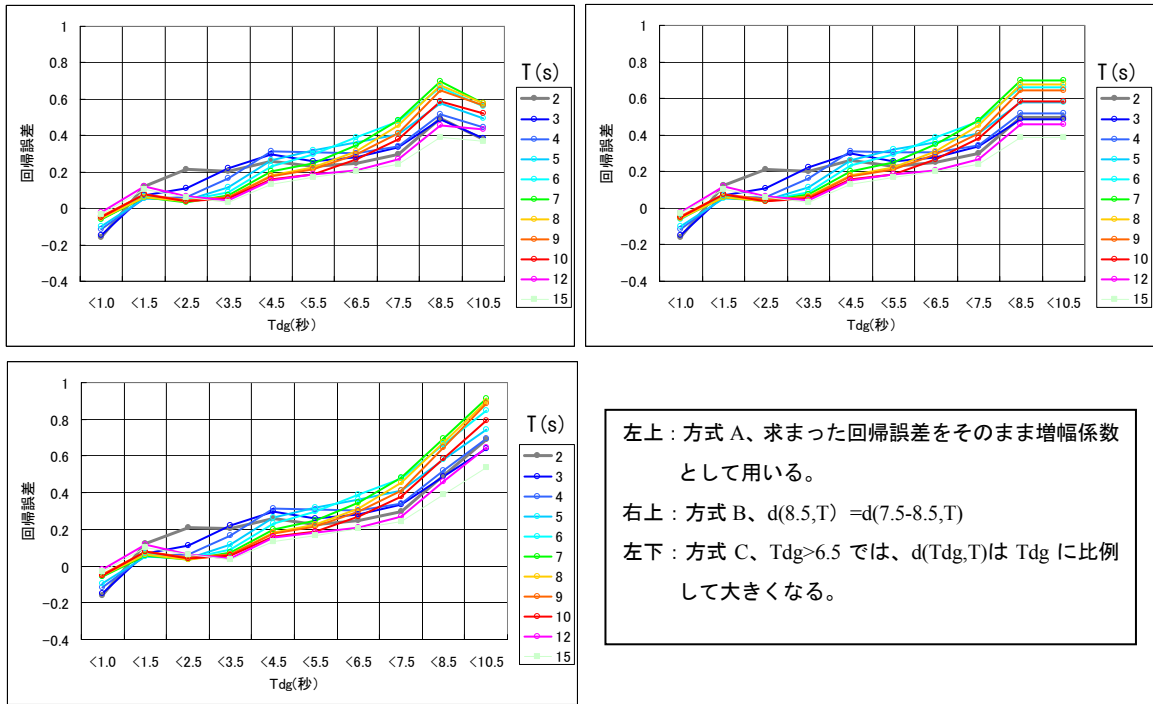
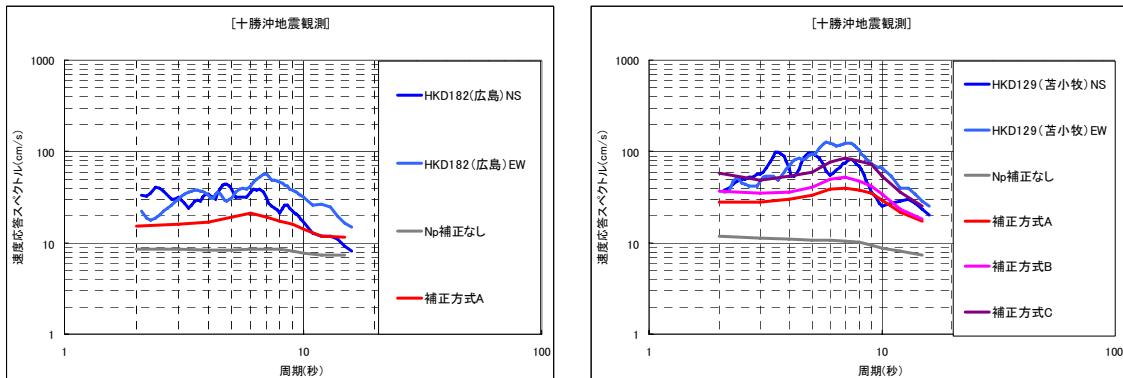


