

### 3. 4 震源断層モデル等の構築

#### 3. 4. 1 強震動予測手法と地下構造モデルに関する調査研究

##### (1) 業務の内容

###### (a) 業務の目的

3.1～3.3 で得られたデータ等を総合して、プレート境界地震、スラブ内地震のそれぞれについて、地震発生場所の絞込み、地殻やプレートを含む地下構造モデルの構築、さらには震源断層モデルの構築等を行う。首都圏に脅威をもたらす地震の解析、地下構造モデルの構築なども行って、長周期地震動予測地図や首都直下地震の強震動予測につなげる。

###### (b) 平成 19 年度業務目的

首都圏に脅威をもたらした過去の地震の解析、そのための地下構造モデルの構築を開始する。こうした地震に関する長周期地震動予測地図作成のための計算機コードを開発する。既存の強震観測網のデータを利用した地下構造モデル化のための解析手法について検討し、それらの結果を合わせて地盤モデルの収集・整理を行う。これらにより既存データの補強を行う。

###### (c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学地震研究所	教授	額綱一起	
東京大学地震研究所	准教授	古村孝志	
東京大学地震研究所	助教	三宅弘恵	
東京大学地震研究所	産学官連携研究員	引間和人	
東京大学地震研究所	大学院生	田中康久	

##### (2) 平成 19 年度の成果

###### (a) 業務の要約

強震動予測精度の向上のためには、地震動予測計算手法の高度化とともに、震源モデルや地下構造モデルの高精度化が必要である。特に首都圏は厚い堆積層の上に広がる関東平野に位置しており、地下構造のモデル化とそれを十分に反映できる地震動予測手法を確立する必要がある。また、強震動予測のためには震源モデルの設定も重要であり、過去の地震の解析などを行う必要があるが、そのためにも事前に地下構造モデルの影響を評価しなければならない。本年度業務では、首都圏の地震動予測において重要な長周期地震動の計算手法について再検討を行い、新たに導入した差分格子化方法により予測精度が向上することを確認した。また、地下構造モデルの構築を行うため、常時微動や地震観測記録のレイリー波成分を使った速度構造推定法（HZ 法）を導入し、その適用性について検討した。その結果、関東地域においても HZ 法が適用可能であることが示された。

## (b) 業務の成果

### 1) 本年度の検討内容

首都圏に脅威をもたらす地震による強震動予測精度の向上のためには、地震動予測手法の高度化とともに、震源モデルや地下構造モデルの高精度化が必要である。大大特プロジェクト・大都市圏地殻構造調査研究<sup>1)</sup>における検討では、首都圏の周辺で発生する巨大地震によって長周期地震動が顕著に励起されることが確認され、差分法などの決定論的手法によって予測を行うことの重要性が示された。しかし、1923年の関東地震や最近の中規模地震の再現計算では、首都圏において予測された長周期地震動は観測に比べて過小評価となっており、震源や地下構造のモデルを高度化する必要性が課題として残された。特に地下構造モデルの高精度化においては、震源域から首都圏に至る広域の地下構造モデルを観測記録を使って効率よく高精度化する手法の開発が望まれる。さらに、首都直下プロジェクトでは稠密な中感度地震観測網の構築が行われており、その観測記録を用いて堆積盆地構造を推定し、地下構造モデルを改良するための方法について検討することが必要である。一方、地下構造モデルの高精度化とともに、そのようなモデルを正しく反映した計算手法を確立することも不可欠である。

次年度以降において、地下構造モデルを更に改良し、広帯域で強震動予測精度を向上を目指した解析を進めるため、本年度は長周期地震動計算の際の計算手法の改良、および、速度構造モデル解析手法の検討を実施した。

### 2) 長周期地震動予測による地下構造モデルの検証

長周期地震動には地下の3次元的不均質構造が大きく影響するため、その計算には3次元速度構造モデルを設定して差分法や有限要素法などの手法を適用することになる。本研究では、計算速度や計算コストで有利な不等間隔格子を導入した3次元差分法(Pitarka, 1999)<sup>2)</sup>を適用して長周期地震動を計算した。この計算手法では、計算モデルの上面は平面として表現される。一方、大大特プロジェクトで作成した地下構造モデル(田中・他, 2006)<sup>3)</sup>では、地表面は標高で表された不整形となっており、地下の境界面は地表からの深度で滑らかになるように表現されていた。これは海域においても同様である。

このように表現された地下構造モデルに対して、大大特プロジェクトの差分法計算では、各層境界の標高を参照して差分格子への物性値の割り当てを行っていた。すなわち、図1に示すように、陸域においては標高0m以深に位置するモデルのみを計算に用いて0m以上の部分については無視し、海域では海底面よりも上部の海水に相当する部分は海底面直下の物性値で置き換える、というモデル化を行った。このような方法では、陸域で標高が高い場所に位置する堆積層の厚さは過小評価され、海域の最上層の厚さは過大に評価されることとなる。これに対して、本年度は差分格子モデルの作成において、標高を基準として物性値の割り当てではなく、地表面および海底面からの深度を使って行うことにした(図1)。これにより、従来の計算の格子モデル化に比べると、陸域で標高が高い場所の層は厚くなるのに対して、海域の表層は薄く表現され、地下構造モデルで設定した各層の層厚がより正しく計算格子中に割り当てられることになる。大大特モデル(田中・他, 2006)<sup>3)</sup>を使って両者の格子化方法により設定した計算格子モデルを図2に示す。本年度の格子化方法ではAの領域のように標高が高い場所に位置する盆地の形状が、水平方向に広く深

度も深く表現されることがわかる。一方、Bのような海域では本年度の格子化方法では堆積層厚が薄くなっている。

格子モデル化方法の違いによる計算結果への影響を検証するために、この領域内で発生した中規模地震のシミュレーション計算を実施した。対象とした地震は1997年3月16日に愛知県東部で発生した深さ39km、Mw5.6の地震である。この地震を点震源として近似し、観測された波形から震源継続時間を0.95秒と読み取り、底辺がこの時間となるような二等辺三角形を震源時間関数として与えた。差分法計算の格子間隔は水平方向0.2km、鉛直方向には、浅部0.2km～深部0.8kmの不等間隔とした。計算上有効な周期範囲は2秒よりも長周期側となる。計算結果例として、発震後60秒のスナップショットを図3に示す。本年度の格子化方法では、甲府盆地から松本盆地にかけて大きな振幅となる領域が見られるが、これはこの付近の盆地が深く表現された効果によるものである。一方、相模湾周辺で、従来法では地震波がトラップされたような状態で位相が大きく乱れていたが、本年度の格子化方法ではこれが軽減されている。波形例として図4にはK-NET松本観測点での観測波形とシミュレーション波形を示す。観測波形にはS波部分に比べて大振幅で継続時間の長い後続波が見られる。これに対して、シミュレーション結果では十分な再現には至っていないものの、本年度の格子化方法は従来方法の結果よりも大振幅で継続時間が長くなることが確認でき、後続位相の再現性が向上していることがわかる。図5には関東平野の西縁部に位置する観測点でのシミュレーション波形を示す。KNG008、KNG010では下線を付けた後続位相部分で、今年度の格子化方法によって観測波形が良好に再現されるようになった。

以上のように、中規模地震のシミュレーション計算によって、本年度の格子化方法を採用した場合に観測波形の再現性が向上することが確認された。次に、より大規模な地震の計算例として、平成18年度大大特プロジェクト<sup>1)</sup>と同様に駿河トラフで発生する想定東海地震の長周期地震動予測を試みた。

想定東海地震の震源モデルは平成18年度大大特報告書<sup>1)</sup>と同様に、フィリピン海プレート<sup>2)</sup>の深さ約10～25kmの範囲の領域を震源域として、松村(2002)<sup>4)</sup>の地震活動と固着域の関係を参考としてアスペリティを設定したものを使用した。差分法の計算条件は、愛知県東部の地震のシミュレーション計算と同様である。計算波形から求めた最大速度分布を図6に示す。図には従来の格子化方法によって差分モデル化した計算結果も合わせて示した。中規模地震の計算結果でも見られたように、甲府から長野県にかけて盆地状に地震基盤が深くなっている領域で最大速度が大きくなっていることがわかる。また、関東平野内でも東京都東部から千葉県にかけて、従来の結果よりも最大振幅が大きくなっている。このことは図7の波形例で確認できる。松本の計算波形では、本年度の差分格子化方法では低速度層が厚くなった影響で波形全体の振幅が1.5～1.8倍大きくなっている様子が見られる。これに対して、関東平野内に位置する東扇島の計算波形でも最大振幅は増しているが、松本のように波形全体ではなく主要動付近で特に振幅が大きくなっているという特徴が見られる。

