

# 海溝型巨大地震を考える

— 広帯域強震動の予測 —  
シンポジウム論文集

2005年2月19日

土木学会講堂

土木学会・日本建築学会

巨大地震災害対応共同研究連絡会 地震動部会

# 目 次

1. はじめに	1
2. 地震動部会活動経過報告 岩田知孝	3
3. 広帯域強震動予測の現状と展望 入倉孝次郎	4
4. 十勝沖地震の震源過程と予測手法の検証	
2003年十勝沖地震の震源断層と破壊過程モデル 瀬瀬一起・引間和人	9
2003年十勝沖地震による石油タンクの被害と長周期地震動 畑山健・座間信作・西晴樹・山田 實・廣川幹浩・井上涼介	15
1952年と2003年の十勝沖地震の震度インバージョン解析 神田克久・武村雅之	27
2003年十勝沖地震の長周期地震動評価の検証 青井真・本多 亮・森川 信之・関口 春子・早川 讓・藤原 広行	33
経験的グリーン関数を用いた2003年十勝沖地震の波形インバージョン解析 野津厚	37
十勝沖地震の表面波の卓越分布と非定常スペクトルを用いたインバージョンによる 震度推定精度 久世益充・杉戸真太	43
5. 巨大地震の地震動予測手法の高度化	
首都圏における長周期地震動シミュレーション：関東地震と立川断層の地震 鈴木晴彦・増田徹・三宅弘恵・瀬瀬一起	52
地表面幾何形状のモデル化が有限要素波動場計算に及ぼす影響の一例 市村強・桑本寛之・堀宗朗	58
巨大地震の長周期地震動予測のための広帯域ハイブリッド法 佐藤俊明・渡辺基史・早川崇	64
東海地震の関東平野における長周期地震動予測 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	70
やや長周期地震動評価のための関東平野の3次元S波速度構造のモデルの構築 山中浩明	74

## 6. 巨大地震の地震動予測と耐震検討事例

経験的グリーン関数法を用いた想定東南海、南海地震時の強震動予測	77
釜江克宏	
東南海・南海地震による大阪での強震動予測事例	83
鶴来雅人・趙伯明, Petukhin Anatoly, 香川敬生	
k-2 モデルによる東海地震を想定した入力地震動の策定例	92
久田嘉章	
東海、東南海地震による強震動シミュレーションと耐震検討事例	100
杉戸真太・久世益充	
東海地震による発電所地点の地震動評価事例	104
久野通也・立花篤史	
経験的サイト増幅・位相特性を用いた東海地方における強震動評価事例	108
野津 厚	
地震動部会議事録	116

# 1. はじめに

土木学会と日本建築学会は共同して、巨大地震の地震動の予測および既存構造物の耐震診断と耐震補強に関する調査研究を進めるため、平成16年4月巨大地震災害への対応共同研究連絡会を設置した。この中で、プレート境界巨大地震による地震動の予測に関して、この連絡会のもとに下記の委員から成る地震動部会（入倉孝次郎主査）が設置され、構造物への入力地震動の作成と標準的地震動の策定に関する検討を目的として、これまでに7回の委員会を実施してきた。

本シンポジウムでは、地震動部会のこれまでの委員会活動において報告・議論されてきた上記の目的のための重要な事項、研究成果について取り纏めるとともに、長周期地震動を含む広帯域地震動の予測に関する今後の展望について議論を進める。

土木学会・日本建築学会巨大地震対応共同研究連絡会  
地震動部会 組織・構成

主査	入倉 孝次郎	京都大学副学長
副主査	岩田 知孝	京都大学教授 防災研究所地震災害研究部門強震動地震学分野
副主査	川瀬 博	九州大学大学院教授 人間環境学研究院都市・建築学部門
副主査	杉戸 真太	岐阜大学教授 流域圏科学研究センターセンター長
委員	青井 真	(独)防災科学技術研究所固体地球研究部門
委員	市村 強	東北大学大学院助手 工学研究科土木工学専攻
委員	大川 出	独立行政法人建築研究所構造研究グループ主席研究監
委員	香川 敬生	(財)地域地盤環境研究所主席研究員
委員	片岡 正次郎	国土交通省国土技術政策総合研究所 危機管理技術研究センター地震防災研究室主任研究官
委員	久野 通也	中部電力(株)発電本部土木建築部火力・原子力グループ課長
委員	瀨瀨 一起	東京大学教授 地震研究所応用地質学部門
委員	佐藤 俊明	清水建設(株)技術研究所 施設基盤技術センター地震防災グループ部長
委員	関口 春子	独立行政法人産業技術総合研究所 活断層研究センター地震被害予測研究チーム研究員
委員	武村 雅之	鹿島建設(株)小堀研究室次長
委員	年縄 巧	明星大学教授 理工学部土木工学科
委員	野津 厚	独立行政法人港湾空港技術研究所地盤・構造部
委員	畑山 健	(独)消防研究所基盤研究部(防災研究グループ)主任研究官
委員	増田 徹	応用地質(株)地震防災センターセンター長
委員	翠川 三郎	東京工業大学大学院教授 総合理工学研究科人間環境システム専攻
委員	源栄 正人	東北大学大学院教授 災害制御研究センター地震地域災害研究分野

## 2. 地震動部会活動経過報告

岩田 知孝<sup>1</sup>

<sup>1</sup>京都大学防災研究所教授 防災研究所 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)  
E-mail:iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会地震動部会は2004年3月の準備会を経て設立された。ここではこれまでの活動経過報告を行う。

**Key Words :** *Subduction earthquake, the 2003 Tokachi-Oki earthquake, Strong ground motion prediction*

土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会に属する地震動部会においては、プレート境界巨大地震時の構造物への入力地震動の作成と標準地震動の策定に関する検討を行うため、平成16年3月に準備会を経て設立、これまでに約1ヶ月に1回程度の頻度で計7回の委員会を開催してきた。委員構成は以下の通りである。

主査：入倉孝次郎(京大)，副主査：杉戸真太(岐阜大)，川瀬博(九大)，岩田知孝(京大)，委員：青井 真(防災科研)，市村 強(東北大)，大川 出(建築研)，片岡正次郎(国総研)，香川敬生(地域地盤環境研)，久野通也(中部電力)，額額一起(東大)，佐藤俊明(大崎総研)，関口春子(産総研)，武村雅之(鹿島建設)，年繩 功(明星大)，野津 厚(港湾空港技研)，畑山 健(消防研)，増田徹(応用地質)，翠川三郎(東京工業大)，源栄正人(東北大)

委員会では、2004年度前期には、2003年十勝沖地震の地震動の特徴と分析結果、及び長周期地震動を主とした強震動評価に関して、委員と関連研究者による研究成果を発表し、相互の理解を深めるとともに、強震動評価手法の到達点の議論を行ってきた。これまでの話題提供に関する内容は、本シンポジウムセッション4に集約されている。

2004年度後期においては、プレート境界巨大地震発生時の地震動予測を念頭において、最新の予測手法の検討や実際予測する際に重要である地下構造モデル情報などについての情報交換を行っている。この内容についてはセッション5及び6で紹介される。また日本建築学会

地盤震動小委員会と合同で、関連研究者にプレート境界地震の想定地震による強震動予測に関するアンケートを行って、予測されている想定地震やその手法、計算結果などの情報を入手している。この情報を今後とりまとめて、入力地震動の作成や利用についての方針を検討することに利用される。

地震動部会の活動報告としては、2004年9月の土木学会年次大会研究討論会で報告を行っている(岩田, 2004)。そこでは、地震動部会の活動内容と、その時点で報告された2003年十勝沖地震の長周期地震動の検証、及び研究討論会直前に起きた2004年紀伊半島沖地震の観測地震動についての話題提供を行った。周知のように2004年9月の紀伊半島沖地震は想定東南海地震の南側で起きたプレート内地震であるが、大阪・濃尾・関東平野の、特に湾岸域において長周期地震動が観測された。この地震の検証もフィリピン海プレートでの巨大地震時にこれらの都市圏が受けるであろう長周期地震動の特徴を予め知ることに大いに役立つと考えられる。

地震動部会の議事録を付録として添付する。

### 参考文献

岩田知孝, 巨大地震による長周期地震動, 2004年土木学会研究討論会資料集「巨大地震災害 今, 土木技術者は何をすべきか?」, 巨大地震災害への対応特別委員会, 3-10.

# 3. 広帯域強震動予測の現状と展望

入倉孝次郎<sup>1</sup>

京都大学理事副学長 (〒606-8501 京都市左京区吉田本町)

E-mail: irikura@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

今世紀の前半にも発生の可能性の高い南海トラフ地震はマグニチュード 8.0~8.4 の巨大地震で、南関東から九州に至る広い地域が強い長周期の地震動に襲われることになる。強震動域となる名古屋、大阪、東京などの巨大都市およびその周辺域には、未だ巨大地震の地震動では験されていない超高層建築物、免震構造物、長大橋、石油タンクなどの長周期構造物が存在する。震源域近傍では長周期のみならず短周期を含む広帯域の強震動が予測されるがそこには新幹線や高速道路など我が国の基幹交通網が走っている。しかしながら、このような巨大地震が発生したときの大都市の堆積盆地における長周期を含む広帯域地震動の特性について、これまで地震防災の観点から殆ど検討がされてこなかった。予測される広帯域地震動に対して既存の都市構造物が十分な耐震性を有しているかどうかの照査は緊急の課題といえる。このため、土木学会と日本建築学会は共同して、巨大地震の地震動の予測および既存構造物の耐震診断と耐震補強に関する調査研究を進めるため、巨大地震災害への対応共同研究連絡会を設置した。本研究は、巨大地震の発生を想定して、①耐震診断・対策に供される構造物への照査用入力地震動を、所定の精度で設定するための方法論の確立、および②その手法に基づいて堆積盆地を有する大都市の任意サイトにおける具体的な入力地震動の評価、を行うための中間報告である。

**Key Words :** *devastating great earthquake, broad-band ground motion, Nankai-trough earthquake, strong motion prediction*

## 講演レジュメ

### 1. 海溝型巨大地震の地震動シミュレーションの到達点

#### (1) 理論的手法 :

例 : 古村孝志 (2004)<sup>1)</sup>

地球シミュレータによる大規模並列差分法 (FDM) 用いた想定東海地震のシミュレーション

青井・他 (2005)<sup>2)</sup>

不連続格子による 3次元有限差分法による 2003 年十勝沖地震の地震動 (周期 3.3~50 秒) シミュレーション

#### (2) 経験的グリーン関数法 :

例 : Kamae, Kawabe and Irikura (2004)<sup>3)</sup>

経験的グリーン関数法を用いた想定東南海、南海地震の地震動シミュレーション

#### (3) ハイブリッド法 :

例 : 森川・他 (2004)<sup>4)</sup>, 地震調査委員会強震動評価部会 (2005)<sup>5)</sup>

長周期成分 (5 秒以上) は 3次元有限差分法, 短周期成分 (5 秒以下) は統計的グリーン関数法

予測問題として上記のシミュレーション結果の有効性を議論するには、海溝型巨大地震の震源像、それに基づく強震動予測のための震源のモデル化および適切な震源パラメータの設定、精度ある 3次元地下構造のモデル化等について個別に検討が必要とされる。

### 2. 海溝型巨大地震の震源像

#### (1) 2003 年十勝沖地震からわかったこと

イ. 本震のすべり分布, 津波生成域, 余震分布, 余劫変動 (瀬戸, 2004)<sup>6)</sup>

すべりの大きい領域は震源域の 10 数%, 余震はすべりの大きい領域の周辺部発生, 余劫変動は本震の震源域の周辺に広がる。

ロ. 震源過程の波形インバージョン結果の比較 (青井, 2004<sup>7)</sup>; 引間・他<sup>8)</sup>)

強震動記録のインバージョンからは3つのアスペリティ、遠地記録からは1~3個、測地データとのジョイント・インバージョンからのアスペリティは大きくなる。短周期の強震動生成域と津波の生成域は異なる。

ハ. 経験的グリーン関数法による地震動のシミュレーション(Kamae and Kawabe, 2004)<sup>9)</sup>

強震記録の主要動は3つのアスペリティから寄与。

震源像としてアスペリティ・モデルの有効性。

(2) 過去の海溝型巨大地震の震源面内におけるすべり分布(Yamanaka and Kikuchi, 2004)<sup>10)</sup>

イ. 1968年十勝沖地震(Mw 8.3)は震源域の北側と南側に2つのアスペリティ(すべりの大きい領域, すなわち強震動の生成域), 1997年三陸沖地震(Mw 7.7)は1つのアスペリティを持ち, それは1968年十勝地震の南側のアスペリティに重なる。

ロ. 2003年十勝沖地震と1952年十勝沖地震のアスペリティは重なる。両地震の震度分布はほぼ一致している。

アスペリティはほぼ同じ場所で繰り返される。過去の地震データに基づいて将来の地震に対する震源のモデル化が有効となる。

### 3. 地震動予測のための震源のモデル化

(1) 巨大地震の震源スペクトル (Houston and Kanamori, 1986)<sup>11)</sup>

変位震源スペクトルは短周期域(1~10秒)で $\omega^{-2}$ で減衰(短周期になるほど小さい)。従って, これらの短周期域で加速度震源スペクトルは平坦となる。

(2) 2003年十勝沖地震による強震動記録の応答スペクトル(Kamae and Kawabe, 2004)<sup>9)</sup>

震源域近傍における岩盤や硬質地盤での速度応答スペクトルは短周期域(1~10秒)で平坦。

(3) アスペリテ震源モデルの基本式 (入倉孝次郎・三宅弘恵, 2002)<sup>12)</sup>

Das and Kostrov (1986)のアスペリティ・モデルに基づいて次の式で与えられる。

$$\begin{aligned} \text{Seismic Moment (Boatwright, 1988)} \quad M_0 &= \frac{16}{7} \Delta\sigma_a r^2 R \\ \text{Stress Drop (Boatwright, 1988)} \quad \Delta\sigma_a &= \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^2 R} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Acceleration Source- Spectrum (Madariaga, 1977)} \quad A_0^a &= 4\pi\beta v_R \Delta\sigma_a r \end{aligned}$$

ここで Rは全破壊域の半径, rはアスペリティ域の半径,

$\Delta\sigma_a$ はアスペリティでの応力降下量,  $A_0^a$ は震源加速度スペクトルの平坦レベル,

$\beta$ は媒質のS波速度,  $v_R$ は破壊速度。

上の基本式は, single asperity model に対して導かれたものであるが, 一般性を失うことなく multiple asperity model に対しても同様の形で与えられる。その場合, アスペリティの半径 r はアスペリティの総面積の等価半径で置き換える必要がある。

(4) アスペリティ震源モデルからの震源スペクトルの形状 (Miyake, et al, 2003)<sup>13)</sup>

震源加速度スペクトルはアスペリティの面積に起因するコーナー周波数から  $f_{max}$  まで平坦で与えられる。それより低周波数域も高周波数域も小さくなる。

### 4. 海溝型巨大地震の強震動予測レシピ: 入倉(2004)<sup>14)</sup>参照

巨視的震源パラメータ

微視的震源パラメータ

その他のパラメータ

### 5. 数値計算上の問題点

(1) 経験的グリーン関数法の基本式 (Irikura, 1986)<sup>15)</sup>

(2) ハイブリッド法 (Kamae and Irikura, 1998<sup>16)</sup>; 入倉・釜江, 1999<sup>17)</sup>)

理論計算における短周期限界と接続周期 (佐藤・他, 2004<sup>18)</sup>)

(3) スリップ速度時間関数の与え方 (入倉・三宅, 2004<sup>14)</sup>)

Kostrov の関数  $1/\sqrt{t}$  は高周波数域で  $1/\sqrt{\omega}$  で減衰するため平坦な加速度スペクトルが与えられない。それを防ぐには  $1/t$  の形状を持つ関数の導入が必要。

- (4) 地下構造モデルの高精度化の必要性;  
震源域から陸域までの海側の3次元地下構造の影響(瀬藤, 2004)<sup>19)</sup>  
堆積盆地内での小盆地(sub-basin)の影響による大振幅で継続時間の長い地震動が生成された(青井・他, 2005<sup>7)</sup>).
- (5) 伝播媒質の $Q_s$ の設定  
3次元地下構造モデル設定の時の各層の $Q_s$ 値を周波数依存として与える(川辺・釜江, 2004)<sup>20)</sup>.

## 6. 構造物の応答を計算するときの問題点(北村, 2004)<sup>21)</sup>

### 参考文献

- 1) 古村孝志:2003年十勝沖地震を教訓に考える、東海地震の長周期地震動と関東平野の揺れ、東京消防、V83、No9、12-16、2004.
- 2) 青井 真, 本田 亮, 森川信之, 関口春子, 早川 謙, 藤原広行:2003年十勝沖地震の長周期地震動評価の検証、海溝型巨大地震を考える—広帯域強震動の予測—シンポジウム(Feb. 19, 2005), 2005.
- 3) Kamae, K., H. Kawabe and K. Irikura : Strong ground motion prediction for huge subduction earthquakes using a characterized source model and several simulation techniques, 13WCEE, Vancouver, Paper No, 655 (CD-ROM), 2004.
- 4) 森川信之, 本田 亮, 青井 真, 藤原広行: 2003年十勝沖地震, 強震動評価手法を検証する, 防災科学研究所ホームページ, 2004.
- 5) 地震調査委員会強震動評価部会:2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証, 地震調査研究推進本部(平成16年12月20日)報告書, 2004
- 6) 瀬藤一起:2003年十勝沖地震に関する緊急調査報告, 土木学会・日本建築学会共同研究連絡会地震動部会(第2回:2004年4月24日), 2004.
- 7) 青井 真:2003年十勝沖地震の検証, 土木学会・日本建築学会共同研究連絡会地震動部会(第2回:2004年4月24日), 2004.
- 8) 引間和人:強震動・測地・遠地波形・津波」データから見た:2003年十勝沖地震の尊厳過程, 月刊地球 号外, 49, 47-55, 2004.
- 9) Kamae, K. and H. Kawabe: Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake ( $M_{JMA}=8.0$ ) estimated by the empirical Green's function method, Earth Planets Space. Vol. 56, pp. 323-327, 2004.
- 10) Yamanaka, Y. and M. Kikuchi: Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, J. Geophys. Res., Vol. 109, doi:10.1029/2003JB002683, 2004.
- 11) Houston and Kanamori: Source spectra of great earthquakes: Teleseismic constraints on rupture process and strong motion, Bull. Seis. Soc. Am., 76, 19-42, 1986.
- 12) 入倉孝次郎・三宅弘恵: 予測のための震源のモデル化, 月刊地球, 号外 Vol. 37, pp. 62-77, 2002.
- 13) Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura: Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, Bull. Seism. Soc. Am., 93, 2531-2545, 2003.
- 14) 入倉孝次郎: 強震動予測レシピー—大地震による強震動の予測手法—, 京都大学防災研究所年報, 47 A, 2004
- 15) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., pp. 151-156, 1986.
- 16) Kamae, K., Irikura, K., and Pitarka, A.. A Technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function, Bull. Seism. Soc. Am., 88, 357-367, 1998.
- 17) 入倉孝次郎・釜江克宏:1948年福井地震の強震動—ハイブリッド法による広周期帯域強震動の再現—, 地震第2輯, 52, 129-150, 1999.
- 18) 佐藤俊明・渡辺基史・早川 崇:巨大地震の長周期地震動予測のための広帯域ハイブリッド法, 海溝型巨大地震を考える—広帯域強震動の予測—シンポジウム(Feb. 19, 2005), 2005.
- 19) 瀬藤一起: 2. 地震動の特性, 2003年(平成15年)十勝沖地震被害調査報告会(2003年12月5日, 早稲田大学), 2003.
- 20) 川辺秀憲・釜江克宏:長周期地震動予測のための $Q_s$ 値の周期依存性に関する検討, 2005年日本地震学会秋季大会予稿集 S15-08171135, 2005.
- 21) 北村春幸:長周期地震動に対する長周期構造物の設計法—これまでの設計用入力地震波と検証応答値との比較から—, 文部科学省学術フロンティア推進事業「強地震動下における構造物および機器・装置・

配管系の損傷制御および機能維持システムの開発」平成 16 年度研究報告書第 1 号, 5-28 頁, 2004.

## 4. 十勝沖地震の震源過程と予測手法の検証

2003 年十勝沖地震の震源断層と破壊過程モデル

瀧澤一起・引間和人

2003 年十勝沖地震による石油タンクの被害と長周期地震動

畑山健・座間信作・西晴樹・山田 實・廣川幹浩・井上涼介

1952 年と 2003 年の十勝沖地震の震度インバージョン解析

神田克久・武村雅之

2003 年十勝沖地震の長周期地震動評価の検証

青井真・本多 亮・森川 信之・関口 春子・早川 讓・藤原 広行

経験的グリーン関数を用いた 2003 年十勝沖地震の波形インバージョン解析

野津厚

十勝沖地震の表面波の卓越分布と非定常スペクトルを用いたインバージョンによる震度推定精度

久世益充・杉戸真太

# 2003年十勝沖地震の震源断層と破壊過程モデル

瀨瀬 一起<sup>1</sup>・引間 和人<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>東京大学教授 地震研究所 (〒113-0032 東京都文京区弥生1-1-1)  
E-mail:koketsu@eri.u-tokyo.ac.jp

<sup>2</sup>東京大学大学院生 地震研究所 (〒113-0032 東京都文京区弥生1-1-1)  
E-mail:hikima@eri.u-tokyo.ac.jp

<sup>3</sup>応用地質株式会社 技術本部 (〒331-0804 埼玉県さいたま市北区土呂町2-61-5)

長周期地震動が問題となったもっとも最近の例として、2003年十勝沖地震の震源断層とその破壊過程について紹介する。強震動および測地データの同時インバージョンにより破壊過程の解析を行い、破壊開始点から北西方向に30~50km程度から断層深部にかけてアスペリティが存在することが示された。この結果と遠地実体波、津波記録を用いた解析結果との一致点や相違点は、破壊過程そのものやデータの特徴を反映したものである可能性がある。震源断層は沈み込む太平洋プレート上面に想定されたが、海底地震計による余震観測によれば上面の深さは従来より10~20km浅い。また、上面は曲がった形状をしているので、浅い曲面状の震源断層での破壊過程解析も行った。

**Key Words :** 2003 Tokachi-oki earthquake, source fault, rupture proces

## 1. はじめに

2003年十勝沖地震はプレート境界地震であり、今回の震源域は1952年の十勝沖地震の再来と考えられる<sup>0)</sup>ので、その震源過程を解析することにより、沈み込み帯に繰り返し発生する巨大地震の発生機構の解明が進むものと考えられる。また詳細な震源過程を知ることによって強震動の生成及びその予測にも重要な情報が得られることが期待される。

この地震では、KiK-net, K-NET等による強震動データやGEONETによる測地データなど、良好な記録が多数得られた。また、地震時に発生した津波についても北海道・東北沿岸の験潮所等で記録が得られている。ここでは強震動及び測地データを用いた同時インバージョンを実施した。併せて遠地実体波、津波波形を用いた解析も行って、震源過程の共通像を明らかにするとともに、データの違いによる描像の相違点を議論する。なお、本稿は多くの部分を引間・他<sup>1)</sup>に拠っている。

## 2. 強震動・測地データ

はじめに強震動および測地データを用いたインバージョンを実施した。強震記録としてはKiK-netのうち、表層の地盤条件に影響されることが少ない地中地震計の記録

を利用した。図-1に▲で示した11観測点の3成分加速度記録を積分し、0.02~0.2Hz(周期5~50s)のバンドパスフィルタをかけて用いた。さらに、今回は破壊開始点付近の解析精度を向上させるため、JAMSTECの海底ケーブル地震計(図-1の●印)記録も併せて使用した。ただし、ケーブルの回転等の影響と思われる長周期成分が見られたため<sup>2)</sup>、フィルタは0.05~0.2Hz(周期5~20s)とした。一方、宮崎・加藤(2003)<sup>3)</sup>は図-1に+印で示した

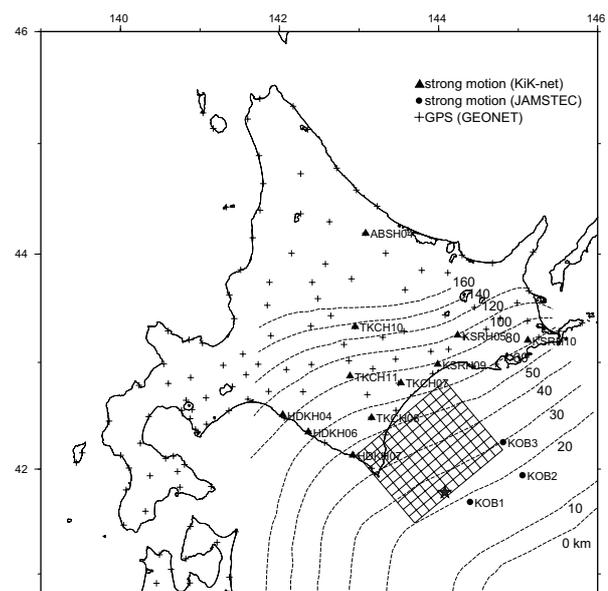


図-1 解析に使用した観測点とプレート上面の深さ<sup>5)</sup>

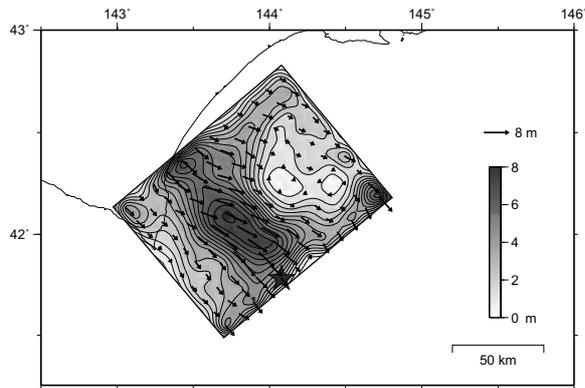


図-2 強震動・測地データを用いた同時インバージョン結果

GEONETの127観測点で得られたGPSデータから本震時の地表変位を求めている。本研究ではこれらのうち水平変動データを用いて解析を行った。

断層モデルにはKoketsu *et al.* (2004)<sup>4)</sup>と同様のものを用いた。破壊開始点は、気象庁による震央を北緯41°46.78′、東経144°4.71′におき、その深さはYamanaka and Kikuchi (2003)<sup>0)</sup>や、Katsumata *et al.* (2003)<sup>9)</sup>に基づき25kmとした。また、Yamanaka and Kikuchi (2003)<sup>0)</sup>による走向230°と傾斜20°を採用した。図-1に示した120×100km<sup>2</sup>の断層面を設定し、これを、中心に点震源を置いた10×10km<sup>2</sup>の小断層に分割した。すべり時間関数は立上り時間2sの傾斜関数を10個重ね合わせて表現した。さらに、すべり角90 ± 45°の2成分で逆断層のすべりベクトルを表現し、時間・成分ごとのすべりの大きさをYoshida *et al.* (1996)<sup>7)</sup>の方法でインバージョンした。グリーン関数の計算方法もKoketsu *et al.* (2004)と同じである。

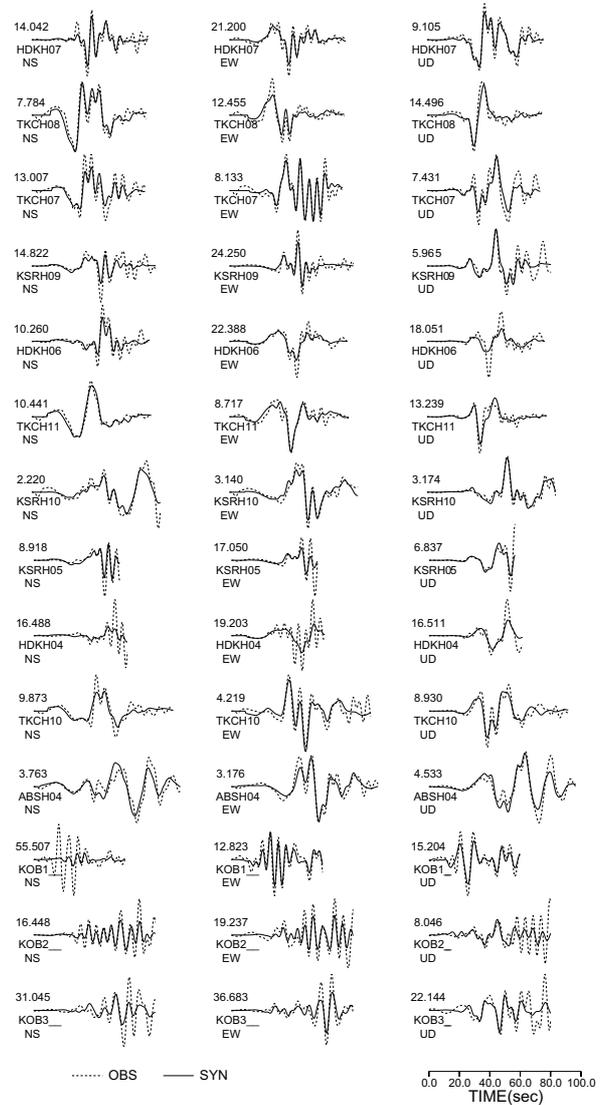


図-3 観測波形と計算波形の比較

### 3. 同時インバージョンの結果

強震動データと測地データの同時インバージョンの結果得られたすべり分布を図-2に示す。すべてのデータに同じ重みを与え、第1傾斜関数をトリガする時刻は破壊開始点から速度3.6km/sで拡がると設定して解析を行った。最大すべり量と地震モーメントはそれぞれ7.6m、 $2.3 \times 10^{21}$  Nm (Mw 8.2)となり、KiK-netデータにも0.05～0.2Hzのフィルタを用いたKoketsu *et al.* (2004)の結果と比べると若干大きな値となった。大きなアスぺリティが破壊開始点から北西方向に30～70km離れた位置に存在する。さらに断層の深部端にもやや小さなアスぺリティが見られる。

この時の強震動の計算波形と観測波形との比較を図-3に、水平変動量の計算変位と観測変位の比較を図-4に示す。図-3ではインバージョン結果に対する計算波形は観測波形に良く一致していることがわかる。但し、海底ケーブル地震計KOB1のNS成分は観測記録の振幅が極端に大きく、計算波形では再現できていない。この地点は震

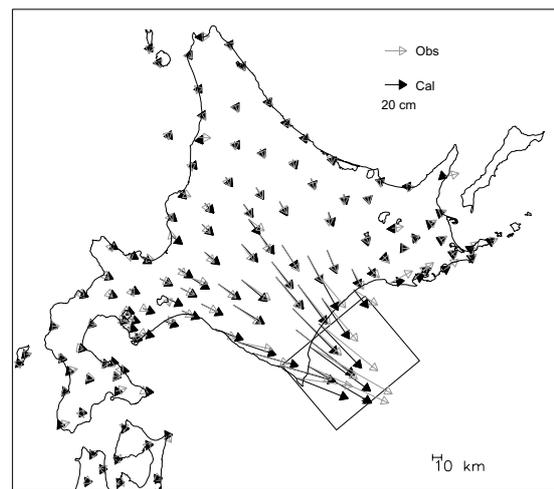


図-4 水平変動量の観測値と計算値の比較

源域に近く、地震発生時に海底地すべりなど地震動以外の影響を受けて大振幅が観測された可能性も考えられる。水平地殻変動についても計算値と観測値はおおむね良い一致を示している。

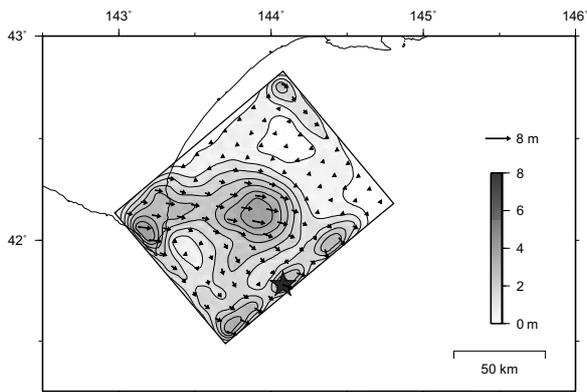


図-5 遠地実体波を用いた解析結果

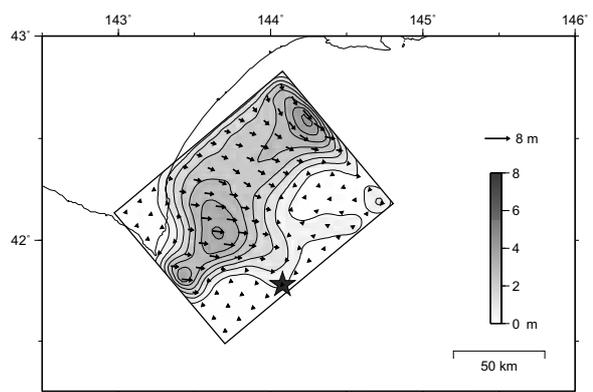


図-7 津波記録を用いた解析結果

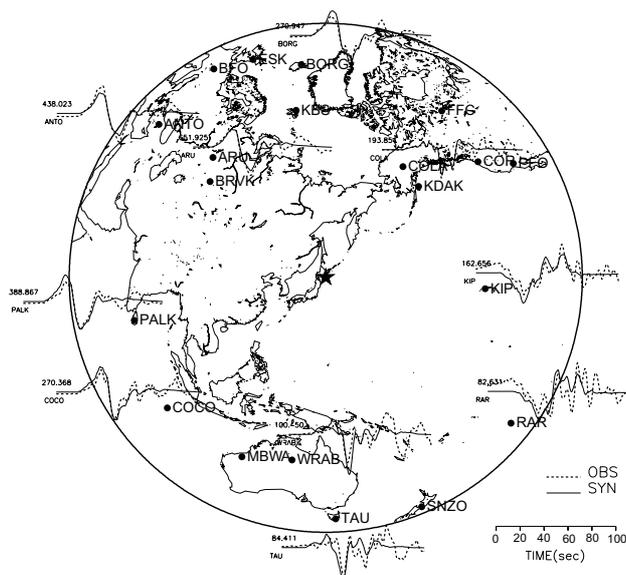


図-6 遠地実体波(P波)の観測波形と計算波形との比較

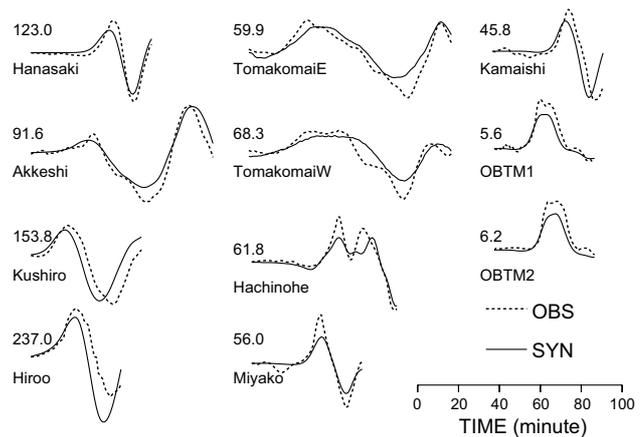


図-8 津波記録の観測波形と計算波形との比較

#### 4. 遠地波形・津波記録の解析

次に、遠地波形と津波記録を用いた解析を試みた。遠地波形はYamanaka and Kikuchi (2003)<sup>9)</sup>など、津波記録はTanioka *et al.* (2004)<sup>8)</sup>などによって解析されているが、今回の解析とは断層面などの解析条件が異なっており、結果を単純に比較することができない。そこで、我々は同時インバージョンと同じ条件で再解析を行った。

遠地実体波を用いた解析では、世界各地にある広帯域地震計での波形記録をIRIS DMCより収集した。観測地点は24地点であり、全点でP波記録、5点ではSH波形記録が得られている。グリーン関数は震源、観測点近傍の地殻構造が考慮できるKikuchi and Kanamori (1991)<sup>9)</sup>の方法で計算した。すべり時間関数は立上り時間2sの傾斜関数を8つ並べて表現し、先頭の傾斜関数をトリガする速度は同時インバージョンと同じく3.6km/sとした。図-5の解析結果が示すように、最大すべり量は4.0mであり、地震モーメントは $1.1 \times 10^{21}$  Nm (Mw 8.0)である。Yamanaka and Kikuchi (2003)<sup>9)</sup>とほぼ同じデータセットを用いているた

め、すべり分布はよく似た結果が得られている。地震モーメントもほぼ一致しているものの、同時インバージョンの結果と比較すると約半分の大きさであった。一部の観測点での観測波形とインバージョン結果による計算波形の比較を、解析に使用した観測点配置とともに図-6に示す。波形の一致は良好であった。

次に、北海道から東北の太平洋岸に位置する9ヶ所の験潮所、および釜石沖に設置された海底津波計2点の波形記録を用いてインバージョン解析を行った。用いた観測記録はTanioka *et al.* (2004)<sup>8)</sup>が使用したものと同一である。グリーン関数の計算にもTanioka *et al.* (2004)<sup>8)</sup>と同じ手法・モデルを用いた。インバージョンは断層面上の破壊伝播の影響は無視できるとして行った。解析結果を図-7に示す。すべりが大きな領域は破壊開始点から北西方向に存在し、そこから北東の深部につながっている。この傾向はTanioka *et al.* (2004)<sup>8)</sup>と同様である。地震モーメントは $1.0 \times 10^{21}$  Nm (Mw 8.0)であり、Tanioka *et al.* (2004)<sup>8)</sup>やYamanaka and Kikuchi (2003)<sup>9)</sup>と同じ値である。図-7では断層東部で最も大きなすべり量となっているが、Tanioka *et al.* (2004)では今回の断層面よりも東の尻羽岬沖まで解析領域を取り、そこでの平均すべり量を2.1mとしている。今回用いた断層面では解析領域が狭かったために、このすべりが領域の東端に集中し、すべり量が大きくなった

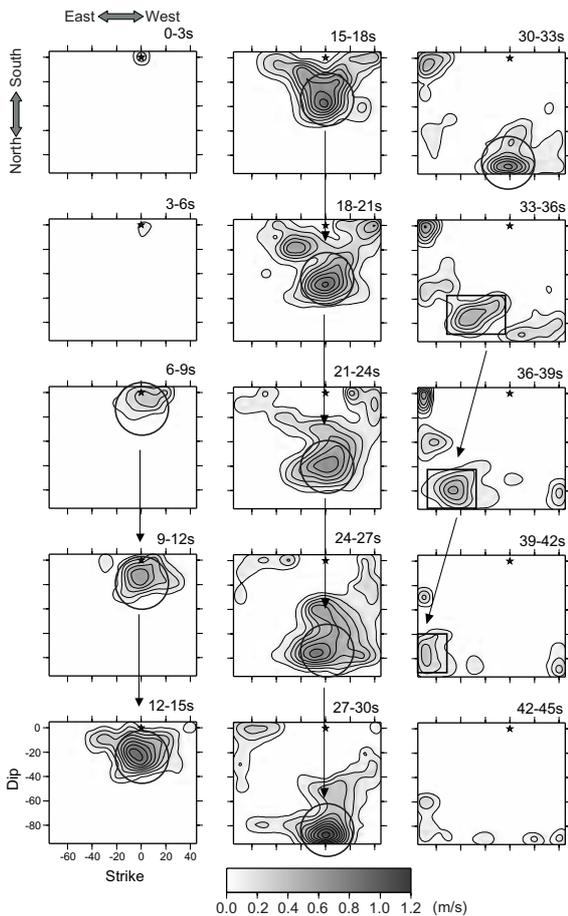


図9 すべりのスナップショット

ものと考えられる。観測波形と計算波形との比較は図-8に示したとおりであり、良く一致しているが、解析領域を広げることで釧路など東部の観測点での波形の一致がさらに改善される可能性がある。

## 5. 2003年十勝沖地震の震源過程

以上の結果から2003年十勝沖地震の震源過程について考察していく。図-9には同時インバージョン結果による破壊開始から3秒ごとのすべり速度のスナップショットを示した。破壊開始点から30~40km離れた位置で15秒後程度に大きなすべり速度を生じ、さらに破壊は断層深部に進展して陸域に近い箇所でも最大のすべり速度を生じている。また、図-2の最終すべり分布では明瞭なアスペリティとしては現れていないものの、□で示したように主要な破壊にやや遅れて断層中央部から北東側の深部に向けて破壊が進展している様子が見られる。全体の破壊継続時間は45秒程度である。図-10には各小断層でのすべり速度関数をプロットした。破壊開始点から断層傾斜方向に伝播するアスペリティを詳しく見ると、図-10でIおよびIIとした2つの領域に分けられる。Iはすべりの継続時間が比較的長くその中でやや複雑なすべりを生じ

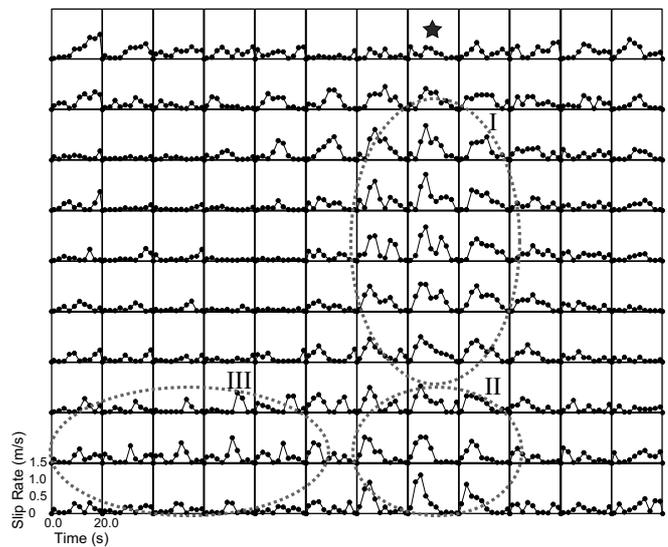


図-10 遠地実体波を用いた解析結果

ている。IIでは継続時間が短いもののすべり速度のピークは大きくなっている。これらの特徴から、Iからは短周期成分を含んだ比較的長周期の波動が放出されることが想定され、IIからはより短周期の波動が強く放出されることが考えられる。北東向きの破壊進展に相当する領域IIIでは継続時間がより短いためさらに短周期成分に富んだ波動を放出したであろう。

また、図-10でI~IIに連なるすべり関数を見てみると、主要な破壊は伝播するにつれてウィンドウ内の早い時刻にずれてきている。このすべり速度関数の分布から主要なすべりの立ち上がり時刻を連ねて概略の破壊伝播速度を求めると4.2km/s程度になる。震源域でのS波速度は4.0~4.4km/sであるから破壊伝播速度はS波速度とほぼ等しいか一部ではS波速度を超えてsuper shearで伝播している可能性がある。

次に、以上のような特徴が遠地波形、津波記録を用いた解析結果にどのように表れているか見てみる。図-5、図-7のすべり分布を見るとどちらも震源から北西方向に30~50kmの位置にアスペリティが存在しており、これは同時インバージョン結果ですべり量が大きく比較的長周期のすべり速度関数となった領域Iに対応している。遠地波形、津波記録は震源の長周期成分の震源過程を強く反映しているので妥当な結果であろう。これに対して、比較的短周期のすべり速度関数で構成されている領域II、IIIは図-5、図-7には現れていない。また、図-7の北東部の大きなすべりは、解析領域を広げることでさらに東へ移動する可能性があるため、やはり短周期の強震動を放出した領域と津波を生成した領域は異なっていたことになる。なお、遠地波形、津波記録の解析から得られた地震モーメントの値は同時インバージョンによる地震モーメントに比べて半分程度の小さな値であった。これらの違いの原因については今後の検討課題である。

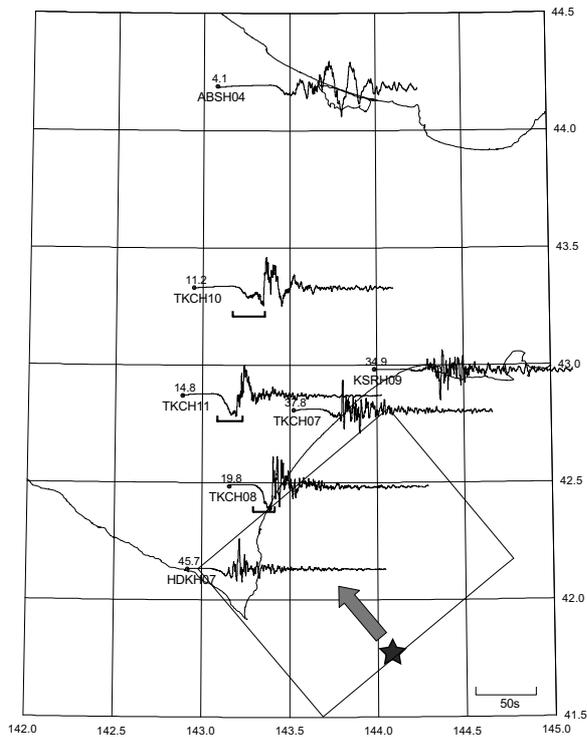


図-11 観測された速度波形(動径成分)

最後に、観測波形から以上の震源過程の特徴を検証してみる。図-11はKiK-netの孔中強震計の加速度波形を積分した速度波形の動径成分である。図-11で震源域の北西に位置する観測点では明瞭な長周期パルスが見られる(図-11下線部)。2003年十勝沖地震は下向き傾斜の逆断層タイプであるので、破壊伝播方向の地表観測点ではP波やP波・S波の中間の近地項にその影響があらわれやすい。S波速度を越えるような破壊伝播速度はこうした傾向を助長するので、強震動記録の比較的早い時期に大きなパルス上の波形が現れることになる。また、遠地波形にも強いディレクティブティ効果を見ることができる。図-6において、震源から破壊伝播方向である北西方向の観測点では比較的単純なパルス状の波形をしており、継続時間も短くなっている。このほか、図-11では震源の北東側の十勝、釧路側の波形には短周期成分が多く含まれていることがわかる。このことは領域Ⅲで短周期成分を多く放出したと考えられることと調和的である。

## 6. プレート上面

本震直後から海底地震計を使った余震観測が行われた<sup>10)</sup>。その結果(図-12)によれば、余震の深さが気象庁により決定された値に比べ、10~20km程度浅く決まっている。余震域の直上に海底地震計が展開されたことにより(図の▽印)、震源深さの決定精度が向上した効果である。したがって、余震分布から推定される本震の震源断層、

あるいは太平洋プレート上面はこのように浅い領域に広がっている可能性が高い。また、この震源断層は千島海溝と日本海溝の接合部に近く、沈み込みの方向が大きく変化している領域にあるので、断層面が曲面となっている可能性が高い。

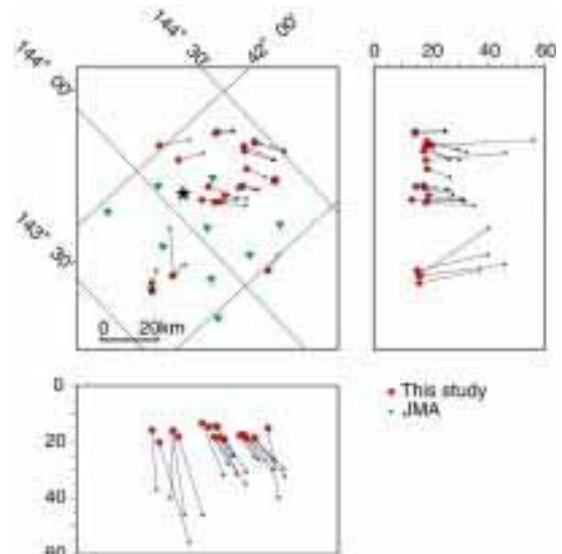


図-12 海底地震観測で決定された余震の分布

これらの要素を考慮して新たに図-13に示した断層面を設定し、強震動データのインバージョンをやり直してみた。なお、断層面を構成する小断層の形状は、曲面を構成しやすいように矩形から三角形に変更した。

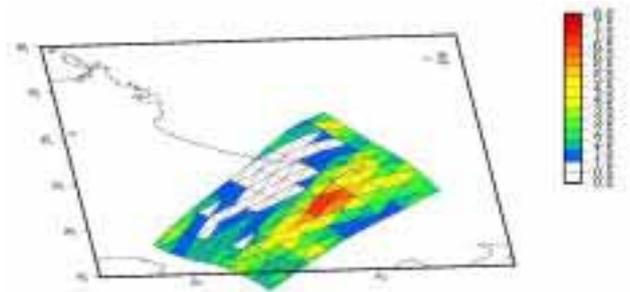


図-13 曲がった浅い断層面でのインバージョン結果

得られたすべり分布は図-2の同時インバージョン結果に近いが、北東深部のすべりが小さめになり、より主アスペリティへすべりが集中したように見える。

**謝辞:** 解析には防災科学技術研究所KiK-netの波形記録および海洋研究開発機構による海底ケーブル地震計の波形記録、国土地理院のGEONETによるGPSデータを、さらに、気象庁、北海道開発局、海上保安庁海洋情報部の驗潮記録を使用させていただきました。各機関に感謝いたします。

## 参考文献

- 0) Yamanaka, Y. and M. Kikuchi : Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, **55**, e21–e24, 2003.
- 1) 引間和人・瀧澤一樹・谷岡勇市郎：強震動・測地・遠地波形・津波データから見た 2003 年十勝沖地震の震源過程, 月刊地球, 号外, 49, 47-55, 2004.
- 2) 山本容維, 竹中博士, 平田 賢治, 渡邊智毅 : 2003 年十勝沖地震の海底強震計観測点における広帯域地動の推定, 地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会予稿集, S046-P003, 2004.
- 3) 宮崎真一, 加藤照之 : GEONET 資料から推定した十勝沖地震とその余効変動に基づくすべり分布, <http://www.eprc.eri.u-tokyo.ac.jp/~teru/Tokachi-oki/kato.html>, 2003.
- 4) Koketsu, K., K. Hikima, S. Miyazaki, and S. Ide : Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, *Earth Planets Space*, **56**, 329–334, 2004.
- 5) Katsumata, K., N. Wada, and M. Kasahara : Newly imaged shape of the deep seismic zone within the subducting Pacific plate beneath the Hokkaido corner, Japan-Kurile arc-arc junction, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2565, doi:10.1029/2002JB002175, 2003.
- 6) 地震調査委員会 : 千島海溝沿いの地震活動の長期評価について, [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03mar\\_chishima/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03mar_chishima/index.htm), 地震調査研究推進本部, 2003.
- 7) Yoshida, S., K. Koketsu, B. Shibasaki, T. Sagiya, T. Kato, and Y. Yoshida : Joint inversion of near- and far- field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake, *J. Phys. Earth*, **44**, 437 - 454, 1996.
- 8) Tanioka, Y., K. Hirata, R. Hino, and T. Kanazawa : Slip distribution of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami waveform inversion, *Earth Planets Space*, **56**, 373–376, 2004.
- 9) Kikuchi, M. and H. Kanamori : Inversion of complex body waves-III, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2335-2350, 1991.
- 10) Shinohara, M. et al.: Aftershock observation of the 2003 Tokachi-oki earthquake by using dense ocean bottom seismometer network, *Earth Planets Space*, **56**, 295-300, 2004.

## EARTHQUAKE SOURCE FAULT AND RUPTURE PROCESS OF THE 2003 TOKACHI-OKI, HOKKAIDO, EARTHQUAKE

Kazuki KOKETSU and Kazuhito HIKIMA

We carried out a joint inversion of the strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake. The asperity is located in the center to a deeper portion on the fault plane, 50 km away from the hypocenter in the down-dip direction. The far-field body waves and the tsunami waveforms were also inverted to derive the source process, individually. The results share common features, but some differences can be pointed out. The characteristics of the rupture process and the natures of the data used in the inversions may have resulted in these agreement and disagreement. The source fault is assumed on the upper surface of the descending Pacific slab, and the aftershock observation by ocean bottom seismometers indicates that the surface is located at a depth 10-20km shallower than those by previous studies. In addition, the surface should be curved, so that we also carried out another rupture process inversion with a shallow curved fault plane.

# 2003年十勝沖地震による 石油タンクの被害と長周期地震動

畑山 健<sup>1</sup>・座間 信作<sup>2</sup>・西 晴樹<sup>3</sup>・山田 實<sup>4</sup>・廣川 幹浩<sup>5</sup>・井上 涼介<sup>6</sup>

1 非会員 独立行政法人 消防研究所 (〒 181-8633 東京都三鷹市中原 3-14-1)  
E-mail:hatayama@fri.go.jp

2 非会員 独立行政法人 消防研究所 (〒 181-8633 東京都三鷹市中原 3-14-1)  
E-mail:zama@fri.go.jp

3 非会員 独立行政法人 消防研究所 (〒 181-8633 東京都三鷹市中原 3-14-1)  
E-mail:nishi@fri.go.jp

4 非会員 独立行政法人 消防研究所 (〒 181-8633 東京都三鷹市中原 3-14-1)  
E-mail:myamada@fri.go.jp

5 非会員 独立行政法人 消防研究所 (〒 181-8633 東京都三鷹市中原 3-14-1)  
E-mail:hirokawa@fri.go.jp

6 正会員 茨城大学助教授 工学部都市システム工学科 (〒 316-8511 茨城県日立市中成沢町 4-12-1)  
E-mail:inoue@mx.ibaraki.ac.jp

2003年十勝沖地震による石油タンクのスロッシングと被害の実態調査、各地の強震観測点で得られた地震波形記録によるスロッシングの励起源である周期数秒から十数秒程度の長周期地震動の特徴の分析、観測された地震記録に基づくスロッシングの解析結果と石油タンクの被害の関係の考察を行った。これらを通して、長周期地震動の予測・評価における留意点として、卓越周期は必ずしも直下の地下構造だけから決まらないこと、波長の長い長周期地震動といえどもその強度の空間変動には十分配慮すべきであること、容量10万m<sup>3</sup>級の大型石油タンクの被害評価においては、1次モードだけではなく高次モードのスロッシングに相当する周期範囲の地震動も必要であることを挙げた。

*Key Words* : long-period ground motion, oil storage tanks, sinking of floating roof, sloshing, the 2003 Tokachi-oki earthquake

## 1. はじめに

2003年9月26日4時50分頃発生した「平成15年(2003年)十勝沖地震」(以下、2003年十勝沖地震と呼ぶ)では、北海道内各地の数多くの大型石油タンクにスロッシングによる被害が発生した。なかでも苫小牧市周辺での被害は深刻で、現地調査の結果、苫小牧西港地域と苫小牧東部地域(苫小牧市東縁部と苫小牧市東方に隣接する地域を指すものとする)にある特定屋外タンク貯蔵所の屋外貯蔵タンク(消防法令では、「貯蔵し、又は取り扱う液体の危険物の最大数量が1,000キロリットル(1,000m<sup>3</sup>)以上のタンク」と定義されるもので、以下、特定石油タンクと呼ぶ)のうち、58%にあたる170基が何らかの被害を受けた。とりわけ、苫小牧西港南岸の真砂地区では、2基の特定石油タンクから火災が発生した他、7基の特定石油タンクで

浮き屋根が沈没し(うち1基は火災が発生したタンク)、油面が大気にさらされるという危険な事態に至るものが現れるなど甚大な被害が集中した。浮き屋根の沈没は、スロッシングにより浮き屋根の浮き室やデッキ板が損傷を被るなどして、浮力を失ったためと見られる。地震により浮き屋根式石油タンクで浮き屋根が沈没するという被害が発生したのは我が国では初めてであり、これは全面火災の危険を伴うことから重大視すべき事態である。発生したタンク火災2件のうち1件は、地震発生直後に容量約3万m<sup>3</sup>の原油タンクで起きたリング火災とそのタンク周辺の配管等における火災で(9月26日4時52分消防覚知)、同日12時9分に鎮火するまで約7時間にわたって燃え続けた(写真-1)。地震の影響により石油タンクでリング火災が発生したのは、我が国では1983年日本海中部地震以来なかったことである。2件目の火災は、地震発生から2日後の9



写真-1 地震直後に発生したリング火災と配管からの火災（札幌市消防局撮影）



写真-2 地震から2日後に発生した全面火災（札幌市消防局撮影）

月28日に容量約3万 $m^3$ のナフサタンクで起きたもので（10時36分消防覚知）、これは全面火災に至り、9月30日6時55分に鎮火するまで約44時間にわたって燃え続けるというゆゆしき事態となった（写真-2）。この火災が全面火災となったのも、浮き屋根が沈没し、ナフサ油面が大気に露出していたためと見られる。我が国における浮き屋根式石油タンクにおける全面火災は、1964年新潟地震以来39年ぶりのことである。その他、石狩市、釧路市の事業所でも、石油タンクに被害が発生したことがわかっている。

本稿ではまず、石油タンクのスロッシングと被害に関して、北海道、東北地方、新潟県内の消防本部に対して行ったアンケート調査と苫小牧市、石狩市、釧路市の事業所で行った現地調査の結果を報告する（第2章）。今回被害を受けた石油タンクの大きさからすると、スロッシングの原因となる揺れは周期数秒から十数秒程度の長周期の地震動である。そこで、K-NETとKiK-net、港湾地域強震観測、気象庁95型震度計、自治体の震度計などで記録された強震波

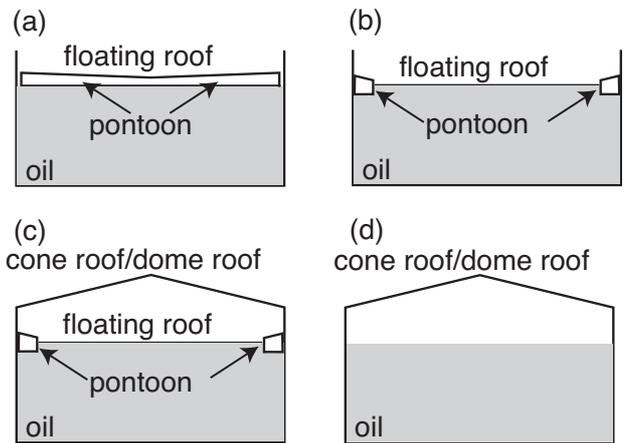


図-1 石油タンクの屋根形式による分類

形記録に基づき、2003年十勝沖地震の際の長周期地震動の特徴を浮き彫りにする（第3章）。最後に、地震動とスロッシングによる最大液面上昇量の関係について考察を行うとともに、観測された地震記録に基づくスロッシングの解析を通して、最大液面上昇量と石油タンクの被害の関係を調べる（第4章）。

## 2. 石油タンクのスロッシングと被害

### (1) 石油タンクの構造

円筒形石油タンクは、大まかに浮き屋根式（FRT、図-1(a)と(b)）、内部浮き屋根を持つ固定屋根式（CFRT、図-1(c)）、内部浮き屋根を持たない固定屋根式（CDRT、図-1(d)）の三つに分類できる。FRTは特定石油タンクの中でも大型の石油タンクに用いられる型式である。一方、CFRTとCDRTは特定石油タンクの中でも小型のタンクに用いられる型式で、揮発性が高い油種にはCFRTが、揮発性が低い油種にはCDRTが用いられる。浮き屋根式にはダブルデッキ型（図-1(a)）とシングルデッキ型（図-1(b)）の2種類がある。ダブルデッキ型は上下2枚の鋼板（デッキ板）で屋根全面を浮き室にしたものであり、シングルデッキ型は1枚の鋼板の円周上などに浮き室を設けたものである。通常、FRTにはタンク下部から浮き屋根を貫通してタンク上部に達する筒が2本取り付けられており、これらで浮き屋根の回転を防止している。これらの筒はゲージポール、ガイドポールと呼ばれており、ゲージポールには液面計や温度計などの測定装置が格納されている。

地震による石油タンク被害の形態を地震動の周期特性から分類すると、短周期地震動によるものと長周期地震動によるものとに大別される。前者の代表的なものは側板下部の座屈・破断で、主としてタンク本体下部で生ずる被害がこれに入る。一方、後者には、貯液の溢流、浮き屋根デッキ板や浮き室の座屈あるいは破損、ゲージポールやガイドポールの変形あるいは破断、固定屋根の破損や変形など、主と

してタンク上部で発生するものが入る。

## (2) スロッシングと被害の調査方法

著者らは、2003年十勝沖地震により石油タンクに発生したスロッシングと被害を知るために、アンケート調査と現地調査を行ってきた。スロッシングと被害の発生範囲及びその概要を知ることとしたアンケート調査は、北海道、東北地方、新潟県内の16の消防本部を対象としたものであり、回答は全ての消防本部からあった。その結果、石油タンクに被害が発生したと回答したのは、石狩北部地区、釧路市、胆振東部、苫小牧市の4つの消防本部で、それ以外の地域には被害が発生していないことがわかった。現地調査は、苫小牧市、釧路市、石狩市、青森県六ヶ所村の事業所に対して行った。苫小牧市の事業所に対する現地調査は、地震発生日の2003年9月26日から29日までの4日間の調査を皮切りに、2004年3月までに7回行っている。また、釧路市、石狩市、六ヶ所村の事業所に対する調査は、それぞれ2003年11月、2003年12月、2004年3月に1回ずつ行った。

## (3) スロッシングによる最大液面上昇量

ここでは、スロッシングによる最大液面上昇量に関する調査結果を報告する。アンケート調査の結果、室蘭市、青森地域広域、秋田市、男鹿地区、酒田地区、仙台市、新発田地域広域事務組合、上越地域の8つの消防本部からは、スロッシングなし、あるいは確認できていないとの回答があった。スロッシングの発生の有無の確認及び最大波高の測定は、タンクの液面計記録から可能な場合もあるが、そうでない場合は、浮き屋根の揺動によりタンク側板内壁についた擦過痕や原油など有色の油の揺動により側板内壁についた油痕により行われることもある。スロッシングが確認できていないというのは、浮き屋根式ではない石油タンクであるとか、灯油などスロッシングによる油痕が残りにくい油種であるという事情によるものであろう。アンケート調査では、スロッシングが発生している場合、石油タンク毎に、容量、大きさ、油種等のタンク諸元、地震時の液高、液面の最大上昇量とその確認方法などを回答するよう依頼した。これと現地調査からわかった地域毎の最大上昇量を図-2に示す。対象とした地域の中で最も震源から遠い新潟でもスロッシングの発生が確認されている。苫小牧市とその周辺（以下、苫小牧地域と呼ぶ）、石狩市には、液面上昇量が2mを超す大きなスロッシングをきたした石油タンクがあったことがわかった。苫小牧西港地域における最大液面上昇量約3mのスロッシングは、リング火災が発生した容量約3万m<sup>3</sup>の原油タンク（写真-1と表-2の

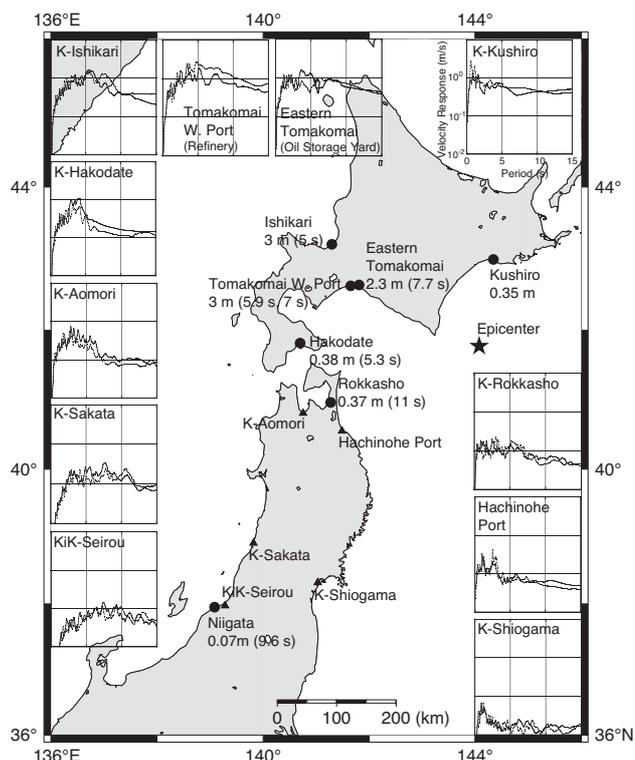


図-2 各地の石油タンクの最大液面上昇量

タンクH)と容量約1万m<sup>3</sup>の重油タンク(タンク直径約29m、地震時の液高はタンク高さに対して約71%、地震時の1次のスロッシング固有周期5.9秒、以下同様)で発生した。また、苫小牧東部地域、石狩市における最大液面上昇量約2.3m及び約3mのスロッシングは、それぞれ、容量約4万m<sup>3</sup>の原油タンク(50m、約86%、7.7秒)と容量5千m<sup>3</sup>のガソリンタンク(約21m、約56%、5.0秒)で発生したものである。なお、石油タンクの1次のスロッシング固有周期は下式で計算される<sup>1)</sup>。

$$T_s = 2\pi \sqrt{(D_i / 3.68g) \cdot \coth(3.68H / D_i)} \quad (1)$$

ここに、 $T_s$ は1次のスロッシング固有周期(s)、 $D_i$ は内径(m)、 $H$ は液面高さ(m)、 $g$ は重力加速度( $m/s^2$ )である。これは、円筒形の剛体容器内の液体を非圧縮性完全流体とし、渦なしの場を考えた場合の1次モードに対するものである。つまり、浮き屋根の存在と内容液の粘性は考えていない。

苫小牧市とその周辺には294基の特定石油タンクが立地しており、アンケート調査の結果、98基の石油タンクの液面上昇量を知ることができた。これらには、液面計により測定されたものの他、タンク側板内壁に付着した原油痕や擦過痕から計測されたものも含まれる。図-3は、この最大液面上昇量実測値を地震時の $T_s$ に対して示したものである。塗りつぶした点は、何らかの被害が発生した石油タンクであることを表している。 $T_s$ が7.6秒の2基の石油タンクについては、油が溢流しており、最大

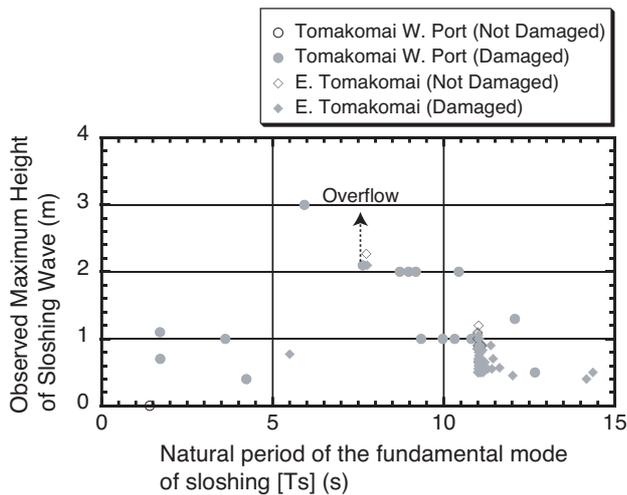


図-3 苫小牧の石油タンクの最大液面上昇量

液面上昇量は地震時の空間余裕高さ（液面から側板頂上までの高さ）約 2.1m を超えるものと考えられる。この図から、最大上昇量が 2m を超える大きなスロッシングは、 $T_s$  が 6 ~ 8 秒の石油タンクで発生していることがわかる。苫小牧東部地域には、二つの石油備蓄基地があり、そこには容量約 11 ~ 12 万  $m^3$  の地上タンクとしては国内最大級の石油タンクが集中している。これらのタンクは満液時には  $T_s$  が約 11 秒となるが、そのようなタンクには、最大液面上昇量 0.5 ないし 1m 程度のスロッシングが発生したことがうかがえる。なお、式(1)からわかるように液面が低くなると  $T_s$  は大きくなる。 $T_s$  が約 14 秒である 2 基のタンクは容量の半分程度しか油が入っていなかった国内最大級の石油タンクである。

#### (4) 石油タンクに発生した被害

表-1 に被害を受けた石油タンクの数地域毎に掲げる。苫小牧地域では、石油タンクを抱える事業所は二つの地域に分布している。一つは、製油所などが立地する苫小牧西港地域であり、もう一つは、二つの石油備蓄基地などが立地する苫小牧東部地域である。この二つの地域は、10km 程度以上離れているので、別々の区分とした。被害タンク数の欄に掲げている数字は、被害形態を問わず何らかの被害を被った石油タンクの数で、括弧内はそのうち被害程度が甚大なもの数である。ここで、被害程度が甚大なタンクとして分類したのは、火災、浮き屋根の沈没のいずれかあるいは両方が発生したものである。この表から北海道南部に立地する容量 1,000 $m^3$  以上の特定石油タンクのうち 190 基が何らかの被害を被ったことがわかる。そのうち 9 基は被害甚大である。また、これより小さい容量 500 ~ 1,000 $m^3$  のいわゆる準特定屋外貯蔵タンクのうち 6 基にも何らかの被害が発生している。苫小牧西港と苫小牧東部地域を合わせた地域にあって被災した特定石油タンクは 170 基で、特定石油タンクの被害は苫小牧地域に集中していると言える。後に詳述するが、苫小牧地域で発生した被害のほとんどはタンク上部で起こったもので、それらはスロッシングによる被害の特徴を有している。震源に近い釧路市では、容量 500 ~ 1,000 $m^3$  の小さめの石油タンク 15 基のうち 3 基が被害を受けており、苫小牧西港地域に比べて被害率が高い。釧路市の事業所における石油タンクの被害には、甚大なものはなかったものの、アルミ製内部浮き屋根の補強材の一部変形、鋼製内部浮き

表-1 北海道における石油タンクの被害 (2004 年 4 月 1 日現在)

		Tanks with capacities over 1,000 $m^3$			Tanks with capacities of 500 to 1,000 $m^3$		
		Number	Number of damaged (Seriously damaged)	Damage ratio (%)	Number	Number of damaged (Seriously damaged)	Damage ratio (%)
Tomakomai Western Port	Total	190	91(8)	48	24	2(0)	8
	FRT*	24	22(7)	92	0	0(0)	-
	CFRT*	44	31(1)	70	8	2(0)	25
	CDRT*	108	38(0)	35	4	0(0)	0
Eastern Tomakomai	Unknown	14	0(0)	0	12	0(0)	0
	Total	104	79(0)	76	4	1(0)	25
	FRT*	92	79(0)	86	2	1(0)	50
	CFRT*	0	0(0)	-	2	0(0)	0
CDRT*		12	0(0)	0	0	0(0)	-
Kushiro		59	17(0)	29	15	3(0)	20
Ishikari		12	3(1)	25	0	0(0)	-
Total		365	190(9)	52	43	6(0)	14

\* FRT=Floating roof type/CFRT=Covered floating roof type/CDRT=Cone or dome roof type