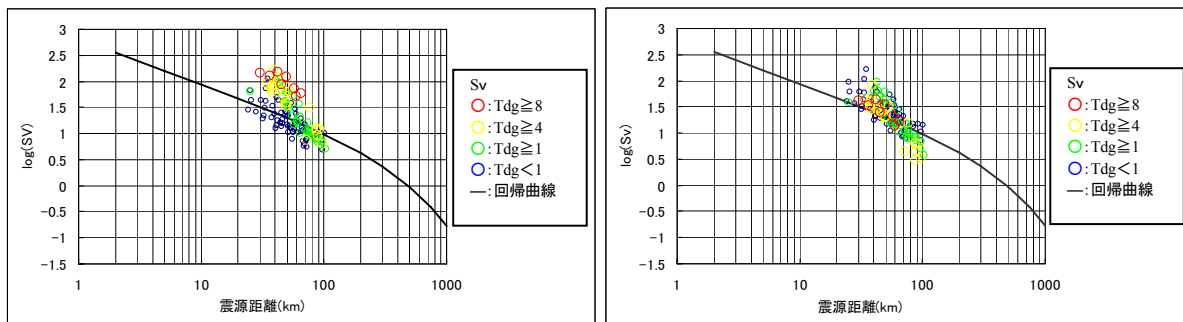
図 16 増幅係数  $d(Tdg, T)$  に関する条件の設定



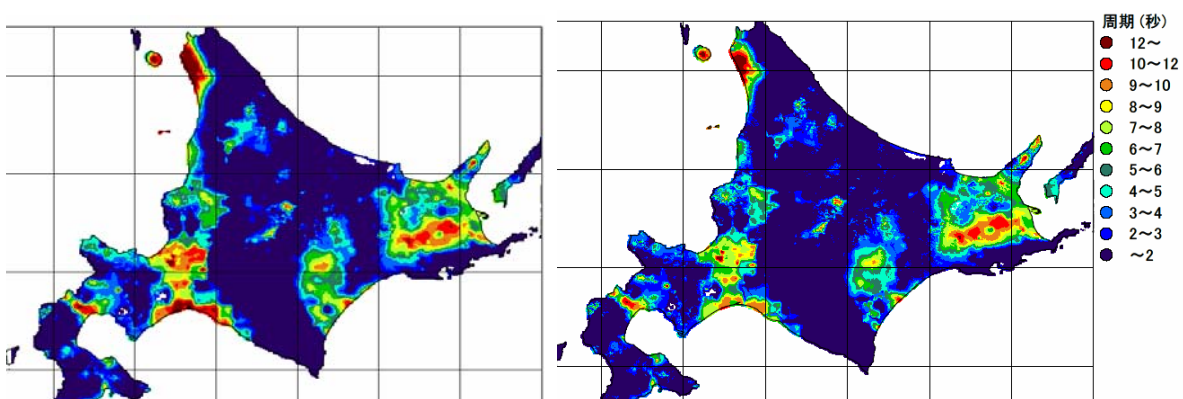
K-NET 広島 ( $Tdg=6$  秒,  $X=248$ km)

苦小牧 ( $Tdg=10$  秒,  $X=226$ km)

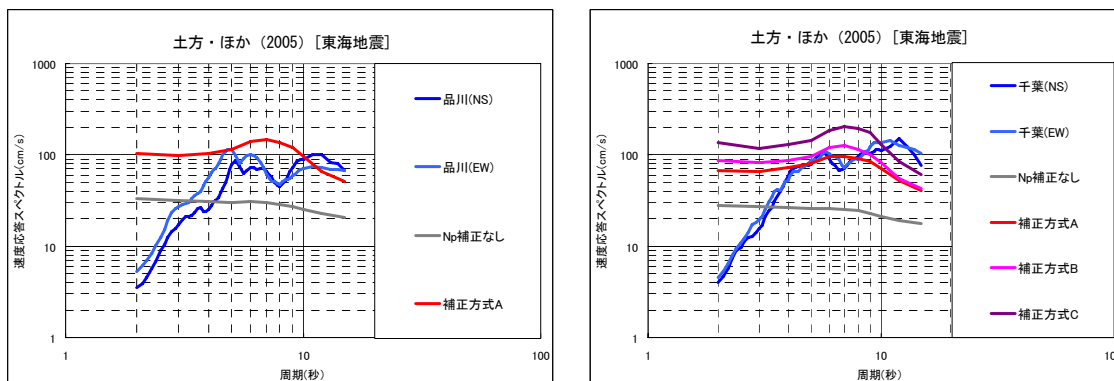
図 17 観測記録との比較(十勝沖地震)