また、図6では相模湾での最大速度分布の様子が変化していることがわかる。相模湾周辺は、想定東海地震から関東平野への伝播経路にあたっており、ここでの波動伝播の様子が変化したことにより関東平野内で最大振幅が大きくなった可能性がある。この様子を相

模湾でのスナップショットを拡大して確認する（図 8）。左の図は、主要動が相模湾付近に位置している時刻に相当する。本年度の格子化方法では堆積層の厚さが薄くなり、また海底地形の影響を受けずに滑らかな形状となった影響で、従来方法による結果に比べて、主要動が比較的スムーズに大きな振幅で伝播している。この位相が関東平野の中心部に伝播することにより、厚い堆積層の影響で増幅される主要動がより大振幅の波形となっている。

関東平野内は標高が高くないために従来の格子化と本年度の格子化方法では、計算に用いる格子モデルの違いはほとんど無い。そのため、図 7 の松本の波形のように計算波形全体の振幅が大きくなるということはないが、相模湾付近の計算格子モデルが変わった影響により平野に入射する地震動のレベルが変化し、それにより平野内の最大速度のレベルが上がったものと考えられる。本年度の検討結果では、駿河トラフ、相模トラフ沿いで発生する巨大地震による関東平野の長周期地震動予測を行う際には、関東平野内の堆積構造のモデル化だけでなく、相模湾付近の地下構造モデルの高精度化とそれを適切に計算格子化することも重要であることが示された。

### 3) HZ 法による構造解析

#### a) はじめに

首都圏での強震動予測に用いる地下構造モデルとして、前節では田中・他（2006）<sup>3)</sup>を用いた。このモデルは、人工地震発震による屈折波走時データ、重力探査データを基本データとして地質的な情報から設定した堆積層の厚さを推定して構築された。さらに、得られた構造モデルに対するチューニングとして、地震観測地点毎に R/V スペクトルマッチング法（鈴木・他，2006）<sup>5)</sup>を適用している。首都圏では K-NET、KiK-net だけでなく自治体による震度観測など多くの地震観測記録が存在しており、これらを使うことにより地下構造モデルの改良が可能となった。また、今年度から構築される首都直下プロジェクトによる中感度地震観測網での観測記録の蓄積により、地下構造モデルのさらなる高精度化が期待できる。今後は、これらの解析を精度良く、短時間で行うためのチューニング方法の改良が求められる。

R/V スペクトルマッチング法は、中規模地震の観測記録から得られる水平動と上下動のスペクトル比の卓越周期をデータとしてモデルチューニングを行う方法である。しかし、この方法には、i) 抽出データスペクトルに仮定したレイリー波以外の成分が含まれる、ii) 明瞭なスペクトルピークが得られない場合があり、そこでの構造推定ができない、iii) モデルチューニングを試行錯誤的に行っている、などの問題点が挙げられる。そこで本年度研究では新たに、i) 長周期波動成分からレイリー波のみの抽出が可能であり、ii) レイリー波振幅比スペクトル形状をデータとして、iii) インバージョンにより S 波速度構造を推定する方法、として水平動／上下動レイリー波振幅比 (HZ 比) インバージョン法 (Tanimoto and Alvizuri, 2006) <sup>6)</sup>を導入し S 波速度構造モデルの構築を試みた。以下、この速度構造解析法を HZ 法と呼ぶ。

#### b) 解析方法

Tanimoto and Alvizuri (2006) <sup>6)</sup>は、南カリフォルニア地域において長時間連続観測で得られた常時微動データをもとに、観測点直下の S 波速度構造の推定を行った。この解析

方法の概要を以下に示す。図 9 (a) に示す南カリフォルニア地域の観測点における約 4 年間の観測波形を 1 時間毎に切り出し、それぞれについて対象とする周波数での水平動と上下動の位相差を求める。レイリー波は図 9 (b) の模式図のように、上下動と水平動の位相差が  $90^\circ$  の retrograde motion の波であるので、位相差が  $90^\circ$  となる波形を抽出することによりレイリー波成分のみを選び出すことが可能である。図 9 (c) の解析例では、1 時間毎にサンプルした波形のうち、位相差が  $90^\circ$  程度を示すものが最も多く、観測された常時微動は主にレイリー波から成り立っていることがわかる。図 9 (c) のうち  $60\text{-}90^\circ$  の範囲の位相差を示すサンプルに対して水平成分と上下成分の比を取り時間毎にプロットしたものが図 9 (d) であり、右図はそのヒストグラムである。振幅比はある程度ばらついているものの、長時間の平均としては一定値を示していると思わせる。ここに示した例は、周波数  $0.14\text{-}0.16\text{ Hz}$  の範囲で解析を行ったものであり、得られた振幅比は  $0.15\text{ Hz}$  の HZ 比となる。このような解析を周波数毎に行い、周波数に対する HZ 振幅比の変化を求める。こうして得られた HZ 振幅比スペクトルは、いわゆる H/V スペクトルに比べるとレイリー波が卓越した成分のみを抽出しているという特徴がある。

次に、得られた HZ 振幅比をデータとして、インバージョンにより 1 次元水平成層モデルの推定を行う。ある周波数での HZ 振幅比の値を  $\xi$  とすると、その摂動は構造パラメータの摂動により、

$$\frac{\delta\xi}{\xi} = \int_0^R \left\{ K_\rho \frac{\delta\rho}{\rho} + K_\alpha \frac{\delta\alpha}{\alpha} + K_\beta \frac{\delta\beta}{\beta} \right\} dr,$$

と表すことができる。ここで、 $\rho(r)$ ,  $\alpha(r)$ ,  $\beta(r)$  はそれぞれ密度、P 波速度、S 波速度であり  $K$  はそれぞれに対するカーネルである。カーネルの例を図 10 (a) に示す。この式のうち、密度に関する項はその影響は大きくないと見なして無視する。P 波速度については S 波速度の影響よりも小さいので、 $\delta\alpha/\alpha = 0.75 \delta\beta/\beta$  として S 波速度と連動させて変化量を求める。これらの仮定をおいた場合、上式は離散化した形で以下のように表すことができる。

$$b_i = \sum_{j=1}^N A_{ij} \left\{ \frac{\delta\beta}{\beta} \right\}_j$$

ここで、

$$A_{ij} = \int_{r_j}^{r_{j+1}} (0.75K_\alpha + K_\beta) dr$$

である。なお、 $i$  は分割した周波数の区間番号を表し、 $j$  は層番号を示す。この式を観測方程式として damped least square 法で解くことにすると、未知数  $\{\delta\beta/\beta\}_j$  からなるベクトル  $\mathbf{x}$  は、以下のように求めることができる。

$$\mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \epsilon^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{b}$$

$\mathbf{A}$ ,  $\mathbf{b}$  はそれぞれ  $A_{ij}$ ,  $b_i$  を要素とする行列、ベクトルであり、 $\epsilon^2$  はダンピングパラメータである。図 10 (b) ではエラーバー付きの黒丸が各周波数での HZ 振幅比であり、これをデータとしてインバージョンを行う。初期モデルでは破線で示す理論 HZ 比であったものが、iteration 計算を 3 回行った結果、HZ 振幅比が実線になるように速度構造が修正された。この時の構造モデルの変化を図 10 (c) に示す。図 10 に示した例のように、HZ 法によって、観測点直下の地殻浅部速度構造を推定することが可能である。

### c) F-net 観測点の連続データへの適用

Tanimoto and Alvizuri (2006)<sup>6)</sup>による HZ 振幅比を用いた速度構造解析手法を首都圏の地震観測記録へ適用した。常時微動をデータとして解析を行うためには、長期間にわたって広帯域での連続観測が行われている必要がある。そのような観測記録として、防災科学技術研究所 F-net の観測記録を使用した。図 11 に関東周辺の F-net 観測点の位置図を示す。これらの観測点のうち、関東平野に位置する観測点の記録を使って解析を行った。図 12 では堆積層が薄い地点の例として TSK (つくば観測点) での解析結果を、図 13、図 14 では堆積層が厚い地点として IWT (岩槻観測点) での解析結果を示す。なお、以下の解析では HZ 振幅比は Tanimoto and Alvizuri (2006)<sup>6)</sup>とは逆に上下動/水平動の比として示している。従って、以下では ZH 振幅比と呼ぶことにする。