写真-3 石狩市の石油タンクにおける浮き屋根破断（石狩北部地区消防本部撮影）

屋根上へのガソリン飛散など、長周期地震動によってスロッシングが生じた場合に特徴的に見られる被害が発生した他、タンクの傾斜（約 1/48）、アンカーボルトの引き抜き、タンクヤード地盤の液状化など強い短周期地震動に見舞われた場合に特徴的に見られる被害も発生している。ただし、タンクの傾斜などは 1993 年釧路沖地震の影響も加わっている可能性がある。今回の地震で甚大な被害が発生した 9 基の石油タンクのうち 1 基は石狩市に立地している。石狩市には 12 基の特定石油タンクがあり、いずれも石狩湾新港地区に立地している。甚大な被害を受けたタンクは、容量 5 千 m<sup>3</sup> の CFRT ガソリンタンク（本章 (3) で最大液面上昇量が約 3m と報告したタンク）で、内部浮き屋根が破断するという激しい損傷が見られた（写真-3）。なお、青森県六ヶ所村の事業所における現地調査でも浮き室に軽微な被害が散見されたが、今回の地震によるものかは確認できなかった。

表-1 が示すように被害程度が甚大なタンクは苫

小牧西港地域に集中している。苫小牧西港地域では、48% にあたる 91 基の特定石油タンクが被災し、そのうちの 8 基が甚大な被害を被っている。一方、苫小牧東部地域では、甚大な被害は発生していないものの、76% ものタンクが何らかの被害を受けている。苫小牧東部地域と苫小牧西港地域の被害状況を比較する上で、地震動などから決まるスロッシングによる液面上昇量の議論が重要であることは言うまでもないが、石油タンクの構造や運用形態も考慮に入れなければならない。まず、苫小牧東部地域に立地する特定石油タンクの大部分は備蓄用であり、それらは通常満液の状態である（地震時の平均貯油率約 82%）。さらに、苫小牧東部地域の石油備蓄基地の全ての石油タンクはダブルデッキ型 FRT（図-1(a)）である。一方、苫小牧西港地域の特定石油タンクは、製造、出荷、貯油用であり、満液であるとは限らない（同約 49%）。また、この地域には、FRT、CFRT、CDRT など様々な構造を持つ様々な大きさの特定石油タンクが混在している。さらに、この地域での浮き屋根は全てシングルデッキ型（図-1(b)）である。特定石油タンク全体で見ると、苫小牧東部地域の被害率は苫小牧西港地域に比べて大きな値であるが、FRT すなわち特定石油タンクの中でも大型のタンクに限って見れば大差はない。苫小牧西港地域には CDRT の特定石油タンクが多数立地しているが、これら小型のタンクの被害率は 35% と低く、これが特定石油タンク全体に対する被害率を下げる要因になっている。ダブルデッキ型の浮き屋根はシングルデッキ型のそれに比べて、損傷しても沈没するなど甚大な被害に至りにくいと考えられている。甚大な被害が苫小牧西港地域に偏った一因には、両地域における浮き屋根の構造の違いも考えられる。

表-2 に苫小牧西港地域で甚大な被害を被った 8 基の特定石油タンクを掲げる。8 基の被災タンクの

表-2 甚大な被害を受けた苫小牧西港地域の石油タンク

Tank	Capacity (m <sup>3</sup> )	Oil <sup>1)</sup>	Roof Type <sup>2)</sup>	Diameter (m)	Liquid height <sup>3)</sup> (%)	Ts (s)	Wh (Obs.) <sup>4)</sup> (m)	Wh (Cal.) <sup>5)</sup> (m)	Damage <sup>6)</sup>
A	109,900	CR	FRT	78.2	59	12.0	-	1.3	Sink
B	109,900	CR	FRT	78.2	58	12.1	~1.3	1.3	Sink
C	32,779	N	FRT	42.7	77	7.1	-	2.9	Sink & O. Fire
D	43,872	K	FRT	49.4	91	7.6	>2.1	3.4	Sink
E	43,872	K	FRT	49.4	91	7.6	>2.1	3.4	Sink
F	43,872	S	FRT	49.4	64	8.1	-	2.9	Sink
G	9,990	N	CFRT	27.8	25	7.3	-	1.8	Sink
H	32,778	CR	FRT	42.7	89	7.0	~3	2.9	R. Fire

1) CR=Crude oil/N=Naphtha/K=Kerosene/S=Slop

2) FRT=Floating roof type/CFRT=Covered floating roof type

3) Percentage of liquid height during the earthquake to tank height

4) Observed maximum sloshing wave height

5) Maximum sloshing wave height calculated subject to observed ground motion consisting of two horizontal components

6) Sink=Sinking of floating roof/O. Fire=Open top fire/R. Fire=Ring fire



写真-4 浮き屋根が沈没した容量約 11 万 m<sup>3</sup> の原油タンク（札幌市消防局撮影）



写真-7 浮き屋根が沈没した容量約 4 万 m<sup>3</sup> のスロップタンク（札幌市消防局撮影）



写真-5 浮き屋根が沈没した容量約 4 万 m<sup>3</sup> の灯油タンク（札幌市消防局撮影）



写真-8 地震直後にリング火災が発生した容量約 3 万 m<sup>3</sup> の原油タンクにおける浮き屋根の回転



写真-6 破損した浮き屋根浮き室（出光興産（株）撮影）

うち 7 基は、浮き屋根が沈没したもので、これらの内訳は容量約 11 万 m<sup>3</sup> の原油タンク 2 基（タンク A, B）、全面火災が発生した同約 3 万 m<sup>3</sup> のナフサタンク 1 基（タンク C）、同約 4 万 m<sup>3</sup> の灯油タンク 2 基（タンク D, E）、同約 4 万 m<sup>3</sup> のスロップ（残油）タンク 1 基（タンク F）、同約 1 万 m<sup>3</sup> のナフサタンク 1 基（タンク G）である。残りの 1 基である

容量約 3 万 m<sup>3</sup> の原油タンク（タンク H）では、地震発生直後にリング火災が発生している。タンク G は CFRT であるが、他はすべて FRT である。以下に、タンク A から F とタンク H の被害状況を写真で示す。写真-4 は、タンク A とタンク B の浮き屋根が沈没し、原油の油面が大気に露出している様子を写している。タンク B の油面の一部が白くなっているが、これは油面と大気とを遮断するために注入された泡消火薬剤である。これらのタンクの周辺には、原油が地盤上に漏洩した痕跡が見られる。側板外壁に溢流の跡が見られないことから、雨水配水管から流出したものと考えられる。タンク A, B 以外の 2 基のタンクも同じく容量約 11 万 m<sup>3</sup> の原油タンクであるが、地震時には、これらのうち 1 基は検査のため開放中、もう 1 基の液高はタンク高さの約 8% であった。写真-5 は、約 44 時間燃え続けた結果原形をとどめない程大きく変形したタンク C と浮き屋根が沈没し、灯油の油面が大気に露出しているタンク D とタンク E の様子を写している。写真-2 からわかるようにこれらの浮き屋根が沈没したの

は地震直後ではない。写真-5の右上に写っているタンクは、D、Eと同じ大きさのものであるが、地震時の液高はタンク高さの約33%であった。タンクから貯液を抜き取って浮き屋根を着底させた後の調査によれば、タンクDでは浮き屋根外周上の26個の浮き室のうち6個に損傷が認められている(出光興産株式会社、私信)。写真-6はそのうちの一つの浮き室の損傷状況である。浮き室の外リム(側板側の壁)と底板の溶接部が切れている。これは、地震時の浮き屋根の揺動の他、屋根が沈没する過程と貯液の抜き取りに伴って屋根が降下する過程の影響も受けたものとして見る必要があるが、浮き屋根が自然に沈没したことからすると、地震時の浮き屋根の揺動によってこのタンクの浮き室には写真-6に象徴されるような貯液浸入の恐れがある状況が生じていたものと考えられる。写真-7は、タンクFの浮き屋根が沈没し、油面が大気に露出してしまっている様子を写している。油面が一部白くなっているのは泡消火薬剤が注入されたためである。このタンクの上方に写っているタンクでRC、K、CRと記号が付してあるのは、それぞれ容量約6万m<sup>3</sup>の重油、灯油、原油タンクである。原油タンクの浮き屋根には原油が滞留した痕跡が見られる。浮き屋根が沈没するほど甚大な被害を受けなかったこれら8基のタンクの地震時のTsは8.7から12.7秒の範囲に分布しており、浮き屋根が沈没した容量約3万あるいは4万m<sup>3</sup>の4基のタンクC、D、E、Fよりも固有周期が長い。一方、容量約11万m<sup>3</sup>のタンクA、BはTsを12秒付近に持ちながらも浮き屋根が沈没している。タンクA、Bの被害が甚大になった原因については、第4章で議論する。写真-8は、浮き屋根は沈没しなかったものの、地震直後にリング火災等が発生したタンクHの浮き屋根上の様子である。このタンクには、側板頂上部に液面計指示部などを格納した測定小屋が取り付けられていたが、これが屋根上に落下している。これはスロッシングの際に、測定小屋直下にボルトで取り付けられているゲージポールが浮き屋根の揺動によりタンク中心に向かって引っ張られたり、揺動する浮き屋根自体が測定小屋下部に衝突したりしたためと考えられる。しかも、この測定小屋は取り付け位置とは異なる所に発見されており、両者の位置関係などから浮き屋根は時計回りに約40°回転したものと見られる。

### 3. 苫小牧で観測された長周期地震動の特徴

#### (1) 消防法に基づく空間余裕高さに関する技術基準

消防法に基づく「危険物の規制に関する技術上の基準の細目を定める告示」(昭和58年自治省告示第119号)では、特定石油タンクにおける空間余裕高

さを、次式におけるHc(m)以上とするよう定めている。

$$Hc = 0.45Di \cdot Kh_2 \quad (2)$$

ここに、Kh<sub>2</sub>は液面揺動の設計水平震度で、同じ告示の中で、

$$Kh_2 = 0.15v_1 \cdot v_4 \quad (3)$$

$$v_4 = 4.5 / Ts \quad (4)$$

と決められている。ここでv<sub>1</sub>は地域別補正係数で、地震危険度に応じて0.7、0.85もしくは1の値をとる。v<sub>4</sub>はスロッシングの固有周期を考慮した応答倍率で、Tsは(1)式により評価することになっている。一方、スロッシングによる最大液面上昇量のおおよその値は、速度ポテンシャル理論に基づく速度応答スペクトル法<sup>2)</sup>を用いて下式により計算することができる。

$$Wh = (Di / 2g) \cdot 0.837 \cdot (2\pi / Ts) \cdot Sv \quad (5)$$

ここに、Whは最大液面上昇量(m)、SvはTsにおける速度応答(m/s)である。(3)式におけるv<sub>1</sub>は地震危険度評価の考え方に基づくものであるからこれを無視し、(2)式のHcと(5)式のWhを等しいとせば、Svは周期によらず約1.1m/sとなる。この値が、(2)式の規定に対応する地震動レベルであると解釈できる。以降、本論文ではこの値を「消防法が規定する地震動レベル」と呼び、地震動強さの議論は最大振幅値の他、速度応答値を用いて行うこととする。

#### (2) 苫小牧西港における長周期地震動の特徴

図-4に苫小牧西港付近の地図を示す。写真-1と2ならびに写真-4から8などの甚大な被害を受けた石油タンク8基は、いずれも苫小牧西港南岸の真砂地区に位置する。真砂地区には製油所が立地しており、その敷地内には3成分サーボ型加速度計が置かれている(R-Tomakomai)。製油所の対岸には、港湾地域強震観測の苫小牧-G観測点(P-Tomakomai)があり、これは製油所から西方約3kmに位置する。P-Tomakomaiから北西に約1km離れた苫小牧市役所付近には、K-NETの苫小牧観測点(K-Tomakomai)がある。また、R-Tomakomaiからほぼ西方に約9km離れたJR糸井駅付近には、気象庁苫小牧測候所(JMA-Tomakomai)があり、東方に13km程度離

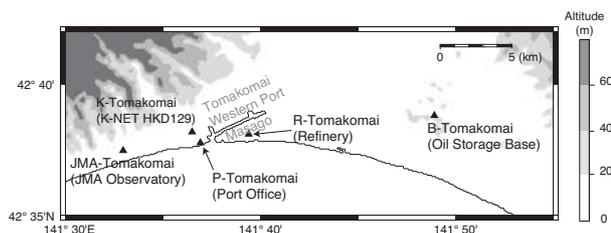


図-4 苫小牧西港付近の地図

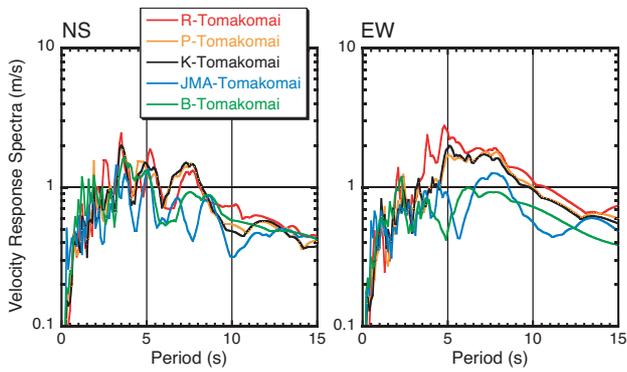


図-5 苫小牧5地点の速度応答スペクトル (h=1%)

れた所の苫小牧東部の石油備蓄基地(B-Tomakomai)でも加速度記録が得られている。

図-5にこれら5地点の加速度波形記録全体から計算した速度応答スペクトル(減衰定数h=1%)を示す。P-Tomakomai, K-Tomakomaiではスペクトルの形状は似通っている。R-Tomakomaiでの値はこれら2地点に比べて大きく、周期3.2秒から10.7秒の範囲でNS, EW成分のいずれかあるいは両方の速度応答が1m/sを超える長周期地震動が観測されている。このうち周期3.7秒から8.3秒の範囲では、EW成分の速度応答が1.5m/s以上のレベルを保ち、周期4.8秒で最大値2.8m/sに達している。この値は、消防法が規定する地震動レベルの約2.5倍に相当する。またP-TomakomaiあるいはK-Tomakomaiでも、周期4.8秒から8.3秒の範囲でEW成分の速度応答が1.5m/s以上のレベルを保ち、R-Tomakomaiに限らず苫小牧西港一帯が同程度の長周期地震動に見舞われたことがうかがえる。スペクトルの形状からわかるように、苫小牧西港近傍で観測された長周期地震動については、ある特定の周期成分が卓越したという言い方は適切ではない。

港湾地域強震観測は長い歴史を持ち、P-Tomakomaiにおいては最古のもので1973年の記録が公開されている。図-6に1982年浦河沖地震以降の大きな地震の波形記録をならべた。これらは元々の地動加速度記録を積分して地動速度(0.05~5Hz)にしたものである。最後の記録は2003年十勝沖地震本震の発生から約1時間20分後に起きたこれまでの最大余震であり、波形は本震とよく似ている。過去においても、1993年北海道南西沖地震や1994年北海道東方沖地震のように長周期成分が卓越した地震動が観測されているが、今回観測された地動速度は、最大振幅においてこれら2つの地震を大きく上回っている。図-7は、図-6に示した7つの地震について、加速度波形記録全体から計算した速度応答スペクトル(h=1%)である。今回観測された地震動の周期数秒から十数秒の帯域における速度応答は、一部例外を除き、P-Tomakomaiに

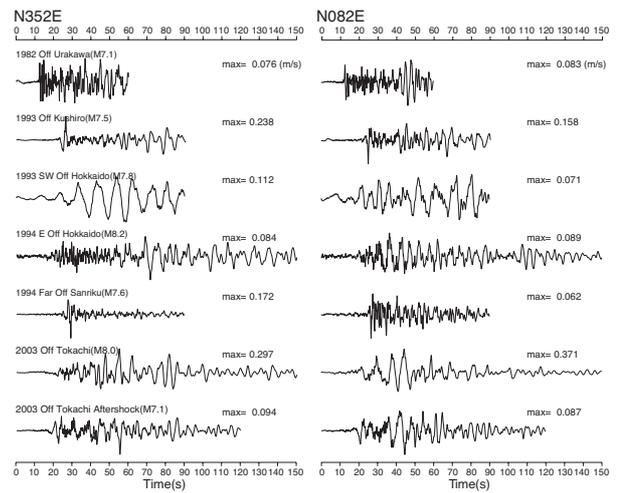


図-6 苫小牧西港における過去の地震の際の速度波形

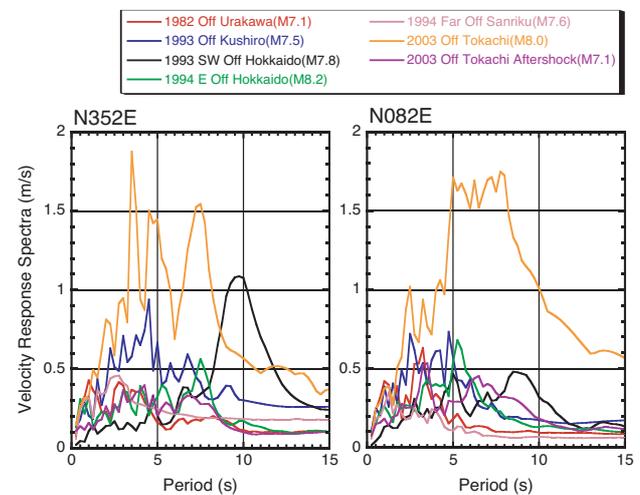


図-7 苫小牧西港における過去の地震の際の速度応答スペクトル (h=1%)

における過去30年間の記録の中で最大である。一部例外とは、1993年北海道南西沖地震において周期10秒弱の成分が卓越し、ほぼ南北方向の成分では今回の十勝沖地震を上回っているという観測事例である。この特徴は速度波形にも現れている。図-6からわかるように、1993年北海道南西沖地震の波形は、今回の十勝沖地震の波形よりも長い周期の成分が卓越している様相を呈している。本事例は、苫小牧西港地域における長周期地震動の卓越周期は、直下の地下構造を考慮するだけでは評価不可能であることを示唆している。なお、1983年日本海中部地震の際のP-Tomakomaiにおける加速度波形記録は残っていないが、JMA-Tomakomai(苫小牧測候所)では、NS成分の加速度フーリエスペクトルが周期10秒付近でピーク値約1.13m/sに達する大きな長周期地震動が記録されている<sup>3)</sup>。

苫小牧市内の長周期地震動特性の決定要因において、地下構造のみが支配的ではないという見方は、

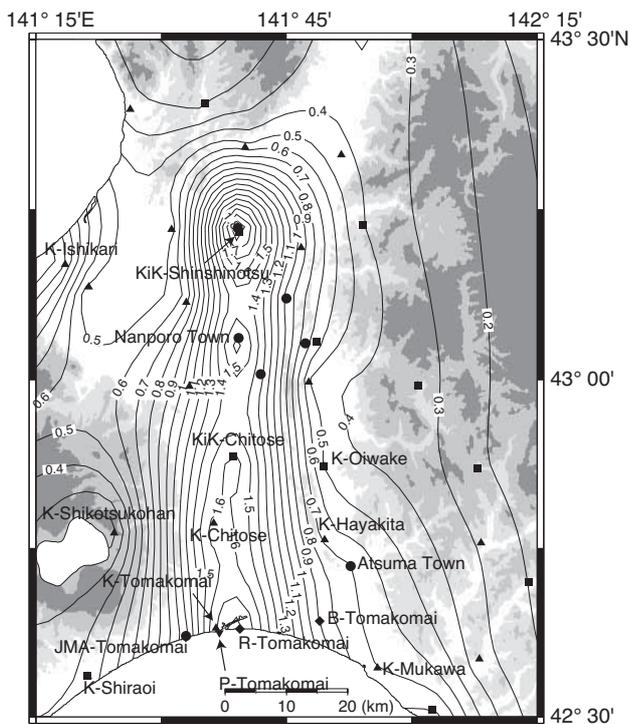


図-8 速度応答のコンターマップ（周期7秒,EW成分）

苫小牧測候所における気象庁1倍強震記録による過去の地震時の揺れの解析からすでに示されている<sup>4)</sup>。これによれば、苫小牧における長周期地震動の増幅特性は震源地により異なり、日本海東縁部で発生する地震については周期約10秒の成分が特に大きくなる傾向を示す一方で、北海道東方沖、北海道南東沖で発生する地震については、他の周期に比べて特別に大きくなる周期成分は見当たらないという結果が得られている。なお、データが存在しないため、この研究では1952年十勝沖地震の際の観測事実は検討されていない。

### (3) 勇払平野における長周期地震動の空間変化

図-5を改めて見ると、P-Tomakomaiなどの苫小牧西港地域、B-Tomakomai、JMA-Tomakomaiの3地点の速度応答スペクトルには、周期数秒以上の長周期帯域であっても大きな違いがあることがわかる。B-TomakomaiとJMA-Tomakomaiは、P-Tomakomaiからそれぞれ東西に約10km離れた地点であるが、周期数秒から十数秒の長周期の帯域であっても、その応答はP-Tomakomaiを大きく下回っており、両者とも石油タンクのスロッシングに関して消防法が規定する地震動レベルを超えていない。

図-8は、勇払平野及び石狩平野における長周期地震動の強度分布を見るため、K-NET、KiK-net、自治体震度計などの強震観測地点で記録されたEW成分から計算した周期7秒での速度応答(h=1%)をコンターマップで表したものである。これは観測点

間の補間を幾何学的に行うことにより作成したもので、地下構造の影響は考慮されていない。この図から、速度応答が大きい地域は、苫小牧西港付近のみならず、勇払平野と石狩平野東部の広い範囲に及んでいることがわかる。この図に示した速度応答は、勇払平野中央部から石狩平野東部にのびる南北の軸に沿った地帯を尾根とする分布形状を呈しており、とりわけ苫小牧西港地域(R-Tomakomai、P-Tomakomai)と石狩平野東部北端で値が大きい。この図からも、苫小牧市内の3つの地点、苫小牧西港地域、苫小牧測候所(JMA-Tomakomai)、苫小牧東部地域(B-Tomakomai)で揺れの程度が大きく異なっていたことがわかる。

一つの平野内の多数の地点で長周期成分を含む強震記録が得られた今回の観測事例は、たとえ予測・評価対象が長周期の地震動といっても、平野内において数km離れば大きな空間変化があり得ることを認識する必要性を改めて示したものと見える。

### 4. 地震動、スロッシング、浮き屋根被害等の関係の考察

苫小牧西港地域で発生した甚大な被害のうち、浮き屋根沈没のほとんどは写真-6が象徴するように浮き屋根が損傷して浮力を失ったために生じたものと見られ、この損傷の原因はスロッシングに伴う浮き屋根の揺動と考えるのが自然である。また、総務省消防庁による火災原因調査によれば、地震直後にリング火災などが発生した原油タンクH(表-2、写真-1参照)の着火源は、浮き屋根の揺動に伴って浮き屋根がタンク上部附属設備に衝突した時、あるいは測定小屋が浮き屋根上に落下した時(写真-8参照)の摩擦衝撃による火花である可能性が高いとされており、スロッシングが火災の直接的な原因となったことが疑われている。一方、同じ火災原因調査では、地震発生から2日後に出火し全面火災に至ったナフサタンクC(表-2、写真-2参照)の着火源として、浮き屋根沈没後に大気とナフサ油面とを遮断するために投入され油面上に浮いていた消火薬剤の泡が帯電していたという可能性が指摘されている。これによれば、ナフサタンク全面火災の直接的な出火原因はスロッシングではない。しかし、浮き屋根の沈没という全面火災が発生しうる状況をもたらしたのはスロッシングである。以上述べたように、苫小牧地域の石油タンクに生じた甚大な被害はスロッシングを発端とするものであり、同地域におけるそれ以外の被害のおおかもまたスロッシングに起因するものであることから、スロッシングによる浮き屋根外周上での最大液面上昇量と被害の有無、程度の間を整理することとした。これに先だ

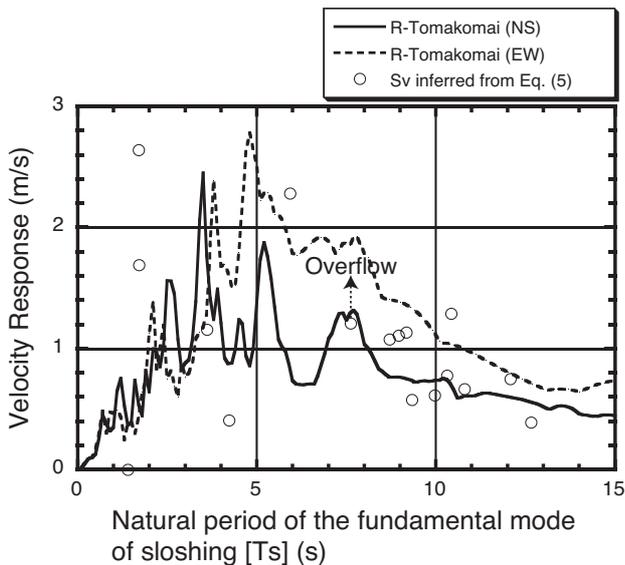


図-9 苫小牧西港の石油タンクにおける最大液面上昇量実測値から逆算した速度応答

ち、まず地震動と最大液面上昇量の関係を考察する。

地震動の速度応答と最大液面上昇量を結ぶ(5)式は、水平一方向に加振される円筒形剛体容器内の非圧縮性流体が渦なしの運動をすると仮定し、それに対する速度ポテンシャルについての支配方程式を適当な境界条件の下で正規モード展開して解くことにより得られるもので、1次モードのみが考慮されている。この(5)式の左辺Whを実測された最大液面上昇量とすれば、その時の速度応答Svが逆算できる。図-9は、このようにして苫小牧西港地域のタンクで実測された最大液面上昇量(図-3参照)から逆算した速度応答を、同じく苫小牧西港に位置するR-Tomakomai(製油所)において記録された加速度波形から計算した速度応答(h=1%)と比較したものである。最大液面上昇量の測定は必ずしも計器によって行われていないこと、一部のタンクでは溢流が発生したこと、最大液面上昇をきたした方位を区別していないことなどを考慮すれば、実測値が多くある周期約6秒以上の領域では両者は合っていると見える。座間・井上(1994)<sup>5)</sup>はこのような検討を1993年北海道南西沖地震の際に発生したスロッシングに対して行っており、苫小牧、青森、秋田、新潟の各地について、同様の合致を見ている。以上の観測事実から、最大液面上昇量はスロッシングの1次固有周期における地震動の速度応答とよく対応すると言える。

次に最大液面上昇量と被害の有無、程度の間を整理することとするが、最大液面上昇量は全ての石油タンクについて知られているわけではないので、地震記録に基づき最大液面上昇量の計算を行った。その際、水平一方向の加振しか考慮しない(5)式の速度応答スペクトル法は用いず、地震記録の水

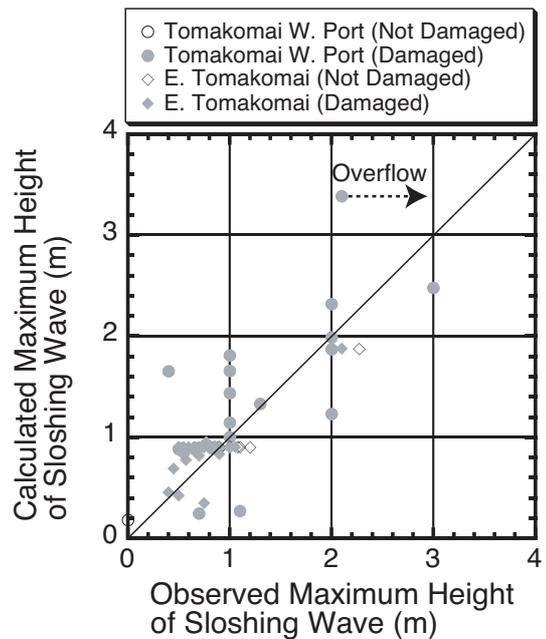


図-10 苫小牧の石油タンクについての最大液面上昇量の実測値と計算値の比較

平2成分を入力とする時刻歴応答法<sup>3)</sup>により計算した。この方法は、(5)式と同様、速度ポテンシャルについての支配方程式を適当な境界条件の下で正規モード展開して解くものであるが、ここでは、1次モードから3次モードのスロッシングの時刻歴を、減衰定数をそれぞれ1%、5%、5%と仮定して計算し、それらの結果を足し合わせた。一般には浮き屋根外周上での最大液面上昇量への高次モードの寄与は小さく、計算は1次モードまで考慮すれば十分であるが、後述するように容量約11万m<sup>3</sup>の石油タンクにおける浮き屋根沈没の原因考察を行うため、ここでは3次モードまで計算した。図-10は、最大液面上昇量が測定されている苫小牧地域の特定石油タンクについて(図-3参照)、実測値と計算値(浮き屋根外周に沿って計算された最大液面上昇量の中の最大値)を比較したものである。苫小牧西港地域と苫小牧東部地域のタンクについての計算には、それぞれ製油所(R-Tomakomai)と備蓄基地(B-Tomakomai)で得られた地震動記録を用いている。最大液面上昇量実測値には計器測定以外のものも含まれていること、溢流が発生したタンクがあったことなどを考慮すれば、両者はよく合っていると見え、計算によって求める最大液面上昇量は被害の有無、程度との関係の議論に用いることができると考えられる。図-11は、苫小牧西港地域と苫小牧東部地域にある特定石油タンクについて、図-10と同じ方法で計算した最大液面上昇量をTsに対して示したものである。これによれば、周期5秒、7.5秒付近で3mを上回り、およそ3.5秒から9秒の間で2mを超える結果となった。この図で塗りつぶした

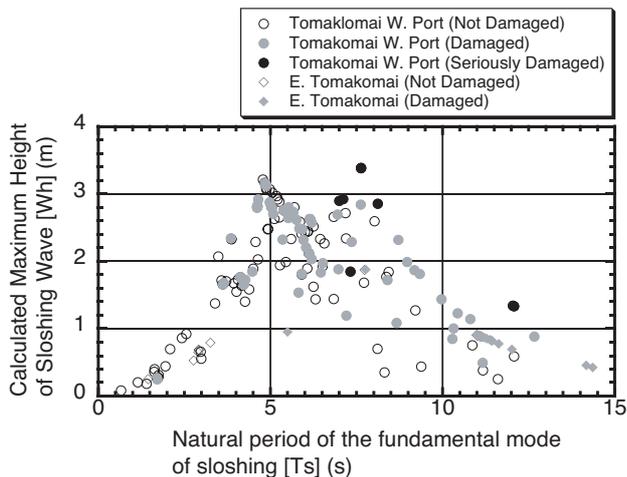


図-11 苫小牧の石油タンクについての最大液面上昇量計算値と被害の対応関係

シンボルは何らかの被害があったものであるが、 $T_s$ が数秒台のタンクでは最大液面上昇量が2.5 m程度以上、十秒台のタンクでは1 m程度以上になると被害が著しくなる傾向が見られる。また、印は、火災や浮き屋根の沈没という甚大な被害のあったタンクである。これらのタンクの最大液面上昇量は $T_s$ が7～8秒のものでは一例を除いて2.9～3.4m、 $T_s$ が12秒のタンクでは最大液面上昇量は約1.3mと見込まれる。 $T_s$ が5秒弱のところにも、最大液面上昇量が3mを超えかつ被災したものが10基あるが、被害は甚大なものにはなっていない。これら10基のうち7基はCDRTであり、本稿で甚大な被害と定義したものが発生しにくい型式である。残りの3基はCFRTであるが、浮き屋根の沈没は免れている。これら3基のCFRTは、いずれも容量約5千 $m^3$ 、直径約21.3mで、最大液面上昇量計算値が同程度で浮き屋根が沈没した容量約3万 $m^3$ あるいは4万 $m^3$ のタンク4基(表-2参照)よりも小さい。

もしも最大液面上昇量と被害が一對一に対応するならば、最大液面上昇量は地震動波形からほぼ評価できることから(図-10)、スロッシングによる石油タンクの被害を予測するには、地震動を予測すればよいことになる。しかし、 $T_s$ が約12秒であった容量約11万 $m^3$ のタンクでは、計算による最大液面上昇量はたかだか約1.3mで、浮き屋根の沈没という甚大な被害となった(表-2と写真-4のタンクA、B)。また、従来では、油が溢流したり浮き屋根がタンク上部設備に衝突したりする危険性が大きいことから、満液に近いタンクほど被害が発生すると考えられていたが、タンクA、Bは地震時の液高はタンク高さの60%程度でありながら被害を受けており、このこととも異なる。そこで、この容量約11万 $m^3$ の石油タンクを対象とした計算結果をより詳しく見ることにする。なお、タンクBについて地震後に撮影された写真の中には油痕の高さが判別できるもの

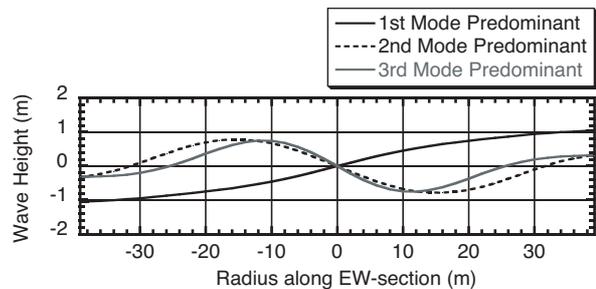


図-12 浮き屋根が沈没した容量約11万 $m^3$ の原油タンクの地震時の液面形状についての計算結果

があり、それによれば実際の最大液面上昇量は1m台前半と見込まれることから、計算値約1.3mは妥当な値と考えられる。図-12にタンクAに対して計算されたスロッシング時のEW方向の液面形状を示す。表-2にあるようにタンクBの直径はタンクAのそれと等しく、液高もほぼ等しいので、タンクBについても同様の計算結果が得られる。黒線、破線、灰色の線はそれぞれ1次モード(固有周期12秒)、2次モード(固有周期5.6秒)、3次モード(固有周期4.3秒)が卓越していると思われる時点の液面形状である。タンクAとBの浮き屋根はシングルデッキ型であり、そのデッキ板の材質は厚さ4.5mmの鋼板であることから、浮き屋根が液面形状に追随するかあるいはそれに近い挙動をすると仮定すれば、この図からは、2次モード、3次モードが卓越するスロッシングにおいては、1次モードのみが卓越する場合に比べて浮き屋根に生ずる曲げ歪みは大きくなると言える。また、浮き屋根外周上での最大液面上昇量は1次モードに支配され、2次モード、3次モードが卓越しても最大液面上昇量が大きくなるとは限らない。以上から、最大液面上昇量が小さいにもかかわらず浮き屋根が沈没したという現象は、高次モードの影響を考えることにより説明できる可能性があると言える。高次モードの生成と地震動の関係について言えば、今回の地震では、図-5におけるR-Tomakomai(製油所)の速度応答スペクトルからわかるように、浮き屋根が沈没した容量約11万 $m^3$ のタンクに対しては、1次モードよりも2次モード、3次モードの固有周期において強い地震動となっている。一方、現地調査によって浮き屋根の損傷を見分したところでは、浮き室周辺の溶接不具合の疑いも持たれた。被害原因の考察においては、このことも検討対象とする必要がある。

## 5. まとめ

2003年十勝沖地震では、北海道内各地の数多くの大型石油タンクにスロッシングを発端とする被害が発生した。なかには火災が発生したり、浮き屋根が沈没したりするという甚大な被害を受けたものも

あり、これらの被害は苫小牧西港南岸の真砂地区に集中した。本稿では、アンケート調査や現地調査からわかったスロッシングと被害の実態を報告した。また、スロッシングの原因となったのは、周期数秒から十数秒程度の長周期地震動であったことから、全国に稠密に分布する強震観測点で得られた地震波形記録を用い、2003年十勝沖地震の際の長周期地震動の特徴を調べた。さらに、苫小牧市とその周辺の特定期石油タンク（容量1,000m<sup>3</sup>以上）に対して、地震動とスロッシングによる最大液面上昇量の関係を考察するとともに、観測された地震記録に基づくスロッシングの解析を行い、最大液面上昇量と石油タンクの被害の関係を調べた。

以上の調査・分析を通して、特に長周期地震動の予測・評価において留意すべき点については、以下のようにまとめられる。

港湾地域強震観測の苫小牧西港における過去30年の強震記録を調べたところ、2003年十勝沖地震の際の地震動は、周期約5秒から約8秒の広い周期帯域の成分が卓越したのに対し、1993年北海道南西沖地震の際には周期10秒弱の成分が卓越していたことがわかった。また、気象庁苫小牧測候所においても、1983年日本海中部地震と1993年北海道南西沖地震の際には、ともに周期10秒弱の成分が卓越した地震動が記録されたのに対し、今回の十勝沖地震ではそうではない。これらの観測事実は、長周期地震動の卓越周期は、直下の地下構造を考慮するだけでは評価不可能な場合があることを示しており、地震動の予測・評価においては、震源、伝播経路、堆積盆地構造など様々な影響要因を考慮する必要があることを改めて示唆している。

2003年十勝沖地震の際にK-NETとKiK-net、港湾地域強震観測、気象庁95型震度計、自治体の震度計などで記録された強震波形記録を用いて、勇払平野及び石狩平野における長周期地震動の速度応答分布を調べたところ、長周期といえども地震動の強度は空間的に急激に変動していたことがわかった。例えば、周期7秒におけるEW成分の速度応答（減衰定数1%）は、苫小牧西港にある製油所では1.9m/sであるのに対し、そこから東に約10km離れた苫小牧東部の石油備蓄基地では0.9m/sと約2倍の開きがある。予測・評価対象が波長の長い長周期地震動といっても、この程度の空間変動はあり得ることに留意すべきである。

2003年十勝沖地震の際に苫小牧西港地域で浮き屋根が沈没した容量約3～4万m<sup>3</sup>の石油タンクでは、スロッシングによる最大液面上昇量は3m程度と大きい値が見込まれるのに対し、同じく浮き屋根が沈没した容量約11万m<sup>3</sup>の石油タンク2

基におけるそれは約1.3mと小さい値が見込まれる。浮き屋根円周上での液面上昇はこのように小さいものであるにも拘わらず、浮き屋根が沈没したのは、高次モードのスロッシングが大きく励起されたことにより、浮き屋根の部材に大きな曲げ歪みが生じたということで説明できる可能性がある。このことは、容量10万m<sup>3</sup>級の浮き屋根式大型石油タンクの被害評価においては、スロッシングの1次モードだけではなく、高次モードに相当する周期の地震動強さも考慮する必要があることを示唆しており、地震動を予測・評価する場合にはこのようなことにも留意する必要がある。

謝辞：石油タンクのスロッシングと被害に関するアンケート調査及び現地調査にあたっては、各地の消防本部並びに関係事業所に多大なご協力を頂きました。現地調査の一部は、総務省消防庁、危険物保安技術協会、苫小牧市消防本部、胆振東部消防組合消防本部、石狩北部地区消防事務組合消防本部と協同して行いました。本研究では、防災科学技術研究所K-NETならびにKiK-net、港湾地域強震観測、気象庁、自治体震度計、関係事業所の強震動波形データを使用させて頂きました。以上、関係の皆様にご心からお礼申し上げます。図の作成には、Wessel and Smith (1991)<sup>6)</sup>によるGMT3.3.5を使用させて頂きました。本研究の成果の一部は、科学技術振興調整費による研究課題「平成15年（2003年）十勝沖地震に関する緊急研究」によるものです。

#### 参考文献

- 1) Senda K. and K. Nakagawa, 1954, On the vibration of an elevated water-tank - I, Technical Report of the Osaka University 4, 170, 247-264.
- 2) 坂井藤一, 1980, 円筒形液体タンクの耐震設計法に関する二、三の提案, 圧力技術, 18(4), 16-24.
- 3) 座間信作, 1985, 1983年日本海中部地震による苫小牧での石油タンクの液面揺動について, 消防研究所報告, 60, 1-10.
- 4) 座間信作, 1998, 苫小牧におけるやや長周期地震動特性, 消防研究所報告, 86, 11-21
- 5) 座間信作, 井上涼介, 1994, 1993年北海道南西沖地震による石油タンクのスロッシング, 消防研究所報告, 77, 1-10.
- 6) Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1991, Free software helps map and display data, EOS Trans., Am. Geophys. Union, 72, 441.

# 1952年と2003年の十勝沖地震の震度インバージョン解析

神田 克久<sup>1</sup>・武村 雅之<sup>2</sup>

<sup>1</sup>鹿島建設株式会社 小堀研究室 (〒107-8502 東京都港区赤坂6-5-30)  
E-mail:kandak@kajima.com

<sup>2</sup>鹿島建設株式会社 小堀研究室 (〒107-8502 東京都港区赤坂6-5-30)  
E-mail:takemurm@kajima.com

1952年と2003年の十勝沖地震の震度分布データを用いてインバージョン解析を行い、震源特性の比較を行った。解析に用いた1952年の地震の震度データは、気象庁が発表した震度に、市町村ごとの住宅の全壊率から評価したものを加えて精度を向上させた。その結果、1952年の震度分布は2003年の本震と極めて似ていることが分かった。さらに、解析に用いた震度の距離減衰式およびサイト補正に用いる相対震度は、2003年十勝沖地震のM6.0以上の6つの余震の震度データを分析して評価した。震度インバージョン解析によって評価された2003年と1952年の十勝沖地震の短周期発生域を比較してみると、大部分の地域は重なっており、短周期に関してほぼ同じ地震が繰り返したと考えられる。また、2003年の地震に関しては、波形のインバージョン解析のすべりの大きい地域と短周期発生域を比較すると大部分は重なっており、すべりの大きい領域と短周期発生域は概ね対応していることが分かった。また、2003年の最大余震の短周期発生域は本震と重ならないことが分かった。さらに、相対震度で補正した震度は、インバージョン解析で得られるエネルギー重心を中心とした同心円状に分布して方向性は明瞭でなく、破壊伝播効果やラディエーションの影響は少ないと考えられる。

**Key Words :** seismic intensity, collapse ratio of wooden houses, inversion analysis, short-period radiation zone, asperity

## 1. はじめに

著者らは、震度分布データを用いた震源断層面上のエネルギー放出分布のインバージョン手法を開発し<sup>1)</sup>、断層の破壊伝播や方向性など結果に影響のある要因を洗い出し、その影響について分析を行い、南海トラフ沿いの歴史地震<sup>2)</sup>などに適用してきた。本手法を用いれば、震源断層上の短周期地震動に関係した不均質すべりや規模の情報を得ることができる。さらに、被害の記述に基づく震度データ<sup>3)</sup>によって、近代以前の地震まで含めて歴史的に繰り返しているかどうかを検証することも可能である。従って、南海トラフ地震のように歴史的に繰り返し発生するプレート境界地震の震源特性を詳細に研究することに適していると考えられる。

2003年9月26日十勝沖地震は、波形インバージョン解析により1952年3月4日十勝沖地震と似たすべり分布であったと言われている<sup>4)</sup>。また、地震・火山月報<sup>5)</sup>では、本震の位置、最大余震が本震の比較的近傍で発生していること、余震活動が浦河沖から徐々に釧路沖に移動して

いく過程をたどったことなど類似点が多いことを指摘して、1952年の地震と同程度の地震が繰り返したと考えられると述べられている。さらに地震調査委員会では2003年の地震が、千島海溝沿いのプレート境界地震である想定十勝沖地震であると判断している<sup>6)</sup>。

本報告では、2001年と1952年の十勝沖地震について本手法を用いて分析を行い、比較を行って同じ震源特性の繰り返しかどうかを検証する。1952年の地震については、被害データに基づいて評価した震度データを加え、精度を向上させる。

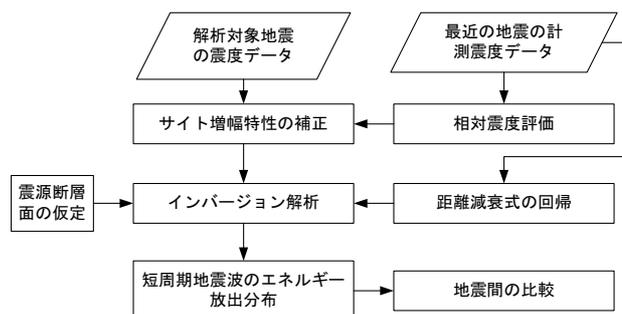


図-1 検討フロー

## 2. 解析手法

検討項目を図1のフロー図に示す。想定される震源断層近傍で2003年十勝沖地震の余震の計測震度データを収集分析し、震度の距離減衰式およびサイトごとの揺れやすさを表す指標である相対震度を評価する。震源断層面を仮定し、解析対象とする歴史地震の震度分布を用いてインバージョン解析によって、震源断層面上の短周期地震波のエネルギー放出分布を求める。この検討結果に基づいて、地震の震源特性の考察を行う。

ここで用いる震度インバージョン解析とは、設定した震源モデルから各地の震度を評価する解析の逆解析、すなわち震度分布から震源を推定する手法である。震度と震源の関係としては、等価震源距離  $X_{eq}$ <sup>7)</sup> とマグニチュード  $M_i$  に関する震度  $I$  の距離減衰式(1)を用いる<sup>1) 2)</sup>。用いる震度  $I$  は、観測された震度から各地点における地盤による揺れやすさの影響を示す相対震度を除いた値である。相対震度は、最近の中小地震の計測震度を分析して評価する。

$$I = -a \log(X_{eq}) + bM + c \quad (1)$$

ここで、

$$X_{eq,k}^{-2} = \frac{\sum_i (E_{li} / X_{i,k}^2)}{\sum_i E_{li}} \quad (2)$$

等価震源距離  $X_{eq}$  は、(2)式で示すように震源断層の  $i$  番目の小断層の短周期エネルギー  $E_{li}$  の関数となる。ここで、下付文字  $I$  は短周期地震波に関係したパラメータであることを示す。(2)式に(1)式を代入して、(3)式の  $J$  を最小になるように最小自乗法で  $E_{li}$  を同定する。

$$J = \sum_k \left( X_{eq,k}^{-2} - \frac{\sum_i (E_{li} / X_{i,k}^2)}{\sum_i E_{li}} \right)^2 + \left( \sum_n E_{ln} - N \right)^2 + v^2 \sum_p (2E_{lp} - E_{lp+1} - E_{lp+2})^2 + v^2 \sum_q (3E_{lq} - E_{lq+1} - E_{lq+2} - E_{lq+3})^2 + v^2 \sum_r (4E_{lr} - E_{lr+1} - E_{lr+2} - E_{lr+3} - E_{lr+4})^2 \quad (3)$$

ここで、右辺2項は  $N$  個の小断層の場合エネルギー値の平均を1になるように規準化するためである、右辺3項～5項は、エネルギー分布を滑らかにするため、順番に2つから4つの小断層と接している小断層に関する拘束条件である。ここで、 $v$  は超パラメータと呼ばれ、赤池-ペイズの情報基準<sup>8)</sup> を最小にするように  $v$  を定める。

## 3. 計測震度データの分析

### (1) 2003年余震震度データと距離減衰特性

インバージョン解析に用いる距離減衰式や相対震度を評価するために、図-2に示す2003年十勝沖地震のM6.0以上の余震を用いることとする。(1)式の3つのパラメータを回帰して求めると、(4)式となった。

$$I = -5.5 \log X + 1.2M + 7.3 \quad (4)$$

(4)式の個々の地震の適合度を見るために、 $M$  の大きい2つの余震の震度と重ね書いて図-3に示す。±1.2程度のばらつきはあるが、(4)式が平均的な震度の距離減衰の傾向を示していることが分かる。

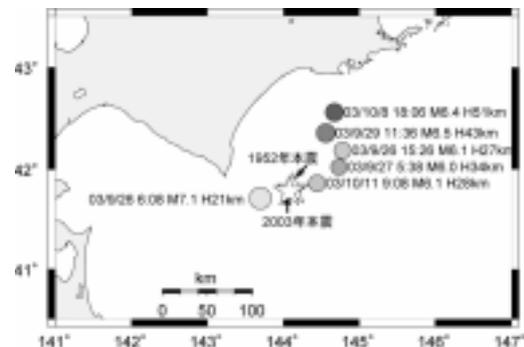


図-2 分析に用いた2003年十勝沖地震の余震

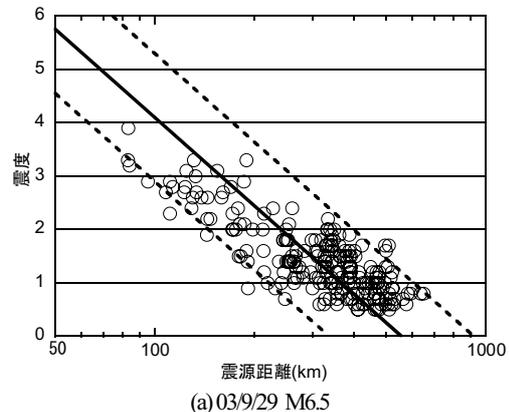
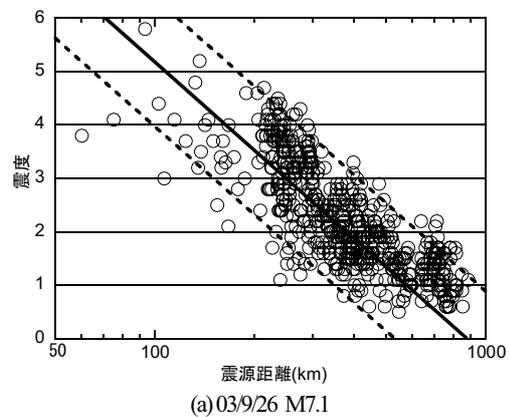


図-3 回帰した距離減衰式と余震の例

## (2) 相対震度

相対震度の評価結果を図-4に示す。日高地方から勇払平野、石狩平野にかけて相対震度が大きいことが分かる。十勝平野のように必ずしも大きくない場合もあるが、概ね低地で大きくなる傾向がある。

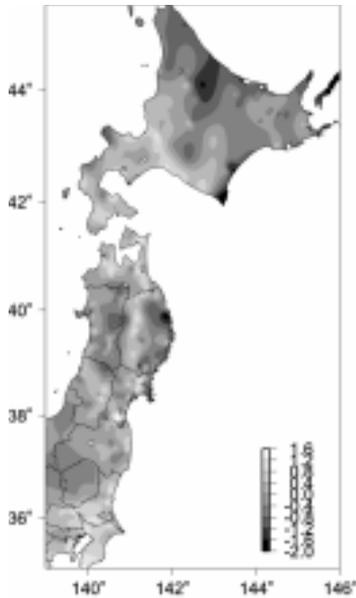


図-4 相対震度（十勝沖地震）

## 4. 震度分布データ

インバージョン解析に用いる震度データについては、2003年本震および最大余震は気象庁発表の0.1刻みの計測震度を用い、1952年本震は宇佐美・濱松<sup>9)</sup>の収集したものを、1刻みである。ただし、計測震度と体感震度の違いがある可能性があるし、1952年の震度分布は、気象官署だけでなく民間に委託した通信報告を含んでおり、2003年の計測震度に比べて評価者による誤差があると考えられる。そこで、1952年の地震に関しては、気象庁が発表した震度に住宅の住宅全壊率から評価した震度を加えて精度を向上させることにする。住宅全壊率は、十勝沖地震調査報告<sup>10)</sup>に記述されている北海道庁建築部が調査した市町村ごとのデータを用いる。住宅全壊率と墓石の転倒震度の関係から1952年十勝沖地震までは住宅の耐震性能に時代的な変化はほとんどなかったと指摘されている<sup>11)</sup>ので、関東大地震と同じ震度と被害率区分<sup>12)</sup>に従って、全壊率30%で震度6.5、10%で震度6.0、1%で震度5.5、0.1%で震度5.0とし、震度0.1刻みに対数軸で内挿して市町村の震度を評価した。評価結果を図-5に示す。釧路地方から十勝地方および日高地方の市町村で建物被害があり、震度6弱から6強に評価された。

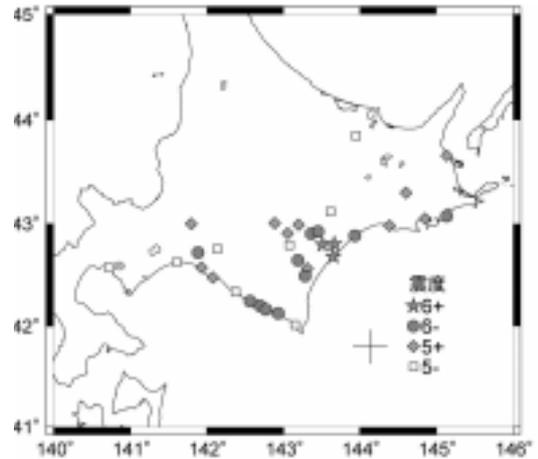


図-5 1952年住宅の全壊率から評価した市町村ごとの震度

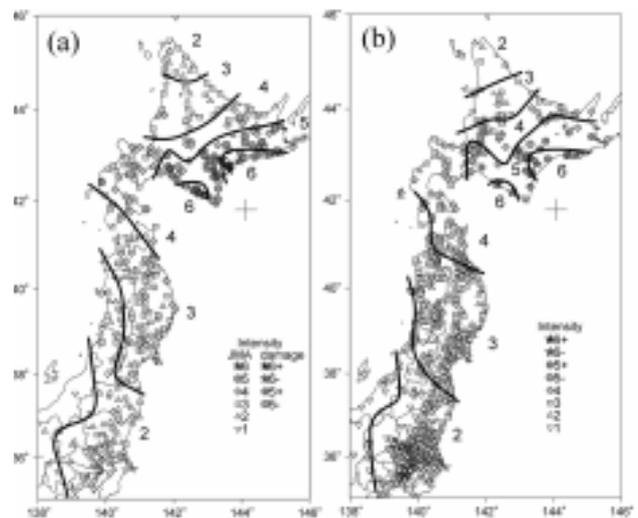


図-6 解析に用いた震度分布：(a)1952年、(b)2003年本震

評価した震度を加えてインバージョン解析に用いる震度分布を図-6に示す。震度の境界を線引きしてみると極めて似ていることが分かる。

## 5. 震度インバージョン解析

### (1) 短周期発生域

1952年本震、2003年本震および最大余震の震度インバージョン解析を行って得られた放出エネルギー分布を図-7に示す。放出エネルギーは平均で規準化している。★印はそれぞれの震央を示す。実線で囲まれた領域は、放出エネルギーの平均の2倍以上を示し、短周期発生域と呼ぶことにする。短周期発生域は、1952年および2003年の本震は震央から陸寄りにあるが、2003年最大余震は震央から西寄りにずれている。それぞれの短周期発生域を重ね書きし、さらに、2003年本震のすべり分布<sup>13)</sup>を加えたものを図-8に示す。

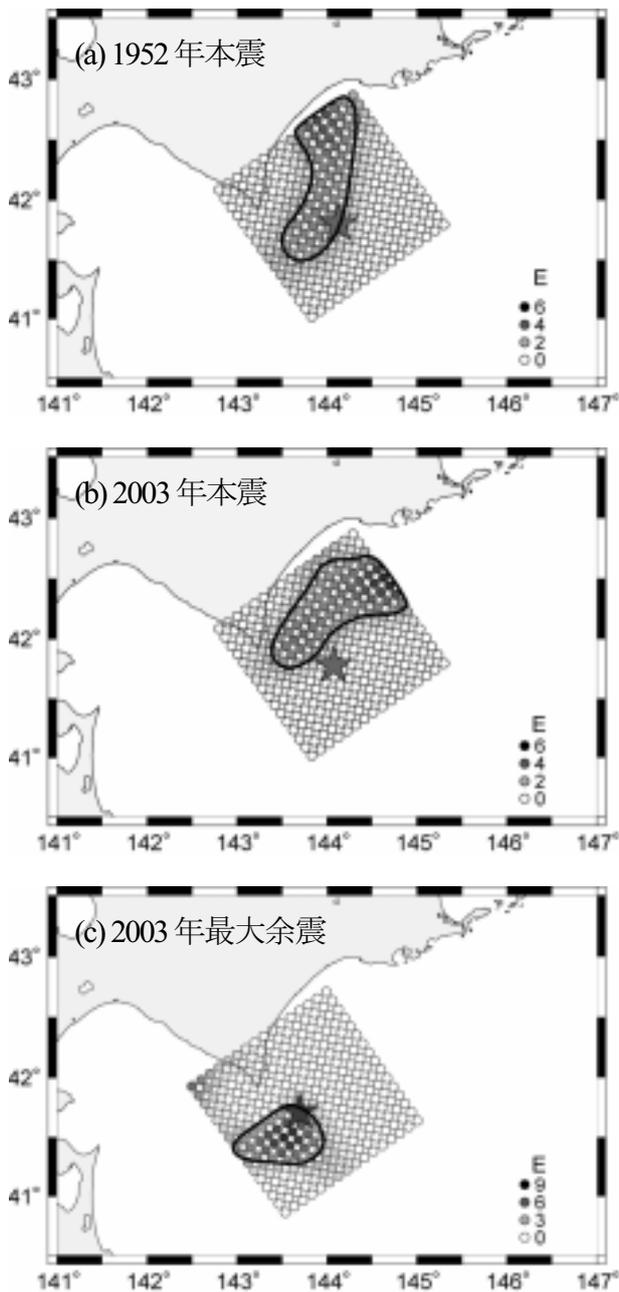


図-7 インバージョン解析結果

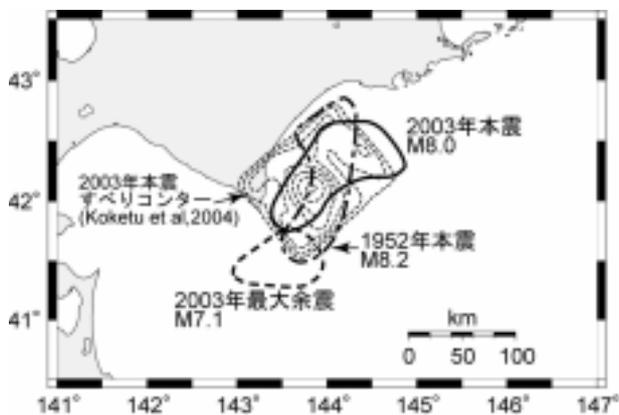
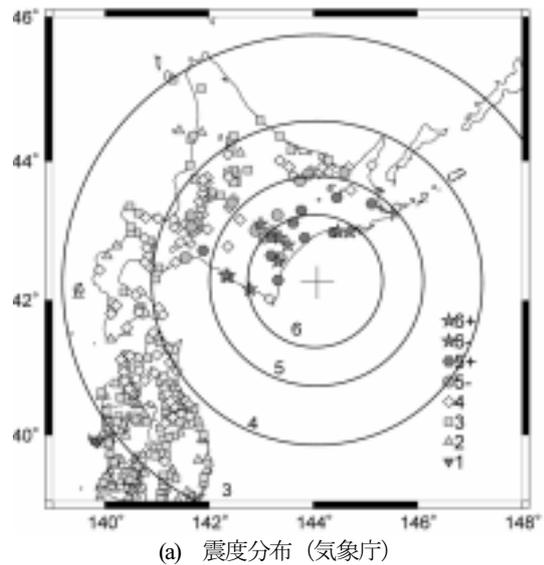


図-8 短周期発生域とすべり分布の比較

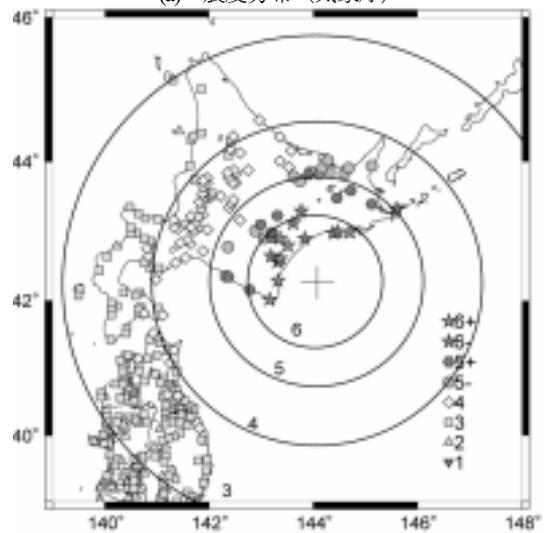
すべり分布は、1m刻みのコンターで表示している。すべりの大きい領域と短周期発生域は重なっていることが分かる。1952年本震と2003年本震の短周期発生域は大部分は重なっており、短周期成分に関しては震源特性はほぼ同じであったと言える。すなわち、1952年の震源域が繰り返したと考えられる。2003年最大余震の短周期発生域は、本震と重なっていない。本震で滑った断層面の南西端（最大余震の震央位置）から破壊が広がった可能性が高い。

(2) 等震度コンター

震度インバージョン解析の結果得られた放出エネルギーの重心を求め、それを中心とする同心円状に震度が分布しているかどうか検証し、震度の方向性について検討する。

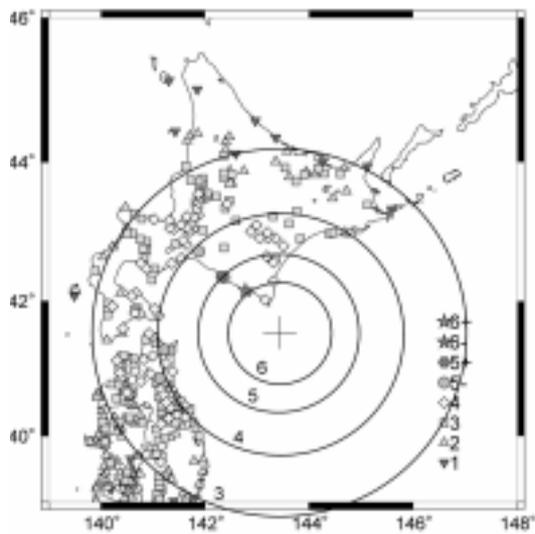


(a) 震度分布 (気象庁)

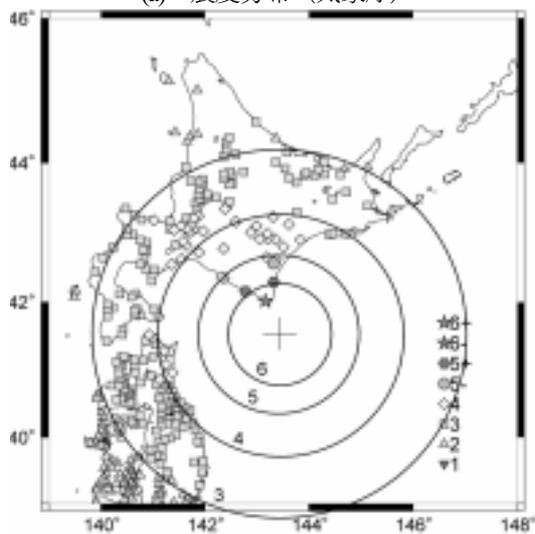


(b)相対震度で補正した震度分布

図-9 2003年十勝沖地震本震 (M8.0) 震度分布と等震度の同心円 (中心: +エネルギー重心、深さ42kmと仮定)



(a) 震度分布 (気象庁)



(b) 相対震度で補正した震度分布

図-10 2003年十勝沖地震最大余震 (M7.4) 震度分布と等震度の同心円 (中心: +エネルギー重心, 深さ21kmと仮定)

図-9に2003年本震, 図-10に2003年最大余震の震度分布とエネルギー中心から震度の同心円を示す。同心円は式(4)に基づいて, 震度6は5.5, 震度5は4.5, 震度4は3.5, 震度3は2.5の円を境界としている。実震度は, 太平洋沿岸に沿う方向に観測震度は同心円をはみ出して大きくなり, 伝播経路のQ値特性が震度分布に表れていることが分かる。しかし, 相対震度を用いて補正すると, 局所地盤の影響だけでなく波動伝播の影響が除かれ, はみ出しが少なくほぼ同心円に近い分布をしていることが分かる。本震の場合, 震央から北および北西に破壊が伝播した<sup>13)</sup>可能性が高いが, 北や北西方向に震度が大きくなってはいないので, 震度についてはラディエーションの影響や破壊伝播効果は明瞭には見られないことが分かる。余震についても同様なることが分かり, 相対震度で補正した震度分布はエネルギー重心からみると方向性があまり見られないと言える。

震度インバージョン解析結果における破壊伝播効果の

影響については断層モデルのシミュレーション解析によって検討を行った結果<sup>2)</sup>, 評価結果のずれはM8クラスの地震で最大15km程度であることが分かっている。本震のエネルギー重心は, 図-8に示したすべりが最大の領域とほぼ一致しており, 破壊伝播方向にずれているわけではない。つまり, 震度は, 破壊伝播効果やラディエーションパターンの影響を極めて受け難いパラメータであることが分かる。

## 6. まとめ

震度インバージョン解析によって, 1952年および2003年の十勝沖地震の震源特性の分析を行った。主な得られた知見は以下の通りである。

- 1952年と2003年の本震の短周期発生域は極めて類似しており, 同じ震源特性の地震の繰り返しと考えられる。
- 2003年の短周期発生域は波形インバージョン解析から得られたすべり分布と似ている。同じ領域で短周期と長周期両方の成分が放出されていると考えられる。
- 2003年の最大余震は, 本震の南西端で発生し, 本震とは短周期発生域が重なっていない。
- 相対震度で補正した震度は, インバージョン解析から得られるエネルギー重心を中心とする同心円状に分布している。破壊伝播効果による震度分布の方向性は見られない。

## 参考文献

- 1) 神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫: 震度データを用いた震源断層からのエネルギー放出分布のインバージョン解析, 地震2, 56, pp.39-58, 2003
- 2) 神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫: 震度インバージョン解析による南海トラフ巨大地震の短周期地震波発生域, 地震2, 57, pp.153-170, 2004
- 3) 宇佐美龍夫: 最新版日本被害地震総覧[416]-2001, 東京大学出版会, 605pp., 2003
- 4) 山中佳子・菊地正幸: EIC 地震学ノート No.139, [http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/EIC\\_News/030926.html](http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/EIC_News/030926.html), 2003
- 5) 気象庁: 平成15年9月地震・火山月報 (防災編), 2003
- 6) 地震調査研究推進本部: 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第二版)について, <http://www.jishin.go.jp/main/index.html>, 2004
- 7) Ohno, S., T. Ohta, T. Ikeura and M. Takemura: Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, Tectonophysics. 218, pp.69-81, 1993
- 8) 赤池弘次・北川源四郎(編集): 時系列解析の実際(2), 統計科学選書, 朝倉書店, 1995

- 9) 宇佐美龍夫・濱松音蔵：日本の地震震度調査表[I]-[IV], 866pp., 1985
- 10) 十勝沖地震調査委員会：十勝沖地震調査報告, pp.886-888, 1954
- 11) 諸井孝文・武村雅之：1995年兵庫県南部地震による気象庁震度と住家全壊率の関係, 地震2, 52, pp.11-24, 1999.
- 12) 諸井孝文・武村雅之：関東地震（1923年9月1日）による木造住家被害データの整理と震度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 2, 3, pp.35-71, 2002
- 13) Koketsu, K., K. Hikima, S. Miyazaki and S. Ide: Joint Inversion of Strong Motion and Geodetic Data for the Source Process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, Earthquake, Earth Planets Space, 56, pp.329-334, 2004

# 2003年十勝沖地震の長周期地震動評価の検証

青井 真<sup>1</sup>・本多 亮<sup>2</sup>・森川 信之<sup>3</sup>・関口 春子<sup>4</sup>・早川 譲<sup>5</sup>・藤原 広行<sup>6</sup>

<sup>1</sup>防災科学技術研究所主任研究員 固体地球研究部門 (〒305-0006 つくば市天王台3-1)  
E-mail: aoi@bosai.go.jp

<sup>2</sup>防災科学技術研究所特別研究員 防災基盤科学技術研究部門 (〒305-0006 つくば市天王台3-1)  
E-mail: ryou@bosai.go.jp

<sup>3</sup>防災科学技術研究所特別研究員 防災基盤科学技術研究部門 (〒305-0006 つくば市天王台3-1)  
E-mail: morikawa@bosai.go.jp

<sup>4</sup>産業技術総合研究所研究員 活断層研究センター (〒305-8567 つくば市東1-1-1中央第7)  
E-mail: Haruko.Sekiguchi@aist.go.jp

<sup>5</sup>防災科学技術研究所客員研究員 防災基盤科学技術研究部門 (〒305-0006 つくば市天王台3-1)  
E-mail: hayakawa@bosai.go.jp

<sup>6</sup>防災科学技術研究所プロジェクトディレクター 特定プロジェクトセンター  
(〒305-0006 つくば市天王台3-1) E-mail: fujiwara@bosai.go.jp

2003年十勝沖地震では、震源から200km以上も離れた苫小牧(勇払平野)において石油タンクが溢流し大規模火災が発生するなど、巨大地震と深い堆積平野構造に起因すると考えられる長周期地震動による被害が起きた。十勝沖地震の波動伝播を再現するため、地下構造モデル・震源モデルを構築し、北海道の大部分を含む約400km四方の広域をモデル化し、周期3.3-50秒に関して3次元有限差分法によるシミュレーションを行った。得られた合成波形は、シミュレーションを行った領域の全域に渡って観測記録と良好な一致をみせた。また、長周期地震動で石油タンクのスロッシングが起きた勇払平野では、深さ5km以上にも及ぶ深い堆積平野端部に入射した地震波が軟弱な堆積層で増幅し、表層でトラップされることで数百秒にわたって継続する長周期地震動の波形、スペクトル、継続時間が精度良く再現された。

**Key Words :** *finite difference method (FDM), simulation of seismic wave propagation  
2003 Tokachi-oki earthquake, ground motion, ground motion prediction*

## 1. はじめに

2003年十勝沖地震(2003/09/26, 04:50, 41.7797N, 144.0785E, 42 km; JMA)では、震源から200 km以上も離れた苫小牧(勇払平野)において石油タンクが溢流し大規模火災が発生するなど、巨大地震と深い堆積平野構造に起因すると考えられる長周期地震動による被害が起きた。また、これらの被害に隠れてしまいがちであるが、稍短周期(周期1秒前後)地震動によると考えられる被害も出ており、広い周波数帯域を対象とした地震動評価の重要性が改めて認識された。1995年兵庫県南部地震を契機に全国的に稠密な強震観測網<sup>1, 2)</sup>が整備され、2003年十勝沖地震では日本周辺のM 8クラスの海溝型地震としては初めて詳細な観測記録が得られた(図1)。このような観測記録をもとに、地震波動伝播の現象解明と地震動予測手法の精度の検証を目的として、有限差分法による3次

元シミュレーションを行った。

## 2. 地下構造モデルと震源モデル

深部地下構造は、走時解析から推定された構造<sup>3)</sup>(図2)と太平洋プレートの上面深度モデル<sup>4, 5)</sup>を参考に設定した。また、浅部地下構造に関しては石油公団等による反射法地下構造探査や基礎試錐、さらには屈折法地下構造探査や地質情報などを参照し、5層から成る堆積構造<sup>6)</sup>を設定した。

Honda et al.<sup>7)</sup>は、震央距離200km以内のK-NETおよびKiK-netの15観測点の加速度記録に0.02から0.2 Hzのバンドパスフィルターをかけ、積分することにより得られた速度波形のS波部分から線形波形逆解析により震源過程を推定した。解析に用いられたのは、解析周期帯域にお

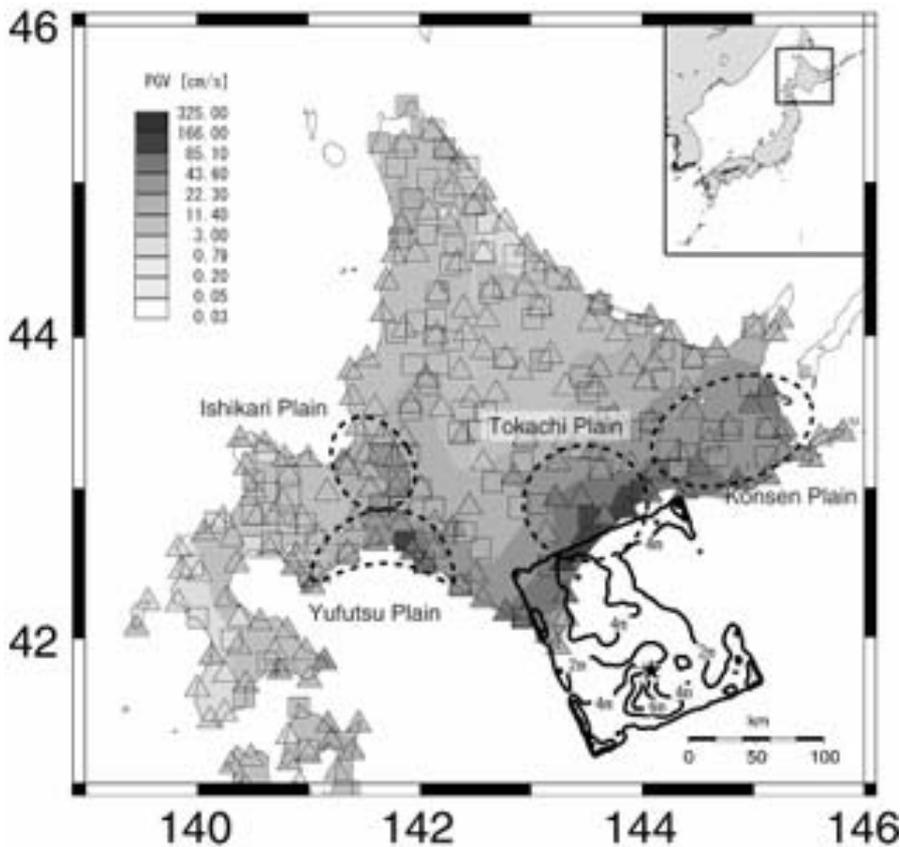


Fig. 1. Distribution of peak ground velocity (PGV) and estimated total slip distribution. PGV's were obtained by integrating observed acceleration by K-NET and KiK-net. Star indicates the hypocenter. Slip distribution was estimated by multi-time window analysis using K-NET and KiK-net data for a bandwidth of 0.02-0.4 Hz. Circles with dotted lines show large plains.