(サイト補正なし) (サイト補正あり)  
 図 18 石狩低地東縁断層帯のシミュレーション結果の距離減衰

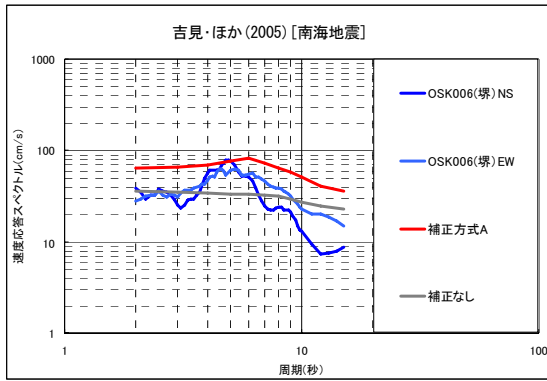


(本検討による深部地盤) (地震調査研究推進本部が波形計算に用いた深部地盤)  
 図 19 本検討と地震調査研究推進本部の深部地盤の一次固有周期の比較

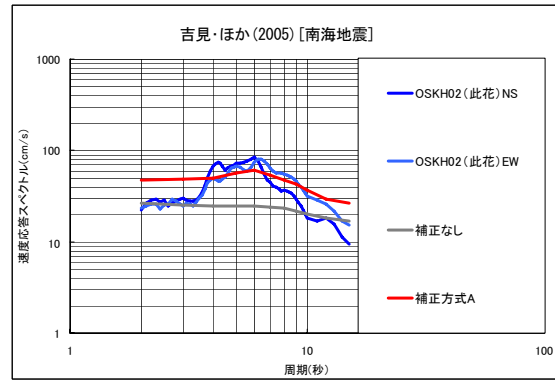


品川 ( $T_{dg}=8.3$  秒,  $X=167$ km) 千葉 ( $T_{dg}=10$  秒,  $X=190$ km)

図 20 シミュレーション結果との比較(東海地震)

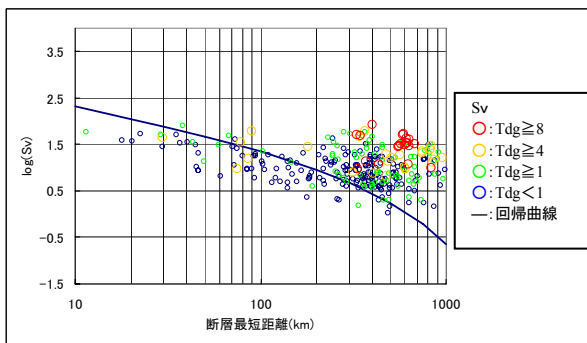


K-NET 堺 ( $T_{dg}=6$  秒,  $X=200$ km)

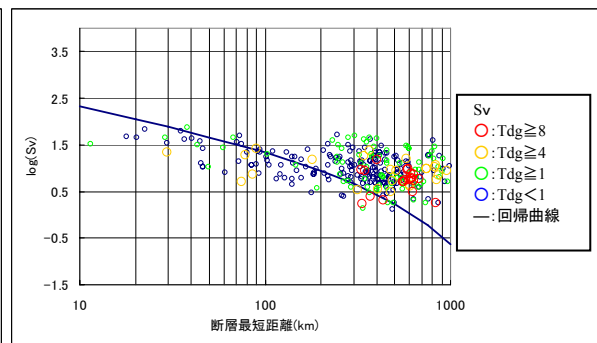


KiK-net 此花 ( $T_{dg}=8$  秒,  $X=250$ km)

図 21 シミュレーション結果との比較(南海地震)



(補正前)



(補正後)

図 22 四川地震の観測記録による速度応答スペクトル ( $T=5$  秒) の距離減衰

## 5. まとめと課題

中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会」において全国の深部地盤モデルを構築し、その深部地盤の一次固有周期の分布図を作成した。

筆者らはさらに検討を進め、深部地盤の一次固有周期と観測される長周期地震動との関係として、深部地盤の一次固有周期が長いところでは、卓越周期だけではなく卓越周期以下の全周期帯でその振幅が大きくなる傾向があることなどを見出した。そして、長周期地震動の増幅率について、深部地盤の一次固有周期との関係を用いた距離減衰式を考案しここに示した。これにより、深部地盤の一次固有周期の分布より、長周期地震動の増幅特性が概観できることとなる。

なお、本検討に用いた地震の規模は最大で 8.0(Mw)であるが、その大半が M6~M7 クラスであるため、規模の大きい地震について長周期側の予測を行うには次のような課題を残している。