図 12 の TSK では、2006 年の 1 年分の観測記録を使い、1 時間のウィンドウ幅でサンプルした波形から ZH 比スペクトルを作成した。解析に使用した周波数範囲は 0.15~0.40Hz である。インバージョンでは 500m 毎の S 波速度を求めた。初期モデルには田中・他 (2006)<sup>3)</sup>を単純化した速度構造を使用した。図 12 では初期モデルおよびそれから計算される理論 ZH 比を青線で示す。20 回の iteration を行った結果、得られた S 波速度構造モデルを赤線で表示した。初期モデルでは表層部分まで S 波速度が 3km/s 以上の高速度となっていたが、インバージョン結果では表層部にやや低速度の層の存在が結果として示された。

次に、図 13 では IWT 観測点での解析結果を示す。ここでは、1997 年の 1 年間の観測記録を使って TSK と同様の解析を行った。初期モデルは田中・他 (2006)<sup>3)</sup>を単純化したモデルとしたが、図 13 (a) の ZH 振幅比では観測値と理論値は大きく異なっている。しかし、インバージョンにより表層部分に S 波速度 1km/s 程度の低速度層が推定され、残差が大幅に減少した。さらに図 14 では図 13 の結果を初期モデルとして再度インバージョンを行った。初期モデルとして、図 13 の解析結果を若干単純化したものを使用したため、初期モデルでの観測値 ZH 振幅比との整合性が若干悪いが、iteration により観測値との整合が良くなっていることが示されている。また、一度インバージョンした結果を初期モデルとして用いているため、比較的早く収束する。

### d) イベントデータを用いた ZH 振幅比スペクトル

今まで述べてきた HZ 法は、常時微動波形をもとに計算した ZH 比をデータとして使用している。このため、解析は連続観測が行われている観測点を対象に行った。一方、首都圏に多く存在している地震観測点は K-NET などイベントトリガ方式の収録が多く、HZ 法をそのまま適用できるかどうかは不明である。そこで、IWT 観測点のデータを使って、イベントデータの有無による ZH 比への影響を評価した。

観測データは先のインバージョン解析と同様に 1997 年の 1 年間の観測記録である。図 15 (a) ではこの期間の全てのデータを周波数毎にプロットした。これらのうち、水平動と上下動の位相差が 90° 程度の区間の値を平均したものを赤丸で示す。これらは、図 13、図 14 のインバージョン解析に用いたデータと一致する。また、右のヒストグラムは全データから ZH 比の値を集計したもので、IWT の ZH 比は 0.4~0.5 が卓越することが示されている。これに対して、図 15 (b) では解析期間中に発生した中規模地震記録を除いて同

様の図を作成し、逆に中規模地震を含むイベントデータ区間だけで作成したものを図 15 (c) に示す。これらを見ると、赤丸で示した ZH 比には大差はなく、卓越する ZH 比も 0.4~0.5 程度で同じであることが示されている。但し、イベントデータのみではデータ数が減少した影響で、ややばらつきが大きくなっている。

図 15 に見られるように、連続データの ZH 比とイベントデータの ZH 比には大きな違いは見られないことから、イベントデータに対しても HZ 法を適用することが可能であると考えられる。これにより、関東平野内に高密度に存在する観測点の観測データを使った解析も行えることになる。但し、イベントデータを使う場合には、データ数が減少して得られる ZH 比がばらついた値となったり、震源分布に偏りがある場合には、ある特定の方向から伝播する地震波のみを使うことになるため、方位依存性を持った解析結果となる可能性がある。これらについては、今後解析を進める中で検討を行っていききたい。

### (c) 結論ならびに今後の課題

本年度業務では、長周期地震動予測のための計算方法の改良を行うことと、地下構造モデルの高精度化のための解析手法について検討を開始し、地下構造モデルデータの補強を行う、という今年度設定した目標は概ね達成されたものと考えられる。今後は、今年度導入した解析方法を、関東地方に高密度に配置された地震観測点の記録に適用して地下構造モデルの高精度化を行っていく。しかし、3次元地下構造モデルの構築は多くの労力がかかり、解析を進める中で新たな問題が生じる可能性もある。そのため、構造モデル作成中でも解析手法の改良を継続する必要がある。また、首都圏での強震動予測の精度を向上させるためには、地下構造モデルだけではなく、震源モデルについても検討する必要がある。震源特性の統計的性質を調査したり、首都圏周辺で発生した過去の地震について震源モデルを推定するための解析を行うことなども今後の課題である。これらのモデル化を進め、最終的には長周期地震動予測地図の作成や首都直下地震の強震動予測につなげることが目標である。

### (d) 引用文献

- 1) 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」（平成 18 年度）成果報告書, 2007.
- 2) Pitarka, A.: 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.89, pp.54-68, 1999.
- 3) 田中康久, 三宅弘恵, 瀬戸一, 古村孝志, 早川俊彦, 馬場俊孝, 鈴木晴彦, 増田徹: 首都圏下の速度構造の大大特統合モデル (2) : 海溝型地震のためのモデル拡張とチューニング, *日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集*, S116-P014, 2006.
- 4) 松村正三: 東海の推定固着域における 1990 年代後半の地震活動変化, *地震 2*, Vol.54, pp.449-463, 2002.
- 5) 鈴木晴彦, 森野道夫, 岩本鋼司, 劉瑛, 藤原広行, 早川讓: 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*, Vol.58, pp.91-106, 2005.
- 6) Tanimoto, T. and C. Alvizuri: Inversion of the HZ ratio of microseisms for S-wave velocity in the crust, *Geophys. J. Int.*, Vol.165, pp.323-335, 2006.

## (e) 学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表

発表成果	発表者氏名	発表場所	発表時期	国内・外の別
レイリー波振幅比インバージョン法による関東平野のS波速度構造 (1): F-netサイトでの検証 (ポスター)	田中康久・瀬瀬一起・三宅弘恵・谷本俊郎	日本地震学会 2007年度秋季大会	平成19年10月	国内
震源近傍の「長周期地震動」(口頭)	瀬瀬一起・三宅弘恵	日本地震学会 2007年度秋季大会	平成19年10月	国内
首都圏における強震動評価 (3): 東南海地震 (口頭)	三宅弘恵・瀬瀬一起・古村孝志・鈴木晴彦・引間和人	日本地震学会 2007年度秋季大会	平成19年10月	国内
Source Modeling of Subduction-Zone Earthquakes and Long-Period Ground Motion Validation in the Tokyo Metropolitan Area (口頭)	Miyake, H., K. Koketsu, and T. Furumura	2007 American Geophysical Union Fall Meeting	平成19年12月	国外
Quasi-3D Waveform Inversion for Velocity Structures and Source Process Analyses Using its Results (ポスター)	Hikima, K., and K. Koketsu	2007 American Geophysical Union Fall Meeting	平成19年12月	国外
S-wave Velocity Structure in the Kanto Basin from Inverting the HZ Ratios of Rayleigh Waves (ポスター)	Tanaka, Y., K. Koketsu, H. Miyake, and T. Tanimoto	2007 American Geophysical Union Fall Meeting	平成19年12月	国外
A Reference Crustal and Plate-Boundary	Ishise, M., K. Koketsu,	2007 American Geophysical	平成19年12月	国外



Velocity Model of Japan (ポスター)	and H. Miyake	Union Fall Meeting		
Mega-thrust and Intra-slab Earthquakes beneath Tokyo Metropolitan Area around subduction and collision zones in JAPAN (口頭)	Hirata, N., K. Kasahara, H. Hagiwara, H. Satow, K. Shimazaki, K. Koketsu, F. Wu, and D. Okaya	2007 American Geophysical Union Fall Meeting	平成19年12月	国外
Asperities of the 1703 Genroku and 1923 Kanto earthquakes and the purpose of the Kanto Asperity Project (ポスター)	Kobayashi, R. and K. Koketsu	2007 American Geophysical Union Fall Meeting	平成19年12月	国外

学会誌・雑誌等における論文掲載

掲載論文	発表者氏名	発表場所	発表時期	国内・外の別
Proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity Structures in Japan	Koketsu, K., and H. Miyake	2nd International Workshop on Long-Period Ground Motion Simulation and Velocity Structure	平成19年11月	国外