いて観測波形が比較的表層の影響を受けていないと考えられる観測点のものであり、推定された震源モデルはこれらの波形記録をよく再現している。本研究では新たに、0.02から0.4 Hz の周波数の周波数帯における再解析を行い(図1)、推定された震源モデルを差分格子に合わせて離散化して用いた。

### 3. 手法

150 km四方におよぶ震源域および勇払平野、石狩平野、十勝平野、根釧原野等をモデルに取り込むため、約400 km四方、深さ100 kmの領域を計算領域とした。周期3.3秒以上の長周期を対象としたため必要となる格子点間隔は250 mと比較的大きいが、計算領域が広大であるため均質格子により離散化すると10億格子を越え、現在の計算機では非常に困難な計算規模となる。本研究では、不連続格子による有限差分法<sup>8)</sup>を採用し、10km以深の格子点間隔を3倍粗い1750mとした。これにより、計算に必要な格子数は約1.4億格子となり、計算精度を損なうことなく計算規模は7分の1以下に軽減される。

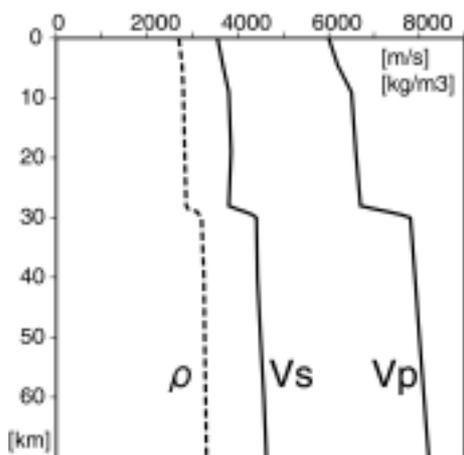


Fig. 2. Velocity and density profile of crust and mantle that was used for the waveform inversion and the FD simulation.

### 4. 結果

図3に印で示した観測点における、観測波形と有限差分法による合成波形の比較を図4に示す。北海道の広域にわたって、観測波形をよく再現していることが分かる。また、図6に示すように、合成波形による最大速度は、ほぼ観測波形の倍半分以上の精度である。これは入力とした震源モデルと設定した深部地下構造が妥当であったことを示唆している。

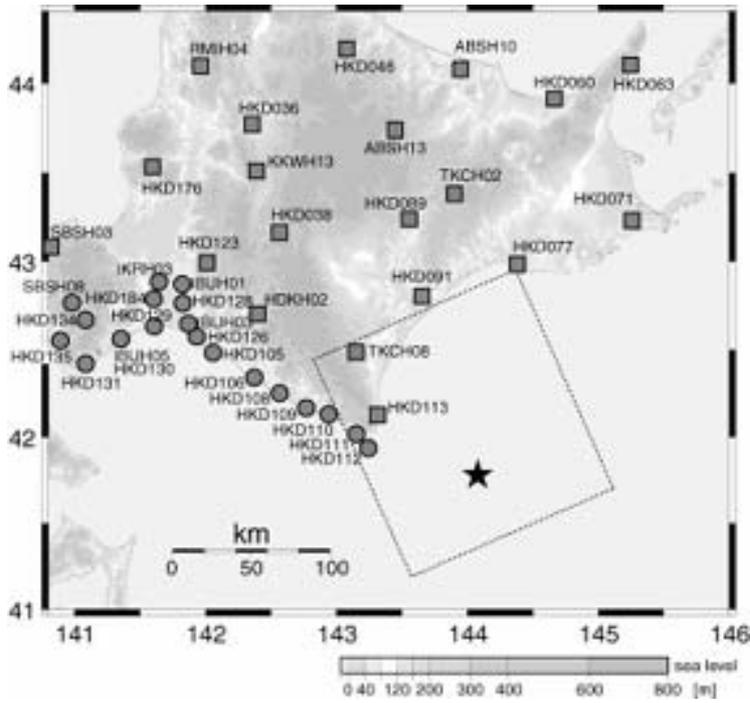


Fig. 3. The locations of observation points for the FD simulation. Waveforms of the stations indicated by squares and circles are shown in Figures 4 and 5, respectively. Map is contoured with sea level.

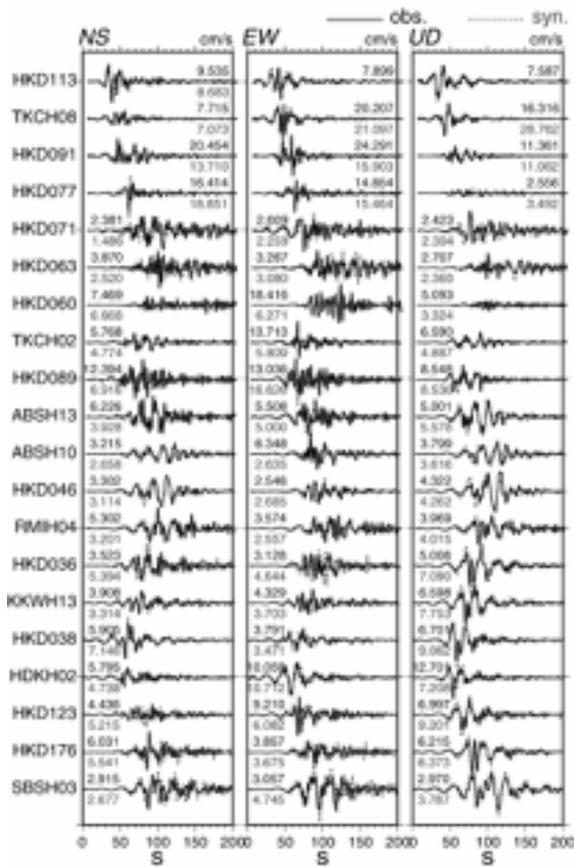


Fig. 4. Comparison between observed waveforms (solid lines) and synthetics (dotted lines) by FDM (0.04-0.3 Hz) for the stations indicated by squares in Figure 3. Waveforms are normalized by the maximum amplitude of each station and the numbers with each trace show the maximum amplitude in cm/s.

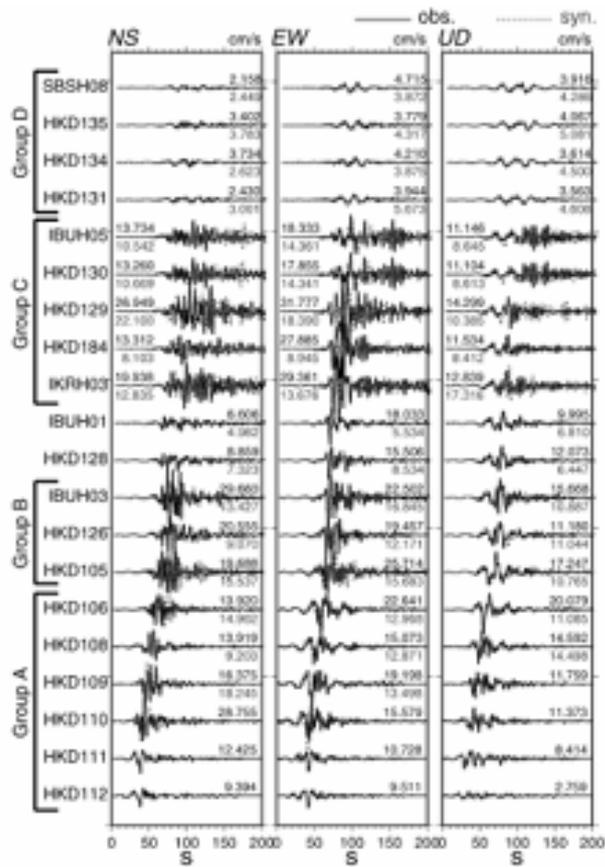


Fig. 5. Comparison between observed waveforms (solid lines) and synthetics (dotted lines) by FDM (0.04-0.3 Hz) for the stations indicated by circles in Figure 3. Waveforms are plotted in same scale and the numbers with each trace show the maximum amplitude in cm/s.

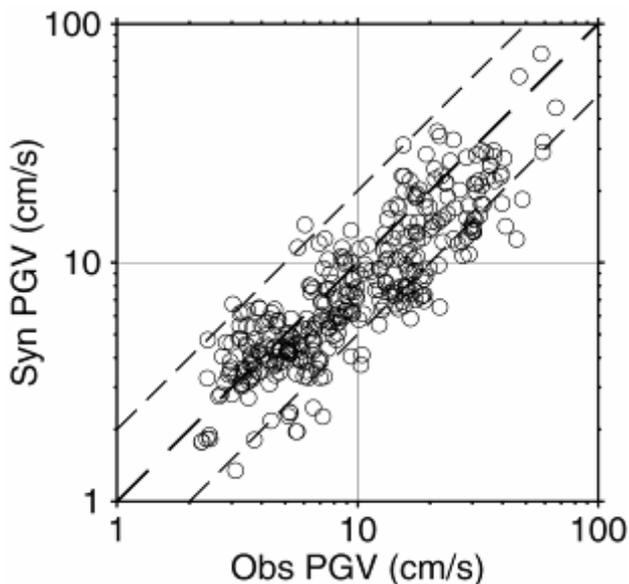


Fig. 6. Comparison between observed and synthetic PGV's at K-NET and KiK-net stations.

次に、震源域と長周期地震動で石油タンクのスロッシングが起きた勇払平野を結ぶラインの観測点（図3印）に注目する。震源域から勇払平野に入射するまで（Group A）は振幅が小さく波形も単純であるが、平野の東半分（Group B）の堆積層上の観測点においては振幅が徐々に成長していく。さらに平野に西半分（Group C）では大振幅の地震動が長時間にわたって継続している。平野の西側（Group D）の岩盤（あるいは薄い風化層）上の観測点では再び単純で振幅の小さな波形となる。図5に点線で示した合成波形は、これらの特徴を概ね再現している。Group Bは古第三紀層底面が深さ5 km以上にも及ぶ深い堆積平野<sup>6)</sup>に位置し、端部に入射した地震波が軟弱な堆積層により増幅している。さらに、Group Cでは、新第三紀層以浅の堆積層が2 km 近く堆積しており、

これらの表層でトラップされることで長周期の地震動が数百秒以上にわたって継続している。このように、単に深い堆積平野構造により地震波が増幅されたのではなく、巨大地震の断層から放射された地震波が勇払平野に入射し、sub-basin的な複雑な堆積構造<sup>8)</sup>に起因した波動伝播現象により、大振幅かつ継続時間の長い長周期地震動を生んだと考えられる。また、同様に深い堆積構造を持つ十勝平野、根釧原野などでも長時間にわたって長周期の地震動が継続しており、長大構造物が存在すれば同様な被害が出た可能性があったことが示唆される。

#### 参考文献

- 1) Kinoshita, S. : Kyoshin net (K-NET). *Seism. Res. Lett.*, 69, pp.309-332, 1998.
- 2) Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K. and Okada, Y. : New strong-motion observation network: KiK-net, *Trans. AGU.*, 81, F863, 2000.
- 3) Iwasaki, T., Hirata, N., Kanazawa, T., Urabe, T., Motoya, Y. and Shimamura, H. : Earthquake distribution in the subduction zone off eastern Hokkaido, Japan, deduced from ocean-bottom seismographic and land observations, *Geophys. J. Int.*, Vol. 105, pp.693-711, 1991.
- 4) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会：千島海溝沿いの地震活動の長期評価について, 2003.
- 5) Katsumata, K., Wada, N. and Kasahara M. : Newly imaged shape of the deep seismic zone within the subducting Pacific plate beneath the Hokkaido corner, Japan-Kurile arc-arc junction, *J. Geophys. Res.*, Vol. 108, JB002175, 2003.
- 6) 鈴木晴彦・岩本鋼司・篠原秀明・藤原広行・青井真・早川譲：北海道地域の深部地下構造モデル, 物理探査学会予稿集, 2004.
- 7) Honda, R., Aoi, S., Morikawa, N., Sekiguchi, H., Kunugi, T. and Fujiwara H. : Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, Vol. 56, pp.317-322, 2004.
- 8) Aoi, S. and Fujiwara, H. : 3D Finite-Difference Method Using Discontinuous Grids, *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 89, pp.918-930, 1999.

# 経験的グリーン関数を用いた 2003年十勝沖地震の波形インバージョン解析

野津 厚<sup>1</sup>

<sup>1</sup>正会員 (独) 港湾空港技術研究所 地盤・構造部 (〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1)  
E-mail: nozu@pari.go.jp

2003年十勝沖地震は我が国に密な強震観測網が整備されてから初めて発生したM8クラスの巨大地震である。この地震による記録を用いて強震動評価手法の適用性を確認しておくことは、東南海・南海地震による揺れを推定精度を向上させる上でも重要である。本研究では、工学的にも重要な周期数秒の揺れに着目して、経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンにより、震源モデルの構築を試みた。その結果、三カ所にアスペリティを有する震源モデルにより、比較的広範囲の地震動を再現できることがわかった。また、得られた震源モデルに対して、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した統計的グリーン関数法による強震動シミュレーションを実施したところ、周期数秒の揺れを一定の精度で再現できることがわかった。

**Key Words :** *The 2003 Tokachi-oki Earthquake, waveform inversion, empirical Green's function method, site effect, stochastic Green's function method*

## 1. はじめに

2003年十勝沖地震はK-NET<sup>1)</sup>に代表されるような密な強震観測網が我が国に整備されてから初めて発生したM8クラスの巨大地震である。この地震では北海道を中心に多数の貴重な強震記録が得られている。これらの記録を用いて強震動評価手法の適用性を確認しておくことは、近い将来の発生が予想される東南海・南海地震による揺れの推定精度を向上させる上でも重要である。

本研究では、工学的にも重要な周期数秒の揺れを対象とし、経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンにより、各地の揺れを再現できるような震源モデル(variable slip model)の構築を試みる。また、得られた震源モデルに対して、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した統計的グリーン関数法<sup>2)</sup>による強震動シミュレーションを実施し、当該手法の妥当性についても検討を行う。

このとき主に対象とした観測点は図-1に示す震源近傍のK-NET観測点である。この結果、図-1に▲で示す観測点では、本震と表-1の余震1の波形に類似性のあることがわかった。その例としてHKD098 (K-NET大樹)およびHKD095 (K-NET帯広)における比較の結果を図-2および図-3に示す。これらの観測点では余震1の速度波形(周期2-10秒)に適当な倍率を与えると、本震の速度波形に類似したものが得られる。このように、本震と余震1の波形に類似性が見られるのは、これらの波形が伝播経路とサイト特性を概ね共有しているためであると考えられる。すなわち、図-1に▲で示す観測点に対しては、本震時に、余震1の震源と類似した方位から主要なエネルギーが到来したものと推察される。サイト特性はサイト近傍の堆積層への地震波の入射角にも依存することが考えられるが、地震波が堆積層に対して同様の方位から入射していれば、本震と余震の地震波に対して同様のサイト特性が作用するものと考えられる。

表-1 余震のパラメタ

	日	時	北緯 (度)	東経 (度)	深さ (km)	M <sub>J</sub>	M <sub>w</sub>
余震1	2003/9/26	7:20	42.057	143.734	40.9	5.2	5.4*
余震2	2003/9/27	17:06	42.733	144.346	59.2	5.2	5.3**
余震3	2003/9/28	9:23	42.265	143.324	43.4	5.0	5.0**
*余震1と余震2のスペクトル比から算定							
**F-NETによる							

## 2. 予備検討

経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンにより2003年十勝沖地震の破壊過程を推定するのに先立ち、使用する余震の選択のための予備検討を実施した。予備検討では本震波形と余震波形の類似性について検討を行

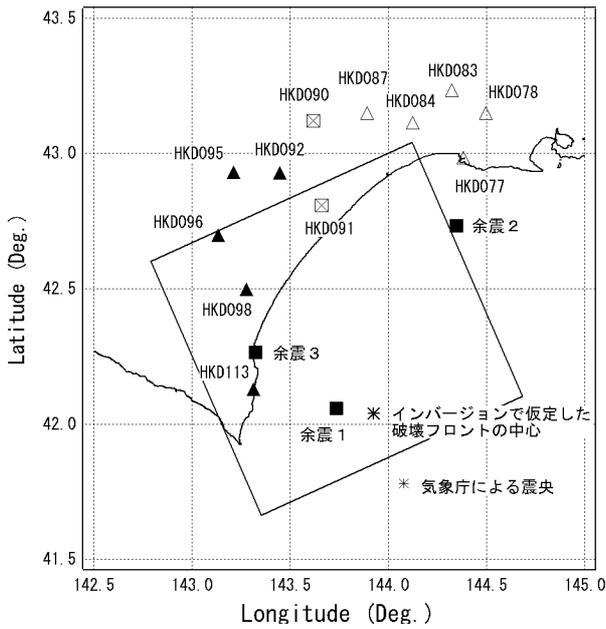


図-1 予備検討の対象地点

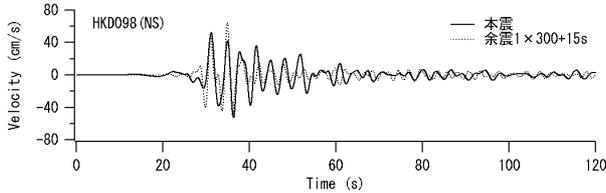
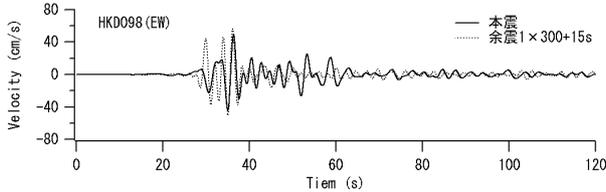


図-2 本震と余震1の波形の類似性 (HKD098)

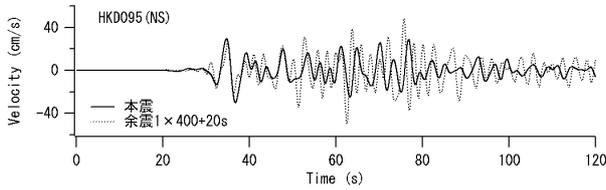
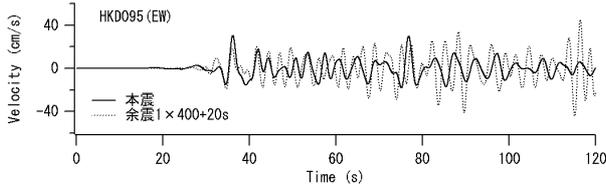


図-3 本震と余震1の波形の類似性 (HKD095)

一方、図-1に△で示した観測点に対しては、本震と余震1の波形には類似性が認められなかった。その一例としてHKD084 (K-NET阿寒) において比較を行った結果を図-4に示す。そこで、本震と余震2の波形について比較を行ったところ、図-5に示すように類似性が認められた。このことから、図-1に△で示す観測点に対しては、本震時に、余震2の震源と類似した方位から主要なエネルギー

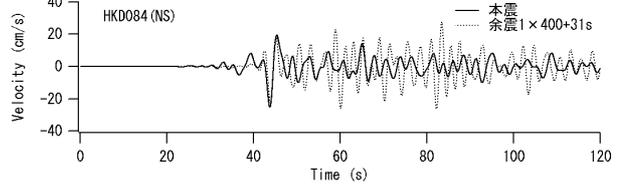
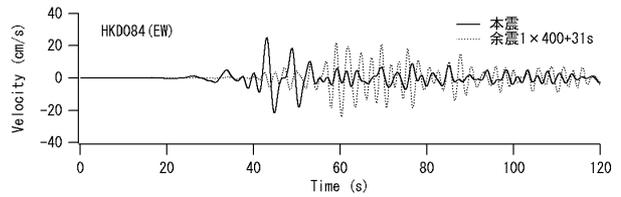


図-4 本震と余震1の波形の相違 (HKD084)

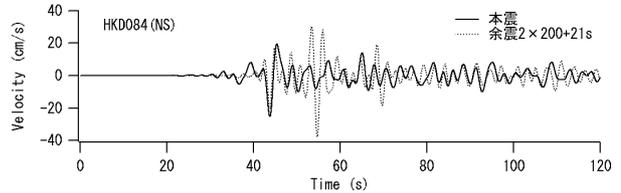
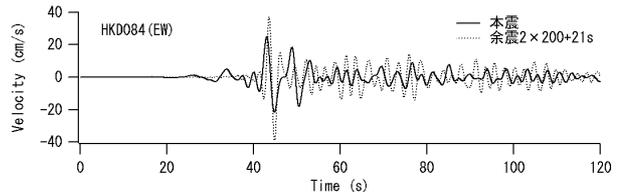


図-5 本震と余震2の波形の類似性 (HKD084)

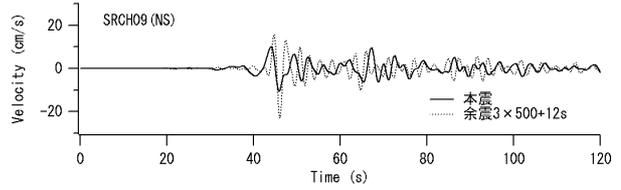
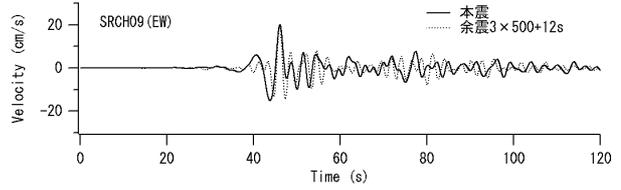


図-6 本震と余震2の波形の類似性 (SRCH09)

ーが到来したものと推察される。

さらに西方の観測点、例えばSRCH09 (KIK-NET栗山) の波形について検討したところ、本震と余震3の波形に類似性が認められたが(図-6)、余震1、余震2の波形との類似性は認められなかった。

このように地域によって異なる余震の波形が本震波形と類似しているのは、本震がM8クラスの巨大地震であり、震源断層が大きいと、震源断層の異なる部分が各地の揺れに寄与しているためであると考えられる。

以上のことから、以下において波形インバージョンを実施する際には、余震1~3の波形を併用することとした。

### 3. インバージョンの方法

インバージョンで仮定した断層面の位置を図-7に示す。断層面は地震調査研究推進本部の長期評価<sup>3)</sup>のプレート境界と概ね一致するような深度となっており、走向246°、傾斜18°、長さ120km、幅120kmである。その後、プレート境界面の深度について新たに検討が加えられているが、その結果についてはここでは反映されていない。

断層を30×30に分割し、計900個の小断層を設定した。図-7に示すように、南西側部分の寄与を計算する際には余震1の波形を、東側部分の寄与を計算する際には余震2の波形を、北西側部分の寄与を計算する際には余震3の波形を各々グリーン関数として用いることとした。

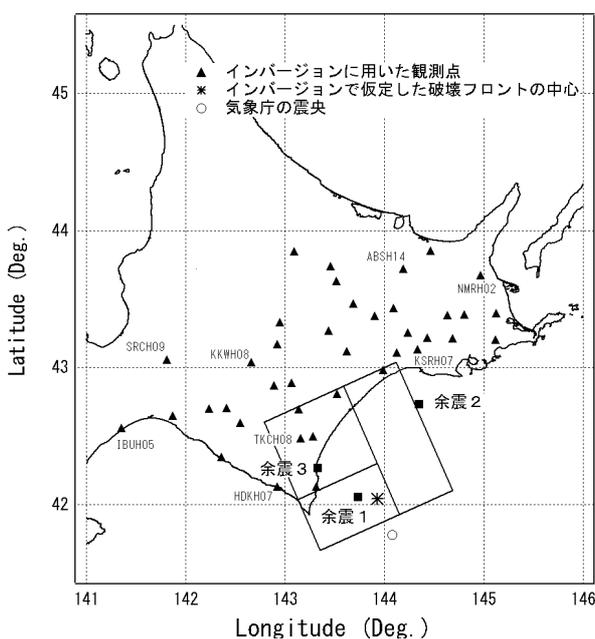


図-7 インバージョンに用いた観測点とインバージョンで仮定した断層面

表層地盤の非線形挙動の影響をできるだけ避けるため、インバージョンには主にKIK-NETの地中観測点の記録を用いることとした。本震、余震1、余震2、余震3のすべてを記録したKIK-NET観測点は全部で39あり、このうち余震記録の精度が十分でなかったABSH06（湧別北）、ABSH11（女満別）、HDKH04（門別西）を除くすべての観測点を対象とした。これに3箇所K-NET観測点（HKD096、HKD098、HKD113）を加え、合計39観測点における速度波形のN30W成分をインバージョンのターゲットとした。これらの観測点を図-7に示す。インバージョンには本震波形のS波第一波を含む30秒間を用いた。

インバージョンはHartzell and Heaton<sup>4)</sup>の方法に基づいている。それぞれの小断層では、破壊フロント通過後の6.0秒間に8回のすべりが許されるものとした。各々のすべりによるモーメント解放量が余震モーメントの何倍

であるかを未知数としてインバージョンを行う。破壊フロントはHi-netにより自動決定された震央（これは気象庁の震源よりも30kmほど北西に位置する）の真下から同心円状に速度2.8km/sで広がるものとし、基盤のS波速度は3.8km/sとした。インバージョンには非負の最小自乗解を求めるためのサブルーチン<sup>5)</sup>を用いた。また、すべりの時空間分布を滑らかにするための拘束条件を設けた。記録のヘッダに記載された絶対時刻の情報を用いた。

### 4. インバージョンの結果

図-8にインバージョンの結果として得られた最終すべり量の分布を示す。同図に示すように破壊開始点付近と釧路沖、それに海岸線沿いの広尾町付近の三カ所にアスペリティを有する震源モデルが得られた。ここでのインバージョンでは、直接には各々の小断層におけるモーメント解放量の余震モーメントに対する比が明らかになるだけであるから、最終すべり量を求めるためには、余震のモーメントが別途必要である。ここで用いた余震のうち余震2および余震3については防災科学技術研究所（www.fnet.bosai.go.jp）によりCMT解が求められており、 $M_w$ が推定されている。一方、余震1については、本震後間もなく発生した余震であるためこれまでCMT解は公表されていない。そこで、余震1と余震2のK-NET各観測点におけるスペクトル比（ただし幾何減衰に関する1/Rの補正を施したもの）をとると、図-9に示すように0.1-0.3Hz付近では平均して1.5程度の値を示す。このことから、余震1のモーメントマグニチュードは $M_w=5.4$ と推定した。図-8に示す最終すべり量の分布はこのようにして求めたものである。図-8に示す本震の最終すべり量の分布は $M_w=8.1$ に相当する。

Kamae and kawabe<sup>6)</sup>は経験的グリーン関数を用いたフォワードモデリングにより当該地震のアスペリティモデルを構築しているが、図-8のアスペリティ1~3のうち、アスペリティ1と2はKamae and kawabeのアスペリティ1と3に、その位置は極めて良く一致している。一方図-8のアスペリティ3については、Kamae and kawabeのアスペリティ2と比べ、その位置はやや異なっている。しかし、断層面の西半分には二つのアスペリティが存在しているという点では、二つの震源モデルは類似している。

図-8の震源モデルから計算される合成波と本震の観測波を網走、根室、釧路、十勝、日高、上川、空知、胆振の各支庁につき一カ所づつ比較したものを図-10~17に示す。いずれも地中の速度波形（周期2-10秒）である。観測点の位置は図-7に示す通りである。インバージョンはN30W成分の波形を用いて実施しているが、ここでの比較はEW成分とNS成分の双方について実施している。

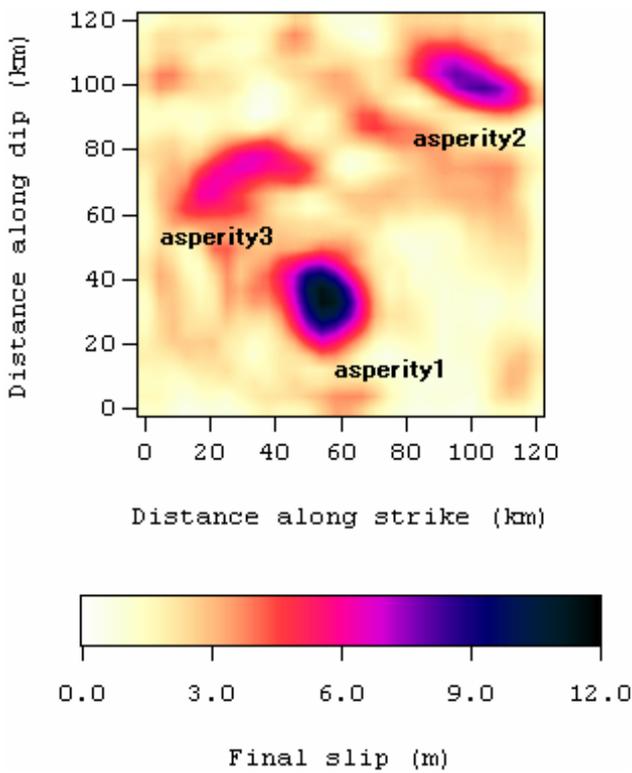


図-8 インバージョンの結果として得られた最終すべり量の分布

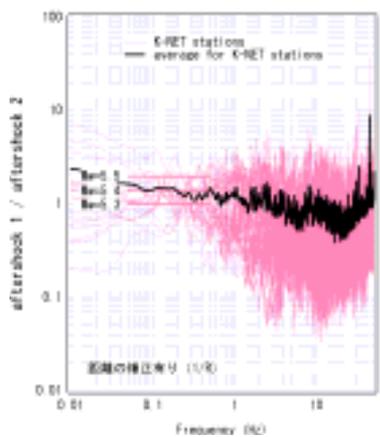


図-9 余震1と余震2のスペクトル比

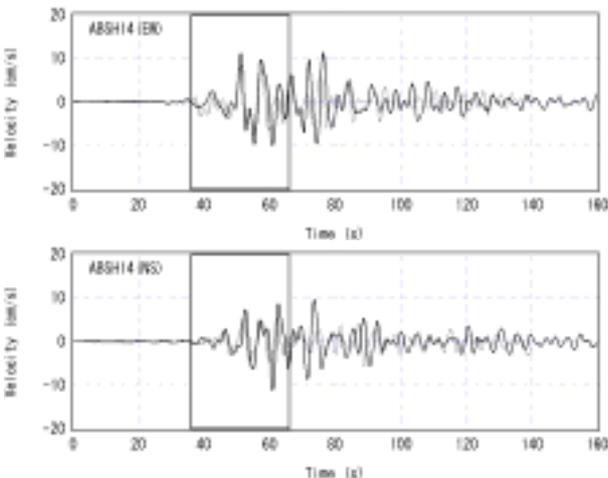


図-10 ABSH14における合成波(破線)と観測波(実線)

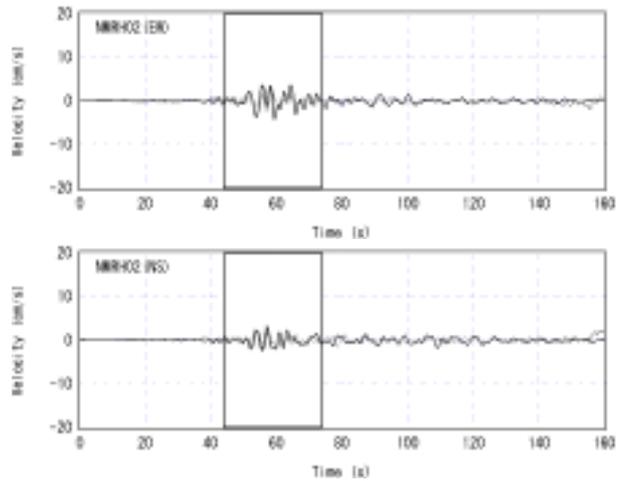


図-11 MNRH02における合成波(破線)と観測波(実線)

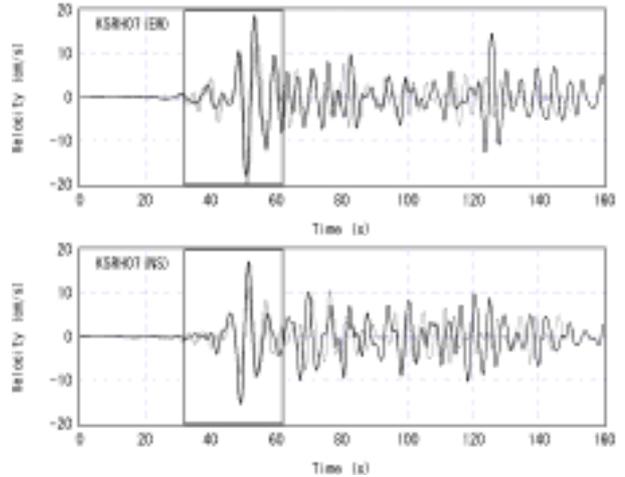


図-12 KSRH07における合成波(破線)と観測波(実線)

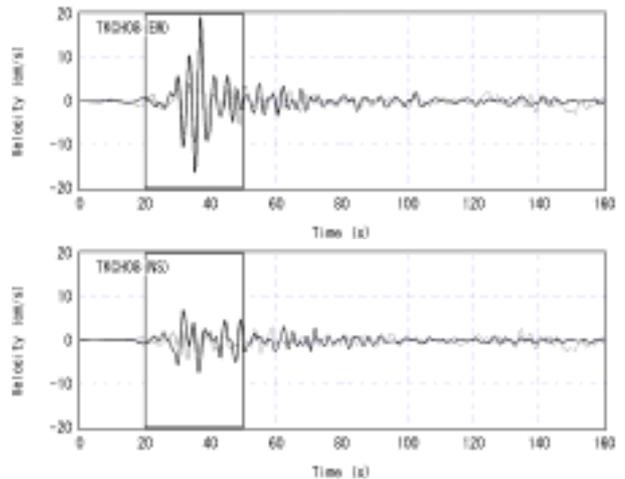


図-13 TKCH08における合成波(破線)と観測波(実線)

図-10~17を見ると、比較的広い範囲の地震動が図-8に示したモデルで再現できていることがわかる。これらの図においてハッチングをした部分がインバージョンに用いた部分である。ここに示した観測点のうちKSRH07, SRCH09, IBUH05においては、地中の波形であるにもかかわらず、後続位相が発達している。この後続位相は、インバージョンには用いていないが、一定の精度で再現できていることがわかる。

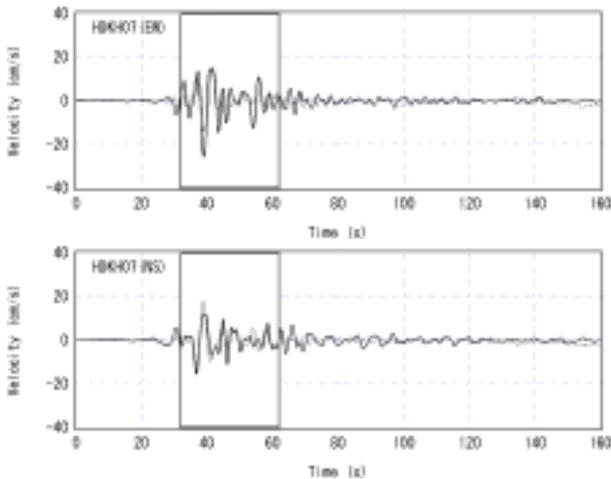


図-14 HDKH07における合成波（破線）と観測波（実線）

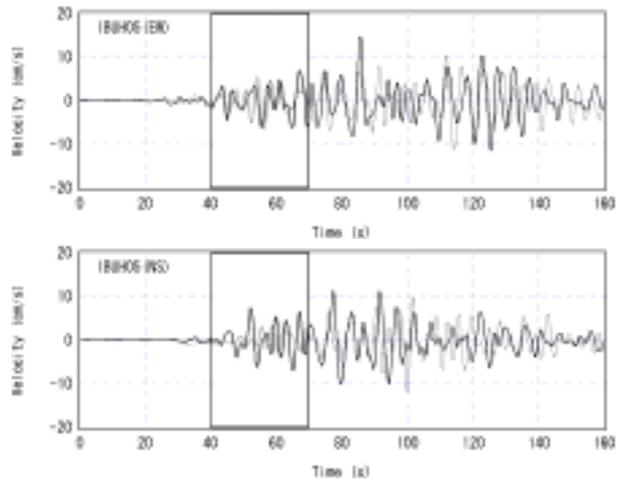


図-17 IBUH05における合成波（破線）と観測波（実線）

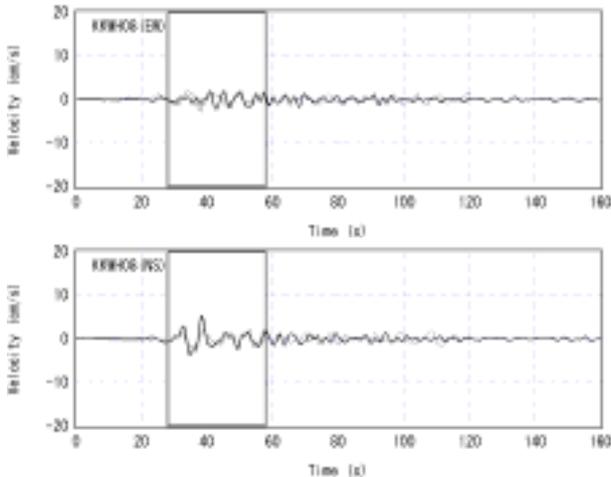


図-15 KKWH08における合成波（破線）と観測波（実線）

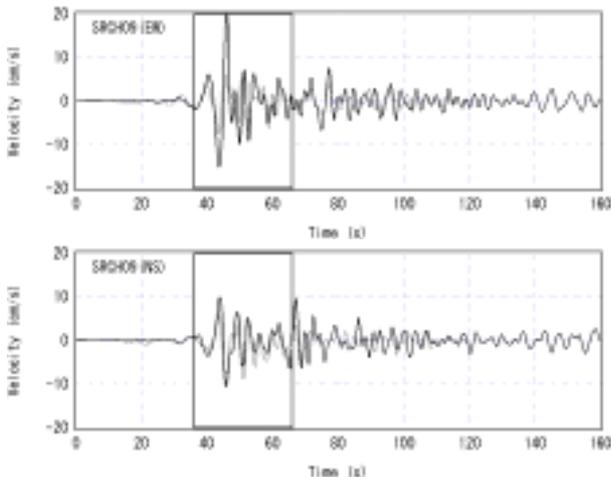


図-16 SRCH09における合成波（破線）と観測波（実線）

対照的にNMRH02およびKKWH08の波形は観測波，合成波とも継続時間の比較的短い波形となっている。これらの結果は，経験的グリーン関数を用いることにより，地震動の継続時間について，適正な評価が可能であることを示すものである。

## 5. 統計的グリーン関数を用いた検討

経験的グリーン関数法は有効な方法であるが，将来の地震による強震動の評価を考えると，その適用条件が限定的である点が問題となる。そこで，より適用範囲の広い方法として，統計的グリーン関数法<sup>9)</sup>が提案されている。ただし，統計的グリーン関数法にはサイト特性の考慮の仕方等に応じて様々なバリエーションがあり，いずれの方法を採用するかによって地震動の評価結果は異なるものとなる。古和田他<sup>2)</sup>は，統計的グリーン関数法のバリエーションの一つとして，経験的サイト増幅・位相特性を考慮できる手法を提案している。この方法は，サイト特性が地震動の振幅および位相の双方に及ぼす影響を考慮できるという特徴を有している。そこで，以下においては，古和田他の方法を2003年十勝沖地震に適用し，その適用性について検討を行う。

古和田他の方法の概要は以下の通りである。一般に地震動の振幅は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の積で与えられる。

$$A^O(f) = A^S(f) A^P(f) A^G(f) \quad (1)$$

一方，地震動の群遅延時間は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の和で与えられる<sup>8)</sup>。

$$t_{gr}^O(f) = t_{gr}^S(f) + t_{gr}^P(f) + t_{gr}^G(f) \quad (2)$$

式(1)および(2)において添え字 $O$ は観測点において実際に観測される地震動を，添え字 $S$ は震源特性を，添え字 $P$ は伝播経路特性を，添え字 $G$ はサイト特性を示す。古和田他は，規模と震源距離の十分に小さな地震が対象サイトで観測されている場合，その記録の群遅延時間は，時間軸上での平行移動の分を除けば，ほぼ式(2)の右辺第三項すなわちサイト特性を表現していると考え，このことを利用した手法を考案している。すなわち，まず，地震基盤での統計的グリーン関数をBoore<sup>9)</sup>の方法で計算し，これにサイト特性を加味して地表での地震動を求

める。具体的には、地震基盤での地震動をいったんフーリエ変換し、振幅を $A^G(f)$ 倍し、さらに、上記の条件を満足する記録を周波数領域で振幅1に調整して乗じ、フーリエ逆変換する。

本研究では、上で述べた条件に加え、サイト近傍の堆積層への入射角ができるだけ大地震と共通となるような小地震を選択することを念頭においた。サイト増幅特性 $A^G(f)$ はスペクトルインバージョンにより求めた。算定された統計的グリーン関数を、先に求めたvariable slip modelに従って重ね合わせることで、十勝沖地震の地震動を算定した。

結果の一部を図-18以下に示す。ここで比較を行っているのは地表の速度波形（周期2-10秒）である。位相の補正のための小地震記録としては、KSRH07では余震2、TKCH08では余震1、HDKH07では余震3の記録をそれぞれ用いている。これらの図から、経験的サイト増幅・位相特性を利用した古和田他の統計的グリーン関数法は、適切な震源モデルと組み合わせて用いることにより、ここに示す周期帯域での揺れを評価するために有効な手法であると考えられる。

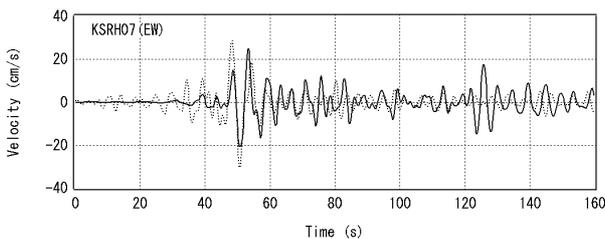


図-18 KSRH07における合成波（破線）と観測波（実線）

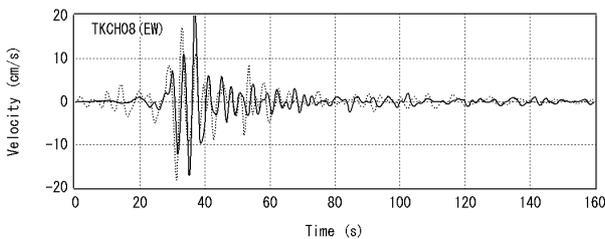


図-19 TKCH08における合成波（破線）と観測波（実線）

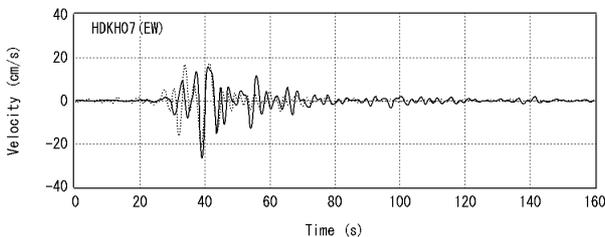


図-20 HDKH07における合成波（破線）と観測波（実線）

## 6. 結論

本研究では、2003年十勝沖地震により取得された豊富な強震記録を利用し、工学的にも重要な周期数秒の揺れに着目して、経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンにより、各地の揺れを再現できるような震源モデル (variable slip model) の構築を試みた。その結果、三カ所にアスペリティを有する比較的シンプルな震源モデルにより、比較的広範囲の地震動を再現できることがわかった。また、得られた震源モデルに対して、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した統計的グリーン関数法による強震動シミュレーションを実施したところ、周期数秒の揺れを一定の精度で再現できることがわかった。

謝辞：本研究では防災科学技術研究所のK-NETおよびKIK-NETの記録を使わせていただきました。記して謝意を表します。

## 参考文献

- 1) Kinoshita, S.: Kyoshin Net (K-NET), *Seim. Res. Lett.*, Vol. 69, pp.309-332, 1998.
- 2) 古和田明, 田居 優, 岩崎好規, 入倉孝次郎: 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 514 号, pp.97-104, 1998.
- 3) 地震調査研究推進本部: 千島海溝沿いの地震活動の長期評価について, 2003.
- 4) Hartzell, S.H. and Heaton, T.H.: Inversion of Strong Ground Motion and Telesismic Waveform Data for the Fault Rupture History of the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.1553-1583, 1983.
- 5) Lawson, C.L. and Hanson, R.J.: Solving Least Squares Problems, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1974.
- 6) Kamae, K. and Kawabe, H.: Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake (MJMA=8.0) estimated by the empirical Green's function method, *Earth Planets and Space.*, Vol.56, pp.323-327, 2004.
- 7) 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長: 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 430 号, pp.1-9, 1991.
- 8) 澤田純男, 盛川 仁, 土岐憲三, 横山圭樹: 強震動の位相スペクトルにおける伝播経路・サイト特性の分離, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, pp.915-920, 1998.
- 9) Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, pp.1865-1894, 1983.

# 十勝沖地震の表面波の卓越分布と 非定常スペクトルを用いた インバージョンによる震度分布推定精度

久世 益充<sup>1</sup>・杉戸 真太<sup>2</sup>

<sup>1</sup>正会員 岐阜大学非常勤研究員 流域圏科学研究センター (〒501-1193 岐阜市柳戸1-1)  
E-mail:kuse@cive.gifu-u.ac.jp

<sup>2</sup>正会員 岐阜大学教授 流域圏科学研究センター (〒501-1193 岐阜市柳戸1-1)  
E-mail: sugito@cc.gifu-u.ac.jp

2003年十勝沖地震の波形記録を用いて、北海道全域における表面波成分の卓越分布の状況を調べると共に、非定常スペクトルを用いたインバージョン法による震源過程推定と、その断層モデルに基づく計測震度推定の精度について検討した。北海道で観測されたK-NET、KiK-net各観測点の表面波成分卓越の有無を評価して卓越分布を作成した結果、主に平野部で表面波成分が卓越する傾向を確認することができた。インバージョンによる震源過程推定においては、KiK-net観測記録を用いてアスペリティ分布を推定した。さらに、推定したアスペリティ分布を用いて波形シミュレーションを行い、得られた計測震度が観測値を概ね再現していることを確認した。

**Key Words** :2003 Tokachi-oki Earthquake, Surface Wave, Evolutionary Spectra, Inversion

## 1. はじめに

2003年十勝沖地震(M=8.0)では、行方不明者2名、負傷者849名、住家全壊116棟、半壊368棟、一部破損1580棟など、多くの被害が報告された<sup>1)</sup>。さらに当該地震においては、地震動の長周期成分に起因すると思われる多数の石油タンクの破損が報告されている<sup>2)</sup>。

地震動の長周期成分は、断層規模の大きな海溝型地震で生成され、堆積盆地構造などの周辺地盤条件によって表面波として大きく励起されるという特徴がある。

本報告では、2003年十勝沖地震で観測された防災科学技術研究所K-NET<sup>3)</sup>、KiK-net<sup>4)</sup>地震動観測網の波形記録を用いて、表面波成分の有無を非定常スペクトル<sup>5)</sup>によって調査し、その卓越分布について考察を行う。

さらに、KiK-netで観測された波形記録を用いて、Kuse et al.<sup>6)</sup>が開発した非定常スペクトルに基づくインバージョンによってアスペリティ分布推定を行い、解析結果に基づいて算出されたシミュレーション波形による各地の計測震度算定値について、その精度の検証を行う。

## 2. 表面波卓越分布の特徴

### (1) 概説

畑山ら<sup>2)</sup>は、当該地震で発生した石油タンク被害について、北海道(苫小牧市、釧路市、石狩市)、青森県(六ヶ所村)への現地調査と、北海道、東北地方、新潟県の各消防本部を対象としたアンケート調査を行った。畑山らによると、調査した容量1,000m<sup>3</sup>以上の石油タンク(365基)のうち、半数以上の190基で何らかの被害が発生し、そのうち9基が甚大な被害であったとしている。さらに長周期地震動と石油タンク被害の関係、スロッシング解析による液面上昇量と石油タンク被害の関係を調べ、石油タンク被害発生の原因について考察を行っている。

本報では、防災科学技術研究所による地震観測網K-NET<sup>3)</sup>、KiK-net<sup>4)</sup>で得られた波形記録を対象に非定常スペクトル<sup>5)</sup>を算出し、表面波成分の卓越の有無について検討した。

### (2) 非定常スペクトルによる表面波検出方法の概要<sup>7)</sup>

Sugito et al.<sup>7)</sup>は、表面波の分散特性と表面波が実体波より遅れてくる性質に着目し、表面波成分有無を検出する方法を示した。具体的には、周波数ごとの地震動パワーの時刻歴を表す非定常パワースペクトルにより表面波の分散特性が判別できるようにした。Sugito et al.は、図-1のように非定常スペクトルを周波数軸と時間軸で表し、

各周波数のピークとなる時刻を比較することで表面波の有無を判定することとした。図に示すように、表面波成分が卓越した地震動から算出した非定常スペクトルを周波数軸と時間軸で表すと、 $f_d$ より低い周波数帯域において分散性を有する表面波成分が卓越していることが確認できる。

### (3) 表面波卓越分布図の作成

上記の検討法により、北海道で観測されたK-NET, KiK-netの波形記録を対象に非定常スペクトルを算出し、表面波成分の有無を確認した。

図-2, 3に、K-NET苫小牧地点(HKD129), K-NET帯広地点(HKD095)の非定常スペクトル(上段), フーリエスペクトル(下段)をそれぞれ示す。両図共に長周期成分が卓越していることから、非定常スペクトルより表面波の分散特性を確認することができる。

同様に他の観測記録についても非定常スペクトルを算出し、各地点ごとに3成分(水平2成分, 上下動成分)それぞれの波形より表面波成分の有無を調査した。表面波成分卓越の程度は次の6段階で分類した。

- As : 表面波成分が顕著に見られる
- A : 表面波成分が見られる
- A' : 表面波成分が含まれている可能性が高い
- B : 表面波成分の判別が難しい
- B' : 表面波成分がほとんど見られない
- C : 表面波成分が全く見られない

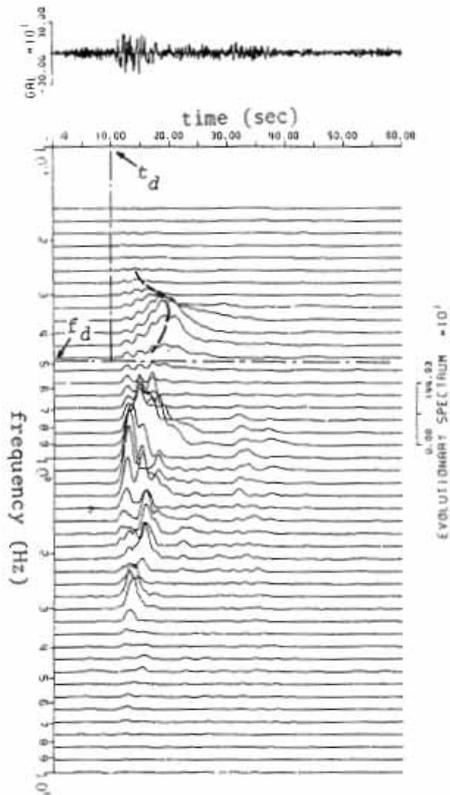


図-1 非定常スペクトルによる表面波成分の検出<sup>7)</sup>

図-4に、表面波成分の卓越分布を示す。石狩平野～勇払平野, 根釧原野, 斜里平野においてAs～A'が顕著に見られ、十勝平野の複数の地点で表面波成分が卓越しているなど、平野部の地点では概ね表面波成分が卓越していることが確認できる。

図-5に、9月26日 6時8分に発生した余震(M=7.1)について、本震と同様に非定常スペクトルを調査して得られた表面波成分の卓越分布を示す。図-4に示した本震の表面波卓越分布と同様に、平野部で卓越している地点が複数見られる。また、本震・余震共に表面波成分が顕著に見られる地点(As)が図-2, 3にそれぞれ示した苫小牧地点(HKD129), 帯広地点(HKD095)など22地点あり、これらの地点は周辺地域の基盤構造により、地震の規模にはあまり依存することなく表面波成分が卓越しやすい地点であると思われる。

ところで、図-4, 5両方において、北海道北部で表面波成分が卓越している地点が本震・余震で多数見られるため、周辺地盤条件との関連について今後考察を進める必要がある。

図-6, 7に、地点ごとの卓越周期を示す。図-4, 5で表面波成分が卓越している地点においては、周期3秒以上が卓越していることが確認できる。また、北海道北部において、卓越周期が本震では周期3～10秒、余震では3～5秒と両者に違いが見られるが、本震と余震の断層規模や震源特性によるものと思われる。

## 3. 非定常スペクトルを用いたインバージョンによるアスペリティ分布の推定

### (1) 概説

震源域近傍の地震動を高い精度で予測するためには、当該地震による震源過程を精度良く推定することが不可欠である。1章で述べたように、2003年十勝沖地震ではK-NET, KiK-net 観測網により多地点の波形記録が得られている。

これらの波形記録を用いて、本章ではKuse et al.<sup>9)</sup>の非定常スペクトルに基づくインバージョン法により推定したアスペリティ分布について考察を行う。

なお、Kuse et al.の手法で得られるアスペリティ分布とは、断層面上の地震動パワー放出量の相対比率を示す。地震動パワーの相対比率は、断層を同じ面積の小断層に分割した場合、各小断層の地震モーメントのほぼ0.4乗に比例することが示されている<sup>9)</sup>。

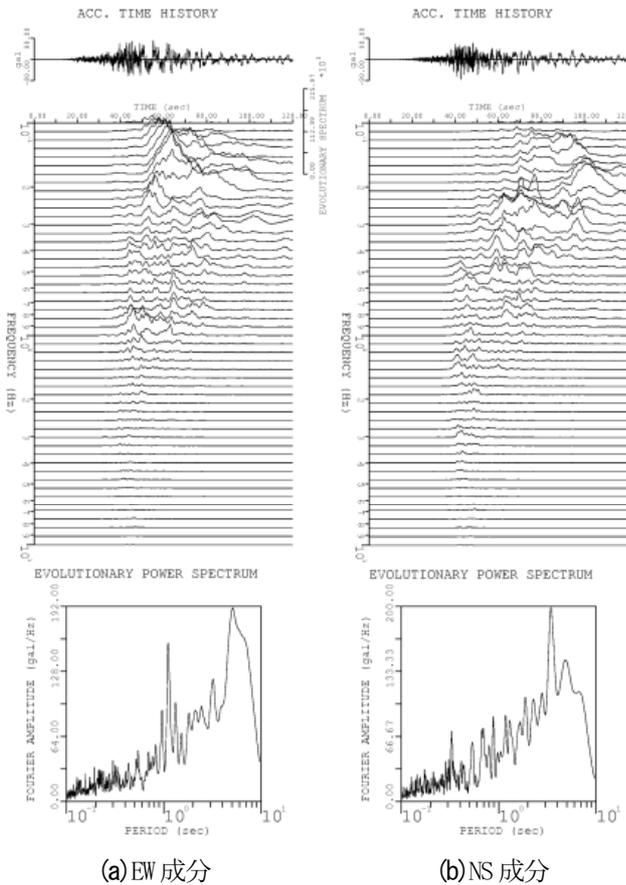


図-2 表面波成分の検出：K-NET 苫小牧地点(HKD129)

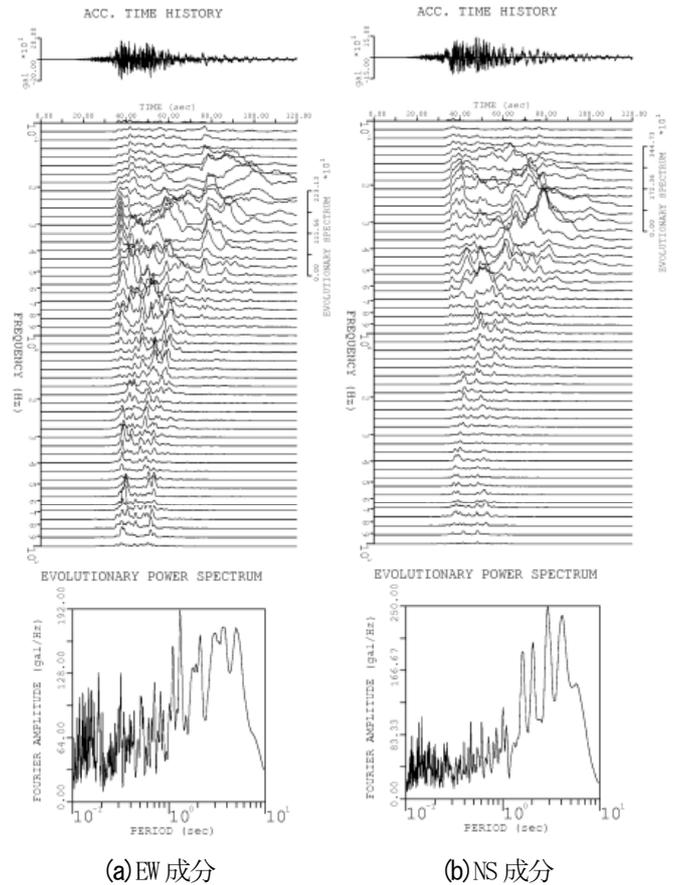


図-3 表面波成分の検出：K-NET 帯広地点(HKD095)

## (2) 非定常スペクトルを用いたインバージョン法の概要

図-8に推定法の概要を示す。図に示すように、震源位置(緯度・経度・深さ)、断層位置(長さ・幅・走向・傾斜角)などの断層パラメータを予め設定してから推定を行う。

STEP I では、断層面上の地震動パワー放出は一様と仮定し、地震モーメント $M_0$ 、断層の破壊伝播速度 $v_r$ を推定する。次にSTEP IIでは、与えられた断層パラメータより算定した地震動波形を用いて、インバージョンによるアスペリティ分布の推定を行う。

Kuse et alは、(1)加速度パワーの時刻歴を用いた手法、(2)周波数帯域を考慮した地震動パワーの時刻歴を用いた手法をそれぞれ検討しているが、本文では(1)の手法を用いてインバージョンを行った。

ところで、Kuse et alのインバージョン法は工学的基盤を対象とした地震動予測法EMPR<sup>8)</sup>に基づいて開発されているため、推定に用いる波形記録は工学的基盤相当に変換して用いるのが望ましい。そこでKiK-netの地中観測記録と地盤データより、地盤震動解析法FDEL<sup>9)</sup>を用いて工学的基盤相当に変換した記録を用いることとした。

## (3) アスペリティ分布推定結果

図-9にKiK-net観測点(丸印)と断層モデルを示す。推定には黒丸で示した20地点、水平2成分の地中記録を、FDELにより工学的基盤相当に変換して用いた。設定した断層パラメータとSTEP Iの地震モーメント $M_0$ 、断層の破壊伝播速度 $v_r$ の推定結果を表-1に示す。

断層モデルは、本多ら<sup>10)</sup>のモデル(図-10(a)に後述)を参考に設定した。表に示すように、STEP Iにより $M_0=3.27 \times 10^{28}(\text{dyne} \cdot \text{cm})$ 、 $v_r=1.89(\text{km/sec})$ が得られた。

次に、表-1の断層パラメータを用いて、STEP IIの加速度パワーの時刻歴を用いたインバージョンにより推定したアスペリティ分布を図-10(a)に示す。比較のため、本多ら、Yagi<sup>11)</sup>が推定したアスペリティ分布をそれぞれ(b), (c)に示す。(b), (c)に示す格子状の長方形は著者らが設定した断層モデル(a)に対応している。

図-10に示す各アスペリティ分布を比較すると、震源付近に大きなアスペリティが共通して見られる。また、(b), (c)で見られる震源北西側のアスペリティのやや大きな領域が推定した(a)でも確認できるが、その大きさ

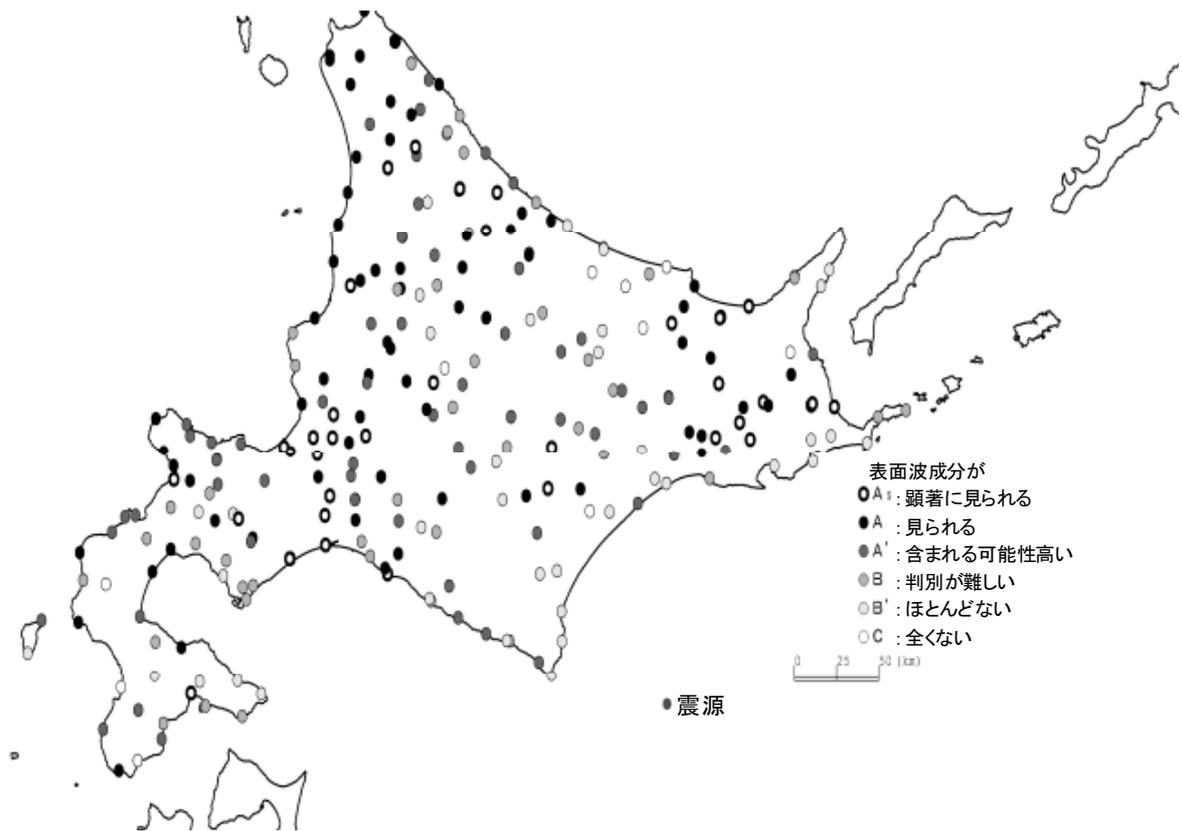


図-4 2003年十勝沖地震の表面波成分卓越分布(EW成分)

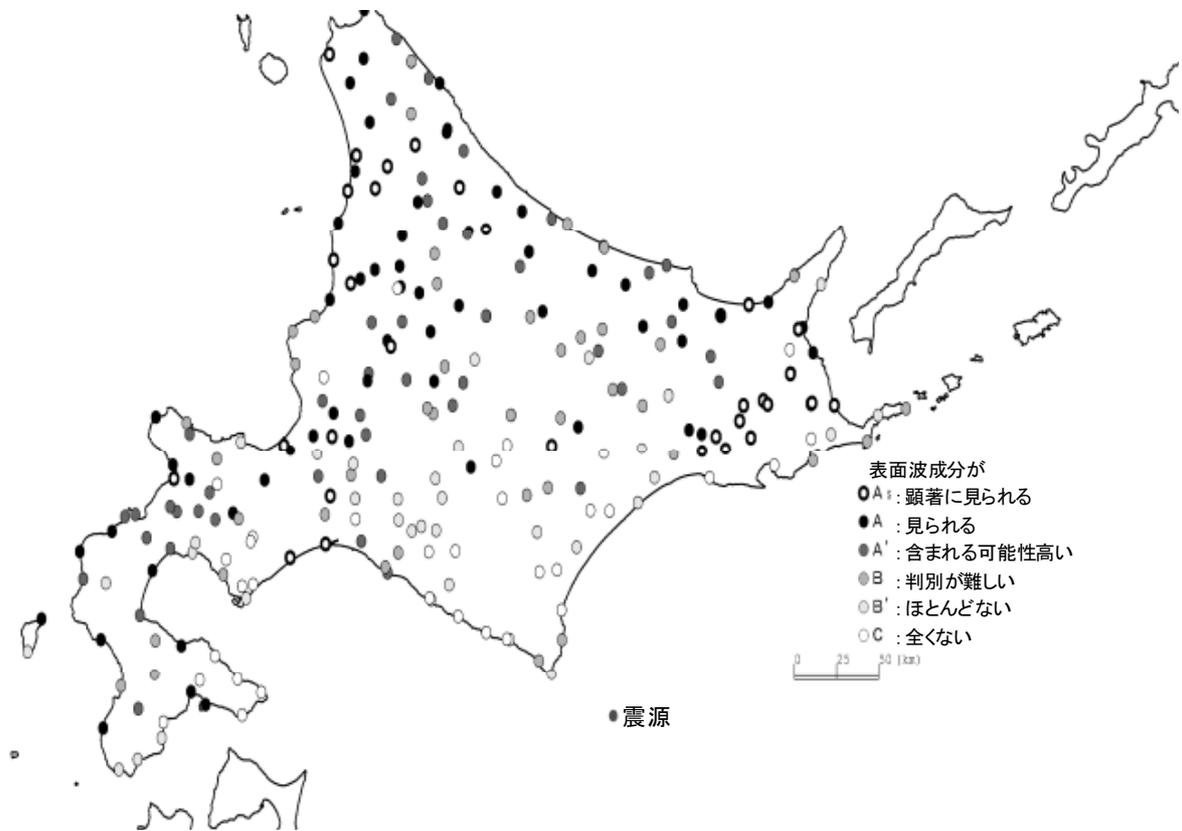


図-5 2003年9月26日6時8分に発生した余震の表面波成分卓越分布(EW成分)

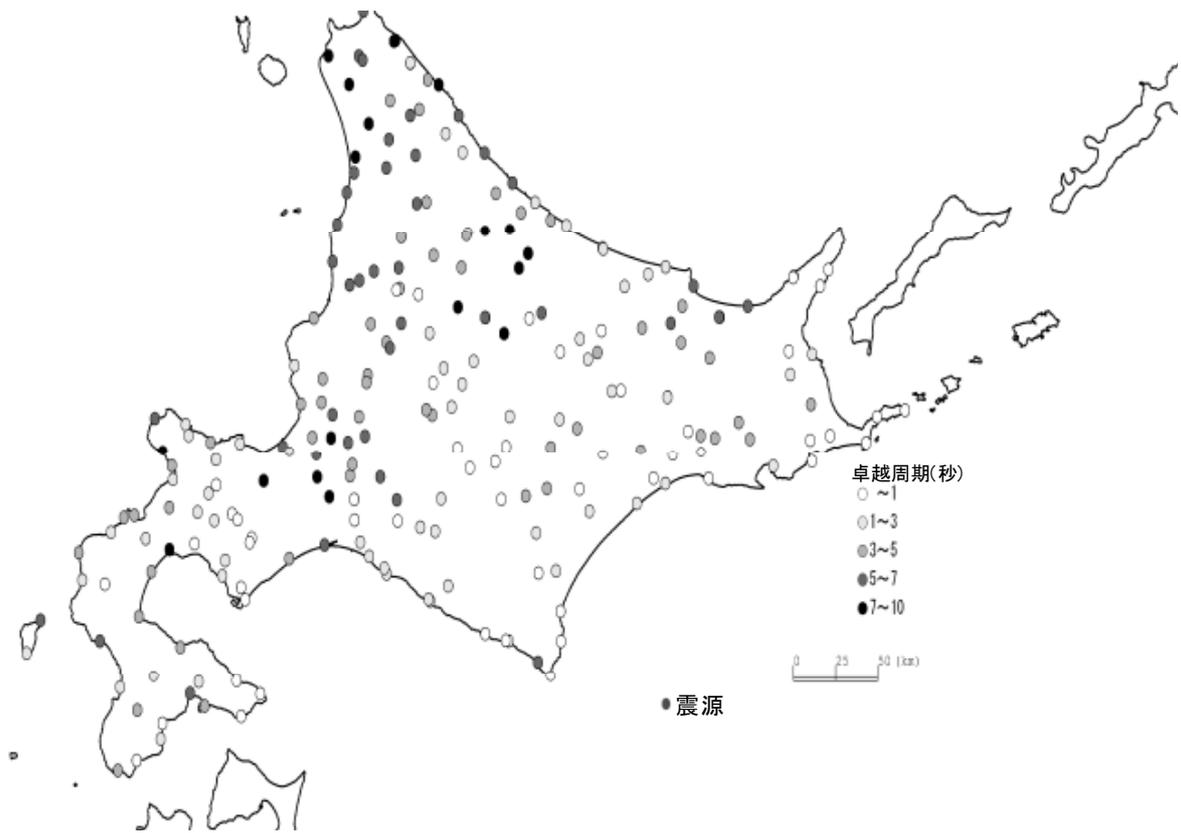


図-6 2003年十勝沖地震の卓越周期分布

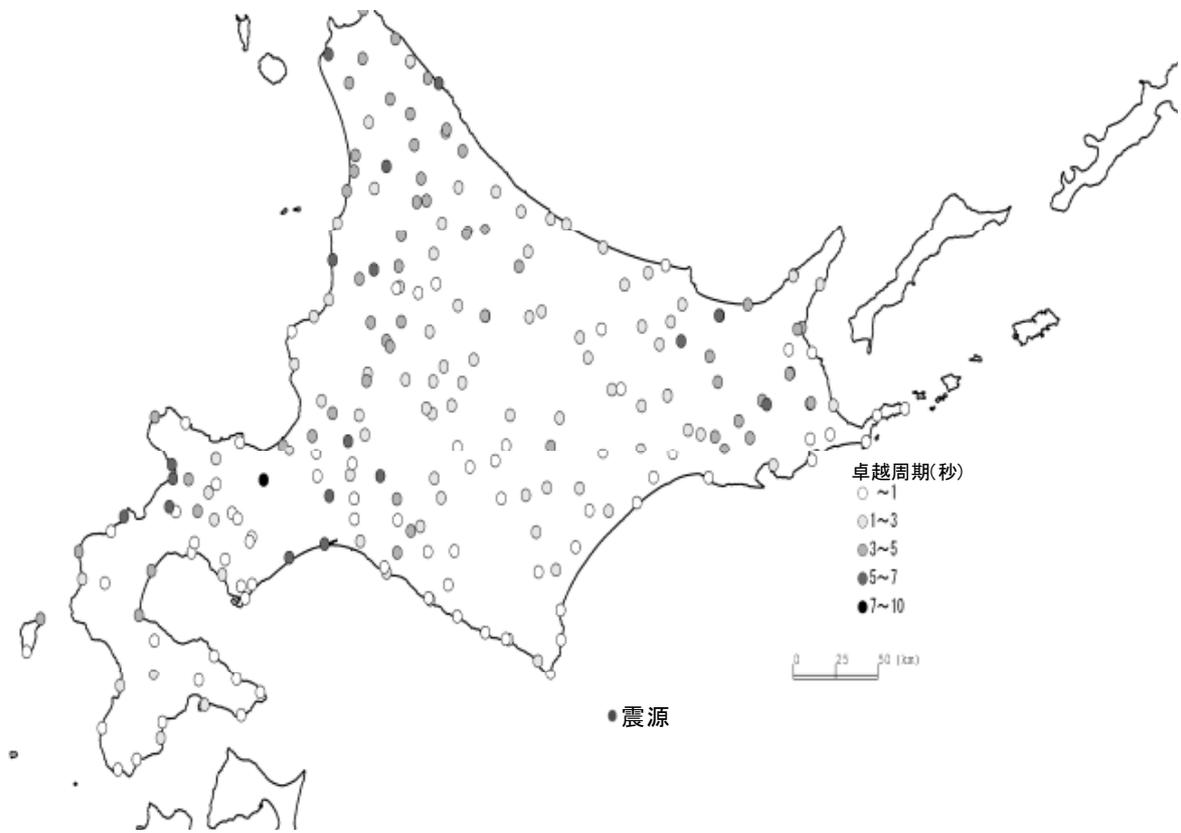


図-7 2003年9月26日6時8分に発生した余震の卓越周期分布

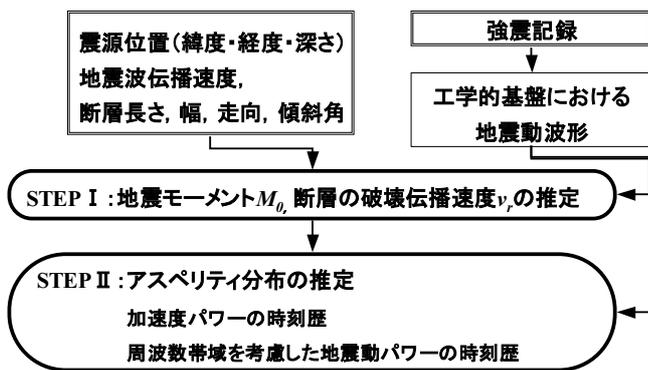


図-8 インバージョン法の概要<sup>6)</sup>

表-1 断層パラメータ

走向 (度)	249
傾斜角 (度)	20
震源深さ (km)	29
長さ (km)	140
幅 (km)	160

STEP I による推定結果

地震モーメント (dyne・cm)	$3.27 \times 10^{28}$
破壊伝播速度 (km/sec)	1.89

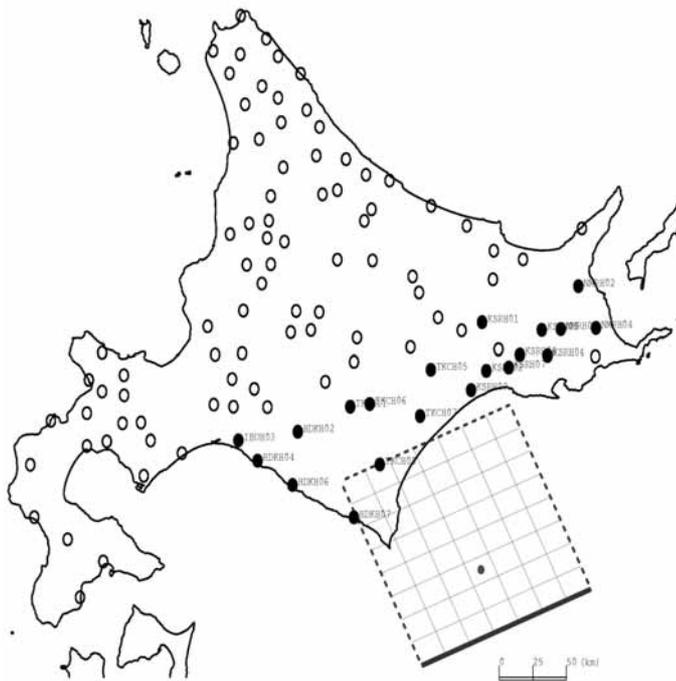


図-9 断層モデルと KiK-net 観測点  
(●は解析に使用した地点)

は (b), (c) と比べ小さい。その他、(b) には見られない断層東側のアスペリティが (a) には見られるなど、その分布形状に若干の差違が見られるが、前述のように震源付近に共通して大きなアスペリティが見られることから、推定したアスペリティ分布は概ね妥当な結果であると考えられる。

#### (4) 推定したアスペリティ分布による計測震度算定

推定したアスペリティ分布を用いて波形シミュレーションを行い、各地の計測震度と比較を行う。観測波形・合成波形の比較結果を図-11に示す。同図では、振幅の時間変動が容易に把握できるように加速度包絡波形を示した。なお、ここで述べる観測波形とは、3. (2) で述べた手順に従い、FDELにより工学的基盤相当に変換した波形を指す。アスペリティを全て一様に与えて合成した図-11 (a) と比較して、図-10 (a) に示すインバージョン結果より得られたアスペリティを用いて合成した図-11 (b) の方が観測波形に近づいている傾向を確認できた。

図-12に、観測波形、合成波形それぞれより算出した計測震度を示す。アスペリティを一様に与えて合成した波形よりもインバージョン結果を用いて合成した波形による計測震度が観測地を再現している傾向が確認できた。

#### 4. おわりに

本報告では2003年十勝沖地震を対象に、(1)北海道全域における表面波成分卓越の有無の検出とその分布の作成、(2)非定常スペクトルを用いたインバージョン結果に基づく計測震度算定結果の考察を行った。

(1)では、各地点の波形記録より非定常スペクトルを算出し、表面波成分の分散性を確認することで表面波成分卓越の程度を6段階で評価した。得られた表面波卓越分布より、特に平野部において表面波が卓越している傾向が見られ、同様の傾向が同日6時8分に発生した余震でも見られることを確認できた。

なお、今回は主に表面波卓越分布による考察であり、今後観測点周辺の地盤条件や土地分類などを加えたより詳細な考察を進める必要がある。

(2)では、Kuse et al.の手法を用いて推定したアスペリティ分布から得られた各地の計測震度が、観測地をよく再現していることが確認できた。ところで、今回の解析では300秒程度観測されているKiK-net記録より160秒分を抽出して行っているが、STEP I で得られた破壊伝播速度 ( $v_r=1.89\text{km/sec}$ ) から断層の破壊時間が60秒程度であったことを考えると、今回の解析結果に反射波や表面波の影響が含まれていると考えられる。断層破壊時間を考慮し、60~70秒程度の記録に対して再度解析を行い、今回の結果を比較・考察する必要があるなど、よりの確な推定を可能とするための種々の検討を行う必要がある。

謝辞: 本研究ではK-NET観測記録、KiK-net観測記録・地盤データを利用した。また、岐阜大学工学部社会基盤工学科 小塚寛也氏には、2章において波形記録のデータ処

理に協力して頂いた。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 消防庁：平成 15 年(2003 年)十勝沖地震について(確定報), <http://www.fdma.go.jp/data/H160331TokachiJish in.pdf>, 2004.3.
- 2) 畑山健, 座間信作, 西晴樹, 山田實, 廣川幹浩, 井上良介：2003 年十勝沖地震による周期数秒から十数秒の長周期地震動と石油タンクの被害, 地震 第 2 輯 第 57 巻, pp.83-103.2004.