- 地盤の一次固有周期が 7 秒以上の場所において、観測記録から得られた地盤の増幅率のピークの周期は、地盤の一次固有周期にかかわらず 7 秒程度となっている。本研究では、地震規模が大きい地震の場合、増幅率のピークの周期は、地盤深部地盤の一次固有周期に対応して長くなると仮定して、増幅係数を調整し、規模の大きい地震の地震動予測に適用する方法を提案した。
- 3 次元有限差分法等を用いたシミュレーション結果とも比較し、上記の補正方法をとった場合、周期 10 秒程度までは調和的な結果が得られるものの、10 秒以上ではシミュレーション結果との差が

大きいことが分かった。

これらより、本検討により得られた距離減衰式の適用範囲は、増幅係数の最大ピーク周期を考慮すれば 7 秒、差分法などのシミュレーション結果との整合を考慮すると 10 秒程度までと考えることができる。

#### 謝辞

本報告の作成に当たって、中央防災会議「東南海・南海等の地震の専門調査会」の委員よりご指導を頂きました。本検討においては、防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net、気象庁の震度計それぞれの観測データを使用させて頂きました。四川地震については、”China National strong motion network center”により収集された観測記録を使用させて頂きました。更に、査読者の方々からは多くの有益なご指摘を頂き、本稿の改善に大いに役立ちました。ここに記して謝意を表します。

#### 参考文献

- 1) 中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会」第 16 回「地震動と津波の高さの検討に関する資料集」.
- 2) 中央防災会議「首都直下地震対策専門調査会」第 12 回地震ワーキンググループ報告書.
- 3) 中央防災会議「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」参考資料.
- 4) 中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会」第 36 回参考資料「長周期地震動の卓越周期と深部地盤の固有周期」.
- 5) 横田崇・鈴木晴彦・増田徹、中央防災会議での長周期地震動調査結果、平成 17 年度長周期地震動対策に関する調査業務報告書、2006 年.
- 6) 地質調査所：100 万分の 1 日本地質図第 3 版、1992 年、地質調査所.
- 7) 司宏俊・翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集、1999 年、523、63-70.
- 8) 片岡正次郎・松本俊輔・日下部毅明・遠山信彦：やや長周期地震動の距離減衰式と全国の地点補正係率，土木学会論文集 A、2008 年、Vol.64、No.4、721-738.
- 9) 地震調査研究推進本部：<http://www.jishin.go.jp/main/>
- 10) J-SHIS：<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>
- 11) 土方勝一郎・植竹富一・金谷淳二・真下 貢・早川 崇・渡辺基史・佐藤俊明：東海地震の関東平野における長周期地震動予測、海溝型巨大地震を考えるー広帯域強震動の予測ーシンポジウム論文集、2005 年、pp.61-64、巨大地震最大対応共同研究連絡会地震動部会.
- 12) 吉見雅行・関口春子・堀川晴央：大阪堆積盆地を対象とした想定南海地震の長周期地震動計算、土木学会年次学術講演会講演概要集（CD-ROM）、2005 年.
- 13) China National strong motion network center <http://data.earthquake.cn/index.do/>

(受理：2010 年 1 月 6 日)

(掲載決定：2010 年 12 月 27 日)

# **Attenuation and Amplification of Long-Period Component of Ground motion**

Takashi Yokota<sup>1)</sup>, Ikeuchi Koji<sup>2)</sup>, Yahagi Tomohiro<sup>3)</sup>,  
Kaida Yasuhiro<sup>4)</sup>, Suzuki Haruhiko<sup>4)</sup>

1) Japan Metrological Agency, Dr. PhD

2) Ex-Director for Earthquake, Volcanic and Large-scale Flood Disaster Management, Cabinet Office, Japan

3) Ex-Earthquake, Volcanic and Large-scale Flood Disaster Management, Cabinet Office, Japan

4) Earthquake Engineering Department, OYO Corporation

## **ABSTRACT**

The Central Disaster Management Council constructed 3D subsurface velocity structure models to conduct the strong motion simulations and described the map of natural periods which calculated using the subsurface velocity structures. We evaluated the amplification of long-period component of seismic records, and confirmed that the natural period which calculated from velocity structures related to the amplitude of long-period component of ground motion. The relation was that the longer the natural period at the observation station was, the larger the amplification of long-period component of observed record was. We proposed new attenuation relationship using the relation of natural period and amplification of long-period component of ground motion.

*Key Words: Long-period ground motion, Strong Motion, Natural Period of Subsurface Structure*