マスコミ等における報道・掲載

なし

(f) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

### 3) 仕様・標準等の策定

なし

#### (3) 平成 20 年度業務計画案

平成 20 年度には、前年度に検討した HZ 法を関東平野に高密度に存在する地震観測点の観測記録に適用するなどして、首都圏周辺の地下構造モデルの構築を継続して実施する。また、相模トラフや駿河トラフ沿いの地震や首都圏直下の地震など、過去に発生した地震についての解析を試みる。そのための資料収集および整理を実施し、歴史地震データを使った震源過程解析手法についても検討を行う。そして、これらを用いていくつかの地震について予備的解析を実施する。高精度化された地下構造モデルと震源モデルを前年度検討した計算手法に適用して、首都圏およびその周辺での長周期地震動予測地図を試算することを平成 20 年度の目標とする。

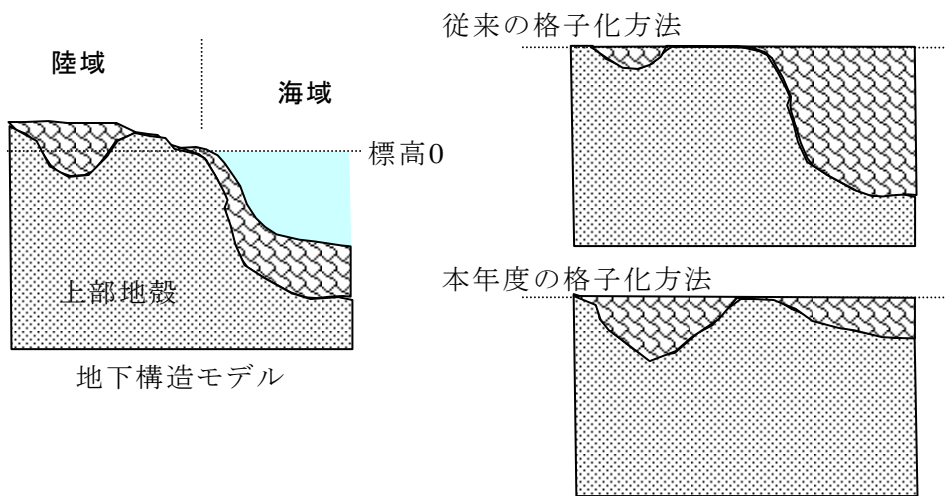


図 1. 地下構造モデルを差分格子化するときの模式図。本年度の格子化方法では陸域で標高が高い場所や海域での地下構造が左の現実モデルに近いものになる。

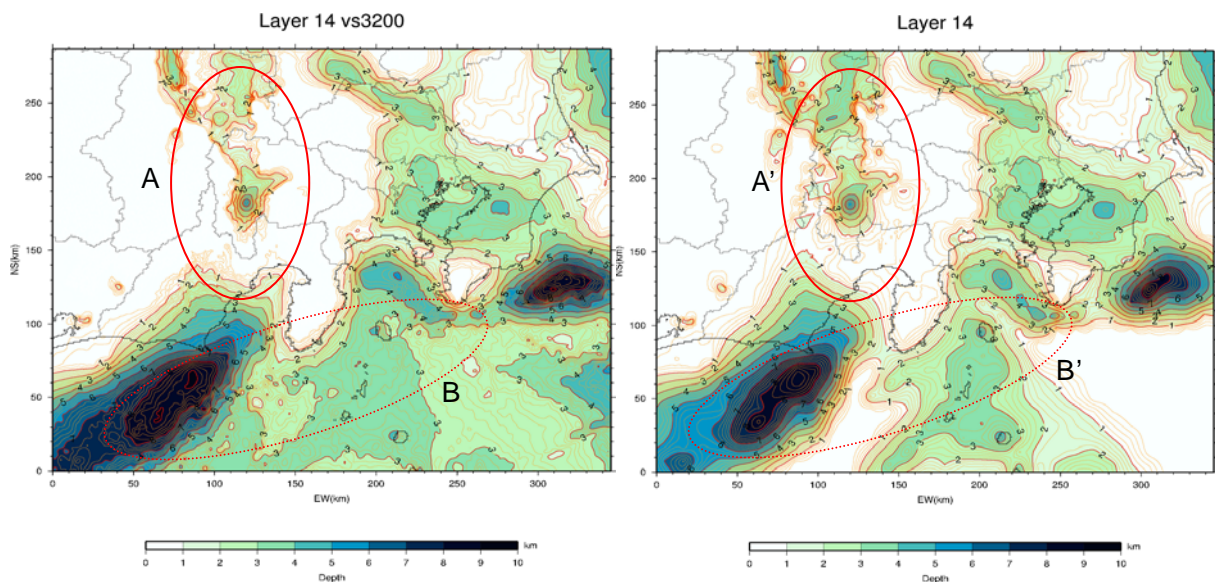


図 2. 差分法計算格子中の地震基盤面の深度分布。従来の格子化方法（左）と本年度の格子化方法（右）による分布の比較。本年度の格子化では、陸域の標高が高い場所に位置する盆地（A）では深度が深くなり、海域の基盤深度（B）は浅くなる。

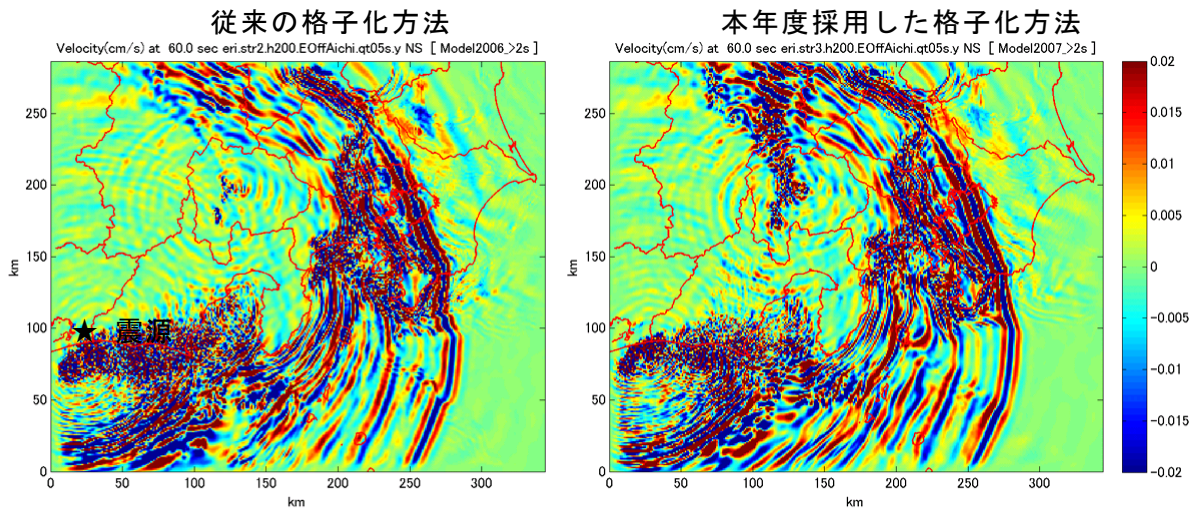


図 3. 愛知県東部の地震 (Mw 5.6) のシミュレーション結果の例。発震 60 秒後の NS 成分のスナップショットを示す。左は従来の格子化方法、右は本年度の格子化方法によるシミュレーション結果である。