- 3) 強震観測網 K-NET, <http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/>
- 4) 基盤強震観測網 KiK-net, <http://www.kik.bosai.go.jp/kik/>
- 5) 亀田弘行：強震地震動の非常常パワースペクトルの算出法に関する一考察, 土木学会論文報告集, 第 235 号, pp.55-62,1975.3.
- 6) Kuse, M., Sugito, M., and Nojima, N.:Inversion of Source Process in Consideration of Filtered-Acceleration Envelope, 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, BC Canada, 2004.8.

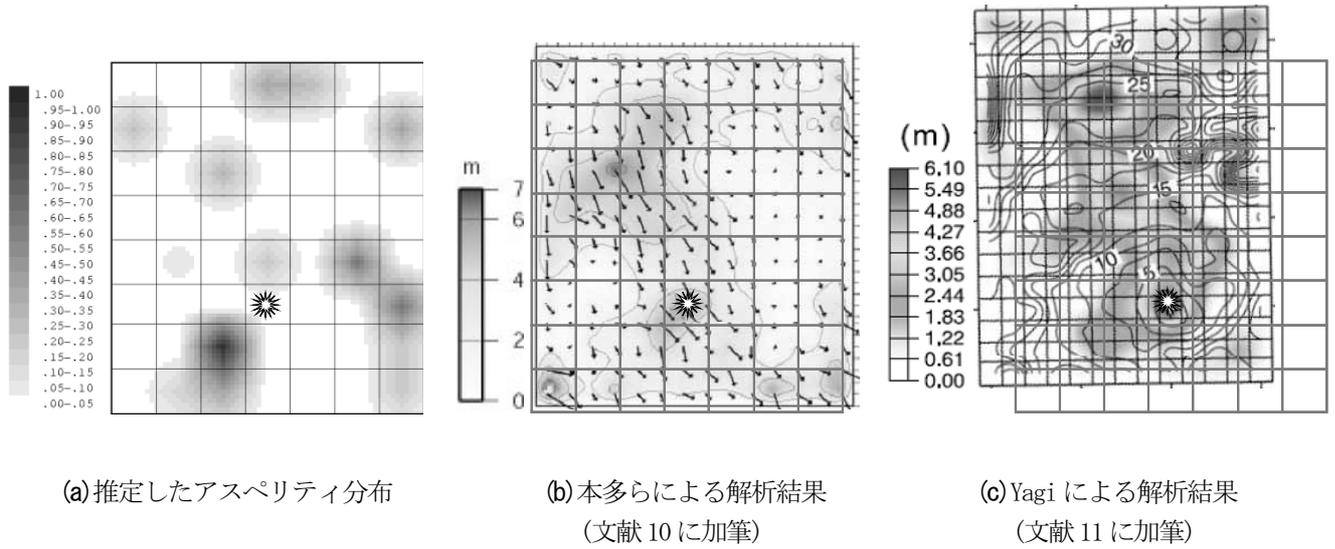


図-10 アスペリティ分布の比較(図中の☀は震源を示す)

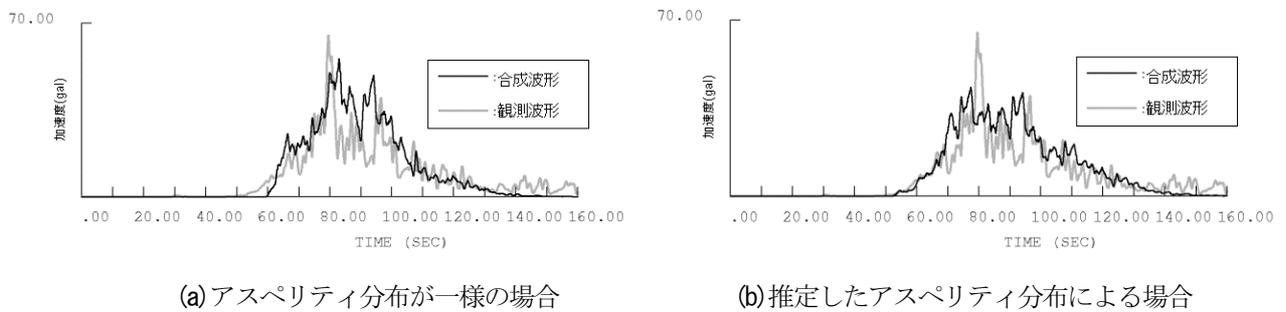


図-11 加速度包絡波形の比較(IBUH03 地点, NS 成分)

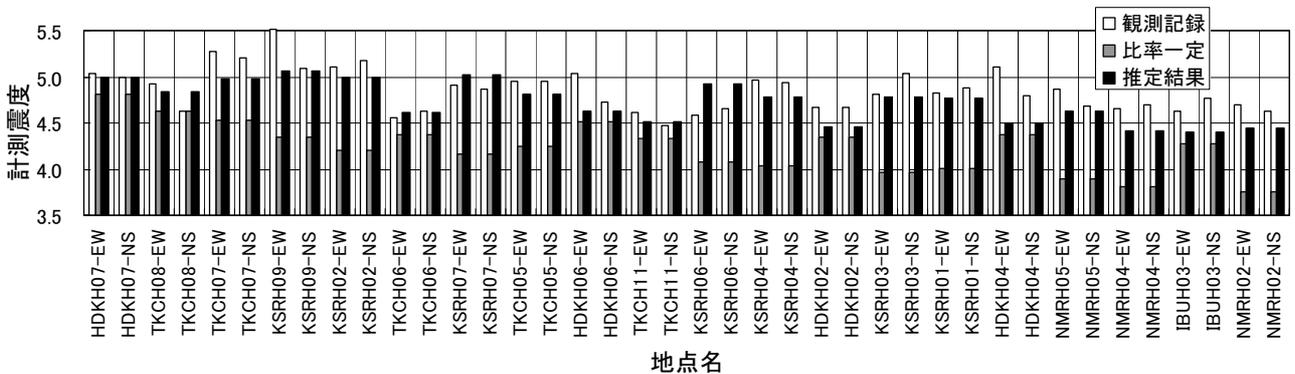


図-12 計測震度の比較(工学的基盤相当)

- 7) Sugito, M., Goto, H., and Aikawa, F.:Simplified Separation Technique of Body and Surface Waves in Strong Motion Accelerograms, PROC. OF JSCE Structural Eng./Earthquake Eng. Vol.1, No.2, pp.71-76,1984.
- 8) Sugito, M., Furumoto, Y. and Sugiyama, T.:Strong Motion Prediction on Rock Surface by Superposed Evolutionary Spectra, 12th World Conference on Earthquake Engineering, 2111/4/A, CD-ROM, 2001.
- 9) 杉戸真太, 合田尚義, 増田民夫:周波数特性を考慮した等価ひずみによる地盤の地震応答解析法に関する一考察, 土木学会論文集, No493/III-27, pp.49-58, 1994.6.
- 10) 本多亮, 青井真, 森川信之, 関口春子, 功刀卓, 藤原広行:近地強震動記録による北海道十勝沖地震(2003/09/26, 4:50)の震源インバージョン(暫定), <http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/news/tokachi-oki/inv/>, 2003.11.
- 11) Yagi, Y.:Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, Earth Planets Space, 56, pp.311-316, 2004.

## 5. 巨大地震の地震動予測手法の高度化

首都圏における長周期地震動シミュレーション：関東地震と立川断層の地震

鈴木晴彦・増田徹・三宅弘恵・瀧瀬一起

地表面幾何形状のモデル化が有限要素波動場計算に及ぼす影響の一例

市村強・桑本寛之・堀宗朗

巨大地震の長周期地震動予測のための広帯域ハイブリッド法

佐藤俊明・渡辺基史・早川崇

東海地震の関東平野における長周期地震動予測

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

やや長周期地震動評価のための関東平野の3次元S波速度構造のモデルの構築

山中浩明

# 首都圏における長周期地震動シミュレーション： 関東地震と立川断層の地震

鈴木晴彦<sup>1</sup>・増田徹<sup>2</sup>・三宅弘恵<sup>3</sup>・瀬瀬一起<sup>4</sup>

<sup>1</sup> 応用地質株式会社 技術本部 地震防災センター (〒331-8688 埼玉県さいたま市北区土呂町2-61-5)  
E-mail: suzuki-haruhiko@oyonet.oyo.co.jp

<sup>2</sup> 応用地質株式会社 技術本部 地震防災センター (〒331-8688 埼玉県さいたま市北区土呂町2-61-5)  
E-mail: masuda-tetsu@oyonet.oyo.co.jp

<sup>3</sup> 東京大学 学振特別研究員 地震研究所 (〒113-0032 東京都文京区弥生1-1-1)  
E-mail: hiroe@eri.u-tokyo.ac.jp

<sup>4</sup> 東京大学 教授 地震研究所 (〒113-0032 東京都文京区弥生1-1-1)  
E-mail: koketsu@eri.u-tokyo.ac.jp

首都圏内で発生が予想される地震について長周期地震動のシミュレーションを行った。海溝型プレート境界地震として関東地震、内陸地殻内地震として立川断層帯の地震を検討対象とし、前者の震源モデルには1923年関東地震の不均質震源過程を用い、後者では中央防災会議モデルを基に特性化震源モデルを作成した。地下構造モデルには、弾性波探査や微動探査の結果のコンパイルと中小地震の強震記録を用いたチューニングにより構築された中央防災会議モデルを利用した。以上のモデルから工学的基盤における周期3秒程度以上の長周期地震動を、差分法による数値シミュレーションによって計算し評価した。

**Key Words:** long-period ground motion, Kanto earthquake, Tachikawa fault system

## 1. 関東地震の震源モデル

プレート境界で発生する海溝型地震では、「ある領域にはそれぞれに固有な大きさとメカニズムを持つ地震が繰り返し発生する」とする固有地震モデルが、近似的に成り立つ場合が多いと考えられている。関東地震は相模トラフで発生する、フィリピン海プレートと陸側プレートの境界で発生する地震であるから、来るべき次の関東地震の震源モデルは、前回1923年の関東地震を詳細に調べることによってある程度構築可能であると考えられる。

1923年といえば現代的な地震観測以前の時代であるが、そうした時代としては異例に豊富なデータが存在する。特に、地殻変動のデータセットは図-1に示すような充実したものである<sup>1,2)</sup>。また、海外で観測された遠地実体波の波形記録<sup>3,4)</sup> (図-2左) も利用できるが、近年、国内において気象庁・東京帝大・東北帝大により観測された強震波形記録も発掘されている<sup>5,6)</sup> (図-2右)。

これら各種データセットを総合的に利用して、1923年関東地震の破壊過程を同時インバージョンにより求めた<sup>7)</sup>。震源断層にはKanamori (1971)<sup>3)</sup> を基にWald and Somerville (1995)<sup>4)</sup> が設定したモデルを (図-1の点線四角)、同時インバージョンにはYoshida et al. (1996)<sup>8)</sup> の手法を用いた。地殻変動の理論値は半無限媒質で近似

的に計算し、遠地実体波・強震波形のグリーン関数はそれぞれPREMモデル、水平成層構造に対して計算された。

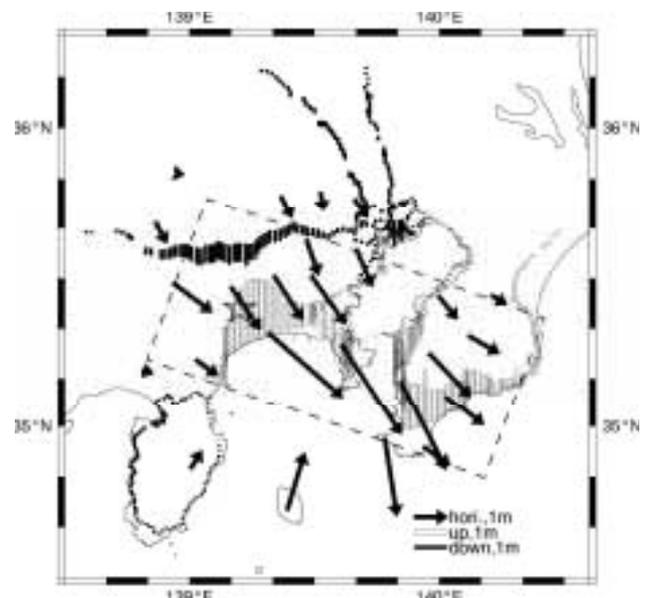


図-1 1923年関東地震の地殻変動データ。

この同時インバージョンにより得られた震源断層面上のすべり分布を図-2に示す。神奈川県西部の破壊開始点 (図-1, 3上の星印) 付近と、三浦半島・房総半島間の浦

賀水道付近に大きなすべりの領域（アスペリティ）が存在する。前者でのすべり時間関数は急激に立ち上がるのに対して、後者では比較的ゆっくり立ち上がって長めにすべりが継続する傾向がある。関東地震が完全に固有地震的か否かを断定的に述べることはできないが、より現実的な微視的断層パラメータを用いた長周期地震動の評価を行うため、ここで求められた1923年関東地震の不均質震源過程を震源モデルとして採用する。

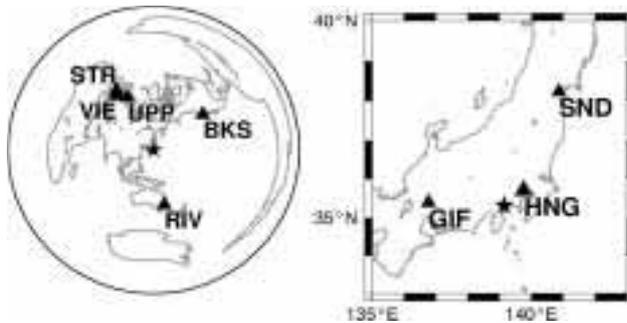


図-2 1923年関東地震のインバージョン<sup>7)</sup>に使用した遠地実体波データ(左)と強震波形データ(右)。

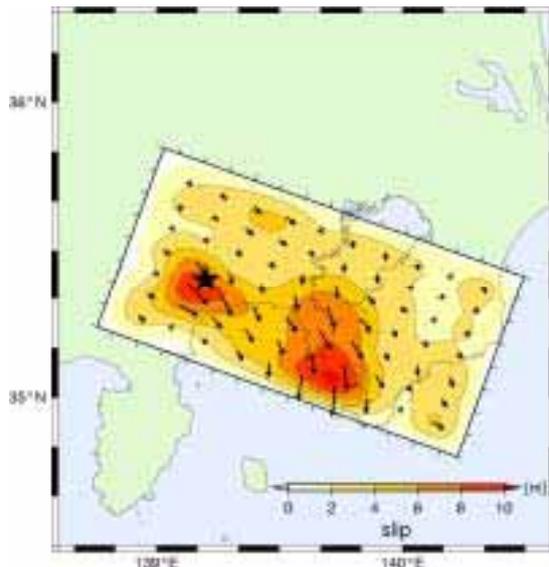


図-3 同時インバージョン結果のすべり分布<sup>7)</sup>。

## 2. 立川断層帯の地震の震源モデル

M7クラスの内陸地殻内地震によって関東平野で励起される長周期地震動を評価するため、立川断層帯を起震断層とした場合を検討の対象とした。なお、立川断層帯に関しては、中央防災会議「首都直下地震対策専門委員会」によって統計的グリーン関数法に基づいた強震動評価<sup>9)</sup>がなされている。ここでは震源モデルとして、アスペリティ領域と背景領域からなる特性化震源モデル<sup>10)</sup>を採用し、断層セグメントや各領域に与える応力パラメータ

については中央防災会議で設定されている断層パラメータ<sup>9)</sup>に倣った。

立川断層帯の活断層については、地震調査推進本部・地震調査委員会<sup>11)</sup>によって長期評価がなされており、立川断層から名栗断層に至る長さ33 kmの断層帯が同時に活動するとされている。地震発生層を拘束できる情報が少ないため、断層の上端深さを5 km、断層幅を15 kmと仮定した。断層の平均応力降下量は中央防災会議に倣い(3 MPa)、円形クラック<sup>12)</sup>近似により地震モーメントを算出し、モーメントマグニチュード  $M_w$  6.7、気象庁マグニチュード7.0に相当するシナリオを設定した(本稿末尾の表-1)。ここで求めた地震モーメントと断層面積の関係は、近年の内陸地殻内地震の震源インバージョン結果から得られた経験的関係式<sup>13)</sup>と調和的である。破壊開始点は、過去の活断層形状に関する研究<sup>14,15)</sup>を参考に立川断層と名栗断層のステップオーバー部に設定し、断層破壊がバイラテラルに進行するものとした(図-4)。

立川断層帯の地震は、立川断層1、立川断層2、名栗断層の3つのセグメントからなると仮定し、各セグメントには、応力降下量が14 MPaで断層面積の22%の領域をアスペリティとして与えた。アスペリティ領域における平均すべり量は断層の平均すべり量の2倍<sup>13)</sup>と仮定した。背景領域の応力パラメータは、動力学的な検討<sup>6)</sup>に基づきアスペリティ領域の応力パラメータの20%としている。差分法で用いる小断層は500 mメッシュに分割し、各小断層には中村・宮武<sup>17)</sup>によるすべり速度時間関数を入力した。

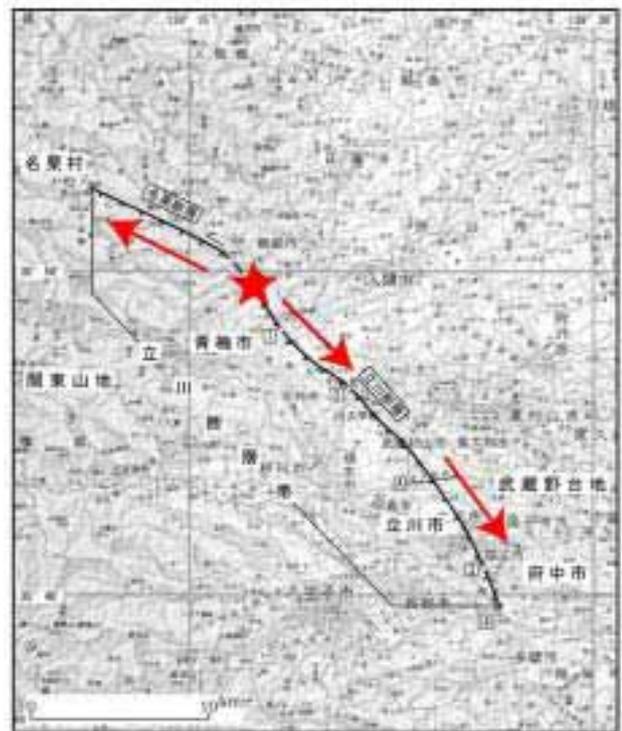


図-4 立川断層帯に設定した破壊シナリオ(文献<sup>11)</sup>に加筆)

### 3. 地下構造モデル

#### (1) 1次モデルの構築

1次モデルには、中央防災会議「首都直下地震対策専門調査会」で作成した地盤モデル<sup>9)</sup>を用いた。中央防災会議では、関東地域で行われた弾性波探査結果により得られている代表的な速度層、 $V_p5.5\text{km/s}$ 、 $4.7\text{km/s}$ 、 $V_p3.1\text{km/s}$ 、 $2.1\text{km/s}$ 相当層に分割しそれらの上面深度分布を求めている。図-5に関東地方における弾性波探査測線、微動アレイ探査観測点の位置図を、表-2に地盤モデルの物性値を示す。次に、図-5に示した微動アレイ探査で得られている位相速度と地盤モデルで計算されるレイリー波の基本モードの位相速度をあわせるように地盤モデルの修正を行い地盤モデルを作成している。図-6に $V_p4.7\text{km/s}$ 層および $V_p5.5\text{km/s}$ 層の上面深度コンターを示す。ここでは、上記の地盤モデル<sup>9)</sup>を初期モデルとして、中小地震により得られた卓越周期により地盤モデルのチューニングを行った。

#### (2) 中小地震を用いた地盤モデルのチューニング

関東地方（東京都・神奈川県・埼玉県・千葉県・茨城県・栃木県・群馬県）のK-NET観測点において2000年から2004年に観測されたM6.5以上の27地震について解析を行った。

解析では、地震動のS波初動を読み取り、S波初動から20秒以降の163秒間のデータを用いて水平動と上下動のスペクトルの比（以下H/Vスペクトルと呼ぶ）を求めた。NS成分とUD成分の比、EW成分とUD成分の比を求め、相加平均によりH/Vスペクトルとした。図-7にH/Vスペクトルを示す。H/Vスペクトルは振幅・形状ともに地震によらず安定しており、地盤構造を強く反映していると考えられる<sup>19,20)</sup>。

図-8はK-NET地点（CHB003）付近の下総深層ボーリング地点におけるS波検層結果<sup>21)</sup>および微動アレイ探査結果<sup>22)</sup>により計算されるレイリー波の基本モードの水平動と上下動の振幅比である。地震動のH/Vスペクトルの形状と良く対応していることがわかる。したがって、地震動のH/Vスペクトルのピークは表面波の卓越周期を表していると考えられる。そこで、チューニングでは、地震動のH/Vスペクトルと地盤モデルより計算されるレイリー波の基本モードの水平動と上下動の振幅比のスペクトル形状・ピーク周期が対応するように地盤モデルを修正することを目的とし、 $V_p5.5\text{km/s}$ 層より上位の速度層の上面深度を調整した。その際には1次モデルで得られている速度層1から4の層厚の比率は保存した。

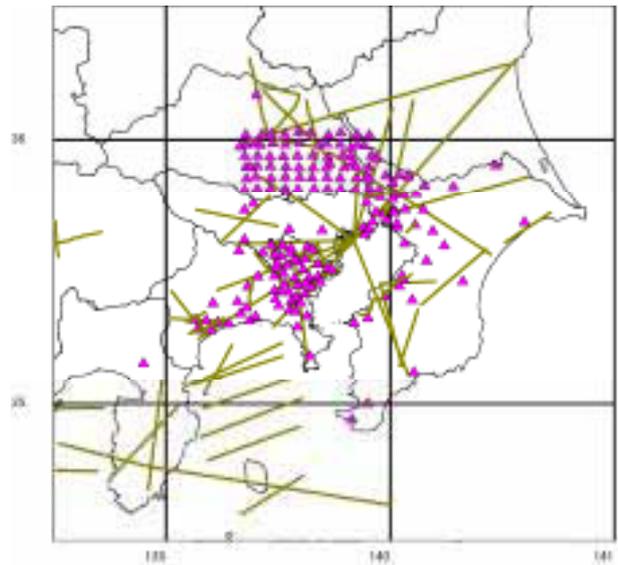


図-5 関東地方における弾性波探査測線（実線），微動アレイ探査観測点（三角）

表-2 地盤モデルの物性値

	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	$\rho$ ( $\text{g/cm}^3$ )
速度層1	1.8	0.5	1.9
速度層2	2.1	0.7	2.0
速度層3	3.1	1.4	2.1
速度層4	4.7	2.4	2.6
速度層5	5.5	3.0	2.6

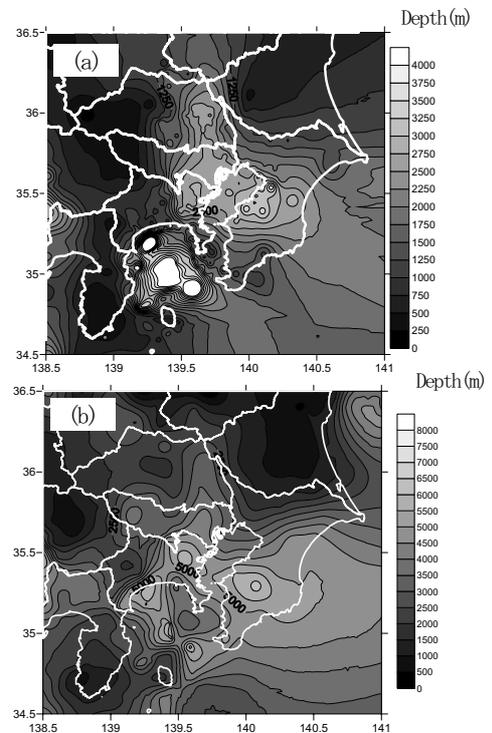


図-6 1次モデル（a： $V_p4.7\text{km/s}$ 層上面深度，b： $V_p5.5\text{km/s}$ 層の上面深度）

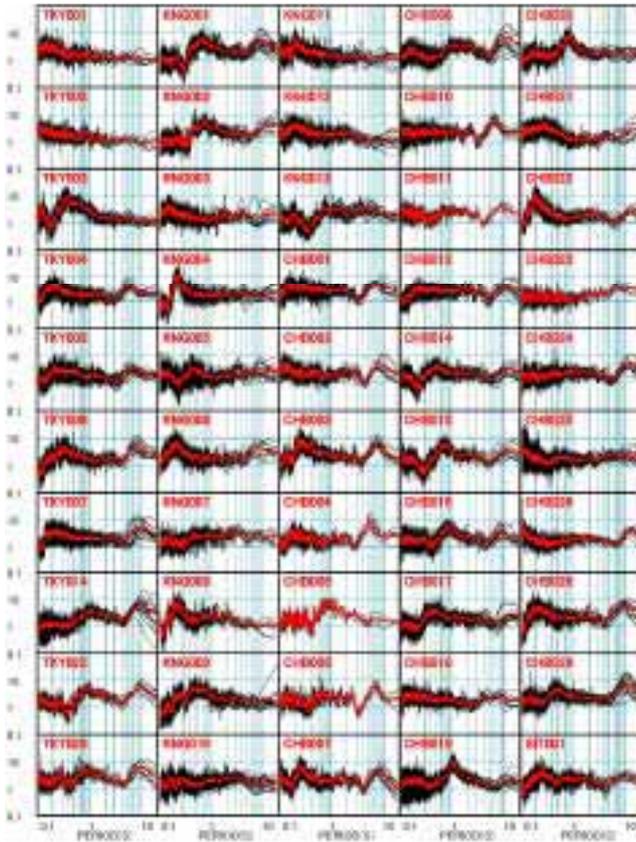


図-8 CHB003におけるH/Vスペクトル（黒）と既往の速度構造により計算されるレイリー波の基本モードの水平動と上下動の振幅比（赤）

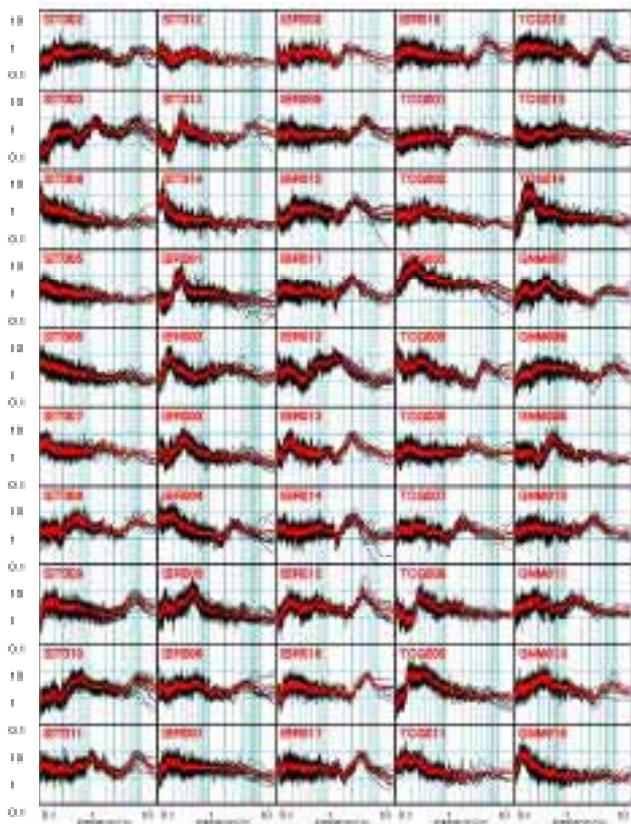
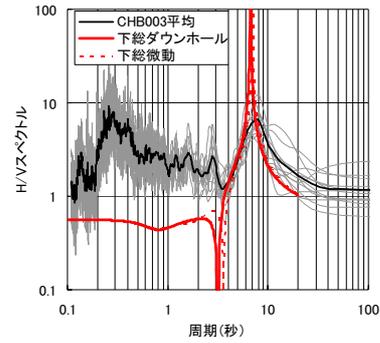


図-7 地震記録のH/Vスペクトル  
太線は平均値

図-9 チューニング後の地盤モデル (a:Vp2.1km/s, b:3.1km/s, c:4.7km/s, d:5.5km/s層の上面深度)

図-9にチューニング後の各速度層の上面深度分布を示す。Vp4.7km/sの上面は千葉県中央部で深くなり深度3kmを越えるような地域が広がっている。また、この地域ではVp3.1km/sの上面深度も1000mを超えている。

図-10にチューニング後の地盤モデルを用いて計算されるS波の1次固有周期と地震動のH/Vスペクトルピーク周期の比較を示す。図-7にも見られるように地震毎のばらつきはあるものの、千葉県中央部には周期10秒以上となる地域が広く分布していることがわかる (CHB012・014・015・017・026)。東京・埼玉・神奈川の東部では卓越周期は8秒程度であり (TKY007, KNG001, SIT008・011)、群馬県の南部にも8秒程度である観測点が見られ

る (GNM008) . 図-10に見られるように周期3秒以下の周期帯域においては, 観測H/Vスペクトルピーク周期と地盤モデルの1次固有周期の対応が良くない観測点が多い. 周期1から3秒付近にピークを有する観測点ではあまり明瞭なピークを有していない点もあり, (KNG008, IBR002等) 浅部のより詳細な速度構造を含めた検討が今後必要であると考えられる.

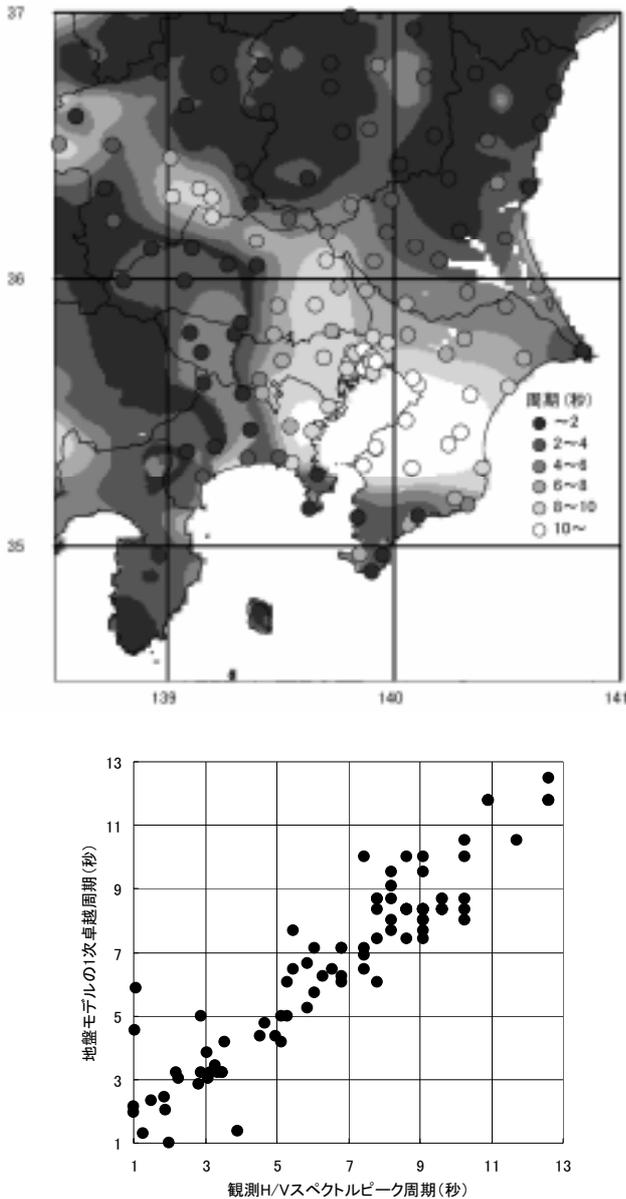


図-10 地盤モデルによる1次固有周期とK-NET観測点におけるH/Vスペクトルのピーク周期

#### 4. 長周期地震動シミュレーション

以上の震源モデル, 地下構造モデルに対して長周期地震動シミュレーションを実施した. シミュレーションには三次元有限差分法<sup>23)</sup>を用い, 地下構造モデルから担保されると考えられる周期3秒程度以上の地震動を評価の

対象とした. したがって短周期地震動のハイブリッド合成は行わず, 結果は工学的基盤上の長周期地震動となる.

#### 参考文献

- 1) Military Land Survey: Re-survey of the Kwanto district after the great earthquake of 1923, *Bull. Imp. Earthq. Invest. Comm.*, Vol.11, pp.1-6, 1930.
- 2) 佐藤裕・市原満: 関東震災復旧三角測量について, 測地学会誌, Vol.17, pp.178-186, 1971.
- 3) Kanamori, H., Faulting of the great Kanto earthquake of 1923 as revealed by seismological data, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol.49, pp.13-18, 1971.
- 4) Wald, D. J. and Somerville, P. G.: Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earthquake: geodetic and body-waveform analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.85, pp.159-177, 1995.
- 5) 武村雅之・池浦友則・工藤一嘉・大沼啓人: 岐阜測候所で観測された1923年関東地震の本震・余震の記録, 地震第2輯, Vol.47, pp.193-200, 1994.
- 6) 横田治彦・片岡俊一・田中貞二・吉沢静代: 1923年関東地震のやや長周期地震動—今村式2倍強震計記録による推定, 日本建築学会論文報告集, Vol.401, pp.35-45, 1989.
- 7) Kobayashi, R. and Koketsu, K.: Source process of the 1923 Kanto earthquake inferred from historical geodetic, teleseismic, and strong motion data, *Earth Planets Space*, submitted.
- 8) Yoshida, S., K. Koketsu, B. Shibazaki, T. Sagiya, T. Kato, and Y. Yoshida: Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake, *J. Phys. Earth*, Vol.44, pp.437-454, 1996.
- 9) 中央防災会議: 「首都直下地震対策専門委員会」(第12回)地震ワーキンググループ報告書, 2004.
- 10) 入倉孝次郎・三宅弘恵: シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol. 110, pp.849-875, 2001.
- 11) 地震調査推進本部・地震調査委員会: 立川断層帯の長期評価について [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03aug\\_tachikawa/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03aug_tachikawa/index.htm), 2003.
- 12) Eshelby, J. D.: The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. Roy. Soc.*, Vol.A241, pp.376-396, 1957.
- 13) Somerville, P. G. et al.: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, Vol. 70, pp.59-80, 1999.
- 14) King, G. and Nabelek, J.: Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture, *Science*, Vol. 228, pp.984-987, 1985.
- 15) 中田高・他: 活断層はどこから割れ始めるのか?—活断層の分岐形態と破壊伝播方向—, 地学雑誌, Vol.107, pp.512-528, 1998.
- 16) 宮武隆: 震源物理に基づく震源モデル—強震動予測のために—, 月刊地球, 号外 Vol. 37, pp.42-47, 2002.
- 17) 中村洋光・宮武隆: 断層近傍強震動シミュレーションのために滑り速度時間関数の近似式, 地震第2輯, Vol.53, pp.1-10, 2000.
- 18) Kanamori, H.: The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol. 82, pp.2981-2987, 1977.
- 19) 佐藤智美・川瀬博・松島信一: 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, 地震第2輯, Vol.51, pp.291-318, 1998.
- 20) 大熊裕樹・松岡昌志・山崎文雄・原田隆典: 宮崎県における常時微動 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, No.696/I-58, pp.261-272, 2002.
- 21) 太田裕・後藤典俊・塩野計司・高橋博・山水史生・栗田重利：やや深い構造の S 波速度 (II) ー下総 2300m 地震観測井における測定, 地震第 2 輯, Vol.31, pp.299-308, 1978.
- 22) 松岡達郎・白石英孝・梅沢夏実：深部地下構造推定のための微動探査法の適用方法に関する検討ー深層ボーリン

- グ資料を利用した位相速度の逆解析ー, 物理探査, Vol.53, pp.12-28, 2000.
- 23) 林宏一・引間和人：差分法による三次元粘弾性波動場計算(2)ー不規則格子の導入と PC クラスタによるパラレル化ー, 物理探査学会学術講演会講演論文集, Vol.105, pp.263-266, 2001.

表-1 立川断層帯の断層パラメータ

			立川断層1	立川断層2	名栗断層	パラメータ設定根拠	参考文献
<b>活断層に関する情報</b>							
上端深さ	d	km	5	5	5		中央防災会議 (2004)
長さ	L	km	15	7	11	合計 33 km	推本・長期評価部会 (2003)
幅	W	km	15	15	15	下限の深さは不明	推本・長期評価部会 (2003)
<b>巨視的断層パラメータ</b>							
断層面積	S	km <sup>2</sup>				495 S = LW	
地震モーメント	Mo	Nm			1.36E+19	Mo = 16/7 π <sup>1.5</sup> Δσ S <sup>1.5</sup>	Eshelby (1957)
モーメントマグニチュード	Mw				6.7	log Mo = 1.5 Mw + 9.1	Kanamori (1977)
マグニチュード	M				7.0	Mw = 0.879 Mjma + 0.536	中央防災会議 (2004)
S波速度	Vs	km/s			3.5		中央防災会議 (2004)
平均密度	ρ	g/cm <sup>3</sup>			2.8		中央防災会議 (2004)
剛性率	μ	N/m <sup>2</sup>			3.4E+10		中央防災会議 (2004)
平均的な応力パラメータ	Δσ	MPa			3.0	仮定	中央防災会議 (2004)
平均すべり量	D	m			0.808	D = Mo / μ S	
破壊伝播速度	Vr	km			2.5		中央防災会議 (2004)
<b>微視的断層パラメータ(アスペリティ)</b>							
アスペリティの面積	Sa	km <sup>2</sup>	50	23	36	Sa = 0.22 S = 109 km <sup>2</sup>	Somerville et al. (1999)
アスペリティ内の平均すべり量	Da	m	1.62	1.62	1.62	Da = 2.01 D	Somerville et al. (1999)
アスペリティでの地震モーメント	Moa	Nm	2.75E+18	1.27E+18	1.98E+18	合計 6.00E+18 Nm	
アスペリティの応力パラメータ	Δσa	MPa	14	14	14	仮定	中央防災会議 (2004)
<b>微視的断層パラメータ(背景領域)</b>							
背景領域の面積	Sb	km <sup>2</sup>			386	Sb = S - Sa	
背景領域での地震モーメント	Mob	Nm			7.60E+18	Mob = Mo - Moa	
背景領域の平均すべり量	Db	m			0.579	Db = Mob / μ Sb	
背景領域の応力パラメータ	σb	MPa			2.8	σb = 0.2 σa = 0.2 Δσa	宮武 (2002)

## LONG-PERIOD GROUND MOTION SIMULATION IN THE TOKYO METROPOLITAN AREA

Haruhiko SUZUKI, Tetsu MASUDA, Hiroe MIYAKE and Kazuki KOKETSU

Long-period ground motions from future earthquakes in the Tokyo metropolitan area have been simulated. We adopted the Kanto earthquake as an interplate event in the subduction zone and an earthquake due to the Tachikawa fault system as a crustal inland earthquake. The rupture process of the 1923 Kanto earthquake was used for the former source model, and we constructed a characterized source model for the latter, based on the model of the Central Disaster Prevention Council. For the underground structure, we also used the CDPC model, which had been built from the compilation of seismic and microtremor survey results, and tuned with strong motion records of small earthquakes. Ground motions on the engineering bedrocks were numerically simulated with these models and the finite difference method for periods longer than 3s.

# 地表面幾何形状のモデル化が 有限要素波動場計算に及ぼす影響の一例

市村強<sup>1</sup>・桑本寛之<sup>2</sup>・堀宗朗<sup>3</sup>

<sup>1</sup>正会員 博(工) 東北大学大学院工学研究科土木工学専攻 (〒 980-8579 仙台市青葉区荒巻青葉 06)

E-mail: t-ichim@msd.civil.tohoku.ac.jp

<sup>2</sup>正会員 学(工) 東北大学大学院工学研究科土木工学専攻 (〒 980-8579 仙台市青葉区荒巻青葉 06)

E-mail: kuwamoto@msd.civil.tohoku.ac.jp

<sup>3</sup>正会員 Ph.D 東京大学地震研究所 (〒 113-0016 文京区弥生 1-1-1)

E-mail: hori@eri.u-tokyo.ac.jp

地震動を検討する際に、差分法、有限要素法、境界要素法等の数値計算が用いられることが多くなってきている。これらの手法により地震動を数値シミュレーションする際に、地表面の水平近似や構造格子の適用等の対象モデルの幾何形状の近似がよく行われる。本報告では、非構造格子型の有限要素法と構造格子型の有限要素法による波動場計算例の比較から幾何形状の近似が及ぼす影響について基礎検討を行った。数値実験を通して、非構造格子型の有限要素法と構造格子型の有限要素法では、幾何形状の近似により計算波形に差異が生じる場合があること、また、構造格子型の有限要素法による離散化の閾値の設定によっても差異が生じる場合があることがわかった。

**Key Words :** *finite element method, earthquake motion modeling, surface topography*

## 1. はじめに

長周期側の地震動を検討する際に、差分法、有限要素法、境界要素法等の数値計算が用いられることが多くなってきている。これらの手法により地震動を数値シミュレーションする際に、地表面の水平近似や構造格子の適用等の対象モデルの幾何形状の近似がよく行われる。本報告では、非構造格子型の有限要素法と構造格子型の有限要素法による波動場計算例の比較から幾何形状の近似が及ぼす影響について基礎検討を行う。

## 2. 数値計算手法

線形動弾性を対象とし、支配方程式として、

$$(c_{ijkl}u_{k,l})_{,i} + \alpha\dot{u}_j + \rho\ddot{u}_j = 0, \quad (1)$$

を考える。ここで、 $c_{ijkl}$ ,  $u_j$ ,  $\alpha$ ,  $\rho$ ,  $\dot{\cdot}$ ,  $_{,j}$  は各々、弾性テンソル、 $j$  方向の変位、減衰定数、密度、時間微分、 $j$  方向の偏微分を表す。

時間積分として *Newmark* の  $\beta$  法 ( $\delta=1/2$ ,  $\beta=1/4$ ) を適用し、空間方向の離散化として有限要素法を用いると、式 (1) は、

$$\left(\mathbf{K} + \frac{2}{dt}\mathbf{C} + \frac{4}{dt^2}\mathbf{M}\right)\mathbf{u}^{n+1} = \left(\frac{2}{dt}\mathbf{C} + \frac{4}{dt^2}\mathbf{M}\right)\mathbf{u}^n + \left(\mathbf{C} + \frac{4}{dt}\mathbf{M}\right)\mathbf{v}^n + \mathbf{M}\mathbf{a}^n, \quad (2)$$

となる。ここで  $dt$ ,  $\mathbf{K}$ ,  $\mathbf{C}$ ,  $\mathbf{M}$ ,  $\mathbf{u}$ ,  $\mathbf{v}$ ,  $\mathbf{a}$  は、各々、計算

時間間隔、全体剛性マトリクス、減衰マトリクス、質量マトリクス、変位ベクトル、速度ベクトル、加速度ベクトルである。右肩添え字は時間ステップ数を表す。地震動の波動場計算では、陽解法がよく用いられる。離散化条件を同様にするため、質量マトリクスを集中質量マトリクスとする。式 (2) を解くために反復解法のひとつである BI-CGSTAB 法<sup>1)</sup>を適用する。収束条件の許容誤差を相対誤差  $\leq 10^{-8}$  とする。

## 3. 非構造格子型と構造格子型の有限要素法

任意形状を表す非構造格子型の有限要素法により波動シミュレーションを行う際には、メッシュ生成及び式 (2) の  $\mathbf{K}$  の評価に莫大な計算コストが費やされる (例えば参考文献<sup>2)</sup>)。

この問題を解決するため構造格子型の有限要素法が提案されており、地震動シミュレーションにも適用されている (例えば、参考文献<sup>3),4)</sup>)。非構造格子型の有限要素法では、任意形状の領域を四面体要素等を用いてその幾何形状に沿った離散化を行うが、構造格子型の有限要素法では、ひとつもしくは数種類の形状の要素を用いて空間の離散化を行う。全体剛性マトリクスを陽的にメモリ上に確保せずに、用いられている幾つかの要素毎の要素剛性マトリクスを予めメモリ上に確保しておき、これらを組み合わせることによって陰的

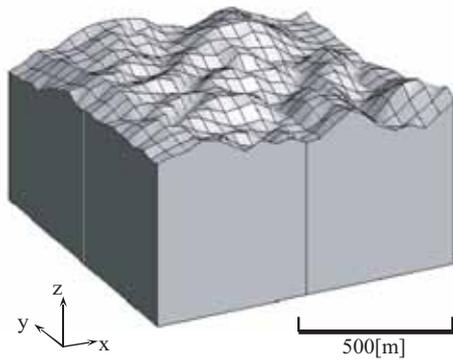


図-1 解析用モデル I

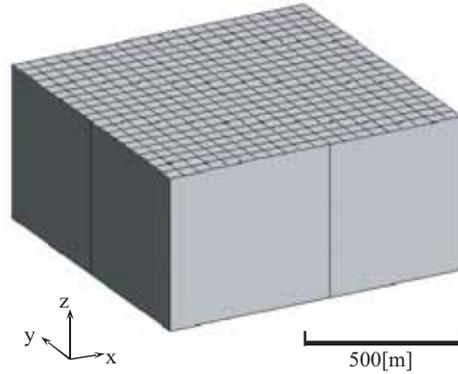


図-2 解析用モデル II

に全体剛性マトリクスを作る。メッシュ生成の計算コストが少なく、要素毎の要素剛性マトリクスを逐次的に計算する必要がないため大幅に計算効率をあげることができる。しかし、その一方で、数種類の形状の要素のみを用いて空間の離散化を行うため、幾何形状の近似が必然的に発生する。

## 4. 数値実験

変位ベースの四面体一次要素を用いた非構造格子有限要素法 (NFEM) と変位ベースの立方体アイソパラメトリックを用いた構造格子有限要素法 (VFEM) を用いて数値実験を行い、上記の幾何形状の近似が波動場計算に及ぼす影響について検討する。

### (1) 問題設定

図-1 に示す領域を考え、上面での波動場分布を検討の対象とする。領域の上面は数値地図の 50m メッシュ標高データから抽出した実地表面形状である。地表面の標高の平均値が 500[m] になるよう調整した。物性に縦波速度、横波速度、密度、減衰定数として各々 1000[m/sec], 600[m/sec], 2500[kg/m<sup>3</sup>], 0.008 を用いる。この領域下面に、xyz 方向に中心周期 1 秒、中心時間 1 秒の Ricker 波の 1[Hz] 以上の成分をカットしたものを変位として入力する。境界条件について多くの研究がなされているが、未だに透過境界条件、半無限境界条件には誤差がある。その影響を除くため、側面の境界条件は自由境界とした。また、上面の境界条件も自由境界である。dt を 0.01 秒とし、10.24 秒間の波動場の数値シミュレーションを行う。

### (2) 幾何形状の近似がない場合

まず、図-1 の上面を水平とした図-2 を対象として上記の境界条件で波動場の数値シミュレーションを行う。この場合、NFEM, VFEM のどちらで数値シミュレーションを行っても離散化の際の幾何形状の近似はない。

図-3, 図-4 に、NFEM と VFEM による波動場シミュレーションの結果を示す。地表面での x 方向成分変位時刻歴応答をフーリエ変換し、0.98Hz の周波数成分の分布を示している。要素数は、一波長当りの要素数を表している。本報告では、対象周波数を 0.98Hz と考えているので、一波長は約 600m となる。一波長当り 50 要素で離散化するとは、12m 程度の要素を用いて離散化することを意味している。

NFEM の 50 要素の解を収束解と考え、図-3, 図-4 の相対誤差の分布を図-5, 図-6 に示す。相対誤差 [%] を

$$\text{相対誤差} [\%] = \frac{(\text{sol}_{\text{target}} - \text{sol}_{\text{NFEM50}})}{\text{Max}(\text{sol}_{\text{NFEM50}})} \times 100.,$$

と定義した。ここで、sol<sub>target</sub>, sol<sub>NFEM50</sub> は各々、評価対象となるシミュレーション結果、NFEM の 50 要素のシミュレーション結果である。NFEM も VFEM もともに良好な収束を示しており、両者とも 24 要素程度で凡そ同じ解に収束していることが分かる。

### (3) 幾何形状の近似がある場合

次に、図-1 のモデルを用いて同様の境界条件で波動場の数値シミュレーションを行う。この場合、NFEM では幾何形状の近似はないが、VFEM では立方体要素で離散化するため幾何形状の近似が発生する。

図-7, 図-8 に、NFEM と VFEM による波動場シミュレーションの結果を示す。地表面での x 方向成分変位時刻歴応答をフーリエ変換し、0.98Hz の周波数成分の分布を示している。要素数は、一波長当りの要素

数を表している。NFEMでは、要素が細くなればなるほど収束しているようにみえる。しかし、VFEMでは、大域的な分布は似ているものの、局所的には大きな差異があるように見られる。図-7、図-8を元に、上記の相対誤差の定義を用いて相対誤差を求めた。各々の相対誤差の分布を、図-9、図-10に示す。NFEMの結果は、幾何形状の近似がない場合と同様に要素が細くなるほど収束解に近づいており、24要素程度で凡そ収束している。一方で、VFEMの結果は、要素が細くなるほど収束に向かっていているとは思われるが、30要素程度であっても、依然として局所的に大きな誤差がある。

幾何形状の近似がない場合には、NFEM、VFEMともに24要素程度でよく収束していることから、幾何形状の近似の影響を見るため、一波長あた24要素を用いたシミュレーション結果によりNFEMとVFEMをポイントワイズで比較する。

図-11に地表面上の点  $(x, y) = (300, 300)$  での  $x$  方向時刻歴変位波形及び加速度応答スペクトルを示す。振幅で少しの差異はあるものの、ほぼ同じ波形になっている。また、加速度応答スペクトルについても同様である。図-12に地表面上の点  $(x, y) = (900, 150)$  での  $x$  方向時刻歴変位波形及び加速度応答スペクトルを示す。NFEMとVFEMでは波形の概形も異なり、また、加速度応答スペクトルでも大きな差異が生じていることがわかる。

以上から、幾何形状の近似がある場合、VFEMの大域的な結果はNFEMと似たような結果になるが、局所的には、NFEMと同様の解が得られる場合もあるが、場合によっては、大きな誤差が生じる可能性があることが分かった。ポイントワイズでの評価にボクセル有限要素法を適用する際にはさらに十分な検討が必要になると思われる。

#### (4) 離散化の閾値が及ぼす影響

VFEMで任意の幾何形状を離散化する際に、その閾値の取り方に任意性がある。前節のVFEMでは、図-13に示す②の閾値を用いた。これは、地表面の座標が要素の中心座標より上にあるならば領域に含めるという閾値である。ここでは、閾値①として要素上面の中心座標が地表面の座標より下にあるならば領域に含める、閾値③として要素下面の中心座標が地表面の座標より下にあるならば領域に含めるという閾値を新たに定義し、閾値の違いがVFEMの結果に及ぼす影響について検討する。

図-14に一波長当り24要素で、閾値①、③を用いたVFEMのシミュレーション結果を示す。地表面での  $x$  方向成分変位時刻歴応答の0.98Hzの周波数成分の分布

である。大域的な分布性状は50要素を用いたNFEMによって得られた結果に似ているが、局所的には、閾値②の場合と同様に大きな誤差が生じている。

次に、ポイントワイズで波形をみってみる。前節でみた地表面上での点  $(x, y) = (300, 300)$  と  $(x, y) = (900, 150)$  の時刻歴波形及び加速度応答スペクトルのグラフを図-15、図-16に示す。点  $(x, y) = (300, 300)$  では、閾値②の場合、NFEMとVFEMで良い一致を示していたが、他の閾値では大きな差異を生じている。点  $(x, y) = (900, 150)$  でも同様に大きな差異が生じている。このように、VFEMは同じ地点の結果であってもモデル化の際の閾値のによって解が大きく異なる可能性があることがわかる。

## 5. まとめ

以上の数値実験による基礎検討を通して以下のことが分かった。

- 幾何形状の近似がない場合には、NFEMもVFEMも同様によい解析結果を与える。
- 幾何形状の近似がある場合には、大域的な傾向はNFEMもVFEMも同様であるが、局所的な評価では差が生じる場合がある。
- VFEMの離散化の際に用いる閾値の選択によっても、局所的な評価では、差が生じる場合がある。

このような数値計算手法の選択から生じる波形の差異が構造物の動的応答・設計照査等に対して有意な差異を生むかどうかを鑑みながら、必要に応じて波動場の計算手法について検討を行っていきたいと考えている。

謝辞： 入倉部会長をはじめ、地震動部会の委員の方々から有意義なコメントをいただきました。ここに記して、感謝いたします。

## 参考文献

- 1) H.A. van der Vorst: BI-CGSTAB: A fast and smoothly converging variant of BI-CG for the solution of non symmetric liner systems, *SIAM J. Sci. Stat. Comput.*, **13-2**, pp.631-644, 1992.
- 2) Bao, H., Bielak, J., Ghattas, O., Kallivokas, L. F., O'hallaron, D. R., Shewchuk, J. R., and Xu, J.: Large-scale Simulation of Elastic Wave Propagation in Heterogeneous Media on Parallel, *Computers, Comput. Meth. Appl. Mech. Eng.* 152, pp.85-102, 1998.
- 3) Kim, E.J., Bielak, J. and Ghattas, O.: Large-Scale Northridge Earthquake Simulation using Octree-Based Multiresolution Mesh Method, *ASCE 16th Engineering Mechanics Conference*, 2003.
- 4) Koketsu, K., H. Fujiwara and Y. Ikegami, Finite-element simulation of seismic ground motion with a voxel mesh, *Pure Appl. Geophys.*, 161, 11-12, pp.2463-2478, 2004.