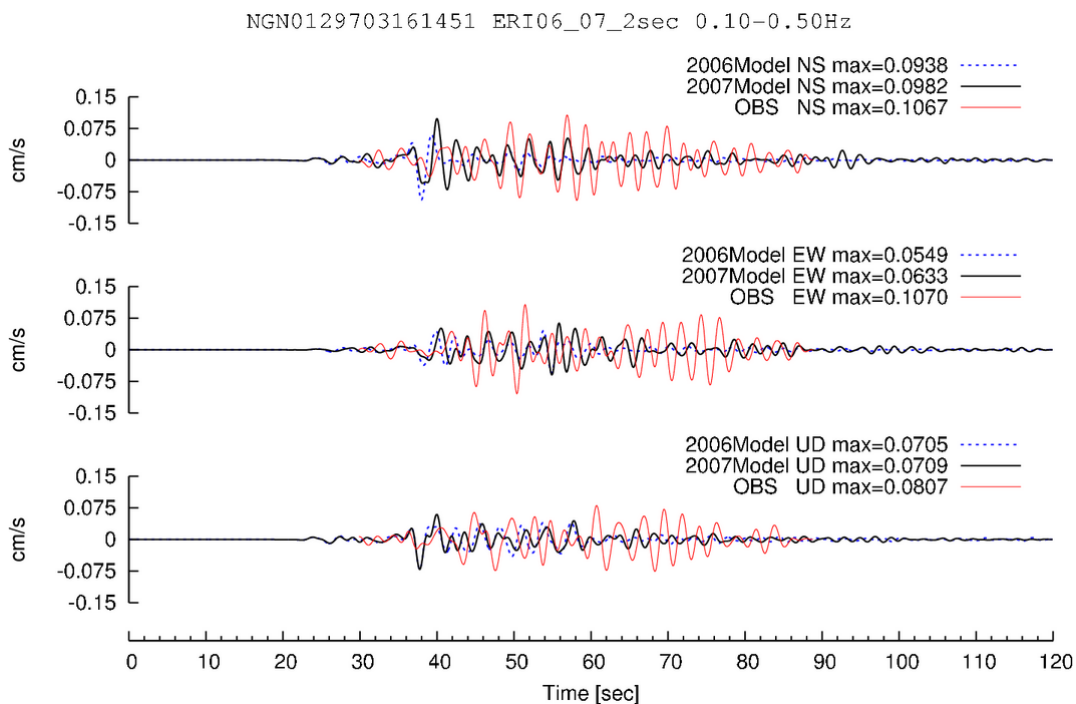


図 4. 松本でのシミュレーション波形。黒実線、青点線はそれぞれ本年度の格子化方法、従来の格子化方法によるシミュレーション波形、赤実線は観測波形を示す。上から NS、EW、UD 成分の速度波形である。

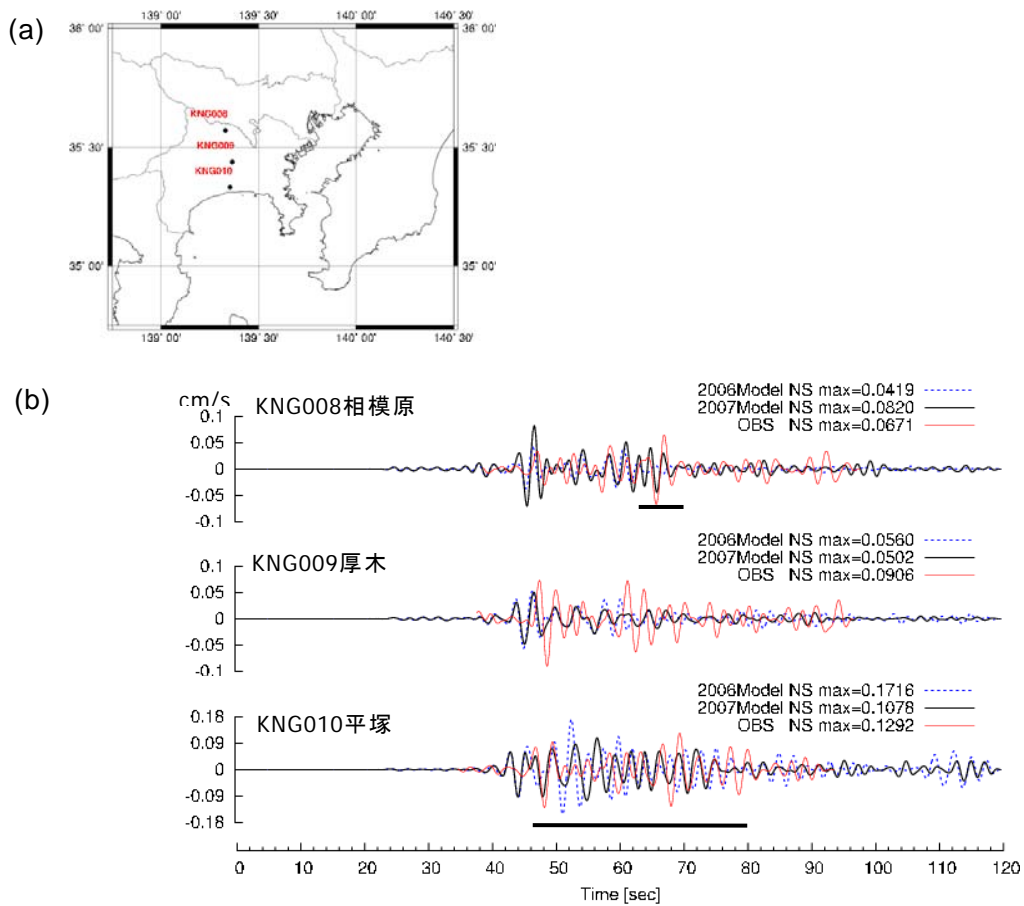


図 5. 関東平野西縁部の観測点でのシミュレーション波形例。(a)は観測点の位置を示し(b)はそれぞれの観測点での NS 成分波形を示す。黒実線、青点線はそれぞれ本年度の格子化方法、従来の格子化方法によるシミュレーション波形、赤実線は観測波形を示す。