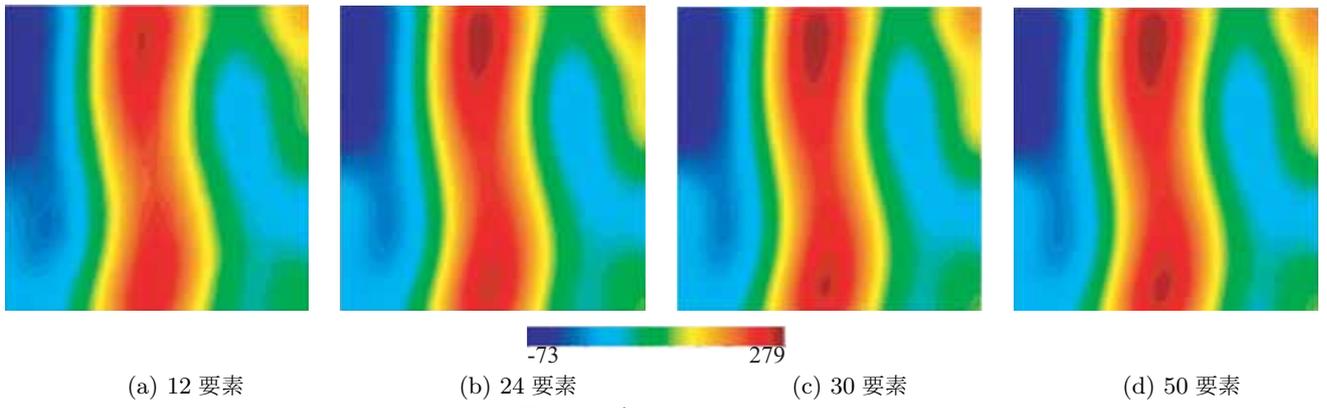


図-3 モデル II NFEM

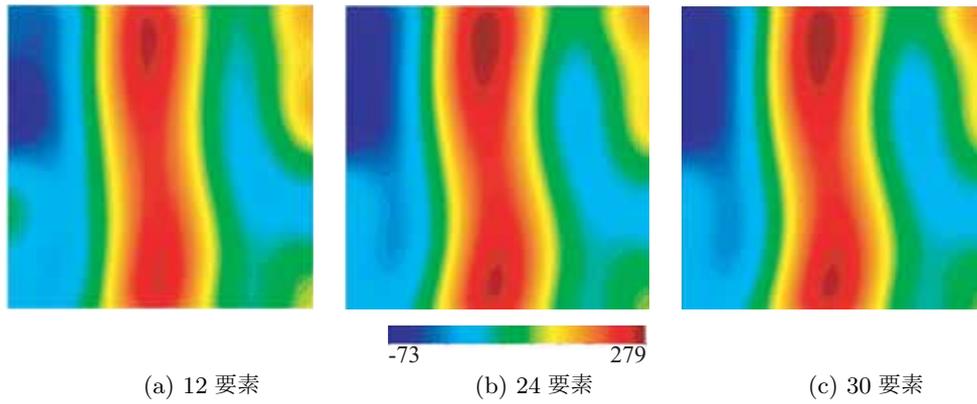


図-4 モデル II VFEM

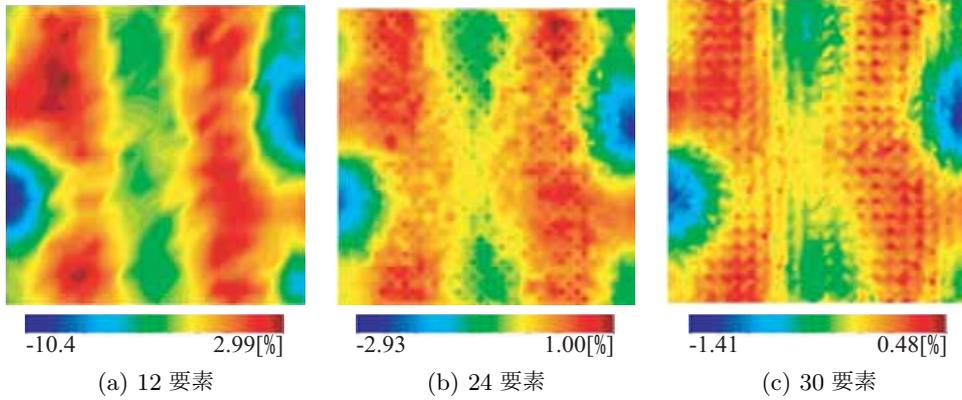


図-5 モデル II 相対誤差 NFEM

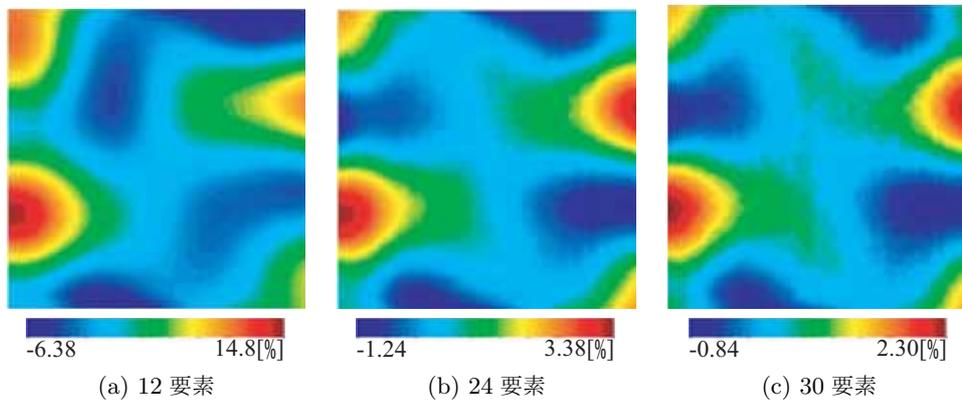
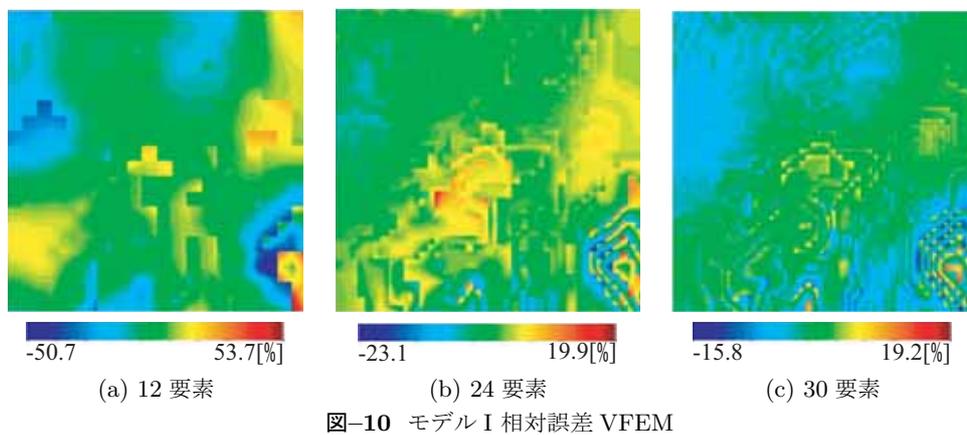
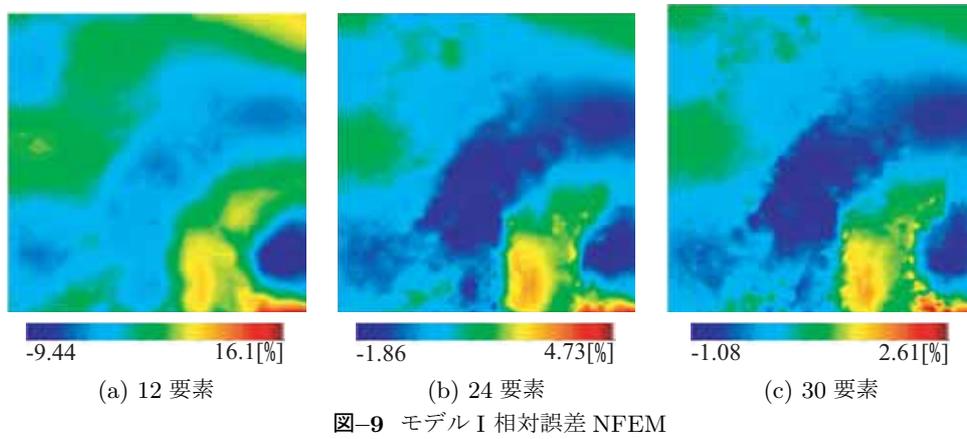
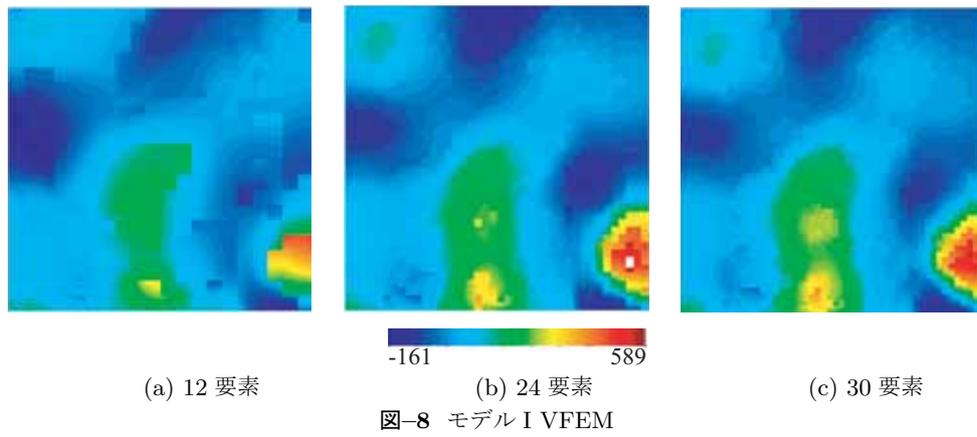
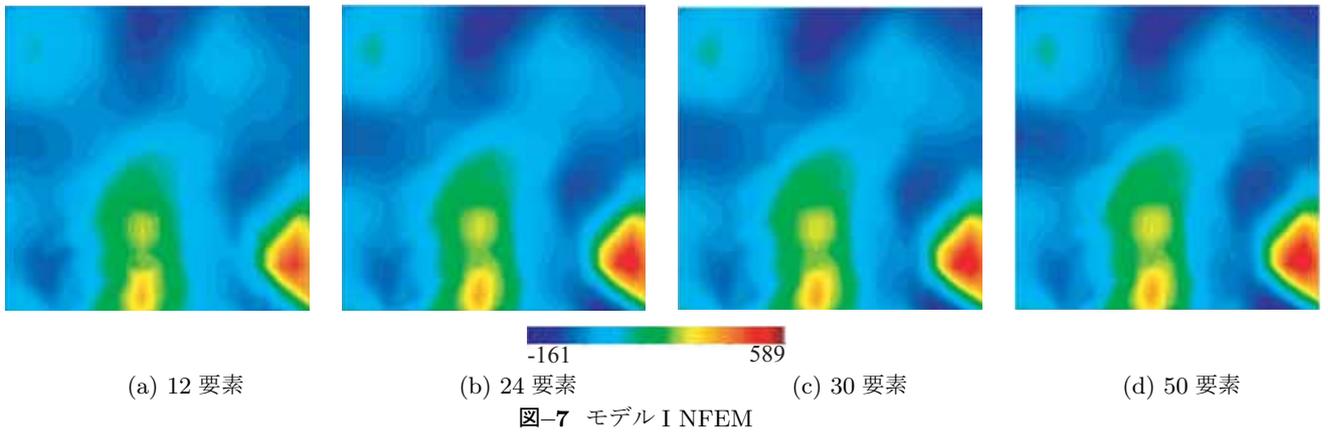
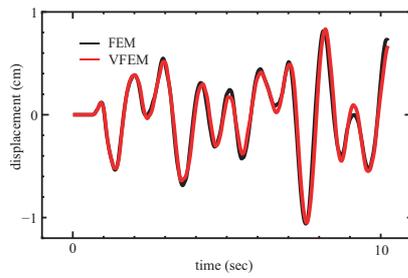
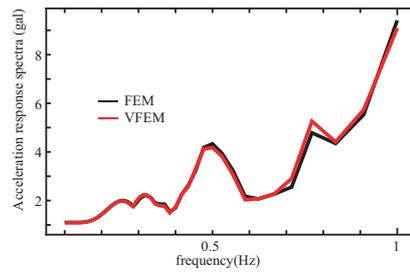


図-6 モデル II 相対誤差 VFEM



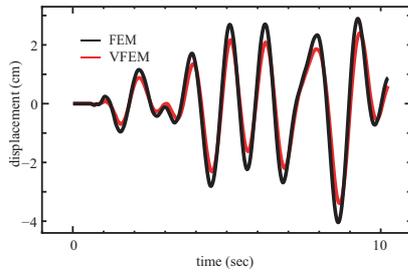


(a) 時刻歴波形

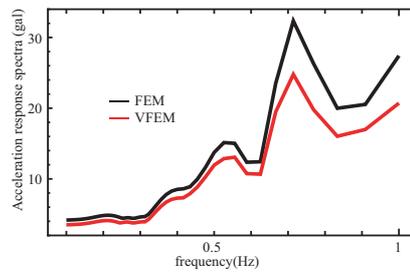


(b) 加速度応答スペクトル

図-11 点  $(x, y) = (300, 300)$



(a) 時刻歴波形



(b) 加速度応答スペクトル

図-12 点  $(x, y) = (900, 150)$

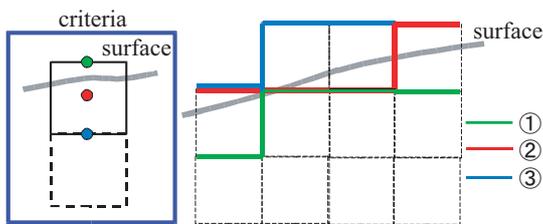
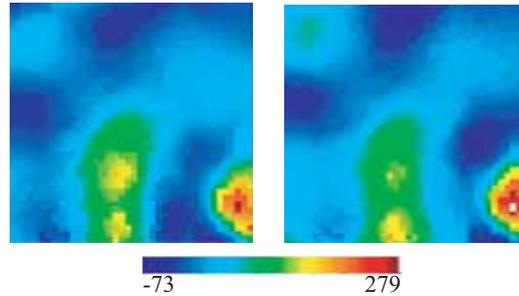


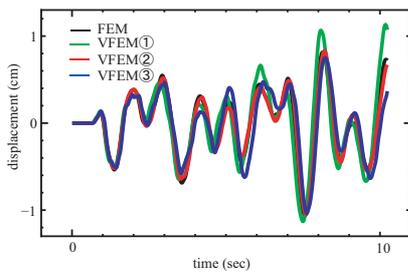
図-13 モデル化の閾値



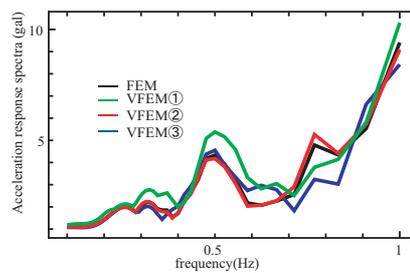
(a) 閾値① (24要素)

(b) 閾値③ (24要素)

図-14 VFEM の解析結果

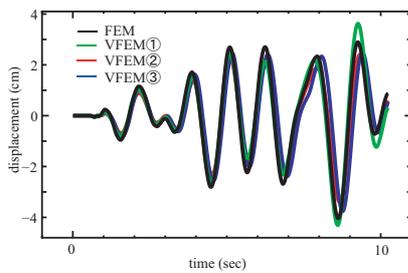


(a) 時刻歴波形

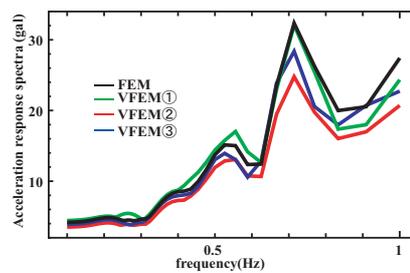


(b) 加速度応答スペクトル

図-15 点  $(x, y) = (300, 300)$



(a) 時刻歴波形



(b) 加速度応答スペクトル

図-16 点  $(x, y) = (900, 150)$

# 巨大地震の長周期地震動予測のための 広帯域ハイブリッド法

佐藤 俊明<sup>1</sup>・渡辺 基史<sup>1</sup>・早川 崇<sup>1</sup>

<sup>1</sup>正会員 清水建設株式会社 技術研究所（〒135-8530 東京都江東区越中島三丁目4-17）  
E-mail:toshiaki.sato@shimz.co.jp

本研究は、現在、政府の地震調査研究推進本部や中央防災会議で用いられている強震動予測手法を M8 クラスの巨大地震に適用する際に、長周期建造物の地震時安全性検討に重要となる周期数秒から十秒の帯域で生じると予測される問題点を示した。また、その問題点を解決するハイブリッドグリーン関数法あるいは 2 段階ハイブリッド法による予測手法のコンセプトと予測事例を示した。これらの手法による予測結果は、経験的グリーン関数法や経験的距離減衰式ともよく対応し、巨大地震の長周期地震動予測に有効な手法であることが確認された。

## 1. はじめに

本研究は、石油タンク、超高層建物、免震建物などの長周期建造物の地震時安全性の検討に重要となる、M8 クラスの巨大地震による周期数秒から十秒の帯域の地震動成分に特に着目し、この帯域の地震動成分の発生と増幅に大きな影響を及ぼす断層破壊過程と堆積盆地構造が適切に考慮できる広帯域地震動予測手法を検討する。

現在、政府の地震調査研究推進本部や中央防災会議で用いられている強震動予測手法を M8 クラスの巨大地震に適用する際には、いくつかの問題が生じることが予想される。2 章では、その問題点を示し、その解決に必要な、震源および地下構造のモデル化と適切な計算手法のコンセプトについて議論する。3 章では、手法の重要な位置を占める M6 クラスの強震動予測精度の検証のため、実際に発生した地震に対してシミュレーションを実施し、震源および地下構造のモデル化の妥当性を確認する。4 章では、2 章に示した適切な手法と、3 章で妥当性が検証されたモデルを用いて想定地震に対する強震動予測を実施し、その結果を従来手法によるものと比較し、その有効性を示す。

## 2. 震源・地下構造のモデル化と手法のコンセプト

### (1) ハイブリッド法と接続周期の問題

現在の広帯域地震動予測では、ある特定の周期（接続周期）を境に周期帯域を 2 つに分け、長周期帯域の波の計算に決定論的事象が適切に表現できる理論的方法（有限差分法や波数積分法など）を、短周期帯域の波の計算

に確率論的事象が適切に表現できる半経験的方法（経験的グリーン関数法や統計的グリーン関数法）を適用する、ハイブリッド法<sup>1)</sup> が用いられることが多い（地震調査研究推進本部等）。

この手法特有のパラメータとして接続周期があるが、この接続周期をどのように設定するかは、震源や地下構造の不均質性をどのような手法でどのようにモデル化するかに大きく依存する。この設定如何では予測地震動が大きく変わることになりかねない。現実的には、理論的方法で用いる震源のモデルや地下構造のモデル、計算能力によって決まる理論的方法の短周期側適用限界周期を考慮して接続周期を設定することとなる。

### (2) 震源のモデル化と理論的方法の短周期側限界周期

地震の震源モデルとして、点震源モデル、断層面全体の平均的な断層運動をモデル化した巨視的震源モデル、断層面内の破壊の不均質性をモデル化した微視的震源モデルがある。ここでは、微視的震源モデルとして、予測のために単純化された、1 ないし数個のアスペリティと非アスペリティ領域から構成される特性化震源モデル<sup>2)</sup> を考える。

理論的方法の適用周期範囲は、地震規模と用いる震源モデルに依存し、その概ねの値は震源スペクトルのコーナー周期を目安に決められる。

巨視的震源パラメータによるコーナー周期  $T_{c1}$  付近より非常に長い周期帯域では、震源から放射される地震波は点震源モデルで、周期  $T_{c1}$  付近では巨視的震源パラメータのみで適切に表現できる。 $T_{c1}$  より短い周期帯域では、断層面内の破壊の不均質性の影響を受けるようにな

る。周期  $T_{c1}$  からアスペリティのパラメータによるコーナー周期  $T_{c2}$  付近の地震波は、アスペリティのサイズやアスペリティ内の平均的特性を表すパラメータを用いて適切に表現できる。 $T_{c2}$  より短い周期帯域の地震波は、アスペリティ内のより細かなスケールの不均質性の影響を受ける。したがって、そのような影響を陽に考慮していない上記の特性化震源モデルを用いて理論的方法から計算される地震波振幅は過小評価される。そこで、この帯域では、地震波の高周波数成分が周波数の2乗に逆比例して低下するというスペクトルの経験則（オメガ2乗モデル）が適用できる半経験的方法の適用が必要となる。

具体的には、特性化震源モデルを用いた理論的方法の短周期側適用限界周期は、アスペリティの等価半径が約20 kmのM8の地震では約10秒、アスペリティの等価半径が6-7 kmのM7の地震では約2, 3秒である。一方、巨視的震源モデル（あるいは近似的・便宜的に点震源モデル）を用いた場合のそれは、M8, M7, M6, M5の地震でそれぞれ数十秒、約十秒、数秒、約1秒である(図1)。

以上から、理論的方法による周期2, 3秒から十秒程度の長周期地震動予測を考えると、M6の地震では巨視的震源モデルで妥当な結果を与える一方、M8の地震では特性化震源モデルを用いても結果が過小評価となることが予想される。

### (3) 地下構造のモデル化と理論的方法の短周期側限界周期

大規模堆積盆地である関東平野、濃尾平野、大阪平野では、既往の調査研究成果に基づいて、周期2-3秒以上の長周期地震動の観測波をシミュレートできる3次元堆積盆地モデルが構築されつつある。東京、名古屋、大阪で観測される地震動の卓越周期は、それぞれ4-10秒、

3-5秒、4-6秒程度(図1)であり、それぞれの堆積地盤モデルはこれらの卓越周期の地震動を表現することが可能となっている。

### (4) 特性化震源モデルを用いたハイブリッド法

現在用いられているハイブリッド法には、ハイブリッド合成法とハイブリッドグリーン関数法がある。前者は、長周期の波と短周期の波の重ね合わせを、求めようとする地震波に最終段階で適用する<sup>1)</sup>。後者は、長周期の波と短周期の波の重ね合わせを、従来の半経験的方法で用いる小地震による地震波の作成の際に適用する<sup>3)</sup>。

この2つの手法を、M8の地震の震源や地下構造のモデル化と接続周期の観点から考察する。ハイブリッド合成法では、理論的方法で特性化震源モデルと3次元堆積盆地構造モデルを同時にモデル化して計算するため、理論的方法の短周期側適用限界周期は、特性化震源モデルから決まり、約十秒以上となる。周期約十秒よりも短周期帯域では、統計的グリーン関数法を適用することになり、堆積盆地による表面波の励起による後続動が考慮できない。したがって、最終的に得られる広帯域地震動においても、周期数秒から十秒では、堆積盆地の影響を考慮できない。

一方、ハイブリッドグリーン関数法では、強震動を強く励起する各アスペリティ位置に、適切な規模の小地震を設けることができる。この小地震として、例えば、M6の地震を仮定すれば、巨視的震源モデル（あるいは便宜的に点震源モデル）を用いた理論的方法の短周期側適用限界周期は数秒となる。したがって、この小地震に対してハイブリッド法を適用し、接続周期を数秒に設定して、これより長い周期の波を巨視的震源モデル（あるいは点震源モデル）と3次元堆積盆地構造モデルを考慮した3次元有限差分法で計算し、短周期の波を統計的グリーン関数法で計算すれば、ハイブリッド法で得られる小地震の広帯域波において、堆積盆地の影響が周期数秒以上で考慮できる。そして、M8の特性化震源モデルに対して、断面内内の不均質性の影響を経験的に考慮できるオメガ2乗のスペクトルモデルに則った半経験的方法を適用して、この小地震の広帯域波を多数重ね合わせれば、周期数秒から十秒程度の地震動を過小評価することなく計算できる。

想定地震と同じメカニズムをもつ小地震を想定地震の断面内の各要素断面位置に設定し、上記のハイブリッドグリーン関数法を適用すれば、周期約十秒以上の長周期帯域に対しても特性化震源モデルに忠実な結果となるはずであるが、これには大変な計算労力を要する。そこで、実用的には、特性化震源モデルの2ないし3個のアスペリティの中心位置に想定地震と同じメカニズムをもつ小地震

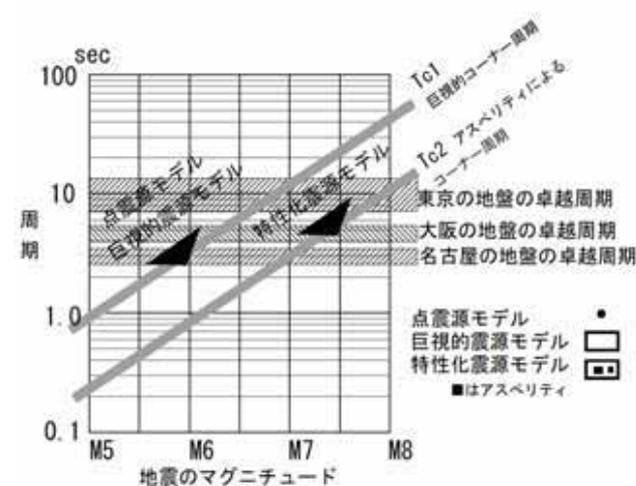


図1 震源スペクトルの巨視的コーナー周期、アスペリティによるコーナー周期のM依存性、ならびに理論的方法による巨視的震源モデル、特性化震源モデルの適用可能周期範囲(▼)

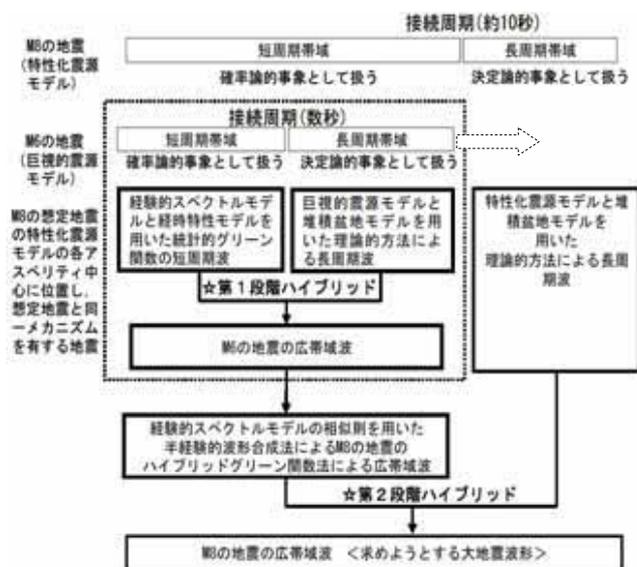


図-2 理論的方法の短周期側適用限界周期を考慮した、M8 の地震の広帯域地震動予測のためのハイブリッドグリーン関数法と2段階ハイブリッド法

をそれぞれ設け、その小地震をアスペリティの中心位置以外の要素断層に対しても近似的に適用することを考える(図2)。

このハイブリッドグリーン関数法による波と理論的方法による波を、接続周期十秒でハイブリッド合成すれば、周期十秒以上の長周期帯域の波は特性化震源モデルに忠実に再現される。これを2段階ハイブリッド法と呼ぶ(図2)。

### (5) 経験的グリーン関数法とハイブリッドグリーン関数法

事前に想定地震の各アスペリティ付近で想定地震と同じメカニズムをもつ適切な規模の小地震が起き、観測記録のSN比の問題さえなければ、広帯域地震動予測に経験的グリーン関数法が適用できる。しかし、想定地震が起こる前は、アスペリティ部分は固着しており小地震はほとんど起こらない。また、固着域周辺部で小地震が起こっても、想定地震と同じメカニズムを持つ可能性は低いのが実状である。小地震のメカニズムや位置が想定地震のアスペリティのそれらと異なるにもかかわらず経験的グリーン関数法を広帯域地震動予測に適用した場合、小地震の震源スペクトルの巨視的コーナー周期よりも長周期帯域で想定地震とは異なった振幅の方位依存性や表面波の励起が表れる可能性が高い。

一方、ハイブリッドグリーン関数法では、想定地震の各アスペリティ付近で想定地震と同じメカニズムをもつ適切な規模の小地震を設定できる。ただし、小地震の震源のモデル化や堆積地盤のモデル化の精度検証を行う必

要があり、想定地震の震源域で実際に起こった小地震の堆積盆地上の観測波形のシミュレーションを行うことが望ましい。

## 3. 震源および地下構造モデルの検証

### (1) 三重南部の地震 (M5.7) の強震動シミュレーション概要

本章では2章のコンセプトにおいて重要な位置を占めるハイブリッドグリーン関数法に用いる広帯域な小地震波のシミュレーション精度の検証のため、実際に発生した三重南部の地震 (M5.7) を対象にシミュレーションを実施した。検証地点は濃尾平野に位置する K-NET 観測点である AIC003 (津島) である。長周期域を三次元有限差分法で、短周期域を統計的グリーン関数法<sup>4)</sup>で算定し、接続周期2秒でハイブリッドした。

### (2) 震源モデルの設定

震源モデルは、震央位置、地震モーメント、震源メカニズムは Freesia による推定値を用い、震源深さは山内他<sup>5)</sup>を参考に 33.8km に設定した点震源でモデル化した。差分法ではすべり時間関数を二等辺三角形でモデル化し、立ち上がり時間は震源近傍の K-NET の MIE013 の観測記録の直達S波から読み取った。最終的には震源モデルの妥当性を MIE013 の観測記録の再現性から確認している。統計的グリーン関数法における応力降下量は震源周辺の岩盤上の観測記録を、 $f_{max}$  は MIE013 の観測記録が説明できるように設定した。図3に震源および MIE013 の位置を示す。表1に震源の諸元を示す。

表-1 2000年10月31日の三重南部の地震の諸元

地震	M	北緯 東経	深さ (km)	走向	傾斜	すべり角	モーメント	Rise time	応力降下量	$f_{max}$
2000/10/31 三重県南部	5.7	34.2 N 136.4 E	33.8 km	306 deg.	72 deg.	130	1.70E+17Nm	0.8 sec	41.3 Mpa	6Hz

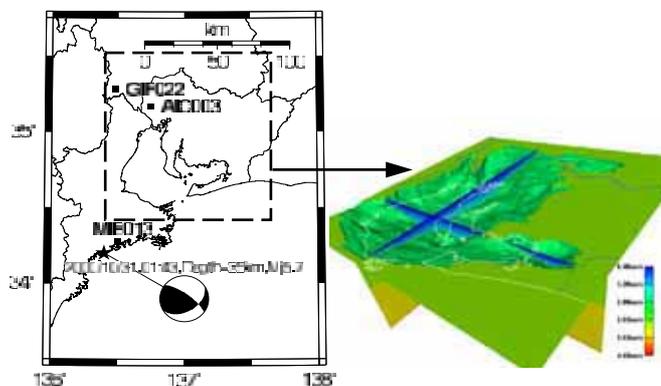


図-3 震源、強震観測点および地震動評価地点(AIC003)

### (3) 地下構造モデル

計算に使用した堆積盆地の三次元地下構造モデルは様々なデータをコンパイルして愛知県設計用入力地震動協議会によって作成されたもの<sup>6)</sup>で、盆地西の地震に対しては周期約2.5秒以上の強震動が説明できると考えられる。図3に基盤構造と堆積層モデルを示す。同モデルでAIC003地点直下の一次元地下構造を表2に示す。地盤の一次固有周期は約4秒である。統計的グリーン関数法で用いた伝播経路のQ値は遠方のGIF022の観測記録が説明できることを確認したうえで海溝型地震用<sup>7)</sup>の $Q_s=200f^{0.7}$ を用いた。

表-2 AIC003 地下直下の地下構造

Vp(m/s)	Vs(m/s)	$\rho(g/cm^3)$	Q	Depth(m)	
1632	400	1.80	100	0	※統計的G法にお
1998	600	1.80	100	192	いてはK-NETによ
1977	600	2.00	100	275	る表層の速度構造
2246	800	2.00	100	371	も考慮した
2514	1000	2.00	100	520	
2783	1200	2.00	100	679	
3051	1400	2.00	100	841	
5500	3000	2.68	100	871	
5800	3430	2.70	150	2500	
6200	3670	2.70	200	7000	
6700	3780	2.90	350	16500	
7800	4410	3.20	500	34500	

### (4) シミュレーション結果

長周期成分(周期2秒以上)、短周期成分、ハイブリッド波形を観測波形と比較して図4に示す。長周期成分は振幅レベルや包絡形状が計算と観測で良く対応しており、三次元地下構造モデルの妥当性が確認できる。また、ハイブリッド波形において、主要動部(30~50秒)で短周期成分が卓越し、その後長周期成分による後揺れが卓越するという観測波の様子も概ね再現されている。しかし、周期2秒以下の後続動部の再現には、さらなる手法の改良が必要になる。

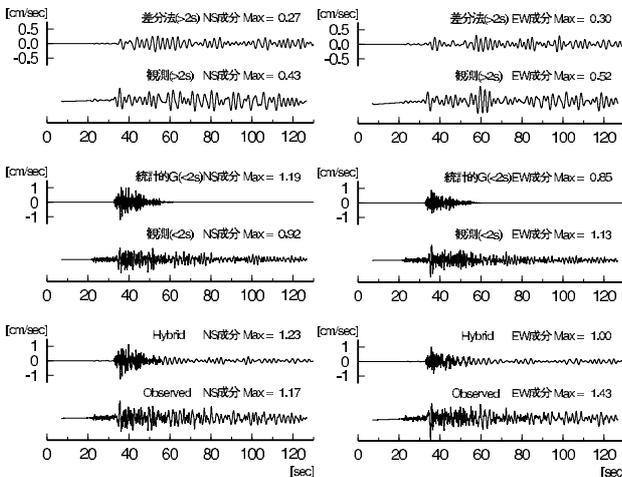


図-4 2000年10月31日の三重南部の地震のAIC003におけるシミュレーションと観測記録の比較

## 4. 想定東南海地震に対する強震動予測

### (1) 想定東南海地震の特性化震源モデル

本章では、2章に示された手法および3章で検証されたモデルを用いて想定地震に対する強震動シミュレーションを実施する。想定地震の断層位置と形状は図5に示す。地震モーメントと短周期レベルは既往の平均的な関係をあらわす経験式を用いて断層面積から設定した。微視的な断層パラメータの設定手順は壇他<sup>8)</sup>によった。表3に断層パラメータを示す。

### (2) 小地震波の作成

小地震波はハイブリッド法で作成し、長周期においては三次元有限差分法を、短周期においては統計的グリーン関数法を用いた。3章で地盤モデルが検証され有効な理論計算が実行可能であることが確認された周期2秒をハイブリッド法の接続周期に設定した場合、その地震規模は、コーナー周期が2秒付近であると考えればよいので、M6程度の地震となる。今回、計算対象となる小地震の規模はこの考え方と想定地震との関係を考慮しM6.4の地震を設定することとした。震源は点震源とし、その位

表-3 想定東南海地震の断層パラメータ

巨視的断層モデル		微視的断層モデル	
地震モーメント	1.50E+21 N cm	第1	面積 3000 km <sup>2</sup>
短周期レベル	1.21E+20 N cm/s <sup>2</sup>	アスペリティ	すべり量 5.51 m
断層長さ	180 km	(東側)	応力降下量 14.89 MPa
断層幅	80 km	第2	面積 1600 km <sup>2</sup>
断層原点	34.3432N 137.8305E	アスペリティ	すべり量 3.89 m
断層上端深さ	10 km	(中央)	応力降下量 14.89 MPa
走向	230 degree	第3	面積 900 km <sup>2</sup>
傾斜	15 degree	アスペリティ	すべり量 2.75 m
すべり方向	90 degree	(西側)	応力降下量 14.89 MPa
破壊様式	同心円状	バック	すべり量 1.07 m
破壊伝播速度	2.83 km/s	グラウンド	応力降下量 3.44 MPa

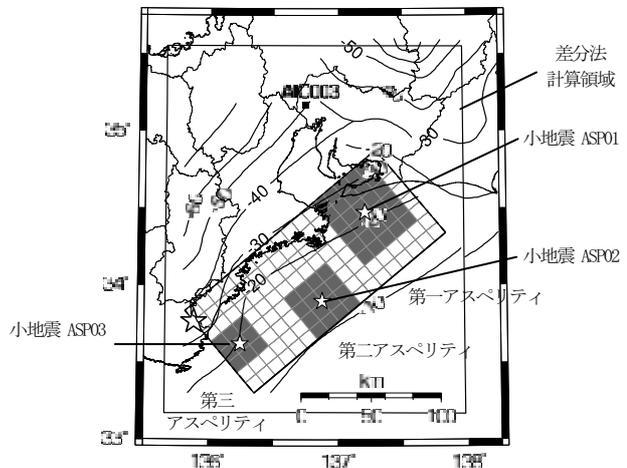


図-5 想定東南海地震の特性化断層モデルと小地震の震源

表4 小地震の断層パラメータ

地震	M	北緯 東経	深さ (km)	走向	傾斜	すべ り角	モーメ ント	Rise time	応力降 下量	fmax
小地震 ASP01	6.3	33.62N 136.24E	19.1 km	230 deg.	15 deg.	90 deg	4.1E+ 18 Nm	0.52 sec	10 Mpa	6Hz
小地震 ASP02	6.3	33.90N 136.87E	15.2							
小地震 ASP03	6.3	34.47N 137.21E	22.3							

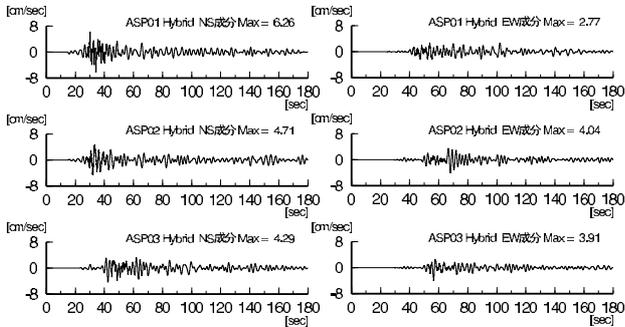


図6 各小地震による地震波

置は地震動が強く放射される各アスペリティの中心とした。従って小地震は3つとなる。メカニズムは想定東南海地震と同じとした。表4に小地震の諸元を示す。三次元有限差分法においては周期約1.6秒まで有効なグリッド化を行った。計算結果を図6に示す。この小地震波を利用して、想定地震に対する強震動予測を実施した。

### (3) 従来の計算手法による強震動予測結果

本研究による手法の計算結果を示す前にまず、従来の強震動予測手法による計算結果を示し、考察する。

図7は従来のハイブリッド合成法における短周期帯域波である統計的グリーン関数法<sup>9)</sup>による計算結果、同様に図8は長周期帯域波である3次元有限差分法<sup>10)</sup>による計算結果である。それに加えて、計算対象となるAIC003で観測された三重南部の地震記録(前章参照)を用いた経験的グリーン関数法<sup>11)</sup>による計算結果を図3に示す。これら3つの手法による計算結果の擬似速度応答スペクトル(減衰5%)と距離減衰式により得られたスペクトル値<sup>12)</sup>を比較したのが図10である。

距離減衰式によるスペクトルとの比較から、経験的グリーン関数法による計算結果は良好な予測結果を与えていることがわかる。これを踏まえて考察すると、統計的グリーン関数法による計算結果はスペクトルレベルやS波主要動部は良好な予測結果であるが、当然のことながら時刻60~70秒以降の盆地構造の影響を反映した後続動部分が予測できていない。有限差分法による計算結果は波形を見ても明らかのように主要動部・後続動部ともに過小評価であることがわかる。経験的グリーン関数法とスペクトルで比較すると、周期7~10秒程度から徐々にその差は大きくなり続け、周期3秒付近では10倍以上の差となっている。この結果から、特性化震源モデル

により設定された本震源モデルで計算される有限差分法による理論波形の適用周期は7~10秒以上と考えられる。

### (4) ハイブリッドグリーン関数法による強震動予測結果

ハイブリッドグリーン関数法<sup>13)</sup>による強震動予測手法は、各アスペリティ中心を震源としたハイブリッド合成法による小地震波を波形合成して想定地震の波形を計算する手法である。各アスペリティ位置に想定地震と同じメカニズムを有する小地震を設定することができるため、経験的グリーン関数法の場合に生じる想定地震と小地震のメカニズムの差異の問題は生じない。そのため、振幅の方位依存性や盆地構造による影響を容易に取り込むことができる手法である。

図11がハイブリッドグリーン関数法による計算結果である。比較の対象として、先に示した統計的グリーン関数法による波形と有限差分法による波形を周期2秒(地盤構造のモデル化精度から求めた適用限界周期)でハイブリッドした従来のハイブリッド合成法による計算結果を図12に示す。擬似速度応答スペクトルによる比較が図14である。

ハイブリッドグリーン関数法による計算結果は、距離減衰式によるスペクトルとよく一致しており良好な予測結果を与えている。また、計算波形や擬似速度応答スペクトルの周期3~5秒の領域を比較するとわかるように、従来のハイブリッド合成法では予測できなかった速度の最大値や、経験的グリーン関数法による波形に見られるような盆地構造の影響を反映した後続動部が予測できている。さらなる手法として、本震源モデルにおける有限差分法の適用周期(7秒とした)で、ハイブリッドグリーン関数法による波形と有限差分法による波形をさらにハイブリッドする2段階ハイブリッド法(図13)がある。これにより、従来のハイブリッド合成法では予測できない周期3~5秒に加え、周期10秒以上も含めた広帯域の高精度な強震動が得られる。

## 5. まとめ

適切な検証がなされた小地震のハイブリッド波形を利用したハイブリッドグリーン関数法あるいは2段階ハイブリッド法による強震動予測手法のコンセプトと予測事例を示した。これらの手法による予測結果は、経験的グリーン関数法や経験的距離減衰式とよく対応し、M8クラスの巨大地震に対して大規模堆積盆地で卓越する周期2, 3秒から十秒程度の地震動を含む広帯域の強震動予測手法として、既往の特性化震源モデルを用いる場合には有効な手法であることが確認された。

謝辞：本研究で使用した地下構造モデルは愛知県設計入力地震動作成事業で作成したモデルおよび結果の一部を使用しました。同プロジェクトにおいて、東京大学久保哲夫教授、名古屋大学大学院福和教授をはじめとした委員会の方々には貴重なご意見を頂きました。また本検討では防災科学技術研究所のK-NETの強震記録を使用しました。記して感謝いたします。

参考文献

- 1) 佐藤・他(1998):第 10 回日本地震工学シンポジウム, 第 1 分冊, 679-684.
- 2) 入倉・三宅(2001):地学雑誌, 110, 849-875.
- 3) Kamae, K., et al. (1998): BSSA, 88, 357-367.
- 4) 壇・他(2000): 建築学会構造系論文集, 第503号, pp.53-62.
- 5) 山内他(2001): 2001年地球惑星科学関連学会合同大会, Sy-P002.
- 6) 早川他(2002): 建築学会大会学術講演梗概集BII, pp.131-132.
- 7) 居他(1994): 第 9 回日本地震工学シンポジウム, Vol.1, pp.51-

756.

- 8) 壇・他(2001): 建築学会大会学術講演梗概集 BII, pp.89-90.
- 9) 壇・他 (2000): 建築学会構造系論文集, 第530号, pp. 53-62.
- 10) Pitarka (1999): BSSA, Vol. 89, pp. 54-68.
- 11) 壇・佐藤(1998): 建築学会構造系論文集, 第509号, pp.49-60.
- 12) Takahashi et al. (2000): ICSZPS, CA, EERI, CD-ROM.
- 13) 釜江・他(1990): 建築学会構造系論文集, 第416号, pp.57-70.

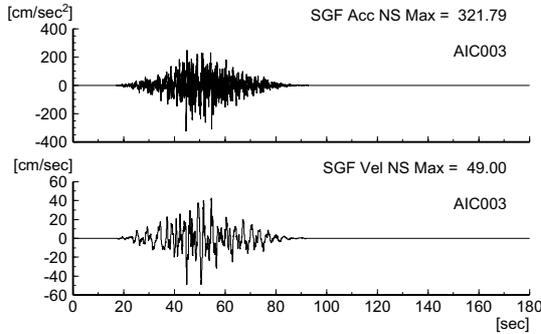


図-7 統計的グリーン関数法による計算波形

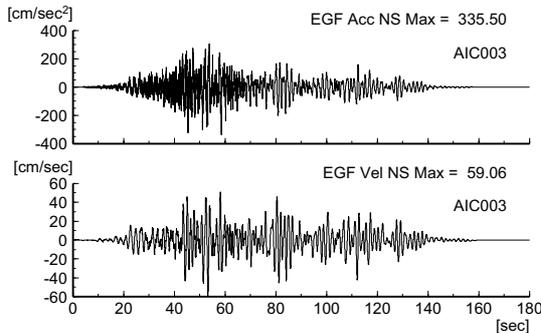


図-9 経験的グリーン関数法による計算波形

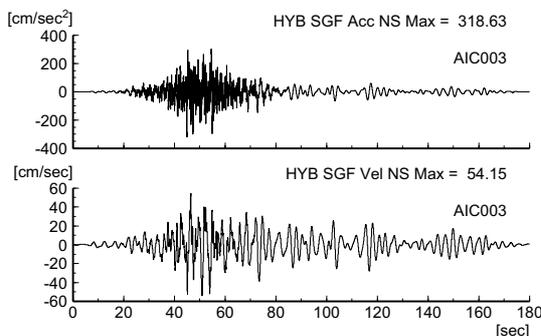


図-11 ハイブリッドグリーン関数法による計算波形

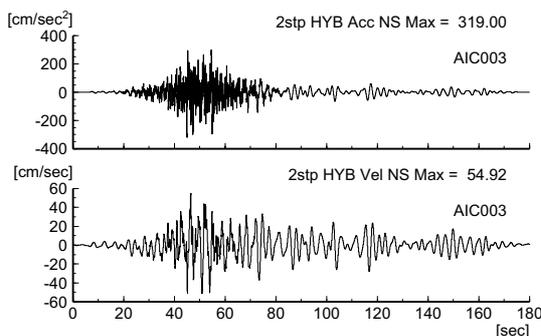


図-13 2段階ハイブリッド法による計算波形

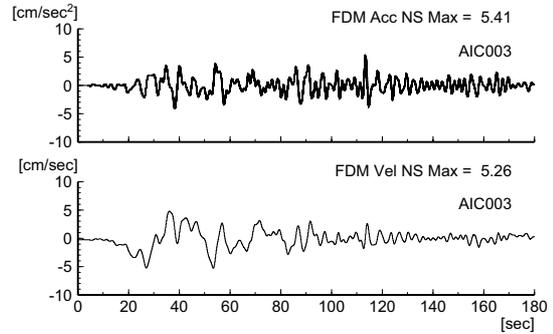


図-8 有限差分法による計算波形

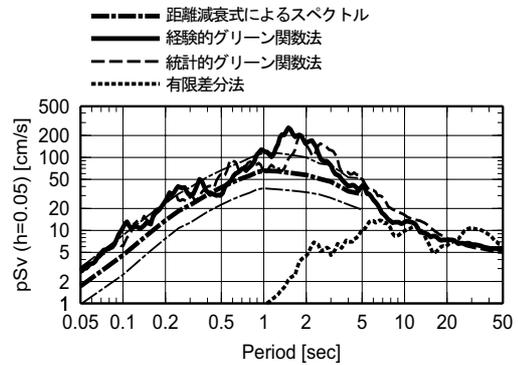


図-10 擬似速度応答スペクトルによる比較

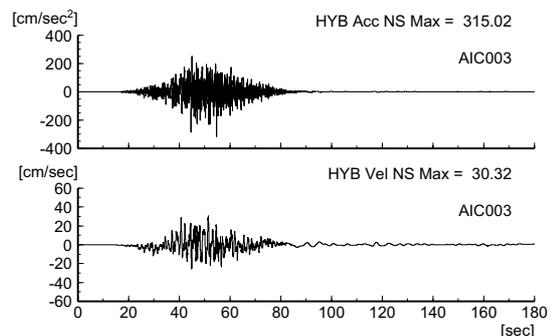


図-12 従来のハイブリッド法による計算波形

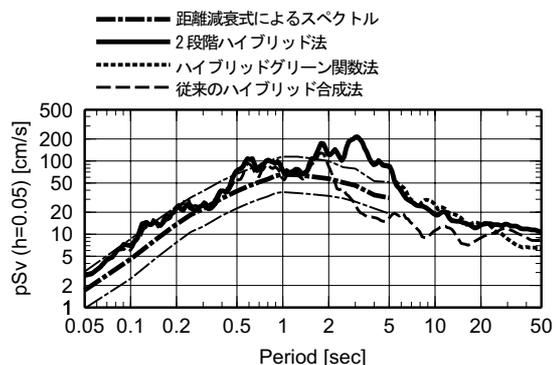


図-14 擬似速度応答スペクトルによる比較

# 東海地震の関東平野における長周期地震動予測

土方 勝一郎<sup>1</sup>・植竹 富一<sup>1</sup>・金谷淳二<sup>1</sup>・真下 貢<sup>2</sup>・早川 崇<sup>3</sup>・渡辺 基史<sup>3</sup>・佐藤 俊明<sup>3</sup>

<sup>1</sup>東京電力 技術開発研究所(〒230-8510 神奈川県横浜市鶴見区江ヶ崎町4番1号)

**E-mail:**hijikata.katsuichirou@tepcoco.jp

<sup>2</sup>東電設計(〒110-0015 東京都台東区東上野3-3-3)

**E-mail:**mashimo@tepscoco.jp

<sup>3</sup>大崎総合研究所(〒100-0011 東京都千代田区内幸町2-2-2富国生命ビル)

**E-mail:**haya@ohsaki.co.jp

本研究は、現在その逼迫性が指摘されている東海地震を対象に、関東平野の各評価地点における周期4秒以上の長周期地震動を予測したものである。地下構造モデルは関東平野の厚い堆積層の影響を考慮できる3次元モデル等を基に設定し、小地震の観測記録を用いてキャリブレーションを行った。震源モデルは中央防災会議の東海地震のモデルに準拠して設定した。強震動の計算はハイブリッド法により行った。接続周期を9秒とし、これより長い周期帯域は3次元有限差分法で計算した。また短い周期帯域はアスペリティーの中心に小地震を設定し3次元有限差分法により地震動を算定し、これを半経験的波形合成法により合成して計算した。予測された波形から、東京湾の西側と東側の評価地点で長周期地震動に有為な差異が存在すること等の知見が得られた。

## 1. 検討の目的

2003年9月26日に発生した十勝沖地震における石油タンクの災害を契機として、巨大地震の長周期地震動に対する関心が高まっている。長周期地震動は平野の厚い堆積層において増幅する特性を有している。このため、東海地震など南海トラフに巨大地震が発生すると首都圏で長周期の大きな地震動が長時間継続することが想定される。南海トラフ沿いの巨大地震は1944年の東南海地震、1946年の南海地震以来発生がなく観測記録も不足しており、長周期地震動の特性に関する知見は必ずしも充分ではない。

本研究は、近年の数値シミュレーション技術の進展や地下構造モデルの蓄積を踏まえ、現在その逼迫性が指摘されている東海地震を対象に、長周期地震動を予測するものである。なお、長周期地震動の評価地点は2003年十勝沖地震を念頭に、東京湾岸に存在する火力発電所の立地地点等とした。

## 2. 地下構造モデルの作成

### (1) 地下構造モデル

長周期地震動を予測するためには、関東平野の厚い堆積層を適切に評価することが重要である。この堆積層は首

都圏地下で盆地状に堆積しており、これが長周期成分の励起と密接に関係していることが近年明らかとなってきた。

本研究では、東海地震の震源から東京湾岸の評価地点を包含するように地下構造をモデル化した。地下構造モデルの範囲と地震動の評価地点を図-1に示す。なお地下構造モデルの深さは50kmとした。地下構造モデルは大きく2つのモデルに分けられる。すなわち、関東平野とその周辺は図2に示す Sato *et al.*(1999)による3次元地下構造モデル(文献1:以下 Sato のモデルと呼ぶ)を用い、関東平野における周期数秒の盆地生成表面波が評価出来るようにした。Sato のモデルは1990年小田原地震(M5.1)の観測記録で検証されている。また、東海地域を主な対象とするそれ以外の地域では、東海地震による地震動の伝播特性が適切に評価できる水平成層構造モデルを用いた。この水平成層構造モデルとしては、Ichinose *et al.*(2003)が浜名湖周辺で発生した小地震(M4.9)のF-net の JIZ(中伊豆)における記録を説明できるよう最適化した地下構造モデル(文献2:以下 Ichinose のモデルと呼ぶ)を用いることとした。本モデルは東海地震の関東平野への主たる伝播経路に対応すると考えられる。図-3には小地震と JIZ の関係ならびに Ichinose のモデルを示す。

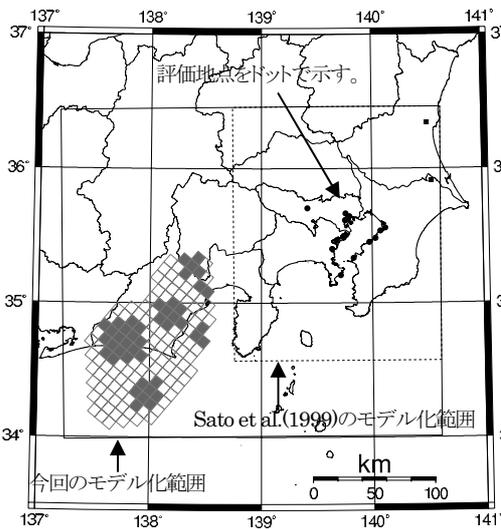
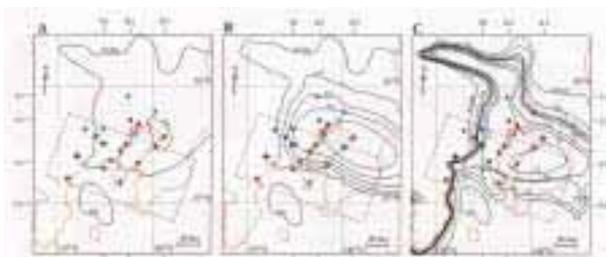


図-1:モデル化範囲と地震動評価地点



0.6km/s 層下面 0.84km/s 層下面 2.4km/s 層下面  
図-2: 関東平野の3次元地下構造モデルのS波深度

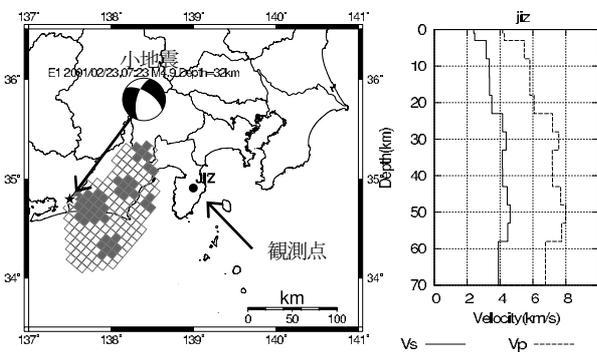


図-3: Ichinose のモデルおよび同モデルの最適化に用いた小地震と観測点

## (2) 小地震によるキャリブレーション

以上に示した地下構造モデルの妥当性を検討するため、1997年3月16日の愛知県東部の地震(M5.8、震源深さ41km)を用いてキャリブレーションを行った。本地震の発生位置を図-4の★位置に示す。この地震はマグニチュードが小さいため点震源でモデルし、震源直下に位置し地盤が硬質であるK-NETのAIC013(長篠)の記録を基に、2等辺三角形の形状を有する震源時間関数を決定した。

本小地震のシミュレーションを、三次元有限差分法(文献3)により実施した。代表的な観測地点のEW方向の速度波形に関する計算結果と観測との比較を図-4に示す。なお、ANG(姉ヶ崎)での記録は(独)消防研究所から提供いただいた速度記録であり、継続時間が300秒となっている。

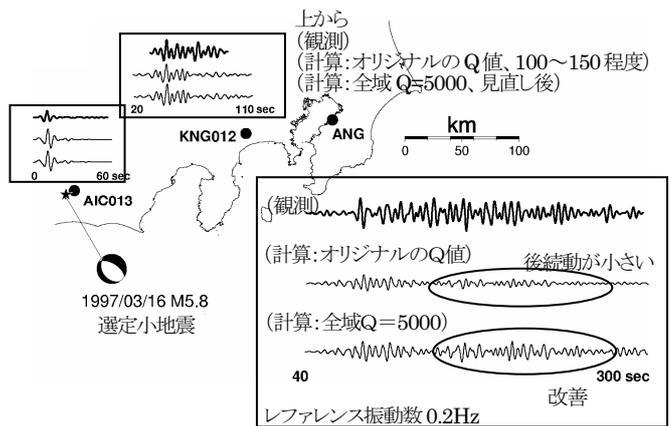


図-4:小地震のシミュレーションによる地下構造の検証

図-4から以下のことが指摘される。

- ①震源近傍のAIC013(長篠)では、計算結果は観測記録とよく対応しており、計算に用いた震源パラメータは妥当である。
- ②関東平野の厚い堆積層に地震動が入射する直前に位置すると考えられるKNG012(秦野)に着目すると、計算結果は観測記録の主要動である数十秒をおおむね再現しており、Ichinoseのモデルは第一近似的には妥当である。しかしながら、後続動部分に関しては十分再現されていない。
- ③東京湾岸に位置するANG(姉ヶ崎)に着目すると、Satoのモデル及びIchinoseのモデルの原論文に示されるQ値(100~150程度)を用いた計算結果は特に波形の後続部分で観測記録を大きく下回っている。これは②で述べた盆地入射直前の後続動の再現不足及び今回採用したSatoのモデルのQ値の設定等が原因と考えられる。そこで本研究では計算波形の後続部分の不足をQ値を大きくする(全域でQ=5000)ことにより補った。その結果、ANGで計算の後続波形の振幅レベルは観測に近づいている。以上から、本研究ではQ値をモデル全域で5000とした。なお、Q値はGraves(1966)(文献4)による評価法を用い、レファレンス振動数は0.2Hzとした。

## 3. 震源断層のモデル化

本研究で用いる東海地震の断層モデルは、中央防災会議の曲面モデルを平面で近似して設定した。(文献5)

近似に際しては以下の各点に留意した。

- ①面の傾斜角が曲面の平均的な傾きであること。
- ②水平投影面がほぼ一致すること。
- ③断層の中央付近で平面と局面の深度が一致すること。

図-5に断層モデルの概要を示す。断層面上の黒い部分が6個のアスペリティーであり白い部分が背景領域である。表-1には巨視的断層パラメータの比較を示す。短周期レベル(A)は文献6に従い下式から計算した。ここで $\sigma_i$ は応力降下量、 $\beta_{il}$ はS波速度で添え字iは要素番号を表す。

$$A = \sqrt{\sum 16 \pi \sigma_i^2 S_i \beta_i^4}$$

また、各アスペリティーと背景領域のすべり量と応力降下量に関しては中央防災会議の値(応力降下量一定モデル)と同一とした。破壊開始点は中央防災会議の2つの開始点の内、関東平野により影響の大きいと考えられる西側の開始点を選定した。

表-1 巨視的断層パラメータ

	本検討	中央防災会議
断層面積(km <sup>2</sup> )	10197	約 9400
地震モーメント(N m)	1.30e+21	1.10e+21
Mw	8.0	8.0
短周期レベル (N m/s <sup>2</sup> )	1.34e+20	1.17e+20 (本検討で算定)

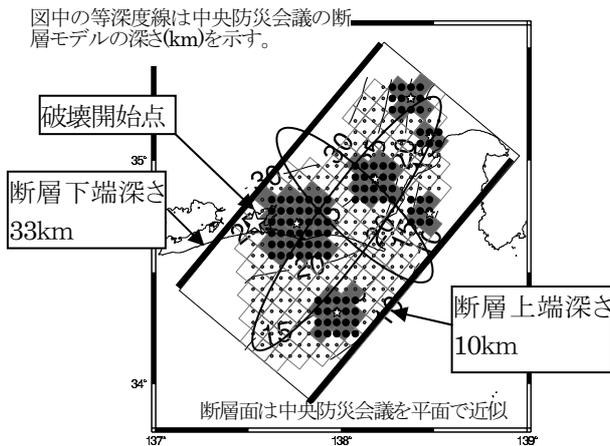


図-5:断層モデルの概要

#### 4. 計算方法

##### (1) 広帯域地震動予測の課題

本研究では、火力発電所の石油タンク等の長周期構造物を検討対象に想定し、周期4秒以上の長周期地震動を評価することとした。特性化震源モデルを用いて M8クラスの強震動を予測する場合、一般的にアスペリティーのサイズに起因して理論的方法の適用範囲は周期10秒程度以上となる。一方、統計的グリーン関数法で短周期を評価する場合、厚い堆積層による長周期地震動の励起を評価できないことから、その適用範囲は周期2~3秒程度以下となる。したがって、以上の方法をハイブリッドする評価法では中間の周期帯域における地震動のパワーを適切に評価できない可能性がある。本研究では周期4秒以上の長周期地震動を対象としているが、上記の課題から周期10秒程度以下の地震動をどのように評価するかが問題となる。そこで以下の方法に従い対象周期領域を10秒程度以上と以下に分けて別途地震波形を計算し、計算結果をハイブリッドすることで強震動を予測することとした。

##### (2) 周期10秒程度以上の計算方法

三次元有限差分法(文献3)により地震動を計算した。すべり時間関数は運動力学的モデルから設定された中村・宮武(2000)(文献7)を用いることとした。地下構造モデルの格子間隔は全領域で0.4kmとした。

##### (3) 周期4秒以上10秒程度以下の計算方法

図-6に示すように東海地震震源の6個のアスペリティーの各中心位置に小地震を設定し、これによる地震動を3次元有限差分法で理論的に計算した。この小地震の規模は周期4秒以上で点震源としてモデル化が可能なM6.2とした。これら6個の点震源の担当領域を図-6のように定め、各領域において点震源から計算された小地震の波形に対して壇・佐藤の方法(文献6)を適用し、半経験的波形合成法より要素断層の波形を合成した。このような方法を用いることにより、断層内の破壊の不均質性が評価可能で、理論的方法のように周期10秒以下の地震動を過小評価することなく、表面波成分も適切に評価できると考えた。一方、本方法では小地震の要素断層への補正において放射特性を正しく評価することは困難である。震源断層面を6個の担当領域に分割し各領域ごとに計算を実施しているのは、このような問題に対応するためである。

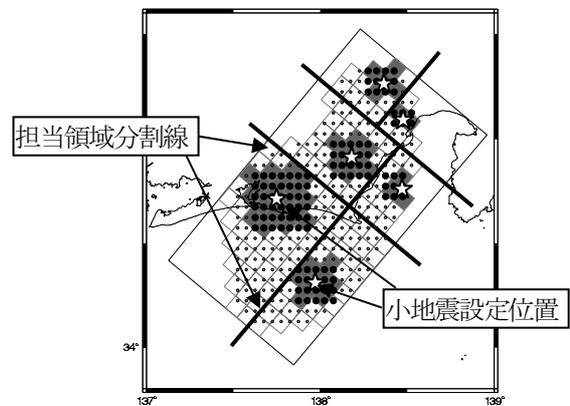


図-6:小地震の評価位置と担当領域

##### (4) 接続方法

接続周期はアスペリティーのコーナー周期に対応する10秒程度と想定されるが、本研究では(2)(3)に示した両方法で計算したスペクトルを比較して接続周期を設定した。検討結果は省略するが、周期約7秒以下で理論的方法は経験的グリーン関数法の値を下回るようになり、これから理論的方法の適用限界を周期7秒と考えマッチングフィルターの減衰幅を考慮して接続周期を9秒に設定した。

#### 5. 予測結果

図-7にHOG(東扇島)及びANG(姉ヶ崎)における速度波形の予測結果を示す。HOGでは速度波形の最大値はNS方向で約25cm/s、EW方向で約39cm/sとなった。またHOGの70~80秒付近には断層からサイトに直達したパルス波の存在が認められた。ANGでは最大速度はNS方向で約29cm/s、EW方向で約41cm/sとなった。またANGの100秒付近には断層からサイトに直達したパルス波の存在が認められた。両速度波形を比較すると、ANGの方がHOGより後続動の振幅がおおむね大きい傾向が認められた。また、ANGの上下方向に着目すると、180秒前後に大きな振幅が認められた。これは、相模湾にトラップされた地震動が存在

し、到達時間が遅れて東京湾の南西方向から到来することによるものと考えられる。なお、両計算地点とも継続時間は250秒以上であった。

図-8には両地点の減衰定数5%の速度応答スペクトルを示す。HOGの速度応答スペクトルはEW成分の周期10秒付近で最大となり、100 cm/s程度となった。ANGではEW成分の周期10秒付近で最大となり、130 cm/s程度となった。両速度応答スペクトルを比較するとANGではEW方向で明瞭なピークが認められるのに対して、HOGではピークは明瞭ではない。これに付随して、EW方向とNS方向のスペクトル形状の差異もANGの方が明瞭である。

以上に示したように、東京湾西側のHOGと東側のANGでは計算結果に有為な差異が生じることが分かった。

図-8には、2003年十勝沖地震における苫小牧の観測記録とANGの予測結果をあわせて示す。十勝沖地震は東海地震と同程度のM8であり、それぞれの地震のアスペリティーからの距離に関しても苫小牧とANGではほぼ等しく150km程度であることから両者を比較することには意味があると考えた。応答スペクトルの最大値の大きさは両地震で同程度の値となっている。また、両者の速度応答スペクトルのピークが異なるのは主に堆積層の卓越周期の相違に起因すると考えられる。

## 6. まとめ

本研究では東海地震による関東平野の長周期地震動の予測を試み、ANGとHOGで地下構造に起因して有為な差異が存在する等の知見が得られた。本検討はQ値の扱い等地下構造モデルの設定において多くの仮定に基づいている。関東平野の長周期地震動の予測には伝播経路を適切にモデル化することが極めて重要であり、複数の観測記録を用いて3次元地下構造モデルのキャリブレーションを行うなど、今後の更なる見直しが必要である。

謝辞：(独)消防研究所基盤研究部座間信作博士より姉ヶ崎の観測記録を提供していただきました。またK-NETの観測記録を使用いたしました。ここに記して感謝いたします。

## 参考文献

- 1) Toshiaki Sato, Robert W. G. and P. G. Somerville (1999) Three Dimensional Finite-Difference Simulations of long-Period Strong Motions in the Tokyo Metropolitan Area during the 1990 Odawara Earthquake (Mj5.1) and the Great 1923 Kanto Earthquake (Ms8.2) in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 89, No. 3, pp. 579-607.
- 2) Gene A. Ichinose, Hong Kie Thio, P. G. Somerville, Sato, T. and Ishii, T. (2003) Rupture process of the 1994 Tonankai earthquake (Ms8.1) from the inversion of teleseismic and regional seismograms, J. Geophys. Res., 108 (B10), 2497, 2003.
- 3) Pitarka, A. (1999) 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68.
- 4) Graves, R. W. (1996): Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences,

Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1091-1106.

5) 中央防災会議事務局(2001):中央防災会議東海地震に関する専門調査会(第7回),平成13年8月10日

6) 壇一男・佐藤俊明(1998):断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測,日本建築学会構造系論文集,第509号,pp.49-60.

7) 中村洋光・宮武隆(2000):断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式,地震,第2輯,第53巻,第1号

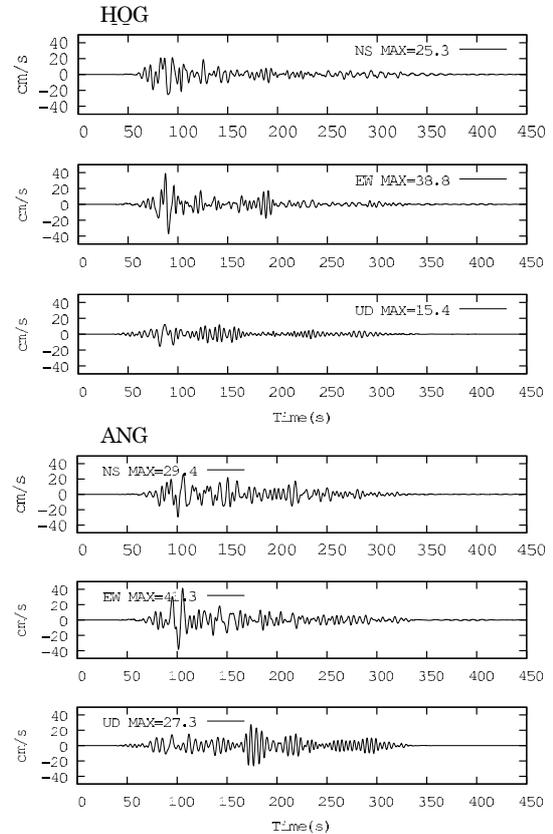


図-7:HOG及びANGでの速度波形予測結果

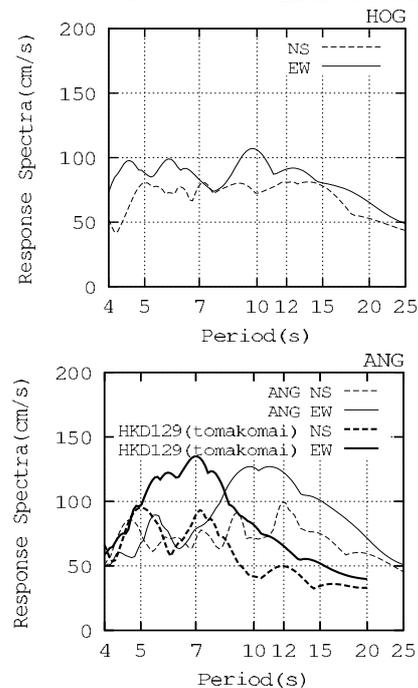


図-8:HOG及びANGの速度応答スペクトル(h=5%)と2003年十勝沖地震のKNET 苫小牧での観測記録

# やや長周期地震動評価のための関東平野の 3次元S波速度構造のモデルの構築

山中 浩明<sup>1</sup>

東京工業大学助教授 総合理工学研究科 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町4259)  
E-mail:yamanaka@depe.titech.ac.jp

この研究では、関東平野での微動アレイ探査を実施するとともに、既往の調査による位相速度データを収集し、やや長周期微動の位相速度のデータベースを作成した。さらに、各地点で得られている位相速度データを統一した基準で逆解析し、200以上の地点での地震基盤に至るまでの1次元S波速度構造を新たに推定した。その結果を用いて、関東平野の堆積層の3次元モデルを構築した。

**Key Words :** long-period strong motion, 3D basin model, microtremors, phase velocity

## 1. はじめに

大規模な平野でのやや長周期地震動評価のためには、震源から観測点までの地下構造を明らかにし、その影響を評価することが重要となる。とくに、堆積層のS波速度構造を明らかにしなければならない。S波速度を探索する手法はいくつかあるが、やや長周期微動は、構造推定のベースとなるデータが評価の対象となる地震動と同じ波動で同じ周期帯域であり、やや長周期地震動の評価には、非常に都合がよいと考えられる。関東平野では、多くのやや長周期微動の観測が行われているが、一部の地域に限られており、いまだに地下構造に不明確な部分がある地域もある。さらに、それぞれの調査では、逆解析時の仮定が異なり、3次元モデルを作成する際に不都合が生じることもある。

この研究では、関東平野での微動アレイ探査を実施するとともに、既往の調査による位相速度データを収集し、やや長周期微動の位相速度のデータベースを作成した。さらに、各地点で得られている位相速度データを統一した基準で逆解析し、200以上の地点での地震基盤に至るまでの1次元S波速度構造を新たに推定した。その結果を用いて、関東平野の堆積層の3次元モデルを構築した。

## 2. 微動観測によるレイリー波の位相速度

図1には、本研究による観測および既存の微動アレイ探査の調査位置が示されている。既存のデータの主なものは、大学や研究機関による観測(神野, 2000; 松岡・

白石, 2002, 山中・山田, 2002), 東京都, 神奈川県, 千葉県, 横浜市, 川崎市による地下構造調査などであり、合計236地点である。すべての地点で位相速度の逆解析が行われ、S波速度構造の推定が行なわれている。

収集した位相速度データは、周期範囲やその間隔などがそれぞれ異なっている。そこで、それぞれの地点での位相速度データを線形補間して以下の検討に用いることにした。図2は収集したデータの周期別の数、平均位相速度およびその標準偏差が示されている。周期0.6秒から5秒の間でデータ数が多い。それより長周期では、アレイのサイズや微動の振幅スペクトルの低下などに理由によりデータ数が急激に少なくなる。一方、ほとんどの微動アレイ探査ではやや深い地盤の探査を対象にしていることから、周期0.6秒以下でもデータ数が少なくなっている。平均位相速度は比較的スムーズなものとなっているが、周期6秒程度まで2 km/s以下となり、より長周期までデータが得られている結果が平均に反映された結果となっていると考えられる。位相速度の標準偏差は、周期1~5秒で大きくなり、この周期帯域で位相速度が空間的に著しく変動していることを示している。

## 3. 3次元S波速度構造の推定

次に、4層構造を仮定し、表層を除く3つの層のS波速度値を1.0、1.5、3.0 km/sとして、すべての地点での位相速度の逆解析を行い、3つの堆積層の厚さを決めることを試みた。こうした逆解析では、かなり強い拘束を与えてことになり、観測された位相速度が十分に説明で

きない場合も当然でてくる。しかし、統一して逆解析することで、長周期地震動の評価により適切な堆積層のモデルを構築することができると考えられる。図3は、第2、3層までの深度および基盤深度を示したものである。関東山地では、基盤深度が露頭していると仮定している。S波速度1km/sの第2層目までの深さは、平野北部と房総半島で0.4km以上と深く、南西部では浅くなっている。S波速度1.5km/sの第3層目までの深度も房総半島中央部では、2kmと厚い。この傾向は、基盤深度でも認められ、房総半島中心部で深さ4kmに達している。北部では基盤深度は2km以下と浅く、その他の地域では、2.5km前後である。図3には、逆解析から得られた表層のS波速度分布も示されている。東京湾北部の臨海ぶでS波速度は小さく、平野西部では大きな値となり、山中・山田(2002)に指摘されているように表層のS波速度には地域性がある。

#### 4. まとめ

本研究では、関東平野北部および房総半島を中心にした地域においてやや長周期微動のアレイ観測を行い、既往のやや長周期微動のアレイ観測によるレイリー波の位相速度データを収集することによって、関東平野全域の周期0.5秒から5秒の間でのレイリー波の位相速度のデータベースを作成することができた。これらのデータを同一の基準で逆解析し、3次元S波速度構造を構築した。このモデルは、やや長周期帯域の表面波の位相速度から推定されたモデルであり、関東平野のやや長周期地震動を説明する際には有益なモデルになると期待される。

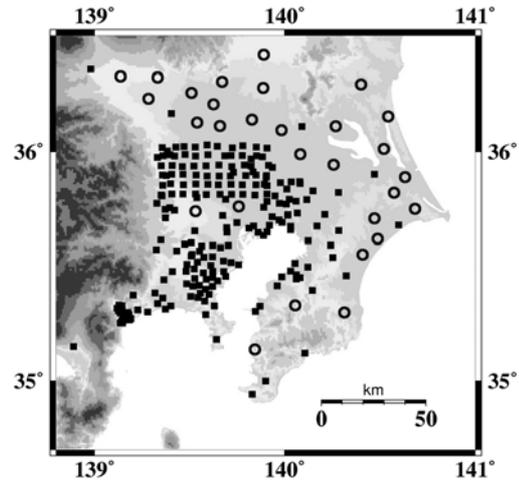


図1：本研究(○)および既往(■)の微動アレイ観測点の位置

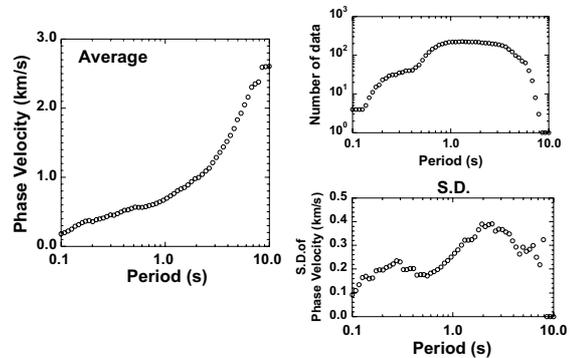


図2：位相速度のデータ数、平均値、分散

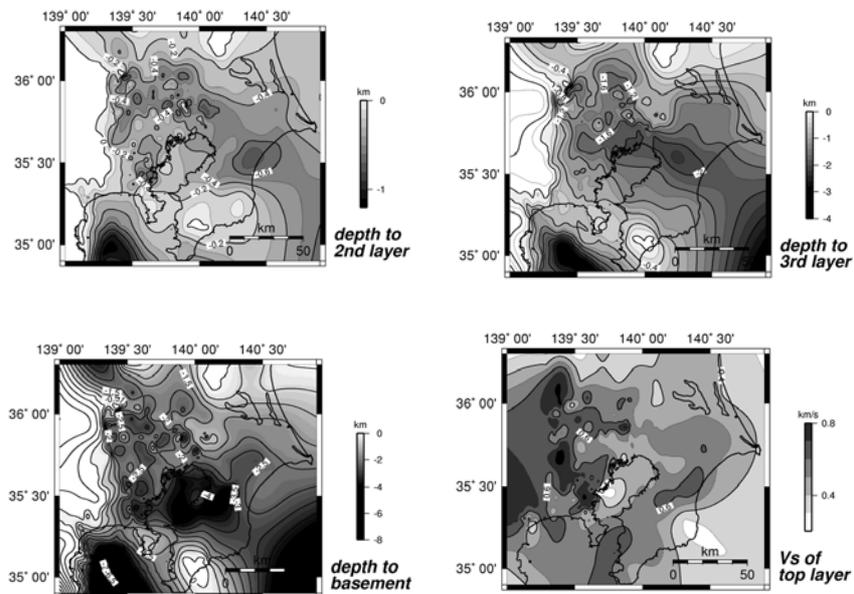


図3：位相速度の逆解析結果による深部地盤構造モデル

## 6. 巨大地震の地震動予測と耐震検討事例

経験的グリーン関数法を用いた想定東南海、南海地震時の強震動予測

釜江克宏

東南海・南海地震による大阪での強震動予測事例

鶴来雅人・趙伯明, Petukhin Anatoly, 香川敬生

k-2 モデルによる東海地震を想定した入力地震動の策定例

久田嘉章

東海、東南海地震による強震動シミュレーションと耐震検討事例

杉戸真太・久世益充

東海地震による発電所地点の地震動評価事例

久野通也・立花篤史

経験的サイト増幅・位相特性を用いた東海地方における強震動評価事例

野津 厚

# 経験的グリーン関数法を用いた想定東南海、南海地震時の強震動予測

釜江 克宏

非会員 京都大学教授 原子炉実験所 (〒590-0494 大阪府泉南群熊取町朝代西1010番地)  
E-mail:kamae@kuca.rri.kyoto-u.ac.jp

想定南海地震及び想定東南海地震における広帯域強震動を経験的グリーン関数法を用いて予測した。得られた結果をまとめると、大阪都市部における予測地震動は、最大加速度80~100 cm/sec<sup>2</sup>、最大速度30cm/sec程度ではあるが、4~6秒の長周期成分が卓越し、継続時間が5分を超えるものとなった。これは地震の規模が大きく、震源域が非常に大きいことに加え、大阪盆地の深い地下構造が関係するものと推定される。予測地震動の特性は破壊開始点の違いなど、破壊過程によっても影響を受けるため、今後複数のシナリオに基づいた評価も必要であるとともに、長周期地震動については複雑な大阪堆積盆地の高精度な地下構造モデルに基づいた理論的な検討も併せて行っていく必要がある。

**Key Words :** *Nankai earthquake, Tonankai earthquake, empirical Green's function method, Osaka area, broad-band strong ground motion, prediction*

## 1. はじめに

フィリピン海プレートの沈み込み速度がほぼ一定であるために、南海トラフでは周期的に巨大地震（東南海地震・南海地震）が発生する。その発生間隔は90~150年と言われている。前回の昭和の東南海(1944年)・南海(1946年)から既に60年近くが過ぎ、地震調査推進本部・地震調査委員会・長期評価部会によって今後30年以内の発生確率が東南海地震で約60%、南海地震で約50%と発表されている。また、来るべき東南海、南海地震を想定した強震動試算結果も既に同・強震動評価部会によって中間報告の形で公表されている。一方、中央防災会議からは東南海、南海地震の同時発生を想定した強震動予測が実施され、既に震度分布として発表されている。しかし、現時点で公表されているのは統計的グリーン関数法によって計算された最大速度や時刻歴波形を基に得られた広域な震度分布である。大都市大阪で想定される地震動を考えた場合、震源域までの距離がかなり遠いことから最大振幅はそう大きくないが、地震の規模が非常に大きい（破壊域が非常に広い）ことなどから長周期成分の卓越した継続時間の長い地震動となり、その震動特性は盆地構造を反映したものとなることが予想される<sup>1)</sup>。こうした継続時間の長い長周期成分の卓越した地震動は、2003年十勝沖地震(M8.0)や2004年紀伊半島南東沖で発生した地震(M7.4, M6.9)時の観測記録によって立証された。ここでは強震動評価部会によって提案された

想定南海地震及び想定東南海地震の震源モデルを用いた両地震時における大阪をはじめとするいくつかの地点での地震動の試算結果を報告する。波形計算には経験的グリーン関数法<sup>2)</sup>を用いた。この方法は震源の位置など適切な地震の記録を経験的なグリーン関数として用いることによって、伝播経路やサイトの特性を自動的に考慮できる利点を有している。ただし、今回対象とする巨大地震のように震源域が非常に大きい場合への適用については、後述するような課題も有り、予測結果の精度向上に向けた検討も今後必要である。

## 2. 震源モデル

想定南海地震及び想定東南海地震の震源域は長期評価部会によって、過去の地震の震源モデル、微小地震等に基づくプレート境界面の推定結果、当該地域 の速度構造などから評価されている。また、破壊域の幾何学的な形状や地震動を計算するために必要な地震モーメントなどの巨視的なパラメータに加え、短周期地震動の生成に重要な役割を果たす微視的なパラメータ（アスペリティの大きさや実効応力など）の推定が最新の研究成果<sup>3)</sup>を用いて行われている。両想定地震に対して設定されたアスペリティの場所や各震源パラメータなどについては推本のホームページを参照されたい。なお、強震動評価部会ではアスペリティの大きさの異なる2つのモデルが提案されているが、ここではケース2として位置付けられて

いるモデルを用いた。このモデルではアスペリティを小さくすることによって実効応力が上がり、相対的に地震動（特に短周期成分）が大きく評価される。推本のモデルでは複雑なプレートの形状を忠実に反映させた湾曲する断層面を採用しているが、ここでは想定南海地震に対しては傾斜角の異なる3枚の断層面に、想定東南海地震に対しては1枚の断層面に置き換えてモデル化した。

### 3. 経験的グリーン関数法による強震動予測

#### (1) 想定南海地震

図-1 に想定南海地震の震源モデルを示す。経験的グリーン関数法を適用した地点は図に示す大阪市内の2箇所（OSA, WOS）、和歌山市内のWKY, 潮岬（SHI）、室戸岬（MUR）の合計5箇所である。OSAは比較的硬質な上町台地上にある大阪管区気象台、WOSは大阪市西部の大阪湾岸の軟弱地盤上、WKYは東京大学地震研究所和歌山微小地震観測所で岩盤上の観測点である。以上の3箇所は京都大学防災研究所の地震災害部門が行っている村松式速度型強震計による観測点である。SHIとMURは気象庁が開発していた87型電磁式強震計による観測点であり、比較的硬質（岩盤に近い）な地盤上である。これらの観測点では経験的グリーン関数として用いた1991年10月20日に紀伊半島白浜沖で発生したM5.1の地震（図中の☆印）時の記録が得られている。

図-2には経験的グリーン関数として用いた5箇所での記録波形（加速度あるいは速度）を示す。観測地点の地盤の違いをあらわす特徴的な波形となっている。図-3には経験的グリーン関数法によって評価された5箇所

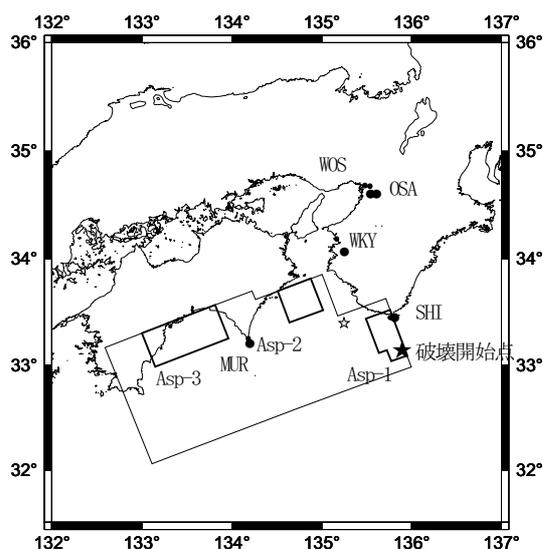


図-1 想定南海地震の震源モデル（推本）と予測サイト ☆：経験的グリーン関数として用いた地震の震央

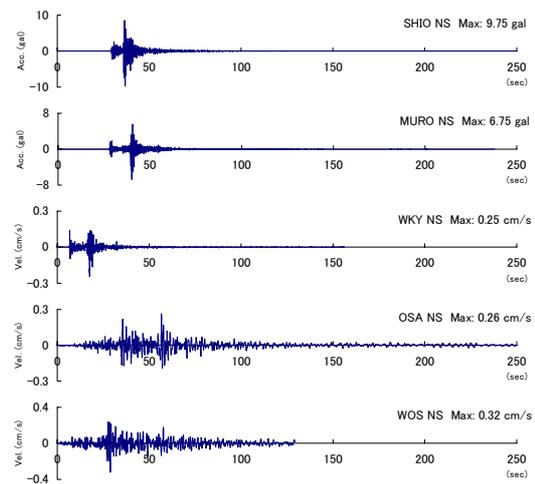


図-2 5サイトにおける経験的グリーン関数として用いた観測記録の例

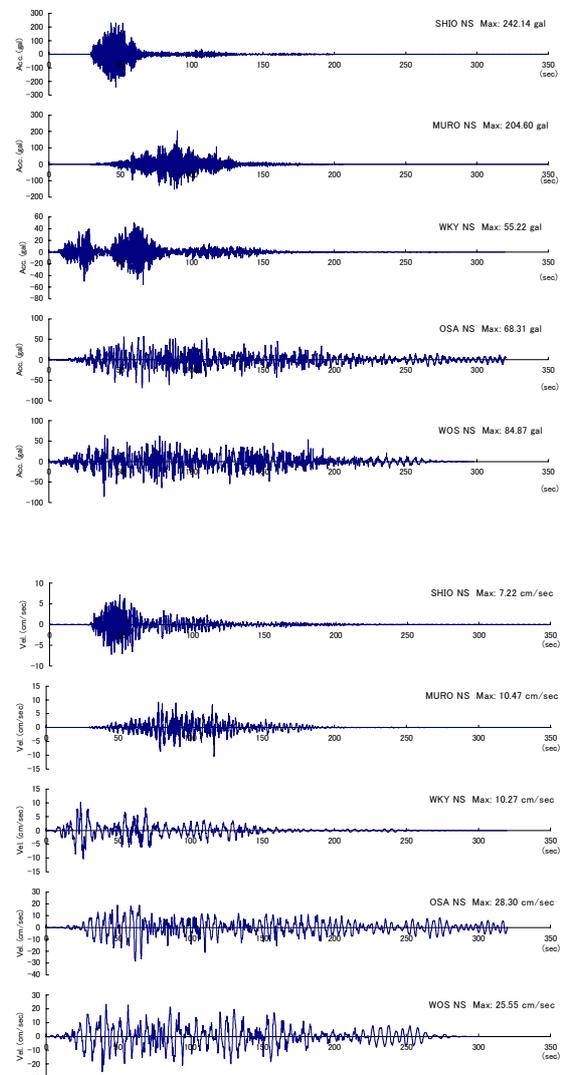


図-3 想定南海地震に対する予測地震動（NS成分）  
上：加速度波形 下：速度波形

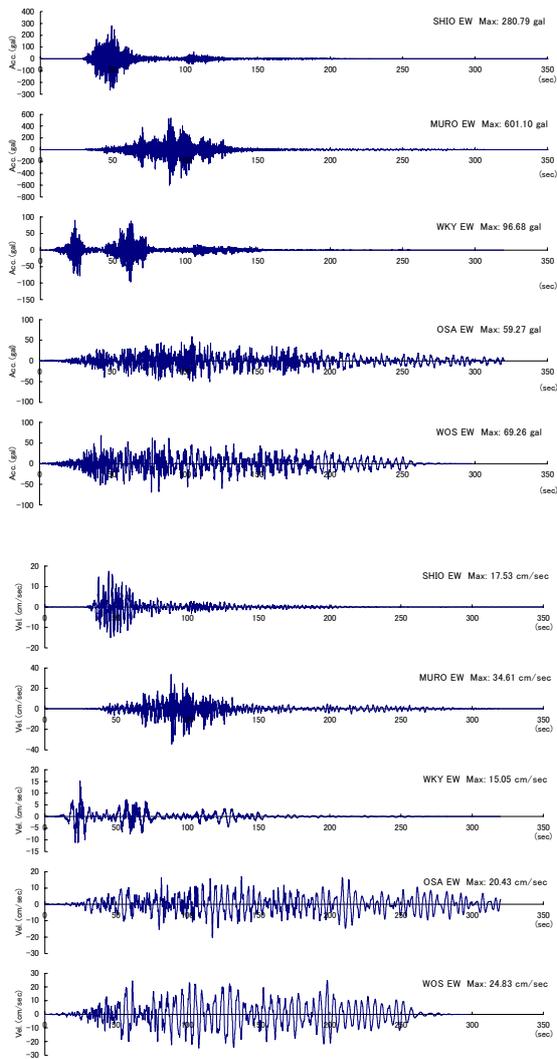


図-3の続き (EW成分)

上: 加速度波形 下: 速度波形

おける加速度波形、速度波形の水平2成分(NS, EW)をそれぞれ示す。これらの図から岩盤あるいは岩盤に近い観測点(WKY, SHI, MUR)では短周期成分が卓越しており、また波形形状は個々のアスペリティからの距離を反映した特徴的なものとなっている。一方、大阪市内での2箇所地震動は震源域からの距離が遠いこともあり、最大振幅は最大で80 cm/sec<sup>2</sup>、30 cm/sec程度であるが、盆地構造を反映した非常に継続時間の長い波形になっている。これは図-2に示した経験的グリーン関数としての地震記録そのものに大阪平野での特徴的な震動特性、すなわちS波の後に振幅の大きい特徴的な後続波(東側の盆地境界から2次的に発生する表面波)が含まれているためである。このことは南海地震のような破壊域の大きい地震に対して、すべての領域から発生する地震波のある方向の1つの地震の観測記録だけから合成することに

対しての問題点も残されていることを付記しておく。このような2次的な表面波の影響については差分法による理論的な計算によって検討する必要がある。またこれらの波形を擬似速度応答スペクトルで見たものが図-4である。大阪市内では5秒程度に卓越が見られ、その応答値は100 cm/secを超えている。OSAとWOSとの違いはそう明瞭ではないが、WOSの方が周期5秒程度を中心として広い周期帯で応答値が大きくなっていることと、やや短周期成分が大きいことである。両者の継続時間の違いは経験的グリーン関数の継続時間(記録時間)に依存しており、震動特性としての意味を持たないことを付け加えておく。図-4には限界耐力設計時の基準スペクトルも併せて示したが、周期5秒あたりで安全限界レベルを大きく上回っていることは興味深い。

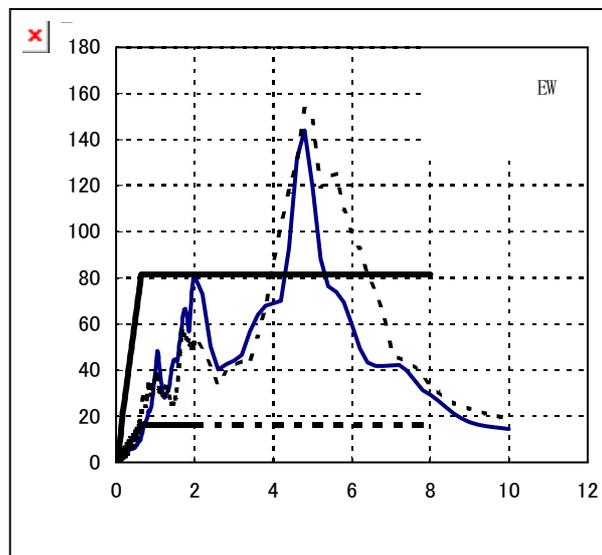


図-4 想定南海地震に対する大阪市内における予測地震動の擬似速度応答スペクトル(5%減衰)と限界耐力設計用スペクトルとの比較

## (2) 想定東南海地震

図-5に想定東南海地震の震源モデルを示す。経験的グリーン関数法を適用した地点は図に示した大阪平野内の3箇所(FKS, MRG, YAE)と京都盆地内(KYU:京大本部構内)及び周辺硬質地盤上(DIG, HSD)である。これらは関西地震観測研究協議会が設置している地震観測点である。経験的グリーン関数として用いた地震は2000年10月31日に発生した三重県中部の地震(M<sub>max</sub>5.5)で、その震央位置は図5に☆印で示されている。この地震はフィリピン海プレートの内部で発生したいわゆるスラブ内地震であり、ここで対象としているプレート境界地震ではない。従って、地震波の伝播経路の違いや複雑な震源過程の影響など、経験的グリーン関数としての精度については今後検討する必要がある。ただし、スラブ内地

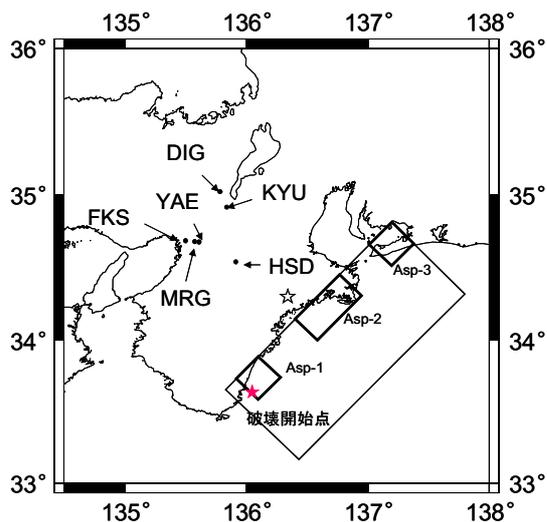


図-5 想定東南海地震の震源モデル（推本）と予測サイト  
 ☆：経験的グリーン関数として用いた地震の震央

震では一般に応力降下量が高いと言われており、ここでは岩盤に近い観測点での記録から震源スペクトルを求め、評価された応力降下量（約 50MPa）に基づき対象とする東南海地震との違いを補正した。応力降下量についてはインバージョン解析から評価された平均値的な値と局部的（すべりが非常に大きな場所）に得られた大きな値の範囲内にある<sup>4)</sup>。図6には6箇所における加速度、速度合成波形（NS成分）を示す。最大振幅については前述の想定南海地震とは対象地点が異なるため、単純な比較はできないが、加速度、速度ともやや大きな値となっている。図7には擬似速度応答スペクトルを示す。大阪平野内では2秒以下の短周期に加え、その応答振幅は想定南海地震よりやや小さいものの、4秒～6秒程度の長周期地震動が卓越することを示している。ここで用いた三重県中部の地震についてはK-netやKik-netにおいても多数の観測点で記録が得られており、広域での予測が可能である。結果は省略するが、震源（アスペリティ）近傍で大きな計測震度（震度6強以上）となっており、強震動評価部会における結果ともほぼ整合する値であった。大阪平野内では震度5弱が最大で、想定南海地震同様、震度としてはそう大きくはないが、周期の長い波が卓越し、その継続時間も長いことから高層ビルなどへの影響が危惧され、今後よりきめ細かく最大値分布のみならず、卓越周期の分布についても調べる必要がある。

ここで述べた経験的グリーン関数法による予測についても前述の想定南海地震同様、1つの地震記録のみを使っており、地震波伝播経路の影響などが十分に再現されているかどうかの検討が必要である。

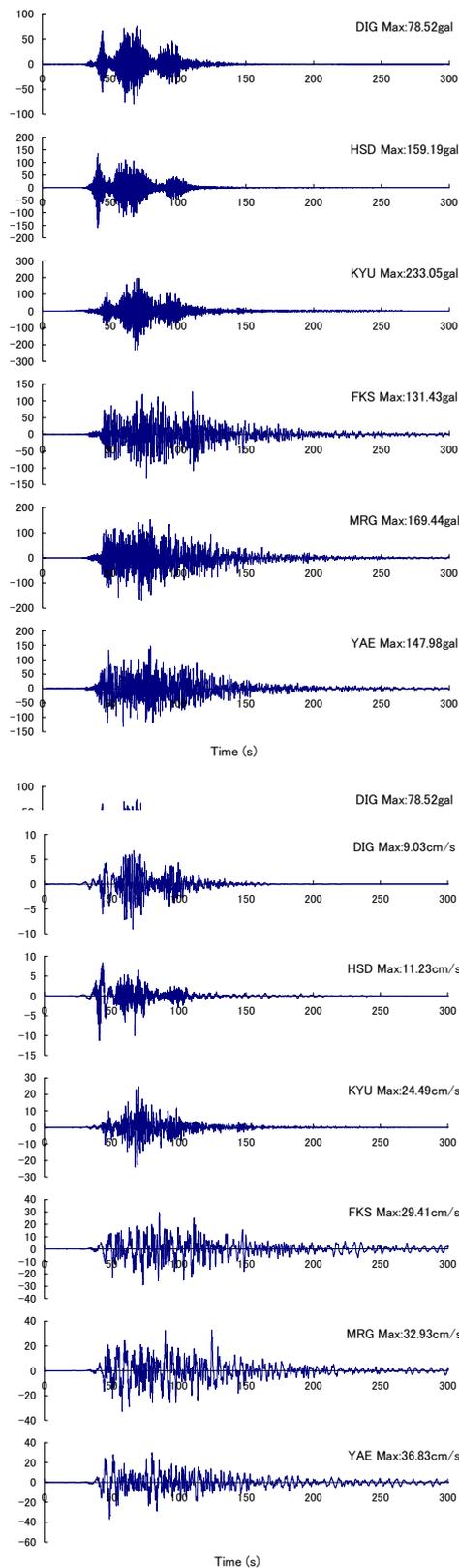


図-6 想定東南海地震に対する予測地震動（NS成分）の例  
 上：加速度波形 下：速度波形

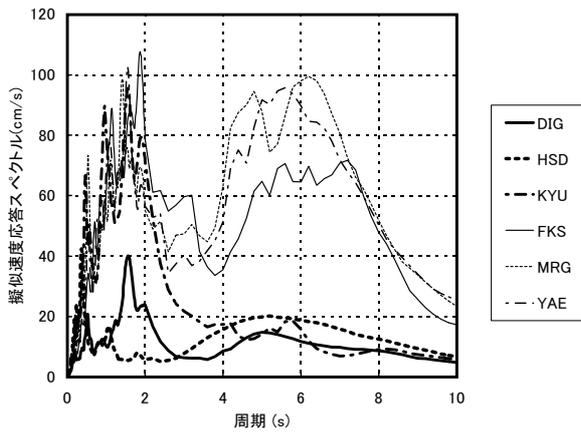
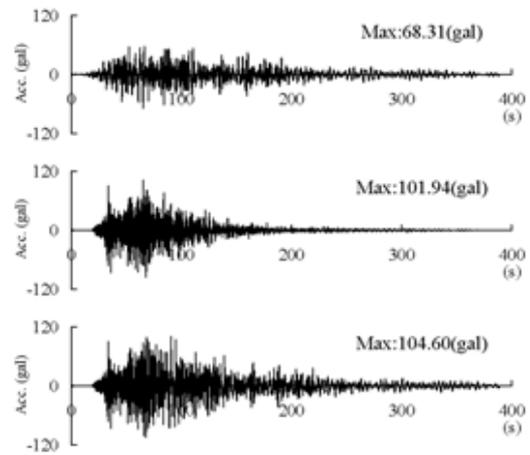


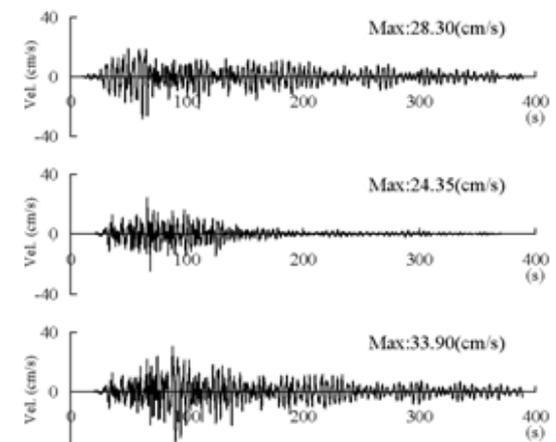
図-7 想定東南海地震に対する予測地震動 (NS 成分) の擬似速度応答スペクトル (5%減衰)

(3) 想定東南海・南海地震の連動を想定した場合

ここでは東南海・南海地震が連動して発生した場合を想定し、前述の OSA(NS 成分)における地震動を計算した。震源モデルはそれぞれの震源モデル図-1 と図-5 に従い、図-8 として再掲する。予測される地震動は破壊開始点の場所によっても影響を受けるが、ここで示した連動の場合のシナリオは東南海地震がまず★1 から始まり、ある破壊速度のもと、破壊が南海地震の★2 に到達した後南海地震が始まると想定した場合である。それぞれの地震による地震動は前述の2つの地震をそれぞれ経験的グリーン関数として用いて合成した。図-9 には予測波形とその擬似速度応答スペクトル (5%減衰) を示す。この



加速度波形



速度波形

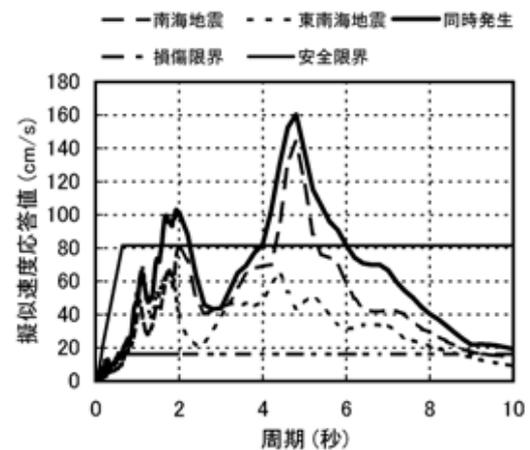


図-9 想定東南海地震、南海地震の同時発生を想定した場合の OSA における予測地震動(上: NS 成分)と擬似速度応答スペクトル (5%減衰)  
波形は上から南海地震、東南海地震、同時発生

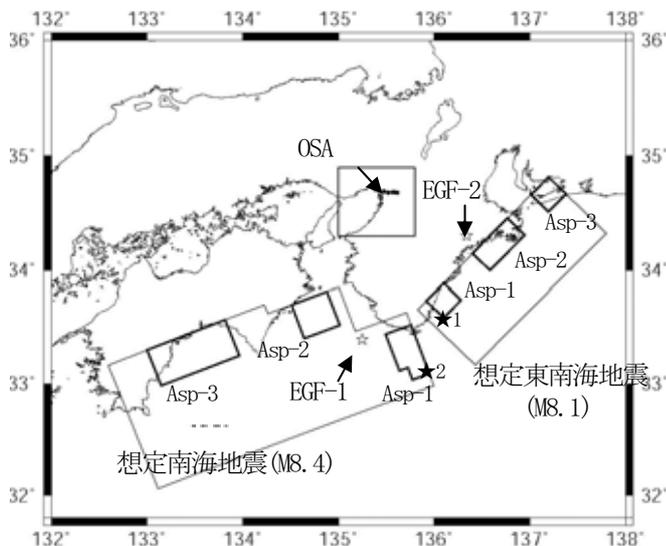


図-8 想定東南海地震、南海地震の同時発生を想定した場合の震源モデルと大阪市内におけるサイト (OSA)

図にはそれぞれの地震が単独で発生した場合の結果も示してある。最大振幅、擬似速度応答値とも単独の場合よ

りやや大きくなっているが、その増大は顕著ではない。継続時間など予測地震動の特性は想定する破壊過程に影響されるため、今後複数のシナリオに基づく評価も必要である。

#### 4. 今後の課題

ここでは経験的グリーン関数法を海溝型巨大地震時の強震動予測に適用した。海溝型巨大地震の場合、震源域は非常に大きく、アスペリティも分散している。従って経験的グリーン関数法を適用する場合には、伝播経路による影響を適切に取り入れるため、複数の地震を経験的グリーン関数として用いることが望ましいと考えられる。しかし、残念ながら適切な地震記録が存在しなかったため、1つの地震しか用いることができなかった。このことが結果に与える影響について若干検討した。長周期地震動に対しては、1%程度以上の減衰のある建築物（超高層ビル）以外に、非常に減衰の小さい石油タンクのスロッシングに対する検討も必要とされており、予測地震動の低減衰スペクトルを計算し、図-10に示した。対象としたのは想定南海地震時のOSAとWOSにおける予測地震動である。図に示すように、減衰が0.1%になると応答振幅が非常に大きくなることがわかる。これは周期5秒あたりの波が非常に長時間振幅を維持して継続するためであろうと考えられる。これは前述したように1つの地震記録

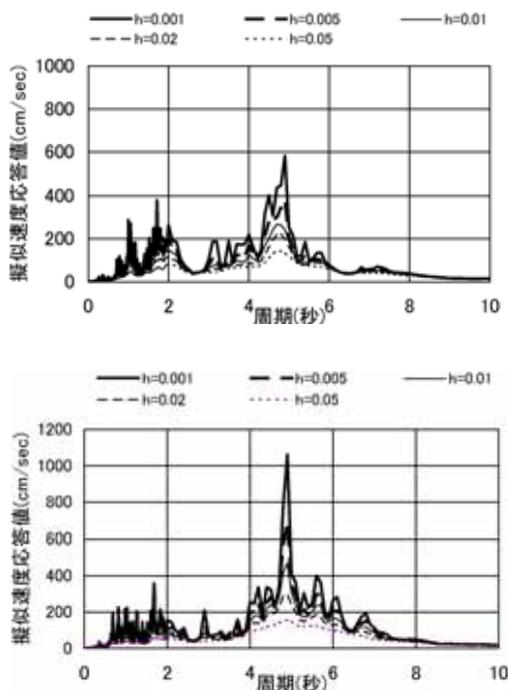


図-10 想定南海地震時の予測地震動(上：OSA-NS、下：WOS-EW)の5種類の減衰を仮定した擬似速度応答スペクトル

をすべてのアスペリティに適用したためであり、今後理論的地震動予測手法などを用いてその影響の定量的な評価が必要である。

#### 5. おわりに

発生確率が非常に高いと言われる南海・東南海地震時の強震動予測は、被害軽減などにとって非常に重要であり、既に中央防災会議などによって広域の震度分布などが報告されている。しかし、多種多様な構造物が存在する都市部（大阪や名古屋）では震度のみで被害を予測することは困難である。ここでは、想定南海、東南海地震を対象とし、経験的グリーン関数法を用いた大阪都市部（限られた地点）における強震動予測（広帯域時刻歴波形の予測）を試みた。その結果、大阪都市部では震源域が大きいことや盆地構造による影響などから周期の長い地震動が卓越するとともに、揺れの継続時間が非常に長いことがわかった。その揺れの周期は高層ビル、超高層ビルや石油タンクのスロッシングの固有周期に近く、そうした構造物の被害軽減に向けた対策が必要である。なお、ここでの試算をより高精度化するためには、早急に大阪平野の3次元的な地下構造モデルの高精度化やそれを用いた理論地震動予測<sup>5)</sup>のみでなく、広帯域強震動の予測手法の高精度化も必要かつ重要である。

謝辞：ここでは気象庁、京都大学防災研究所・強震動地震学分野、独立行政法人・防災科学技術研究所(K-NET, KiK-net)、関西地震観測研究協議会による観測記録を使用させていただきました。記して感謝の意を表します。

#### 参考文献

- 1) 釜江克宏、入倉孝次郎：1946年南海地震(Mw=8.1)時の震源近傍及び周辺地域における強震動評価、日本建築学会構造系論文報告集、第455号、pp.61-71、1994.
- 2) Irikura, K. : Prediction of strong ground acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., pp.151-156, 1986.
- 3) 入倉孝次郎・他：将来の大地震による強震動を予測するためのレシピ、京都大学防災研究所年報、第46号B、pp.105-120、2003.
- 4) 山内麻記子、筑楽鷹、波形インバージョンによる2000年10月31日の三重県中部のスラブ内地震の震源過程、地球惑星科学関連学会合同大会、Sp-P008、2001.
- 5) Kanae, K., H. Kawabe, and K. Irikura: Strong ground motion prediction for huge subduction earthquakes using a characterized source model and several simulation techniques, 13<sup>th</sup> WCEE, Vancouver, 2004.

# 東南海・南海地震による大阪での強震動予測事例

鶴来雅人<sup>1</sup>, 趙伯明<sup>2</sup>, Petukhin Anatoly<sup>3</sup>, 香川敬生<sup>4</sup>

<sup>1</sup>財団法人 地域 地盤 環境 研究所 (〒550-0012 大阪市西区立売堀 4-3-2)

E-mail:turugi@geor.or.jp

<sup>2</sup>財団法人 地域 地盤 環境 研究所 (〒550-0012 大阪市西区立売堀 4-3-2)

E-mail:zhao@geor.or.jp

<sup>3</sup>財団法人 地域 地盤 環境 研究所 (〒550-0012 大阪市西区立売堀 4-3-2)

E-mail:anatolyp@geor.or.jp

<sup>4</sup>財団法人 地域 地盤 環境 研究所 (〒550-0012 大阪市西区立売堀 4-3-2)

E-mail:kagawa@geor.or.jp

大阪盆地内の地震観測点を対象として東南海・南海地震の強震動シミュレーションを実施した。広周期帯域の地震動を評価するため、シミュレーションの方法としてハイブリッド法を採用した。断層モデルは中央防災会議によるモデルに準拠し、サイト増幅特性は中小地震の観測記録から経験的に求めたものを用いた。解析の結果、海溝型巨大地震および大阪の厚い堆積盆地構造による地震動特性を反映した広周期帯域の地震動を得ることができた。また、東南海地震や南海地震がそれぞれ単独で発生する場合の試算も行なった。その結果、これらが同時に発生するに比べ、凡そ60~80%程度の地震動となることが明らかとなった。さらに、長い伝播経路による地震波の散乱等によって継続時間が延びることも考慮したシミュレーションも行なった。

**Key Words:** *The Tonankai and Nankai Earthquake, Strong ground motion prediction, Osaka prefecture, Hybrid method*

## 1. はじめに

東海沖から四国沖にかけての南海トラフを震源とする東南海地震(あるいは東海地震)や南海地震は100年~100数十年間隔で発生し、広範囲に大きな被害をもたらしている。文部科学省 地震調査推進本部 地震調査委員会の長期評価では、次の東南海地震や南海地震は今後30年以内に40~50%程度、50年以内には80~90%程度の確率で発生するとされている<sup>1)</sup>。また、東南海地震と南海地震が同時にあるいは単独で発生する場合の震度分布や被害の予測結果が中央防災会議 東南海、南海地震等に関する専門調査会(以下「調査会」と称す)から公表される<sup>2) 3)</sup>など、次の東南海地震や南海地震への関心が高まりつつある。そこで、今後の防災対策に資することを目的に、南海・東南海地震を対象とした地震動シミュレーションを行い、大阪府域における地震動を試算した。

まず、南海地震および東南海地震が同時に発生する場合について試算を行い、波形やスペクトルの特徴および震度分布について検討する。続いてそれぞれの地震が単独で発生する場合について試算を行い、これらが同時に発生した場合の予測結果と比較する。さらに、長い伝播経路におけ

る散乱等の影響により地震動の継続時間が延びることを考慮に入れたシミュレーションを行なう。最後に東南海地震の震源域付近で発生した地震の観測記録との比較を行なうことで、得られた予測結果の特徴の妥当性を定性的に議論する。

## 2. 解析概要

### (1) 地震動シミュレーションの方法

広帯域にわたって信頼性の高い大地震動を得るため、地震動シミュレーションはハイブリッド法<sup>4)</sup>を用いて行なった。この方法の概要を図-1に示す。この方法は1~2秒程度以下の短周期領域の大地震動を統計的手法<sup>5)</sup>と経験的グリーン関数法<sup>6) 7)</sup>の考え方を用いて、すなわち統計的グリーン関数法により求め、1~2秒程度以上の長周期領域の大地震動を理論的手法で作成し、最終的に両者を時間軸上で足し合わせることで広帯域の大地震動を得るものである。ここで、短周期大地震動を求めるにあたっては、観測記録から評価した経験的サイト増幅特性を考慮し

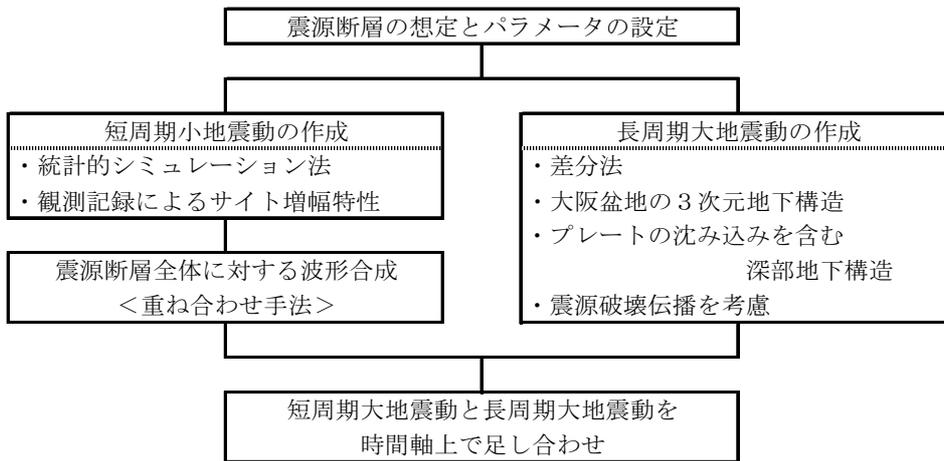


図-1 ハイブリッド法による大地震動の作成手法

表-1 南海地震・東南海地震の巨視的断層パラメータ

	南海地震		東南海地震	
	西部断層	東部断層	西部断層	東部断層
基準点緯度 (°)	32.630	32.810	33.830	34.160
基準点経度 (°)	135.100	135.950	136.990	138.120
断層分類	逆断層+横ずれ成分			
断層走向角 (°)	245.0	270.0	215.0	235.0
断層傾斜角 (°)	7.0	14.0	14.0	10.0
すべり角 (°)	120.0	145.0	90.0	100.0
断層上端深度 (km)	10.0	10.0	10.0	10.0
断層長さ (km)	220	170	120	130
断層幅 (km)	160	100	80	110
断層面積 (km <sup>2</sup> )	36,500 (約36,500)		15,800 (約14,500)	
応力降下量 (MPa)	3.0 (3.0)		3.0 (3.0)	
地震モーメント (N・m)	8.37×10 <sup>21</sup> (8.34×10 <sup>21</sup> )		2.38×10 <sup>21</sup> (2.15×10 <sup>21</sup> )	
平均すべり量 (m)	5.61 (5.70)		3.69 (3.63)	
モーメントマグニチュード	8.55 (8.55)		8.18 (8.15)	
破壊伝播速度 (km/sec)	2.7 (2.7)			

( ) 内の数字は調査会の設定値

た。また、長周期大地震動は大阪堆積盆地の3次元地下構造およびプレートの沈み込みを含む深部構造を考慮した差分法<sup>8)</sup>により求めた。なお、鉛直動についてはサイト増幅特性の評価法や、特に短周期領域の地震動予測手法が確立されているとは言い難いため、水平動のみを対象とした。

## (2) 震源断層パラメータ

調査会の断層設定<sup>2)</sup>では3次的に複雑な曲面構造を持つ震源域を約500個の小断層で近似している。その小断層の長さ・幅は約10kmであり、小断層毎の走向角や傾斜角はそれぞれ異なっている。本検討では、複雑な曲面構造を持つ断層面を南海地震西部断層、同東部断層、東南海地震西部断層、同東部断層の4つの矩形セグメントに分割・近似し、それぞれのセグメント内の小断層は同じ走向角や

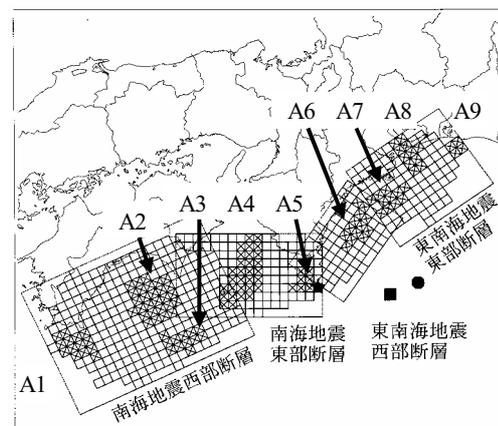


図-2 断層位置図

×およびA1～A9: アスペリティ, ★: 破壊開始点  
 ■: 2011年3月11日14時46分56秒の地震の震央  
 ●: 2011年3月11日14時46分56秒の地震の震央

表-2 南海地震・東南海地震の微視的断層パラメータ

	南海地震		東南海地震	
	本検討	調査会	本検討	調査会
アスペリティの個数	5	5	4	4
アスペリティの面積 $S_a$ (km <sup>2</sup> )	9,100	約9,100	3,900	約3,900
アスペリティでの総モーメント $Moa$ (N・m)	$4.17 \times 10^{21}$	$4.25 \times 10^{21}$	$1.18 \times 10^{21}$	$1.16 \times 10^{21}$
面積 (km <sup>2</sup> )	アスペリティ1 1,400	アスペリティ1 1,423	アスペリティ6 1,300	アスペリティ6 1,308
地震モーメント (N・m)	$5.14 \times 10^{20}$	$5.40 \times 10^{20}$	$4.31 \times 10^{20}$	$4.26 \times 10^{20}$
すべり量 (m)	8.98	9.26	8.11	7.90
応力降下量 (MPa)	23.9	24.5	22.4	21.9
面積 (km <sup>2</sup> )	アスペリティ2 2,800	アスペリティ2 2,758	アスペリティ7 1,100	アスペリティ7 1,107
地震モーメント (N・m)	$1.45 \times 10^{21}$	$1.46 \times 10^{21}$	$3.36 \times 10^{20}$	$3.31 \times 10^{20}$
すべり量 (m)	12.70	12.00	7.46	7.30
応力降下量 (MPa)	23.9	24.5	22.4	21.9
面積 (km <sup>2</sup> )	アスペリティ3 1,200	アスペリティ3 1,226	アスペリティ8 1,100	アスペリティ8 1,107
地震モーメント (N・m)	$4.08 \times 10^{20}$	$4.32 \times 10^{20}$	$3.36 \times 10^{20}$	$3.31 \times 10^{20}$
すべり量 (m)	8.31	8.60	7.46	7.30
応力降下量 (MPa)	23.9	24.5	22.4	21.9
面積 (km <sup>2</sup> )	アスペリティ4 3,000	アスペリティ4 2,963	アスペリティ9 400	アスペリティ9 402
地震モーメント (N・m)	$1.61 \times 10^{21}$	$1.62 \times 10^{21}$	$7.36 \times 10^{19}$	$7.27 \times 10^{19}$
すべり量 (m)	13.15	13.00	4.50	4.40
応力降下量 (MPa)	23.9	24.5	22.4	21.9
面積 (km <sup>2</sup> )	アスペリティ5 700	アスペリティ5 715		
地震モーメント (N・m)	$1.82 \times 10^{20}$	$1.92 \times 10^{20}$		
すべり量 (m)	6.35	6.57		
応力降下量 (MPa)	23.9	24.5		
背景領域				
面積 (km <sup>2</sup> )	27,400	約27,400	11,900	約10,600
地震モーメント (N・m)	$4.20 \times 10^{21}$	$4.09 \times 10^{21}$	$1.20 \times 10^{21}$	$9.89 \times 10^{20}$
すべり量 (m)	3.75	3.65	2.48	2.28
応力降下量 (MPa)	2.2	2.2	2.2	2.2

傾斜角を持つとした。その大きさは長さ・幅ともに調査会とはほぼ同じ 10km である。設定した断層位置を図-2に示す。図中、空白の領域は断層破壊をしない領域である。また、各セグメントが重複する領域については、どちらかのセグメントのみが断層破壊するものとした。図中×印を示した領域 (A1~A9) がアスペリティであり、調査会の設定したアスペリティ位置と概ね一致している。しかし、その深度については断層面を平面近似しているため、調査会のそれとは厳密に対応していないものと思われる。破壊開始点は調査会の設定に倣い、南海地震断層と東南海地震断層の境界部 (図-2中、★印) とし、破壊が同心円状に広がるとした。

各アスペリティおよび背景領域の地震モーメントや応

力降下量といった微視的断層パラメータは調査会の設定方法<sup>2)</sup>に倣って与えた。設定した巨視的断層パラメータを表-1に示す。同表中、( )内の数字は調査会の設定値である。また、微視的断層パラメータを表-2に示す。同表中にも調査会の設定値を示す。

なお、応力降下量は地震モーメントおよびコーナー周波数との関係式 [式(1)]<sup>9), 10)</sup>により考慮した。

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \times \beta \times \left( \frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (1)$$

ここで、 $f_c$  : コーナー周波数 (Hz)

$\beta$  : 媒質のせん断波速度 (km/s)

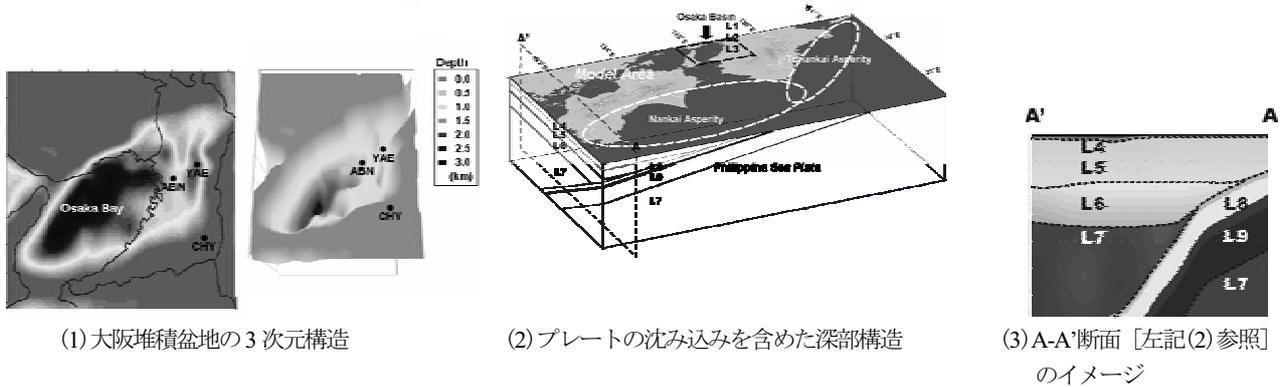


図-3 解析に用いた地下構造モデル

$M_0$  : 地震モーメント (dyne·cm)  
 $[1 \text{ (N·m)} = 1 \times 10^7 \text{ (dyne·cm)}]$

$\Delta \sigma$  : 応力降下量 (bar)  $[1 \text{ bar} = 0.1 \text{ MPa}]$

である。

### (3) 長周期大地震動の計算に用いる地下構造

長周期大地震動は大阪堆積盆地の3次元不整形地下構造<sup>11)</sup>およびプレートの沈み込みを含む深部構造を考慮した差分法<sup>8)</sup>により求めた。大阪堆積盆地の外側は露頭岩盤と仮定し、水平構造モデルとした。設定した地下構造モデルを図-3に、物性値を表-3に示す。図-3および表-3中、L1~L3が大阪堆積盆地構造、L4~L7が深部構造、L8およびL9がフィリピン海プレートに相当する。L1~L3およびL8とL9は水平成層構造ではなく、位置により下面深度が異なるため、表-3中の下面深度の値は示していない。なお、趙・ほかは、このモデルを用いて2000年鳥取県西部地震の地震動シミュレーションを行い、観測記録と整合する結果を得ており<sup>12)</sup>、モデルの妥当性が確認されている。深部構造の形状はZhao *et al.*<sup>13)</sup>による形状とした。そのP波速度は京都大学鳥取地震観測所が震源決定に用いている値<sup>14)</sup>とした。S波速度はLove波の分散曲線から推定した値<sup>15)</sup>を参考に、その平均的な値とした。また、フィリピン海プレートの形状は荻原の成果<sup>16)</sup>をスムーズに繋ぎ、厚さ30kmの層(L9)上面には低速度の海洋性地殻(L8、厚さ5km)を置いてモデルに組み込んだ。その速度構造はレーンバー関数から得られたモデル<sup>17)</sup>および人工地震探査の結果<sup>18)</sup>からその平均的な値とした。モデル化した領域はE132.0°、N31.8°から東へ580km、北に380km、深さ80kmの領域である。また、大阪堆積盆地構造は約81km×81kmの範囲であり、堆積層の厚さは最深部で約3kmである。解析のグリッド間隔は堆積盆地構造内では220m、盆地外では震源要素のサイズおよび表層のS波速度に応じて440m~1,320mの間隔を採用した。また、Q値は文献19に示されている方法で考慮した。

通常、差分法による解析では震源時間関数としてベル型関数を用いられることが多い。このベル型関数を用いて南

表-3 解析に用いた地下構造の物性値

	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Q	下面深度 (km)
L1	1.60	0.35	1.70	80	—
L2	1.80	0.55	1.80	100	—
L3	2.50	1.00	2.10	150	—
L4	5.40	3.20	2.60	300	4.0
L5	6.00	3.50	2.70	500	16.0
L6	6.60	3.82	2.85	1000	36.9
L7	8.10	4.50	3.29	2000	∞
L8	7.50	4.30	3.06	2000	—
L9	7.80	4.35	3.16	2000	—

海・東南海地震のような巨大地震をシミュレーションする場合、周期2ないし3秒から10秒程度の周期帯域で過小評価となることが指摘されている<sup>20)</sup>。本研究ではベル型関数ではなく、立ち上がり部が急峻な中村・宮武による震源時間関数<sup>21)</sup>を用いることにより、理論計算の有効周期を2秒程度にまで拡張するように工夫をした。

### (4) 短周期大地震動の計算に用いるQ値

中央防災会議 東海地震に関する専門調査会においてはQ値に関する既往研究成果を整理し、せん断波速度が3,000m/secを越える地震基盤のQ値の平均的特性として

$$Q(f) = 100 \times f^{0.7} \quad (2)$$

を採用している<sup>22)</sup>。本検討においてもこの特性を用いることとした。ここで、 $f$ は周波数(Hz)である。なお、調査会の資料には採用したQ値の特性は記述されていない。

### (5) 解析対象地点とそのサイト増幅特性

解析対象地点は関西地震観測研究協議会、独立行政法人 防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET)および基盤強震観測網(KiK-net)の大阪府下の23観測点とした。関西地震観測研究協議会およびK-NET観測点におけるサイト増幅特性は観測記録を用いた経験的手法で得られた特性<sup>23)</sup>

を用いた。KiK-net 観測点におけるサイト増幅特性は今回新たに評価した。その手法は文献 23 と同じ手法である。なお、この手法ではサイト増幅特性を基準観測点との相対値ではなく、地震基盤に対する値として算出できる。

### (6) 高域遮断フィルター

高周波数領域の地震動の振幅には高域遮断フィルターが大きな影響を及ぼす。調査会の資料<sup>2)</sup>には高域遮断周波数  $f_{max}$  の値が記載されているのみで、フィルター形状や高周波数領域の減衰の程度を示す係数は不明である。そこで、本研究では式(3)で示されるフィルター形状<sup>5)</sup>を用いた。ここで、 $f_{max}$  は調査会の設定に倣い 6Hz、減衰の程度を示す係数  $s$  は 1 とした。

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_{max}}\right)^{2s}}} \quad (3)$$

### (7) マッチング周波数

短周期大地震動と長周期大地震動の足し合わせの際のマッチング周波数は、差分法による限界周波数を考慮したうえで、両地震動のスペクトルがスムーズにつながるように、スペクトルレベルがほぼ同じ周波数領域とした。対象地点毎に若干異なるが、概ね 0.5Hz 程度である。

## 3. 解析結果

### (1) 各成分波およびハイブリッド波

統計的グリーン関数法による短周期波および 3 次元差分法による長周期波、およびそれらを足し合わせたハイブリッド波を図-4 および図-5 に示す。示した結果は、南海地震と東南海地震が同時発生した場合の ABN および YAE の 2 地点の EW 成分である。ここで、ABN は大阪府内を南北に縦断する上町台地上、YAE は軟弱地盤が広がっている東大阪の観測点であり、図-3 中にその位置を示す。これより長周期波の継続時間が非常に長いことがわかる。この継続時間は、震源時間関数から想定されるものに比べはるかに長いことから、堆積盆地構造により生成された表面波の影響と考えられる。ハイブリッド波の最大速度は比較的大きく、軟弱な地盤が広がっている東大阪の観測点 (YAE) では 70cm/s を越える大きな最大速度となった。なお、YAE 以外の解析対象地点では最大速度は概ね 10~40cm/s 程度である。

### (2) 地盤種別による比較

地盤種別による地震動の違いを図-6 および図-7 に示す。示した結果は、南海地震と東南海地震が同時発生した場合の CHY、ABN および YAE の 3 地点におけるハイブリッド波 (EW 成分) である。ここで、CHY は大阪府南東部の風化岩の観測点であり (位置は図-3 参照)、ABN および YAE は前述の通り、それぞれ洪積層上および沖積層上の観測点である。これより、堆積盆地構造の端部に位置し、風化岩上の観測点である CHY に比べ、盆地構造内の堆積層上の観測点である ABN や YAE では地震動の継続時間が長く、また特に長周期領域で大きな増幅が見られる。堆積盆地構造の影響が顕著に現れていると言える。

### (3) 震度分布

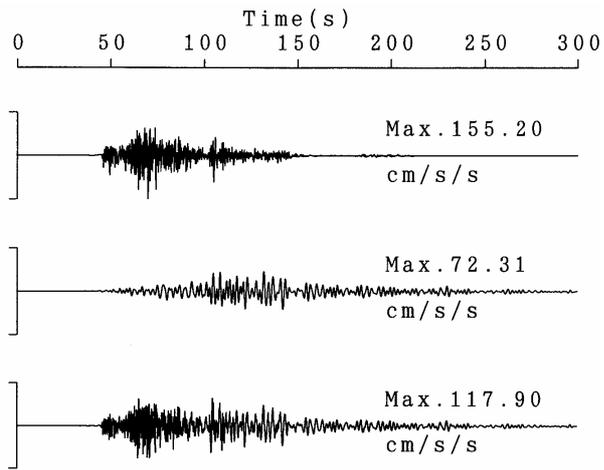
本検討で得られた地震動から計算される計測震度の分布を図-8 に示す。示した結果は南海地震と東南海地震が同時発生した場合のものである。

本検討で得られた計測震度は、風化岩上の観測点では 4.4 程度 (震度 4)、洪積層上の観測点のうち断層にやや近い位置にある府南部では 5.0 程度 (震度 5 強)、府中部や北部では 4.5~4.8 (震度 5 弱)、沖積層上の観測点では 4.7~5.6 (震度 5 弱~6 弱) であった。一方、調査会による震度分布<sup>2)</sup>では、府域の大部分が震度 5 強、一部で震度 6 弱や震度 5 弱が広がっている。本検討で得られた結果は、大局的に見ればこの調査会の震度分布と顕著な差異がないと言えるが、仔細に見た場合、調査会の震度分布とやや異なっている。これは、地震動シミュレーション手法の違い (本検討:ハイブリッド法、調査会:統計的グリーン関数法) および表層地盤の扱いの違い (本検討:線形解、調査会:せん断波速度 300m/sec 層以下に対しては非線形解) に原因があるものと思われる。

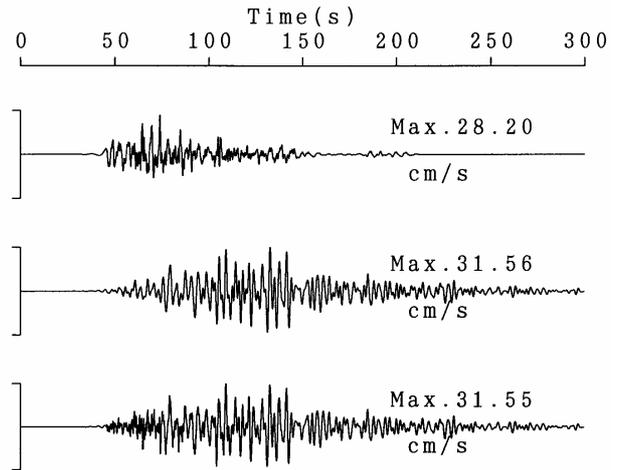
### (4) 同時に発生する場合と単独で発生する場合の比較

前節までの検討は南海地震と東南海地震が同時に発生する場合を対象としたが、ここではそれぞれの地震が単独で発生する場合の地震動シミュレーションを行い、結果を比較する。南海地震が単独で発生する場合は、図-2 中★印から破壊が始まり、南海地震東部断層と同西部断層が順次破壊する、東南海地震が単独で発生する場合は、図-2 中★印から破壊が始まり、東南海地震西部断層と同東部断層が順次破壊するとして解析した。

破壊領域の違いによる地震動の違いを図-9 および図-10 に示す。示した結果は YAE におけるハイブリッド波 (EW 成分) である。これより、南海地震や東南海地震が単独で発生する場合には、同時に発生する場合の 60~80% 程度の地震動となることがわかる。他地点についてもこれとほぼ同様の結果が得られる。また、東南海地震が単独で

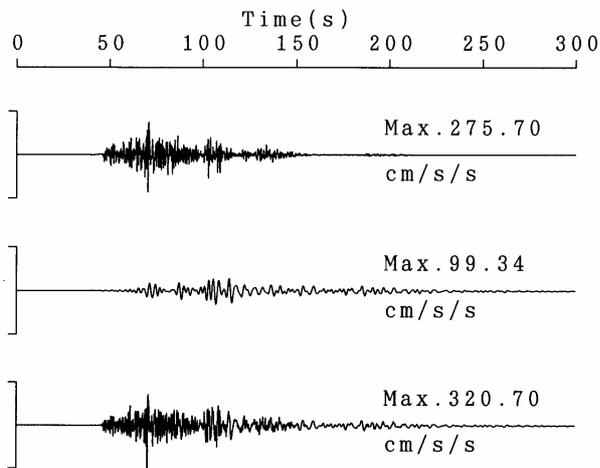


(1)加速度波形

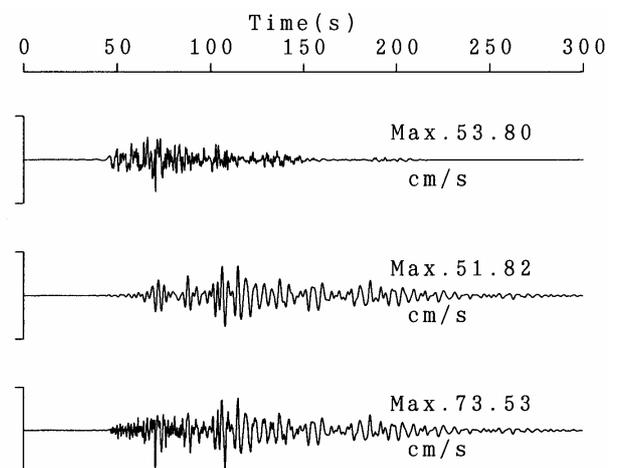


(2)速度波形

図-4 ABNにおける各成分波 <上:短周期波, 中:長周期波, 下:ハイブリッド波>

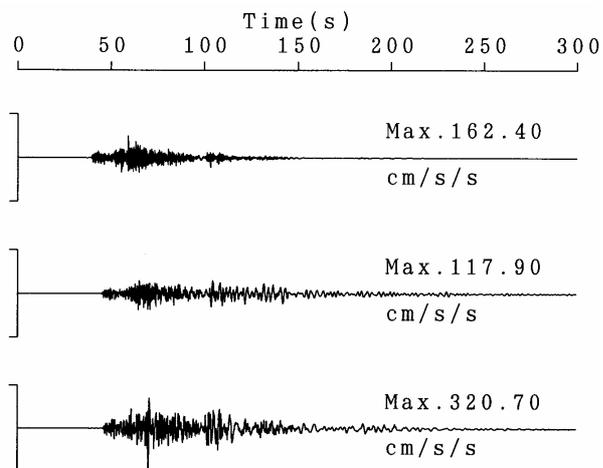


(1)加速度波形

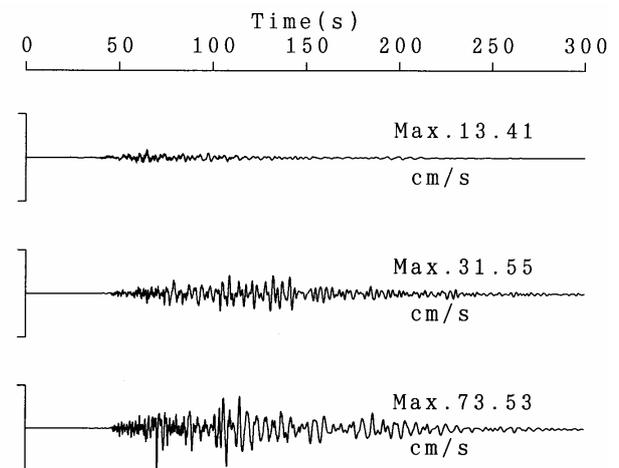


(2)速度波形

図-5 YAEにおける各成分波 <上:短周期波, 中:長周期波, 下:ハイブリッド波>



(1)加速度波形



(2)速度波形

図-6 地盤種別による波形の比較 <上:CHY (風化岩), 中:ABN (洪積層), 下:YAE (沖積層)>

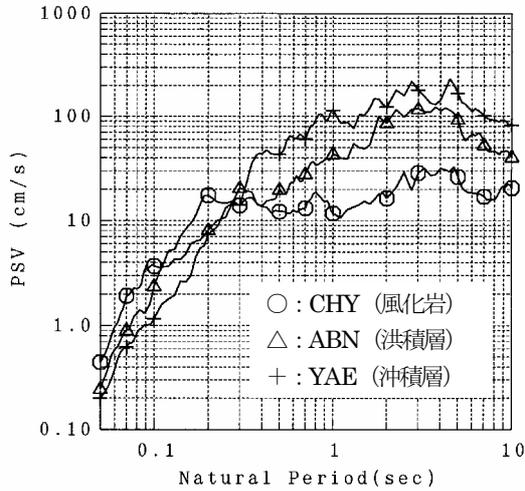


図-7 地盤種別による擬似速度応答スペクトルの比較  
<減衰定数5%>

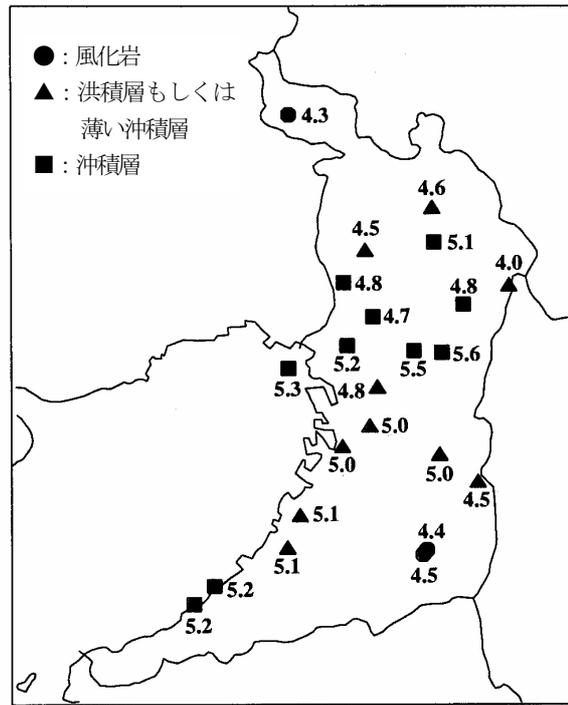
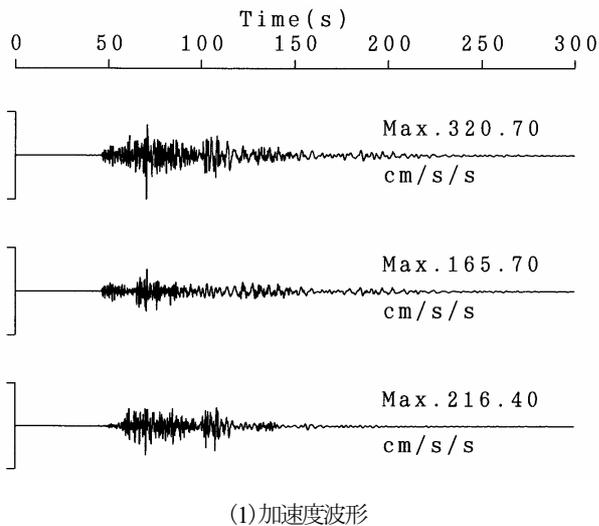
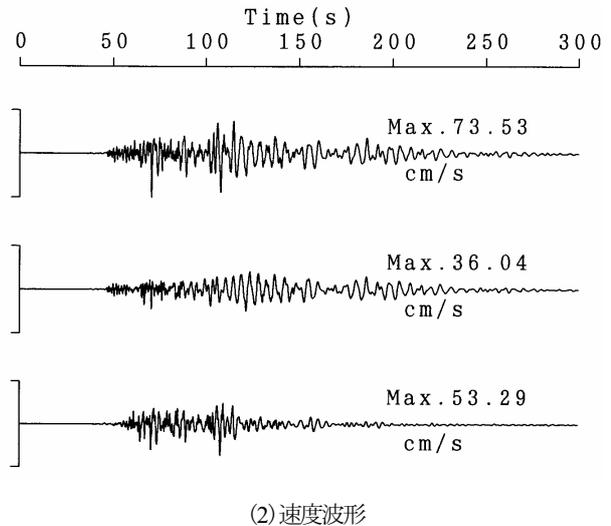


図-8 得られた震度分布



(1) 加速度波形



(2) 速度波形

図-9 破壊領域の違いによる波形の比較 <YAE, 上:同時発生, 中:南海地震単独発生, 下:東南海地震単独発生>

発生する場合、破壊開始点で破壊が始まった時刻 (図-9の時間軸0秒に相当) から120秒程度で振幅が小さくなるのに対して、南海地震が単独で発生した場合は、その後も比較的振幅が大きいことがわかる。この要因として、南海地震の断層が大きく断層面からの最短距離と最長距離の差が東南海地震より大きいために、地震波が観測点に到達するまでの時間差が大きくなること、および大阪府域から遠方にある断層西部に大きなアスペリティ (A1 や A2) があり、そこから比較的大きな地震動が生成されることが考えられる。

計測震度の比較を表-4に示す。これより、南海地震や

東南海地震が単独で発生する場合、震度は0.2~0.4程度小さくなることがわかる。同表には関西地震観測協議会の観測点のみを示したが、K-NET や KiK-net 観測点についてもほぼ同様の結果が得られる。

### (5) 地震動の継続時間の延びを考慮した検討

伝播経路における地震波の散乱や堆積層による重複反射などにより地震動の継続時間は長くなる。内陸活断層地震に比べ震源距離が長い海溝型地震に対して、この傾向はより顕著に現れてくる。本検討ではハイブリッド法を採用

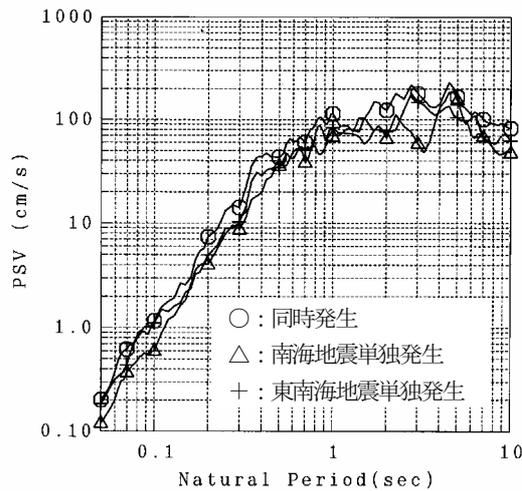
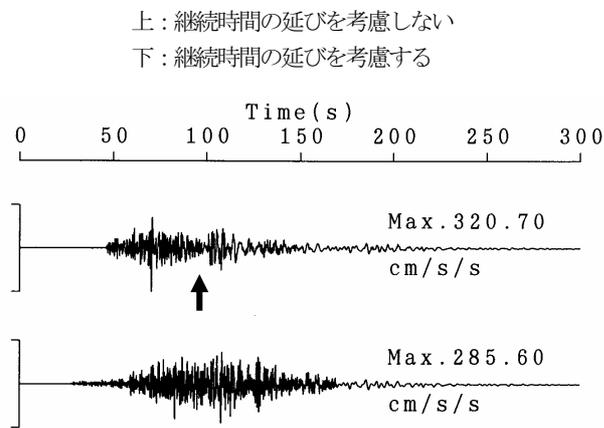
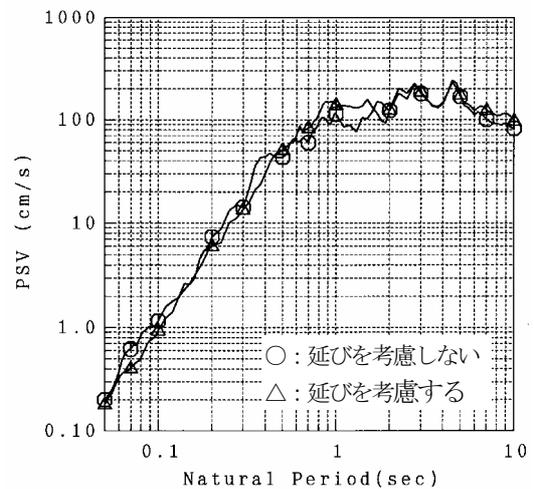


図-10 破壊領域の違いによる擬似速度応答スペクトルの比較  
 <減衰定数5%>



(1) 加速度波形



(2) 擬似速度応答スペクトル<減衰定数5%>

図-11 継続時間の延びを考慮しない場合とする場合の比較 <ハイブリッド波, YAE, EW 成分>

したが、その短周期地震波の継続時間は震源小断層における時間遅れが考慮されているのみで、伝播経路における地震波の散乱や堆積層による重複反射などにより継続時間が延びることは考慮されていない。

そこで、文献24および25に示す方法を用いて震源・伝播経路・サイト特性によるエンベロップを評価し、これらをコンボリューションすることにより、継続時間の延びを考慮したグリーン関数を得ることとした。このグリーン関数を用いて短周期大地震動をシミュレートした後、長周期大地震動とハイブリッド合成した。地震動の継続時間の延びを考慮した場合としない場合の、ハイブリッド波の加速度波形および擬似速度応答スペクトルの比較を図-11に示す。示した結果はYAEにおけるEW成分である。継続時間の延びを考慮しない場合は、例えば90秒程度の時刻に振幅の小さいフェーズ(図-11中、で示したフェーズ)が見れるのがわかる。破壊開始点において破壊が始まった時刻(図-11の時間軸0秒に相当)から約65~70秒後にアスペリティ4(図-2中A2)およびアスペリティ7(図-