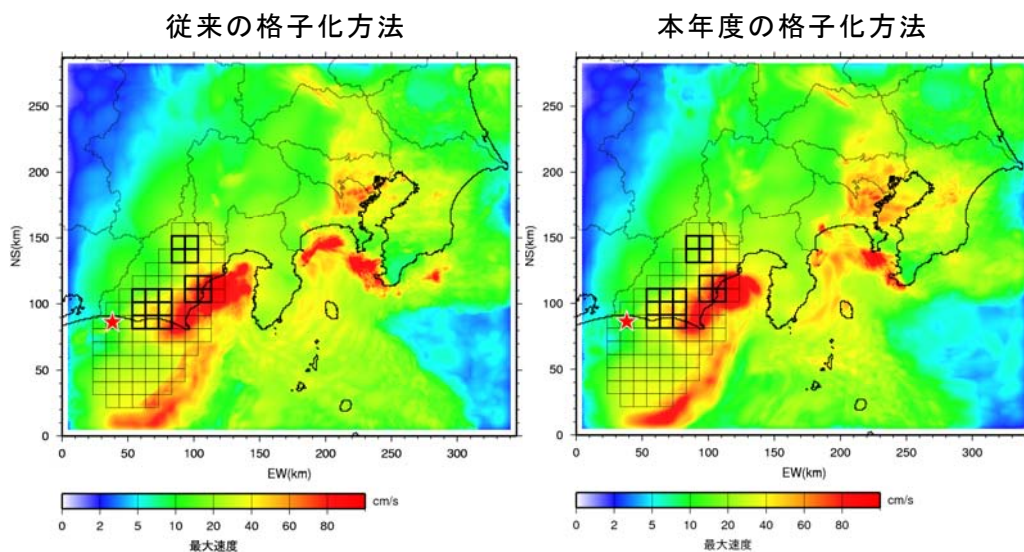


図 6. 想定東海地震による予測波形の最大速度分布。従来の格子化方法(左)と本年度の格子化方法(右)による結果の比較。震源モデルを合わせて示す。

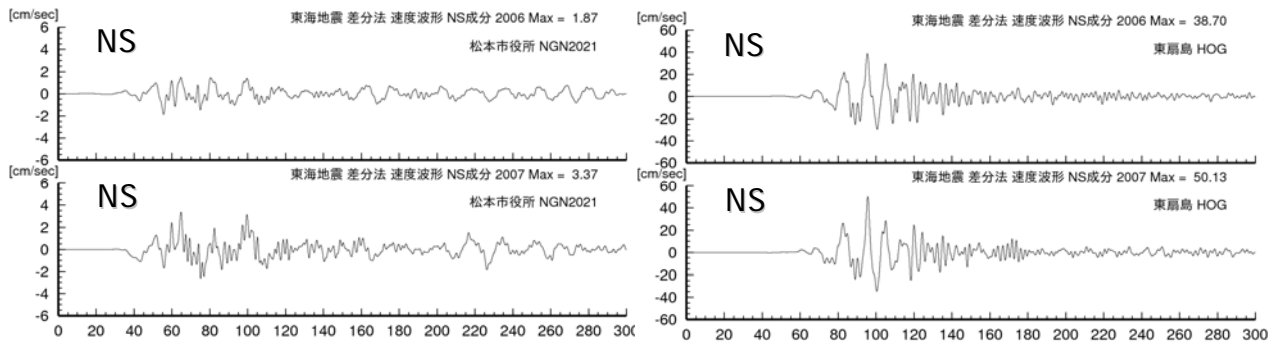


図 7. 想定東海地震による予測波形例。松本市役所（左）と東扇島（右）の速度波形。上は従来の格子化方法による結果、下は本年度の格子化方法による結果である。

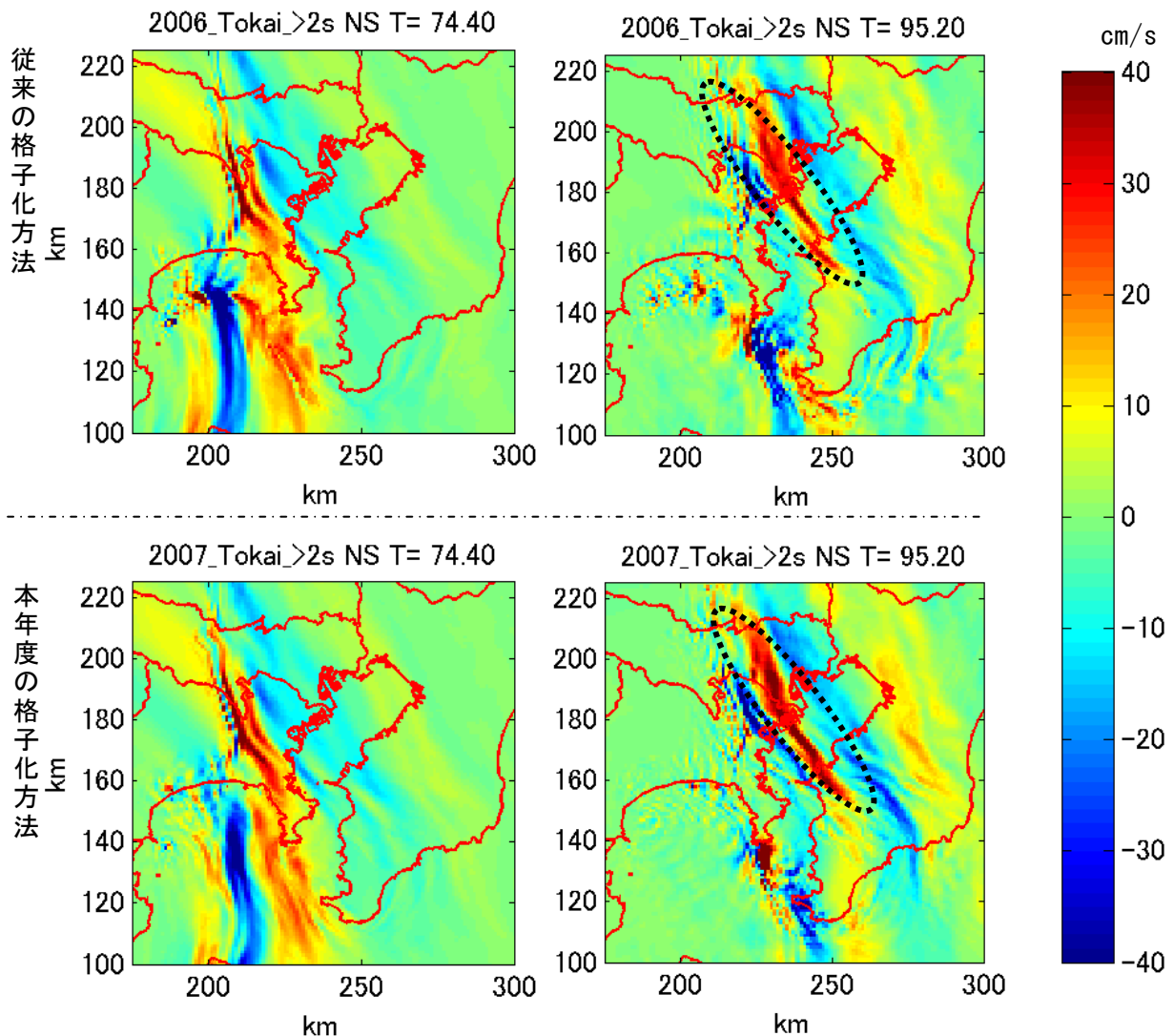


図 8. 想定東海地震による予測波形の最大速度分布のスナップショット。上段が従来の格子化、下段が本年度の格子化方法によるものであり、それぞれ、左図は発震後約 74 秒後、右図は約 95 秒後を示す。点線は都心付近で最大速度を生じる位相を示す。

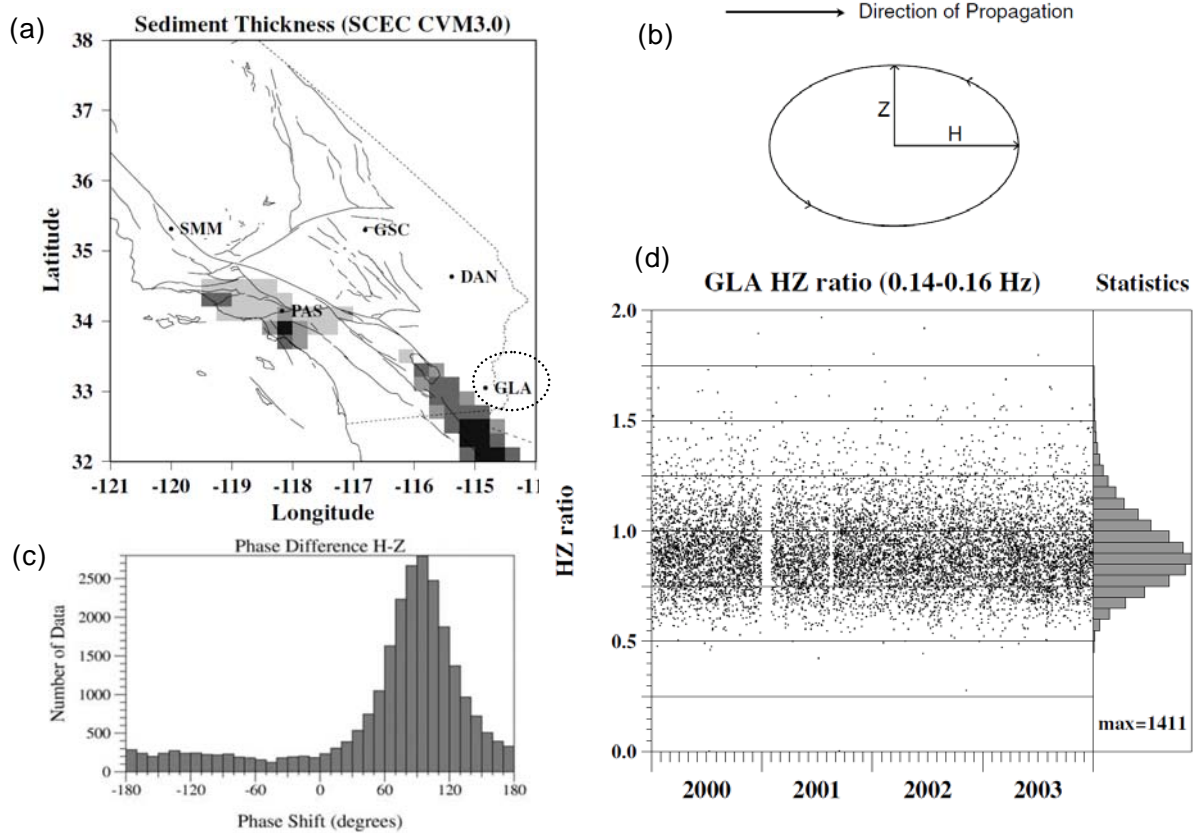


図 9. Tanimoto and Alvizuri (2006) <sup>6)</sup> による解析例。(a)：解析対象領域と観測点を示す。ハッチは堆積層の厚さに相当する。GLA 観測点を点線で示す。(b)：HZ 振幅比の定義を示す模式図。(c)：水平動と上下動の位相差の分布。90° が retrograde motion に相当する。(d)：GLA 観測点での HZ 振幅比の時間変化とヒストグラム。(Tanimoto and Alvizuri (2006) <sup>6)</sup> より引用)

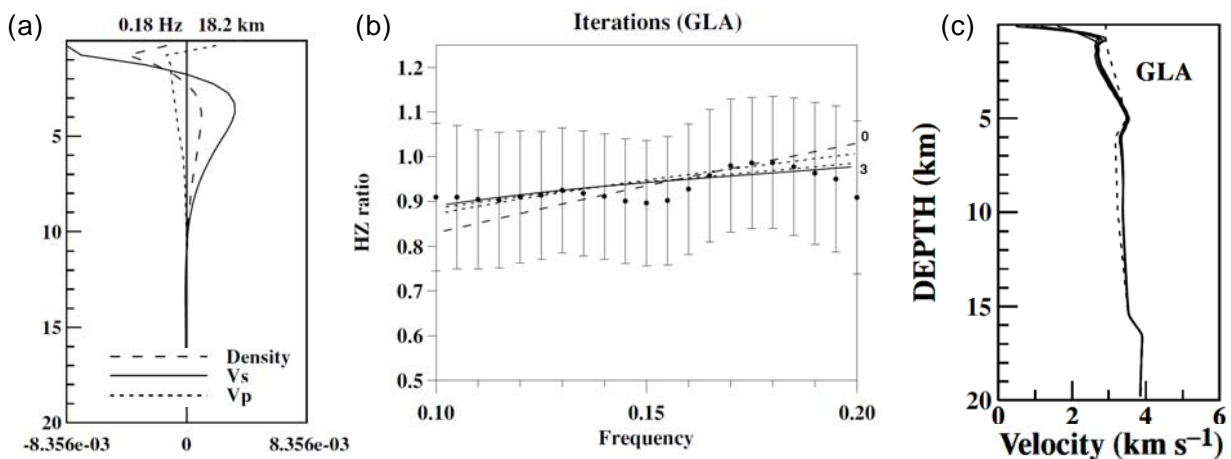


図 10. HZ 法による速度構造解析例。(a)：0.18Hz での HZ カーネル、(b)：iteration 毎の HZ 比スペクトルの変化、(c)：S 波速度構造の修正の様子を表す。(Tanimoto and Alvizuri (2006) <sup>6)</sup> より引用)

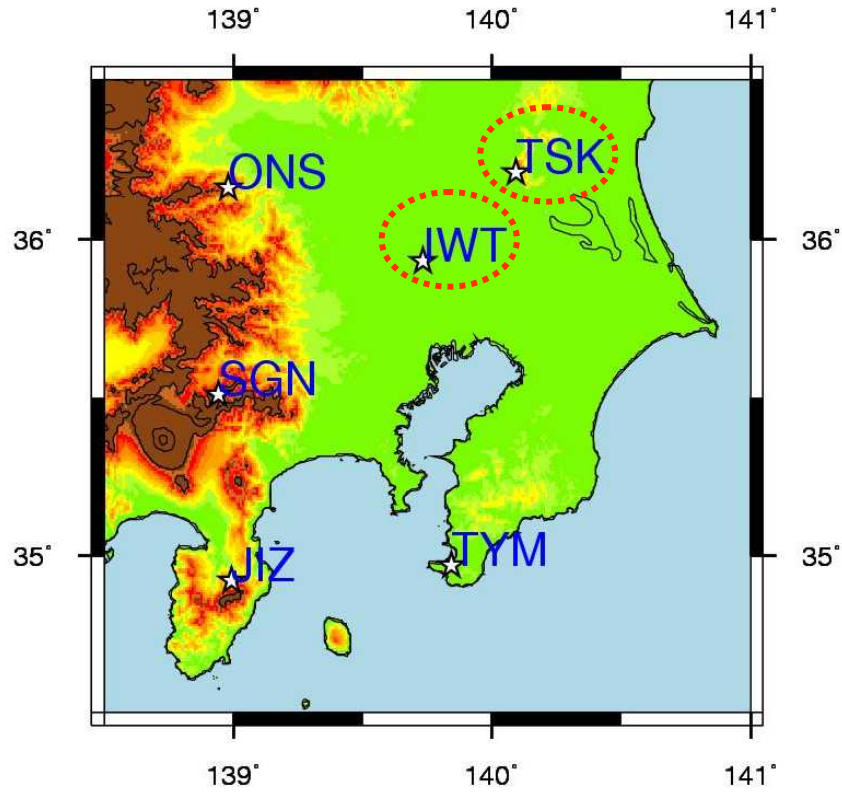


図 11. 関東周辺の F-net 観測点位置図。

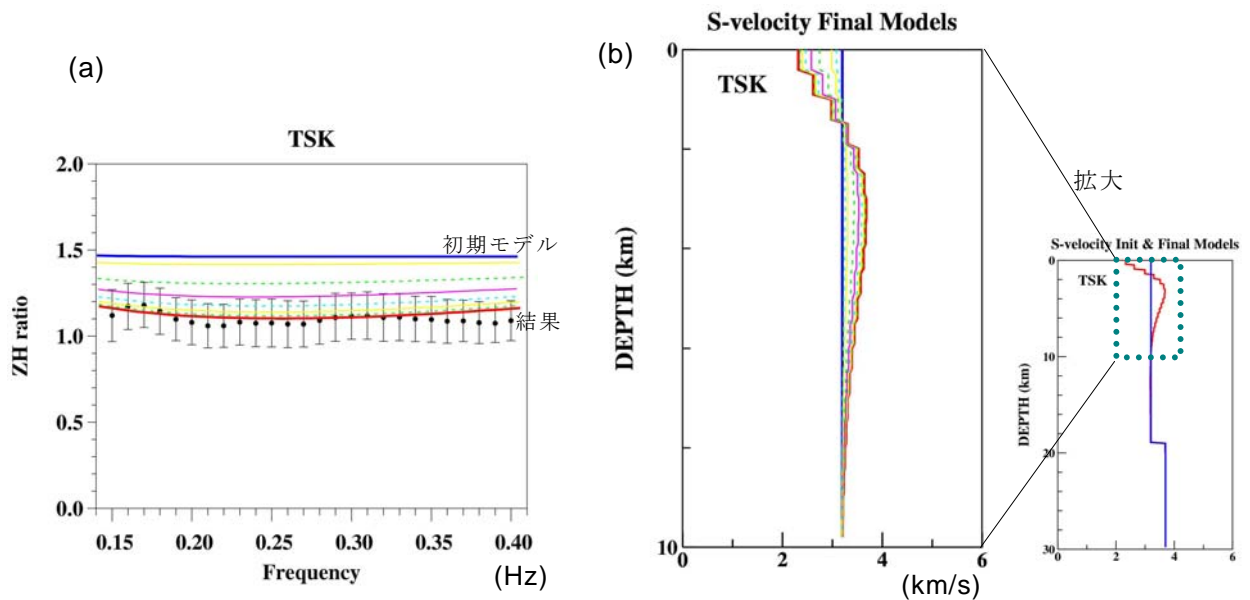


図 12. TSK(つくば観測点)での解析結果。(a)：観測による ZH 振幅比と速度モデルから計算される ZH 比との比較、(b)：S波速度構造モデル。青線は初期モデルを示し、赤線は最終的に得られたモデルを示す。他の色は iteration 毎のモデルを示す。



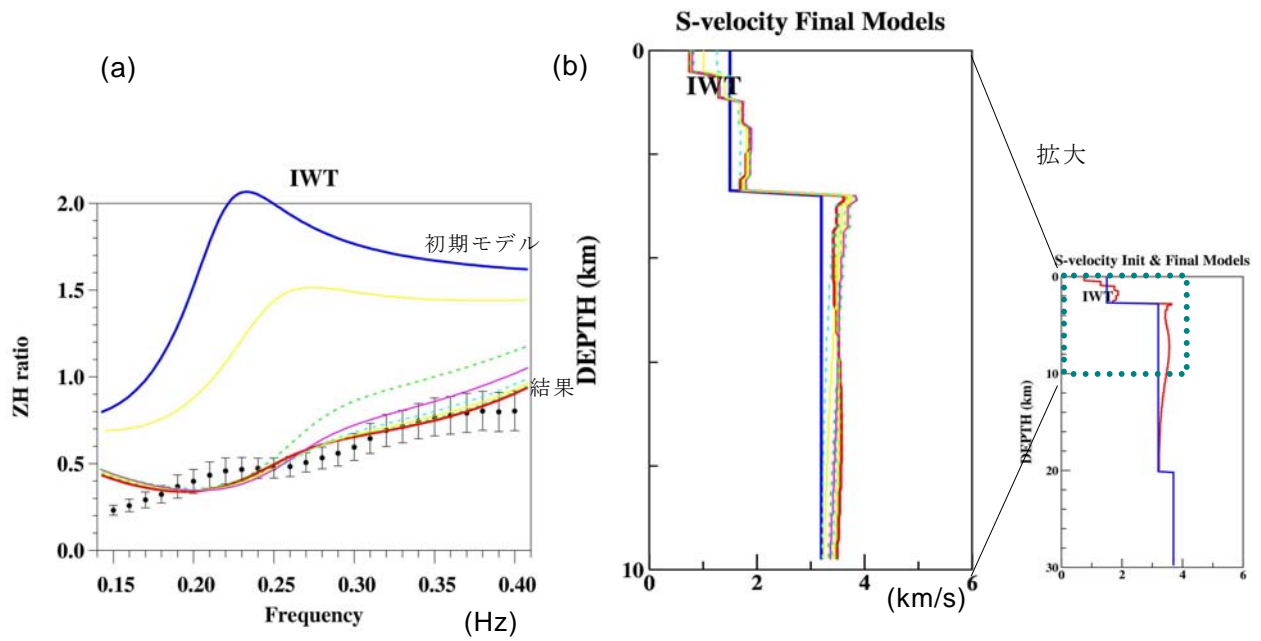


図 13. IWT(岩槻観測点)での解析結果 [2層モデルを初期モデルとした場合]。(a)：観測による ZH 振幅比と速度モデルから計算される ZH 比との比較、(b)：S波速度構造モデル。青線は初期モデルを示し、赤線は最終的に得られたモデルを示す。他の色は iteration 毎のモデルを示す。