表-4 破壊領域の違いによる計測震度の比較

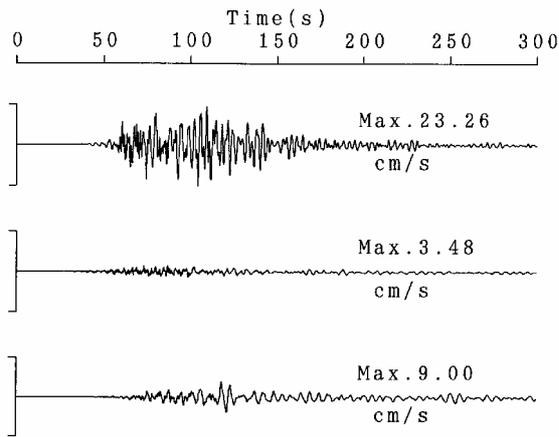
対象地点	同時発生	南海地震 単独発生	東南海地震 単独発生
ABN	4.8	4.7	4.5
CHY	4.4	4.2	4.2
FKS	5.2	4.9	4.8
MRG	5.5	5.3	5.2
OCU	5.0	4.8	4.6
SKI	5.0	4.8	4.5
SRK	5.1	4.7	4.8
TDO	5.1	5.1	4.7
TYN	4.5	3.9	4.2
YAE	5.6	5.3	5.5

2中A7)の破壊による地震波が到達し、また約100秒後にアスペリティ8(図-2中A8)の破壊による地震波が到達しており、この90秒程度の時刻における小振幅のフェーズは各アスペリティの破壊による地震波の狭間に相当する。継続時間の延びを考慮するとこの小振幅のフェーズが見られなくなり、より現実的な波形が得られることがわかる。なお、継続時間の延びの影響は応答スペクトルには顕著には見られないことが図-11(2)よりわかる。

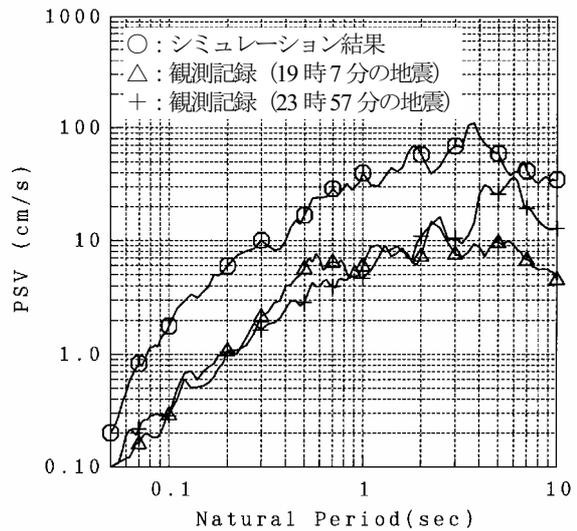
#### (6) 2004年9月5日の地震の観測記録との比較

2004年9月5日紀伊半島沖および東海道沖を震源とする比較的規模の大きな地震が発生し、大阪府内ではいずれの地震ともに震度4のゆれを観測した。これらの地震は沈み込むプレート内部で発生したいわゆるスラブ内地震であり、南海・東南海地震とは震源メカニズムが異なる。しかし、その震央位置は図-2に示す通り、東南海地震の震源域に比較的近いことから、南海・東南海地震の大阪府域

上：シミュレーション結果，中：観測記録（19時7分の地震），  
下：観測記録（23時57分の地震）



(1) 加速度波形



(2) 擬似速度応答スペクトル<減衰定数5%>

図-12 シミュレーション結果の定性的特徴に関する検証 <ハイブリッド波, ABN, EW 成分>

での地震動を考えるうえで、その継続時間や周波数特性などについて共通点が多いものと考えられる。そこで、ここでは本検討で得られた南海・東南海地震のシミュレーション波とこれらの地震の観測波との比較を行なう。これらの地震の諸元<sup>26)</sup>を以下に示す。

[2004年9月5日19時7分の地震]

- ・震央緯度，経度：33.028°，136.800°
- ・震源深さ：38km
- ・気象庁マグニチュード：6.9

[2004年9月5日23時57分の地震]

- ・震央緯度，経度：33.143°，137.142°
- ・震源深さ：44km
- ・気象庁マグニチュード：7.4

ABN におけるシミュレーション波と観測波の比較を図-12に示す。これらの地震の震央位置が東南海地震の震源域と比較的近いことから、東南海地震が単独で発生した場合のシミュレーション結果と比較している。これより、2004年9月5日の地震の規模が東南海地震のそれよりマグニチュードで1.3および0.8小さいことや震源が深いことにより振幅はかなり異なるが、地震動の継続時間が長いことや長周期領域が卓越すること、といった特徴は両波に共通して見られることがわかる。これは、本検討で得られた予測結果の特徴の妥当性を定性的に示すものであると言えよう。

#### 4. おわりに

大阪堆積盆地を考慮した南海・東南海地震の強震動シミュレーションを行い、大阪府域における地震動を試算した。計算にあたっては、3次元的に複雑な曲面構造を持つ断層面を4つの矩形セグメントに近似する、ハイブリッド法を

用いる、経験的サイト増幅特性を考慮する、といった工夫を行った。また、長周期地震動の計算にあたっては、大阪堆積盆地の3次元地下構造およびプレートの沈み込みを含む深部構造を考慮した。

その結果、継続時間が非常に長い、かつ周期1秒程度以上の長周期領域が卓越した地震動が得られた。これは震源時間関数から考えられる継続時間よりもはるかに長いことから、盆地生成表面波の影響によるものと考えられる。特に東大阪では70cm/sを越える大きな最大速度が予想されることが明らかとなった。また、得られた計測震度は4.3（震度4）～5.6（震度6弱）となり、その分布は調査会による分布と大局的に見れば顕著な差異がない結果であった。仔細に見た場合、調査会による分布とやや異なるが、これは地震動シミュレーション方法の違いおよび表層地盤の取り扱いの違いによるものと思われる。

続いて、南海地震と東南海地震が同時に発生する場合とそれぞれが単独で発生する場合の地震動予測結果の比較を行った。その結果、南海地震や東南海地震が単独で発生する場合には、同時に発生する場合の60～80%程度の地震動となり、震度は0.2～0.4程度小さくなると予想された。また、南海地震が単独で発生する場合は東南海地震が単独で発生する場合に比べ、後続波の振幅が大きくなることが予想された。

さらに、伝播経路における地震波の散乱や堆積層による重複反射などにより地震動の継続時間が延びることを短周期領域でも考慮したシミュレーションを行った。その結果、より現実的な波形が得られた。

最後に、本検討で得られたシミュレーション波と2004年9月5日に発生した紀伊半島沖および東海道沖を震源とする地震の観測記録との比較を行った。その結果、地震動の継続時間が長いことや長周期領域が卓越すること、といった特徴は共通して見られることが明らかとなった。これ

# k-2モデルによる東海地震を想定した 入力地震動の策定例

久田 嘉章<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 工学院大学教授 工学部建築学科 (〒163-8677 新宿区西新宿 1-2 4-2)  
E-mail: hisada@cc.kogakuin.ac.jp

静岡県長泉町に建設された免震建築である静岡県立静岡がんセンターの耐震設計に用いるため、東海地震を想定した入力地震動の策定を行った。建設地における地震基盤までの地盤構造モデルは微動アレイによる地盤構造探査で行い、地震動の策定手法は経験的手法（小林・翠川法）、半経験的手法（入倉法）、および理論的手法（ハイブリッド手法）を用い、最悪条件や結果のばらつきを考慮して行った。特に理論的手法では震源近傍の強震動特性を考慮し、既存の巨大地震の震源パラメータを用いて周期1秒までの地震動計算を行うため、k-2モデル（k-squared model<sup>1) 2)</sup>を使用した。計算の結果、断層破壊が当該地近くことで生成するdirectivity pulse波が、免震構造に最も大きく影響することを確認した。

**Key Words :** The Tokai earthquake, K-squared source model, input ground motion, aseismic design

## 1. はじめに

長周期構造物の耐震設計で考慮すべき長周期地震動には大きく分けて、堆積盆地で励起する表面波などサイト特性に起因するものと、directivity pulse波（指向性パルス波）やfling stepなど震源特性に起因するものがある。前者の例として2003年十勝沖地震による勇払平野で励起した長周期地震動があり、苫小牧市の石油タンクの火災事故を契機に、関東平野や大阪盆地などの堆積盆地の長周期地震動と、それによる長周期構造物（石油タンク、超高層建築、免震建築など）への影響が懸念されている。しかしながら表面波の加速度は小さく、また卓越周期は地盤構造で決まるため、減衰を付与したり、地盤との共振を避けるなどで比較的対処は容易であると思われる。

一方、震源近傍の地震動特性であるdirectivity pulse波やfling stepは、これまで長周期構造物の被害例が無いこともあり、耐震設計上、考慮されることは殆ど無いのが現状である<sup>3)</sup>。directivity pulse波は1995年兵庫県南部地震の際、神戸市の大被害をもたらした大きな要因の一つとして注目され、近年では強震動予測地図など震源近傍の地震動評価では広く採り入れられている。一方、fling stepは地表断層のごく近傍での断層すべりに起因する永久変位を伴うステップ関数上の長周期が卓越する変位波であり、1999年台湾・集集地震などで大きく注目をされるようになった。directivity pulse波やfling stepは、理論・観測面から

その成因が解明されており、現在では耐震設計の入力地震動として取り入れることが可能となっている<sup>4)</sup>。

本報告では震源近傍の強震動特性を考慮した入力地震動の策定例として、平成14年9月に開院した静岡県立静岡がんセンター・病院本棟における入力地震動策定を紹介する（平成11年日本建築センター評定）。サイトでの深層地盤は微動のアレイ観測で調査し、その結果をもとに強震動評価を行い、手法は経験的手法（小林・翠川法）、経験的グリーン関数法（半経験的手法）、理論的手法（ハイブリッド手法）を全て使用している。本報告では著者の担当したk-2モデル（k-squared model）による理論的手法を中心に紹介する（詳細は文献<sup>5)</sup>）。

## 2. 想定する地震と構造計画概要

静岡がんセンターは、図1、2に示すように富士山麓の愛鷹火山南東部に位置し、静岡県の地震地域係数は1.1以上のB地域に相当する。当サイトで考慮すべき震源モデルとして、図2に示すように仮想東海地震、仮想神奈川県西部地震、さらに富士川河口断層帯、及び神縄・国府津一松田断層帯による地震などが考えられる。この中で建設サイトに最も大きな影響を及ぼす地震として、仮想東海地震（M8）を対象とした入力地震動策定が行われた。仮想東海地震は、平成13年に中央防災会議から新しい想定震源域が公表されているが、ここでは建

建設サイトに近く、より影響のより大きいと考えられる石橋モデル（1976）を用いている。表1に使用した震源パラメータを示す。

当センターの病院本棟は、地震時の災害拠点として病院機能を維持させるため免震構造として計画されている。病院本棟は鉄骨鉄筋コンクリート・一部鉄骨造で、地下1階、地上11階、軒高53.45m、建築面積・延べ床面積はそれぞれ約14,763 m<sup>2</sup>、64,155 m<sup>2</sup>である。架構はブレース付きラーメン構造（一部耐震壁）、基礎は杭基礎である。免震部材は1階床下及び地下1階床下に設置し、一部は1階と地下1階の中間に設置した。免震部材は積層ゴムとすべり支承を併用し、減衰機構は鋼棒ダンパーと鉛プラグを用いている。基礎固定での設計用1次固有周期は短辺で0.91秒、長辺で0.86秒であり、免震層を含めた等価線形モデルによる1次固有周期は、免震層変位

の1 cmレベルで1.42秒、10 cmレベル（レベル1）で2.42秒、20 cmレベル（レベル2）で2.90秒、40 cmレベル（余裕度検討レベル）で3.33秒である。

表1 仮想東海地震の震源パラメータ（石橋モデル）

緒元	設定値
地震規模	M 8
断層北東端位置 (°)	(35.14 N, 138.73 E)
断層の最浅端深さ (km)	2
走行 (°)	N198E
傾斜角 (°)	34
長さ (km)	115
幅 (km)	70
平均すべり量 (m)	4
平均すべり角 (°)	71



図1 静岡県立静岡がんセンターの遠景（左）とサイト位置（右）

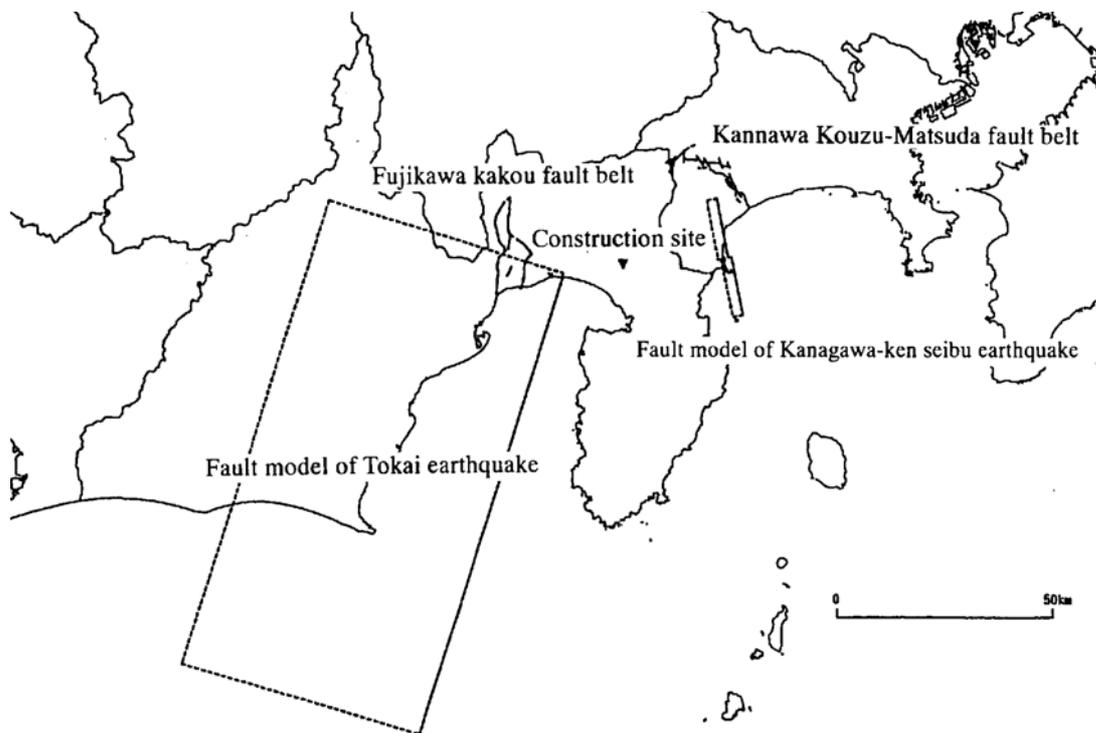


図2 建設サイト、及び入力地震動策定の祭に参考にした想定震源

表2 使用した地盤モデル

層	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Vp (km/s)	Vs (km/s)	層厚 (km)	Qp	Qs
1	2.0	1.7	0.6	0.043	100	50
2	2.1	2.3	0.91	0.17	160	80
3	2.2	2.9	1.55	1.14	300	150
4	2.4	5.5	3.0	2.00	400	200
5	2.8	6.5	3.8	-	400	200

本サイトでの地盤情報は以下の通りである。当該地では多くのボーリング調査や深さ60mまでのP S検層などが行われており、それらによると当地では愛鷹火山の噴出によるローム層が地表より約20mまで堆積し、以深は凝灰角礫岩層で構成されている。一方、長周期強震動の特性を調べる上で重要な工学的基盤から地震基盤までの地盤構造は殆ど知られていない。このため微動のアレイ観測を実施し、S波速度3 km/s程度の地震基盤までのS波速度構造を推定した(表2)。

### 3. k-2 model を利用した理論的手法と統計的グリーン関数法による入力地震動策定

入力地震動の策定法は経験的手法(小林・翠川法)と経験的グリーン関数法(半経験的手法)に加え、directivity pulse 波や fling step など様々な震源近傍の強震動特性を考慮するため、理論的手法(ハイブリッド手法)も用いている。理論的手法では、長周期強震動(周期約1秒以上)の作成にk-2モデルによる理論的手法を、短周期強震動(周期約1秒以下)には統計的グリーン関数法を用いたハイブリッド手法を使用した。M8クラスの海洋型地震を対象とした場合、震源逆解析による使用できるの震源パラメータは長周期の記録(通常、周期3~4秒以上)であるため、工学的に必要な短周期ではそのままでは適用はできない。そこで、震源近傍で強震記録が得られ、東海地震と同じM8クラスの海洋型逆断層タイプの地震である1985年メキシコ地震と1985年チリ地震を用い、k-2モデルによって短周期まで適用可能な震源パラメータを構築し、仮想東海地震に適用した。

k-2モデル(k-square model)<sup>1),2)</sup>は、断層面にでのすべり分布などが短波長で空間波数(k)の2乗に逆比例すると仮定することで、短周期の地震動が経験的震源モデルである $\omega^2$ モデル(omega-squared model)に整合するように構築する震源モデルである。オリジナルのk-2モデル<sup>6)</sup>では断層面のすべり分布のみにk-2分布を仮定していたが、著者はすべり分布に加え、破壊開始時間の分布にもk-2を導入し、破壊伝播のフロントで揺ら

ぎを導入することで、加速度波形でのランダムさが表現でき、さらに、すべり関数にsource-controlled fmaxを持つKostrov型のすべり速度関数を用いる。その結果、短周期で $\omega^2$ モデルと整合する震源スペクトルとなる。長周期(長波長)では既存の結果のすべり分布を用い、小断層サイズ以下の短波長でk-2モデルを導入すれば長周期でのdirectivity pulse 波や fling step などの震源近傍の強震動特性と、短周期でのランダムな地震動特性とを同時に評価することが可能となる<sup>1),2)</sup>。但し、ここで用いた震源モデルでは、すべり分布には震源インバージョンによるすべり分布をそのまま使用し、さらにすべり速度関数として単純な継続時間が1秒の三角形関数で代用している。

一方、周期1秒以下の短周期成分には統計的グリーン関数法を用いる<sup>7)</sup>。これはBooreの点震源モデルを断層面の小断層に分布させ<sup>8)</sup>、Irikura(1986)の方法で重ね合わせる手法である<sup>9)</sup>。

上記の手法を1985年メキシコ地震と1985年チリ地震に適用し、震源近傍で観測された強震記録を再現する震源パラメータを構築した。図3は1985年メキシコ地震の断層モデルと強震観測点(4地点)とすべり分布モデルである。断層モデルはSomerville他<sup>10)</sup>、及びMendoza and Hartzell<sup>11)</sup>を参考に構築し、理論的手法のための破壊開始時間の分布には、図4に示すようなk2分布を用いた。k2分布は、断層面を8.3 km x 6.7 kmの小断層に分割し、各小断層で平均破壊伝播速度に1 $\sigma$ が1 km/sの正規分布を持つランダムな破壊伝播速度を与えることで生成した。一方、図4には参考のため一定の破壊伝播速度( $V_r = 3$  km/s)による破壊開始時間の分布も示している。地盤モデルはSomerville他<sup>10)</sup>による構造を用い、グリーン関数は、観測点が断層直上にあることから最下層の構造による全無限体のグリーン関数を計算し、重複反射理論による増幅率を乗じて地表での波形を合成した。理論的手法は周期1秒以上、統計的グリーン関数法には周期2秒以下で計算し、周期1~2秒で交差するフィルターをかけて両者を加え合わせた。図5に一例として観測点CALにおける理論速度波形と観測波形、および加速度フーリエスペクトルの比較を示す。理論波形には図4で示した2つの破壊開始時間のモデルによる計算結果を示している。滑らかな破壊開始時間分布を用いると周期1秒以上の長周期強震動の励起が不足するが、k2分布モデルではメキシコ地震で顕著に見られた周期2秒前後で卓越する長周期強震動が再現されている。

全く同様に図6は1985年チリ地震の断層モデルと観測点位置(4地点)とすべり分布モデル、図7は破壊開始時間の分布である。この場合、断層面を1.4 km x 1.2 kmの小断層に分割し、各小断層で平均破壊伝播速度に1

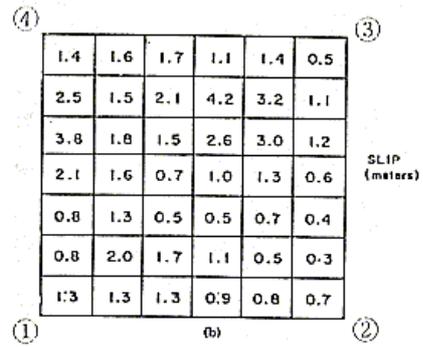
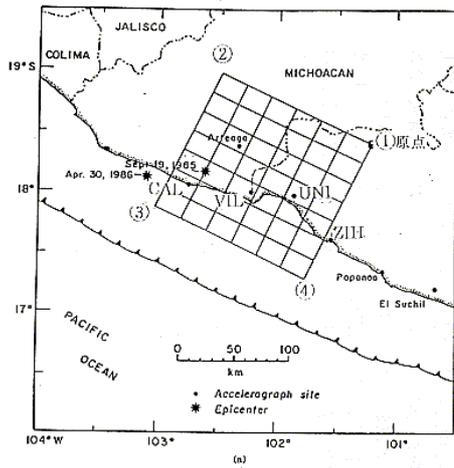


図3 1985年メキシコ地震の断層モデルと強震観測点(左)とすべり分布モデル(上)

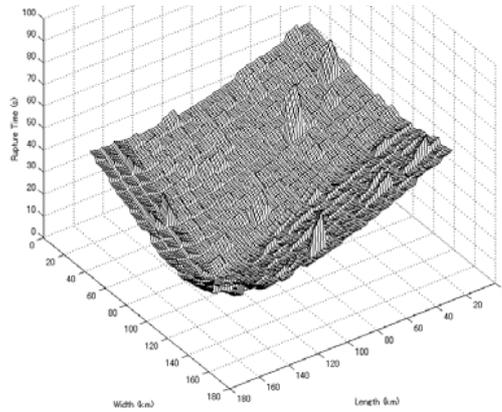
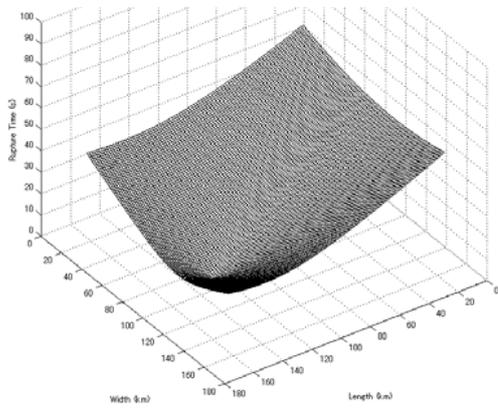


図4 1985年メキシコ地震の破壊開始時間分布(左:破壊伝播速度が一定の場合、右:k2分布の場合)

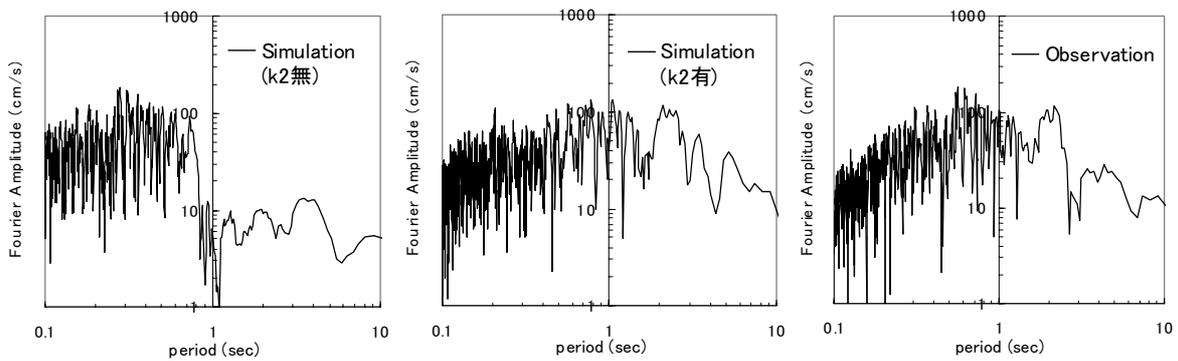
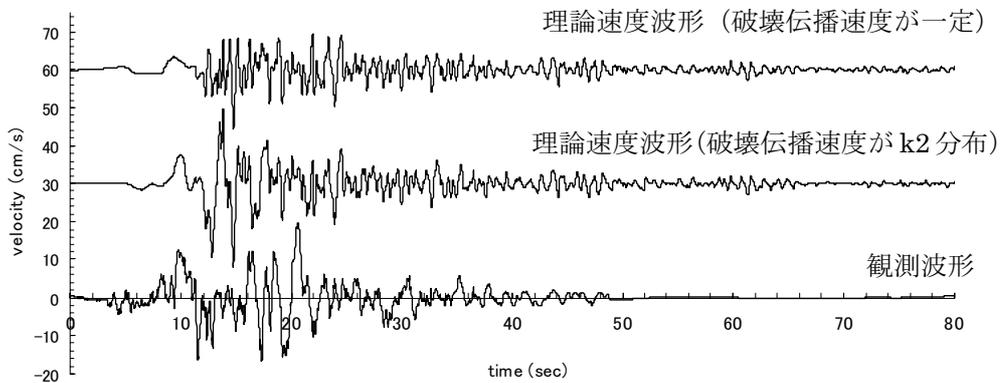


図5 CALにおける理論・観測速度波形(上、NS成分)とそのフーリエ振幅スペクトル(下)

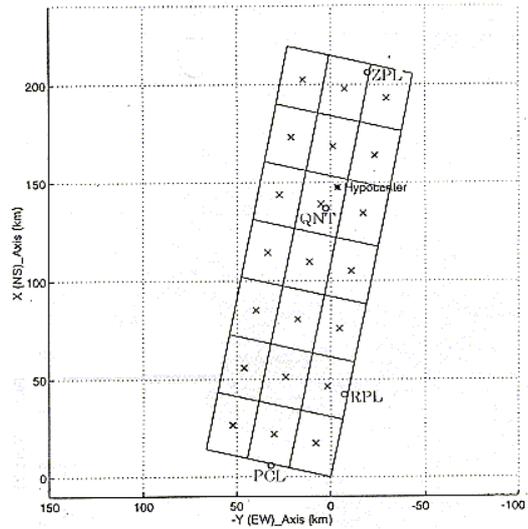
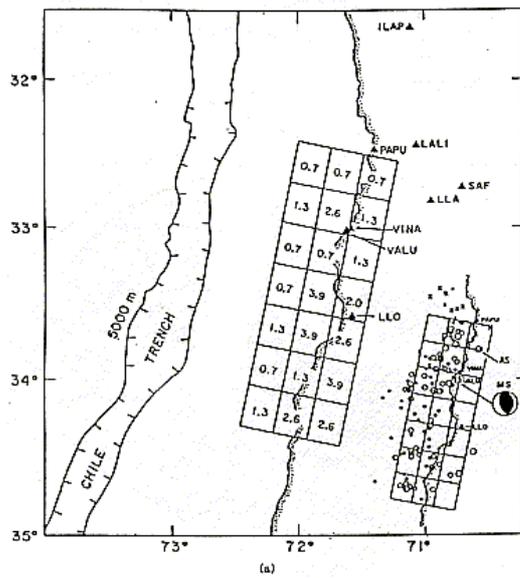


図6 1985年チリ地震の断層モデルとすべり分布モデル強震観測点の位置

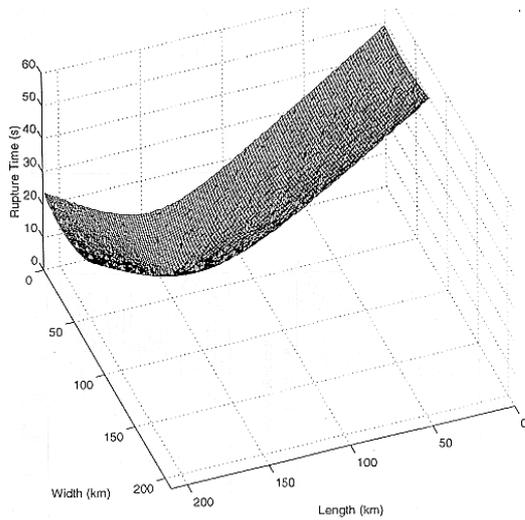


図7 1985年チリ地震で用いた破壊開始時間分布

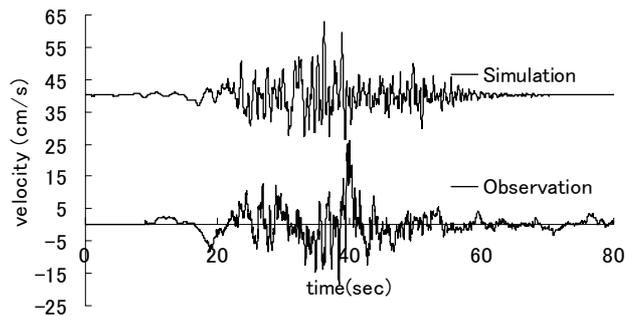


図8 RPLにおける理論速度波形（上）と観測波形（下、NS成分）

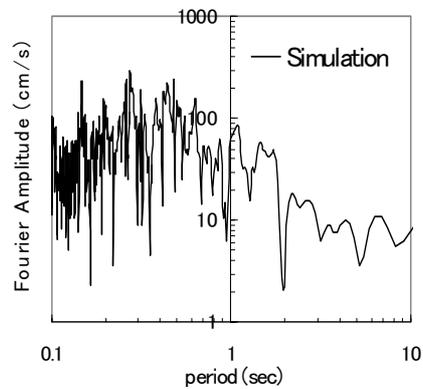
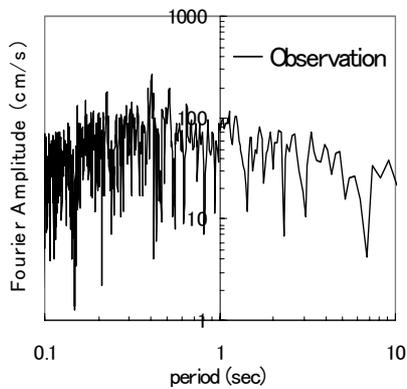


図9 RPLにおける理論的手法による加速度フーリエスペクトル（左：破壊伝播速度が一定の場合、中：k2分布の場合）と観測波形のフーリエスペクトル（右）

$\sigma$  が 1 km/s の正規分布を持つランダムな破壊伝播速震源度を与え、k2 分布の破壊開始時間を生成した。地盤モデルは Somerville 他<sup>10)</sup> による構造を用い、生成した理論速度波形と観測波形の比較を図 8 に、スペクトルの比較を図 9 に示す。観測波形は広い周期帯域で良く再現されている。パラメータを長泉町の静岡がんセンターにおける理論地震動に適用した。図 10 と表 3 に使用した 2 種の断層モデルとすべり分布を示す。破壊開始点は断層面の下端部とし、破壊が観測点に近づく場合（破壊開始点 1）と離れる場合（破壊開始点 2）の 2 ケースを考慮した。地盤構造は微動観測をもとにした表 2 の成層地盤を用い、半無限成層地盤モデルのグリーン関数を使用した<sup>12)</sup>。

図 11 に計算した速度波形（NS 成分）を示す。Forward と backward の directivity 効果により、理論波形の性状は大きく異なっている。すなわち破壊フロントが観測点に近づく場合（破壊開始点 1）、継続時間が短いものの、大きな振幅となっているのに対し、破壊フロントが離れ

る場合（破壊開始点 2）、継続時間は長いものの、短周期の卓越する小さな振幅の波形となる。

3 手法、すなわち経験的手法（小林-翠川手法）、半経験的手法、理論的手法（理論手法と統計的グリーン関数法）で得られた地震動を比較検討する。図 12 に 3 手法による速度応答スペクトル ( $h=5\%$ ) を示す。理論的手法による結果は震源のパラメータの値で大きく変動するが、経験的手法と半経験的手法の結果は比較的安定し、理論的手法によるばらつきに対して中間程度の値を示している。特に免震構造の応答に影響する長周期成分に着目すると、最も大きな値は、理論的手法を用い forward directivity 効果が現れているメキシコ型地震によるものであり（MEX1）、逆に最も小さな値は backward directivity 効果によるメキシコ型地震によるものであった（MEX2）。従って、経験的手法や半経験的手法により経験的な地震動特性を把握し、理論的手法により最悪条件や結果のばらつきを評価できたことは有効であった。

表 3 使用した仮想東海の震源パラメータ

断層モデル	石橋モデル	メキシコ型モデル	チリ型モデル
断層長さ (km)	115	125	120
断層幅 (km)	70	80	75
走向角 (°)	N198E	N198E	N198E
傾斜角 (°)	34	34	34
断層すべり (m)	4.0	0.7~4.2	0.7~4.2
断層面下端深さ (km)	41	45	45
断層面上端深さ (km)	1.9	0.3	3.1
すべり角 (°)	71	70	70
破壊開始点深さ (km)	41	45	45
破壊伝播速度 (km/s)	3.0 (一定)	3.0 (ばらつき考慮)	3.0 (ばらつき考慮)
k2 分布を生じさせる小断層サイズ	-	8.3 x 6.7 km <sup>2</sup>	1.4 x 1.2 km <sup>2</sup>

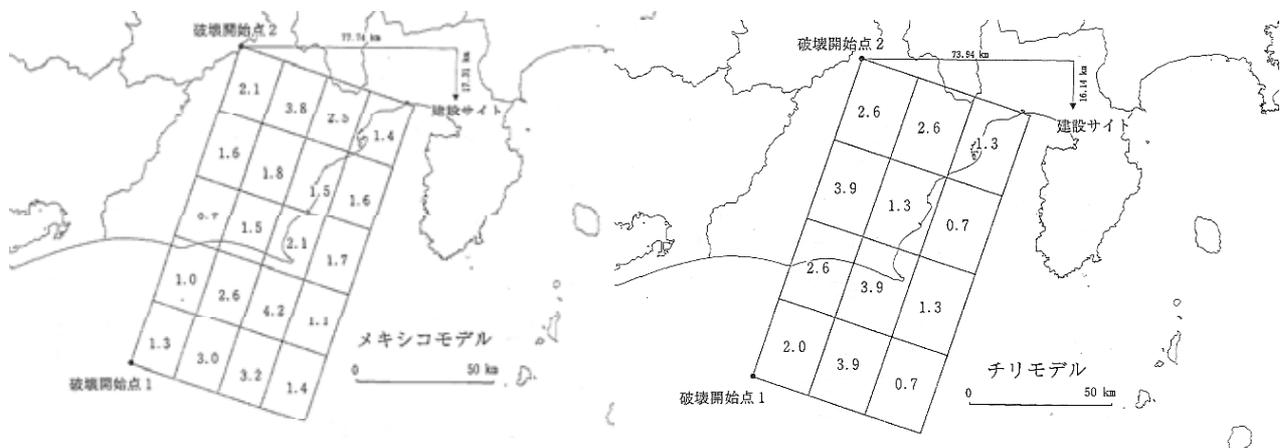


図 10 仮想東海地震に適用したメキシコ地震モデル (左) とチリ地震モデル (右)

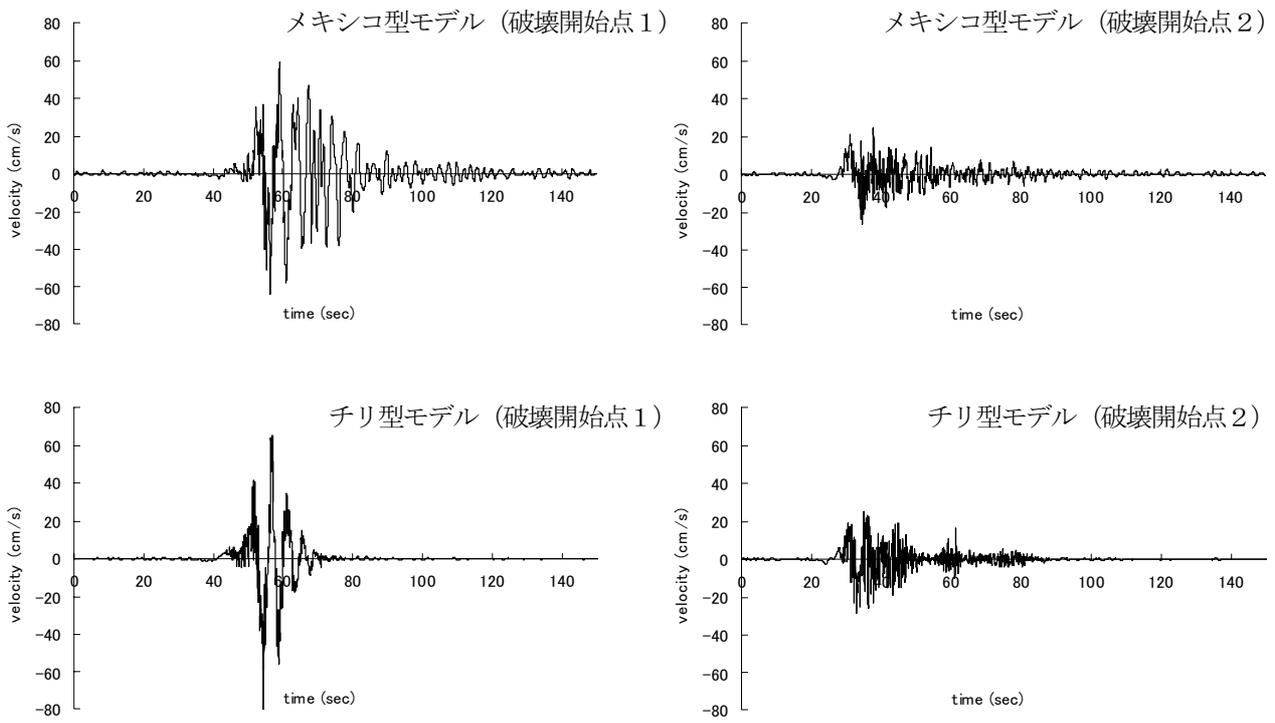


図 11 東海地震を想定したメキシコ型モデル (上) とチリ型モデルに (下) よる長泉町での速度波形 (NS成分、左:破壊開始点1、右:破壊開始点2)

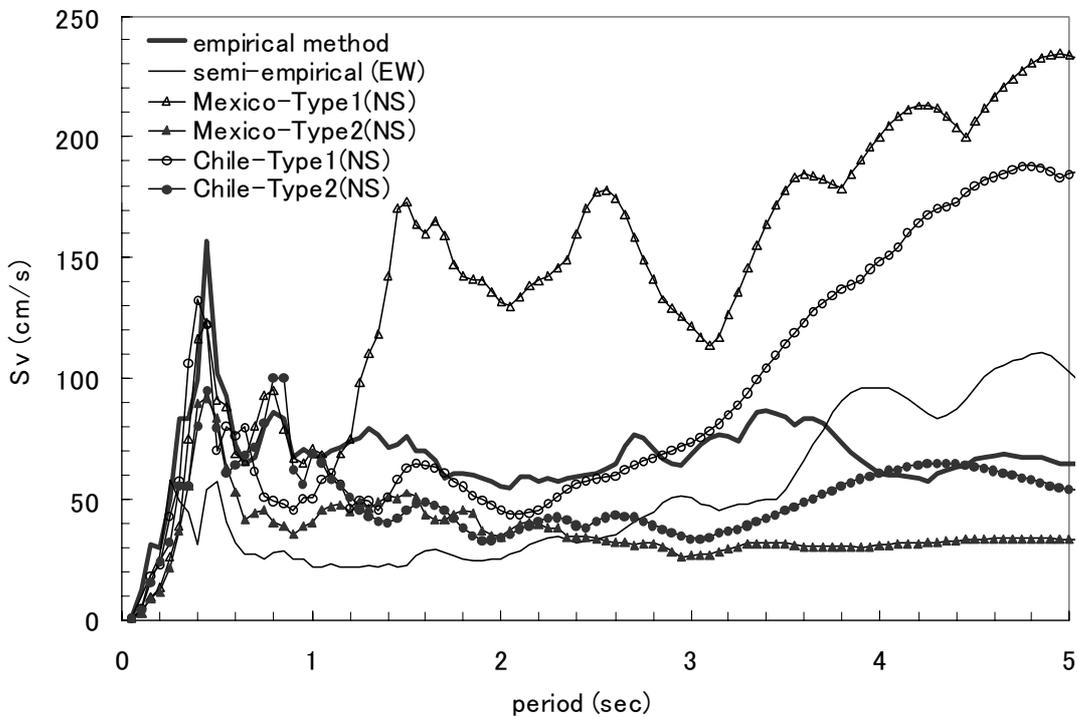


図 12 仮想東海地震による各種法 (半経験的手法、経験的手法、理論手法) による速度応答スペクトル (5%減衰) の比較

## 5. おわりに

静岡県長泉町に建設された静岡県立静岡がんセンターの設計にあたり、地域における地震動特性を評価するため東海地震を想定した地震動予測を行った。まず微動アレイによる地盤構造探査を行い、建設地における地震基盤までの地盤構造モデルを構築した。地震動策定は、経験的手法・半経験的手法・理論的手法を用い、最悪条件や結果のばらつきを考慮して行った。その結果、forward directivity 効果による長周期パルス波が当病院の免震構造に最も大きく影響することを確認した。最後に計算した全ての地震動を用い、静岡がんセンターの構造的・機能的な安全性の確認を行った（詳細は文献<sup>5)</sup>を参照されたい）。

一方、2000年台湾集集地震の後、大規模な地表断層運動による大変位・大速度の波形が注目され、免震建築の安全性が危惧されている（例えば、文献<sup>3)</sup>）。当病院の場合、対象とした地震は伏在（地中）の逆断層地震の下盤側に位置し、さらに断層から10数km離れているため、断層運動による永久変位の影響は大きくはなかった。もし当病院が上盤側の地表断層の近傍で建設されていたら、想定される最悪の地震動（台湾地震の石岡TCU068など）では免震建築は成り立たなかった可能性が大きい。今後は巨大地震の震源近傍、特に地表断層が現れた場合の強震動特性の解明が急がれる。同時に、それに対応できる耐震（免震・制振）構造の開発も望まれる。

### 謝辞

本サイトの地震動策定に際して、微動による地盤探査には東京工業大学の山中浩明氏が、経験的・半経験的手法による地震動策定には東京工業大学の翠川三郎氏が、静岡がんセンターの構造設計は株式会社 横河建築設計事務所が、それぞれ実施しました。その際、静岡県都市住宅部営繕課、静岡県健康福祉部県立病院課がんセンター準備室の皆様のご協力を頂きました。本研究は文部科学による大都市大震災軽減化特別プロジェクト、および学術フロンティア・工学院大学による助成を頂いています。

### 参考文献

- 1) Hisada Y.: A theoretical omega-square model considering the spatial variation in slip and rupture velocity, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.90, No.2, pp.387-400, 2001
- 2) 久田嘉章、k-2 モデルによる強震動評価、月間地球／号外、No.37, pp.179-186, 2002、pp99-110, 2002
- 3) 久田嘉章、震源近傍の強震動 — 改正基準法の設計用入力地震動は妥当か? —、第29回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、pp99-110, 2001

- 4) Hisada, Y. and J. Bielik, A Theoretical Method for Computing Near-Fault Strong Motions in Layered Half-Space Considering Static Offset due to Surface Faulting, with a Physical Interpretation of Fling Step and Rupture Directivity, Bull. of the Seism. Soc. of America., Vol.93, No.3, pp.1154-1168, June., 2003
- 5) 久田嘉章、翠川三郎、山中浩明、鱒沢 曜、免震病院を対象とした入力地震動の策定例 — 震源近傍の強震動、及び、深部地盤構造を考慮した入力地震動策定 —、第30回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、Sept., 2002
- 6) Herrero, A. and P. Bernard (1994). A kinematic self-similar rupture process for earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1216-1228.
- 7) Kamae, K., K. Irikura, and A. Pitarka (1998), "A Technique for Simulating Strong Ground Motion using Hybrid Green's Function", Bull. Seismo. Soc. Am., Vol.88, No.2, pp.357-367.
- 8) Boore, D.M., Stochastic simulation of High-frequency ground motions based on seismological models of radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 73, pp.1865-1894, 1983
- 9) Irikura, K., Prediction of Strong Acceleration Motion using Empirical Green's Function, Proc. 7th Japan Earthq. Engng. Sym., pp.151-156, 1986
- 10) Somerville, P.G., M. Sen, and B. Cohee, Simulation of Strong Ground Motions Recorded during the 1985 Michoacan, Mexico and Valparaiso, Chile Earthquakes, Bull. Seismo. Soc. Am., Vol.81, pp.1-27. 1991
- 11) Mendoza, C. and S. H. Hartzell (1989), "Slip Distribution of the 19 September 1985 Michoacan, Mexico, earthquake: Near-Source and Teleseismic Constraints", Bull. Seismo. Soc. Am., Vol.79, pp.655-669.
- 12) 久田嘉章、成層地盤における正規モード解及びグリーン関数の効率的な計算法、日本建築学会構造系論文集 第501号、pp.49-56、Nov.1997

# 東海、東南海地震による強震動シミュレーションと耐震検討事例

杉戸 真太<sup>1</sup>・久世 益充<sup>2</sup>

<sup>1</sup>正会員 岐阜大学教授 流域圏科学研究センター (〒501-1193 岐阜市柳戸1-1)  
sugito@cc.gifu-u.ac.jp

<sup>2</sup>正会員 岐阜大学非常勤研究員 流域圏科学研究センター (〒501-1193 岐阜市柳戸1-1)  
kuse@cive.gifu-u.ac.jp

東南海地震と東海地震が連動して発生すると仮定した複合型東海地震を対象とした強震動のシミュレーション、ならびにそれらを用いた耐震検討事例、自治体のメッシュ地盤データベースを用いた広域震度分布推定事例を紹介する。震源断層パラメータは、中央防災会議ならびに地震調査研究推進本部により推定されたものを参考に、非定常スペクトル合成法による工学的基盤での強震動シミュレーション法(EMPR)に適用できるモデルを設定した。

**Key Words :** Tokai-Tonankai Earthquake、 Strong Motion Simulation、 Seismic Resistant Design

## 1. はじめに

東海地域では、100～150年周期で海溝型巨大地震が何度も来襲し、そのたびに大きな被害を被ってきた。また、1892年濃尾地震や1945年三河地震のように、内陸活断層による直下地震の経験もあり、わが国においても地震の危険度が最も高い地域である。数千年の周期で発生を繰り返す内陸活断層地震と比べ、海溝型地震の発生周期は極端に短く、このような地震に対しては、万全の準備をしておくことが望まれている。

本報告は、近い将来における発生確率がきわめて高いとされている東海、東南海、ならびにそれらが連動する複合型東海地震の中で、もっとも広い地域での強い地震動が予測される複合型東海地震を想定して、当該地域での構造物の耐震検討のための強震動算定を行った事例を紹介する。

## 2. 想定断層モデル

断層モデルは、中央防災会議<sup>1)</sup>、地震調査研究推進本部<sup>2)</sup>発表の資料を基に設定した。発表された各地震の主要な断層パラメータを基に、東南海と東海地震が連動する複合型東海地震の断層パラメータを表-1に示す。表中\*は想定震源域をほぼ包含する長方形で表した場合の値、\*\*は断層の破壊領域の面積である。図-1には、こ

れらの断層パラメータと想定震源域を参考にして、本報告で扱う強震動シミュレーション法(非定常スペクトルの重ね合わせによる地震動予測法EMPR<sup>3)</sup>)に適用するために設定された断層モデルを示す。設定した長方形の断層面を複数の小断層に分割し、斜線部の断層破壊領域を設定することで複雑な形状を有する想定震源域をモデル化した。なお、太線で表されている小断層はアスペリティのより大きな位置を示している。東南海地震の断層モデ

表-1 複合型東海地震の断層パラメータ

		想定複合型東海地震	
		想定東海地震	想定東南海地震
震源位置	緯度	34° 11' 19"	33° 36' 00"
	経度	137° 39' 14"	136° 07' 12"
	深さ(km)	21.53	21.25
断層	長さ(km)	145*	200*
	幅(km)	70*	100*
	面積(km <sup>2</sup> )	21912**	
	走向(度)	207.0	232.0
	傾斜角(度)	16.40	11.54
地震モーメント(dyne・cm)		1.10×10 <sup>28</sup>	2.15×10 <sup>28</sup>
		3.25×10 <sup>28</sup>	
モーメントマグニチュード		8.3	
破壊伝播速度(km/sec)		2.70	
地震波伝播速度(km/sec)		3.80	

\*断層長さ、幅は想定断層面を長方形で現した大きさ。

\*\*断層面積は想定した断層面で破壊した部分の面積。

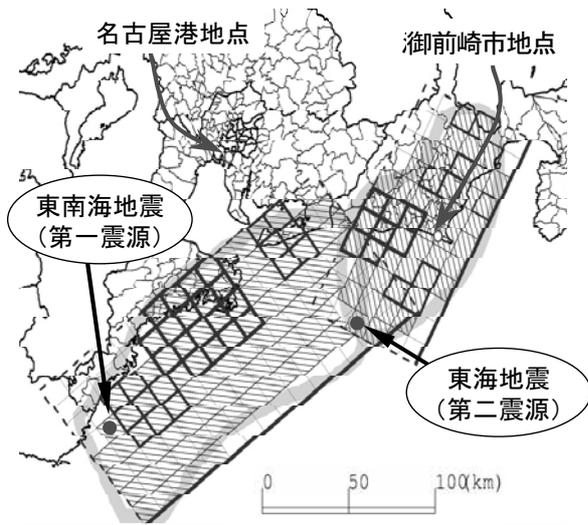


図-1 複合型東海地震の断層位置図

ルにおけるアスペリティ分布は地震調査研究推進本部、東海地震のそれは中央防災会議よりそれぞれ発表されたものに基づいている。

震源は、1944年東南海地震のときの震源位置とし、断層破壊が東海地震の震源域に達した後に、あらたに断層破壊が第2震源からスタートすると仮定している。なお、図中の地点名（名古屋港地点と御前崎市地点）は、後に工学的基盤での地震動を算出する地点を表している。

### 3. 工学的基盤での強震動シミュレーション

想定された震源断層による強震動の予測法については、これまで様々な手法が提案されてきている。断層から着目点までの構造をすべてモデル化して力学的に地震動を算定する方法、過去の強震記録を基にした地震動の統計的性質を取り入れた方法、さらにこれらを組み合わせた方法まで多くの手法が発表され、設計・防災実務において用いられてきた。断層パラメータや着目点に関する情報のレベルに応じて、それぞれ適切な手法があることは言うまでもない。想定東海地震<sup>1)</sup>、東南海地震<sup>2)</sup>のように震源パラメータがある程度予測されており、地震動のパワー放出が顕著となるアスペリティ分布も推定されているケースでは、これらが着目地点での強震動に与える影響を考慮できる予測手法を使うべきであろう。本報告では、このような手法の一つである非定常スペクトル合成法 EMPR<sup>3)</sup>を用いたシミュレーションにより検討を進める。

EMPR では、周波数ごとに算出される非定常パワースペクトルを1/2乗した時系列（周波数ごとの包絡線）を小断層毎に与え、時間軸上で重ね合わせることで加速度時刻歴を算定する。この時、アスペリティ分布の情報

を反映させるために以下の検討を行っている。

アスペリティは一般にすべり量分布で与えられ、断層面の剛性が一定とすればアスペリティは各小断層の地震モーメントの比を表すと見なせる。EMPR は、M=6クラスの地震による、非定常パワースペクトルの重ね合わせ数  $N_G^3$  を断層全体の地震モーメント  $M_0$  (N・m) より規定している。 $N_G^3$  は、周波数ごとに異なる非定常パワースペクトルの重ね合わせ個数を全周波数の平均的な代表値として統計的に定めた値（非整数）であり、次式に示すように地震モーメントの関数で与えられる。

$$N_G = 6.35 \times 10^{-8} \times M_0^{0.409} \quad (1)$$

一方、地震モーメントは次式で定義される。

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \quad (2)$$

ここで、 $\mu$  は剛性率 (N/m<sup>2</sup>)、 $D$  は断層面の平均すべり量 (m)、 $S$  は断層面積 (m<sup>2</sup>) である。

今回想定される震源断層のように断層面のアスペリティ分布が与えられている場合には、その情報を以下の考えにより EMPR に取り入れる。

EMPR における非定常パワースペクトルの重ね合わせ数  $N_G$  は地震モーメント  $M_0$  の関数として式(1)で与えられている。大規模断層を  $N_G$  に近い整数値の小規模断層に等分割し、非定常パワースペクトルを重ね合わせる時に個々の小規模断層からのパワーの寄与率を補正する。すなわちアスペリティの位置や大きさの情報を、個々の小規模断層のパワーの寄与率を変えることで取り入れる。対象とする断層の面積  $S$  及び剛性率  $\mu$  が等しい場合には、式(1)、(2)より重ね合わせ数  $N_G$  は次式のようなすべり量  $D$  との関係が成立する。

$$N_G \propto D^{0.409} \quad (3)$$

そこで、アスペリティ分布が着目する断層面上でのすべり量分布として与えられている今回のような場合には、断層面上の個々の小規模断層についてすべり量の相対比率を算出する。算出した相対比率を式(3)により0.409乗することにより、アスペリティと等価なパラメータとして非定常パワースペクトルの重ね合わせにおけるパワーの相対比率を求めることとした。すなわち、断層全体からの重ね合わせ数は一定で、上記で得られた各小断層の相対比率により、アスペリティ分布に相当する調整を

行っている。想定東海地震、想定東南海地震におけるこのようなパワーの相対比率の算出結果の詳細は、文献4)を参照されたい。

#### 4. シミュレーション波形の例

先に示した複合型東海地震を対象として、強震動シミュレーションにより得られた波形の例を示す。図-2に、名古屋港地点ならびに静岡県御前崎市地点の工学的基盤でのシミュレーション地震動を示した。同図には、1995年兵庫県南部地震における関西電力新神戸変電所地点の地表で得られた記録から、同地点での工学的基盤相当の地震動にFDEL<sup>5)</sup>を用いて変換した波形も示されている。

図-2(a)の新神戸変電所での工学的基盤の波形は、内陸直下地震の断層近傍における典型的な強震動の例である。断層規模が40kmに満たないため、強震部継続時間は非常に短い。一方、名古屋港地点でのシミュレーション地震動は、断層からやや離れていることから最大加速度は190gal程度であるが、強震部継続時間がたいへん長い。東海地震の震源断層直上にあたる御前崎市地点では、東南海、東海地震の破壊伝播が近づく方向にあることからディレクティブティ効果により最大加速度も大きく、さらに強震部継続時間も内陸直下地震の(a)に比べてずいぶん長い。

このように、複合型東海地震における断層近傍地点では、大きな振幅の地震動が長く継続し、結果として強大な破壊力の地震動となることが容易に推察される。

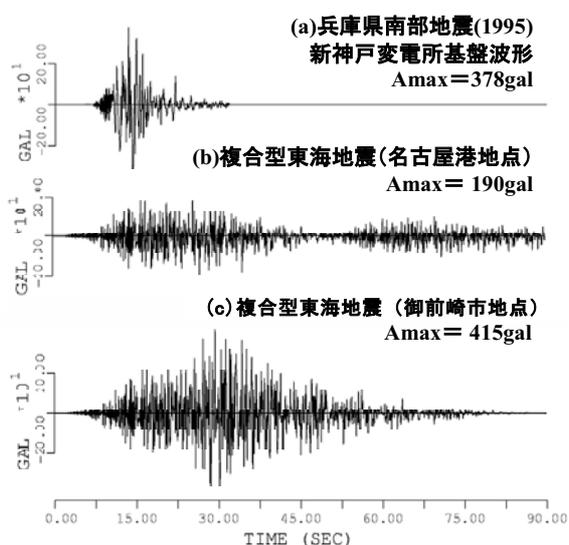


図-2 シミュレーション地震動と兵庫県南部地震における強震動との比較（工学的基盤）

#### 5. 耐震検討事例

当該地域での様々な構造物の耐震性評価や地域の地震被害想定においてシミュレーション地震動が検討に用いられた。その事例の概要と、二、三のシミュレーション地震動の例を紹介する。

##### (1) 木曾三川下流部地震防災検討

国交省中部地方整備局木曾川下流事務所では、平成15年度より、「木曾三川下流部地震防災検討委員会」を設置し、東海地震、東南海地震に対する堤防・河川管理施設の耐震性評価と耐震補強対策等について、三川下流域の自然・社会特性を踏まえた検討を行っている。具体的には、複合型東海地震を対象として、強震継続時間が長い地震動による液状化被害の増大の影響度等について詳細な検討を実施している。

##### (2) 名古屋高速道路軟弱地盤基礎構造検討

名古屋高速道路公社では、名古屋港地域の南陽層に代表される非常に軟弱な砂及び粘土層が堆積している地盤での高架橋橋脚の耐震検討を平成14年度より実施している。具体的には、複合型東海地震を対象として、当該地点での強震動を算出し、地盤～基礎の相互作用を考慮した詳細応答解析ならびに簡便な応答解析を実施し、実務者のための耐震性検討手順を作成している。

##### (3) 自治体の地震被害想定のための震度マップ作成

当該地域での県、市町村では、海溝型巨大地震を対象とした震度分布・液状化危険度分布推定、ならびにそれらに基づく地震被害想定調査が行われている。東海地震、東南海地震に加え、ほとんどの自治体は複合型東海地震をも対象として検討している。この地域では、中央防災会議から、大まかな(1kmメッシュレベル)推定震度分布が公表されているが、各自治体は独自の表層地盤モデルや推定手法によりより詳細な検討を行っている。

本報告で示した手法による検討事例としては、岐阜県、岐阜市、豊橋市、刈谷市、碧南市、尾張旭市、鈴鹿市等がある。

##### (4) 広域震度分布図の作成事例

地震動がごく表層近くの地盤特性に大きく依存することは過去の多くの事例に見られるとおりである。これまで、各自治体では想定地震による独自の被害想定調査をおこなってきており、そこでは、1/2標準地域メッシュ(500m×500m程度)ごとに割り当てた表層地盤モデルを用いている。筆者らは東海6県の協力を得てメッシュ地盤データを統合し各県共通に使えるデータベースとし

て取り纏めた。これらのメッシュ地盤データは、約 18 万のメッシュに表層地盤モデルを振り分けられたものとなる。

ここでは、上記のメッシュ地盤データを活用した広域震度分布図の作成事例を紹介する。複合型東海地震による東海 6 県域での工学的基盤における強震動を算出し、さらに表層地盤モデルを入力して表層地盤での地震動を算出した。地盤応答解析には FDEL<sup>9)</sup>を用いた。図-3 に、複合型東海地震による推定震度分布を示した。EMPR、FDEL を用いた強震動シミュレーションでは、水平 1 成分の地震動が算出される。気象庁計測震度は、水平 2、上下 1 の 3 成分波形から算出されるものであるため、3 成分相当の震度に変換する必要がある。ここでは、1999 年台湾集集地震における多くの強震記録の検討に基づき、水平 1 成分波形から求まる計測震度に 0.25 を加えることにより 3 成分相当としている<sup>4)</sup>。図-3 の震度分布図より、震源近傍における高い震度、各地域での表層地盤の軟弱さに影響を受けた震度の増減、等の現象を見ることができる。

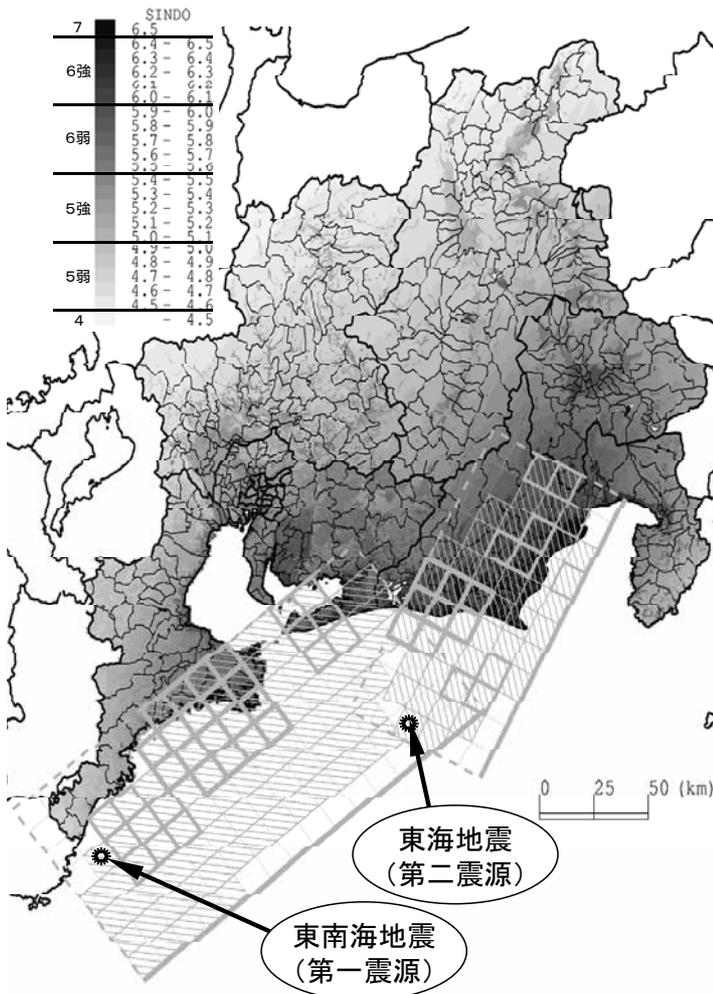


図-3 複合型東海地震による推定震度分布

## 5. まとめ

複合型東海地震を対象として、非定常スペクトル合成法 (EMPR) による強震動シミュレーション波形の算出事例、ならびにそれらによる耐震検討事例の概要を述べた。言うまでもなく、強震動予測には大きな不確定性が含まれていることが知られている。大まかな断層パラメータや表層地盤に関する詳細な情報が得られていても、予測される短周期地震動の強度のばらつきは、変動係数で少なくとも 25%程度以上あることが指摘されている<sup>6)</sup>。詳細な断層パラメータの調査や、当該地域での多数の強震記録の蓄積は、強震動の予測精度向上に不可欠であるが、依然として残るおおきな不確定性を耐震検討、設計地震荷重評価で的確に考慮することが重要であろう。

### 参考文献

- 1) 中央防災会議. 東海地震に関する専門調査会. <http://www.bousai.go.jp/jisin/chuou/tokai/index.html>
- 2) 地震調査研究推進本部. 南海トラフの地震を想定した地震動評価手法について (中間報告). <http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/01b/hyoka.pdf>
- 3) M. Sugito; Y. Furumoto; and T. Sugiyama. Strong Motion Prediction on Rock Surface by Superposed Evolutionary Spectra Proc. of the 12th WCEE. CD-ROM, Oakland, New Zealand, 2000.
- 4) 久世益充; 杉戸真太; 能島暢呂. 南海トラフの巨大地震を想定した広域震度予測. 自然災害科学. Vol. 22, No. 1, 2003, p. 87-99.
- 5) 杉戸真太; 合田尚義; 増田民夫. 周波数特性を考慮した等価ひずみによる地盤震動解析法に関する一考察. 土木学会論文集. No. 493/III-27, 1994, p. 49-58.
- 6) H. Kameda, M. Sugito, H. Goto : Microzonation and Simulation of Spatially Correlated Earthquake Motions, Third International Earthquake Microzonation Conference, Seattle, Vol. III, pp. 1463-1474, 1982.

# 東海地震による発電所地点の 地震動評価事例

久野 通也<sup>1</sup> 立花 篤史<sup>1</sup>

<sup>1</sup>中部電力株式会社 発電本部 土木建築部 (〒461-8680 愛知県名古屋市中区東新町1)  
E-mail:Kuno.Michiya@chuden.co.jp Tachibana.Atsushi @chuden.co.jp

中央防災会議により想定東海地震の震源域が見直され、地震動の計算条件および加速度波形が公開されている。本稿では、この公開された断層諸元に基づき、発電所敷地において観測された地震動を要素地震とした経験的グリーン関数法により岩盤上における地震動の試算を行った。

**Key Words** : expected Tokai earthquake, strong ground motion, asperity, empirical Green's function method

## 1. はじめに

平成13年に中央防災会議の下に設置された「東海地震に関する専門調査会」<sup>1)</sup> (以下、「専門調査会」という。)において、想定東海地震の震源の見直し、ならびに新しい震源に基づく地震動・津波の評価がなされ、評価条件や工学的基盤(せん断波速度 $V_s=0.7\text{km/s}$ )における地震動(加速度波形)が公開されている。

一方、想定震源域内に位置する静岡県御前崎市の発電所地点では、岩盤中を含め高密度の地震観測を行っており、この地震観測装置で地震動レベルは小さいもののプレート境界地震の地震観測記録が得られている。そこで、観測記録を用いた経験的グリーン関数法<sup>2), 3)</sup>により想定東海地震による発電所地点の地震動を試算した。経験的グリーン関数法ではグリーン関数として観測記録を用いるため、観測地点の深部地盤構造や浅部地盤構造の影響は、既に記録に含まれている。これに対して、専門調査会で採用されている統計的グリーン関数法は、適切な観測記録が得られない場合に有効な手法である<sup>1)</sup>。

## 2. 想定東海地震の断層諸元

専門調査会による想定東海地震の震源断層を図-1に、主要な断層パラメータを表-1に示す。

震源断層は約350枚の小断層から成り、3つに分けたセグメント毎に陸側、海側それぞれにアスペリティを配置している。破壊開始点は、震源の深い部分とし、2ケース設定している。

専門調査会では、断層パラメータを、応力降下量一定モデル(各アスペリティの応力降下量を一定と

するモデル)、変位量一定モデル(各アスペリティの変位量を一定とするモデル)の2種類設定し、それぞれ地震動を計算しているが、本稿では応力降下量一定モデルに基づき地震動を計算した。

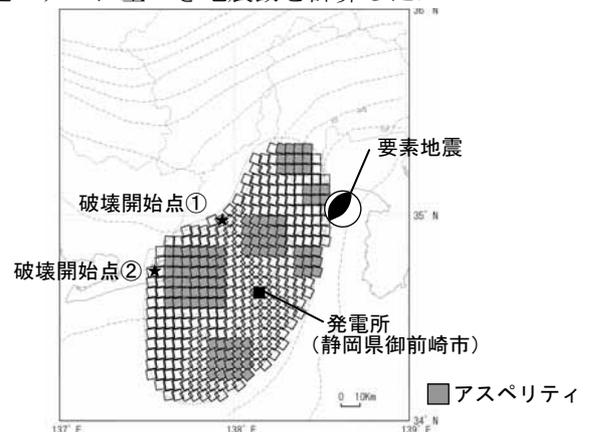


図-1 想定東海地震の震源断層、および要素地震の震央位置と震源メカニズム

表-1 想定東海地震の断層パラメータ

	単位	諸元
断層面積	km <sup>2</sup>	9408
地震モーメント	N・m	1.10E+21
モーメントマグニチュード		7.96
平均密度	g/cm <sup>3</sup>	2.8
S波速度	km/s	3.82
剛性率	N/m <sup>2</sup>	4.10E+10
破壊伝播速度	km/s	2.7
平均応力降下量	MPa	3.0
アスペリティの平均すべり量	cm	525
アスペリティの応力降下量	MPa	21.6
背景領域の応力降下量	MPa	2.3

### 3. 地震動の試算

#### (1) 検討手法

本検討においては、発電所周辺で発生するプレート境界型地震の震源特性や波動伝播経路特性および発電所敷地の地盤震動特性を忠実に再現した計算を行うため、敷地内において実際に観測されたプレート境界型地震の地震動観測記録を用いて、経験的グリーン関数法により発電所敷地の解放基盤表面における地震動を推定した。

検討に用いたのは、対象地震と同じプレート境界型地震である1995年4月18日の駿河湾北部の地震による地震動観測記録である。この地震の諸元を表-2に示す。また、図-1にはこの地震の震央位置と震源メカニズムも示した。

図-2に発電所敷地における鉛直アレー地震観測の概要を示す。本検討では、本発電所の解放基盤表面と同等の地盤物性 ( $V_s=0.7\text{km/s}$ ) を有するGL-25mでの観測記録から表層地盤の影響を解析的に除去して解放基盤表面における地震動(はざとり波)を求め、これを経験的グリーン関数として用いた。その加速度波形及び速度応答スペクトルを、それぞれ図-3、図-4に示す。

なお、経験的グリーン関数法による計算に際しては、基本的にIrikura(1986)<sup>2)</sup>および三宅・他(1999)<sup>3)</sup>の方法に基づいたが、幾何減衰効果については、専門調査会と同様に、震源近傍での振幅を適切に評価するため、 $1/(R+C)$  ( $R$ は断層最短距離、 $C$ は一定値2.9km)と仮定した<sup>1)</sup>。

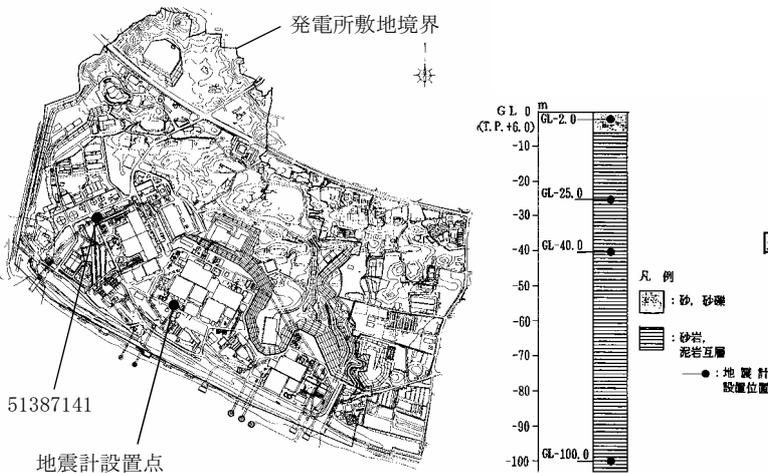


図-2 地震観測地点

表-2 要素地震の諸元

パラメータ	諸元	出典
年月日	1995年4月18日	気象庁
震源時	20時26分	
北緯(度)	35.0617	
東経(度)	138.5890	
深さ(km)	24.13	
マグニチュード	4.9	
地震モーメント(N・m)	3.7E+16	菊地・他(1995) <sup>4)</sup>
応力降下量(MPa)	23.3	に基づき設定

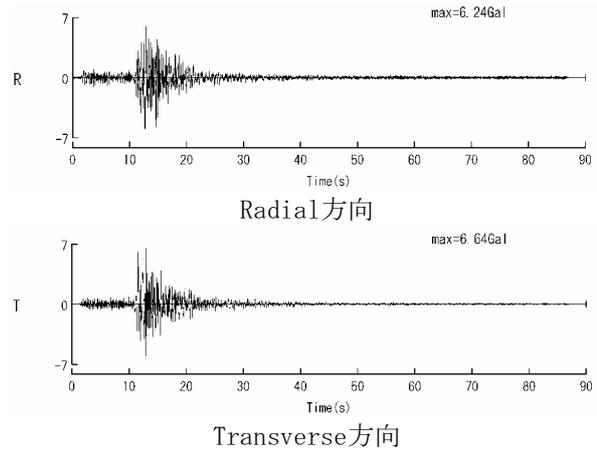


図-3 解放基盤表面における地震動の加速度波形

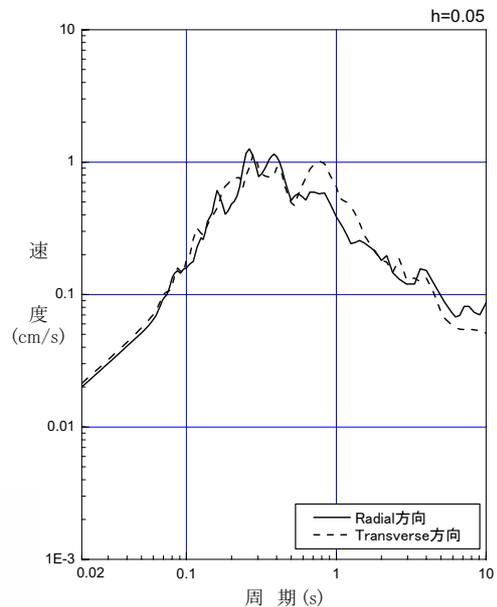
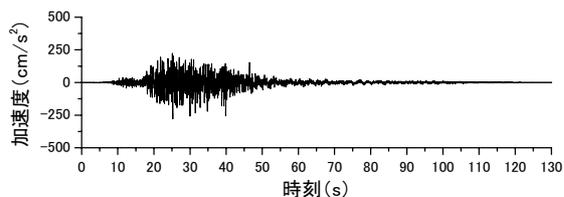


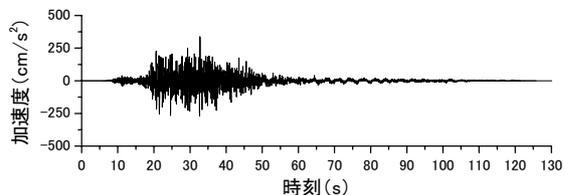
図-4 解放基盤表面における地震動の速度応答スペクトル

#### (2) 検討結果

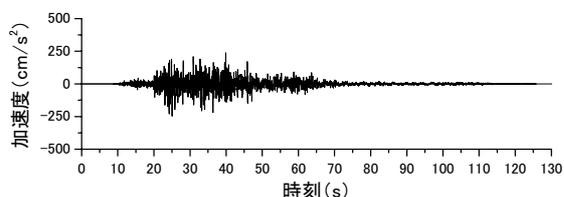
発電所敷地の解放基盤表面における地震動の計算結果について、加速度波形を図-5に、その速度応答スペクトルを図-6に示す。



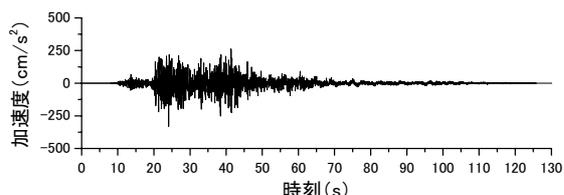
破壊開始点① NS方向 (最大加速度 279 Gal)



破壊開始点① EW方向 (最大加速度 338 Gal)



破壊開始点② NS方向 (最大加速度 246 Gal)



破壊開始点② EW方向 (最大加速度 331 Gal)

図-5 計算結果 (加速度波形)

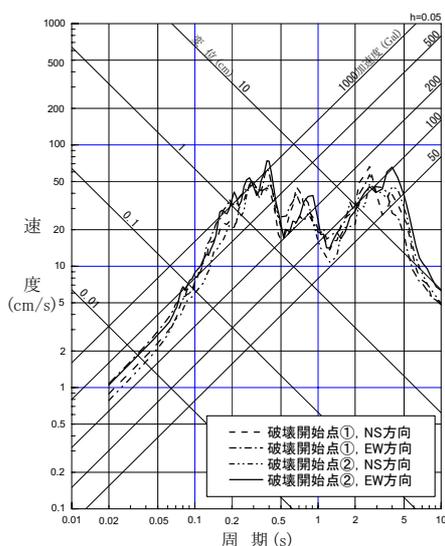


図-6 計算結果 (速度応答スペクトル)

#### 4. 専門調査会による結果との比較

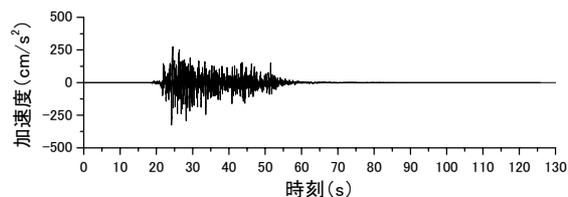
専門調査会では、仮定した地盤構造に基づいて統

計的グリーン関数法を適用し、東海地域における工学的基盤 ( $V_s=0.7\text{km/s}$ 相当層)での強震動の計算を行っている。また、それらの検討結果をもとに、各地の波形データを試行的に公開している。

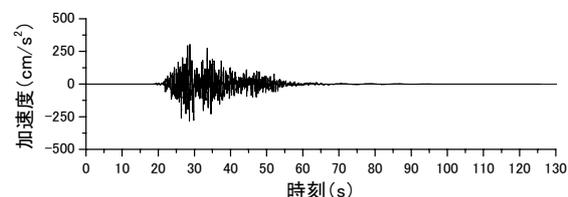
それらの波形データのうち、発電所敷地内の地点 (メッシュコード51387141, 図-2参照)における加速度波形を図-7に示す。また、図-7の波の速度応答スペクトルと本稿における計算結果 (図-6)を比較して図-8に示す。なお、両者の検討地点の地盤物性 (せん断波速度)は同等である。

両者の加速度波形を比較すると、強震部分の継続時間は同等であるが、実体波のみを想定した統計的グリーン関数法の結果に比べ、敷地における現実の観測記録を用いた経験的グリーン関数法の結果は地震波の初動部および減衰部 (後続波)がごく自然に表されている。

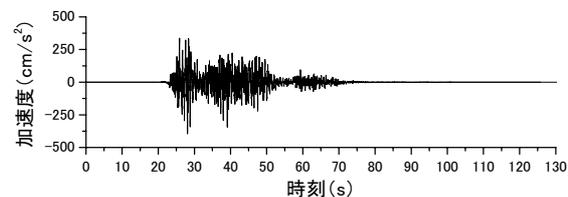
また、応答スペクトルを比較すると、周期0.5~2.0秒では専門調査会の結果が本検討の結果に比べてやや大きい傾向にあるが、周期約0.3秒以下の短周期領域においては、両者の周波数特性がほぼ対応していることがわかる。



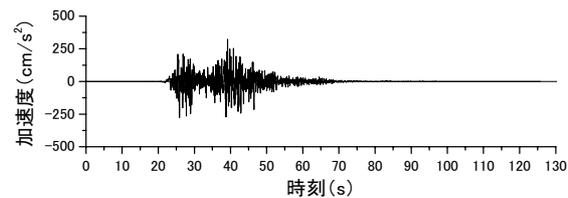
破壊開始点① NS方向 (最大加速度 326 Gal)



破壊開始点① EW方向 (最大加速度 303 Gal)



破壊開始点② NS方向 (最大加速度 395 Gal)



破壊開始点② EW方向 (最大加速度 323 Gal)

図-7 専門調査会による結果 (加速度波形)

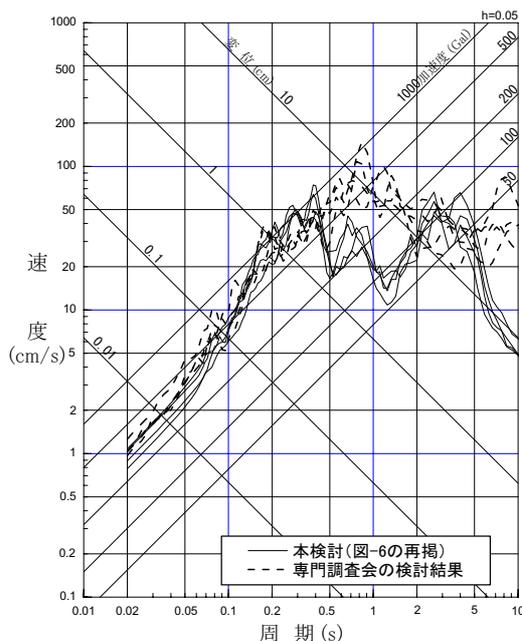


図-8 本稿の計算結果と専門調査会の結果の比較

## 5. あとがき

静岡県御前崎市に位置する発電所敷地の岩盤上（解放基盤表面）における想定東海地震の地震動を経験的グリーン関数法を用いて試算した。試算した地震動と専門調査会が統計的グリーン関数法により求めた地震動は周期約0.3秒以下の短周期領域においてほぼ対応していることを確認した。

**謝辞：**地震動の計算に際して、入倉・京都大学副学長に技術的指導を受けました。記して感謝いたします。

## 参考文献

- 1) 内閣府ホームページ  
 (<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/tokai/index.html>)  
 ([http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/tokai/data\\_koukai.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/tokai/data_koukai.pdf))
- 2) Irikura, K. (1986) : Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proceedings of the Seventh Japan Engineering Symposium, pp.151-156
- 3) 三宅・他 (1999) : 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日( $M_{JMA}$ 6.5)及び5月13日( $M_{JMA}$ 6.3)鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震2, 51, pp.431-442
- 4) 菊地・他 (1995) : 1995年4月18日駿河湾北部の地震の震源過程, 日本地震学会講演予稿集1995年度秋期大会

## EVALUATION OF GROUND MOTION AT A POWER PLANT SITE DURING THE EXPECTED TOKAI EARTHQUAKE

Michiya KUNO and Atsushi TACHIBANA

The source region of the expected Tokai earthquake was modified by Central Disaster Management Council, and its fault parameters and evaluated strong ground motions are opened to the public.

In this paper, we evaluated strong ground motions on a rock site by empirical Green's function method on the basis of publicized fault parameters, using the ground motion records observed at a power plant site as an element earthquake.

# 経験的サイト増幅・位相特性を用いた東海地方 における強震動評価事例

野津 厚<sup>1</sup>

<sup>1</sup>正会員 独立行政法人港湾空港技術研究所（〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1）  
E-mail: nozu@pari.go.jp

想定東海地震のような、陸地の極近傍で発生する海溝型の巨大地震による震源近傍の強震動については、強震記録が存在しないため、不明な点が多い。本研究では、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した統計的グリーン関数法により、想定東海地震の震源近傍における強震動の評価を実施している。強震動の評価に必要なサイト増幅特性はスペクトルインバージョンにより推定し、2001年4月3日静岡県中部の地震（M5.3）の強震記録を利用して強震動評価手法の妥当性を検証した上で、想定東海地震に対する強震動評価を実施している。その結果、震源近傍における地震動はサイト特性に大きく依存し、サイト特性の特に大きい場所では、1995年兵庫県南部地震の観測波を上回る地震動も想定されることがわかった。

**Key Words :** *subduction-zone earthquake, strong ground motion, stochastic Green's function method, site amplification factor, group delay time*

## 1. はじめに

想定東海地震のような、陸地の極近傍で発生する海溝型の巨大地震による震源近傍の強震動については、強震記録が存在しないため、不明な点が多い。土木学会の提言<sup>1)</sup>においても、この型の地震による震源近傍の地震動を解明することが重要な課題として位置づけられている。2003年十勝沖地震は、我が国にK-NET<sup>2)</sup>をはじめとする密度の高い強震観測網が整備されて以来始めて発生した海溝型の巨大地震であり、多数の貴重な強震記録が得られている。しかしながら、この地震の震源断層の深さ<sup>3)</sup>を考慮すると、震源断層から陸地までの最短距離は30km以上であり、最も震源に近い記録でも、断層面最短距離は30km以上である（プレートが陸からやや離れた場所で潜り込んでいるため、陸地の直下ではプレート境界が深いところに位置している）。一方、想定東海地震の場合、中央防災会議の想定による震源断層<sup>4)</sup>から陸地までの最短距離は10km程度である。従って、2003年十勝沖地震が発生した現在においても、海溝型地震の震源断層から極めて近い場所での揺れを想定する上で、直接参考になるような強震記録は、依然として存在していないと言える。

そこで、本研究では、統計的グリーン関数法<sup>5)</sup>を想定東海地震に適用することにより、その震源近傍における強震動の評価を行い、得られた結果に基づき、海

溝型地震の震源近傍における地震動の特性について考察を行うものである。

ただし、統計的グリーン関数法にはサイト特性の考慮の仕方等に応じて様々なバリエーションがあり、いずれの方法を採用するかによって、地震動の評価結果は大きく異なるものとなる。従って、現地での強震記録等に基づいて十分に検証された方法を用いることが重要である。古和田他<sup>6)</sup>は、統計的グリーン関数法のバリエーションの一つとして、2.で述べるように、経験的サイト増幅・位相特性を考慮できる手法を提案している。この方法は、サイト特性が地震動の振幅および位相の双方に及ぼす影響を考慮できるという特徴を有している。本研究では、古和田他の方法を2001年4月3日静岡県中部の地震（M5.3）に適用し、その精度について検証を行った上で、同様の手法を想定東海地震に適用する。

## 2. 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した統計的グリーン関数法

古和田他<sup>6)</sup>の提案する統計的グリーン関数法は、サイト特性が地震動の振幅および位相の双方に及ぼす影響を考慮できる方法である。本章ではその概要について述べる。

一般に地震動の振幅は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の積で与えられる。

$$A^O(f) = A^S(f) A^P(f) A^G(f) \quad (1)$$

一方、地震動の群遅延時間は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の和で与えられる<sup>7)</sup>。

$$t_{gr}^O(f) = t_{gr}^S(f) + t_{gr}^P(f) + t_{gr}^G(f) \quad (2)$$

式 (1) および (2) において添え字 $O$ は観測点において実際に観測される地震動を、添え字 $S$ は震源特性を、添え字 $P$ は伝播経路特性を、添え字 $G$ はサイト特性を示す。古和田他は、規模と震源距離の十分に小さな地震が対象サイトで観測されている場合、その記録の群遅延時間は、時間軸上での平行移動の分を除けば、ほぼ式

(2) の右辺第三項すなわちサイト特性を表現していると考え、このことを利用した手法を考案している。すなわち、まず、想定地震による地震基盤での統計的グリーン関数をBoore<sup>8)</sup>の方法で計算し、これにサイト特性を加味して地表での統計的グリーン関数を求める。具体的には、地震基盤での統計的グリーン関数をいったんフーリエ変換し、振幅を $A^G(f)$ 倍し、さらに、上記の条件を満足する記録を周波数領域で振幅1に調整して乗じ、フーリエ逆変換する。本研究では、上で述べた条件に加え、サイト近傍の堆積層への入射角ができるだけ大地震と共通となるような小地震を選択することを念頭においた。

以上の方法で地震動を評価する場合、あらかじめ経験的サイト増幅特性 $A^G(f)$ を評価しておく必要がある。経験的サイト増幅特性を求めるにあたって主に二つの考え方があり、一つは観測された地震動から何らかの方法で「S波部分」を抜き出し、その増幅特性を求める考え方である<sup>例えは9)</sup>。もう一つは、S波だけでなく表面波も解析対象として、波形後半まで含めたフーリエスペクトルの増幅特性を求める考え方である<sup>例えは10)</sup>。いずれの立場をとるかは目的にもよるが、S波のみならず表面波の寄与も考慮して強震動予測を行う場合には後者の立場をとる必要がある。特に、古和田他の方法を用いることを前提に考えると、現地で取得された中小地震記録の群遅延時間にはS波の寄与と表面波の寄与が渾然一体となっていることから、振幅についても両者の寄与を考慮することが必要となる。

### 3. 2001年4月3日静岡県中部の地震 (M5.3) の強震動シミュレーション

2. で述べた手法の東海地域への適用性を検証するため、実際に東海地方に発生した地震による強震動のシミュレーションを実施する。この検証の客観性を保

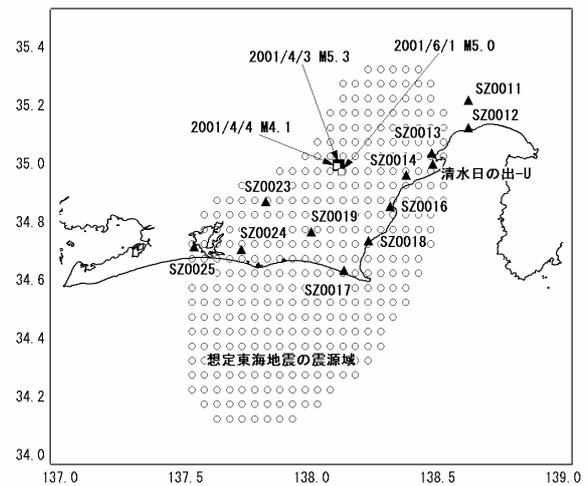


図-1 強震動評価の対象地点

つためには、既往の研究により震源モデルが提案されている地震を選択して用いることが望ましい。2001年4月3日23:57に発生した静岡県中部の地震（北緯34.996°，東経138.109°，深さ33.2km, M5.3）については、森川他<sup>11)</sup>により、経験的グリーン関数法を用いて震源モデルが構築されている。そこで、この地震を対象として強震動シミュレーションを実施することとした。対象サイトとしては、想定東海地震の震源域に近い図-1の12地点を選定した。

森川他<sup>11)</sup>はこの地震に対して1個のアスペリティからなる震源モデルを提案しており、そのアスペリティのパラメータは、走向341°，傾斜36°，地震モーメント $8.2 \times 10^{16}$ Nm，アスペリティ長さ1.8km，アスペリティ幅1.8km，アスペリティの応力降下量34MPa，ライズタイム0.15sとなっている。破壊開始点はアスペリティの中央である。

ここでは、アスペリティの分割数を $4 \times 4$ とし、アスペリティの地震モーメントを $4^3$ で除すことにより、小地震の地震モーメント $M_0$ を算定した。次に、2.の考え方に従って、小地震による地震基盤での波形（すなわち統計的グリーン関数）を算定した。その際、媒質の物性は $\rho = 2.8 \text{g/cm}^3$ ， $V_s = 3.82 \text{km/s}$ とした<sup>4)</sup>。媒質のQ値は佐藤・巽<sup>12)</sup>のもの（東日本海溝型， $Q = 114 \times f^{0.92}$ ）を用いた。さらにサイト増幅特性と位相に関する補正を行うことにより地表での統計的グリーン関数を求め、これを重ね合わせるにより地表での波形を求めた。このとき、サイト増幅特性としてはスペクトルインバージョンの結果を用いた。位相の補正に用いる中小地震記録としては、マグニチュードがあまり大きくないが、低周波側でのSN比が低下するほど小さくはないこと、対象サイトからの距離があまり大きくないことを考慮して、「清水日の出-U」以外の地点については2001年4

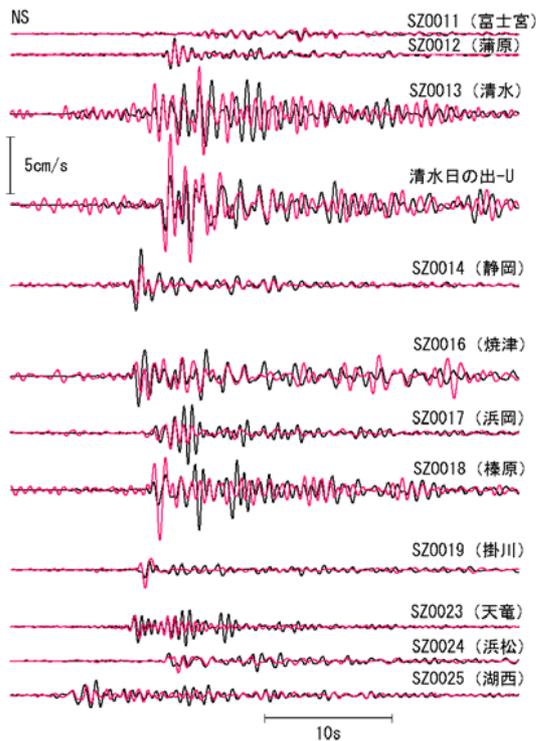


図-2 速度波形 (0.2-2.0Hz, NS成分) の比較

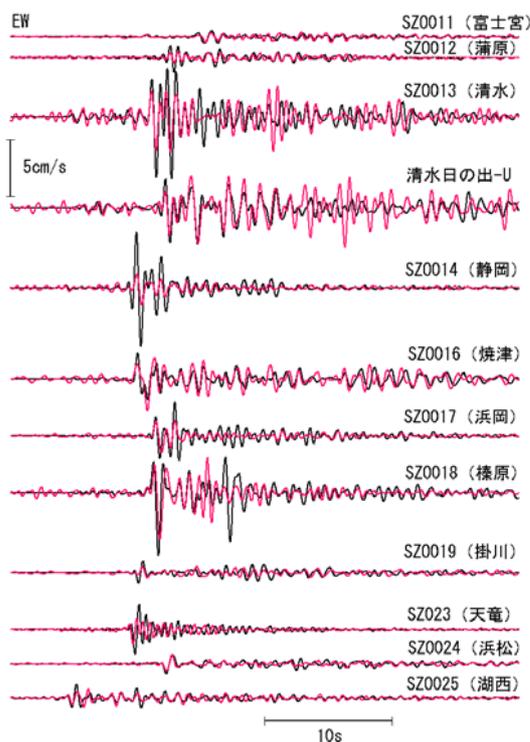


図-3 速度波形 (0.2-2.0Hz, EW成分) の比較

月4日0:04の地震(北緯34.992°, 東経138.102°, 深さ32.8km, M4.1)の記録を用いることとした。「清水日の出-U」については, 上記地震の記録が得られていないため, マグニチュードはやや大きい, 2001年6月1

日0:41の地震(北緯34.973°, 東経138.120°, 深さ32.0km, M5.0)の記録を用いることとした。

観測波と合成波の比較を図-2および図-3に示す(0.2-2.0Hzの速度波形)。ここで, 観測波(実線)と合成波(破線)の比較の方法について詳述する。本手法においては, 地震基盤での統計的グリーン関数を作成する際に乱数を利用するが<sup>8)</sup>, その乱数に初期値に応じて, 地震波の極性は変化しうる。つまり, 本手法は, 地震波の正負までは制御できない手法であるといえる。また, 地震波の絶対時刻についても, 本手法により厳密な制御を行うことができない。そこで, 図-2および図-3において観測波と合成波の比較を行う際には, S波第一波の到来時刻が一致するように合成波を時間軸上で移動させ, なおかつ, 必要に応じて波形全体に(-1)を乗じることにより, 最も観測波と一致する状態で比較を行っている。さて, 図-2および図-3を見ると, 全体として, 観測波の振幅の大小は概ね再現されている。SZ0013(清水), 清水日の出-U, SZ0016(焼津)およびSZ0018(榛原)では, 観測波に顕著な後続の波群が含まれているが, これらの観測点では, 合成波にも後続の波群が顕著に含まれており, また, その一波一波の到来時刻についても, 比較的良く一致している。一方, SZ0014(静岡), SZ0019(掛川)等では, 観測波の継続時間は短くインパルス的な波になっているが, これらの観測点では, 合成波の継続時間も短い。

SZ0013, 清水日の出-U, SZ0016, SZ0018に含まれる顕著な後続位相は, その継続時間の長さを考えると, 盆地生成表面波<sup>13)</sup>など, 2次元~3次元の地下構造の地下構造の影響を受けたものである可能性が高い。このような後続位相については, 従来, 地下構造探査の結果に基づき, 有限差分法<sup>例えば14), 15), 16)</sup>やハイブリッド法<sup>例えば17)</sup>など, 数値シミュレーションによる再現が試みられている。しかしながら, 地下構造探査の結果に基づく数値シミュレーションは, 地下構造情報の多寡に応じて, 適用できる地域や周波数が限定される性質がある。例えば, 本研究で対象としているような, 想定東海地震の震源近傍の地域を例にとると, 防災上重要な地域であるにも関わらず, 数値シミュレーションに必要な地下構造の情報には恵まれていない。従って, 仮に対象地域に有限差分法やハイブリッド法を適用したとしても, 図-2あるいは図-3に匹敵するような波形の再現性を得ることは, 現状では困難であると考えられる。こうした中で, ここで用いている古和田他<sup>6)</sup>の提案による統計的グリーン関数法は, 後続位相まで含めた強震動評価に適用可能な手法として, その有用性は大きいものと考えられる。

次に, 観測波と合成波から算定した計測震度の比較

表-1 計測震度の比較 (水平2成分から算定)

	観測波	合成波
SZO011(富士宮)	2	2
SZO012(蒲原)	3	3
SZO013(清水)	4	4
清水目の出-U	4	4
SZO014(静岡)	4	3
SZO016(焼津)	4	3
SZO017(浜岡)	4	3
SZO018(榛原)	4	4
SZO019(掛川)	3	3
SZO023(天竜)	4	4
SZO024(浜松)	3	3
SZO025(湖西)	3	3

を表-1に示す. 合成波に関しては鉛直成分が得られていないため, ここでは観測波, 合成波とも水平2成分から計測震度を算定している. 表-1から, SZO014(静岡), のように計測震度がやや小さめに算定されている観測点もあるが, 全体として, 観測波と合成波の計測震度は良く一致している.

なお, 計測震度の算定において上下動を無視することの影響について検討するため, 2003年十勝沖地震によるK-NET358地点の強震記録について, 上下動を考慮して算定した計測震度と, 上下動を考慮せずに算定した計測震度との比較を実施した. その結果を図-4に示すが, プロットはほぼ1:1の直線上に載っている. このことから, 計測震度の算定における上下動の影響はごく小さいことがわかる.

図-2~図-3および表-1の結果から, 2. で述べた手法およびサイト増幅特性について, 一応の検証ができたと考えられるので, 次章においては, 同様の手法およびサイト増幅特性を用いて, 想定東海地震に対する強震動シミュレーションを実施する.

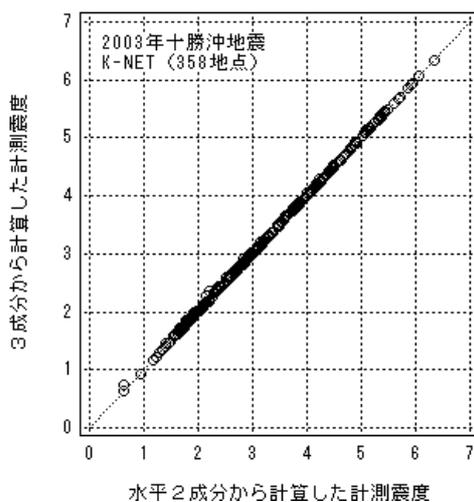


図-4 計測震度算定における上下動の影響

#### 4. 想定東海地震の強震動シミュレーション

ここでは, 想定東海地震に対する震源モデルとして, 中央防災会議<sup>4)</sup>により提案されている震源モデルを用いる. これは, 図-5に示すように, 6つのアスペリティと背景領域からなるモデルである. 中央防災会議のモデルには, 各アスペリティの応力降下量を一定としているモデルと, 各アスペリティの変位量を一定としているモデルがあるが, ここでは, 地震調査研究推進本部の最近の考え方<sup>18)</sup>に基づき, 応力降下量を一定としているモデルを用いる. 破壊開始点は, 中央防災会議による二通りの破壊開始点を考える(図-5). 表-2に震源モデルのパラメタ<sup>4)</sup>を示す.

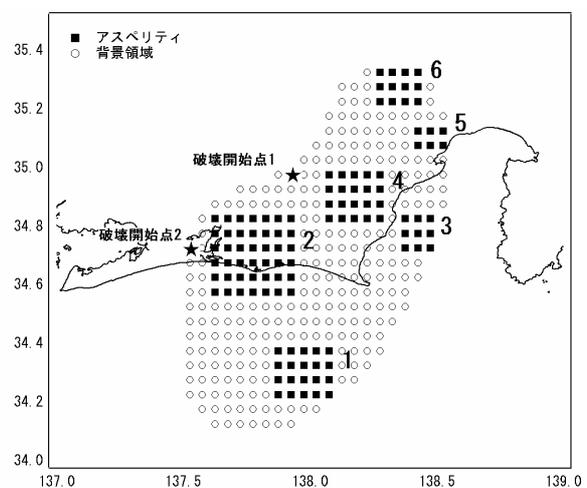


図-5 想定東海地震の震源モデル<sup>4)</sup>

図-5および表-2の震源モデルに対し, 3. と同様の手法で, 対象地点における地震動を算定する. ただし, 算定される地震動は振幅の大きな地震動となるため, 表層地盤の非線形挙動の影響を考慮することが必要となる. そこで, 以下においては, いったん地表で合成された波を, 線形時の物性を用いて工学的基盤まで引き戻し, 等価線形化手法による1次元の地震応答計算(FDEL<sup>19)</sup>)により, 地表での波を再度計算する. ここで対象としている観測点ではボーリングデータが公開されているので, その情報に基づいて地盤モデルを作成した. ただし, 観測点によっては工学的基盤と見なすことのできる地層までボーリングが届いていないところもある. その場合には, 調査のされている範囲で最もS波速度の大きい地層まで波を引き戻し, その地層より上の地層の非線形挙動だけを考慮して地表での波を算定した. 各地点において, 引き戻し計算時の最下端の地層のS波速度を表-3に示す. また, ここでは振幅の大きな地震動を入力して地震応答計算を実施してい

るため、イタレーションの仮定で算定されるひずみが3%を超える場合がある。その場合には、その時点で計算を打ち切り、その時点での等価な剛性と減衰定数から地表での地震動を算定した。そのため、これらの観測点では、地表での地震動の算定精度に問題点が残されているものと考えられる。計算の打ち切りを行った観測点を表-3に示す。なおSZ0019(掛川)では、工学的基盤と見なすことのできる地層が露頭しているため、引き戻し計算は実施しなかった。

表-2 想定東海地震の震源モデルのパラメタ<sup>4)</sup>

巨視的断層パラメタ	
断層面積	約9400km <sup>2</sup>
S波速度	3.82km/s
密度	2.8g/cm <sup>3</sup>
平均応力降下量	3.0MPa
地震モーメント	1.10E+21Nm
平均滑り量	2.85m
微視的震源パラメタ	
アスペリティの数	6
アスペリティの総面積	約2900km <sup>2</sup>
アスペリティの平均滑り量	5.25m
アスペリティでの総モーメント	6.27E+20Nm
応力降下量	22MPa
背景領域の面積	約6500km <sup>2</sup>
背景領域の平均滑り量	1.78m
背景領域のモーメント	5.01E+20Nm
背景領域の応力降下量	2.3MPa
その他のパラメタ	
破壊伝播速度	2.7km/s
ライズタイム	1.9-5.6s
Fmax	6Hz

表-3 表層地盤の地震応答計算 (FDEL) の計算条件

最下層の地層のS波速度 打ち切りの有無		
SZ0011(富士宮)	570m/s	-
SZ0012(蒲原)	400m/s	-
SZ0013(清水)	150m/s	有り
清水日の出-U	450m/s	有り
SZ0014(静岡)	400m/s	-
SZ0016(焼津)	260m/s	-
SZ0017(浜岡)	430m/s	-
SZ0018(榛原)	470m/s	-
SZ0019(掛川)	工学的基盤が露頭	-
SZ0023(天竜)	250m/s	-
SZ0024(浜松)	440m/s	-
SZ0025(湖西)	290m/s	-

図-6に破壊開始点1を仮定した場合(ケース1とする)の地表における速度波形(0.2-10.0Hz, EW成分)を、図-7に破壊開始点2を仮定した場合(ケース2とする)の地表における速度波形(0.2-10.0Hz, EW成分)をそれぞれ示す。各波形に添えられた数字は最大速度の値(cm/s)を示す。最大速度の値は地点毎に大きく異なるものとなっている。旧清水市内の二カ所(SZ0013と

清水日の出-U)とSZ0018(榛原)では、200cm/sを超える非常に強い地震動が算定されている。それに対して、最大速度が小さい観測点もある。サイト増幅特性の大きくないSZ0011(富士宮)、SZ0012(蒲原)、SZ0014(静岡)、SZ0019(掛川)では、最大速度の値は70cm/s以下となっている。

地震動の継続時間にも、地点毎に大きな違いが見られる。振幅の特に大きい3地点では、後続位相が発達しており、継続時間も長くなっている。この結果を図-2および図-3と比較すると、中小地震に対して継続時間の長い観測点では、想定東海地震に対しても継続時間の長い結果となっていることがわかる。

表-4には水平2成分から求まる計測震度を示す。SZ0013(清水)、清水日の出-U、SZ0018(榛原)では、ケース1、ケース2とも震度7と算定されている。一方、サイト増幅特性の大きくないSZ0011(富士宮)、SZ0012(蒲原)、SZ0014(静岡)、SZ0019(掛川)では、ケース1、ケース2とも震度6強以下となっている。ケース1とケース2を比較すると、破壊伝播方向の影響で異なる震度が算定されている観測点も一部見られるが、大半の観測点では、ケース1とケース2の震度は等しい。なお、計測震度の算定において上下動を考慮しないことの影響は、3.で述べたように大きくないものと考えられる。

清水市内の二カ所(SZ0013と清水日の出-U)とSZ0018(榛原)において特に強い地震動が算定されている理由について考察を行う。今回対象とした12の地点の断層面およびアスペリティからの最短距離は表-4にまとめられる通りである。想定東海地震の断層面は西に向かって傾斜しているため、全体的な傾向としては、震源域の東側に位置する観測点の方が断層面およびアスペリティからの距離は小さくなる傾向にある。また、破壊開始点が震源域の西寄りに想定されているため、震源域の東側に位置する観測点では、フォワードディレクティビティの影響も多少受けることになる。清水市内の二カ所とSZ0018(榛原)で大きな地震動が算定された要因には、このような震源に関する要因もあるものと考えられる。しかしながら、SZ0013(清水)とSZ0018(榛原)の間に位置するSZ0014(静岡)で比較的小さい地震動が算定されているように、震源に関する要因に注目するだけでは、地震動の大きさを十分に説明することはできず、サイト増幅特性が地震動の大きさを決める重要な要因となっているものと考えられる。

海溝型地震による強震動の評価を実施する場合、過去に同一地域で発生した海溝型地震の震度データにより、強震動評価結果の検証を行うことが望ましいとされている<sup>18)</sup>。そこで、表-4では、計算された震度を、

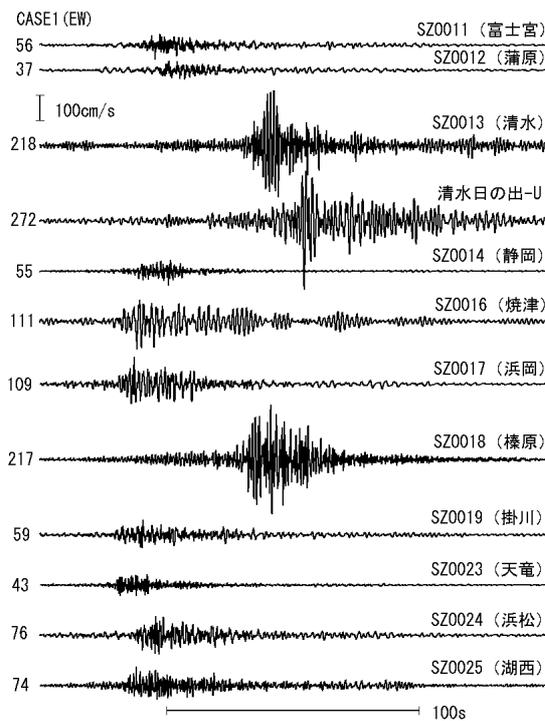


図-6 ケース1の速度波形 (0.2-10.0Hz, EW成分)

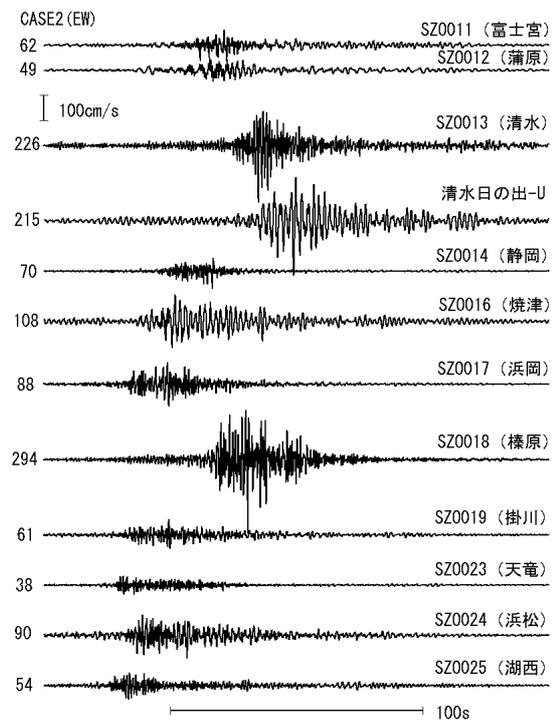


図-7 ケース2の速度波形 (0.2-10.0Hz, EW成分)

表-4 宝永地震および安政東海地震の震度分布との比較

観測地点	断層面 最短距離 (km)	アスペリティケース1			ケース2		宝永地震	安政東海地震
		最短距離 (km)						
SZO011(富士宮)	15.1	17.7	6強	6強	6(大宮)	6(大宮)	6-7(精進川)	
SZO012(蒲原)	14.3	14.3	6弱	6強	5-6(蒲原)	5-6(蒲原)	7(蒲原)	
SZO013(清水)	11.7	12.4	7	7	7(清水)	7(清水)	7(清水)	
清水日の出-U	11.7	14.3	7	7	7(清水)	7(清水)	7(清水)	
SZO014(静岡)	16.1	20.5	6強	6強	6(駿府)	6(駿府)	7(静岡)	
SZO016(焼津)	17.3	17.3	6強	6強	-	-	6-7(焼津)	
SZO017(浜岡)	19.5	28.5	6強	6強	-	-	5-6(佐倉)	
SZO018(榛原)	18.8	19.9	7	7	-	-	7(相良)	
SZO019(掛川)	24.0	25.5	6強	6強	6-7(掛川)	6-7(掛川)	7(掛川)	
SZO023(天竜)	23.9	23.9	6強	6弱	-	-	7(浜北)	
SZO024(浜松)	24.5	25.5	7	6強	6-7(浜松)	6-7(浜松)	5-6(浜松)	
SZO025(湖西)	29.1	31.1	6強	6強	6-7(新居)・7(白須賀)	6-7(新居)・7(白須賀)	7(新居)	

過去に駿河トラフで発生した海溝型地震である宝永地震と安政東海地震の震度分布<sup>19)</sup>と比較している。宝永地震と安政東海地震の両者に対して、文献19)に震度の記されている地点の中で、できるだけ強震観測地点に近い場所を選び、そこでの震度の値を示している。対象としている観測点は、SZO012(蒲原)とSZO013(清水)を除いては、古くからの市街地に設置されている例が多く、文献19)において震度が推定されている地点との対応は比較的良好であると考えられる。ただし、SZO018(K-NET榛原)には相良を対応させているが、両者は6km程度離れている。またSZO023(K-NET天竜)には浜北を対応させているが、両者は10km程度隔たってい

る。SZO025(K-NET湖西)の周辺では、宝永地震の震度が新居と白須賀について示されているが、両者はSZO025(湖西)からほぼ等距離にあるため(5km程度)、両者の震度を示している。

表-4によると、ケース1、ケース2とも震度7と算定された算定されたSZO013(清水)、清水日の出-U、SZO018(榛原)では、対応する歴史地震の震度はすべて7となっており、良い対応が見られる。SZO013(清水)に比べ、隣接するSZO014(静岡)では小さめの震度が算定されているが、宝永地震の震度は清水より静岡の方が小さめである。また、SZO018(榛原)に比べ、隣接するSZO016(焼津)とSZO017(浜岡)では小さめの震度が

算定されているが、この結果は安政東海地震の震度分布と調和的である。SZ0023（天竜）の周辺では、安政東海地震の際の震度が7（浜北）とされている点が計算では再現できていないが、前述のように計算を行った地点と震度データが得られている地点は10km程度離れているため、この不一致は地盤条件の違いによるものである可能性が高い。全体として、ここでのシミュレーション結果は、ケース1、ケース2とも、宝永地震および安政東海地震の震度分布を概ね再現していると言える。

## 5. 考察

以上の結果に基づいて、ここでは次の二点について考察を行う。一点目は、複数の地点で200cm/sを越える非常に強い地震動が算定されていることの妥当性について、二点目は、算定された地震動に地点間の差異が大きいことの有する意義についてである。

まず、一点目の考察を行う。上記のシミュレーションでは、SZ0013（清水）、清水日の出、SZ0018（榛原）の3地点において、最大速度は200cm/s以上と算定されている。この値は、兵庫県南部地震の震源近傍における強震記録と比較しても、かなり大きい。例えば、兵庫県南部地震で記録された最も大きい最大速度はJR鷹取の123cm/s（0.2-10.0Hz）である（計測震度は6強）。また、強震記録の取得されなかった震度7の「震災の帯」の中での地震動について、経験的グリーン関数法による推定値は約130cm/sとなっている<sup>20)</sup>。ここで算定された地震動の最大速度はそのいずれをも上回っている。台湾集集地震では石岡において最大速度約400cm/sの地震動が記録されているが<sup>21)</sup>、これは震源断層の動きそのものを反映したfling stepであると考えられており<sup>21)</sup>、震源断層から10km以上隔たった清水や榛原における地震動とは、その生成メカニズムが異なっているため、直接比較の対象とすることは難しいと考えられる。

海溝型地震の震源断層に比較的近い位置での強震記録としては、2003年十勝沖地震の震源付近の強震記録がある。そのうち、最大速度の比較的大きかったHKD086（K-NET直別）とHKD098（K-NET大樹）での速度波形を図-8に示す。同図に示すように、これらの地点での最大速度は、積分の方法にもよるが、100cm/sをやや越える程度である。前記の三地点で算定された地震動は、これらの記録と比較しても、かなり大きいことがわかる。最近、2003年十勝沖地震の震源域付近では、プレート境界面の深度の推定精度の向上が図られてい

るが、その結果<sup>3)</sup>によると、HKD086（直別）およびHKD098（大樹）からプレート境界面までの最短距離は約60kmおよび約40kmと推定される。それに対して前記の三地点はいずれも想定東海地震の震源断層から20km以内に位置している。したがって、前記三地点とHKD086（直別）およびHKD098（大樹）における最大速度の違いは、距離の違いによるものとして、十分に説明可能である。

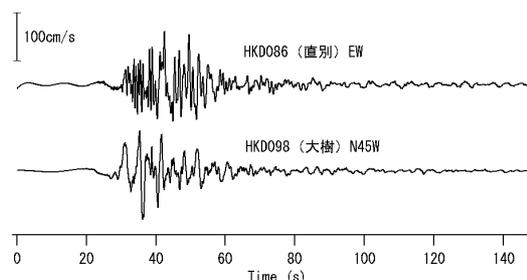


図-8 2003年十勝沖地震の速度波形のうち比較的震源に近いものの例

次に、算定された地震動に地点間の差異が大きいことの意義について考察を行う。図-6～7および表-4に示すように、想定東海地震の震源近傍といえども、あらゆる場所で強い地震動が想定されるわけではない。地震動の評価を行った12地点のうち、100cm/sを越える地震動が算定されたのは5地点のみである。いくつかの地点ではピンポイント的に200cm/sを越える極めて強い地震動が算定される結果となったが、それらの地点は、サイト増幅特性の大きい場所である。このことは、当該地域における地震対策を効果的に推進する上で重要な意義を有するものと考えられる。

例えば、防災上重要な機能を有する施設を建設する際に、特に強い揺れの想定されるエリアをさけて設置することが考えられる。また、重要なライフラインについては、特に強い揺れの想定されるエリアを迂回させることにより、大きな効果を得ることができるものと考えられる。さらに、人的被害軽減のために既存不適格建物の耐震補強をすすめることは重要な課題であるが、その際、対策を効果的に進めるためには、特に強い揺れの想定されるエリアを特定し、優先的に耐震補強を進めることが必要である。兵庫県南部地震の際、震度7の「震災の帯」に人的被害が集中したことは記憶に新しいところである。

以上のことを実現するためには、当該地域におけるサイト増幅特性を詳細に把握して、きめ細かいゾーニングを行うことが急務である。すでに述べたように、想定東海地震の震源近傍の地域は、防災上重要な地域

であるにも関わらず、強震動に影響を及ぼす地下構造に関する情報の詳細さという点において、恵まれた地域とは言えない。従って、地下構造の情報に基づいて詳細なゾーニングを行うことには、現状では困難を伴うものと考えられる。こうした中で、強震観測を実施している地点では、良質の中小地震記録もしくは遠方の大地震の記録に基づいて、サイト増幅特性を詳細に把握することが可能である。従って、今後は強震観測を最大限に活用するとともに、それによってもたらされる情報を他の情報、すなわち地形・地質や微動観測結果と組み合わせることにより、詳細なゾーニングを行うことが必要であるものと考えられる。

## 6. おわりに

本研究では、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した統計的グリーン関数法<sup>6)</sup>を東海地域に適用し、当該地域で発生した中小地震のシミュレーションを通じて手法の妥当性を確認した後、当該手法を想定東海地震に適用し、海溝型地震の震源近傍における地震動の特性について考察を行った。本研究の主な結論は以下の通りまとめることができる。

- ①2001年4月3日静岡県中部の地震 (M5.3) の強震動シミュレーションを実施したところ、0.2-2Hzの帯域での速度波形および計測震度を概ね再現でき、当該手法の適用性を確認することができた。
- ②同様の手法により想定東海地震に対する強震動シミュレーションを実施したところ、対象地域における各地の震度は宝永地震および安政東海地震の震度分布を概ね再現するものとなった。算定された地震動は地点依存性が大きく、100cm/sを下まわる地点も半分以上存在する一方で、サイト増幅特性の大きいいくつかの地点では200cm/sを上回る強い地震動が想定される結果となった。

今後、当該地域での地震災害対策を進めるにあたり、地震動の地点依存性を十分に考慮することが必要であると考えられる。

**謝辞：**本研究では独立行政法人防災科学技術研究所のK-NET, KIK-NETのデータを利用させていただきました。ここに記して謝意を表します。

## 参考文献

1) 土木学会：土木学会耐震基準等に関する提言集，1996。

- 2) Kinoshita, S.: Kyoshin Net (K-NET), *Seim. Res. Lett.*, Vol. 69, pp.309-332, 1998.
- 3) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）について，2004。
- 4) 中央防災会議：東海地震に関する専門調査会報告，2001。
- 5) 釜江克宏，入倉孝次郎，福知保長：地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測，日本建築学会構造系論文報告集，第430号，pp.1-9，1991。
- 6) 古和田明，田居 優，岩崎好規，入倉孝次郎：経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価，日本建築学会構造系論文集，第514号，pp.97-104，1998。
- 7) 澤田純男，盛川 仁，土岐憲三，横山圭樹：強震動の位相スペクトルにおける伝播経路・サイト特性の分離，第10回日本地震工学シンポジウム，pp.915-920，1998。
- 8) Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, pp.1865-1894, 1983.
- 9) 岩田知孝，入倉孝次郎：観測された地震波から震源特性，伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み，地震2，第39巻，pp.579-593，1986。
- 10) 鶴来雅人，田居 優，入倉孝次郎，古和田明：経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討，地震2，第50巻，pp.215-227，1997。
- 11) 森川信之，笹谷 努，藤原広行：経験的グリーン関数法によるスラブ内地震の震源モデルの構築，日本地震工学シンポジウム (CD-ROM)，2002。
- 12) 佐藤智美，巽 誉樹：全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性，日本建築学会構造系論文集，第556号，pp.15-24，2002。
- 13) 川瀬 博：表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション，地震2，第46巻，pp.171-190，1993。
- 14) Frankel, A.: Three-dimensional simulation of ground motions in the San Bernardino Valley, California, for hypothetical earthquakes on the San Andreas Fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.83, pp.1020-1041, 1993.
- 15) Wald, D.J. and Graves, R.W.: The seismic response of the Los Angeles Basin, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.88, pp.337-356, 1998.
- 16) Sato, T., Graves, R.W. and Somerville, P.G.: Three dimensional finite difference simulation of long period strong motions in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake and the great 1923 Kanto earthquake in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.89, pp.579-607, 1999.
- 17) Kamae, K., Irikura, K. and Pitarka, A.: A technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.88, pp.357-367, 1998.
- 18) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：海溝型地震の強震動評価のレシピ，2004。
- 19) 杉戸真太，合田尚義，増田民夫：周波数依存性を考慮した等価ひずみによる地盤の地震応答解析法に関する一考察，土木学会論文集，493/II-27，pp.49-58，1994。
- 19) 宇佐美龍夫：[最新版]日本被害地震総覧[416]-2001，東京大学出版会，2003。
- 20) 釜江克宏・入倉孝次郎：1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション，日本建築学会論文報告集，第500号，pp.29-36，1997。
- 21) 久田嘉章：震源域の強震動と被害，2004年度建築学会大会（北海道）振動部門PD資料，2004。

土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会 議事録

- (1) 準備会 (2004.3.10 土木学会 出席者 18名)
- (2) 第1回 (2004.4.14 土木学会 出席者 17名)
- (3) 第2回 (2004.5.14 建築会館 出席者 18名)
- (4) 第3回 (2004.7.2 土木学会 出席者 20名)
- (5) 第4回 (2004.8.23 土木学会 出席者 19名)
- (6) 第5回 (2004.9.25 土木学会 出席者 13名)
- (7) 第6回 (2004.11.25 土木学会 出席者 17名)
- (8) 第7回 (2005.1.26 土木学会 出席者 14名)

日時：2004年3月10日

場所：土木学会

出席者：濱田政則（早大）、堀宗朗（東大）、入倉孝次郎（京大）、杉戸真太（岐阜大）、川瀬博（九大）、岩田知孝（京大）、青井真（防災科研）、額瀨一起（東大）、関口春子（産総研）、片岡正次郎（国総研）、野津厚（港湾技研）、市村強（東北大）、源栄正人（東北大）、大川出（建築研究所）、武村雅之（鹿島建設）、増田徹（応用地質）、佐藤俊明（大崎総研）、香川敬生（地域地盤環境研）

#### 議事次第

資料1 巨大地震災害への対応検討特別委員会・地震動部会 委員構成

資料2-1 巨大地震災害への対応検討特別委員会

資料2-2 巨大地震災害への対応特別委員会 土木学会・日本建築学会の共同研究について

資料3 土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会：地震動部会

資料4 長周期地震動の評価手法の検討メモ

#### 1. 趣旨説明

- ・ 濱田先生挨拶
- ・ 入倉先生（地震動部会部会長挨拶）

#### 2. 委員挨拶

#### 3. 趣意説明

濱田特別委員会委員長から資料2-1に従って特別委員会（巨大地震災害への対応検討特別委員会）の設立経緯、主要検討項目について説明があった。続いて、内閣府との打合せ（長周期地震動、構造物の予測、補強方法に焦点）を受けて具体的な検討項目、検討の流れ、共同研究の枠組みについて説明があった（資料2-2）

質疑：構造物の選定は（後で公開されるものなので）どうするのか？土木はできるが建築は可能か？  
⇒公共性のある建物を選定することになるだろうが、建築構造物部会において議論される。

#### 4. 地震動部会

堀特別委員会副幹事より資料3を用いて地震動部会の検討項目内容およびスケジュール（案）について説明がなされた。

質疑：

- ・ 地区サイズ 数百m⇒数km程度が現実的ではないか
- ・ 構造物によって多点ターゲットもある。その意味での地区サイズである。
- ・ モデルの検証のため広域評価も必要

⇒予測手法の検討に 十勝沖地震記録などの検証が必要ではないか。

⇒手法検討とそれに基づいた予測は手法検証があって成り立つものだから、（本来検証が先だけど）予測と検証は平行して行われるべき。それによって検討期限が延びる、もしくは随時アップデートできるものであるべき。

- ・ 標準地震動の策定を目指すことはできるのか？

⇒長周期地震動は地域特性があるので従来の「標準地震動」の考え方は無理。

⇒標準地震動の策定が地域特性を反映させるべきというものでもかまわない。

○青井委員から資料4により長周期地震動を含めた広帯域の地震動評価手法について説明がなされた。

質疑：

- ・統計的グリーン関数法の特性は実際的には逆ではないか？  
⇒長周期側の継続時間の取り扱いが十分でなく、
- ・特性化震源モデルでそのままM8クラスに使うってよいか  
⇒アスペリティスケーリングも十分にはないので、既往のデータ等によって検証されるべき
- ・2003年十勝沖地震の検証について  
(推本) 発生確率が高いために強震動評価を行う予定であった。そのため地下構造モデルの構築は始まっていた。  
既往地震記録による地下構造モデルの検証も必要  
北海道開発土木研究所による資料を学会から依頼するようにしてほしい  
⇒2003年十勝沖地震について解析されている方からの報告をお願いしたい (入倉部会長)
- ・結果が内閣府との整合性が必要か？ 必要ない。

次回：4月14日(水) 17時から19時 十勝沖地震の話題提供。各自で話題提供がある場合は事務局まで。  
(文責：岩田知孝)

土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会  
第1回議事録

日時：2004年4月14日17時00分～19時30分

場所：土木学会

出席者：入倉孝次郎（京大）、杉戸真太（岐阜大）、青井真（防災科研）、市村強（東北大）、大川出（建研）、香川敬生（地盤研）、片岡正次郎（国総研）、瀬瀬一起（東大）、佐藤俊明（清水建設）、関口春子（産総研）、武村雅之（鹿島建設）、年縄巧（明星大）、野津厚（港湾空港技研）、畑山健（消防研）、増田徹（応用地質）、源栄正人（東北大）、岩田知孝（京大防災研）

資料：

- 1-0 第1回議事次第
- 1-1 土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会準備会 議事録（案）
- 1-2 2003年十勝沖地震による長周期地震動による被害（畑山委員提出）
- 1-3 2003年十勝沖地震に関する緊急調査研究の調査報告（瀬瀬委員提出）
- 1-4 2003年の強震動に関する検討（その1）（杉戸委員提出）
- 1-5 十勝沖地震の震度インバージョン解析（武村委員提出）

議事：

(1) 合同連絡会からの報告（土木学会黒木さん）：

地震動部会が土木・建築合同連絡会下にできていることを確認。

本委員会の委嘱状は土木・建築学会長から再委嘱する。

本委員会の事務局は、平成16年度は土木学会、平成17年度は建築学会の予定

(2) 議事録確認省略

(3) 話題提供：

以下の各委員から資料及びPPTを用いて十勝沖地震についての話題提供及び質疑応答を行った。

- ・畑山委員から「苫小牧石油タンク被害」（資料1-2）について説明。
- ・瀬瀬委員から「緊急調査研究の報告」（資料1-3）について説明。
- ・青井委員から「2003年十勝沖地震の検証」について説明
- ・杉戸委員から「2003年の強震動に関する検討（その1）」（資料1-4）について説明
- ・武村委員から「十勝沖地震の震度インバージョン解析」（資料1-5）について説明

(4) 討議：

- ・2003年十勝沖地震の検証をすすめる。
- ・今年度末を目処に照査用地震動を提示する。

次回話題提供

2003年十勝沖地震の話題提供として、年縄委員、杉戸委員を予定。

次回5月14日（金）17時から

（文責：岩田知孝）

土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会  
第2回議事録

日時：2004年5月14日17時30分～20時00分

場所：建築会館

出席者：

入倉孝次郎（京大）、杉戸真太（岐阜大）、川瀬博（九大）、青井真（防災科研）、市村強（東北大）、小山信（大川委員代理）（建研）、香川敬生（地盤研）、片岡正次郎（国総研）、瀬瀬一起（東大）、佐藤俊明（清水建設）、関口春子（産総研）、年縄巧（明星大）、野津厚（港湾空港技研）、畑山健（消防研）、増田徹（応用地質）、源栄正人（東北大）、久野通也（中部電力）、岩田知孝（京大防災研）

資料：

第2回議事次第

- 2-1 土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会第1回議事録（案）
- 2-2 2003年十勝沖地震において表面波が卓越する地域の分布特性について一分散性に着目した検討―（杉戸副主査）
- 2-3 2003年十勝沖地震の震源過程一周期1-10秒の waveform に着目して―（野津委員提出）

(1) 部会長挨拶

(2) 議事録確認省略

(3) 部会委員の追加

久野通也さん（中部電力）を追加

(3) 話題提供：

以下の各委員から資料及びPPTを用いて十勝沖地震についての話題提供及び質疑応答を行った。

・杉戸副主査から「2003年十勝沖地震において表面波が卓越する地域の分布特性について一分散性に着目した検討―」（資料2-2）について説明。

各観測点の実記録における長周期成分の強弱を推定。長周期地震動評価の重要性を指摘した。

・市村委員から「有限要素法による波動場計算へのモデル感度の一例」について説明。

モデル作成方法による評価地震動の違いについて報告し、与えられた問題におけるモデル化時の問題を指摘した。

・野津委員から「2003年十勝沖地震の震源過程一周期1-10秒の waveform に着目して―」（資料2-3）について説明

経験的グリーン関数法によりすべり分布を推定した。余震と本震での表面波生成について議論した。

・岩田から2003年十勝沖地震記録に対する既往の経験式（震度、最大速度）の評価についての話題提供を行った。

(4) 討議：

各話題提供時に当該及び関連課題について議論を行った。

年度の行程を策定することについての議論を行った。

次回

十勝沖地震に関して 古村孝志さん（地震研）、青井委員

巨大地震シミュレーションに関して 香川委員、佐藤委員に話題提供をいただく。

年度の行程について、次回委員会後に副主査で討議、

次回7月1日または2日の都合のよい日（事務局よりアンケート）

（文責 岩田知孝）

土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会  
第3回議事録

日時：2004年7月2日17時00分～20時00分

場所：土木学会

出席者：入倉孝次郎（京大）、濱田政則（早稲田大）、杉戸真太（岐阜大）、川瀬 博（九大）、青井真（防災科研）、市村強（東北大）、小山信（大川委員代理）（建研）、香川敬生（地盤研）、片岡正次郎（国総研）、瀨藤一起（東大）、佐藤俊明（清水建設）、関口春子（産総研）、年縄巧（明星大）、野津厚（港湾空港技研）、畑山健（消防研）、増田徹（応用地質）、久野通也（中部電力）、古村孝志（東大）、岩田知孝（京大防災研）  
森川信之（防災科研）、

資料：

第3回議事次第

- 3-1 土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会第2回 議事録（案）
- 3-2 巨大地震の長周期地震動予測のための広帯域ハイブリッド法（佐藤委員提出）
- 3-3 十勝沖地震と想定当会地震の強震動：大規模数値シミュレーションによる広帯域地震動の計算（古村）

(1)式次第

(2)議事録確認省略

(3)部会委員の追加

森川信之さん（防災科研）

(4)話題提供：

・古村孝志先生から「十勝沖地震と想定当会地震の強震動：大規模数値シミュレーションによる広帯域地震動の計算」（資料3-2）について説明。

既往の震源モデル・地下構造モデルにそれぞれ揺らぎを与えたモデル化方法とそれに基づくシミュレーション法について報告。

・青井委員から、「2003年十勝沖地震の地震動評価の検証」について説明。

強震動記録による震源インバージョン、地下構造モデルを用いた長周期地震動シミュレーション、経験的グリーン関数法、ハイブリッド法による強震動評価の結果を紹介。

・佐藤委員から、「巨大地震の長周期地震動予測のための広帯域ハイブリッド法」について説明。巨大地震の場合の強震動波形合成法

(5)討議

・事務局：平成16年度の企画提案型公募があるので（7月）それに応募する。企画提案書作成。報告書締切は3月10日。

・企画提案書の内容。

日本建築学会：特定の場所 シナリオ予測 標準 告示波のうち2秒より長周期部分がない  
土木学会：東海・東南海・南海設計用入力地震動（標準波）

面的な計算をすることで説明をしてはどうか。

サイトスペシフィック

いくつかのパラメーターの中の最悪

短周期考えてほしい（土木）

標準波はありがたい

地域波もあるとよい

設計基準からも最悪だけではいけない。

次 回8月23日17時30分から

（文責 岩田知孝）

土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会  
第4回議事録（案）

日時：2004年8月23日（月）17時30分～ 20時10分

場所：土木学会

出席者：

入倉孝次郎（京大）、杉戸真太（岐阜大）、川瀬博（九大）、青井真（防災科研）、市村強（東北大）、大川出（建研）、香川敬生（地盤研）、片岡正次郎（国総研）、久野通也（中部電力）、瀧瀧一起（東大）、佐藤俊明（清水建設）、関口春子（産総研）、武村雅之（鹿島）、野津厚（港湾空港技研）、畑山健（消防研）、増田徹（応用地質）、翠川三郎（東工大）、源栄正人（東北大）、岩田知孝（京大防災研）

資料：

第4回議事次第

- 4-1 土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会第3回 議事録（案）
- 4-2-1 地震動部会これまでの報告一覧
- 4-2-2 2003年十勝沖地震緊急研究等に関連した地震学的な研究成果について（瀧瀧）
- 4-2-3 2003年十勝沖地震の震源過程 経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン（野津）
- 4-2-4 長周期地震動の評価のありかた（畑山）
- 4-3-1 企画案（幹事団）
- 4-3-2 プレート境界巨大地震による長周期地震動（岩田）
- 4-4-1 地震動小委員会の活動計画（案）（川瀬）
- 4-4-2 成果のイメージ
- 4-4-3 構造物評価委員会の進め方
- 4-4-4 設置趣旨
- 4-4-5 土木構造物の安全評価のための地震動の問題点（杉戸）

(1) 式次第 入倉主査から議事次第とNHK室蘭の委員会取材について説明があった。

(2) 議事録確認 事務局から前回議事録確認がなされた。当会地震→東海地震（誤植）を訂正

(3) 話題提供：

- ・香川委員より「大阪盆地域をターゲットとした東南海・南海地震の強震動シミュレーション」について紹介。ハイブリッドの遷移周期と長周期構造物の検討周期との関係について質疑応答がなされた。
- ・野津委員より資料4-2-3に従って説明を行った。 仮定している破壊速度が他の研究に比して小さいことなどについて質疑応答がなされた

(4) 2003年十勝沖地震の総括

- ・瀧瀧委員から資料4-2-2に従い、緊急調査の成果が報告された。従来の研究に比して10km程度浅いプレート境界深度、繰り返すアスペリティ、予効変動位置との相補性、津波波源域の違いについて説明された。
- ・入倉主査から2003年十勝沖地震の調査研究のまとめを中心に、話題提供内容の報告がなされた（4-2-1）
- ・畑山委員から資料4-2-4に従い、長周期地震動の評価のありかたについて説明があった。

(5) 討議

- ・平成16年度の企画提案型公募について  
事務局から、内閣府（項）災害対策総合推進調整費（目）災害対策関連調査費 に対し、「長周期地震動対策の必要性の検討に係る調査」についての契約書の報告が行われた。
  - ・作業項目として以下の4つが要求されている。
    - 大規模地震に関する資料の収集・整理、再精査
    - 数値計算手法に係る資料の収集・整理
    - 長周期地震動推計に用いる数値計算手法の構築
    - 報告書等の作成

- ・最終報告書の著作権が内閣府に帰属する
- ・強震動予測に必要な内閣府保有のデータは事後交渉
- ・作業期間 9 月 1 日より

岩田より資料 3-1（幹事団の今年度企画案）について説明。契約書の内容について討議され、幹事団にて文言・内容についての意見をまとめ、問い合わせることとした。同時に、地震動部会の今年度の活動報告として、年度内に報告会（ワークショップ）を開き、プロシーディングスを作成することを合意した。

今年度の強震動部会への要求

○土木学会（杉戸副主査）

- ・ 強震動予測手法の提案
- ・ 東南海・南海の名古屋・大阪地点の予測波（構造物の応答検討のため）

○建築学会地震動 WG（川瀬副主査）

関東地震の東京・横浜、東南海地震の名古屋・大阪、南海地震の大阪の予測波の提示

これまでの研究成果を提示する予定

(6)その他

岩田から土木学会研究討論会（資料 3-2）への投稿原稿について説明

川瀬から建築学会 PD について報告があった。

次 回

9 月下旬を予定

（文責 岩田知孝）

土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会  
第5回議事録

日時：2004年9月25日（土）10時00分～12時30分

場所：土木学会

出席者：

入倉孝次郎（京大）、杉戸真太（岐阜大）、市村強（東北大）、香川敬生（地盤研）、片岡正次郎（国総研）、久野通也（中部電力）、瀨瀬一起（東大）、佐藤俊明（清水建設）、関口春子（産総研）、野津厚（港湾空港技研）、畑山健（消防研）、増田徹（応用地質）、岩田知孝（京大防災研）

資料：

第5回議事次第

- 5-1 土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会第4回 議事録（案）
- 5-2 長周期地震動対策の必要性の検討に係る調査仕様書
- 5-3-1 企画案 プレート境界巨大地震の高精度地震動予測に関する調査研究
- 5-3-2 プレート境界巨大地震による長周期地震動
- 5-4 建築物部会から地震動部会への要望
- 5-5 地震動部会への要望
  - ・耐震診断及び耐震対策部会（西村主査）からの要望事項について（野津委員提出）
  - ・2004年9月5日紀伊半島東南沖地震による港湾・空港での強震記録（野津委員提出）
  - ・2003年十勝沖地震において表面波が卓越する地域の分布特性について（杉戸副主査提出）
  - ・シンポアンケートとフォーマット
  - ・土木学会研究討論会研-01資料
  - ・日本建築学会構造部門PD資料

(1) 式次第

- (2) 野津委員から資料に従って9月5日の紀伊半島東南沖地震記録の紹介があった。
  - (3) 事務局から資料5-2に従って仕様書の説明がなされた。
  - (4) 野津委員から耐震診断・耐震対策部会からの要望事項、及び資料5-5の説明があった。
  - (5) 入倉主査から資料5-4に従い建築物部会（建築学会）から地震動部会への要望の説明があった。
- 首都直下強震動予測（11月12日内閣府WG）  
東海地震の東京（内閣府は10秒で基準を超える波形となった） 古村波（新宿と千葉）がある。  
建築学会地震動WGではメンバーに波形アンケートをする（佐藤）  
構造物部会からは長周期地震動→巨大地震災害  
広帯域ならば短周期だけでもやったほうがよいのではないかと？ 整合性のある波形に  
東海地震・関東の長周期地震動（瀨瀬）  
釜江波（南海・東南海の大阪）、久田波（東海 震源近傍）  
佐藤波（1923 関東地震 長周期）

アンケートをとる

古村、久田、佐藤俊明、瀨瀬、杉戸、釜江

- (6) シンポジウム 2月19日（土）に仮置き  
10月末 シンポタイトルと要旨
  - 十勝沖地震の検証
  - 方法論紹介と設定
  - 合成波形の紹介

次回 11月下旬を予定

（文責 岩田知孝）

土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会  
第6回議事録

日時：2004年11月25日（金）18時00分～20時20分

場所：建築会館

出席者：

入倉孝次郎（京大）、杉戸真太（岐阜大）、川瀬博（九大）、青井真（防災科研）、市村強（東北大）、大川出（建築研）、香川敬生（地盤研）、片岡正次郎（国総研）、久野通也（中部電力）、瀨藤一起（東大）、関口春子（産総研）、野津厚（港湾空港技研）、増田徹（応用地質）、翠川三郎（東工大）、釜江克宏（京大）、久田嘉章（工学院大学）、岩田知孝（京大防災研）

資料：

第6回議事次第

- 6-1 震源域の強震動と被害（久田先生資料）
- 6-2 免震病院を対象とした入力地震動の策定例（久田先生資料）
- 6-3 Damaging Long-Period Ground Motions from the 2003 Mw8.3 Tokachi-Oki, Japan, earthquake（瀨藤委員）

(3) 入倉主査から、釜江・久田先生の紹介と予測波策定についての趣旨説明が行われた。

(2-1) 釜江先生から「南海地震・東南海地震時の地震動予測」についての話題紹介をいただいた。

(2-2) 久田先生から「震源近傍の地震動特性と理論的地震動策定」についての話題紹介をいただいた(6-1, 6-2)

(2-3) 杉戸幹事から「東海地域のシミュレーション例とそれを使った耐震検討事例」についての話題紹介をいただいた。

(3) 川瀬幹事からプレート境界巨大地震による地震動予測に関するアンケート案及び配布先案が紹介された。地震動部会メンバー、メンバーが推薦する方にメールで送付する。

シンポジウム 2月19日（土）10時から

場所候補 土木学会(講堂110名)など。シンポタイトル杉戸幹事と事務局で決める。

次回

1月26日（水）時間帯アンケートをする。

（文責 岩田知孝）

土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会  
第7回議事録（案）

日時：2005年1月26日（水）17時30分～19時50分

場所：土木学会

出席者：

入倉孝次郎（京大）、杉戸真太（岐阜大）、青井 真（防災科研）、市村 強（東北大）、香川敬生（地盤研）、松本俊輔（国総研・片岡委員代理）、久野通也（中部電力）、瀨瀬一起（東大）、佐藤俊明（清水建設）、関口春子（産総研）、武村雅之（鹿島）、畑山 健（消防研）、増田 徹（応用地質）、岩田知孝（京大防災研）

資料：

第7回議事次第

- 7-0 第5回・第6回議事録（案）
- 7-1 東海地震による発電所地点の地震動評価事例（久野委員）
- 7-2 東海地震の関東平野における長周期地震動予測（佐藤委員）
- 7-3 地震動予測アンケートについて（佐藤委員）
- 7-4 シンポジウム資料（杉戸委員）
- 7-5 内閣府中間報告書仕様について（抜粋）

- (4) 久野委員から資料 7-1 に従って「東海地震による発電所地点の地震動評価事例」の話題提供をいただいた。
- (5) 佐藤委員から資料 7-2 に従って「東海地震の関東平野における長周期地震動予測」の話題提供をいただいた。
- (6) 佐藤委員から資料 7-3 に従って地震動予測アンケートの状況が報告された。36名へのアンケートに対して、20組の回答があり、16組が何らかの形で公開可能という回答を得た。

議論

- ・何に使うのかによって使用に注意が必要。ひとつの模擬波にはさまざまな要因からの限界が当然ある。
  - ・注意書きについては杉戸幹事を中心に検討する。
- また主査に照会のあった内閣府（日本海溝巨大地震）委員会へは十勝沖・三陸沖北部・宮城県沖地震の評価チームがあることを報告する。
- (7) 杉戸幹事からシンポジウムプログラム（案）が紹介され、承認された。
  - (8) 内閣府への報告書は岩田がアンカー役をする。
  - (9) 来年度の活動について シンポジウム後に次回委員会を開き、検討する。

次 回

2月下旬から3月上旬

（文責 岩田知孝）