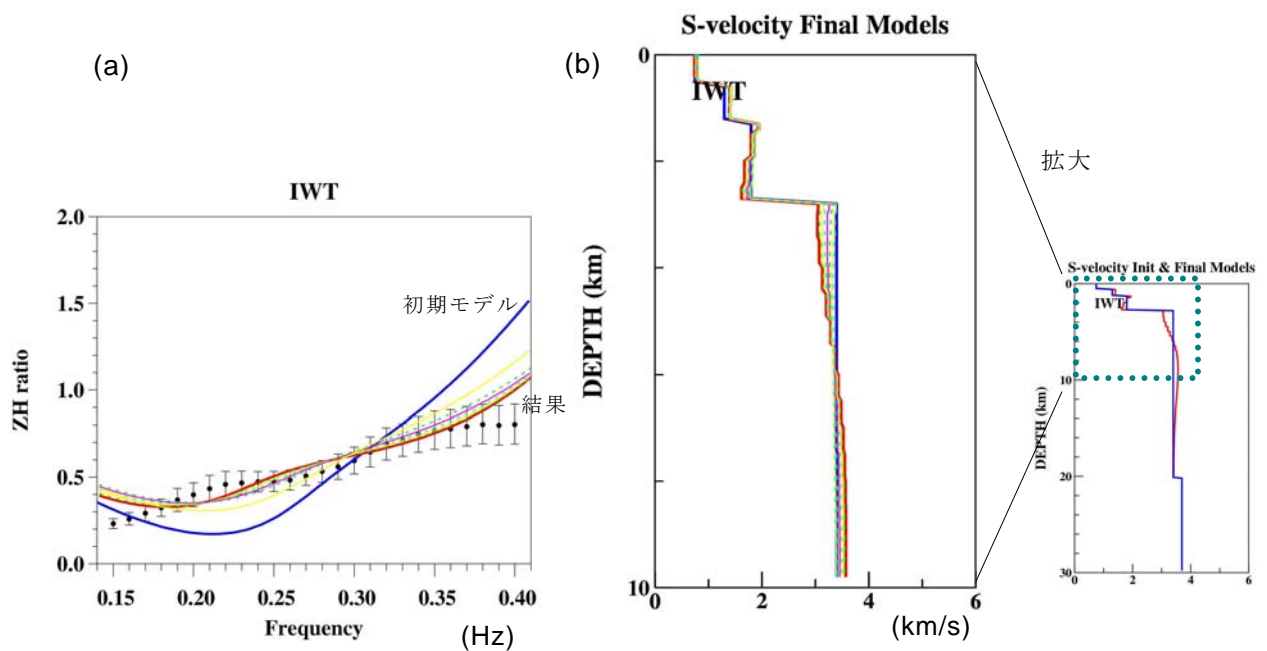


図 14. IWT(岩槻観測点)での解析結果 [4層モデルを初期モデルとした場合]。(a)：観測による ZH 振幅比と速度モデルから計算される ZH 比との比較、(b)：S波速度構造モデル。青線は初期モデルを示し、赤線は最終的に得られたモデルを示す。他の色は iteration 毎のモデルを示す。

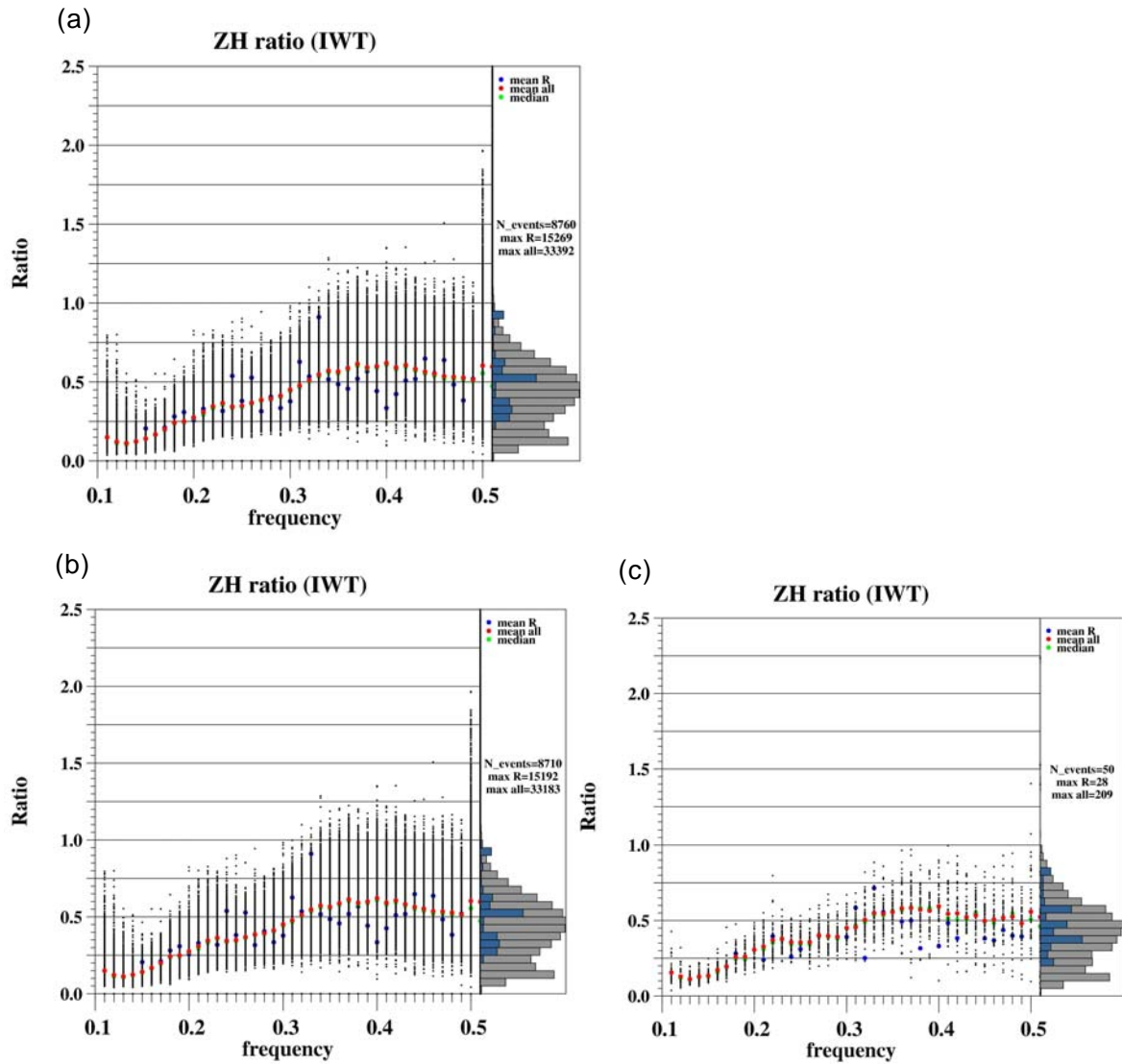


図 15. IWT(岩槻観測点)でのイベントデータを含む期間とそれ以外の期間での ZH 比の比較。(a)：全てのデータを用いた ZH 比スペクトル。(b)：イベントデータを含む期間を除いたもの、(c)：イベントデータを含んだ期間のみで求めた ZH 比。黒点は全データであり、赤丸はそのうちで位相差が  $90^\circ$  付近の値を平均したもの。